

# En distribuert graddagsmodell over Høganesbreen og Gruvefonna, Svalbard 1990-2002

Sindre Vaagland



Hovedoppgave i naturgeografi, Institutt for geofag

UNIVERSITETET I OSLO

Våren 2005



## Forord

Denne oppgaven er del av min Cand. Scient. grad i naturgeografi ved Universitet i Oslo. Veilederne mine har vært Jon Ove Hagen og Kjetil Melvold ved Geografisk Avdeling, Institutt for Geofag. Disse fortjener stor takk presentasjon av oppgaven, og kontinuerlig og god veiledning.

Opgaven ble virkeliggjort og finansiert av Store Norske Spitsbergen Gruvekompani (SNSG) og Universitetet i Oslo (UiO). SNSG engasjerte tidligere Geografisk institutt ved Universitetet i Oslo, til å undersøke inntrenging og mulig økende inntrenging av smeltevann i kullgruva Svea Nord. I den anledning fungerte undertegnede som feltassistent, og fikk muligheten til å bruke de data som ble samlet inn til en egen oppgave. Jeg vil derfor takke Jørgen Stenvold, Trine Abrahamsen og Roy A. Hansen i SNSG for finansiering, råd, logistikk og hjelp under feltarbeid.

Det ble gjennomført to feltperioder i løpet av 2003, sammen med Kjetil Melvold og Thomas Schuler fra UiO. Under denne tiden lærte jeg svært mye nyttig om datasamling og bearbeidelse av dem.

Under bearbeidelsen av radardataene, fikk jeg svært god opplæring av Melvold. I tillegg kom det verdifulle hjelp med GPS-dataene fra Trond Eiken (UiO). Schuler og Bjørn Wangensteen (UiO) bidro nyttig teori, verdifulle innspill og gode diskusjoner. Ved GIS-arbeidet og modelleringen fikk jeg også uvurderlig hjelp av Bård Romstad og Eva Flo Heggem (UiO).

I tillegg til å takke alle overnevne personer, må også samboeren min, Hannah Sæstad Deressa, onkel Ingebrigt Vaagland og medstudent Ingunn Bratteberg nevnes for innsatsen under korrekturlesingen. Videre har alle medstudenter bidratt med gode diskusjoner og innspill, i tillegg til en begivenhetsrik og interessant studietid.

Blindern, mars 2005

Sindre Vaagland



## Sammendrag

Målet for oppgaven var å lage en distribuert graddagsmodell for Høganesbreen og Gruvefonna ved Sveagruva på Svalbard. Deretter ville man undersøke om høydeendringen på breene kunne forklares av akkumulasjon og ablasjon, eller om dynamikken også spilte en viktig rolle. Det ble i den forbindelse gjennomført to feltperioder i 2003, med snø- og ablasjonsmålinger.

Ved hjelp av to høydemodeller fra 1990 og 2000 og GPS-målinger fra 2003, kunne man finne en høydeendring på de to breene. Man så at det stort sett har vært en nedsenkning av breoverflaten på begge breene, men også litt pålagring på Gruvefonna. Denne høydeforskjellen regnet man om til smelting og sammenlignet med den modellerte smeltingen. Dessverre ba den store romlige variasjonen i høydeendringen på problemer, spesielt på Gruvefonna.

Under kalibreringen kom man fram til et ganske bra resultat. Man fikk en RMSE = 22 % av det målte middelet og  $r^2$  mellom målt og modellert smelting var hele 0,92. Det meste av feilen skyldtes tre lokaliteter som skilte seg ut. På den nedre delen av Høganesbreen overestimerte modellen mye. Det førte til at når den ble kjørt for dette området over 10 år, bommet den veldig på de målte verdiene. Det ble da prøvd å kalibrere modellen bare på de to nederste stakene. Da ble graddagsfaktoren for is senket med 20 %, men det var fortsatt en overestimering på over 5 m vannekvivalent. Ble temperaturforskjellen mellom Longyearbyen og stake 7 økt i tillegg, fikk man derimot et veldig godt treff. RMSE var da 14 % av målt middel gjennomsnittlig smeltegradient nesten lik. Kalibrerte man modellen på høydeforskjellen, uten å røre temperaturfordelingen, måtte man også redusere graddagsfaktoren for snø kraftig. Det kan tyde på at graddagsfaktorene og temperaturfordelingen varierer mye i tid og rom.

I den øvre delen så det ut til å være nesten umulig å modellere smeltingen på grunn av store lokale variasjoner. Her var det ingen signifikant sammenheng mellom ablasjon eller akkumulasjon og høyden, som modellen baserte seg på.

Er dynamikken i breen lavere enn ved ”steady state”, kan også det føre til en høydeendring ved en gradientendring. På nedre del av Høganesbreen er det en svak endring i gradienten, og en stor endring i høyden over 10 år. I den øvre delen og opp på Gruvefonna var høydeendringen mindre, og ble nesten borte ved toppen. Akkumulasjonen var ikke mer enn  $1,9 \pm 1,57$  m i et lite høydeintervall. Selv om modellen ikke virket helt tilfredsstillende kan det likevel tyde på at det er smeltingen som er den viktigste årsaken til høydeendringen, og at breene er i en tilbaketrekning.

---

# Innhold

<b>FORORD</b> .....	<b>3</b>
<b>SAMMENDRAG</b> .....	<b>5</b>
<b>INNHold</b> .....	<b>7</b>
<b>1. INNLEDNING</b> .....	<b>11</b>
1.1 PROBLEMSTILLING .....	11
1.2 KLIMA .....	12
1.3 ISBREER PÅ SVALBARD .....	13
1.4 INTERESSEOMRÅDET .....	15
<b>2. TEORI</b> .....	<b>19</b>
2.1 GRADDAGSMODELLEN .....	19
2.2 GPR (GROUND PENETRATING RADAR) .....	23
2.3 ISBEVEGELSE .....	24
2.3.1 <i>Generelt</i> .....	24
2.3.2 <i>Overflatehastighet og hastighetsgradienter</i> .....	25
2.3.3 <i>Deformasjon av is</i> .....	27
2.4 MASSEBALANSEMÅLING VED GEOMETRIENDRING .....	28
<b>3. METODE</b> .....	<b>31</b>
3.1 INNDATA .....	31
3.2 BREGRENSEN OG SNØ/FIRNGRENSEN .....	32
3.3 SNØMÅLINGER .....	32
3.3.1 <i>Tetthet</i> .....	32
3.3.2 <i>Snøtaksering</i> .....	34

---

3.3.3	<i>Vannekvivalenter</i> .....	39
3.4	SNØDRIFTMODELLEN.....	39
3.5	MASSEBALANSEMODELLEN.....	40
3.5.1	<i>Temperaturfordeling</i> .....	41
3.5.2	<i>Ablasjon</i> .....	42
3.5.3	<i>Akkumulasjon</i> .....	43
3.5.4	<i>Resultater</i> .....	43
3.6	GRADDAGSFAKTORENE.....	44
3.7	MODELLEFFEKTIVITET.....	45
3.8	KALIBRERING AV MODELLEN.....	46
3.9	MASSEBALANSE V.H.A GEODETISK METODE – NEDRE DEL AV HØGANESBREEN.....	48
3.10	MASSEBALANSE V.H.A. GEODETISK METODE – ØVRE DEL AV HØGANESBREEN OG GRUVEFONNA 51	
3.11	NØYAKTIGHET I KARTENE.....	52
<b>4.</b>	<b>RESULTATER</b> .....	<b>55</b>
4.1	SNØDRIFTMODELLEN.....	55
4.2	TEMPERATURFORDELINGEN.....	56
4.3	KALIBRERING AV MASSEBALANSEMODELLEN.....	57
4.4	FEIL I KARTENE.....	59
4.5	HØYDEFORSKJELLEN OG GRADIENTENDRINGEN, NEDRE DEL AV HØGANESBREEN.....	60
4.6	MODELLERT 10-ÅRSSMELTING, NEDRE DEL.....	64
4.7	HØYDEFORSKJELLEN, ØVRE DEL.....	68
4.8	MODELLERT 12-ÅRSSMELTING, ØVRE DEL.....	72
<b>5.</b>	<b>DISKUSJON OG ANALYSE</b> .....	<b>75</b>



5.1	STØRRELSEN PÅ GRADDAGSFAKTORENE .....	75
5.2	FEILKILDER I MODELLEN .....	77
5.2.1	<i>Påfrysning</i> .....	77
5.2.2	<i>Vind</i> .....	78
5.2.3	<i>Albedo</i> .....	78
5.2.4	<i>Stråling</i> .....	80
5.2.5	<i>Temperaturgradient og katabatiske vinder</i> .....	80
5.2.6	<i>Snøfordeling</i> .....	82
5.2.7	<i>Variasjon i graddagsfaktorene</i> .....	84
5.2.8	<i>Målefeil</i> .....	84
5.3	HØYDEENDRINGEN .....	85
5.4	MODELLERT 10-ÅRSSMELTING, NEDRE DEL .....	87
5.5	MODELLERT 12-ÅRSSMELTING, ØVRE DEL .....	91
<b>6.</b>	<b>KONKLUSJON</b> .....	<b>93</b>
	<b>KILDELISTE</b> .....	<b>97</b>
	<b>VEDLEGG</b> .....	<b>103</b>
	VEDLEGG1: MODELLEN/PROGRAMMET .....	103
	VEDLEGG2: STAKEMÅLINGER .....	114
	<i>Stakemålinger første periode</i> .....	114
	<i>Stakemålinger andre periode</i> .....	115
	<i>Ekstra stakemåling andre periode</i> .....	116
	<i>Total smelting (06.04.2003 – 10.08.2003)</i> .....	117
	VEDLEGG 3: UTREGNING AV GRADDAGSFAKTORENE .....	118
	VEDLEGG 4: UTRASONISK SENSOR .....	121

---

VEDLEGG 5: GRADDAGENE OG ANTALL GRADDAGER FOR SMELTING I SNØ OG IS .....	123
--	-----

## 1. Innledning

Store Norske Spitsbergen Gruvekompani (SNSG) på Svalbard driver kullgruva Svea Nord under platåbreen Gruvefonna. De store mengdene smeltevann fra Gruvefonna finner veien inn til gruva, noe som til tider skaper problemer for driften. Etter hvert som gruvedriften fortsetter, blir gruva større, og muligheten for at mer vann vil komme inn i gruva øker. SNSG var derfor interessert i hvor mye vann man kan regne med å få inn i gruva i fremtiden. Geografisk institutt, nå Avdeling for Geografi på Institutt for Geofag, ble leid inn for å finne ut av dette. Under dette prosjektet var undertegnede feltassistent og fikk bruke dataene samlet i felt til en egen hovedoppgave.

Feltarbeidet ble gjort i løpet av to perioder. Den første var fra 27.03.03 til 08.04.03, hvor man gjorde snøsondering, målte snøtettheten og satt opp ablasjonstaker, en ultrasonisk sensor og to termistormålere. Den andre perioden var på sensommeren 2003, fra 09.08.03 til 20.08.03, da det ble målt smelting, lastet ned data fra loggerne og utført hydrologiske målinger.

### 1.1 Problemstilling

Målet med denne oppgaven var å lage en distribuert smeltemodell til Høganesbreen og Gruvefonna. For å modellere smeltingen ble det valgt å bruke en graddagsmodell. Det er en meget enkel, men velprøvd og veldokumentert modell. Den store fordel ved bruk av graddagsmodellen i forhold til den fysiske energibalansmodellen, er det beskjedne kravet til data. Alt som behøves er termistormålinger og kunnskap om hvor mye som smelter over en viss tid. Senere ville man undersøke om modellen kunne brukes til å estimere smelting over en lengre periode, og om da bare smeltingen kunne forklare høydeendringen på Høganesbreen og Gruvefonna, eller om også dynamikken spilte en viktig rolle.

## 1.2 Klima

I følge Köppens klimasystem har Svalbard et polart klima (E). Mer presist for Spitsbergen er klimaet en polar tundra (ET) (Hanssen-Bauer mfl., 1990). Likevel er den gjennomsnittlige temperaturen svært høy. Det kan være store døgnvariasjoner og plussgrader midtvinters. Det har vært rapportert en temperaturforskjell på 25 °C i perioden desember til mars (Førland mfl., 1997). Dette forklares av hav- og luftstrømmer. En forgrening av Golfstrømmen, Norskestrømmen, og luftstrømmene opp mot Barentshavet og opp langs vestkysten av Spitsbergen, gir Svalbard de nordligste vinteråpne havnene i denne delen av verden (Hagen mfl., 1993).

Lavtrykket nær Island og høytrykket over Grønland bestemmer luftstrømmene. Slik kommer mild luft fra lavere breddegrader opp til Svalbard. Lenger nord er sirkulasjonen for det meste antisyklonisk med østlige og nordøstlige vinder. De store temperaturforskjellene mellom luftmassene fra sørvest og nordøst, skaper store variasjoner i vær og temperatur (Hagen mfl., 1993). Denne variasjonen er størst om vinteren, da forskjellen i luftmassene er størst. Derfor er det ekstra mye ustabil luft og stormer ( $\geq 6$  Beaufort styrke) på denne tiden (Førland mfl., 1997). I snøgroper om våren kan man ofte finne islag fra milde perioder i løpet av vinteren. På grunn av disse store variasjonene kan snø også falle om sommeren (Hagen mfl., 1993).

På vestkysten er årsmiddeltemperaturen -6 °C. I innlandet hvor klimaet er mer kontinentalt, er den litt lavere. Sommermiddeltemperaturen, i juli, er på vestkysten 5 - 6 °C. Den kaldeste perioden er i januar til mars, hvor gjennomsnittstemperaturen er rundt -15 °C (Hagen mfl., 1993).

På Svalbard kommer nedbøren vanligvis som snø fra september til ut mai (Sand mfl., 2003). Nedbøren kommer med sykloner fra sørvest-nordvest, men Spitsbergen er i den nordlige delen av det vanlige syklonsporet. Derfor er det vanlig med nedbør ved østavinder (Førland mfl., 1997). Som vanlig i arktiske strøk er nedbøren lav, med gjennomsnittsverdier på 180-440 mm (Førland mfl., 1997). På vestkysten av Spitsbergen er den omtrent 400 mm i året og halvparten i innlandet (Hagen mfl.,

---

1993). Østkysten får mer nedbør enn vestkysten på grunn av østavindene. Sand mfl. (2003) fant at vinterakkumulasjonen var rundt 41 % høyere på østkysten enn på vestkysten av Spitsbergen. Denne vest-øst gradienten er veldig bratt i sør, men avtar nordover. Videre så de at den sørlige delen av Spitsbergen fikk dobbelt så mye snø som den nordlige delen. Denne gradienten er brattest i midten og østlige deler av øya. I fjellene kommer det mest, og minst innerst i dalene, men topografien skaper store lokale variasjoner (Førland mfl., 1997). På breene er nedbørsmengden større på grunn av orografisk effekt, men snødybden er sjelden mer enn 2–4 m (Hagen mfl., 1993). Høyden på likevektslinja (ELA) på breene følger omtrent det samme mønsteret som nedbørfordelingen (Hagen mfl., 1993).

### 1.3 Isbreer på Svalbard

Omtrent 60 % av Svalbard er dekket av isbreer (Hagen mfl., 1993), og nesten 20 % av kystlinjen består av isklipper hvorav de fleste er i nordøst (Dowdeswell, 1989). Den vanligste typen isbre er store sammenhengende ismasser som er delt inn i isstrømmer av fjellrygger og nunataker. I høye alpine områder langs Vest-Spitsbergen er det en del botnbreer. På Øst-Spitsbergen er det mer vanlig med store platåbreer, som for øvrig også på Edgeøya, Barentsøya og Nordaustlandet (Hagen mfl., 1993). De lave flythastighetene i de fleste breene på Svalbard gjør at breene ikke klarer å transportere akkumulasjonen ned til ablasjonsområdet hurtig nok. Overflategradienten vil da øke, og man kan etter en stund oppleve surge, hvor flythastighet kan bli opptil 100 ganger større enn normalt (Hagen mfl., 1993). Dette gjelder veldig mange av breene på Svalbard, men antallet er det litt uenighet om. Hagen mfl. (1993) mente at opptil 90 % av breene på øygruppa var surgende, men Hamilton og Dowdeswell (1996) regnet ut at det var 36,4 % sannsynlig at en isbre er surgende av 615 breer på Spitsbergen.

På Svalbard har isfritt land kontinuerlig permafrost fra ca. 100 meters dybde ved havnivå, til ca. 400 meters dybde i fjellene (Liestøl, 1977). Men under de fleste isbreene derimot, er det taliker. Dette er grunnet det termiske regimet som er under de

subpolare/polytermale breene. De fleste isbreene på Svalbard er polytermale, som betyr at brekanten og deler av ablasjonsområdet er under frysepunktet og delvis frosset til bakken. Akkumulasjonsområdet og dypere deler av ablasjonsområdet er ved trykksmeltepunktet fordi, vann kan trenge ned i den permeable snøen og firnen og fryse der. Slik blir snø- eller firnpakka varmet opp ved latent varme. Denne varmen vil så spre seg til isen og øke temperaturen til trykksmeltepunktet. Breene er som regel kalde ned til 80-100 m dyp i ablasjonsområdene (Hagen mfl., 1993).

De lave temperaturene og de lave balansegradientene gir liten bevegelse. Derfor er det få bresprekker, og supraglasial drenering er karakteristisk for disse breene (Hagen mfl., 1993). Tykke lag med påfrossen is kan bli dannet når smeltevannet renner over den kalde snø/is-overgangen. Store områder med sørpe og påfrossen is dannes ved den nederste delen av snølinja. Mange smeltevannskanaler blir dannet på overflaten. Gradvis smelter de seg ned i isen og kan bli til englasiale kanaler (Liestøl mfl., 1980). Bresprekker blir også lukket av smeltevann som fryser til på den kalde bresprekksiden. Noen ganger blir det dannet mouliner som leder vannet til englasiale eller subglasiale dreneringssystemer.

Bresjøer dannes ofte, både oppe på og i brekanten. De komme i alle størrelser og de fleste forsvinner fort. De tømmes som regel på sommeren av at en supraglasial kanal eller moulin åpnes igjen. I fronten drenerer de fleste breene subglasialt, og vannet inneholder store mengder sedimenter (Hagen mfl, 1993).

Talikene i akkumulasjonsområdene gjør det mulig for smeltevannet å drenere til grunnvannet under permafrosten. Det er lite man vet om mengden av vann som drenerer ned i bakken, men trolig er dette den viktigste kilden til grunnvannet. Denne dreneringen er også en viktig kilde for det artesiske vanntrykket som danner bekker og pingoer mange steder på Svalbard (Liestøl, 1977).

## 1.4 Interesseområdet

Interesseområdet i denne oppgaven ligger nord for gruvesamfunnet Sveagruva på Spitsbergen, Svalbard. På Figur 1.1 er dette området markert ved en firkant. Det er to breer det her er snakk om, Gruvefonna og Høganesbreen. Landskapet rundt disse to breene (se Figur 1.2), er karakteristisk for denne delen av Svalbard, med bratte fjellskråninger og relativt flate topper rundt breene. Høydeintervall strekker seg fra ca. 0 m.o.h. til ca. 1095 m.o.h., og helning fra 0 ° til 38,9 °, med et gjennomsnitt på ca. 13,5 °.

Av værstasjonene på Spitsbergen er stasjonen i Sveagruva blant i mest kontinentale (Hanssen-Bauer mfl., 1990). Det vil si forholdsvis lave vintertemperaturer og høye sommertemperaturer. Ifølge Hanssen-Bauer mfl. (1990) var årsmiddeltemperaturen -7,0 °C i 1980-1989. Januar var kaldest med -16,5 °C, og juli varmest med 6,0 °C. Det var i snitt 162,6 dager med skyer, de fleste om sommeren, og gjennomsnittlig 262 mm årlig nedbør. Det var flest dager med vindstyrke på 3-5 Beaufort styrke.

Permafrosten var 268 m dyp, med et aktivt lag på 0,9 m.

Sveagruva ligger nær østflanken av den store Synklinalen på sør-Spitsbergen, hvor det er avsetningsbergarter fra kritt og tertiær (Hjelle, 1993). Disse er sterkt forvitret, og fjellene har tykke lag med løse steiner. I de tertiære avstetningene er det kullag. Sentralfeltet mellom Sveagruva og Reindalen er 17 km<sup>2</sup>, og kullfløtsen er i store deler 3-5 m tykk (Hjelle, 1993).



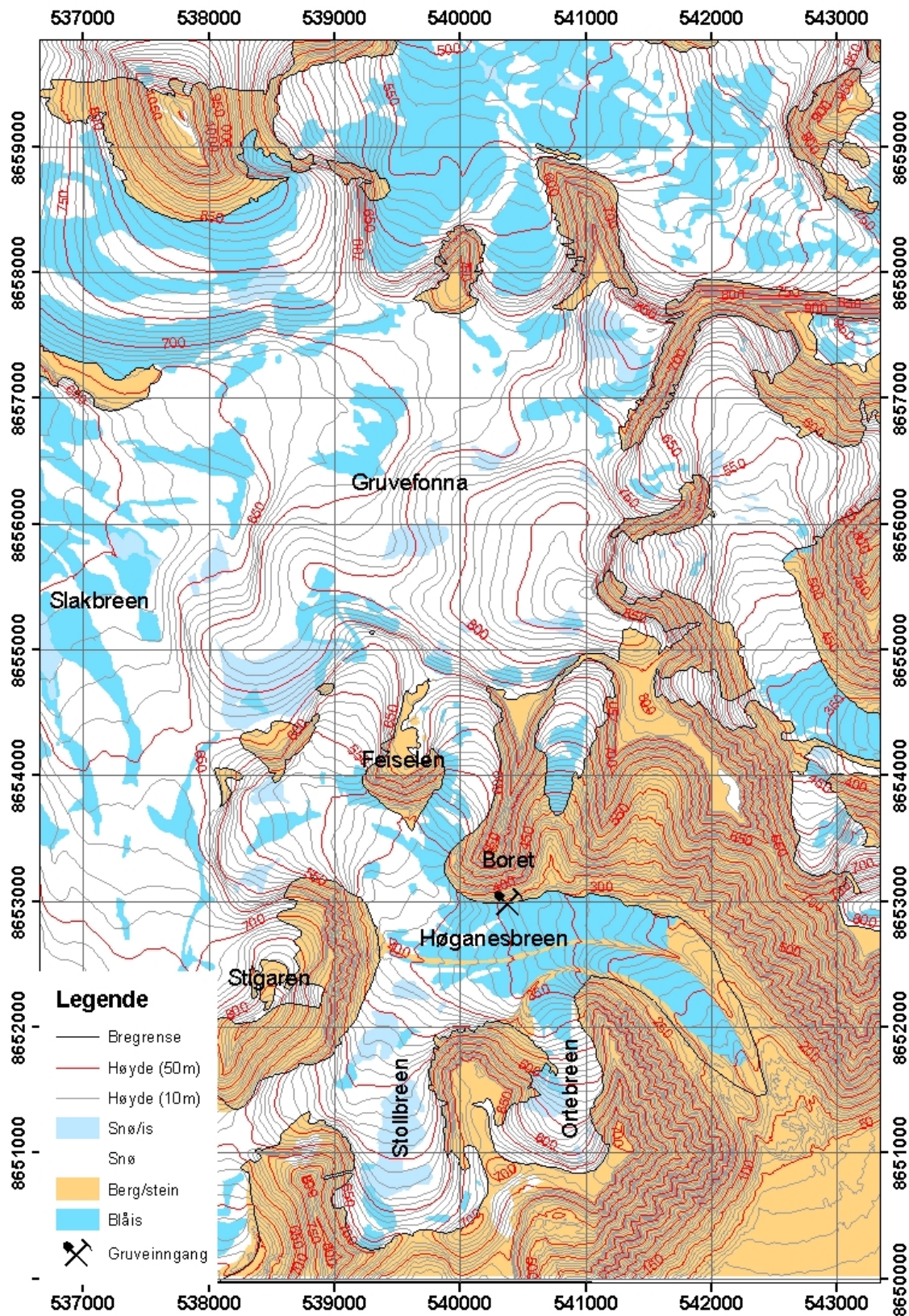
*Figur 1.1: Oversiktskart over Svalbard, med rektangel rundt området diskutert i denne oppgaven.*

Gruvefonna  $77^{\circ}50'N - 16^{\circ}30'E$  er en isbre som er 10 km lang og 2 km bred (Orvin, 1991), går opp til ca. 890 m.o.h. og ligger nord for Sveagruva. Den kan se ut som en platåbre på toppen av fjellet og har mange utløpere, deriblant Høganæsbreen. Gruvfonna fikk navnet samtidig av G. De Geer i 1919 (Orvin, 1991).

Høganæsbreen  $77^{\circ}56'7''N - 16^{\circ}42'0''E$  (Hagen mfl, 1993) er en mindre isbre. Det er den første isbreen i Kjellstrømdalens norside og rett nordøst for Sveagruva i enden av Van Mijenfjorden. Isbreen fikk navnet av den svenske forskeren G. De Geer i 1919, som oppkalte den etter Höganäs kullgruvesenter i Skåne Sverige (Orvin, 1991). Høganæsbreen er ca. 6 km lang langs flytlinja opp mot Gruvefonna. Den strekker seg fra ca. 140 m.o.h. til 690 m.o.h., med gjennomsnittsgradient på  $5^{\circ}$ , har et areal tilnærmet  $7,3 \text{ km}^2$  og en omkrets på ca. 26 km, medregnet Stollbreen og brearealet mellom Feiselen og Boret.

På Høganæsbreen er det til dels stor menneskelig påvirkning. For å få strøm til anleggene ved gruva gikk det strømkabler over breen. Gruveinngangen til Svea Nord var i Boret (se Figur 1.2). På Selve breen var det i den forbindelse laget en lasteplass, med verksteder, brakker og veier hvor store lastebiler ble lastet med kull. For å få kullet ned til havna og arbeiderne til gruva, ble midtmorena brukt som vei for lastebilene. Denne ble kontinuerlig vedlikeholdt og hadde blitt godt over 20 meter høyere enn resten av breen. Vannet fra gruva ble pumpet ut på breen og dannet et kjempehull i isen.





Figur 1.2: Oversiktskart med de viktigste stedsnavnene. Kartet er i UTM-sone 33N.



## 2. Teori

### 2.1 Graddagsmodellen

Det er mange sammenhenger hvor man er interessert i hvor fort og hvor mye snø og is som smelter i et område, spesielt innenfor hydrologi og glasiologi. Siden man ofte er interessert i å vite hvordan smeltingen foregår i større områder, og/eller man er interessert i å simulere smeltingen og mulige smelteforløp i fremtiden, eller tilbake i tid, benytter man modeller.

Det er to hovedtyper av smeltemodeller som blir brukt: Energibalanse-modeller som prøver å kvantifisere smelting som residual i varmebalanselikningen, og graddagsmodellen, også kalt temperaturindeksmodellen, som antar et empirisk forhold mellom lufttemperatur og smeltrate (Hock 2003). Det er fire årsaker til at graddagsmodellen har vært mye brukt: (1) stor tilgjengelighet av lufttemperaturmålinger, (2) forholdsvis enkle interpolasjonsmuligheter og forhåndsestimering av lufttemperatur, (3) generelt gode resultater selv om modellen er enkel, og (4) enkle utregninger. Graddagsmodellen er gammel og velprøvd og ble først foreslått av Finsterwalder og Schunk i 1887 for alpine breer og er blitt testet i felten mange ganger siden (Braithwait, 1996).

I stedet for graddagsmodellen vil bruk av en fysisk mer riktig energibalansmodell til å modellere smelting, oftest gi bedre resultater (Bruland og Killingtveit 2002, Kustas og Rango 1994). Men siden det ofte er mangel på nødvendig data, blir graddagsmodellen fortsatt mye brukt og gir relativt gode resultater pga. den høye korrelasjonen mellom smelting og lufttemperatur (Braithwaite, 1989). Omhura (2001) fant at langbølget innstråling og følbare varmetransport utgjør  $\frac{3}{4}$  av all energi brukt til smelting. Både langbølget atmosfærisk stråling og følbare varme er sterkt påvirket av lufttemperaturen over isbreen. Dette er hovedgrunnen til det nære forholdet mellom smelting og lufttemperatur. Etter langbølget stråling er absorbert

global stråling den nest viktigste varmekilden for smelting, og forklarer  $\frac{1}{4}$  av den. Videre kom han fram til at også kortbølget og følbar varmetransport korrelerte godt med lufttemperaturen. Han baserte tallene sine på data fra mange forskjellige breer, blant annet på Vest Grønland, Arktisk Canada og Alpene, men vel og merke ingen fra Svalbard. Likevel har flere andre også beskrevet gode forhold mellom langbølget stråling og lufttemperatur (Lang og Braun 1990) (de sveitsiske Alper), lufttemperatur og dermed følbar varme og netto innstråling (Ambach 1988b) (Vest Grønland), latent varme og lufttemperatur (Sato m.fl. 1984) (snøfonn i Japan). Braithwait (1995) derimot fant at kortbølget stråling var den største energikilden som utgjorde  $\frac{2}{3}$  av ablasjonen, og turbulent varmetransport (latent og følbar varme) utgjorde den siste tredjedelen på to isbreer på Vest Grønland (Quamanârssup Sermia og Nordbogletscher). Den langbølgete strålingen var faktisk motvirkende mot smelting, og latent varme tilførte lite. Sato m.fl. (1984) fant at i Japan var følbar og latent varme viktigere enn andre steder i verden. Det kunne ha noe gjøre med de høyere lufttemperaturene i Japan i løpet av somrene. Så hvilken del av varmebalansen som er viktigst for smelting, varierer fra sted til sted, men stråling av en eller annen sort og følbar varmetransport er gjengangerne.

Graddagsmodellen er basert på det antatte forholdet mellom ablasjon og lufttemperatur, vanligvis beskrevet som sum av positive temperaturer. Det er vanlig å formulere smelting av is og snø som  $M$  (mm vannekvivalent), over en periode  $n$  antall tidsintervall,  $\Delta t$  (dag), til summen av positiv lufttemperatur i hvert tidsintervall  $T^+$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), i løpet av den samme perioden, proporsjonalitetsfaktoren kalt graddagsfaktoren,  $DDF$ , uttrykt i  $\text{mm dag}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$  (Hock, 2003).

$$\sum_{i=1}^n M = DDF \sum_{i=1}^n T^+ \Delta t \quad \text{Ligning 2.1}$$

Vanligvis er det et daglig tidsintervall som brukes til å bestemme graddagsfaktoren, men et hvilket som helst tidsintervall som timevis og månedlig kan brukes. De kan variere betydelig fra sted til sted (Singh mfl., 2000, Braithwaite mfl. 1998 og

---

Braithwaite, 1995 og Braithwaite og Zhang, 2000) og med tiden (Braithwaite and Olesen, 1993, Kuusisto, 1980).

Graddagsfaktorer kan regnes ut på forskjellige måter: Fra direkte målinger, fra snølysoometri (Kustas og Rango 1994), eller ablasjonsstaker (Braithwaite m.fl. 1998), eller fra smelting hentet fra energibalanse-utregninger (Arendt og Sharp, 1999). Det blir oftest brukt daglig middeltemperaturer i graddagsmodellen. En ulempe da er at man ikke får med seg temperaturfluktuasjoner rundt frysepunktet. Man kan da få en negativ middeltemperatur som ikke vil gi smelting, men det kunne likevel vært en kortere periode med smelteforhold den dagen. Derfor vil graddagssummen bli underestimert, noe som vil gi en overestimering av graddagsfaktoren (Hock 2003).

