

BACHELOROPPGAVE

Geofysisk kartlegging av undersjøiske skredavsetninger i Anestølsvatnet

av

419 Marius Julian Grønli
404 Simen Norheim

Geologi og Geofare

GE491

Mai 2016

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

Jeg gir med dette Høgskulen i Sogn og Fjordane tillatelse til å publisere oppgaven «Geofysisk kartlegging av undersjøiske skredavsetninger i Anestølsvatnet» i Brage hvis karakteren A eller B er oppnådd.

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

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

Ved gruppeinnlevering må alle i gruppa samtykke i avtalen.

Fyll inn kandidatnummer og navn og sett kryss:

419 Marius Julian Grønli

JA NEI

404 Simen Norheim

JA NEI

1 Forord

Dette er den avsluttende oppgaven i Bachelorstudiet Geologi og Geofare ved Høgskolen i Sogn og Fjordane. I arbeidet med denne oppgaven har vi brukt utstyr, programmer og kunnskap vi har lært gjennom tre års utdanning ved HiSF.

For alltid munter og optimistisk veiledning og hjelp vil vi gjerne takke vår veileder PhD Mette Kusk Gillespie. Vi vil også takke Professor Stein Bondevik for medveiledning, hjelpsomme tilbakemeldinger om skred og innsamling av data som har vært svært viktig for oppgaven. Til slutt vil vi takke Rune Aa for god hjelp om lokal glacial historie.

Sogndal 01.05.2016

Marius Julian Grønli

Simen Norheim

2 Sammendrag

Denne oppgaven ser nærmere på skredavsetningene i Anestølsvatnet og deres utløpslengde. Det er blitt benyttet georadar til å danne et rutenett av profiler over innsjøen samt borekjerner tatt i arbeid med tidligere bacheloroppgaver til å kartlegge de ulike avsetningene i vannet. Denne dataen er brukt til å konstruere batymetrisk og geomorfologisk kart som presenteres i oppgaven.

Det observeres at skred sjeldent eller aldri når midten av vannet, men at det langs vannkantene, innenfor ca. 100 m, ligger svært utbredte skredavsetninger, særlig langs vestbredden. Dette tyder på høy skredaktivitet i dalen. Ut fra data ser skredene på vestsiden ut til å være hovedsakelig snøskred, mens tidligere arbeid tyder på at avsetningene i den østlige delen av vannet kommer fra jordskred. Muligheten for morenedekke eller morenerygger i vannet vurderes også ettersom tidligere kvartærgeologisk kartlegging av dalen har vist at moreneavsetninger tidligere dominerte dalen. Dessverre gir dataene i denne oppgaven for lite informasjon til å konkludere med hvorvidt de ryggene som blir funnet i datasettet er morene eller ikke.

3 Innholdsfortegnelse

1	FORORD	3
2	SAMMENDRAG	4
4	INNLEDNING	8
5	OMRÅDEBESKRIVELSE	9
5.1	GEOGRAFISK BELIGGENHET	9
5.2	TIDLIGERE ARBEID	11
5.3	BERGGRUNNSGEOLOGI	12
5.4	KVARTÆRGEOLOGI	13
5.5	VANNETS OMGIVELSER	15
5.6	VEGETASJON	15
5.7	NEDBØR	16
5.8	SKREDFARE	17
6	TEORI	19
6.1	GEORADAR	19
6.1.1	<i>Two-way-time</i>	20
6.1.2	<i>Elektromagnetiske bølger</i>	21
6.1.3	<i>Tolkning av georadar profiler</i>	27
6.2	SKREDTYPER	32
6.2.1	<i>Løsmasseskred</i>	33
6.2.2	<i>Snøskred</i>	36
6.2.3	<i>Skred i fast Fjell</i>	38
6.2.4	<i>Skredavsetninger i et georadar profil</i>	40
6.3	INNSJØER	40
6.3.1	<i>Innsjøsedimenter</i>	41
6.3.2	<i>Innsjøsedimenter i et georadar profil</i>	42
7	METODEBESKRIVELSE	42
7.1	FELTARBEID	42
7.1.1	<i>Georadar i felt</i>	42
7.1.2	<i>Gjennomføring</i>	45
7.2	GEORADARPROSESERING / REFLEX2DQUICK	48
7.2.1	<i>Static correction</i>	49
7.2.2	<i>Subtract mean (dewow)</i>	49
7.2.3	<i>Gain</i>	49

