



BACHELOROPPGAVE

Radaruundersøkingar av Vanndalsbreen i Jostedalen
og vurdering av faren for jøkulhlaup

Radaruundersøkingar av Vanndalsbreen i Jostedalen
and assessment of the risk of jökulhlaup

Astrid Marie Bestum

Sunniva Jenvin Hågensen

Nikolai Øvrebø

Geologi og geofare

Fakultet for ingeniør og naturvitenskap

Veileder: Mette Kusk Gillespie og Simon de Villiers

02.06.2023

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle

kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jf. *Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 12-1.*

Forord

Etter et treårig bachelorprogram ved Høgskulen på Vestlandet, leverer vi denne oppgaven som et avsluttende prosjekt. Vi ønsker å takke for all hjelp og støtte vi har fått underveis i prosessen. En spesiell takk til våre veiledere Mette Kusk Gillespie, for smittende engasjement og pågangsmot, og Simon De Villers for god støtte og hjelp i felt.

Vi ønsker også å takke Even Loe fra Statkraft, for utlysning av arbeidet, en spennende oppgave og en stor hjelp med frakting av utstyr 30. mai 2022.

Innhold

Innhold	3
Sammendrag	5
Abstract	6
1.Introduksjon	7
1.1 Bakgrunn	7
1.2 Problemstilling.....	9
2. Feltlokalitet.....	10
2.1 Vanndalsbreen	10
2.2 Litologi	14
2.3 Klima rundt breen	14
3.Teori	17
3.1 Glasiologi.....	17
3.1.1 Massebalanse	17
3.1.2 Bresjøer	18
3.1.3 Jøkulhlaup	19
3.2 Radarundersøkelser på bre.....	20
3.2.1 Geo- og Isradaren oppbygging.....	21
3.2.2 Permittivitet og konduktivitet	22
3.2.3 Elektromagnetisk hastighet og Two Way Traveltime.....	23
3.2.4 Betydning av antennevalg for sonderingsdybde og oppløsning	25
3.2.5 Energitap i radarbølger.....	27
3.2.6 Støy	28
3.2.7 Feil i refleksjonene.....	29
4. Metode.....	31
4.1 Feltarbeid	31
4.2 Prosessering av radarprofiler	36
4.2.1 Tolkning av bunnreflektorer	38
4.3 Modellering i Arcmap og QGIS	39
4.3.1 Interpolering i Arcmap.....	39
4.3.2 Modellering av bunntopografi i QGIS	41
4.3.3 Volumberegninger	42
5. Resultat og tolkning	43
5.1 Iskarakteristikk og bunnreflektorer	43
5.2 Istykkelse på Vanndalsbreen og volumberegninger	51

5.3 Bunntopografi av breen og mulige dreneringsløp	55
6. Diskusjon.....	58
6.1 Usikkerheter.....	58
6.1.1 Manglende målinger	58
6.1.2 Valg av hastighet, prosessering og tolkning av reflektorer.....	59
6.1.3 Beregning av istykkelse og modellering av bunntopografi	64
6.2 Framtidig utvikling av Vanndalsbreen	67
6.3 Vurdering av faren for jøkulhlaup	69
6.4 Videre undersøkelser på Vanndalsbreen	70
7. Konklusjon	71
8. Kilder.....	73
9. Vedlegg	76

Sammendrag

På grunn av stadig økende middeltemperatur og smelting av dagens isbreer kan vi forvente en økning av geofaren jøkulhlaup. Et jøkulhlaup er en plutselig drenering av en glasial innsjø, og kan forårsake store ødeleggelser og konsekvenser. Vanndalsbreen er en bre i Jostedalen hvor denne geofaren kan forekomme, på grunn av dens oppdemning av en innsjø i vest. Denne innsjøen ligger nærmere 80 m høyere enn terrenget øst for breen, og har en naturlig drenering vestover til Vanndalen hvor den forsyner et vannkraftverk med vann. En drenering av innsjøen østover vil ikke føre til noe ødeleggelse og skade, men vil fjerne vannkilden til vannkraftverket.

Bunntopografien er viktig for å kunne si noe om faren for jøkulhlaup, fordi den kan fortelle om det eksisterer en terskel som kan forhindre dreneringen. I mai og september 2022 utførte vi radarmålinger med forskjellige antennefrekvenser, for å kartlegge bunntopografien til breen. Radarmålingene ble prosessert, tolket og interpolert for å gi et dybdekart, som videre ble brukt til å regne volum, snittdybde og modellere bunntopografien. Med en usikkerhet på opptil 5 m på dybden til bunnreflektor fikk vi at Vanndalsbreen har gjennomsnittlig dybde på 20 ± 5 m hvor den dypeste isen ble målt til 104 ± 5 m, og et estimert volum på $4,45 \cdot 10^7$ m³. Innsjøen som utgjør faren for jøkulhlaup har et volum på $1,3 \cdot 10^7$ m³ og snittdybde på 7,3 m.

Bunntopografien ble modellert ut fra dybdekartet og viser en tydelig terskel med to nedsenkninger. Resultatet er basert på flere målinger med kryssende profiler og tilsvarende like tolkninger av bunnreflektorene til kryssende og tettliggende profiler. Dette ga en god oppløsning av terskelen. Den midtre nedsenkningen er på samme høyde som dagens vannstand. Denne utgjør ingen fare for jøkulhlaup, på grunn av vannets naturlige drenering vestover som hindrer vannstanden i å overskride 1410 m o.h. Den nordlige nedsenkningen er 3 ± 5 m lavere enn vannstanden til innsjøen, og bekrefter muligheten for jøkulhlaup. Fra dette området kan det dreneres opptil 558 552 m³ vann, som tilsvarer 43 % av dagens vannmasser. Muligheten for et alvorlig jøkulhlaup gjennom lavpunktet i nord på terskelen sett opp mot mulig utvikling av breen i framtiden blir sett på som liten. Etter hvert som breen endrer seg kan det utvikles nye innsjøer og dreneringssystemer, og en plutselig drenering av store mengder vann blir sett på som usannsynlig.

Abstract

Due to the continuously increasing average temperature and the melting of current glaciers, we can expect an increase in the geohazard known as jökulhlaup. Jökulhlaup refers to a sudden drainage of a glacial lake and can cause significant destruction and consequences. Vanndalsbreen, a glacier located in Jostedal, is susceptible to this geohazard due to its damming of a lake in the west. This lake sits approximately 80 meters higher than the terrain to the east of the glacier and naturally drains westward into Vanndalen, supplying water to a hydroelectric power plant. A drainage of the lake eastward would not lead to any destruction or harm but would remove the water source for the power plant.

The subglacial topography is crucial to assessing the risk of jökulhlaup as it can determine the presence of a threshold that can prevent drainage. In May and September 2022, we conducted radar measurements using different antenna frequencies to map the subglacial topography of the glacier. The radar measurements were processed, interpreted, and interpolated to generate a depth map, which was further used to calculate volume, mean depth, and model the subglacial topography. With an uncertainty of up to 5 meters in the depth of the bottom reflector, we determined that Vanndalsbreen has an average depth of 20 ± 5 meters, with the deepest ice measured at 104 ± 5 meters, and an estimated volume of $4.45 * 10^7$ m³. The lake posing a jökulhlaup risk has a volume of $1.3 * 10^7$ m³ and a mean depth of 7.3 meters.

The subglacial topography was modeled based on the depth map, revealing a clear threshold with two depressions. The result is derived from multiple measurements with intersecting profiles and consistent interpretations of the bottom reflectors in the intersecting and closely spaced profiles. This approach provided a detailed resolution of the threshold. The middle depression is at the same elevation as the current water level. It poses no risk of jökulhlaup due to the natural westward drainage that prevents the water level from exceeding 1410 meters above sea level. The northern depression is 3 ± 5 meters lower than the lake's water level, confirming the possibility of a jökulhlaup event. From this area, up to 558 552 m³ of water can be drained, which corresponds to 43% of the current water mass. The likelihood of a significant jökulhlaup through the northern low point of the threshold, considering possible future glacier developments, is considered low. As the glacier changes, new lakes and drainage systems may form, and a sudden drainage of large volumes of water is deemed unlikely.

1.Introduksjon

1.1 Bakgrunn

I dagens samfunn er global oppvarming et svært aktuelt tema, og konsekvensene av oppvarmingen har aldri vært tydeligere. Ekstremvær i form av hetebølger, flommer, sykloner og nedbør, øker i intensitet og forekommer hyppigere. Breer og is smelter og trekker seg tilbake, havnivået stiger, og overflatetemperaturene øker (Allan et al., 2021). Effektene av global oppvarming er også noe vi merker i Norge. Året 2020 er det varmeste som er registrert, og i 2022 var middeltemperaturen målt 0,7 grader varmere enn normalen mellom 1991 og 2020 (Miljødirektoratet, 2023).

I Norge er det kartlagt drøye 6000 breer av varierende størrelser med bruk av Sentinel-2 satellittbilder (Andreassen, 2022a). Av disse breene er det kun 29 % som har et areal større eller lik 10 km². Breene utgjør rundt 0,7 % av landarealet og er en viktig kilde for turisme, vanntilførsel og energiproduksjon (Andreassen et al., 2020), men på grunn av økning i middeltemperaturen har smelting fra breene økt (NVE, 2021). I rapporten fra Andreassen et al. (2020) konkluderes det med at norske breer er i stor endring. I løpet av de siste 50 årene har det gjennomsnittlige brearealet på 113 norske breer minket med 10 %, og de har mistet gjennomsnittlig 16 m av sin istykkelse. Slike endringer av brevolum blir primært estimert ut ifra breens massebalanse. Massebalansen kan måles ved hjelp av massebalansestaker eller ved å se på endringer i geodetiske modeller over et større areal på breen (Nesje, 2012, s. 22–25). Ved å se på den totale avsmeltingen (ablasjon) og den totale tilførselen (akkumulasjon) i løpet av et år, er det mulig å se om breen har en positiv eller negativ massebalanse (Nesje, 2012).

Siden 1995 har norske breer primært hatt negativ massebalanse (Kjøllmoen, 2020), som medfører at det smelter mer masse av breen enn det tilføres. Smeltingen fører til større mengder vann på og rundt breen, og i noen tilfeller blir smeltevannet demmet opp til glasiøle innsjøer. Oppdemming skjer når den naturlige dreneringen av smeltevannet blir blokkert av morener, isrester, eller av breen selv. Hvis vannmengden i en slik oppdemt sjø øker tilstrekkelig, kan risikoen for geofaren jøkulhlaup oppstå. Jøkulhlaup er en plutselig drenering av store mengder oppdemt vann (Andreassen, 2022b). I NVE sine databaser er det tilgjengelig data over registrerte jøkulhlaup i Norge. Disse dataene har blitt brukt i en masteroppgave av Samuel Eide, hvor han har framstilt et diagram som viser jøkulhlaup-hendelser, delt inn i 30-årsperioder

(Eide, 2021; NVE, 2023a). Diagrammet viser en økende trend i jøkulhlaup i den siste 30-års perioden, og tyder på at viten om jøkulhlaup og kartlegging av mulige fareområder blir viktigere.

For dagens breer er det begrenset med målinger og kunnskap om istykkelse. Dette medfører usikkerheter rundt dybdevariasjoner, volumberegninger og bunntopografi til breene. Ved å øke kunnskapen om dette blir det mulig å forutse hvordan terrenget kan se ut etter hvert som isen forsvinner, som igjen kan forberede oss på eventuelle geofarar. Ved volumberegning av isen er det også mulig å si noe om hvor stort potensiale den har for volumetrisk endring, og hvor motstandsdyktig breen er mot jøkulhlaup. En isbre med stort volum tåler mer og kan holde tilbake større mengder vann, samtidig som den har større potensiale for volumendringer. Ved en mindre bre kan vannet lettere erodere seg under og drenere fordi isen har mindre masse. (Benn & Evans, 2010). Breundersøkelser kan utføres med geofysiske metoder, som for eksempel geo- eller isradar. Geo- og isradar er måleverktøy som sender elektromagnetiske bølger ned i bakken. Siden bølgene reflekteres tilbake ulikt ved forskjellige materialer, kan vi danne et bilde av undergrunnen (Everett, 2013). Georadarmålinger krever ingen inngrep i naturen og er dermed en skånsom metode for å gjøre dybdeundersøkelser.

Vanndalsbreen som er undersøkt i denne oppgaven ligger sør-vest for Spørteggbreen i Jostedalen. Breen har et omtrentlig areal på 2 km², og munner ut i to proglasiale innsjøer; en i øst og en i vest. Den vestlige innsjøen ligger 80 høydemeter over innsjøen i øst, og blir demt opp av Vanndalsbreen. Fordi breen demmer opp den vestlige innsjøen er det en mulig fare for jøkulhlaup østover. Etter hvert som breen smelter vil istykkelsen bli mindre, og trykket fra vannmassene i den oppdemte bresjøen kan til slutt bli høyere enn hva isen klarer å holde tilbake. Vanndalsbreen har ikke blitt undersøkt tidligere, slik at volum, istykkelse og bunntopografi er ukjent.

1.2 Problemstilling

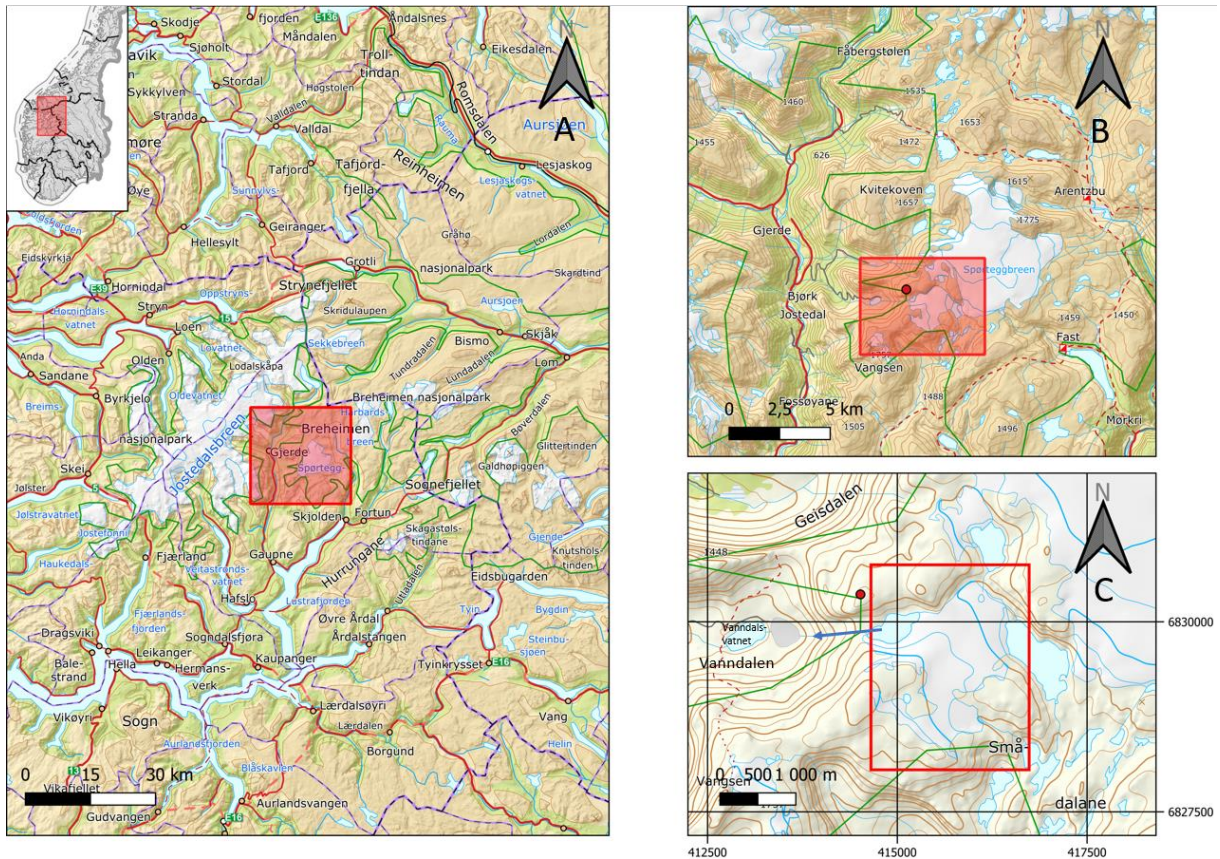
I denne oppgaven skal vi vurdere, tolke og diskutere radarmålinger av istykkelsen på Vanndalsbreen. Analysen av profilene vil gi oss kunnskap om breens indre egenskaper og bunntopografi. Hovedformålet med oppgaven er å vurdere faren for jøkulhlaup, og vi ønsker å besvare denne problemstillingen med følgende vurderinger:

1. Vurdering av iskarakteristikken til Vanndalsbreen
 - a. Hvordan ser det ut inni isen? Er det en bre med mye eller lite innhold av vann?
2. Bestemmelse av istykkelsen og volum av Vanndalsbreen
 - a. Gjøres med radarmålinger og prosessering i forskjellige kartprogram
3. Kartlegging av bunntopografien til breen og ifra dette vurdere faren for jøkulhlaup.
 - a. Finnes det en terskel under breen som kan forhindre en drenering fra den vestlige innsjøen? Dette vurderes ut ifra illustrasjon av bunntopografien basert på tolkning av radarmålingene.

2. Feltlokalitet

2.1 Vanndalsbreen

Vanndalsbreen ligger sør-vest for Spørteggbreen i Jostedalen i Luster kommune (figur 1A og B). Isbreen ligger mellom 1550 m o.h. og 1350 m o.h. og er et ansamlingsområde for nedbør og smeltevann til produksjon av vannenergi i Vanndalen (NVE, 2023b). Videre er området et attraktivt turmål for lokale turentusiaster.

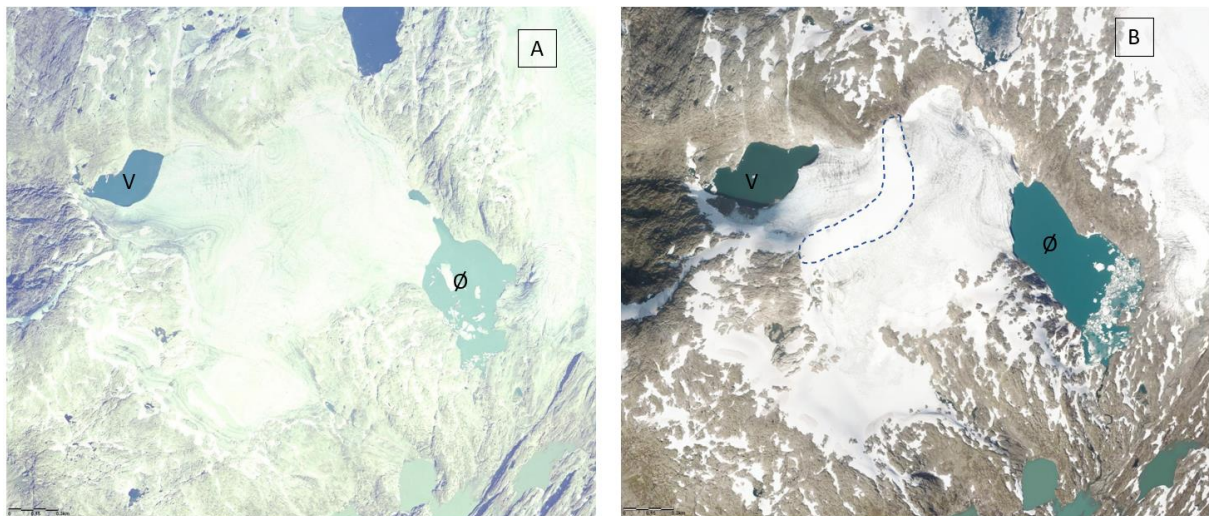


Figur 1: A) viser hvor på Vestlandet feltlokaliteten er. B) viser hvor i Jostedalen breen ligger i forhold til Spørteggbreen. C) viser Vanndalsbreen markert i rød firkant, med bresjøer i front av hvert utløp. Spørteggbu værstasjon vises som en rød prikk i kart B og C. Den blå pila i C viser den naturlige dreneringen til innsjøen i Vest ned til Vanndalen

Terrenget rundt breen er alpint og er tydelig preget av breerosjon med dype u-daler, løsmateriale og bresjøer. Breen ligger høyt i terrenget og blir kun avgrenset av fjell i nord. I dag klassifiserer vi Vanndalsbreen som en liten platåbre på grunn av dens utforming, isbevegelse i flere retninger og størrelse på 2,17km² (Jackson & Ragulina, 2014, s. 173).

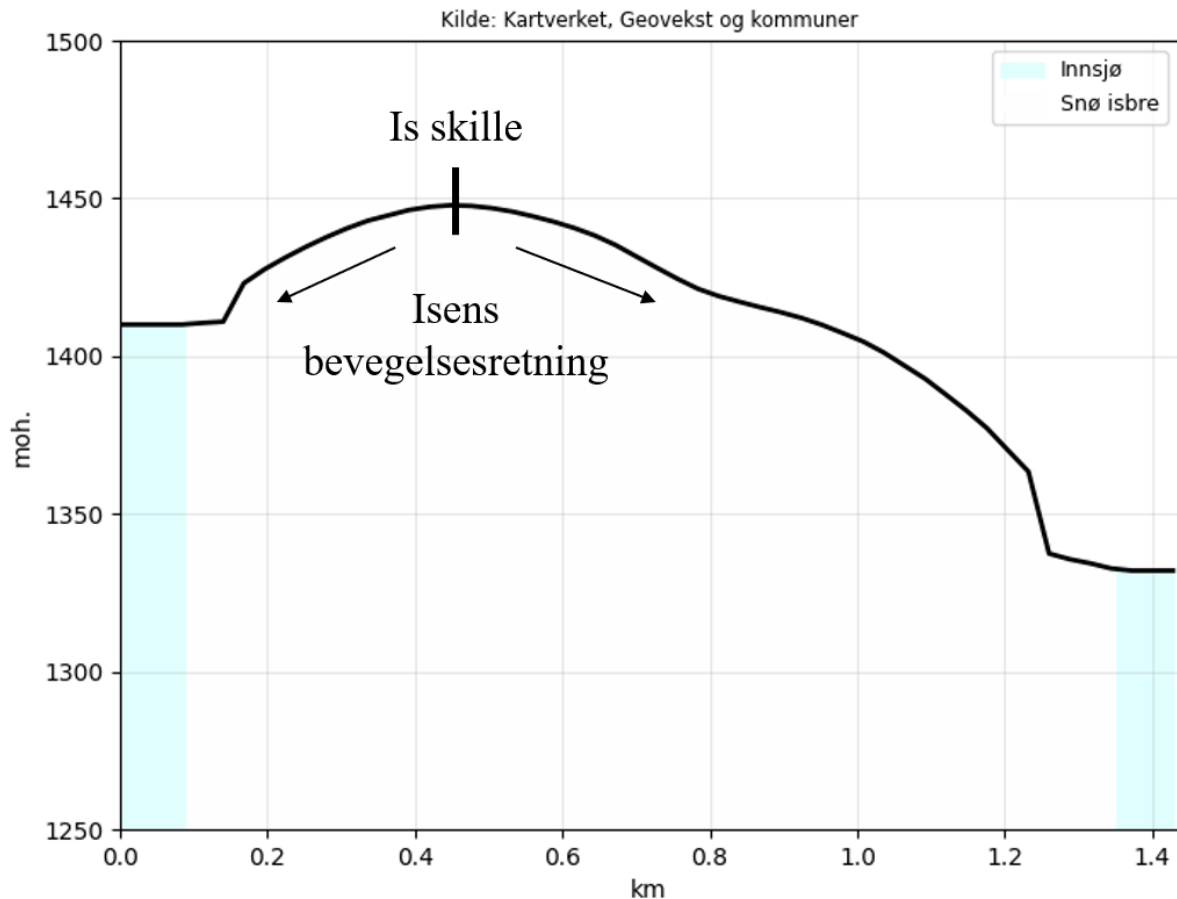
Som mange andre breer i Norge er også denne breen i forandring. Vanndalsbreen var en del av del av Spørteggbreen fram til rundt 1960, men på grunn av kraftig tilbaketrekning har breene

smeltet fra hverandre og blitt til to individuelle breer (Norge i Bilder, 2016). I figur 2 kan man se hvordan breen har trukket seg tilbake og minket i areal i tidsrommet mellom 2004 og 2017. På bildene kan en tydelig se isblokker i innsjøene foran brefrontene som tyder på kalving fra breen. Dette er ofte et tegn på en tilbaketrekning av brefronten. Det er betydelig større endring i den østlige brefronten enn den vestlige, som kan gjenspeiles i mengden isblokker i vannet. I figur 2B har breen også et tydelig hvitt område som danner en slags rygg, og deler breen i to. Området er trolig årlig akkumulasjonsområde for breen, og ligger høyt nok i terrenget til at vinternedbøren ikke smelter vekk gjennom ablasjonssesongen (1.april-30.oktober).



Figur 2: Viser tilbaketrekningen av Vanndalsbreen. A) er flyfoto av breen i august 2004. B er flyfoto av breen i september 2017 (Norge i Bilder, 2016). V markerer den vestlige sjøen, og Ø markerer den østlige sjøen. I B ser vi området med snø innenfor stoplet blå linje.

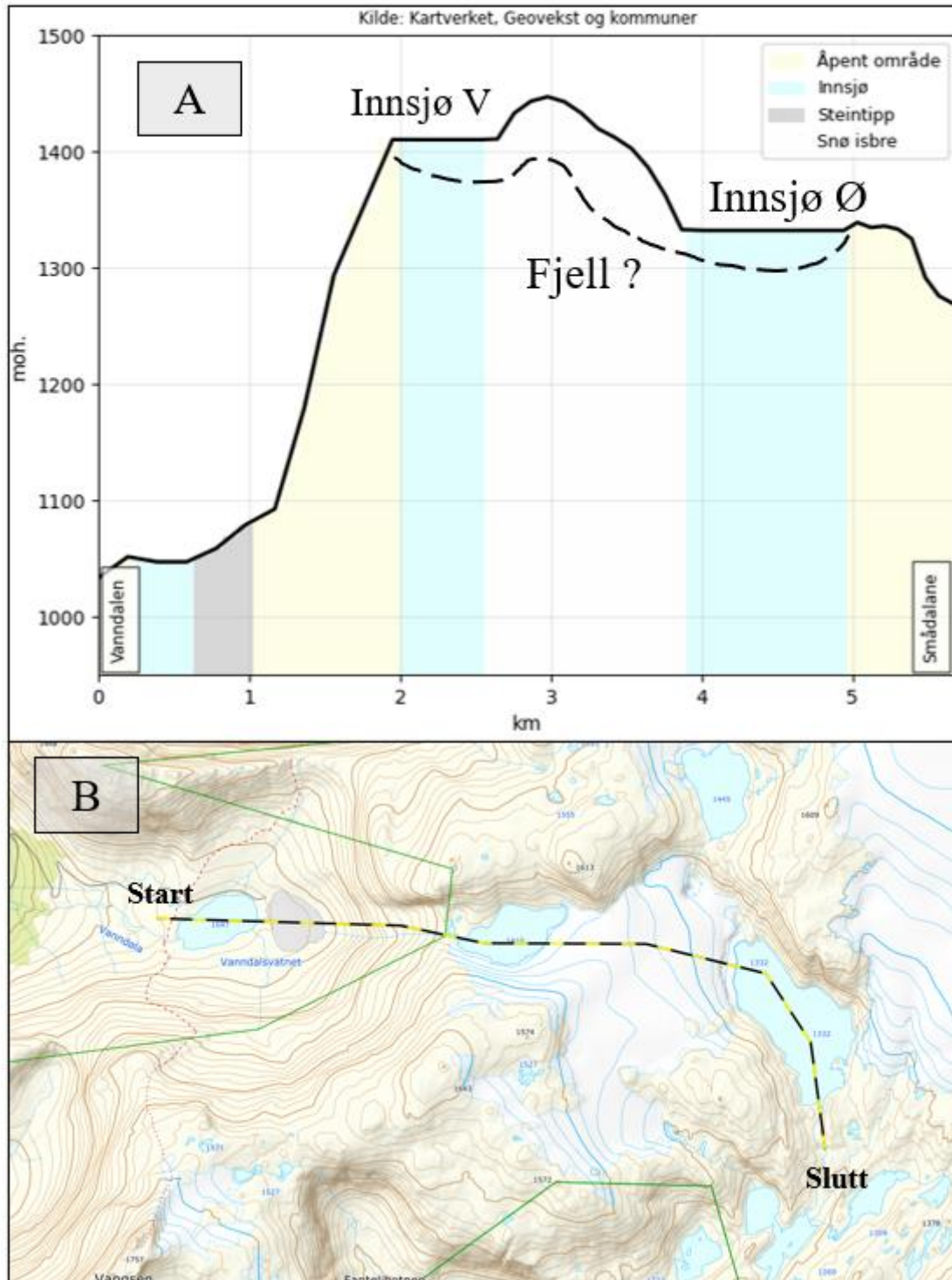
Isskillet ligger på samme rygg som akkumulasjonsområdet, og gjør at breen har to bevegelsesretninger som skaper to forskjellige brefronter (figur 3). Den større østlige delen av breen beveger seg mot Smådalene, og den mindre vestlige delen av breen beveger seg mot Vanndalen. Videre i oppgaven vil den vestlige innsjøen omtales som innsjø V og den østlige som innsjø Ø.



Figur 3: Viser breens isskille, overflatetopologi og bevegestretning mot de proglasiale innsjøene i øst og vest. Høydedataene er hentet fra norgeskart.no (Norgeskart, 2023)

Begge brefrontene til Vanndalsbreen munner ut i proglasiale innsjøer (figur 1 C og figur 2). En proglasial innsjø er en innsjø foran en bre som blir demt opp av morene, is, landsiderester, bre eller fjell (Tweed & Carrivick, 2015). De proglasiale innsjøene ligger på to forskjellige høyder, hvor innsjø V ligger 1410 m o.h. og innsjø Ø 1332 m o.h. som utgjør en høydeforskjell på 80 m (figur 3). Innsjø V er oppdemt mellom fast fjell og breen, og har et naturlig utløp ned til Vanndalen. Det er forventet at begge innsjøene vil bli større, etter hvert som breen blir tynnere og trekker seg mer tilbake grunnet global oppvarming. På grunn av høyere middeltemperatur smelter isen, og faren for jøkulhlaup øker. Erfaringer fra tidligere studier av jøkulhlaup (Eide, 2021; Elvehøy et al., 1997) indikerer at jøkulhlaup fra Vanndalsbreen kan oppstå ved tre tilfeller: 1) Isen blir redusert tilstrekkelig, og klarer ikke lenger holde tilbake trykket fra de oppdemte vannmassene til innsjø V, og isdemningen brister. 2) Vannet dreneres under breen, ved en kollaps av allerede eksisterende smeltevannskanaler langs bresålen, eller 3) at trykket fra vannet «løfter» isen, og drenerer under.