Graddagsfaktorene varierer som sagt mye i tid og rom. Denne variasjonen kommer av at forskjellige deler av energibalansen er viktigere på forskjellige lokaliteter, og at energibalansen varierer gjennom dagen og året (Hock, 2003). Ambach (1988a, b) fant ut at man oftest har lav graddagsfaktor når man har mye følbare varme, og høy graddagsfaktor når den følbare varmetransporten er lav. Ambach (1988a) tilegnet derfor mindre graddagsfaktorer i lavere høyder på Grønlandsisen på grunn av mer følbare varme i forhold til annen smelteenergi, siden det her var høyere lufttemperatur og vindhastighet enn i større høyder. På grunn av forholdsvis stor turbulens og kondensering vil maritime miljø sannsynligvis ha lavere graddagsfaktorer enn mer kontinentale. Av forskjellige grunner kan også lave graddagsfaktorer forventes i tørre områder med mye stråling, og hvor sublimasjon spiller en viktig rolle i varmebudsjettet (Hock, 2003). Dette skjer på grunn av det høye energiforbruket under sublimasjon som reduserer energien til smelting betydelig, og dermed også graddagsfaktoren (Lang og Braun, 1990).

På grunn av generelt høyere albedo, er graddagsfaktorer for snø vanligvis betydelig lavere enn de for is. Braithwaite (1996) så at på to breer på Grønland (Qamanarssup Sermia og Nordbogletscher) var graddagsfaktoren for snø bare 40 % av faktoren for is, men på fire breer i Skandinavia (Ålfotbreen, Hellstugubreen, Nigardsbreen og Storgläciereren) var den ca. 70 % av faktoren for is. Han mente det skyldes en mindre

kontrast i albedo i Skandinavia. I 1995 oppdaget også han at ved lave temperaturer var det oftest høy graddagsfaktor, og lav graddagsfaktor ved høye temperaturer. Det så også ut til å være et ikke-lineært forhold mellom smelting og temperatur.

Graddagsfaktorer kan variere ganske mye over små avstander. Braithwaite (1998) fant en  $\pm 10\%$  variasjon mellom staker som bare sto få meter fra hverandre. Man kan også regne med at graddagsfaktorene vil variere over tid, spesielt for snø. I løpet av året vil den direkte solinnstrålingen variere, og snøens metamorfose vil gjøre at albedoen synker. I Finland så Kuusisto (1980) at graddagsfaktoren for snø steg raskt i april når snøen eldres og solinnstrålingen øker. Over is ser det ikke ut som man har denne tydelige sesongavhengige økningen av graddagsfaktor (Braithwaite, 1993), siden variasjonen i albedo er mindre tydelig (Hock, 2003).

Siden graddagsfaktoren varierer i tid og rom, er det flere varianter av graddagsmodellen. Noen har en graddagsfaktor som varierer for hver måned, eller en graddagsfaktor som er bestemt av en sinus-interpolasjon mellom en minimumsverdi og en maksimumsverdi, som Braun mfl. (1993). Andre har en graddagsfaktor som varierer med en albedo utregnet for hver måned som funksjon av månedlig gjennomsnittstemperatur (Arendt og Sharp, 1999). Det finnes også modeller med faktorer tilpasset nedbørsmengde i forskjellige perioder (Rigaudière mfl., 1995).

Siden smeltefaktorer er påvirket av alle komponentene i energibalansen, har mange prøvd å forbedre metoden ved å innføre flere variabler fra energibalansen inn i graddagsmodellen. Tester av slike modeller har vist at de kan gi betydelig bedre resultater (Hock, 2003).

Graddagsfaktorer er vanligvis antatt å være konstante i rommet, men på breer er det som sagt forskjellig faktorer for snø og is (f.eks. Hock, 1999, Braun, 1993). Vanligvis blir graddagsmodeller grovt fordelt på høyden ved hjelp av høydeintervaller. Smelteraten vil da være en funksjon av temperaturgradienten. Bare noen få studier har prøvd å lage fullstendig distribuerte graddagsmodeller som tillater romlig varierende smelteestimat i et grid. Den vanligste løsningen for å gjøre dette er å regne

ut smeltemotene ut fra strålingsindeks, som er veldig påvirket av topografiske effekter og dermed tar for seg de store variasjonene i smeltemotene i fjellområder (Hock, 2003). Cazorsi og Fontane (1996) og Hock (1999) laget fullstendig distribuerte graddagsmodeller som regnet ut varierende smeltemoter for hver celle i en DEM (digital høydemodell). Slik fikk de med de topografiske effektene. Cazorsi og Fontane brukte månedlige grid med gjennomsnittsverdier av global stråling ved klar himmel, og Hock en modell der smeltefaktoren varierte for hver time og hver gridcelle etter den temporale og romlige variasjonen av direkte solstråling ved klar himmel. Dette forbedret modellene betydelig.

## 2.2 GPR (Ground Penetrating Radar)

GPR kan forklares ved at man har en senderantenne som sender ut en puls med elektromagnetiske energi som spres nedover i grunnen. Her blir den reflektert fra begravde objekter eller inhomogeniteter. Den reflekterte energien blir plukket opp av en mottakerantenne og lagret som en funksjon av tiden (Hamran, 1996).

Hovedprinsippet for bruken av GPR er å ha antennene festet til et kjøretøy, eller å dra dem etter seg. Man kaller målingen, fra å sende en radarpuls og avlese den reflekterte energien som en funksjon av tiden pulsen bruker, et radarskudd (Hamran 1996). Har man radaren festet til, for eksempel, en snøscooter som trekker den bortover snøflata, kan man ta mange skudd bortover i en bestemt kjøreretning. Slik kan man få et radarbilde av hva som er i undergrunnen og hvor tykk snøpakka er.

I radarbildene kan man se de forskjellige reflektorene. Øverst har man direkte reflektorer, som er radarpulser som bare gikk direkte i lufta, eller langs overflata mellom sender og mottaker. Videre nedover treffes forskjellig lag i snøen på veien mellom antennene. Lengre ned vil man kunne se reflektorer som er litt sterkere enn de andre. Det kan være en overgang mellom to medier, eller faser av et medium, som for eksempel overgangen mellom snø og is. Når man har lokalisert denne reflektoren,

kan man digitalisere den og finne toveis gangtid. Ut fra toveis gangtid kan man regne seg fram til dypet ned til denne reflektoren ved formelen:

$$Depth = \frac{TWT * V_e}{2} \quad \text{Ligning 2.2}$$

der  $TWT$  (tid) er toveis gangtid og  $V_e$  (m/s) er hastighet i mediet. Da får man snødypet i et punkt. Gjør man dette kontinuerlig, får man lange strekk med snødyp.

Kovacs mfl. (1995) har vist at ledningsevnen til tørr, polar firn og is er ekstremt lav. Der kan den effektive fasehastigheten til høyfrekvente elektromagnetiske bølger bestemmes ved

$$V_e = c / \sqrt{\epsilon'_e} \quad (\text{m/s}) \quad \text{Ligning 2.3}$$

hvor  $c$  er hastigheten til en elektromagnetisk bølge i vakuum, 0,3 m/ns,  $\epsilon'_e$  er den relative effektive dielektriske konstanten,  $\approx \epsilon_e / \epsilon_0$ , og  $\epsilon_0$  er det frie rommets dielektriske konstant (F/m). Her antar man at dette også vil gjelde i polar snø. Hvis tetthetsprofildata er tilgjengelig, kan man estimere  $\epsilon'_e$  basert på middelintervalltettheten og en laboratoriebestemt  $\epsilon'_r$  verdi for dette middelet (Kovacs mfl., 1995). Kovacs mfl. (1995) kom fram til at  $\epsilon'_r$  (for firn og is) kunne beskrives ved

$$\epsilon'_r = (1 + 0,845\rho)^2 \quad \text{Ligning 2.4}$$

der  $\rho$  ( $\text{g/cm}^3$ ) er tettheten (eller spesifikk gravitasjon). Med basis i ligningene over kan snødypet bestemmes. Videre kan man beregne snøens vannekvivalenter.

## 2.3 Isbevegelse

### 2.3.1 Generelt

(fra Paterson 1981, Kap. 5 side 58-67.)



---

I isbreer og innlandsiser, deformeres isen plastisk på grunn av spenning produsert av dens egen vekt. I tillegg kan ismassen skli på underlaget. Disse to prosessene, sammen med forkastning på noen steder, er årsaken til bevegelse i isbreer.

Et viktig resultat av plastisitetsteorien er at hastighet er bestemt av istykkelse og overflatehelning. I denne sammenhengen betyr helningen gjennomsnittshelningen til en avstand flere ganger større enn tykkelsen. Så endringer i helning over korte avstander har lite å si på isflyten. Et annet resultat er at produktet av tykkelsen og overflatehelningen ikke varierer mye fra sted til sted på breen, og heller ikke fra bre til bre.

### 2.3.2 Overflatehastighet og hastighetsgradienter

(fra Paterson 1981, Kap. 5 side 58-67.)

For å spesifisere hastighetsvektoren helt må man bestemme de parallelle og vinkelrette komponentene til overflata. I praksis vil det si å måle den horisontale komponenten og retningen den har, og den vertikale komponenten. Man måler disse komponentene på ablasjonsstaker.

Når man måler den vertikale hastighetskomponenten, ser man først for seg at det ikke er noen hastighetskomponent på tvers av breen langs senterlinja på isbreen. Figur 2.1 viser en stake som forflytter seg nedover isbreen. Ved tiden  $t$  er toppen av staken ved  $P_1$ , og ved et senere tidspunkt ved  $P_2$ . Bevegelsen til staken følger hastighetsvektoren til isen. Man måler de horisontale og vertikale forskyvningene  $\Delta X$  og  $\Delta z$  på toppen av staken. Den horisontale hastighetsvektoren  $U$  er lik  $\Delta X$  i tilfellet på Figur 2.1. Hvis isflyten vist i Figur 2.1 var parallel med overflaten, ville  $\Delta z$  være lik  $\Delta X \tan \alpha$ , hvor  $\alpha$  er overflatehelningen. Men isflyten går her oppover i forhold til overflaten. Derfor er den vertikale forskyvningen  $\Delta z$  mindre enn  $\Delta X \tan \alpha$  med en størrelse  $V$ . Her er  $V$  tykkelsen til is (målt vertikalt) brakt opp til breoverflaten i løpet av en tidsenhet. Det er med denne raten overflaten vil reise seg hvis det ikke var noen ablasjon. Det er

dette som ofte blir kalt ”emergence”-hastighet og ”submergence”-hastighet i akkumulasjonsområdet. Da har man

$$\Delta Y = \Delta X \tan \alpha - V \quad \text{Ligning 2.5}$$

$$V = \Delta X \tan \alpha - \Delta Y \quad \text{Ligning 2.6}$$

Komponenten  $v$  vinkelrett på overflaten er mer interessant enn den vertikale komponenten  $V$ . Vanligvis er  $v$  målt positivt nedover. Dette stemmer med Figur 2.1, hvor  $\Delta Y$  og  $\alpha$  er antatt positive. Dermed

$$v = -V \cos \alpha \quad \text{Ligning 2.7}$$

$$v = \Delta Y \cos \alpha - \Delta X \sin \alpha \quad \text{Ligning 2.8}$$

For punkter som ligger til siden for senterlinja, er  $\Delta X$  lik komponenten for horisontal-hastigheten i retningen til senterlinja. Det vil si

$$U = \Delta X \sec \Delta A \quad \text{Ligning 2.9}$$

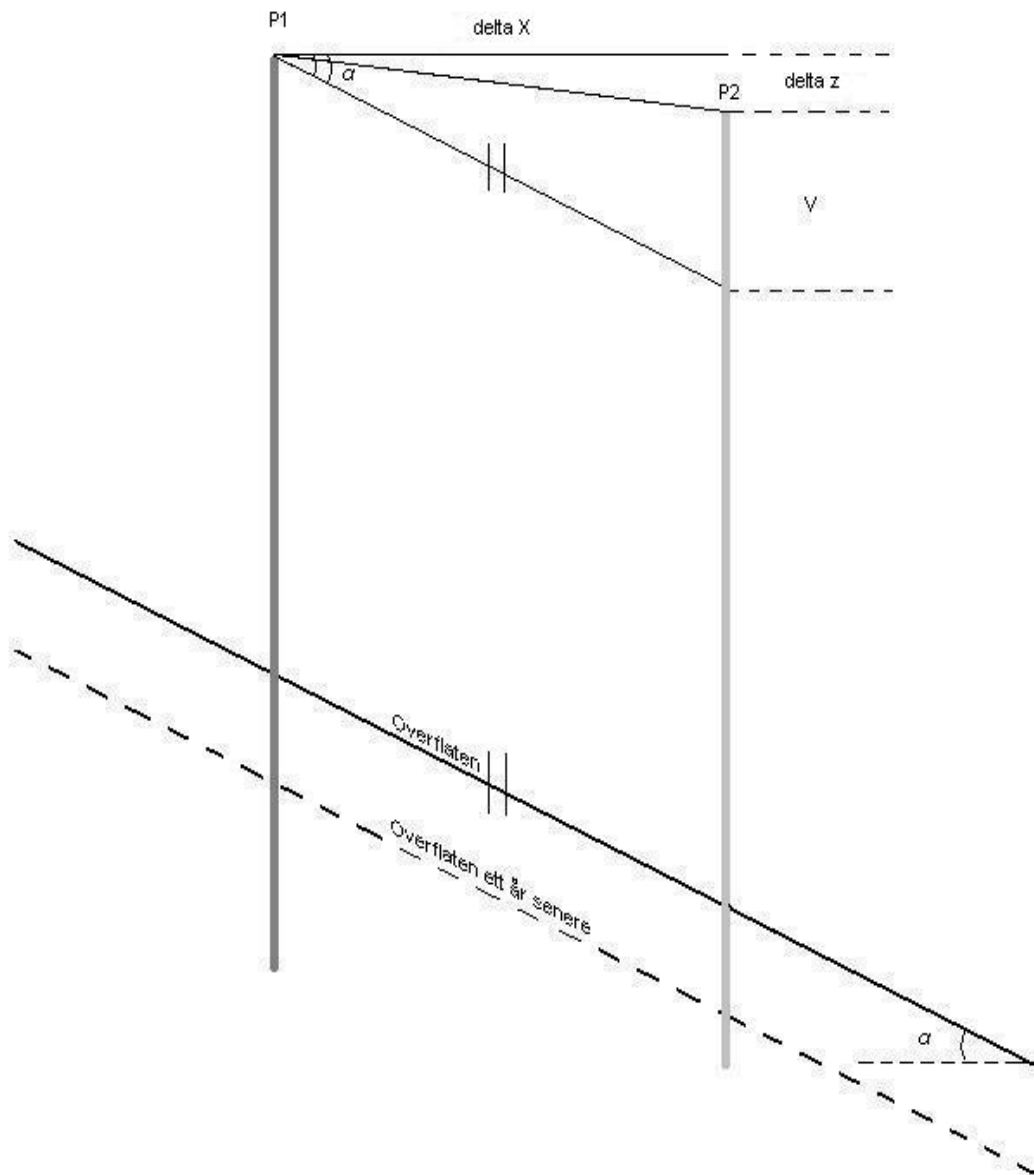
hvor  $\Delta A$  er vinkelen mellom retninga til horisontal-hastigheten og senterlinja.

Hvis man nå ser for seg forandringen til isoverflaten ved et punkt, som en stake, som beveger seg med isen. I løpet av et år vil isen heve seg med  $v$  (målt vinkelrett på overflata, positiv nedover) hvis det ikke var noe smelting. Men smelting tar bort et tykkelseslag  $b$  (massebalanse uttrykt som istykkelse og målt vinkelrett på overflaten). Differansen mellom de to er den årlige økningen i istykkelse  $\Delta h$  ved staken. Dermed er

$$\Delta h = b - v \quad \text{Ligning 2.10}$$

Avstanden fra toppen av staken ned til isoverflaten blir målt ved begynnelsen og slutten av balanseåret. Forskjellen er  $b$ . Dermed er  $\Delta h$  bestemt fra målinger av  $b$  og  $v$ . Ofte er  $b$  og  $v$  nesten like og dermed blir  $\Delta h$  liten.

Typiske verdier av ”emergence”-hastighet  $v$  i tempererte breer er rundt 1 m/år nedover i akkumulasjonsområdet og 3 eller 4 m/år og kanskje opp til 10 m/år i ablasjonsområdet.



Figur 2.1: Figuren viser en stake ved posisjon P1 og P2 ett år etter, og hvordan den har beveget seg opp fra isen. Dette er da et eksempel fra ablasjonsområdet der man har "emergence"-hastighet. (Hentet fra Paterson, 1981 og delvis modifisert.)

### 2.3.3 Deformasjon av is

Deformasjon av is er en endring i formen til en isblokk som en respons på spenning, og kan bestå av plastisk deformasjon eller brudd. Plastisk deformasjon er et resultat av permanent deformasjon av isen og bresålen som en respons på stress. Overflatehastigheten er et resultat av (a) deformasjon av isen, (b) deformasjon av sålen liggende under breen eller (c) glidning av isbreen på underlaget. Siden

Høganesbreen er polytermal (Melvold mfl., 2002) og kald i ablasjonsområdet, faller punkt (c) bort. Breens overflatebevegelse er den kumulative effekten av disse prosessene som virker alene eller i kombinasjon. Motstanden mot brebevegelsen avhenger av flere samarbeidende faktorer som temperatur, materialinnhold i isen, friksjon langs bresålen som kan være styrt av ruhet og vanntrykk.

Deformasjonen kan beskrives ved Glens lov (Glen, 1955):

$$\varepsilon = A \tau^n \quad \text{Ligning 2.11}$$

hvor  $\varepsilon$  er deformasjonen,  $A$  og  $n$  er konstanter og  $\tau$  er skjærstresset.  $A$  blir dramatisk redusert ved fallende temperatur. Det betyr at dess kaldere isen er, dess mindre deformeres den (Paterson, 1994).

Brudd skjer når isen ikke klarer å sige/deformeres nok under spenning til at breen rekker å tilpasse formen sin. Det man da får, er sprekker og pinakler oftest hvor det er "extensive" flyt. Der det er "compressive" flyt går bevegelsen langs skjærplanene, og man kan få glideflater langs disse.

## 2.4 Massebalansemåling ved geometriendring

Geometrien til en isbre kan lett beskrives ved et langsgående høydeprofil langs den midtre flytlinja til breen. På ei iskappe med ganske enkel kuppelform kan geometrien beskrives av profiler på tvers av iskappa. Profilendringene over tid kan da brukes til å regne ut volumendringen, hvis man antar at profilendringen er representativ for hvert høydeintervall (Hagen mfl., i trykk). Geometrien til en isbre kan endre seg over tid, fordi (1) overflatemassebalansen er i forandring (enten en langvarig reduksjon eller økning av akkumulasjon eller ablasjon, eller over kortere perioder, en kortvarig trend på grunn av tilfeldig variasjon i akkumulasjon eller ablasjon), (2) isbreen ikke er i dynamisk balanse med massebalansen (3) eller at det er en endring i isbevegelsen (for eksempel surge).

---

Geometrien til en isbre blir påvirket av massebalanse og dynamikk. Derfor kan ikke høydeendringer i overflata brukes alene til å finne massebalansen (Hagen mfl., i trykk). Det er derfor viktig å finne de forskjellige hastighetene i breen, spesielt de vertikale. I ablasjonsområdet vil man ha en oppadgående, vertikal bevegelse ("emergence"-hastighet) og nedadgående ("submergence"-hastighet) i akkumulasjonsområdet. Tar man ikke hensyn til dette, vil man få for mye akkumulasjon og for lite ablasjon ved å sammenligne profilendringene.

Endringen i overflatehøyde over tid på et bestemt sted kan beskrives med:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = b - w_s \quad \text{Ligning 2.12}$$

hvor  $b$  er nettobalansen og  $w_s$  er "emergence"-hastigheten (f.eks. Paterson, 1994). Nettobalansen kan derfor estimeres hvis man kjenner "emergence"-hastigheten og antar at tettheten ikke endres med dypet i perioden (Hagen mfl., 1999).

Har man to høydemodeller, kan differansen mellom disse også brukes til å regne ut massebalansen på samme måte. Det er en anbefalt måte for å kalibrere balansemålingene til breer og evaluere feilene (Østrem og Brugman, 1991 side 101).



## 3. Metode

### 3.1 Inndata

I oppgaven ble det brukt mange forskjellige inndata til ulike formål. Helt i starten av modellkalibreringen, ble de målte snøverdiene brukt som inndata for snøfordelingen til å tilpasse smeltingen. Dette var et grid med snøvannekvivalenter laget av tettheten fra 9 snøgroper og snødypet fra 10 ablasjonsstaker, 95 snøsonderinger og over 90000 radarskudd.

Da modellen gikk var det viktig å vite om man befant seg over isbre eller fjell etter hvert som det smeltet. Når snøen forsvant, skulle smeltingen stoppe over fast fjell, men fortsette å smelte is på isbreen. Dette kontrollerte modellen ved å se på et grid over isbreutbredelsen og et over fjell. Da modellen var ferdigtilpasset, hadde den en akkumulasjonsdel som simulerte nedbør i form av snø og fordelte den utover området. Slik dannet den et grid hvor den hele tiden kontrollerte om man hadde snø eller is.

For å smelte og snø, leste modellen fra en fil med værdata fra den meteorologiske stasjonen i Longyearbyen, som står tolv meter over havet. Den inneholder mye informasjon, men her ble det bare brukt døgnmiddeltemperatur og nedbør.

For å så på massebalanse ved hjelp av geodetisk metode, brukte man to kart og GPS-målinger (Global Positioning System) fra GPR-kjøringen (Ground Penetrating Radar). Det ene kartet var i UTM-ED50 sone 33 1:10 000 med 10 meters koter, basert på flyfoto tatt av Fotonor AS 22.07.1990, og var grunnlaget for det som kalles 1990-modellen. Det andre kartet var i samme koordinatsystem, men med en målestokk på 1:1000, én meters koter og omfattet bare den nederste delen av Høganesbreen. Dette kartet var laget på grunnlag av flyfoto tatt av Fotonor AS 22.07.1990. Dette kartet er grunnlag for gridene eller coverne som kalles 2000-modellen. I de øvre delene av Høganesbreen og Gruvefonna, hadde man bare 1990-

høydemodellen. Til å regne ut massebalansen her, brukte man høydene fra den kinematiske GPS'en som hadde fulgt GPR'en.

I snødriftmodellen ble det brukt en høydemodell (1990-modellen) over det aktuelle området, dominerende vindretning og vindstyrke, gjennomsnittlig nedbør (snøvannekvivalentgridet) og eksposisjon (regnet fra 1990-modellen).

## 3.2 Bregrensen og snø/firngrensen

Hvor det var fjell, is, firn om mulig og snø, var det viktig å finne ut for senere analyser og modellering. Spesielt viktig var det å finne ut hvor det var isbre og fjell. På kartet fra 1990 var bregrensene tegnet inn, men trengte stedvise endringer. De andre overgangene var man nødt til å lage selv. Det ble tatt utgangspunkt i flyfoto fra 22. juli 1990, tatt av Fotonor AS, og de aktuelle grensene ble tegnet inn for hånd. Videre ble de forskjellige grensene digitalisert, og et polygoncover ble utformet. Til slutt ble det laget forskjellig 50 m grid av coverne, alt etter hva slags informasjon man trengte og hvilke analyser man skulle gjøre. Fordi juni inntreffer en stund før slutten av smeltesesongen, ble nok snøgrensa avtegnet endel lavere enn det den egentlig skulle være.

## 3.3 Snømålinger

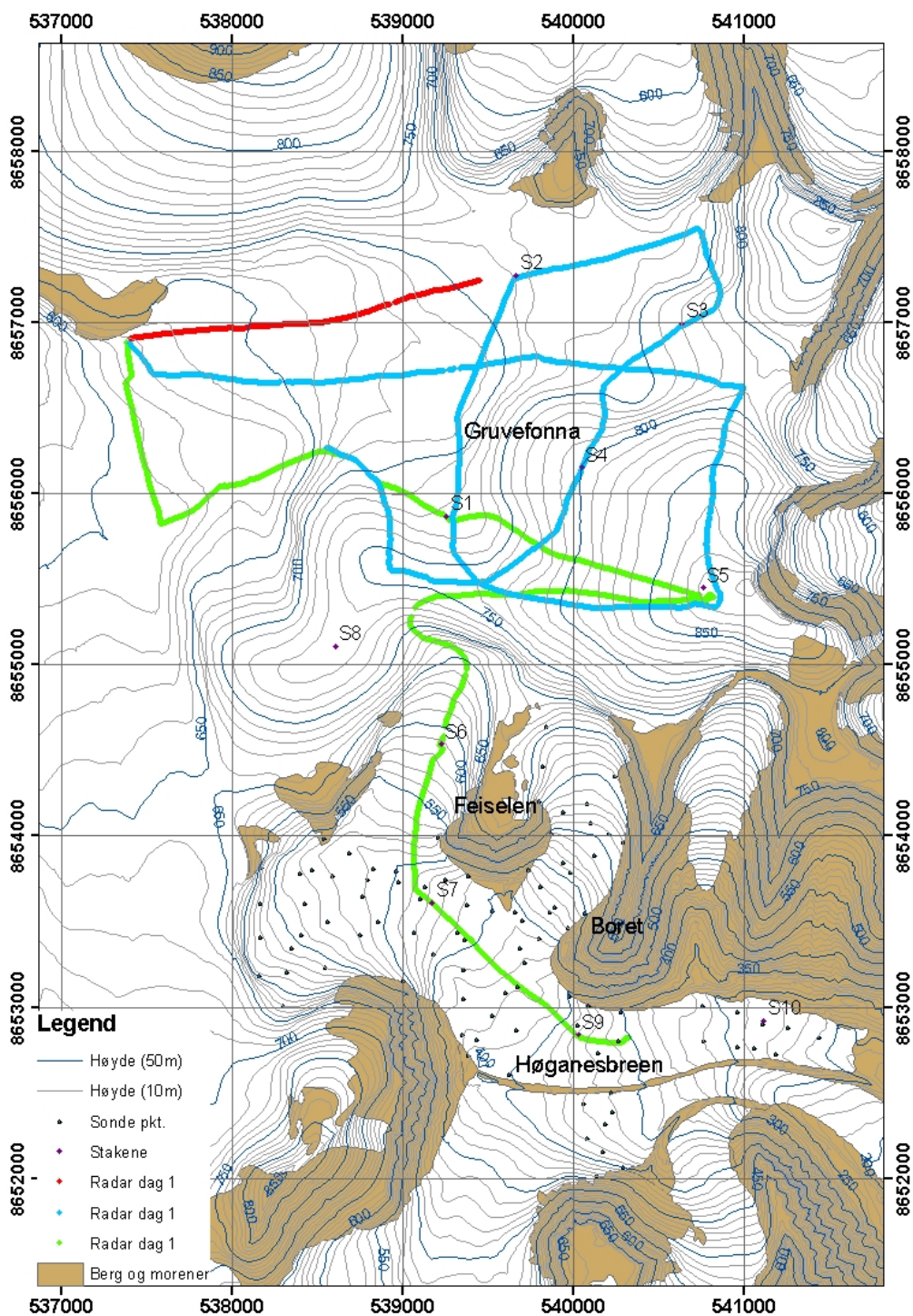
Når man lager en smeltemodell, er det interessant å vite hvor mye snø det er i feltet og hvordan den er fordelt. Det er vanlig å oppgi hvor mye snø som finnes i vannekvivalenter. Vannekvivalentene er et produkt av snøtettheten og snødypet.

### 3.3.1 Tetthet

7. og 8. april 2003 ble det satt opp 10 ablasjonsstaker på Høganesbreen og Gruvefonna (Figur 3.1). Ved alle stakene, bortsett fra S8, ble det gravd en snøgrop hvor tettheten ble målt. Det ble valgt å ikke grave noen grop i S8, fordi tettheten på



Gruvefonna hadde vist seg å variere veldig lite. S8 ble senere tilegnet en gjennomsnittlig tetthet regnet ut fra S1, S2, S3 og S4, for å bedre interpolasjonen.



Figur 3.1: Kart over punkter som ble sondert og plasseringene til stakene, samt radarprofilene. Stakene er de burgunderrøde prikkene med navn fra S1 til S10. Sondepunktene er blå. Radarprofilene er delt inn i dager med fargene, hvor dag 1 er rød, dag 2 blå og dag 3 grønn.

Man var interessert i å ha en kontinuerlig varierende tetthet, og tettheten måtte da interpoleres mellom snøgropene. TOPOGRID basert på Hutchinsons ANUDEM (Hutchinson, 1989) ble valgt som interpolasjonsmetode, fordi den er rask i bruk og gir oftest meget gode resultater (Liu mfl., 1999 og Wise, 1998). Problemer med denne metoden er at den kan glatte gridet vel mye, og brå overganger som kan være viktig i enkelte sammenhenger kan forsvinne (Liu mfl., 1999). Men slike brå overganger forekom trolig sjeldent i snøtettheten her. På grunn av den store avstanden mellom målepunktene ble det valgt å interpolere 200 m ruter, siden det blir vanskelig å si noe mer detaljert om tetthetsfordelingen.

Er interpolasjonsområdet satt større enn området hvor man har målepunkt, vil TOPOGRID ekstrapolere. Derfor vil det bli ganske stor usikkerhet i tetthetsgridet utenfor måleområdet. I tillegg er det forholdsvis stor avstand og høydeforskjell mellom de målte tetthetene. Men siden det tilsynelatende var lite variasjon og man holdt seg i nærheten av stakene ved analysene, ble metoden vurdert som god.

Man hadde nå et tetthetsgrid med 200 meters ruter. Til senere bruk ble tetthetsgridet resamplet til et 50 meters grid. Det så ut som at en bilineær resampling ga best resultat. Den bilineære algoritmen bestemmer den nye celleverdien basert på et vektet avstandsmiddel av de fire nærmeste naboene til den aktuelle cellen. Den er god for kontinuerlig data, men vil glatte dataene litt (ArcGis help). Det ble derfor et mye glattere og penere grid enn ved for eksempel bruk av nærmeste nabo-algoritmen.

### **3.3.2 Snøtaksering**

For å bestemme snødyp, ble følgende metoder benyttet: Stakemålinger, snøsondering og snøradar (GPR). Stakemålingene ble gjort på vanlig måte ved å bore ti staker på seks meter ned i isen, og måle høyden over snøen. Senere i august, ble det målt hvor mye som hadde smeltet. Snødypet ved en stake ble målt ved å sondere rundt staken og regne gjennomsnittet. På ni av ti staker ble det gravd snøgrop, og dybden til gropene ble også tatt med i dybdegjennomsnittet.

---

Snøsonderingen gjorde man ved at to snøscootere kjørte i sikksakk og sondere med sondestenger med ca. 250 meters mellomrom. Et gjennomsnitt av to eller flere målinger i hvert punkt ble så benyttet. Punktene som ble sondert, kan man se på kartet i Figur 3.1.

Snøradar (GPR) ble også brukt til snøsondering tre forskjellige dager. Radaren var en Ramac (GPR fra Malå Geosciences) som ble slept etter en snøscooter. Posisjonen ble tatt ut ved kinematisk GPS. Radarstrekkele kan man også se på Figur 3.1. Frekvensen til radaren var 500 MHz, som gjør at man kan se forholdsvis dypt, gjennom våt snø og en klar overgang mellom snøen og fjorårets sommeroverflate (Kohler mfl., 1997). Det ble til sammen målt 19 profiler. Profilene fra dag to hadde mye ”støy” da ”time zero” var ustabile. Dette skyldtes dårlige fiberoptiske kabler. Disse dataene ble kjørt gjennom et filter, laget av Kjetil Melvold, i etterkant for å rette på problemene.

Til å få posisjoner på radarskuddene ble det brukt Kinematisk GPS (Global Positioning System). Prinsippet med Kinematisk GPS er at man har minst en mottaker i et fastpunkt og en mottaker som flyttes rundt (rover). På denne måten kan man få fastlagt punkter med en nøyaktighet bedre enn  $\pm 5$  cm i horisontal posisjon og  $\pm 10$  cm i vertikal posisjon på Svalbard (Eiken mfl., 1997). I dette tilfellet var roveren plassert snøscooteren.

Radardataene ble filtrert og digitalisert i programmet Reflex. Filtrene som ble benyttet var et 1D-filter med en subtract-mean (devow) funksjon som eliminerer mulige lavfrekvente deler, et gain filter (manual) og et 2D-filter med background removal. Reflektorene ble digitalisert manuelt. Noen steder maskerte de direkte reflektorene reflektoren fra snø/isovergangen. Dette så ut så ut til å skje der snødyppet var mindre enn 60 cm. Her var det umulig å si hvor grensa mellom snø og sommeroverflaten lå. Derfor digitaliserte man i stedet snøoverflata, slik at man kunne finne igjen disse områdene og senere klippe dem bort. Når reflektoren var ferdig digitalisert, ble den lagret som en Ascii-fil, som blant annet inneholdt et tracenummer og toveis gangtid.

