

BACHELOROPPGAVE

Georadarundersøkelser av Skjerdinganebreen. Beregning av istykkelse, volum og sammenligning av dette med estimerte volumer ved volum- arealmetode.

av

108, Ellen Sophie Sverdrup Rønningen
114, Reidun Fagerheim Eldegard

Using ice thickness and volume, derived from GPR-
investigations, to determine the accuracy of the widely used
volume-area scaling parameters for Skjerdinganebreen.

Geologi og Geofare

GE491

06.2015

Avtale om elektronisk publisering i Høgskulen i Sogn og Fjordane sitt institusjonelle arkiv (Brage)

Jeg gir med dette Høgskulen i Sogn og Fjordane tillatelse til å publisere Georadarundersøkelser av Skjerdinganebreen, beregning av istykkelse, volum og sammenligning med estimerte volumer ved volum-arealmetode.

i Brage hvis karakteren A eller B er oppnådd.

Jeg garanterer at jeg er opphavsperson til oppgaven, sammen med eventuelle medforfattere. Opphavsrettslig beskyttet materiale er brukt med skriftlig tillatelse.

Jeg garanterer at oppgaven ikke inneholder materiale som kan stride mot gjeldende norsk rett.

Ved gruppeinnlevering må alle i gruppa samtykke i avtalen.

Fyll inn kandidatnummer og navn og sett kryss:

kandidatnummer og navn

108, Ellen Sophie Sverdrup Rønningen

JA

NEI

kandidatnummer og navn

114. Reidun Fagerheim Eldegard

JA

NEI

Innhold

1. Sammendrag	1
2. Innledning.....	1
3. Feltlokalitet.....	3
3.1 Topografi.....	4
3.2 Glasiologi	6
3.3 Klima.....	8
3.4 Geologien rundt Skjerdingsanebreen	11
4. Teori	11
4.1 Georadar.....	11
4.1.1 Avstand til reflektor	12
4.1.2 Utbredelse av EM-bølger	13
4.1.2a Relativ permittivitet, ϵ_r	13
4.1.2b Konduktivitet, σ	14
4.1.2c Hastighet, V	14
4.1.2d Frekvens	15
4.1.2e Skinndybde	16
4.1.2f Demping.....	17
Energispredning	17
Dielektrisk absorpsjon.....	17
Geometrisk spredning	18
4.1.3 Tolkning av radarprofiler	18
4.1.3a Uønskede refleksjoner.....	18
4.1.3b Hellende reflektorer.....	19
4.1.3c Punktreflektorer og hyperbler.....	20
4.2 Georadar i glasiologi	21
4.2.1 Typiske strukturer	22
4.3 Volum – arealforhold	25
4.3.1 Prinsippet bak metoden	25
4.3.2 Usikkerheter ved metoden.....	27
4.3.3 Ulike verdier for γ og c	29
4.4 Studier av små breer	30
4.5 Botnbreer	31
5. Metode.....	32

5.1 Feltarbeid.....	32
5.2 Prosessering av data	34
5.2.1 Reflect2DQuick.....	34
5.2.2 Korreksjon av GPS-punkter fra håndholdt GPS	38
5.2.3. ArcMap: Interpolasjon og bunntopografisk modell	39
5.3 Feilkilder	40
6. Resultater - presentasjon av data.....	41
6.1 Tolkning av radargrammer.....	41
6.1.1 Strukturer i georadarmålingene	42
6.1.2 Snølag.....	43
6.1.3 Proglasial innsjø	44
6.2 Beregnet areal, istykkelse og brevolum	44
6.3 Beregning av subglasial topografi.....	46
6.4 Beregnet brevolum ved volum-arealforhold	48
7. Diskusjon.....	50
7.1 Usikkerheter	50
7.1.1a Usikkerheter ved georadar.....	50
7.1.1b Usikkerhet ved GPS-punkter.....	51
7.1.2 Usikkerhet ved tolkning av radargrammer.....	52
7.1.2a Tolkning av bunnreflektor	52
7.1.2b Hellende reflektorer og hyperbler.....	53
7.1.2c Snølag på breens overflate.....	53
7.1.2d Heterogen is.....	55
7.1.2 e Total usikkerhet ved tolkning av radargrammer.....	55
7.1.3 Usikkerhet ved beregning av istykkelse og bunntopografi	566
7.1.3 a Usikkerhet ved interpolasjon	566
7.1.3b Usikkerhet ved beregning av bunntopografi	577
7.1.4 Usikkerheter ved beregning av areal og volum.....	58
7.1.4a Usikkerhet ved beregning av areal	58
7.1.4b Usikkerheter ved beregning av brevolum	58
7.2 Ulikheter i estimert volum ved interpolasjonsmodell og volum-arealforhold	58
8. Konklusjon	63

Tabelliste

1	Materialeegenskaper for et utvalg materialer ved 100 MHz (4.1.2a)	s. 14
2	Verdier for c og γ hentet fra tidligere studier (4.3.3)	s. 29
3	Estimert volum ved ulike c - og γ -verdier, og deres avvik fra faktisk volum (6.4)	s. 48
4	Dybde differanse ved skjæringspunkter av profiler (7.1.1a)	s. 50
5	Maksimal, minimal og gjennomsnittlig snødybde ved $v = 0,21\text{m/ns}$ (7.1.2c)	s. 54
6	Maksimal, minimal og gjennomsnittlig snødybde ved $v = 0,168\text{m/ns}$ (7.1.2c)	s. 54
7	Avvik i snødybder ved $v=0,21\text{m/ns}$ og $v=0,168\text{m/ns}$	s. 55
8	Estimert volum ved ulike c - og γ -verdier, og deres avvik fra faktisk volum (7.2)	s. 59

Figurliste

1	Oversiktskart over området (3)	s. 3
2	Kart over Skjerdinganebreen (3.1)	s. 4
3	Høydeprofil fra høyeste til laveste punkt på breen (3.1)	s. 5
4	Lokalitet av høydeprofil (3.1)	s. 5
5	Bilde med skredmateriale avsatt på breen (3.1)	s. 5
6	Flyfoto av Skjerdinganebreen, 2006 (3.2)	s. 7
7	Flyfoto av Skjerdinganebreen, 2010 (3.2)	s. 8
8	Graf over nedbør og snødybde, Selseng (3.3)	s. 10
9	Bilde mot sør-vest, viser skavl og skredmateriale avsatt på breen (3.3)	s. 11
10	Illustrasjon av forholdet mellom frekvens, demping og skinndybde (4.1.2d)	s. 16
11	Illustrasjon av hvordan radaren oppfatter hellende reflektorer (4.1.3b)	s. 19
12	Illustrasjon av hvordan radaren oppfatter punktreflektorer (4.1.3c)	s. 21
13	Dempning av EM-bølger i is ved ulike temperaturer og frekvenser (4.2)	s. 22
14	Radargram fra Hansbreen, Svaldbard (4.2.1)	s. 23
15	Oversikt over profiler fra radarundersøkelser på Skjerdinganebreen (5.1)	s. 32
16	Utstyr brukt til radarmålinger (5.1)	s. 33
17	Bilde fra målinger langs profil 31 (5.1)	s. 34
18	Profil 34 før og etter prosessering (5.2.1)	s. 37
19	Profil 34 etter tolkning (5.2.1)	s. 38
20	Profil 15 (6.1)	s. 42
21	Profil 31 (6.1)	s. 42
22	Snølag i profil 15 (6.1.2)	s. 43
23	Proglasial innsjø i profil 13 (6.1.3)	s. 44
24	Interpolert istykkelsesmodell (6.2)	s. 45
25	Modell av subglasial topografi (6.3)	s. 47

Ligninger og formler

1	Avstand til reflektor (4.1.1)	s. 12
2	Avstand til reflektor, omskrevet (4.1.1)	s. 12
3	Forhold mellom hastighet og relativ permittivitet (4.1.2a)	s. 13
4	Forhold mellom frekvens, hastighet og bølgelengde (4.1.2d)	s. 15
5	Formel for skinndybde (4.1.2e)	s. 16
6	Forhold mellom volum og areal (4.3.1)	s. 25
7	Lengden av en vektor (5.2.2)	s. 39

1. Sammendrag

Smeltende isbreer er den nest største bidragsyteren til havnivåstigning, etter termal ekspansjon. Små breer (areal $< 1\text{ km}^2$) har lite volum sett i forhold til større breer og isdekker, men responderer betydelig raskere til endringer i klima enn hva store breer og isdekker gjør. Små breer er i tillegg svært tallrike, og deres totale volum kan utgjøre en betydelig del av det globale brevolumet. Likevel finnes det svært få studier som har undersøkt om empiriske forholdstall brukt i volum-arealmetoden, som er den mest utbredte metoden for estimering av regionalt og globalt brevolum, egner seg for små breer. I denne oppgaven er det benyttet georadar til å beregne istykkelse og volum ($0,0145 \pm 15\%$) av Skjerdinganebreen, en botnbreen i Sogn og Fjordane, Norge. Volumet er sammenlignet med estimerte volumer gitt ved bruk av forholdstall hentet fra tidligere studier, for å undersøke hvorvidt disse forholdstall passer Skjerdinganebreen. Resultatene gir en generell underestimering av volumet, og viser at forholdstallene ikke samsvarer med det faktiske forholdet mellom volum og areal på Skjerdinganebreen. Dette belyser mangelen på kunnskap om volum-arealforholdet på små botnbreer med negativ massebalanse, og det anbefales derfor videre studier av dette.

2. Innledning

Den globale oppvarmingen verden står overfor fører til tap av ismasse fra verdens breer og isskjold. De smeltende ismassene føres ut i verdenshavene, og bidrar til stigning av det globale havnivået. Beregninger viser at det globale havnivået har steget med 3,2 mm/yr mellom 1993 og 2010, hvor smelte av ismasser og termal ekspansjon er de dominante bidragsyterne (IPCC, 2013). Stigning i havnivået har brutale konsekvenser for befolkning, samfunn og næring i kystnære strøk, hvor selv små endringer kan gi alvorlige følger. For å kunne gi nøyaktige estimat av forventet havnivåstigning, som konsekvens av global oppvarming, er kjennskap til det totale volumet av verdens breer og isskjold svært avgjørende.

En utbredt metode for å estimere regionalt og globalt brevolum, benytter forholdet mellom en bres volum og dens overflateareal til å gi et volumestimat. Forholdet mellom volum og overflateareal er omtrentlig likt for breer av lik karakter. Ut fra registrerte volumer, funnet ved direkte volumberegninger, har man kalkulert empiriske verdier av forholdstallene mellom volum og areal. Volum-arealmetoden gjør det mulig å estimere globalt brevolum, men det må understrekes at under 1 % av verdens breer har blitt kartlagt ved direkte volumberegninger

(Radić og Hock, 2010), og at de empiriske forholdstallene bærer preg av dette.

Isskjoldene på Antarktis og Grønland utgjør de største ismassene på kontinentene, og det er beregnet at havnivået vil stige med ca. 65 m dersom disse skulle smelte helt bort (ICPP, 2013). Veldig små breer (areal $< 1\text{km}^2$) inneholder volumer som kan virke ubetydelige sett i forhold til de store isdekkene, men da disse er svært tallrike kan deres totale volum utgjøre en betydelig del av det globale brevolumet. Mindre breer er dessuten svært sårbare (Larsen & Nesje, 2002; Radić & Hock, 2010; Bahr & Radić, 2012), og responderer hurtig på klimaendringer ved å trekke seg tilbake. Større breer, og spesielt de store isdekkene på Antarktis og Grønland, har betydelig lengre responstid på klima (Jóhannesson et al., 1989). De små breene er med dette en svært viktig bidragsyter til den hurtigste havnivåstigningen, og deres samlede volum bør derfor tas høyde for ved globale volumestimat (Bahr & Radić, 2012).

Forholdet mellom breers volum og areal avhenger av breenes geometri, størrelse og massebalanse, og det finnes få studier som har undersøkt hvordan dette forholdet utarter seg på små breer. Så vidt vi vet, har ingen tidligere studier undersøkt forholdet mellom volum og areal på botnbreer, som skiller seg ut ved sin geometri. Ved bruk av georadar har vi i denne oppgaven beregnet istykkelsen og volumet av Skjerdinganebreen, en botnbre lokalisert i Sogn og Fjordane, Norge. Videre har vi sammenlignet volumet av breen med volumestimat gitt ved empiriske forholdstall hentet fra tidligere studier, for å undersøke hvorvidt metoden gir nøyaktige volumestimat av små botnbreer med negativ massebalanse.

Større kunnskap om forholdet mellom volum og areal på de små breene vil kunne føre til mer nøyaktige volumestimat av disse. Da de små breene er betydelige bidragsytere til hurtig havnivåstigning, kan resultatet av denne oppgaven være interessante for videre studier av volum-arealforholdet på små breer, og da spesielt botnbreer. Av hva vi er kjent med er denne oppgaven den første til å se på hvorvidt botnbreers form kan påvirke deres forhold mellom volum og areal.

3. Feltlokalitet

Skjerdingsanebreen, som i denne oppgaven er undersøkt, er lokalisert ved Skjerdingsane, som ligger innerst i Frudalen i Sogndal kommune (se figur 1), ca. 20 km fra Sogndalsfjøra.

Området rundt breen er alpint, med bratte fjellsider, renner, klipper og hammere. Dette er ganske uvanlig å se i landskapet i Sogndalsdalen, hvor u-daler erodert av isbreer og avrundede fjell er dominerende (Bjørhusdal et al., 2013). Veien inn til breen er lett fremkommelig, og er et mye brukt turmål for skikjørere som er ute etter bratt terreng. Det er ingen kjennskap til noen tidligere geologiske undersøkelser fra området.



Figur 1: Oversiktskart over området. Rød pil viser beliggenheten til Skjerdingsanebreen. Kart generert fra norgeskart.no (2015)

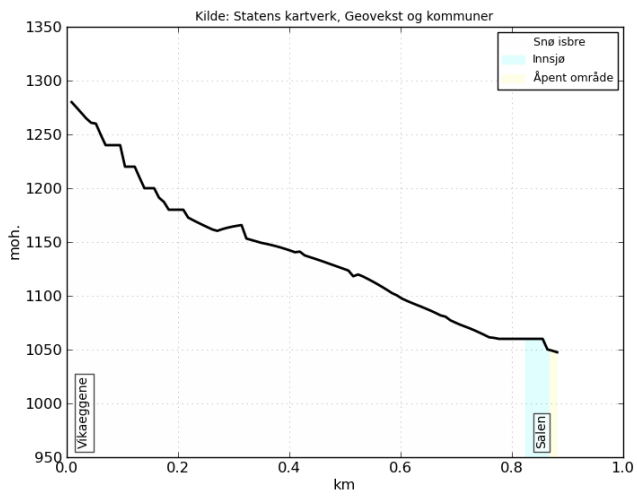
3.1 Topografi

Skjerdinganebreen (figur 2) er omlag 620 m lang og 1100 m bred, og har et overflateareal på 0,48 km², beregnet utfra flyfoto fra 2010. Den har en østlig helning, og strekker seg fra 1060 m o.h. (meter over havet) i øst til om lag 1290 m o.h. i vest (figur 3 og 4) (Statens kartverk, 2015). Breen har en halvsirkulær form, og karakteriseres derfor som en botnbre. Side-og bakveggene er bratte, og skiller breen fra en lengre ryggformasjon som strekker seg fra 1520-toppen i sør-øst og nord-vestover mot 1562-toppen, hvor den flater ut til et bredere platå videre opp mot Bjåstadbreen (se figur 2). Ned fra ryggen finnes det snørenner i ulike bredder, og det er her vanlig at snøskred utløses både om vinteren og våren (figur 5). Videre fra Bjåstadbreen følger en alpin rygg som ender opp på Salen (1602 m o.h.). Fjellsiden fra sørsiden av Salen ned mot breen er bratt, og der er også her vanlig å observere snøskred, særlig om våren hvor snøen varmes opp av solstråling store deler av dagen.

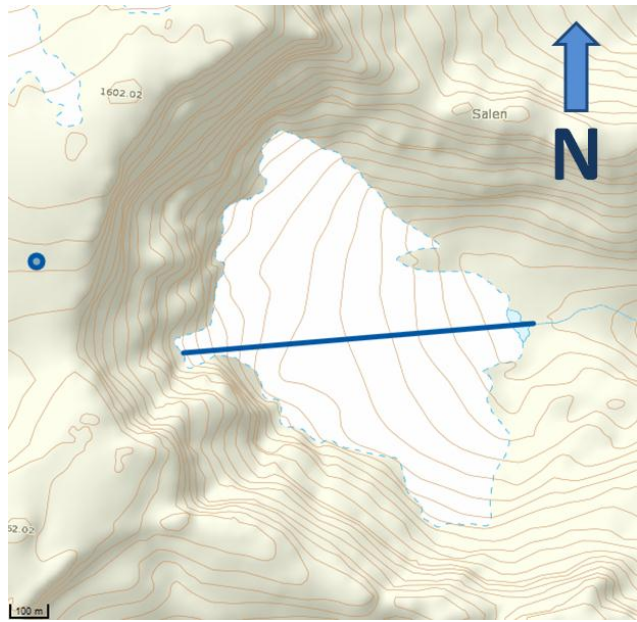
Breen drenerer i østlig retning, og i front av breen finnes en proglasial innsjø (1060 m o.h.). Innsjøen munner ut i Tungelvi, som renner østover, via en annen mindre innsjø, før den til slutt ender opp i Frudalselvi (Statens Kartverk, 2015).



Figur 2: Kart over Skjerdinganebreen, generert fra norgeskart.no (2015)



Figur 3: Høydeprofil fra høyeste til laveste punkt på breen, generert av norgeskart.no. Profilen dekker nedre overgang mellom bre, innsjø og fjell.



Figur 4 Blå strek viser hvor høydeprofilen er lokalisert på kartet (norgeskart.no, 2015). Mangler nordpil. FIKS



Figur 5: Bilde tatt fra sør-vest for Skjerdingsanebreen, mot breen og fjellsiden i nord og nord-vest (mot Salen). Markøren viser områder hvor snøskredmateriale er avsatt på breen.

3.2 Glasiologi

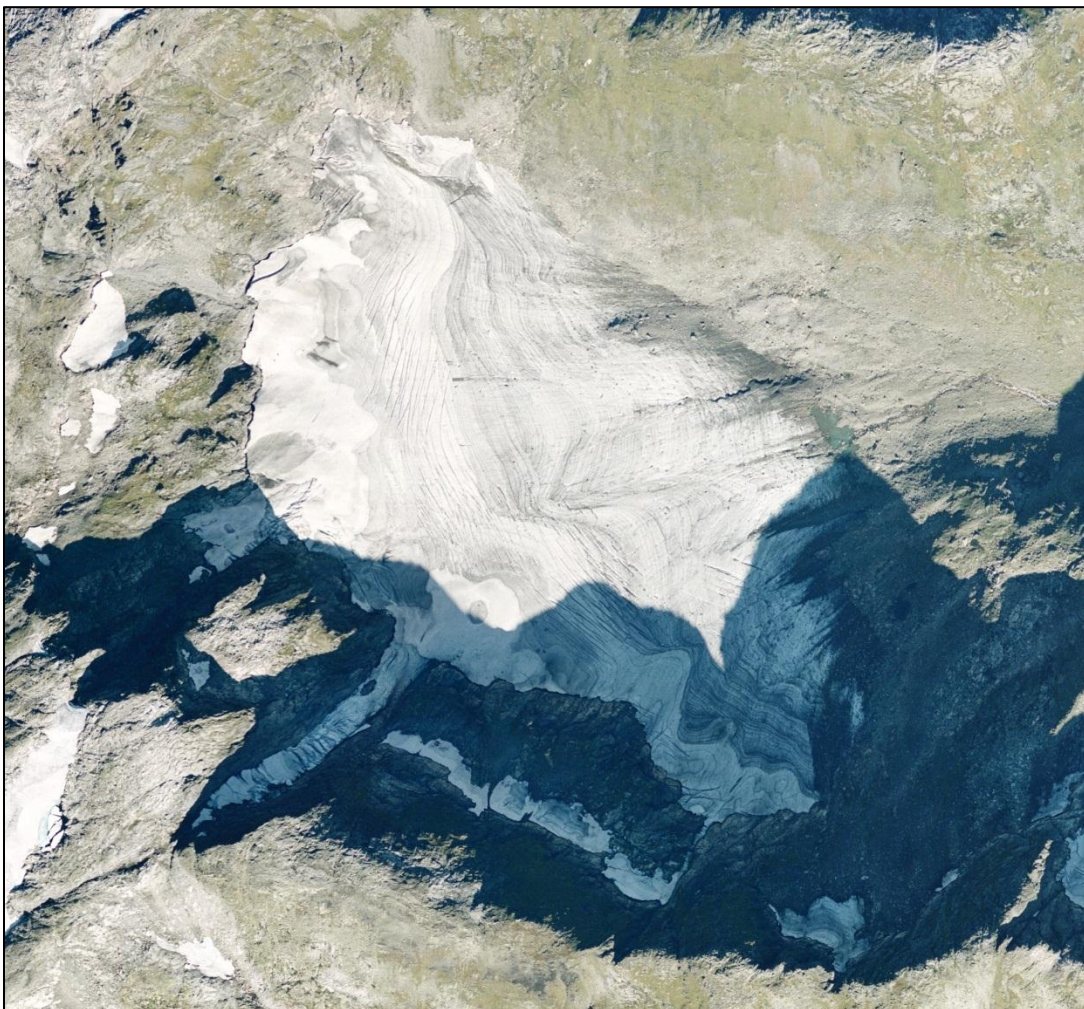
Skjeringanebreen er en temperert bre, hvilket betyr at mesteparten av bremassen om sommeren ligger ved trykksmeltepunktet (Nesje, 1995). I følge Nesje (1995) er massebalansen til en bre ”*et resultat av endringer i ablasjon og akkumulasjon som igjen fører til volumendringer på breene*”. Studier av massebalanse inkluderer målinger av akkumulert snø i vintersesongen (vinterbalanse) og av smeltet snø og is i sommersesongen (sommerbalanse) (Kjøllmoen et al., 2010). Nettobalansen til en bre over et år er akkumulasjon minus ablasjon ved slutten av ablasjonssesongen. Positiv eller negativ nettobalanse bestemmer om breen øker eller minker i masse, og resulterer i framrykk eller tilbaketrekking av brefronten (Nesje, 1995). Tiden det tar før brefronten endrer posisjon avhenger av den individuelle breens reaksjonstid til klimaendringer. Mindre breer, som Skjeringanebreen, responderer raskere enn større breer (Nesje, 1995). For en liten botnbre kan en endring i klima sees som en forandring av brefrontens posisjon allerede etter 3-10 år (Larsen & Nesje, 2002).

Likevektslinjen (ELA) er en tenkt linje på breen hvor forholdet mellom akkumulasjon og ablasjon balanserer (Nesje, 1995). Den årlige likevektslinjen kan variere fra år til år, ettersom årlige værforhold kan variere. Klimatisk likevektslinje er den gjennomsnittlige likevektlinjen over en 30-årsperiode. Den nøyaktige beliggenheten til likevektslinjen på Skjeringanebreen er ikke kjent, men på flyfoto tatt 29. september 2010 observeres grensen mellom snø og is (snølinjen) mellom 1140 og 1180 m o.h., og på flyfotoet fra 16. september 2006 ses breen som snøfri. Fotoene viser at akkumulasjonsområdet er svært begrenset sammenlignet med breens totale overflateareal, og indikerer at likevektslinjen vil ligge høyt oppe på breen. Det skal heller ikke utelukkes at hele breen kan være et ablasjonsområde.

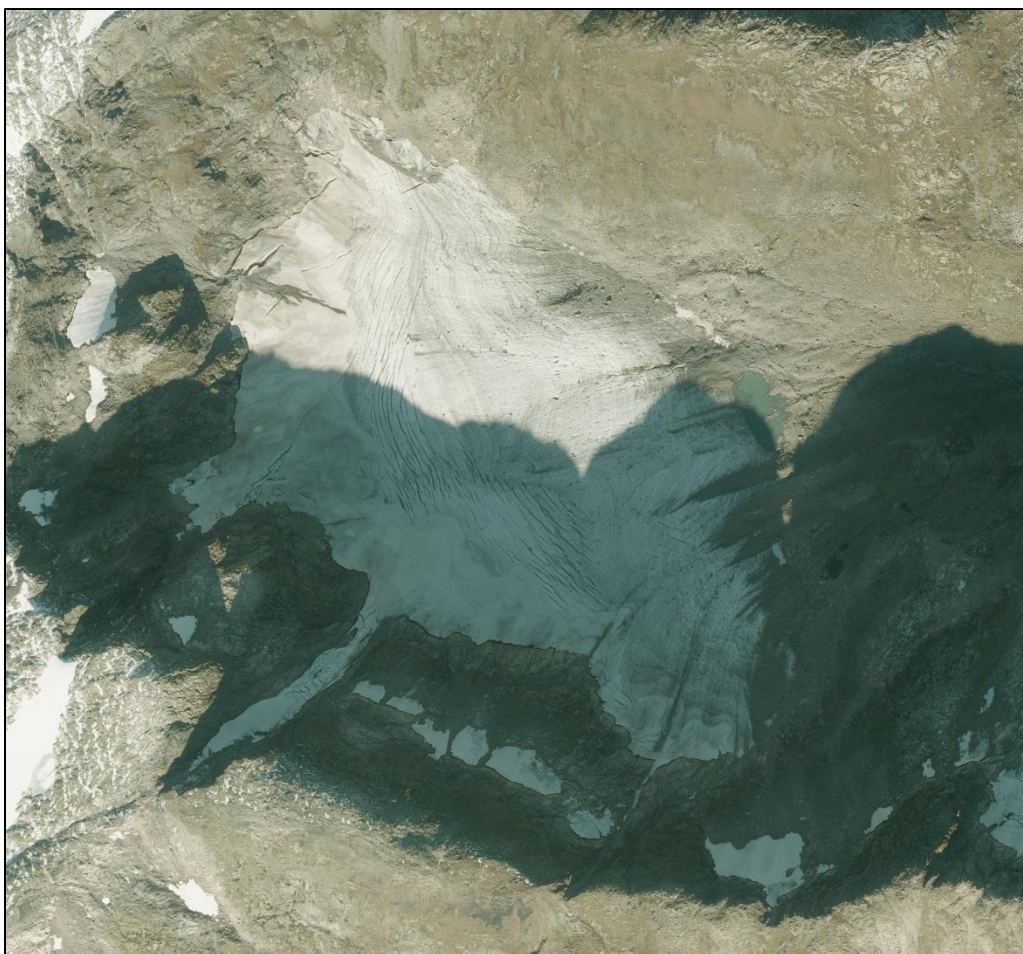
Breen har trukket seg tilbake fra 2006 til 2010, sett på flyfoto (figur 6 og 7). Tilbaketrekking av breen har trolig ført til dannelsen av den proglasiale innsjøen i fronten av breen. Av flyfoto fra 2006 og 2010, tatt henholdsvis 16. og 29. september, sees en endring i den proglasiale innsjøens omkrets og areal. Arealet er større i 2010 enn i 2006, hvilket indikerer at brefronten har trukket seg tilbake i perioden mellom 2006 og 2010. Målinger gjort med georadar kan indikere at arealet til innsjøen har økt ytterligere de siste årene, og vil bli beskrevet mer i seksjon 6.1.6.