Det er mistanke om at ryggen som deler breen i to gjenspeiler en mulig terskel under isen, på grunn av breens utseende og bevegelsesretninger (figur 4). Om dette er tilfellet vil terskelen kunne forhindre et mulig jøkulhlaup. Det er ikke registrert noen tidligere jøkulhlaup fra Vandalsbreen.



Figur 4: A) Viser et lengdeprofil om hvordan topografien varierer i området, og hvordan vi forventer at topologien under breen kan se ut. Plasseringen til lengdeprofilen er markert i B (Norgeskart, 2023)

2.2 Litologi

Litologien i området rundt og under breen består hovedsakelig av Granittisk gneis (Norges Geologiske Undersøkelse, 1987). Granittisk gneis er en bergart som består av motstandsdyktige mineraler, og er en del av grunnfjellet i Norge. Dannelsesalderen for berggrunnen er datert til 1,8-1,6 milliarder år siden, og under den kaledonske fjellkjedefoldningen (450 millioner år siden) ble berggrunnen utsatt for lavgrads regionalmetamorfose. Regionalmetamorfose er en form for metamorfose som er assosiert med fjellkjedebygging (Lutgens & Tarbuck, 2015, s. 248).

Siden terrenget er preget av breerosjon, finnes det en del løsmasser i området. Løsmassene består av tynt usammenhengende morenemateriale (Norges Geologiske Undersøkelse, 1989) og usorterte løsmasser langs fjellsiden rundt innsjø V og nærmest brefronten, som er dominert av steiner og blokker (>65 mm < 256 mm) som ligger rett på fjellet. På grunn av dette kan vi forvente at det er lite morene under breen. Berget rundt er også svært oppsprukket, så løsmasser kan ha blitt tilført i form av frostsprengning, og skred om vinteren. I de områdene hvor skred er aktuelt er det vanskelig å skille mellom morene og skredmateriale, ettersom begge løsmassene er usorterte, varierende grad av størrelse og angulære.

2.3 Klima rundt breen

Klima defineres vanligvis som det gjennomsnittlige været de siste 30 årene (KSC, 2015). I Norge blir klimaet mest påvirket av Golfstrømmen og Langfjella som skiller Norge i Øst og Vest (Dybdahl, 2016). Golfstrømmen frakter tempererte vannmasser fra Floridastredet oppover til Norden, og gir fra seg varme til atmosfæren. Dette øker atmosfærens evne til å holde på fuktighet. Vestavindsbeltet frakter den varme fuktige luften innover norskekysten, og presser den oppover fjellene. Her blir luften avkjølt, som resulterer i orografisk nedbør. Videre er vestavindsbeltet sterkt påvirket av den nord-atlantiske oscillasjonen (NAO). Dette er lufttrykkforskjeller mellom Azorene og Island, som påvirker styrke og vindretning over Europa, og derigjennom vinterværet her i Norge (Dybdahl, 2016). Når NAO er i en positiv fase, er vestavindsbeltet sterkt, og vi får nedbørsrike og milde vintre. I en negativ fase er vestavindsbeltet svakere, som gir kaldere vintre med lite nedbør.

På grunn av vestavindsbeltet har store deler av Norge et maritimt klima, og for maritime breer i Sør-Norge er vinterakkumulasjonen viktigere for massebalansen enn for breer på innlandet (Hansen-Bauer et al., 2015; Laumann & Nesje, 2014). I en glasiologisk modellering av nabobreen Spørteggbreen utført av Laumann & Nesje i 2014, ble det sett på tidligere bevegelser av likevektslinja på breen og hvilken påvirkning det har på breens utbredelse. Bevegelsen av likevektslinja ble videre brukt for å kunne estimere hvordan breen kan se ut i 2050 og 2100. I forbindelse med dette arbeidet ble det sett på massebalansen til forskjellige breer i nærområdet. Basert på standarden om at en gjennomsnittlig økning av sommertemperatur på 1°C, kreves en økning på 30 % i vinternedbør for at Spørteggbreen skal forbli lik, ble det sett på to scenarioer; 2011-2050 og 2011-2100. For scenarioet 2011-2050 ble det brukt en forventet temperaturøkning på 1,3°C og 12 % økning i vinternedbør, og for 2011-2100 var scenarioet en økning på 2,3°C og 22 % mer vinternedbør. Begge scenarioene ble også betraktet med kun økning i temperatur, uten en endring i vinternedbør.

For de modellerte scenarioene resulterte det i størst endring i breprofilene for scenario 2011- 2100. Dette scenarioet ble sett på som mest rimelig siden det gikk over en lenger tidsperiode og fordi en gjennomsnittlig temperaturøkning på 2,3°C måtte kompenseres med 70 % mer vinternedbør for at breen skal forbli lik. Dersom det ikke blir endring i vinternedbøren, vil Spørteggbreen miste tilsvarende 30 % av sitt primære brevolum. Dette vil igjen føre til at likevektslinja flytter seg over Spørteggbreen høyeste punkt innen år 2040. Etersom Spørteggbreen ligger rett nord for Vanndalsbreen, er det naturlig å tenke seg at likevektslinja til Vanndalsbreen også vil flytte seg over breens høyeste punkt. Dette fører til at breen mister akkumulasjonsområdet, og får en konstant gradvis nedsmelting.

Det finnes flere projeksjoner om hva vi kan forvente av klimaet framover, og som oftest nevnes det et våtere og mildere klima (Norsk Klimaservicesenter, 2022; NRK, 2021; Støstad, 2020). Norsk klimaservicesenter har laget et klimaprofil for Sogn og Fjordane, som baserer seg på rapporten «Klima i Norge 2100» (Norsk Klimaservicesenter, 2022). Klimaprofilen forventer at middeltemperaturen vil øke med rundt 4°C og vinternedbøren er beregnet å øke med 10 % innen år 2100. Dette er ikke en tilstrekkelig økning av vinternedbør for Vanndalsbreen til at breen skal fortsette å eksistere, sammenliknet med modelleringen til Laumann & Nesje (2014).

En klimaprognose levert av NRK viser også at det forventes at snøgrensen vil trekke seg høyere opp i fjellet (Støstad, 2020), som er en kritisk faktor for små lavtliggende breer. Om snøgrensen trekker seg over breen vil ikke breen få tilført nye masser i form av nedbør, noe som bidrar til at breen forsvinner raskere. Dette ble framstilt i Lamuann & Nesjes (2014) rapport, der simulasjonene av tilbaketrekningen til breen hadde stor variasjon når det ble regnet med og uten tilførsel av vinternedbør.

3. Teori

3.1 Glasiologi

En isbre defineres som en masse av snø og is som er eller har vært i bevegelse, og dannes i områder hvor tilførsel av snø og ismasser om vinteren er større enn massene som smelter vekk om sommeren. Ved tilførsel av mer snø og is vil det bli dannet et økende trykk i de underliggende massene. Når trykket er tilstrekkelig, blir det intern deformasjon og bevegelse i isen, som gjør at breen beveger seg som en sakteflytende elv (Nesje, 2012, s. 10 to 17). Det er denne bevegelsen som skiller breer fra fonner, og andre snø- og isoppsamlinger (Andreassen, 2022a). De fleste av Norges breer er tempererte, som betyr at store deler av breen er ved trykksmeltepunktet (Liestøl et al., 2023; Nesje, 2012). Trykksmeltepunktet vil si når isen er under så stort trykk, at den kan smelte selv om det er minusgrader. Dette fører til dannelse av et tynt lag med vann under breen (Liestøl et al., 2023).

3.1.1 Massebalanse

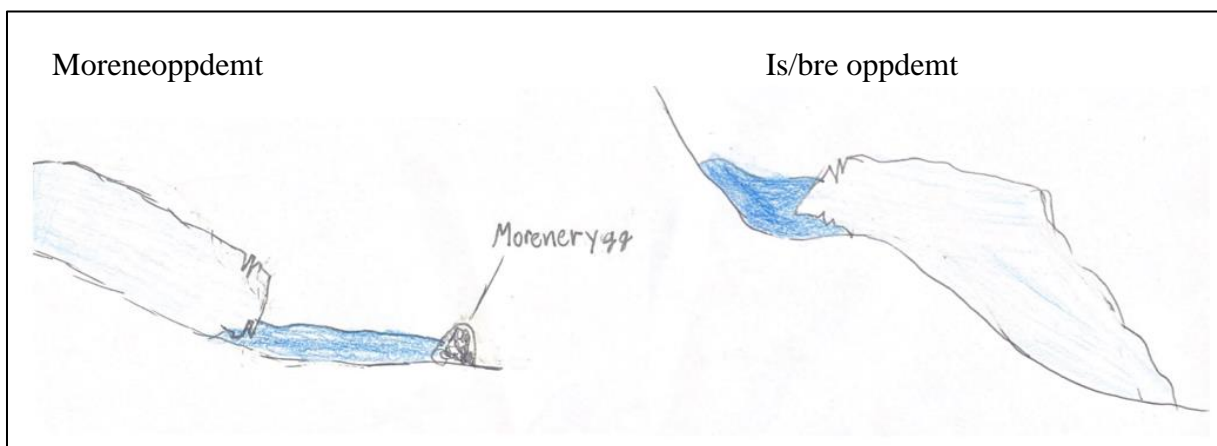
Forholdet mellom tilførsel og tap av masse på en isbre kalles massebalanse (Nesje, 2012). Tilførsel av masse skjer i vinterhalvåret og kommer i form av nedbør, vindtransportert snø eller skredmateriale, og betegnes som akkumulasjon. Tap av masse skjer på sommerhalvåret i form av smelting, evaporasjon og kalving, og betegnes som ablasjon. Når akkumulasjonen er større enn ablasjonen vil breen vokse, og når ablasjonen er større enn akkumulasjonen vil breen minke (Benn & Evans, 2010, s. 4, 30–35).

En bre deles inn i akkumulasjonsområde og ablasjonsområde. Akkumulasjonsområdet er der hvor tilførsel og lagring av snø- og ismasser i vintersesongen er større enn tapet av masse i sommersesongen. I ablasjonsområdet er det større tap av masser ved sommersesongen, enn det tilføres og lagres i vintersesongen. Ablasjonsområdet og akkumulasjonsområdet skilles av likevektslinja. Likevektslinja viser hvor på breen akkumulasjonen er nøyaktig lik ablasjonen, og er best synlig om sommeren. Den årlige likevektslinja måles i slutten av ablasjonssesongen når grensen ligger høyest på breen. Hvor på breen den årlige likevektslinja befinner seg varierer fra år til år, da forholdet mellom akkumulasjon og ablasjon varierer (Nesje, 2012, s. 30). Dersom den årlige akkumulasjonen er større enn ablasjonen vil breen ha en positiv massebalanse, og negativ massebalanse om ablasjonen er større enn akkumulasjonen. Om ablasjonen er lik akkumulasjonen, vil massebalansen være lik null og likevektslinja vil ligge midt på breen (Benn & Evans, 2010, s. 5, 46–47).

3.1.2 Bresjøer

Ved økende globale temperaturer er det forventet økt smelting av isbreer. Smeltevann kan lagres oppå breen (supraglasialt), inni breen (englasialt), under breen (subglasialt) eller ved enden av breen (proglasialt). Bresjøene dannes når smeltevannet ikke får drenere fritt, og disse kan variere stort i størrelse og volum. Alt fra små dammer til flere kvadratkilometer store innsjøer (Benn & Evans, 2010, s. 86-87). Supraglasiale og proglasiale bresjøer er de som oppstår hyppigst, og har evnen til å vokse seg store. Slike bresjøer kan demmes opp av moreneavsetninger eller breis. Ved en demning av moreneavsetninger har sedimenter blitt transportert inni breen, og avsatt ved brefronten. Når breen trekker seg tilbake vil avsetningene stå igjen som store rygger som kan bli opp mot 100 m høye. På grunn av moreneryggens høyde og usorterte masse kan den demme opp store mengder smeltevann (Benn & Evans, 2010, s. 87–90).

Proglasiale bresjøer oppdemt av is oppstår ved områder vannet blokkeres av breen og fast fjell, ofte langs sidene av breen. Og de moreneoppdemte innsjøene oppstår langs brefronten (figur 5). For innsjøene som blir demmet opp av is, vil dreneringen som regel være hindret av selve breisen (Benn & Evans, 2010, s. 91–92). Et eksempel på en slik oppdemt innsjø er på Harbardsbreen i Luster.



Figur 5: Illustrerer hvordan proglasiale innsjøer kan bli demt opp av morene eller is/bre

3.1.3 Jøkulhlaup

Jøkulhlaup er en av de vanligste geofarene knyttet til bre som opp igjennom tidene har forårsaket store materielle skader, og tatt mange liv (Benn & Evans, 2010). Et jøkulhlaup, også kjent som “glacial lake outburst floods” (GLOF), er definert som en plutselig drenering av glasiere innsjøer (Andreassen, 2022b). Det er spesielt de proglasiere og supraglasiere innsjøene som er en avgjørende faktor for forekomsten av Jøkulhlaup. Ved supraglasiere innsjøer vil vannet smelte omkringliggende is fram til det til slutt finner en vei å drenere gjennom isen. Dette er fordi vann har en lavere albedo enn is (evne til å reflektere lys), og absorberer mer varme. (Benn & Evans, 2010, s. 24–25). Ved slike tilfeller vil det hurtig dreneres store mengder vann.

Moreneoppdemte proglasiere sjøer kan holde på store mengder vann og utgjør den mest destruktive formen for jøkulhlaup. Skred, store kalvinger, økende trykk fra det oppdemte vannet eller framrykk av breen, kan få morenedemningen til å bryte. Innsjøen vil da kunne drenere og erodere seg raskt gjennom demningen. Vannet vil ha stor konsentrasjon av løsmasser og is, og har evnen til å erodere med seg masser underveis. En slik flom kan forårsake store skader og ødeleggelser hvis flommen drenerer mot sivilisasjon (Benn & Evans, 2010, s. 87–91).

I mai 2004 oppstod en slik hendelse fra Flatbreen i Fjærland, Vestlandet fylke. Unormalt høye temperaturer og snøsmelting førte til større tilførsel av vann i den proglasiere sjøen foran Flatbreen. Morenedemningen ga til slutt etter i det svakeste punktet, og vannmassene begynte å drenere (Breien et al., 2008). Innsjøen ble raskt tømt, som videre førte til et flomskred ned i Supphelledalen. I dalen flatet terrenget ut, og det ble avsatt en skredvifte som dekket et areal på 75000 m², med en tykkelse på 5 m på det tykkeste. Skredet medførte kun materielle skader (Breien et al., 2008).

Ved isoppdemte sjøer er ikke demningen nødt å kollapse for å kunne drenere. Her kan vannet dreneres subglasiert (under breen), ved to forskjellige tilfeller. 1) Om breen smelter og minker betraktelig i tykkelse og volum, kan trykket fra vannet «løfte isen» og drenere under. Denne typen jøkulhlaup er svært viktig å utrede og forske mer på, da mye av dagens breer minker i størrelse, eller forventes å minke, grunnet global oppvarming. 2) Dreneringen skjer grunnet

allerede eksisterende smeltevannskanaler. Om trykket fra vannet blir for stort kan disse kanalene kollapse, og vannet vil drenerer hurtig under breen (Benn & Evans, 2010, s. 91–92).

Ved en morenedemmet sjø vil sannsynligheten for gjentatt jøkulhlaup være liten siden moreneryggen kan ta lang tid å tette igjen. Isoppdemte sjøer utgjør en sjanse for hyppigere og sesongbaserte jøkulhlaup, og kan forekomme flere ganger fra samme bre. Når trykket fra vannmassene er borte kan isen «tette» dreneringssystemet, og sjøen begynner å fylle seg opp igjen (Benn & Evans, 2010, s. 92). Demmevatnet ved Hardangerjøkulen er en bredemt innsjø som har hatt flere jøkulhlaup. Fra denne innsjøen drenerer vannet subglasialt eller over breen (Elvehøy et al., 1997). For å forhindre jøkulhlaup her ble det bygd omløpstuneller til vannet for å senke vannstanden. I 2014 gikk det et nytt jøkulhlaup som følge av at breen minket, og etter 2016 har det vært årlige tømninger av vannet for å forhindre flere (*Rembesdalskåka—NVE*, 2022).

3.2 Radarundersøkelser på bre

Georadar (Ground Penetrating Radar) og Isradar (Radio-echo sounding) er geofysiske måleverktøy som sender ut korte pulser av høyfrekvente elektromagnetiske bølger ned i undergrunnen. Disse bølgene vil så reflekteres tilbake og registreres ved overflaten av mottakerantennen (Everett, 2013, s. 239). Teorien bak og oppsettet til radarene har få forskjeller, og begge har et på-linje-oppsett. Metodene er svært utbredt, og brukes i dag til å blant annet kartlegge lagdelinger og objekter i bakken, eller i vårt tilfelle; kartlegge iskarteristikk og bunntopografien til en isbre.

3.2.1 Geo- og Isradaren oppbygging

En radar består av en senderantenne (TX), mottakerantenne (RX), monitor, GPS og bærbart kontrollpanel (figur 6). Radaren kan fint betjenes av en person ved hjelp av kontrollpanelet, hvor en kan bestemme blant annet bølgehastighet og antall målinger per sekund. Senderantennen sender elektromagnetiske-bølger (EM-bølger) ned i undergrunnen, som blir reflektert og sendt mot overflaten, hvor mottakerantennen mottar de reflekterte EM-bølgene (Everett, 2013, s. 239–278). Hver enkeltbølge som sendes ut og reflekteres blir sett på som et trace, og plottes i et 2D radargram. Avstanden mellom antennene skal være større eller tilsvarende lik bølgelengden til EM-bølgene, og mindre enn sonderingsdybden. Det vil si at avstanden mellom sender- og mottakerantennene skal minke når frekvensen på antennene øker og motsatt.



Figur 6: Viser oppsett av Malå georadar og hvordan det fungerer i felt. Personen drar med seg antenne bak seg, og kontrollerer datainnsamlingen fra kontrollpanelet.

3.2.2 Permittivitet og konduktivitet

Det er viktig å ha kjennskap til de elektriske egenskapene til et materiale for å kunne forstå betydningen av refleksjoner i radarmålinger. For radarmålinger er materialets relative permittivitet (dielektrisk konstant) og konduktivitet de viktigste faktorene for utbredelsen og refleksjon av elektromagnetiske bølger i et medium. Permittivitet (ϵ) er materialets evne til lagre og frigi EM-energi, og beskriver hvor godt et materiale lar seg polarisere av et elektromagnetisk felt (Jøl, 2008, s. 45). For georadar og isradar er det forskjellen i relativ permittivitet som gir reflektorer. Relativ permittivitet (ϵ_r) er et forholdstall mellom materialets permittivitet og permittiviteten til vakuum (ϵ_0). Forholdstallet er nyttig for å gjøre utregninger av for eksempel hastigheten til vertsmaterialet lettere. Et materiale med fire ganger så stor permittivitet, som vakuum, får $\epsilon_r=4$. Tabell 1 viser relativ permeabilitet og konduktivitet til forskjellige materialer.

Den viktigste faktoren for den relative permittiviteten til faste stoff er materiales volumetriske vanninnhold, som sier hvor mye av volumet til et stoff består av vann (Everett, 2013, s. 247). Dette er viktig fordi vann har en høyere relativ permittivitet enn luft, og lar seg polarisere lettere. Et materiale med høyt vanninnhold vil dermed få en høyere relativ permittivitet på grunn av vannets evne til å la seg polarisere. De fleste faste stoff har lavt vanninnhold, som gir de en relativ permittivitet rundt $\epsilon_r \sim 3-4$ (Everett, 2013, s. 247). I radarundersøkelser på tempererte breer kan vi forvente en tydelig reflektor langs bresålen, hvor trykket smelter isen, og det er vann til stede. Is og vann har en stor forskjell i relativ permittivitet (Tabell 1), og i radarmålinger er det forskjellen i relativ permittivitet som gir reflektorer.

Utbredelsen til radarmålingen varierer med materialets konduktivitet, som er materialets evne til å lede strøm. Hvis et materiale har høy konduktivitet, vil atomene ta opp energien fra EM-bølgene i form av dielektrisk absorpsjon (varme), og dermed dempe signalet som sendes ned. Materialer med høyt saltinnhold vil ha en høyere konduktivitet (Tabell 1), og derfor også en kraftigere demping av EM-bølgene. Dette er grunnen til at radarundersøkelser ikke brukes i områder med marine avsetninger (Jøl, 2008, s. 43–57).

Tabell 1: Viser den relative permittiviteten (ϵ_r), konduktiviteten (σ) og den elektromagnetiske hastigheten til forskjellige materialer. Relativ permittivitet har ingen enhet, da det er et forholdstall, konduktivitet måles i mikrosimens per meter ($\mu S/m$) og hastighet måles i meter per nanosekund ($1 \cdot 10^{-9}$ sekunder). Verdiene for i tabellen er hentet fra Jol (2008), med unntak for verdiene fra snø og firn som er hentet fra Bælum & Benn (2011) og Baker et al. (2007). Hastigheten til is er i tabellen mellom 0,15-0,17, men vi har i denne oppgaven valgt å bruke $v_{is}=0,168$.

Materiale	Relativ permittivitet(ϵ_r)	Konduktivitet (σ)	Hastighet (m/ns)
Luft	1	0	0,3
Ferskvann	78-88	0,1-1	0,03
Saltvann	81-88	4000	0,03
Is (ferskvann)*	3	1	0,15-0,17
Leire (våt)	15-40	100-1000	0,05-0,08
Leire (tørr)	2-20	1-100	0,12-0,21
Granitt	5-15	0,001-10	0,12-0,15
Snø	8-12	0,1-1	0,22
Firn	3-8	0,1-1	0,19

3.2.3 Elektromagnetisk hastighet og Two Way Traveltime

Den elektromagnetiske hastigheten til et ikke-magnetisk materialet er avhengig av materialets relative permittivitet, som igjen avhenger av vanninnhold og temperatur (Lewis, 1996, s. 402)

Formelen for elektromagnetisk hastighet er gitt ved;

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

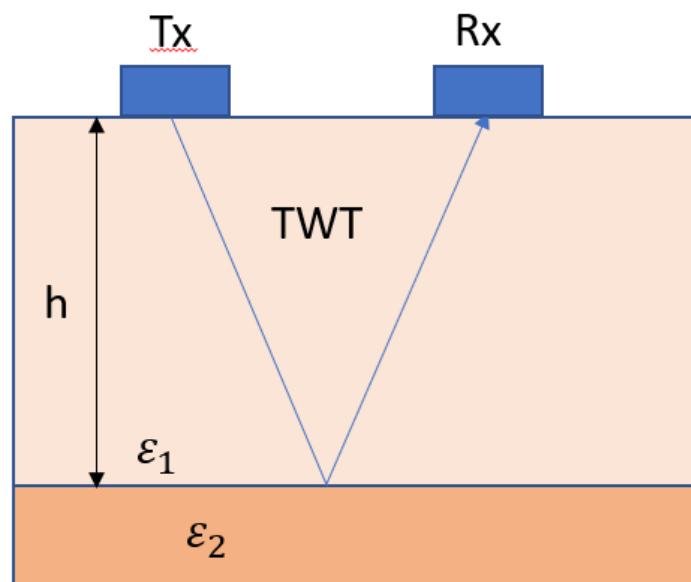
Der v er den elektromagnetiske hastigheten, c er lysets hastighet og ϵ_r er den relative permittiviteten til materialet (Everett, 2013, s. 243–244). Med denne formelen kan man regne ut den elektromagnetiske hastigheten til luft som er 0,30 m/ns, og is (ferskvann) som er 0,15-0,17 m/ns (Tabell 1) (Baker et al., 2007, s. 2).

Radarmålinger baserer seg på tiden en EM-bølge bruker til og fra radaren via reflektoren, og hastigheten til vertsmaterialet (figur 7) (Holmberg, 2021). Denne tiden er kjent som Two Way Traveltime (TWT), og vil naturlig øke med avstanden ned til reflektoren. Dersom Two Way Traveltime og hastigheten til materialet er kjent, er det mulig å regne ut avstanden fra overflaten til reflektoren med likning 2;

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

Der h er distansen mellom reflektor, TWT er Two Way Traveltime og v er den elektromagnetiske hastigheten til materialet. I formelen for h er en eventuell avstand mellom antennene er ikke tatt høyde for.

Når det utføres radarundersøkelser på en isbre, blir én EM-hastighet brukt for hele profilet. Ved målinger på bre kan dette bli problematisk ettersom en isbre består av is, firn og snø, som alle har forskjellig EM-hastighet (tabell 1). Dette kan føre til feilberegninger av avstanden ned til reflektorer. Det er likevel vanlig å se bort ifra endringer i hastigheten mellom hardpakket snø (0,22 m/ns) og firn (0,19 m/ns) fordi usikkerheten vil være minimal. Et 2 m tykt snølag vil gi en undervurdering av istykkelsen på 0,4 m som vil være ubetydelig for en stor isbre (Bælum & Benn, 2011).



Figur 7: Viser hvordan en bølge blir sendt fra senderantennen (Tx), reflektert på grunn av forskjell i permittivitet, og mottatt i mottakerantennen (Rx), også kjent som TWT. Bølgen blir sendt opp igjen i samme vinkel som innfallsvinkelen, og illustrerer Snells lov.

3.2.4 Betydning av antennevalg for sonderingsdybde og oppløsning

Formålet med radarmålinger er å undersøke og registrere objekters posisjon, hvor graden av nøyaktighet for posisjon og geometri avhenger av den vertikale og horisontale oppløsningen (Jol, 2008, s. 14). Oppløsningen er avhengig av antennefrekvens, hvor høyere frekvens vil gi en bedre nøyaktighet, men lavere sonderingsdybde, og motsatt for lavere frekvens.

Før det utføres en radarundersøkelse er det derfor viktig å velge riktig antennefrekvens (f_c). Radarundersøkelser bruker frekvenser fra 10 MHz til 1 GHz, som defineres som høyfrekvente EM-bølger (Everett, 2013). Isradar bruker frekvensene på den nedre delen av skalaen. Frekvens er gitt ved formlene;

$$3) f = \frac{1}{T} \quad v \quad 4) f = \frac{v}{\lambda}$$

Den første formelen (3) relaterer frekvens (f) som antall svingninger per tid, hvor T er tiden bølgen bruker på en bølgelengde. Den andre (4) relaterer frekvens (f) som et resultat av hastighet (v) dividert på bølgelengde (λ).

For å undersøke forskjellige lag i undergrunnen eller et islag, vil den vertikale og horisontale oppløsningen til radaren være viktig. Oppløsningen vil variere med frekvens, hvor en lav frekvens vil gi en lav oppløsning, som gjør at man ikke ser de samme detaljene i et radargram, som en ville gjøre med en høyere frekvens og høyere oppløsning. Vertikal oppløsning er den tykkelsen et lag må ha for at toppen og bunnen av laget skal bli registrert som to forskjellige refleksjoner, og regnes i teorien ut ved å dividere bølgelengden (λ) på 4 (Mauring et al., 1995). Virkelig oppløsning blir begrenset $\lambda/2$ - $\lambda/3$ på grunn av usikkerheter ved hastighetsbestemmelse og variasjoner i bølgeform. Målinger med lavere frekvens vil kunne registrere refleksjoner fra toppen og bunnen av et tynt lag som en refleksjon, fordi refleksjonene registreres ved en tilnærmet lik tid (Jol, 2008, s. 14–16). I tabell 2 er det regnet ut den vertikale oppløsningen i is for målinger med 10MHz og 50MHz.

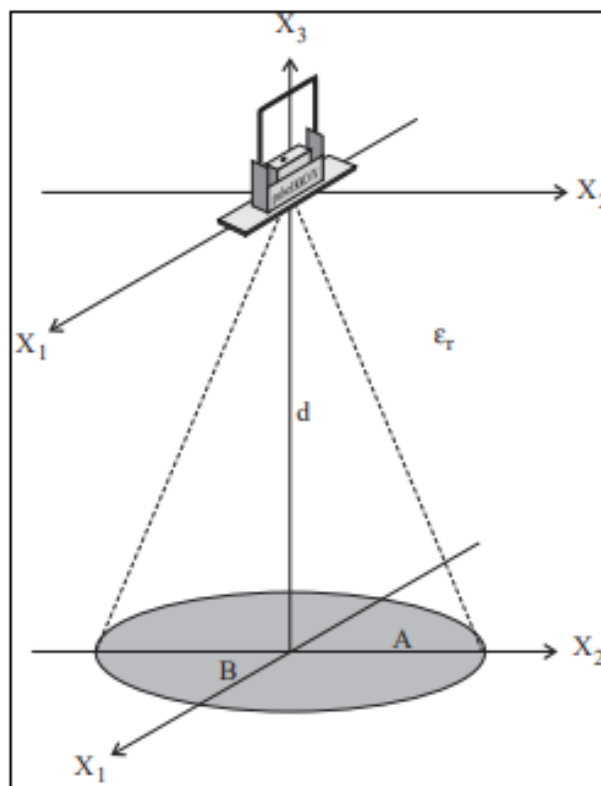
Tabell 2: Viser hvor stort et lag eller sprekk må være for å bli registrert som eget lag i radargrammene til de forskjellige frekvensene.

Antennefrekvens	50MHz	10MHz
Vertikal oppløsning (m)	0,8m	17,3m

Horisontal oppløsning er den horisontale avstanden det må være mellom to reflektorer for at de skal registreres som to individuelle refleksjoner. Arealet til refleksjonen for en laggrense kalles Fresnel-sonen, og er der hvor mesteparten av energien blir reflektert (Mauring et al., 1995). Fresnel-sonens størrelse avhenger av dybden til refleksjonen, lysets hastighet, frekvens og materialets permittivitet, og kan regnes ut med formlene 5 og 6.

$$5) \quad A = \frac{c}{4f\sqrt{\epsilon_r}} + \frac{d}{\sqrt{\epsilon_r - 1}}$$

$$6) \quad B = \frac{A}{2}$$



Figur 8: Viser Fresnel-sonen i grå, og er området der det meste av energien blir reflektert. Dette utgjør den horisontale oppløsningen.