Radaren skjøt 10 skudd i sekundet, men tiden ble bare lagret hvert sekund. Tidene i mellom måtte man interpolere med et program Kjetil Melvold har skrevet i Visual Basic. GPS'en som hadde fulgt med radaren, lagret posisjonen hvert 5. sekund. Ved hjelp av tidspunktene til radaren og GPS'en kunne man koble sammen filen med et annet program Kjetil Melvold hadde skrevet. Slik fikk man tabeller med posisjon og høyde, toveis gangtid, avstand fra forrige skudd og et kvalitetsmål, til hvert radarskudd.

Klokken til radaren og GPS'en var ikke synkroniserte. Denne tidsforskjellen var notert og man satte den inn i koblerprogrammet. Men det viste seg ved inspeksjon av resultatene, at det hadde vært drift i PC-klokka. Dette kunne undersøkes ved å ta opp profilene i Ground Vision (GV). Der kunne man enkelt se når radaren virkelig begynte å bevege seg og når den stoppet, og lese ut tracenummeret. I de koblede dataene kunne man lett se i avstandskolonnen hvor radaren begynte å bevege seg og hvor den stoppet. Der det skjedde, kunne man se et markert hopp i avstand. Var det stor forskjell på start og slutt mellom de koblede dataene og hva man så i GV, hadde man drift i PC-klokka og man måtte sette en ny tidsforskjell. Slik ble det prøvd og feilet til et akseptabelt resultat var nådd. Det vil si mindre enn 50 skudd forskjell fra hva man så i GV og de koblede dataene. Denne grensen ble bestemt, fordi det var lagret GPS-data bare hvert 5. sekund, mens radaren skjøt 10 skudd i sekundet. Var forskjellen på 50 skudd eller mindre, var man innenfor den presisjonen man kunne regne med å oppnå. Det gikk bra, og man klarte å få forskjellen ned på rundt 20 skudd, eller mindre.

Ved hjelp av avstanden som var regnet ut etter koblingen av GPS og GPR, var det lett å se hvor radaren hadde stått stille. Skulle man ha med alle disse radarskuddene ville man fått mye redundans. Derfor ble disse punktene klipt bort, og ikke brukt i den endelige tabellen.

Nå som man hadde tabeller med radarskudd (traces) og deres posisjoner, var det bare å legge til den digitaliserte toveis gangtiden til hvert trace. Til det brukte man tracenumrene. Hastigheten i mediet regnet man ut ved Ligning 2.3 og tettheten i

---

snøen ( $\rho$ ) brukt til å regne ut den effektive dielektriske konstanten ( $\epsilon'$ ) i Ligning 2.4 var gjennomsnittstettheten i hele feltet. Da kunne man regne ut snødyppet for hvert radarskudd ved hjelp av Ligning 2.2.

Da snødyppet var utregnet for alle skuddene i de forskjellige profilene, kunne man gjøre en liten visuell test. Flere av radarprofilene gikk forbi staker og sondepunkt. Ved å lage kart over profilene med dybdeinformasjon og kart over staker og sonder, kunne man sammenligne dypet til radarskudd som lå i nærheten av en stake eller et sondepunkt. Det var også sondert dyp i starten og slutten av flere av radarprofilene under kjøringen for å ha kontrollpunkter. Man kunne se at det digitaliserte radarsnødyppet ikke var overens med det sondede. Her må man huske på at de sondede dypene er avrundet til nærmeste 5 cm. I tillegg ville radarens oppløsning også kunne forklare mye av avvikene. Bølgelengden til en elektromagnetisk bølge kan lett beskrives ved

$$\lambda = \frac{V}{F} \quad \text{Ligning 3.1}$$

der  $V$  er hastigheten til en elektromagnetisk bølge som i snø er (ca.  $2,3 \times 10^8$  m/s) og  $F$  er frekvensen. Når det da ble brukt en frekvens på 500 MHz fikk vi en bølgelengde på ca 0,46 m. Den optimale oppløsningen er vanligvis  $\frac{1}{4} \lambda$ , noe som gir ca 11,5 cm. Regnet man en grov middelforskjell fra radarpunktene til sonder og staker som lå mellom 3 og 30 m fra radarprofilene, kom man fram til at forskjellen var ca 10,25 cm, som er innenfor den optimale oppløsningen.

Da var det mulig å lage et cover med snødyp fra radaren, sondene og stakene, og man hadde da et cover med snødyp fra alle målemetodene. I utregningene senere ville man trenge kontinuerlige data. Man ville da interpolere snødyppet mellom alle de forskjellige punktene. På Gruvefonna hadde man noen dybdemålinger rundt stakene sammen med et stort antall radarpunkter som lå veldig tett på rekke. Der radaren hadde kjørt nedover Høganesbreen var det sondepunkter i tillegg til stakene. Når det da ble interpolert med TOPOGRID, ble det tydelige rygger langs radarstrekken med et mye større dyp langs ryggene enn mellom dem. Dette skjedde også på

Høganesbreen, selv om punkttettheten av andre dybdemål var mye høyere her (se Figur 3.1). Liu mfl. (1999) hadde tilsvarende problem da de skulle generere en høydemodell på Antarktis fra radarmålinger med fly. De hadde da ett skudd pr. 120 m, og mellom hver flygebane var det 5 – 10 km. Det de kom fram til som ga best resultat, var å kombinere en kvadrant nabo-basert IDW (Inverse Distance Weighting) og TIN (Triangular Irregular Network). Først reduserte de og filtrerte radardata langs flylinjene sine. Av de reduserte datapunktene, lagde de et grid som de interpolerte med en IDW-algoritmen. IDW-algoritmen brukte de 12 nærmeste nabopunktene og avstandseksponenten var 2. Så laget de TIN ved å bruke gridet med redusert datamengde i tillegg til IDW-gridet laget av de samme dataene. Til slutt interpolerte de TIN til en fin raster DEM (Digital Elevation Modell). Ved å bruke en IDW, unngikk de systematisk feil i alle retninger (directional bias) og stabiliserte interpolasjonsresultatet, mens trianguleringen av de reduserte radardataene og deres grove grid opprettholdt de topografiske detaljene i kilde-dataene. En slik metode ble også brukt i denne oppgaven. Men i stedet for det som virket som en avansert søkealgoritme for å redusere antall radarpunkt, der også avstand mellom radarstrekk inngikk, ble det her valgt å lage et 100 meters grid av radarcoveret. Rutene utenfor radarpunktene fikk verdien NODATA. Så laget man et punktcover av gridet, og man hadde redusert antall radarpunkt til ett punkt per hundre meter. Så la man til sonde- og stakemålingene til dette nye radarcoveret. Deretter kjørte man interpolasjonen og fikk ett 50 meters grid over snødyppet.

IDW-algoritmen er en interpolasjon og vil ikke ekstrapolere utenfor de målte punktene. Det som da ble gjort for å få verdier i hele kartområdet, var å lage et grid med gjennomsnittsdypet fra alle målte punkter og lage et 50 meters grid med denne verdien. Så kunne man slå sammen de to gridene. Man hadde da et grid med det interpolerte gridet i midten og middeldypet rundt. Dette gjorde at det ble et trinn fra IDW-gridet til middelverdigridet. Man kunne kjørt et filter over for å glatte ut dette trinnet, men det ville redusert kvaliteten på de dataene som var innmålte. Kantene på den interpolerte delen ville fått lavere eller høyere verdier enn de egentlig skulle hatt.

---

I tillegg var det ikke mye av interesseområdet som kom utenfor området til IDW-interpolasjonen.

### 3.3.3 Vannekvivalenter

Hvor mye snø det er i feltet beskrives best ved vannekvivalenter. Vannekvivalentene er produktet av snødyppet og snøtettheten. For å få kontinuerlig data med snøvannekvivalenter, multipliserte man her dybdegridet med tetthetsgridet. Man fikk da et 50 meters grid med vannekvivalenter.

## 3.4 Snødriftmodellen

Det var bare gjort snømålinger i et begrenset område oppe på gruvefonna og nedover Høganesbreen. Å interpolere mellom punktene gikk greit som beskrevet ovenfor, men å ekstrapolere data utenfor de målte punktene bydde på små utfordringer. IDW-algoritmen ville ikke ekstrapolere utenfor de målte punktene. Interpolasjonen ble da lagt oppå et grid med gjennomsnittsdypet fra alle målte punkter. Man hadde da et grid med det interpolerte gridet i midten og middeldypet rundt. Dette gjorde at det ble et trinn fra IDW-gridet til middelveidgridet. Heldigvis var det ikke mye av området hvor analysene ble gjort som kom utenfor området til IDW-interpolasjonen.

I stedet for å bare bruke et gjennomsnittlig snødyp utenfor interpolasjonen, ble det forsøkt et snøfordelingsprogram for å prøve å fange den variasjonen det sannsynligvis var utenfor måleområdet. Snøfordelingsprogrammet var basert på en modell som simulerte snøsmeltingsutvikling og romlig smeltemønster, laget av Mittaz mfl (2002) og delvis modifisert av Heggem og Romstad (2000). Denne modellen tok tak i vinddrift for å distribuere snøen utover feltet. Ruter/celler i lo- og lesider ble funnet ut fra den dominerende vindretningen. Avhengig av vinkelen mellom terrenget og vindretningen, skulle vindriften være -25 % til 25 % av nedbøren. Som nedbørsdata ble det brukt gjennomsnittlig vannekvivalent regnet ut fra de reduserte

dybdemålingene (100 m mellom hvert radarpunkt og staker og sonder) og gjennomsnittlig målt tetthet.

Inndata i snødriftmodellen var en høydemodell over det aktuelle området, dominerende vindretning, vindstyrke, gjennomsnittlig nedbør og eksposisjon. Utdata fra modellen er vindretning, vindstyrke, en fil med potensiell snødrift og en nedbørsfil. Man undersøkte om den potensielle snødriften kunne stemme med de interpolerte dataene ut ifra målingene. Dette ble gjort visuelt ved å se om gridet med potensiell snødrift fikk tilsvarende mønster som de interpolerte vannekvivalentene. Gjorde snødriftgridet det, kunne kanskje modellen brukes til å ekstrapolere data. Man tilpasset da vindstyrken og vindretningen. Nedbørsfila ble ikke brukt, fordi man på det aktuelle tidspunktet ikke hadde regnet ut noen temperaturgradient, og kunne derfor ikke få ut snømengden.

Etter den visuelle testen kunne det se ut til at modellen var inne på noe, men det ble også regnet noe statistikk for å se om det kunne være noen sammenheng med det som hadde blitt målt og hva vinddriftmodellen antydte. Hvis det var en sammenheng mellom det målte dypet og eksposisjonen, som styrte erosjon og akkumulasjon av snø, kunne kanskje modellen brukes til å ekstrapolere snøverdier og senere til snøfordeling i massebalansmodellen. Det skulle dessverre vise seg at det ikke var noen statistisk signifikant sammenheng mellom målt snødyp og eksposisjon.

### 3.5 Massebalansmodellen

Ønsket var å modellere smelting på breen med en distribuert graddagsmodellen. Graddagsmodellen ble valgt siden vi bare hadde tilgang til temperatur og nedbør av meteorologiske data. I tillegg er det en velprøvd og veldokumentert metode. Siden modellen skulle kunne kjøres over flere år, var den også nødt til å simulere vinter nedbør (snø). I Vedlegg 1 vises programkoden til modellen.



### 3.5.1 Temperaturfordeling

For at det skulle kunne snø og smelte i massebalansemodellen, var man nødt til å vite temperaturen. Temperaturen synker vanligvis med høyden. Denne temperaturgradienten fant man ved å finne middelforskjellen i temperatur mellom S7 og S5 fra april til august, og dele på høydeforskjellen. Multipliserte man med høyden i en celle, ble temperaturen fordelt på høyden hvor som helst i gridet. Temperaturen kunne da beskrives som:

$$T = (\Delta T_{S5-S7} / h_{S5-S7}) \times (H - h_{S7}) \quad \text{Ligning 3.2}$$

der  $\Delta T_{S5-S7} / h_{S5-S7} = -0,67 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$  er temperturgradienten mellom S7 og S5,  $H$  er høyden i det aktuelle punktet og  $h_{S7} = 477$  er høyden i S7.

For å få lengst mulig måleserie brukte man temperaturdata fra Longyearbyen. Værstasjonen i Longyearbyen ligger på 12 moh, men S7 lå på 477 moh. Temperaturgradienten hadde utgangspunkt i S7, og man kunne derfor ikke fordele temperaturen fra Longyearbyen direkte. Man var nødt til å legge til en temperaturforskjell mellom S7 og Longyearbyen. Selv om denne forskjellen endret seg fra dag til dag og den generelle temperaturforskjellen så ut til å variere med årstidene, ble det for enkelhets skyld valgt en konstant forskjell. Denne konstanten fant man ved å bruke temperaturgradienten og ekstrapolere seg ned til 12 moh. Temperaturfordelingen ble da slik:

$$T = (T_{Lyb} - \Delta T_{S7-Lyb}) + ((\Delta T_{S5-S7} / h_{S5-S7}) \times (H - h_{S7}))$$

*Ligning 3.3*

der  $T_{Lyb}$  er temperaturen i Longyearbyen,  $\Delta T_{S7-Lyb} = 3,13 \text{ }^\circ\text{C}$  er temperaturforskjellen mellom S7 og Longyearbyen.

### 3.5.2 Ablasjon

Smeltingen ble simulert med en graddagsmodell. Graddagsmodellen kan beskrives som Ligning 2.1, men siden temperaturen er en funksjon av høyden vil den distribuerte modellen her kunne uttrykkes som:

$$M = DDF \sum_{i=1}^n (\Delta T \Delta h + \bar{T}^+) \quad \text{Ligning 3.4}$$

der  $\Delta T = -0,67 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$  er temperaturgradienten mellom S7 og S5,  $\Delta h$  er endring i høyden, i forhold til  $h_0 = 477$  (høyden til S7) og  $h$  (høyden til de aktuelle pikslene i høydemodellen) og  $\bar{T}$  er positiv gjennomsnittstemperatur.

Modellen ble først kjørt som en GIS applikasjon (aml), men det ble oppdaget under kalibrering og utviding av modellen at det gikk altfor sakte. Det ble derfor bestemt å skrive programmet i Visual Basic i Microsoft Excel (Vedlegg 1). Gridene med snøvannekvivalenter, høyder og bre/fjell, ble eksportert til ascii-grid som ble brukt som inndata i programmet. I tillegg hadde man en fil med meteorologiske data fra Longyearbyen over flere år. Utregningen ble da gjort i Excel. Når modellen skulle kjøres, satte man startdato, sluttdato og graddagsfaktorene.

Når programmet startet gikk det inn i fila med de meteorologiske dataene og leste ut temperatur og nedbør. Det skulle snø ved nedbør og temperaturer  $< 1 \text{ }^\circ\text{C}$  og smeltingen skulle starte ved  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ . Under kjøringen ble det undersøkt om noen celler hadde nådd smeltepunktet og eller grensen for vinterakkumulasjon. Programmet undersøkte videre om det var over snø eller is, og om det var over isbreen eller fast fjell. Var all snøen smeltet bort stoppet smeltingen hvis man var over fjell, men fortsatte å smelte med en annen graddagsfaktor på breen. Man hadde altså to graddagsfaktorer: Én for snø ( $DDF_{snø}$ ) og én større for is ( $DDF_{is}$ ).

### 3.5.3 Akkumulasjon

For å modellere akkumulasjon trenger man en snøfordeling. Å redistribuere snøen ved hjelp av vind ble prøvd, men mislyktes. Det ble derfor bestemt å fordele snøen med høyden, men mellom 780 og 800 moh avtok snømengden. Det ble da satt en grense på 789 moh der datasettet ble delt, hvor snømengden økte i den nedre delen og avtok i den øvre delen. Det ble derfor laget to snøfordelingsfunksjoner som fordelte snømengden målt i Longyearbyen i forhold til hva som ble målt på breene i måleperioden (07.04.03 til 10.08.03) med høyden, hvis det var nedbør og kaldere enn 1 °C. Det var stor spredning i de målte verdiene og siden det var vanskelig å finne noen god sammenheng mellom snøfordelingen og høyden, ble det valgt lineære funksjoner ved hjelp av minste kvadraters metode (lineær regresjon). Det så ikke ut som det var så veldig godt treff med regresjonene, så det ble prøvd å endre litt på konstantleddet for å få en bedre tilpasning.  $r^2$  ble da litt bedre, men fortsatt statistisk elendig. Likevel ga de et utgangspunkt til snøfordeling som senere skulle tilpasses under kalibreringen. I modellen ble disse snøfordelingsfunksjonene multiplisert med nedbørdataene, og man fikk så fordelt nedbøren med høyden. Etter endel kalibrering endte snøfordeling under 789 moh opp slik:

$$Snø = (0,00007H + 2,9)Pr ec_{Lyb} \quad \text{Ligning 3.5}$$

og over 789 moh ble snøfordelingen slik:

$$Snø = (-0,0051H + 6,5)Pr ec_{Lyb} \quad \text{Ligning 3.6}$$

der  $H$  er høyden tatt fra høydemodellen (DEM) og  $Pr ec_{Lyb}$  er nedbøren målt i Longyearbyen.

### 3.5.4 Resultater

Av ablasjonsmodellen får man flere resultater i form av matriser med forskjelling informasjon fra det aktuelle tidsintervallet:

- All snø som har falt

- Hvor mye snø som er igjen
- All smelting
- Summen av graddager

Disse matrisene (ascii-filene) blir brukt i senere analyser, men informasjon om hvor mye snø som ble igjen, ble brukt kontinuerlig når programmet gikk.

### 3.6 Graddagsfaktorene

For å regne ut graddagsfaktorene, gjorde man som Braithwaite (1998). Han delte gjennomsnittlig ablasjon med korresponderende gjennomsnittlige positive temperaturer. Dette ble gjort for smelting av snø og is (se Vedlegg 3). For å gjøre dette tok man utgangspunkt i værstasjonen i S7. Der hadde man stakemålinger, temperaturmålinger og målinger av overflaten ved hjelp av den ultrasoniske sensoren, som målte høydeforandringen fra sensoren og ned til bakken hvert 10. minutt i hele måleperioden. Det gjøres ved å sende ut ultrasoniske bølger og måle tiden det tar for dem å komme tilbake. Slik kunne man regne ut høydeendringen til snø- og isoverflata kontinuerlig.

Med den ultrasoniske sensoren var det mulig å finne ut når det hadde begynt å smelte i is. Siden vi ikke hadde målt høyden til sensoren kunne vi ikke lese direkte av når de 115 cm snø målt i april hadde forsvunnet. Man må regne med at snøen blir mer kompakt, og det ville derfor uansett være vanskelig å finne overgangen fra snø til is om ikke smeltemålingene var veldig forskjellige. Men man viste at det hadde smeltet totalt 276 cm fra 07.04.03 til 09.08.03 ved manuelle målinger. Man visste også at minst 115 cm av det som er smeltet er snø. Det gir 161 cm is igjen. Siden man vet hvor mye is som smeltet fram til 09.08.03 fra stakemålingene kan man lese ut høyden til den ultrasoniske sensoren denne datoen, som er 343,1 cm og trekke fra de 161 cm is. Da havner man på 182,1 cm. Går man inn i målingene til den ultrasoniske sensoren ser man at den målte 180,5 cm 25.06.03 og 187,8 cm 26.06.03. Skiftet skjer mellom disse to døgnene. Sier man at man har snø fram til den 25. juni, og deler gjennomsnittlig ablasjonen med korresponderende gjennomsnittlige positive

temperaturer, får man en graddagsfaktor for snø på 44,7 mm dag<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> og 6,7 mm dag<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> for is (se Vedlegg 3) Graddagsfaktoren for snø ble usannsynlig høy, og diskuteres senere. Begge graddagsfaktorene ble senere endret under optimaliseringen av modellen, der de var de viktigst variablene som skulle tilpasses sammen med snøfordelingen.

### 3.7 Modelleffektivitet

Som mål på hvor god ablasjonsmodellen var ble det brukt RMSE (Root Mean Square Error) (Kustas mfl. 1994, Hamlin mfl. 1998), mye på grunn av at det er lett å regne ut og at man hadde diskontinuerlige data og mange målepunkter fordelt i rommet. RMSE kan uttrykkes som:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (m_{\text{mod}} - m_{\text{obs}})^2}{n}} \quad \text{Ligning 3.7}$$

der  $m_{\text{mod}}$  er modellert smelting,  $m_{\text{obs}}$  er observert smelting og  $n$  er antall observasjoner. Dette ble utregnet under kalibreringen. Målet var å få en minst mulig RMSE. For å se om man over- eller underestimerte, ble gjennomsnittsfeilen ME (Mean Error) brukt:

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (m_{\text{mod}} - m_{\text{obs}})}{n} \quad \text{Ligning 3.8}$$

Hadde man en negativ verdi, økte man smeltingen (graddagsfaktorene) og vice versa.

RMSE angir hvor stor feilen i modellen er, og ble også oppgitt som prosent av målt gjennomsnitt (Kustas og Rango, 1994). Slik var det ofte lettere å få et begrep om hvor stort avviket var. I tillegg ble de observerte dataene og de modellerte plottet mot hverandre. Da gjorde man en liten regresjonsanalyse, og fikk en  $r^2$  som ga mål på hvor godt de målte og modellerte dataene korrelerte (Cazorzi og Fontana, 1996 og Kustas og Rango, 1994). Man kan ha en god korrelasjon selv om RMSE'en er stor.

Det skjer når smeltegradienten i de målte punktene likner smeltegradienten til modellen, selv om modellen over- eller underestimerer. Har man en slik situasjon og stor RMSE, tyder det på en systematisk feil. Dette måtte man ta hensyn til i analysen, og kunne oppdages ved å plote målte og modellert verdier på høyden i samme diagram.

Siden temperaturen kom i en lang tidsserie, ble det valgt å bruke Nash og Sutcliffe kriteriet (Nash og Sutcliffe, 1970):

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (q' - q)^2}{\sum (q - \bar{q})^2} \quad \text{Ligning 3.9}$$

der  $q'$  er modellert verdi,  $q$  observert og  $\bar{q}$  er gjennomsnittet av de observerte verdiene, for å se hvor god temperaturfordelingen ble. Undersøkelsene og testingen gjorde man i S7 og S5, hvor man hadde målinger å kontrollere mot.

### 3.8 Kalibrering av modellen

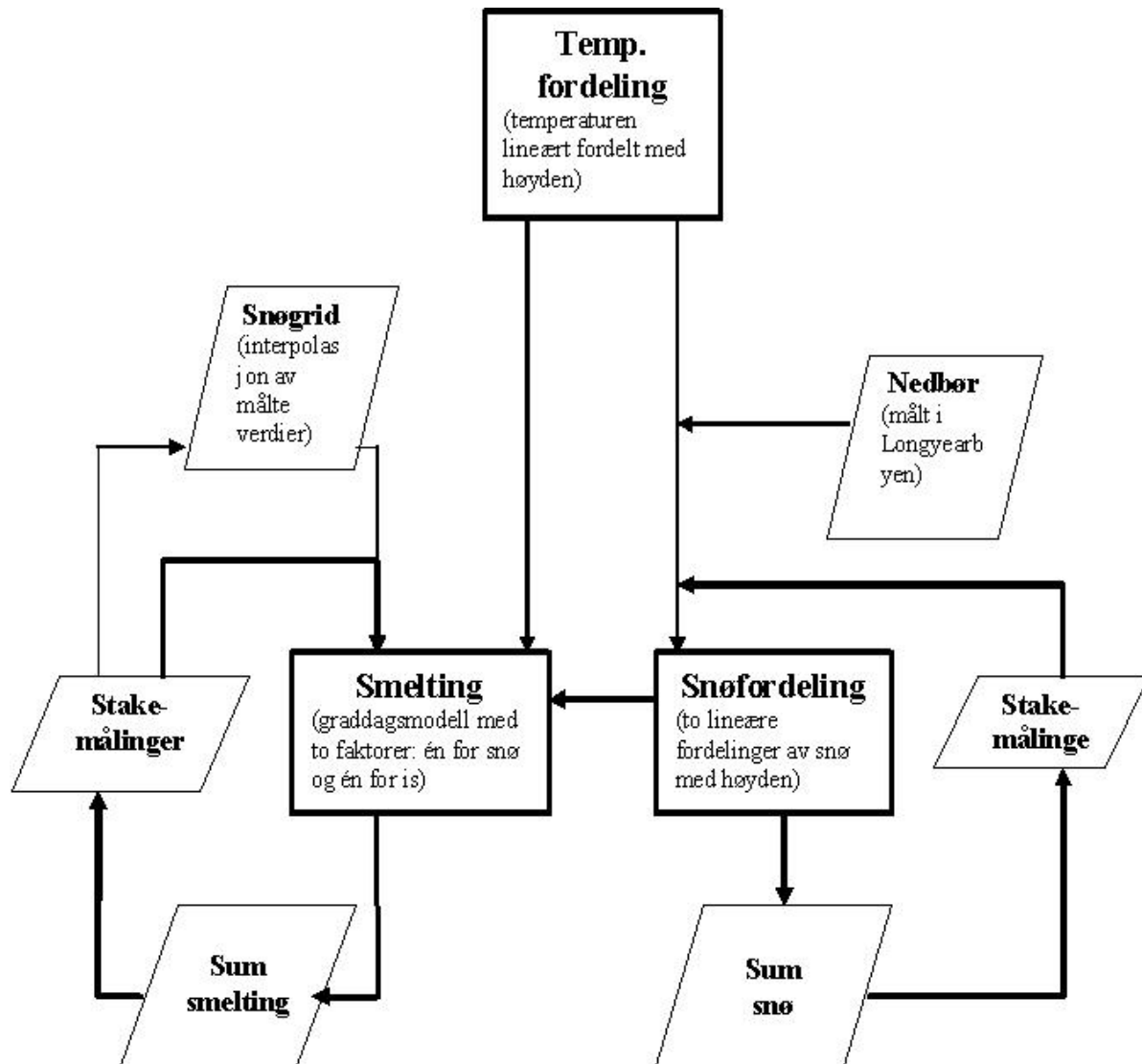
Siden det ble regnet ut en ekstremt høy graddagsfaktoren for snø, måtte det mye tilpassning til i modellen. Det var også to snøfordelingsfunksjoner. Disse var som nevnt heller ikke optimale, så de ble kalibrert sammen med graddagsfaktorene. Konstantleddet i hver av funksjonene måtte justeres for å få en optimal snøfordeling. På Figur 3.2 er hendelsesforløpet forsøkt vist grafisk i et flytskjema.

Temperturgradienten var bestemt og skulle ikke justeres i første omgang. For å kalibrere modellen, begynte man med å tilpasse graddagsfaktorene for å få riktig smelting. Modellen fikk da interpolasjonen av vannekvivalentverdiene målt i måleperioden som input på snø. Deretter så man på smelteverdiene ved stakene fra modellen og sammenlignet med det som var målt der. Slik holdt man på til man fant den minste RMSE. For å se om man over- eller underestimerte, ble det i tillegg til middelfeilen undersøkt hvor differansen var størst. Slik kunne man få en pekepinne på hvilken graddagsfaktor man måtte endre mest. For eksempel om det var størst feil

i den øvre delen med mer snø, eller lengre nede hvor man raskere kom ned til isen og dermed hadde en annen smeltrate. I tillegg så man på  $r^2$  mellom målte og modellerte verdier.

Deretter ble det sett på snøfordelingen. Nå skulle ikke modellen lese de interpolerte snøverdiene, men lese fra værdatafila og hentet ut nedbøren da temperaturen var mindre enn 1 °C og summere den. Modellen ble da kjørt fra 01.09.2002, slik at modellen skulle lage en snøfordeling før smeltesesongen tiltrådte, til 08.04.2003, som var siste dag for akkumulasjonsmålingene. Modellen lagde to snøfiler. Den ene bare adderte snøen i hele tidsintervallet modellen løpte, men den andre og mest interessante i dette tilfellet, ble også fratrukket det som smeltet i det samme tidsintervallet. Her ble både stigningstall og konstanten i de lineære funksjonene som fordeler snøen med høyden tilpasset.

Akkumulasjonen ble målt tidlig på våren (08.04.2003), som betyr at det kan ha snødd en del etter dette. Dette tar modellen høyde for, siden den ser på temperatur og om det er nedbør. På grunn av dette ble det undersøkt om den endrede snøfordelingen hadde påvirket smeltingen. Det hadde den, og graddagsfaktorene ble tilpasset igjen. Så tilpasset man på snøfordelingen på nytt, og fortsatte slik til man hadde et resultat man var fornøyd med.



Figur 3.2: Flyttdiagram som viser hvordan kalibreringen foregikk. Snøgridet blir bare brukt helt i starten. De tjukke pilene viser intern tilpassing av delmodellene og at modellert snøfordeling etter hvert brukes i smeltemodellen. Etter at smeltingen er godt tilpasset ved hjelp av dette gridet er det den modellerte snøfordelingen som blir brukt som inndata til snøsmelting, og man følger tjukke piler. Tynne piler viser hvor inndataene kommer fra når tilpasningen starter.

### 3.9 Massebalanse v.h.a geodetisk metode – nedre del av Høganesebreen

Man ville undersøke hvordan høyden til Høganesebreen har endret seg over en tiårsperiode med basis i to høydemodeller, og undersøke om ablasjonen (estimert ved hjelp av en massebalansemodell) kunne forklare den. Den ene høydemodellen, som



---

også ble brukt i smeltemodellen, var en vektorbasert høydemodell i UTM-ED50 sone 33 1:10 000 med 10 meters koter, basert på flyfoto fra 22.07.1990 tatt av Fotonor AS. Den andre var en modell basert på flyfoto fra 14.08.2000, i samme koordinatsystem, men med en målestokk på 1:1000, én meters koter og omfattet bare den nederste delen av Høganesbreen.

Høydemodellen fra 2000 dekket Høganesbreen fra nedenfor brefronten og opp til Feiselen. Fra 2000-modellen klippet man da bort alt utenfor breen, og midtmorenen og inngangspartiet til gruva Svea Nord. Dette fordi det på midtmorenen og inngangspartiet ville være en minimal senkning av overflaten på grunn av menneskelig vedlikehold, og fordi modellen ikke tar hensyn til mindre smelting på materialdekt bre. Siden man ville regne ut differansen mellom de to nevnte modellene, ble begge gjort om til TIN og så til grid ved en lineær interpolasjon. Cellestørrelsene ble satt til 20 m for å bruke flere høydekoter til hver celle og dermed glatte ut feil på grunn av forskjellig oppløsning ved utregningene.

Geometrien til isbreer blir påvirket både av massebalansen og dynamikken, og derfor kan ikke bare endring i overflatehøyden brukes til å bestemme massebalansen (Hagen mfl., i trykk). Når man skal se på smelting over flere år ved sammenlignende høyden på breen mellom to årstall, må man ta hensyn til ”emergence”-hastigheten. For å finne ”emergence”-hastighet på forskjellige steder på breen, ble det prøvd å bruke hastighetsmålinger gjort mellom oktober 2001 og mai 2002 (Chareyron, 2003). X-, Y-, Z-koordinatene ble brukt til å regne horisontal hastighet  $U$  og endring i høyden. Helningen ble regnet ut ved å tegne en vektor gjennom punktene fra oktober 2001 og mai 2002. Så merket man av en avstand på 20 til 30 m gjennom stakepunktet og langs den tegnede vektoren. Deretter leste man ut høydeforskjellen og regnet ut helningen med:

$$\alpha = \tan\left(\frac{\Delta z}{u}\right) \text{ Ligning 3.10}$$

der  $\Delta z$  endring i høyden og  $u$  er avstanden mellom høydemålene. Da hadde man alt man trengte for å regne ut ”emergence”-hastigheten i de forskjellige punktene.

