



Høgskulen
på Vestlandet

BACHELOROPPGAVE

Første massebalansemålinger og forbedret
istykkelsesdata på Skjerdinganebreen

First mass balance measurements and
improved ice thickness at
Skjerdinganebreen

**Lars Storli (216), Vegard Isungset (217),
Henrik B. Brimsø (204)**

Geologi og Geofare
Institutt for miljø- og naturvitenskap

Veileder (Simon de Villiers og Mette Kusk Gillespie)
02.06.

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser /kildehenvisning til alle kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, if. Forskrift med studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet § 12-1.

Forord

Denne bacheloroppgaven er en avsluttende oppgave som markerer slutten på vårt studium innen Geologi og Geofare ved Høgskulen på Vestlandet. Gjennom studiet har vi utviklet en felles interesse for glasiologi og geofysikk, noe som gjorde det naturlig å fordype oss i en slik oppgave.

Vi ønsker å uttrykke vår takknemlighet ovenfor våre veiledere, Mette Kusk Gillespie og Simon De Villiers, for deres støtte og gode tilbakemeldinger gjennom hele prosessen. Deres ekspertise og engasjement har vært avgjørende for utviklingen av denne oppgaven. Resultatene ville ikke blitt de samme uten god veiledning og hjelp med feltarbeidet. Vi setter stor pris på tilgjengeligheten dere har vist under hele perioden.

Vi vil også rette en hjertelig takk til andre lærere ved Høgskulen på Vestlandet for å ha besvart spørsmål underveis.

Sammendrag

Gitt den pågående globale klimasituasjonen og den forventede tilbaketrekningen av isbreer, er formålet med denne oppgaven todelt. Først ble kunnskapen om istykkelsen og volumet til Skjerdingsanebreen undersøkt, forbedret og sammenlignet med tidligere resultater fra 2015. Studiet fra 2015 har avdekket noe usikkerhet i presenterte resultater, og det er derfor hensiktsmessig å utføre nye målinger for å oppnå en mer nøyaktig forståelse av breens karakteristikk.

Ved bruk av en IceRadar, som er et nylig anskaffet og mer egnet geofysisk instrument fra Høgskulen på Vestlandet, kunne isdybden for breen identifiseres. Resultatene fra isradarundersøkelsen viste en maksimal istykkelse på ~113 meter og en gjennomsnittlig istykkelse på ~34 meter. Ved hjelp av en interpolasjon fra den innsamlede istykkelsen, ble isvolumet beregnet til $0,0156 \text{ m}^3$, fordelt på et areal på $0,459 \text{ km}^2$. Det totale isvolumet fra 2022 ble brukt til å lage bunntopografien under breen, samt å sammenligne med resultater fra 2015. Sammenligningen mellom årene viste betydelige variasjoner i istykkelse, hvor en forskjell i det totale volumet til isbreen ble estimert til 7,6 % større enn først antatt i 2015.

Det andre aspektet av oppgaven var å utføre de første massebalansemålingene på Skjerdingsanebreen. Dette ga oss en unik mulighet til å få innsikt i breens dynamikk og endringer over tid. Ved å gjennomføre målinger av massebalansen, kan man analysere responsen til Skjerdingsanebreen på klimaendringer, samtidig som man identifiserer eventuelle sammenhenger mellom endringer i istykkelse og volum. På grunn av store lokale variasjoner av isavsmelting på breen, ble det utviklet to modeller for massebalansen til breen. I modell 1 varierer isavsmeltingen med hensyn til overflatehøyde, og i modell 2 variere isavsmeltingen med hensyn til overflatehøyde og solinnstråling. Den spesifikke nettobalansen til hele breen for modell 1 er mellom $-0,653 \text{ m v.e.}$ til $-0,672 \text{ m v.e.}$ For modell 2 er den gjennomsnittlige spesifikke nettobalansen $-0,375 \text{ m v.e.}$ Massebalansemålingene viser at breen har en årlig negativ volumforandring som tilsvarer mellom 1,2% til 2,1% av breen sitt volum.

Samlet sett har denne oppgaven bidratt til en mer omfattende forståelse av Skjerdingsanebreen og dens respons på klimaendringer. Ved å kombinere isradardata og massebalansemålinger,

har et mer pålitelige resultat styrket kunnskapsgrunnlaget for Skjerdinganebreen og andre breer med lik karakter.

Abstract

Given the ongoing global climate situation and the expected retreat of glaciers, the purpose of this study is twofold. Firstly, the knowledge of the thickness and volume of Skjerdinganebreen was investigated, improved, and compared to previous results from 2015. The study from 2015 revealed some uncertainty in the presented results, thus making it appropriate to conduct new measurements to achieve a more accurate understanding of the glacier's characteristics.

Using an IceRadar, a recently acquired and more suitable geophysical instrument from Høgskulen på Vestlandet, the ice depth of the glacier was identified. The results from the ice radar survey showed a maximum thickness of approximately 113 meters and an average thickness of approximately 34 meters. Through interpolation from the collected thickness data, the ice volume was calculated to be 0.0156 km^3 , distributed over an area of 0.459 km^2 . The total ice volume from 2022 was used to create the subglacial topography and to compare with the results from 2015. The comparison between the years revealed significant variations in thickness, with an estimated ice volume difference of 7,6%.

The second aspect of the study was to perform the first mass balance measurements on Skjerdinganebreen. This provided a unique opportunity to gain insight into the glacier's dynamics and changes over time. By conducting measurements of mass balance, one can analyze the response of Skjerdinganebreen to climate change while identifying any relationships between changes in thickness and volume. Due to large local variations in ice melt on the glacier, two models for the glacier's mass balance were developed. In model 1, ice melt varies with surface elevation, and in model 2, ice melt varies with surface elevation and solar radiation. The specific net balance for the entire glacier ranges from -0.653 m w.e. to -0.672 m w.e. for model 1, and -0.375 m w.e. for model 2. The mass balance measurements indicate that the glacier has an annual negative volume change ranging from 1.2% to 2.1% of its total volume.

Overall, this study has contributed to a more comprehensive understanding of Skjerdingsanebreen and its response to climate change. By combining ice radar data and mass balance measurements, more reliable results have strengthened the knowledge base for Skjerdingsanebreen and other glaciers with similar characteristics.

Innholdsfortegnelse

1. Innledning	9
1.1 Problemstillinger	11
2. Feltlokalitet	12
2.1 Tidligere resultater	13
2.2 Topografi	14
2.3 Breens glasiologi	16
2.4 Klima	17
2.4.1 Vinddata	19
2.4.2 Vintersesongen 2021 – 2022	20
3. Teori	21
3.1 Georadar	21
3.1.1 Utbredelse av EM-bølger	22
3.1.2 Elektromagnetisk bølgehastighet	24
3.1.3 Avstand til reflektor	25
3.1.4 Penetrasjonsdybde	25
3.1.5 Vertikal oppløsning	27
3.2 Tolkning av radar profil	27
3.2.1 Punktreflektor	28
3.2.2 Hellende reflektor	29
3.2.3 Georadar på bre	29
3.3 Glasiologi teori	30
3.3.1 Massebalanse	30
3.3.2 Likevektslinje	32
3.3.3 Metamorfose av snø	33
3.4 Volumberegning av isbre	34
4. Metode	35
4.1 Feltarbeid	35
4.1.1 Georadar	35
4.1.2 Målinger av massebalanse staker	37
4.1.3 Massebalanse	38
4.1.3 Time-laps kamera	39
4.2 Prosessering av data	40
4.2.1 Reflex2DQuick	40
4.2.2 QGIS	42
4.2.3 Solinnstråling	44
5. Resultater	45
5.1 Radarprofiler	45
5.1.1 Inhomogene materialer	45
5.1.2 Tolkning av radargrammene	45
5.2 Breens istykkelse, areal, og bunntopograf	50
5.3 Ulikheter i istykkelse og volum fra 2022 – 2015	52
5.4 Massebalansestaker	54

5.5 Massebalansegradient.....	55
5.6 Solinnstråling.....	58
5.7 Endringer i snølinjen	60
6. Diskusjon	63
6.1 Feltarbeid.....	63
6.2 Radargrammene.....	64
6.2.1 Varierende utbredeshastighet.....	65
6.2.2 Usikkerhet ved tolkning av bunnreflektor	66
6.3 Usikkerhet ved beregning av istykkelse, bunntopografi og sammenligning med tidligere resultater.....	69
6.4 Sammenligning av istykkelse fra 2022 og 2015.....	70
6.4.1 Gjennomsnittlig istykkelse og totalt brevolum.....	73
6.5 Usikkerheter ved massebalansegradienten	74
6.6 Utvikling av ny modell for massebalansen til Skjerdinganebreen	75
6.7 Sammenligning av massebalansen til de ulike modellene	76
6.8 Sammenligning mellom observert, estimert og tidligere likevektslinje.....	77
7. Konklusjon	79
Kilder	82

Figurliste

Figur 1: Oversiktlig kartutsnitt over feltlokaliteten.....	12
Figur 2: Interpolasjon over istykkelse 2015.....	14
Figur 3: Bildet av snøskred og skavl på Skjerdingsanebreen	15
Figur 4: Oversiktsbilde over Skjerdingsanebreen på vinteren.....	15
Figur 5: Satelittbildet 2019 og flyfoto 2010 av Skjerdingsanebreen.....	16
Figur 6: Årlig nedbørsmengde for normalperioden 1990-2020.	18
Figur 7: Årlig lufttemperatur for normalperioden 1990-2020.....	18
Figur 8: Rosediagram for dominerende vindretning.....	20
Figur 9: Polarisering av vannmolekyl	22
Figur 10: Antennefrekvensens effekt på penetrasjonsdybde	26
Figur 11: a) Punktrefektor og hellende refektor.....	28
Figur 12: Prosessen hvor snø blir til firn, og firn blir til is	33
Figur 13: Oversikt over georadarprofilene og de fem ulike massebalansestakene.....	35
Figur 14: Illustrasjon av georadarsystemet og hvordan det ble brukt.	36
Figur 15: Ablasjonsmåling på breen.....	38
Figur 16: Profil 2 før og etter prosessering.	42
Figur 17: Illustrer av en TIN-interpolasjon.....	43
Figur 18: Profil 7 før og etter tolkning.....	46
Figur 19: Profil 2 før og etter tolkning.....	47
Figur 20: Profil 3 før og etter tolkning.....	48
Figur 21: Profil 5 før og etter tolkning.....	49
Figur 22: Den målte istykkelsen til hvert profil.....	50
Figur 23: Interpolert istykkelse til Skjerdingsanebreen.....	51
Figur 24: Beregnet bunntopografi.	52
Figur 25: Forskjell i istykkelse mellom 2022 - 2015 med georadarprofiler.....	53
Figur 26: Istykkelsesforskjell illustrert i graf mellom 2022 - 2015.....	54
Figur 27: Solinnstrålingskart over Skjerdingsanebreen	58
Figur 28: Identifisering av snølinjen til massebalansestake 3.	61
Figur 29: Likevektstlinjen for 2022	62
Figur 30: Satelittbildet med årlig likevekstslinje for 2022	63
Figur 31: Krysningspunktet mellom profil 3 og 7	68
Figur 32: Utklipp av profil 5 med ny antatt bunnrefektor.	69
Figur 33: Forskjell i istykkele mellom de 2022 – 2015 med georadarprofiler og massebalansestaker	70
Figur 34: Illustrer problemer ved interpolasjon.....	71
Figur 35: Ujevn snødistibusjon på Skjerdingsanebreen	78

Tabelliste

Tabell 1: Typiske radarparameter verdier for noen vanlige materialer	23
Tabell 2: Viktige georadarinnstillinger	37
Tabell 3: Ablasjonsmålinger	54
Tabell 4: Massebalanse over Skjerdingsanebreen fra interpolerte verdier	56
Tabell 5: Massebalanse over Skjerdingsanebreen, fra målte og interpolerte verdier	57
Tabell 6: Ablasjonsmålinger med solinnstrålingsverdier	59
Tabell 7: Dager stakene har vært snøfrie	60
Tabell 8: Feil i istykkelse	66
Tabell 9: Forskjell i istykkelse ved kryssningspunktene	67
Tabell 10: Oversikt over ulike massebalansemodeller	76
Tabell 11: Likevektslinjen til Skjerdingsanebreen	77

Likninger og formler

(1) Elektromagnetisk bølgehastighet	24
(2) Avstand til reflektor	25
(3) Frekvensformel	26
(4) Vertika oppløsning	27
(5) Årlig nettobalansae	31
(6) Konvertering fra isavsmeltning til vannekvivalent	32
(7) Volumformel	34
(8) Spesifikk nettobalanse basert på overflatehøyde	55
(9) Spesifikk nettobalanse basert på solinnstråling og overflatehøyde	59
(10) Differanse i Two Way Traveltime	66
(11) Feil i istykkelse	66

1. Innledning

Det er udiskutabelt at menneskelig påvirkning har varmet opp atmosfæren, havet og landet. Den globale overflatetemperaturen de to siste tiårene (2001-2020) er 0,99 [0,84 to 1,10] °C høyere enn 1850-1900, og skyldes utslipp av klimagasser i atmosfæren siden rundt 1750 (IPCC, 2021). De siste tiårene viser at konsentrasjoner av klimagasser fortsetter å øke i atmosfæren og fører til at den globale overflate temperaturen vil øke det neste århundre. Denne endringen i temperatur er svært sannsynlig hovedårsaken til den globale tilbaketrekningen av isbreer siden 1900-tallet og reduksjonen i Arktisk sjøisområde mellom 1979-1988 og 2010-2019 (IPCC, 2021)

Isbreer og isdekker spiller en stor rolle i kryosfæren og er også svært viktig for vannkraft, klimaforskning, lokalt liv og turisme (Andreassen & Winsvold, 2012). Til sammen dekker isen ca. 12,5 % av jordens landoverflate (Windnagel et al., 2023). Disse ismassene inneholder de kontinentale isdekkene på Antarktisk og Grønland, samt resten av verdens isbreer og iskapper. De representerer mulig havnivåstigning på henholdsvis 57 m, 7 m og 0,4 m (Ciraci et al., 2020). Selv om verdens isbreer og iskapper sitt bidrag er lite sammenlignet med Grønland og Antarktisk, var de likevel den største bidragsyteren til global havnivåstigning i det 20. århundre (Ciraci et al., 2020; Fox-Kemper et al., 2021). Som et resultat av global oppvarming forventes isbreene å opprettholde sin betydelige rolle som bidragsytere til havnivåstigningen gjennom det 21. århundre. (Marzeion et al., 2020).

I 2018 var det globale gjennomsnittlige havnivået 15-25 cm høyere enn i 1900 og havnivået fortsetter å stige med en akselererende effekt (Fox-Kemper et al., 2021). De største årsakene til økningen er termisk ekspansjon av sjøvann når temperaturen øker, og smelting av isbreer og isdekker. Innen 2050 er det forventet at det globale gjennomsnittlige havnivået vil stige med ytterligere 15-25 cm, uansett om klimagassutslippene reduseres (Fox-Kemper et al., 2021). Får å kunne estimere havnivåstigningen med større sikkerhet som følge av global oppvarming, er kunnskap om det totale volumet og dynamikken av verdens isbreer og isskjold viktig.

Verdens inventar over breer har blitt stadig mer grundig og nøyaktig, likevel er det fortsatt mange av de minste breene som blir oversett (Bahr & Radić, 2012). Selv om de små breene (med areal $< 1 \text{ km}^2$) kan virke ubetydelig i forhold til de store breene på f.eks. Svalbard (ca. 10^4 km^2) (Hagen, 1993), er de så tallrike at de til sammen utgjøre en betydelig del av det samlede volumet til verdens ismasser, og kan være en merkbar feilkilde til havnivåstigning hvis de ekskluderes. Videre har de små breen en kortere responstid til global oppvarming, noe som forsterker dem sin påvirkning på havnivået de neste tiårene (Bahr & Radić, 2012).

I en studie utført av Eldegard og Rønningen i 2015, ble isvolumet til Skjerdingsanebreen, en liten botnbre, funnet ved bruk geofysiske målinger av isstykkelsen. De sammenlignet isvolumet med volum-areal modeller funnet ved tidligere volumberegninger på bre. Resultatet viste at de fleste modellene for volumberegninger underestimerte Skjerdingsanebreen med opptil 46% (Eldegard & Rønningen, 2015). Dersom dette gjelder for andre små botnbreer, kan det bety at slike breer utgjør en enda større feilkilde for beregninger av globalt havnivå.

En bedre forståelse av hvordan breer med lik karakter påvirkes av global oppvarming vil bidra til mer nøyaktig estimerer av havnivåstigning de neste tiårene. I tillegg er det flere samfunn som er avhengige av breer for ulike formål som vannkraft, turisme og ferskvannskilde (Andreassen & Winsvold, 2012). Derfor er det av stor interesse og vite mer om endringene til breene.

Eldegard og Rønningen har påpekt unøyaktigheter i data over flere områder på Skjerdingsanebreen på grunn av utfordringer med GPS-signaler og uklare bunnreflektorer i flere av radargrammene. Særlig hadde de problemer med bunnreflektor der hvor isen var tykkest på breen, noe som kan føre til feil tolkning av radargrammet. Høgskulen på Vestlandet (HVL) har nå tilgang til et mer lavfrekvent radarsystem (IceRadar) som har en økt penetrasjonsdybde sammenlignet med det radarsystemet som ble benyttet av Eldegard og Rønningen.

Ved bruk av IceRadar Turn-Key System har vi som mål å oppnå mer presise målinger av brestykkelsen og dermed isvolumet til Skjerdingsanebreen. En sammenligning av våre resultater med tidligere undersøkelser vil gi økt forståelse av breens utviklingstrekk. I tillegg har vi brukt massebalansestaker og timelaps-bilder for å finne massebalansen og den årlig likevektslinjen på breen. Videre har vi undersøkt samsvar mellom resultatene fra vår data og

målinger fra Eldegard og Rønningen med tanke på endringen av bretykkelse og isvolum mellom perioden 2015 til 2022.

1.1 Problemstillinger

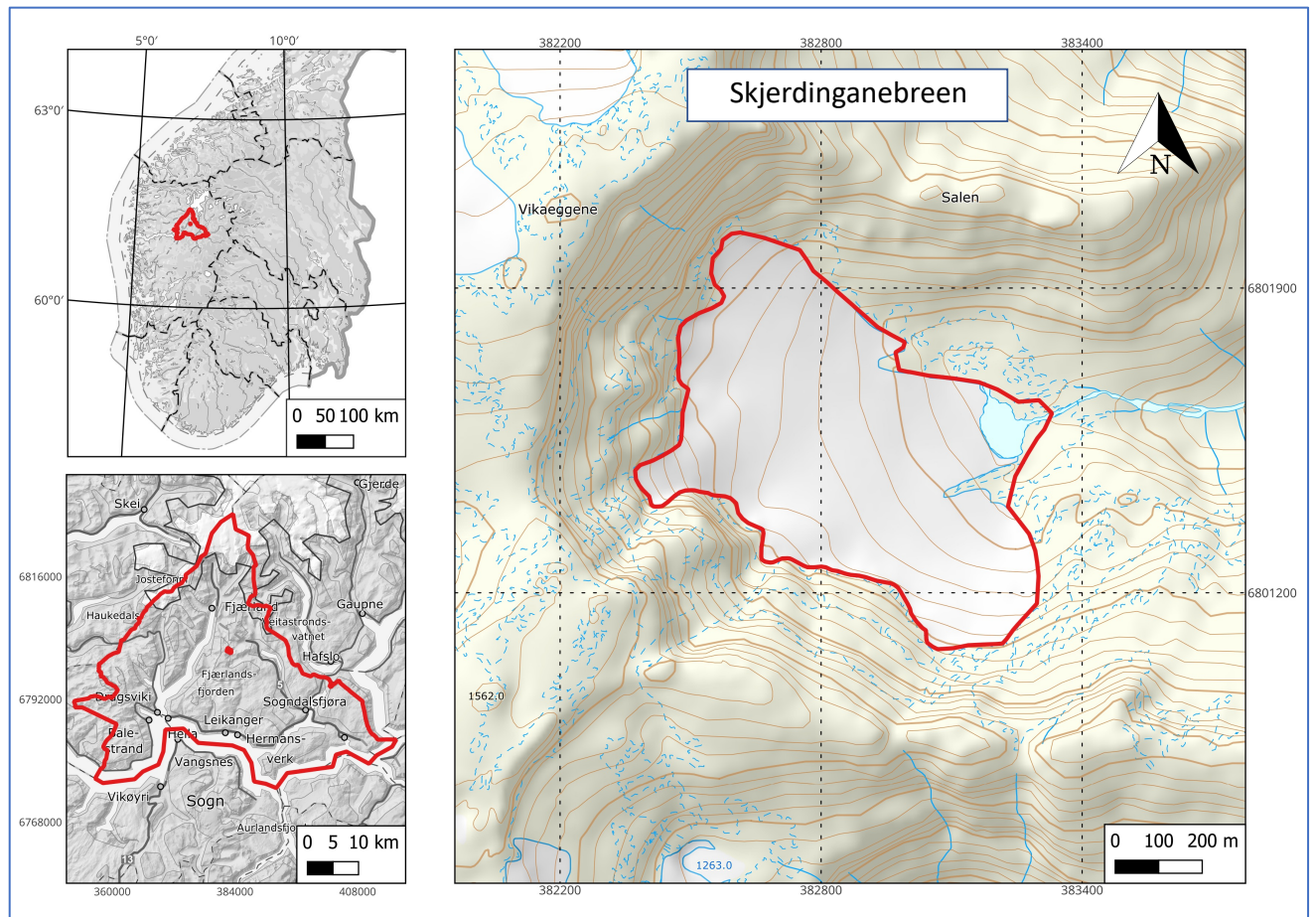
1. Bestemme geometrien til Skjerdingsanebreen.
 - a. Kartlegge istykkelse ved 10 MHz Iceradar system
 - b. Regne ut isvolumet til Skjerdingsanebreen
 - c. Beregne bunntopografien til Skjerdingsanebreen

2. Finne romlige variasjoner i overflatemassebalansen til Skjerdingsanebreen i 2022 ved bruk av massebalansestaker.
 - a. Forklare observerte variasjoner i isavsmeltingen med forskjeller i solinnstråling og overflatehøyde
 - b. Beregne netto volumforandringen til breen
 - c. Identifisere den årlige likevektslinjen til Skjerdingsanebreen
 - d. Sammenligne massebalansen med andre breer i regionen

3. Sammenligne endringene i istykkelse for perioden 2015 til 2022.
 - a. Bestemme romlige variasjoner i endring av istykkelse
 - b. Relatere endringen i istykkelse til nye massebalansemålinger

2. Feltlokalitet

Skjerdinganebreen ligger i Sogndal kommune, rundt 18 km nord-vest i luftlinje fra Sogndalsfjóra (Figur 1). Navnet Skjerdinganebreen stammer fra stedsnavnet Skjerdingane, som ligger innerst i Frudalen. Skjerdingane er lokalt kjent for sitt uvanlige landskap sammenlignet med resten av Sogndalsdalen, hvor bratte fjellsider, renner og åpen front danner en typisk botnbreformasjon. Terrenget inn til breen er relativt enkelt, noe som gjør området svært attraktivt for bratt skikjøring i vintersesongen. Geologien i området rundt Skjerdinganebreen består av flere ulike bergarter. Den hyppigste forekomsten er migmatitt, hvor også granittisk gneis og øyegneis er tilleggsbergarter (NGU, 2023).



Figur 1: Viser et oversiktlig kartutsnitt over feltlokaliteten. Bilde a) viser Sogndal kommune i Sør-Norge, bilde b) viser Sogndal kommune og beliggenheten til Skjerdinganebreen, og bilde c) viser selve feltområdet.

2.1 Tidligere resultater

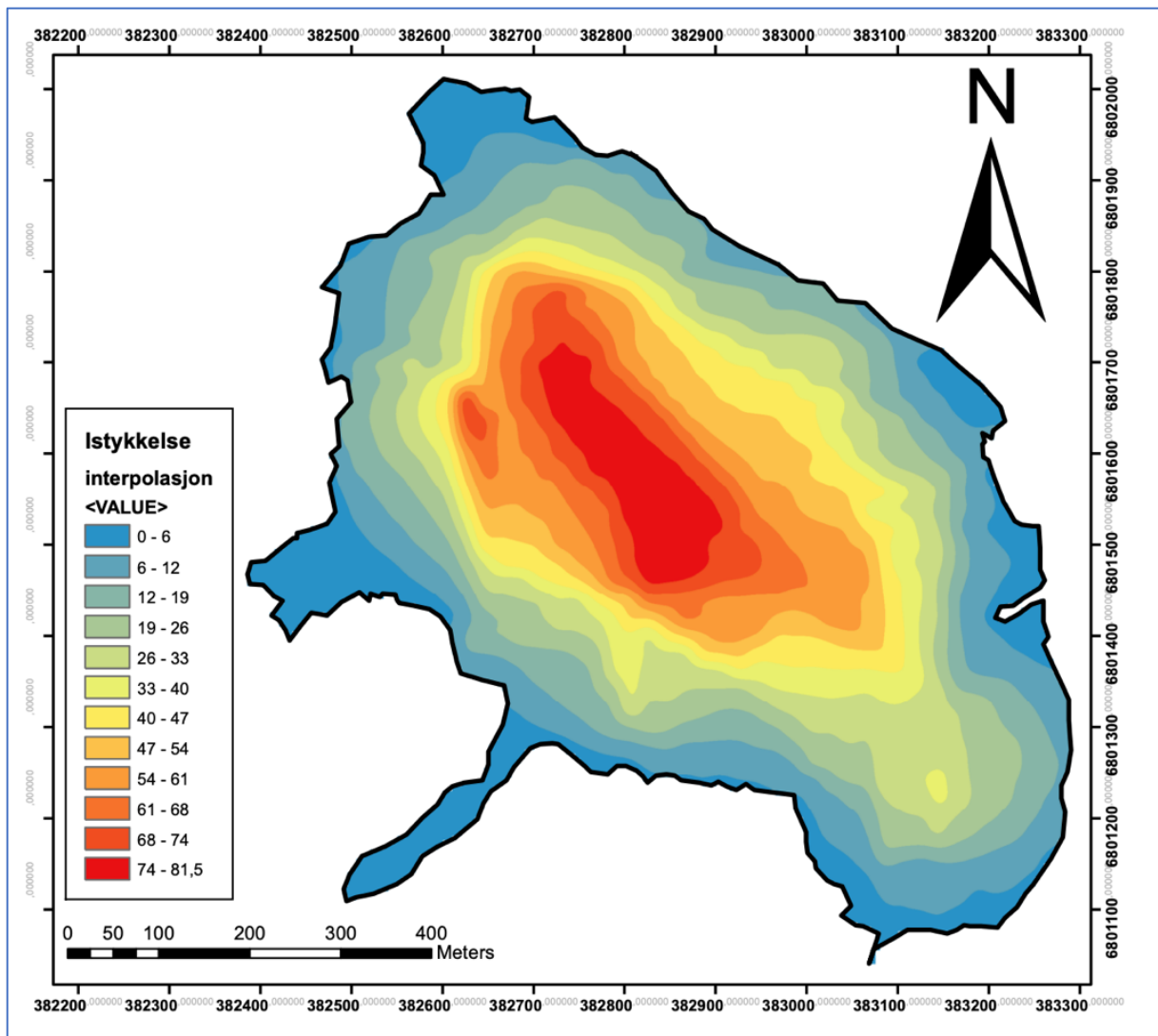
I løpet av det siste ti-året har det vært flere bacheloroppgaver gjennom HVL som har fokusert på Skjerdinganebreen. I 2015 ble det utført en bacheloroppgave på Skjerdinganebreen med formål om å beregne brevolumet ved bruk av georadar. Videre ble brevolumet sammenlignet med ulike volumer estimert med bruk av volum-arealmetoden (V-A metoden) for å se om metoden fungerer på små botnbreer som Skjerdinganebreen (Eldegard & Rønningen, 2015). Metoden baserer seg på ulike empiriske verdier som er funnet ved tidligere undersøkelser på andre breer i verdenen.

Basert på resultater fra 2015, ble den maksimale istykkelsen målt til 81,5-meter. Gjennomsnitts istykkelse var 30,2 meter, og dette var fordelt på et areal på 0,485 km². Det totale brevolumet ble beregnet fra interpolasjon av istykkelsen, og er på ca. 0,0145 km³. Interpolasjonen utført i 2015 er illustrert i figur 2 (Eldegard & Rønningen, 2015).

Videre belyser Eldegard og Rønningen (2015) at flere av georadar profilen ble tolket med stor usikkerhet på grunn av mye støy i radargrammene. Det kan føre til feiltolket istykkelse og brevolum. Skjerdinganebreen er en temperert bre og inneholder flere smeltevannskanaler, noe som kan være en av årsakene til støy i radargrammene. Observasjoner fra flyfoto mellom 2006 og 2010, viser at breen sitt overflateareal har blitt mindre og indikerer at breen har en negativ massebalanse (Eldegard & Rønningen, 2015).

Eldegard og Rønningen (2015) konkluderte med at de fleste empiriske modellene for beregning av volum basert på breen sitt areal underestimerer brevolumet betraktelig, med opptil 46%. For å forbedre kunnskapen om V-A metoden på små botnbreer med negativ massebalanse, oppfordrer de til flere undersøkelser på lignende breer.

I en annen bacheloroppgave fra 2017 ble likevektslinjen for sesong 2016 identifisert på 1140 moh. ved bruk av georadar. Resultatene indikerte at likevektslinjen får Skjerdinganebreen lå rundt 250 meter lavere enn gjennomsnittlig likevektslinje for syv andre breer i regionen (Garpestad et al., 2017).