Hvor A og B er halvaksler og d er dybden (figur 8). Refleksjoner som blir registrert er et slags gjennomsnitt av alt som finnes innenfor Fresnel-sonen. Objekter som blir reflektert kan ha mindre areal enn Fresnel-sonen, men plasseringen til objektet blir mer usikkert. I teorien er det mulig å registrere en reflektor dersom $B > d/10$ (Mauring et al., 1995). I tabell 3 er det regnet ut Fresnel-sonen til reflektorer i is med forskjellig dybde målt med 50MHz og 10 MHz. Ved en lav frekvens kan to forskjellige soner registreres som ett, og dataene kan oppfattes som ujevn og hakkete (Everett, 2013, s. 239).

Tabell 3: Viser utregningene av horisontal oppløsning målt med forskjellige frekvenser og forventet avstand til reflektoren i is ($\epsilon_r=3$)

Antennefrekvens	Dybde (m)	A (m)	B (m)	d/10 (m)
50MHz	100	137,46	68,73	10
	50	69,16	34,58	5
10MHz	100	140,92	70,46	10
	50	72,62	36,31	5

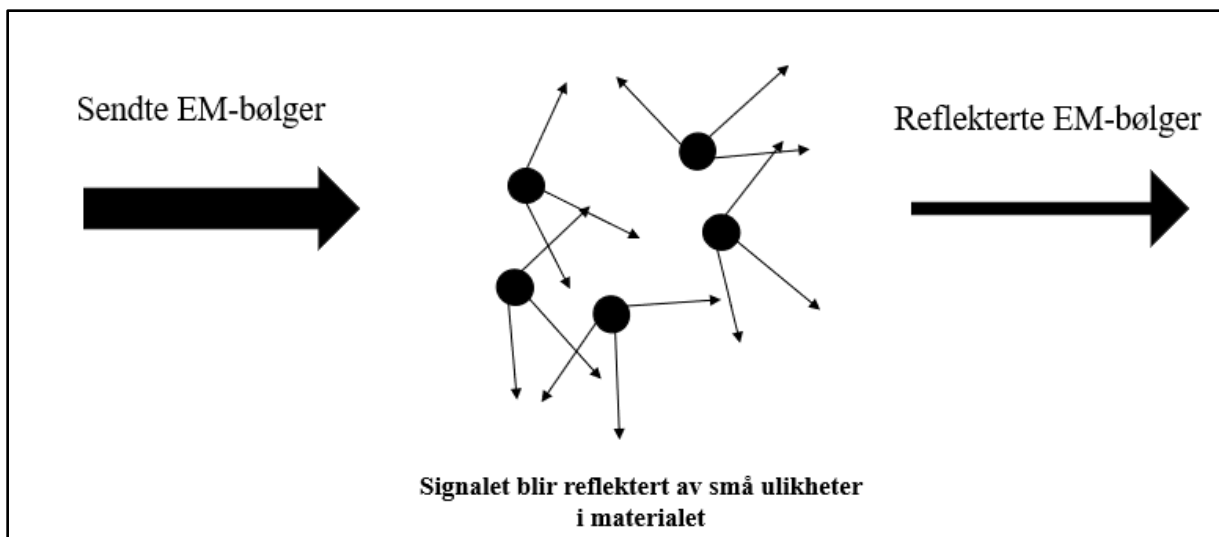
Ut ifra dette kan man se at det er viktig å velge riktig frekvens etter hva man er interessert i å undersøke. Det kan også være et alternativ å utføre radarundersøkelser med forskjellige antennefrekvenser for å sikre seg bedre resultater.

3.2.5 Energitap i radarbølger

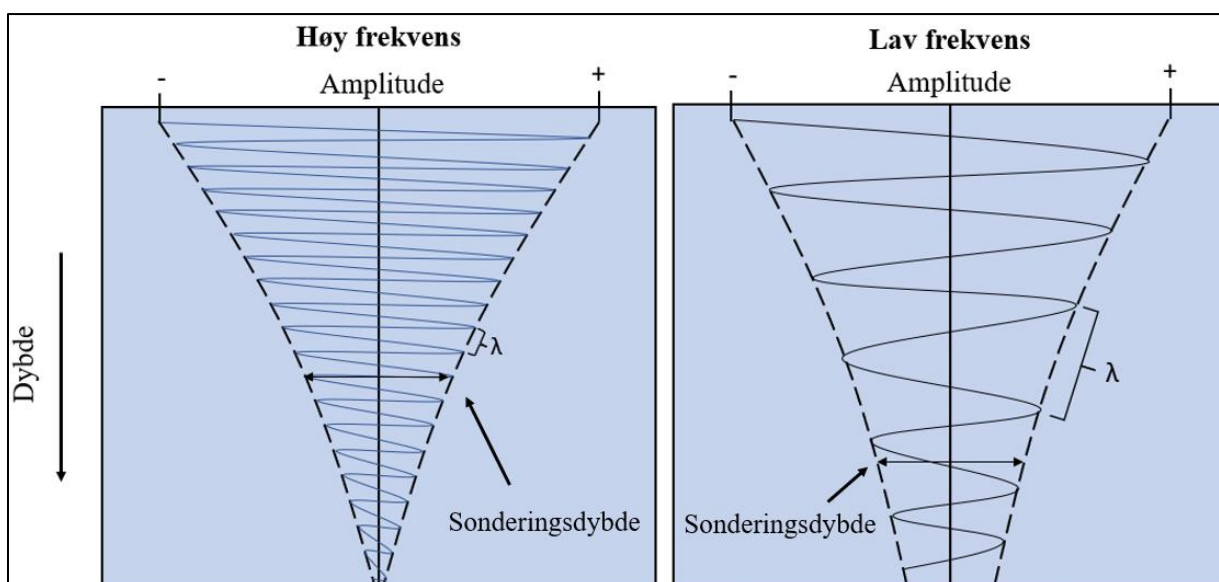
Under en radarundersøkelse sendes EM-bølger gjennom ett eller flere lag, hvor lagene har elektriske og magnetiske ulikheter som påvirker EM-bølgene. Når EM-bølgene beveger seg i materialet, vil bølgeenergien reduseres med økende avstanden fra kilden. Dette kommer som følge av absorpsjon, geometrisk spredning og spredning på grunn av inhomogeniteter i undergrunnen (figur 9 og 10) (Jol, 2008, s. 16–17). Damping måles i dB/m og regnes ut som følgende:

$$4) \quad \alpha = 1690 \frac{\sigma}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

Der α er damping (dB/m), σ er konduktiviteten og ϵ_r er den relative permittiviteten til materialet. Formelen viser at konduktiviteten og den relative permittiviteten er de viktige faktorene for dempingen til EM-bølgene. Materialer med høy konduktivitet, vil ha en bedre evne til å dempe EM-bølgene, og gi lavere sonderingsdybde (se avsnitt 3.2.2). Damping kan også forklares som et produkt av frekvens (Everett, 2013, s. 242–244). Figur 10 viser hvordan den vertikale dempingen øker når antennefrekvensen øker.



Figur 9: Viser absorbering og refleksjon av EM-bølger



Figur 10: Viser hvordan amplituden til lav- og høy-frekvente EM-bølger avtar med dypet. De høy-frekvente bølgene avtar raskere enn de lav-frekvente, og vil derfor ha en dypere sonderingsdybde.

3.2.6 Støy

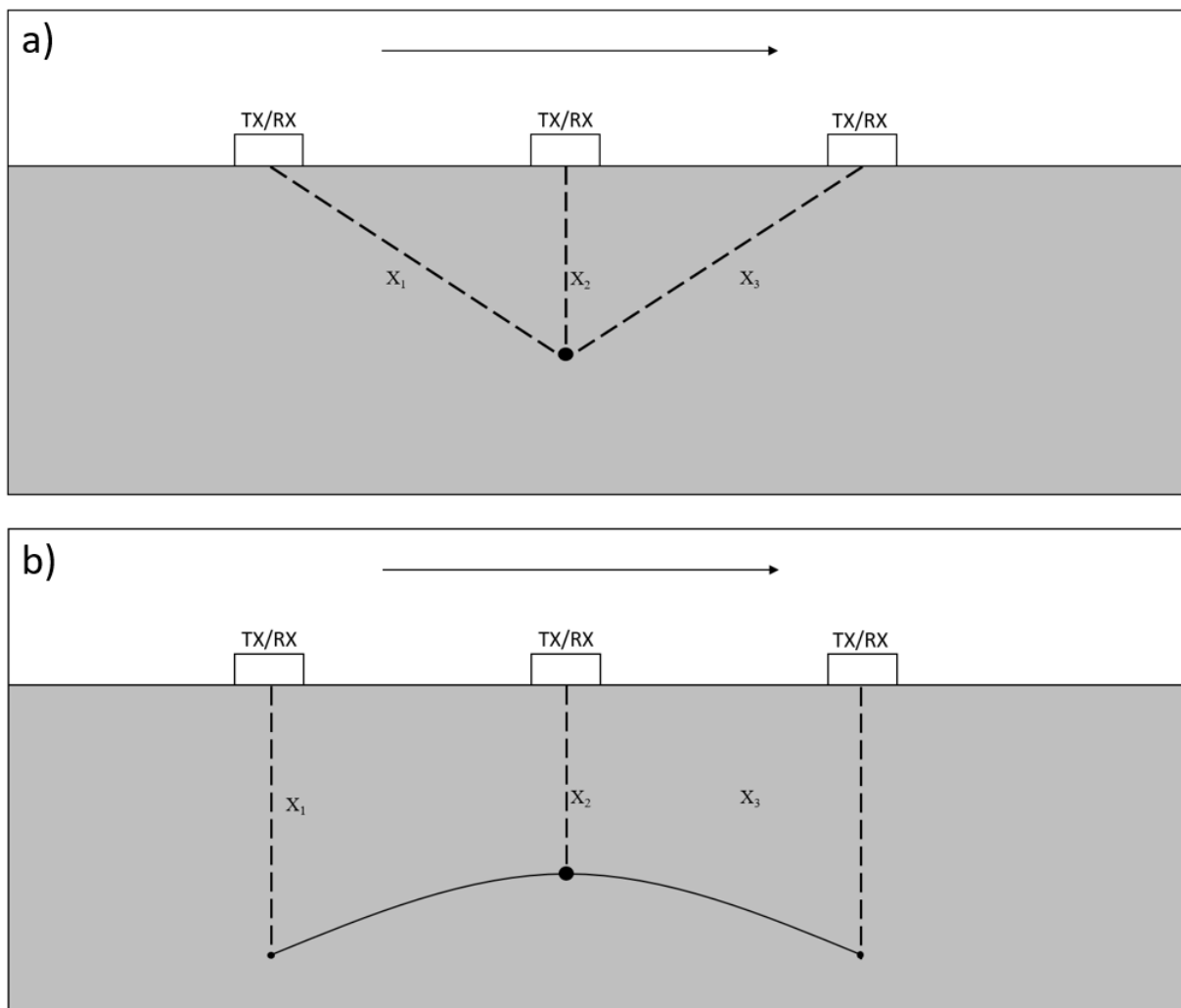
Sammen med demping, har støy en stor betydning for kvaliteten på radardata. Støy i radarundersøkelser på bre kan forekomme av flere grunner, deriblant menneskelig aktivitet, som i dette tilfellet blir feltpersonal med mobiltelefoner og aktivitet nær mottakeren, eller metalliske gjenstander som stegjern og isøkser. Refleksjoner fra alt som ikke ligger rett under radarantennene, som sidereflektorer fra bratt topografi under breen eller av fjellene rundt, kan bli sett på som støy. Grunnen til at vi får sidereflektorer fra gjenstander eller terreng som ikke er rett under radaren er på grunn av Snells lov, som sier at innfallsvinkel er lik utfallsvinkel. Siden en radar ikke klarer å bestemme hvor en refleksjon kommer fra blir alle registrerte

refleksjonene tatt med, og de kan oppfattes som støy eller tilfeldige grenser i radargrammet som ikke «passer inn». Ettersom vi primært er interessert i bunnreflektoren til breen vil også urenheter i isen som sedimenter, sprekker, smeltevannskanaler, eller temperert is bli sett på som støy.

3.2.7 Feil i refleksjonene

Inhomogeniteter som blokker, steiner eller andre gjenstander i undergrunnen vil i et radargram sees som diffraksjonshyperbler (Jol, 2008, s. 293). Dette er punktdata som danner konkave buer i radargrammet (se figur 11), og dannes fordi de første signalene fra reflektoren ikke kommer fra rett under radaren. På grunn av Snells lov og spredningen av bølgene, har mottakerantennen registrert en refleksjon som ligger lenger vekk og med lenger TWT, som rett under seg. Etter hvert som antennen nærmer seg rett over punktreflektoren, blir TWT kortere, og vil registreres som toppunktet i hyperbelen. Ved å se på figur 11 vil x_1 og x_3 være lengre vekk enn x_2 , som fører til at reflektoren til x_1 og x_3 er dypere (figur 11).

Multipler er et resultat av flere refleksjoner av samme punkt. EM-signalet blir reflektert mellom reflektor og mottaker flere ganger, og det dannes en illusjon om flere reflektorer (Jol, 2008, s. 293). Det er viktig å være observant for multipler når data prosesseres, for å unngå feiltolkninger.



Figur 11: Viser hvordan en diffraksjonshyperbel blir dannet i et radargram. Avstanden til x_1 og x_3 er større enn x_2 og resultatet blir en bue i radargrammet. For å minimere diffraksjonshyperbler kan filteret «Migration» benyttes.

4. Metode

4.1 Feltarbeid

I denne oppgaven har vi utført feltarbeid på Vanndalsbreen. Arbeidet ble utført i to runder, en dag i mai og en dag i september. For feltarbeidet ble det samarbeidet med Statkraft som er interessert i å se om resultatene kan påvirke deres vannkraftanlegg i Vanndalen.

Feltarbeid 31.mai 2022

Første dag i felt var 31.mai 2022. På denne tiden av året var det enda snø i fjellet som gjorde at feltarbeidet ble utført på ski. Snøen betydde og at veien helt opp til Vanndalsvatnet ikke var kjørbær, så vi måtte parkere et stykke lenger ned i veien. Her stilte Statkraft med snøscooter, slik at vi enklere kunne frakte utstyret opptil Vanndalsvatnet. Herfra fraktet vi utstyret selv på ski opp skaret til breen, en stigning på 400 høydemeter. På grunn av det bratte terrenget og faren for snøskred var det nødvendig med skredsøkere.

På breen utførte vi en rekke målinger med MÅLA ProEx radarsystem. Med dette systemet hadde vi mulighet til å bruke antennefrekvens 500 MHz, 100MHz eller 50 MHz. Siden vi ønsket å finne bunntopografien til breen uten kunnskap om breens tykkelse, valgte vi å bruke antenne med frekvens 50MHz. Av de tre alternativene er det denne antenne som har dypest sonderingsdybde, men igjengjeld dårligere oppløsning i radargrammet (se avsnitt 3.2.4).

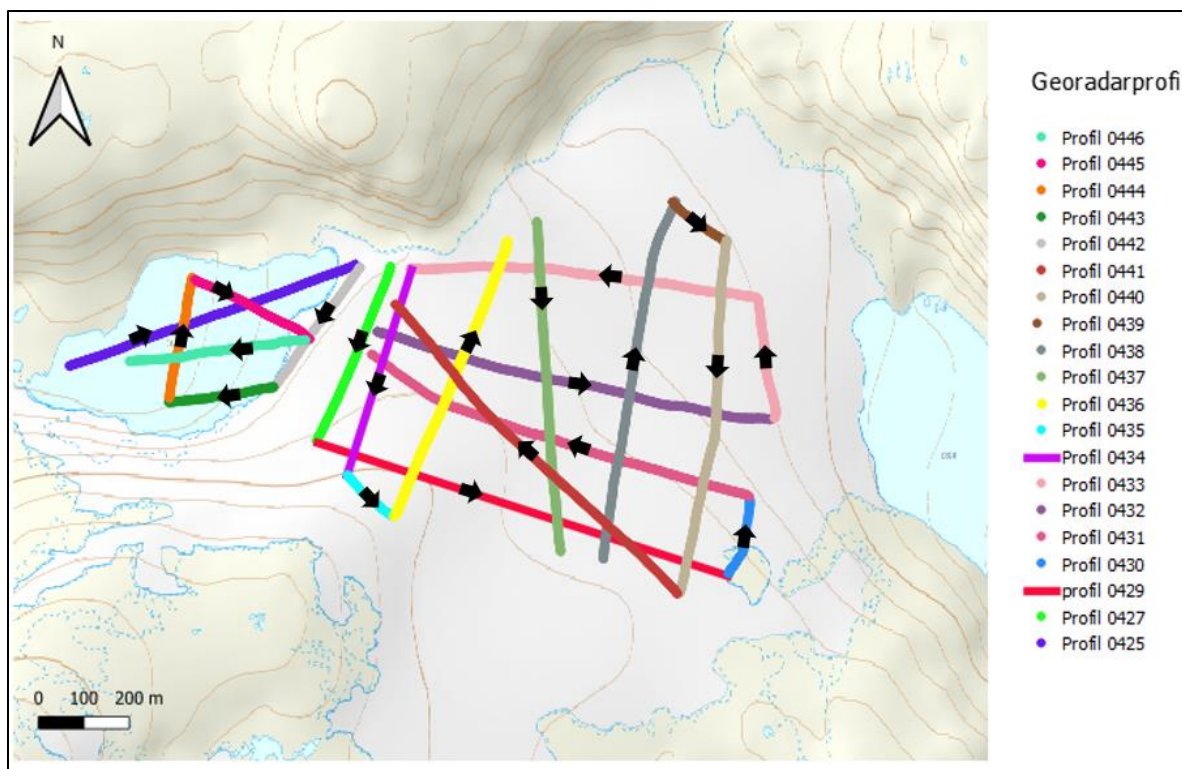
Antennetyperen til radarsystemet er RTA, som vil si at det er lik avstand mellom antennene under hele målingen. Dette gir oss 2D radargrammer av undergrunnen. For å få gode og representative målinger, trengte vi riktige innstillinger på georadaren. Innstillingene vi brukte er vist i tabell 4. Tidsintervallet bestemmer hvor ofte senderantennen skal sende ut EM-bølger, og ble satt til 0,5 sek. Dette ble bestemt med antagelse om hvor fort vi kom til å gå på breen. Med dette tidsintervallet vil det bli ca. 0,5 m mellom hver trace, som vil gi et detaljert resultat. Tidsvinduet blir bestemt ut ifra hastigheten til vertsmaterialet, og forteller hvor lenge den venter på retursignal av en utsendt EM-bølge (Holmberg, 2021). Ved et for lavt tidsvindu kan opptaket av EM-bølgen stoppe før den har rukket å nå det ønskede målet. Ved for høyt tidsvindu kan

størrelsen på dataen bli unødvendig stor. Det er derfor viktig med riktig hastighet til riktig materiale.

Med 50MHz målinger var formålet å kartlegge bunntopografien for størst mulig areal under breen. Ruten vi gikk på breen var sett ut i forkant og lagt inn på en GPS, som vi prøvde å følge så godt det lot seg gjøre. Snøen gjorde det enklere å ferdes på breen ettersom sprekker da var fylt igjen, men det var fortsatt områder på breen, mest i nord, som vi valgte å unngå. I tillegg ønsket vi å utføre målinger på innsjø V hvor et jøkulhlaup kan oppstå fra. På dette tidspunktet var sjøen enda islagt, som gjorde det mulig å utføre målingene. Vi gikk 6 profiler med 50MHz antenne, for å kunne estimere et volum av vannmassene. Alle profilene ble gått slik at de krysser hverandre flere steder, for å kunne sammenlikne dybden i krysningspunktene under prosesseringen. Dette kan fortelle oss om tolkningen av bunnreflektor er god.

Etter utførte målinger satt vi med 14 profiler på breen og 6 over innsjø V, som kan sees i figur 12. På grunn av mye sollys ble det en del gjenskin i skjermen på monitoren, som gjorde det utfordrende å følge med på at GPS-en på monitoren ikke mistet signalet. Som følge av dette mangler enkelte profiler GPS-koordinater. Heldigvis ble start og sluttunkt for profilene registrert i en ekstern håndholdt GPS. Dermed kan vi illustrere hvor profilet går, ved å trekke en rett linje mellom start- og sluttunktet til profilene som mangler GPS eller trace (figur 12).

Etter utført feltarbeid, så vi at flere av profilene ikke hadde så tydelige reflektor som vi ønsket. Siden vi ønsket å sikre data med bunnreflektorer, spesielt i området hvor det var mistanke om en terskel under breen, besluttet vi at det var nødvendig med en ny runde i felt. På grunn av stadig mindre snø i fjellet og usikre forhold på breen, ble det konkludert at feltarbeidet skulle utføres når breen var fri for snø. Det var ikke tid til feltarbeid før sommeren, så vi kom fram til at det skulle gjøres til høsten.



Figur 12: Viser profilene og hvor målingene med 50MHz antenne ligger på breen. Profil 429 og 434 manglet GPS-punkt fordi GPS-en har mistet signalet under målingene. Start og slutt punkt var notert, og ble brukt til å illustrere linjene vi har gått.

Feltarbeid 20.september 2022

20.september var vi på breen på nytt for å måle med 10MHz. Dette er en lavere antennefrekvens enn den vi brukte i mai, som vil gi oss dypere sonderingsdybde. Innstillingene vi brukte for målingene med 10MHz er vist i tabell 4.

Siden feltarbeidet tok sted nærmere slutten av ablasjonssesongen var det ikke lenger snø i fjellet eller på breen, og isen på vannet hadde smeltet. Skaret mellom Vandalsvatnet og innsjø V var bratt og steinete, så vi måtte bære utstyret fra Vandalsvatnet, rundt via Spørteggbu i nord (figur 1C), for å komme ned på breen ovenfra. Fra Spørteggbu og ned til breen var det mye ur, løsmateriale og bratt, så det var utfordrende å ferdes med stort utstyr på sekken (figur 13). Denne dagen brukte vi stegjern for å ferdes lettere på isen.

Det var ikke forutbestemt noe rute for hvor vi skulle gå på breen, men vi tok målinger i området vi forventet å finne en mulig terskel, med utgangspunkt i topografien på breen. Siden det ikke

var noe snø på breen var det mulig å se bresprekkene. Disse hadde en primær nord-sør orientering, og er sannsynligvis dannet av ekstensjon. Sprekkene og smeltevannskanaler gjorde det mer utfordrende å ferdes på breen, ettersom pulkene med antennene hadde en tendens til å rulle over eller havne ned i sprekkene. Det ble forsøkt å løse problemet med å feste et tau i enden av den bakerste pulken for å holde igjen, uten særlig effekt. Siden pulken rullet over og ned i sprekker hendte det at koblingen mellom monitoren og antennene ble dratt fra hverandre. Dette førte til brudd i signalet langs enkelte profiler.

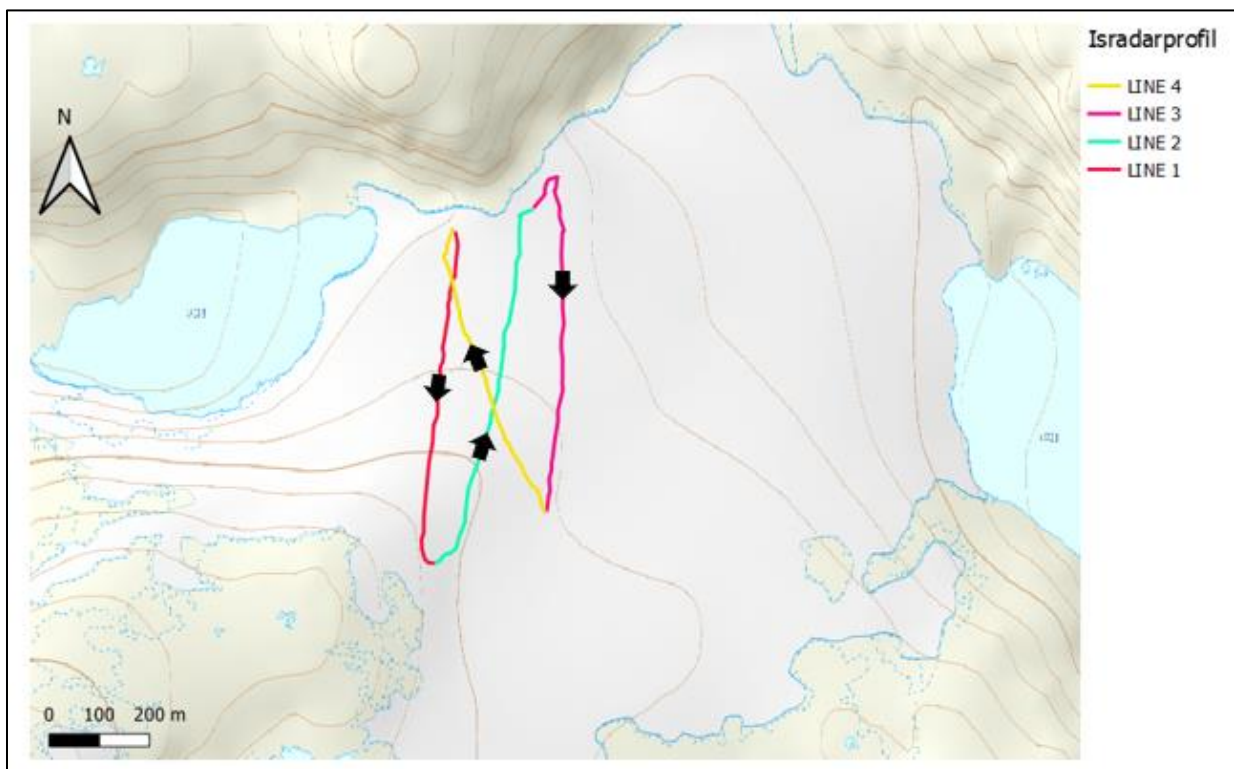
Ettersom det ikke lenger var is på vannet, var det ikke mulig å ta nye målinger av det med mindre vi hadde tilgang på båt. Det ble heller ikke prioritert, ettersom vi allerede hadde nok utstyr å bære med oss av radar utsyr. Vi må dermed benytte oss av de målingene vi tok av vannet i mai. Etter dagen i felt satt vi med 4 nye, gode, målinger av breen, som kan sees i figur 14.



Figur 13: Viser bilde av breen 20.september. Her ser vi veien ned fra Spørteggbu til Vanndalsbreen. Vi ser også tegn til kalving fra breen ut i vannet. Den bakerste personen bærer med seg to pulker som ble bruk til måling med 10MHz antenner.

Tabell 4: Viser hvilke innstillinger som ble brukt til målingene i felt for de forskjellige radarene

Innstillinger kontrollpanel		
	50 MHz	10 MHz
Antenne	RTA 50 MHz	Ice Radar 10MHz
Hastighet	0,168 m/ μ s (is ferskvann)	0,168 m/ μ s (is ferskvann)
Tidsintervall	0,50s	1s
Tidsvindu	569,5-1300ns	3800 ns
Sampling frequency	509 MS/s	250 MS/s
Stacks	8	256



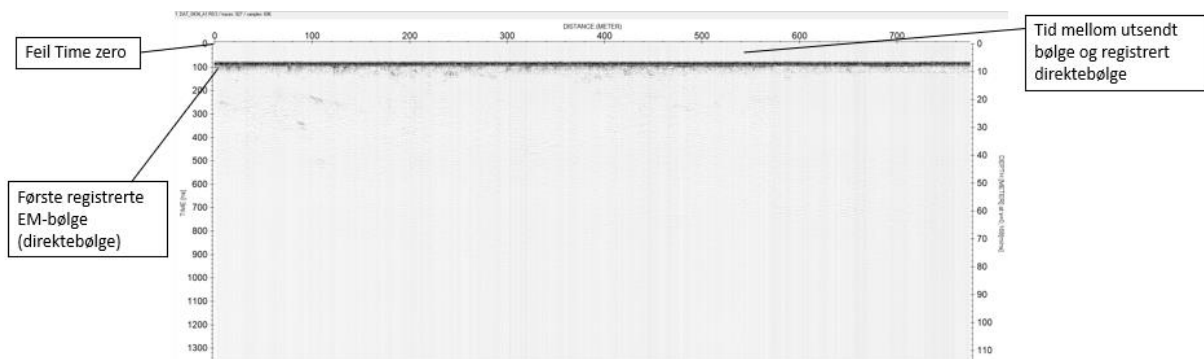
Figur 14: Viser de 4 profilene gått med isradar (10Mhz).

4.2 Prosessering av radarprofiler

Prosessering og tolking av de innsamlede dataene ble gjort i dataprogrammet Reflex2Dquick. Dette er et prosesseringsprogram som gjør det mulig å legge på forskjellige filtre og korrigeringer av radarprogrammene for å gjøre de lettere å tolke. Videre er det nevnt forskjellige korrigeringer som har blitt brukt til prosessering av våre data og hva de gjør.