Av flyfoto ses det største sprekkeområdet omtrent midt på breen. Sprekker midt på breen kommer også frem i georadarmålingene, og vil bli beskrevet i seksjon 6.1.4.

Det finnes løsmasser på breen, særlig nord på breen mot Salen, og dette går frem av både i flyfoto og fra innsamlede data. Løsmassene kommer trolig fra skred, med utløpsområder i de bratte fjellssidene bak og lateralt for breen. Det kan i tillegg være mulighet for sporadisk utbredelse av dødis foran brefronten, begravet under sedimenter som har beskyttet den fra å smelte. Dette er midlertidig ikke utforsket nærmere i denne oppgaven.



Figur 6: Flyfoto av Skjerdingsanebreen, fra 2006.



Figur 7: Flyfoto over Skjerdingsanebreen, fra 2010.

3.3 Klima

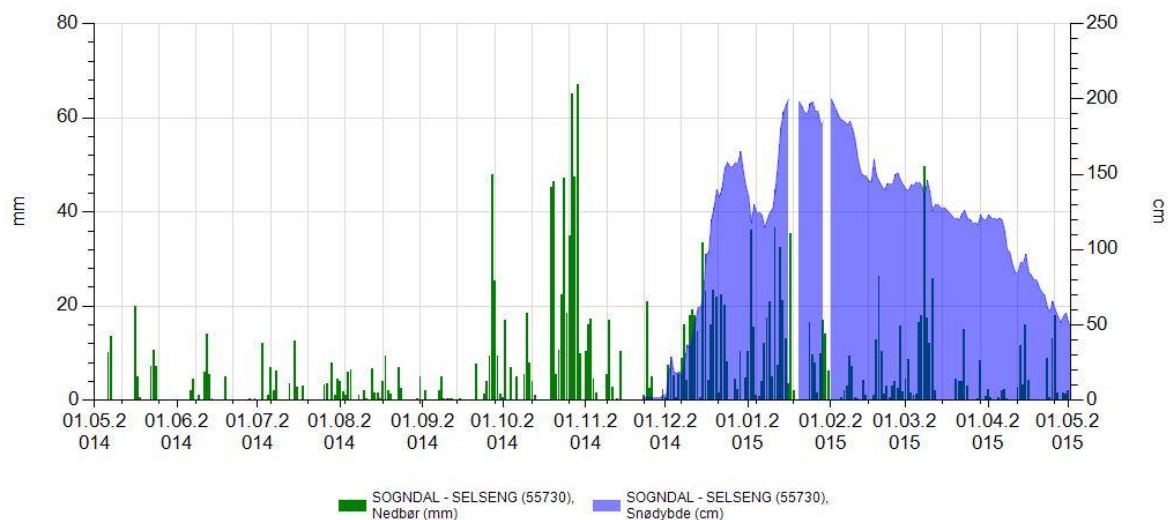
Sogndalsdalen og Frudalen er en del av Vestlandet, men skiller seg likevel noe fra de milde og nedbørsrike, kystnære vestlandsområdene. Sogndalsdalen og Frudalen ligger lenger inn i landet, med korte avstander til Sognefjorden og Jostedalbreen, og ligger derfor nokså skjermet. Klimaet er ikke like vått som på kysten, og om vinteren er normaltemperaturen under 0 °C (Bjørhusdal et al., 2015). Kald luft samler seg i forsenkninger i de dype u-dalene, og ettersom kald luft er tyngre enn varm luft, vil luften vanskelig la seg drenere. Nedbøren vil om vinteren falle som regn nær kyst-og fjordområder, mens den i Sogndalsdalen og Frudalen faller som snø (Bjørhusdal et al., 2013).

Det finnes flere målestasjoner i nærheten av Skjerdingsanebreen som gir et bilde av vær-situasjonen i området. Til tross for at avstanden mellom målestasjonene og breen varierer mellom 6 og 7 km, med en høydeforskjell på rundt 660-760 m, viser dataene

sesongvariasjoner i nedbør og temperatur, som er viktig for breers massebalanse (Nesje, 1995). Meteorologisk institutt (met) har stasjon på Selseng (421 m o.h., ca. 6,2 km fra Skjerdinganebreen) hvor det tas målinger av temperatur og snødybde. Norsk Vassdrag-og Energidirektorat (NVE) har målestasjon ved Anestølen (447 m o.h., ca. 6,2 km fra Skjerdinganebreen), hvor det blir målt snødybde og temperatur, og Statens Vegvesen er stasjonert ved Frudalen (521 m o.h., ca. 3,5 km fra Skjerdinganebreen), hvor det blir målt temperatur, vindhastighet og vindretning (seNorge.no, 2015). Stasjonene gir midlertidig bare en forestilling om værbildet i nyere tid, da de ikke har vært i drift over lengre tid.

Månedlige verdier for de nevnte målestasjonene generert fra seNorge.no (2015) viser store svingninger mellom lufttemperaturer sommer-og vinterstid. Da temperaturen normalt synker i takt med stigende høydemetre (Nesje, 1995), generelt med $-6,5$ °C per vertikale km (yr.no, 2010), forventes temperaturene å være lavere ved Skjerdinganebreen enn ved målestasjonene. Temperaturene når likevel langt over 0 °C i sommerhalvåret, og vil sammen med solinnstråling, temperaturøkning i luften, kondens, sublimasjon eller indirekte stråling fra varmebølger fra fjell og skyer (Nesje, 2012), føre til smelting på breen i sommersesongen. Skjerdinganebreen ligger helt eller delvis skjermet for solinnstråling store deler av året, da solen i vintermånedene står for lavt på himmelen til å nå over fjellryggen. Lite solinnstråling holder temperaturen nede, slik at oppvarming fra direkte solinnstråling begrenses til langt ut på våren.

Skjerdinganebreen er avhengig av tilstrekkelig tilførsel av snømasse om vinteren for å kompensere for de høye sommertemperaturene. Figur 8 viser graf over nedbør og snødybde fra 1.5.2014 til 1.5.2015, og viser at det faller betraktelig mer nedbør om vinteren enn om sommeren. Av grafen går det også frem at nedbøren i vintermånedene primært lagres som snø. Ved å se på grafer over flere år, ser en at største nedbørsmengdene i området kommer mellom oktober og mai, mens det er sommermånedene som er de tørreste månedene i området (seNorge.no, 2015). Store nedbørsmengder er ofte forbundet med vind fra sør-vest (Bjørhusdal et al., 2013).



Figur 8: Graf som viser nedbør i mm og snødybde i cm, målt ved målestasjon på Selseng.

Vindretning er også av stor betydning for tilførsel av snø på Skjerdinganebreen. Over kanten til fjellryggen ned mot breen er det vanlig å se store skavler i vintersesongen (figur 9), hvilket indikerer at vind fra nord-vest er dominerende vindretning. Data fra Statens vegvesen sin målestasjon i Frudalen viser også at vind fra nord-vest og vest er mest vanlig (seNorge.no, 2015). Breen ligger skjermet av fjellene og ryggen rundt seg, slik at snø fra eksponerte nord-vestvendte rygger og fjell akkumuleres enten direkte på breen eller i renner og forsenkninger i lesiden ned mot breen. Akkumulert snø i renner og i fjellsiden er avgjørende for utløsning av snøskred som avsettes på breen.



Figur 9: Bilde tatt fra ryggen i nord, mot sør-vest. Markør øverst til høyre på bildet viser en tydelig skavl langs ryggen. Markør nederst mot venstre viser utløpsområdet for gamle snøskred.

3.4 Geologien rundt Skjerdinganebreen

Skjerdinganebreen ligger i et område hvor berggrunnen består av grunnfjell. Bergartene består primært av diorittisk til granittisk gneis og migmatitt. Stedvis er det også granittisk ortogneis i bånd eller striper, noen steder migmatittisk, gneis med diorittisk til granittisk sammensetning, og noen steder øyegneis (Norsk Geologisk Undersøkelse, 2015).

4. Teori

4.1 Georadar

En georadar er et geofysisk verktøy som brukes til å kartlegge lagdelinger og strukturer i undergrunnen ved å sende ut elektromagnetiske bølger, og registrere reflektert bølgeenergi. Radaren sender ut korte pulser av høyfrekvente, elektromagnetiske bølger, som beveger seg med en hastighet bestemt av den relative permittiviteten i materialet bølgene beveger seg i. Når bølgene treffer en lagdeling eller struktur i grunnen, vil hastigheten til bølgene endres som resultat av forandring i relativ permittivitet. Når hastigheten endres vil noe av bølgeenergien reflekteres tilbake mot overflaten, og de reflekterte bølgene registreres av radarens mottaker (Mussett & Khan, 2000).

Når man kjenner bølgenes hastighet i vertsmaterialet, og tiden det tar fra bølgene sendes ut til de reflekterte bølgene registreres, kan man kalkulere dybden til reflektoren. Georadaren tar målinger med et gitt tidsintervall, og ved å forflytte radaren mens den tar målinger kan grunnen kartlegges langs en profil.

All bølgeenergien blir midlertidig ikke reflektert ved overgangen til et nytt vertsmateriale. Noe av bølgeenergien vil refrakteres, og fortsetter gjennom det nye vertsmaterialet med endret hastighet. Ved refraksjon vil bølgene endre retning som resultat av endret hastighet (Mussett & Khan, 2000).

På engelsk kalles georadar *ground-penetrating radar*, og i mange studier omtales georadare som *GPR* (forkortelse av *ground-penetrating radar*).

4.1.1 Avstand til reflektor

Radarens mottakerantenne registrerer reflektert bølgeenergi innenfor et gitt tidsvindu. Tiden det tar fra det sendes ut en puls av EM-bølger fra senderantennen, til de reflekterte bølgene når mottakerantennen refereres til som *two-way travel time* (TWT).

Om man kjenner bølgenes hastighet i det aktuelle vertsmaterialet, kan man enkelt beregne avstanden til reflektoren. Da bølgene skal gå både til og fra reflektoren gir dette:

$$2h = TWT \times v \quad (1)$$

der h er avstanden til reflektoren og v er hastigheten bølgene beveger seg med gjennom vertsmaterialet. Dette gir videre at avstanden til reflektoren kan beskrives som:

$$h = \frac{TWT \times v}{2} \quad (2)$$

Elektromagnetiske bølgers hastighet gjennom ulike materialer er nærmere forklart i seksjon 4.1.2c.

4.1.2 Utbredelse av EM-bølger

Elektromagnetiske bølgers utbredelse i et materiale er i hovedsak bestemt av materialets relative permittivitet og dets konduktivitet. Disse to materialegenskapene har henholdsvis stor betydning for bølgenes hastighet, og hvor godt de beveger seg gjennom vertsmaterialet.

4.1.2a Relativ permittivitet, ϵ_r

Et materiales permittivitet er en elektrisk materialegenskap som beskriver utbredelsen av atomer i materialet som blir til positive og negative ladninger, og med dette danner elektriske dipoler, når det blir dannet et elektrisk felt i materialet (Mussett & Khan, 2000).

Et materiales permittivitet beskrives som regel relativt til permittiviteten i vakuum ($8,854 \times 10^{-12}$ F/m), og henvises da til som *relativ permittivitet*, ϵ_r . (Plewes & Hubbard, 2001). Et annet mye brukt begrep for relativ permittivitet er *dielektrisitetskonstant* (Mauring et al., 1995), men i denne oppgaven benyttes relativ permittivitet.

Det er i all hovedsak relativ permittivitet, ϵ_r som bestemmer hvilke hastighet elektromagnetiske bølger beveger seg med i et materiale. Gitt at relativ magnetisk permeabilitet er tilnærmet lik 1, noe den er for de vanligste materialtyper, kan EM-bølgenes hastighet gis ved:

$$v \approx \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad \text{gitt at} \quad \frac{\sigma}{\epsilon_0 \epsilon_0 \omega} \ll 1 \quad (3)$$

Der c er lysets hastighet (0,3m/ns), σ er materialets konduktivitet, ϵ_0 er relativ permittivitet i vakuum og $\omega = 2\pi f$ (rad/sek) (Daniels, 1989).

Relativ permittivitet i geologiske materialer er i stor grad regulert av vanninnhold, da vann har svært høy relativ permittivitet (se tabell 1) (Mauring et al., 1995).

Tabell 1 viser ulike materialegenskaper, blant dem relativ permittivitet, for et utvalg materialer.

Tabell 1 Materialegenskaper for et utvalg materialer ved 100 MHz

Materiale	Relativ permittivitet, ϵ_r	Konduktivitet, σ (mS/s)	Hastighet, v (m/ns)	Dempning, α (dB/m)
Luft	1	0	0,30	0
Destillert vann	80	0,01	0,033	0,002
Ferskvann	80	0,5	0,033	0,1
Saltvann	80	3000	0,01	1000
Is	3 – 4	0,01	0,168	0,01
Snø*	2		0,21	
Tørr sand	3 – 5	0,01	0,15	0,01
Våt sand	20 – 30	0,1 – 1,0	0,06	0,03 – 0,3
Granitt	4 – 6	0,01 – 1	0,13	0,01 – 1
Leire	5 – 40	2 – 1000	0,06	1 – 300

Verdiene i tabellen, med unntak av verdier for snø, er hentet fra Muring og andre (2000). Verdier for snø er hentet fra Lalumiere (2006) * relativ permittivitet for snø ligger i spekteret mellom 1,5 og 3,2 og hastigheten i spekteret mellom 0,17 og 0,25ns, avhengig av snølagets tetthet. I denne oppgaven har vi valgt å bruke verdiene $\epsilon_r = 2$ og $v = 0,21$ ns for snø.

4.1.2b Konduktivitet, σ

Konduktivitet er et mål på et materiales elektriske ledningsevne, og materialer med høy konduktivitet er gode elektriske ledere. Konduktiviteten øker med ioneinnholdet i materialet.

Når elektriske bølger beveger seg gjennom et materiale vil noe av bølgeenergien bli absorbert. Jo høyere konduktivitet materialet har, jo mer bølgeenergi blir absorbert. Konduktiviteten i materialene EM-bølgene beveger seg gjennom er derfor avgjørende for demping, signalstyrke fra reflekterte bølger og på hvor store avstander vi kan oppnå gjenkjennelige reflektorer (Mussett & Khan, 2000). Tabell 1 oppgir konduktivitet for et utvalg materialer.

4.1.2c Hastighet, V

I vakuum beveger EM-bølger seg med en hastighet på 0,3m/ns. I alle andre materialer vil hastigheten avta med en faktor som avhenger av materialets relative permittivitet (Mussett & Khan, 2000).

Hastigheten av EM-bølger gjennom vanlige geologiske materialer har blitt funnet gjennom ulike studier, og tabell 1 viser bølgenes hastighet for et utvalg materialer.

4.1.2d Frekvens

Ved bruk av georadar benytter man bølgefrequenser mellom 25 og 1000 MHz, frekvenser som er mye høyere enn i alle andre elektromagnetiske, geofysiske metoder (Mussett & Khan, 2000).

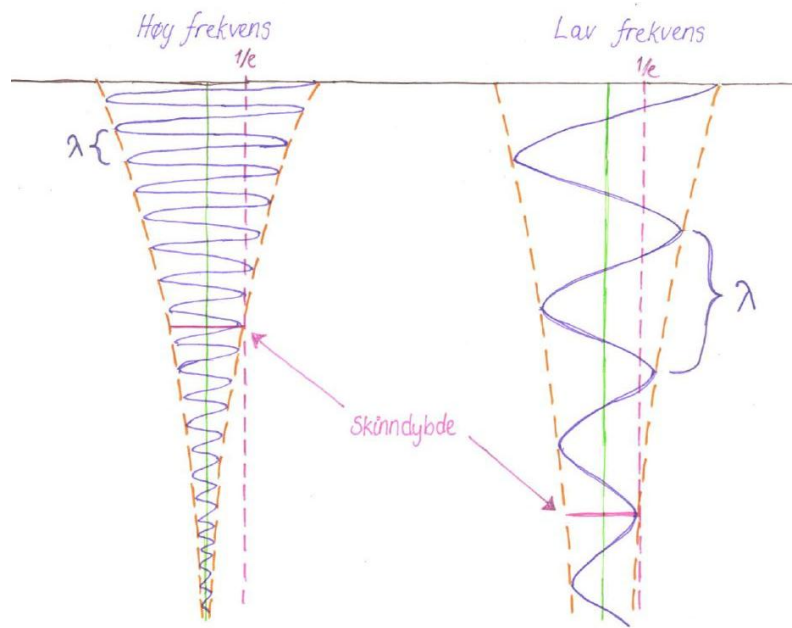
Frekvensen gir forholdet mellom hastighet og bølgelengde, og kan uttrykkes ved:

$$f = \frac{v}{\lambda} \quad (4)$$

hvor v er bølgenes hastighet, og λ er bølgelengden.

For et materiale med en gitt konduktivitet, vil bølgenes amplitude minskes med samme faktor for hver bølgelengde. Dette medfører at EM-bølger med høy frekvens vil absorberes hurtigere enn EM-bølger med lavere frekvens i det samme materialet. Valg av antennefrekvens kan med dette være avgjørende for det maksimale dypet hvor man kan oppnå gjenkjennelige reflektorer. Figur 1 viser hvordan EM-bølger av ulik frekvens dempes forskjellig i samme vertsmateriale.

Valg av antennefrekvens påvirker også den vertikale oppløsningen, som forteller oss hvor liten avstand det kan være mellom to lagdelinger for at de kan oppfattes som separerte reflektorer. Høye frekvenser gir bedre vertikal oppløsning, slik at lagdelinger med liten avstand mellom seg kan oppfattes som to separerte reflektorer. Lave frekvenser gir dårligere vertikal oppløsning, og lagdelinger må ligge med større avstand mellom seg for å kunne oppfattes som to separerte reflektorer (Mussett & Khan, 2000).



Figur 10: Figuren illustrerer forholdet mellom frekvens, demping og skinndybde for to EM-bølger ved ulik frekvens som beveger seg gjennom det samme vertsmaterialet.

4.1.2e Skinndybde

Ettersom amplituden til EM-bølgene reduseres eksponentielt, som resultat av absorpsjon, vil amplituden aldri bli lik null. Det er med dette ikke mulig å lage en formel for avstanden hvor bølgeenergien er totalt absorbert. Det er likevel nyttig å vite noe om hvor mye av bølgeenergien som vil være absorbert på ulike dyp, og *skinndybde* er et mål på akkurat dette.

Skinndybden er definert som dypet hvor amplituden av den utsendte EM-bølgen har minsket til $1/e$, (hvor e er den matematiske konstanten 2,718...). På dette dypet er amplituden bortimot $1/3$ av sitt utgangspunkt (Mussett & Khan, 2000).

Skinndybden er gitt ved formelen:

$$\text{skinndybde, meter} = 500 \sqrt{\frac{1}{\sigma f}} = 500 \sqrt{\frac{\lambda}{\sigma V}} \quad (5)$$

4.1.2f Damping

Når elektromagnetiske bølger beveger seg gjennom et vertsmateriale vil bølgeenergien minskes med avstand fra kilden, da bølgene dempes ved energispredning, dielektrisk absorpsjon og geometrisk spredning.

Dempningskoeffisienten, α , oppgir grad av signaltap i dB per lengdeenhet EM-bølgene har beveget seg fra kilden (Plewes & Hubbard, 2001). Tabell 1 oppgir dempningskoeffisienter for et utvalg geologiske materialer.

Energispredning

Når EM-bølgene treffer lagdelinger eller hindringer i grunnen vil bølgene gjennomgå refleksjon, refraksjon og/eller diffraksjon. Alle disse prosessene fører til at bølgefronten vil endre retning, noe som resulterer i spredning av bølgeenergien. Når bølgeenergien spres vil signalstyrken av registrerte bølger i mottakerantennen minskes, altså har bølgene blitt dempet (Plewes & Hubbard, 2001).

Refleksjon og refraksjon opptrer ved lagdelinger mellom materialer med ulik relativ permittivitet. Dersom bølgeenergi fra en gitt reflektor både reflekteres og refrakteres, medfører dette en energispredning i to ulike retninger. Signalstyrken av bølgene som mottas i mottakerantennen vil dermed være mindre enn da bølgene ble sendt ut. Videre vil bølgeenergien bli dempet ytterligere dersom bølgene reflekteres og/eller refrakteres av flere lagdelinger eller strukturer i grunnen (Mussett og Khan, 2000).

Diffraksjon opptrer ved punktreflektorer (se seksjon 4.1.3c) eller diskontinuiteter i grunnen. Når EM-bølger treffer punktreflektorer eller diskontinuiteter, vil bølgeenergien bli spredt i alle retninger, og føre til demping av EM-bølgenes signalstyrke (Mauring et al., 1995).

Dielektrisk absorpsjon

Noe av bølgeenergien vil bli absorbert av vertsmaterialet EM-bølgene beveger seg i. Materialer med høy konduktivitet absorberer mer energi enn materialer med lav konduktivitet, og dielektrisk absorpsjon er grunnen til at konduktiviteten er avgjørende for hvor godt EM-bølger forplantes i et materiale. Dielektrisk absorpsjon opptrer både i form av at elektroner i

vertmaterialet forflytter seg relativt til atomkjernen, og i form av at vannmolekyler settes i bevegelse (Plewes & Hubbard, 2001).

Geometrisk spredning

Når man sender ut EM-bølger fra georadarens antenne, vil bølgene spres i alle retninger. Dette fører til at bølgeenergien blir fordelt på et større område for hver lengdeenhet EM-bølgene beveger seg fra kilden. Denne geometriske spredningen av bølgeenergi resulterer i at signalstyrken av EM-bølgene blir svakere med avstanden fra kilden. Signalstyrken tapes med forholdet $1/r^2$, der r er avstanden fra kilden (Plewes & Hubbard, 2001).

4.1.3 Tolkning av radarprofiler

For å tolke georadarprofilene korrekt er det viktig å være kjent med en rekke svært vanlige fenomener som kan dukke opp i profilene. Disse oppstår som resultat av hvordan radaren fungerer, og kan gi opphav til feiltolkning av data dersom de ikke tas høyde for.

4.1.3a Uønskede refleksjoner

Georadaren sender ut pulser av EM-bølger i alle retninger og registrerer siden bølgene når de når mottakerantennen. Radaren kan ikke skille på hvor bølgene kommer fra, og dette kan medføre uønskede refleksjoner i profilene.

Direktebølger er bølger som går direkte fra senderantennen til mottakerantennen, uten å reflekteres av lagdelinger i grunnen. Man vil normalt sett få to direktebølger i georadarundersøkelser, en hvor EM-bølgene går direkte gjennom luften, og en hvor bølgene går direkte gjennom bakken. I profilet vil direktebølger utarte seg som kraftige, horisontale reflektorer som ligger helt øverst i profilet. Da EM-bølgene beveger seg hurtigere i luft enn i noe annet materiale, vil den øverste reflektoren representere direktebølgen gjennom luft, mens den nederste av de to representerer direktebølgen gjennom bakken (Mussett & Khan, 2000).

Siden radaren sender ut EM-bølger i alle retninger kan man i tillegg risikere at bølgene reflekteres av gjenstander i overflaten. Dette kan skape reflektorer i profilet som er vanskelige å tolke. For å unngå problemet bør forstyrrende gjenstander holdes i god avstand fra georadaren ved gjennomføring av undersøkelser. Dersom personen som opererer radaren

bærer med seg gjenstander som skaper refleksjoner, vil reflektorene fra disse være tilnærmet like langs hele profilet, og heller opptre som støy enn som reflektorer i radarogrammet (Mussett & Khan, 2000).

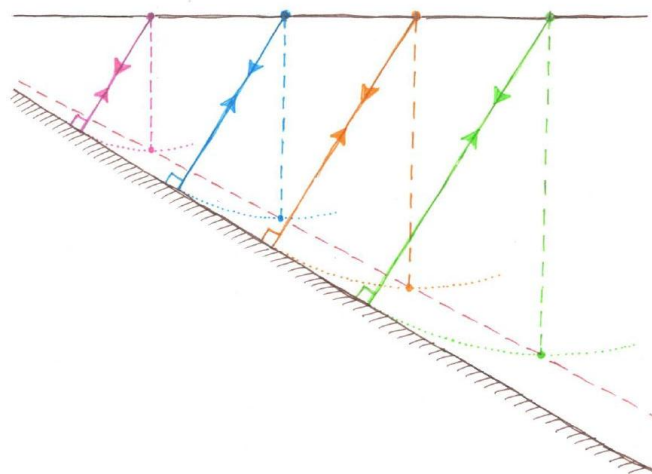
4.1.3b Hellende reflektorer

Når radaren registrerer reflekterte bølgepulser vil den oppfatte at bølgen med korteste TWT kommer fra en reflektor som ligger rett under seg. Dette vil midlertidig ikke stemme dersom lagdelingen som reflektoren stammer fra ikke er horisontal.