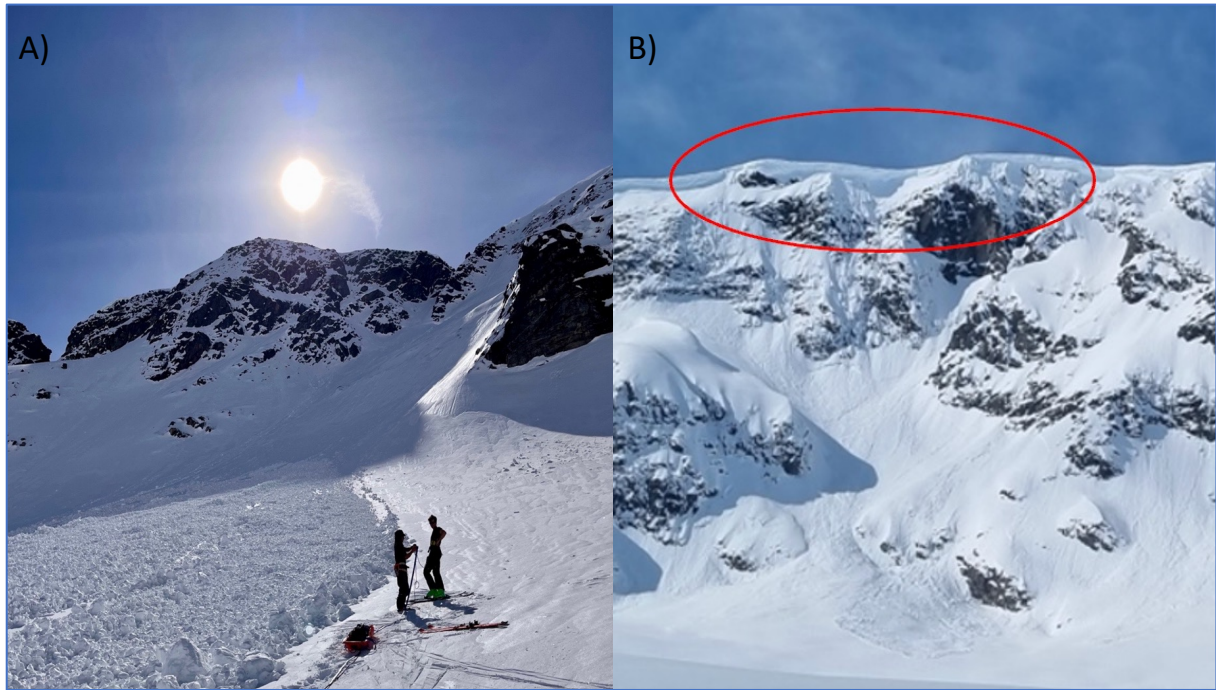
Figur 2: Figuren viser en skjermdump av beregnet istykkelsen i 2015, utført av tidligere bachelorstudenter. Hentet fra (Eldegard & Rønningen, 2015)

2.2 Topografi

Skjerdinganebreen er ~810 meter på sitt lengste, og ~1140 meter på det bredeste, med et overflateareal på 0,459 km². Høyden varierer fra 1040 moh. i øst til 1320 moh. i vest, noe som gir breen en østlig helning med høydeforskjell på 270 meter (Norgeskart, 2023). På breens østside kan vi se en proglacial innsjø som er typisk for en botn-formasjon.

Topografien rundt Skjerdinganebreen gjør at store mengder snø akkumuleres på breen gjennom snøskredaktivitet og vindtransportert snø. De bratte fjellsidene rundt breen er mulige løснеområder for snøskred, og skredene har utløpssone på breen (Figur 3A). Vind vil frakte med seg snø hvor store skavler kan vokse og til slutt rase ned som snøskred på breen (Figur

3B). Fjellene rundt breen har også en beskyttende effekt mot den dominerende vindretningen (se avsnitt 2.4.1), hvor store mengder snø blir avsatt på lesiden av fjellene ned mot breen. På grunn av topografien sin skjermede effekt (Figur 4), er det lite snø som blir vindtransport vekk fra breen.



Figur 3: A) Viser et snøskred som har løsnet fra en bratt renne. Utløpsområdet er markert på Figur 13. Bildet er tatt 09.05 2022, retning sør. B) Store skavl (markert i rødt). Bilder er tatt fra øst, retning vest. 30.03.23.



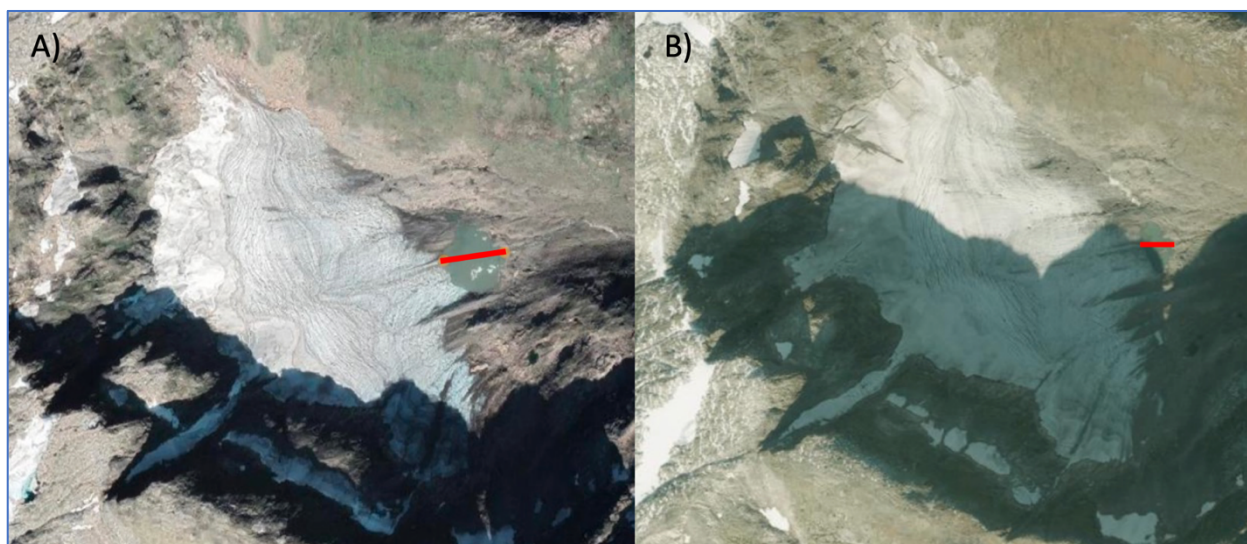
Figur 4: Oversiktsbilde over Skjerdingsanebreen på vinteren: Bilde er tatt fra den lavtliggende siden i øst mot den høytliggende siden av breen i vest. Breen er relativt slak og er omringet av bratte fjell på nord, vest og sør-siden. Bilde er tatt 30.03.23.

2.3 Breens glasiologi

Skjerdinganebreen er en temperert botnbre, noe som er typisk for breer i Norge fordi de har høy smelterate om sommeren og snørike vintersesong (Benn & Evans, 2014). Det at en isbre er temperert vil si at hele breen er ved trykksmeltepunktet utenom et overflatelag på noen meter som er avhengig av sesongvariasjoner i temperatur. Slike breer har ofte smeltevannskanaler inne i breen. En botnbre blir dannet ved at ismasser eroderer en fjellside over tid. Mekanisk forvitring og glasiologisk erosjon av ismassene danner en forsenkning (botn) i landskapet (Nesje, 2012).

Basert på observasjoner fra satellittbilder og flyfoto mellom 2010 og 2019, har det blitt observert en betydelig økning i tverrsnittet på den proglasiale innsjøen, fra 71 m til 139 m (Figur 5). Ettersom innsjøen har blitt større betyr det at breen sitt overflateareal har blitt mindre, og indikerer at breen har en negativ massebalanse.

Skjerdinganebreen (1050 moh.) ligger under glasierings terskelen for Sogndalsdalen (1400 moh.), noe som gjør den til en helt spesiell isbre i område (Garpestad et al., 2017). Dette er en terskel som tar utgangspunkt i den avgjørende høyden over havet som kreves for at breer skal kunne overleve (Nesje, 2012).



Figur 5: A) Satellittbilde av Skjerdinganebreen fra 27.08.2019. Tverrsnitt av innsjøen er markert i rødt og er 139 m. B) Flyfoto fra 27.09.2010. Tverrsnitt på innsjø er 72 m.

Breens eksponering for solinnstråling påvirkes av fjellene i område da de har en skjermende effekt. Store deler av vintersesongen ligger breen i skyggeområde som følge av at solen står for lavt på himmelen. Det fører til en positiv innvirkning på breens massebalanse da strålingsleddet i energibalansen elimineres (Benn & Evans, 2014).

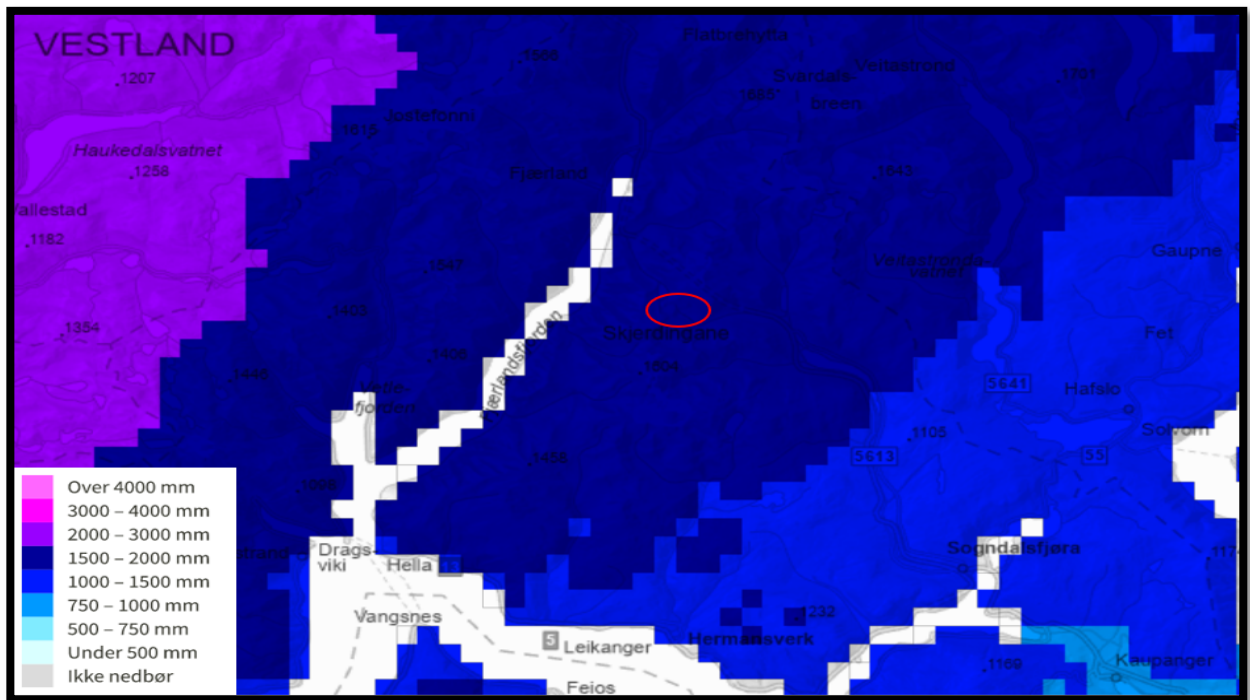
Egne observasjoner i felt viser at det finnes store mengder løsmasser på breen ved slutten av ablasjonsperioden. Dette skyldes trolig steinskred og snøskred fra de bratte fjellsidene hvor stein og blokker har blitt avsatt på breen. Skredavsetningene på breoverflaten er angulære, mens massene i morenemateriale er subangulært. Dette er karakteristisk kjennetegn for løsmasser ved bre.

2.4 Klima

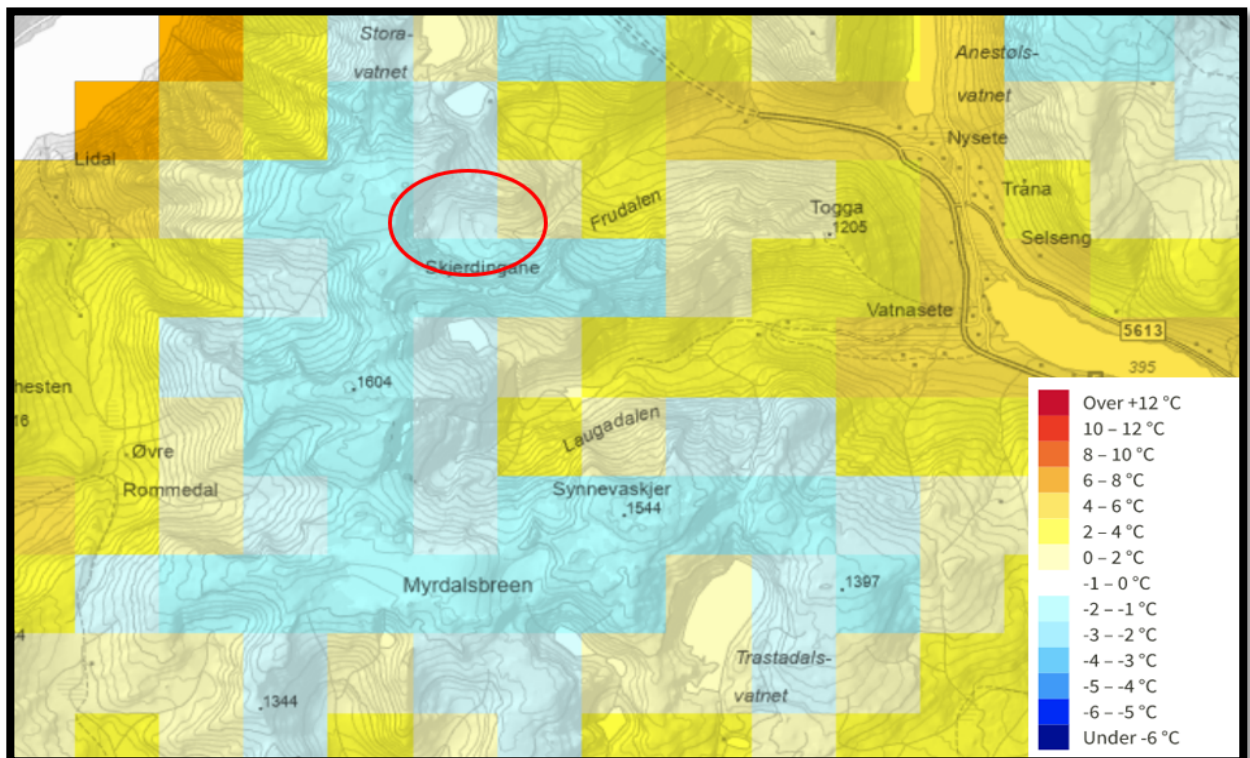
På Vestlandet har klimaet gjennomgått betydelige endringer i løpet av det siste århundret som en konsekvens av global oppvarming (Serikstad, 2016). Økte årsmiddeltemperaturer, økende nedbør og hyppigere perioder med intens nedbør forventes å bli vanligere i regionen. Disse trendene forventes å fortsette de neste tiårene (IPCC, 2021). Selv om Skjerdinganebreen befinner seg innenfor Vestavindsbeltet (Garpestad et al., 2017), blir de mest intensive nedbørsmengdene ved kysten stanset av høye fjell, og breen befinner seg dermed i et overgangsområde mellom et maritimt og kontinentalt klima, kjent som et transisjonsområde (NVE, 2017), (McClung & Schaerer, 2022).

I slike områder oppstår lokale variasjoner i nedbør og temperatur som et resultat av topografi og vindretning. I løpet av normalperioden 1991-2020 var årsnedbøren på Skjerdinganebreen mellom 1500 og 2000 mm (Figur 6), samtidig som den årlige gjennomsnittstemperaturen var mellom -1°C og -3°C for samme periode (Figur 7) (SeNorge, 2023). Sammenlignet med referanseperioden 1971-2000 for årsnedbør i tilsvarende område (3000-4000 mm) (Garpestad et al., 2017), har nedbørsmengden blitt redusert med $\sim 100\%$. Lufttemperaturen har også blitt kaldere, da den var mellom 0°C og 2°C for samme normalperiode. Dette kan forklares ved at den adiabatisk laps raten i tørr luft er høyere enn i fuktig luft. Når luften stiger, utvider den seg på grunn av lavere atmosfærisk trykk. Denne utvidelsen krever energi, noe som fører til at lufttemperaturen synker. Grad av temperatursenkning er avhengig av luftens fuktighet. I tørr luft synker temperaturen med omtrent 1°C per 100 meter, mens i fuktig luft er denne verdien nærmere $0,5^{\circ}\text{C}$ per 100 meter (McClung & Schaerer, 2022). Siden klimaet ved Skjerdinganebreen har blitt tørrere, kan det føre til en lavere gjennomsnittstemperaturer i

område, til tross for en generell økning i gjennomsnittstemperaturen ved lavtliggende områder.



Figur 6: Årlig nedbørmengde i mm for normalperioden 1990-2020. Kartet viser store deler av Sogndal kommune hvor Skjerdingsanebreen er markert i rødt.

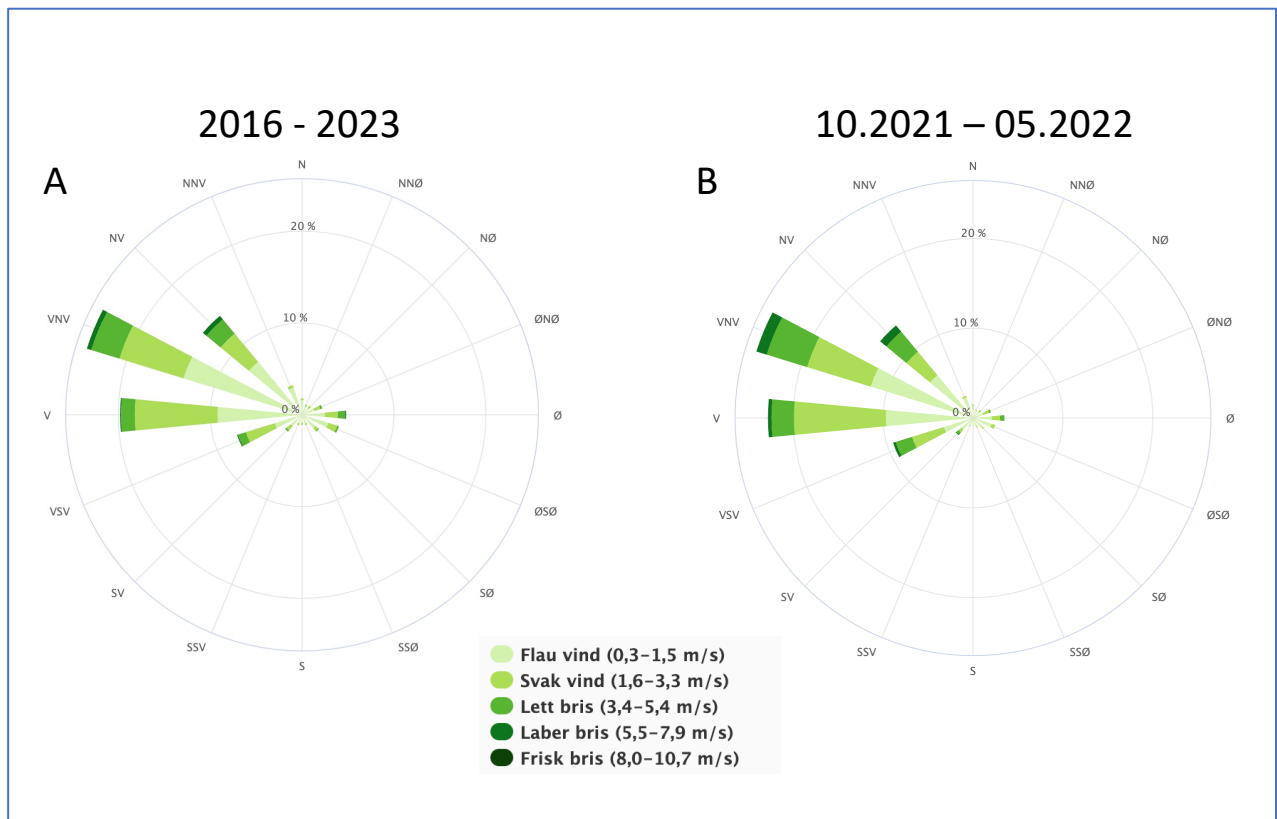


Figur 7: Årlig lufttemperatur for normalperioden 1990-2020. Skjerdingsanebreen er markert med rød sirkel og ligger fordelt mellom raster; -2°C til -1°C og -3 til -2°C.

Målestasjoner nær Skjerdingsanebreen kan gi oss informasjon om hvordan været påvirker område. Den nærmeste målestasjonen ligger i Frudalen (521 moh., 3,5 km fra Skjerdingsanebreen) og er installert av Statens Vegvesen. Her måles nedbør, temperatur, vindretning og vindhastighet (SeNorge, 2023) Ved Anestølen (447 moh., 6,2 km fra Skjerdingsanebreen) har NVE en målestasjon med flere type målinger, hvor blant annet snødybde og snøens vannekvivalent blir registrert (Sildre, 2023). Stasjonen på Selseng (421 moh., 6,2 km fra Skjerdingsanebreen) måler nedbør og snødybde, og blir kontrollert av meteorologisk institutt (Grinde et al., 2022). Målestasjonene ligger med en høydeforskjell på 600 - 700 meter fra breen, noe som fører til temperaturforandringer mellom lokasjonene. Nedbør i form av regn ved målestasjonene kan da falle som snø på Skjerdingsanebreen.

2.4.1 Vinddata

Vindretningen i område gir informasjon om hvor snøen drives. Dette registreres på målestasjonen i Frudalen hvor resultatene kan visualiseres i et rosediagram med dominerende vindretning. Figur 8 viser to ulike vindroser, hvor A viser data for 2016 – 2023 og B viser data fra vintersesongen målingene i denne oppgaven ble utført, 10.2021 - 05.2022. Begge diagrammene indikerer i en dominerende vindretning fra vest-nordvest (VNV), hvor pågang fra sør (S) og øst (Ø) er svært lav. Dette fører til at snømengder blir avsatt på de nord-vestvendte fjellryggene og danner skavler som kan virke akkumulerende på breen i form av skred.



Figur 8: To diagram som viser et rosediagram for dominerende vindretning i perioden 2016-2023 og 10.2021-05.2022. Figurene er så godt som identisk, noe som tyder på en stabil vindretning over tid. Figurene er hentet fra seklima.met.no.

2.4.2 Vintersesongen 2021 – 2022

I sogndalsdalen var vintersesongen 2021 – 2022 preget av store mengder nedbør. Ved bruk av månedsnedbøravvik i senorge.no, kunne nedbøren for hver måned ved Skjerdinganebreen sammenlignes med hva som var normalt for område. Januar 2022 hadde et avvik på 130-200% over normalen, mens februar 2022 hadde et avvik på 200-300% over normalen (SeNorge, 2023). Dette resulterte i store mengder snø på breen, noe som har påvirket resultatene i denne oppgaven.

3. Teori

3.1 Georadar

Georadar eller Ground Penetrating Radar (GPR) er et verktøy som brukes for å kartlegge lag i undergrunnen. Teknikken ble først brukt i 1904, men har utviklet seg mye siden den gang. I dag er GPR en av de mest utbredte geofysiske metodene. Metoden har flere anvendelser innenfor geologisk kartlegging, tekniske, strukturelle og arkeologiske undersøkelser (Everett, 2013), (Milsom & Eriksen, 2011).

Målingene bruker høyfrekvente elektromagnetiske bølger (EM-bølger) på en frekvens mellom 10 MHz til 4 GHz for å oppdage endringer i elektriske egenskaper til undergrunnen. Metoden baserer seg på at pulser av EM-bølger blir sendt ned i undergrunnen fra en senderantenne (Rx). Det vil oppstå refleksjoner og refraksjoner dersom EM-bølgene treffer ett nytt materiale med ulik elektrisk permittivitet og ledningsevne (NGI, 2023). De reflekterte EM-bølgene blir registrert av en mottakerantenne (Tx) ved overflaten.

Bølgehastigheten i et ikke-magnetisk material er avhengig av den dielektriske verdien, også kalt relativ permittivitet (ϵ_r) (Everett, 2013). Med kunnskap om bølgehastigheten i materialet, samt tiden det tar fra bølgen sendes ut til den reflekterte bølgen registreres, er det mulig å beregne dybden til reflektoren. Georadaren utfører målinger med faste tidsintervaller og ved å bevege radaren mens den utfører målingene, kan man kartlegge undergrunnen langs en profil.

Ved å benytte informasjon om bølgehastigheten i materialet og tiden det tar for bølgen å reise fra kilden til deteksjonsstedet, kan dybden til en reflektor beregnes.

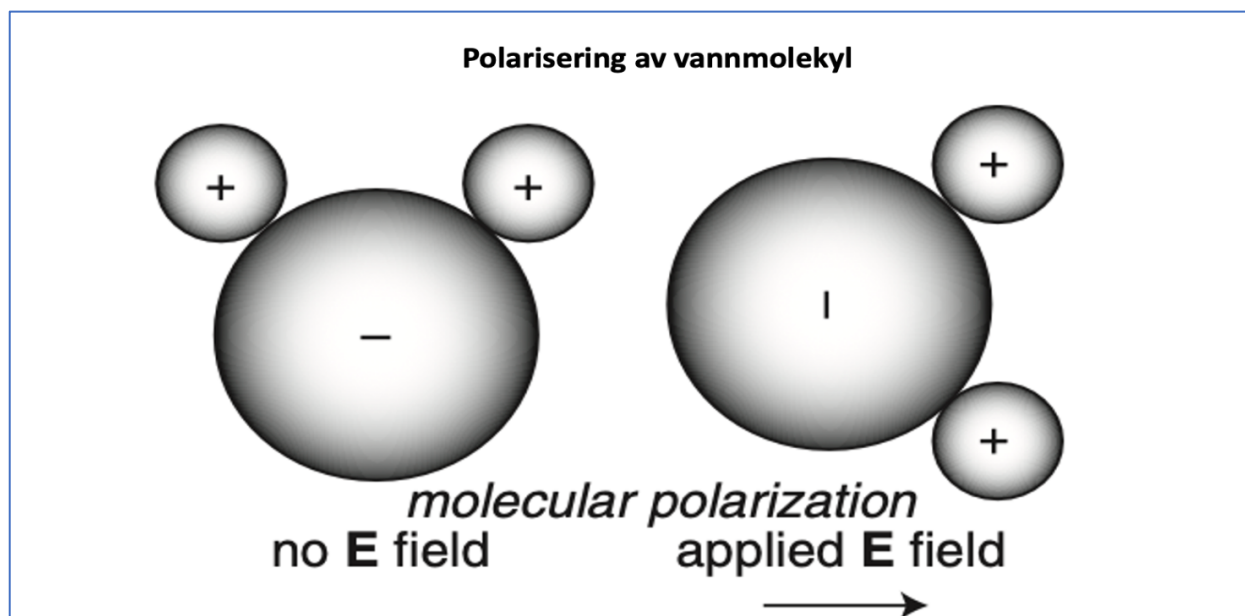
Prosesseringen av GPR dataen baserer seg på fysikk teorier for bølgespredning. En forståelse for elektromagnetiske bølger og materialets eklektiske egenskaper er avgjørende for videre tolkning av dataen (Milsom & Eriksen, 2011).

3.1.1 Utbredelse av EM-bølger

Materialets dielektriske verdi og konduktivitet vil variere mellom ulike materialer og har stor påvirkning på radar bølgeforplantning. Bølg hastigheten blir påvirket av den dielektriske verdi, mens konduktivitet har stor betydning for hvor mye energi som blir tapt når en bølge beveger seg gjennom et medium.

3.1.1a Dielektrisk verdi

Fenomenet knyttet til atom-, molekyl-, og grenseflatepolarisering er relevant for å forstå hvordan den dielektriske verdien kommer fra og hvordan GPR fungerer. Når et atom blir utsatt for et elektrisk felt E , for eksempel ved å sende EM-bølger gjennom det, vil det påføre en kraft på elektronets atmosfære og forskyve ladesenteret. Den samme prosessen fører til at vannmolekyler (H_2O) i tilstedeværelse av et elektrisk felt E , vil oppleve et moment som har en tendens til å justere sin asymmetriske ladningsfordeling i retning av det anvendte feltet, som vist i figur 9 (Everett, 2013).



Figur 9: Illustrerer polariseringen av et vannmolekyl som blir påvirket av et elektrisk felt (Everett, 2013).

Den dielektriske verdien beskriver materialets egenskap på å holde på energien når det blir utsatt for et elektrisk felt (Milsom & Eriksen, 2011). Polarisering av ionebindinger og kovalente bindinger vil også påvirke den dielektriske verdien, men det er molekylære polariseringen av vannmolekylene som er den viktigste prosessen (Wivelstad, 2017). En lett polariserbarhet i mediet vil gi en høy dielektrisk konstant.

I GPR brukes den relative permittiviteten, og er definert som den dielektriske verdien relativ til vakuum (8.854×10^{-12} F/m). Hastigheten til elektromagnetiske bølger bestemmes av den relative permittiviteten, og dermed refleksjonen, diffraksjonen, spredningen og andre aspekter ved undergrunns spredningen av elektromagnetiske bølger.

Kontaktflaten mellom to materialer med forskjellig dielektrisk verdi, for eksempel is og fjell, kalles laggrense. Det er ved laggrensen at EM bøgene blir reflektert, og styrken av refleksjonen øker med differansen mellom materialene sin dielektriske verdi.

Vann har en veldig høy permittivitet ($\epsilon_r = 80$) (se tabell 1) på grunn av den høye polariserbarheten til vannmolekylet under tilstedeværelsen av et elektrisk felt. Is sin lave permittivitet ($\epsilon_r = 3-4$) kan forklares ved materialet sin faste molekylstruktur, som gjør det vanskelig for vannmolekylene å justere sin posisjon for å danne dipoler under påføring av et elektrisk felt. Polariseringen forblir lav, og is har derfor en lav relativ permittivitet. I tabellen 1 er det listet verdier for en rekke vanlige materialer.