Static correlation (time zero)

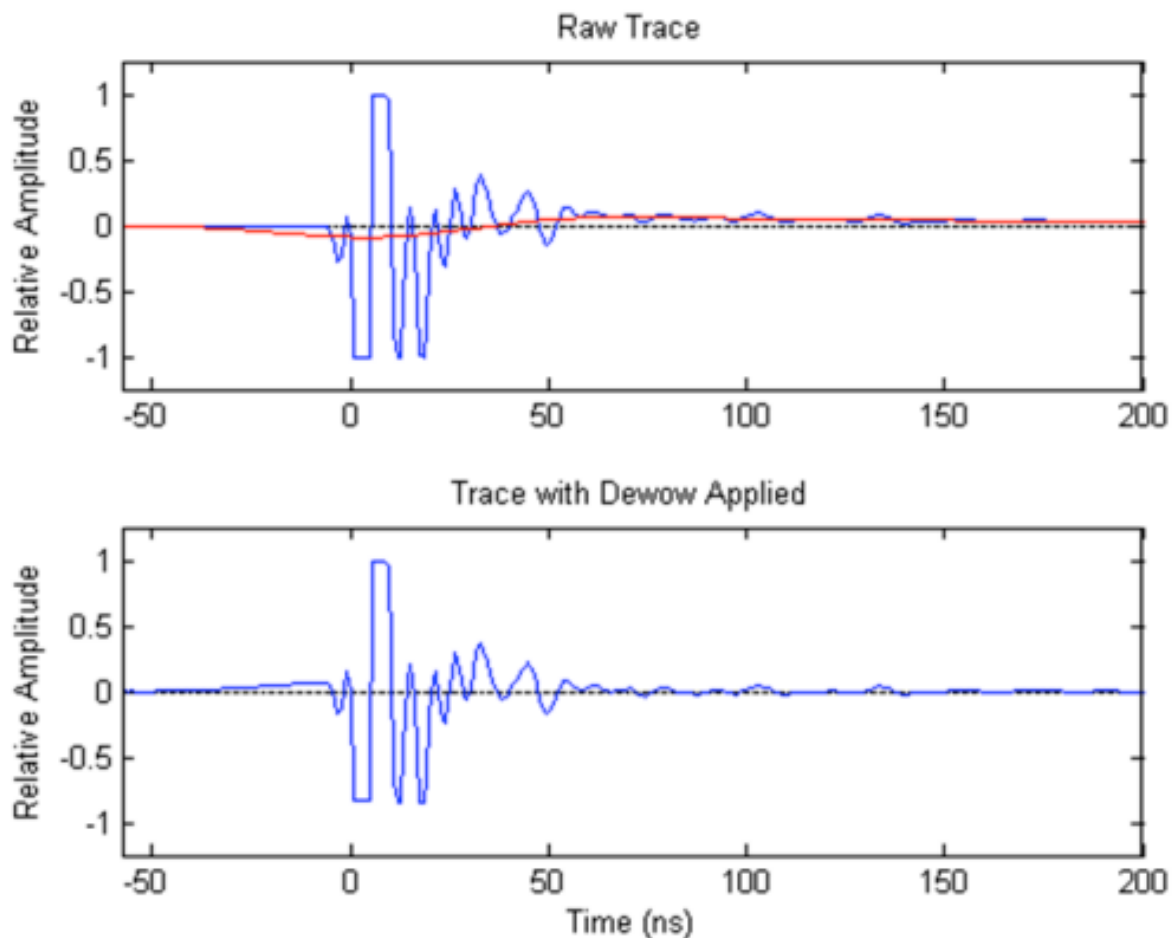
Opptaket av radarsignaler starter før signalet sendes ut, som fører til at første refleksjon i radargrammet ikke er lik tiden 0. Dette må endres, hvis ikke vil vi få feil dybde i profilet (figur 15). Ved bruk av korrigeringen «static correlation» kan første refleksjon beregnes manuelt og automatisk. Static correlation korrigerer tidsaksen startposisjon ved å sette nullpunktet til ankomsten av første EM-bølge som mottas av mottakerantennen (Sandmeier, 2023).



Figur 15: Viser et uprosessert radargram målt med 50MHz. Her ser vi at første reflekterte signal ikke er korrigert til tiden 0, som gjør at det ser ut som de første reflekterte signalene er på ca. 100m dybde.

Subtract mean (dewow)

Ofta kommer det mye lavfrekvent bakgrunnsstøy i georadar-målinger. Denne lavfrekvente støyen fører til at målingene blir dyttet i en bueform (figur 16), men verktøyet subtract mean (dewow) fjerner denne støyen. Verktøyet regner ut en gjennomsnittlig verdi for hver trace i profilet, som deretter blir fjernet fra målingene. Dette gjør at målingene senterer seg rundt 0 (Sandmeier, 2023).



Figur 16: A) Viser hvordan et trace blir bøyd med rød linje. Dette er verdiene som trekkes fra dataene etter verktøyet dewow blir brukt. B) Viser hvordan tracet ligger langs 0 (Rowell, 2015).

Gain

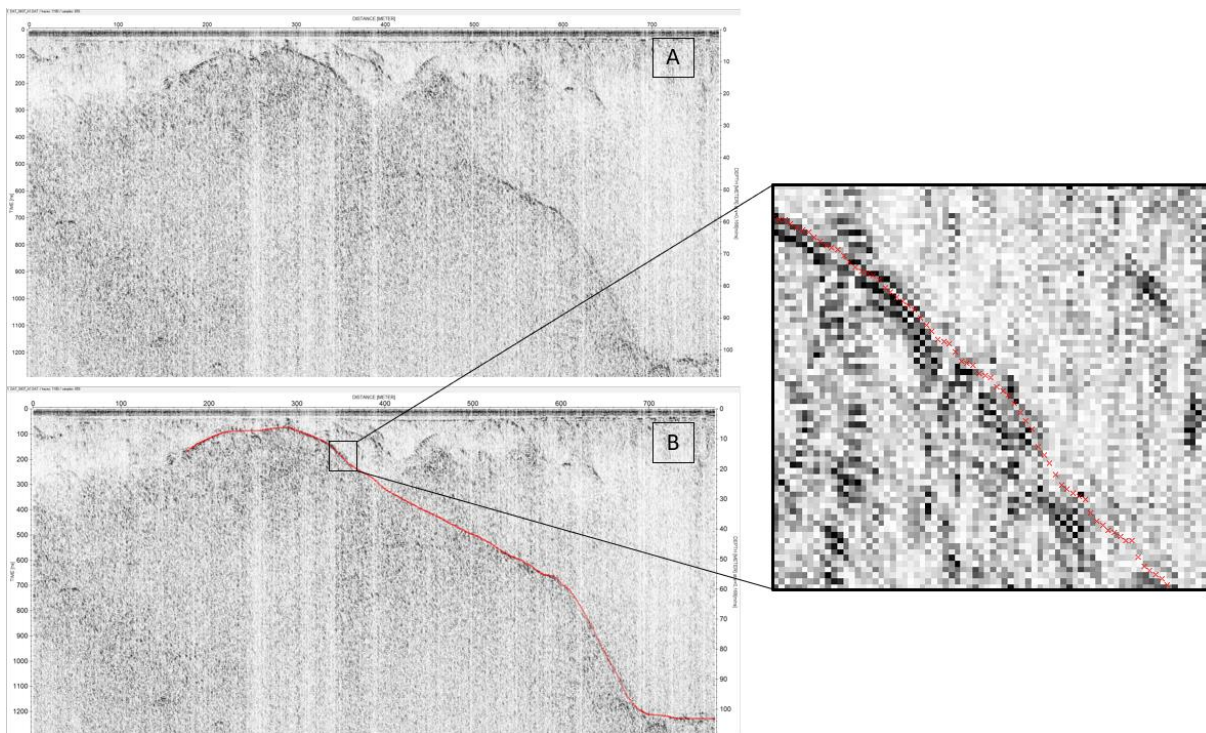
Rådata fra georadar dempes fort (se avsnitt 3.2.4) og kan være vanskelig å tyde, men ved hjelp av prosesseringsverktøyet Gain kan reflektorene i radargrammet komme lettere frem. Prosesseringsverktøyet blir brukt til å forsterke reflektorens kontraster ved å øke amplituden til svakere refleksjoner.

Energy decay er en type «smart» gain, som har blitt brukt i prosesseringen av alle våre data. Her regnes det ut en gjennomsnittlig verdi av energitap basert på hvert datapunkt i profilet. Dette danner en «gain curve» som igjen blir lagt til hvert datapunkt, og øker amplituden til de svakere signalene. I noen tilfeller er det nødvendig å skalere økningen av amplituden, da noen verdier kan overskride den maksimale verdien til amplituden i det originale profilet. Dette gjøres med «scale», som multipliserer verdiene til filteret, og justeres til ønsket resultat. Vanligvis vil det ha en verdi under 1 (Sandmeier, 2023).

4.2.1 Tolkning av bunnreflektorer

En viktig del av oppgaven er å tolke dybden og bunnreflektorene til breen ut ifra de prosesserte radarprofilene. For en mer presis tolkning av dybden til bunnreflektoren er det viktig på å sette riktig hastighet til materialet under prosesseringen. Dette er fordi georadar baserer målingene sine på tiden det tar for en EM-bølge å bli sendt, reflektert og mottatt, og hastigheten til materialet (se avsnitt 3.2.3.). I vår prosessering har vi brukt 0,168 m/ns for is, 0,22 m/ns for snø og 0.03 m/ns for vann (se tabell 1)

Refleksjonene av bunntopografien ble markert manuelt med en rekke røde punkter, som visualiserer en linje, ved å bruke funksjonen «pick» (figur 17). Disse punktene blir eksportert som en PCK-fil og inneholder x-, y-, og z-koordinatene til den tolkede bunntopografien, og blir videre brukt til interpolering av istykkelsen og modellering av bunntopografien til breen. Deler av profilet (figur 17) mangler tolkning av bunnreflektoren. Det er fordi disse områdene ikke har tydelige reflektorer, og blir dermed vanskelig å tolke med sikkerhet. For å minimere feil og usikkerheter blir ikke disse områdene markert med «pick».



Figur 17:A) Viser et eksempel på ferdig prosessert profil målt med 50MHz. I B ser vi en tolkning av bunnreflektoren markert med «pick», som består av mange små punkter, som danner en linje.

4.3 Modellering i Arcmap og QGIS

Ved å modellere bunntopografien til breen kan vi få et bedre helhetlig bilde av hvordan det ser ut under isen, og dermed gjøre en enklere vurdering rundt faren for jøkulhlaup. Modelleringen ble utført gjennom flere trinn, i forskjellige kartprogram.

4.3.1 Interpolering i Arcmap

I Arcmap ble det gjort en interpolering av de tolkede bunnreflektorene for å danne et dybdekart over hele Vanndalsbreen, som kan brukes videre til å modellere bunntopografien. Dette ble gjort i dataprogrammet ArcMap med verktøyet interpolasjon. Interpolasjon er et matematisk konsept som går ut på å regne ut x- og y verdier i et ukjent område, ved hjelp av omliggende verdier (Oxford University Press, 2023). Figur 18 viser et eksempel av en enkel interpolasjon, hvor de grønne verdiene er kalkulert ut ifra de omliggende verdiene ved hjelp av en lineær interpolasjon. En lineær interpolasjon vil ta start- og sluttverdien, og kalkulere verdiene imellom ved hjelp av stigningstallet (Aarnes & Aubert, 2023).

10	12	17	20
15			25
25			35
30	32	37	40

10	12	17	20
15	17	22	25
25	27	32	35
30	32	37	40

Figur 18: Viser en enkel lineær interpolasjon. Ved hjelp av de registrerte omliggende verdiene, kan man enkelt kalkulere de ukjente verdiene.

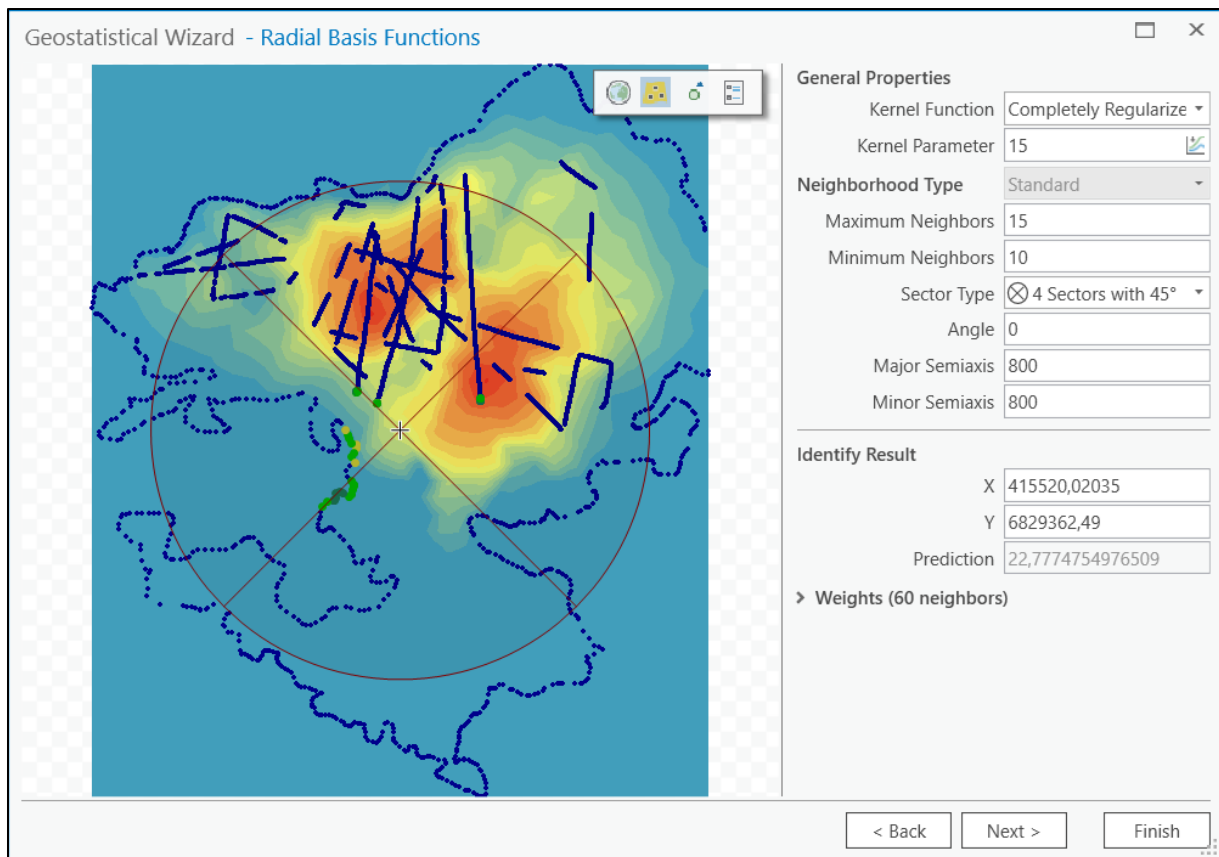
For å utføre en interpolasjon av istykkelsen til Vanndalsbreen la vi alle PCK filene inn i et Excel-dokument, samt en grense rundt breen hvor dybden er lik null. Denne grensen er viktig for å gi programmet en avgrensning av interpolasjonsområdet og en referanse på hvor breens tykkelse er lik 0. Videre vil dette gi et estimat av hvor tykk breen er i de områdene som ikke har målinger, basert på de områdene som har målinger. Tabell 5 viser hvordan PCK filene ser ut etter de er importert til Excel.

Tabell 5: Viser et utklipp av data fra PCK filene fra Reflex2DQuick, der «trace» er antall målinger, «Distance» er lengden i profilet, «GPS Y» og «GPS X» er koordinater, «GPS Z» er m.o.h., «TWT» er two-way traveltime og «Depth» er dybden til reflektoren.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
1	Name	Trace	Distance	Null	GPS Y	GPS X	GPS Z	TWT	Depth	Null
2	Dat_425	130	129	0	6829886,245	414764,096	1418,8	195,349106	2,9302	0
3	Dat_425	131	130	0	6829886,417	414764,6312	1418,8	196,041834	2,9406	0
4	Dat_425	132	131	0	6829886,59	414765,1664	1418,8	197,427288	2,9614	0
5	Dat_425	133	132	0	6829886,762	414765,7016	1418,8	199,50547	2,9926	0
6	Dat_425	134	133	0	6829886,935	414766,2368	1418,8	200,890925	3,0134	0

I Arcmap brukes interpoleringsmetode *Radial Basis Function* (RBF), som er en metode som blir brukt når man ønsker at interpoleringen skal gå gjennom hvert enkelt punkt, men også mellom punkter bevege seg over og under målte verdier for å oppnå en realistisk interpolasjon. RBF minimerer også krummingen av interpolasjonen fordi den lar interpoleringen gå over og under gitte verdier, som også gir et mer realistisk resultat (Esri, 2023).

I *Geostatistical Wizard* valgte vi å dele interpoleringsområdet i fire sektorer med 45° offset, som tvinger Arcgis til å bruke verdier fra nærliggende profiler i fire retninger når den gir et enkelt punkt en verdi (Figur 19). I interpoleringen ble minimum 10 nabopunkt og maksimalt 15 nabopunkt brukt for å kalkulere hvert enkelt punkt. Den maksimale- og minimale semiaksen ble satt til 800m for å inkludere punkter fra forskjellige profiler med store avstander. Som sektortype prøvde vi oval og sirkel, hvor oval kan brukes hvis man forventer at topografien under breen har en bestemt dal form, som vil gi breen en bevegelsesretning. Ut ifra overflatetopografien til breen som viser at breen beveger seg i to retninger (Figur 3 avsnitt 2.1), bestemte vi at breen ikke har en valgt bevegelsesretning. Dermed brukte vi sirkulær sektortype, for å oppnå en realistisk interpolasjon av breen.



Figur 19: Viser innstillingene til interpolasjonen i Geostatistical Wizard i Arcmap

4.3.2 Modellering av bunntopografi i QGIS

For å modellere bunntopografien til breen, transformerte vi interpolasjonen til raster data med cellestørrelse 5 m. Videre ble rasteret lagt inn i QGIS, og klippet til breens kanter. QGIS er et kartprogram, slik som Arcmap.

Foreløpig er rasteret bare dybdemålinger av breens istykkelse, men ved bruk av *Raster Kalkulator* kan et nytt raster dannes ved hjelp av en terrengmodell (Digital Terreng modell). Terrengmodellen over breen har 1 m oppløsning som gir god presisjon over overflatehøyden på breen. I kalkulatoren subtraheres interpolasjonen fra den digitale terreng modellen, og det nye rasteret blir bunntopografien til breen (Figur 20).

DTM 1(Breen)			DTM 2 (Istykkelse)			Bunntopografien til breen		
30	60	75	20	30	25	10	30	50
50	80	85	20	20	15	30	60	70
80	90	95	20	20	5	60	70	90

Figur 20: Viser hvordan raster til bunntopografien til isbreen kan regnes ut ved å se på differansen mellom to forskjellige DTM (Digital Terreng Model).

4.3.3 Volumberegninger

For å beregne volumet til breen, brukte vi rasteranalysen *Volum mot rasterflate* i QGIS. Filteret baserer volumberegningene ut ifra pixel-størrelse, snittdybde og antall pixler. Ved å multiplisere pixel-størrelse og antall pixler får man arealet, og ved å multiplisere snittdybden med arealet får man volumet til rasteret. Hele breen ble ikke undersøkt, som vil gi store usikkerheter for volumestimatet. For å minimere usikkerheten, valgte vi å basere volumestimatet på polygonet til interpolasjonen. Det estimerte arealet til Vanndalsbreen er som tidligere nevnt 2,17 km², og arealet til interpolasjonen er 1,6 km², som utgjør 73 % av det totale arealet til breen. Breen er dermed 1,356 ganger større enn interpolasjonen.

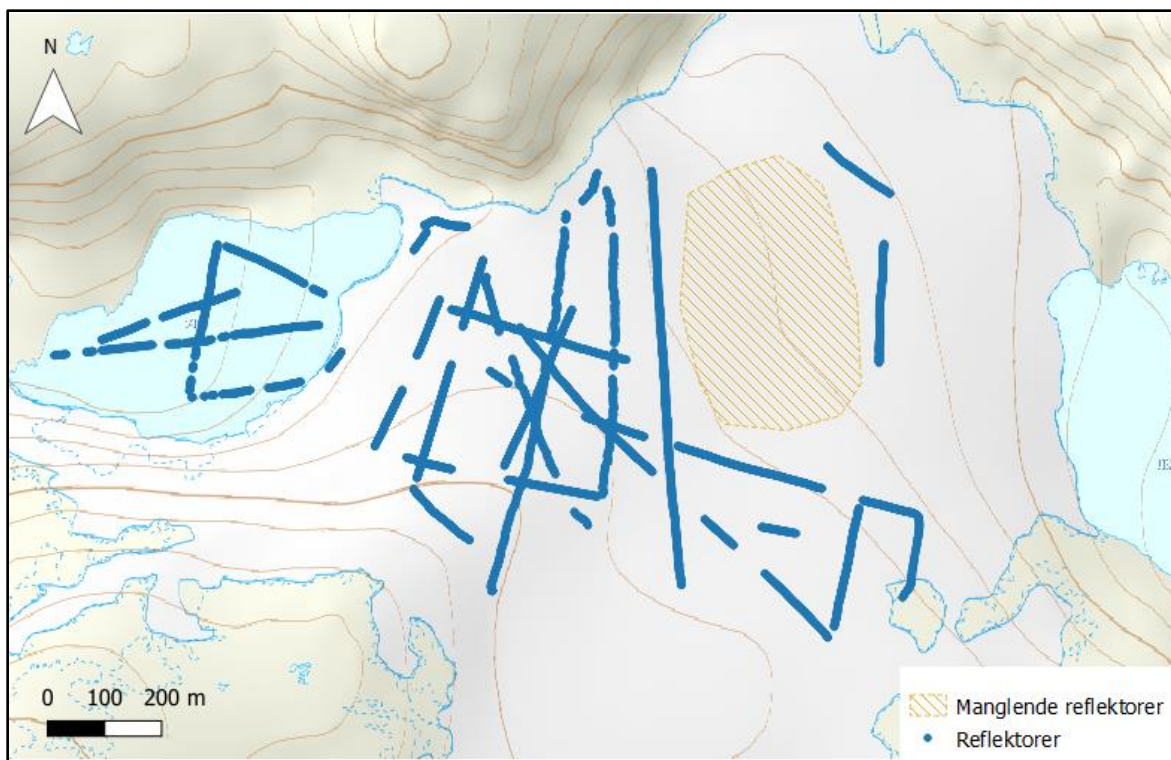
5. Resultat og tolkning

Etter to dager i felt satt vi igjen med 24 radarprofiler, hvor 20 av profilene er målt med 50 MHz (31. Mai) og 4 er målt med 10 MHz (20. September). Radarprofilene har blitt tolket og interpolert, og ut fra disse resultatene har bunntopografien blitt modellert, istykkelsen estimert, og volum av breen utregnet.

5.1 Iskarakteristikk og bunnreflektorer

Alle radarprofilene ble prosessert i reflex2DQuick, hvor filter ble lagt på for å gjøre radargrammene lettere å tolke (se avsnitt 4.2). Det var ønskelig å få frem bunnreflektoren som en sterk og tydelig reflektor, og radargrammene ble prosessert med hensyn til dette. Ettersom morenelaget rundt breen var tynt (se avsnitt 2.2), og de norske breene er tempererte med vann langs bresålen (se avsnitt 3.1) er det forventet å få en tydelig reflektor langs bresålen. Dette fordi det ikke vil være morene til stede som kan skape større spredning av EM-bølgene (se avsnitt 3.2.5) og fordi forskjellen i den relative permittiviteten mellom is og vann er stor (se avsnitt 3.2.2).

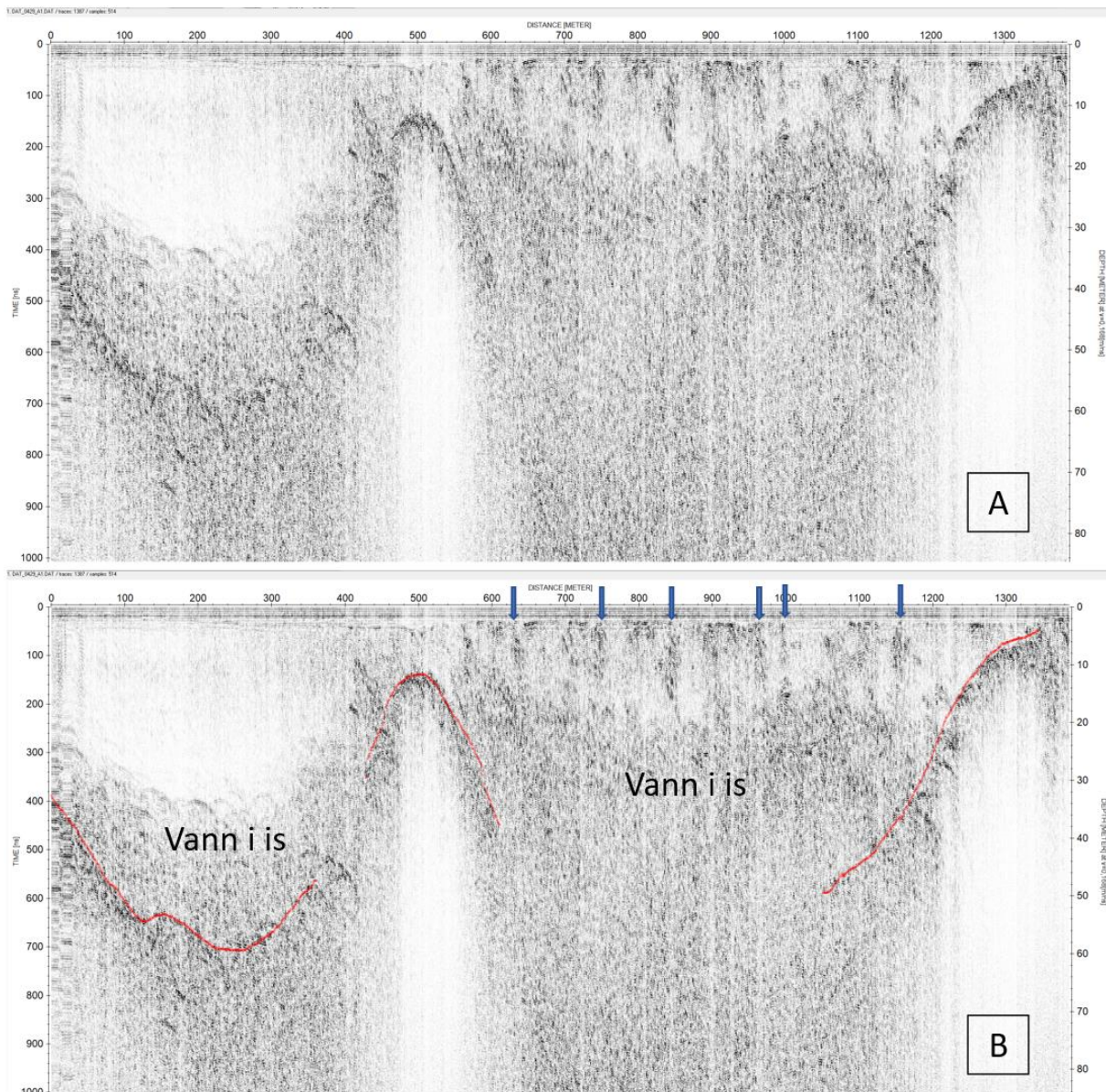
Av 24 profiler var det 22 profiler som hadde sammenhengende eller delvis bunnreflektor som var mulig å tolke. Bunnreflektorene som ble tolket og hvor de ligger på breen er vist i figur 21. De resterende delene av profilene hadde for mye støy fra ulike kilder til at bunnreflektoren kunne tolkes med sikkerhet (se avsnitt 4.2.1). En slik støykilde kan være høyt innhold av vann i breen, smeltevannskanaler, sedimenter eller menneskeskapt støy (se avsnitt 3.2.6). I et større område på breen var det også profiler hvor bunnreflektoren ikke syntes. Dette er markert på figur 21 med en oransje skravur. Her tror vi breen er dypere enn hva sonderingsdybden til 50Mhz-antennene er, eller at vanninnholdet i breen er for høyt, og demper EM-bølgene før den når bunnreflektoren (se avsnitt 3.2.4 og 3.2.5). Et eksempel på et slikt profil er profil 438 (Se vedlegg 5). Vanligvis er det mulig å tolke utydelige profiler med kryssende profiler, men i dette tilfellet er ikke det mulig ettersom de kryssende profilene heller ikke har noen tydelige reflektorer i området.



Figur 21: Viser de delene av georadarprofilene med tydelige og tolkbare bunnreflektorer. Det er et større område øst på breen som er markert med oransje skravur, hvor det ikke var mulig å se noen tydelig bunnreflektor til breen

Figur 22 viser et prosessert radargram av profil 429. Profilet går fra vest til øst, og er målt med 50MHz frekvens 31.mai (figur 12). Her ser vi både en tydelig bunnreflektor som kan tolkes med stor sikkerhet, og områder som er preget av mye støy grunnet høyere vanninnhold i breen. Vann var en gjennomgående type støy på flere av profilene. Vannet i profilene synes som mørkere områder av diffraksjonshyperbler med varierende størrelse og tetthet, uten særlig form for struktur (figur 22). De blå pilene (figur 22 B) markerer mulige sprekker eller vannførende kanaler. Ettersom det fortsatt var snø på breen da vi utførte arbeidet, var ingen sprekker eller smeltevannskanaler synlige.

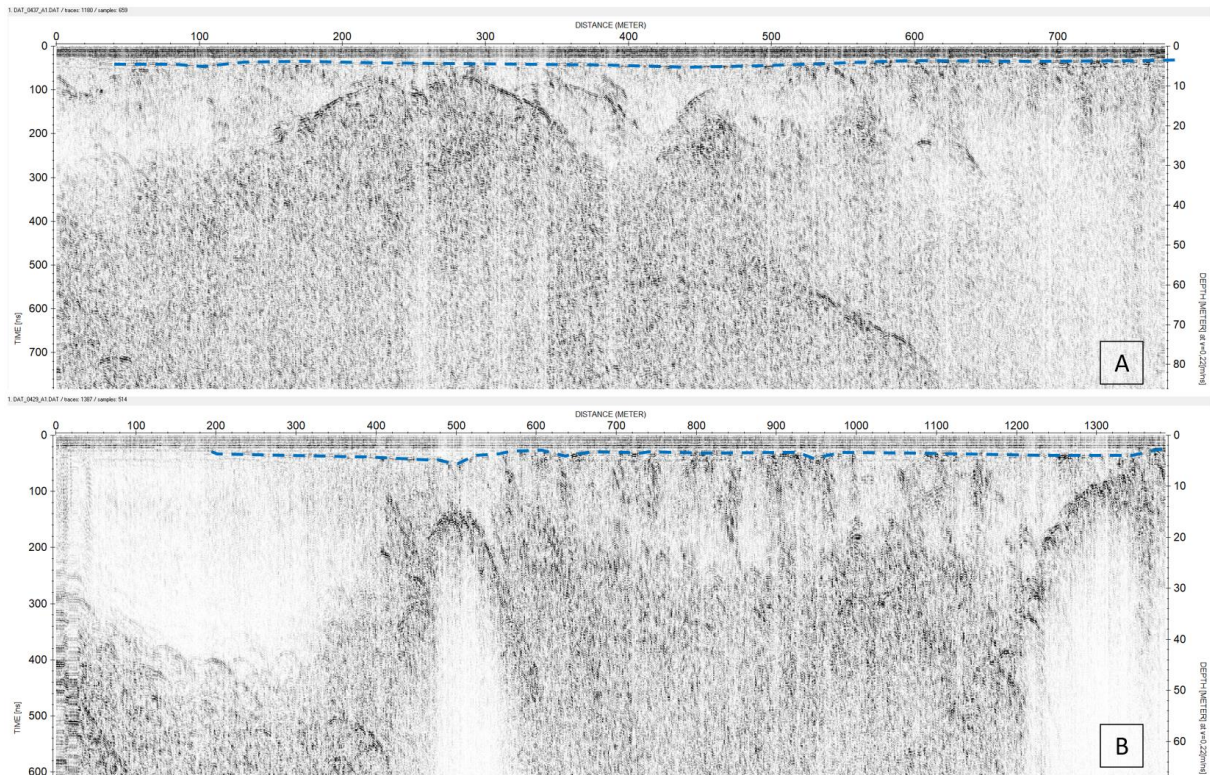
Tidligere er det nevnt en mistanke om en terskel under isen, på grunn av breens utforming med en høyde i form av en rygg som strekker seg fra nord til sør og deler breen i to (se avsnitt 2.1). Variasjonen i bunntopografien for profil 429 (figur 22) viser en høyde midt i radargrammet. Denne høyden kan indikere at det faktisk er en terskel under isen, og vil være viktig for videre vurdering av faren for jøkulhlaup.