For hellende lagdelinger vil det være større avstand mellom radaren og punktet på lagdelingen som ligger rett under denne, enn avstanden mellom radaren og et grunnere punkt. Kortere avstand fører til kortere TWT, og radaren oppfatter at det grunnere punktet på lagdelingen ligger rett under seg. Dette fører til at reflektoren som ses i radarogrammet vil ligge nærmere overflaten enn hva den faktiske lagdelingen gjør (Mussett & Khan, 2000).

Differansen mellom avstand til reflektoren i radarogrammet, og den reelle avstanden til lagdelingen, vil øke med helningen av lagdelingen. Differansen vil også øke med avstanden til lagdelingen (Mussett & Khan, 2000).

Figur 11 illustrerer hvordan radaren oppfatter refleksjoner fra hellende reflektorer.



Figur 11 Illustrerer hvordan avstanden til en hellende lagdeling blir "feiltolket" i radarundersøkelser

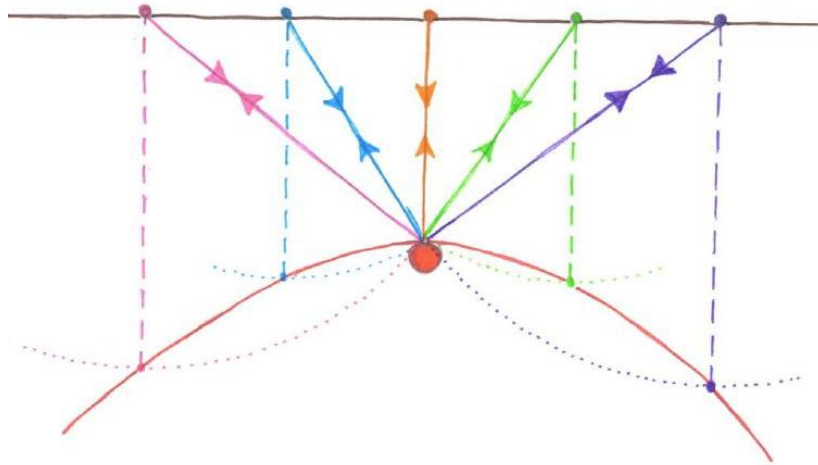
4.1.3c Punktrefleksorer og hyperbler

Dersom det ligger såkalte *punktrefleksorer* i grunnen, vil disse gi opphav til *hyperbler* i radargrammet. Punktrefleksorer oppstår der EM-bølgene diffrakteres eller reflekteres av et objekt i grunnen (se 4.1.2f), og refleksjonene vil med dette komme fra et gitt punkt istedenfor flere punkter langs en lagdeling. Punktrefleksorer kan opptre ved blokker, steiner eller andre gjenstander i grunnen, og det er svært vanlig at disse opptrer i georadarundersøkelser.

Når man beveger seg med radaren langs en profil, vil man få refleksjoner fra punktrefleksoren i flere av målingene. I målinger som tas før man går direkte over punktrefleksoren, vil radaren oppfatte refleksjonen som et punkt som ligger direkte under seg, på tilsvarende måte som forklart i seksjon 4.1.3b. Det samme gjelder for målinger som tas etter man har beveget radaren forbi objektet i grunnen.

I radargrammet vil en punktrefleksor utarte seg som en *hyperbel*, en buet reflektor. Avstanden til objektet vil kun være korrekt i hyperbelens toppunkt, da dette stammer fra refleksjonen fra den målingen som tas direkte over objektet. Dette medfører at man ved tolkning av profiler som inneholder hyperbler, må forholde seg til hyperbelens toppunkt (Mussett & Khan, 2000).

Figur 12 illustrerer hvordan radaren oppfatter refleksjoner fra en punktrefleksor, samt hvordan punktrefleksoren vil utarte seg som en hyperbel i radargrammet, der hyperbelen er markert med rødt.



Figur 12 Illustrerer hvordan georadaren tolker refleksjoner fra en punktrefleksor

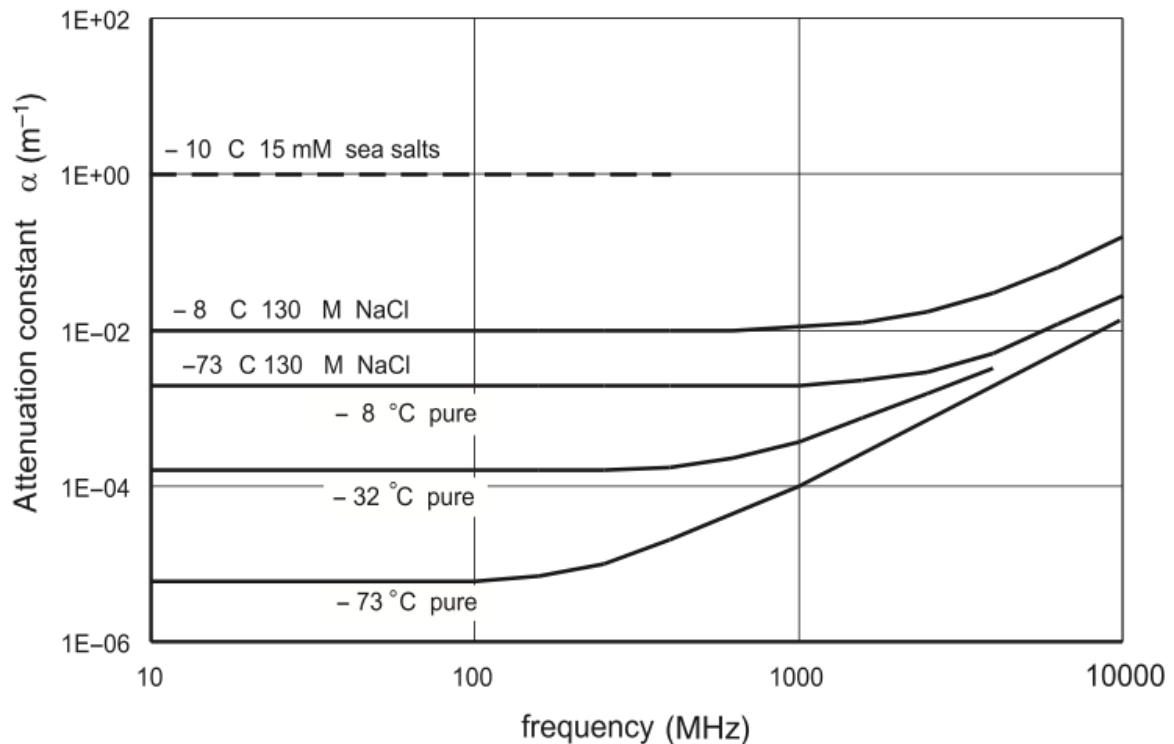
4.2 Georadar i glasiologi

Georadar er en utbredt metode for å kartlegge istykkelse ved feltundersøkelser (Plewes & Hubbard, 2001). Metoden egner seg godt da is generelt har lav konduktivitet ($\sigma_{is} = 0,01$), noe som tillater EM-bølger å bevege seg gjennom isen uten å bli kraftig dempet (se seksjon 4.1.2b og 4.1.2f). For å oppnå tydelige bunnreflektorer (skillet mellom is og underliggende fjell), er man avhengig av en viss kontrast i relativ permittivitet (seksjon 4.1.2a). Kontrasten i relativ permittivitet for is ($\epsilon_{r, is} = 3 - 4$), og fjell ($\epsilon_{r, granitt} = 4 - 6$) er ikke nødvendigvis så stor at man vil oppnå sterke bunnreflektorer. Dersom det er vann til stede, hvilket ofte er tilfelle, vil man derimot kunne oppnå tydelige bunnreflektorer, dette fordi vann har svært høy relativ permittivitet ($\epsilon_{r, vann} = 80$).

For polare breer, som har gjennomgående temperaturer under trykksmeltepunktet, vil man kunne oppnå store penetrasjonsdyp (Plewes & Hubbard, 2001; Dowdeswell & Evans, 2004). Tempererte breer har derimot, om man ser bort fra et tynt lag i øvre del av breen, gjennomgående temperaturer like ved trykksmeltepunktet (Benn & Evans, 2010). Dette fører til at man vil oppnå et betydelig grunnere penetrasjonsdyp i tempererte breer enn det man kan forvente i polare breer. Dette kommer av at de tempererte breenes vanninnhold demper EM-bølgene ved diffraksjon og refleksjon (se seksjon 4.1.2f) når de beveger seg gjennom isen (Plewes & Hubbard, 2001; Dowdeswell & Evans, 2004).

En annen faktor som påvirker penetrasjonsdypet, er at konduktiviteten øker med temperaturen

(Dowdeswell & Evans, 2004). Figur 13 illustrer hvordan isens temperatur påvirker dempningen av EM-bølger ved ulike frekvenser.

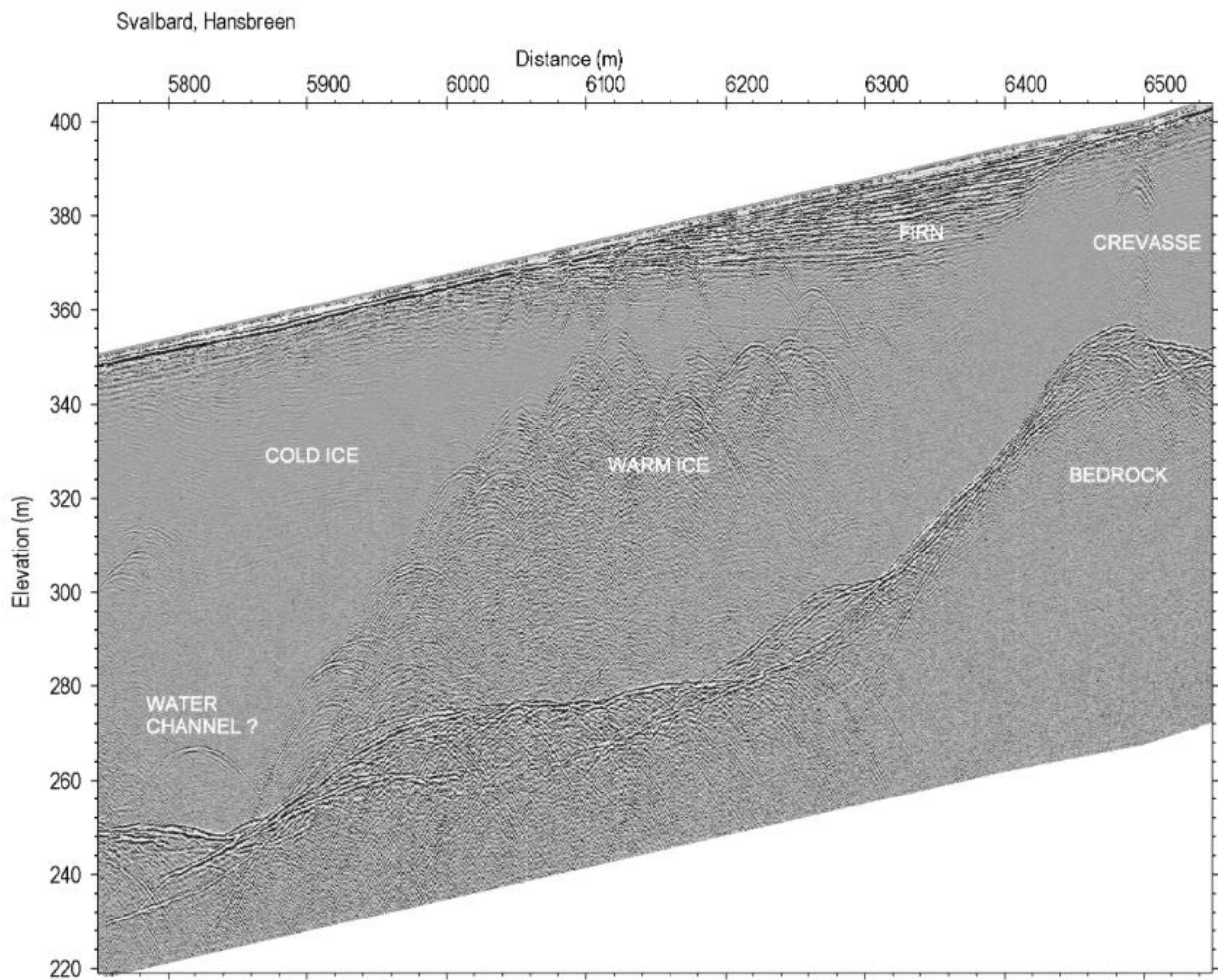


Figur 13 Illustrer hvordan dempningen av EM-bølger (α) avhenger av temperaturen i isen ved ulike frekvenser (figuren er hentet fra Dowdeswell & Evans, 2004)

I tempererte breer med stort vanninnhold kan man med dette risikere å ikke oppnå tydelige bunnreflektorer. Problemet amplifiseres ved store istykkelser, da kartlegging av disse vil kreve større penetrasjonsdyp (se seksjon 4.1.2e). I polytermale breer, som har temperaturer både under- og ved trykksmeltepunktet, kan dempningen fra vanninnhold derimot brukes til å kartlegge skillet mellom varm og kald is (Maijala et al., 1998).

4.2.1 Typiske strukturer

Ved kartlegging av breer finnes det en rekke strukturer, med tilhørende reflektorer, man kan forvente å se i radargrammet. Figur 14 viser et radargram fra Hansbreen på Svalbard og illustrerer hvordan ulike strukturene kan utarte seg i et radargram.



Figur 14 Illustrerer hvordan ulike glasiøle strukturer vil utarte seg i et radargram (figuren er hentet fra Maijala et al., 1998, og viser et radargram fra Hansbreen, Svalbard)

Hansbreen er en polytermal bre, og inneholder med dette både ismasser under- og ved trykksmeltepunktet. Av figuren går det godt frem hvordan radargrammer vil fremstå for både varm og kald is (*WARM ICE* og *COLD ICE*), der kald is har temperaturer under trykksmeltepunktet og varm is har temperaturer like ved trykksmeltepunktet. I radargrammer fra tempererte breer vil man forvente signaler som tilsvarer området med varm is i figur 14 langs hele breens utstrekning, mens man i polare breer vil forvente et radargram som tilsvarer området med kald is.

Videre inneholder figur 14 en tydelig bunnreflektor. I kartlegging av istykkelse er det i hovedsak dybden til denne reflektoren man ønsker å finne, men refleksjoner som viser skillet

mellom snø/firn og is er også vesentlig ved beregning av istykkelse. Da EM-bølger beveger seg med ulik hastighet i snø og is ($v_{\text{snø}} = 0,21\text{m/ns}$ og $v_{\text{is}} = 0,168\text{m/ns}$), vil snølagets dybde bli underestimert ved bruk av $v_{\text{is}} = 0,168\text{m/ns}$. Ved tolkning av radargrammer setter man ofte en konstant utbredelseshastighet, tilsvarende den i is, i prosesseringsprogrammet. Da denne hastigheten vil gi et for grunt dyp for snølagene på breen, kan dette resultere i for grunne istykkelser.

For å finne den faktiske dybden av snølagene kan man sette utbredelseshastigheten til $v_{\text{snø}} = 0,21\text{m/ns}$ i prosesseringsprogrammet (da vil hele radargrammet justeres etter utbredelseshastigheten i snø). Det er også mulig å lage en tolagsmodell av breen. Faktisk snødybde kan dessuten finnes ved å benytte ligning (1) eller (2), og regne om dybden gitt for snølagene i radargrammer med hastighet satt til $v_{\text{is}} = 0,168\text{m/ns}$, til faktisk dybde ved $v_{\text{snø}} = 0,21\text{m/ns}$.

Punktreflektorer (seksjon 4.1.3c) kan også forventes å opptre fra normale, glasiøle strukturer. Figur 14 viser hvordan henholdsvis en bresprekk (*crevasse*) og det som muligens er et vannløp (*water channel*) opptrer som hyperbler i radargrammet. Langs bunnreflektoren i figur 14 kan man også se en rekke ulike hyperbler, som kan komme fra blokker eller sedimenter som også fungerer som punktreflektorer. Tilsvarende vil også blokker eller gjenstander inne i isen fungere som punktreflektorer, og opptre som hyperbler i radargrammet.

4.3 Volum – arealforhold

Å estimere forventet økning i havnivå er en svært viktig del av å forutsi konsekvensene av global oppvarming. Man går ut fra at smelting av isbreer har den nest største effekten på endringer i havnivået, etter termal ekspansjon (Church & Others, 2001). For å kunne forutsi isbreers bidrag til havnivåstigning må man kjenne det totale volumet av breene.

Per i dag har man kun funnet volumet av et par hundre individuelle breer ved feltundersøkelser. Dette tilsvarer under 1 % av verdens totale antall breer (Radić & Hock, 2010). Slike feltundersøkelser er avgjørende for å kunne finne det totale brevolumet av verdens breer, men av praktiske årsaker vil man ikke kunne kartlegge alle verdens breer gjennom feltundersøkelser.

For å kunne estimere brevolum ut fra lett tilgjengelig informasjon, har man kommet frem til en metode hvor man bruker forholdet mellom en bres overflateareal og dens volum, da disse forholdene ser ut til å være relativt like for breer av samme karakter (Chen & Ohmura, 1990). Da overflateareal er enkelt å finne ved bruk av flyfoto eller satellittbilder, kan man med denne metoden hurtig kartlegge breers volum.

4.3.1 Prinsippet bak metoden

Forholdet mellom breens volum og overflateareal kan beskrives ved ligningen (Bahr et al., 1997):

$$V = cA^\gamma \quad (6)$$

Hvor c er en proporsjonalitetskoeffisient, og γ angir forholdet mellom volumet og overflatearealet. Det går frem av uttrykket over at forholdet mellom volum og overflateareal er et ikke-lineært forhold.

Ved å se på registrerte data fra 63 ulike breer, hvor volumet var beregnet fra radarmålinger av istykkelsen, fant Chen og Ohmura (1990) de gjennomsnittlige verdiene $\gamma = 1,357$ og $c = 0,2055\text{m}^{3-2\gamma}$. Verdiene varierte mellom 1,15 og 1,52 for γ , og mellom 0,12 og $0,22\text{m}^{3-2\gamma}$ for c . Siden brukte Bahr (1997) registrerte data for volum og overflateareal fra 144 breer til å finne c ved hjelp av en sannsynlighets- og tetthetsfunksjon, og fant med dette at $c = 0,191\text{m}^{3-2\gamma}$

$\pm 0,073m^{3-2\gamma}$ når $\gamma = 1,375$.

Bahr et al. (1997) har beskrevet den fysiske teorien bak verdien av γ , og hvilke parametere som påvirker denne. Det går her fram at γ avhenger av følgende parametere:

- *Breens massebalanse*

En av parameterne gis av breens massebalanse, som kan uttrykkes ved breens snølinje. Verdien av γ er ikke sensitiv til små endringer i massebalanse, men større endringer kan gi stor effekt på volumet (Bahr et al., 1997).

- *Breens størrelse*

Volumet av en bre vil være proporsjonal med produktet av lengden, bredden og dens gjennomsnittlige tykkelse. Forholdet mellom breens bredde og lengde inngår som en parameter, q , i utregningsmetoden for å finne en teoretisk verdi for γ . For store platåbreer og innlandsis går man ut fra at lengden og bredden tilsvarer hverandre, og man velger verdi for q ut fra dette ($q = 1$). For dalbreer går man ut fra at lengden og bredden av breen ikke vil være like, og ved å se på lenge-breddeforhold i 24,000 Eurasiske breer og 5400 breer i alpene, har man kommet til at $q = 0,6$ for dalbreer (Bahr et al., 1997). Ingen studier vi er kjent med gir noen q -verdi for botnbreer.

- *Breens helning*

Breens helning påvirker også verdien av γ . Parameteren vil være ulik for store breer, dalbreer og botnbreer, men er vanskelig å bestemme dersom man ikke har en veldefinert bunnprofil (Bahr et al., 1997). Parameteren blir mindre med brattere helning.

- *Friksjon fra fjell*

Utregningsmetoden for å finne en teoretisk verdi av γ inneholder også en parameter som tar utgangspunkt i hvor mye friksjon det er mellom breen og fjellet rundt. Da denne parameteren avhenger av breens størrelse, vil den være avhengig av hvilke verdier som er valgt for de andre parameterne. Bahr et al. (1997) har i sin analyse kommet frem til en lik verdi av for denne parameteren for både innlandsis og dalbreer.

- *Strømningsparameter*

En siste parameter, n , som er med på å bestemme verdien av γ gis av hvor plastisk breen er. For is vil parameteren normalt være $n = 3$ (Bahr et al., 1997).

I sin analyse av forholdet mellom volumet og overflatearealet kom Bahr et al. (1997) frem til de teoretiske verdiene $\gamma = 1,375$ for dalbreer og $\gamma = 1,25$ for platåbreer og innlandsis. Dette resultatet stemmer godt overens med den empiriske verdien Chen og Ohmura (1990) kom frem til ($\gamma = 1,357$). Det skal understrekes at den teoretiske verdien $\gamma = 1,357$ (Bahr et al., 1997) er kalkulert ut fra en verdi av parameteren, m , som tilsvarer en bre i balanse med sitt lokale klima.

Forholdene mellom volum og areal er ikke universelle, men det er forventet at γ - og c -verdiene vil være statistisk representative for regionale eller globale utvalg breer av lik karakter (Adhikari & Marshall, 2012).

4.3.2 Usikkerheter ved metoden

Da eksponenten γ er avhengig av breens egenskaper (seksjon 4.3.1) vil individuelle breer ha en γ -verdi som skiller seg fra de verdier som er funnet fra empiriske data eller teoretiske analyser. For individuelle breer er det anslått at usikkerheten ved metoden kan gi en feil i estimert brevolum på opp til 50 % (Meier et al., 2007). Da usikkerheten i hovedsak avhenger av i hvor stor grad den individuelle bre skiller seg fra gjennomsnittet, vil usikkerheten minskes for en gruppe breer av lik karakter.

De fleste breer er i ubalanse med sitt lokale klima (altså har de negativ eller positiv massebalanse). Nyere studier har diskutert effekten av negativ eller positiv massebalanse, og hvordan dette påvirker størrelsen av γ . Da den teoretiske verdien $\gamma = 1,357$ (Bahr et al., 1997) er utlignet fra teoretisk balanse mellom bre og lokalt klima, vil denne verdien for γ neppe egne seg for breer som er ute av balanse med sitt lokale klima.

Radić et al. (2007) kom frem til at γ generelt blir større ved negativ massebalanse enn ved positiv massebalanse. Videre fant de at γ har en tendens til å bli lavere for breer som i utgangspunktet er store, enn for breer som i utgangspunktet er små. Verdien av γ endres altså med breens størrelse og massebalanse. Radić et al. (2007) anbefaler å benytte verdier for γ som ligger i spekteret mellom $\gamma = 1,3$ og $\gamma = 1,6$.

Ut fra resultatene til Radić et al. (2007) kan man anta at γ -verdien for små breer med negativ massebalanse vil ligge i øvre del av spekteret $\gamma = [1,3 - 1,6]$, og at verdien med dette kan

tenkes å være større enn den teoretiske verdien $\gamma = 1,375$ (Bahr et al., 1997) og den empiriske verdien $\gamma = 1,357$ (Chen & Ohmura, 1990). Dersom man benytter en for liten γ -verdi vil volumet bli underestimert (se ligning 6), og det kan med dette tenkes at volumet vil bli noe underestimert for små breer med negativ massebalanse, ved bruk av $\gamma = 1,375$ (Bahr et al., 1997) eller $\gamma = 1,357$ (Chen & Ohmura, 1990). Grad av underestimering vil i så tilfelle avhenge av i hvor stor grad breen er i ubalanse med sitt lokale klima, samt hvor liten breen er.

4.3.3 Ulike verdier for γ og c

Litteraturen presenterer en rekke ulike verdier for γ og c , funnet ved bruk av empiriske data, gjennom teoretiske analyser og ved bruk av ulike modeller. Grinsted (2013) har oppsummert hvilke verdier som har blitt brukt i ulike studier, og disse vises i tabell 2. Av tabellen går det frem at minste og største c -verdi for breer (ekskludert innlandsis) er henholdsvis 0,213 og 0,597, og at minste og største γ -verdi for breer henholdsvis 1,26 og 2,9.

Tabell 2 Verdier for c og γ hentet fra tidligere studier

Studie/Kilde	Bre	Innlandsis
Erasov (1968)	$0,027 \times A^{1,5}$	
Yafeng et al. (1981)	$0,0361 \times A^{1,406}$	
Macheret & Zhuravlev (1982)	$0,0597 \times A^{1,12}$	
Chizhov & Kotlyakov (1983)		$0,04 \times A^{1,25}$
Macheret et al. (1984)	$0,0371 \times A^{1,357}$	
Zhuravlev (1985)	$0,03 \times A^{1,36}$	$k \times A^{1,26}$
Driedger og Kennard (1986)	$0,0218 \times A^{1,124}$	
Zhuravlev (1988)	$0,048 \times A^{1,186}$	
Macheret et al. (1988)	$0,0298 \times A^{1,379}$	
Chen & Ohmura (1990)	$0,0285 \times A^{1,357}$	
Meier & Bahr (1996)	$k \times A^{1,36}$	$k \times A^{1,22}$
Bahr (1997)	$k \times A^{1,375}$	$k \times A^{1,25}$
Bahr et al. (1997)	$0,0276 \times A^{1,36}$	
Van de Wal & Wild (2001)	$0,0213 \times A^{1,375}$	
Shiyin et al. (2003)	$0,0395 \cot A^{1,35}$	
Radic et al. (2007)	$k \times A^{[1,56-2,90]}$	
Radic & Hock (2010)	$0,0365 \times A^{1,375}$	$0,0538 \times A^{1,25}$
Huss & Farinotti (2012)	$[0,024 - 0,042] \times A^{[1,26-1,355]}$	
Adhikary & Marshall (2012)	$k \times A^{[1,38-1,46]}$	

Tabellen er modifisert fra Grinsted (2013)

4.4 Studier av små breer

I studier av havnivåendring som resultat av at isbreer smelter, er det flere som peker på viktigheten av volumobservasjoner av individuelle breer (f. eks. Radić & Hock, 2010; Bahr & Radić, 2012; Yde et al., 2014). Observasjoner av volum i individuelle breer legger grunnlaget for empiriske verdier for c og γ (seksjon 4.3.1) (Yde et al., 2014).