Tabell 1: Typiske radarparameter verdier for noen vanlige materialer. Verdiene til snø varierer med snøens tetthet. Verdiene er hentet fra (Mauring, 1995), utenom snø* verdiene som er hentet fra (Lalumiere, 2006).

Materiale	Relativ permittivitet, ϵ_r	Konduktivitet, σ (mS/s)	Hastighet, v (m/ns)	Demping, 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	2 - 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

Våt snø vil ha et høyere vanninnhold enn tørr snø (McClung & Schaerer, 2022), noe som gjør at verdiene for snø vil variere mye i forhold til hvilken type snø det er.

3.1.1b Konduktivitet

Konduktivitet er et mål på mediet sin egenskap til å lede elektrisitet. Radarbølger blir hovedsakelig dempet ved høy elektrisk konduktivitet og materialets ledningsevne har dermed stor betydning for hvor dypt en kan oppnå gode reflektorer med GPR. Når et elektromagnetisk signal beveger seg gjennom et materiale med høy konduktivitet vil mer energi bli omdannet til varme, dermed blir signalstyrken dempet.

Georadar sine dårlige resultater knyttet til å penetrere marin leire skyldes den dempende effekten høy konduktivitet har på signalstyrken (Everett, 2013). I motsetning, har is en lav konduktivitet (Tabell 1). Det gjør at georadar er et svært egnet verktøy for kartlegging av ismasser. Tabell 1 oppgir en rekke verdier for konduktivitet.

3.1.2 Elektromagnetisk bølgehastighet

Den elektromagnetiske bølgehastigheten i et ikke-magnetisk medium er gitt ved formelen

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (1)$$

hvor $c = 0,3 \text{ m ns}^{-1}$ er lysets hastighet i vakuum og ϵ_r er den relative elektriske permittiviteten eller relative dielektrisk verdien. Bølgehastigheten har enhet m ns^{-1} . Luft har den laveste dielektriske verdien og vil derfor ha den høyeste bølgehastigheten (Tabell 1). Hastigheten er betydelig lavere i is og vann.

3.1.3 Avstand til reflektor

Når en EM-bølgepuls sendes ut, mottar mottakerantennen reflekterte bølger innen en bestemt tidsramme. Tiden fra en puls av EM-bølge blir sendt ut til mottakerantennen registrer de reflekterte bølgene kalles for "Two Way Traveltime" (*TWT*). Hvis bølgehastigheten til materialet er kjent, kan dybden eller avstand til reflektoren beregnes med følgende formel,

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

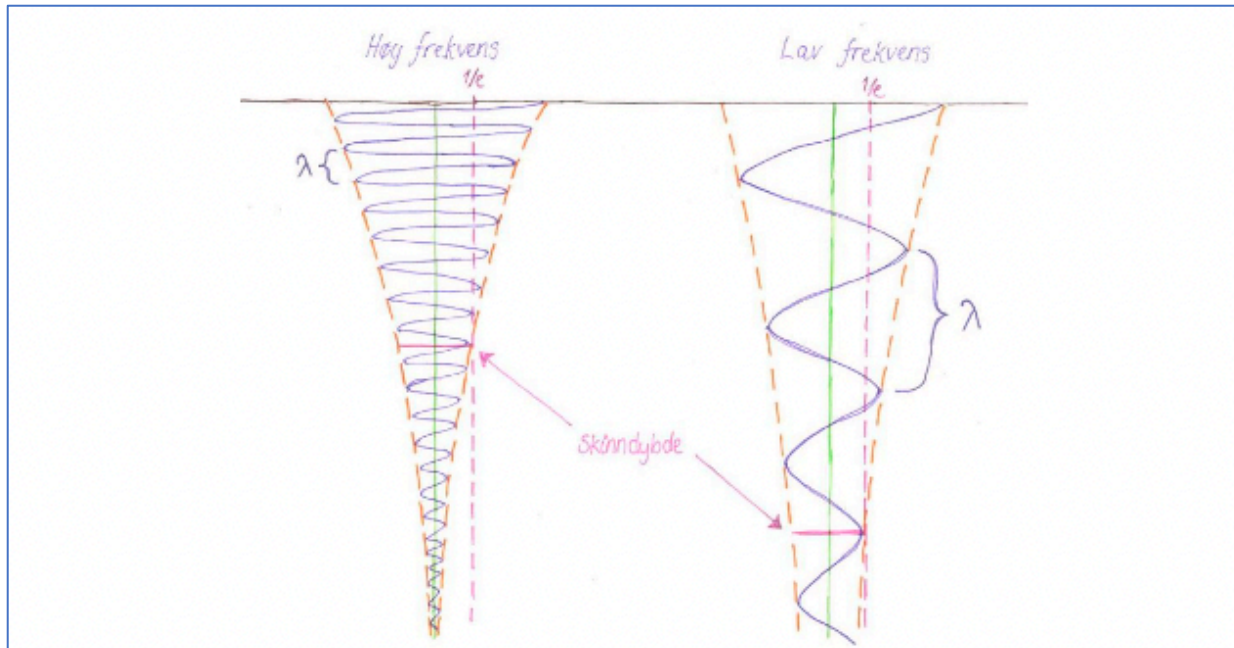
hvor h er avstanden fra reflektor og v er EM-bølgehastigheten.

3.1.4 Penetrasjonsdybde

Georadar kan brukes for kartlegging av lagstrukturer på noen centimeter til flere hundre meters dyp. Dybden og oppløsningen påvirkes av frekvensen på antennen i tillegg til materialet sine elektriske egenskaper (Everett, 2013).

Når radarbølger går igjennom et medium blir styrken i signalet redusert ettersom noe av den elektriske energien blir konvertert til varme. Til slutt faller amplituden på signalet under målbare nivåer (Milsom & Eriksen, 2011). Dempingen av signalet skjer raskere ved økende frekvens og konduktivitet i materialet.

Desto dypere EM-signalet beveger seg gjennom et medium, desto mer energi mister signalet og mottaker-antennen vil ha større vanskeligheter for fange opp de reflekterte signalene. Har materialet en høy elektriske ledningsevne vil energitapet bli større, dermed blir EM-signalet ytterligere redusert. EM-bølgene sin amplitude reduseres eksponentialt for hver bølgelengde (Figur 10) (Musset & Khan, 2000).



Figur 10: Illustrer hvordan amplituden reduseres per bølgelengde for to ulike frekvenser gjennom samme vertsmateriale. En høy frekvens vil ha en kortere bølgelengde, dermed blir amplituden redusert raskere. Skinnedybden er det nivået hvor amplituden er redusert til ca. 1/3 av sitt utgangspunkt. Figuren er hentet fra (Eldegard & Rønningen, 2015), men er en modifisert versjon av (Musset & Khan, 2000)

Bølgelengden λ blir kortere proporsjonalt med høyere frekvenser f eller lavere bølgehastighet v (Formel 1), som fører til at amplituden reduseres raskere (Figur 10) (Milsom & Eriksen, 2011).

$$f = \frac{v}{\lambda} \quad (3)$$

Dempningskoeffisienten α beskriver hvor lett er radarsignal kan penetrere volumet av et material, og er avhengig av konduktiviteten og relativ permittivitet. En stor koeffisientverdi representerer at signalet blir raskt "absorbert" mens den går gjennom et gitt materiale, mens en liten verdi representerer at materialet har liten effekt på tapet (Plewes & Hubbard, 2001). Tabell 1 oppgir dempningskoeffisienten for noen vanlige materialer.

3.1.5 Vertikal oppløsning

Oppløsningen til GPR-systemet avgjøres av dets evne til å skille mellom to radar refleksjoner som ligger tett opptil hverandre i tid. Refleksjonene oppstår ved laggrensen ved for eksempel en topp- og bunnflate i et begravet tynt lag.

Den vertikale oppløsningen ΔR defineres som minimum distanse mellom laggrensene som kan bli oppdaget av radar signalet og er relatert til perioden T , og bølge hastighet V , gitt ved ligningen (Milsom & Eriksen, 2011)

$$\Delta R \geq T \times V/4 \quad (4)$$

Perioden T har en negativ korrelasjon til frekvens gitt ved $T = 1/f$. Høy frekvens trengs får å identifisere små objekter, men har en begrenset penetrasjonsdybde. Lavere frekvenser må brukes for å identifisere dypere objekter eller lagdelinger, som følgelig må være større for å registreres korrekt. (NGI, 2023)

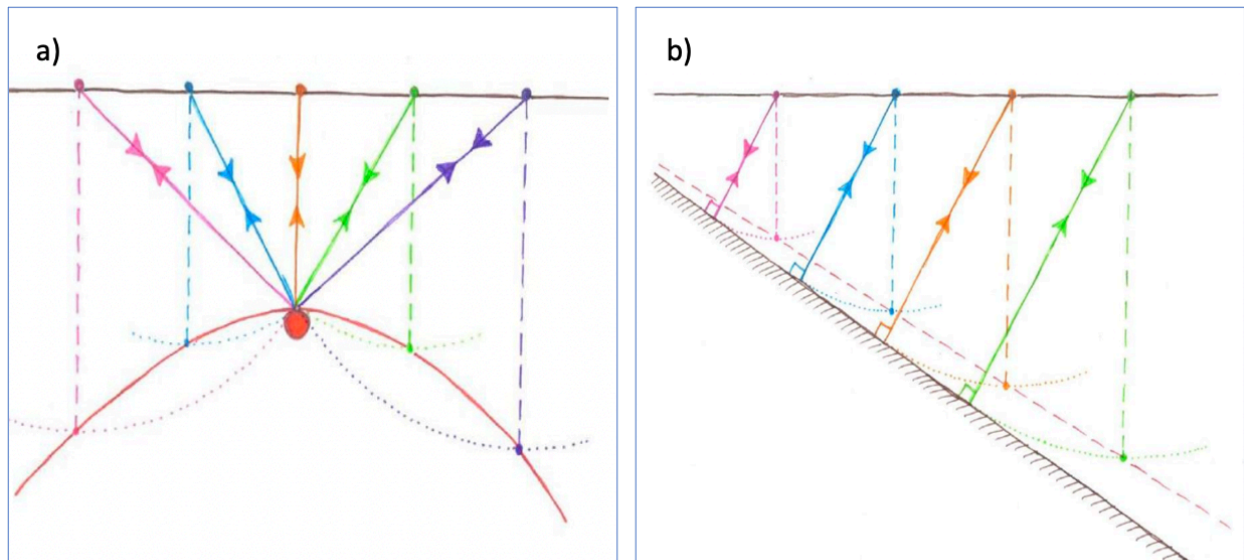
3.2 Tolkning av radar profil

Når et elektromagnetiske signal treffer en laggrense, vil signalet både bli reflektert og refraktert. Styrken på refleksjonen er avhengig av hvor stor kontrasten er i den dielektriske verdien mellom de to materialene. En sterk reflektor indikerer en signifikant forskjell mellom materialene sin dielektriske verdi. Den ikke-reflekterte energien vil bli refraktert videre ned i materialet inntil den treffer en ny laggrense, hvor prosessen gjentar seg på nytt.

I radarprogrammet blir reflektorene plottet inn i et rutenett. X-aksen viser antall trace langs profilet (antall målinger), og kan konverters til distanse i meter. Y-aksen er tiden det tar for at det reflekterte signalet blir registrert i mottakerantennen. Hvis hastigheten til materialet er kjent, kan Y-aksen endres til dybde med formelen TWT (Formel 2).

Tolkningen av GPR-data for uniforme horisontale lag er en forholdsvis enkel prosess. Under denne prosessen blir EM-signalet sendt ut fra georadaren og treffer en laggrense rett under antennen. Signalet blir deretter reflektert tilbake til mottakerantennen, og banen til det reflekterte signalet kan omgjøres til avstanden mellom radaren og laggrensen. I denne

situasjonen vil resultatene fra GPR-programvaren gi en tolkning som er i nærheten av den faktiske virkeligheten. Imidlertid kan både punktrefleksorer og hellende reflektorer gjøre tolkningen av GPR-data mer komplisert. Derfor er det viktig å ha en grundig forståelse av hvordan disse fenomenene oppstår og hvordan de ser ut i radargrammet.



Figur 11: a) Illustrer hvordan en punktrefleksor vil bli tolket i radargrammet. b) Illustrer hvordan en hellende reflektor vil bli tolket i radargrammet. Figuren er hentet fra (Eldegard & Rønningen, 2015), men er en modifisert versjon av (Musset & Khan, 2000)

3.2.1 Punktrefleksor

Inhomogeniteter i vertsmaterialet som f.eks. skredmaterialet i en bre kan danne punktrefleksorer som sprer energien i mange retninger, og vil ses som hyperbler i radargrammet.

Når radaren beveger seg langs et profil, vil den registrere refleksjoner fra punktrefektoren i flere av målepunktene. Både før og etter man passerer rett over punktrefektoren, vil reflektorene plottes i radargrammet som et punkt som ligger direkte under målepunktet. I radargrammet vil punktrefektoren se ut som en buet reflektor, eller hyperbel, og avstanden til objektet vil kun være korrekt i toppunktet av hyperbelen.

Det er derfor viktig å ta hensyn til hyperbelens toppunkt når man tolker profiler som inneholder hyperbler. I figur 11a er dette illustrert, og den røde buen viser hvordan målingene vil se ut i radargrammet.

3.2.2 Hellende reflektor

Når signalet som sendes ut av radaren treffer en skråstilt lagdeling, kan dybden til en reflektor feiltolkes. Refleksjonsvinkelen av elektromagnetiske (EM) bølger påvirker retningen de blir reflektert i. Hvis signalet treffer en skrå laggrense direkte under radaren, vil signalet bli reflektert vekk fra mottakerantennen. For at signalet skal reflekteres tilbake til mottakerantennen, må signalet treffe laggrensen vinkelrett, som vist i figur 11b. Denne forskjellen vil føre til at total reisetid for signalet mellom radaren og reflektoren, vil være kortere. Som et resultat vil radaren feiltolke dybden til reflektoren og vise den som et grunnere punkt på lagdelingen rett under radaren i radargrammet. Dette kan føre til en feilaktig fremstilling av reflektorens dybde og helning i radargrammet.

Videre vil differansen mellom avstanden til reflektoren i radargrammet og den faktiske avstanden til lagdelingen øke med både helningen og avstanden til lagdelingen (Musset & Khan, 2000)

3.2.3 Georadar på bre

Georadar er en effektiv metode for geofysiske undersøkelser på breer på grunn av is og snø sine spesielle elektriske egenskaper, som gir mulighet for å oppnå stor penetrasjonsdybde. Det er også enkelt å trekke radarutstyret langs profilene på snødekte breer ved å plassere utstyret på pulker og trekke det med snøscooter eller ved bruk av ski og feller. Metoden blir mer krevende ved bratte oppsprukne brefall, ettersom det er vanskelig å bevege seg der. GPR-målinger kan brukes til å identifisere firnlag, istykkelse og inhomogeniteter som skredmateriale i breen.

På grunn av is sin lave konduktivitet ($\sigma_{is} = 0,01$) og relative permittivitet ($\epsilon_{r,is} = 3 - 4$) blir EM-bølgene lite dempet per svingning (se avsnitt 3.1.4) og har en stor hastighet (se avsnitt 3.1.2), noe som fører til stor penetrasjonsdybde i isen. Ved å bruke en lav antennefrekvens, kan istykkelse på flere hundre meter identifiseres. Ulempen ved å bruke en lav antennefrekvens er at den vertikale oppløsningen blir dårlig (se avsnitt 3.1.5), og dermed kan det være vanskelig å identifisere tynne lag, som f.eks. firnlag.

For å få en tydelig reflektor, er man avhengig av en kontrast i relativ permittivitet. Is og fjell har veldig lik relativ permittivitet, men vanligvis ligger det vann mellom ismassene og fjellet, noe som gir høy kontrast i relativ permittivitet og en tydelig reflektor.

På grunn av vann sin høye relativ permittivitet ($\epsilon_{r,vann} = 80$) har vanninnholdet på en bre stor betydning for penetrasjonsdybden. Den store kontrasten i relativ permittivitet mellom vann og is fører til at en stor del av signalet blir reflektert, dermed blir mindre energi refraktert videre i isen (se avsnitt 3.1.1a). Resultatet er at signalet blir dempet raskere i en temperert bre som inneholder mye vann, sammenlignet med en kald polar bre. Det er derfor viktig å ta hensyn til dette ved GPR målinger.

3.3 Glasiologi teori

Isbreer er store, tunge ismasser som beveger seg langsomt og endrer form (Jensen, 2022). For at en isbre skal dannes, må vintersnø bli liggende på overflaten over flere sesonger (firn). Det nederste laget vil etter hvert presses sammen til is av trykket på snølaget over. Med gjentagende prosess over en lengre periode, vil isvolumet vokse og en plastisk masse kommer i bevegelse (Nesje, 2012).

Den indre bevegelsen i breen varierer med hvor man befinner seg. Ved den høytliggende siden oppstår det en utvidelse av iskrystallene hvor partiklene blir dratt nedover og inn mot midten. Overflaten vil ha et konkavt profil hvor spenningen avtar. Ved den lavtliggende siden oppstår det en kompresjon av iskrystallene hvor partiklene blir dratt opp mot breoverflaten og ut mot sidene. Her vil den devatoriske spenningen øke, og vi får et konvekst profil (Davies, 2022). Brehastigheten vil være størst i midten, og avta ut mot sidene. Den vil nå et maksimum ved likevekstlinjen, for så å avta mot brefronten (Nesje, 2012).

3.3.1 Massebalanse

Massebalansen til en bre forteller oss om breen sin endring i masse over en bestemt periode. Det er mest vanlig å se på massebalansen over et ‘balanseår’, som er definert som intervallet mellom to påfølgende årlige minima i massen til breen (Paterson, 1994). Ved breer

som ligger på midt- og høye breddegrader, som f.eks. i Norge, opptrer den årlige minima på høsten etter slutten av smeltesesongen, men før det første betydelige snøfallet.

Isbreer øker sin masse gjennom tilførselen av snø som akkumulerer på overflaten (Benn & Evans, 2014). Overflate temperaturen spiller en viktig rolle på om nedbøren faller som regn eller snø. Høy akkumulasjon rate er forbundet med fjellrik maritime områder, hvor kombinasjonen av sykloniske værssystemer og orografisk løfting kan resultere i kraftig snøfall (Benn & Evans, 2014). På en mer lokal skala, er akkumulasjons raten sterkt påvirket av redistribusjon prosesser som vindpåvirkning og snøskred (Jaedicke & Sandvik, 2002).

Alle prosessene som fører til at breen mister masse er referert til som ablasjon, og inkluderer smelting, fordampning, skuring av vind, isfjellkalving og sublimasjon (Benn & Evans, 2014). Smelting er den dominerende prosessen for ablasjon på de fleste breer på land og kontrolleres av overflate energibalansen. Faktorer som påvirker overflate energibalansen er blant annet solinnstråling, terrestrisk stråling og følbare varmekontakter (Benn & Evans, 2014). Høye temperaturer på sommeren fører til en økning i viktige komponenter i energibalansen, dermed fremmer det smelting.

Ved midt- og høy breddegradbreer, som for eksempel i de europeiske Alpene eller Skandinavia, observeres betydelige sesongvariasjoner i temperatur. Dette resulterer i at akkumuleringsprosesser dominere om vinteren, noe som fører til en positiv massebalanse gjennom denne perioden. Om sommeren dominerer derimot ablasjonprosesser, og isbreen mister masse gjennom denne perioden (Benn & Evans, 2014).

Den årlige nettobalansen (b_n) er massebalansen på slutten av et balanseår. Den kan beskrives som summen av vinterbalansen (b_w) og sommerbalansen (b_s).

$$b_n = b_w + b_s \quad (5)$$

På mange breer varierer mengden årlig akkumulasjon og ablasjon systematisk med høyden, selv om forholdet ofte kompliseres av andre lokale påvirkninger (Benn & Evans, 2014). Raten der årlig akkumulasjon og ablasjon endrer seg med høyde kalles henholdsvis

akkumulasjonsgradient og ablasjonsgradient. Til sammen definerer de massebalansegradienten.

Direkte metoder for å bestemme overflatemassebalansen er basert på feltmålinger av total ablasjon og akkumulasjon. Ved å plassere ut massebalansestaker på ulike høydeintervaller på breoverflaten mot slutten av ablasjonsperioden, kan man måle endringen ved staken ett år senere for å beregne massebalansen. Ved hjelp av direkte målinger kan man bestemme massebalansen for ulike punkter på breen, og ved å interpolere verdiene kan man beregne den totale og spesifikke nettobalansen for breen.

Endringene ved massebalansestakene er målt i cm. Ved å ta hensyn til tettheten til is og avsmelting, kan massebalanse bli uttrykt i isvannekvivalent (IVE) ved formelen

$$IVE = \frac{h p_i}{p_v} \quad (6)$$

Hvor h er avsmelting, p_i er tettheten til is og p_v er tettheten til vann. Ved å forholde seg til vannekvivalent er det lettere å sammenligne isavsmelting med snø akkumulasjon.

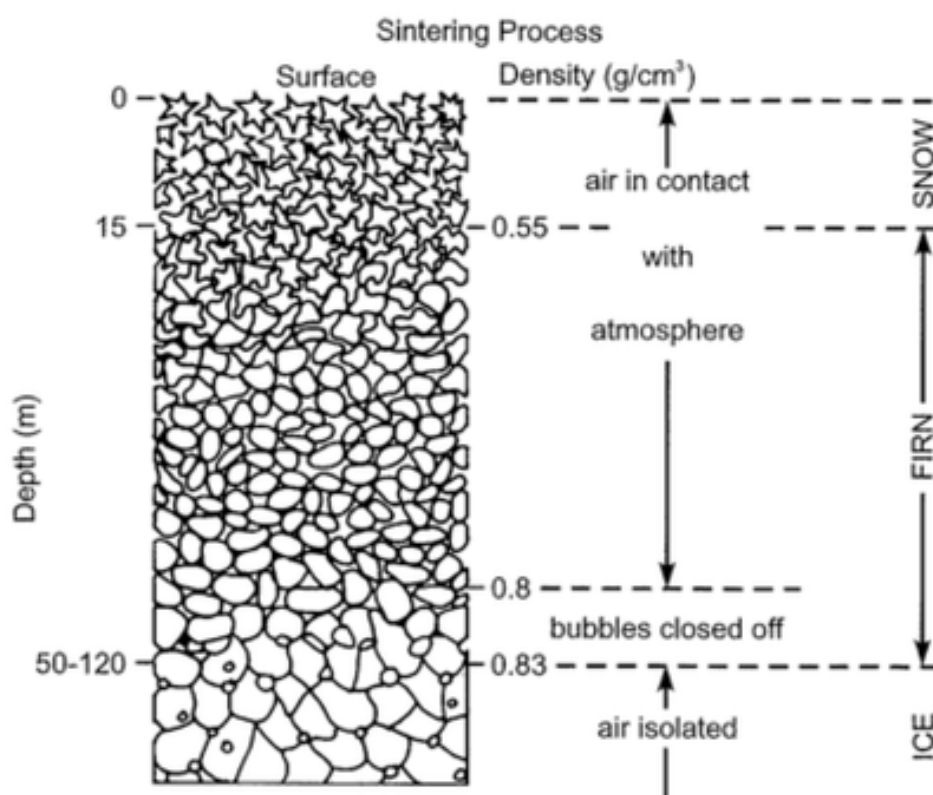
3.3.2 Likevektslinje

Likevektslinjen er en bestemt linje på breen hvor netto massebalansene (b_n) mellom akkumulasjon og ablasjon er lik null (Dahl & Vasskog, 2023). Høyden til likevektslinjen vil sjeldent være på en konstant høyde på tvers av breen, men vil variere med mønstre av snøakkumulasjon, skyggelegging og andre faktorer (Benn & Evans, 2014).

Årlige variasjoner i akkumulasjon og ablasjon vil ha stor effekt på den årlige likevektslinjen. Den vil stige ved reduksjon av snøfall eller økning av energiflukser til breoverflaten. Snølinjen på slutten av smeltesesongen vil være det samme som den årlige likevektslinjen. Klimatisk likevektslinje er definert som gjennomsnittet av likevektslinjen over en periode på 30 år (Nesje, 2012).

3.3.3 Metamorfose av snø

Utvikling av snøens tetthet i prosessen hvor snø blir til is vil variere med sammenpressing, pakning og gjenfrysning. Nysnø vil ha en tetthet på $0,1 \text{ g/cm}^3$, hvor vindutsatte områder kan pakke den opp til $0,3 \text{ g/cm}^3$. Dersom snøen overlever en sesong, kalles den firn. Når sammenpressingen i firn øker, vil også tettheten øke, og de store iskrystallene vil vokse på bekostning av de små. Tine- og fryseprosesser i snøpakken lar vann sige ned i firnlaget og tette lufttrommene slik at en lufttett breis $\sim 0,84 \text{ g/cm}^3$ dannes (Nesje, 2012). Prosessen er illustrert i figur 12.



Figur 12: Viser prosessen hvor snø blir til firn, og firn blir til is. Trykket vil øke med dybden, og til slutt bli så stort at luftboblene i isen tettes fullstendig. Figuren er hentet fra (Glaciation, u.å).

3.4 Volumberegning av isbre

Når man viser til sammenhengen mellom økning i havnivået og smeltingen av isbreer, er volum et viktig begrep. Ved å øke kunnskapen om hvor mye vann en isbre inneholder, vil man få et bedre innblikk i isbreers påvirkning til havnivået. Nyere forskning viser at isbreer er den største bidragsyteren for økt havnivå i verden, etterfulgt av termal ekspansjon (IPCC, 2021). I tillegg er det flere samfunn som er avhengig av isbreene for å avdekke viktige formål som vannkraftproduksjon og tilgang på ferskvann. Å estimere volumet til breen kan derfor gi verdifull kunnskap om breen og dens potensiale til slike formål (Ciraci et al., 2020).

Selv om istykkelsen har blitt beregnet for over 215 000 ulike breer over hele verden, er flertallet av disse beregningene gjort ved hjelp av numeriske modeller. Etter den første numeriske modellen har det blitt utviklet flere avanserte studier som bruker alternative metoder for å måle istykkelse og volum. De empiriske modellene har blitt utviklet ved blant annet geofysiske direkte målinger av breer. Imidlertid er det kun et begrenset antall studier som har utført geofysiske målinger direkte på breen, og de empiriske modellene bærer preg av dette (Langhammer et al., 2019).

Det er viktig å merke seg at empiriske modeller kan variere avhengig av region og typen bre. Det er derfor viktig å bruke modeller som er spesifikke for den aktuelle breen som skal beregnes. Selv om numeriske modeller for å estimere istykkelse kan gi en viss indikasjon på det totale brevolumet innenfor et større område, bør man stille seg kritisk til nøyaktigheten og påliteligheten til empiriske modeller for en enkelt bre.

For en enkelt bre vil målinger i felt med georadar gi gunstige resultater. Ved å identifisere bunnreflektoren (skillet mellom is og fjell), kan det dannes et bilde av hvordan breen ser ut under store deler av overflateareal, og derav finne istykkelsen. Ved bruk av interpolasjon kan det totale volumet til breen estimeres. Volumet (V) kan også finnes ved bruk av formel

$$V = h * A \quad (7)$$

hvor h er gjennomsnitt tykkelse og A er overflateareal

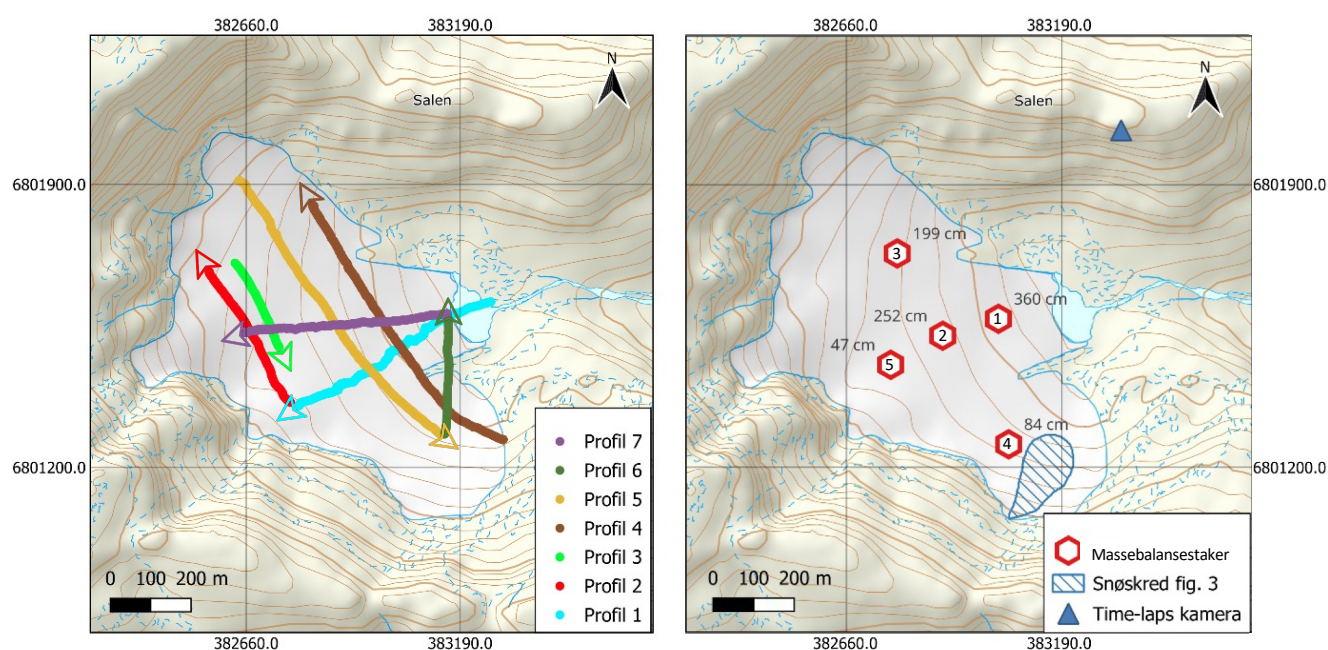
4. Metode

4.1 Feltarbeid

Feltarbeidet utført på Skjerdingsanebreen besto av GeoRadar målinger, målinger av massebalansestaker og time-laps bilder fra ett kamera. Hensikten med feltarbeidet var å måle istykkelsen, spesifikk nettobalanse og identifisere den årlige likevektslinjen til breen.