Figur 22: A) viser et prosessert radargram av profil 429 (figur12). I profilet er det mye støy langs deler av bunnreflektoren som gjør det vanskelig å se en tydelig refleksor. Disse områdene blir ikke markert B) viser en tolkning av bunnrefleksjon med rød linje. De blå pilene markerer tolkning av smeltevannkanaler

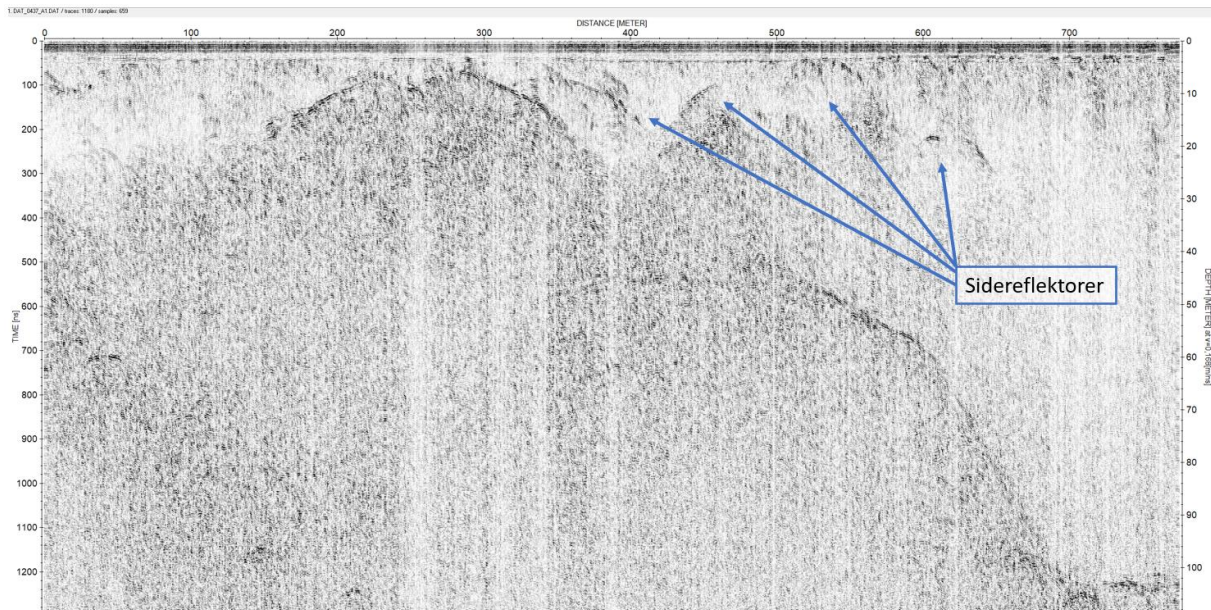
Snøen som var på breen i mai kan synes som et tynt lag helt øverst i radargrammet på noen av profilene målt med 50MHz (figur 23). I profilene hvor vi ser snølaget, ser det ut som snøen har en maksimal dybde på 4 m (22 m/ns). Når vi var på breen i september var all snøen smeltet. I radargrammene ser vi heller ingen tydelige lagdelinger eller tegn til firn i breen, eller i akkumulasjonsområdet (se avsnitt 2.1). Det kan tyde på at breen ikke lenger har noe akkumulasjonsområde, som igjen fører til at vi kan forvente at isen smelter vekk raskere (se avsnitt 3.1.1). Sedimenter i breen vil kunne sees som konkave hyperbler i radargrammene. I prosesseringen av radargrammene la vi ikke merke til diffraksjonshyperbler som kunne tyde på

sedimenter. Det at breen inneholder lite sedimenter er ikke usannsynlig med tanke på breens plassering i terrenget (se avsnitt 2.1), og mengden morene som lå rundt breen (se avsnitt 2.2).



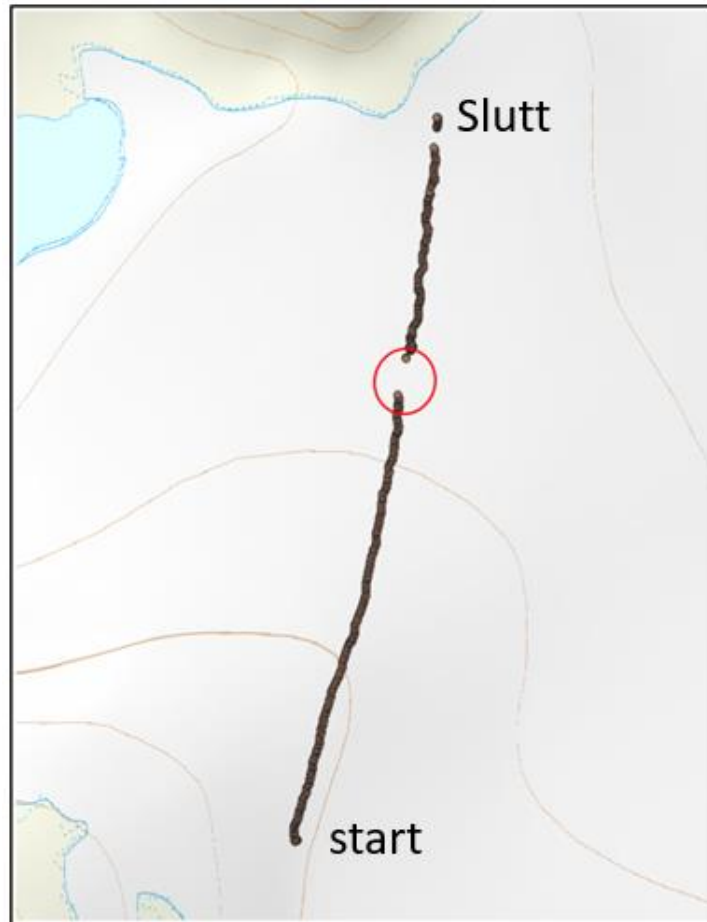
Figur 23: Viser tolkede grenser mellom snø og is langs profil 437(A) og 429 (B) (figur 12). Grensen er markert med blå stiplet linje.

Forstyrrelser i radargrammet som sidereflektorer er vist i figur 24. Dette profilet ligger midt på breen og er målt fra nord til sør med 50MHz antennefrekvens. I dette radargrammet ser vi en tydelig bunnreflektor som er markert med «pick», mens de andre reflektorene trolig kommer fra den mulige terskelen under breen. Vi får disse sidereflektorer på grunn av EM-bølgens spredning og Snells lov (se avsnitt 3.2.7) i kombinasjon med stor helning av terrenget under isen.

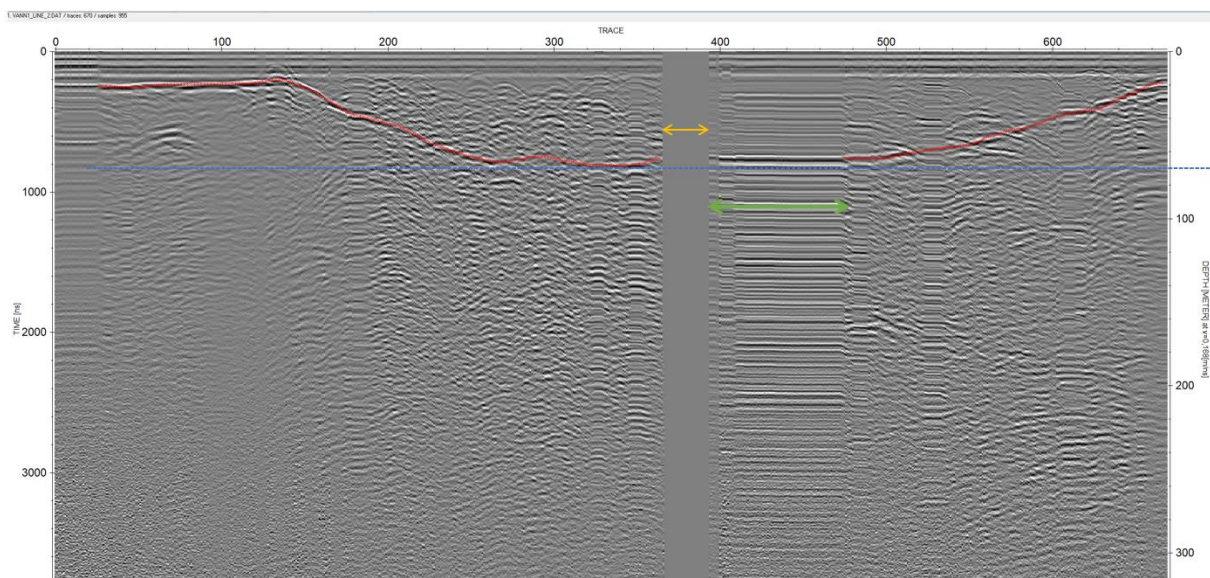


Figur 24: Viser profil 437 målt 31.mai med 50MHz antennefrekvens. Profilet går fra nord til sør og har en bratt helning i bunntopografien. Sidereflektorene er markert med blå piler.

I 10MHz- målingene ser vi bunnreflektorer på alle profilene som kunne tolkes med sikkerhet. I figur 25 er det markert et område hvor det mangler noen traces. Her kan det se ut som vi har gått med radaren uten at det er mottatt noen signal. Dette området ser vi igjen i figur 26, markert med gul pil. Her har antennene og monitoren mistet koblingen mellom seg, som følge av ujevn overflate på breen. Pulken veltet flere ganger ned i mindre sprekker og smeltevannskanaler, og dro koblingen mellom antennene og monitoren fra hverandre. Dette førte til at det ikke blir registrert noen refleksjoner. Vi ser dette gjentar seg i flere av radar-profilene fra 20. september. Langs den grønne pilen (figur 26) har radaren registrert den samme reflektoren over en lenger distanse. Dette kommer av at vi har stått stille, samtidig som radaren har tatt målinger.

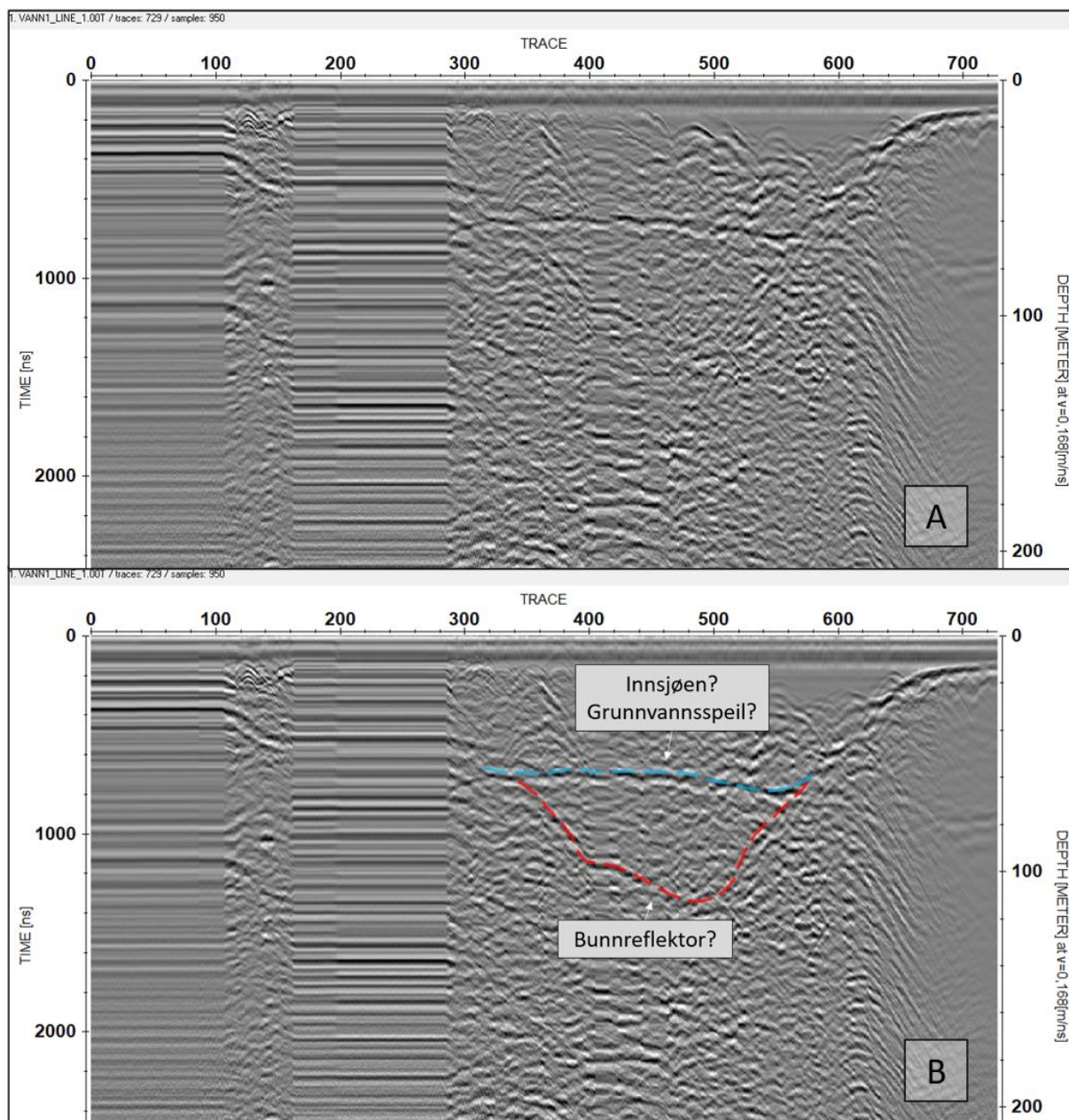


Figur 25: Viser hvordan deler av profilet mangler data. I den røde sirkelen har antennene og monitoren blitt koblet fra hverandre, og vi har fortsatt å bevege oss. Dette har ført til at det er en glippe i målingene.



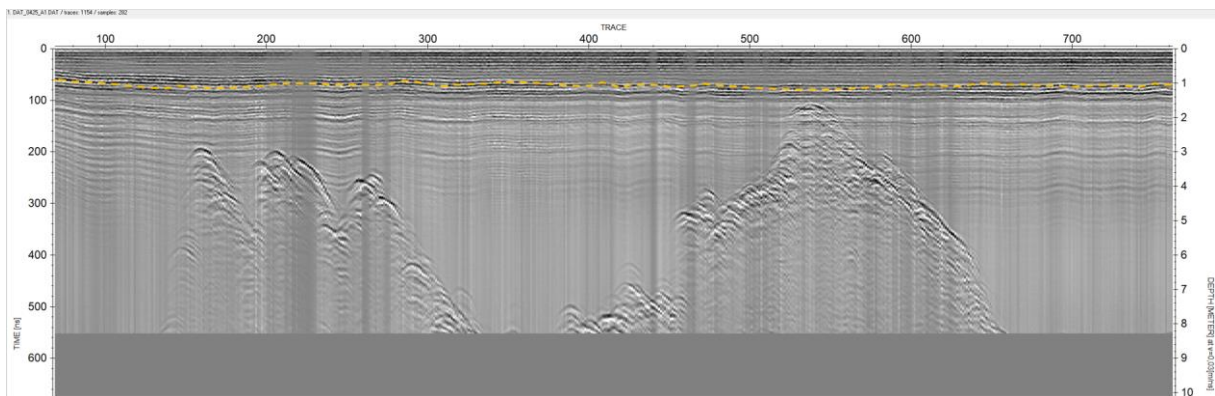
Figur 26: Viser det prosesserte profilet "line 2" (figur 14) som er et 10 MHz profil. Den røde linjen markerer tolket bunnreflektor. Den gule pilen viser til en periode under målingen hvor vi ikke hadde signal mellom antennene. Den grønne pilen viser at vi har stått stille samtidig som det har blitt tatt målinger. Den maksimale dybden langs profilet er markert med blå stiplede linje og er rundt 65 m dyp.

Det første profilet som ble målt 20. September er «Vann_Line_1», og er et profil som går fra nord til sør (Figur 14). Figur 27A viser profilet etter prosessering, og reflektoren er tydelig å følge fra Trace 1-320 og 560-720. Mellom 320 og 560 er det to sterke reflektorer som begge kan være bunnreflektoren. Den første reflektoren er en vannrett reflektor på rundt 65 m dybde, som ikke følger den forventede bunntopografien til breen. Den andre reflektoren er en konveks reflektor på rundt 100 m dybde, som følger den forventede bunntopografien til breen i området. Figur 27B viser en mulig tolkning av de to reflektorene, hvor den dypeste er bunnreflektoren til breen, og den grunneste reflektoren er et grunnvannsspeil eller refleksjoner fra vannet i vest. Vi valgte å bruke den dypeste reflektoren i interpoleringen basert på bunntopografien fra lignende profiler i området. Den vannrette reflektoren har ikke en enkel forklaring, og er derfor diskutert i avsnitt 6.1.2.



Figur 27: A) Viser det prosesserte profilet Vann_Line_1 (figur 14), som er det første profilet fra 20. September. Profilet går fra Nord til Sør. B) Viser en mulig tolkning av de to forskjellige reflektorene fra Vann_Line_1 med forskjellige dybder.

For tolkning av radargrammene fra vannet satt vi hastigheten til 0,03 m/ns siden målingene ble tatt på vann og ikke is. Hastigheten vil gi en riktig dybde av innsjø V langs y-aksen. Målingene utført over vannet ble gjort med for lite tidsvindu, som gjør at tiden mottakerantennen har tatt imot refleksjoner er for kort. Dette fører til at opptaket av reflekterte signalet stopper før hele signalet er registrert og gjør at vi mangler deler av bunnreflektorene til innsjø V (figur 28). Tross dette hadde alle de 6 profilene større eller mindre grad av reflektorer som var mulig å tolke. På rundt en meter dybde kan man og se en til tydelig reflektor som en linje gjennom hele profilet. Denne linjen tolker vi som overgangen mellom is og vann. Denne overgangen har også multipler (se avsnitt 3.2.7).



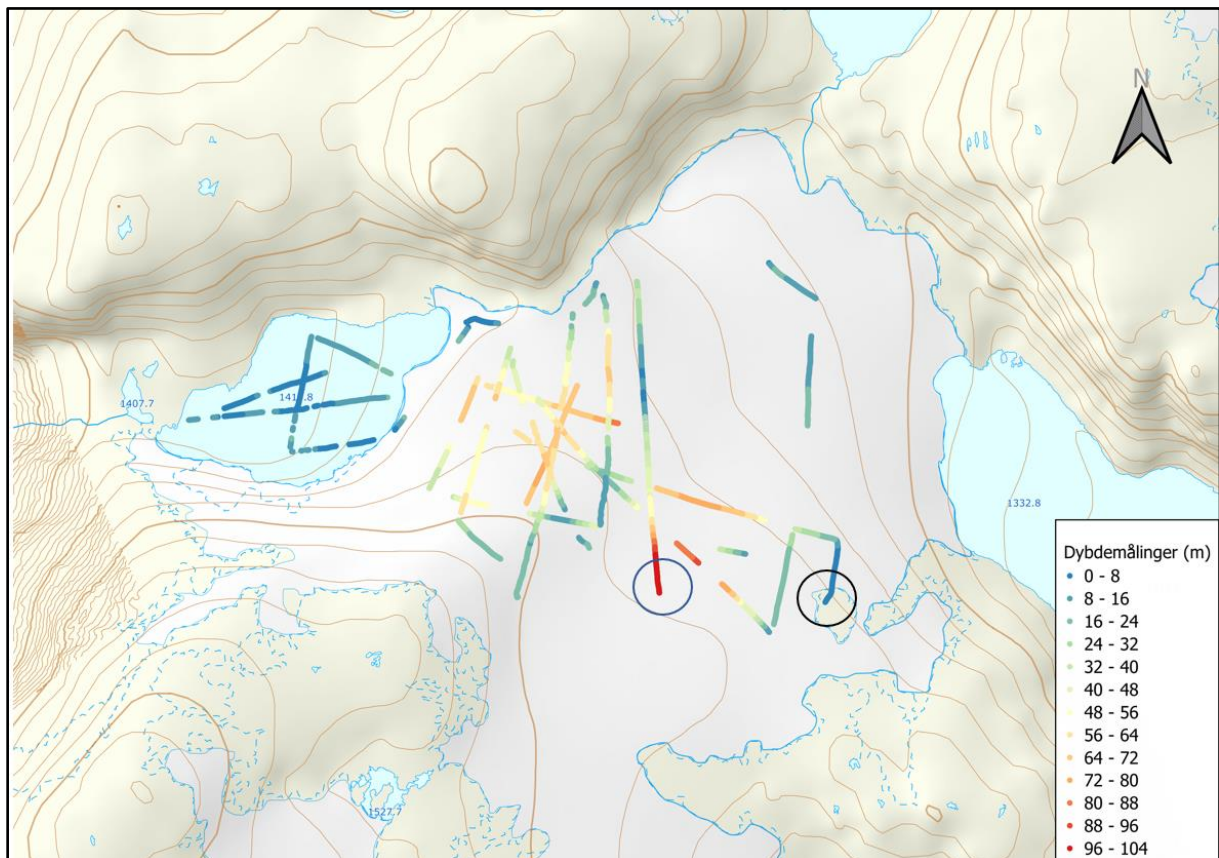
Figur 28: Viser profil 425 (figur 12).. Profilet er prosessert og radargrammet viser tydelig hvordan tidsvinduet til monitoren i felt er satt for lavt (569,5ns). Langs hele profilet er overgangen fra is til vann markert med gul stiplet linje.

5.2 Istykkelse på Vandalsbreen og volumberegninger

Ut ifra de prosesserte radarmålingene har vi tolket bunnreflektorer og dermed vurdert istykkelsen i området som ble undersøkt. På grunn av de kryssende profilene er det enklere å vurdere om tolkningen av bunnreflektorene er gode, basert på om dybden mellom to forskjellige profiler er tolket til ca. samme dybde. Dersom de er det, er sannsynligheten for korrekt tolkning større.

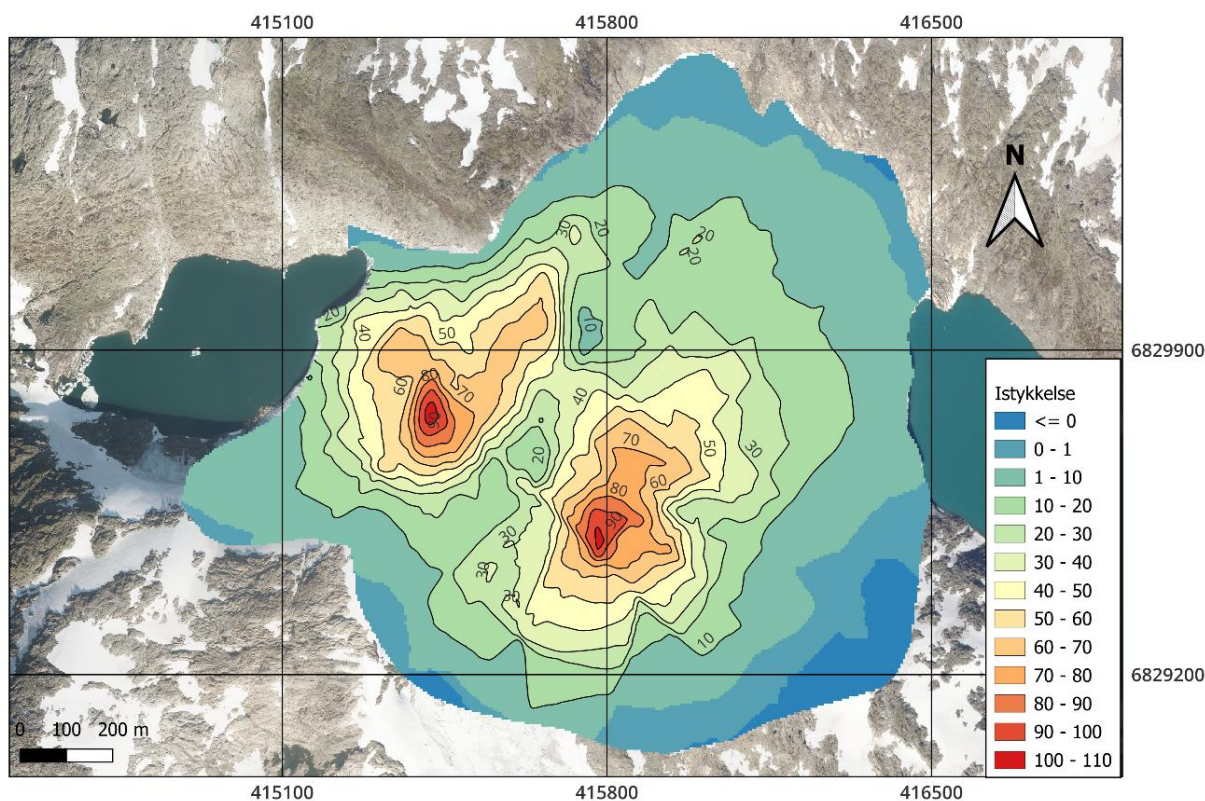
Figur 29 viser dybdemålingene til de tolkede profilene i en fargeskala. Fargeskalaen går gradvis fra blå til rød, hvor blå viser den minste dybden og rød viser den største. Den tynneste isen er målt til 1,6 m og er målt i et område nært bart fjell markert med svart sirkel, og den tykkeste delen av isen er målt til 104 m og er markert med blå sirkel rett vest for området med grunn is (figur 29). Det kan og sees et område med tynnere is som strekker seg over breen fra nord-øst

til sørvest. Dette området med tynn is blir viktig for videre vurderinger ettersom området kan gjenspeile en mulig terskel under breen.



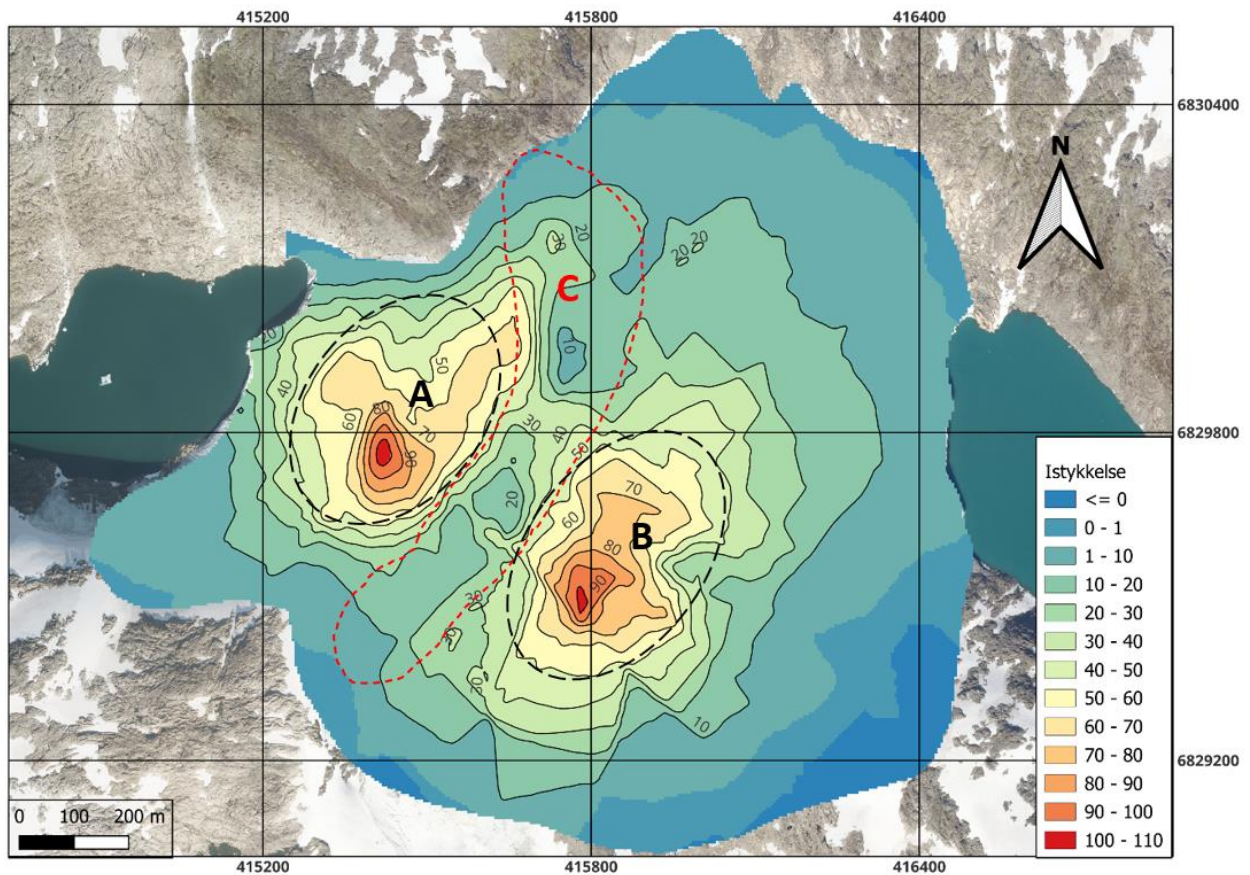
Figur 29: Viser en oversikt over dybden til profilene som har blitt tolket. De grunneste dybde målingene er målt i nærheten av fjell vist i svart sirkel, og de dypeste målingene er markert i blå sirkel målt rett vest for de grønne målingene.

På vannet er den dypeste bunnreflektoren registrert på 19 m dyp, men på grunn av feil innstillinger for tidsvindu stopper opptaket av målinger på 20 m (se avsnitt 4.1), som gjør at vi ikke får registrert bunnrefleksjoner som ligger dypere. På kartet med tolkede bunnreflektorer (figur 29) kan vi også se at det er en svak trend i økende dybde fra vest/sør-vest, mot øst/nord-øst. Videre ble kun resultatene fra de tolkede bunnreflektorene på breen interpolert (se avsnitt 4.2.1) for å framstille et dybdekart over resten av breen. Dette var for at dybde målingene fra vannet ikke skal føre til noen større usikkerhet i resultatet av breens istykkelse.