Helningen ble beregnet på denne måten siden SLOPE-algoritmen i ArcInfo kan gi forskjellige feil, som for eksempel glatting på grunn av for stor cellestørrelse. Fordi den i tillegg bruker et 3×3 ruters søkevindu, er denne algoritmen også følsom for feil i høydemodellen (Wise, 1998).

Det som dessverre viste seg, var at det var vanskelig og feste lit til hastighetsmålingene. En av stakene beveget seg i blant annet i oppoverbakke, og en annen på tvers av breens flytretning og flere andre ble målt mye høyere i mai 2002 enn i oktober 2001. Dette ble sett på som mystisk og det var derfor vanskelig å stole på noen av dem som lå der man hadde to gode høydemodeller.

Siden det ikke ble stolt på hastighetsmålingene, ble det antatt at det var en ubetydelig ”emergence”-hastighet, siden Høganesbreen er mest sannsynlig er polytermal og kald i ablasjonsområdet (Melvold mfl., 2002). Glens lov (Ligning 2.11) sier at dess kaldere isen er, dess mindre deformeres den. På grunn av dette vil deformasjonshastigheten, som i ablasjonsområdet her er lik overflatehastigheten, være liten. Det kan da være rimelig å anta at ”emergence”-hastigheten også blir svært lav, og her se bort i fra den. Man måtte da også anta at tettheten var konstant nedover i breen i hele denne perioden.

Samme antagelser er også gjort på andre breer på Svalbard, som for eksempel. Da man skulle bruke endring i geometrien for å se på massebalansen, ble det der antatt at dynamikken var så liten at ”emergence”-hastigheten var neglisjerbar (Melvold og Hagen, 1998 og Hagen mfl., 1999). I tillegg til også å være polytermal (Liestøl, 1988), er Kongsvegen også mye større, noe som vil føre til større hastigheter i isen. Gradienten på Kongsvegen er 0,5° til 2,5° (Hagen mfl., 1999), men i nederste delen av Høganesbreen opp til ca 450 m.o.h. er gradienten i gjennomsnitt 6,0°. Større gradient gir større bevegelse men siden Høganesbreen her er mye tynnere enn Kongsvegen og 6,0° ikke er veldig mye, virker det greit å anta at det ikke er noen ”emergence”-hastighet å ta hensyn til. Likevel kan det hende at dette er en dårlig sammenligning, siden Kongsvegen er en litt spesiell og surgende bre, og av den grunn har ekstra liten dynamikk.

---

Nå ble det enkelt når man ville se om smelting kunne forklare høydeforskjellen mellom 1990 og 2000 på nedre del av Høganesbreen. Høydeforskjellen ble regnet om til vannekvivalenter ved hjelp av tettheten til is ( $0,920 \text{ g/cm}^3$ ). Fra modellen hadde man to grid som var interessante. Det ene med all smelting akkumulert over de 10 årene og et annet med all snøen som hadde falt i den samme perioden. Her var vi interessert i netto smelting og brukte da det gridet med akkumulert snø og akkumulert smelting og la i en tabell med korresponderende verdier til smeltingen regnet ut fra høydemodellene. Etterpå regnet man ut netto smelting, og sammenlignet med smeltingen fra høydeforskjellen.

Likevel kunne det være interessant å se hvordan høydeendringen endret seg oppover breene. For å undersøke dette, ble det i tillegg til å lage et grid over høydeendringen, plukket ut en høydeverdi fra 1990-modellen og 2000-modellen hver 50. meter langs flytlinja til nedre del av Høganesbreen. Dette ble gjort med SURFACEPROFILE i GRID, hvor man da fikk en tabell med de aktuelle dataene. Denne tabellen ble så åpnet i Excel hvor høyde- og gradientendringen ble analysert.

### 3.10 Massebalanse v.h.a. geodetisk metode – Øvre del av Høganesbreen og Gruvefonna

Da man skulle se på smelting over en lengre periode, hadde man ikke to sammenlignbare høydemodeller over 437 m.o.h. For å se hvordan det smeltet over tid i de øvre delene av Høganesbreen og på Gruvefonna, brukte man GPS-målingene fra GPR-kjøringen i april 2003. Høydene fra 1990 ble hentet ut fra rasterhøydemodellen og lagt til GPS-høyden ved hjelp av "surface spot" i ArcMap. Slik fikk man en 1990-høyde til hver 2003-høyde.

1990-modellen var en sommeroverflate, og man måtte derfor redusere GPS-høydene målt på vinteren til sommeroverflaten i 2002, ved å trekke fra snødypet. Deretter kunne man regne om differansen til vannekvivalenten med tetthet på  $0,920 \text{ g/cm}^3$ . Denne tettheten vil dessverre ikke være riktig i områder der det er firn og snø. Man

kan da regne med at smeltingen fra høydedifferansen noen steder er litt større enn den egentlig er i virkeligheten. Når dette var gjort kunne man se omtrent hvor mye som hadde smeltet.

Da man skulle sammenligne den målte (smelting fra høydedifferansen) med den modellerte smeltingen, måtte man redusere antall punkter for å regne feilestimatene i Excel. Det ble gjort ved å gjøre om strekkene med GPS-målinger om til et 20 m grid, og så om til punkter igjen. 20 m grid ble valgt for at punktene ikke skulle havne for langt utenfor de egentlige GPS-målingene, slik at man med relativ stor sannsynlighet plukket ut modellert smelting og akkumulasjon i tilsvarende posisjon. Disse to gridene var 50 m grid. Modellert akkumulasjon ble så trukket fra den modellerte smeltingen, slik at man sammenlignet netto smelting. Modellen var blitt kjørt fra 01.09.1989, for å få en snøfordeling, til 01.09.2002 for å komme ned til sommeroverflaten i 2002. Graddagsfaktorene var de opprinnelige fra kalibreringen av hele modellen på 7 og 10 mm d<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> for henholdsvis snø og is. Senere ville man også se om det var stor forskjell på smeltingen fra nedre og øvre del. Det var også en overlapp her som man kunne undersøke nærmere. Siden det var forskjellige tidsintervall, henholdsvis på 10 og 12 år, måtte man da se på smelting pr. år.

Også her ble det sett på høydeendringen oppover breene og en eventuell gradientendring. Man hadde gjort om GPS-punktene til et 50 m grid og hentet ut punkter langs dette for å se nærmere på høydeendringen langs et lengdeprofil og etter en eventuell gradientendring. For å se på den romlige variasjonen laget man et 20 m grid.

### 3.11 Nøyaktighet i kartene

Når man brukte de to kartene fra 1990 og 2000 til å regne ut smelting på Høgenesbreen og sammenligne det med smeltingen fra smeltemodellen, var man interessert i vite hvor nøyaktige de var. Å regne ut den eksakte nøyaktigheten ut fra de dataene man hadde (digitale kotekart) var vanskelig. Det som i stedet ble gjort, var

å bruke feilgrensene til ulike norske kartmålestokker. Middelfeilen i kartene (høydekurvene) er en kombinasjon av en middelfeil i grunnriss og en middelfeil i høyde. Middelfeil i høydekurve  $Mf$  kan da regnes ut ved

$$Mf = A + B \tan \alpha \quad \text{Ligning 3.11}$$

der er  $A$  middelfeil i grunnriss,  $B$  middelfeil i høydepunkt og  $\alpha$  gradienten. Kartet fra 1990 var i målestokk 1:10 000. I følge Andersen mfl. (1991), kunne feilgrensen da regnes ut ved formelen

$$Mf = \pm(2,50m + 5 \tan \alpha m) \quad \text{Ligning 3.12}$$

For 2000-kartet var målestokken 1:1000 og i følge Andersen mfl. (1991) er feilgrensen en middelfeil i høydekurvene på 0,30 m.

På fastlandet er man ikke fornøyd om man ikke er innenfor en tredjedel av feilgrensen, men på Svalbard er det ofte vanskelig på grunn av fotogrammetriske problemer med store homogene flater (f.eks. store isbreer) og kan regne med at kartene er innefor halvparten av feilgrensen (Eiken, pers. komm.).

Det man da gjorde var å plukke ut gradienten fra korresponderende punkter i de to høydemodellene. Så regnet man ut feilgrense til hvert av punktene. Diss brukte man i neste omgang til å regne ut feilgrensen mellom de to høydemodellene i hvert punkt ved:

$$Mf_{tot} = \sqrt{(Mf_{1990})^2 + (Mf_{2000})^2} \quad \text{Ligning 3.13}$$

Så fant man gjennomsnittet og delte på to. Da hadde man et cirka-mål på hvor nøyaktig høydedifferansen kunne være.

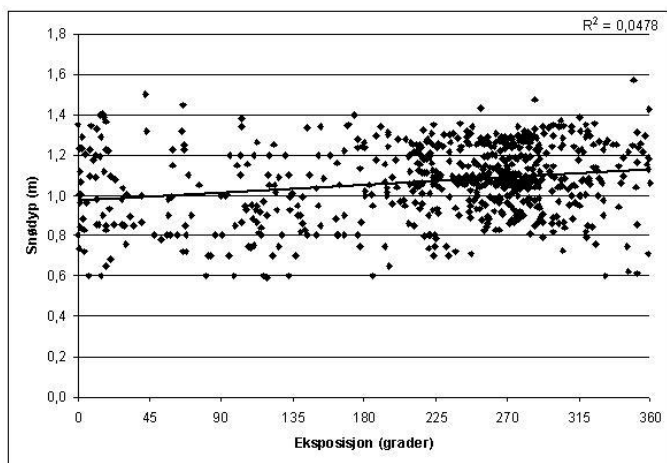
Man hadde også lyst til å teste kartene for feil ved å se på fast fjell, hvor kartene sannsynligvis er mer presise. Det ble gjort på det man kan kalle sandurdeltaet nedenfor Høganesbreen. Andre ikke bredekte områder var i bratte skråninger hvor man uansett ville fått en ganske stor feil. Siden man ikke hadde flere flater å

sammenligne fikk man ikke sett om kartene var skeive i forhold til hverandre, eller om minst ett av dem var hevet skeivt.

## 4. Resultater

### 4.1 Snødriftmodellen

For å se om snødriftmodellen ga holdbare resultater, ble den først undersøkt ved å sammenligne den med vannekvivalentgridet visuelt. Det kunne da se ut til at modellen var inne på noe, og at den dominerende vindretningen antagelig var 350°. Endring av vindstyrken hadde ingen effekt.



*Figur 4.1: Her ser man det målte snødypet og eksposisjonen plottet mot hverandre. Det er stor spredning og veldig lav  $r^2$ , altså ingen statistisk sammenheng mellom eksposisjon og snødyp.*

Det ble også regnet noe statistikk for å se om det virkelig kunne være noen sammenheng mellom den målte snøfordelingen og snøfordelingen snødriftmodellen antydte. Eksposisjonen styrte redistribuasjonen i snødriftmodellen. Man undersøkte da det var en statistisk sammenheng mellom målt snødyp og eksposisjon. Hvis det var en sammenheng,

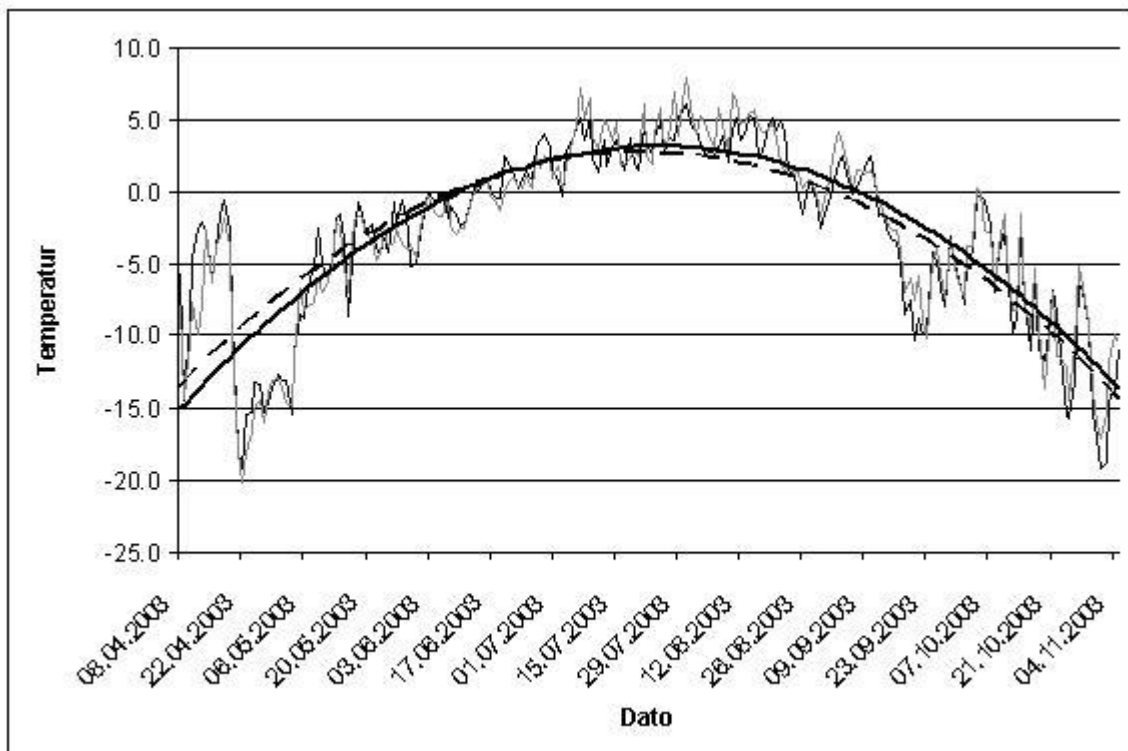
ville det være mulig å bruke snødriftmodellen til å ekstrapolere data utenfor målingene, og fordele snøen i områdene imellom målingene.

Sammenhengen mellom snødyp og eksposisjon var  $r^2 = 0,05$  fra den lineære regresjonen (Figur 4.1). Selv om det visuelt kunne se ut som det kunne finnes svake sammenhenger mellom eksposisjon og det målte snødekket, fantes det ingen statistisk signifikant sammenheng. Dette gjorde at snødriftmodellen ble forkastet og man

fordelte i stedet snøen lineært med høyden og brukte middelerverdier utenfor interpolasjonen.

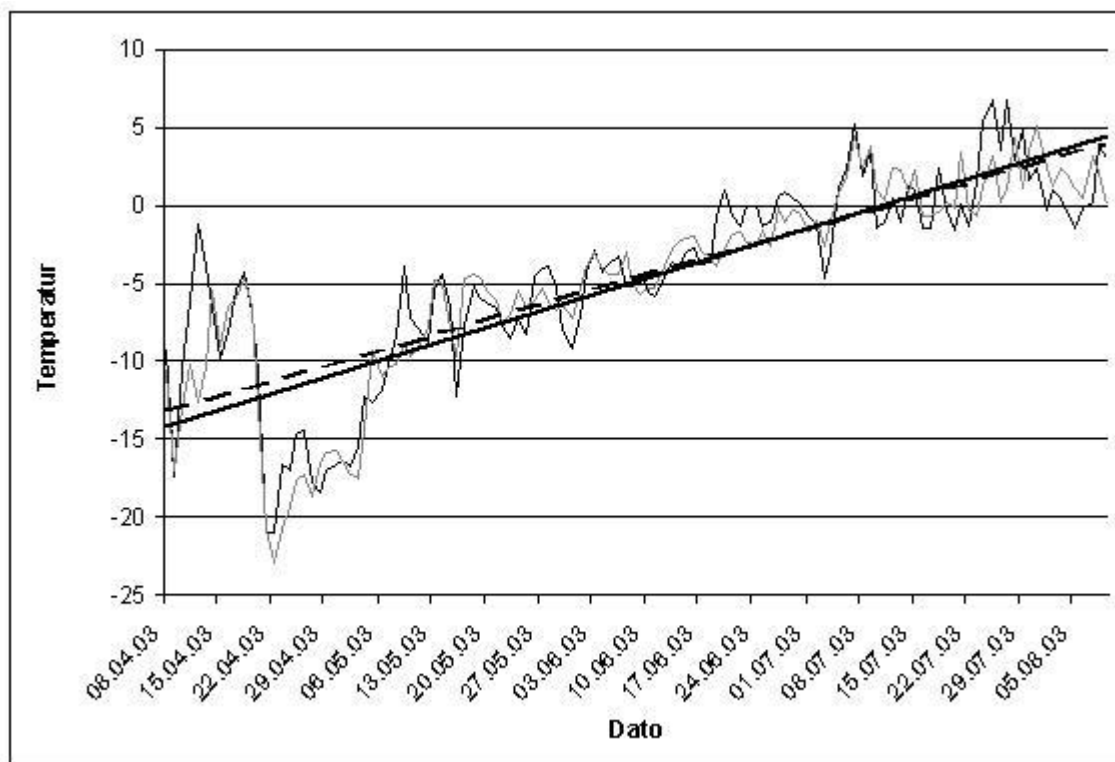
## 4.2 Temperaturfordelingen

På Figur 4.2 kan man se hvor godt den modellerte temperaturen samsvarer med den målte i S7. Man ser at simuleringen ikke er helt perfekt, men kalibrering av den konstante temperaturforskjellen, eller bruk av middeldifferansen mellom S7 og Longyearbyen, i stedet for den ekstrapolerte temperaturforskjellen, så ikke ut til å bedre resultatet. Det så likevel ut til å være godt treff med  $R^2 = 0,94$ . I S5 ble ikke temperaturen modellert fullt like bra, men godt nok med  $R^2 = 0,86$  (se Figur 4.3).



Figur 4.2: Viser hvor godt temperaturmodellen virker i S7. Den svarte grafen er den målte temperaturen og den grå grafen er den modellerte. Den stiplede trendlinja representerer trenden i de målte dataene, og den heltrukne de modellerte verdiene. Man kan se at man begynner med generell underestimering og går over til å overestimere på sommeren. Temperaturen er celciusgrader.





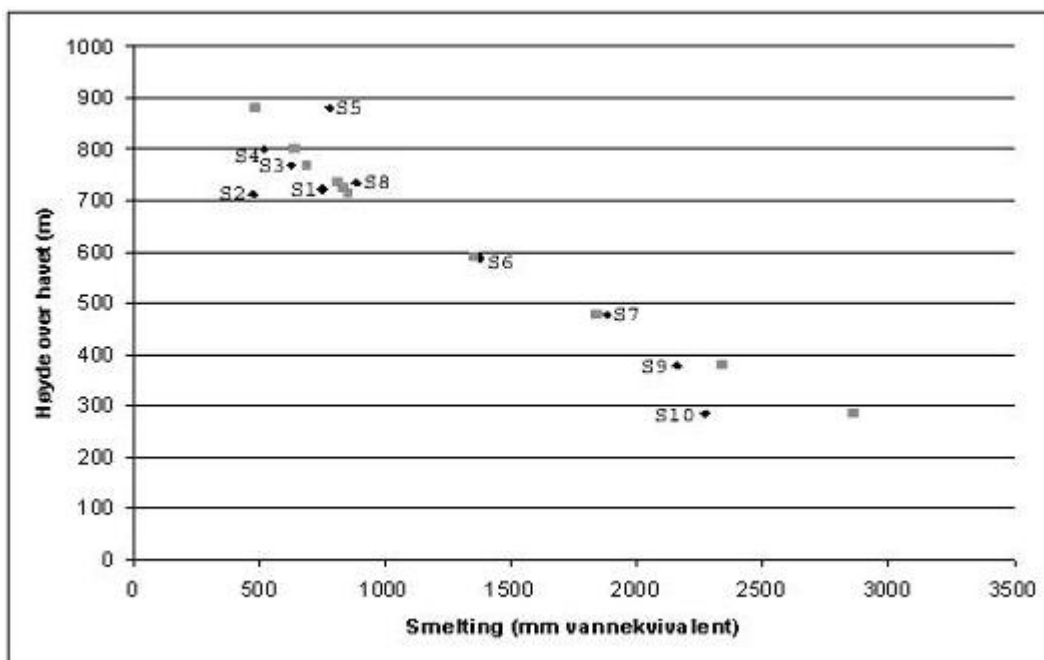
Figur 4.3: Figuren viser hvor godt temperaturfordelingsmodellen estimerer den målte temperaturen over tid med original temperaturforskjell mellom Longyearbyen og S5. Den svarte linjen er den målte temperaturen og den grå er modellert temperatur. De rette linjene er lineære regresjoner for å vise hvor lik trendene er. Den stiplede linjen er regresjonslinja til de målte verdiene og den heltrukne er til de modellerte. Temperaturen er celsiusgrader.

### 4.3 Kalibrering av massebalansemodellen

Siden graddagsfaktoren for snø ( $DDF_{snø}$ ) ved utregning ble  $44,7 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}/\text{dag}$ , som er ekstremt høy og lite realistisk, måtte det mye tilpassning til i modellen. Graddagsfaktoren for is ( $DDF_{is}$ ) ble utregnet til  $6,7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ , og trengte mindre tilpassning.  $DDF_{snø}$  ble nedjustert til  $10,4 \text{ mm dag}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  når man brukte målte snøverdier som input, og  $DDF_{is}$  oppjustertes til  $11,5 \text{ mm dag}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ .  $DDF_{snø}$  var fortsatt høy i forhold til typiske verdier funnet i andre studier (Killingtveit og Sælthun, 1995, Braithwaite, 1995 og Kustas og Rango, 1994), men enda høyere verdier har tidligere blitt funnet på Svalbard (Killingtveit og Sælthun, 1995, Braithwaite, 1995 og Schytt, 1964). Disse to graddagsfaktorene ble utgangspunktet for videre kalibrering av den koblede smelte-, nedbør- og snøfordelingsmodellen.

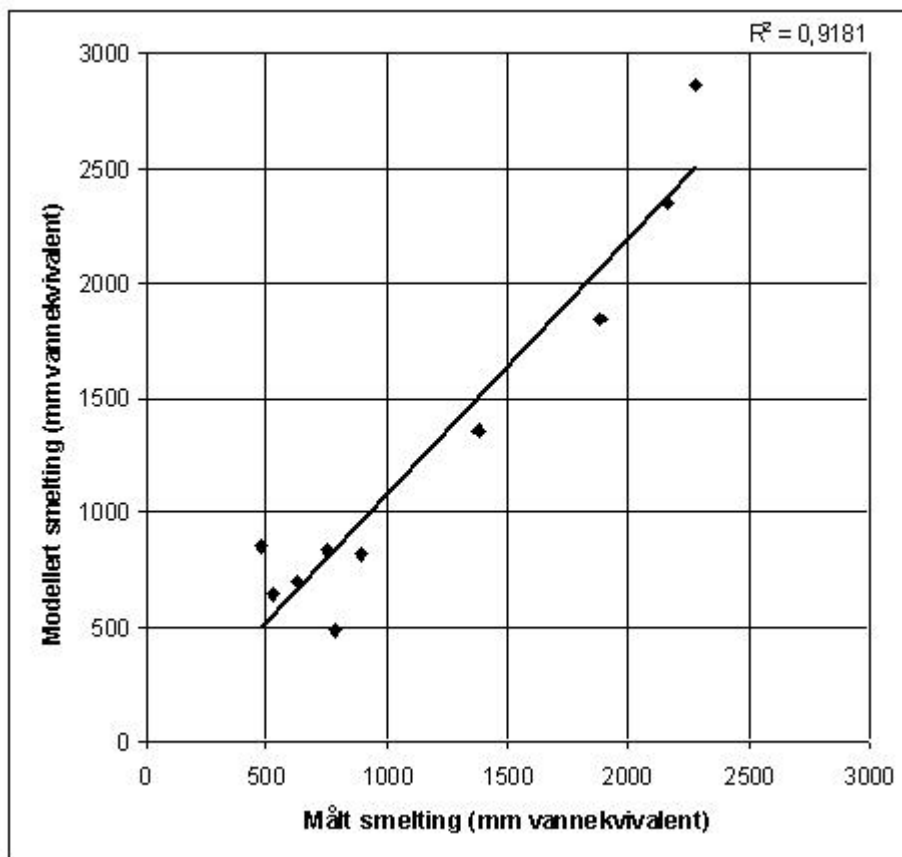
Etter flere iterasjoner der man først skrudde på graddagsfaktorene for å få det til å smelte tilfredsstillende, og så gå tilbake og skru på snøfordelingen, fikk man  $DDF_{snø} = 7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og en  $DDF_{is} = 10 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ . På Figur 4.4 vises resultatet av kalibreringen, og den modellerte smeltingen samsvarte med den målte ved de forskjellige stakene (Vedlegg 2). Da hadde man  $RMSE = 254,7 \text{ mm}$ , som er 21,7 % av det målte middelet og  $r^2 = 0,92$  mellom målt og modellert smelting (Figur 4.5). Dette var akseptabelt. Resultatet er også sammenlignbart med Schuler og Melvold (2004) som hadde en  $r^2 = 0,908$  mellom målt smelting og modellert smelting med de samme dataene, men med en graddagsmodell som inkluderte potensiell solinnstråling.

Figur 4.4 viser hvor godt modellen simulerte den målte smeltingen i 2003 etter kalibreringen. Selv om man fikk et godt treff, skiller tre staker seg ut med store avvik.



Figur 4.4 Målt smelting (svarte diamanter) og modellert smelting (grå kvadrater) i millimeter vannekvivalent plottet på høyden. Modellen er kjørt fra 01.09.02 til 10.08.03 (siste måledag). Man kan se tydelig at modellen har problemer med ytterpunktene.

I S2 modelleres det 379,6 mm for mye, i S5 293,6 mm for lite og i S10 591,8 mm for mye. Sannsynligvis skyldes dette lokale faktorer, og vil bli diskutert senere.



Figur 4.5: Målt smelting plottet mot modellert smelting i millimeter vannekvivalent. Modellen er kjørt fra 01.09.02 til 10.08.03 (siste måledag). Man kan se at der er en ganske god korrelasjon på  $r^2 = 0,92$ .

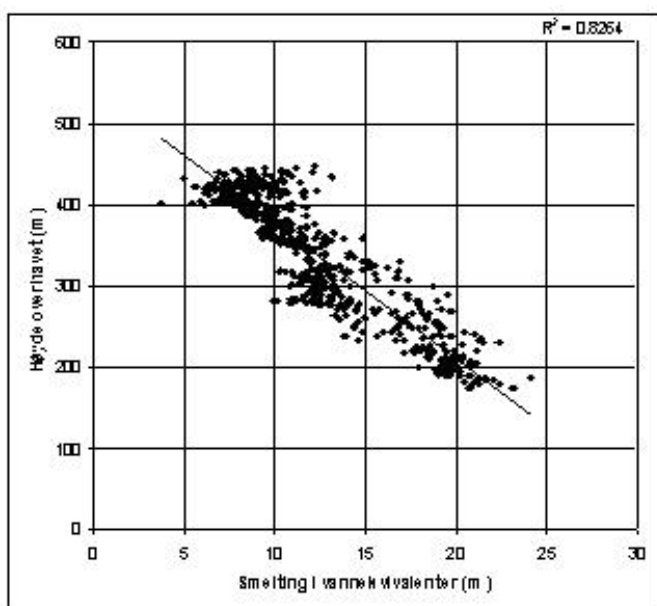
Da man kalibrerte modellen, ble det gjort med mye av de samme dataene som ble brukt til å lage den. Det kan ha forårsaket en kunstig god korrelasjon mellom modellerte og målte verdier, noe man må være klar over. Dette gjaldt spesielt snøfordelingen, og temperaturgradienten siden de ble beregnet ut av det man målte denne måleperioden.

#### 4.4 Feil i kartene

Det ble undersøkt hvor mye feil man kunne vente det var i mellom de to kartene man brukte til utregning av smelting i løpet av 10 år mellom 1990 og 2000. Over breis og fast grunn, kunne det ventes en feil på henholdsvis  $\pm 1,5$  og  $\pm 1,4$ . Den lille forskjellen i feilestimat, kan skyldes en litt høyere gradient på breen.

Feilen på  $\pm 1,5$  m i differansen mellom de to kartene, kan skyldes målefeil og feil ved konstruksjonen av kotene. I tillegg til denne feilen kommer det en feil ved å interpolere på kotene til en kontinuerlig høydemodell. Den kontinuerlige 1990-modellen, som også er en interpolasjon, ble igjen brukt til å regne ut gradienten brukt i feilestimatet til kartet (Ligning 3.12). Det er dermed også en liten usikkerhet i selve feilestimatet.

## 4.5 Høydeforskjellen og gradientendringen, nedre del av Høganesbreen

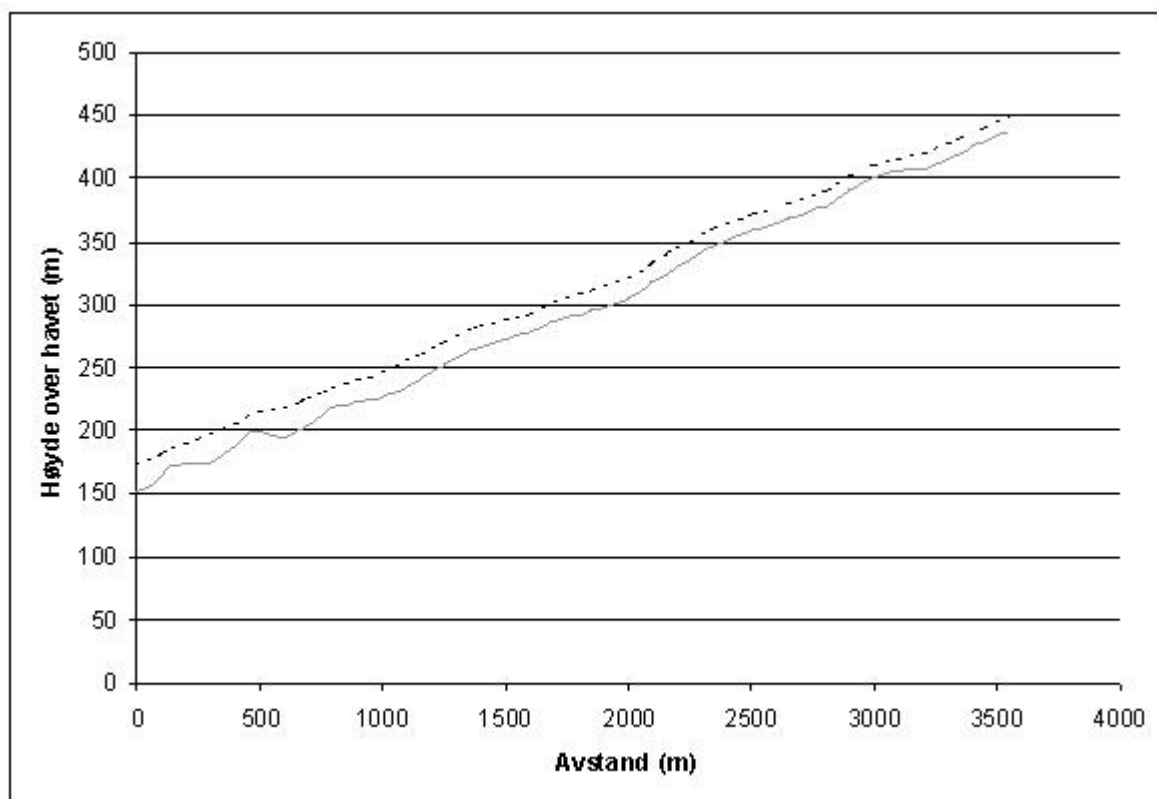


Figur 4.6: På figuren ser man smeltingen (høydeforskjell  $\times 0,920 \text{ g/cm}^3$ ) utregnet fra høydeforskjellen på den nederste delen av Høganesbreen fra 1990 til 2000, fordelt på høyden over havet. Ut fra korrelasjonen ( $r^2 = 0,83$ ) kan man se det er en signifikant sammenheng mellom smelting og høyde.