I følge Bahr og Radić (2012) har det blitt vanlig praksis å se på de store breene og isdekkene i studier av globalt brevolum. Radić og Hock (2010) konkluderer for eksempel med at databasen *World Glacier Inventory* (WGI) bør ha mer omfattende dekning av store ismasser, da disse utgjør en så stor del av den totale ismassen på land.

I følge Bahr og Radić (2012) kan en stor isbre (10^4 km^2) ha opp til ti millioner ganger større ismasse enn verdens minste breer (10^{-1} km^2). Den store forskjellen mellom ismasser i store og små breer gjør det nærliggende å tenke at det meste av verdens totale ismasse finnes i de store breene. Likevel finnes det titusener av små breer for hver enkelt store bre, og de små breenes volum kan med dette utgjøre en betydelig del av det globale brevolumet (Bahr & Radić, 2012).

Det anslås at globale estimat av brevolum kan gi feil på opp til 10 %, som resultat av at dagens databaser ikke inneholder de små breene (Bahr & Radić, 2012). I regionale volumestimat, og da spesielt i regioner uten de enormt store isdekkene, vil de små breene utgjøre en større del av det totale, regionale volumet. Da mange regionale databaser ikke inneholder små breer kan dette føre til store feilkilder i estimert volum. Som eksempel viser Bahr og Radić (2012) til alpene, hvor man vil trenge en komplett database som inneholder alle ismasser ned til $0,01 \text{ km}^2$ for å oppnå et regionalt estimat med under 10 % feil.

Videre peker Bahr og Radić (2012) på at små breer har en responstid på sitt lokale klima som kan være opp til hundre ganger kortere enn for store breer, noe som kan medføre hurtigere havnivåstigning. Da de små breene kan utgjøre en vesentlig del av verdens totale ismasse på land, og med dette kan medføre hurtigere havnivåendring, konkluderer Bahr og Radić (2012) med at små breer bør inkluderes i studier av globalt brevolum og dets påvirkning på havnivået.

I Norge utgjør små breer, med et overflateareal på under 1km^2 , en svært stor del av de totalt 2534 breene, og 3143 breenhetene som per 2012 er kartlagt av Norges Vassdrags- og Energidirektorat (NVE) ved bruk av satellittbilder (Andreassen et al., 2012). Breatlasets fra NVE er inndelt i 36 ulike regioner, og i regionen *Jostedalssjøen sør*, hvor Skjerdinganebreen er lokalisert har 81 av 96 breer et areal på under 1km^2 . Små breer utgjør med dette ~84 % av det totale antallet breer i denne regionen.

Videre finnes det andre regioner hvor breer med areal på under 1km^2 utgjør en enda større del av det totale antallet breer. Alpine områder er spesielt forbundet med små breer, og i regionen *Sunnmøre*, har kun 1 av totalt 78 breer et areal på over 1km^2 . I denne regionen utgjør altså de små breene ~99 % av det totale antallet breer (Andreassen et al., 2012).

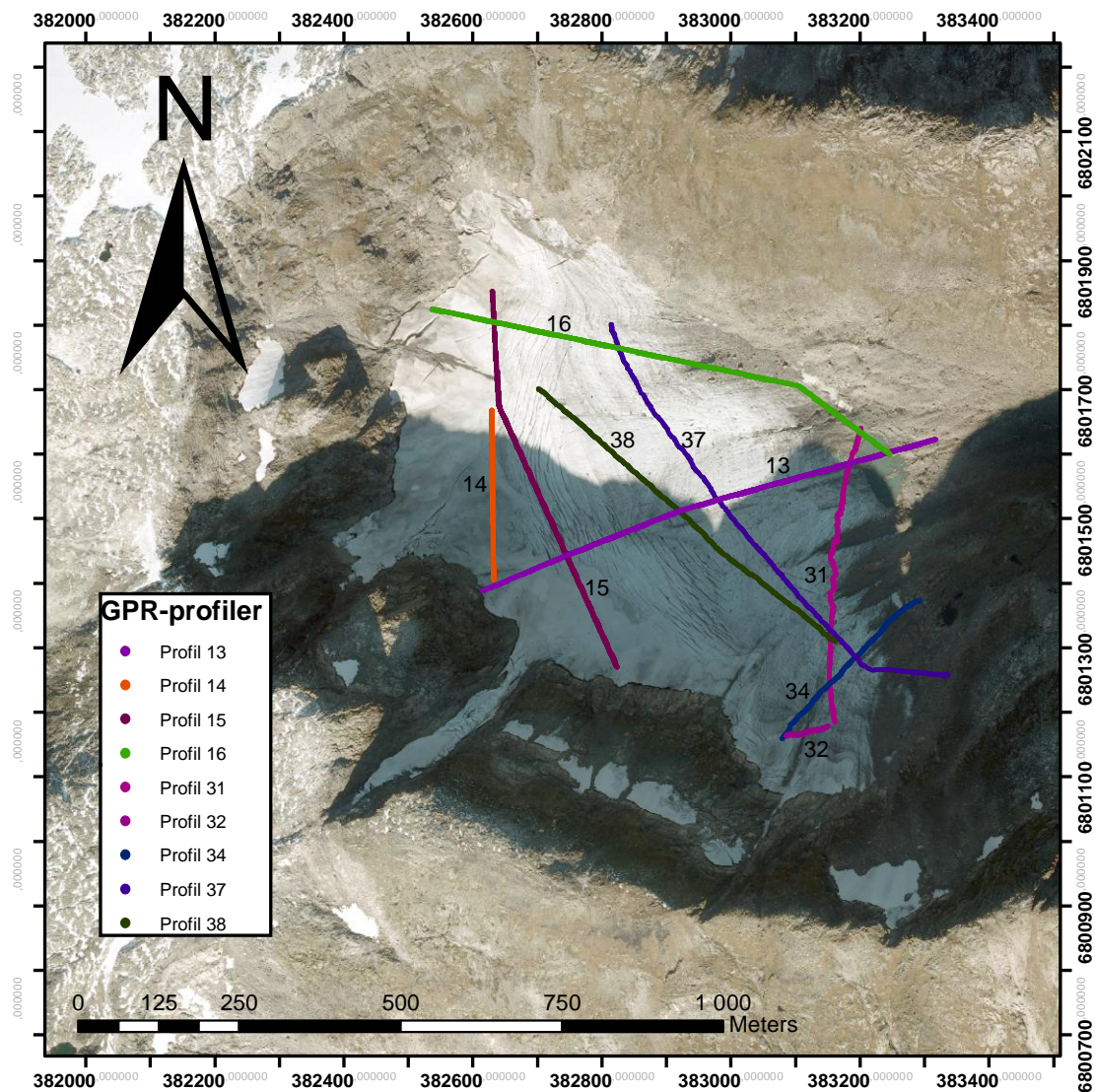
4.5 Botnbreer

Botner er blant de vanligste landskapsformene i fjellområder, og er ofte et resultat av tidligere repiterte glasiasjoner (Nesje, 1995). En botnbres utbredelse begrenses til innenfor en halvsirkulær form, med bratte bak-og sidevegger. Det er vanlig at landoverflaten under breen er senket i forhold til omgivelsene, som følge av subglasial erosjon på berggrunnen og frostforvitring i bak-og sideveggene (Benn & Evans, 1998). Utgravingen danner en bolleformet depresjon (Sharp, 1988), og breen er forbundet til bakveggen med en konkav helning (Benn & Evans, 1998). Utgraving kan i mange tilfeller føre til overfordypning, hvor bunntopografien ligger langt under breoverflaten. Som resultat dannes dype innsjøer ved tilbaketrekning av overfordypede breer (Sharp, 1988).

5. Metode

5.1 Feltarbeid

Feltarbeid ble gjort på Skjerdingsanebreen 12. mars og 28. april 2015, og det ble innsamlet målinger av istykkelsen langs totalt ni profiler. Av disse var fire lengdeprofiler og fem tverrprofiler (figur 15). Utstyret som ble brukt ved alle målingene var en MALÅ GeoScience 50 MHz rough terrain antenna (med permanent antenneseparasjon på 4,25 m) og en XV monitor, koblet til en MALÅ ProEx kontrollenhet båret i en sekk (se figur 16). En GPS koblet til monitoren, samt en håndholdt Garmin GPS eTrex Vista Hx, ble brukt til å samle inn koordinater langs profilene. Utstyret er lett og kompakt, og egner seg dermed godt for glisiale målinger hvor det skal transporteres over lengre strekninger. Utstyret er i tillegg godt håndtering i ulendt terreng.



Figur 15: Oversikt over georadarprofiler fra målingene på Skjerdingsanebreen 12. mars og 28. april 2015. Profilene 13, 14, 14 og 16 ble samlet 12. mars, og profilene 31, 32, 34, 37 og 38 ble samlet 28. april.



Figur 16: Utstyr brukt til målinger i felt. XV Monitor, MALÅ ProEx GPR kontrollenhet og MALÅ GeoScience 50 MHz antenna, batterier og sekk. Figur hentet fra <http://www.malags.com/products/mala-proex-system>

Under målingene ble antennen dratt langs bakken, etter personen som hadde kontrollenheten i en sekk på ryggen, samt monitoren holdt i hendene (figur 17). Den andre personen holdt en hensiktsmessig god avstand for å unngå støy i målingene (se seksjon 4.1.3a). Da breen var snødekket under begge feltturene ble større ujevnheter i form av bresprekker unngått, og vi kunne legge profilene der vi ønsket. Antennen fulgte jevnt skisporet i snøen.

En tilhørende GPS ble koblet til radarsystemet via en USB-inngang, for fortløpende å kunne samle inn GPS-punkter langs profilene. Her oppstod det, under feltarbeid 12. mars, problemer knyttet til kontaktforbindelsen, hvilket senere viste seg å skyldes et ødelagt filter i USB-kontakten. Da vi var klar over at det tidligere hadde vært problemer med den tilhørende GPS-en, ble GPS-punkter også samlet inn med en håndholdt GPS, og det var koordinater fra denne GPS-en som ble brukt. Koordinatene ble innsamlet kontinuerlig, langs nøyaktig samme traseer som radarmålingene. For å unngå støy i dataene ble det holdt god avstand, hvor en person opererte georadarenheten, mens den andre samlet inn GPS-punkter med den håndholdte GPS-en. Det ble forsøkt å holde mest mulig konstant fart for å oppnå nøyaktig posisjonering av istykkelsesmålingene fra GPS-målinger innsamlet med den håndholdte GPS-en. Under feltarbeid 28. april var filtrene i USB-kontakten reparert, slik at den tilhørende GPS-en fungerte, og koordinatene fra denne ble brukt.

Georadarenen ble stilt inn med ulike innstillinger. Samplingsintervallet bestemmer hvor ofte signalets amplitude skal registres av instrumentene, og ble satt til 10 x antennefrekvensen på 50 MHz, altså 500 MHz. Tidsintervall mellom målingene ble satt til 0,3 s. Videre bestemmer tidsvindu (time window) tiden mottakeren er åpen for å registrere reflektert bølgeenergi.

Under feltarbeidet i mars ble verdien satt tilsvarende TWT (se seksjon 4.1.1) for 100 m is (ved en hastighet på 0,168 m/ns), mens verdien ble økt under målingene i april. Antall stacks ble satt til 4 for alle målingene, med unntak av profil 31, hvor den ble satt til 16. Stack legger sammen flere målinger i hver måling, og tar gjennomsnittet av disse for å øke kvaliteten på data. Hastigheten (velocity) til is er 0,168 m/ns, og ble brukt for å oppnå riktig dybde på y-aksen, da istykkelsen var det vi hovedsakelig ønsket å måle.

Målinger ble utført langs profilene vist i figur 15. Profil 13, 31 og 16 dekker nedre overgang fra fjell og innsjø til bre. Overgang mellom breen og den bak-og sideliggende fjellsiden er svært bratt, og gjorde det krevende å utføre målinger i disse områdene. Da disse områdene i tillegg var utsatt for snøskred, ble målingene stoppet en kort avstand fra de aller bratteste partiene.



Figur 17: Målinger langs profil 31 på Skjerdingsanebreen. I bakgrunnen ses fjellsiden nord for breen, samt ryggen som fører mot Salen (mot høyre). Bildet illustrerer at snøskred utgjør et viktig bidrag til snøakkumulasjon på breen (avsnitt 3.2).

5.2 Prosessering av data

5.2.1 Reflect2DQuick

Programmet «Reflect2DQuick Geometry Processing» (R2DQ) ble brukt til å justere geometrien og til å prosessere de innsamlede dataene, noe som var nødvendig for å kunne

indentifisere bunnreflektorer fra kontaktflaten mellom is og underliggende fjell/ sedimenter. I tillegg var prosessering nødvendig for å kunne identifisere andre elementer som snø på overflaten og sedimenter og blokker i isen. Static correction, subtract mean, gain control, bandpass filtering, velocity adjustment og plotscale (kontrast) var prosesseringsverktøy som ble brukt, og disse er beskrevet under. I tillegg ble hastigheten korrigert til utbredelseshastighet i is ($v_{is} = 0,168$ m/ns), dette for å få riktige dybder på y-aksen. I tilfellet hvor korrekt snødybde skulle beregnes, ble hastigheten satt til 0,21 m/ns, som beskrevet i avsnitt 7.1.2c. Riktig distanse på x-aksen ble justert ulikt for målingene fra mars og målingene fra april. Da georadarens tilhørende GPS fungerte under feltarbeidet i april, kunne GPS-punktene fra denne settes inn i Refelx2DQuick, og målingene fra april ble justert i programmet. Målingene fra mars ble justert som beskrevet i seksjon 5.2.2. Et eksempel på en profil før og etter prosessering er vist i figur 18.

Static correction brukes til å justere starttidspunktet for målingene. $TIME = 0$ ns på y-aksen skal være i samsvar med første signal. Dette korrigeres slik at refleksjonene får riktig ankomsttidspunkt, og dybden blir korrekt. I prosesseringen er underfunksjonen *static correction – Automatic* brukt for alle profilene, slik at programmet automatisk registrerer første betydningsfulle signal for hver måling, og korrigerer tidsaksens startposisjon til denne fasen (Sandmeier, 2014).

Subtract-mean (dewow) eliminerer en mulig lavfrekvent forskyvning av data som er vanlig at oppstår i georadardata. Filteret finner midtpunktet til amplituden for de reflekterte bølgene, og plasserer de ved en amplitude (A) lik 0. Programmet beregner automatisk standardverdier for tidsvindu (time window) hvis annet ikke oppgis, og dette er brukt ved prosessering av alle våre data (Sandmeier, 2014).

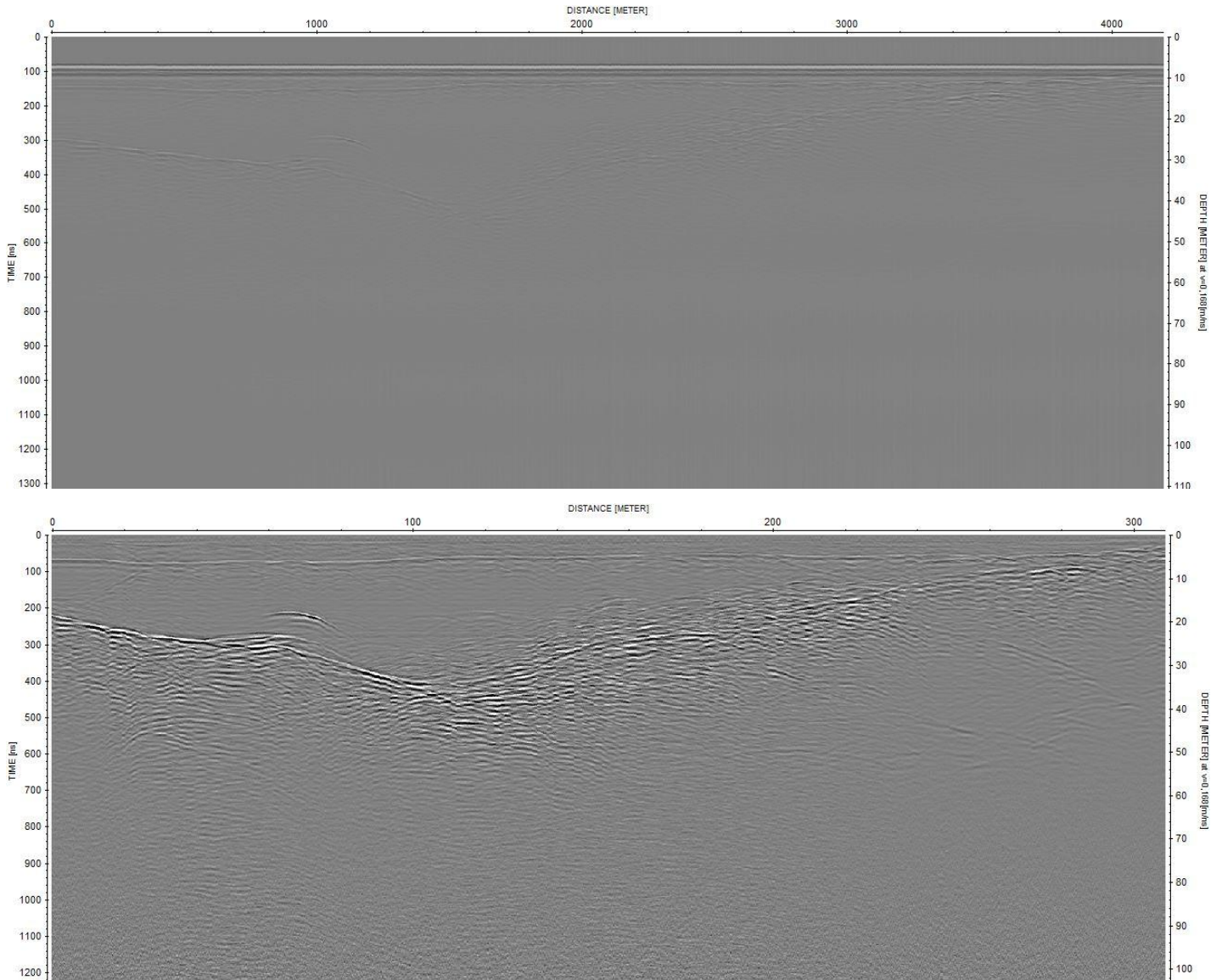
Gain function er et filter som forsterker amplituden til signalet over tid, både ved bruk av en lineær ($1/\text{pulsewidth}$) og en eksponential (Db^*/m) funksjon. Funksjonen tar høyde for mulig demping eller tap av signalet på grunn av geometrisk spredning og dielektrisk absorpsjon (seksjon 4.1.2f). Vanligvis settes verdien for den eksponentielle demping høyere enn den lineære ved prosessering for best resultat. I tillegg settes start time (filteret starter ved tiden med verdi 1) og max. gain, hvor vi her brukte standardverdiene henholdsvis 0 og 1000 for all prosessering (Sandmeier, 2014).

*Db=Desibel (Store Norske Leksikon, 2015)

Bandpass butterworth er et filter som kan brukes dersom data inneholder mye høyfrekvent støy, og gjør at støy dempes når det skiller seg fra frekvensene til signalet. Hvilket høyfrekvensspektrum som ønskes for data kan spesifiseres ved å sette verdier for «lower cutoff» og «upper cutoff». Verdier under og over disse settes til null, slik at det kun er frekvensene mellom de to verdiene som inkluderes i dataene. Filteret ble testet med ulike verdier mellom 5 og 100, og ble brukt i prosessering av profilene hvor det var nødvendig for bedre data. (Sandmeier, 2014).

Plotscale kan justeres opp eller ned for å endre kontrasten i radargrammet, og brukes i enkelte tilfeller for å kunne se dataene bedre. Mer kontrast kan gjøre ulike elementer i radargrammet mer eller mindre tydeligere, som snølaget og snøskredmaterialet i de øverste lagene.

Pick er et verktøy som brukes for å tolke den endelige bunnreflektoren. Pick kan enten være automatisk eller manuell, hvor det i alle våre tolkninger ble brukt manuell.



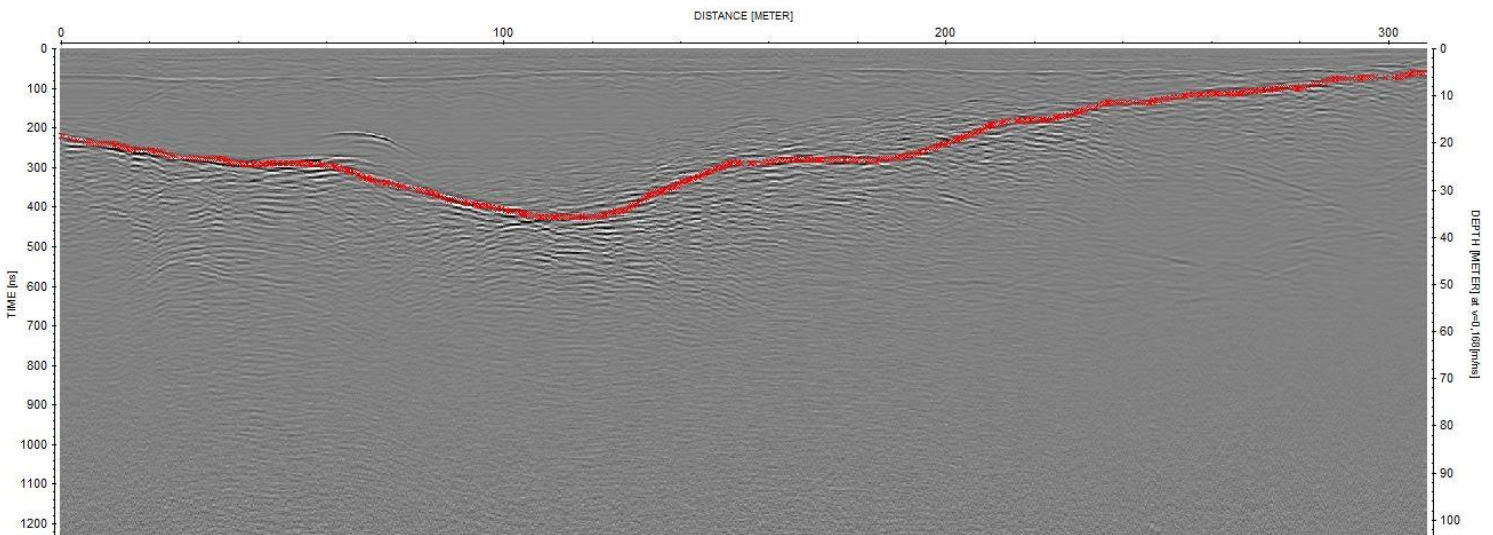
Figur 18a: Profil 34 før prosessering. X-aksen viser distanse i meter, og er ikke korrigert. Y-aksen viser tid i ns og dybde i meter ved hastigheten $v = 0,168$ m/ns.

Figur 18b: Profil 34 etter prosessering. X-aksen viser distansen i meter, y-aksen viser tid i ns og dybde i meter ved hastigheten $v = 0,168$ m/ns. Linear gain = 0,3. Ex. Gain 0,2. Plotscale = 0,051940.

Prosesseringen ble tilpasset hver enkelt profil, da rådataene varierte i kvalitet. Noen radargrammer viste tydelige bunnreflektorer etter lite prosessering, mens andre var uklare og krevde mer bearbeiding. Det ble likevel forsøkt å ikke overprosessere dataene, dette for å unngå tap av verdifull informasjon på bekostning av eventuell ny, falsk informasjon som kunne ført til feiltolkning. Utførelse av migrasjon ville plassert hellende reflektorer (se seksjon 4.1.3b) i korrekt posisjon, men ble ikke brukt i prosesseringen av dataene. Riktig avstand til objektene er korrekt i hyperbelens toppunkt (avsnitt 4.3), noe det er tatt hensyn til under tolkningene i Reflex2DQuick.

Rådataene var lettere å tolke etter prosessering, og det ble observert en tydelig bunnreflektor på fem av de ni profilene. Kryssende profiler gjorde det mulig å sammenligne dybden i skjæringspunktene. Profiler med tydelige bunnreflektorer ble først tolket, og deretter brukt til å tolke profiler med mye støy og svake bunnreflektorer. Dette gjorde at de fire profilene med høyt innhold av støy kunne tolkes etter prosessering, nøye sammenligning og vurdering. Usikkerhet knyttet til tolkningene av bunnreflektorene vil bli beskrevet nærmere i avsnitt 7.1.2a.

Den endelige tolkningen av bunnreflektoren til isen ble markert med et verktøy «Pick» i Reflect2DQuick, som vist i figur 19. Hver måling (trace) fikk en verdi for dybde og TWT (seksjon 4.1.1). For målingene fra april, hvor radarens tilhørende GPS fungerte, hadde georadaren registrert X- og Y-koordinater for hver enkelt måling. Dette gjorde at koordinatene kunne legges rett inn i Reflect2DQuick, overføres til et Exceldokument, og videre legges direkte inn i ArcMap. For målingene fra mars, med GPS-punkter målt separat, måtte GPS-punktene korrigeres til å passe georadarmålingene etter ferdig tolkning i Reflect2DQuick. Dette er beskrevet i avsnitt 5.2.2.



Figur 19: Profil 34 etter tolkning. Istykkelsen varierer mellom 3 og 33 m langs profilen.

5.2.2 Korreksjon av GPS-punkter fra håndholdt GPS

GPS-koordinatene fra den håndholdte GPS-en fra Garmin ble lagt inn i ArcMap. Da profilene ikke var samlet inn langs en fullstendig rett linje, ble profilene delt opp i mindre, rette segmenter. Videre ble X- og Y-koordinatene registrert for start- og sluttunkt av hvert enkelt

linjesegment, og det ble beregnet hvilke målinger langs de innsamlede radarprofilene disse punktene lå ved. Ved beregningene er det antatt konstant hastighet mellom hvert start- og stoppunkt, og Excel ble benyttet til å regne ut X- og Y-koordinater for hver enkelt måling langs hvert linjesegment.