Lokasjonen til de metodene som ble brukt på Skjerdingsanebreen kan ses i figur 13.

Feltarbeidet tok plass under tre dager: 25. September 2021, 9. mai 2022 og 3. oktober 2022.



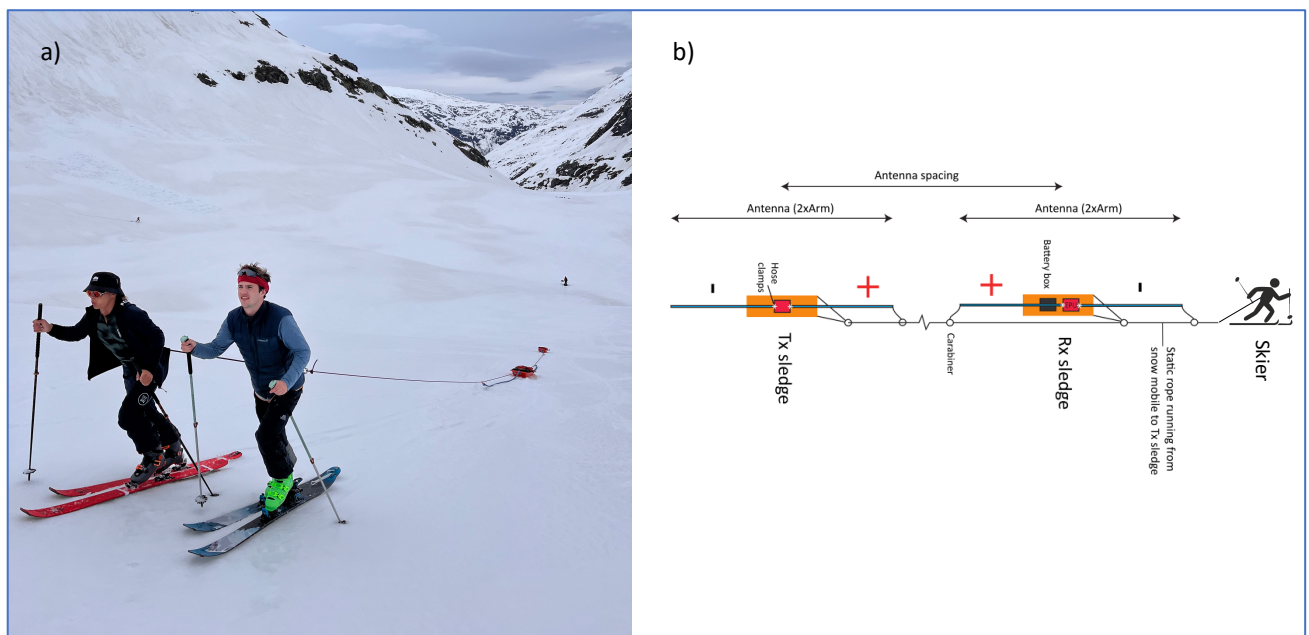
Figur 13: Viser profilene som ble målt 09. mai 2022 til venstre, og de fem ulike massebalansestakene som ble utplassert 25. september 2021 til høyre. Snøskredet i figur 3 og time-laps kameraet er også markert på figuren.

4.1.1 Georadar

Georadarmålinger ble utført på Skjerdingsanebreen den 9. mai 2022 med hensikt i å samle inn data for istykkelsen til breen. Under feltturen ble det samlet inn 12 forskjellige georadar trace, hvor syv av dem har blitt brukt i oppgaven (Figur 13). Radarprofilene som ble innsamlet består av tre lengdeprofiler og fire breddeprofiler. Utstyret som ble brukt for den innsamlede dataen bestod av et IceRadar Turn-Key System med 10 MHz antenner og en antenneavstand (Rx – Tx) på 15 meter. Datainnsamlingen ble styrt med en Ipad. Det ble også brukt en håndholdt GPS og en GNSS tilkoblet Rx-en som var aktiv under hele feltarbeidet. Dette er

utstyr som egner seg godt for målinger på bre, ettersom vekten er forholdsvis lett og kan trekkes av en person uten hjelp av motorisert kjøretøy.

Målingene ble utført ved at en person dro alt utstyret langs breen ved hjelp av tau og to Paris Expedition varepulker (Figur 14). En person gikk bakerst for å kontrollere at utstyret ikke velte og fulgte samme bane. En siste person hadde ansvaret for å overvåke det teknologiske utstyret for eventuelle problemer. Under innsamlingen av GPR-målinger ble det forsøkt å holde en konstant fart for å sikre en jevn fordeling mellom hver trace.



Figur 14: a) viser hvordan målingen for profil 7 ble utført i felt. På grunn av bratt helning og lang distanse ble denne målingen gjennomført av to personer for å opprettholde en konstant fart. Figur b) viser en illustrasjon av hvordan systemet er satt opp.

Utstyret ble innstilt etter generelle maskinvare-innstillinger for å sikre best mulig resultater under feltmålingene. Et opptak ved et spesifikt punkt langs profilet kalles et trace som ble målt hvert sekund. Hvert trace består av en gjennomsnittsverdi av 256 enkelt målinger (stacks) og det måles over et angitt tidsvindu. Se tabell 2 for den viktigste informasjonen om ulike innstillinger og utstyr

Tabell 2: viser hvilket utstyr som ble brukt under innsamling, og noen viktige innstillinger til maskinvaren.

Utstyr og innstillinger på kontrollpanel	
Antenne	IceRadar turn-key 10 MHz
Antenne avstand (Rx-Tx)	15 meter
Hastighet	0,168 m/ns (temperert is)
Tid mellom hver trace (Time interval)	1 Sekund
Tidsvindu (time window)	1900 ns
Registrering av signal per måling (Sampling frequency)	250 Ms/s
Stacks	256

4.1.2 Målinger av massebalanse staker

Massebalansen til en bre gir verdifull informasjon om nettomasse endringene over tid. Massebalansen er en sum av akkumulasjonen og ablasjonen av masse i løpet av et år (se avsnitt 3.3.1). Ved å utføre målinger av den spesifikke nettobalansen på ulike steder på breen, er det mulig å beregne breens massebalansegradient, gjennomsnittlig spesifikke nettobalansen og netto volumforandringene til breen.

I dette studiet ble det valgt ut fem målesteder på breen, hvor det ble plassert ut staker for å måle isavsmeltingen over et balanseår (Figur 13). Plasseringen av målestedene ble bestemt ved hjelp av GPS. De ble valgt ut på ulike høydeintervaller på breen for å gi et bilde av isavsmeltingen på forskjellige høydenivåer. To av stakene lå på omtrent samme høyde, men ble plassert på hver sin side av breen. Stakene bestod av tre PVC-rør med en lengde på 180 cm og ble boret ned i isen under feltarbeidet den 25. september 2021. Omtrent et år senere, den 3. oktober 2022, ble det gjennomført målinger av stakene. Isavsmeltingen ble registrert ved å måle avstanden fra toppen av staken og ned til overflaten (Figur 15).

Feltarbeidet ble utført på slutten av smeltesesongen, når istykkelsen og snødekket var på sitt minste. Ved å måle isavsmeltingen på slutten av smeltesesongen et år senere, kunne vi samle data om hvor mye breen hadde smeltet i løpet av balanseår.



Figur 15: Viser hvordan ablasjonen ble målt på breen. Den gule boksen er en differensiel GPS (DGPS). Store variasjoner i løsmasser på breen kan observeres mellom bildene. I områder der det har vært betydelig isavsmelting, finnes det mye løsmasser på breoverflaten.

På grunn av en usikkerhet på rundt 5 m i GPS-signalet (Lapazaran et al., 2016), var det ikke mulig å nøyaktig bergene bevegelsene i stakene mellom de to måleperiodene. På grunn av Skjerdingsanebreen er en liten lav helning bre, forventer vi en veldig lav hastighet. Observasjoner av flyfoto mellom 2006 og 2010 (Norge i bilder, 2023), viser at blokker på breen beveger seg mindre enn 10 m i løpet av fire år. Dette betyr at hastigheten til Skjerdingsanebreen er mindre enn usikkerheten til GPS-signalet, og det var derfor ikke mulig å beregne isens hastighet på Skjerdingsanebreen.

4.1.3 Massebalanse

Massebalansen ble beregnet fra ablasjon stakemålingene og tettheten til is. Den spesifikke nettobalansen, uttrykt i meter isvannekvivalent (IVE) ble beregnet ved å ta hensyn til isavsmeltingen og tettheten til is (se avsnitt 3.3.1). Massebalansegradienten ble bestemt ved bruk av lineær regresjon basert på den spesifikke nettobalansen ved de ulike stakene. Dette ga en sammenheng mellom høyde og meter vannekvivalent.

For å estimere netto volumforandringen til breen, ble en tilsvarende metode brukt som i massebalanseundersøkelsen på Grønland i 2016 (Machguth et al., 2016) og Bjerka's studie på Marthabreen i 2015 (Bjerka, 2015). Metoden benytter seg av massebalansegradienten for å beregne netto volumforandringen for ulike høydeintervaller på breen. Ved å summere netto volumforandringen for de ulike høydeintervallene, ble den gjennomsnittlige nettobalansen til breen estimert. På Skjerdinganebreen ble det brukt 10 m høydeintervaller.

4.1.3 Time-laps kamera

For å overvåke endringer på Skjerdinganebreen, ble det benyttet et time-lapse-kamera på breen. Formålet med overvåkningen var blant annet å registrere snøskredaktivitet, kartlegge snølinjen gjennom smeltesesongen og identifisere den årlige likevektslinjen. Time-lapse-kameraet tok fire bilder per dag og ble plassert ut av Simon de Villiers i samarbeid med Høgskulen på Vestlandet i 2017. Kameraet står der per dags dato og overvåker breen. Kameraet er rettet sørover fra Salen og overvåket store deler av den sørlige siden av breen (Figur 13).

I undersøkelsen ble time-lapse bildene benyttet til å observere snølinjens variasjoner gjennom smeltesesongen 2022, med et formål å registrere antall dager der ablasjonstakene ikke var dekket av snø i løpet av perioden. Disse resultatene ble deretter analysert for å undersøke eventuelle sammenhenger mellom ble deretter brukt til å se på sammenhengen mellom antall dager uten snødekke på stakene og faktorer som høyde, solinnstråling og isavsmelting.

Det ble utført en analyse av time-lapse bildene for å bestemme den årlige likevektslinjen for høsten 2022. Metoden involverte observasjon av den maksimale snølinjehøyden i løpet av smeltesesongen, spesifikt registrert den 3. oktober 2022. Snølinjen fra time-lapse-kameraet ble sammenlignet med et satellittbilde fra 2019 og en digital terrengmodell (DTM) i QGIS. Ved å identifisere karakteristiske trekk på breen, for eksempel tydelige mørke striper, skredmateriale og blokker, kunne snølinjen for 2022 bli kartlagt på flyfotoet av breen. Denne prosessen krever høy nøyaktighet for å minimere usikkerheter i estimatet av den årlige likevektslinjen.

Feltarbeidet for massebalansemålingene ble tilfeldigvis utført samme dag som maksimal snølinje ble observert. Dette medførte at vi hadde mange bilder fra felt, som gjorde det lettere å sammenligne bilder med flyfoto for å estimere likevektslinjen for 2022.

4.2 Prosessering av data

4.2.1 Reflex2DQuick

For prosessering og tolkning av målingene ble Reflex2DQuick av Sandmeier Geophysical Research tatt i bruk. Dette er et program hvor georadar-målinger (GPR) kan importeres og prosesseres, hvor resultatet fremstilles i 2D radargrammer (Sandmeier, 2023). Med riktige innstillinger vil bunnen av breen fremstå som en tydelig reflektor. Dette skille mellom is og fjell blir senere i oppgaven omtalt som bunnreflektor. Etter endt prosessering kan istykkelsen på Skjerdinganebreen estimeres.

Ved prosessering av filene ble flere ulike filtre testet. For best mulig tolkning av målingene ønsket vi å oppnå en kvalitet der strukturer og verdifull informasjon kom godt frem. Derfor ble prosesseringen tilpasset hvert enkelt profil med ulike filtre som ga best resultat.

Identifikasjonen av bunnreflektor var ikke lett å finne i alle profiler. Med en lavfrekvent antenne på 10 MHz vil grunne områder gi resultater som ikke kan brukes videre i oppgaven.

Det ble valgt 7 av 12 mulige GPR-profiler med en tolkbar reflektor. De tolkede TWT-verdiene for bunnreflektorene ble omdannet til istykkelser av programmet ved bruk av formel 2 og en valgt is hastighet på $v_{is} = 0,168$ m/ns (Tabell 1). For å fremheve inhomogeniteter i målingene, kunne *plotscale* justeres og dermed forsterke kontrastene. Videre i prosesseringen ble en kombinasjon av filtrene under tatt i bruk.

4.2.1a Ulike prosesseringsfilter

Når korrigerings av tidsaksen (*static correction*) utføres, kan starttiden på et profil kontrolleres. Ved å manuelt justere tidsaksens nullpunkt til ankomsttiden til de første direktebølgene (i luft), kan en korrekt dybdemåling tolkes fra reflektorene (Sandmeier, 2023).

For å fremheve reflektorer i profilet kan en forsterkning av radarsignaler (*gain*) aktiveres. Når EM-bølger penetrerer et underlag, vil signalene dempes. Dette gjør at refleksjoner i grunne områder blir tydeligere enn refleksjoner i dype områder. *Gain* er en funksjon som fremhever reflektorer i dypet, og forsterker signalet i mindre grad ved grunnere områder. I vår prosessering blir *linear gain* brukt med verdier mellom 0,1 og 0,2. *EnergyDecay* er et alternativ for *gain*. Funksjonen forsterker signalet med en verdi som gjenspeiler energitapet

som skjer når EM-bølger beveger seg gjennom ulike lag. For de prosesserte profilene med *EnergyDecay* har standardinnstillingen på 1 blitt tatt i bruk (Sandmeier, 2023).

Lavfrekvent støy langs profilet på GPR-målinger vil virke forstyrrende, og kan fjernes ved bruk av *subtract mean (dewow)*. Filteret virker på et tidsvindu som avhenger av antennens frekvens. Et gjennomsnitt av de målte verdiene til hvert trace blir regnet ut. Deretter subtraheres gjennomsnittet slik at frekvensen kan elimineres. Bakgrunnsstøy kan observeres som et konstant signal langs hele profilet. Ved å aktivere *background removal* blir gjennomsnittsstyrken til alle målinger fjernet, noe som kan fremheve tidligere skjulte signaler. Filteret ble testet under prosesseringen, men kvaliteten på radargrammene ble ikke forbedret (Sandmeier, 2023).

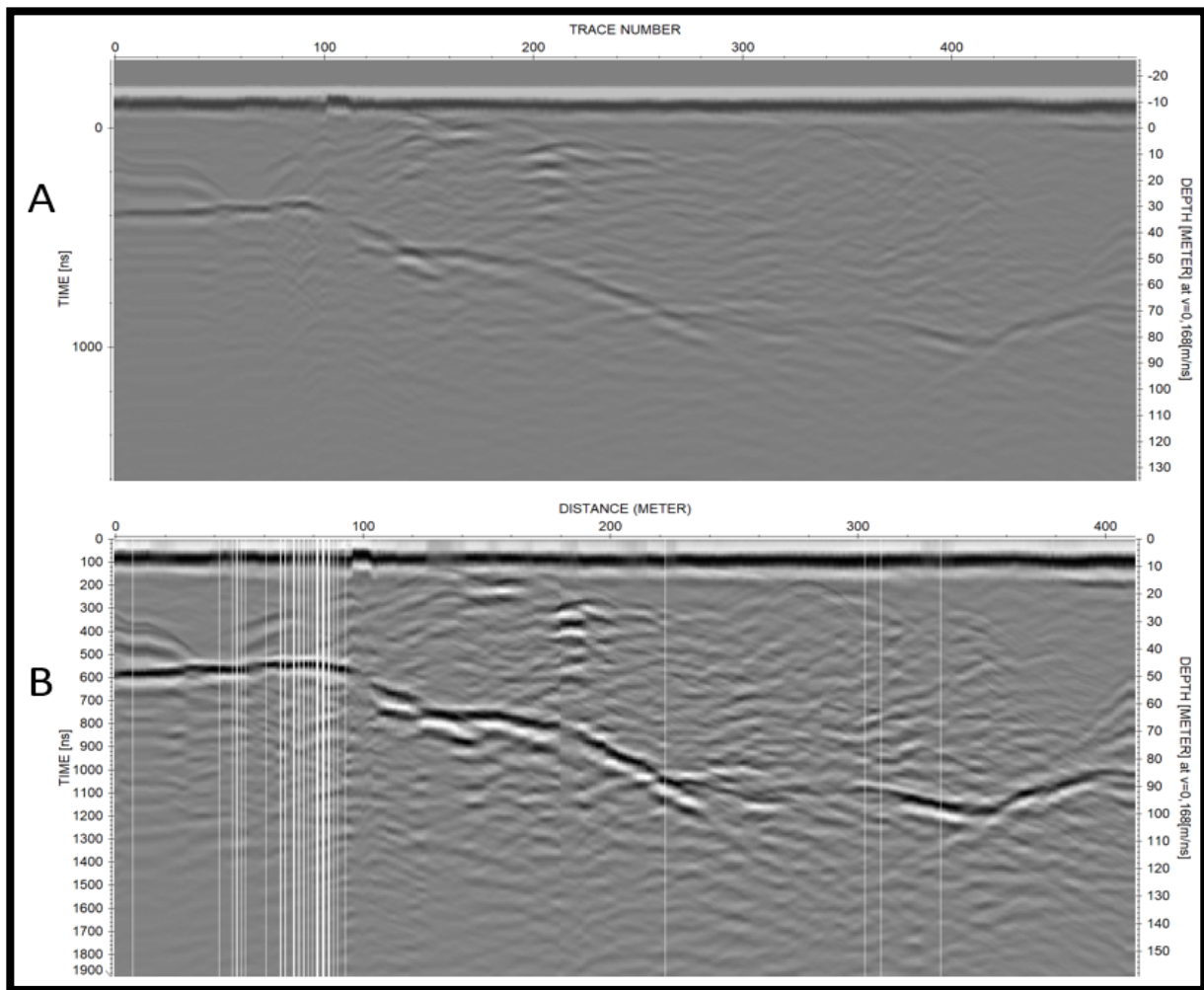
Etter endt prosessering kan man i Reflex2DQuick markere bunnreflektorer langs profilet (*pick*). Dette kan både gjøres manuelt (*continous pick*) og automatisk (*phase follower*) hvor det markeres kryss for hvert trace der en sterk refleksjon registreres. Bunnreflektoren har blitt kartlagt manuelt i vår prosessering.

4.2.1b Tolkning av reflektorer

Med et ferdigprosessert profil kunne tydelige bunnreflektorer tolkes og markeres. Kvaliteten i rådataen til profilene varierte, noe som gjorde det gunstig med en tilpasning av ulike filtre. *Static correction* og *subtract mean* ble brukt i alle radargrammene, hvor *gain* og *EnergyDecay* var filtrene som ble byttet mellom for å forsterke bunnreflektoren og hyperbler. En utbredeshastighet som stemte overens med breisen gjorde det også mulig å estimere en korrekt istykkelse.

Under prosesseringen ble kun de nødvendige filtrene brukt for å forhindre en eventuell overprosessering. For store endringer kunne virket negativt på radargrammet i form av nedsatt evne til å registrere viktige strukturer som hyperbler og bunnreflektorer. Profiler med svake reflektorer har ikke blitt brukt i oppgaven.

Ved tolkning av profilene ble fargepalettene «*grey 1*» og «*rainbow 2*» brukt, da de egnet seg best til å fremheve reflektorene. Figur 16 viser et uprosessert og ferdigprosessert radargram der x-aksen viser distanse i meter, mens y-aksene viser tid (ns) og dybde (m)



Figur 16: Viser profil 2 (Figur 13) før (A) og etter (B) prosessering i Reflex2DQuick. X-aksen viser trace nummer og distanse, mens y-aksene viser tid (ns) til venstre og dybde (m) til høyre. Hastigheten $v = 0,168$ m/ns. Ved forsterkning av signalene brukes linear gain = 0,2.

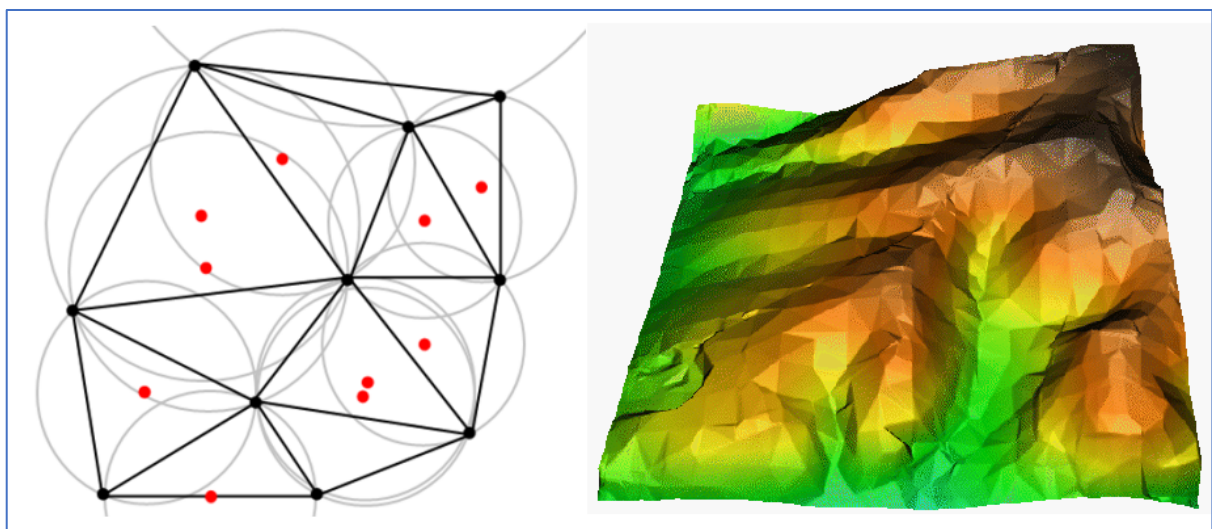
4.2.2 QGIS

For å visualisere og utføre ulike beregninger med den innsamlede dataen fra GPR-målingene, ble QGIS-programmet tatt i bruk. Dette var med hensikt å finne istykkelsen til Skjerdingsanebreen. Det første trinnet i visualiseringsprosessen var å overføre all tolket data fra radarprogrammene til en Excel-fil. Deretter kunne x- og y-koordinater, dybde, meter over havet og annen relevant informasjon for hvert trace bli lastet inn.

Vi benyttet oss av interpolasjon, et verktøy som hjelper med å tildele en verdi til posisjoner basert på allerede eksisterende verdier, hvor istykkelsen målt med GPR er de kjente verdiene (Aarnes & Aubert, 2023). Ved hjelp av TIN interpolasjon, et verktøy som bruker en logaritme kalt Delaunay-triangulering, kunne vi estimere tykkelsen til hele isbreen og dermed beregne det totale brevolumet. Formålet med metoden er å frembringe trekanter som dannes av nabopunkter. Omkretssirkler opprettes rundt utvalgte prøvepunkter hvor krysspunktene mellom ulike sirkler kobles til et nettverk av kompakte trekanter som ikke overlappes (Figur 17) (QGIS Documentation, 2002). For å sammenligne målingene med tidligere resultater fra 2015, måtte vi få tilgang til interpolasjonsdataen til Eldegard og Rønningen. Imidlertid var denne informasjonen kun tilgjengelig som et bilde, noe som gjorde at det måtte georefereres i QGIS og deretter tegnes konturlinjer ut fra de gitte verdiene.

Når man har tilgang til årets istykkelse, istykkelsen i 2015 og en DTM av overflaten til breen, kan man enkelt bruke raster kalkulator for å lage en bunntopografi og se på forskjellen i istykkelse mellom årene. Dette utføres ved å subtrahere 2015 istykkelsen fra 2022 istykkelsen, og bunntopografien beregnes fra å subtrahere istykkelse i 2022 fra den digitale terrengmodellen.

Det finnes også andre metoder i QGIS for å fremstille forskjellen mellom ulike rasterlag, hvor funksjonen *profile tool* er et raskt og enkelt verktøy. Her tegner man hvor og hvilke lag programmet skal lage graf til, enten det er istykkelse, meter over havet, bunntopografi m.m.



Figur 17: Illustrer hvordan en TIN-interpolasjon fungerer ved at det dannes trekanter og omkretssirkler rundt gitte punkt.

4.2.3 Solinnstråling

For å kunne få en mer presis modell for nedsmelting av breen har vi undersøkt solinnstrålingens påvirkning. Solinnstråling har en stor negativ påvirkning på breoverflaten sin energibalanse, hvor overskuddet av energi brukes på å smelte snø og is (se avsnitt 3.3.1). På grunn av den topografiske variasjonen rundt Skjerdingsanebreen, oppstår det betydelige forskjeller i solinnstrålingen over breområdet. Dette medfører en raskere snøsmelting i områder med høy solinnstråling sammenlignet med områder med lav solinnstråling. For å oppnå en bedre forståelse av solinnstrålingens variasjoner på breen og de påfølgende konsekvensene, har vi gjennomført modellering av solinnstrålingen over breområdet.

En GIS-analyse ble utført for å kartlegge den totale solinnstrålingen på Skjerdingsanebreen i løpet av smeltesesongen, fra april til oktober. Den totale solinnstrålingen inkluderer både direkte solinnstråling og reflektert solinnstråling. Modelleringen av solinnstrålingen ble gjennomført ved bruk av QGIS-verktøyet SAGA-Module Potential Incoming Solar Radiation. Modellen tar hensyn til solens bane gjennom året i forhold til Skjerdingsanebreen sin breddegrad, topografiens påvirkning på skyggeforholdene, innfallsvinkelen til solstrålene på terrenget, samt refleksjon og spredning av energi. Det er viktig å merke seg at modellen overestimerer solinnstrålingen ved å anta en skyfri himmel for alle dagene. Videre tar modellen ikke hensyn til albedo-effekten til materialet, som er forholdet mellom reflektert solinnstråling og innkommende solinnstråling. Albedoen vil variere avhengig av om det er tørr snø, våt snø eller is.

Resultatet fra solinnstrålingsmodellen og målingene av massebalansetakene ble anvendt for å konstruere en funksjon som beskriver massebalansen over Skjerdingsanebreen, med hensyn til både solinnstråling og høyde. Ved hjelp interpolasjon kunne den gjennomsnittlige spesifikke nettobalansen og netto volumforandringen til breen estimeres.

5. Resultater

5.1 Radarprofiler

Hovedformålet med georadarundersøkelsen var å estimere en korrekt istykkelse for Skjerdinganebreen (Problemstilling 1). Ved bruk av en lavfrekvent antenne oppnås det en stor penetrasjonsdybde, noe som gjorde det lettere å identifisere bunnreflektorer ved større dybde (se avsnitt 3.1.4). På grunn av den dårlige oppløsningen (se avsnitt 3.1.5), er det mye støy i den øverste delen av radargrammet (<10 m), og gjør det vanskelig å tolke snølaget.

Det ble samlet inn totalt tolv radarprofiler fra feltarbeidet. På grunn av manglende bunnreflektor på flere av radarprofilene, ble kun syv av profilene brukt videre i tolkningen (Figur 13). I denne oppgaven blir det presentert fire ulike radargrammer hvor hensikten er å identifisere laggrensen mellom is og fjell.

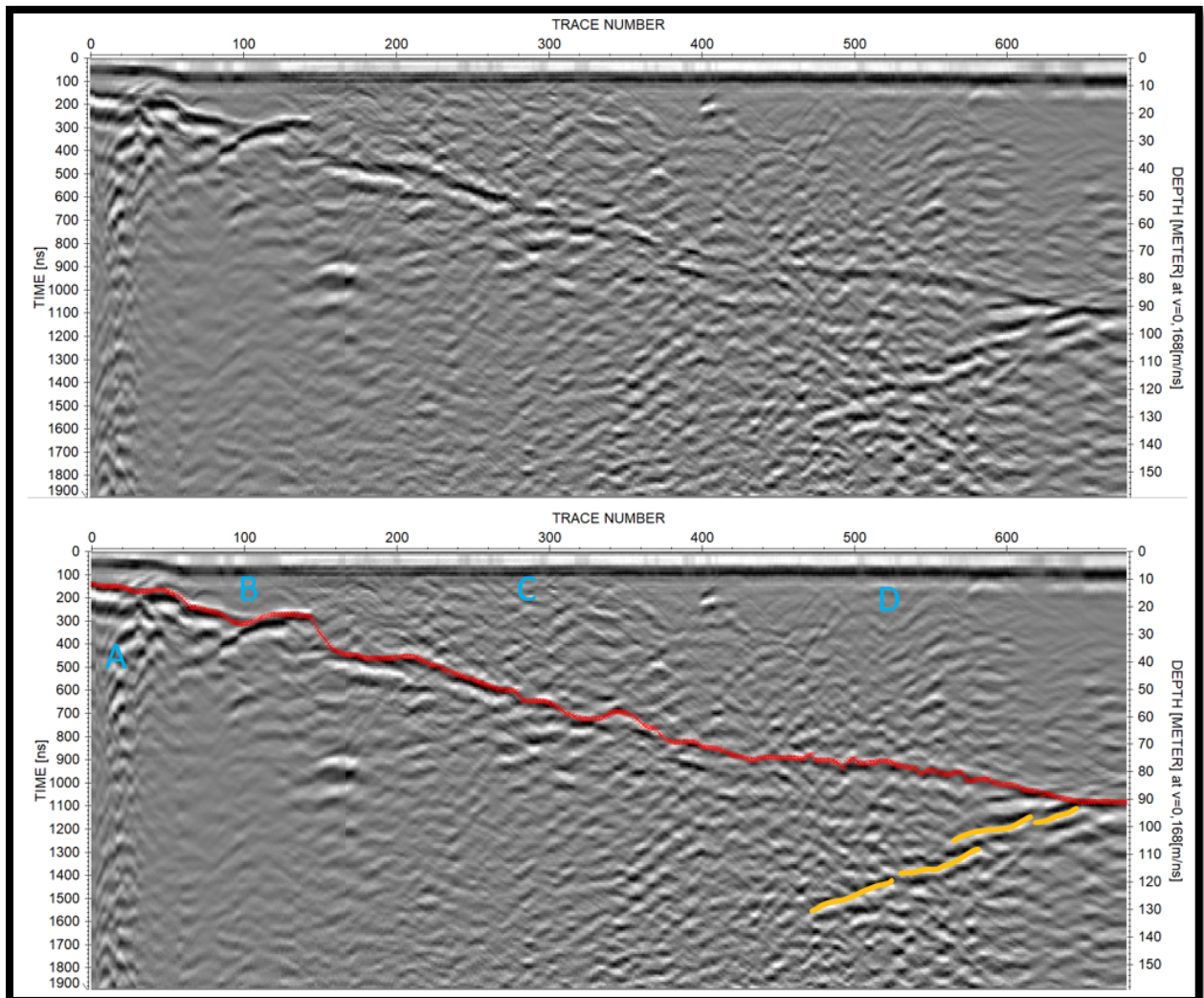
5.1.1 Inhomogene materialer

I radargrammene kan inhomogene forekomster ses som hyperbler i de øverste lagene (<40 m). Disse hyperblene oppstår som følge av punktreflektorer, der toppunktet av hyperbelen vil være den korrekte avstand til reflektoren (se avsnitt 3.2.1). Inhomogenitetene kan blant annet være smeltevannskanaler, skredmateriale eller bresprekker. På grunn av at Skjerdinganebreen er en tempererte bre, forventes det at den inneholder flere smeltevannskanaler. De tydeligste hyperblene kan registreres i profil 2 og 7 (Figur 13).