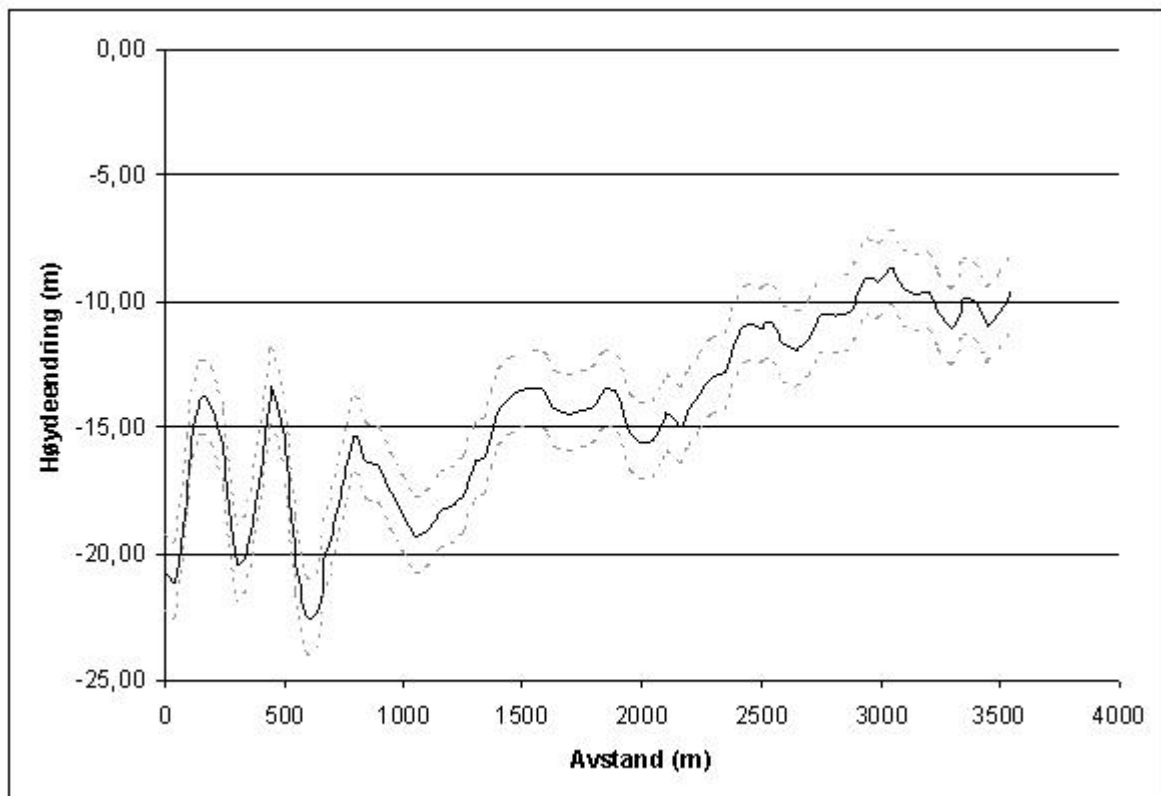
Tar man for seg smeltingen fordelt på høydeintervallet 150-440 m.o.h. (nedre del av Høganesbreen) i perioden sommeren 1990 til og med sommeren 2000, ser man at det er ganske god sammenheng med høyden (se Figur 4.6). Korrelasjonen er  $r^2 = 0,83$ . Høydeendringen er i gjennomsnitt  $-13,9$  m, men spredningen og et standardavvik på  $6,6$  m viser likevel at det er endel romlig variasjon i smeltingen. Denne romlige variasjonen vises også på Figur 4.9.

Etter å ha plukket ut høyden på Høganesbreens nedre del hver  $50$  m langs flytlinjen i 1990 og i 2000, ble de respektive overflatene plottet i samme diagram. Da så man en klar høydeendring og

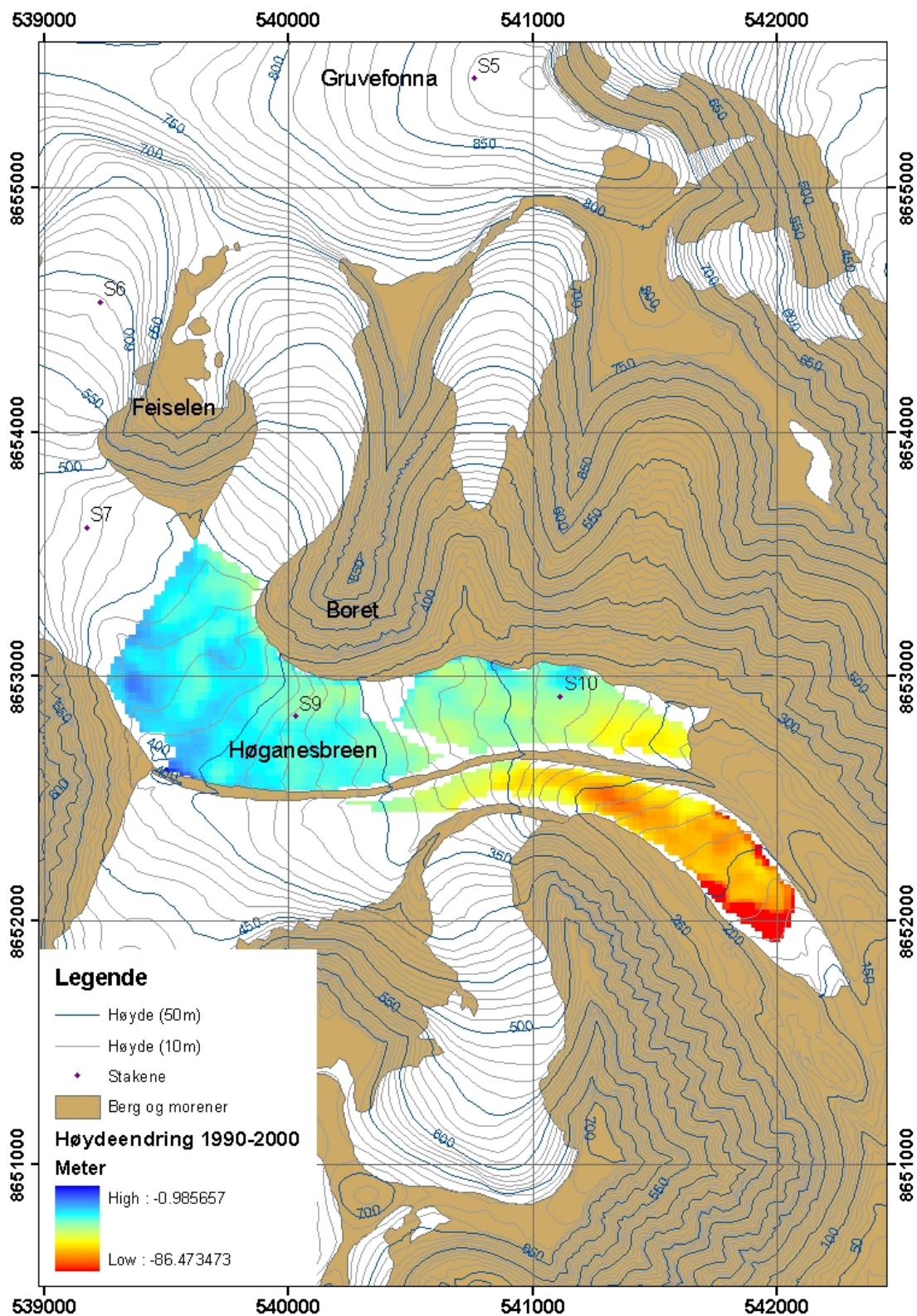
en svak endring i gradienten (se Figur 4.7). Gradienten i 1990 var i gjennomsnitt 7,79 høydemeter/100m. I 2000 var den 8,08 høydemeter/100m. Det har da i løpet av disse 10 årene, i gjennomsnitt vært en endring på 0,29 høydemeter/100m på nedre del av Høganesbreen. På Figur 4.7, Figur 4.8 og Figur 4.9 ser man også at høydedifferansen avtar oppover breen. Lengst nede var differansen på opp til  $-22,5 \pm 1,5$  m (feilen i kartdifferansen) og i de øvre delene ca  $-8,7 \pm 1,5$  m (se Figur 4.8).



Figur 4.7 Her ser man 1990-overflaten i som en svart stiplet linje og 2000-overflaten i grått langs flytlinjen på nedre del av Høganesbreen. Man kan se en negativ høydeendring langs hele profilet og en svak endring i gradienten.



Figur 4.8: Høydedifferansen mellom 1990 og 2000 er her plottet langs det samme lengdeprofilet langs flytlinjen som i Figur 4.7. De stiplete grå linjene er feilgrensen i høydedifferansen ( $\pm 1,5$  m).

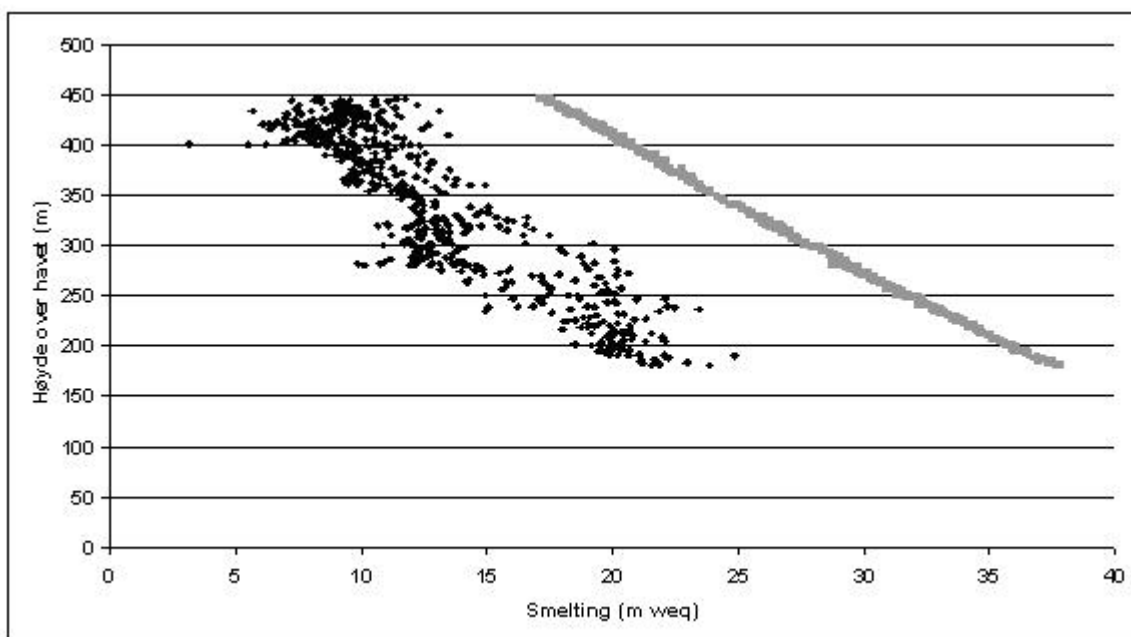


Figur 4.9: Her kan man se den romlige høydeendringen i meter i tidsperioden 1990 til 2000, på nedre del av Høganesbreen. Også her kan man se at høydeendringer avtar med høyden og at det bare er ablasjon. De ekstreme høydeendringene som -87,47 m er uteliggere.

## 4.6 Modellert 10-årssmelting, nedre del

Man ville som sagt se om den modellerte smeltingen kunne forklare høydeforskjellen i tiårsperioden. For å modellere smeltingen riktig i denne perioden, startet man modellen høsten året før (01.09.1989). Slik prøvde man å modellere snøfordeling før smeltingen skulle starte for fullt om våren. Modellen ble stoppet 14.08.2000, dagen flyfotoene til 2000-modellen ble tatt.

Ble modellresultatet sammenlignet med smeltet vannekvivalent, regnet ut fra høydeforskjellen på breen (målt smelting), fikk man en RMSE = 12,54 m, som er 95,19 % av gjennomsnittlig målt smelting. Dette var en stor feil, og ble den målte og den modellerte smeltingen plottet i samme diagram fordelt på høyden over havet i 1990, kunne man se at modellen i gjennomsnitt overestimerte med 12,26 m (gjennomsnittsfel ME) (se Figur 4.10).



*Figur 4.10: Smelting i meter vannekvivalent fra høydedifferansen (svart) og modellert smelting i meter vannekvivalenter fra 1990 til og med 2000 (grått), fordelt på høyden fra 1990. Her har modellen hatt de opprinnelige graddagsfaktorene ( $DDF_{snø} = 7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og  $DDF_{snø} = 10 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) fra kalibreringen over hele området. Det er tydelig at modellen overestimerer kraftig.*



---

Siden modellen var klart dårligst i den nederste delen av breen kunne man ikke forvente et veldig godt resultat her nede (se Figur 4.4). Det ble da prøvd å kalibrere modellen bare hvor 1990-høydemodellen og 2000-høydemodellen overlappet hverandre. Da ble kalibreringen bare gjort på S9 og S10 fra 01.09.2002 til måleperiodens slutt 10.08.2003. To staker er et veldig lite datagrunnlag og svært følsomt for målefeil, men det var dessverre alt man hadde her nede. Man fant da at den laveste RMSE = 0,153 m som er 7 % av det målte middelet, med  $DDF_{snø} = 7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og  $DDF_{is} = 8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ . Da modellen så ble kjørt over 10-årsperioden, og sammenlignet med målt smelting fikk man en RMSE = 5,9 m som er 45,1 % av det målte middelet (se Figur 4.11). Videre så man at man det fortsatt ble en overestimering. Denne overestimeringen samstemte bra med middelfeilen ME = 5,63 m.

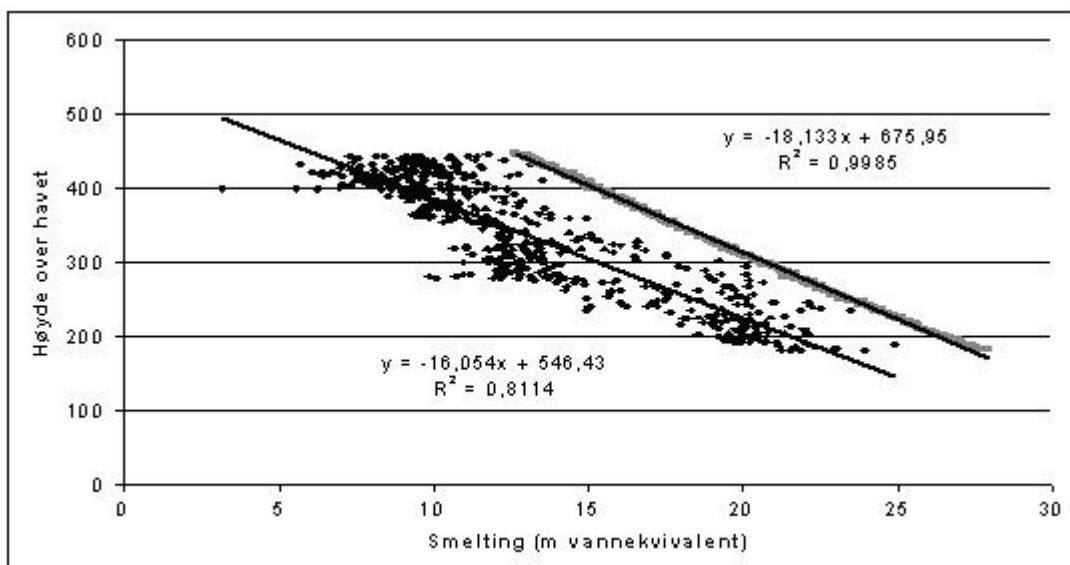
For å se hva graddagsfaktorene burde vært for å få det til å stemme bedre, kalibrerte man videre på smeltingen fra høydeforskjellen og fant en  $DDF_{snø} = 3 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og  $DDF_{is} = 8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  med RMSE = 2,15 m som var 16,3 % av det målte middelet (se Figur 4.12). Det er kanskje disse graddagsfaktorene som burde brukes på nedre del av breen, men man fikk ikke testet det slik man gjorde med de forrige. Da kalibrerte man først på noen målte verdier, og så ble modellen testet på andre uavhengige målinger (høydeforskjellen). I Tabell 4.1 er de forskjellige resultatene listet opp.

Man må ikke glemme at det er ganske mye usikkerhet i høydeforskjellen mellom høydemodellene. Man kan regne med at det er en feil i de to kartene, som kan skyldes målefeil og feil ved konstruksjonen av kotene. Med Ligning 3.13 kom man fram til at den kunne være feil på ca  $\pm 1,5$  m mellom de to høydemodellene på isbreen. I vannekvivalenter er det  $\pm 1,38$  m. Med en RMSE = 5,9 m mellom modellert og målt smelting (smelting fra høydedifferansen), kan det hende at den egentlig var et sted mellom 7,28 m og 4,52 m. I tillegg til denne feilen oppstår det en feil ved å interpolere på disse kotene for å få en kontinuerlig høydemodell, som igjen ble brukt

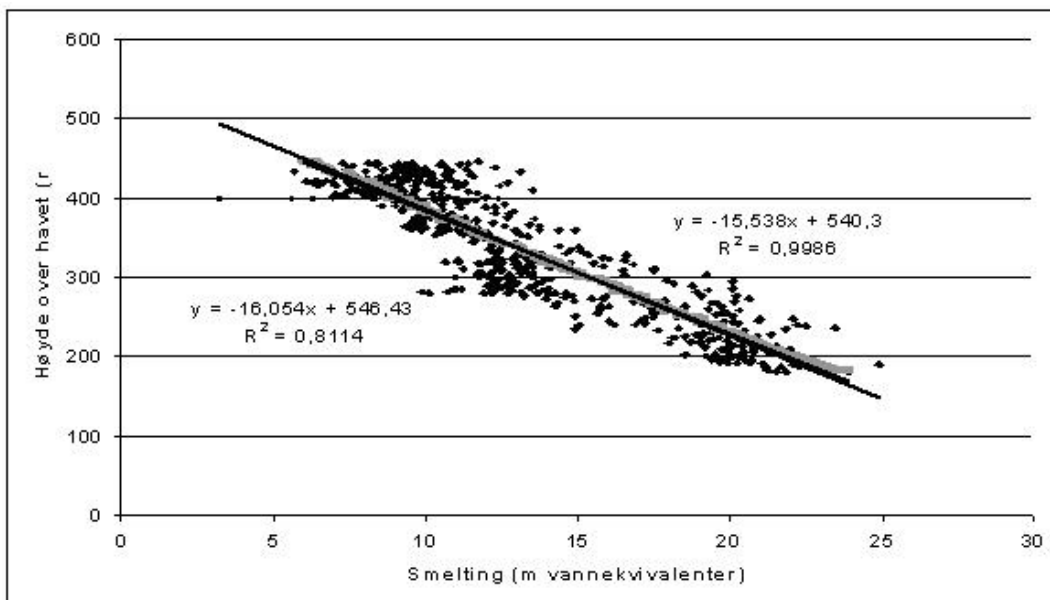
til å regne ut gradienten til utregningen av feilen i 1990-modellen. Som man ser kan disse feilene påvirke modellresultatet endel.

	Måleperioden (2003)			10-års perioden (1990-2000)		
	DDF <sub>snø</sub>	DDF <sub>is</sub>	RMSE	DDF <sub>snø</sub>	DDF <sub>is</sub>	RMSE
Hele breen på 10 staker	7	10	20,68 %	7	10	95,19 %
Nedre del av breen på 2 staker	7	8	7 %	7	8	45,1 %
Nedre del på DEM differansen				3	8	16,31 %

Tabell 4.1: Tabellen viser de forskjellige graddagsfaktorene ( $\text{mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) man kom fram til ved de forskjellige dataene til kalibrering i måleperioden og 10-årsperioden, og hvor stor feilen (RMSE som prosent av målt middel) var. I måleperioden kom man fram til hvilke graddagsfaktorer som burde være best før de ble de testet i perioden 1990 – 2000. Nederst har man tatt med testen som gikk ut på å kalibrere graddagsfaktorene på smeltingen fra høydedifferansen.



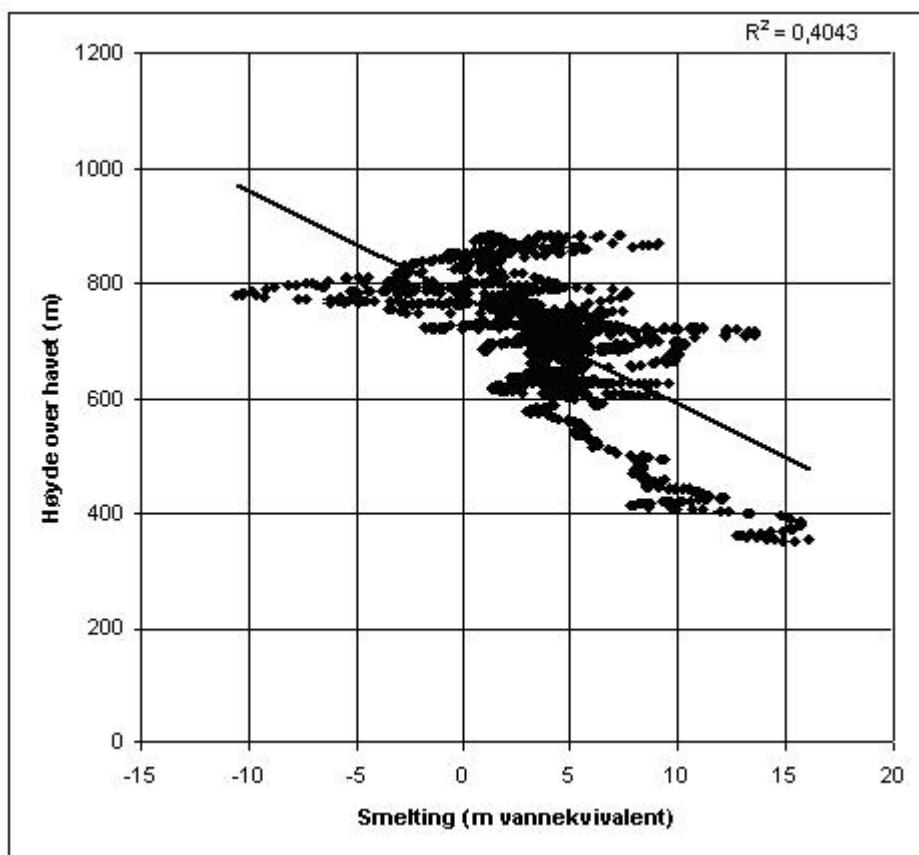
Figur 4.11: Viser modellert smelting (grått) og smelting fra høydedifferansen (svart) i gitte høyder over havet. Modellen er kalibrert på bare S9 og S10 og har da  $DDF_{snø} = 7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og  $DDF_{is} = 8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ . Høydene er fra høydemodellen fra 1990. Øvre regresjonsligning med korrelasjonskoeffisient tilhører modellen og den nederste regresjonsligningen tilhører høydedifferansen.



Figur 4.12 Her er graddagsfaktorene tilpasset den målte smeltingen (fra høydedifferansen). Modellert smelting (grått) og smelting fra høydeforskjellen (svart) fordelt på høyden fra 1990. Øvre regresjonsligning tilhører modellen og den nederste regresjonsligningen tilhører høydedifferansen. Graddagsfaktorene ble  $DDF_{snø} = 3 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og  $DDF_{is} = 8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ .

## 4.7 Høydeforskjellen, øvre del

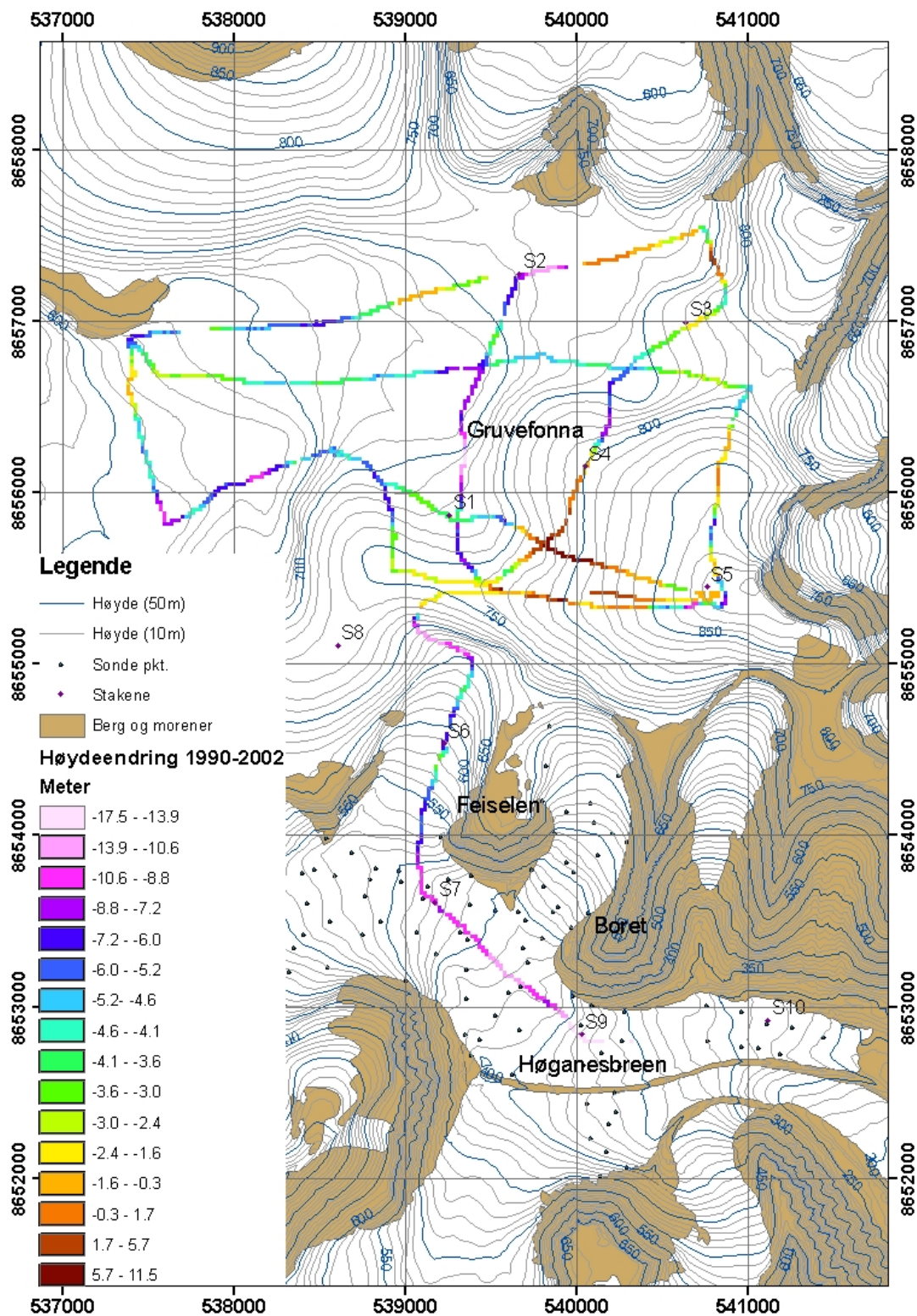
Tar man for seg smeltingen fordelt på høyden fra 400 – 900 m.o.h. (øvre del av Høganesbreen og Gruvefonna) for perioden 1990 til 2002, ser den ganske kaotisk ut (se Figur 4.13 og Figur 4.14). Her var det ingen god sammenheng mellom smelting og høyden. Korrelasjonen var bare  $r^2 = 0,40$ . På Figur 4.13 kan man se at det er en veldig stor spredning mellom 650 moh og 900 moh, og rundt 800 moh og oppover ser det ut til at man har litt akkumulasjon.



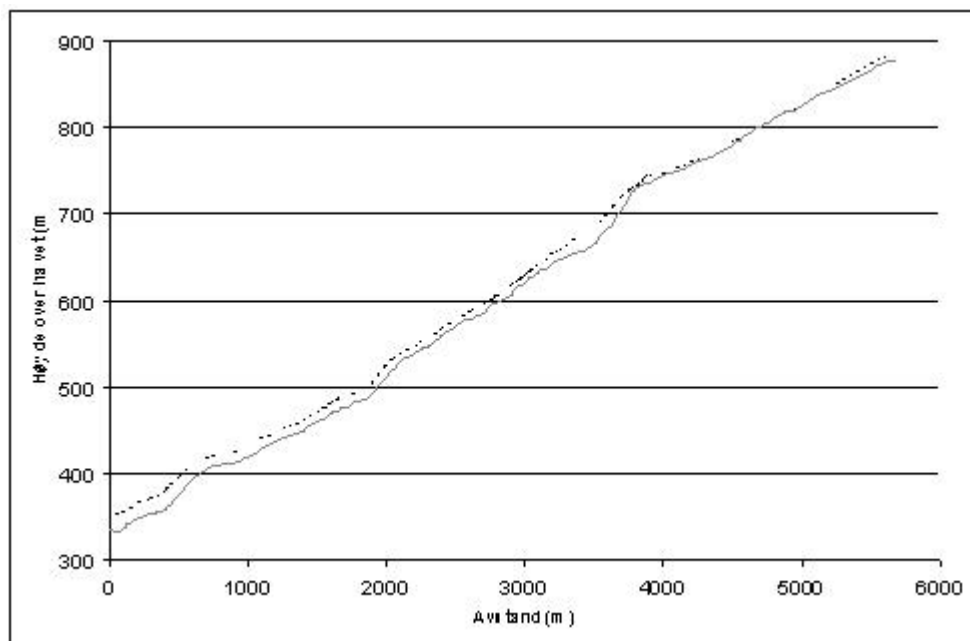
Figur 4.13: På figuren ser man hvordan smeltingen fra høydeforskjellen mellom GPS-målingene og høydemodellen fra 1990 er fordelt med høyden (fra 1990). Man kan se at korrelasjonen er lav,  $r^2 = 0,40$ . Det betyr at det ikke er noen god sammenheng mellom smelting og høyde over havet i de øvre områdene.

På Figur 4.14 kan man se den romlige fordelingen av akkumulasjon og ablasjon i de øvre delene av Høganesbreen og oppe på Gruvefonna. Følger man GPS-sporet oppover Høganesbreen og opp til toppen av Gruvefonna, avtar høydeendringen svakt med høyden, og går mot null ved toppen (se Figur 4.14 og Figur 4.15).

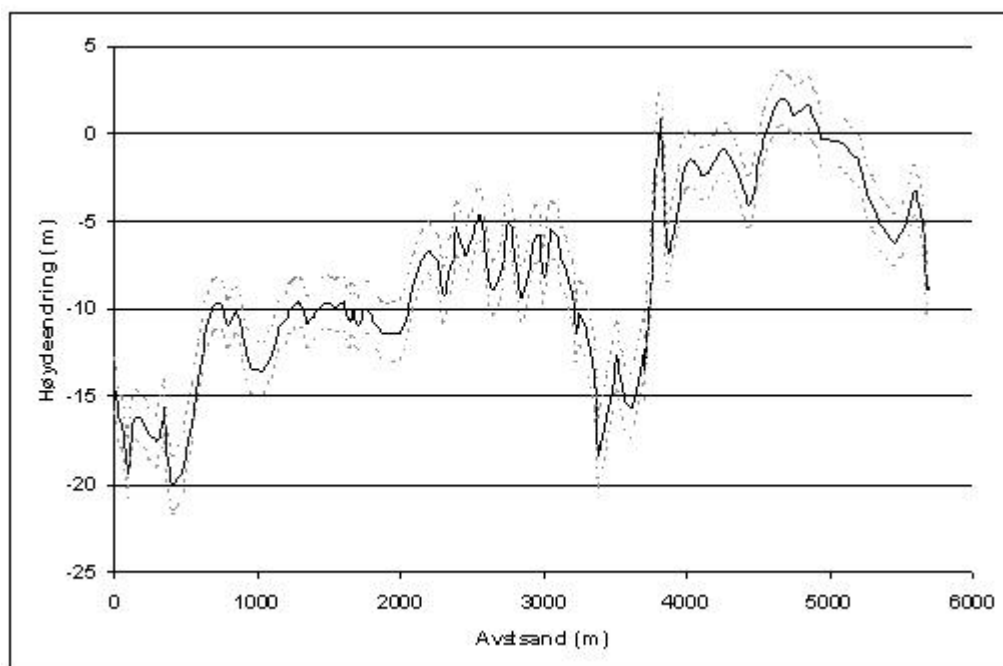
Høydeendringer er stort sett negativ, men rundt 800 m.o.h. er det en så hvitt den blir positiv ca.  $1,93 \pm 1,57$  m i løpet av 12 år (se Figur 4.16). Man kan derfor ikke si det er mye signifikant høydeøkning. Så i de øvre delene av Høganesbreen og Gruvefonna ser det ut til å stort sett bare være smelting, men også små områder med litt akkumulasjon.