Ved utregningen i Excel er det sett bort fra jordkrumning, da de aktuelle profilene ikke strekker seg over betydelig store avstander. Den totale avstanden mellom første og siste X-koordinat for hvert linjesegment ble funnet, og dividert på antall målinger langs linjen. Med dette ble avstanden mellom hver X-koordinat funnet, og denne kunne legges til for hver nye måling langs linjen. Y-koordinatene ble funnet på tilsvarende måte. Formel 7 gir lengden av en vektor, og denne formelen ble benyttet for å finne avstanden langs hver rette linje, der $X1$ = X-koordinat ved starten av linjen, $Y1$ = Y-koordinat for starten av linjen, og $X2$ og $Y2$ er X- og Y-koordinatene for slutten av linjen.

$$|\vec{AB}| = \sqrt{(-x1 + x2)^2 + (-y1 + y2)^2} \quad (7)$$

Den faktiske avstanden mellom hver måling ble deretter funnet ved å dele den totale avstanden på antall målinger langs linjen.

Koordinater, TWT og dybde for hver måling, med tilhørende nummerering, ble lagt sammen i et Exceldokument. Videre ble filen importert i ArcMap, hvor radarprofilene samlet i mars nå hadde tilhørende koordinater.

5.2.3. ArcMap: Interpolasjon og bunntopografisk modell

Programmet ArcMap (geografiske informasjonssystemer) ble, som tidligere nevnt, brukt for visualisering av de innsamlede dataene. Flyfoto fra 2010 ble benyttet som bakgrunnskart.

Interpolasjon ble utført for å lage et konturkart over istykkelsen til breen. Dybden langs profilene er kjent, og i tillegg ble det antatt en dybde langs brekanten lik 0 m.

Georadarmålingene dekker ikke hele breen, og for å estimere et brevolum ble det brukt en funksjon (radial basis function) i ArcMap til å interpolerte verdier i områder med manglende

data ved å bruke kjente, nærliggende verdier innenfor en gitt akse. Det beste resultatet ble oppnådd når søket ble foretatt i 4 sektorer, innenfor akse på 150 m, og med minimum 10 punkter for interpolering. Breens overflate ble videre delt opp i celler, med en størrelse på 20*20 m, hvor hver celle fikk en gjennomsnittlig verdi. Et filter (smoothing) ble brukt for en mykere overflate. Den resulterende interpolasjonen viste maksimal og gjennomsnittlig istykkelse. Det totale brevolumet ble til slutt kalkulert ved å multiplisere arealet av breen med den gjennomsnittlige istykkelsen, som var beregnet ved interpolasjonen (se seksjon 6.2)

En terrengmodell (Digital Elevation Model, DEM) over området ble lastet ned fra Kartverket (2015) og siden importert i ArcMap. For å kalkulere og lage en modell over bunntopografien til breen ble den interpolerte istykkelsen subtrahert fra terrengmodellen.

5.3 Feilkilder

Det kan forekomme ulike feilkilder i forbindelse med både innsamlingen av data og med dataprosesseringen. Refleksjoner fra gjenstander på overflaten (se seksjon 4.1.3a) kan ha gitt opphav til støy i dataene ved selve målingene. Bruk av feil innstillinger for georadaren kan også ha ført til lavere kvalitet på målingene. GPS-ene brukt i felt har presisjon fra 5-10 m. I tillegg kan det knyttes unøyaktighet til posisjoneringene av GPS-punktene målt med håndholdt GPS. Hastighet under målingene var ikke nødvendigvis konstant, hvilket betyr at avstanden mellom hver enkel måling ikke er nøyaktig den samme (se avsnitt 7.1.1b).

Feil i dybde kan ha forekommet som følge av en antatt konstant utbredeshastighet. Isen i en temperert bre er ikke homogen, og vann har andre elektromagnetiske egenskaper enn is (se tabell 1). Det er dermed ikke gitt at hastigheten 0,168 m/ns gir korrekt dybde for hele isen (se mer i seksjon 7.1.2c).

Innsamlede rådata kan ha blitt overprosessert ved databehandling. Viktigere signaler, som kan ha representert et korrekt skille mellom to lag, kan ha blitt mindre tydelige ved forsterking av andre, uviktige signaler ved prosessering. Dette kan igjen ha bidratt til usikkerhet ved tolkningene (se seksjon 7.1.2). Oppdeling av overflatearealet til cellebokser på 20*20 m tar gjennomsnittsverdier i hver celleboks, slik at informasjon kan ha gått tapt (se avsnitt 7.1.3). Filteret «smoothing» kan ha ført til ytterligere tap av informasjon. Usikkerhet i

interpolasjonen øker i områder hvor det ikke eksisterer målinger, spesielt hvor avstanden til målte verdier er stor (se seksjon 7.1.3a).

6. Resultater - presentasjon av data

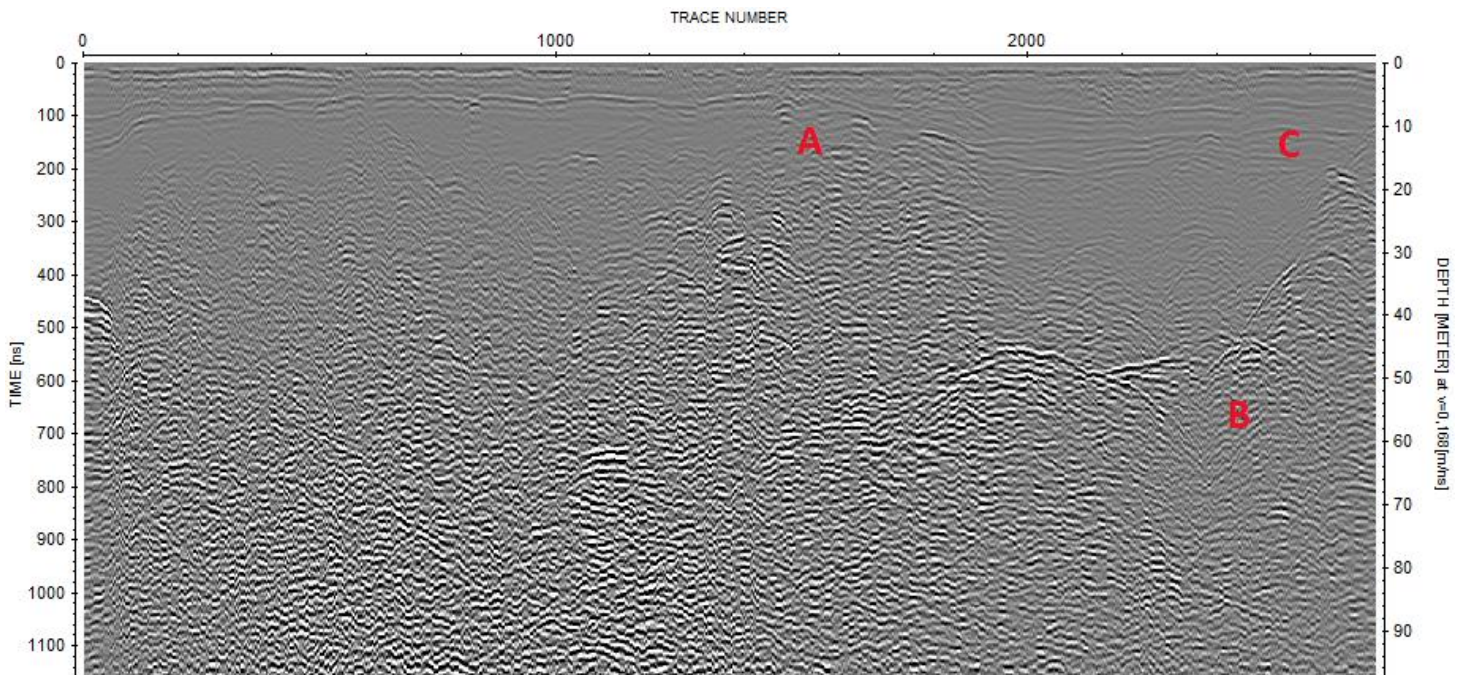
6.1 Tolkning av radargrammer

Alle innsamlede data fra radarundersøkelsene ble prosessert i Reflex2DQuick, hvor funksjoner og filtre ble brukt for at dataene skulle bli leselige nok til å kunne tolkes (seksjon 5.2.1). Profilene ble i hovedsak prosessert med mål om å identifisere bunnreflektorer, men også for å observere andre komponenter som snølag, bresprekker, smeltevannskanaler og begravde blokker/sedimenter. For å gi et innblikk i hvordan dataene er prosessert og tolket, vil to prosesserte radargrammer bli presentert.

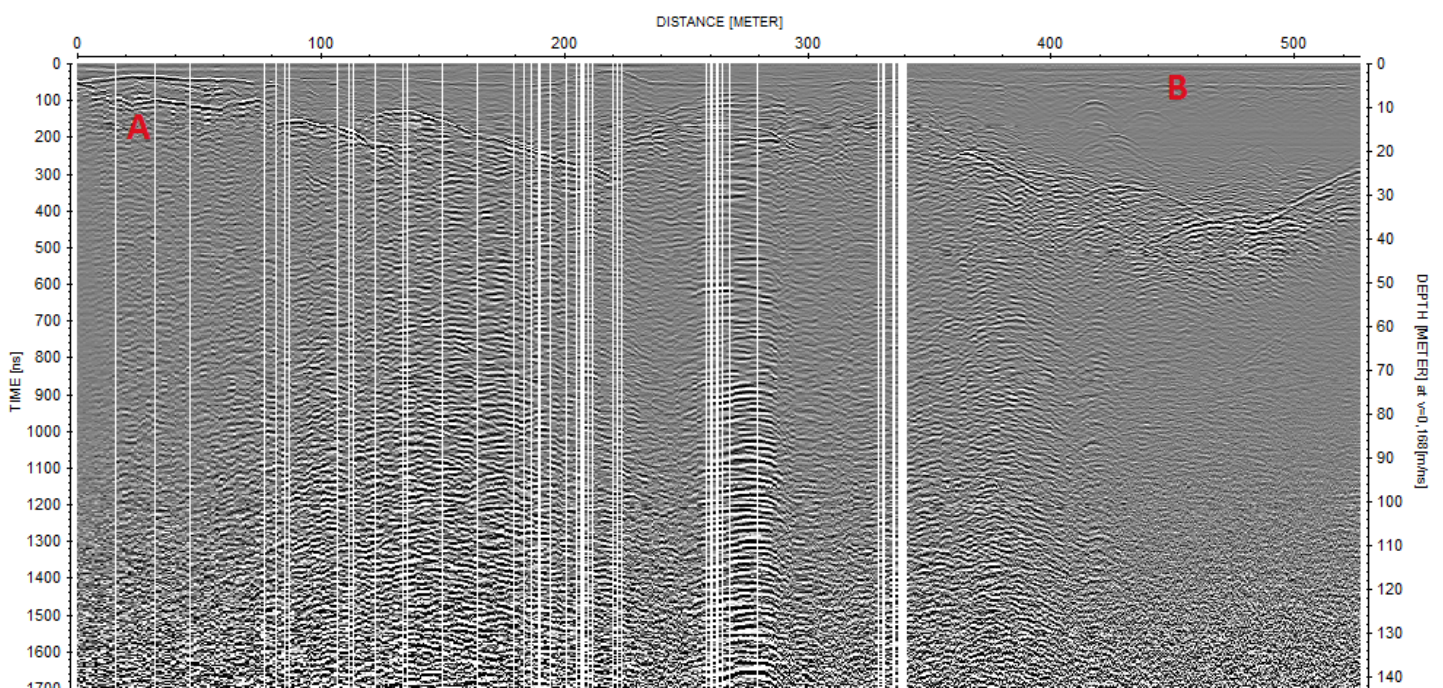
Profilene 13, 16, 31, 32 og 34 har tydelige bunnreflektorer, mens profil 14, 15, 37 og 38 har stedvis svake bunnreflektorer. Likevel kunne en bunnreflektor tolkes for alle de ni profilene etter prosessering, hvor dypeste bunnreflektor ble tolket på profil 14, med en dybde på ~88 m. Bunnreflektorene til lengdeprofilene (f.eks profil 31, figur 21) viser at istykkelsene øker med avstanden fra brekanten, og er på sitt tykkeste rundt midten av breen. Etter å ha passert største istykkelse, avtar tykkelsen jevnt med avstanden fra midten. Tverrprofilene (f.eks profil 15, figur 20) viser også at istykkelsene øker med avstanden fra de laterale brekantene. Til forskjell fra lengdeprofilene, ser det ut til at istykkelsene holder seg store over lengre avstander.

Generelt er bunnreflektoren vanskeligere å indentifisere i områder hvor isen er på sitt tykkeste, da disse områdene i isen er forbundet med mye vann (seksjon 4.2.1). Høyt vanninnhold ses i radargrammene som støy i form av kaotiske reflektorer (seksjon 4.1.2f og 4.2.1), og gjør at bunnreflektor er vanskelig å skille fra andre reflektorer. Figur 20 viser et eksempel på en profil (15) med mye støy, hvor bunnreflektoren er vanskelig å tyde for 2/3 av profilen. Usikkerhet knyttet til tolkning av svake bunnreflektorer er beskrevet i avsnitt 7.1.2a.

Gjennomsnittlig istykkelse til alle de tolkede profilene er 38 m, og ble funnet ved å se på gjennomsnittet av alle dybdeverdiene fra tolkningene i Excel.



Figur 20: Profil 15. Målingene ble tatt i mars, x-aksen er derfor ikke korrigert for riktig distanse. Hyperbler ved markøren «A» indikerer bresprekk, hyperbler ved markør «B» indikerer begravde blokker eller sedimenter, markør C viser område med snøskred.



Figur 21: Profil 31. X-aksen viser avstand i m, y-aksen viser tid i ns og dybde ved $v=0,168$ m/ns. Markør «A» viser reflektorer til innsjø, Markør «B» viser reflektoren til snølaget.

6.1.1 Strukturer i georadarmålingene

Bresprekker samt begravde blokker og sedimenter i isen kan gi opphav til hyperbler (se avsnitt 4.1.3c) i radargrammene. Hyperbler ses mot toppen i radargrammene til profil 13, 15 og 16, og samsvarer med områder med sprekker på flyfoto fra 2010. Hyperbler ses også langs bunnreflektoren i de grunnere områdene på breen. Dette kan tolkes som begravde blokker eller sedimenter i isen, ved kontaktflaten mellom is og fjell. Figur 20 (profil 15) viser en

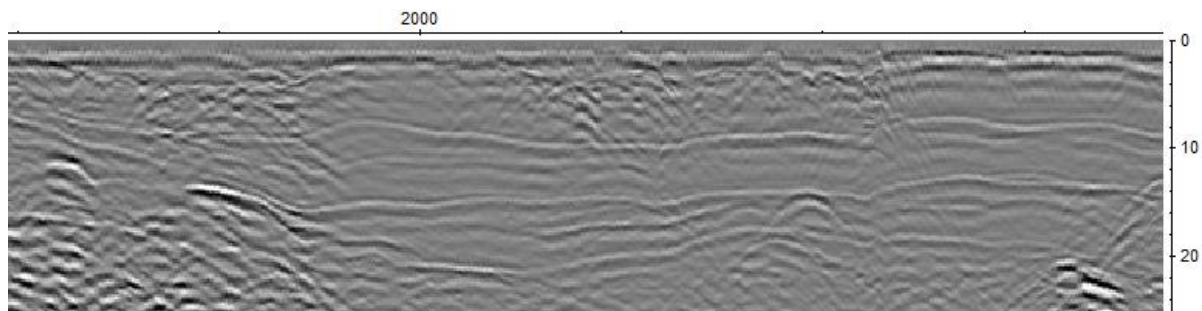
tydelig, buet reflektor i et område med mye støy, og kan indikere tilstedeværelsen av en smeltevannskanal.

6.1.2 Snølag

Under feltarbeid både i mars og i april var breen dekket av snø. Overgangen mellom is og snø kommer frem som en tydelig refleksjon mot toppen av radargrammene (figur 20 og 21), hvor snølaget viser varierende dybder. Det ligger mindre snø midt på breen og ned mot brefronten, mens det ligger mer snø nærmere brekanten, både lateralt og i bakkant. Dette er områder med mye skredmateriale, hvor snøskred utløst i renner er avsatt på breen (se seksjon 3.1) Figur 20 viser radargrammet til profil 15, hvor vannrette, parallelle refleksjoner (ved markør «C») indikerer ulike snøskredhendelser. Profilen sluttet i et område med gammelt snøskredmateriale, hvilket gjenspeiles i radargrammet ved tydelige refleksjoner.

Av radargrammene går det frem at største og minste snødybde er, ved hastigheten for is ($v_{is} = 0,168$ m/ns), henholdsvis 18,5 m og 3 m, mens den gjennomsnittlige snødybden er rundt 4,5 m. Her er det viktig å understreke at elektromagnetiske bølger beveger seg med ulik hastighet i snø og is, hvilket fører til at snødybden undervurderes ved hastighet satt for is (se seksjon 4.2.1). Ved å se på snøens dybde ved korrekt hastighet ($v_{snø} = 0,21$ m/ns), går det frem at maksimal snødybde er 23 m, og minimal snødybde er 4 m. Den gjennomsnittlige snødybden er 5,5 m. Da det ikke er tatt høyde for snøens faktiske tykkelse ved tolkning av dybden til det underliggende fjellet, vil fjellet ligge dypere (med en avstand tilsvarende forskjellen i snødybdene ved hastighet for snø og is) enn vist i radargrammet. Dette er nærmere diskutert i seksjon 7.1.2c.

Figur 22 illustrerer snølag fra profil 15 ved korrekt dybde for snø. Av figuren går det frem at snølaget har dybde på rundt 20 m ved korrekt hastighet for snø.



Figur 22: Utklipp av radargrammet til profil 15, hvor dybden på y-aksen er korrigert for hastigheten til snø (0,21 m/ns). X-aksen viser målingsnummer langs profilen.

6.1.3 Proglasial innsjø

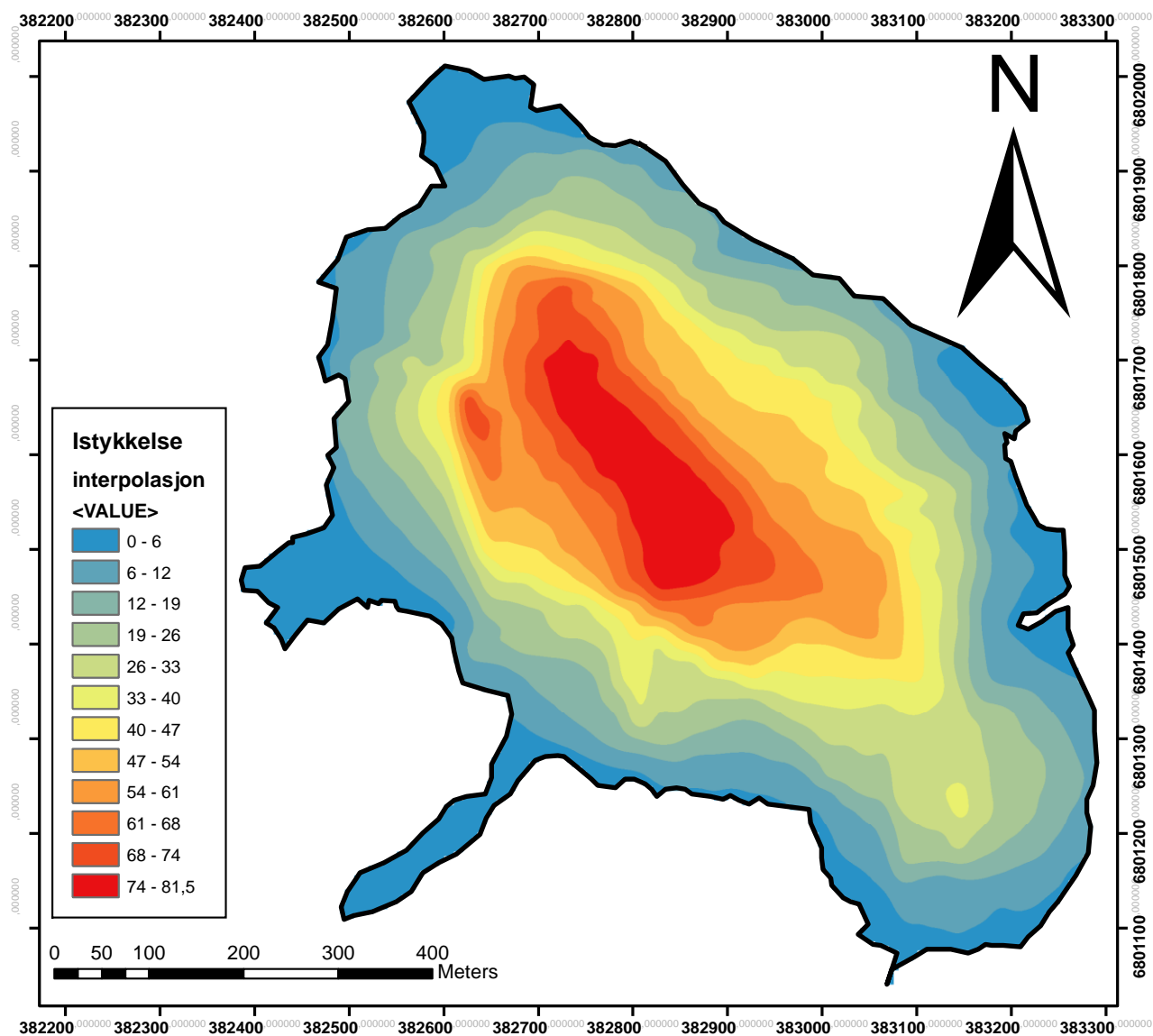
En proglasial innsjø er lokalisert ved brefronten, som beskrevet i seksjon 3.2. Bruk av måleverktøy i ArcMap viser at innsjøen har et areal på ca. 5450m² i 2010. Målingene langs profil 13 og 16 dekker overgangen fra fjell til innsjø og bre. Tydelige reflektorer i radargrammene til både profil 13 (se figur 23) og profil 16 tolkes som bunnen av innsjøen, som har en dybde på om lag 8 m. Ved å se på flyfotoet (2010) og beliggenheten til profil 31 i ArcMap (figur 15), ser det ut til at profilen så vidt tangerer ytterkanten av innsjøen, og en refleksjon ville forventes å være svært grunn. I radargrammet til profil 31 ses derimot en tydelig reflektor, tilsvarende reflektorene fra innsjøen i profil 13 og 16. Dybden til reflektoren er omtrent 9 m. Dette indikerer at innsjøen har blitt større fra 2010 og til målingene ble samlet i mars og april 2015.



Figur 23: Reflektorer representerer overgang mellom fjell, innsjø og bre. Figuren er et utdrag fra profil 13.

6.2 Beregnet areal, istykkelse og brevolum

Beregningen av istykkelse ved interpolasjon ble utført i ArcMap, som beskrevet i avsnitt 5.2. Figur 24 viser modellen over istykkelsen etter interpolasjonen.



Figur 24: Interpolert istykkelsesmodell av Skjerdingsanebreen.

Breen ble delt inn i 19 385 celler på 5*5 m. Breens overflateareal kan med dette regnes ut ved å multiplisere arealet av hver celle med det totale antall celler på breen. Dette gir

$$\text{Overflateareal } 19\,385 * 5\text{m} * 5\text{m} = 484\,625 \text{ m}^2, \text{ eller } 0,485 \text{ km}^2.$$

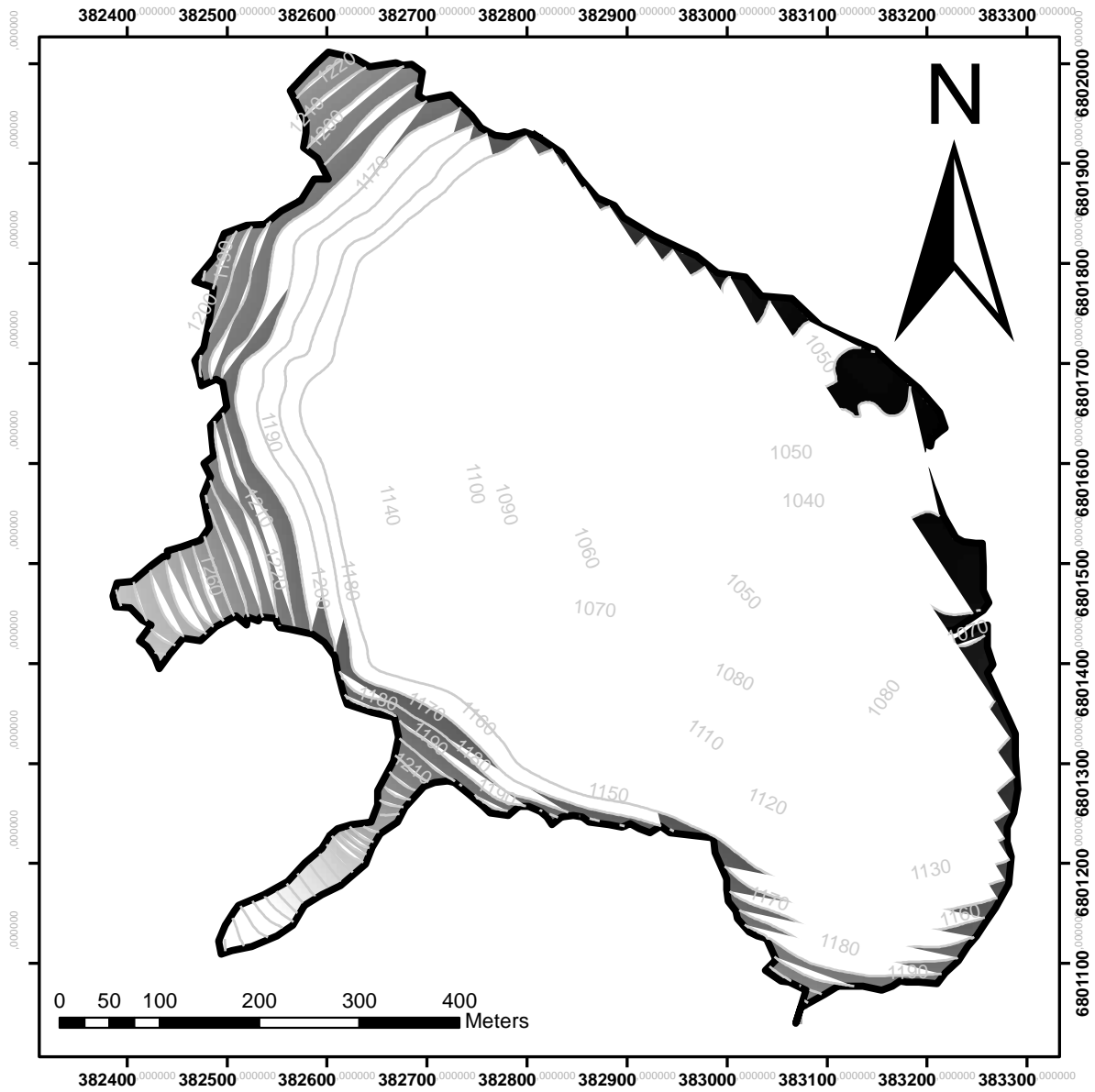
Statistikk over istykkelsen kalkulert ved interpolasjon viser at breen har en gjennomsnittlig istykkelse på 30,2 m (= 0,0302 km). Videre går det frem at maksimal istykkelse er på 81,5 m. For å finne det totale brevolumet multipliseres det beregnede overflatearealet med den gjennomsnittlige istykkelsen. Dette gir

$$\text{Brevolum } 0,485 \text{ km}^2 * 0,0302 \text{ km} = 0,0145 \text{ km}^3.$$

Interpolasjonsmodellen (figur 24) viser at istykkelsen blir jevnt større med økende avstand fra brekanten, mens istykkelsene er mindre i områder hvor bunntopografien er på sitt bratteste. Et lite, avgrenset område skiller seg ut på interpolasjonsmodellen som et dypere område vest for det store, dype området mot midten. Dette avviker fra forventet form og istykkelse i en botnbre (se seksjon 4.5), og det knyttes derfor usikkerhet til tolkning av profiler i nærliggende områder, hvor interpolasjonsmodellen har hentet verdier. Usikkerheten vil bli nærmere beskrevet i seksjon 7.1.2. Sett bort fra det avgrensede, dype området, er istykkelsesmodellen i samsvar forventet istykkelsesfordeling over Skjerdinganebreen.