Figur 30: Viser interpolert dybdekart over istykkelsen til Vanndalsbreen

Dybdekartet (figur 30) viser stor variasjon i isdybde fra øst til vest. Det er tydelig at breen har to områder med tykkere is. Mellom disse to områdene er det et område med tynnere is som strekker seg fra nord-øst til sør-vest. Vi har valgt å dele dybdekartet inn i tre soner; A, B og C (figur 31). Sone A og B viser to mindre områder hvor isen er relativt dyp sammenlignet med resten av breen. Område A er et resultat av flere gode profiler, og ser ut til å danne en form for grop. Det samme gjelder sone B, men her er det ikke like mange gode profiler som i sone A (figur 36). I sone A og B finner vi den tykkeste isen på hele breen, med istykkelse målt opp til 104 m i sone B. Sone C utgjør et naturlig skille mellom sone A og B, med en betraktelig tynnere istykkelse. Ved sone C viser dybdekartet en istykkelse ned mot 7,5 m. Denne sonen har stor betydning for breens utvikling, fordi isen er tynnere og har mindre potensiale for volumendring (se avsnitt 1.1). Denne sonen er også av stor interesse for å svare på problemstilling om faren for jøkulhlaup i området.



Figur 31: Viser dybdekart av isen på Vanndalsbreen. Dybdekartet viser to markante dype soner (A og B), som er splittet av et grunnere området fra Nord-øst til Sør-Vest (C).

Med dybdekartet har vi estimert et volum av breen. Ved bruk av verktøyet «volum mot rasterflate» fikk vi et volum på $3,26 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ regnet ut ifra de interpolerte dybdemålingene. Volumet dividerte vi på interpolasjonsrasteret sitt areal, for å minimere usikkerheten av snittdybden til isen. Snittdybden for området avgrenset av interpolasjonen ble 20,41 m.

$$\text{Volum}(\text{interpolasjon}) = 32\,638\,096 \text{ m}^3 = 3,26 \cdot 10^7 \text{ m}^3$$

$$\text{Snittdybde} = \frac{\text{Volum}}{\text{Areal}} = \frac{32\,638\,096 \text{ m}^3}{1\,598\,900 \text{ m}^2} = 20,41 \text{ m}$$

Utregningen av volumet til interpolasjonen vil være mindre enn det faktiske volumet til hele breen. For å gi et bedre estimat av volumet til hele breen (problemstilling 2a) kan resultatet fra det interpolerte volumet multipliseres med 1,356, som tilsvarer størrelsesforskjellen mellom breens areal og interpolasjonens areal (se avsnitt 4.3.3). Da blir volumet til breen $4,45 \cdot 10^7 \text{ m}^3$:

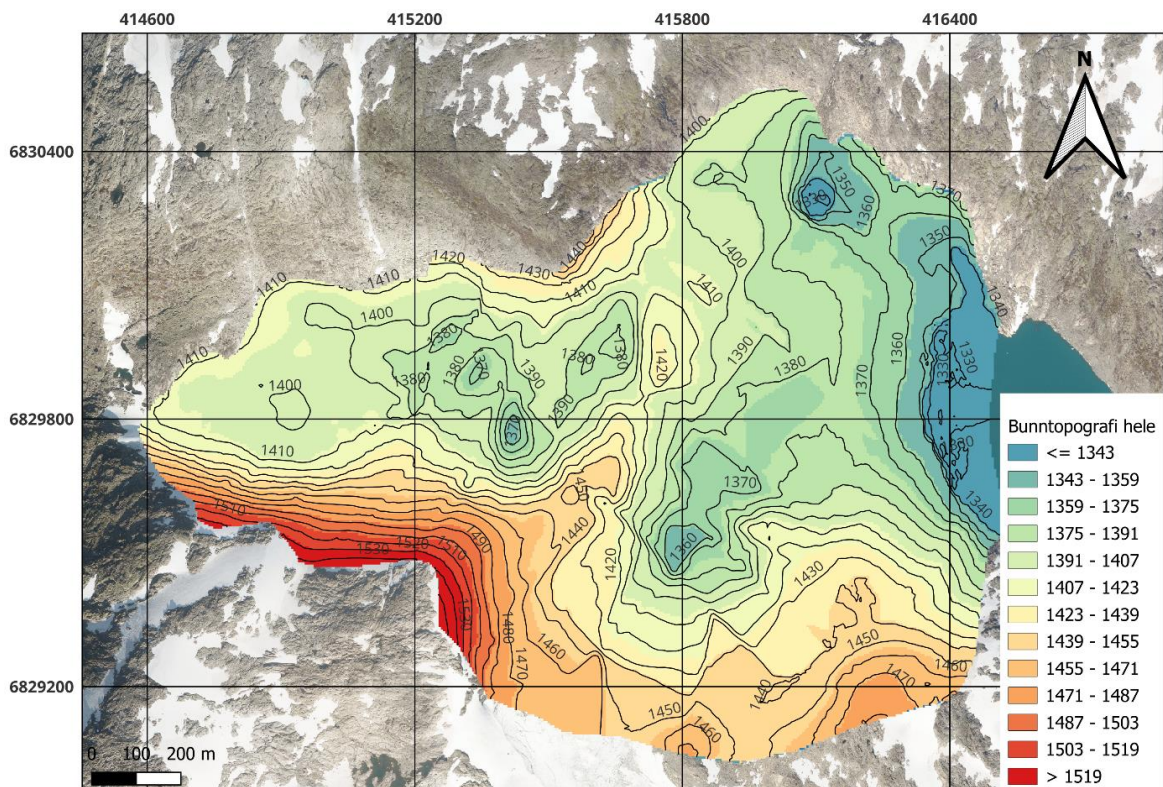
$$\text{Volum} = 3,26 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \cdot 1,356 = 4,45 \cdot 10^7 \text{ m}^3$$

For å se hvor store mengder vann som eventuelt kan dreneres regnet vi ut volumet av innsjø V. Innsjøen har et areal på $178\,125 \text{ m}^2$, og ble regnet ut på samme måte som utregningen av Side 54 av 84

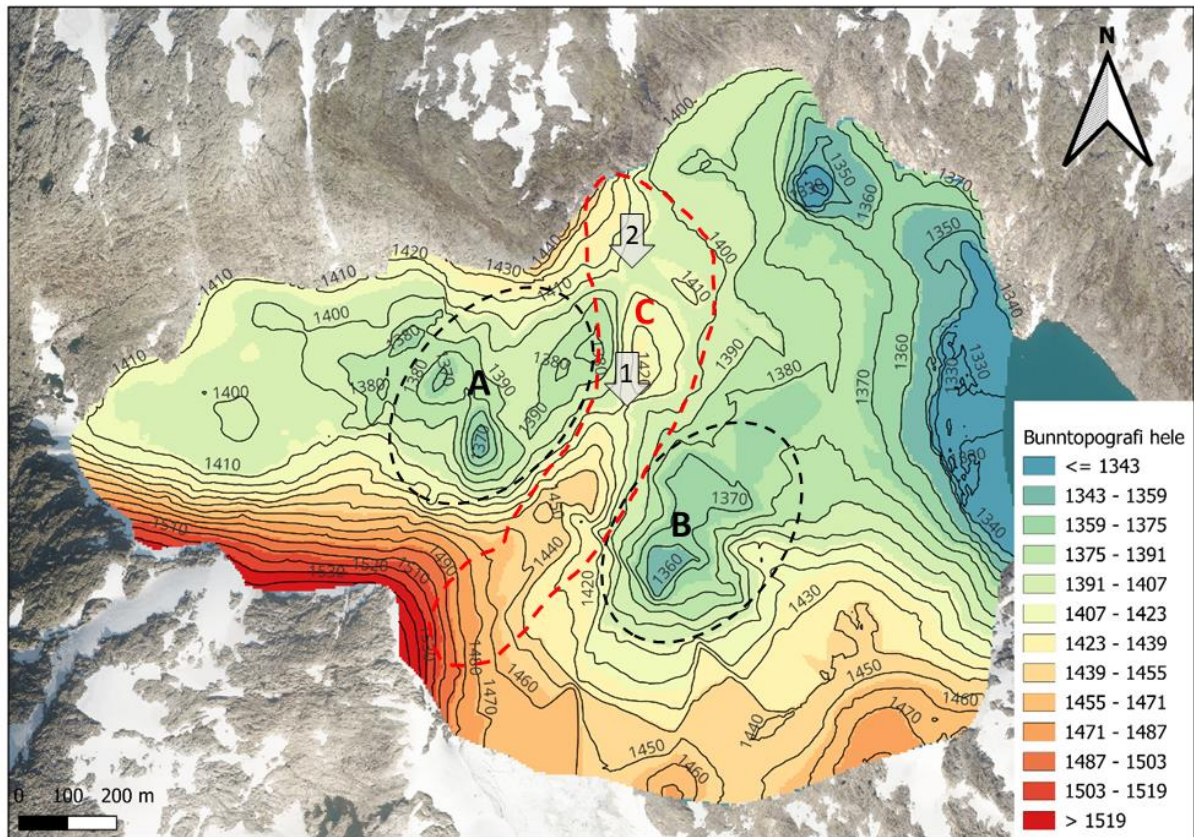
volumet til breen. Resultatet viste at innsjø V har et volum på $1,30 \cdot 10^7 \text{ m}^3$, og en snittdybde på 7,3 m.

5.3 Bunntopografi av breen og mulige dreneringsløp

Modelleringen av bunntopografien ble gjort for å se om det er en mulig terskel under isen som kan forhindre drenering av innsjø V. Bunntopografien er modellert ut ifra interpolasjonen av istykkelsen og viser noe som likner en terskel som skiller de to laveste områdene under breen (figur 32). Disse områdene ligger i sone A og B og er rundt 1360 m o.h., som er 50 m lavere enn vannoverflaten til innsjø V. Områdene A og B kan likne på mindre botner, og er vanlige formasjoner å observere rundt fjellrygger og tinder. Overgangssonen C er interessant for vurderingen av faren for jøkulhlaup i området, og videre vil sonen refereres som «terskelen» (figur 33). Langs terskelen er det høyeste registrerte punktet på 1450 m o.h., og de laveste registrerte punktene på mellom 1407 m o.h. og 1410 m o.h.. Disse to lavpunktene kan være mulige dreneringsløp fra innsjø V (figur 33).



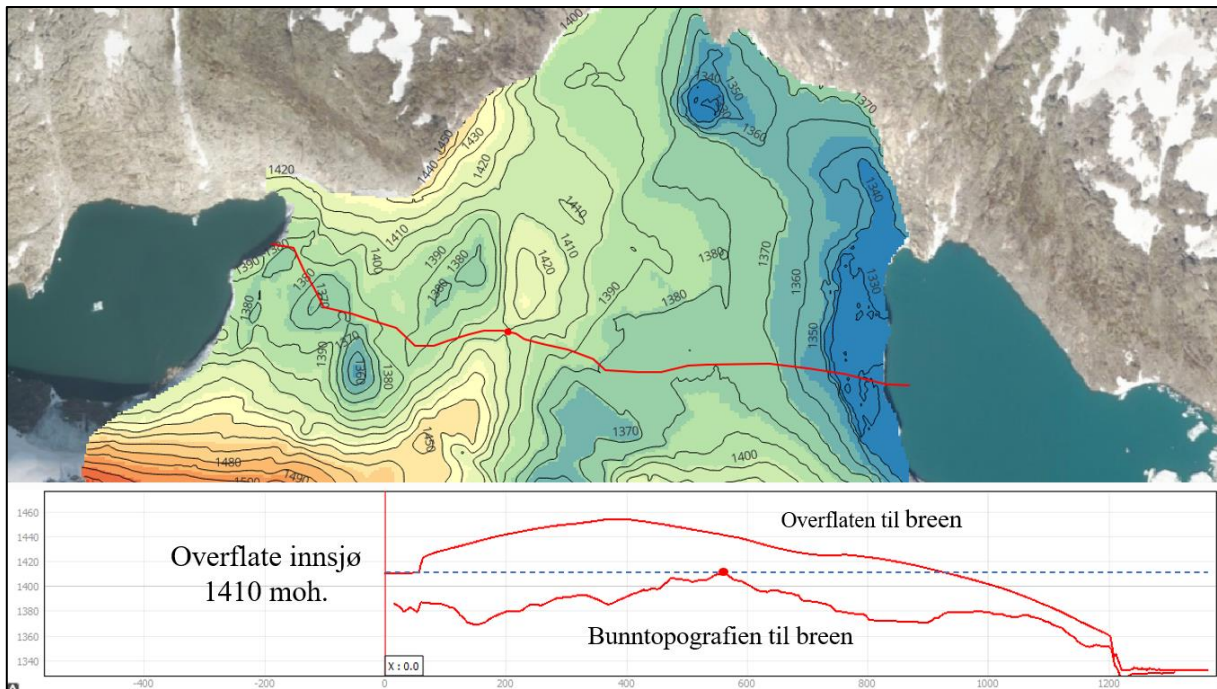
Figur 32: Viser bunntopografien til breen og vannet i vest.



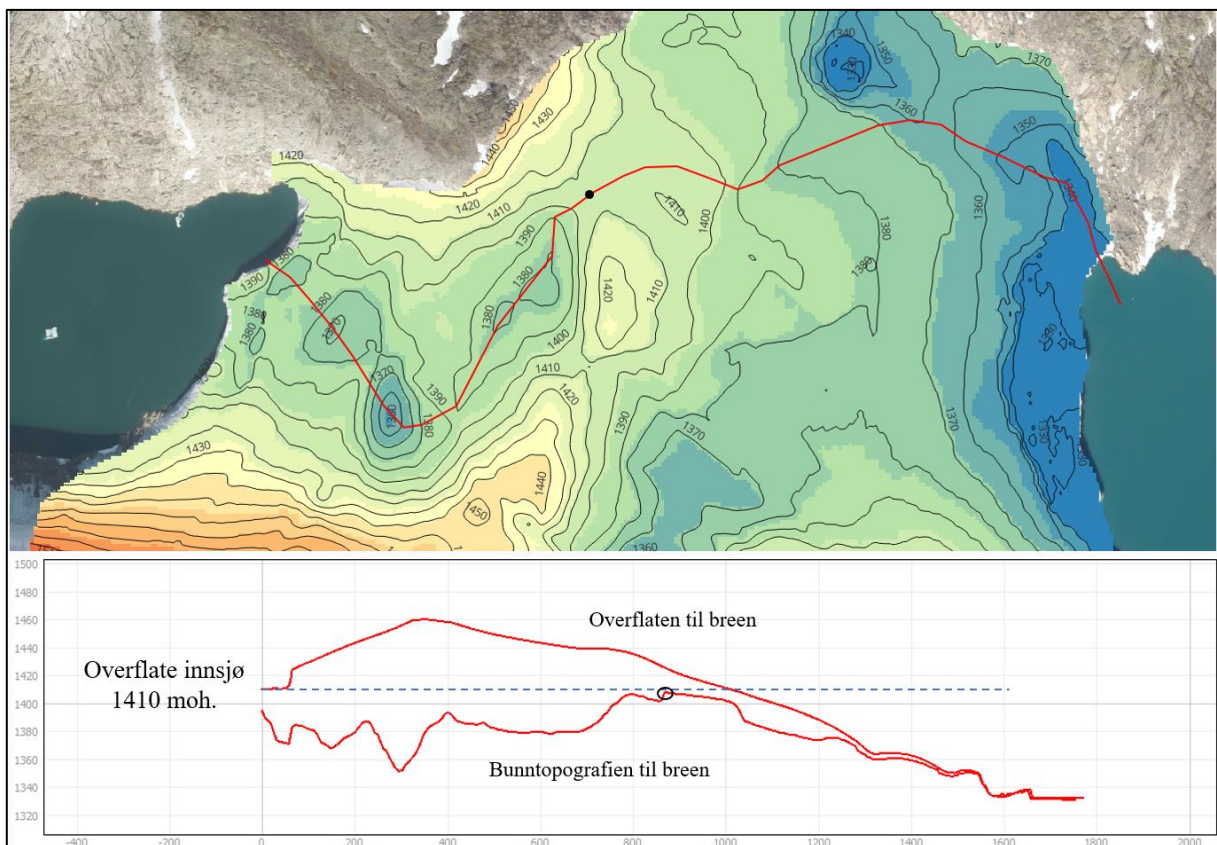
Figur 33: Viser bunntopografien til breen og vannet i vest. Sone A og B har høyder fra 1360-1400 m o.h., og terskelen (sone C) har høyder mellom 1407-1450 m o.h. Pil 1 markerer det laveste punktet midt på terskelen og pil 2 markerer det laveste punktet nord på terskelen.

For at det skal oppstå et jøkulhlaup må terskelen ligge lavere enn vannoverflaten til innsjø V. Derfor har vi tegnet lengdeprofiler fra innsjø V til innsjø Ø, for å se nærmere på de mulige dreneringsløpene (figur 34 og 35). Lengdeprofilene går langs de laveste høydekotene og gjennom første laveste punkt midt på terskelen (figur 34) og andre laveste punkt helt nord på terskelen (figur 35).

Det midtre lavpunktet ligger på 1410 m o.h. og vil være på samme høyde som vannoverflaten til innsjø V (figur 34). Modelleringen av lavpunktets høyde er et resultat av flere radarmålinger med kryssende profiler i området. For lavpunktet i nord er de høyeste verdiene til bunntopografien langs ruten 1407 m o.h. (figur 35), som vil si at vannoverflaten til innsjø V ligger 3 m høyere enn det laveste punktet til terskelen. Høydeforskjellen er liten, og dette er små marginer for å bedømme muligheten for et jøkulhlaup. Usikkerheten rundt høydeforskjellen i lavpunktet i nord, diskuteres senere i teksten (avsnitt 6.3).



Figur 34: Viser et lengdeprofil gjennom punkt 1 i terskelen (Figur33), fra vest til øst. De røde linjene i kartet viser hvor profilet er tegnet, og de røde linjene i diagrammet viser overflatotopografien og bunntopografien til breen. Den blå stiplede linja viser høyden til vannoverflaten til innsjø V. Nord-øst for toppunktet til bunntopografien minsker tykkelsen til breen drastisk.



Figur 35: Viser et lengdeprofil gjennom punkt 2 i terskelen (Figur33), fra vest til øst. De røde linjene i kartet viser hvor profilet er tegnet, og de røde linjene i diagrammet viser overflatotopografien og bunntopografien til breen. Den blå stiplede linja viser høyden til vannoverflaten til innsjø V. Nord-øst for toppunktet til bunntopografien minsker tykkelsen til breen drastisk.

6. Diskusjon

Bestemmelser av breens tykkelse og karakteristikk er utarbeidet ved utførelse av radarmålinger, tolkninger av disse i Reflex2DQuick og videre prosesseringer i ArcMap og QGIS. Ved en slik undersøkning er det mange separate prosesser som utføres, hvor hver og en handling har individuelle usikkerheter som kan spille inn på resultatet. Disse usikkerhetene må tas hensyn til når det videre skal gjøres vurderinger rundt faren for jøkulhlaup fra Vanndalsbreen.

6.1 Usikkerheter

6.1.1 Manglende målinger

Før selve feltarbeidet brukte vi DTM (Digital Terreng Model) kart i QGIS for å se på overflatekarakteristikken til Vanndalsbreen. Her registrerte vi stor sprekkdannelse nord-øst på breen (se vedlegg 1), noe som ledet til en beslutning om å ikke utføre radarmålinger i området. På grunn av begrenset tid i felt, ble det og fokusert mest på å samle gode målinger over ryggen av breen, hvor det var mistanke om terskel. Tross manglende målinger nord og nord-øst, dekket vi store deler av breen, med flere kryssende profiler. I mange av profilene målt med 50MHz så vi områder hvor det ikke var noen tydelig bunnreflektor å tolke på grunn av mye støy og demping av EM-bølgene. Dette har ført til at vi mangler dybdemålinger i et større område øst på breen (se figur 21). På grunn av usikkerheter om bunnreflektorene med 50MHz, ble det gjort målinger med 10MHz for å sikre gode reflektorer. Under 10MHz målingene mister vi signalet flere ganger, som gjør at vi mangler målinger i korte deler av profilene. Profilene vi gikk inkluderte målinger over det breopptemte vannet. Her så vi i ettertid at målingene ble utført med for kort innstilling av tidsvindue (se avsnitt 5.1). På grunn av dette ble opptaket av signalet stoppet før hele refleksjonssignalet er mottatt. Dette har ført til at det stedvis mangler reflektorer som ligger dypere enn 20 m langs bunnen av innsjø V.

Manglende målinger i de forskjellige områdene vil påvirke resultatet videre. En mangel på radarmålinger vil påvirke interpolasjonen av istykkelsen og gjøre den mer unøyaktig. På grunn av manglende målinger nord-øst på breen og områder uten tolkbare bunnreflektorer blir det stor avstand i interpoleringen mellom profilene. Dette resulterer i en undervurdering av isdybden og dermed også volumet av breen. Områdene hvor tolkbare profiler har større avstand og istykkelsen er undervurdert ligger nord og øst for terskelen. Over ryggen på breen er det flere gode målinger, som gjør at istykkelsen og modelleringen av bunntopografien over terskelen blir mindre usikker.

Siden vi også mangler reflektorer under 20 m dybde på vannet vil vi få et underestimert volum av vannmassene. En underestimering vil likevel ikke føre til en større usikkerhet for hvor mye vann som kan dreneres fra dagens situasjon, ettersom det laveste punktet på terskelen muligens ikke er mer enn 3 m lavere en vannstanden til innsjø V (se avsnitt 5.3).

6.1.2 Valg av hastighet, prosessering og tolkning av reflektorer

Valg av hastighet og antennefrekvens

Istykkelsen til Vanndalsbreen var ukjent, og vi valgte derfor å bruke 50MHz antennefrekvens for å få en større sonderingsdybde enn ved høyere alternative antennefrekvenser (se avsnitt 3.2.4). I flere områder var ikke denne antennefrekvensen god nok, og vi fikk utydelige resultater, noe som gjorde det nødvendig å ta nye målinger. De nye målingene ble gjort med 10MHz antenne (se avsnitt 4.1). Alle radarmålingene ble gjort med en hastighet på 0,168 m/ns ettersom dette er hastigheten til is og den forventede hastigheten til breen. I mai var det fortsatt snø på breen (se avsnitt 4.1) og på grunn av dette kan den bestemte hastigheten for målingene være feil og føre til feilberegninger av avstanden til bunnreflektoren. Dette er fordi hastigheten i et materiale lar seg påvirke av vann, temperatur og luft (se avsnitt 3.2.3). Snødybden i mai ser ut til å være maksimal 4 m basert på de prosesserte profilene. En EM-bølge bruker 36 ns på å reise begge veier gjennom 4 m snø, og 36 ns på å reise begge veier gjennom 3 m is som følge av forskjell i hastighetene til de forskjellige materialene (se avsnitt 3.2.3). Ettersom vi ser vekk fra laget med snø på toppen av breen i vurderingen av isdybde får vi en undervurdering på 1 m av den totale istykkelsen. Fordi Vanndalsbreen er en bre med istykkelse opptil 104 m anser vi denne forskjellen i høyde som liten, og resultatene av isdybden i profilene sees på som troverdige.

Siden vi antar at Vanndalsbreen er en temperert bre med lite morenemasse langs bresålen (se avsnitt 2.2), er det forventet å ha en sterk reflektor av bresålen. Dette er fordi fraværet av bunnmorene fører til mindre spredning av EM-bølgene langs bresålen og forskjellen i relativ permittivitet mellom vann og is er stor (se avsnitt 3.1). I tempererte breer kan det derimot og være vanskeligere å se bunnreflektoren, ettersom breens innhold av vann vil dempe EM-bølgene. Dette gjør at det blir et svakt signal av reflektoren som returneres, selv om forskjellen i den relative permittiviteten er høy. I 22 av 24 radarprofiler har vi bunnreflektor i hele eller deler av profilet som kan tolkes med sikkerhet.

Prosessering

Etter utført feltarbeid ble de innsamlede profilene prosessert i Reflex2Dquix. Her prosesserte vi med hensikt å se etter iskarakteristikk (problemstilling 1a), og for å se etter tydelige bunnreflektorer (se avsnitt 4.2). Bunnreflektorene ble brukt til å fremstille et dybdekart, som videre ble brukt til modellering av bunntopografien under breen (problemstilling 3a) og til å finne volum og snittdybde av breen (problemstilling 2a).

I prosesseringen valgte vi å ikke migrere dataene. Ved å bruke Migration blir posisjonen til en reflektor korrigert med hensyn til hellende terreng. Vi valgte å ikke migrere profilene på grunn av profilenes orientering på breen i forhold til terskelen under breen. Flere av profilene går langs terskelen og det er ikke forventet å få feilplassering av reflektorene som følge av store dybdeforskjeller. Dette fører derimot til en større usikkerhet rundt profilene som går på tvers over terskelen, hvor det er større dybdeforskjeller. Migration kunne og blitt brukt i prosesseringen av profilene over vannet, siden de var bratte og vanskelig å tolke (avsnitt 5.1). Dette har ført til større usikkerhet i tolkningene av bunnreflektoren langs innsjø V, men siden vårt fokus for oppgaven var målinger på breen, ble ikke dette gjort.

Tolkning av reflektorer og valg av bunnreflektorer

I tolkningen av radarprofilene ble det lagt størst søkelys på å finne bunnreflektorer, men det ble også sett på iskarakteristikk. Profilene som ble målt med 50MHz har en mer detaljert oppløsning enn målingene med 10MHz (se avsnitt 3.2.4), som gjør det lettere å se etter lagdeling, sedimentinnhold, vanninnhold, sprekker osv.

Fra feltobservasjonene gjort i mai vet vi at det er snø på breen, men det er usikkert på hvor tykk snøen faktisk er. I profiler fra 50MHz målingene har vi tolket en reflektor øverst i noen av radargrammene som overgangen mellom snø og is på opptil 4 m dybde (se avsnitt 5.1), men dette kan også være støy fra feltarbeidere som går for nærme mottakerantennen. Dette kan resultere i reflektorer som ser ut som en lagdeling når det i realiteten ikke er det. Fordi det var snø på breen i mai, kan vi forvente en reflektor fra snøen, og vi har derfor antatt at det er det refleksjonen er. For å få en større sikkerhet på den reelle dybden på snøen kunne det blitt gravd snøprofil ned til isen for å måle snødybden, men på grunn av begrenset tid i felt og større søkelys

på mulig terskel under isen ble ikke dette prioritert. Denne snødybden ga en feilmargin på 1 m av tolkningen til bunnreflektoren, men blir sett på som lite betydelig for videre resultater. For profiler over vannet så vi at overgangen mellom is og vann ble reflektert med multipler (se avsnitt 5.1). Det gjør at overgangen blir reflektert flere ganger i radargrammet (se avsnitt 3.2.7) og kan føre til usikkerheter når profilene skal tolkes. Multiplene blir reflektert under den første refleksjonen, og blir svakere nedover i radargrammet, noe som bekrefter at den første refleksjonen blir tolket som riktig.

Tolkning av bunnreflektorer i radargrammene var utfordrende ved flere av profilene på grunn av mye støy (vedlegg 3, vedlegg 4, vedlegg 5, vedlegg 7). En gjentakende støyfaktor var høyt innhold av vann i breen. Vannet forstyrrer reflektorene ved enten å dempe selve EM-bølgene under utførsel slik at de ikke får reflektert bunnreflektorene (se avsnitt 3.5.2), eller synes på radargrammene som mørke områder av tette diffraksjonshyperbler som «skjuler» bunnreflektoren (se avsnitt 3.2.5). Profil 438 (vedlegg 7) ligger øst på breen og går fra sør til nord gjennom området med dypest is (figur 12). Langs dette profilet kan muligens høyt innhold av vann i breen ført til at signalet fra bunnreflektoren har blitt for svakt til at det kan sees i radargrammet. Dette har resultert i at vi ikke klarer å bestemme noe bunnreflektor for profilet. På grunn av mangel på bunnreflektor kan interpolasjonen gi en underdrivelse av total istykkelse i området (se avsnitt 6.1.1). Manglende bunnreflektorer er et gjentakende problem spesielt i området øst på breen, hvor vi ikke har noen kryssende profiler med bunnreflektor. Dette kan ha medført usikkerheter ved konkret plassering av bunnreflektorer i prosesseringen. Med flere eller kryssende profiler kunne vi fått en bedre estimering av isdybden både øst og nord på breen.

I 10MHz målingene mister radaren signalet flere ganger, som gjør at vi mangler målinger i korte deler av profilene. Dette kom av at kabelen mellom monitor og antennene løsnet veldig lett. Ettersom vi visste om dette problemet i felt, fulgte vi ekstra nøye med på kontrollpanelet, for å stoppe målingene så fort radaren mistet signalet. Det har ført til at områdene som mangler målinger langs profilet blir svært korte, og sees på som ubetydelige for tolkningen og videre resultater. Steder hvor radaren har registrert samme refleksjon over en lenger distanse, fordi vi har stått stille, blir og sett vekk ifra siden dette i praksis kun er én reflektor.

I tolkningen av profilene målt med 10MHz i september, dukket det opp en uventet reflektor i radargrammet for profil «Vann_Line_1» (figur 27). Profilet går fra nord til sør og viser to mulige bunnreflektorer i samme profil. Dette var uforventet, ettersom vi forventet å få kun en tydelig bunnreflektor med 10MHz målinger. Karakteristikken til reflektorene er også veldig forskjellig. Den øverste er nesten vannrett, og den nedre er konveks. Vår teori er at den øverste reflektoren er reflektoren til grensen hvor breen møter vannet i vest, og at den konvekse reflektoren er bunntopografien til breen. Dette kan stemme da avstanden fra profilet til vannet er 70-75 m, som tar utgangspunkt i flyfoto fra 2017. Det er naturlig å tro at breen har trukket seg tilbake i løpet av de fem siste årene, så avstanden mellom profilet og vannet vil antagelig være mindre i dag.

Det var også en tidlig teori at den vannrette reflektoren kunne være grunnvannsspeilet til breen. På en 1000 m tykk isbre på Grønland ble grunnvannsspeilet funnet ved hjelp av iskjerner fra 2011. Iskjernene var hovedsakelig fra firn laget til breen, og grunnvannsspeilet ble registrert ved $25,3 \pm 0,5$ m under overflaten (Miège et al., 2016). Hvis man baserer den samme teorien på vår 100 m tykke bre, ville reflektoren ligge rundt 2,5 m under overflaten. Den vannrette reflektoren i Vann_Line_1 er registrert fra 60-65 m, og vil dermed være for dyp til å være en reflektor fra et grunnvannsspeil.