5.1.2 Tolkning av radargrammene

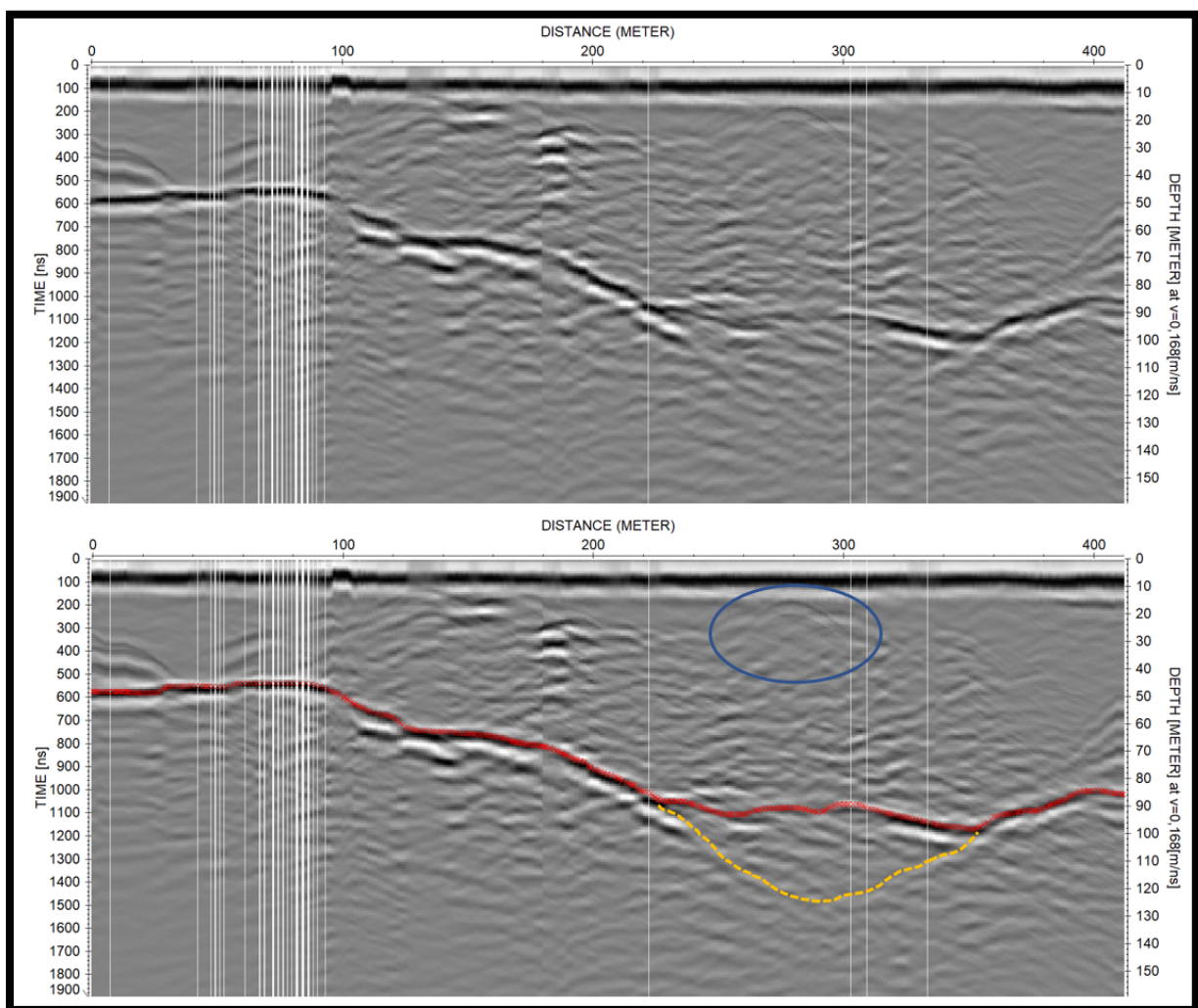
De utvalgte profilene som har tydelige bunnreflektorer er 1, 2, 4, 6 og 7. Her kunne laggrensen mellom is og fjell enkelt markeres. Lengdeprofil 7 (Figur 18) viser en dypere bunnreflektor i takt med avstanden fra brefronten, og er på sitt dypeste punkt ved sluttmålingen. Forstyrrelser i starten av profilet (Figur 18, A) skjer som følge av den proglasiale innsjøen, hvor ulik utbredeshastighet til innsjø-isen fører til en ringing av radarsignalet som ses som støy i radargrammet. Hyperblene i partiet etter innsjøen (Figur 18, B) er mest sannsynlig smeltevannkanaler, noe som også kunne observeres i felt 11. mai 2022. Langs store deler av midt-partiet til profilet (Figur 18, C) finnes det bresprekker. Dette vises

også på satellittbildet fra 2019 (Figur 5), og kan forårsake hyperbler i område (se avsnitt 5.1.1). Store blokker fra fjellssidene kan avsettes på breen som følge av skred. Hyperblene ved slutten av profilet (Figur 18, D) kan forklares av dette. Den underliggende reflektoren markert med oransje i figur 18 kan tolkes som en sprekk i grunnfjellet hvor vann er til stedet.



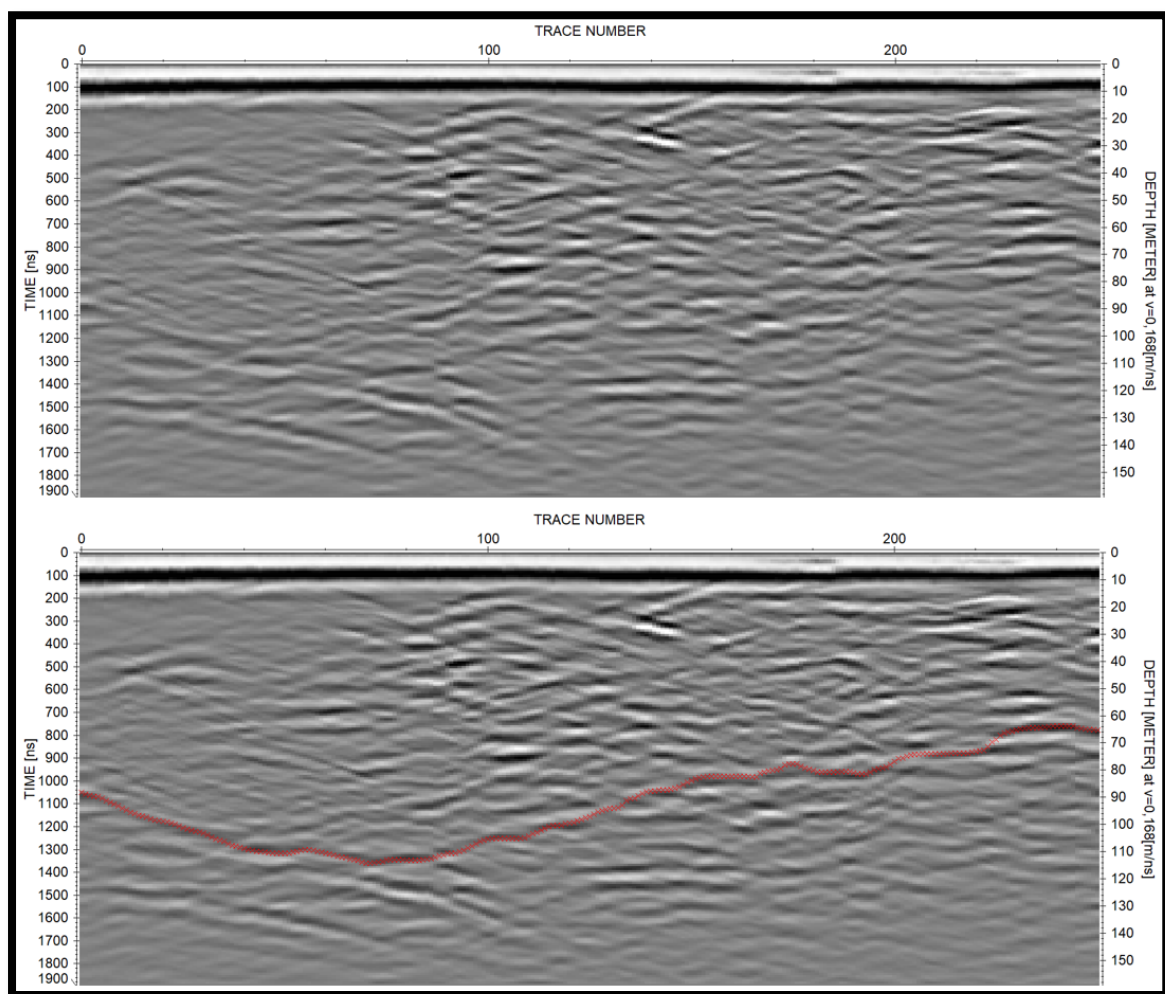
Figur 18: Profil 7 (Figur 13) med og uten markert bunnreflektor. X-aksen viser distanse, mens y-aksene viser tid (ns) til venstre og dybde (m) til høyre. A-D indikerer inhomogene forekomster i breen, og de oransje linjene viser den antatte fjellsprekken. Radargrammet er prosessert med Energydecay. Hastigheten $v = 0,168$ m/ns.

Tverrprofil 2 (Figur 19) viser den øverste målingen på breen. Profilet består av hellende reflektorer som viser en tydelig bunnreflektor. Med hensyn til at profilet ligger i utløpssonen for skred, vil hyperblene i radargrammet antageligvis være begravde blokker og skredmateriale. I det dypeste område kan to ulike reflektorer observeres. Den overliggende refleksjonen er sterkest, og kan tolkes som skille mellom is og fjell. Den underliggende svake refleksjonen oppstår som følge av uønskede reflektorer, og skyldes prosesser knyttet til hvordan de utsendte EM-bølgene blir reflektert (se avsnitt 3.2.1).

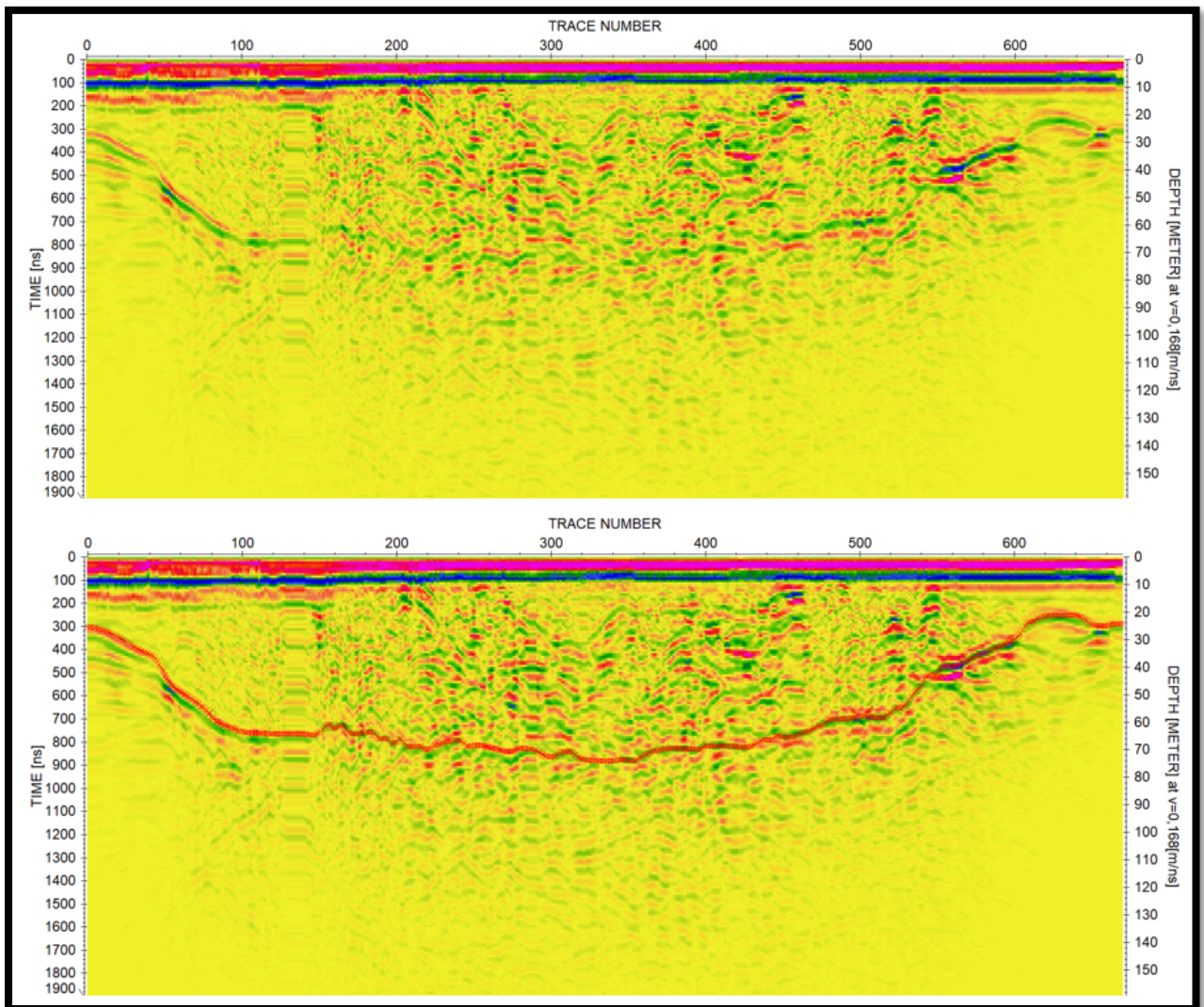


Figur 19: Viser profil 2 (Figur 13). Bunnreflektor er markert i rødt. Den oransje stiplede linjen viser den underliggende reflektoren, og den blå ovale sirkelen indikerer en tydelig hyperbel som antageligvis kommer av skredmateriale. Linear gain = 0,2 og hastigheten $v = 0,168$ m/ns.

Deler av radargrammene til profil 3 og 5 var krevende å tolke. Profil 3 (Figur 20) viser en forholdsvis svak bunnreflektor med kraftige forstyrrelser i lagene over. Etter prosessering av radargrammet, ble det sammenlignet med nærliggende profiler. Dette gjorde det mulig å fastslå en bunnreflektor for profilet, som viser en maksimal bretykkelse på ~113m. Figur 21 viser tverrprofil 5 med en økende dybde fra de laterale brekantene. For å fremheve bunnreflektoren på best mulig måte, ble fargepalletten «rainbow 2» tatt i bruk. På GPR-målingene kan inhomogeniteter (se avsnitt 5.1.1) ses som turbulente reflektorer i form av støy.



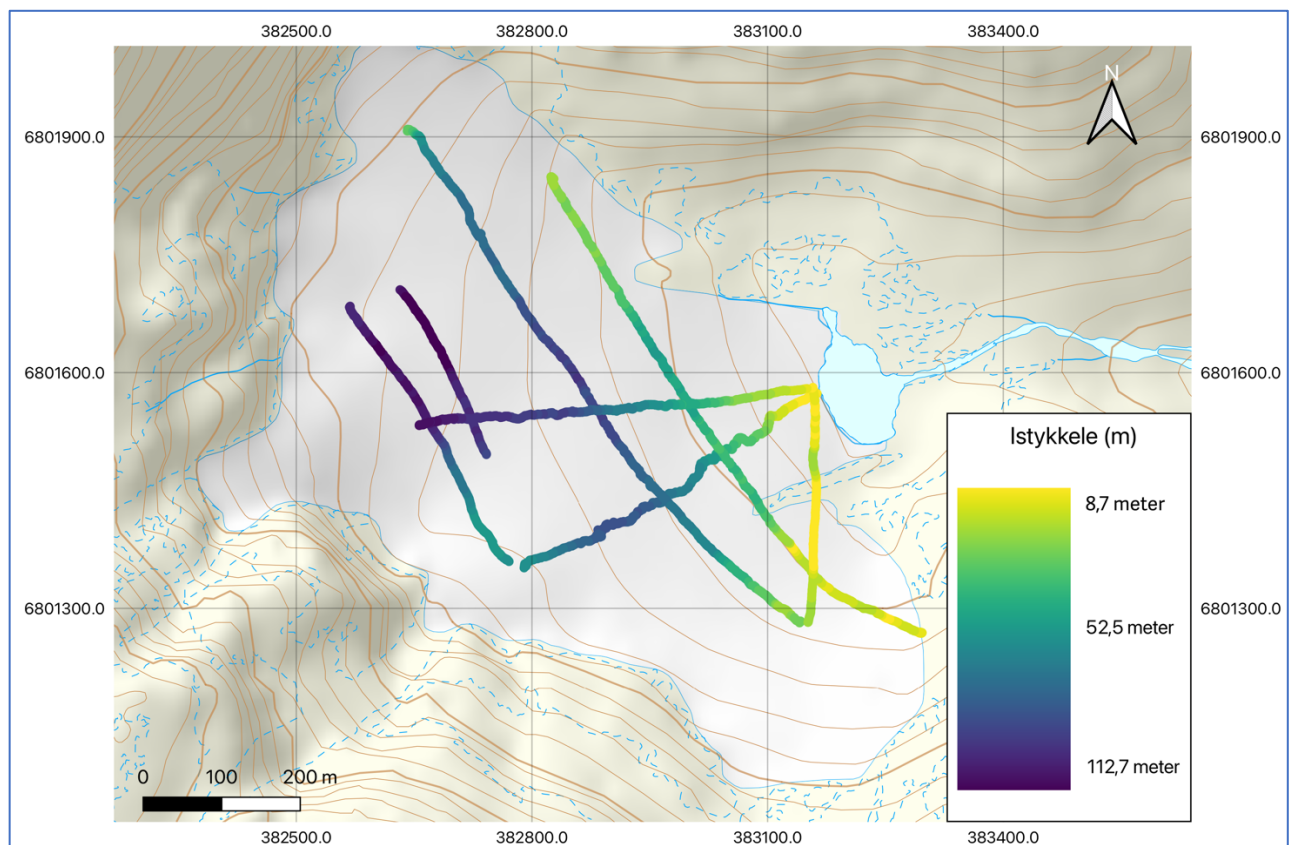
Figur 20: Profil 3 (Figur 13) med og uten markert bunnreflektor. Det dypeste område indikerer breens maksimale isdybde på 113 m. Ved prosessering ble en linear gain på 0,15 brukt. $V = 0,168 \text{ m/ns}$.



Figur 21: Viser profil 5 (Figur 13) med fargepaletten Rainbow 2. Skille mellom is og fjell er markert i rødt. Bunnreflektoren viser at istykkelsen er størst i midten av breen, mens den avtar mot de laterale brekantene. Hastigheten $v = 0,168$ m/ns med en linear gain på 0,1.

5.2 Breens istykkelse, areal, og bunntopograf

Etter å ha fullført tolkningen av radarprogrammene, ble neste steg å visualisere resultatene i QGIS. Det ble lagt inn punkter som viser istykkelse ved nøyaktig posisjon (Figur 22). Den dypeste istykkelsen ble målt til ~113 meter, mens den grunneste istykkelsen ble målt til ~9 meter. Ved å se på figuren er det viktig å merke seg den geografiske fordelingen av istykkelsen. På den vestlige, høytliggende siden av isbreen er isen tykkest, mens den østlige, lavtliggende siden har en tynnere ismasse. Det er viktig å bemerke seg at isen ikke er tykkest helt inntil fjellveggen, men ca. 200 meter fra. Dette kan tyde på at istykkelsen øker med en gradient som er korrelert med topografien i området.

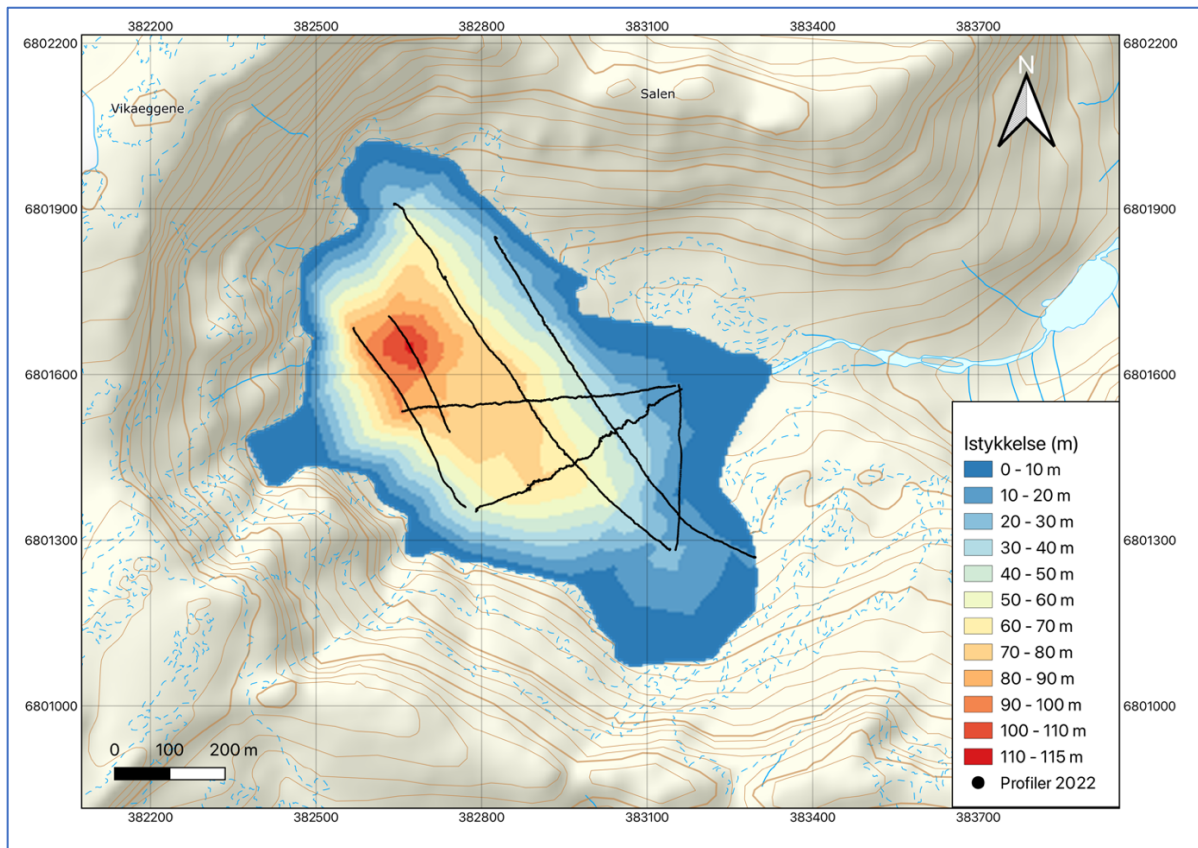


Figur 22: Viser målt istykkelse til de utvalgte profilene. Gul farge indikerer tykkelse på 8,7 meter, mens mørkelilla indikerer 112,7 meter.

I figur 22 presenteres istykkelsen av breen nøyaktig der det ble utført målinger med GPR. Det er disse sporene som gir grunnlaget for vår interpolasjon av istykkelsen til breen (se avsnitt 4.2.2). Som et resultat av dette fikk vi estimert istykkelsen av hele Skjerdingsanebreen, som illustrert i figur 23. Ved å undersøke interpolasjonen kan vi observere betydelige variasjoner i

breens istykkelse. De dypeste målingene kan registreres på den vestlige, høytliggende siden av breen som ligger innenfor utløpssonen for snøskred fra de bratte fjellsidene rundt. Her er det en drastisk økning i istykkelsen, fra 0 m til ~113 m på rundt 200 lengdemeter.

Sammenligner vi med den østlige, lavtliggende siden av breen, strekker den seg langt mer ut før tykkelsen blir 0 meter.



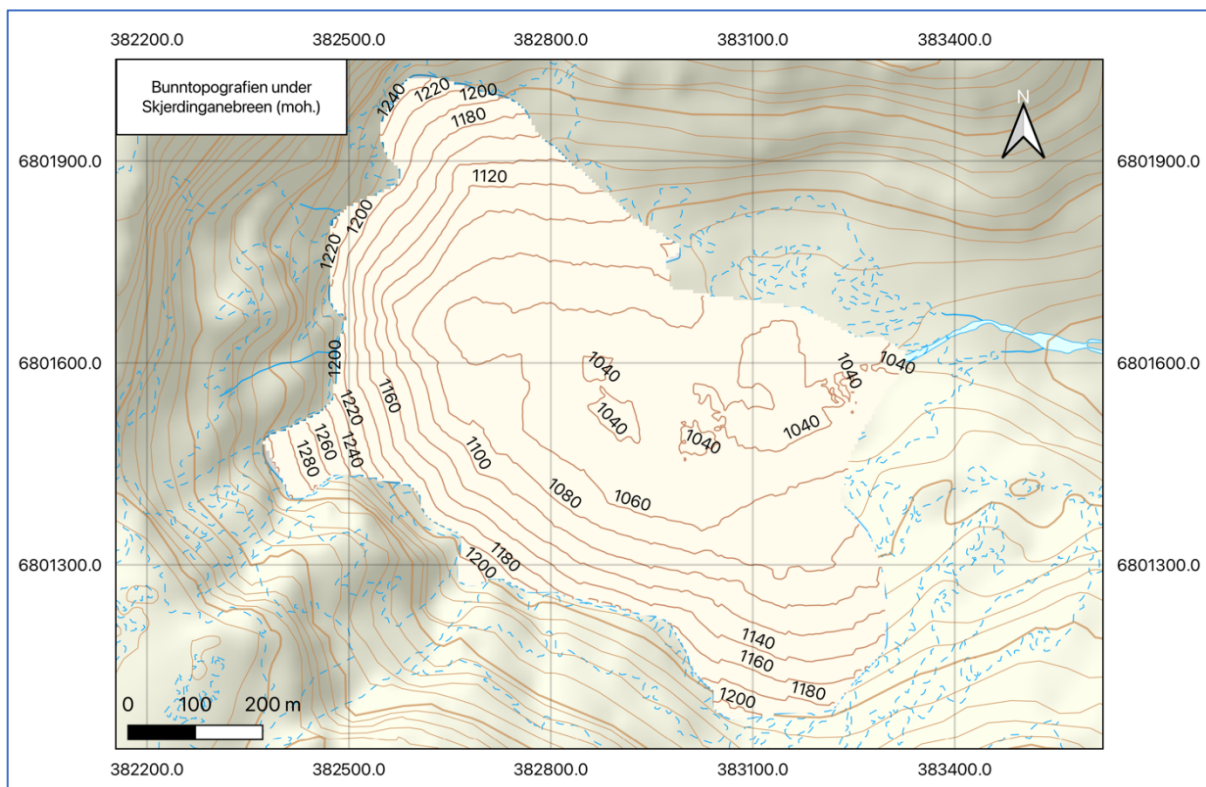
Figur 23: Illustrerer det endelige resultatet av en interpolasjon av Skjerdingsanebreen. Fargene indikerer ulike intervaller av istykkelse.

Basert på interpolasjonens statistikk fant vi ut at den gjennomsnittlige istykkelsen er på ~34 meter og at det totale overflatearealet som er interpolert er 0,459 km². Når både den gjennomsnittlige dybden og overflatearealet er kjent, kan man finne det totale brevolumet ved å multiplisere de nevnte verdiene.

$$\text{Totalt brevolum} = 0,459 \text{ km}^2 * 0,034 \text{ km} = \underline{0,0156 \text{ km}^3}$$

Ved bruk av formel 6 kan vi konvertere brevolumet til vannekvivalens, og får totalt brevolum er lik $14,334 \times 10^6 \text{ m}^3$ v.e

Ved å se på Figur 24, kan man danne seg et bilde av hvordan den skjulte topografien i området vil se ut dersom all isen hadde smeltet. Dette er utført ved hjelp av å trekke den interpolerte istykkelsen fra en DTM som beskrevet i avsnitt 4.2.2. Figuren viser at mesteparten av området vil ha en høyde mellom 1040 moh. – 1060 moh. Det laveste partiet er ved den subglasiale innsjøen, ~ 1030 moh. Det høyeste partiet på ~1300 moh. er ved rennen i østlig himmelretning. Dette gir en total høydedifferanse på 270 meter. På Figur 24 observerer man indikasjoner på fordypninger i bunntopografien. Disse områdene kan antas å bli fylt opp med vann dersom isbreen skulle smelte fullstendig.