6.3 Beregning av subglasial topografi

Modell over bunntopografien til breen ble utarbeidet som beskrevet i avsnitt 5.2.3, og resultatet vises i figur 25. Av modellen går det frem at høyeste punkt i bunntopografien ligger 1400 m o.h., mens laveste punkt ligger 1040 m o.h. Dette tilsvarer en høydeforskjell på 360 m. Figur 25 viser at de største depresjonene ligger nederst på breen (i øst), mot brefronten. De bratteste områdene befinner seg nærme brekanten, i de laterale og bakre delene av breen. Dette er områder hvor istykkelsene (figur 24) også er mindre. Helning og depresjoner viser i tillegg at dreneringsretning fører mot den proglasiale innsjøen. Modellen svarer i stor grad til forventningene om en skålformet depresjon i bunntopografien (se seksjon 4.5 - botnbre).



Figur 25: Modell over subtopografien til Skjerdingsanebreen. Kotene viser m o.h, med en ekvidistanse på 10 m. Mørke områder ligger lavere i terrenget enn lyse områder.

6.4 Beregnet brevolum ved volum-arealforhold

I seksjon 4.3.3 presenteres ulike verdier som har blitt brukt for c og γ i forskjellige studier av breers volum-arealforhold. Tabell 3 viser c - og γ -verdier brukt i studier av mindre breer, i hovedsak dalbreer. Verdier gitt for platåbreer og innlandsis er ekskludert. I tillegg er studier som ikke oppgir noen verdi for c ekskludert fra tabellen.

Videre viser tabellen volum for Skjerdinganebreen, beregnet ved ligning 6 (se seksjon 4.3.1) for de forskjellige verdiene for c og γ . Ved utregningene har vi benyttet en verdi for overflatearealet, $A = 0,4846\text{km}^2$ (se seksjon 6.4). Tabell 3 oppgir også avviket fra volumet som ble beregnet på bakgrunn av georadarundersøkelsene, $V = 0,01465\text{km}^3$ (seksjon 6.4).

Tabell 3 Beregnet volum ved ulike c - og γ -verdier, og deres avvik fra faktisk volum

Studie/Kilde	Verdier for c	Verdier for γ	Beregnet volum (km^3)	Avvik fra faktisk volum (km^3)*	Prosent av faktisk volum *
Erasov (1968)	0,027	1,5	0,0091	- 0,0055	-38 %
Yafeng et al. (1981)	0,0361	1,406	0,0130	- 0,0016	-11 %
Macheret & Zhuravlev (1982)	0,0597	1,12	0,0265	+ 0,0119	+81 %
Macheret et al. (1984)	0,0371	1,357	0,0139	- 0,0008	-5 %
Zhuravlev (1985)	0,03	1,36	0,0112	- 0,0034	-24 %
Driedger og Kennard (1986)	0,0218	1,124	0,0097	- 0,0050	-34 %
Zhuravlev (1988)	0,048	1,186	0,0203	+ 0,0057	+39 %
Macheret et al. (1988)	0,0298	1,379	0,0110	- 0,0037	-25 %
Chen & Ohmura (1990)	0,0285	1,357	0,0107	- 0,0040	-27 %
Bahr et al. (1997)	0,0276	1,36	0,0103	- 0,0043	-30 %
Van de Wal & Wild (2001)	0,0213	1,375	0,0079	- 0,0068	-46 %
Radić & Hock (2010)	0,0365	1,375	0,0135	- 0,0012	-8 %
Huss & Farinotti (2012)	[0,024 – 0,042]	[1,26- 1,355]	[0,0090 - 0,0169]	[-0,0057 til +0,0022]	[-39 % til +15 %]

Tabellen er modifisert fra Grinsted (2013). *: Negative verdier representerer avvik der beregnet volum er mindre enn faktisk volum. Positive verdier representerer avvik der beregnet volum er større enn faktisk volum.

Av tabell 3 går det frem at den største underestimeringen av volumet avviker med 46 % fra det faktiske volumet av Skjerdinganebreen (verdier hentet fra Van de Wal & Wild, 2001).

Den største overestimeringen avviker fra det faktiske volumet med hele 81 % (verdier hentet

fra Macheret & Zhuravlev, 1982). Det beregnede volumet blir kun overestimert ved bruk av verdier fra 2 av 12 studier som oppgir konkrete verdier for c og γ , og her er volumet overestimert med henholdsvis 81 % (Macheret & Zhuravlev, 1982) og 39 % (Zhuravlev, 1988).

Verdiene brukt i 10 av de 12 studiene underestimerer altså volumet av Skjerdingsanebreen, hvor 4 av de 10 underestimerer volumet med 24 – 30 %. Videre gir verdiene brukt av Macheret et al. (1984) et beregnet volum som kun avviker 5 % fra det faktiske volumet av breen, og verdiene brukt av Radić og Hock (2010) gir et beregnet volum som avviker 8 % fra det faktiske volumet.

Av tabell 3 ser man også at volumestimeringene er sensitive til små endringer i verdiene for c og γ , og at begge verdiene har stor betydning for estimert volum. For eksempel går det frem av tabellen at $\gamma = 1,375$ er brukt både av Van de Wal og Wild (2001) og Radić og Hock (2010). Likevel blir volumet underestimert med hele 46 % ved bruk av c -verdien hentet fra Van de Wal og Wild (2001), mens volumet kun blir underestimert med 8 % ved bruk av c -verdien hentet fra Radić og Hock (2010).

Fra studiet av Huss og Farinotti (2012) oppgis et spekter av verdier for både c og γ . Ved beregning av volumet går det fram av tabellen at verdiene i den ene ytterkanten av spekteret underestimerer volumet av Skjerdingsanebreen med 39 %, mens verdiene i den andre ytterkanten av spekteret overestimerer volumet med 15 %. Da spekteret representerer verdier som både under- og overestimerer det faktiske volumet, kan det tenkes at de faktiske c - og γ -verdiene for Skjerdingsanebreen ligger innenfor dette spekteret.

Dersom c blir svært stor og γ svært liten (eller motsatt) vil man fremdeles kunne få beregnet samme volum som ved bruk av normale verdier for c og γ , da volumet avhenger av begge verdiene. Det må med dette understrekes at dersom de faktiske c - og γ -verdiene for Skjerdingsanebreen har verdier som avviker mye fra normalen, vil det være mulig at verdiene faller utenfor spekteret presentert av Huss og Farinotti (2012).

7. Diskusjon

7.1 Usikkerheter

7.1.1 Usikkerheter ved måleutstyret

7.1.1a Usikkerhet ved georadar

Dersom georadaren ikke måler avstanden til reflektorer med stor presisjon, vil dette gi utslag som usikkerheter ved radargrammene, og føre til usikkerheter ved estimert istykkelse. For å undersøke hvor presise dybdemålinger georadaren tar, ble dybden i skjæringspunkter mellom profilene samlet i april sammenlignet. Skjæringspunktene i profilene samlet i mars ble ikke sammenlignet, grunnet mangel på eksakte x- og y-koordinater for hver enkelt måling (se avsnitt 5.2.2). Tabell 4 oppgir målte dybder, og differansen mellom disse, for profilene samlet i april. Differansen oppgitt i prosent er kalkulert ut fra gjennomsnittet av de to målte dybdene i hvert punkt.

Tabell 4 Dybdedifferanser ved skjæringspunkter av profiler

Kryssende profiler	Dybde 1	Dybde 2	Differanse, m	Differanse, %
31 og 37	22,37	29,90	6,53	24 %
31 og 38	26,64	52,05	25,41	64 %
31 og 34	36,96	34,72	2,24	0,6 %
34 og 32*	20,03	21,69	1,67	0,8 %
34 og 37	23,02	24,46	1,45	0,6 %

* Profil 34 og 32 skjærer hverandre ikke, men ligger med en avstand på kun 2m.

Av tabell 4 går det frem at differansen i målte dybder er stor ved to av skjæringspunktene (profil 31 og 37, og profil 31 og 38). Disse punktene er forbundet med svake bunnreflektorer i profil 37 og 38, og de store differansene kommer av usikkerheter knyttet til disse (se avsnitt 7.1.2a).

De resterende punktene viser små differanser på henholdsvis 0,6 % og 0,8 %. Det må understrekes at profil 34 og 32 ligger 2m fra hverandre, og at differansen i dybdene målt i dette profilet trolig ville vært enda mindre enn 0,8 % dersom profilene krysset hverandre. De små differansene indikerer at dybden til sterke bunnreflektorer er målt tilnærmet likt i ulike profiler. Dette indikerer at georadaren tar svært presise dybdemålinger, og det knyttes derfor veldig lite usikkerhet til radarens presisjon.

7.1.1b Usikkerhet ved GPS-punkter

GPS-punkter, målt både med utstyres tilhørende GPS og den håndholdte GPS-en (seksjon 5.1), har en feilmargin på 5-10 m og 1,5 ganger dette for vertikal presisjon (Garmin, 2007). Generelt øker unøyaktigheten ved tilstedeværelse av høye fjell i området, og ved dårlig vær.

Av tabell 4 går det frem at det er liten differanse i målte dybder for kryssende profiler, sett bort fra punkter som er forbundet med svake reflektorer i et av de kryssende profilene. Den lille differansen kan indikere at GPS-punktene målt med georadarens tilhørende GPS er posisjonert nokså nøyaktig. Ut fra hvor godt GPS-punktene fra georadarens tilhørende GPS og den håndholdte GPS-en stemmer overens, vurderes også GPS-punktene målt med håndholdt GPS som relativt nøyaktige. Det knyttes med dette lite usikkerhet til de to GPS-enes presisjon.

En større usikkerhet knyttes derimot til graden av nøyaktig posisjonering for istykkelsene langs profilene samlet i mars. GPS-punkter for målingene langs disse profilene måtte legges inn manuelt, da georadarens tilhørende GPS ikke fungerte under feltarbeidet i mars (se seksjon 5.2.1 og 5.2.2). Usikkerheten knyttes ikke til presisjonen av GPS-punktene fra den håndholdte GPS-en, men til nøyaktigheten av hvordan x- og y-koordinatene ble fordelt på de ulike istykkelsesmålingene. Ved fordeling av koordinater ble det forutsatt konstant forflyttelseshastighet av radaren innen gitte intervaller, selv om dette ikke var tilfelle under feltarbeidet. Dette medfører at en måling med en gitt dybde kan ha blitt forskjøvet langs profilet, slik at for eksempel profilets dypeste punkt ikke ligger ved sin faktiske posisjon. I tillegg kan et område langs en profil ha fått en mindre eller større utstrekning enn hva det har opprinnelig, slik at et dypt område langs en profil kan strekkes utover en større eller mindre avstand enn hva det gjør i virkeligheten. Dette kan føre til over- eller underestimat av brevolument.

Ettersom dybden i profil 13 og 16 fra mars ble sammenlignet i skjæringspunktene med profiler fra april (seksjon 5.2.2), forventes det en noe mer nøyaktig istykkelsesposisjonering for disse profilene. Profil 13 krysser tre profiler fra april, mens profil 16 krysser én profil fra april (figur 15). Profil 14 og 15 skjærer ingen profiler fra april, og profilene har derfor ingen punkter hvor dybder kan sammenlignes. Nøyaktig feilmargin ved posisjoneringene kan ikke

nøyaktig regnes ut, men usikkerhetene knyttet til posisjonering inngår videre i usikkerheter knyttet til istykkelsesinterpolasjonen, og til beregningen av det totale brevolumet (seksjon 7.1.3 og 7.1.4).

7.1.2 Usikkerhet ved tolkning av radargrammer

7.1.2a *Tolkning av bunnreflektor*

Som nevnt i seksjon 6.1 inneholder profilene mye støy som stedvis gir svake bunnreflektorer. I områder hvor det var vanskelig å se tydelige bunnreflektorer, er det knyttet en viss usikkerhet til tolkningen av profilene.

Av figur 24 går det frem at istykkelsen er spesielt stor i et avgrenset område hvor slutten av profil 14 er lokalisert. Den maksimale dybden i profil 14 er målt til ~88 m, og representerer med dette den dypeste målingen i alle profilene. Videre ligger punktet kun 23 m fra nærmeste punkt i profil 15, som har dybde på rundt 50 m. Til tross for den korte avstanden er dybdeforskjellen i de to profilene rundt 35 m. Den store dybdeforskjellen kan virke urealistisk, spesielt da profil 15 er lokalisert nærmest midten av breen, hvor man i utgangspunktet ville forvente det største dypet (se figur 15). Avgrensede, dype områder er ikke å forvente (se seksjon 6.2), og kan indikere usikkerheter ved tolkningen av et eller begge profilene. Da både profil 14 og profil 15 hadde stedvis svake bunnreflektorer, er det nærliggende å forvente at det foreligger en usikkerhet knyttet til tolkningene av profilene.

Som nevnt i avsnitt 6.1 var også bunnreflektorene i profil 15, 37 og 38 utydelige langs deler av profilene, hvilket knytter usikkerheter også til disse tolkningene. Da eventuelle mistolkninger ikke har gitt utslag som uventede, grunne eller dype områder i modellert bunntopografi (figur 25) eller interpolert modell over istykkelse (figur 24), knyttes det mindre usikkerheter til tolkningen av disse profilene enn for profil 14.

Dybdeavvik i skjærende profiler kan indikere grad av usikkerhet ved tolkningen i de aktuelle punktene (se tabell 4). Grunnet mangel på eksakte x- og y-koordinater for målingene fra mars finnes det få skjæringspunkter hvor avvik i dybde kan måles. Dette gjør det vanskelig å bestemme usikkerheten av svake reflektorer, da de to skjæringspunktene 31/37 og 31/38 viser et avvik som trolig ikke vil være representative for hele breen. Det ble derfor sett på resultater

fra lignende studier for vurdering av usikkerhet ved svake bunnreflektorer.

Av studier utført av Yde et al. (2014) går det frem at usikkerheter ved estimert istykkelse ofte er vanskelig å estimere, men at den kan antas å være på rundt 5 % ved sterke bunnreflektorer (Yde et al., 2014; Knudsen & Hasholt, 1999). Videre går det frem at usikkerheten kan antas å stige ytterligere 5 % i områder med svake bunnreflektorer (Yde et al., 2014).

Profilene med tydelige bunnreflektorer (13, 16, 32, 32 og 34) utgjør 51 % av profilenes totale utstrekning, og profilene med svake bunnreflektorer (14, 15, 37 og 38) utgjør 49 % av profilenes totale utstrekning. Da det er omtrent like stor tilstedeværelse av tydelige og svake bunnreflektorer, er det på bakgrunn av lignende studier (f.eks Yde et al., 2013) antatt en usikkerhet på 7,5 %. Videre fører ulik utbredeshastighet i snø og is til ytterligere usikkerheter ved tolkning av radargrammene, og dette er nærmere diskutert i avsnitt 7.1.2c. Vurdering av den samlede usikkerheten ved tolkning av radargrammer går frem i avsnitt 7.1.2e.

7.1.2b Hellende reflektorer og hyperbler

Som beskrevet i seksjon 4.1.3b vil man ved hellende reflektorer få oppgitt for kort avstand til reflektoren i radargrammet. Av radargrammene fra Skjerdingsanebreen går det frem at bunnreflektoren heller langs store deler av profilene. Under tolkning av profilene ble det ikke tatt høyde for misvisningen av avstand mellom overflate og bunnreflektor, med bakgrunn i reflektorenes helning. Dette medfører en usikkerhet ved tolkningen av radargrammene, der bunnreflektorene kan være tolket noe for grunt. Denne usikkerheten inngår i de 7,5 % beskrevet i avsnitt 7.1.2a.

I flere av profilene er bunnreflektoren stedvis representert ved hyperbler (se seksjon 6.1.1). I disse områdene er bunnreflektoren tolket til å ligge mellom toppunktene på hyperblene, da toppunktene er de eneste representative punktene i hyperblene (seksjon 4.1.3c). Da dette ble tatt høyde for under tolkningen, vil ikke tilstedeværelsen av hyperbler langs bunnreflektorene føre til betydelige usikkerheter ved tolkningen av profilene.

7.1.2c Snølag på breens overflate

Grunnet ulik utbredeshastighet i snø og is ($v_{\text{snø}} = 0,21\text{m/ns}$ og $v_{\text{is}} = 0,168\text{m/ns}$), vil tykkelsen av snølag på breens overflate vises i radargrammet med en dybde som er mindre

enn snølagets faktiske dybde (se seksjon 4.2.1). Faktiske snødybder i profilene går frem av tabell 5, som viser maksimal, minimal og gjennomsnittlig snødybde observert i hvert profil. Tabell 6 viser tilsvarende dybder slik de fremgår i radargrammene.

Tabell 5 Maksimal, minimal og gjennomsnittlig snødybde i profilene ($v = 0,21\text{m/ns}$)

Profil	Maks, m	Min, m	Gjennomsnitt, m
13	10	4	6
14	23	11	16
15	22	6	12
16	17	4	8
31	6	4	6
32	9	6	7,5
34	8,5	5,5	6
37	7	5	5
38	7,5	4,5	5,5

Verdiene i tabellen er rundet av til nærmeste halve meter

Tabell 6 Maksimal, minimal og gjennomsnittlig snødybde i profilene ($v = 0,168\text{m/ns}$)

Profil	Maks, m	Min, m	Gjennomsnitt, m
13	8	3	5
14	18,5	9	13
15	17,5	5	9,5
16	13,5	3	6,5
31	5	3	5
32	7	5	6
34	7	4,5	5
37	6,5	4	4
38	6	3,5	4,5

Verdiene i tabellen er rundet av til nærmeste halve meter

Feilvisningen av snølagenes tykkelse, grunnet ulik utbredelseshastighet, vil føre til at istykkelsen vil bli noe underestimert, og at den modellerte subglasiale topografien vil bli noe hevet over sin faktiske posisjon. I tabell 7 går det frem hvor store avvik det er mellom faktiske, gjennomsnittlige snødybder og gjennomsnittlige snødybder vist i radargrammet.

Tabell 7 Differanser i snødybder ved $v_{sn\ddot{o}} = 0,21\text{m/ns}$ og $v_{is} = 0,168\text{m/ns}$

Profil	Avvik, m
13	1
14	3
15	2,5
16	1,5
31	1
32	1,5
34	1
37	1
38	1
Gjennomsnitt	1,5

Tabellen viser avvik i gjennomsnittlig, faktisk snødybde og snødybde vist i radargrammer

Av tabell 7 går det frem at det gjennomsnittlige avviket mellom faktisk snødybde og snødybde vist i radargrammer er på 1,5m, som tilsvarer 3,9 % av den gjennomsnittlige, målte dybden på 38 m.

Da det ikke ble tatt høyde for snølagenes faktiske dybde under tolkning av radargrammene, medfører dette en usikkerhet ved tolkningene på 3,9 %. I avsnitt 7.1.2e går det frem hvordan usikkerheten representert ved snølagene påvirker den totale usikkerheten ved tolkning av radargrammer.

7.1.2 d Heterogen is

På grunn av høy relativ permittivitet i vann ($\epsilon_r = 80$), vil utbredelseshastigheten gjennom isen bli påvirket av tilstedeværelsen av vann (se seksjon 4.1.2 og 4.2.1). Som beskrevet i seksjon 6.1 har Skjerdingsanebreen stedvis høyt vanninnhold, sett som støy i profilene. Dette medfører at utbredelseshastigheten kan variere (horisontalt og vertikalt) gjennom breen. Da det under tolkning ble forutsatt en konstant utbredelseshastighet, $v = 0,168\text{ m/ns}$, vil stedvise variasjoner i utbredelseshastighet føre til usikkerheter ved tolkningen. Disse usikkerhetene inngår i estimert usikkerhet på 7,5 %, diskutert i avsnitt 7.1.2a.

7.1.2 e Total usikkerhet ved tolkning av radargrammer

I avsnitt 7.1.2a er usikkerheten ved tolkning estimert til 7,5 %. I denne usikkerheten inngår usikkerhetene ved stedvis svake bunnreflektorer (7.1.2a), usikkerheten gitt av at det ikke er tatt høyde for hellende reflektorer (7.1.2b) og usikkerheten ved stedvise endringer i

utbredeshastigheten i isen (7.1.2d). Den totale usikkerheten ved tolkning av radargrammene økes ytterligere av at det ikke er tatt høyde for den faktiske dybden av overliggende snølag under tolkningen. Som det fremgår i avsnitt 7.1.2c øker dette usikkerheten med ytterlige 3,9 %.

Den samlede usikkerheten ved tolkningene av radargrammene er med dette estimert til å være 11,4 %.

7.1.3 Usikkerhet ved beregning av istykkelse og bunntopografi

7.1.3 a Usikkerhet ved interpolasjon

Av figur 24 går det frem at flere områder avhenger av interpolerte verdier for beregning av istykkelse, da områdene ligger langt fra målte verdier. Usikkerhet i interpolasjonsmodellen øker i områder hvor det ikke eksisterer noen målinger, spesielt der avstand til målte verdier er stor. Usikkerhet knyttet til unøyaktig plassering av istykkelsene er i tillegg større i områder hvor profiler kun fra mars eksisterer (se seksjon 7.1.1b), og føres videre med i interpolasjonen. Usikkerhet reduseres tilsvarende i områder hvor tettheten mellom målinger er større. Sør på breen er det et område med få målte verdier, og det knyttes derfor større usikkerhet til de interpolerte istykkelsene i dette området. I et område sør-øst på breen, hvor profilene 31, 32, 34, 37 og 38 skjærer hverandre, eksisterer det flere målte verdier, hvor også dybden i skjæringspunktene er kjent, og usikkerheten til interpolerte istykkelser reduseres.

Breens overflateareal ble inndelt i celler på 20*20 m ved interpolasjonen (seksjon 6.2), hvor hver celle fikk en gjennomsnittlig dybde. 20*20 m cellestørrelse gir dårligere oppløsning, men fører til en mer realistisk modell over istykkelsene. Interpolasjonen tar utgangspunkt i målte områder innenfor en akse, og har dermed utjevnet store kontraster i dybdeforskjell i nærliggende områder, som kan virke urealistisk på en bre (se avsnitt 7.1.2a). Gjennomsnittlig beregning av istykkelse for hver celle er også årsaken til at konturkartet over istykkelsene (figur 24) viser en maksimal dybde på 81,5 m etter interpolasjon, mens største dybde ved tolkning av profilene er 88 m. Til tross for gjennomsnittlige istykkelser innenfor hver celleboks ser det ikke ut til at celleboksene er for store til å miste for mye verdifull informasjon.

For å vurdere usikkerhetene forbundet med interpolasjonen, ble det gjort en sammenligning av istykkelsene i de tolkede profilene og istykkelsene kalkulert i interpolasjonsmodellen. Interpolasjonsmodellen adskiller seg mest fra de tolkede profilene i områder hvor usikkerhet knyttet til tolkning (se seksjon 7.1.2a) har ført til store variasjoner i istykkelsen over korte avstander. Sammenligningen viser en gjennomsnittlig feilmargin på 0,88 m. Dette tilsvarer 2,3 % av den gjennomsnittlige dybden på 38 m, som går frem av de tolkede profilene. Videre viser sammenligningen at maksimalt avvik er 22,85 m, og minimalt avvik er -13,8 m.

Av sammenligningen går det frem at maksimalt og minimalt avvik lokaliseres i samme område, samsvarende med et område som på interpolasjonsmodellen vises som et avgrenset, dypt område. Selv om interpolasjonsmodellen har operert med gjennomsnittsverdier, er kontrasten til dybdeforskjellen mellom de to nærliggende områdene stor nok til å vises som en uregelmessighet på konturkartet. Da det knyttes usikkerhet til de tolkede profilene (seksjon 7.1.2a), skal det ikke utelukkes at interpolasjonsmodellen har kalkulert mer realistiske verdier for istykkelsene i området enn hva tolkningene har, spesielt da istykkelsene gitt av interpolasjonsmodellen er mest i tråd med forventede istykkelser (se seksjon 4.5). Dersom usikkerheten ved tolkningen av profilene hadde vært mindre, ville avviket mellom interpolasjonsmodellen og gjennomsnittsdybden av profilene trolig vært enda mindre enn 2,3%.