Figur 4.14: Her vises en oversikt over høydedifferansen (meter) i løpet av perioden 1990 til 2002 i øvre deler av Høganesbreen og opp på Gruvefonna. Opp langs Høganesbreen og opp mot toppen av Gruvefonna kan man se at høydedifferansen avtar med høyden. På Gruvefonna derimot der det ganske kaotisk med netto akkumulasjon og ablasjon i samme høyde.



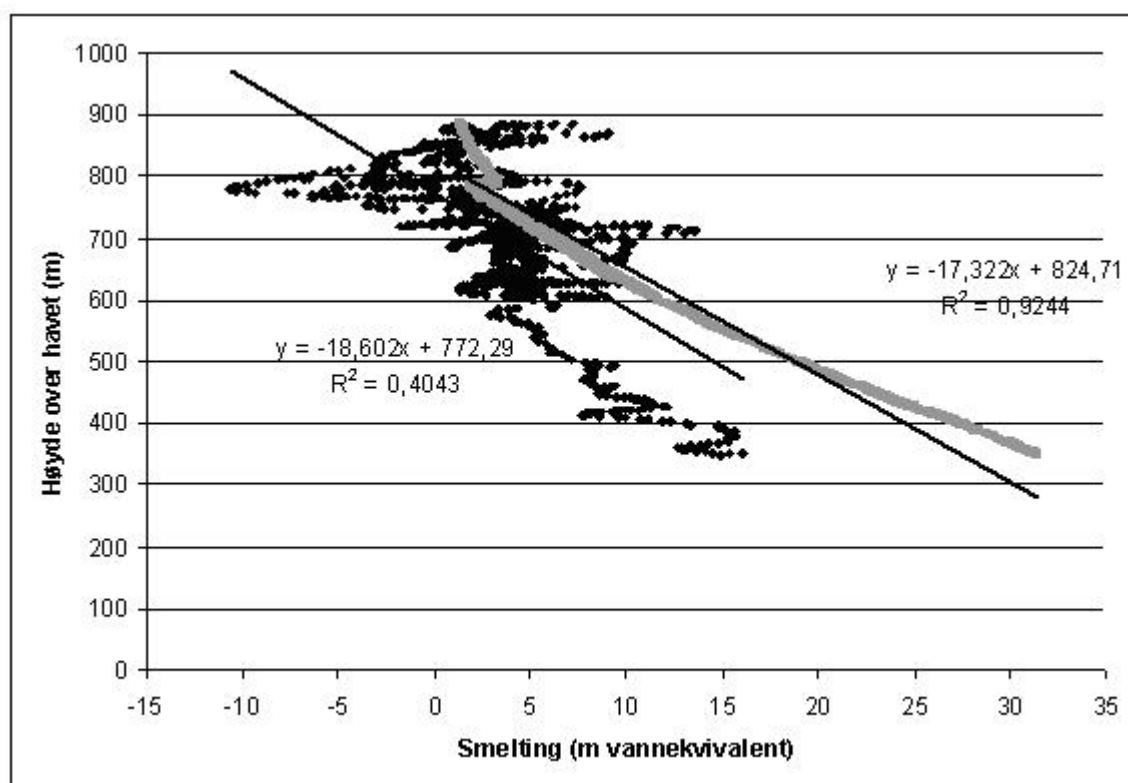
Figur 4.15: Den grå grafen er høyden i 2002 og den svarte stiplete er høyden i 1990 med. Man ser at gradienten nesten ikke har endret seg over 12 år.



Figur 4.16: Høydeendringen med feilgrensa som stiplete grå linjer, langs GPS-banen. Man kan ikke se mye signifikant akkumulasjon.

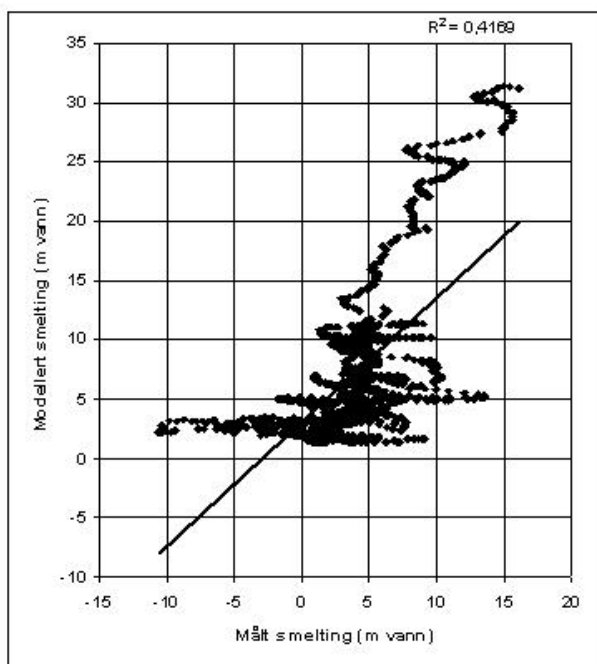
## 4.8 Modellert 12-årssmelting, øvre del

Da det ble undersøkt hvor godt den opprinnelige modellen (med  $DDF_{snø} = 7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og  $DDF_{is} = 10 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) klarte å estimere smeltingen i øvre del av Høganesbreen og Gruvefonna, regnet man ut litt mer statistikk. På grunn av den dårlige korrelasjonen mellom målt smelting og høyde, kunne man ikke forvente veldig gode tall. Man fikk en  $ME = 3,30 \text{ m}$  vannekvivalent og  $RMSE = 5,72 \text{ m}$  som var 149 % av det målte middelet. Det betyr at man i snitt bare overestimerer 3,30 m smelting over 12 år, men at differansen mellom modellert og målt smelting varierte svært mye med høyden (se Figur 4.17). Dette gjør at det heller ikke blir noen statistisk signifikant sammenheng mellom målt og modellert smelting, bare  $r^2 = 0,42$  (se Figur 4.18).

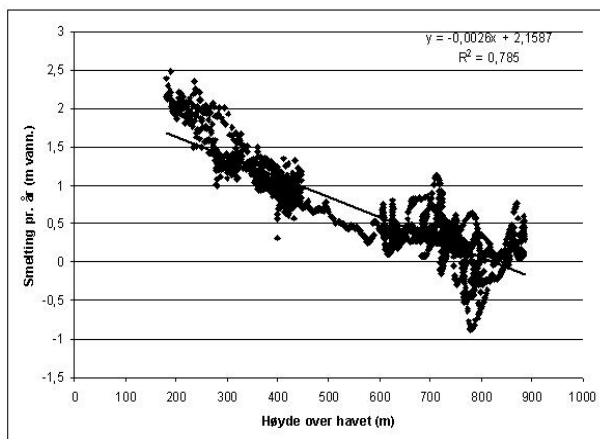


Figur 4.17: På figuren ser man smelting fra høydedifferansen mellom GPS-målingene og høydemodellen fra 1990 (svart) og modellert smelting mellom 1990 og 2002 (grått) med  $DDF_{snø} = 7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og  $DDF_{is} = 10 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ . Den øverste regresjonsligningen tilhører de modellerte verdiene og den nederste de målte. Man kan se at det er en overestimering over de 12 årene, men trenden av smelting med høyden er ganske lik.





Figur 4.18: På denne grafen ser man målt smelting plottet mot modellert smelting fra 1990 til 2002. Korrelasjonen er fortsatt veldig dårlig. Man ser en veldig stor spredning.



Figur 4.19: På figuren ser man smeltingen pr. år fra høydedifferansene, fra øvre og nedre del av breene fordelt på høyden.

Hvis man så på smeltingen fra høydeforskjellene oppe og nede samlet og fordelt på høyden, ble det derimot en ganske god sammenheng (se Figur 4.19). Da ble  $r^2 = 0,79$ . I området der GPS-målingene og høydemodellen fra 2000 overlapper hverandre, regnet man ut gjennomsnittlig smelting pr. år og standardavvik for de to forskjellige høydedifferansene (2002-1990 og 2000-1990). Med GPS-målingene smeltet det også 0,99 m/år med et standardavvik på 0,20 m/år. Når 2000-modellen ble brukt smeltet det i også 0,99 m/år i gjennomsnitt, men med et standardavvik på bare 0,02 m/år. Bevegelse i roverantenna, kan nok forklare mye av den store forskjellen i standardavvik. Ytterligere variasjon kan tilføres smelteutregningene av snødyppet som ble trukket fra GPS-høyden. Når GPR'en brukte en frekvens på 500 MHz var maksimal oppløsning 11,5 cm.



---

## 5. Diskusjon og analyse

Da graddagsfaktorene for snø ble utregnet, ble den ekstremt høy, men senere endret under kalibreringen. Modellen så ut til å virke bra etter den første kalibreringen, men over en lengre periode fikk man dårlige resultater. De mulige årsakene til dette og graddagsfaktorene vil her bli diskutert og vurdert.

### 5.1 Størrelsen på graddagsfaktorene

Ved utregning ble graddagsfaktoren for snø veldig høy. Vanligvis er graddagsfaktoren mellom 3 og 6 mm dag<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> (Killingtveit og Sælthun, 1995, Braithwaite, 1995 og Kustas og Rango, 1994), men det har blitt rapportert graddagsfaktorer mellom 2 og 15 mm dag<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> (Killingtveit og Sælthun, 1995). Graddagsfaktoren for snø er vanligvis mye lavere enn graddagsfaktoren for is, opptil 30 % lavere (Singh mfl., 2000) grunnet høyere albedo (Hock, 2003). Braithwaite laget en tabell i 1995 med forskjellige graddagsfaktorer funnet på forskjellige isbreer forskjellige steder i verden. For is er graddagsfaktorene mellom 5,5 og 13,8 mm dag<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>. 13,8 mm dag<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> rapporterte Schytt (1964) at de hadde funnet på Svalbard. Denne stikker seg litt ut. For smeltesesongen 1959 fant W. Ambach (1988a) en graddagsfaktor på 18,6 mm dag<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> på Vest Grønland, som igjen er enda høyere. Så man kan si at graddagsfaktoren for is var hele tiden innenfor hva man kan forvente seg, men graddagsfaktoren for snø virket veldig usannsynlig.

Grunnen til at graddagsfaktoren for snø ble så høy som 44,7 mm dag<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>, er vanskelig å vite. En mulig forklaring er at mye av snøen som lå ved S7 i april blåste bort i løpet av våren, og at det dermed ikke var 433 mm snøvannekvivalenter som smeltet bort, men mye mindre. Da ville det vært mye mindre snø å smelte pr. dag pr. grad, og graddagsfaktoren ville blitt mye mindre.

Det er ikke så rart at graddagsfaktoren for snø var høyere enn man først kunne vente seg. Gruveinngangen til Svea Nord og lastingen av kull skjedde oppe på

Høganesbreen. Det har ført til unaturlig mye støv som har fordelt seg et stykke ut over breen. Dette kan ha senket albedoen kraftig, og derfor gitt en relativt høy graddagsfaktor. Singh m.fl. (2000) fant opp til 13,0 % økning i graddagsfaktoren til snø og 9 % for is i Himalaya, ved å tilføre snø og is et 2 mm tykt støvlag. En slik senkning av albedoen kan neppe forklare den ekstreme graddagsfaktoren for snø først utregnet, men at den fortsatt var ganske høy etter kalibreringen.

Graddagsfaktorene som ble funnet ved kalibrering i måleperioden, var  $7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og  $10 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  til henholdsvis snø og is. Selv om de var relativt store kan man si at graddagsfaktorene var innenfor hva som er vanlig, og graddagsfaktoren for snø var til og med lik det som er funnet et annet sted på Spitsbergen (Bruland mfl., 2001). Likevel ble det oppdaget at modellen ga relativt store feil i øvre og nedre delen av breen.

Graddagsfaktorene kan variere mye i tid og rom. Dette grunnes at forskjellige deler av energibalansen er viktigere fra et sted til et annet og til forskjellige tider (Hock, 2003, Cazorzi og Fontana, 1996 og Kustas og Rango, 1994). Ambach (1988a,b) fant ut at man oftest har lav graddagsfaktor ved mye følbar varme, og høy graddagsfaktor når den følbare varmetransporten er lav, og tilegnet derfor mindre graddagsfaktorer i lavere høyder på Vest Grønland. Braithwaite (1995) fant også høyde graddagsfaktorer ved lave temperaturer, og lave graddagsfaktorer ved høye temperaturer.

På grunn av mye kondensering og latent og følbar varme, vil maritime miljø sannsynligvis ha lavere graddagsfaktorer enn mer kontinentale miljø (Hock, 2003). Av forskjellige grunner kan også lave graddagsfaktorer forventes i tørre områder med mye stråling og hvor sublimasjon spiller en viktig rolle i varmebudsjettet (Hock, 2003). Dette skjer på grunn av det høye energiforbruket under sublimasjon, som reduserer energien til smelting betydelig, og dermed også graddagsfaktoren (Lang og Braun, 1990). Av Det Norske Meteorologiske Institutt (DNMI) sine værstasjoner er stasjonen i Sveagruva blant de mest kontinentale (Hansen-Bauer mfl., 1990). Ut fra dette skulle man tro at graddagsfaktorene burde være relativt lave, men hvis det er lite

---

sublimasjon og relativt kaldt på disse breene, kan det forklare litt av de forholdsvis høye graddagsfaktorene.

På grunn av generelt høyere albedo, er graddagsfaktorer for snø vanligvis betydelig lavere enn de er for is. Braithwaite (1996) så at på to breer på Grønland (Qamanarssup Sermia og Nordbogletscher), var graddagsfaktoren for snø bare 40 % av faktoren for is, men på fire breer i Skandinavia var den ca 70 % av graddagsfaktoren for is. Han mente det skyldes en mindre kontrast i albedo i Skandinavia. Selv om dette gjelder Arktis, kan det da tyde på at man har lignende forhold som i Skandinavia. Golfstrømmen gjør at Svalbard har et mildere klima enn andre arktiske strøk. En annen viktig grunn her som i Skandinavia, er at det er mye støv i området som vil senke albedoen i snøen. Dette var lett å se når kullstøv blåste utover breen.

## 5.2 Feilkilder i modellen

Under kalibreringen av modellen i måleperioden (08.04.2003 til 10.08.2003) klarte man å komme fram til et generelt godt resultat, men det var noen lokaliteter som var svært vanskelig å modellere. Det var spesielt S2, S5 og S10. Her må det ha vært noen lokale faktorer som spilte inn.

### 5.2.1 Påfrysning

I S2 overestimerte modellen kraftig. Da det ble gjort observasjoner ved S2 i august 2003, var det veldig mye sørpe og vann i snøen i området rundt. Det så ut til at vann drenerte mot denne staken fra omgivelsene. Det kan da tenkes at det var mye påfrossen is der deler av året. Det vil senke den reelle smeltemraten, som ville gjøre at modellen estimerte for mye smelting.

### 5.2.2 Vind

Modellen beregnet alt for lite smelting ved S5. En mulighet er at snøen i S5 i virkeligheten ble blåst bort, og derfor skulle modellen muligens smeltet mer i is som har en høyere graddagsfaktor. Med mer smelting ville kanskje simuleringen ligget nærmere de målte verdiene. Dessverre virket ikke vindfordelingsmodellen som ble prøvd helt tilfredsstillende, og man endte opp med to enkle lineære høydefordelinger. Kanskje med en mer avansert snøfordeling kunne den modellerte smeltingen eventuelt stemt bedre med den målte.

### 5.2.3 Albedo

Støv reduserer albedoen i snø og is, slik at det blir absorbert mer stråling og smeltingen øker. Støvkildene reduseres med høyden. Albedoen vil da øke oppover i et område (Bruland og Hagen, 2002). På grunn av den betydelige mengden støv fra kullgruva, kunne innkorporering av denne parameteren muligens ført til noen forbedringer av modellen. I området rundt gruveinngangen kunne snøen til tider være veldig grå fra alt kullstøvet. Albedoen vil da være kraftig redusert. Disse lagene med kull ville bli værende og akkumuleres til tykkere lag ettersom snøen smelter, i tillegg til at eldre snø uansett vil få lavere albedo (Kuusisto, 1880). Albedoen vil gradvis avta og smeltingen øke.

Inkorporering av albedo i graddagsmodeller har gitt lovende resultater (Arendt og Sharp, 1999 og Schreider mfl., 1997). Her ville det muligens gitt enda mer smelting nederst, og mindre på toppen. Tabell 5.1 viser at modellen smeltet alt for mye i S10, nedenfor gruveinngangen, og i S9 rett ved gruveinngangen. Hvis inkorporering av albedo i modellen ville ført til mer smelting, hadde det virket mot sin hensikt. Det er i de høyere delene modellen smelter for lite, og ikke de nedre der albedoen normalt er størst.

<b>Stake</b>	<b>Høyde over havet (m)</b>	<b>Målt total smelting (mm)</b>	<b>Modellert smelting (mm)</b>	<b>Smelte differanse (modell-målt)</b>
S1	723	753	836	83
S2	712	477	857	380
S3	770	629	693	64
S4	800	520	645	125
S5	881	781	487	-294
S6	588	1377	1354	-23
S7	477	1882	1845	-36
S8	735	893	814	-79
S9	377	2162	2345	182
S10	285	2274	2866	592
<b>Gjennomsnitt</b>		1175	1274	99

*Tabell 5.1 Viser staken og deres høyder i terrenget, målt smelting, modellert smelting og forskjellen til modellert og målt smelting ved kalibrering av modellen fra høsten før og ut måleperioden (01.09.2002 – 10.08.2003).*

Hvis graddagsfaktorene hadde blitt annerledes over hele området, så kan det likevel hende at albedoen kunne gitt en liten forbedring. Braithwaite (1995) fant sammenheng mellom store graddagsfaktorer og lav temperatur og lav albedo. Ved å ta med albedo i modellen, kunne man kanskje senket graddagsfaktoren, slik at det ikke ble for mye smelting nederst på Høganesbreen og samtidig økt smeltingen i de øvre delene.

### 5.2.4 Stråling

Det kan tenkes at begge måleytterpunktene (S5 og S10) er vanskelig å modellere på grunn av at man bare brukte vanlige graddagsfaktorer til smelting, og ingen elementer fra energibalanseligningen. Spesielt kort- og langbølget stråling kunne vært relevante i denne sammenhengen. Solstråling er svært viktig for smelting av snø og is i høyden og på høyere breddegrader (Kane mfl., 1997). Spitsbergen er langt nord og Høganesbreen ligger 77°567'N 16°420'E (Hagen mfl, 1993). Man kan da regne med at stråling er sentralt her. Ohmura (2001) fant at langbølget stråling og følbare varme utgjorde  $\frac{3}{4}$  av energien som ble brukt til smelting. Det kan derfor tenkes at graddagsmodellen ikke er det riktige valget av smeltemodell i dette området. Det har vært gjort sammenligninger av graddagsmodeller og energibalansmodeller til smelting av snø og is på Svalbard, hvor energibalansmodellen som regel kommer best ut (Bruland og Killingtveit, 2002 og Bruland og Hagen, 2002, Bruland mfl., 2001). Likevel har det blitt stilt spørsmål om energibalansmodellen gir så mye bedre resultater, at den er verdt å bruke pga. det store databehovet (Bruland og Killingtveit, 2002).

På toppen kan stråling imidlertid delvis forklare hvorfor det smelter mer enn det man klarte å modellere, i tillegg til at mye snø kan ha blåst bort. Nede ved S10 modelleres det for mye smelting. Det kan tenkes at det her var litt mer skygge, men omgivelsene synes ikke å være høye og bratte nok. Schuler og Melvold (2004) brukte potensiell solinnstråling i sin graddagsmodell på det samme datagrunnlaget. De hadde liknende problemer med akkurat de samme målingene. Derfor kunne man tru at det ikke var stråling som var den viktigste årsakene til avvikene, selv om det oftest er den viktigste faktorene for smelting.

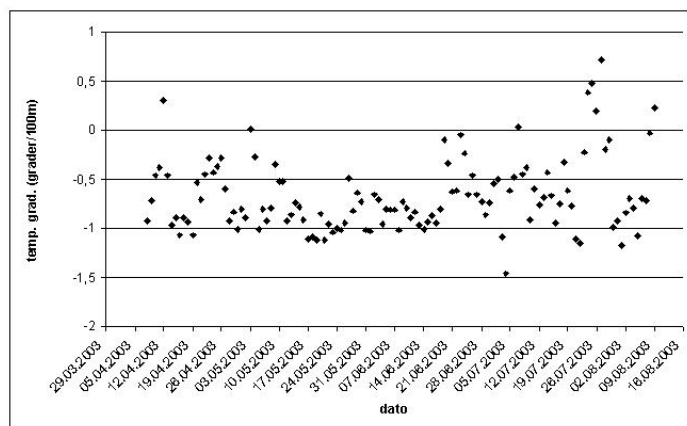
### 5.2.5 Temperaturgradient og katabatiske vinder

I S5 ble det estimert for lite smelting, mens i S10 ble det modellert for mye. Det er litt vanskelig å si hva dette skyldes. Lokale variasjoner kan være en årsak til dette, men det kan også være at temperaturgradienten var annerledes i ytterpunktene.



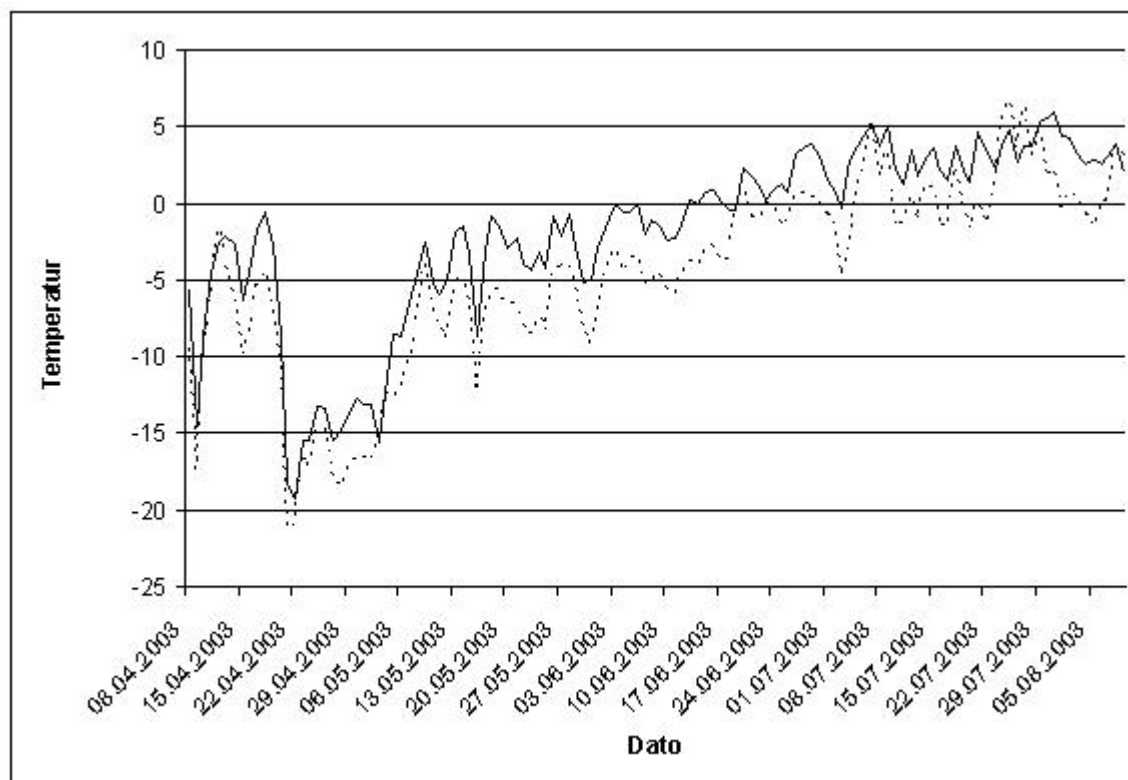
Temperaturgradienten var konstant lineær i modellen, som er en grov forenkling av virkeligheten hvor temperaturgradienten kan variere mye i tid og rom. På Figur 5.1 ser man opp til seks dager med inversjon i smeltesesongen, og flere dager med veldig lav temperaturgradient. Deler man måleperioden opp i to deler, en for vår (08.04.03 – 31.05.03) og en for sommer (01.06.03 – 09.08.03), er de gjennomsnittlige temperaturgradientene henholdsvis  $-0,74$  °C/100m og  $-0,62$  °C/100m. Det kan altså se ut som temperaturgradienten på sommeren er litt slakere enn på våren. Likevel skal man ta forbehold til en slik antagelse, siden det her ikke er noen god temporal trend i temperaturgradienten (se Figur 5.1).

Grunnen til at temperaturgradienten blir slakere kan være katabatiske vinder, som dannes når det er mye smelting oppe ved toppen. Disse kommer sigende nedover Høganesbreen og gjør det forholdsvis kaldere lengre nede enn det ellers ville vært. Dette skjer ved at lufta ved breoverflaten kjøles ned ved latent varmetransport under smelting. På Figur 5.1 og Figur 5.2 kan man se mest inversjon i smeltesesongen, og at temperaturen i S5 og S7 er ofte nær hverandre. Temperatur-gradienten er da i



Figur 5.1: Viser temperaturgradienten som °C/100m dag for dag i perioden med temperaturmålinger i både S5 og S7 (08.04.2003 – 09.08.2003).

virkeligheten periodevis slakere og noen ganger motsatt av den gjennomsnittlig konstante temperaturgradienten i modellen. Dette kan antageligvis slå ut på den nederste delen av Høganesbreen, og modellen vil overestimere smeltingen. Det kan også tenkes at temperaturgradienten varierer enda mer lokalt, noe man ikke får undersøkt på grunn av manglende data.

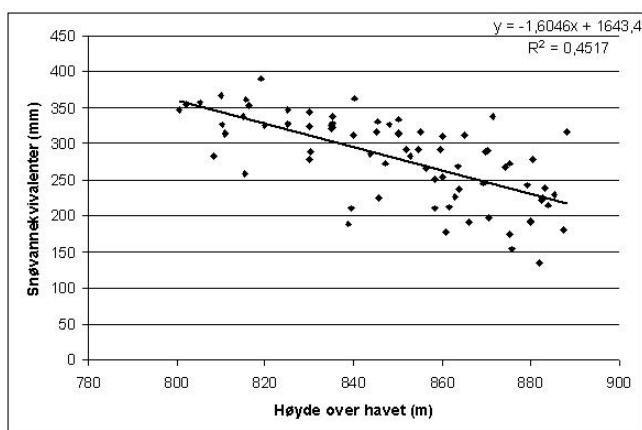


Figur 5.2: Viser temperaturvariasjonen (°C) over tid (dager) i S5 (stiplet) og S7 (heltrukken) f.o.m. 08.04.2003 t.o.m. 09.08.2003.

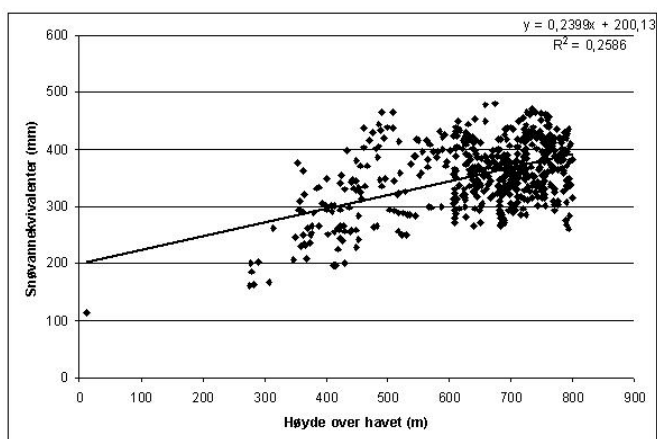
### 5.2.6 Snøfordeling

Snøen ble fordelt lineært på høyden som er en grov forenkling av virkeligheten. I virkeligheten derimot, er det ingen sterk lineær sammenheng mellom snø og høyde over havet. Opp til 789 moh hadde man bare  $r^2 = 0,26$ , og over denne grensen var  $r^2 = 0,45$  (se figur 5.3 og 5.4). Dessverre var dette det beste man hadde, og man kan derfor forvente at bruk av høyde-snøfordeling kan gi noe feil i modellert smelting.

Denne lineære fordelingen ble i modellen gjort om til et forhold av hva som snødde i Longyearbyen fram til siste måledag for vinterakkumulasjon (07.04.03), og senere kalibrert. På Høganesbreen og opp på toppen av Gruvefonna kom man da fram til en akkumulasjon-høydegradient på 0,8 mm/100m (stigningstallet i Ligning 3.5 delt på gjennomsnittlig vinternedbør i Longyearbyen (115,6 mm) fram til 07.04.03) opp til 789 moh etter kalibrering. Over 789 moh, ble den -59 mm/100m (gradienten i



*Figur 5.3: Her vises snøakkumuleringen som vannekvivalenter fordelt på høyden over 789 moh. Man ser også regresjonsligningen og den lave korrelasjonen.*



*Figur 5.4: Her vises snøakkumuleringen som vannekvivalenter fordelt på høyden opp til 789 moh. Man ser også regresjonsligningen og den lave korrelasjonen.*

Ligning 3.6 delt på gjennomsnittlig vinternedbør i Longyearbyen (115,6 mm) fram til 07.04.03).

Man ser da at i de nedre delene nesten ikke har noen akkumulasjon fordelt på høyden etter kalibrering, som stemmer med korrelasjonskoeffisienten. I den lille øvre delen kan man se at det er en veldig svak negativ gradient, der korrelasjonskoeffisienten antyder en veldig svak sammenheng mellom høyde og akkumulasjon. Siden man nesten ikke har noen høyde-snøfordeling i modellen etter kalibreringen, kan det virke som at snøfordelingen i modellen ikke er så stor feilkilde for ablasjonen som det i første omgang kunne synes. Likevel stemmer ikke den modellerte snøfordelingen godt med den målte.

Snøen ble sist målt 07.04.03. Det er fullt mulig at det snødde en del etter

dette, men det ville trolig påvirket akkumulasjonsgradientene lite. Smeltesesongen starter ofte i månedsskifte mai/juni.

### 5.2.7 Variasjon i graddagsfaktorene

Braithwaite (1998) fant en  $\pm 10\%$  variasjon mellom staker som bare sto få meter fra hverandre på Vest Grønland. Selv om det er ett annet klima på Høganesbreen, kan man regne med en romlig variasjon av graddagsfaktorene der også. Hvis variasjonen bare var tilnærmet like stor, ville det kunne skape problemer for modellen som har konstante graddagsfaktorer. I tillegg kan man regne med at graddagsfaktorene vil variere over tid (Kuusisto, 1980), spesielt for snø hvor metamorfosen i snøen vil gjøre at albedoen synker. I løpet av året vil også den direkte solinnstrålingen variere, som igjen kan påvirke graddagsfaktorene.

### 5.2.8 Målefeil

Man må heller ikke glemme at det kan være målefeil som gjorde at det ble problematisk å modellere alle stakene tilfredsstillende. Snødypet ble målt 6. og 7. april. Man må regne med at det kom snø etter dette, og at de målte verdiene egentlig skulle vært litt større. Derfor kan det hende at man skulle målt mer smelting enn det som ble gjort. Dette kan være en viktig feilkilde i for eksempel S10, der det var stor overestimering av smelting. Mer snø, med lavere graddagsfaktor enn is, kunne ført til totalt mindre smelting i modellen.

En annen mulighet ved S5 kan være at det faktisk var lite snø, og at individuelle lag i snøpakka med liten tetthet slo kraftig ut på den gjennomsnittlige tettheten og dermed smeltingen. Det nederste laget i snøgropene hadde noen ganger lavere tetthet enn de over. Tettheten her var som regel under  $300 \text{ kg/m}^3$ , mens de øvrige lagene var alltid over  $300 \text{ kg/m}^3$ . Snøverdiene fra radaren kan således feilberegnes i de øvre delene av Gruvefonna, siden det her ble brukt interpolert tetthet til å regne ut snøvannekvivalentene.