7.2.4	<i>Bandpass butterworth</i>	49
7.2.5	<i>Background removal</i>	49
7.2.6	<i>XFlipProfile</i>	50
7.2.7	<i>Pick</i>	50
7.3	KART OG GIS.....	50
7.3.1	<i>Batymetrisk kart</i>	51
7.3.2	<i>Geomorfologisk kart</i>	52
8	RESULTAT OG TOLKNING	55
8.1	TYPE 1, SKREDAVSETNINGER.....	58
8.2	TYPE 2, INNSJØSEDIMENTER.....	62
8.3	TYPE 3, TOPPSTRUKTURER.....	63
8.4	BOREKJERNER.....	68
8.5	SKREDBETONTE DAL- OG UNDERVANNSTRUKTURER	68
8.5.1	<i>Østsiden</i>	68
8.5.2	<i>Vestsiden</i>	69
8.5.3	<i>Batymetrien</i>	71
8.5.4	<i>Batymetrien sett med georadar profilene</i>	71
8.5.5	<i>Skredtypene sett med georadar profilene</i>	72
8.5.6	<i>Geomorfologisk kart</i>	79
9	DISKUSJON	80
9.1	UKLARE STRUKTURER.....	80
9.1.1	<i>Potensiell morene nord i Anestølsvatnet</i>	80
9.1.2	<i>Vifte sørvest</i>	81
9.1.3	<i>Et argument for morener</i>	82
9.1.4	<i>Utløpslengde</i>	85
9.2	USIKKERHETER.....	85
9.2.1	<i>Georadar dybdemålinger</i>	85
9.2.2	<i>Kartleggelse</i>	87
9.2.3	<i>Overvann</i>	88
9.3	METODE BEDØMMELSE	88
10	KONKLUSJON	89
11	RÅD TIL VIDERE ARBEID	90
12	REFERANSELISTE	91
13	VEDLEGG	94

4 Innledning

Skred utgjør en stor potensiell fare i hele Norge, men spesielt i områder med fjelldominerende terreng som på Vestlandet og Nordland/Troms (Bjordal & Helle, 2011). Faren for materielle- og person-skader gjør at mange områder ikke er egnet for bebyggelse. I 2014 og 2015 har geofarar som flom og skred blitt tatt mye mer opp i nyhetsbilde. Geofarar som skred fra Åkneset og Mannen har blitt omtalt som følge av de potensielt katastrofale ødeleggelsene som kan følge skredene, mens flom har blitt tatt opp som følge av sine evidente ødeleggelse. Slike geofarar blir også tatt opp mer i nyhetsbilde på grunn av en økt hyppighet av skred og flom hendelser (Bjordal & Helle, 2011). Hyppigheten på disse hendelsene øker trolig på grunn av høyere temperaturer som følge av klimaendringer som fører til større mengder nedbør (CICERO, 2007).

Sikring av infrastruktur som bebygde områder og veier er en stor utgiftskilde for den Norske Stat (Vegvesenet, 2015), derfor er det veldig viktig at utbygging blir gjort i områder hvor skred og flomfaren er nøye kartlagt og risikoen for hendelsene er vurdert som lav. Det er lagd aktsomhets- og faresonekart for både flom og skred (NVE, 2016a). I de fleste områdene hvor det er kartlagt aktsomhetssoner er dessverre lite feltarbeid involvert. Aktsomhetskartene tar utgangspunkt i faktorer som terreng og helning, mindre faktorer som påvirker utløpslengden kan bli oversett ettersom de gir små utslag (NVE (2015b), NVE (2015a)). Kartleggelse av den reelle utløpssonen til skred heller enn aktsomhetssonen bidrar til forbedring av aktsomhetskartene og kunnskapen om skred. Denne kunnskapen kan være svært viktig for å øke sikkerheten til etablerte og fremtidige boplasser samt andre områder med mye ferdsel.