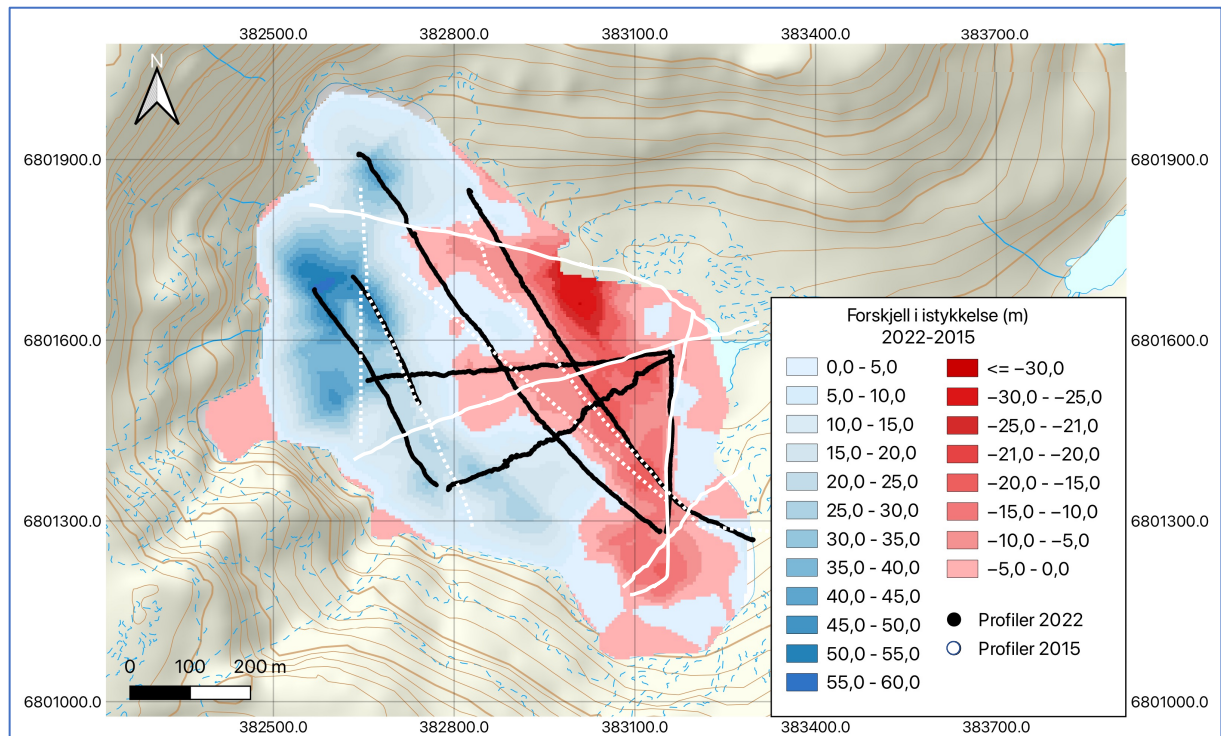


Figur 24: Figuren viser en beregnet bunntopografi under Skjerdingsanebreen ved hjelp av raster kalkulator. Den interpolerte istykkelsen er trukket fra en digital terrengmodell. Ekvidistansen = 20. Figuren viser at store deler av bunntopografien varierer mellom 1040 moh. til 1060 moh.

5.3 Ulikheter i istykkelse og volum fra 2022 – 2015

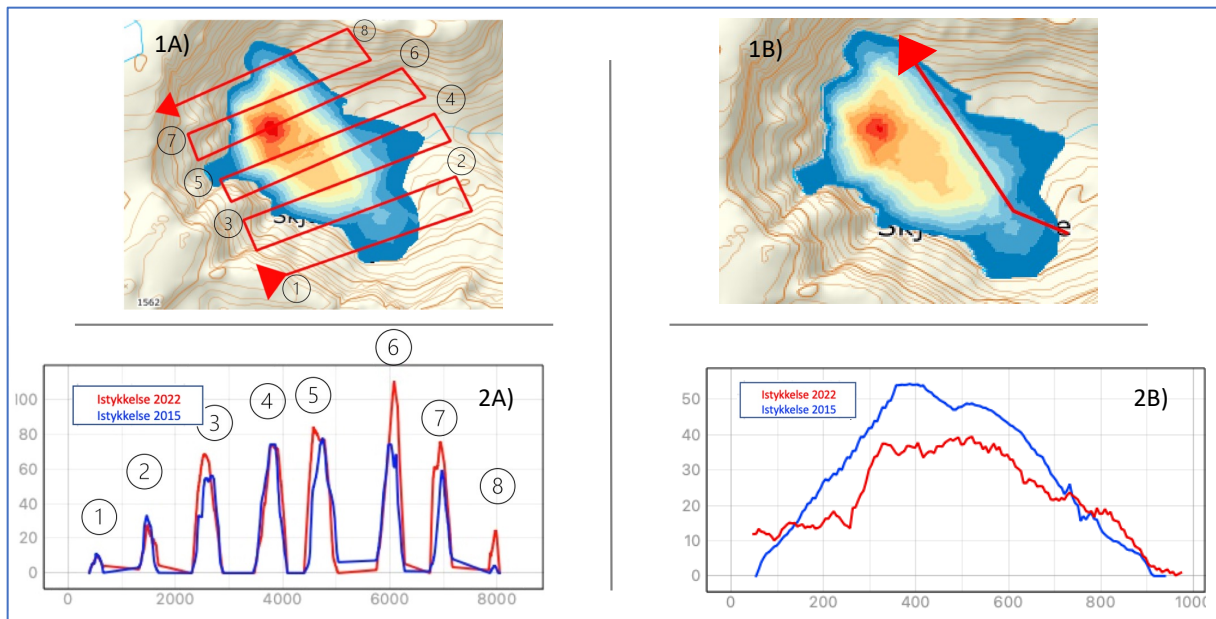
Figur 25 viser til forskjellene i istykkelsen mellom vår interpolasjon og bacheloroppgaven fra 2015. Resultatet ble utført ved at istykkelsen fra 2015 ble subtrahert fra istykkelsen i 2022, og viser betydelige forskjeller. Områdene hvor istykkelsen er mindre i 2015 vil dermed ha negative verdier, og områder hvor istykkelsen er mektigere vil ha positive verdier. Resultatene indikerer at den vestlige, høytliggende siden av breen er målt tykkere i 2022 enn den var i 2015. Den østlige, lavtliggende siden viser opp til -30 meter i tykkelse. Den største

økningen i istykkelse fra 2022 - 2015 er markert i mørkeblått, og viser en differanse på 58,7 meter. Områder hvor istykkelsen var større i 2015 enn i 2022, er markert med farger i oransje og rødt. Her varierer tykkelsen fra 0 til -30 meter. Linjene i svart farger viser profilene fra 2022, mens linjene i hvit farge indikerer profilene fra 2015 hvor de stiplede linjene er lagt frem ved stor usikkerhet.



Figur 25: Viser variasjonen i istykkelse fra 2022-2015. Blå farge indikerer tykkere is i 2022, rød farge viser tykkere is i 2015.

Ved hjelp av *profile tool* (se avsnitt 4.2.2) ble figur 26 brukt for å fremstille forskjellen i målt istykkelse mellom 2022 og 2015 på en annen måte enn raster kalkulator. 1A viser hvor på breen de ulike profilene går, samt et nummer som indikerer starten og hvilken graf den tilhører i 2A. 1A viser at ved 5 av 8 grafer er istykkelse målt til tykkere i 2022 og de resterende grafene er ganske like. Figurene som tilhører B følger profil 5 og viser forskjellen mellom årene i den østlige, lavtliggende siden av breen. Her kan man se at istykkelsen fra 2015 er jevnt over tykkere enn i 2022 og maks forskjell på rundt 20 meter. De flate områdene i graf 2A indikerer områdene som ikke er interpolert. På grunn av forskjellig overflateareal mellom 2015 og 2022, viser grafen små ulikheter i bunnpunktene.



Figur 26: Viser til forskjellige grafer og hvor på kartet grafen representerer. Sporet på figurene som er markert med «1» representerer hvor på kartet grafene er. Figurene med «2» viser til forskjellen i istykkelse mellom 2022 og 2015.

5.4 Massebalansestaker

Isavsmeltingen ble målt ved de fem massebalansestakene gjennom et balanseår, og varierte fra en maksimal isavsmelting på 3,60 m til et minimum avsmelting på 0,47 m. Det ble observert størst isavsmelting ved staken som var plassert lavest på breen, mens den minste isavsmelting ble registrert ved staken som var plassert høyest på breen. Resultatet er vist i tabell 3. Posisjonen til stakene med deres tilhørende isavsmelting er markert i figur 13.

Tabell 3: Ablasjonsmålinger over et balanseår (21.09.21 – 03.10.22)

Stake	Høyde (moh.)	Smeltet is (m)	Meter vannekvivalent (m v.e.)
M1	1070	3,60	-3,315
M2	1110	2,52	-2,320
M3	1123	1,99	-1,832
M4	1124	0,84	-0,773
M5	1145	0,47	-0,433

5.5 Massebalansegradient

Massebalansegradienten (Problemstilling 2) for den spesifikke nettobalansen (y) i meter vannekvivalent er bestemt ved hjelp av lineær regresjon, og kan uttrykkes som følger:

$$y = 0,03817 x - 44,287 \quad (8)$$

Her representerer y den spesifikke nettobalansen i meter vannekvivalent, og x er meter over havet. Massebalanse regresjonen har en $R^2 = 0,7942$.

Fra formel 9 ble den spesifikke nettobalansen (B_n) interpolert for ti-meter bånd over breen, som vist i tabell 4. I tabell 5 ble noen av verdiene erstattet med målt spesifikk nettobalanse innenfor høydeområdet til stakenettverket. Videre ble netto volumforandringen (V) innenfor et høydeintervall beregnet ved å multiplisere B_n med arealet innenfor samme høydeintervall. Summen av netto volumforandringen for alle høydeintervallene gir den totale netto volumforandringen for breen. Den gjennomsnittlige spesifikke nettobalansen (B_n) for breen ble beregnet ved å dele den totale netto volumbalansen til breen med breen sitt areal.

Interpolerte verdier gir en gjennomsnittlig spesifikk nettobalanse på $-0,653$ m v.e. Målte verdier ga en gjennomsnittlig spesifikk nettobalanse på $-0,672$ m v.e.

Det totale netto volumforandringen for interpolert verdier og målte verdier er henholdsvis $-0,2998 \times 10^6 \text{ m}^3$ og $-0,3086 \times 10^6 \text{ m}^3$. Dette tilsvarer ca. $-2,1$ % av det totale volumet til Skjerdinganebreen.

Tabell 4: Massebalanse over Skjerdingsanebreen fra interpolerte verdier fra massebalansegradienten. B_n er den spesifikke nettobalansen og V er netto volumforandringen til breen.

Skjerdingsanebreen 2022: Lineær interpolasjon av massebalansegradientene			
Høyde (moh.)	Area (km ²)	Net	
		B_n (m v.e.)	V (10 ⁶ m ³)
1050-1060	0,01232	-4,01765	-0,0494974
1060-1070	0,012464	-3,63595	-0,0453185
1070-1080	0,016856	-3,25425	-0,0548536
1080-1090	0,021628	-2,87255	-0,0621275
1090-1100	0,026099	-2,49085	-0,0650087
1100-1110	0,029959	-2,10915	-0,063188
1110-1120	0,03301	-1,72745	-0,0570231
1120 -1130	0,033999	-1,34575	-0,0457542
1130 -1140	0,036405	-0,96405	-0,0350962
1140-1150	0,039732	-0,58235	-0,0231379
1150-1160	0,036948	-0,20065	-0,0074136
1160-1170	0,032747	0,18105	0,00592884
1170-1180	0,02865	0,56275	0,01612279
1180-1190	0,024077	0,94445	0,02273952
1190-1200	0,02155	1,32615	0,02857853
1200-1210	0,015906	1,70785	0,02716506
1210-1220	0,010933	2,08955	0,02284505
1220-1230	0,007415	2,47125	0,01832432
1230-1240	0,005565	2,85295	0,01587667
1240-1250	0,003574	3,23465	0,01156064
1250-1260	0,001771	3,61635	0,00640456
1260-1270	0,001531	3,99805	0,00612101
1270-1280	0,001538	4,37975	0,00673606
1280-1290	0,00157	4,76145	0,00747548
1290-1300	0,001764	5,14315	0,00907252
1300-1310	0,000665	5,52485	0,00367403
1050-1310	0,458676	-0,653	-0,2997938

Tabell 5: Massebalanse over Skjerdinganebreen, fra målte og interpolerte verdier. B_n er den spesifikke nettobalansen og V er netto volumforandring til breen

Skjerdinganebreen 2022: Målte og interpolasjon mellom målte verdier (oransje), og lineær interpolasjon av massebalansegradientene			
Høyde (moh.)	Area (km ²)	Net	
		B_n (m v.e.)	V (10 ⁶ m ³)
1050-1060	0,01232	-4,01765	-0,0494974
1060-1070	0,012464	-3,63595	-0,0453185
1070-1080	0,016856	-3,190625	-0,0537812
1080-1090	0,021628	-2,941875	-0,0636269
1090-1100	0,026099	-2,693125	-0,0702879
1100-1110	0,029959	-2,444375	-0,073231
1110-1120	0,03301	-1,9431481	-0,0641433
1120 -1130	0,033999	-1,2418372	-0,0422212
1130 -1140	0,036405	-0,8374186	-0,0304862
1140-1150	0,039732	-0,433	-0,017204
1150-1160	0,036948	-0,20065	-0,0074136
1160-1170	0,032747	0,18105	0,00592884
1170-1180	0,02865	0,56275	0,01612279
1180-1190	0,024077	0,94445	0,02273952
1190-1200	0,02155	1,32615	0,02857853
1200-1210	0,015906	1,70785	0,02716506
1210-1220	0,010933	2,08955	0,02284505
1220-1230	0,007415	2,47125	0,01832432
1230-1240	0,005565	2,85295	0,01587667
1240-1250	0,003574	3,23465	0,01156064
1250-1260	0,001771	3,61635	0,00640456
1260-1270	0,001531	3,99805	0,00612101
1270-1280	0,001538	4,37975	0,00673606
1280-1290	0,00157	4,76145	0,00747548
1290-1300	0,001764	5,14315	0,00907252
1300-1310	0,000665	5,52485	0,00367403
1050-1310	0,458676	-0,672	-0,3085861

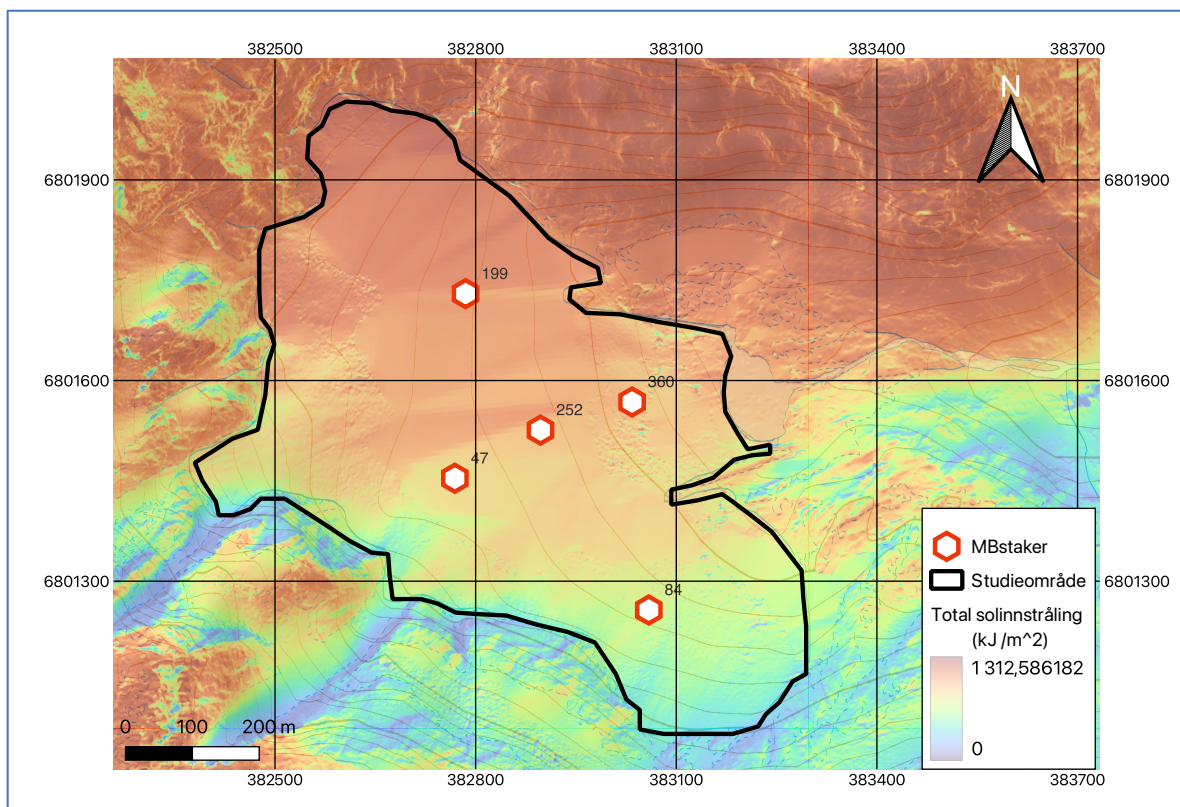
Likevektslinjen til Skjerdinganebreen basert på massebalansegradienten ligger på 1160 moh.

Resultatet er funnet ved sette spesifikk nettobalanse (y) lik null i formel 8.

5.6 Solinnstråling

Den direkte solinnstråling over smeltesesongen 2022 (1. April – 30. September) er modellert over Skjerdingsanebreen (Figur 27). Breen har generelt lite solinnstråling på den sørlige siden av breen og skyldes at topografien rundt breen skygger over store deler av breen.

Solinnstrålingen på breen varierer mellom 400-1200 kJ/m², hvor de største verdiene ligger ved de sørvendte fjellsidene, og de minste verdiene ved de nordvendte fjellsidene.



Figur 27: Solinnstrålingskart over Skjerdingsanebreen med posisjonen til stakene. Rød farge indikerer høy solinnstråling.

Solinnstrålingsmodellen overestimerer den totale solinnstrålingen (se avsnitt 4.2.3). Dette medfører større avvik mellom beregnet solinnstråling på breen og faktiske observasjoner. Imidlertid forblir forholdet mellom innkommende solinnstråling det samme. Dette betyr at det ikke vil ha noen betydelig påvirkning på funksjon for massebalansen på breen, da det er det relative forholdet som er avgjørende.

Tabell 6 viser solinnstrålingen ved de ulike massebalansestakene. Stake M3 og M4 ligger på ca. samme høyde over havet, men har stor forskjell i innkommende solinnstråling, og kan være en årsak til stor forskjell i isavsmelting mellom stakene.

Tabell 6: Viser forskjellige verdier ved de ulike massebalansestakene.

Stake	Høyde (moh.)	Total innkommende solinnstråling (kJ/m ²)	Meter vannekvivalent
M1	1070	935,4	-3,315
M2	1110	921,0	-2,320
M3	1123	1000,8	-1,832
M4	1124	692,1	-0,773
M5	1145	822,2	-0,433

Tabell 6 ble brukt for å lage en funksjon for massebalansen på breen som tar hensyn til både høyde over havet og energien fra solinnstråling ved de fem ulike massebalansestakene (Problemstilling 2). Flervariabel lineær regresjon ga en massebalansegradient for den spesifikke nettobalansen (y) i meter vannekvivalent (m v.e.),

$$y = 0,03237 x - 0,00430 i - 34,0586 \quad (9)$$

hvor y er spesifikk nettobalanse i m v.e., x er meter over havet og i er total innkommende solinnstråling i kJ/m². Regresjonen har en $R^2 = 0,971$.

Formel 9 ble brukt for å kalkulere spesifikk nettobalanse langs hele ytterkanten til breen. Resultatet sammen med dataen fra massebalansestakene ble brukt for å interpolere massebalansen til Skjerdinganebreen med hensyn på overflatehøyde og solinnstråling. Den gjennomsnittlige spesifikke nettobalansen fra interpolasjonen er -0,375 m v.e.

Den gjennomsnittlig spesifikke nettobalansen multiplisert med arealet til breen vil gi en estimering av netto volumforandringen til breen, og er $-0,172 \times 10^6$ m³ v.e., som tilsvarer -1,2% av volumet til breen.

Formel 9 ble brukt for å estimere likevektslinjen til breen. Dette ble gjort ved å sette y lik null, og deretter løse for overflatehøyde x . Solinnstrålingsverdien varierer mellom ca. 400 og 1200 kJ/m² på breen, og ble brukt for å estimere likevektslinjen på breen. Resultatet viser at likevektslinjen er estimert til å ligge mellom 1105 moh. og 1212 moh., med et gjennomsnitt på 1158 moh.

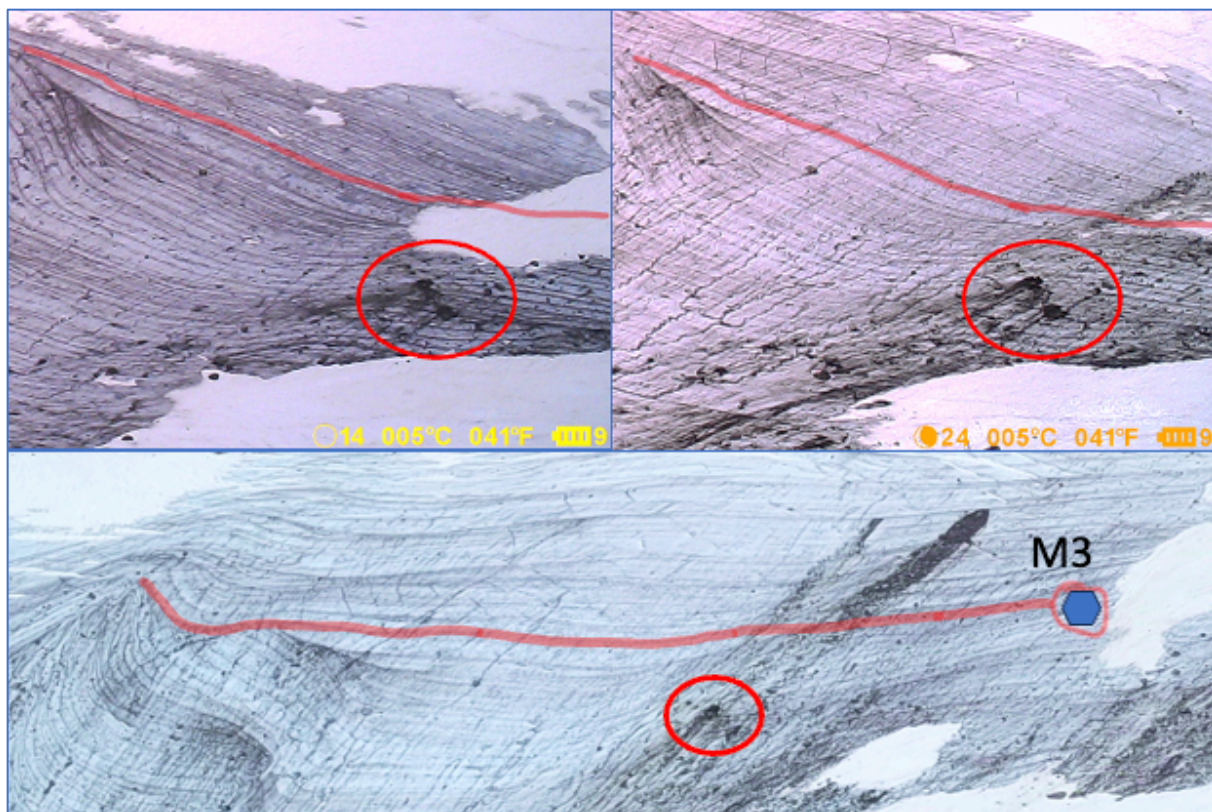
5.7 Endringer i snølinjen

Ved å analysere time-lapse-bildene over Skjerdingsanebreen gjennom smeltesesongen i 2022 kunne endringene i snølinjen observeres for å identifisere den spesifikke dagen da massebalansestakene ikke lenger var dekket av snø. I slutten av juni begynte deler av snøen på nedre del av breen og smelte bort. 1. august var det ikke lenger snø ved M1, mens M5 var fortsatt dekt med snø fram til 21 september. Resultatet ble deretter justert for å representere antall dager fra det tidspunktet da den spesifikke staken ikke var dekt av snø til slutten av smeltesesongen (3.10.22), og disse resultatene er presentert i tabell 3.

Tabell 7: Viser forskjellige verdier ved de ulike stakene. D er antall dager mellom dato og slutten av smeltesesongen 2022 (03.10.22)

Stake	Høyde (moh.)	Meter vann-ekvivalent	Dato	Dager snøfri (D)
M1	1070	-3,315	01.08.22	63
M2	1110	-2,320	07.08.22	57
M3	1123	-1,832	16.08.22 ± 5 dager	48 ± 5
M4	1124	-0,773	28.08.22	36
M5	1145	-0,433	21.09.22	12

Stake M3 befant seg utenfor synsfeltet til time-laps kameraet, noe som medførte usikkerhet på den spesifikke dagen M3 var snøfri. Ved å undersøke et område på time-laps kameraet som var i nærheten av M3, har denne informasjon blitt brukt til å estimere når stake M3 var snøfri, med en usikkerhet på ± 5 dager (Figur 28).



Figur 28: De øverste bildene er fra time-laps kameraet, hvor venstre bildet er fra 11.08.22 og høyre bildet er fra 21.08.21. Det nederste bildet er fra felt 03.10.22. Posisjonen til bildene ble sammenlignet ved å identifisere to steiner (rød sirkel) på breen. Fra feltbilde er stak M3 markert, og ved å følge en markant svart stripe (markert i rødt) kunne man identifisere ca. hvor M3 ville være i forhold til time-laps bildene. Når det ikke er noe snø ved den røde linjen, er M3 snøfri. På grunn av ujevn snø distribusjon er smeltemønstre på breen ujevnt.

Videre ble det forsøkt å lage en funksjon for den spesifikke nettobalansen til

Skjerdingsanebreen, som tar hensyn til stakene sin isavsmelting, overflatehøyde, solinnstråling og dager staken har vært snøfri. Kravet for å lage en flervariabel lineær regresjon er at forklaringsvariablene ikke har mer enn 0,7 kollinearitet. Høyden til stakene og dagene stakene har vært snøfri hadde for høy kollinearitet (0,79), og det er derfor ikke gyldig å lage en regresjon som bruker begge variablene. Statistisk sett burde det også være flere data punkter når man forsøker å lage en regresjon ved bruk av tre forklaringsvariabler.

Ved å analysere time-laps bildene kunne det identifiseres når snøgrensen nådde sitt høyest punkt på Skjerdingsanebreen i løpet av høsten 2022 (Problemstilling 2). Snøgrensen ble observert til å være på sitt høyeste 03.10.22 (Figur 29). Etter den dagen begynte det å snø, og senere bilder viste at snøgrensen gradvis beveget seg nedover breen.

Det ble utført feltarbeid på breen samme dag som snølinjen var på sitt høyeste, 03.10.22, hvor det ble tatt flere bilder av breen. Ved å sammenligne time-laps bildene og bilde tatt under feltarbeid (Figur 29) med satellitt bilde (Figur 30) for området, kunne det estimeres omtrentlig høyde for snøgrensen. Snøgrensen på slutten av smeltesesongen vil tilsvare den årlig likevektslinjen. Resultatet fra bilde observasjonene viser at den årlig likevektslinjen for 2022 varierer fra 1140 til 1170 m.o.h, hvor det laveste punktet ligger sør på breen og det høyeste ligger nord på breen (Figur 30). Den mest typiske høyden på likevektslinjen er 1155 ± 5 moh.



Figur 29: Bilde over Skjerdingsanebreen. Den årlige likevektslinjen ligger ved snøgrensen som er markert i rødt. Bilde er tatt nord for breen i slutten av smeltesesongen, 03.10.22 under feltarbeid.



Figur 30: Satellittbilde av Skjerdingsanebreen tatt 27.08.2019. Den årlig likevektslinjen er funnet ved time-laps bilder og feltbilder fra smeltesesongen 2022 og er markert i rødt.

6. Diskusjon

6.1 Feltarbeid

Et godt gjennomført feltarbeid legger grunnlaget for at videre arbeid av innsamlet data skal kunne gjennomføres, tolkes og legges frem på en bra måte. Under innsamling av data er det både menneskelige feil og utstyrsfeil som kan oppstå.

For å oppnå best mulig resultater ved bruk av georadar er det viktig å bruke riktige innstillingene med hensyn til vårt spesifikke formål. Ettersom vi ønsket å kartlegge tykkelsen til breen er det viktig at radaren har god penetrasjonsdybde for å få sterke reflektorer ved laggrensen mellom is og fjell. Ved bruk av en lavfrekvent antenne får man større penetrasjonsdybde, men det går på bekostning av den vertikale oppløsningen (se avsnitt 3.1.5). Vi har brukt en relativ lav frekvens (10 MHz), som gjør at radarprogrammene fungerer dårlig til å identifisere tynne lag og inhomogeniteter i breen, men utmerket til å kartlegge istykkelsen.

Det er viktig å bruke riktig EM-bølgehastighet for materialet, ettersom en feil bølgehastighet vil gi feil dybde ved tolkning av radargrammet (se avsnitt 3.1.3). Det er også viktig å følge den anbefalte antenneavstanden (Rx-Tx) for å registrere kraftigst mulig refleksjon. Dersom resultatet blir dårlig, kan dette justeres. Dette var ikke nødvendig under vårt feltarbeid.