Under feltarbeidet 30. mai ble de samme innstillingene brukt gjennom hele feltarbeidet. Tidsvinduet for 50MHz var satt til 570-1300 ns, som maksimalt vil registrere reflektorer ned mot 20 m ($0,03$ m/ns) over vannet. Det lave tidsvinduet fjerner reflektorer dypere enn 20 m (se vedlegg 8 og vedlegg 9), som fører til at interpolasjonen vil undervurdere dybden til innsjø V flere steder. Undervurderingen av dybden vil videre føre til en undervurdering av volumet. Tross manglende målinger under 20 m dybde, har vi fått refleksjoner av bunnen flere steder i innsjø V. Refleksjonene er svært ujevne i dybde, men framtrer som tydelige reflektorer i radargrammene. Den store variasjonen av dybde til reflektorene kan føre til noe usikkerhet, men tolkningen av reflektorene kan gjøres med stor sikkerhet. Målingene som ble gjort på vannet ble sett på som en sideoppgave, og det ble derfor ikke gått like mange profiler for en detaljert måling. Vi har dermed kun to krysningspunkt.

Sammenlikning av krysningspunkt

For å forsikre at dybden på de tolkede bunnreflektorene var troverdig, sammenliknet vi kryssende profiler for å se om reflektoren lå på samme dybde. Den minste dybdeforskjellen i krysningspunktene på breen var 1,3 m (se tabell 6) mellom Vann_Line_2 og Vann_Line_4, og den største dybdeforskjellen var 33 m mellom profil 432 og Vann_Line_3. Basert på tidligere målinger på liknende breer (Yde et al., 2014) ble det bestemt en maksimal dybdeforskjell i krysningspunktene på 10 m. Ved å sette denne maksimale dybdeforskjellen endte vi opp med å fjerne profil 432 (figur 12), siden reflektoren lå 33 m dypere enn reflektoren til et kryssende 10MHz profil (se vedlegg 3). Bunnreflektoren til 10MHz-antennen er mer pålitelig ettersom reflektoren kom tydeligere fram med denne frekvensen. Selv om vi ekskluderte dette profilet fra interpoleringen, hadde vi andre gode profiler for området.

Tabell 6 viser hvordan den gjennomsnittlige dybdeforskjellen i krysningspunktene er 4,9 m på breen, 1,15 m på vannet, og er en feilkilde for tolkning av dybden til bunnreflektorene. Siden det er betydelig flere krysningspunkter på breen enn på vannet, vil det være naturlig å tro at usikkerheten i dybdeforskjellene er større på vannet enn på breen. Dybdeforskjellen i krysningspunktene på breen var større mellom dype bunnreflektorer enn ved grunne reflektorer. Ut ifra dette kan man anta at usikkerheten til krysningspunktene øker med dybden til reflektorene.

Ved å sette den gjennomsnittlige feilkilden (4,9 m og 1,15 m) opp mott den gjennomsnittlige dybden i hvert krysningspunkt får vi en usikkerhet på 14 % på breen og 39 % på vannet. En vanlig usikkerhet i plassering av bunntopografi på en isbre er 2-5 % (Bælum & Benn, 2011; Yde et al., 2014), som er betydelig mindre enn 14 %. Årsaken til forskjellen kan være at flere av krysningspunktene er fra to forskjellige antennefrekvenser, målt på to forskjellige årstider. Snøen som var på breen i mai vil alene øke usikkerheten opp mot 1 m (avsnitt 3.2.3 og 6.1.2), som tilsvarer 3 % av usikkerheten (14 %).

Tabell 6: Viser dybdeforskjellen(m) i krysningspunktene på vannet i vest og på breen. I tabellen er dybdeforskjellen for krysningspunktene til profil 432 og Vann_Line_3 fjernet.

	Vannet (m)	Isbreen (m)
	0,9	9,7
	1,4	2,6
		2,7
		3,9
		5,0
		6,6
		2,4
		1,3
		5,8
		5,6
		8,1
		3,0
		6,9
Gjennomsnitt (m)	1,15	4,9

6.1.3 Beregning av istykkelse og modellering av bunntopografi

Interpolering

Hensikten med interpolasjonen var å finne istykkelsen til hele breen, og videre bruke dette til modellering av bunntopografien. Interpoleringen avhenger igjen av hvor gode tolkninger og refleksjoner vi har i radargrammene. Usikkerheten til interpolasjonen vil være liten i områder med mange målinger og krysningspunkter, men etter hvert som målingene blir færre og avstanden fra gode registrerte målinger øker, øker også usikkerheten. Profiler og delene av de profilene som mangler bunnreflektor blir ikke tatt med i interpolasjonen. Dette gjør at vi mister krysningspunkter i nord, og mangler dybdemålinger på østsiden av breen. I noen profiler manglet vi GPS-koordinater, som førte til at vi selv førte inn hvor vi hadde gått profilene (figur 12). Ettersom vi kun har start og slutt punkt til disse profilene vil det være usikkert om profilene ligger riktig plassert i forhold til hvor profilet faktisk ble målt. Et slutt punkt på et profil var som regel startpunktet på neste profil, som også blir betraktet i vurderingen av profilets plassering. Profilene ble gått i en så rett linje som mulig så eventuell forflytning av profilene sees på som ubetydelige for interpoleringens resultat.

Brens overflateareal ble delt inn i ruter på 5x5 m i interpoleringen, som vil gi en god oppløsning. Hver rute tildeles en gjennomsnittlig dybdeverdi basert på verdiene rundt (se

avsnitt 4.3.1). Interpolasjonen ble regnet ut med flere av punktverdiene rundt, for å få mest mulig sikkerhet. Siden refleksjonen av bunntopografien også stopper brått ved det dypeste området i sør, er det vanskelig å vite om interpoleringen av isdybden ut mot randsonen til breen er troverdige i dette området. Interpoleringen baseres på verdi null rundt endene av breen, som vil si at beregnet dybde fra det dypeste punktet og ut mot kantene vil begynne å minke mot null, selv om dette kanskje ikke er tilfellet. Det kan føre til at «gropen» i sone B muligens er mer utbredt enn hva illustrasjonskartene viser.

Basert på resultatene anslår vi at interpolasjonen undervurderer den totale istykkelsen for de områdene der målingene er få, og ut mot randsonen av isen. I området hvor det er forventet en terskel er det tatt flere målinger som ligger tettere med flere krysningspunkter. Basert på dette fastslår vi at interpoleringen er pålitelig for dette området.

Istykkelse og volum

Den målte istykkelsen hadde en maksimal dybde på 104 m og minimal dybde på 1,6 m. Det tykkeste området er målt sør på breen, og det grunneste ble målt sør-øst i nærheten av en blotning av fjell (se avsnitt 5.2). Utregningen av istykkelsen og volumet av vannet og breen (problemstilling 2a) er basert på interpoleringen av tolkede radarprofiler. Usikkerheter fra interpoleringen vil derfor medføre usikkerheter til volumberegninger og estimering av istykkelsen. Arealet som ble brukt for utregningene ble begrenset til polygonet til rasteret for interpolasjonen, som tilsvarer 73 % av brearealet. Dette var for å minke usikkerheten for snittdybden og volumet innenfor polygonet. Resultatet ble et volum på $3,26 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ og en snittdybde på 20,41 m. Siden arealet til polygonet er mindre enn arealet til breen forventes det at volumet til breen må være større. For å få et estimat av volumet for hele breen multipliserte vi volumet til polygonet med størrelsesforskjellen mellom brearealet og polygonet, og fikk et brevolum på $4,45 \cdot 10^7 \text{ m}^3$. Usikkerheten i brevolumet vil øke sammen med størrelsesforskjellen mellom arealet til polygonet og arealet av breen, men ettersom polygonet dekker 73 % av breen, antar vi at dette er en liten størrelsesforskjell.

Det er usikkert om $4,45 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ faktisk er det riktige volumet av breen. Interpoleringen undervurderer antageligvis istykkelsen flere steder på breen, som gjør at det blir en

undervurdering av brevolumet også. Utregningene av volum og snittdybden til innsjø V viste et volum på $1,30 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ og en snittdybde på 7,3 m. Siden vi hadde feil tidsvindu som førte til at refleksjoner under 20 m dyp ikke ble registrert, mangler målinger av de dypeste områdene i innsjø V (se avsnitt 6.1.1). Dette fører til at vi får en undervurdering av dybden til innsjø V, som videre fører til undervurdering av volumet. Det er vanskelig å si noe om hvor stor underestimeringen er, ettersom vi ikke vet hvor dypt vannet faktisk er i de dypeste områdene.

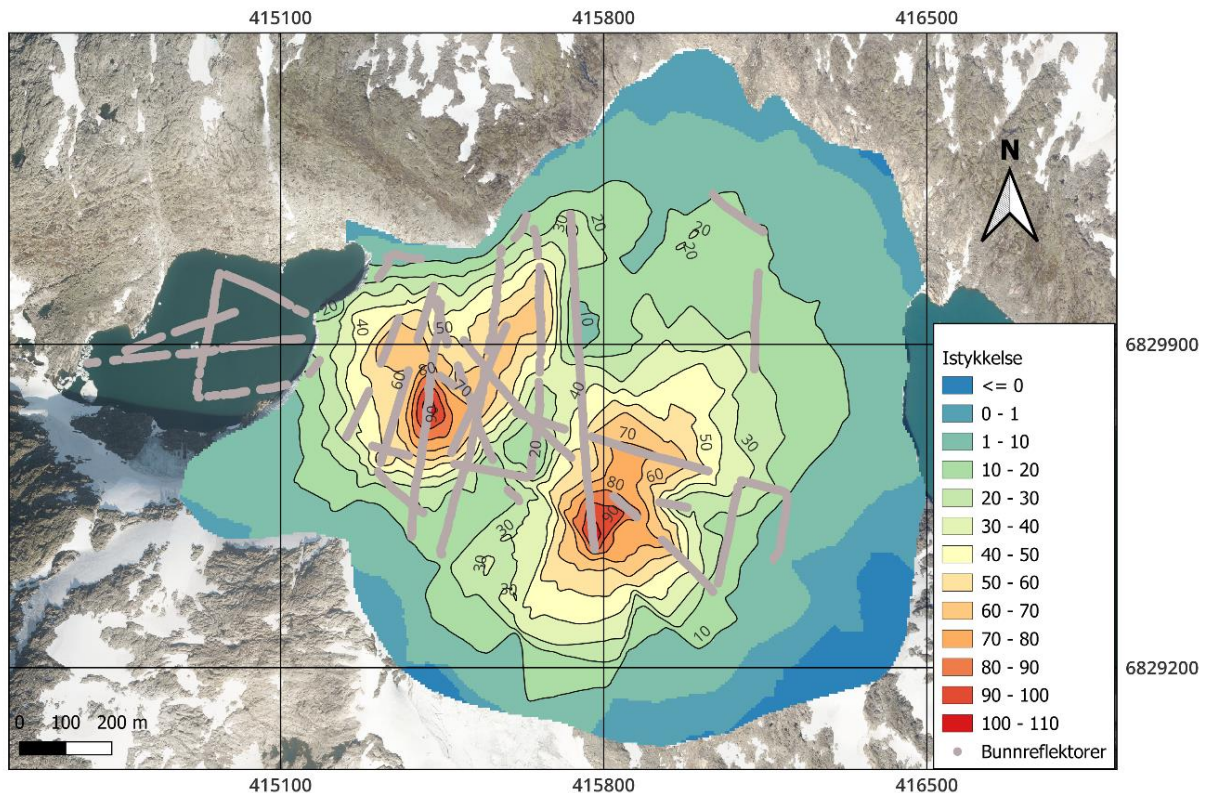
Modellering av bunntopografi

Modellering av bunntopografien ble utført for å få en illustrasjon av terrenget under breen, som blir brukt for å vurdere faren for jøkulhlaup (problemstilling 3a). Bunntopografien ble modellert ved å subtrahere interpolasjonskartet fra et DTM kart for området (se avsnitt 4.3.2). Siden modelleringen baserer seg på interpolasjonen, vil den bygge videre på eksisterende usikkerheter fra interpolasjonen. Det vil si områder med få målinger vil og her gi mindre pålitelige resultater, samtidig som bunntopografien kan ligge dypere ettersom interpoleringen har undervurdert istykkelsen i forskjellige områder. På grunn av en gjennomsnittlig dybdeforskjell i kryssende profilen på opptil 5 m, vil vi få en usikkerhet i høyden til bunntopografien på ± 5 m. I tillegg vil det bli tilført flere usikkerheter fra DTM-kartet. Terrengmodellen som er brukt til modelleringen av bunntopografien er hentet fra høydedata, og er fra 2020. Vi tok målinger av Vanndalsbreen i 2022, og det er forventet at breens overflatetopologi har endret seg de siste 2 årene. Siden det ikke finnes noe data på hvordan breen har endret seg mellom 2020 og 2022, er det vanskelig å si noe om hvor stor innvirkning dette kan ha på modellen. Fra observasjoner i felt så vi at brefronten i vest har trukket seg mer tilbake enn hva kartene brukt i arbeidet viser. GPS-målinger fra feltarbeidet viser at profil 442 (se figur 12) er utført på breen, når det realiteten ble utført et godt stykke utpå vannet. En sammenligning av vårt GPS-datasett og et tidligere GPS-datasett, kunne vært interessant for å finne gitte endringer, men dette ligger utenfor oppgavens omfang. Vi ser imidlertid for oss at endringene i topologien til breoverflaten er ubetydelige og ikke forårsaker større usikkerhet i modelleringen av bunntopografien.

Modelleringen av bunntopografien viser tydelig terskelen vi antok eksisterte, og mer nøyaktig hvordan den brer seg. Ved å legge profilene med tolkede bunnreflektor sammen med dybdekartet kan vi gjøre en bedre vurdering på om resultatene av terskelen er pålitelig (figur 36). Figuren viser at vi har flere tolkede reflektorer både på, og litt vest for området hvor vi har

Side 66 av 84

identifisert en terskel. På terskelen er det to lavpunkt, som er til interesse for vurderingen av faren for jøkulhlaup. Det ene lavpunktet befinner seg nord på breen og det andre befinner seg midt på breen (se figur 33).



Figur 36: Viser interpolert dybdekart over istykkelsen til Vanndalsbreen med tolkede profiler interpoleringen baserer seg på markert i grått.

6.2 Framtidig utvikling av Vanndalsbreen

Breen ligger i dag mellom 1350-1550 m o.h. Den forventede glasiasjonsterskelen fra 1988 tilsier at høyden en bre må ha for å eksistere i området rundt Spørteggbreen er 1530 m o.h. (Nesje, 2012, s. 27–29). I september var det ikke snø på eller rundt breen (se avsnitt 4.1), og det var heller ingen tegn til lagdeling og dannelse av firn i radargrammene (se avsnitt 5.1). Dette tyder på at breen ikke har et akkumulasjonsområde. Ut ifra disse observasjonene kan det tyde på at breen har en konstant negativ massebalanse (avsnitt 3.1.1), og man kan anta at breen vil ha en konstant reduksjon. Dette resultatet samsvarer med modelleringer av brevariasjoner til Spørteggbreen (se avsnitt 2.3). Modelleringen av bunntopografien viser hvordan landskapet kan se ut når breen forsvinner (figur 32), og viser at vannet i vest har potensiale til å bli større, etter hvert som sone A på breen smelter.

Ved å sammenligne forskjellen mellom overflatetopografien og bunntopografien til breen i figur 34 og 35 kan man se at istykkelsen er mindre i nord-øst og langs terskelen, enn i sør-vest. Ettersom isen er tynnere forventes det at terskelen og resten av terrenget i nord-øst smelter fram raskere enn resten av breen. Figur 34 og 35 viser også at istykkelsen er størst i vest/sør-vest, så utsagnet om at breen smelter fra øst til vest forsterkes. Hvis breen smelter fra øst til vest, vil det være en mulighet for at det dannes en ny innsjø mellom terskelen og breen vest for nedsenkningen i nord. Ettersom istykkelsen også generelt er tynnere over terskelen er det heller ikke usannsynlig at denne smelter fram og deler breen i to.

Flyfoto (figur 2) over Vanndalsbreen viser at det trolig vil være to innsjøer igjen når breen smelter vekk. Ved hjelp av modelleringen av bunntopografien til breen (figur 32) kan det derimot se ut som en mindre innsjø kan oppstå i sone B, sør-øst på breen (figur 33). Det dypeste punktet til innsjøen vil være 1350 m o.h. og randen av innsjøen vil være 1370 m o.h. før den vil drenere mot Innsjø Ø. Det er derimot muligheter for at innsjøen blir større enn forventet, ettersom interpoleringen sør for de dypeste målingene i sone B er mindre troverdig (avsnitt 6.1.3).

I området nord-øst på breen, hvor vi ikke målte på grunn av sprekkedannelse (vedlegg 1), kan det også se ut til at det allerede er påbegynt dannelse av en innsjø under isen (figur 32). Bunntopografien tilsier at området har en stor høydeforskjell mellom 1330-1360 m o.h. noe som er mye for et mindre område som dette. Overflatemodellen (vedlegg 1) viser store sprekkedannelser og tegn til kollaps av breen. Det vil være naturlig å tro at området blir fylt opp med vann ved drenering fra en innsjø som ligger over breen, i nord (figur 2). Kollapsen av isen kommer trolig av vann som dreneres fra denne påbegynte innsjøen, mot innsjø Ø. Vann i bevegelse har en stor erosjonskraft og kan danne sprekker og smelte breen hurtig.

6.3 Vurdering av faren for jøkulhlaup

Vurderingen av faren for jøkulhlaup (problemstilling 3a) baserer seg på modelleringen av bunntopografien og usikkerhetene rundt resultatene. Modelleringen skulle gi svar på om det eksisterte en terskel under breen som kan forhindre et jøkulhlaup fra innsjø V og østover. I dag er ikke et jøkulhlaup reelt siden isen fortsatt er tykk og har stort volum i forhold til mengden vann i innsjø V. Ved en økende middeltemperatur vil breen minke (se avsnitt 2.3), og faren kan bli reel. Ved en drenering østover av innsjø V vil vanntilførselen til Statkrafts energiproduksjon forsvinne. Etter hvert som breen smelter og trekker seg tilbake vil begge innsjøene øke i volum, som følge av at arealet til innsjøene blir større (se avsnitt 2.1). Selv om volumet øker vil ikke vannstanden i innsjø V overstige 1410 m o.h. på grunn av innsjøens naturlige og stabile drenering i vest ned til Vanndalen. For at faren for jøkulhlaup dermed skal være reel, må terskelen enten være fraværende eller ha større områder som er lavere enn vannstanden til innsjø V. På det modellerte kartet av bunntopografien (figur 32) kan vi med sikkerhet fastslå at det eksisterer en terskel. Langs terskelen er det et lavpunkt på 1410 ± 5 m o.h., som tilsvarer samme høyde som vannstanden til innsjø V, og et lavpunkt på 1407 ± 5 m o.h., som er ± 3 m lavere enn vannstanden til innsjøen.

Det ene området ligger omtrent midt på terskelen, og har en høyde på samme nivå som vannoverflaten til innsjø V (1410 m o.h.). For at det skal skje en drenering gjennom dette lavpunktet må vannet evne å erodere seg gjennom terskelen. Dette scenarioet sees på som usannsynlig ettersom vi antar at materialet under isen er fast fjell (se avsnitt 2.2 og 5.1). Denne midtre nedsynkningen er modellert som et resultat av flere profiler og krysningpunkt i nærheten av terskelen. Dette gjorde at vi antok at interpolasjonen er mer sannsynlig i området. Vi så vekk fra usikkerhetene DTM-kartet har tilført modelleringen av bunntopografien, som gjør modelleringen gjennom lavpunktet mer troverdig (se avsnitt 5.3). Basert på dette anses sannsynligheten for jøkulhlaup gjennom dette lavpunktet i terskelen som liten.

Det andre lavpunktet ligger nord på terskelen. I dette området er terskelen $3 \text{ m} \pm 5 \text{ m}$ lavere enn vannoverflaten til innsjø V (1407 m o.h.) og ved første øyekast vil det være sannsynlig å tenke at et jøkulhlaup kan oppstå gjennom dette punktet. De få profilene over og rundt dette punktet hadde synlige bunnreflektorer, men vi mangler kryssende profiler til å bekrefte at tolkningene er sannsynlig (Avsnitt 5.2). På grunn av en feilmargin på ± 5 i bunnreflektorene kan terskelen

være høyere og lavere enn 3 m i området. Vi ser likevel at de reflektorene som var synlige nord på terskelen, samsvarer i dybde, og gir ingen mistanke om alt for store avvik. Ved å ta utgangspunkt i resultatet om at terskelens laveste punkt er 3 m lavere enn vannstanden til innsjø V, kan det oppstå en drenering av vannmassene østover. Innsjøen har et beregnet volum på 1 303 290 m³, og en redusering i vannstand på 3 m utgjør 558 552 m³ vann. Dette tilsvarer 43 % av dagens vannmasser.

Etter en vurdering av usikkerheter er det vanskelig å bedømme med sikkerhet om faren for jøkulhlaup er reel eller ikke. En utregning av gjennomsnittlig usikkerheter rundt bunnreflektorene viser ± 5 m (se avsnitt 6.1.2). Dette er en usikkerhet som er større enn selve høydeforskjellen mellom vannstanden og det laveste punktet nord på terskelen (3 m). Et lavpunkt på 3 m lavere enn vannstanden kan være en feilvurdert verdi av bunntopografien og oppstå som et direkte resultat av våre usikkerheter.

6.4 Videre undersøkelser på Vanndalsbreen

Resultatene fra feltdagene i mai og september har vært spennende og informerende, men videre undersøkelser er likevel viktig på Vanndalsbreen, spesielt på og rundt terskelen. Flere radarmålinger i området på og rundt terskelen vil være nyttig for å fastslå faren for jøkulhlaup, spesielt i området nord på breen. Det vil være nødvendig å utføre nye målinger over terskelen for å få tydeligere bunnreflektorer i området, slik at en kan bestemme dybden til lavpunktene langs terskene mer konkret. En lavere frekvens kan benyttes for å få en nøyaktig plassering av bunnreflektorer i området. Målingene bør utføres når det fortsatt er snø på breen, ettersom det gjør det lettere å ferdes. Ved å måle snødybden i felt (søkestang el tilsvarende) kan vurderingen av snødybden bestemmes med større sikkerhet.

7. Konklusjon

Formålet med denne oppgaven var å kartlegge bunntopografien til Vanndalsbreen for å kunne vurdere muligheten for jøkulhlaup (problemstilling 3a). For å besvare problemstilling 3a ble det sett på iskarakteristikk (problemstilling 1a), og regnet ut et volum og en istykkelse for breen (problemstilling 2a). For å finne dette ble det utført radarmålinger med 50MHz og 10MHz, fordelt på to dager i felt på forskjellig tid av året.

Fra radarmålingene fikk vi 24 radargrammer som ble prosessert med hensikt å få fram tydelige reflektorer langs bresålen. Ut ifra dette var det mulig å tolke bunnreflektor i 22 av radargrammene. Breen hadde et svært høyt innhold av vann (problemstilling 1), som førte til mye støy langs profilene. Dette er muligens grunnen til at vi også mangler bunnreflektor i noen av radargrammene, som følge av at vannet har dempet bølgene. Siden det heller ikke var tegn til firn i breen har ikke breen tilførsel av masse. På grunn av det høye vanninnholdet karakteriserer vi breen som en temperert og vannholdig bre som er i konstant tilbaketrekning.

Problemstilling 2 var å beregne istykkelsen og gi et estimat av volumet til breen. Den største registrerte istykkelsen var på 104 m, og lå på sørsiden av breen. Tolkningene av bunntopografien fra radargrammene ble interpolert i ArcMap, og ga oss et dybdekart for breen. For å minimere usikkerheten i volumberegningen, ble volumestimatet basert på polygonet til interpolasjonen, og deretter regnet ut med arealforskjellen mellom breen og polygonet. Basert på dette fant vi at Vanndalsbreen har et volum på $4,45 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ og en snittdybde på $20,41 \pm 4,9 \text{ m}$. På grunn av manglende målinger kan interpolasjonen ha undervurdert volumet av breen innenfor polygonet, som igjen fører til en undervurdering av det totale brevolumet.

Modelleringen av bunntopografien ble gjort for å vurdere mulighetene for jøkulhlaup (problemstilling 3) fra Vanndalsbreen, og er basert på dybdekartet av isen og DTM-kart. Modellen av bunntopografien viser at det eksisterer en terskel som stort sett er høyere enn vannstanden til innsjø V. Det finnes to lavpunkt på terskelen, hvor det nordlige lavpunktet ligger 3 meter under vannstanden til innsjøen. Høydeforskjellen mellom det laveste punktet på terskelen og vannstanden til innsjø V er liten, og på grunn av usikkerheter i målingene blir grunnlaget for tynt til å fastslå hvor reel faren for jøkulhlaup er. Etter å ha vurdert muligheter

rundt framtidig utviklingen av breen, kan det dannes nye dreneringsløp og innsjøer, men en plutselig drenering av store mengder vann sees på som lite sannsynlig med våre resultater. Den generelle faren for jøkulhlaup i området sees derfor på som liten både ved dags dato og frem i tid. Det anbefales videre å utføre nye målinger over terskelen for å få tydeligere bunnreflektorer i området, slik at en kan bestemme dybden til lavpunktene langs terskene mer konkret.

8. Kilder

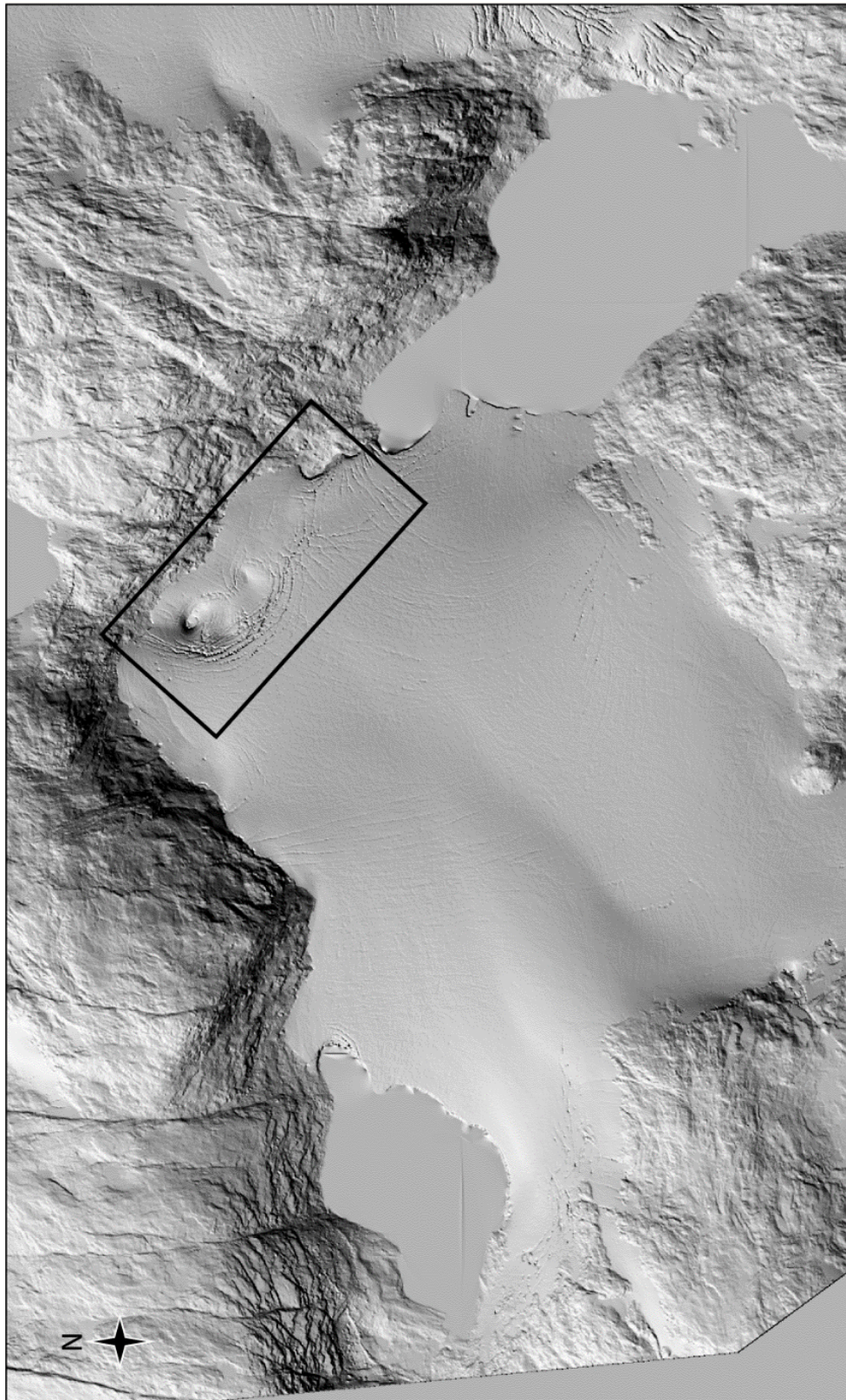
- Allan, R. P., Cassou, C., Chen, D., Cherchi, A., Connors, L., Doblas-Reyes, F. J., Douville, H., Driouech, F., Edwards, T. L., Fischer, E., Flato, G. M., Forster, P., AchutaRao, K. M., Adhikary, B., Aldrian, E. & Armour, K. (2021). IPCC, 2021: Summary for Policymakers. I *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Andreassen, L. M. (2022a). *Breer og fonner i Norge (3/2022)*. NVE. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2022/rapport2022_03.pdf
- Andreassen, L. M. (2022b). *Jøkullaup (NVE FAKTA NR. 5/2022)*. NVE. https://publikasjoner.nve.no/fakta/2022/fakta2022_05.pdf
- Andreassen, L. M., Elvehøy, H., Kjøllmoen, B. & Belart, J. M. C. (2020). Glacier change in Norway since the 1960s – an overview of mass balance, area, length and surface elevation changes. *Journal of Glaciology*, 66(256), 313–328. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.10>
- Baker, G., Jordan, T. & Pardy, J. (2007). An introduction to ground penetrating radar (GPR). I [https://doi.org/10.1130/2007.2432\(01\)](https://doi.org/10.1130/2007.2432(01))
- Benn, Douglas. I. & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & Glaciation* (2. utg.). Routledge.
- Breien, H., De Blasio, F. V., Elverhøi, A. & Høeg, K. (2008). Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway. *Landslides*, 5(3), 271–280. <https://doi.org/10.1007/s10346-008-0118-3>
- Bælum, K. & Benn, D. I. (2011). Thermal structure and drainage system of a small valley glacier (Tellbreen, Svalbard), investigated by ground penetrating radar. *The Cryosphere*, 5(1), 139–149. <https://doi.org/10.5194/tc-5-139-2011>
- Dybdahl, A. (2016). *Klima, uår og kriser i Norge*. Cappelen Damm Akademisk.
- Eide, S. (2021). *Glacial-lake outburst floods of Harbardsbreen Western Norway, and their relationship to long-term glacier mass balance and climate change* [Masteroppgave, Høgskulen på Vestlandet]. HVL Open. <https://hvlopen.brage.unit.no/hvlopen-xmlui/handle/11250/2824935>
- Elvehøy, H., Kohler, J., Engeset, R. & Anderssen, L. M. (1997). *Jøkullaup fra Demmevatn (17 1997)*. https://publikasjoner.nve.no/rapport/1997/rapport1997_17.pdf
- Esri. (2023). *How radial basis functions work*. <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/help/analysis/geostatistical-analyst/how-radial-basis-functions-work.htm>
- Everett, M. E. (2013). *Near-Surface Applied Geophysics* (1. utg.). Cambridge University Press. https://www.cambridge.org/core/services/aop-cambridge-core/content/view/CAE68DD31956B583AC25BCDC0C807238/9781139088435c9_p239-278_CBO.pdf/groundpenetrating_radar.pdf
- Hansen-Bauer, I., Frøland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sorteberg, A. & Ådlandsvik, B. (2015). *Klima i Norge 2100 (2/2015)*. Miljødirektoratet. https://img4.custompublish.com/getfile.php/3777025.2344.tduaevvcew/Klimarapport2100_kunnskapsgrunnlagKlimatilpassing2015.pdf?return=www.sfj.no
- Holmberg, L. (2021, 25. november). *What is a time window and two-way travel time?* Guideline Geo. <https://www.guidelinegeo.com/help-articles/what-is-a-time-window-and-two-way-travel-time/>