Et område som egner seg for studier av skredaktivitet er i Sogndalsdalen i Sogn og Fjordane. Nesten øverst i dalen ligger Anestølsvatnet. Dalsidene rundt Anestølsvatnet er preget av skredaktivitet (Eik & kvalsvik, 1997). Her er det tidligere gjort arbeid om skred, og glasial- og berggrunnsgeologien i området er kjent. Dannelse av et geomorfologisk kart over skredavsetninger i vannet og utbredelsen til disse er ikke tidligere gjort. Ved hjelp av dette kan en mer reell utløpslengde bestemmes.

Problemstilling

Fra georadardata samlet inn i felt og tidligere undersøkelser skal det konstrueres batymetrisk og geomorfologisk kart av Anestølsvatnet. For å kartlegge skredmassene i Anestølsvatnet skal det benyttes georadar til å få innblikk i skredmasser under innsjøbunnen. Det skal også benyttes kjerneprøver fra tidligere arbeid, som vil vise i stratigrafien til avsetningene på innsjøbunnen.

Delmål:

1. Ved hjelp av det batymetriske og det geomorfologiske kartet vise utbredelsen av skredavsetningene i vannet.
2. Ved data fra georadar profiler, topografien over vann og tidligere arbeid, skal det prøves å bestemme hvilke skredtyper som når vannet på de forskjellige sidene av dalen.
3. Vurdere muligheten for eventuelle moreneavsetninger i vannet.

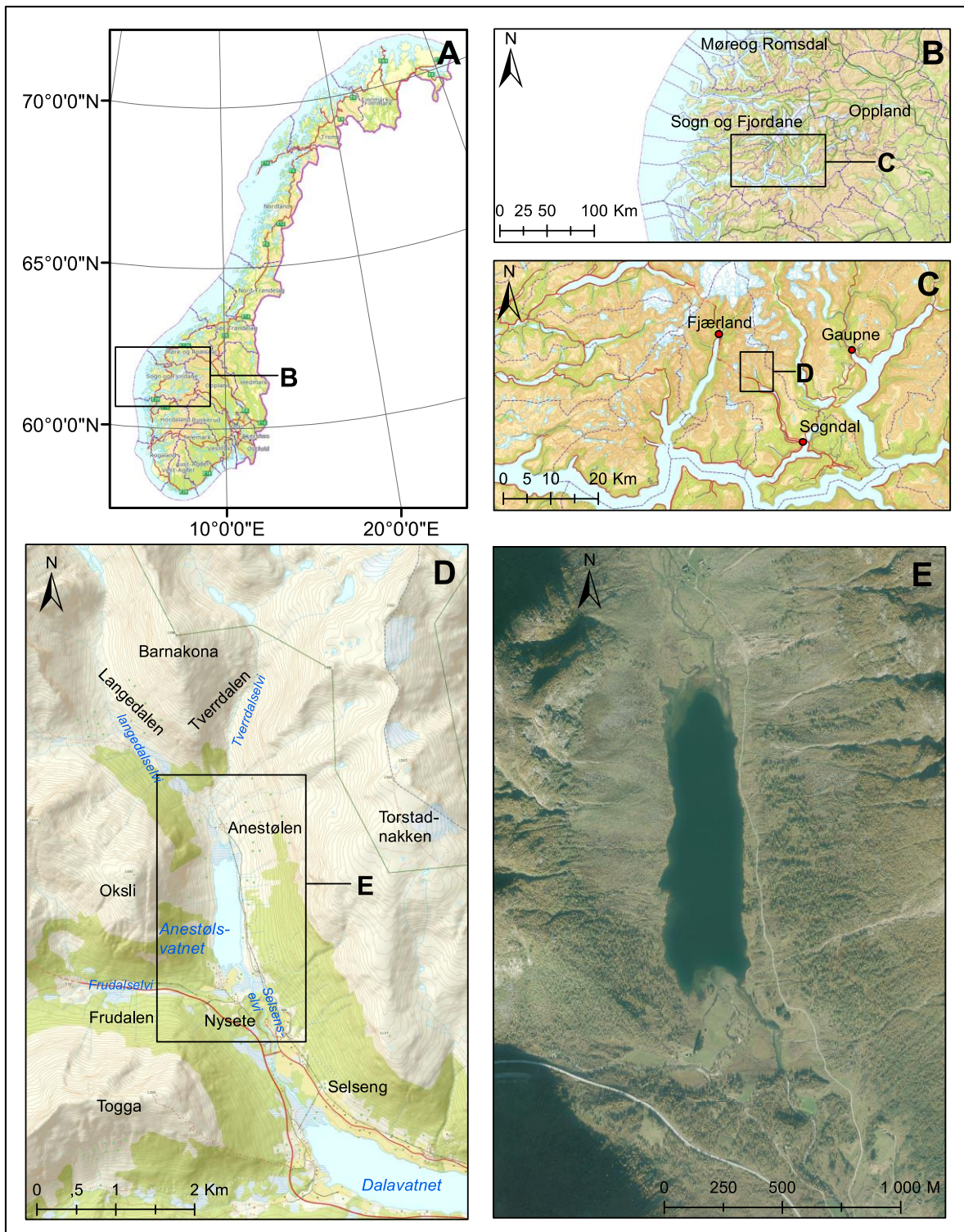
Dette vil bidra til økt forståelse om skreditsituasjonen ved Anestølsvatnet og glacialhistorikken i området, men kan også være av interesse for andre som skal gjøre undersøkelser av skredavsetninger med georadar. Med tanke på karakterisering og bedre geofysisk kartlegging av skredtyper.