En annen feilkilde som kan påvirke resultatene, er hvor nøyaktig GPS-signalene er. Viser GPS-signalene feil koordinater, vil tykkelsen til breen også være feil ved gitt posisjon, og kan dermed skape en falsk interpolasjon ved senere arbeid. I tillegg ble målingene begrenset av topografien og tilstedeværelsen av skredmateriale i området, noe som skapte et utfordrende terreng å utføre feltarbeidet. På grunn av risikoen forbundet med å utføre målinger i områder med skredfare nær fjellsidene, ble det også tatt hensyn til personlig sikkerhet under feltarbeidet. Som en konsekvens av dette var det manglende data for deler av breen.

Under utførelsen av GPR-målinger er det viktig å holde en konstant fart for å sikre en relativ lik avstand mellom vært trace. På grunn av ujevnt terreng var dette utfordrende, noe som kan ha ført til en ujevn distribusjon av traces.

6.2 Radargrammene

Hensikten med radargrammene er å identifisere bunnreflektoren for å finne korrekt istykkelse for Skjerdingsanebreen (Problemstilling 1). Mye støy og svak bunnreflektor vil komplisere tolkning av radargrammet. Ytterligere vil feil bruk av prosesseringsfiltre og unøyaktig markering av bunnreflektor fører til en upresis tolkning av istykkelsen. Riktig tolkning av bunnreflektoren legger til rette for et godt grunnlag til interpoleringen av istykkelsen på breen.

For å oppnå en tydelig reflektor er det viktig at tilstrekkelig energi treffer reflektoren, så det kan bli registrert ved mottakerantennen (se avsnitt 3.1.4). På grunn av at Skjerdingsanebreen er en temperert bre, kan den mulig inneholde flere smeltevannskanaler og små vannlommer i isen. Når EM-signalet beveger seg gjennom smeltevannskanalene, blir signalet dempet og spredt (se avsnitt 3.2.3) hvilket vil redusere penetrasjons-dybden. Materialet fra steinskred og andre inhomogeniteter som bresprekker og smeltevannskanaler i isen, vil også bidra til demping av EM-signalet.

Det er viktig at det er en kontrast i relativ permittivitet ved laggrensen for å oppnå en sterke reflektorer (se avsnitt 3.1.1a) Kontrasten i relativ permittivitet mellom is og fjell er liten og vil

gi en svak reflektor. Derimot ligger det ofte et tynt lag med vann mellom is og fjell. På grunn av vann sin høye relative permittivitet vil det gi en sterk reflektor (se avsnitt 3.2.3).

6.2.1 Varierende utbredeshastighet

En isbre vil aldri være homogen fra overflate til bunn. Luft og vanninnhold vil variere, noe som kan gi ulike hastigheter og dermed en mistolket dybde i profilet. I Reflex2DQuick brukes hastigheten for tempererte ismasser for å oppnå en riktig dybde på radargrammet (depth axis). Tidligere undersøkelser benyttet en hastighet på 0,169 m/ns (Sætrang & Holmquist, 1987, Sætrang & Wold, 1986), mens nyere studier bruker 0,168 m/ns (Melvold & Schuler, 2008). En varierende utbredeshastighet vil derfor ofte finne sted i en isbre. Det er dessverre ingenting som kan kontrollere inhomogenitetene i breisen, noe som gjør valget av hastighet til en viss usikkerhet ved studier av breer.

Det er viktig å anerkjenne at GPR-målingene ble utført i mai, da det lå store mengder snø over breen. Det er ikke tatt hensyn til snølaget i våre interpolasjonsmodeller over istykkelsen, noe som kan utgjøre en betydelig feilkilde. Vintersesongen 2021/2022 var preget av omfattende snøfall (se avsnitt 2.4.2), og som observert i figur 3 har store snøskred akkumulert på breen. Den elektromagnetiske bølgehastigheten vil variere, da bølgene reiser fortere gjennom snø enn is. Dette vil resultere i feil tolkning av dybden hvis man bruker en konstant fart. Det ville vært hensiktsmessig å måle snøtykkelsen med for eksempel en 500 MHz antenne og ta i bruk raster kalkulator for å minke mengden feilkilder på våre målinger.

I 2022 var det en annen bachelorgruppe som målte snøtykkelsen på Skjerdinganebreen ved bruk av 500 MHz georadar (Bøe et al., 2023). Resultatene viser at maksimal snøtykkelse var på ca. 11,7 m og ble målt ved den høytliggende siden av breen. Ved det lavtliggende område av breen ble snø tykkelsen målt til 2 ± 1 m. Interpolerte verdier fra georadar målingen ga en gjennomsnittlig snøtykkelse på 7,7 m. Det ble også utført tetthetsprøver av snøen for å finne EM hastigheten til snøen. Studentene kom frem til en gjennomsnittlig utbredeshastighet for snølaget på 0,217 m/ns.

Fra resultatene til Bøe kan feilen estimeres ved våre istykkelse-målinger med hensyn til tykkelsen til snølaget. For å finne endringen i istykkelse må vi først finne differansen i TWT

(ΔTWT) for snølaget med hastigheten for snø (0,217 m/ns) og is (0,168 m/ns). Ved å skrive om formel 2, blir

$$\Delta TWT = \frac{2h}{V_{snø}} - \frac{2h}{V_{is}} \quad (10)$$

hvor h er tykkelsen til snølaget, og v er hastigheten. Ved å benytte ΔTWT og hastigheten i is kan vi beregne feilen (x), som representerer et mål på hvor mye istykkelsen avviker ved å ignorere tilstedeværelsen av snø på breen.

$$x = \frac{(\Delta TWT) \times V_{is}}{2} \quad (11)$$

En negativ verdi indikerer at man overestimerer istykkelsen hvis man ikke tar hensyn til snølaget. Resultatet for maks, gjennomsnittlig og snøtykkelse på nedre delen av breen er vist i tabell 8.

Tabell 8: Viser endringen i istykkelse med hensyn til snølagets hastighet. Negativ verdi indikerer at istykkelsen er mindre enn tidligere estimert.

	Snø tykkelse (m)	ΔTWT	X (m)
Maks	11,7	-31,45	-2,64
Gjennomsnitt	7,7	-20,70	-1,74
Nedre del av breen	2	-5,38	-0,45

Ettersom vi ikke har tatt hensyn til snøtykkelsen ved våre radargrammer, fører dette til en overestimering av istykkelsen. Det medføre en misvisning ved interpoleringen av isvolumet, hvor den største overestimeringen av istykkelsen oppstår ved den høytliggende siden av breen. Dette betyr at den egentlige bunntopografien vil bli hevet.

6.2.2 Usikkerhet ved tolkning av bunnreflektor

Under feltarbeidet ble det samlet inn tolv radarprofiler. Fem av disse profilene ble eliminert, som følge av for mye støy og gjorde det vanskelig å identifisere en bunnreflektor.

Radargrammene til de syv utvalgte profilene viser et tydelig skille mellom is og fjell, hvor det ble knyttet mest usikkerhet til profil 3 (Figur 19). Dette skyldtes betydelige ujevnheter i det

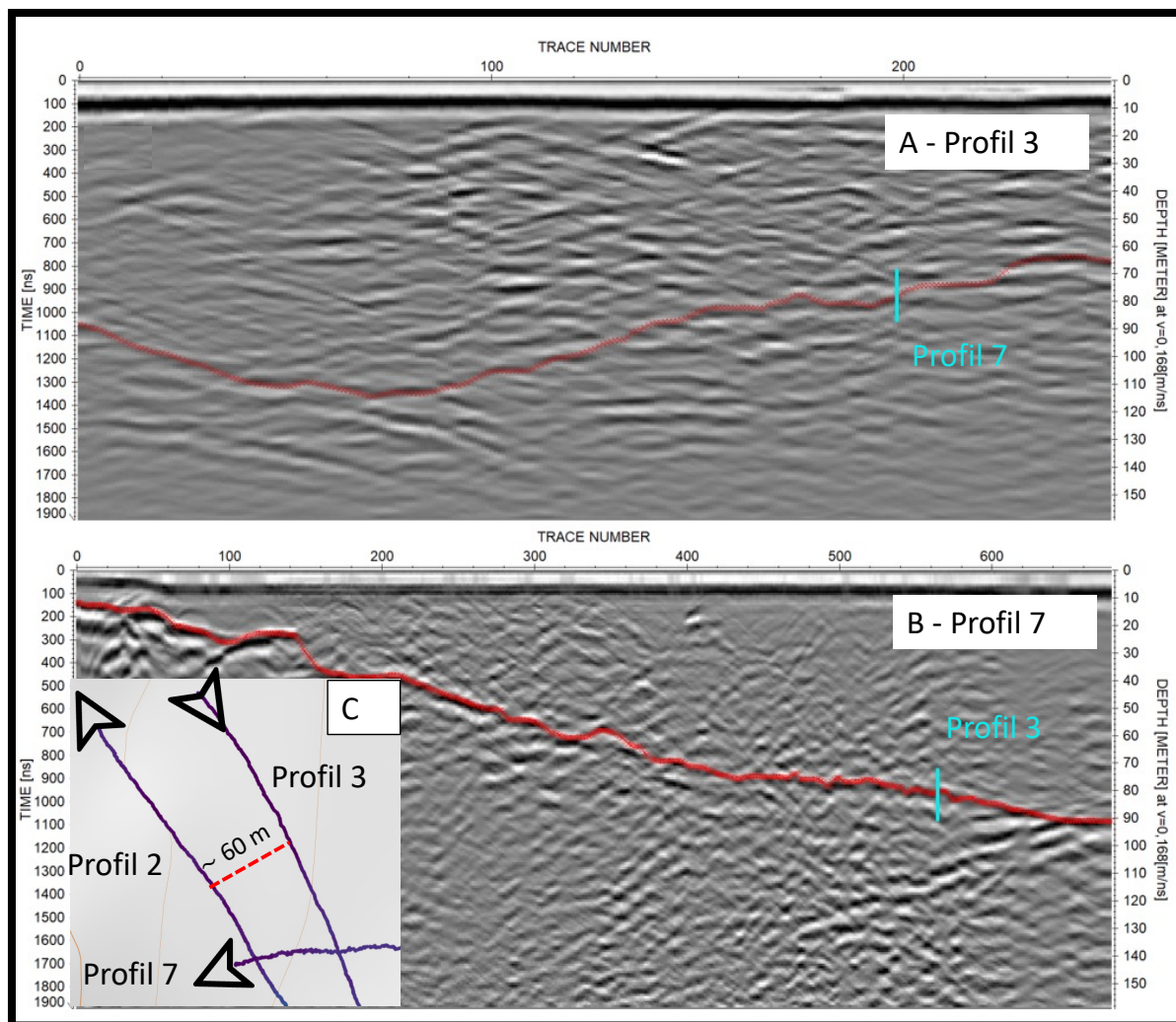
øverste laget som forstyrret bunnreflektoren. Det ble også knyttet en viss usikkerhet opp mot dybdetolkningen til et utdrag fra profil 5 (Figur 31). Ved bruk av krysningsprofiler og sammenligning med nærliggende målinger, kunne usikkerheten til profilene reduseres.

For å vurdere nøyaktigheten av radargram-tolkningene, ble tykkelsesforskjellene ved ulike krysningspunkter undersøkt. Istykkelsen varierte fra 0,7 m til 9 m, noe som tydet på at tolkningene av profilene var nøyaktige og at utstyret fungerte godt. Den største differansen kan forklares ved feiltolkning av bunnreflektoren i radargrammet. Tabell 9 viser forskjeller og beregninger ved alle krysningspunktene.

Tabell 9: Viser forskjellene i istykkelse ved alle krysningspunktene til de forskjellige traces

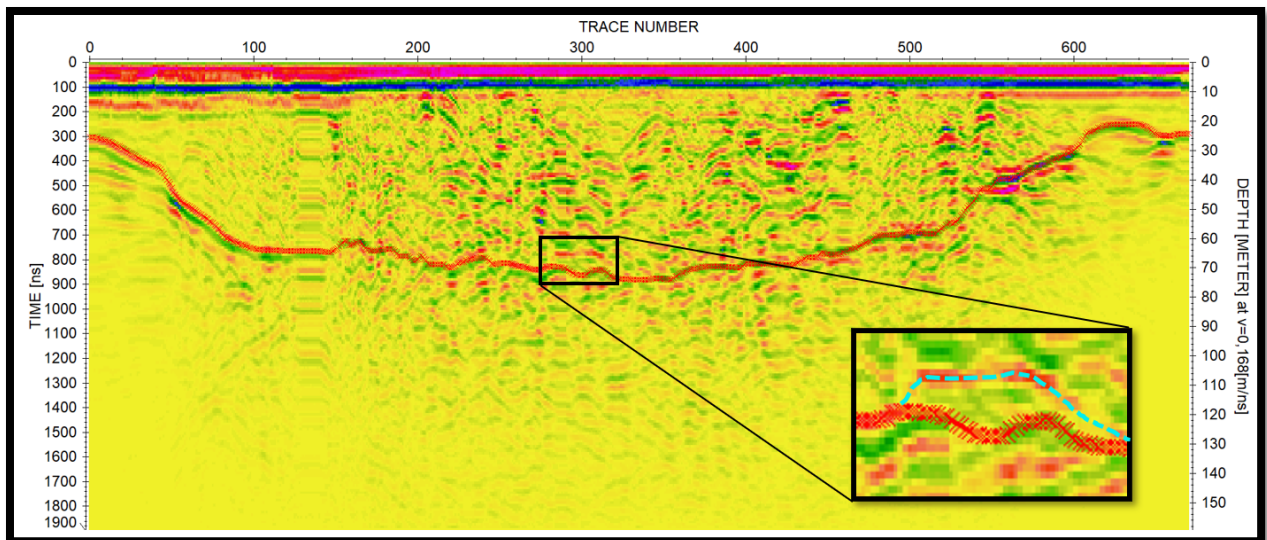
Forskjell i istykkelse ved krysningspunktene			
Krysningsprofiler	Istykkelse 1 (m)	Istykkelse 2 (m)	Avvik (m)
2 og 7	85,7	90,9	5,2
3 og 7	81,2	80,2	1
4 og 1	35,5	38,8	3,3
4 og 7	39,9	38,9	1
5 og 1	63,9	62,2	1,7
5 og 7	66	75	9
6 og 1	11,5	10,8	0,7
6 og 4	12,7	14,5	1,7

Usikkerheten knyttet til profil 3 kan reduseres ved å sammenligne istykkelseverdien til de nærliggende radarmålingene. Krysningspunktet mellom profil 3 og 7 viser en differanse på 1 m og er markert med en vertikal, blå strek på radargrammen (Figur 31, A og B). Ettersom profil 7 viser en tydelig bunnreflektor, kan avviket tyde på lite usikkerhet ved en dybdetolkning i akkurat dette område. Ved å sammenligne profilet med den nærmeste radarmålingen som ligger ~ 60 m vest (Profil 2 i figur 13), kan man se at dybdeverdiene til profilene øker og minker i takt med hverandre (Figur 31, C). Dette indikerer en sammenheng for bunntopografien i område, og gjør at det knyttes mindre usikkerhet til resten av profilet.



Figur 31: Viser radargrammene til profil 3 (A) og profil 7 (B) (Figur 13). Krysningspunktet for profilene kan observeres med blå markør på trace nr. 196 på A, og trace nr. 564 på B. C viser profilene, og hvordan istykkelsesverdiene øker og minker i takt med hverandre.

Det største avviket i krysningsprofilene ble registrert ved skjæringspunktet mellom profil 5 og 7, og viser en differanse på 9 m. I henhold til bunnreflektoren i radargrammene, viser profil 7 (Figur 18) en tydeligere reflektor enn profil 5 (Figur 21). Ut ifra sammenligningen mellom profilene kan en mer presis bunnreflektor identifiseres i ettertid. Figur 32 viser et utklipp av radargrammet til profil 5, hvor den røde linjen indikerer tidligere bunnreflektor, mens den blå stiplede linjen kan representere en mer reell laggrense mellom is og fjell.



Figur 32: Viser et utklipp av profil 5 (Figur 13) som tar for seg den nye bunntreflektoren som ble identifisert i ettertid. Bunntreflektoren som er brukt i oppgaven er markert i rød, mens den nye reflektoren er markert med blå stiplet linje.

6.3 Usikkerhet ved beregning av istykkelse, bunntopografi og sammenligning med tidligere resultater

Som nevnt i seksjon 4.2.2 er en interpolasjon avhengig av allerede eksisterende verdier for å kunne utføres. Det ble samlet inn data ved flere lokasjoner på breen, samt at det ble gitt en istykkelse på null meter ved ytterkanten til breen. Ved hjelp av dette kunne vi beregne tykkelsen til hele breen (Figur 23). Selv om resultatet viser en relativt jevn interpolasjon, er det nødvendig å stille spørsmål til hvorvidt resultatet samsvarer med virkeligheten. Selv om det ble utført målinger som tilsvarer 4444 traces, er dette kun en liten del av hele overflaten. Resultatet ved interpolering av breen vil gi en god indikator på istykkelsen nær de allerede eksisterende verdiene, men usikkerheten vil øke med større avstand fra GPR-målingene.

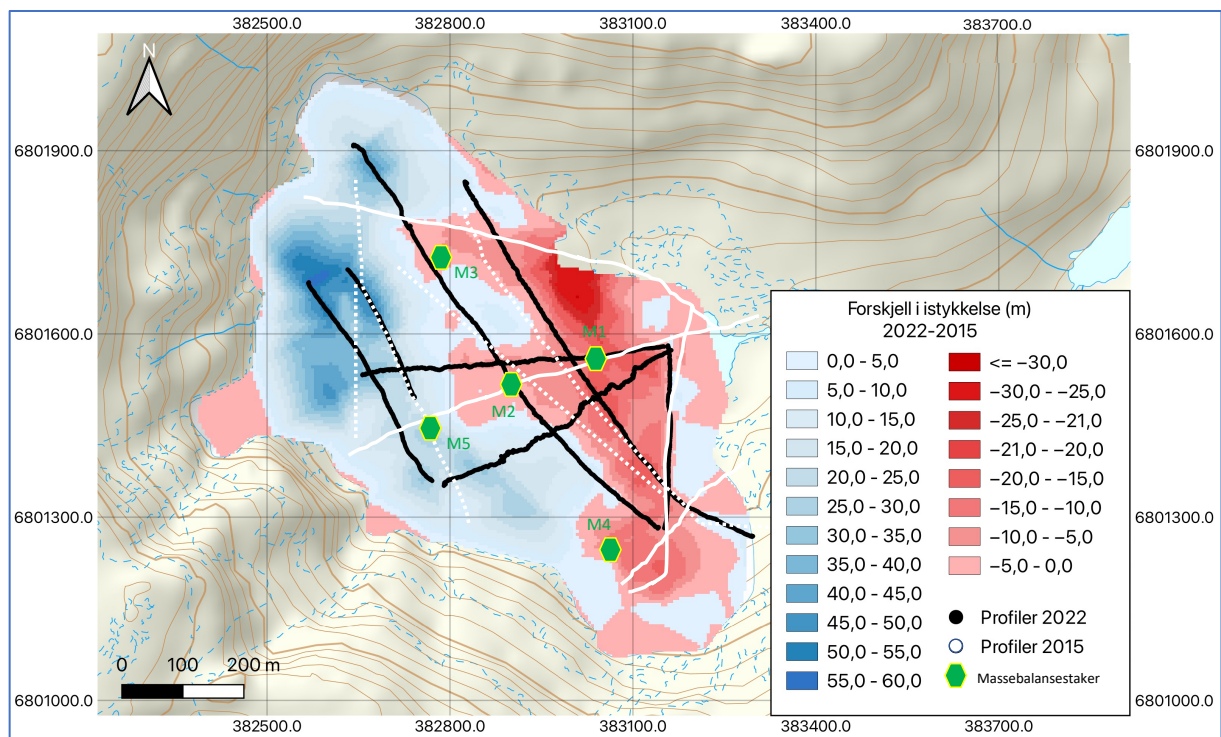
I seksjon 5.2 brukes resultatet fra interpolasjonen til å beregne det totale volumet til breen, bunntopografien under isen og forskjellen i istykkelsen mellom 2022 og 2015. Dersom den antatte istykkelsen ved store deler av breen er feil, vil ikke resultatene samsvare med realiteten. DTM'en som ble brukt til å lage bunntopografien er også en stor usikkerhet som vil kunne påvirke resultatet i stor grad. Dette er på grunn av flere urenheter i rasterlaget som ikke samsvarer med den virkelige overflaten til breen. Her kunne en ny DTM blitt laget ved hjelp av drone, slik at topografien til breen ville vært mer korrekt.

Valget av overflateareal kan også ha en innvirkning på nøyaktigheten av resultatene, da det kan være utfordrende å definere en presis ytterkant for Skjerdingsanebreen. Topografiske kart

og nyere flyfoto ble undersøkt for å bestemme dette området. Imidlertid viste det seg at når kun flyfoto ble brukt for å estimere breenes ytterkanter, strakte flere profiler seg utenfor det antatte feltområdet. Dette skyldes tilstedeværelsen av betydelige mengder morenemateriale som er avsatt i det sørøstlige område av breen. Dermed ble overflatearealet konstruert ved å kombinere topografisk kart, flyfoto og de plottede profilene for å gi et best mulig estimat.

6.4 Sammenligning av istykkelse fra 2022 og 2015

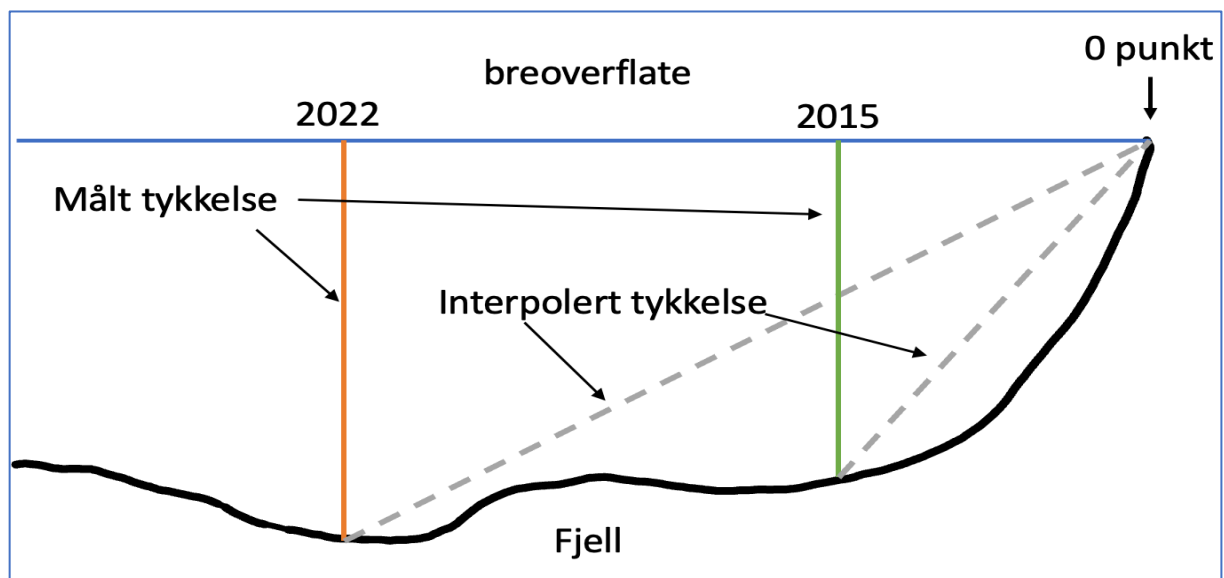
Skjerdinganebreen har en negativ massebalanse, og vi forventer derfor at is volumet til breen blir mindre. Derimot viser sammenligningen mellom istykkelsen fra 2015 og 2022 (Figur 33) et annet bilde (Problemstilling 3). Hovedårsaken til de store endringene skyldes feil datainnsamling og uønskede problemer med interpolasjonen, men naturlig årsaker vil også bidra til en endring i istykkelsen. I dette avsnittet tar vi for oss problemene med interpolasjonsmodellene, og presenterer hvilke resultater som kan være reelle.



Figur 33: Istykkelseforskjell mellom årene. Profilene fra 2022 er markert med svart, mens profilene fra 2015 er markert i hvitt. Hvit stiptet linje indikerer profilene fra 2015 som var usikre. Heksagonene i grønn farge er plasseringen til de ulike massebalansestakene.

Ved å sammenligne endringen i istykkelse med isavsmeltingen til massebalansestakene, blir det tydelig at det foreligger betydelig feil i figur 33. I løpet av balanseåret 2022 ble det målt en isavsmelting ved stake M5 på 0,49 m. Selv om det kan være årlig variasjoner i isavsmeltingen ved stakene, forventer vi at disse variasjonene ikke avviker betydelig fra et balanseår. Imidlertid viser figur 33 en positiv forskjell på ~20 meter ved stake M5 i løpet av perioden 2015-2022. En slik forskjell er helt usannsynlig og indikerer betydelig usikkerhet knyttet til sammenligningen mellom istykkelse fra 2015 til 2022. Det understrekes videre at figur 33 viser en positiv endring i istykkelse langt under likevektslinjen, noe som er urealistisk.

Det er flere årsaker som bidrar til betydelige forskjeller i istykkelse i figur 33. En utfordring oppstår på grunn av begrensningene ved interpolasjonsmodeller. For å oppnå en interpolasjon over hele breen, er istykkelsen ved ytterkanten til breen satt som null. Dette kan føre til en stor feil i fremstilling av istykkelsen hvis den ytterste GPR-målingen er langt unna ytterkanten til breen, og er illustrert i figur 34. Ettersom GPR-profilene fra 2022 og 2015 er forskjellige, kan det føre til en betydelig feil ved sammenligning mellom interpolasjonene nær ytterkanten til breen. Ulike interpolasjonsmetoder beregner nye verdier på forskjellige måter, og kan forsterke forandringer i istykkelse mellom årene.



Figur 34: En forenklet fremstilling av hvordan interpolert istykkelse henger sammen med ytterste radarprofil og ytterkanten til breen. Radarprofilen langt unna ytterkanten til breen vil underestimere istykkelsen i dette scenarioet.

En feil tolkning av istykkelsen vil føre til store forskjeller ved sammenligning mellom 2015 og 2022. I 2015 brukte Eldegard og Rønningen en 50 MHz antenne som er lite egnet for

dybdemålinger på over 50 ± 10 m. Det førte til mye støy i radargrammene der hvor istykkelsen var stor, og de fikk vanskeligheter med å tolke profilet. De målte en maksimal istykkelse på 88 m med stor usikkerhet. Under vårt feltarbeid i 2022 ble det brukt en 10 MHz antenne, som har en mye bedre penetrasjonsdybde. Det ble målt en maksimal istykkelse på 113 m ved samme område på breen. Ettersom flere av dybdemålingen til Eldegard og Rønningen var knyttet til stor usikkerhet (Figur 33), tyder det på at de kan ha tolket profilene feil, dermed brukt feil istykkelse i interpolasjonen.

En kombinasjon av dårlige penetrasjonsdybde fra 2015 og utfordringer ved interpolasjonsmodellen er mest sannsynlig årsaken til den store positive endringen i tykkelse på den vestlige, høytliggende siden av breen mellom 2015 og 2022. Det kan fortsatt ikke utelukkes at noe av endringen i istykkelse ved det høytliggende område skyldes en positiv massebalanse, men i så fall er det bare snakk om noen få meter. Resultatene fra massebalanse undersøkelsene (se avsnitt 5.5) viser at område hvor maksimal istykkelse forandring er målt (ca. 1170 moh.) har en spesifikk nettobalanse på 0,562 m v.e. Hvis massebalansen til breen har vært konstant mellom perioden 2015 til 2022, tilsvarer det en spesifikk nettobalanse på 3,9 m v.e. eller 4,2 m istykkelse. Derimot er det stor usikkerheten knyttet til massebalansegradienten til breen (se avsnitt 6.5).

Den østlige, og mer lavtliggende siden av breen har blitt tynnere mellom perioden 2015 til 2022, med en observert endring på opptil 30 m. Den primære årsaken til reduksjonen av istykkelsen i dette området skyldes naturlige årsaker som bidrar til smelting av breen. I dette området er isen tynnere og det regnes med at utstyret som ble brukt i 2015 hadde god nok penetrasjonsdybde til å observere bunnreflektoren, så her vil tolkningene av radargrammene være mer pålitelige. Den negative massebalansen som er observert ved det lavtliggende område av breen stemmer godt overens med resultatene fra massebalansemålingene (se avsnitt 5.4). Stake M1 viser en endring på 3,6 m. Hvis vi tar utgangspunkt i at massebalansen til Skjerdinganebreen har vært konstant mellom perioden 2015-2022, vil det ha blitt en reduksjon av istykkelsen ved M1 på 25,2 m. Dette stemmer godt overens med hva figur 33 illustrerer.

Som tidligere nevnt kan utfordringene knyttet til interpolasjon skape en overdreven reduksjon i istykkelse nær ytterkanten til breen, spesielt hvor målingene i 2015 er nærmere brekanten. Dette problemet kan tydelig observeres nordvest for den proglasiale innsjøen hvor figur 33 viser en endring på over 30 m. I dette området er 2015 målingene satt utenfor brekanten, mens

interpolasjonen fra 2022 har definert brekanten som nullpunkt. Der hvor målingene fra 2022 er nærmere brekanten sammenlignet med målingen fra 2015, vil endringen i istykkelse være mer positiv, og i noen tilfeller viser det at isen har blitt tykkere. Dette kan observeres sør for den proglasiale innsjøen.

Kort oppsummert så er det flere problemer ved sammenligningen mellom interpolasjonen fra 2015 og 2022. Uegnet utstyr i 2015 førte til feil tolkning av istykkelsen der mektigheten var større enn $50 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$. Det andre problemet er knyttet til feil som oppstår ved stor avstand mellom brekanten og nærmeste radarprofil. Med disse problemene tatt i betraktning, er det kun den østlige lavtliggende siden av breen som ligger innenfor profilnettverket som kan regnes som pålitelige. Her stemmer reduksjonen av istykkelse godt overens med observert massebalanse for breen.