- Jackson, M. & Ragulina, G. (2014). *Inventory of glacier-related hazardous events in Norway* (83/2014). NVE. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2014/rapport2014_83.pdf
- Jol, H. M. (2008). *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Elsevier Science & Technology. <http://ebookcentral.proquest.com/lib/hogskbergen-ebooks/detail.action?docID=405936>
- Kjøllmoen, B. (2020). *Oversikt over norske breer* (2/2020). NVE. https://publikasjoner.nve.no/faktaark/2020/faktaark2020_02.pdf
- KSC. (2015, 9. mars). *What's the Difference Between Weather and Climate?* NASA; Brian Dunbar. http://www.nasa.gov/mission_pages/noaa-n/climate/climate_weather.html
- Laumann, T. & Nesje, A. (2014). Spørteggbreen, western Norway, in the past, present and future: Simulations with a two-dimensional dynamical glacier model. *The Holocene*, 24(7), 842–852.
- Lewis, M. J. (1996). *Physical properties of foods and food processing systems* (Repr). Woodhead Publishing.
- Liestøl, O., Hagen, J. O., Nesje, A. & Mangerud, J. (2023, 15. februar). Isbre. I *Store norske leksikon*. <https://snl.no/isbre>
- Lutgens, F. K. & Tarbuck, E. J. (2015). *Essentials of Geology* (12. utg.). Pearson Education Limited 2015.
- Mauring, E., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønningen, J. S. & Tønnesen, J. F. (1995). *Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak* (94.024). https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1994/94_024.pdf
- Miège, C., Forster, R. R., Brucker, L., Koenig, L. S., Solomon, D. K., Paden, J. D., Box, J. E., Burgess, E. W., Miller, J. Z., McNerney, L., Brautigam, N., Fausto, R. S. & Gogineni, S. (2016). Spatial extent and temporal variability of Greenland firn aquifers detected by ground and airborne radars. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(12), 2381–2398. <https://doi.org/10.1002/2016JF003869>
- Miljødirektoratet. (2023, 13. januar). *Temperaturen øker i Norge*. Miljøstatus. <https://miljostatus.miljodirektoratet.no/tema/klima/klimaendringer-i-norge/>
- Nesje, A. (2012). *Brelære* (2. utg.). Høyskoleforlaget.
- Norge i Bilder. (2016). *Norge i Bilder* [Sammenlikning av ortofoto over Luster i 1964/65 og 2017]. <https://www.norgeibilder.no/?x=99445&y=6851547&level=13&utm=33&projects=&layers=&plannedOmlop=0&plannedGeovekst=0>
- Norges Geologiske Undersøkelse. (1987). *Berggrunn* [Finn området rund Spørteggbreen. Trykk på området du vil vite geologien til]. https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/
- Norges Geologiske Undersøkelse. (1989). *Løsmasser*. https://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/
- Norgeskart. (2023). [Velger verktøy lag profil og tegner profil gjennom området.]. <https://www.norgeskart.no/#!?project=norgeskart&layers=1002&zoom=12&lat=6852604.13&lon=97396.65>
- Norsk Klimaservicesenter. (2022). *Klimaprofil Sogn og Fjordane*. Norsk Klimaservicesenter. <https://klimaservicesenter.no/kss/klimaprofiler/sogn-og-fjordane>
- NRK. (2021, 29. oktober). *NRK – Klimastatus*. NRK. <https://www.nrk.no/klima/status/>
- NVE. (2021, 15. juni). *Breer og Klima*. <https://www.nve.no/vann-og-vassdrag/vannets-kretsloep/bre/breer-og-klima/>
- NVE. (2023a). *Jøkulhlaup*. <https://glacier.nve.no/Glacier/viewer/GLOF/no/>

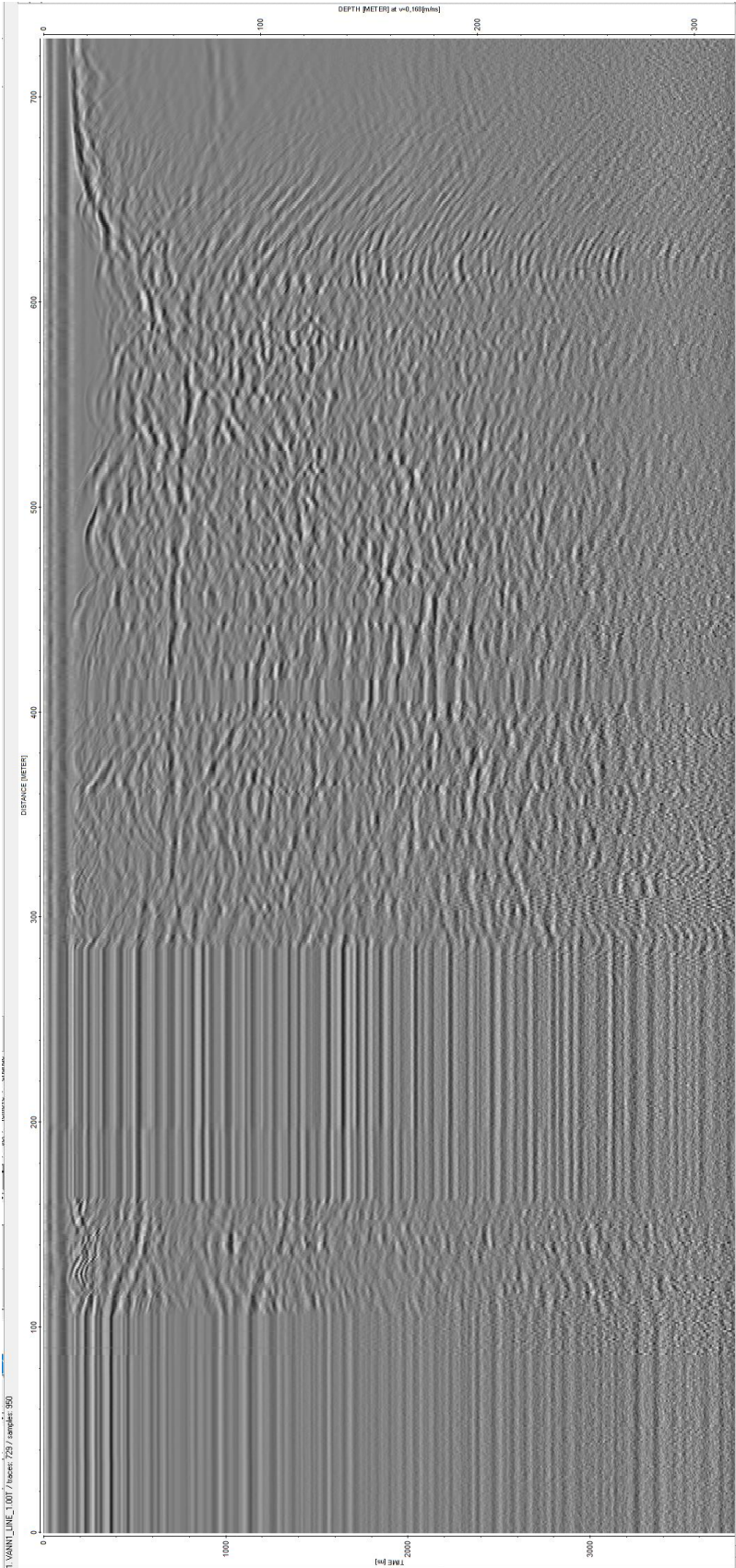
- NVE. (2023b). *Vannkraftdatabase—NVE*. Vannkraftdatabase.
<https://www.nve.no/energi/energisystem/vannkraft/vannkraftdatabase/>
- Oxford University Press. (2023). *Interpolation (Oppslagsord)*.
<https://www.oxfordlearnersdictionaries.com/definition/english/interpolation>
- Rembesdalskåka—NVE*. (2022). <https://www.nve.no/vann-og-vassdrag/vannets-kretsloep/bre/bremalinger/massebalansemalinger/rembesdalskaaka/>
- Rowell, C. (2015). *Geophysical analysis of structures and flow geometry of the Blue Dragon lava flow, Idaho, USA*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3379.5929>
- Sandmeier, K.-J. (2023). ReflexW Manual, Verison 10.1 Program for the Processing and Interpretation of Reflection and Transmission Data. *Sandmeier geophysical research*.
<http://www.sandmeier-geo.de>
- Støstad, M. N. (2020, 28. november). *NRK avslører: Slik blir klimaet i Luster*. NRK.
<https://www.nrk.no/klima/kommune/4644>
- Tweed, F. S. & Carrivick, J. L. (2015). Deglaciation and proglacial lakes. *Geology Today*, 31(3), 96–102. <https://doi.org/10.1111/gto.12094>
- Yde, J. C., Gillespie, M. K., Løland, R., Ruud, H., Mernild, S. H., Villiers, S. D., Knudsen, N. T. & Malmros, J. K. (2014). Volume measurements of Mittivakkat Gletscher, southeast Greenland. *Journal of Glaciology*, 60(224), 1199–1207.
<https://doi.org/10.3189/2014JoG14J047>
- Aarnes, J. F. & Aubert, K. E. (2023, 22. januar). Interpolasjon – matematikk. I *Store norske leksikon*. https://snl.no/interpolasjon_-_matematikk

9. Vedlegg

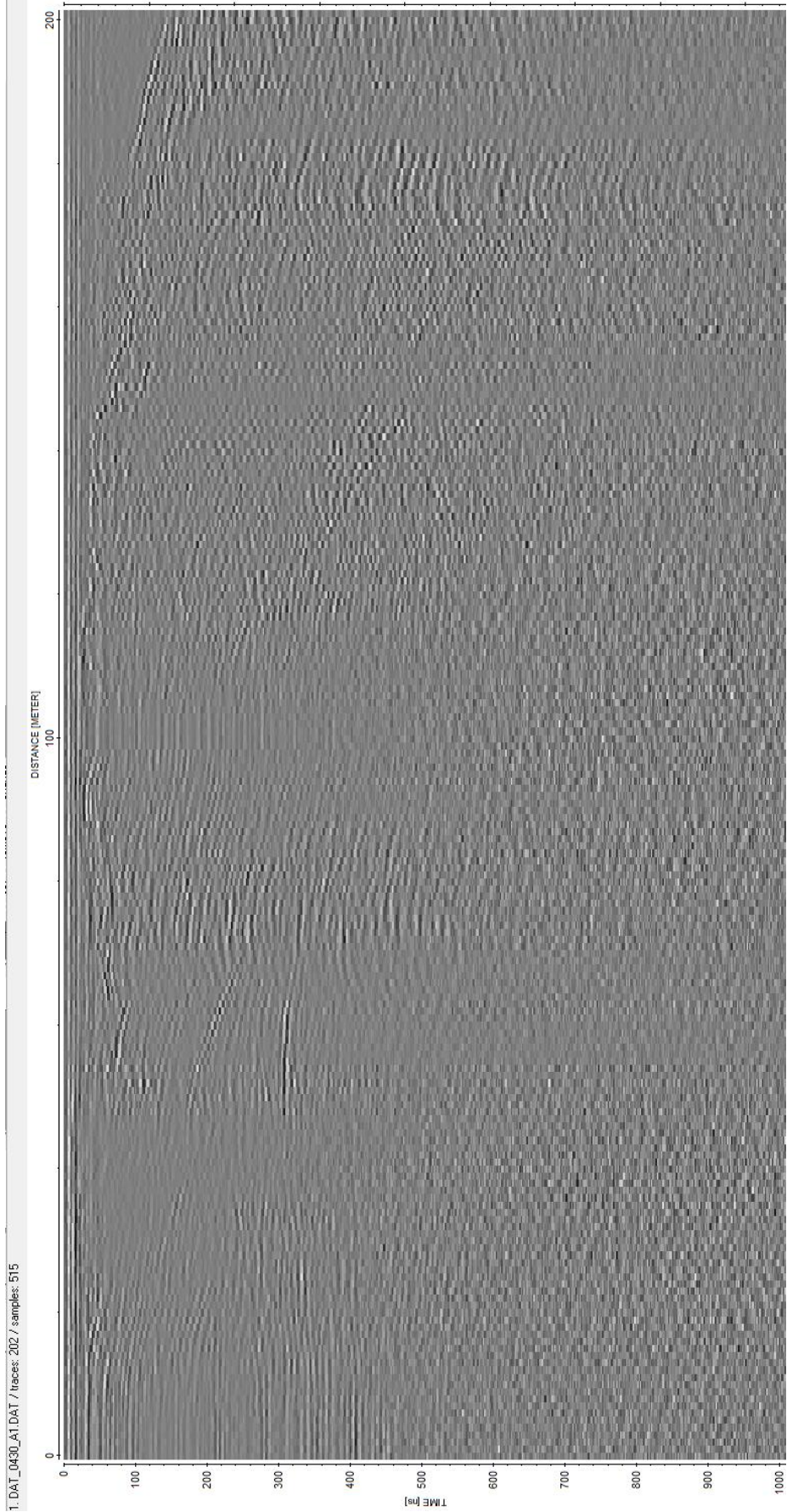
Vedlegg 1: Sprekkdannelse i nord-øst



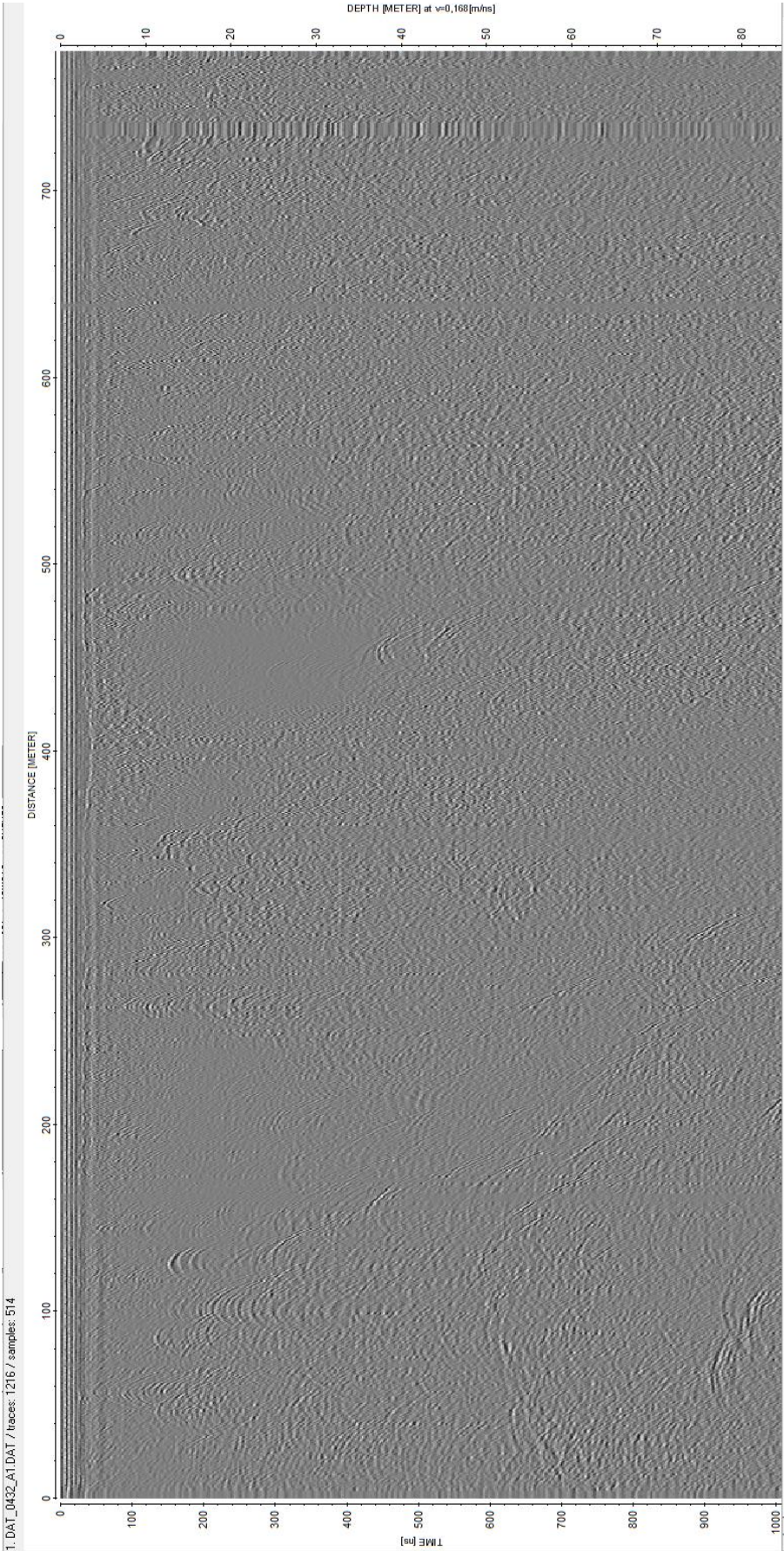
Vedlegg 2: VANN-Line 1



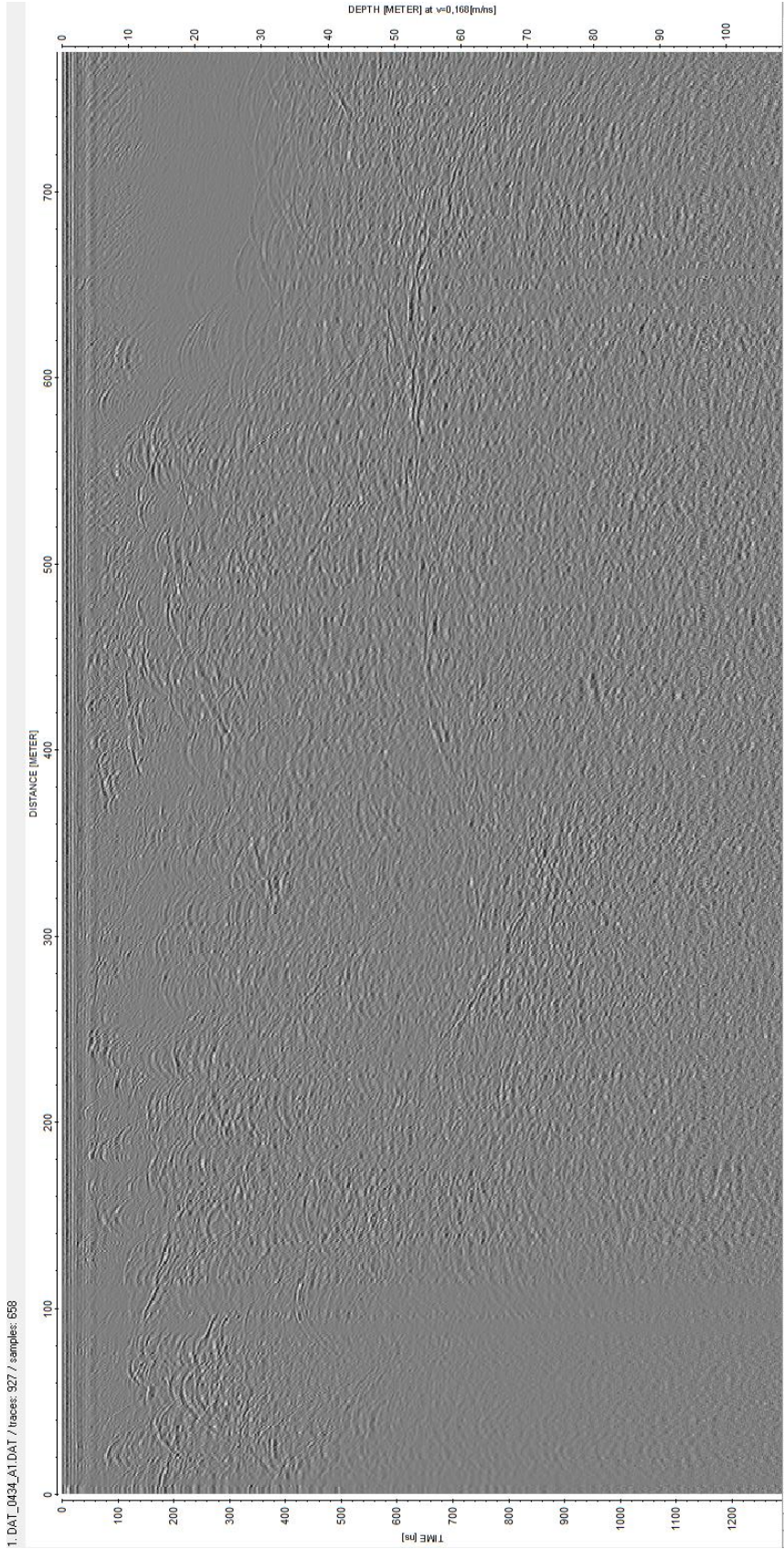
Vedlegg 3: Profil 430



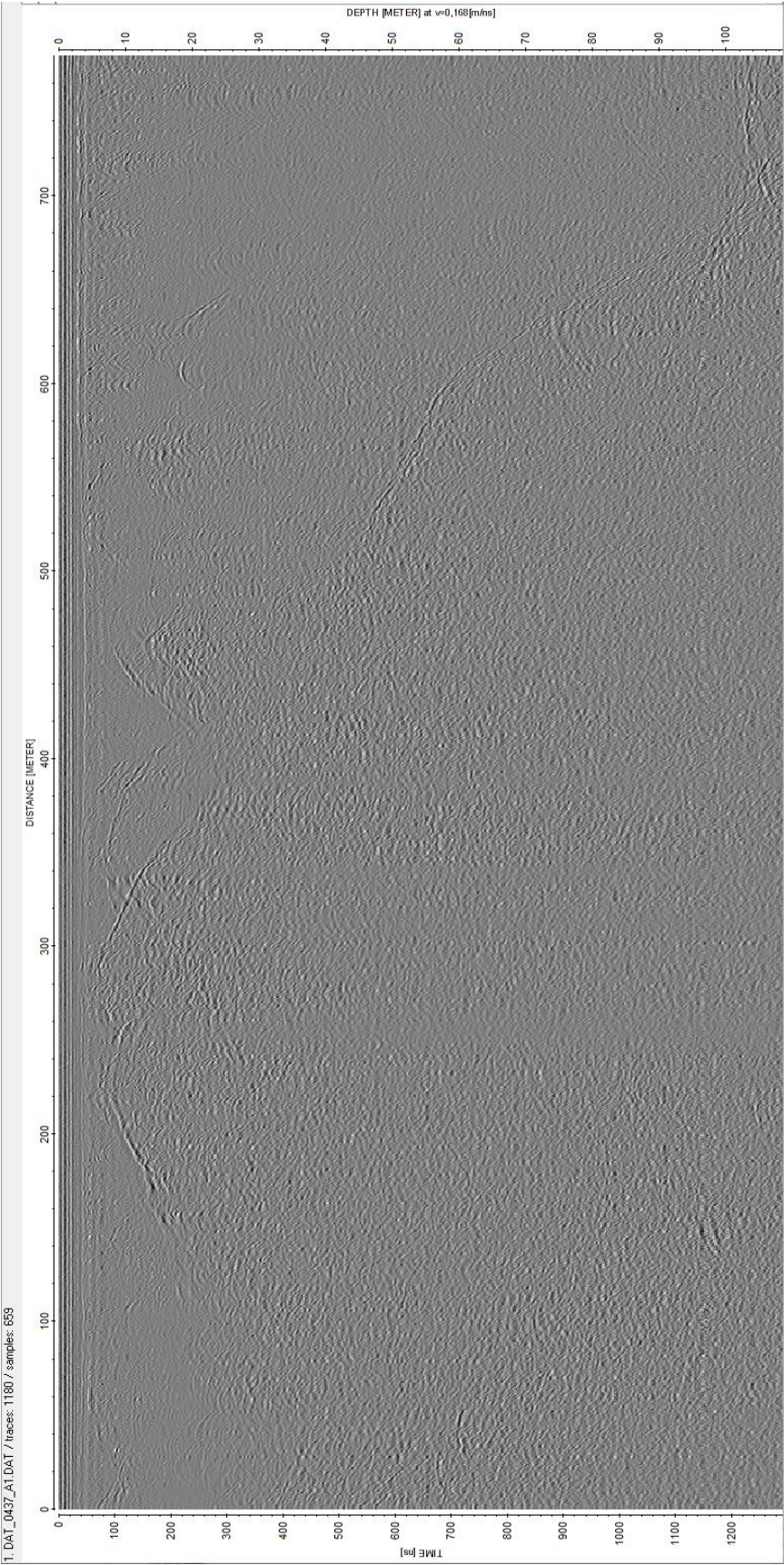
Vedlegg 4: Profil 432



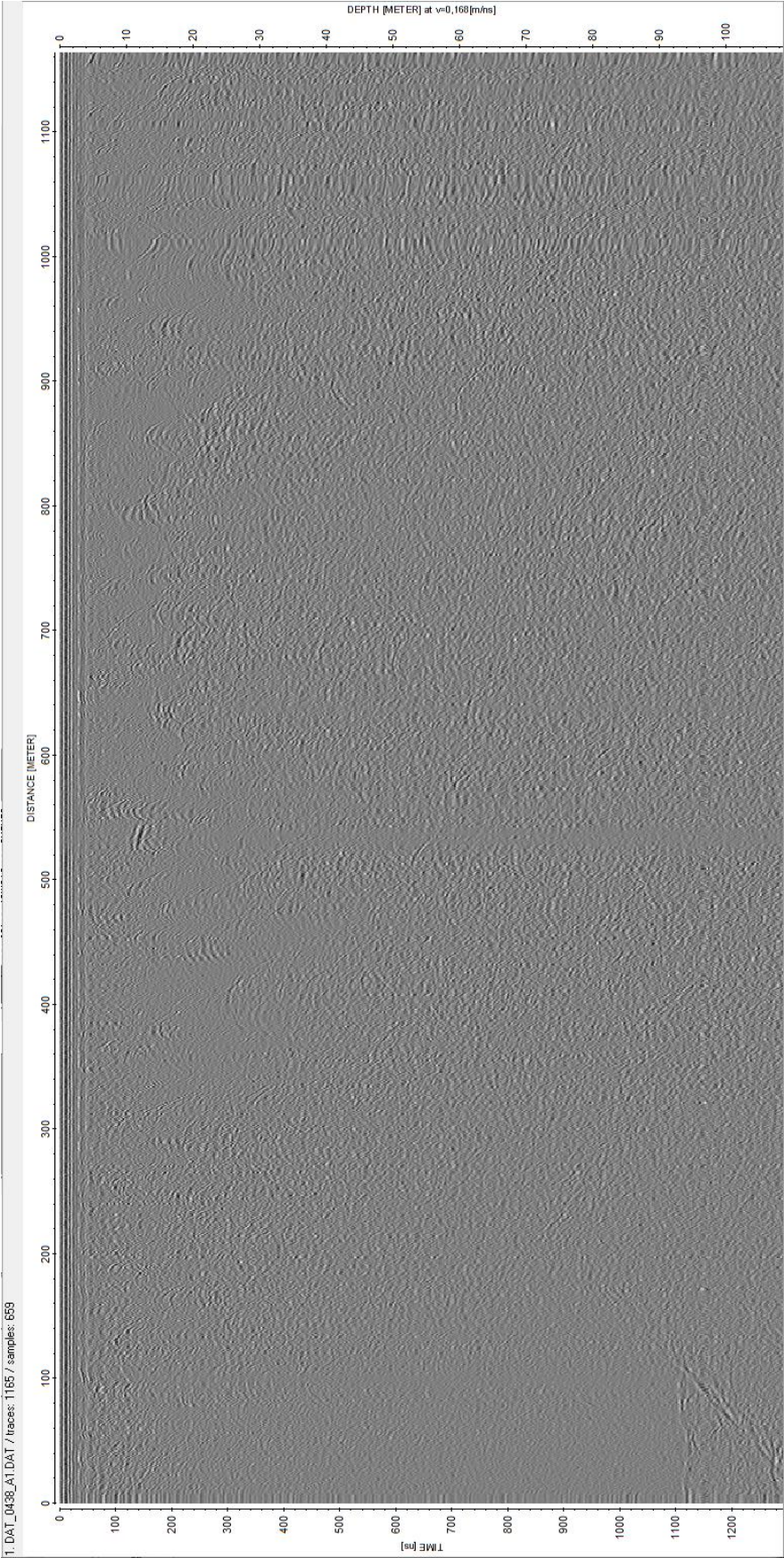
Vedlegg 5: Profil 434



Vedlegg 6: Profil 437



Vedlegg 7: Profil 438



Vedlegg 8: Profil 442



Vedlegg 9: Profil 445