---

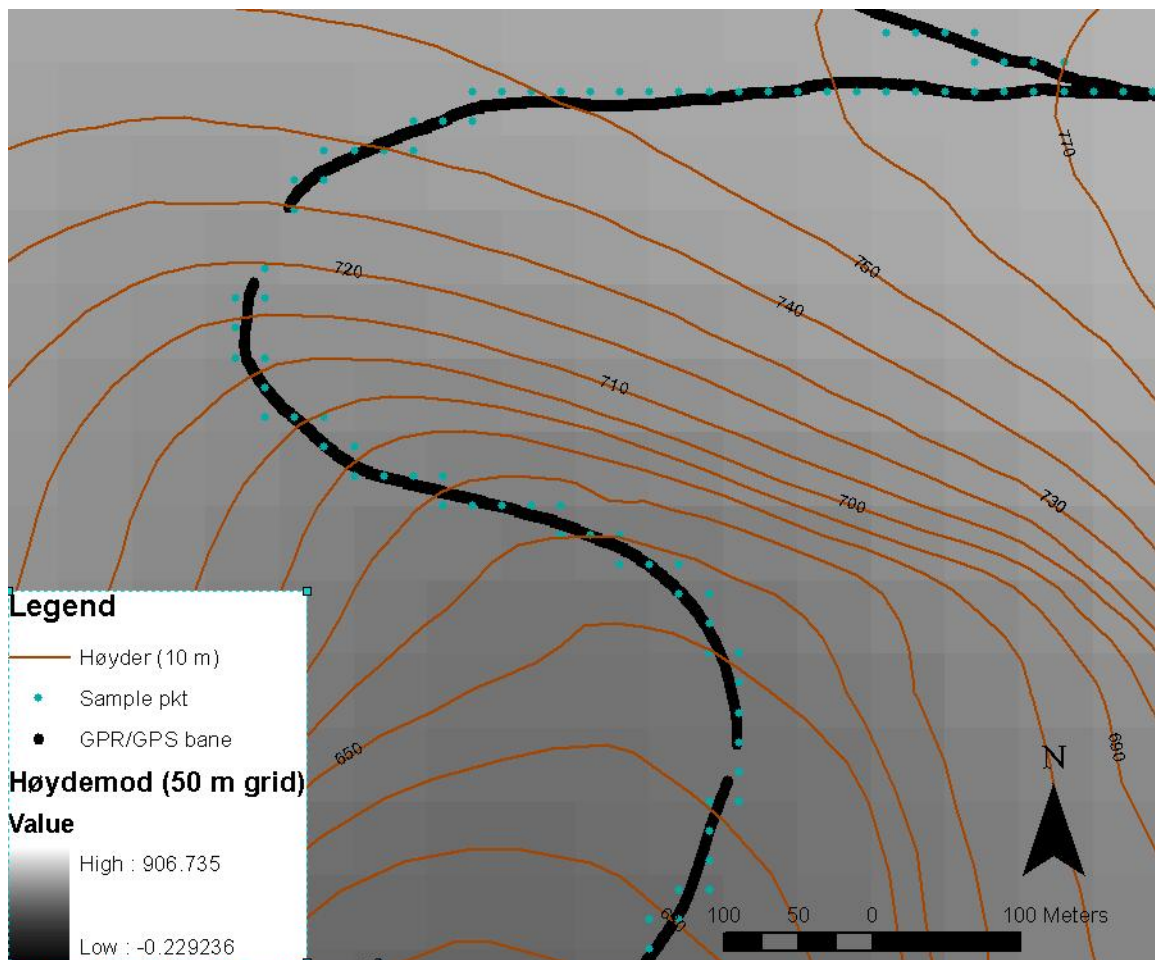
### 5.3 Høydeendringen

På Figur 4.14 kan man se fordelingen av akkumulasjon og ablasjon i de øvre delene av Høganesbreen og oppe på Gruvefonna. Følger man sporet til GPS'en oppover Høganesbreen opp mot toppen av Gruvefonna kan det se ut som ablasjonen avtar med høyden og går over til akkumulasjon, bortsett fra helt på toppen og den bratte bakken opp til Gruvefonna. I bakken har man en veldig negativ høydeendring som kan være reel på grunn av mye stråling, men det er også i slike bratte partier hvor feil i høydemodellen og utplukking av punkter blir størst. I bratte partier vil et lite skift i koordinatsystemene til 1990-modellen og GPS-dataene også gjøre utslag på høydedifferansen. Oppe på Gruvefonna er høydeendringen mer kaotisk. Her er det nok noen lokale faktorer som spiller inn, men det er også på disse store hvite flatene 1990-modellen vil ha størst feil. Det er vanskelig å finne referansepunkter for danning av terrengmodeller i slike områder.

Det så ut som det var noe akkumulasjon mellom 700 og 900 m.o.h. over de tolv årene (se Figur 4.13 og Figur 4.14). Det er vanskelig å vite hvor store disse områdene var. Høydene fra GPS'en hadde ikke blitt interpolert til et sammenhengende grid, fordi det stedvis var langt mellom kjørelinjene og derfor for usikkert å interpolere en god kontinuerlig høydemodell. Usikkerhet mellom GPS-målingene og 1990-modellen derimot, var på  $\pm 1,57$  m i gjennomsnitt. Derfor er områdene man med sikkerhet kan si har akkumulasjon enda mindre enn det som vises i for eksempel Figur 4.14. Det kommer fram av Figur 4.16 hvor det vises at det er svært lite signifikant akkumulasjon i profilet langs GPS/GPR-banen fra Høganesbreen og opp til toppen av Gruvefonna.

Den store variabiliteten i høydedifferansen mellom GPS-målingene og 1990-modellen, kan delvis skyldes at 1990-modellen var et 50 m grid. Det ble da mange GPS-punkter innenfor en 50 m celle, som da fikk samme 1990-høyde. Mange GPS-punkter fikk da samme 1990-høyde, og høydedifferansen ble da svakt trinnvis. Denne feilen ble forhåpentligvis mindre da man reduserte antall GPS-punkter til hvert 20. Uheldigvis dukket det da opp en ny feil, spesielt der GPS'en hadde forflyttet seg på

skrå. På grunn av griddingen brukt i punktreduksjonen, kunne punktene som sto igjen stå mange meter utenfor den egentlige GPS/GPR-banen (se Figur 5.5). Det var da fare for at GPS-punkter havnet i en gridcelle utenfor GPS/GPR-banen, og dermed plukket ut feil 1990-høyde. Ved inspeksjon så det likevel ut til at de reduserte punktene havnet lengre utenfor GPS/GPR-banen enn på kanten mellom to gridcelle.



*Figur 5.5: Her ser man GPS-målingene går på ei tett linje og de reduserte GPS-målingene med 20 meters mellomrom (sample pkt) rundt. Under ligger høydemodellen fra 1990 som et 50 m grid. Man ser at de reduserte punktene havnet litt ut til siden for hvor de egentlig skal ligge, men kommer sjelden lengre vekk enn kanten til riktig gridcelle.*

En annen sak som kan skape skjevhet når det skal hentes ut punkter fra høydemodellen, er at POINTGRID algoritmen brukt til å redusere punktene, benytter den verdien av punkter som har høyest frekvens innenfor gridcellen. Hvis da samplepunktet i tillegg havner i feil gridcelle, kan dette forsterke feilen.

---

Høydedifferansen mellom 1990, 2000 og 2002 langs lengdeprofilene fra Høganesbreen og opp til toppen av gruvefonna (se Figur 4.7 og Figur 4.15), viser at det er en stor avsmelting nederst på Høganesbreen som avtar tilnærmet lineært med høyden. Mot toppen er det nesten ingen signifikant høydeendring (se Figur 4.16), før det igjen er litt smelting helt øverst. Det ser derfor ut at det er stort sett bare er ablasjonen som er grunn til høydeendringen, og at dynamikken spiller en veldig liten rolle. En bre som nettopp hadde surget ville for eksempel hatt en nedsenkning av hele lengdeprofilen. En bre med lav dynamikk som bygger seg opp til et surge ville hatt en senkning av overflaten i ablasjonsområdet og en høydeøkning i akkumulasjonsområdet (Hagen mfl., i trykk).

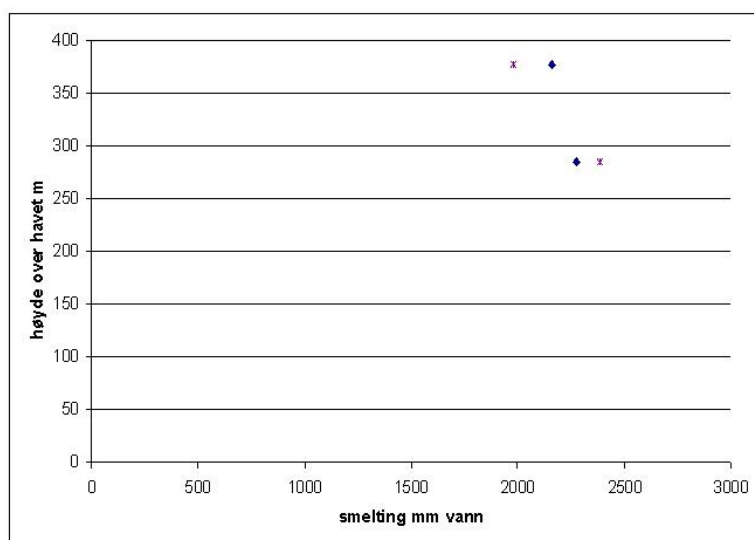
## 5.4 Modellert 10-årssmelting, nedre del

Man ønsket å se om smelting kunne forklare høydeforskjellene mellom 1990 og 2000. På grunn av at Høganesbreen er polytermal/subpolar og kald i dette nederste området (Melvold mfl., 2002), ble det antatt at bredynamikken var så liten at man kunne se bort i fra den. Man kjørte da modellen først med  $DDF_{snø} = 7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og  $DDF_{is} = 10 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  fra 01.09.1989 til 14.08.2000. På Figur 4.10 er det lett å se at modellen bommet. Den overestimerte smeltingen med ca 12 m og hadde en RMSE = 95 % av målt middel, noe som ikke er oppløftende. Hadde man ikke antatt null ”emergence”-hastighet, som ellers kunne forklart et misforhold mellom den geometriske endringen og modellert smelting i ablasjonsområdet, måtte den vært på ca. 1,2 m i året. Det later til å være mye for kald is. Den store forskjellen mellom modellert og målt smelting kommer nok av at det er her, i nedre del av Høganesbreen, modellen har den største feilen (Figur 4.4). Under kalibreringen var det bedre treff på S9 enn S10. Man skulle derfor tro at man i øvre del av denne testen ville få litt bedre treff enn lengre nede, men modellen forbedret seg lite oppover i dette høydeintervallet. Modellen ga en forskjell på smelting i de to stakene på 0,69 m/år i 10-årsperioden. Det er ikke så ulikt smelteforskjellen mellom de to stakene

man fikk under kalibreringen av modellen, som var en forskjell på 0,56 m. Derfor kan man ikke forvente mye bedre treff i området rundt S9 i 10-årsperioden.

Denne feilen kan ha flere årsaker, og det var interessant å prøve å kalibrere modellen bare på de to stakene S10 og S9 for å se om det kanskje kunne være andre graddagsfaktorer her nede, enn hele breen under ett. Det igjen kunne kanskje gi informasjon om hvorfor modellen traff så dårlig her. Da det kun ble brukt to punkter til å kalibrere med, ville også en eventuell målefeil påvirket resultatet mye. Den laveste RMSE ble da 7 % av det målte middelet med  $DDF_{snø} = 7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$   $DDF_{is} = 8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ . Det er en 20 % reduksjon av  $DDF_{is}$ , og det kunne da virke som man hadde en lavere graddagsfaktor for is i denne delen av breen.

Under kalibreringen ble det også oppdaget at smeltegradienten til de målte verdiene på stakene var lavere enn smeltegradienten til de modellerte (se Figur 5.6). Det virket svært vanskelig å få en god overensstemmelse. Smeltingen avtok derfor fortsatt for



*Figur 5.6: Her vises hvor mye som smelter i høydeintervallet mellom S10 og S9. Firkantene er de målte verdiene og kryssene de modellerte. Man kan se at smeltingen avtar mer med høyden for de modellerte verdiene, og man kan si at de har en større smeltegradient.*

mye med høyden. Det kan tyde på feil temperaturgradient eller at det er forskjellige graddagsfaktorer i de to målepunktene. I dette høydeintervallet på ca 92 m, avtok smeltingen i modellen for mye med høyden, 409 mm, mens målingene viste at den virkelige forskjell var på bare 112 mm vannekvivalent. Likevel ble det en stor forbedring i S10 med de nye



---

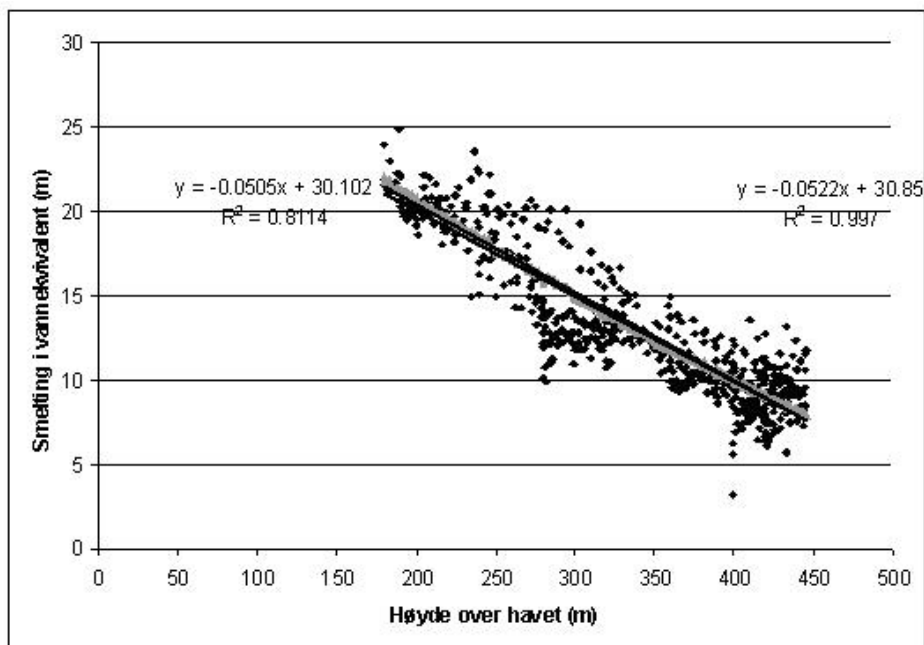
graddagsfaktorene. Med de gamle graddagsfaktorene smeltet det totalt 592 mm for mye i den nedre delen, men nå bare 114 med mer for mye. I S9 smeltet modellen ca 183 mm for mye med de gamle graddagsfaktoren, men ca 184 mm for lite nå. Selv om det ikke var noen forbedring i S9, var det likevel en stor forbedring av modellen totalt. Nå smeltet det i gjennomsnitt 35 mm for lite i stedet for 387 mm for mye, som med de gamle graddagsfaktorene. Det merkelige er da at modellen fortsatt gir i snitt 5,63 m (ME) for mye smelting når den ble kjørt over 10 år (se Figur 4.11). Hadde man ikke antatt null "emergence"-hastighet, kunne den muligens forklart misforholdet. Da måtte den vært ca 0,5 m/år, som er lite trolig. På Kongsvegen som er en mye større polytermal bre på Svalbard, er den gjennomsnittlige "emergence"-hastigheten på ca -0,03 m/år i akkumulasjonsområdet (Hagen mfl., 1999). Selv om det er i et annet område av Spitsbergen, og Kongsvegen er en surgende bre hvor dynamikken er mye lavere enn ved "steady state", kan det gi en indikasjon på hvor liten denne bevegelsen antageligvis er. Spesielt med tanke på at Kongsvegen er mye større enn Høganesbreen, og under "steady state" sannsynligvis ville hatt mye større hastigheter.

Siden den målte og modellerte smeltegradientene var litt forskjellig, kunne det tenkes at temperturgradienten i modellen var feil. Den ble regnet ut mellom S7 og S5, henholdsvis 477 moh og 881 moh og da øvre del av Høganesbreen og opp på Gruvefonna. Det er mulig det er en annen temperaturgradient her nede, men det er ingen temperaturmålinger under S7 til å kontrollere det.

Temperaturgradienten kunne kanskje tenkes lavere her enn i resten av breen. Det ble da prøvd å justere selve temperaturgradienten i modellen for å se om den kunne være feil. Det som ble oppdaget var at det ikke kunne være selve gradienten som var feil. Ved å skru den ned til -0,15 °C/100m og graddagsfaktorene til 8 og 10,9 for henholdsvis snø og is, fikk man under kalibrering en RMSE = 8,38 m som er 0,38 % av det målte middelet. Dette er et ganske godt treff, men da man kjørte modellen over 10-årsperioden med disse parametrene, ble det et svært dårlig resultat. På Figur 4.11 ser man at smeltegradienten til modellen var nesten identisk med den målte

smeltegradienten i 10-årsperioden, selv om den var litt annerledes i måleperioden. Smeltegradienten styres mye av temperaturgradienten. Senkes den kraftig, vil også smeltegradienten bli mye slakere. Modellen var derfor ikke blitt bedre, men heller dårligere etter visuell inspeksjon.

På Figur 4.11 ser man også at det er en systematisk feil. Det er en tilnærmet konstant overestimering. Temperaturene som ble brukt i modellen var målt på den meteorologiske stasjonen i Longyearbyen, og temperaturgradienten var utregnet mellom S7 på Høganesbreen og S5 mot toppen av Gruvefonna. Da man laget temperaturfordelingen, måtte man regne ut en konstant forskjell mellom S7 og Longyearbyen, og trekke den fra inputtemperaturen (temperaturen i Longyearbyen) før den ble fordelt på høyden rundt S7 (477 moh) (Ligning 3.3). Det virket sannsynlig at feilen lå her i stedet for selve temperaturgradienten. Den konstante temperaturforskjellen ( $\Delta T_{S7-Lyb}$ ) som ble brukt var 3,13 °C, men det kan godt hende at temperaturforskjellen mellom S7 og Longyearbyen i perioden 1990 til 2000 i snitt var



Figur 5.7: Smelting fra geometriendringen (svart) mellom 1990 og 2000 og modellert smelting (grått) fordelt på høyden fra 1990. Her har modellen  $DDF_{snø} = 7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og  $DDF_{is} = 8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  og den konstante temperatordifferansen mellom S7 og Longyearbyen er 4 °C.

---

større.

Ved å justere den konstante temperaturforskjellen mellom S7 og Longyearbyen opp fra 3,13 °C til 4 °C, og fortsatt la  $DDF_{snø} = 7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ °C}^{-1}$  og  $DDF_{is} = 8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ °C}^{-1}$ , ble det et godt resultat (se Figur 5.7). Da fikk man en RMSE = 1,85 m som er 14 % av gjennomsnittlig målt smelting. Det kan da det virke som at i løpet av de ti årene var gjennomsnittlig årlig temperaturforskjell mellom nedre del av Høganesbreen og Longyearbyen på 4 °C og ikke 3,13 °C, og at  $DDF_{is} = 8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ °C}^{-1}$  is stedet for  $10 \text{ mm dag}^{-1} \text{ °C}^{-1}$ .

Det ble også prøvd å kalibrere på smeltingen fra høydedifferansene for å se hva slags graddagsfaktorer som ville gi et godt resultat, uten å gjøre noe med temperaturfordelingen. Ut fra Figur 4.11 kan man se at trenden i den modellerte og den målte smeltinga var ganske lik. Målet var å modellere mindre smelting. Med  $DDF_{snø} = 3 \text{ mm dag}^{-1} \text{ °C}^{-1}$  og  $DDF_{is} = 8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ °C}^{-1}$  fikk man en RMSE = 16,3 % og middeldifferanse (ME) på 4 cm (Figur 4.12). Altså ser det også ut til at  $DDF_{snø}$  burde være  $3 \text{ mm dag}^{-1} \text{ °C}^{-1}$  i stedet for  $7 \text{ mm dag}^{-1} \text{ °C}^{-1}$  her nede. Dette stemmer bra med at det ved høyere temperaturer får lavere graddagsfaktorer, siden man kan anta høyere temperatur enn middelet her nede det meste av året (Ambach, 1988 a,b og Braithwaite, 1995).

Det kan også tenkes at S9 skal ha en litt høyere graddagsfaktorer enn S10. Braithwaite (1998) fant stor ( $\pm 10 \%$ ) variasjon i graddagsfaktorer i målepunkter bare få meter fra hverandre. Dette ble dessverre ikke undersøkt nærmere, men det stemmer med at man her finner andre graddagsfaktorer enn man hadde på breene sett under ett.

## 5.5 Modellert 12-årssmelting, øvre del

Under sammenligningen av modellert og målt smelting i løpet av de 12 årene hvor man hadde høydemålinger i de øvre delene, fikk man en middelfeil på 3,30 m som er 0,28 m/år. Høyde-smeltegradientene til den målte og modellerte smeltingen er nesten

like, men med en RMSE som var 149 % av det målte middelet og  $r^2$  mellom målt og modellert smelting på 0,42 (se Figur 4.17 og Figur 4.18), var det ikke noe godt resultat. Man brukte en tetthet for is ( $0,920 \text{ g/cm}^3$ ) til å regne høydeforskjellen om til smeltingen. På deler av Gruvefonna er det ikke is som smelter, men firn hvis all snøen hadde forsvunnet ett år. Den har en lavere tetthet en is, og en høydeendring der vil ikke gi like mye smelting. Dette kan forsterke feilen ytterligere.

Alle feilene som kunne ligge i høydedifferansen ville også kunne slå ut på hvor godt eller dårlig modellen tilsynelatende virket, da man sammenlignet den med den målte smeltingen regnet ut fra høydeforskjellen. Man må også regne med at de høyere områdene kan ha påfrossen is. Det som smelter fryser da på igjen og må smelte på nytt. Modellen takler ikke dette problemet, og vil derfor overestimere på slike steder.

Graddagsfaktorer kan variere mye i tid og rom. De som er brukt i modellen er ikke nødvendigvis riktige over hele området, og kanskje de skulle vært lavere i denne tolvårsperioden. Året (2003) man kalibrerte modellen på kunne være et spesielt år, der graddagsfaktorene var spesielt høye. Så med en lavere graddagsfaktor og korrigering for påfrysing, kunne man kanskje redusert differansen mellom modellen og høydedifferansen.

Den aller viktigste grunnen til det dårlige samsvaret mellom modellen og den målte smeltingen i denne delen av breen, er likevel den romlige fordelingen av ablasjon/akkumulasjon. Modellen fordeler ablasjon og akkumulasjon med høyden. Det man ser fra høydedifferansen, er at dette gjelder bare på Høganesbreen og dens nedslagsfelt på Gruvefonna. På selve Gruvefonna derimot er det ikke noe spesielt mønster på ablasjonen, som fører til stor variabilitet i målt smelting her. Det er derfor umulig å få spesielt mye bedre resultat enn det man fikk, slik modellen er konstruert.

---

## 6. Konklusjon

Da ablasjonsmodellen ble kalibrert mot den målte smeltingen i 2003 fikk man et generelt godt samsvar mellom målt og modellert smelting. Likevel var det vanskelig å modellere smeltingen på spesielt tre av ti staker. I S2 ble det simulert for lite smelting. Her var det mistanker om at mye av smeltevannet som drenerer ned til dette området fryser igjen (påfrossen is). Dette tar ikke ablasjonsmodellen høyde for og vil her overestimere ablasjonen.

Modellen taklet ikke ytterpunktene S5, ved toppen av Gruvefonna, og S10 lengst nede på Høganesbreen. I S5 simulerte modellen for lite smelting. Det kan være flere årsaker til det. Før det første kan det ha vært en større variasjon i tettheten nedover i snøpakka med individuelle lag som slår ut på smeltingen. En annen mulig årsak er at S5 er ved toppen av Gruvefonna, hvor man kan regne med en del vind. Slik kan mye av snøen blåse bort før den smelter, og man kommer tidligere ned til is som har en større graddagsfaktor og gir mer smelting. Videre tar ikke en graddagsmodell hensyn til stråling, som er en veldig viktig smelteparameter ved høye breddegrader. Oppe ved toppen er det lav temperatur og lite skygge, så stråling kan regnes å være sentralt her, men en modell med potensiell solinnstråling hadde akkurat det samme problemet med for lite modellert smelting på toppen (Schuler og Melvold, 2004).

Bruk av en graddagsmodell med potensiell innstråling, førte heller ikke til særlig bedre treff i S10. En annen mulighet for avviket i S10 kan være katabatiske vinder. Det er som oftest kalde katabatiske vinder som kommer nedover breen og forbi S10. Dette kjøler ned lufta, og vil derfor føre til en lavere temperatur enn den modellen bruker. Ablasjonsmodellen bruker temperaturer målt i Longyearbyen og ikke på selve breen. Hvis man da har en lavere temperatur enn det modellen beregner, vil modellen simulere for mye smelting. På sommeren hadde man flere dager med inversjon. Dette vil kunne føre til mindre smelting enn modellen tilsier, men trolig ikke nok til å påvirke kalibreringsresultatet i særlig grad. Graddagsfaktorene kan også variere mye over korte avstander, men i modellen er det to konstante. Da man kalibrerte modellen

bare for de to nederste staken, viste det seg at man kunne forbedre modellen ved å senke graddagsfaktoren for is fra  $10 \text{ mm dag}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  til  $8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ . Det var vanskelig å modellere riktig smeltegradient mellom S9 og S10, noe som kan tyde på at det er to forskjellige graddagsfaktorer ved disse stakene. Man kan da også anta at graddagsfaktorene i virkeligheten ikke er like for alle stakene, men kanskje forskjellige for hver stake. Kalibrerte man på smelting fra høydedifferansen på nedre del av Høganessbreen, kom man ned til  $3 \text{ mm dag}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  og  $8 \text{ mm dag}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ . Det ser derfor ut at graddagsfaktorene var for høye i det nedre området. Årsakene kan være generelt høyere temperaturer i de lavere områdene og/eller mer kondensering, selv om det er dager med inversjon. Temporalt og romlig varierende graddagsfaktorer, kunne derfor trolig forbedret massebalansemodellen.

Albedo er en viktig faktor for smelting i et område som her med mye støv. Problemet er at albedoen øker med høyden. Man får da økt smelting i lavere områder. Det er derimot det motsatte man kunne tenke seg i dette tilfellet.

Snøfordelingen var veldig grov. Det er egentlig ingen god statistisk sammenheng mellom snøvannekvivalenter og høyden, som likevel ble brukt i modellen. Derfor blir ikke den modellerte snøfordelingen riktig, som fører til feil smeltingen. Til tross for alt dette, fikk man et generelt godt treff under kalibreringen av ablasjonsmodellen, med korrelasjonskoeffisienten  $r^2 = 0,92$  mellom målte og modellerte smelteverdier og  $\text{RMSE} = 254,7 \text{ mm}$ , som er  $21,7 \%$  av det målte middelet.

Videre ble det sett på hvordan modellen klarte å modellere smeltingen mellom 1990 og 2000 og om den kunne forklare høydeendringen på nedre del av Høganessbreen. På tross av gode resultater under kalibreringen, ble det store avvik da modellen ble testet over disse 10 årene. Det som tilsynelatende kunne være årsakene, er at graddagsfaktorene egentlig var lavere, og at temperaturforskjellen mellom Høganessbreen og Longyearbyen var større disse ti årene enn i måleperioden. Graddagsfaktoren for is kan være lavere på grunn av at det på lavere høyder som oftest har høyere temperatur enn høyere liggende områder (Ambach, 1988 a,b).

---

Dagene med inversjon vil da med en lavere graddagsfaktor kunne gi betydelig mindre smelting.

Økte man temperaturforskjellen mellom S7 og Longyearbyen i temperaturfordelingen fra 3,13 °C til 4 °C, i tillegg til å redusere graddagsfaktoren for is fra 10 til 8 mm d<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>, kunne man få en meget god overensstemmelse mellom målt og modellert smelting. RMSE var da bare 14 % av gjennomsnittlig målt smelting. En lengre meteorologisk måleserie på Høganesbreen kunne kanskje vist en større temperaturforskjell som dette, og at måleåret i denne oppgaven var litt spesielt. Flere år med snømålinger kunne kanskje også vist et mønster, slik at snøfordelingen kunne blitt modellert bedre og forbedret hele modellen.

I de øvre delene av Høganesbreen fantes det ingen høydemodell laget etter 1990, til å regne ut en høydeendring. I stedet hadde man GPS-målinger langs radarprofilene, som delvis kunne gjøre samme nytten. Selv om det var stor variasjon i smeltingen fra denne høydedifferansen, var smeltemotene til modellen og høydedifferansen ganske like. Modellen smeltet bare 3,30 m for mye i gjennomsnitt de 12 årene, som er 0,28 m/år. Med en del påfrossen is, variasjon i graddagsfaktorene og feil snøfordelingen og utplukking av punkter, virket ikke det så dårlig. Så man på RMSE derimot, som var 149 % av det målte middelet, fikk man et annet inntrykk. Modellen fordeler smeltingen på høyden, men den reelle høydeendringen på Gruvefonna hadde ingen statistisk signifikant sammenheng med høyden ( $r^2 = 0,40$ ). Derfor ble RMSE så stor. Korrelasjonen mellom målt og modellert smelting ble dermed bare  $r^2 = 0,42$ . Således ble det svært vanskelig å gi gode estimater for ablasjon/akkumulasjon på Gruvefonna med denne modellen.

På grunn av generelt svak overensstemmelse over tid, mellom målt og modellert ablasjon, er det vanskelig å si om det bare var ablasjonen som har skyld i høydeendringene. På grunn av mangel på gode data, ble det ikke regnet ut noen "emergence"-hastigheter som kunne bli brukt til å korrigere uoverensstemmelsen. På grunn av breens temperaturregime og topografiske egenskaper ble "emergence"-hastigheten antatt lik null i stedet. Uoverensstemmelsen var sannsynligvis også for

stor til at en eventuell ”emergence”-hastigheten hadde vært stor nok til å korrigere den. Derfor ble det vanskelig å si om hele høydeendringen bare skyldtes smelting ut ifra modellen. Ved å se på lengdeprofilene derimot, så det ut som man hadde en svak gradientendring i løpet av de 10 til 12 årene man fikk undersøkt. Høganesbreen hadde blitt brattere, men siden det så ut som det var ubetydelig signifikant akkumulasjon på Gruvefonna, så det ut som Høganesbreen og Gruvefonna bare smeltet tilbake på vanlig måte. Derfor ser det ut til at smeltingen er den aller viktigste årsaken til høydeendringen på Høganesbreen og Gruvefonna, og dynamikken spiller liten rolle.



---

## Kildeliste

- Ambach, W., 1988a: Heat balance characteristics and ice ablation, western EGIG-profile, Greenland, Seventh Northern Research Basin Symposium/Workshop: *Applied Hydrology in the Development of Northern Basins*, May 25-June 1, Copenhagen Danish Society for Arctic Technology, Ililissat, Greenland, pp. 59-70.
- Ambach, W., 1988b: Interpretation of the Positive-Degree-Days Factor by Heat Balance Characteristics – West Greenland. *Nord. Hydrol*, 19, 217-224.
- Andersen, Ø., Brånå, G., Lønnum, S. E., 1991: *Fotogrammetri, 2. utgave*. Utgitt av NKI, Bekkestua.
- Arendt, A., Sharp, M., 1999: Energy balance measurements on a Canadian high Arctic glacier and their implications for mass balance modelling. I: Tranter, M., et al. (Eds.), *Interactions Between the Cryosphere, Climate and the Greenhouse Gases*, Proceedings of the IUGG Symposium, Birmingham 1999: *IAHS Publ.* no. 256, 165-172.
- Braithwaite, R. J., Zhang, Y., 2000: Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology*, 46 (152), 7-14.
- Braithwaite, R. J., Konzelmann, T., Marty, C., Olesen, O. B., 1998: Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993-94, and their implications for glacier climate studies. *Journal of Glaciology*, Vol. 44, No. 148, 1998.
- Braithwaite, R. J., 1996: Models of ice-atmosphere interactions for the Greenland ice sheet. *Ann. Glaciol.*, 23, 149-153.
- Braithwaite, R. J., 1995: Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modeling. *Journal of Glaciology*, Vol.41 (137), 153-160.
- Braithwaite, R. J., Olesen, O. B., 1993: Seasonal variation of ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet to temperature changes. *Journal of Glaciol.*, 39 (132), 267-274.
- Braithwaite, R. J., Olesen, O. B., 1989: Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. Oerlemans J., 1989 (ed.): *Glacier fluctuations and climatic change*. Kluwer, Dordrecht, 219-235.
- Braun, L. N., Grabs, W., Rana, B., 1993: Application of a Conceptual Precipitation-Runoff Model in the Langtang Kohla Basin, Nepal Himalaya. *Snow and Glacier Hydrology* (Proceedings of the Kathmandu Symposium, November 1992). *IAHS Publ.* no. 218, 221-237.
- Bruland, O., Hagen, J. O., 2002: Glacial mass balance of Austre Brøggerbreen (Spitsbergen), 1971-1999, modelled with a precipitation-run-off model. *Polar Research*, 21(1), 109-121.