5 Områdebeskrivelse

5.1 Geografisk beliggenhet

Anestølsvatnet ligger i Sogndal kommune i Sogn og Fjordane. Vannet ligger øverst i sogndalsdalen, omtrent 20 kilometer nord for Sogndal (Figur 1). Nysete ligger like sør for Anestølsvatnet, her deler Sogndalsdalen seg i to med den vestre armen som blir til Frudalen og armen som går videre nordover hvor Anestølsvatnet ligger. I enden av Anestølsvatnet deler dalen seg igjen med en nord-vestlig arm kalt Langedalen og de nord-østlig arm med navnet Tverrdalen.

Vannet ligger i nord-sør retning og er ca. 1,3 km langt. Bredden på vannet varierer i nord-sør retning mellom ca. 250 til 350 meter. Vannet ligger 441 moh. og fjelltoppene rundt ligger på omtrent 1 500 moh.



Figur 1: Kart over studieområdet øverst i Sogndalsdalen i Sogndal kommune, i Sogn og Fjordane fylke. Anestølsvatnet ligger omtrent 20 km fra Sogndal sentrum.

5.2 Tidligere arbeid

Anestølsvatnet og dalen som omgir vannet har tidligere vært subjekt til flere bachelor- og kandidatoppgaver.

Eik & kvalsvik (1997), Tyssebotn & Velle (2010) og Wenaas, Olsen & Saurin (2013) har sett på skred i ved Anestølsvatnet. Eik & kvalsvik (1997) har sett på skredavsetninger nord i dalen og sør for Anestølsvatnet, de har også forsøkt å bestemme alder på skredavsetningene ved hjelp av dateringsmetoder som Schmidt hammer, kartlav, 14C-metoden samt analyse av pollen fra plantefossiler. Tyssebotn & Velle (2010) og Wenaas, Olsen & Saurin (2013) har derimot fokusert på målinger av poretrykk og grunnvannsnivå til den flomskred utsatte østsiden av dalen og hvilke terskelverdier som ble funnet like før utløsning.