6.4.1 Gjennomsnittlig istykkelse og totalt brevolum

Den gjennomsnittlige istykkelsen til interpolasjonene begge årene har blitt brukt til å regne ut det totale volumet, men en sammenligning vil ikke gi noe resultat man kan bruke. Dette kommer av at interpolasjonen fra 2015 vil være svært misvisende på grunn av istykkelse målinger med uegnet utstyr, noe som fører til en falsk gjennomsnittstykkelse for isen.

Figur 34 illustrerer betydelige forskjeller i istykkelsen mellom årene. Det totale volumet er blitt 7,6% større i 2022 enn 2015. Dette vil være et resultat som ikke fremstiller virkeligheten til volumendringen observert på Skjerdingsanebreen, ettersom breen har en negativ netto volumforandring. Årsaken til den store volumøkningen kommer av sikrere data i den tykke, høytliggende siden av breen. Den store forskjellen i det høytliggende området har gitt en større gjennomsnittlig tykkelse på et mindre areal. Som et resultat av nyere og forbedret estimat av volumet til Skjerdingsanebreen, viser de empiriske modellene et enda større underestimat enn først antatt i 2015.

6.5 Usikkerheter ved massebalansegradienten

Skjerdinganebreen har en veldig høy massebalansegradient på 38,17 m v.e. km⁻¹.

Sammenlignet med andre breer i område hvor det har blitt utført langtidsmålinger av massebalansen, har Nigardsbreen (1962 – 2003) og Austerdalsbreen (1988-2003) en gradient på henholdsvis 7,8 m v.e. km⁻¹ og 8,3 m v.e. km⁻¹ (Rasmussen & Andreassen, 2005). Man kan stille seg kritisk til om massebalansegradienten til Skjerdinganebreen er målt riktig og om et balanseår er representativ for gradienten.

Et problem med å bestemme massebalansegradienten er knyttet til hvor mange steder på breen som er nødvendig å måle massebalansen for å få troverdige estimater av den totale massebalansen. Ifølge Fountain og Vecchia er fem massebalansestaker tilstrekkelig for Skjerdinganebreen (Fountain & Vecchia, 1999). Trabant og March mener at det burde plasseres ut en stake i ablasjonsområdet, en nær den klimatiske likevektslinjen og en i akkumulasjonsområdet (Trabant & March, 1999). På Skjerdinganebreen står alle fem stakene i ablasjonsområdet, og kan føre til feil estimering av massebalansegradienten. For å forbedre resultatet burde det plasseres ut staker i akkumulasjonsområdet og ved likevektslinjen. På grunn av ujevn snøskredaktivitet i akkumulasjonssonen, burde flere staker plasseres ut for å sikre at de ikke blir ødelagt eller forsvinner på grunn av høy snøakkumulasjon.

Skjerdinganebreen sin unike topografi og plassering er mest sannsynlig en viktig faktor som bidrar til breen sin høye massebalansegradient. Tidligere studier av Skjerdinganebreen konkluderer med at hele 35% av breens snøakkumulasjon kommer fra snøskred (Garpestad et al., 2017), noe som har en betydelig positiv effekt på vinterbalansen til breen. På grunn av breen sin lave gjennomsnittlige høyde kan det forventes at breen generelt sett vil ha en høy negativ sommerbalanse. Den markante forskjellen i vinter- og sommerbalanse resulterer i en høy massebalansegradient.

Det er viktig å bemerke seg at massebalansemålingene på Skjerdinganebreen er gjort over et balanseår, hvor store årlige variasjoner i akkumulasjon og ablasjonen vil påvirke massebalansegradienten. Hvis vinterbalansen er mer positiv enn normalen, og sommerbalansen er mer negativ enn normalen, vil det føre til en høyere massebalansegradient (Rasmussen, 2004). I vintersesongen 2021-2022 var nedbørsmengden ved Skjerdinganebreen høyere enn gjennomsnittet for område (se avsnitt 2.4.2), noe som kan ha hatt en betydelig effekt på massebalansegradienten. Observasjoner som er blitt gjort på flere større breer i Norge (2 km² - 48 km²) viser derimot at massebalansegradienten varierer lite fra år til år

(Rasmussen & Andreassen, 2005). Det vil derfor være interessant og måle gradienten til Skjerdinganebreen over flere år, får å se om en liten botnbre følger samme trend som andre større norske breer.

6.6 Utvikling av ny modell for massebalansen til Skjerdinganebreen

Massebalansegradienten forklarer hvordan den spesifikke nettobalansen endrer seg med overflatehøyden. På de aller fleste breer er det nesten et lineært forhold mellom nettobalansen og høyden (Benn & Evans, 2014). Derimot ble det observert på Skjerdinganebreen at den spesifikke nettobalansen til stake M3 (1123 moh.) var 137 % større enn M4 (1124 moh.), selv om de ligger på omtrent samme høyde. Dette tyder på at andre lokale variasjoner har stor påvirkning på massebalansen på Skjerdinganebreen. Tabell 6 viser at stake M3 får 1,45 ganger mer solinnstråling enn M4. Man kan også stille spørsmål til om massebalansegradienten for breen er representativ (se avsnitt 6.5). Det ble derfor utviklet en funksjon som tar hensyn til solinnstråling og høyde (se avsnitt 5.6), etter dette henvist til som modell 2. Videre følger en diskusjon av de ulike komponentene som modell 2 ikke tar hensyn til.

Akkumulasjonsraten påvirkes i stor grad av redistribusjonsprosesser som vindskuring og snøskred (se avsnitt 2.2). På grunn av topografien på og rundt Skjerdinganebreen, vil det kunne oppstå store forskjeller i vindhastighet. Dette fører til at snøen kan bli transportert av kraftig vind og omfordelt til områder hvor vindhastigheten er lav, og vil ha stor innvirkning på mønstrene for snøakkumulering (Jaedicke & Sandvik, 2002). Flere snøskred med utløpsone på breen er også observert under feltarbeid og skiturer i området. Snøskred kan transportere store mengder snø som blir avsatt på breen. Den uregelmessige fordelingen av snøen kompliseres ved at snøskredene ikke nødvendigvis avsetter snøen jevnt innenfor utløpsområdet. Flere steder på breen er helningen såpass bratt at snøskred kan dra med seg snøen fra det området og avsette den på steder med slakere helning.

Overflate energibalansen påvirker smeltingen på breen, hvor solinnstråling og følbare varme fluks er noen av de viktigste komponentene. Andelen av solinnstråling som blir reflektert av overflaten er avhengig av albedoen. Snø har en mye høyere albedo enn is (Benn & Evans, 2014), og skaper en positiv tilbakekoblingsmekanisme hvor smelteprosessen vil bli

forsterket der snøen smelter raskest. Dette medfører at effekten av solinnstråling vil være sterkere i ablasjonsområdet enn akkumulasjonsområdet.

Effekten av smelting fra følbare varmekuener er sterkt påvirket av luftbevegelsen i nærheten av breoverflaten (Benn & Evans, 2014). På øst- og sørvendte aspekter rundt breen kan soloppvarming føre til oppstigning av luft i dette området. Denne oppstigningen fører til reduksjon i lufttrykket og resulterer i luftstrøm fra områder med høyere trykk (McClung & Schaerer, 2022). Dette kan medføre bevegelse av luft i nærheten av breoverflaten og vil skape lokale variasjoner hvor effektene av følbare varmekuener forsterkes.

6.7 Sammenligning av massebalansen til de ulike modellene

Tabell 10: Oversikt over ulike massebalansesmodeller. x er meter over havet, i er solinnstråling. Net V er netto volumforandringen til breen. % indikerer hvor mange prosent Net V er av isvolumet til Skjerdingsanebreen

	Formel	Net V	%
Modell 1	$y = 0,03817 x - 44,287$	$-0,2998 \times 10^6 \text{m}^3$ og $-0,3086 \times 10^6 \text{m}^3$	-2,1
Modell 2	$y = 0,03237 x - 0,00430 i - 34,0586$	$-0,1720 \times 10^6 \text{m}^3$	-1,2

Ved å sammenligne estimatet av netto volumforandringen til de ulike modellene (Tabell 10) med volumendringen på Skjerdingsanebreen i løpet av perioden 2015-2022 (Problemstilling 3), kan vi få en indikasjon på hvilken modell som er mest representativ for breen. Derimot var det store problemer med å sammenligne netto volumbalansen til modellene med volumendringen i perioden på grunn av store unøyaktigheter i volum estimatet fra 2015, som tidligere ble diskutert i avsnitt 6.4.

For å korrigere for unøyaktigheten av volum sammenligningen i perioden, ble netto volumbalansen fra 2022 kun sammenlignet med den nedre siden av breen, der det var en reduksjon av istykkelsen. Endringen i perioden for dette området er estimert til $-0,793 \times 10^6 \text{m}^3$ v.e., noe som tilsvarer 5,5% av det totale isvolumet i 2022.

Dersom man antar at netto volumforandringen i modell 1 har vært konstant i perioden 2015-2022, resulterer dette i en beregnet netto volumforandring på $-2,0986 \times 10^6 \text{m}^3$ v.e. til $-2,1602 \times 10^6 \text{m}^3$ v.e., med en tilhørende overestimert på 164%. Tilsvarende, ved å anvende samme antakelse i modell 2, beregnes en volumendring på $-1,204 \times 10^6 \text{m}^3$ v.e. for samme periode, som indikerer en overestimert på 52%.

Basert på disse funnen kan vi konkludere med at begge modellene viser betydelig avvik fra volumsammenligningen mellom 2015 og 2022, men modell 2 er betraktelig bedre. Derimot er det altfor stor usikkerhet knyttet til volumendringen i løpet av perioden, og gjør det vanskelig å tolke resultatet. Det er nødvendig å gjennomføre ytterligere undersøkelser av isvolumet til Skjerdinganebreen for å kunne sammenligne modellene med volumendringene. I tillegg bærer modellene preg av at de er basert på massebalansemålinger over et balanseår, og er derfor ikke nødvendigvis representative for breen (se avsnitt 6.5).

6.8 Sammenligning mellom observert, estimert og tidligere likevektslinje

Tabell 11: Modell 1 er en funksjon med hensyn til høyde. Modell 2 er en funksjon med hensyn til høyde og solinnstråling. * indikerer minimum og maksimum høyde på likevektslinjen. Likevektslinjen i 2016 (Garpestad et al., 2017)

	Obsvert i felt (L_f)	Modell 1 (L_h)	Modell 2 (L_{h+i})	Likevektslinje 2016
Årlig likevektslinje (moh.)	1155±5 *(1140 – 1170)	1160	1158 *(1105 – 1212)	1145

Likevektslinjen på en bre er et viktig indikatorpunkt som representere balansen mellom årlig akkumulasjon og ablasjon. Dermed gir likevektslinjen verdifull informasjon om breens tilstand og dens evne til å opprettholde masse over tid (se avsnitt 3.3.2).

Basert på observasjoner fra feltbilder og time-laps kamera har den årlige likevektslinjen blitt identifisert og estimert til å være i området mellom 1140 og 1170 moh., med den mest typiske verdien på 1155±5 moh. Det laveste punktet på likevektslinjen ble funnet der solinnstrålingen var relativ lav, og det lå innenfor skredutløpssonen til en stor renne. Den høyeste verdien ble funnet nord på breen hvor solinnstrålingen er høyest. Her var det likevel store variasjoner ved likevektslinjen, noe som sannsynligvis kommer av ujevn snø distribusjon fra snøskred.

Fra massebalansegradienten funnet ved modell 1 ble likevektslinjen estimert til 1160 moh. Resultatet stemmer bra med den typiske verdien for likevektslinjen som ble observert i felt.

Ved bruk av modell 2 ble estimatet for likevektslinjen på Skjerdinganebreen beregnet til å ligge mellom 1108 moh. og 1212 moh. ved solinnstrålingsverdier på henholdsvis 400 og 1200 kJ/m². Disse solinnstrålingsverdiene ble valgt ut fra minimums- og maksimumsverdier på breen fra figur 26. Gjennomsnittet av estimatet for likevektslinje ble beregnet til 1158 moh.,

og dette stemmer godt overens med observert likevektslinje fra felt. Sammenlignet med feltobservasjoner viser det seg at solmodellen overestimerer og underestimerer effekten av solinnstråling når ekstreme verdier blir brukt.

Modell 2 tar ikke hensyn til den ujevne fordelingen av snø, og kan være en årsak til at modellen avviker fra observert likevektslinje ved ekstreme verdier. Der hvor solinnstrålingsverdien er høy på Skjerdingsanebreen var det observert store forskjeller i snø distribusjon fra snøskred (Figur 35). Det kan skyldes at solinnstrålingen føre til vannproduksjon i snødekket, som kan resultere i dannelsen av våte flak- og glideskred (McClung & Schaerer, 2022) som har løseområde fra Vikaeggen og Salen. Modellen underestimerer likevektslinjen betraktelig der hvor solinnstrålingen var lav. Det kan også forklares ved ujevn snø distribusjon. På grunn av breen sin bratte helning i dette området kan snøskred fraktet med seg store snømasser og avsette den lengre ned på breen, hvor overflatetemperaturen er høyere og fører til smelting av snømassene.



Figur 35: Viser ujevn snødistribusjon. Høyeste punkt på likevektslinjen er markert i rødt og ligger 1170 moh.. Vikaeggen og Salen er markert på bilde. Foto et tatt 03.10.22

For sesongen 2016 ble den årlige likevektslinjen observert ved 1145 moh. Den ble observert under feltarbeid i 2017 med bruk av georadar (Garpestad et al., 2017). Resultatet fra Garpestad viser at likevektslinjen er 10 ± 5 m lavere enn resultatet fra 2022. Det er fortsatt ikke

mulig å si noe om trenden til likevektslinjen, ettersom den årlige likevektslinjen er svært sensitive til årlige variasjoner i akkumulasjon og ablasjon. Det er typisk for breer på Vestlandet at vinterakkumulasjonen kan variere mye fra år til år (Rasmussen & Andreassen, 2005). En høy akkumulasjon vil føre til en lavere årlige likevektslinje. For å kunne bestemme den klimatiske likevektslinjen på Skjerdinganebreen, er det nødvendig å utføres flere observasjoner av den årlige likevektslinjen.

Sammenlignet med den klimatiske likevektslinjen til andre breer i regionen, som Nigardsbreen (1490 moh.) og Austerdalsbreen (1440 moh.) (Rasmussen & Andreassen, 2005), er likevektslinjen til Skjerdinganebreen 285-335 meter lavere. Dette indikerer at breen er helt unik for regionen.

7. Konklusjon

Breer i Norge er viktig for vannkraft, vannforvaltning og turisme. Massebalansemålinger og georadarundersøkelser har blitt utført på et fåtall av breene vi har i Norge. For å forbedre kunnskapen om små botnbreer og dem sin respons på klima, har vi utført en direkte måling av massebalansen og istykkelsen på Skjerdinganebreen.

Formålet med denne oppgaven var å utføre nye GPR-målinger på Skjerdinganebreen som kunne gi oss presis informasjon om istykkelsen, samt undersøke massebalansen til breen ved bruk av massebalansestaker. Resultatene fra GPR-målingene ble interpolert til et totalt brevolum som kunne sammenlignes med resultatene til Eldegard og Rønningen over Skjerdinganebreen fra 2015. Videre ble det sett på en sammenheng mellom massebalansen til breen og endringen i isvolum mellom 2015 og 2022.

Høgskulen på Vestlandet (HVL) har nå tilgang til IceRadar Turn-Key System, som har en betydelig økt penetrasjonsdybde sammenlignet med det tidligere benyttede radarsystemet av Eldegard og Rønningen. Med dette utstyret har vi oppnådd mer nøyaktige målinger av istykkelsen ved de dypeste områdene på breen. Der hvor de tidligere dybdemålingene var nøyaktige, har vi kunnet studere endringen av istykkelse mellom årene. Det ble målt en maksimal istykkelse på ~113 meter og en gjennomsnittlig istykkelse på ~34 meter. Ved

interpolasjon av istykkelsen ble volumet beregnet til $14,334 \times 10^6 \text{ m}^3$ v.e., fordelt på et areal på $0,459 \text{ km}^2$.

Massebalansemålingen viser betydelige variasjoner i isavsmeltingen både med overflatehøyden og på tvers av breen. Som et resultat av disse variasjonene, ble det utviklet to modeller for å vurdere massebalansen til Skjerdinganebreen. I den første modellen ble kun overflatehøyden tatt i betraktning, der den spesifikke nettobalansen endrer seg lineært med overflatehøyden. Dette er vanlig praksis på de aller fleste breene. Denne modellen ga en massebalansegradient på $38,17 \text{ m v.e. km}^{-1}$ og en spesifikk nettobalanse for hele breen på $-0,653 \text{ m v.e.}$ til $-0,672 \text{ m v.e.}$ Den årlige netto volumforandring til breen er på $-0,30 \times 10^6 \text{ m}^3$ v.e. til $-0,31 \times 10^6 \text{ m}^3$ v.e., tilsvarende en reduksjon på $-2,1\%$ av brevolumet.

Massebalansegradienten og den spesifikke nettobalansen til breen er betydelig større sammenlignet med andre breer i regionen.

I modell 2 ble både overflatehøyden og solinnstråling tatt i betraktning, og denne modellen ble utviklet ved multiple lineær regresjon. Resultatet fra modell 2 ga en gjennomsnittlig spesifikk nettobalanse på $-0,375 \text{ m v.e.}$ og en netto volumforandring på $-0,172 \times 10^6 \text{ m}^3$ v.e., som tilsvarer en reduksjon på $1,2\%$ av brevolumet. Modellen ga betraktelig lavere verdier enn modell 1. Derimot er det vanskelig å si noe om hvilken massebalanse modell som passer best for breen på grunn av store usikkerheter knyttet til tidligere istykkelsemålinger.

Bilder fra felt og time-laps kamera viser at likevektslinjen til Skjerdinganebreen for 2022 varierer på tvers av breen mellom 1140 moh. og 1170 moh. , hvor den mest typiske verdien er på $1155 \pm 5 \text{ moh.}$ Denne observasjonen stemmer godt overens med den estimerte likevektslinjen basert på massebalanse modellene, som er beregnet til 1160 moh. og 1158 moh. Denne konsistensen mellom de to målemetodene styrker troverdigheten til massebalansemodellene. Det er verdt å merke seg at likevektslinjen til Skjerdinganebreen ligger rundt 300 meter lavere enn tilsvarende to andre breer i regionen. Dette gjør Skjerdinganebreen unik i Vestlandet og antyder at den er mer robust mot klimaendringer sammenlignet med andre breer i området.

De nye målingene fra 2022 har forbedret volumestimatet av breen, og viser at volumet er $7,6\%$ større enn antatt i 2015. På grunn av betydelig usikkerheter i målingene av istykkelsen fra 2015, er det store utfordringer knyttet til sammenligningen av istykkelse mellom 2015 og 2022. Feilaktig tolkning av dybden i den høytliggende delen av breen i 2015 er hovedårsaken

til den markante positive forskjellen i istykkelse i 2022, på opptil 55 meter avvik. Imidlertid er målingen fra 2015 mer pålitelig i den lavtliggende delen av breen, ettersom utstyret var bedre egnet for istykkelsemålinger under 50 m. I dette området observeres en reduksjon i istykkelsen på opptil 30 meter mellom 2015 og 2022, noe som stemmer godt overens med massebalansemålingene fra 2022.

Vår studie har bidratt til et forbedret estimat av volumet til Skjerdingsanebreen.

Massebalansemålingene viser en god overensstemmelse med observasjonene av reduksjonen i istykkelsen i nedre del av breen mellom 2015 og 2022. Den totale netto volumforandringen overestimerer reduksjonen i isvolumet mellom årene, noe som kan skyldes unøyaktig målinger av istykkelsen ved den høytliggende siden av breen i 2015. Det er imidlertid viktig å merke seg at massebalanseundersøkelser basert på ett år ikke nødvendigvis er representativt for den generelle massebalansen til breen. Videre undersøkelser av massebalansen bør derfor utføres for å få et mer helhetlig bilde. Det anbefales også å plassere flere massebalansestaker i akkumulasjonsområdet til breen for å sikre høyere kvalitet i fremtidige massebalanseundersøkelser. Dette vil bidra til en mer grundig forståelse av breen og dens respons på klimaendringer.

Kilder

- Aarnes, J. F., & Aubert, K. E. (2023). Interpolasjon – matematikk. I *Store norske leksikon*.
https://snl.no/interpolasjon_-_matematikk
- Andreassen, L. M., & Winsvold, S. H. (2012). *Inventory of Norwegian Glaciers*. Rapport 38. Norwegian Water Resources and Energy Directorate
- Bahr, D. B., & Radić, V. (2012). Significant contribution to total mass from very small glaciers. *The Cryosphere*, 6 (4), 763–770. <https://doi.org/10.5194/tc-6-763-2012>
- Benn, D., & Evans, D. J. A. (2014). *Glaciers and Glaciation, 2nd edition*. Routledge.
<https://doi.org/10.4324/9780203785010>
- Bjerka, I. S. (2015). *Investigations of mass balance on Marthabreen, Svalbard in 2014*. [Masteroppgave]. <http://urn.nb.no/URN:NBN:no-49832>
- Bøe, K. M., Hole, M. H., & Hovda, J. M. (2023). Kartlegging av romleg variasjon i snødjupne og undersøking av akkumulasjonsprosesser på Skjerdinganebreen vinteren 2022 [Bacheloroppgave].
- Dahl, O. S., Vasskog, K. (2023, 23. februar). *Breer og Klima*. Universitetet i Bergen.
<https://www.uib.no/fg/natur/115247/breer-og-klima>
- Ciraci, E., Velicogna, I., & Swenson, S. (2020). Continuity of the Mass Loss of the World's Glaciers and Ice Caps From the GRACE and GRACE Follow-On Missions. *Geophysical Research Letters*, 47(9), e2019GL086926.
<https://doi.org/10.1029/2019GL086926>
- Davies, B. (2022, 24. april). *Longitudinal stress*. AntarcticGlaciers.Org.
<https://www.antarcticglaciers.org/glacier-processes/glacier-flow-2/longitudinal-stress/>
- Eldegard, R. F., & Rønningen, E. S. S. (2015). *Georadarundersøkelser av Skjerdinganebreen. Beregning av istykkelse, volum og sammenligning av dette med estimerte volumer ved volumarealmetode*. [Bacheloroppgave]. <http://hdl.handle.net/11250/2356268>
- Everett, M. E. (2013). *Near-Surface Applied Geophysics* (1. utg.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139088435>
- Fountain, A. G., & Vecchia, A. (1999). How many stakes are required to measure the mass balance of a glacier?. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(4), 563-573.
- Fox-Kemper, B., H.T. Hewitt, C. Xiao, G. Aðalgeirsdóttir, S.S. Drijfhout, T.L. Edwards, N.R.

- Golledge, M. Hemer, R.E. Kopp, G. Krinner, A. Mix, D. Notz, S. Nowicki, I.S. Nurhati, L. Ruiz, J.-B. Sallée, A.B.A. Slangen, and Y. Yu, (2021). Ocean, Cryosphere and Sea Level Change I [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou]. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (s.1211–1362). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. doi:10.1017/9781009157896.011.
- Garpestad, T. G. Ø., Yttervik, Ø., & Kolnes, J. F. (2017). *Snøakkumulasjonen på Skjerdingsanebreen* [Bacheloroppgave]. <http://hdl.handle.net/11250/2454218>
- Glaciation, (u,å). *How are glaciers formed?*
https://glacialfeatures.weebly.com/glacier-formation.html?fbclid=IwAR04ovqRv5rnJEoNNWpR3QhDvn5jgfYzqumULIFDAaAwYExomXL8dO3F8_
- Grinde, L., Mamen, J., & Tunheim, K. (2022, februar 1). *Været i Norge*.
https://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:7oK6vFUgos8J:https://www.met.no/publikasjoner/met-info/met-info-2022/_/attachment/download/c1d8e25b-80b4-41ca-8d03-b0a6f0d80e82:c1f33d052b5ebd0c545a3bc98314b32a1c84700d/MET-info-01-2022.pdf&cd=4&hl=no&ct=clnk&gl=no
- Hagen, J. O., Liestøl, O., Roland, E., & Jørgensen, T. (1993). *Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen*.
- IPCC, (2021). Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (s. 3–32). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, doi:10.1017/9781009157896.001.
- Jaedicke, C., & Sandvik, A. D. (2002). *High resolution snow distribution data from complex Arctic terrain: A tool for model validation*. 2(3/4), 147–155.
- Jensen, A. E. (2022, mars 21). *Klimaendringer truer klodens ismasser*. illvit.no.
<https://illvit.no/naturen/is/isbre>
- Lalumiere, L. (2006). *Ground Penetrating Radar for Helicopter Snow and Ice Surveys*.
https://publications.gc.ca/collections/collection_2015/mpo-dfo/Fs97-18-248-eng.pdf
- Langhammer, L., Grab, M., Bauder, A., & Maurer, H. (2019). Glacier thickness estimations of alpine glaciers using data and modeling constraints. *The Cryosphere*, 13(8), 2189–

2202. <https://doi.org/10.5194/tc-13-2189-2019>

Lapazaran, J. J., Otero, J., Martín-Español, A., & Navarro, F. J. (2016). On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors. *Journal of Glaciology*, 62(236), 1008–1020. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.93>

Machguth, H., Thomsen, H. H., Weidick, A., Ahlstrøm, A. P., Abermann, J., Andersen, M. L., Andersen, S. B., Bjørk, A. A., Box, J. E., Braithwaite, R. J., Bøggild, C. E., Citterio, M., Clement, P., Colgan, W., Fausto, R. S., Gleie, K., Gubler, S., Hasholt, B., Hynek, B., ... Wal, R. S. W. V. D. (2016). Greenland surface mass-balance observations from the ice-sheet ablation area and local glaciers. *Journal of Glaciology*, 62(235), 861–887. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.75>

Marzeion, B., Hock, R., Anderson, B., Bliss, A., Champollion, N., Fujita, K., Huss, M., Immerzeel, W. W., Kraaijenbrink, P., Malles, J., Maussion, F., Radić, V., Rounce, D. R., Sakai, A., Shannon, S., van de Wal, R., & Zekollari, H. (2020). Partitioning the Uncertainty of Ensemble Projections of Global Glacier Mass Change. *Earth's Future*, 8(7). <https://doi.org/10.1029/2019EF001470>

McClung, D., & Schaerer, P. A. (2022). *The avalanche handbook* (4th edition). Mountaineers Books.

Melvold, K., & Schuler, T. V. (2008). Mapping of subglacial topography using GPR for determining subglacial hydraulic conditions. I C. Hauck & C. Kneisel (Red.), *Applied Geophysics in Periglacial Environments* (s. 191–206). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535628.015>

Milsom, J., & Eriksen, A. (2011). *Field geophysics* (4th ed).

Musset, A. E., & Khan, M. A. (2000). *Looking into the Earth: An Introduction to Geological Geophysics* (Bd. 65). England, Cambridge: Cambridge University Press. https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0026461X00035167/type/journal_article

Nesje, A. (2012). *Brelære: bre, landskap, klimaendringer og datering*. Høyskoleforlaget.

Norges Geotekniske Institutt. (2023). *Geofysikk, fjernmåling og romlig analyse. Georadar*. <https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise/Geofysikk-fjernmaaling-og-romlig-analyse/Georadar>

Norges Geologiske Undersøkelse. (2023). *Berggrunn – Nasjonal berggrunnsdatabase*. https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/

Norge i bilder. (2023). <https://www.norgebilder.no/>

Norgeskart. (2023) Kartutsnitt av Skjerdinganebreen. <https://www.norgeskart.no/#!?project=norgeskart&layers=1002&zoom=12&lat=6826>

916.20&lon=63738.72&markerLat=6826916.201482311&markerLon=63738.716022
60826&p=searchOptionsPanel&sok=Vikaeggene

- Paterson, W. S. B. (1994). *The physics of glaciers*. Oxford: Pergamon.
- Plewes, L. A., & Hubbard, B. (2001). A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 25(2), 203–236. <https://doi.org/10.1177/030913330102500203>
- QGIS Documentation. (2002). 11. *Spatial Analysis (Interpolation)*. https://docs.qgis.org/3.28/en/docs/gentle_gis_introduction/spatial_analysis_interpolation.html#id4
- Rasmussen, L. A. (2004). Altitude variation of glacier mass balance in Scandinavia: *Geophysical Research Letters*, 31(13). <https://doi.org/10.1029/2004GL020273>
- Rasmussen, L. A., & Andreassen, L. M. (2005). Seasonal mass-balance gradients in Norway. *Journal of Glaciology*, 51(175), 601–606. <https://doi.org/10.3189/172756505781828990>
- Sandmeier, K.-J. (2023). ReflexW manual, Version 10.1. *Program for the Processing and Interpretation of Reflection and Transmission Data*. Sandmeier geophysical research. <https://www.sandmeier-geo.de/>
- SeNorge. (2023). [Klimakart over Norge] Kart som viser lufttemperatur og nedbørmengde ved Skjerdingsanebreen. <https://www.senorge.no/map>
- Sildre. (2023). <https://sildre.nve.no/station/77.24.0>
- Sætrang, A. C., & Holmquist, E. (1987). *Kartlegging av istykkelse på Nordre Jostedalsbreen*.
- Sætrang, A. C., & Wold, B. (1986). *Annals of Glaciology* 8.
- Trabant, D. C., & March, R. S. (1999). Mass-balance measurements in alaska and suggestions for simplified observation programs. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(4), 777-789.
- Windnagel, A., Hock, R., Maussion, F., Paul, F., Rastner, P., Raup, B., & Zemp, M. (2023). Which glaciers are the largest in the world? *Journal of Glaciology*, 69(274), 301–310. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.61>
- Wivelstad, G. (2017). *Bruk av georadar til å undersøke tilstanden til veikonstruksjoner*. [Masteroppgave]