- 
- Bruland, O., Killingtveit Å., 2002: An Energy Balance Based HBV-Model with Application to an Arctic Watershed on Svalbard, Spitsbergen. *Nordic Hydrology*, 33(2/3), 123-144.
- Bruland, O., Maréchal, D., Sand, K., Killingtveit Å., 2001: Energy and water balance studies of a snow cover during snowmelt period at a high arctic site. *Theor. Appl. Climatol.* 70, 53-63.
- Cazorzi, F., Fontana D., 1996: Snowmelt modeling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology* 181, 169-187.
- Chareyron, T., 2003: Glacier Dynamics on Høganesbreen. *Cand. Scient. thesis in physical geography, Department of Physical Geography, University of Oslo/UNIS.*
- Dowdeswell, J. A., 1989: On the nature of Svalbard icebergs. *Journal of Glaciology*. Vol. 35, no 120, 224-234.
- Eiken, T., Hagen, O. J., Melvold, K., 1997: Kinematic GPS-survey of geometry changes on Svalbard glaciers. *Ann. Glaciol.*, 24, 157-163.
- Førland, E. J., Hanssen-Bauer, I., Nordli, P. Ø., 1997: Climate statistics & longterm series of temperature and precipitation at svalbard and Jan Mayen. *Klima*.DNMI rapport nr. 21/97.
- Glen, J. W., 1955: The creep of polycrystalline ice. *Proceedings of the Royal Society of London Series A*, 228 (1175), 519-538.
- Hagen, J. O., Eiken, T., Kohler, J., Melvold, K., (in print): Geometry changes on Svalbard glaciers – mass balance or dynamic response? *Annals of Glaciology*.
- Hagen, J. O., Melvold, K., Eiken, T., Isaksson, E., Lefauconnier, B., 1999: Mass Balanse Methods on Kongsvegen, Svalbard. *Geografiska Annaler*, 81 A (4), 593-601.
- Hagen, J. O., Liestøl, O., Roland, E., Jørgensen, T., 1993: Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen. *Norsk Polarinstitut, Meddelelser nr. 129*, Oslo 1993.
- Hamilton, G. S., Dowdeswell, J. A., 1996: Controls on glacier surging in Svalbard. *Journal of Glaciology* 42 (140), 157-168.
- Hamlin, L., Pietroniro, A., Prowse, T., Soulis, R., Kouwen, N., 1998: Application of indexed snowmelt algorithms in a northern wetland regime. *Hydrol. Process.* 12, 1641-1657.
- Hamran, S., E., 1996: Radar in glaciology. *Lecture notes AG304*, UNIS, s.1-4.
- Hanssen-Bauer, I., Kristensen, M. S., Steffensen, E. L., 1990: The Climate of Spitsbergen. *Klima*. DNMI rapport nr. 39/90.
- Heggen, E. F., Romstad B., 2000 (upublisert): Kartlegging og analyse av skråningsformer på Brøggerhøyva. *Feltrapport fra GG365-arktisk geomorfologi*.
- Hjelle, A., 1993: Svalbards Geologi. *Norsk Polarinstitut, Polarhåndbok no. 6*, 80-84.

- 
- Hock, R., 2003: Temperature index melt modeling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282 (1-4), 104-115.
- Hock, R., 1999: A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*. Vol. 45, No 149, 101-111.
- Hutchinson, M. F., 1989: A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, vol. 106, issue 3-4, 211-232.
- Kane, D. L., Member, ASCE, Gieck R., E., Hinzmann L., D., 1997: Snowmelt Modeling at Small Alaskan Arctic Watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*. Vol. 2, 204-210.
- Killingtveit, Å., Sælthun, N. R., 1995: Hydrology. *Hydropower Development*, Vol 7, side 53. Norwegian University of Technology and Science, Trondheim.
- Kohler, J., Moore, J., Kennett, M., Engesett, R., Elvehøy, H., 1997: Using ground penetrating radar to image previous years' summer surfaces for mass balance measurements. *Ann. Glaciol.*, 24, 355-360.
- Kovacs, A., Gow, A. J., Morey, R. M., 1995: The in-situ dielectric constant of polar firn revisited. *Cold Regions Science and Technology* 23, 245-256.
- Kuusisto, E., 1980: On the values and variability of degree-day melting factors in Finland. *Nord. Hydrol.* 11 (5), 235-242.
- Kustas, W. P., Rango, A., Uijlenhoet, R., 1994: A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water resources research*. Vol. 30, No. 5, 1515-1527.
- Lang, H., Braun L., 1990: On the information content of air temperature in the context of snow melt simulation. In: Molnar, L., (Eds.), *Hydrology of Mountainous Areas*, Proceedings of the Strbsk Pleso Symposium 1990: *IAHS Publ.* no. 190, 347-354.
- Liestøl, O., 1988: The Glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen. *Nor. Geogr. Tidsskr.* 42(4), 231-238.
- Liestøl, O., Repp, K., Wold, B., 1980: Supra glacial lakes in Spitsbergen. *Norsk geografisk tidsskrift* 34, 89-92.
- Liestøl, O., 1977: Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Årbok 1975*, 7-29.
- Liu, H., Jezek, K., C., Li, B., 1999: Development of an Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data: A geographic information system based approach. *Journal of Geophysical research*, vol. 104, NO. B10, pages 23,199 – 23,213.
- Melvold, K., Vaksdal, M., Lappegard, G., Schuler, T., Hagen, J., O., 2002: Potesiell drenering av vann fra Svea Nord gruva under Høganesbreen. *Intern rapport, Geografisk institutt i Oslo*, februar 2002.

- 
- Melvold, K., Hagen, O. J., 1998: A balance assessment of Kongsvegen, a surge-type glacier in Svalbard. *J. Glaciol.*, 44(147), 394-404.
- Mittaz, C., Imhof M., Hoelzle M., Haeberli W., 2002: Snowmelt evolution mapping using an energy balance approach over an alpine terrain. *Arctic Antarctic and Alpine Research*. 34 (3): 274-281 AUG 2002
- Nash, J. E., Sutcliffe, J. V., 1970: River flow forecasting through conceptual models part 1 – a discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282-290.
- Omhura, A., 2001: Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *J. Appl. Meteorol.*, 40, 753-761.
- Orvin, A. K., 1991: The Place-names of Svalbard. *Skripter/Norsk polarinstitutt*, no. 80 og 112, nytrykk.
- Paterson, W.S.B, 1994: *The Physics of Glaciers, (third edition)*. Pergamon/Elsevier Press. Oxford. Side 480.
- Paterson, W. S. B., 1981: *The Physics of Glaciers, 2<sup>nd</sup> Edition*. Pergamon Press Ltd., (Headington Hill Hall, Oxford OX3 OBW, England.) Printed in Great Britain By A. Wheaton & Co. Ltd., Exeter.
- Rigaudière, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., Saravia, R., 1995: Un modèle hydrologique du glacier du Zongo, Rapport No. 44, *ORSTOM*, Bolovie. 90pp.
- Sand, K., Winther, J-G., Maréchal, D., Bruland, O., Melvold, K., 2003: Regional Variations of Snow Accumulation on Spitsbergen, Svalbard, 1997-99. *Nordic Hydrology*, 34 (1/2), 17-32.
- Sato, A., Takahashi, S., Naruse, R., Wakahama, G., 1984: Ablation and heat balance of the Yukikabe snow path in the Daisetsu mountains, Hokkaido, Japan. *Annals of Glaciology*, 5, 122-126.
- Schuler, T., Melvold, K., 2004: Melt water production at Gruvefonna and subglacial water intrusions into Svea Nord Gruva. *Intern rapport, Institutt for geofag*, UiO.
- Schreider, S.Yu., Whetton, P. H., Jakeman, A. J., Pittock, A. B., 1997: Runoff modeling for snow-affected catchment in the Australian alpine region, eastern Victoria. *Journal of Hydrology*, 200, 1-23.
- Schytt, V., 1964: Scientific results of the Swedish glaciological expedition to Nordaustlandet, Spitsbergen, 1957 and 1958. *Geogr. Ann.*, 46(3), 243-281.
- Singh, P., Kumar, N., Arora, M., 2000.: Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas. *Journal of Hydrology*, 235, 1-11.
- Wise, S. M., 1998: The Effect of GIS Interpolation Errors on the Use of Digital Elevation Models in Geomorphology. Hentet fra: *Landform Monitoring, Modeling and Analysis*. Editert av: Lane, S., N., Richards, K., S., Chandler, J., H. John Wiley & Sons Ltd., Chichester.

---

Østrem, G., Brugman, M., 1991: Glacier mass-balance measurements, a manual for field and office work. NVE/Environment Canada, *NHRI Science Report* No. 4



## Vedlegg

### Vedlegg1: Modellen/programmet

Option Explicit

Public myHeader(5, 1) As String

Public rows As Integer

Public cols As Integer

Sub Model()

    'Setter parametrene

    Dim i As Integer, j As Integer, k As Integer

    Dim startDate As Date, endDate As Date

    Dim dblTemp As Double

    Dim dblPrec As Double

    Dim dblDDFs As Double

    Dim dblDDFi As Double

    startDate = Sheets("data").Cells(6, 2)

    endDate = Sheets("data").Cells(7, 2)

    Dim ClimateArray As Variant

    ClimateArray = ReturnClimateArray(startDate, endDate)

    Dim myDem As Variant

```
myDem = GridReader("M:\modell\sno\excelmodell\shoyde.asc")
```

```
Dim myGlacier As Variant
```

```
myGlacier = GridReader("M:\modell\sno\excelmodell\sglacier.asc")
```

```
'Skal få til å smelte riktig. Må da starte med målt snø og kjøre ut måleperiode.
```

```
'Dim mySumSnow As Variant
```

```
'mySumSnow = GridReader("M:\modell\sno\excelmodell\svanngrid.asc")
```

```
'ReDim myDem(rows, cols) As Double
```

```
'ReDim myGlacier(rows, cols) As Double
```

```
ReDim myTemp(rows, cols) As Double
```

```
ReDim mySnow(rows, cols) As Double
```

```
ReDim myMelt(rows, cols) As Double
```

```
ReDim mySumSnow(rows, cols) As Double
```

```
ReDim mySumTemp(rows, cols) As Double
```

```
ReDim mySumMelt(rows, cols) As Double
```

```
ReDim myAkkSnow(rows, cols) As Double
```

```
'For i = 0 To rows
```

```
'  For j = 0 To cols
```

```
'    myDem(i, j) = 130 + (i * j * 3.4)
```

```
'    myGlacier(i, j) = 1
```

```
'  Next
```



---

'Next

'Read parameters from the data sheet

dblDDFs = Sheets("data").Cells(3, 2)

dblDDFi = Sheets("data").Cells(4, 2)

'flere parametere

For k = 0 To endDate - startDate

Sheets("data").Cells(2, 7) = ClimateArray(k, 0)

dblTemp = ClimateArray(k, 1)

dblPrec = ClimateArray(k, 2)

'Er nedbøren mindre enn null skal det leses som 0

If dblPrec < 0 Then dblPrec = 0

For i = 0 To rows

For j = 0 To cols

'Her kommer selve modellen

'Lager temperaturfordeling

myTemp(i, j) = (dblTemp - 3.13414604) + ((-2.723 / 404) \* (myDem(i, j) - 477))

'Lager snøfordelingen

If myTemp(i, j) <= 1 Then

If myDem(i, j) < 789 Then

mySnow(i, j) = (0.00007 \* myDem(i, j) + 2.9) \* dblPrec

Else

$\text{mySnow}(i, j) = (-0.0051 * \text{myDem}(i, j) + 6.5) * \text{dblPrec}$

End If

Else

$\text{mySnow}(i, j) = 0$

End If

'Snøen akkumlures, henholdsvis til videre utregninger og snøakkumulasjon over en lengre periode

$\text{mySumSnow}(i, j) = \text{mySumSnow}(i, j) + \text{mySnow}(i, j)$

$\text{myAkkSnow}(i, j) = \text{myAkkSnow}(i, j) + \text{mySnow}(i, j)$

'Smelting med forskjellige faktorer og ved forskjellige kriterier

If  $\text{myTemp}(i, j) > 0$  Then

$\text{mySumTemp}(i, j) = \text{mySumTemp}(i, j) + \text{myTemp}(i, j)$

If  $\text{mySumSnow}(i, j) > 0$  Then

$\text{myMelt}(i, j) = \text{dblDDFs} * \text{myTemp}(i, j)$

ElseIf  $\text{myGlacier}(i, j) = 1$  Then

$\text{myMelt}(i, j) = \text{dblDDFi} * \text{myTemp}(i, j)$

Else

$\text{myMelt}(i, j) = 0$

End If

Else

$\text{myMelt}(i, j) = 0$

End If

---

'akkumuleringer: 1. skal snø smeltes av den som nettopp falt, så skal smelting temp. osv akkumuleres

```
mySumSnow(i, j) = mySumSnow(i, j) - myMelt(i, j)
```

```
If mySumSnow(i, j) < 0 Then
```

```
    mySumSnow(i, j) = 0
```

```
End If
```

```
mySumMelt(i, j) = mySumMelt(i, j) + myMelt(i, j)
```

```
Next
```

```
Next
```

```
Next
```

```
GridWriter mySumSnow, "M:\modell\sno\excelmodell\sum_snow.asc"
```

```
GridWriter myAkkSnow, "M:\modell\sno\excelmodell\akk_snow.asc"
```

```
GridWriter mySumMelt, "M:\modell\sno\excelmodell\sum_melt.asc"
```

```
GridWriter mySumTemp, "M:\modell\sno\excelmodell\sum_temp.asc"
```

```
End Sub
```

```
Function ReturnClimateArray(startDate As Date, endDate As Date) As Variant
```

```
    Dim mydate As Date
```

```
    Dim i As Integer, startrow As Integer, intCount As Integer
```

```
    startrow = 18
```

```
mydate = Sheets("climate_data").Cells(startrow, 2)
```

```
Do While mydate < startDate
```

```
    startrow = startrow + 1
```

```
    mydate = Sheets("climate_data").Cells(startrow, 2)
```

```
Loop
```

```
intCount = startrow + endDate - startDate
```

```
ReDim myArray(intCount, 2) As Double
```

```
For i = 0 To intCount - 1
```

```
    myArray(i, 0) = Sheets("climate_data").Cells(startrow + i, 2)
```

```
    myArray(i, 1) = Sheets("climate_data").Cells(startrow + i, 3)
```

```
    myArray(i, 2) = Sheets("climate_data").Cells(startrow + i, 9)
```

```
Next
```

```
ReturnClimateArray = myArray
```

```
End Function
```

```
Function GridReader(Optional stDocName As String) As Variant
```

```
On Error GoTo Err_GridReader
```

```
,
```

```
' Macro template, reads the contents of an asciigrid file into an array
```

```
,
```

```
Dim i As Integer, j As Integer
```

```
Dim myLine As String
```

---

```
Dim dlgOpen As FileDialog
```

```
Dim fs As Object
```

```
Dim a As Object
```

```
Dim myArray() As Double
```

```
If stDocName = "" Then
```

```
    'Ask for filepath
```

```
    Set dlgOpen = Application.FileDialog(msoFileDialogOpen)
```

```
    'Use the Show method to display the File Picker dialog box and return the user's action.
```

```
    'The user pressed the action button.
```

```
    If dlgOpen.Show = -1 Then
```

```
        stDocName = dlgOpen.SelectedItems(1)
```

```
    End If
```

```
    Set dlgOpen = Nothing
```

```
End If
```

```
If stDocName <> "" Then
```

```
    'Create a file system object
```

```
    Set fs = CreateObject("Scripting.FileSystemObject")
```

```
    'Open the file for reading
```

```
    Set a = fs.OpenTextFile(stDocName, 1)
```

```
    Dim myItems As Variant, myItem As Variant
```

```
For i = 0 To 5

    myLine = Trim(a.ReadLine)

    myItems = Split(myLine, " ")

    For j = 0 To UBound(myItems)

        stDocName = myItems(j)

    Next

    myHeader(i, 0) = myItems(0)

    myHeader(i, 1) = myItems(UBound(myItems))

Next

cols = myHeader(0, 1) - 1

rows = myHeader(1, 1) - 1

ReDim myArray(rows, cols)

For i = 0 To rows

    If a.AtEndOfStream = False Then

        myLine = Trim(a.ReadLine)

        myItems = Split(myLine, " ")

        For j = 0 To cols

            myArray(i, j) = myItems(j)

        Next

    End If

Next

a.Close

Set a = Nothing
```

---

Set fs = Nothing

GridReader = myArray

End If

Exit\_GridReader:

Exit Function

Err\_GridReader:

MsgBox Err.Description

Resume Exit\_GridReader

End Function

Sub GridWriter(ByRef myArray As Variant, Optional stDocName As String)

On Error GoTo Err\_GridWriter

,

' Macro template, writes the contents of an array to an asciigrid file

,

Dim i As Integer, j As Integer

Dim myLine As String

Dim dlgSave As FileDialog

Dim fs As Object

Dim a As Object

If stDocName = "" Then

'Ask for filepath

Set dlgSave = Application.FileDialog(msoFileDialogSaveAs)

'Use the Show method to display the File Picker dialog box and return the user's action.

'The user pressed the action button.

If dlgSave.Show = -1 Then

    stDocName = dlgSave.SelectedItems(1)

End If

Set dlgSave = Nothing

End If

If stDocName <> "" Then

    'Create a file system object

    Set fs = CreateObject("Scripting.FileSystemObject")

    'Open the file for reading

    Set a = fs.CreateTextFile(stDocName, True)

    Dim myItems As Variant, myItem As Variant

    For i = 0 To 5

        myLine = myHeader(i, 0) & " " & myHeader(i, 1)

        a.writeline (myLine)

    Next

    For i = 0 To rows



---

```
    myLine = ""

    For j = 0 To cols

        myLine = myLine & myArray(i, j) & " "

    Next

    a.writeline (Trim(myLine))

Next

a.Close

Set a = Nothing

Set fs = Nothing

End If

Exit_GridWriter:

Exit Sub

Err_GridWriter:

MsgBox Err.Description

Resume Exit_GridWriter

End Sub
```

## Vedlegg2: Stakemålinger

### Stakemålinger første periode

Stake- navn	E	N	MOH	dato	Stake- høyde over snø (cm)	Stake- høyde over is (cm)	Snødyb gj. snitt	Tetthet (kg/cm <sup>3</sup> )	W. Eq. (mm)
S1	539265	8655863	723	070403	146	246	100.00	348	348
S2	539674	8657269	712	070403	194	309	115.00	313.33	360.33
S3	540646	8656989	770	070403	173	270	100.00	332	332
S4	540055	8656148	800	060403	116	216	100.00	340	340
S5	540766	8655444	881	070403	148	198	50.00	266.67	133.33
S6	539234	8654529	588	060403	133	258	125.00	345.71	432.14
S7	539179	8653604	477	070403	94	209	115.00	376.67	433.17
S8	538612	8655100	735	070403	215	310	95.00		
S9	540035	8652831	377	060409	134	224	90.00	292	262.8
S10	541119	8652911	285	080403	186	256	70.00	265	185.5

## Stakemålinger andre periode

I løpet av den andre feltperioden, ble det rukket å måle ablasjonen ved stakene to ganger. Derfor er det to tabeller fra august 2003. Det er verdiene fra den første tabellen som ble brukt under kalibreringen av modellen, og andre utregninger.

Stake- navn	E	N	Kl.	Dato	Stake- høyde (cm)	Notat
S1	539265	8655863	0925	10.08.03	291	
S2	539674	8657269	0927	10.08.03	322	10 cm sørpe
S3	540646	8656989	0932	10.08.03	303	20 cm sørpe
S4	540055	8656148	0946	10.08.03	236	Vekt på sørpe i sylinder: 350g
S5	540766	8655444	1100	10.08.03	270	
S6	539234	8654529	1243	09.08.03	363	
S7	539179	8653604	1033	09.08.03	370	
S8	538612	8655100	1428	09.08.03	374	
S9	540035	8652831	0955	09.08.03	435	Ned til vann
S10	541119	8652911	1735	09.08.03	488	

### Ekstra stakemåling andre periode

Stake- navn	E	N	Kl.	Dato	Stakehøyde (cm)	Notat
S1	539265	8655863	1615	170803	312	5-15 cm sørpe/superimpose d ice
S2	539674	8657269	1440	170803	336	Sa 5 cm sørpe
S3	540646	8656989	1324	170803	327	5-20 cm sørpe/superimpose d ice
S4	540055	8656148	1730	170803	263	
S5	540766	8655444	1147	170803	290	
S6	539234	8654529	1905	170803	394	
S7	539179	8653604	1935	170803	400	Ultrasonisk sensor: 138,5 cm
S8	538612	8655100	1817	170803	398	
S9	540035	8652831	1950	170803	460	
S10	541119	8652911	2010	170803	514	

---

**Total smelting (06.04.2003 – 10.08.2003)**

Her er en tabell over total smelting regnet ut fra høydeendringen.

<b>Stake</b>	<b>Høyde over havet (m)</b>	<b>Målt total smelting (mm)</b>
S1	723	753
S2	712	477
S3	770	629
S4	800	520
S5	881	781
S6	588	1377
S7	477	1882
S8	735	893
S9	377	2162
S10	285	2274

## Vedlegg 3: Utrekning av graddagsfaktorene

	Totalt	I is	I snø
<b>Endring i stakehøyde (smelting) fra 07/04/03 til 09/08/03 i S7:</b>	276 cm	161 cm	115 cm

### Utrekning av antall dager med temperaturmålinger i måleperioden:

	Dager i mnd.	Måledager i S7
ant døgn april:	30	23
ant døgn mai	31	31
ant døgn juni	30	30
ant døgn juli	31	31
ant døgn August	30	30
september	31	31
oktober	30	30
november	31	31
desember	30	30
januar	31	15
<b>Totalt</b>	<b>305</b>	<b>282</b>

Tettheten til snøen i S7:	376.6667	kg/cm <sup>3</sup>
Tettheten i is:	900	kg/cm <sup>3</sup>
Antall dager med positiv temp:	81	(se vedlegg 6)

Høyden til den ultrasoniske sensoren ble ikke målt. Det ble derfor umulig å direkte lese ut når det gikk over fra å smelte snø til det begynte å smelte is, men man vet at den totale høydeendringen fra 07.04.03 til 09.08.03 var 276 cm. Man målte 115 cm snø i april og vet da at ca 161 cm av den totale høydeendringen var en endring i is. Siden man da vet hvor mye is som har smeltet fram til 09.08.03, kan man ta avstanden målt med den ultrasoniske sensoren denne datoen, som er 343, 07 cm (Vedlegg 4), og trekke fra 161 cm. Da får man 182,07 cm. 25.06.03 målte den ultrasoniske sensoren 180,47 cm (se vedlegg 5). Man antar da at det begynte å smelte i is denne dagen, og bruker den som utgangspunkt når man skal regne ut graddagsfaktorene for snø og is.

Graddagsfaktoren for snø:

Graddagssum i S7 i perioden med snø:		9.6935	°C (se vedlegg 5)
Antall positive graddager:		11	(se vedlegg 5)
Plussrader pr. dag (gjennomsnitt):	$9.6935 / 11 =$	0.881227	
Ablasjonen i vannekvivalenter i S7:	$(115 * 376.67) / 100 =$	433.1667	mm
Ablasjon pr positiv graddag:	$433.17 / 11 =$	39.37879	mm

Graddagsfaktore blir da gjennomsnittlig ablasjon delt på gjennomsnittlig positiv temp denne perioden:

---

$$\text{DDF} = 39.38 / 0.88 = 44.6863 \text{ mm/dag/grad}$$

Graddagsfaktoren for is:

Graddagssum i S7 i perioden med is:		215.635	°C (se vedlegg 5)
Antall positive graddager:		70	(se vedlegg 5)
Plussgrader pr dag (gjennomsnitt):	$215.635 / 70 =$	3.0805	
Ablasjonen i vannekvivalenter i S7:	$(161 * 900) / 100 =$	1449	mm
Ablasjon pr positiv graddag:	$1449 / 70 =$	20.7	mm

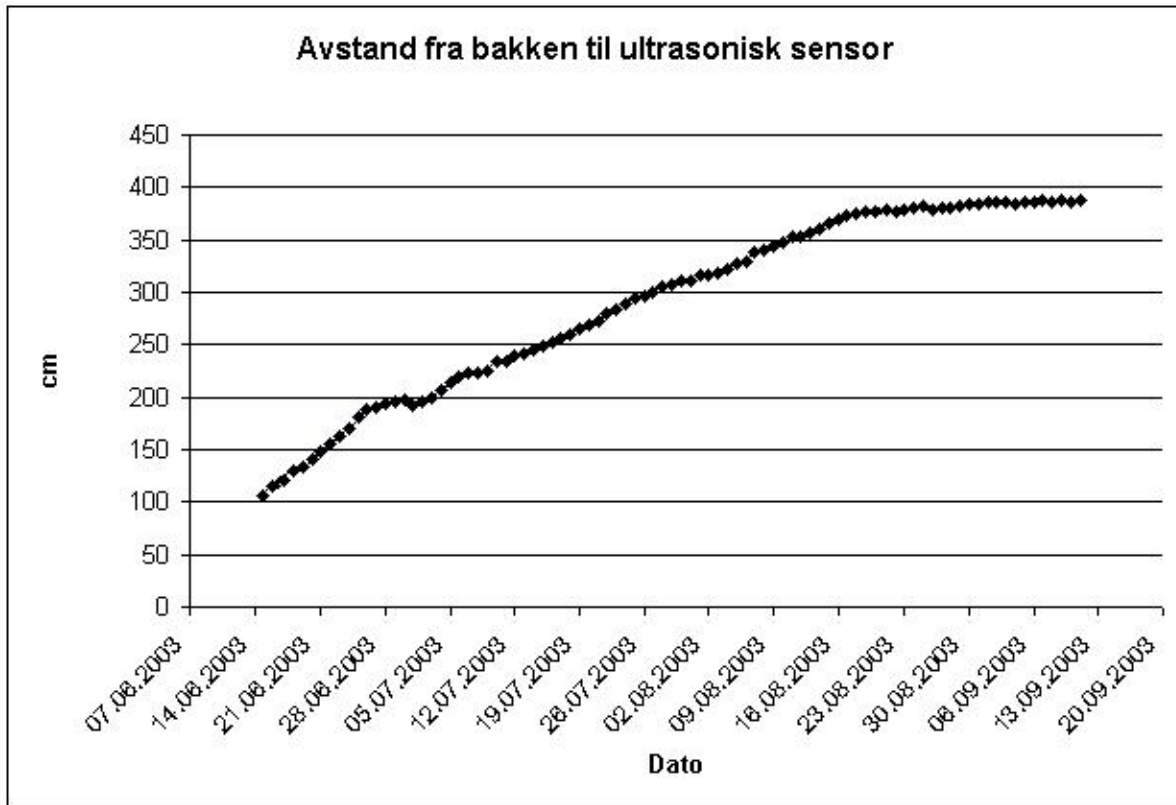
Graddagsfaktore blir da gjennomsnittlig ablasjon delt på gjennomsnittlig positiv temp denne perioden:

$$\text{DDF} = 20.7 / 3.08 = 6.719688 \text{ mm/dag/grad}$$



## Vedlegg 4: Ultrasonisk sensor

dato	ablasjons- verdier (cm)	
15.06.2003	106,5678	
16.06.2003	114,8278	
17.06.2003	120,2194	
18.06.2003	129,2575	
19.06.2003	134,1514	
20.06.2003	140,9583	
21.06.2003	147,9893	
22.06.2003	156,2852	
23.06.2003	163,1841	
24.06.2003	169,6540	
25.06.2003	180,4694	her kommer man ned til isen
26.06.2003	187,7994	
27.06.2003	189,7949	
28.06.2003	194,6857	
29.06.2003	195,2420	
30.06.2003	196,8866	
01.07.2003	191,5247	



*Figuren viser avstand fra bakken til den ultrasoniske sensoren.*

---

## Vedlegg 5: Graddagene og antall graddager for smelting i snø og is

Graddagene	temperatur	Gj. Temp	Antall graddager
06.06.2003	0,0022		1
13.06.2003	0,2436		2
15.06.2003	0,7639		3
16.06.2003	0,8884		4
17.06.2003	0,0147		5
20.06.2003	2,3996		6
21.06.2003	1,8026		7
22.06.2003	1,1119		8
23.06.2003	0,1932		9
24.06.2003	0,9543		10
25.06.2003	1,3191	0,881227	11
26.06.2003	0,7759		12
27.06.2003	3,1907		13
28.06.2003	3,69		14
29.06.2003	3,9675		15
30.06.2003	3,1036		16
01.07.2003	1,5123		17
02.07.2003	0,8012		18
04.07.2003	2,8727		19

---

05.07.2003	3,6822		20
06.07.2003	4,416		21
07.07.2003	5,1556		22
08.07.2003	3,6472		23
09.07.2003	5,0697		24
10.07.2003	2,2346		25
11.07.2003	1,2951		26
12.07.2003	3,4837		27
13.07.2003	1,7838		28
14.07.2003	2,9742		29
15.07.2003	3,5858		30
16.07.2003	2,256		31
17.07.2003	1,5818		32
18.07.2003	3,7139		33
19.07.2003	2,0722		34
20.07.2003	1,4452		35
21.07.2003	4,6112		36
22.07.2003	3,3481		37
23.07.2003	2,4285		38
24.07.2003	3,7619		39
25.07.2003	4,8458		40
26.07.2003	2,7884		41
27.07.2003	3,7986		42

---

28.07.2003	3,6684		43
29.07.2003	5,2349		44
30.07.2003	5,6301		45
31.07.2003	6,036		46
01.08.2003	4,3959		47
02.08.2003	4,2757		48
03.08.2003	3,2883		49
04.08.2003	2,5767		50
05.08.2003	2,8786		51
06.08.2003	2,629		52
07.08.2003	3,059		53
08.08.2003	3,9403		54
09.08.2003	2,0329		55
10.08.2003	4,2225		56
11.08.2003	5,0983		57
12.08.2003	3,5574		58
13.08.2003	4,2577		59
14.08.2003	5,1841		60
15.08.2003	5,1006		61
16.08.2003	2,5702		62
17.08.2003	2,8144		63
18.08.2003	4,5498		64
19.08.2003	5,0612		65

20.08.2003	4,2296		66
21.08.2003	4,9633		67
22.08.2003	4,0904		68
23.08.2003	1,5319		69
24.08.2003	1,0796		70
27.08.2003	0,472		71
28.08.2003	0,8123		72
02.09.2003	0,7734		73
03.09.2003	2,0417		74
04.09.2003	2,4721		75
05.09.2003	0,8418		76
07.09.2003	0,184		77
08.09.2003	1,0019		78
09.09.2003	1,6528		79
10.09.2003	2,5804		80
11.09.2003	0,9524		81

Sum av positive temp i S7 Fra 07.04.03 t.o.m. 09.08.03:	Sum av positive temperaturer fram til 25.06.03, da snøen forsvant fra S7	Sum av positive temperaturer fram fra 25.06.03 i S7	Antall dager med snøsmelting	Antall dager med issmelting
153,2327	9,6935	215,635	11	70