7.1.3b Usikkerhet ved beregning av bunntopografi

Beregning av bunntopografien baserer seg på terrengmodellen og den interpolerte istykkelsesmodellen, hvilket betyr at usikkerheter fra istykkelsesmodellen også gjør seg gjeldene i modellen over bunntopografien. Det avgrensede, dype området på figur 24 gjenspeiles i bunntopografien (figur 25), som en uregelmessighet i terrenget. Området er bratt, før det slakker ut, og gjør at området skiller seg ut fra områder ved samme høyde. Usikkerheter ved bunntopografien knyttes til usikkerheter ved istykkelsesmodellen.

7.1.4 Usikkerheter ved beregning av areal og volum

7.1.4a Usikkerhet ved beregning av areal

Arealet brukt i kalkulasjonen av brevolum er basert på breens ytterkanter på flyfoto fra 2010. Flyfoto fra 2006 og 2010 (figur 6 og 7) viser at breen har trukket seg tilbake, og det er forventet en reduksjon i areal også fra 2010 til 2015. Økning av arealet til innsjøen, beskrevet i seksjon 6.1.2, er et tegn på tilbaketrekning av brefronten fra 2010 til 2015. Unøyaktighet i brearealet fører usikkerhet videre i det beregnede brevolumet.

7.1.4b Usikkerheter ved beregning av brevolum

Utregningen av breens totale volum baserer seg på konturkartet over istykkelsene (figur 24), generert ved interpolasjonen, og ble beregnet som beskrevet i seksjon 6.2. Det forekommer en usikkerhet ved det utregnede brevolumet, som baserer seg på usikkerheter ved tolkningene av radargrammer (seksjon 7.1.2), usikkerhet ved interpolerte istykkelser (seksjon 7.1.3a) og usikkerheter ved det beregnede brearealet i ArcMap (seksjon 7.1.4a).

Usikkerheten ved tolkning er beregnet til 11,5 %, som vist i seksjon 7.1.2e. Sammen med usikkerheten knyttet til interpolasjonen og usikkerheten til det beregnede brearealet, blir den totale usikkerheten for hele brevolumet vurdert til 15 %. Dette samsvarer med hva som er presentert i lignende studier (Yde et al., 2013; Saintenoy, 2013).

7.2 Ulikheter i estimert volum ved interpolasjonsmodell og volum-arealforhold

I tabell 3 (seksjon 6.4) ble beregnede volumer ved ulike verdier for c og γ presentert, med tilhørende grad av avvik fra volumet beregnet på bakgrunn av interpolasjonsmodellen. Etter beregning av usikkerheter knyttet til interpolasjonsmodellen går det frem at Skjerdingsanebreen har et volum på $0,0145\text{km}^3 \pm 15\%$. Medregnet usikkerheter gir dette et brevolum i spekeret mellom $0,0123\text{km}^3$ og $0,0167\text{km}^3$.

På bakgrunn av usikkerhetene knyttet til brevolumet (beregnet fra interpolasjonsmodell) er prosentvis avvik fra største ($0,0145\text{km}^3 + 15\%$) og minste ($0,0145\text{km}^3 - 15\%$) mulige volum av Skjerdingsanebreen presentert i tabell 8. Tabell 8 oppgir også prosentvis avvik fra det beregnede volumet, $V = 0,0145\text{km}^3 \pm 15\%$.

Verdier fra studiet fra Huss og Farinotti (2012), som ble oppgitt i tabell 3, er tatt ut av tabell 8, da de representerer et stort spekter av verdier som ikke lar seg sammenligne i samme grad som eksakte verdier.

Tabell 8 Estimert volum ved ulike c - og γ -verdier, og deres avvik fra faktisk volum Negative fortegn beskriver underestimert volum, positive fortegn beskriver overestimert volum

Studie/Kilde	Verdier for c	Verdier for γ	Avvik volum (%)	Avvik største volum (%)	Avvik minste volum (%)
Erasov (1968)	0,027	1,5	-38 %	-46 %	-26 %
Yafeng et al. (1981)	0,0361	1,406	-11 %	-22 %	+0,6 %
Macheret & Zhuravlev (1982)	0,0597	1,12	+81 %	+59 %	+ 115 %
Macheret et al. (1984)	0,0371	1,357	-5 %	-17 %	+ 13 %
Zhuravlev (1985)	0,03	1,36	-24 %	-33 %	- 1 %
Driedger og Kennard (1986)	0,0218	1,124	-34 %	-42 %	-21 %
Zhuravlev (1988)	0,048	1,186	+39 %	+22 %	+65 %
Macheret et al. (1988)	0,0298	1,379	-25 %	-34 %	-11 %
Chen & Ohmura (1990)	0,0285	1,357	-27 %	-36 %	-13 %
Bahr et al. (1997)	0,0276	1,36	-30 %	-38 %	-16 %
Van de Wal & Wild (2001)	0,0213	1,375	-46 %	-53 %	-36 %
Radić & Hock (2010)	0,0365	1,375	-8 %	-19 %	+1 %

Tabellen er modifisert fra Grinsted (2013).

Av tabell 8 går det frem at verdier fra 2 av 12 studier overestimerer det beregnede brevolumet $V = 0,0145\text{km}^3$, med henholdsvis 81 % og 39 %, mens de resterende 10 verdiene gir underestimerte volumer. Av de store avvikene på 81 % og 39 % går det frem at c - og γ -verdiene brukt i disse volumberegningene ikke passer Skjerdinganebreen.

Overestimert på 81 % representerer også det største avviket, og man ser av tabellen at avviket fra største mulige volum (+ 15 %) av Skjerdinganebreen er på 59 %. Usikkerheten ved beregning av brevolum ved volum-arealforhold er estimert til å være på opp til 50 % for individuelle breer (Meier et al., 2007) – se avsnitt 4.3.2. Av tabell 8 går det frem at verdier brukt i studiet til Macheret og Zhuravlev (1982) gir et avvik som er større enn usikkerheten estimert av Meier og andre (2007), også når det er tatt høyde for usikkerhetene ved

brevolumet beregnet fra interpolasjonsmodellen. Selv om dette kun gjelder for verdiene fra 1 av 12 studier, indikerer det likevel at man kan forvente usikkerheter som overstiger 50 % ved bruk av volum-arealmetoden på individuelle breer.

Videre viser tabell 8 at verdier tatt fra studiet til Zhuravlev (1988) gir et avvik på 65 % fra det minste, mulige brevolumet (-15 %) av Skjerdinganebreen. Også her faller avviket utenfor den estimerte usikkerheten på 50 % (Meier et. Al, 2007), men det må understrekes at dette kan skyldes usikkerhetene ved det beregnede volumet, da avviket er på 39 % når man ser bort fra disse usikkerhetene. Tilsvarende gir verdier fra Van de Wal og Wild (2001) et avvik fra det største, mulige volumet (+15 %) på 53 %. Også her kan avviket på over 50 % skyldes usikkerhetene ved brevolumet beregnet fra interpolasjonsmodellen. Avvikene på henholdsvis 65 % og 53 % kan likevel indikere at man kan forvente usikkerheter på over 50 % ved bruk av volum-arealmetoden på individuelle breer.

Tabell 8 viser videre at verdiene fra 10 av de 12 studiene gir et underestimert volum, hvor kun 2 av disse faller innenfor et avvik på 10 % fra det beregnede volumet av Skjerdinganebreen, med avvik på henholdsvis 5 % og 8 %. Når det tas høyde for usikkerheter ved det beregnede volumet faller ytterligere to estimat innenfor et avvik på 10 %. Dette gir oss at verdier brukt i 4 av 12 studier estimerer et volum som faller innenfor et avvik på 10 %, mens verdiene fra de resterende 8 studiene gir volumestimat med store usikkerheter. Det må her understrekes at den relativt store usikkerheten ved beregnet brevolum fra interpolasjon ($\pm 15\%$) gir et relativt bredt spekter for volumet av Skjerdinganebreen ($0,0123\text{km}^3 - 0,0167\text{km}^3$), noe som skulle gjort det mulig for omtrentlige c - og γ -verdier å falle innenfor et avvik på 10 %.

Da kun 4 av 12 brukte verdier gir estimat som faller innenfor et avvik på 10 %, indikerer dette at verdiene generelt gir dårlige volumestimat av Skjerdinganebreen. Dette er forventet, da det går tydelig frem i litteraturen at volum-arealmetoden ikke er godt egnet for estimat av individuelle breer (f.eks Meier et al., 2007; Adhikary og Marshall, 2012).

Videre går det frem av tabell 8 at utenom to store overestimat på henholdsvis 81 % og 39 %, gir alle verdiene volumer som er underestimerte fra 5 % til 46 %. Dette indikerer at c - og γ -verdier brukt i de fleste studier underestimerer volumet av Skjerdinganebreen. Det må også nevnes at verdiene gitt av Chen og Ohmura (1990) og Bahr et al. (1997) svært ofte refereres til i litteraturen, og at disse gir underestimert på henholdsvis 27 % og 30 % (sett bort fra

usikkerhet på $\pm 15\%$ for beregnet brevolum).

Det faktum at de fleste verdiene gir underestimerte volumer, tyder på at Skjerdingsanebreen har et større volum enn hva man ville forventet fra studier som benytter volum-arealmetoden, og at verdiene for c og/eller γ vil være noe større for Skjerdingsanebreen enn verdiene som gir underestimerte volum. Ved bruk av en endimensjonal strømningsmodell fant Radić og Hock (2007) at γ generelt øker for breer med negativ massebalanse og for breer som i utgangspunktet har lite overflateareal (se seksjon 4.4).

Flyfoto fra 2006 og 2010 (figur 6 og 7) viser at overflatearealet av Skjerdingsanebreen har blitt betydelig mindre fra 2006 og til 2010, noe som indikerer at breen har hatt en negativ massebalanse i denne perioden. I radargrammet til profil 31 ble det også observert refleksjoner fra den proglasiale innsjøen, selv om profilet ikke krysser innsjøen på flyfotoet fra 2010. Dette indikerer at innsjøen har blitt større, og at brekanten har trukket seg ytterligere tilbake i perioden mellom 2010 og 2015, og dette gir en sterk indikator på at Skjerdingsanebreen har negativ massebalanse.

Grunnet negativ massebalanse og lite overflateareal (seksjon 3 og 6.4) kan resultatene fra Radić og Hock (2007) sitt studie tyde på at Skjerdingsanebreen vil ha en større γ -verdi enn de empiriske verdier som i stor grad representerer regionale eller globale gjennomsnitt (se seksjon 4.3.1 og 4.3.2). Dersom Skjerdingsanebreen har en større γ -verdi enn tilgjengelige, empiriske verdier, kan dette være med på å forklare hvorfor 10 av 12 verdier oppgitt i tabell 8 gir et underestimert volum. Dersom Skjerdingsanebreen er et representativt eksempel for små breer med negativ massebalanse, kan trenden av underestimerte volumer indikere at slike breer inneholder betydelig mer volum enn antatt ved volum-arealstudier.

I globale og regionale estimat av totalt brevolum blir det ofte sett bort fra små breer, da man antar at de større breene inneholder det meste av det totale brevolumet (Bahr & Radić, 2012). Da det finnes titalls tusen små breer for hver enkelt, store bre, har Bahr og Radić (2012) pekt på at de små breene kan utgjøre en betydelig del av det totale volumet, og med dette bør tas med i globale og regionale estimat av brevolum. Bahr og Radić (2012) anslår at det globale estimatet av brevolum kan ha en usikkerhet på 10% som resultat av at små breer ikke tas høyde for, og at usikkerhetene er mye større ved regionale estimat.

Videre må det pekes på at dersom de små breene inneholder mer volum enn antatt ved volum-arealstudier, vil disse breene kunne utgjøre en enda større del av regionale eller globale brevolum. Da små breer også har en responstid på klima som kan være hundre ganger kortere enn for store breer (Jóhannesson et al., 1989), amplifiseres viktigheten av at små breer tas med i globale estimat, da den korte responstiden kan føre til hurtigere havnivåstigning (Bahr & Radić, 2012).

Det er ikke mulig å konstatere hvorvidt Skjerdinganebreen er et representativt eksempel på forholdet mellom volum og overflateareal for små breer. For å kunne avgjøre dette må volum og overflateareal av flere breer av noenlunde lik karakter kartlegges. Da γ -verdien avhenger av breens geometri (seksjon 4.3.1), bør det også undersøkes hvordan geometrien av en botnbre påvirker γ -verdien. Litteraturen beskriver, så vidt vi vet, ingen steder hvordan botnbreers geometri påvirker dens forhold mellom areal og volum.

Da den teoretiske verdien $\gamma = 1,375$ ble funnet ved blant annet en parameter som ga det gjennomsnittlige forholdet mellom lengde og bredde av dalbreer (seksjon 4.3.1), vil verdien av γ trolig ha en annen verdi for botnbreer, da forholdet mellom lengde og bredde i disse skiller seg betydelig fra det i dalbreer (se seksjon 4.5). I flere studier oppgis det en c - og γ -verdi for ”små breer”, og en annen for innlandsis og platåbreer, der differansen av verdiene forklares av ulik geometri (f. eks: Zhuravlev, 1985; Meier & Bahr, 1996; Bahr, 1997; Radić & Hock, 2012). De ”små breene” er ikke videre inndelt i de aktuelle studiene, og i hovedsak henvises det til dalbreer. Det må med dette pekes på at de oppgitte γ -verdiene muligens ikke passer godt for botnbreer. Videre studier av γ -verdier tilpasset botnbreer vil med dette kunne gi et bedre innblikk i hvordan botnbreene påvirkes av sin geometri, og vil trolig kunne gi bedre volumestimat for disse breene.

Da botnbreer utgjør en betydelig andel av våre minste breer, og det kan argumenteres for at små breer bør tas med i beregningen av regionale og globale volumestimat, kan man peke på at botnbreer og deres volum – arealforhold bør undersøkes nærmere. I alpine områder, hvor botnbreer utgjør en spesielt stor andel av det totale antallet breer, vil usikkerheten i regionale estimat trolig bli betydelig redusert om man får bedre kunnskap om botnbreers volum – arealforhold.

8. Konklusjon

Små breer er svært tallrike og kan derfor utgjøre en betydelig del av totalt regionalt eller globalt brevolum. På bakgrunn av dette har Bahr og Radić (2012) anbefalt at de små breene inkluderes i regionale og globale estimat av brevolum. Det faktum at små breer har kort responstid på klima, og med dette kan medføre hurtigere havnivåstigning, amplifiserer viktigheten av at de inkluderes i globale og regionale volumestimat. Ved større kunnskap om forholdet mellom volum og overflateareal på små breer, kan man oppnå mer nøyaktige volumestimat av disse.

Formålet med denne oppgaven har vært å beregne brevolumet av Skjerdingsanebreen ved radarundersøkelser, for deretter å sammenligne dette med volumer estimert ved volum-arealmetoden, der verdier for c og γ er hentet fra tidligere studier. Ved denne sammenligningen har målet vært å kunne si noe om hvordan volum-arealmetoden, og ulike verdier for c og γ passer for Skjerdingsanebreen.

Maksimal og gjennomsnittlig istykkelse av Skjerdingsanebreen er målt til henholdsvis ~ 88 m og ~ 30 m. Volumet beregnet fra interpolert istykkelsesmodell er mellom $0,0123 \text{ km}^3$ og $0,0167 \text{ km}^3$. Overflatearealet av Skjerdingsanebreen, beregnet fra flyfoto fra 2010, er $0,485 \text{ km}^2$, men det må understrekes at overflatearealet trolig vil være noe mindre i dag da breen høyst sannsynlig har negativ massebalanse. Den negative massebalansen gir seg til kjenne ved at overflatearealet var større i 2006 enn det var i 2010. Videre indikerer resultatene av radarundersøkelsene at den proglasiale innsjøen har vokst siden 2010, hvor den hadde et areal på $0,005 \text{ km}^2$. Største, observerte dybde i innsjøen er 9 m.

I området hvor Skjerdingsanebreen ligger kommer det mest nedbør vinterstid, og breen er snødekket hele vinteren. Snødybdene varierer mye over breen, hvor de dypeste snølagene ligger i øvre del av breen i områder som er svært skredutsatt. Av radargrammene går det frem at de dypeste snølagene inneholder mye skredmateriale. Dypeste og grunneste, observerte snølag har tykkelser på henholdsvis 23m og 4m. Stor tilstedeværelse av støy i profilene, hvor EM-bølgene har blitt reflektert av vanninnhold i breen, forteller oss at Skjerdingsanebreen er en temperert bre.

De fleste c - og γ -verdier hentet fra tidligere studier underestimerer volumet av

Skjerdinganebreen. Radić og Hock (2007) peker på at γ -verdien ser ut til å øke ved negativ massebalanse og ved lite overflateareal. Underestimert av volumet kan derfor skyldes Skjerdinganebreenes tilsynelatende, negative massebalanse og dens lille overflateareal. Den generelle underestimeringen av volumet kan videre indikere at γ -verdier, brukt på tilsvarende breer, muligens bør justeres opp.

Da Skjerdinganebreen er en botnbre vil dens geometri skille seg betraktelig fra geometrien av en dalbre. Så vidt vi vet, finnes det ingen tidligere studier som har undersøkt hvilke γ -verdier man kan forvente på bakgrunn av botnbreers geometri, og man kan derfor ikke avgjøre hvorvidt geometrien av Skjerdinganebreen er en medvirkende årsak til de underestimerte volumene.

Vår oppgave viser at volumet av Skjerdinganebreen er større enn hva man ville forventet ved volum-arealmetoden. For å avgjøre hvorvidt dette er en trend blant små breer med negativ massebalanse, må flere lignende breer undersøkes. Dersom små breer generelt har større volum enn forventet, vil de utgjøre en enda større del av globalt brevolum. Vi anbefaler derfor videre studier av forholdet mellom volum og areal på små breer med negativ massebalanse. Da man ikke vet hvordan botnbreers geometri påvirker volum-arealforholdet, anbefaler vi også videre studier for å finne passende γ -verdier for botnbreer.

Takk til

Mette Kusk Gillespie, for en spennende oppgave, og for svært god veiledning gjennom alle prosessene. Takk til Simon De Villiers for assistanse og bilder fra første dag i felt. Takk til Denise Christina Ruther for hjelp med overføring av GPS-data, og til Jacob C. Yde, for å svare på spørsmål.

Litteraturliste

- Adhikari, S., & Marshall, S. J. (2012). Glacier volume-area relation for high-order mechanics and transient glacier states. *Geophysical Research Letters*, 39(16).
- Andreassen, L. M., Winsvold, S. H., Paul, F., & Hausberg, J. E. (2012). Inventory of Norwegian glaciers. *Norges Energi-og vegdirektorat, Oslo*. Hentet 2. mai 2015 fra http://webby.nve.no/publikasjoner/rapport/2012/rapport2012_38.pdf
- Bahr, D. B. (1997). Global distributions of glacier properties: a stochastic scaling paradigm. *Water Resources Research*, 33(7), 1669-1679.
- Bahr, D. B., Meier, M. F., & Peckham, S. D. (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 102(B9), 20355-20362.
- Bahr, D. B., & Radić, V. (2012). Significant contribution to total mass from very small glaciers. *The Cryosphere*, 6(4), 763-770.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & Glaciation*. USA, New York: Routledge
- Bjørnar B., Haslestad, A. & Vereide, V. (2013). *Toppturar i Sogn*. Norge: Fri Flyt
- Chen, J., & Ohmura, A. (1990). Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. *IAHS Publ*, 193, 127-135.
- Church, J. A., Gregory, J. M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M. T., ... & Woodworth, P. L. (2001). Changes in sea level. , in: *JT Houghton, Y. Ding, DJ Griggs, M. Noguer, PJ Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and CA Johnson (eds.): Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel*, 639-694.

- Daniels, J. J. (1989, Mars). Fundamentals of ground penetrating radar. In *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, (5), 62-142.
- Dowdeswell, J. A., & Evans, S. (2004). Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding. *Reports on Progress in Physics*, 67(10), 1821.
- Dr. Karl-Josef Sandmeier. (2014). Sandmeier geophysical software - REFLEX 2D-Quick guide. Hentet 21. april 2015 fra <http://www.sandmeier-geo.de/Download/reflex2dquick.pdf>
- Garmin. (2007). *Owners manual: eTrex VistaHCx eTrex Legend HCx personal navigator*. USA: Garmin International, Inc.
- Grinsted, A. (2013). An estimate of global glacier volume. *The Cryosphere*, 7(1), 141-151.
- Jóhannesson, T., Raymond, C. & Waddington, E. D. (1989). Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *Journal of Glaciology*, 35(121), 355-369.
- Kjøllmoen, B., Andreassen, L. M., Elvehøy, H., Jackson, M., & Engeset, R. (2011). *Glaciological investigations in Norway in 2010*. Norges vassdrags-og energidirektorat (NVE).
- Kartverket. (2015). Digital terrengmodell 10 m, UTM 32. Hentet 6. mai 2015 fra <http://data.kartverket.no/download/content/digital-terrengmodell-10-m-utm-32>
- Kartverket. (2015). [Rasterkart over Norge] *Kart over lokaliteten til Skjerdinganebreen*. Hentet 6. mai 2015 fra <http://norgeskart.no/?sok=skjerdingane#13/63047/6827182/+hits>

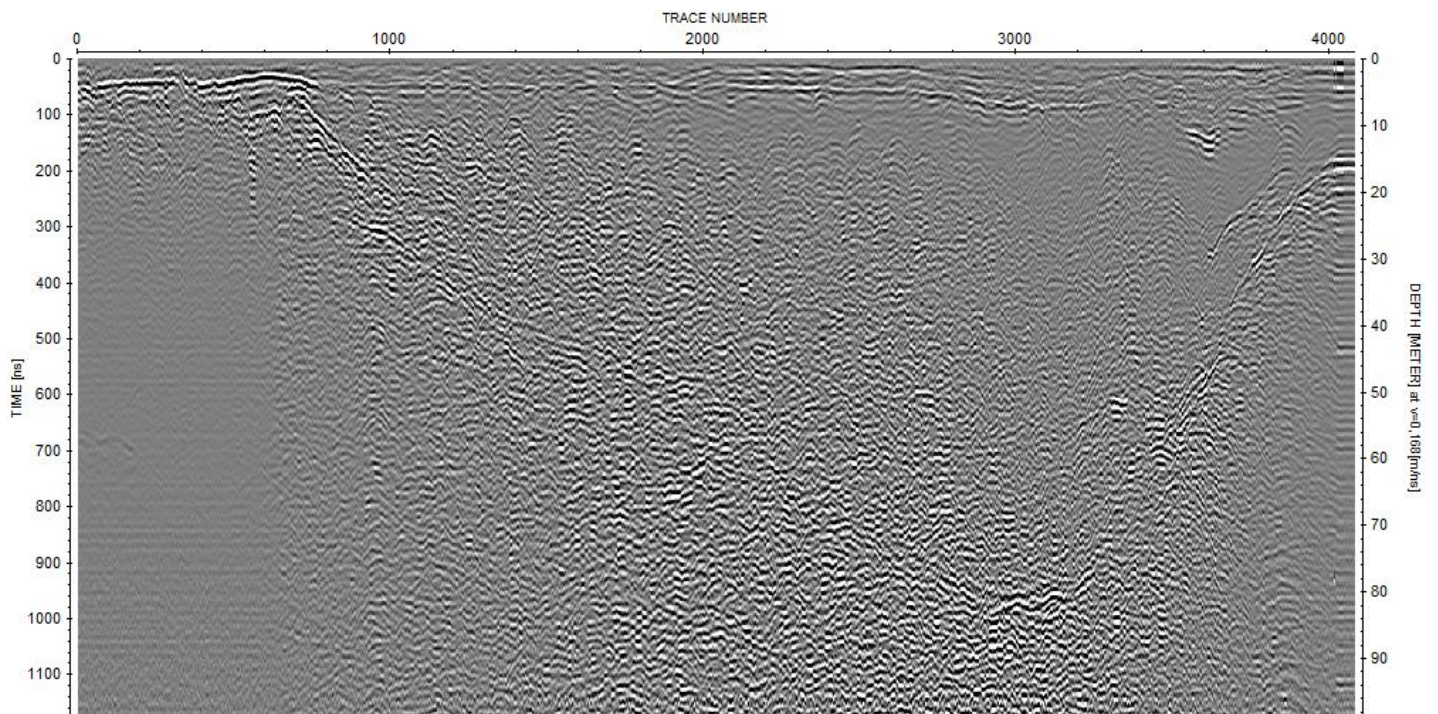
- Lalumiere, L. (2006). *Ground Penetrating Radar for Helicopter Snow and Ice Surveys*. (Canadian Technical Report of Hydrography and Oceans Sciences 248). Dartmouth: Bedford Institute of Oceanography
- Larsen, E. & Nesje, A. (2002). Isbreene gir ulik klimainformasjon. *Cicerone*, 6
- Moore, J. C., Maijala, P., Hjelt, S. E., Pälli, A., Sinisalo, A., Salminen, H., ... & Virtanen, E. (2000). GPR investigations of glaciers and sea ice in the Scandinavian Arctic. *Metsäntutkimuslaitoksen Tiedonantoja*, (791), 1-9
- Mauring, M., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J.S. & Tønnesen, J.F. (1995). *Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak* (NGU rapport nr. 94.024, 1995). Trondheim: Norsk Geologisk Undersøkelse
- Meier, M. F., Dyurgerov, M. B., Rick, U. K., O'Neel, S., Pfeffer, W. T., Anderson, R. S., ... & Glazovsky, A. F. (2007). Glaciers dominate eustatic sea-level rise in the 21st century. *Science*, 317(5841), 1064-1067.
- Mussett, A. E., & Khan, M. A. (2000). *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics*. England, Cambridge: Cambridge University Press.
- Norsk Geologisk Undersøkelse. (2015). [Berggrunnskart over Norge] *Berggrunnskart for området ved Skjerdingsanebreen*. Hentet 6. mai 2015 fra <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>

- Nesje, A. (1995). *Brelære*. Norge, Kristiansand: Høyskoleforlaget AS
- Plewes, L. A., & Hubbard, B. (2001). A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress in Physical Geography*, 25(2), 203-236.
- Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., ... & Midgley, P. M. (2014). *Climate change 2013: The physical science basis*. Cambridge, UK, and New York: Cambridge University Press. Hentet 25. Mai 2015 fra http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf
- Radić, V., Hock, R., & Oerlemans, J. (2007). Volume–area scaling vs flowline modelling in glacier volume projections. *Annals of Glaciology*, 46(1), 234-240.
- Radić, V., & Hock, R. (2010). Regional and global volumes of glaciers derived from statistical upscaling of glacier inventory data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, F1(115), 2003–2012
- seNorge.no. (2015). [Klimakart over Norge] *Kart med oversikt over klimastasjoner nære Skjerdingsanebreen*. Hentet 12. mai 2015 fra <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., ... & Midgley, B. M. (2013). IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.
- Sharp, R. P. (1988). *Living ice*. England, Cambridge: Cambridge University Press

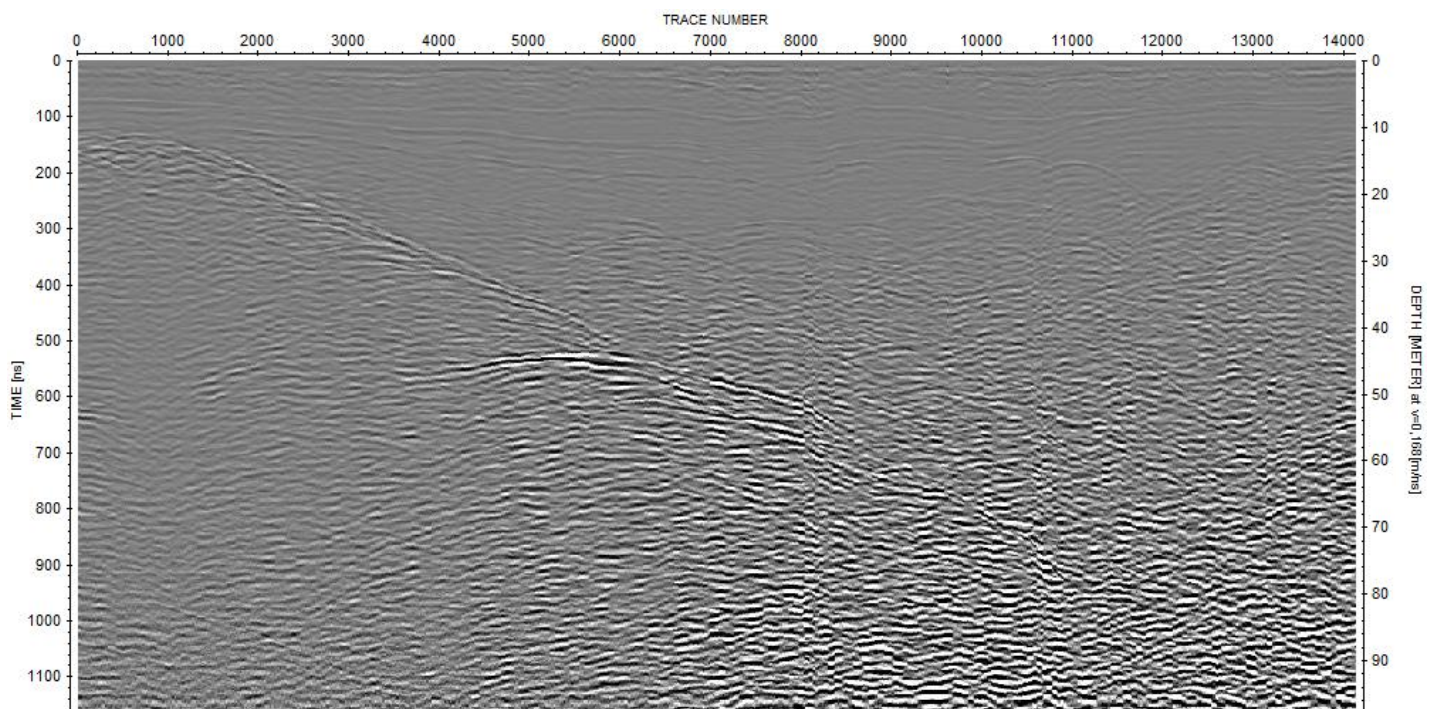
Yde, J. C., Gillespie, M.K., Løland, R., Ruud, H., Mernild, S.H., De Villiers, S., ... & Malmros, J.K. (2014). Volume measurements of Mittivakkat Gletscher, southeast Greenland. *Journal of Glaciology*, 60 (224), 1199-1207.

Yr.no. (2010, september). *Hvorfor er det lavere trykk og temperatur i høyden?* Hentet 27. mai 2015 fra <http://www.dfo-mpo.gc.ca/Library/324093.pdf>

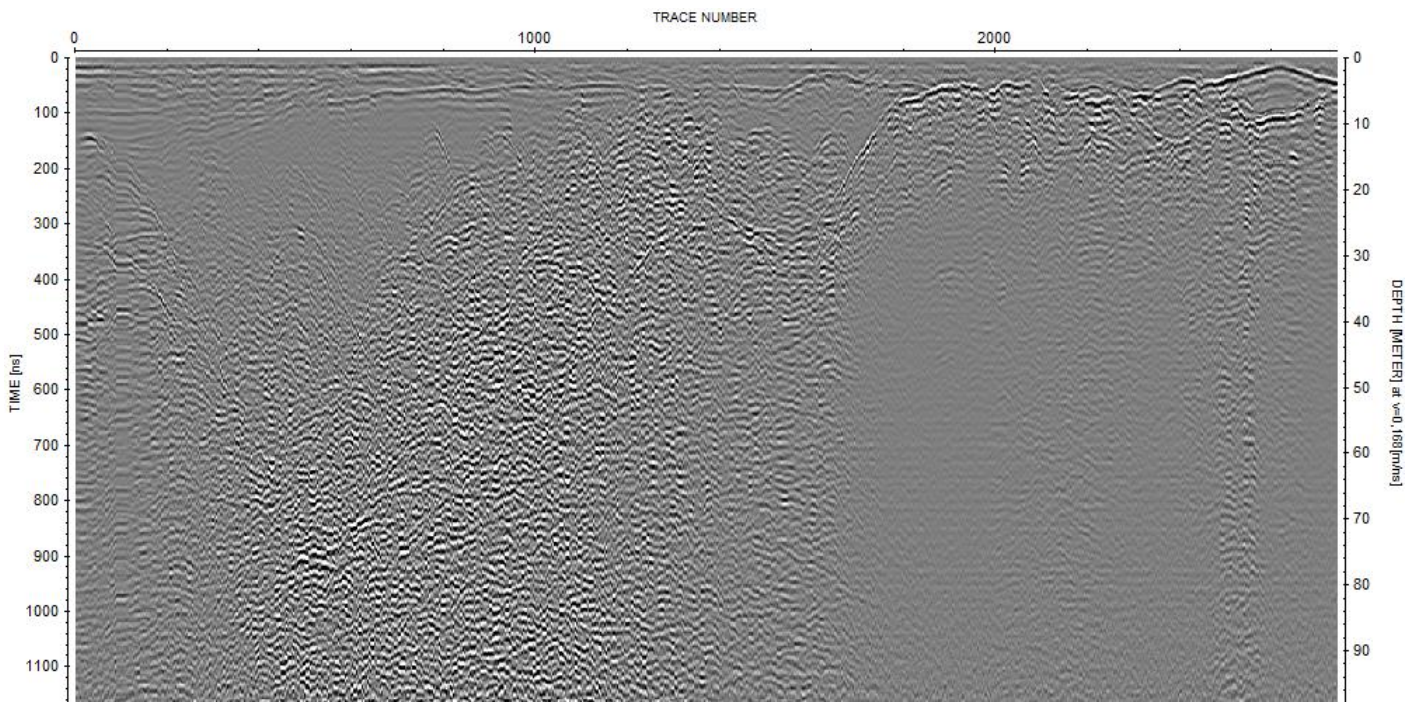
Vedlegg



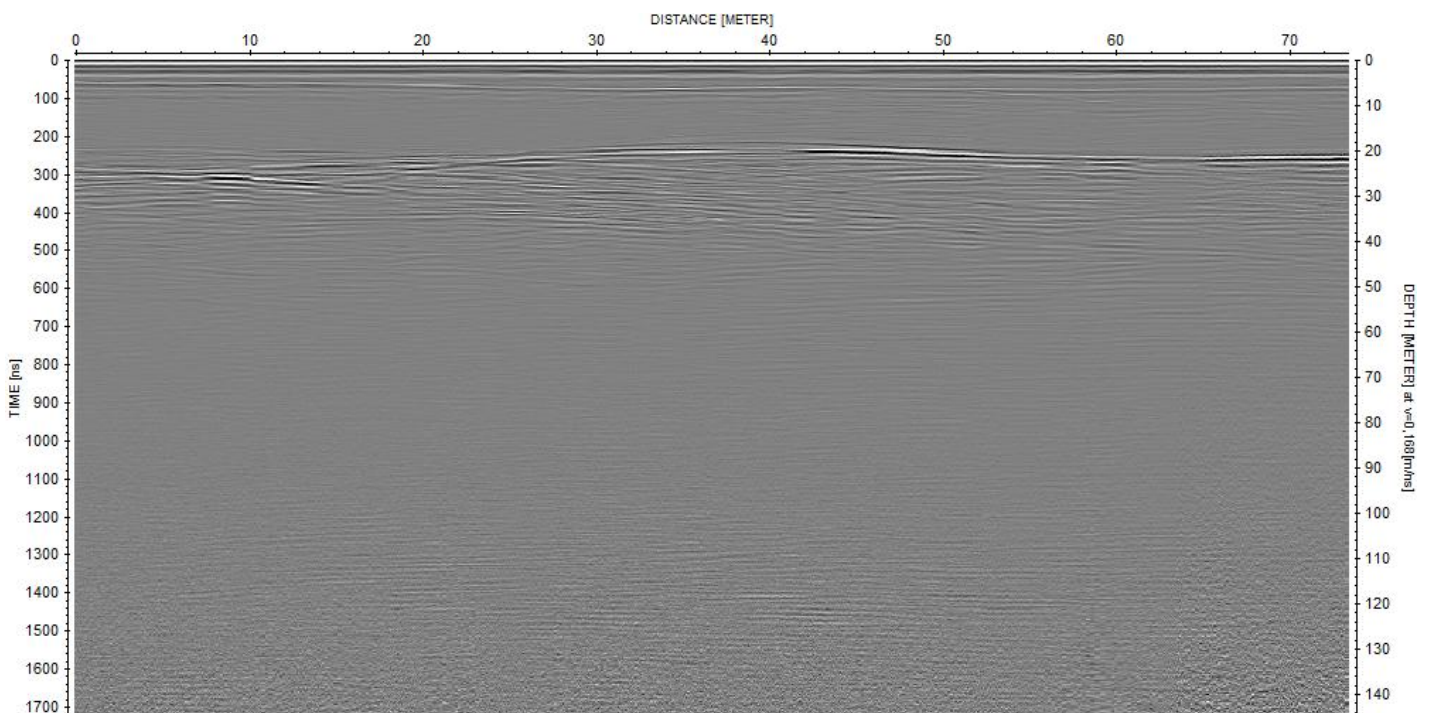
Vedlegg 1: Profil 13. Linear gain=0,1, exp. gain=0,2. Bandpass butterworth lower cutoff=15, upper cutoff=90. Plotscale=0,23136.



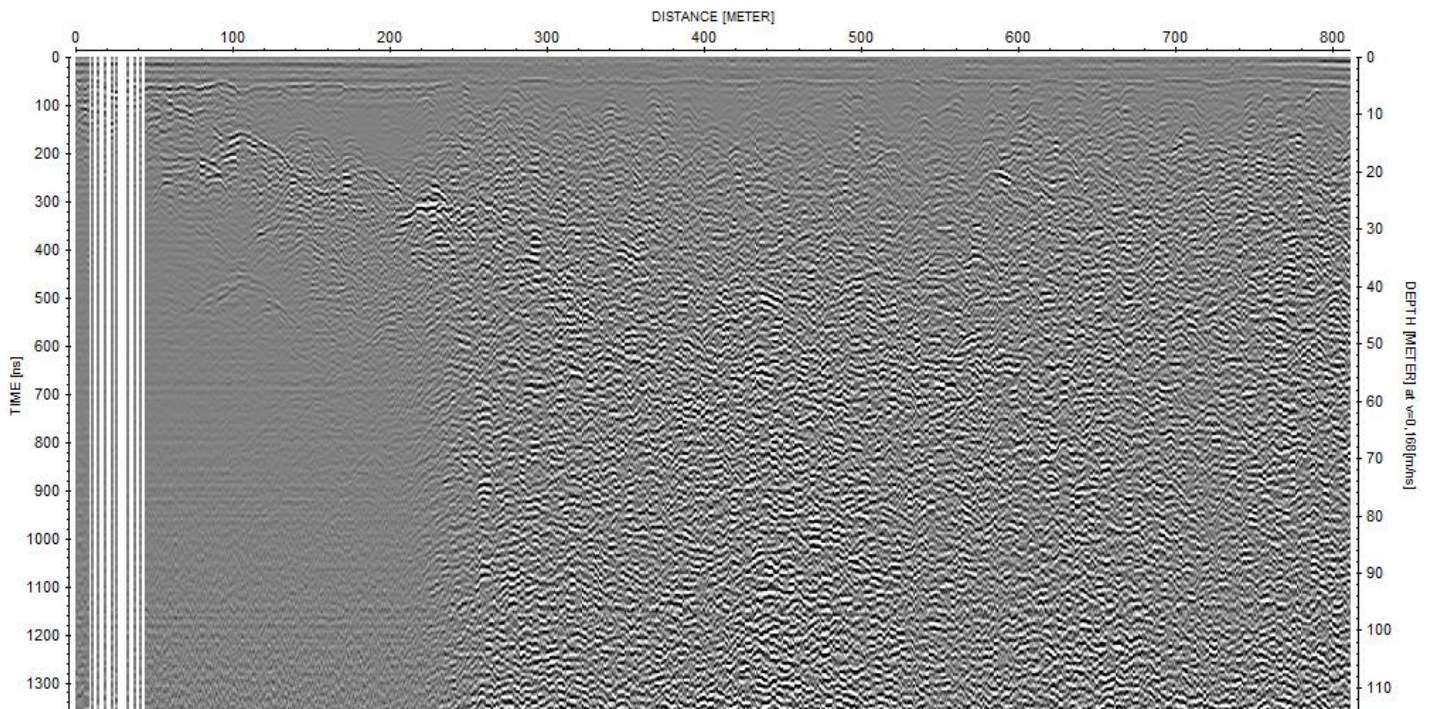
Vedlegg 2: Profil 14. Linear gain=0,2, exp. gain=0,3. Plotscale=0,00384.



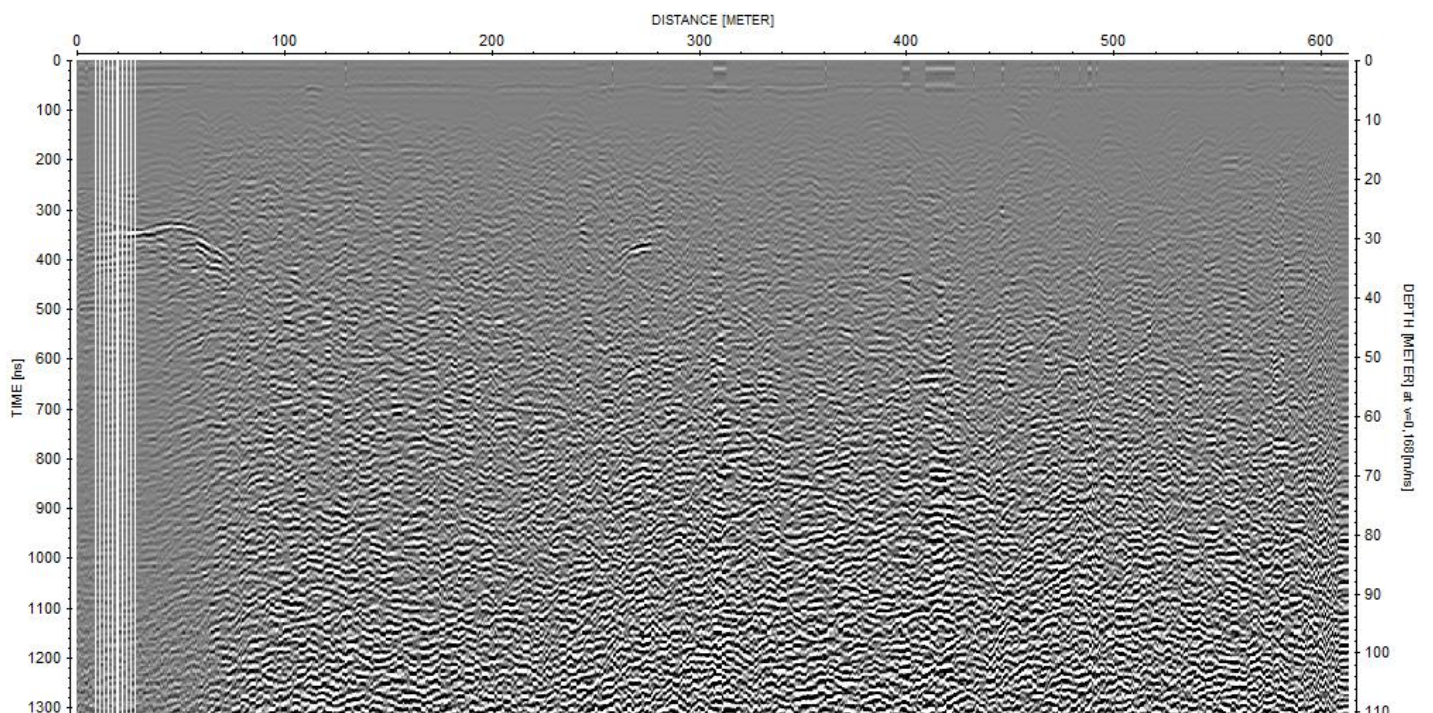
Vedlegg 3: Profil 16. Linear gain=0,2, exp. gain=0,2. Bandpass butterwoth lower cutoff=10, upper cutoff=90. Plotscale=0,121399.



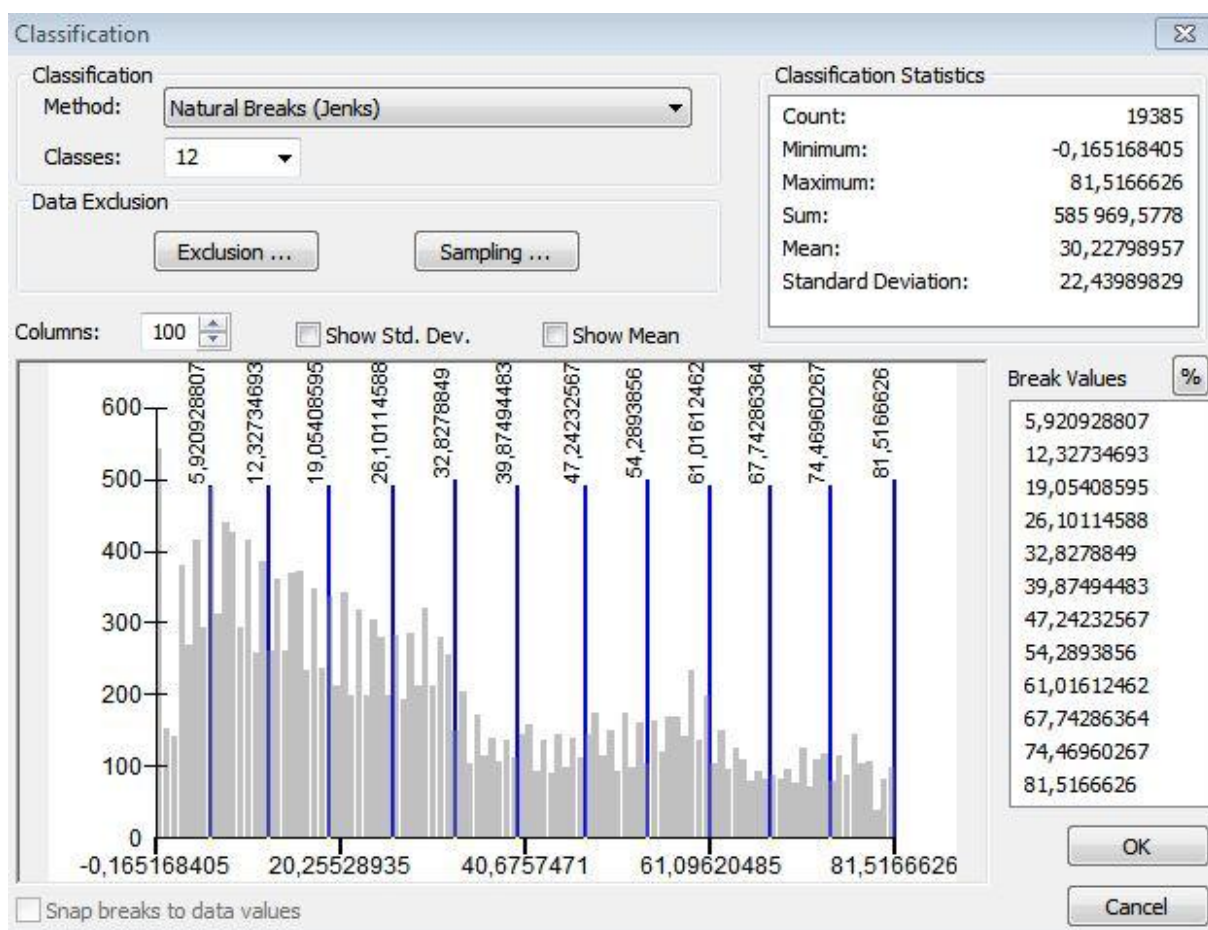
Vedlegg 4: Profil 32. Linear gain=0,2, exp. gain=0,2. Plotscale=0,09.



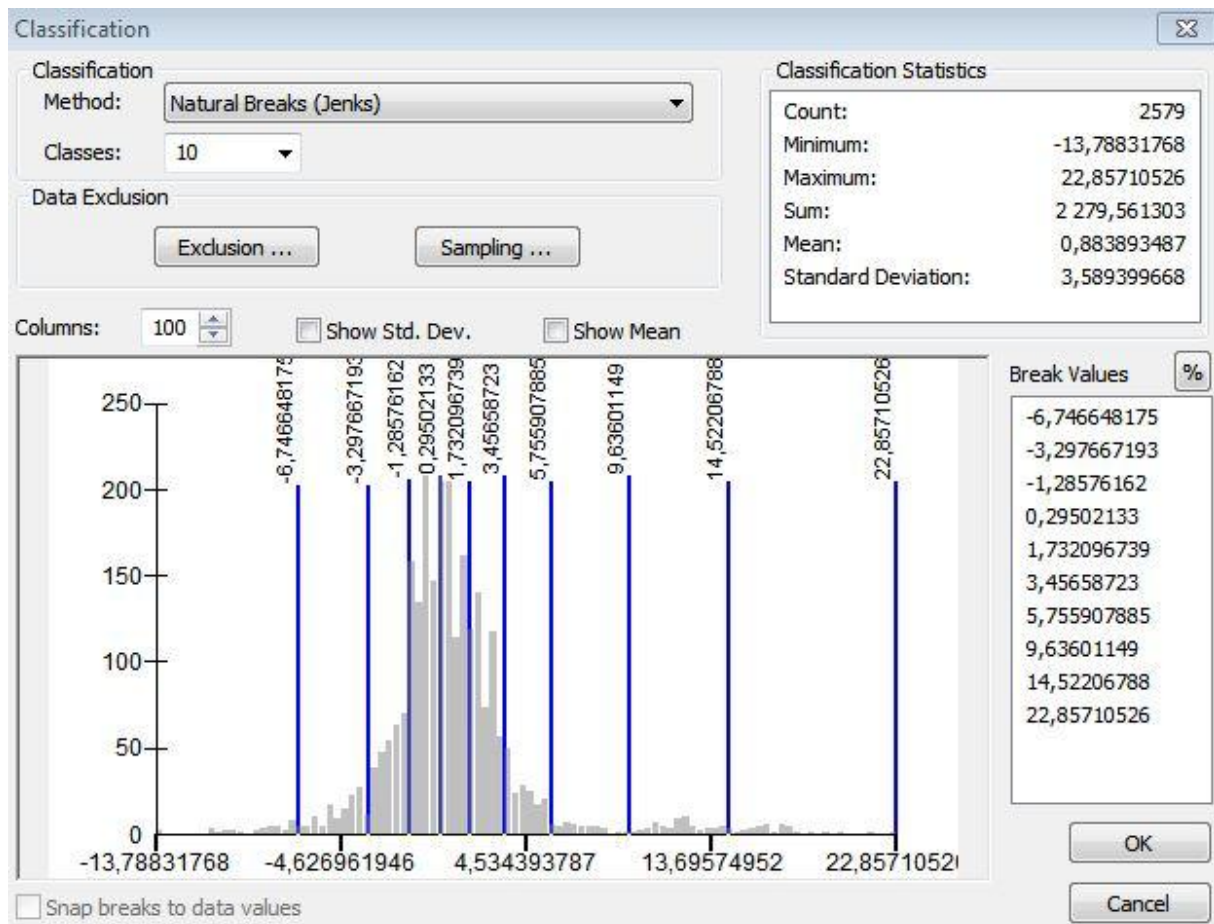
Vedlegg 5: Profil 37. Linear gain=0,2, exp. gain=0,2. Bandpass butterwoth lower cutoff=10, upper cutoff=70. Plotscale=0,131331.



Vedlegg 6: Profil 38. Linear gain=0,2, exp. gain=0,3. Bandpass butterwoth lower cutoff=10, upper cutoff=80. Plotscale=0,041086.



Vedlegg 7: Statistikken til interpolasjonsmodellen, som viser en gjennomsnittlig istykkelse på 30,2 m og en maksimal istykkelse på 81,5 m for interpolasjonsmodellen.



Vedlegg 8: Statistikk som fremgår av sammenligning mellom dybder i profilene og dybder i interpolasjonsmodellen. Maksimum og minimum avvik er henholdsvis 22,79 m og -13,79 m, mens gjennomsnittlig avvik er 0,88 m