Halvorsen et al. (1996) og Andreassen & Lie-Andreassen (1997) har sett på Holocene sedimentasjon i Anestølsvatnet. Hvorav Halvorsen et al. (1996) så på avsetninger som resultat av skred og hvorvidt det var økt sedimentasjons rate fra isbre-sedimenter som følge av klimaendringer. Halvorsen et al. (1996) gjorde også dateringer av avsetningene funnet i borekjernene. Andreassen & Lie-Andreassen (1997) så på Holocene sedimentasjon i Anestølsvatnet, men ikke vinklet mot skred de benyttet seg av tidligere borekjerne, men tok også sine egne.

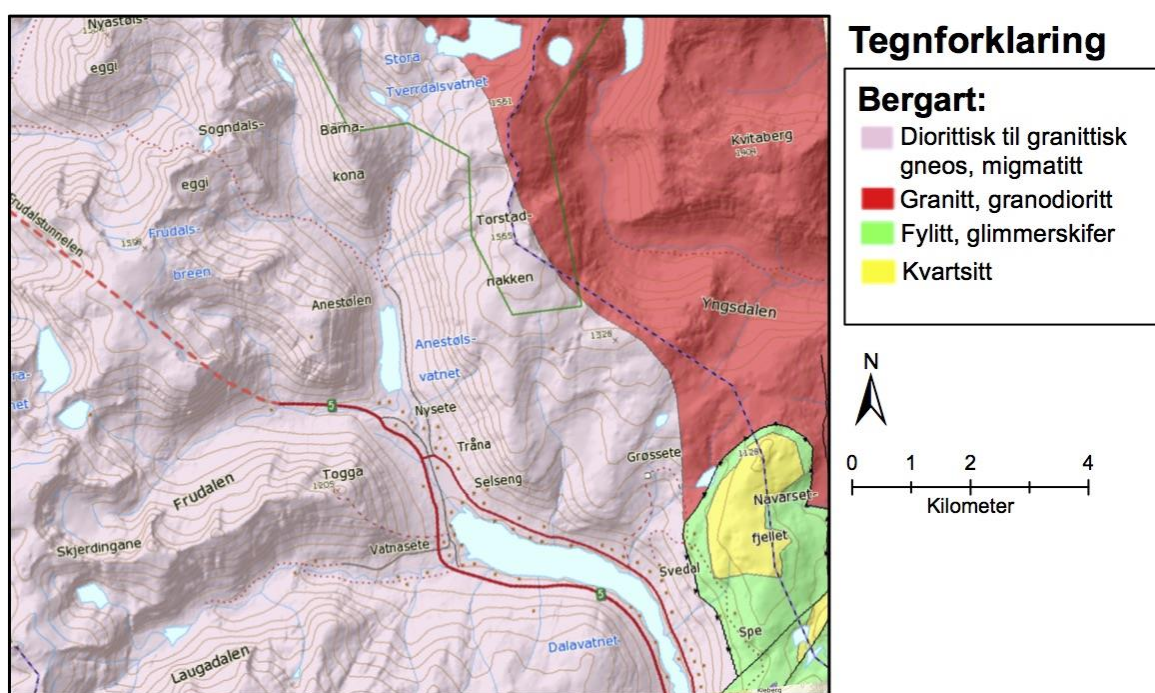
I denne oppgaven er det benyttet data samlet i flere av disse oppgavene. Fra Halvorsen et al. (1996) har det blitt sett på deres tolkning og datering av borekjernene og dermed sedimentasjonsraten. Det har også blitt sett på kartleggelsen av nylige flomskred på østsiden av dalen gjort i Wenaas, Olsen & Saurin (2013).

Halvorsen et al. (1996) utførte intervju med lokale angående skredaktivitet i dalen.

5.3 Berggrunnsgeologi

Hele området rundt Anestølsvatnet består av den samme typen berggrunn. Berggrunnen i området er grunnfjell, fjell som ble dannet i den kaledonske fjellkjede. Fjellet ble dannet i jordens urtid eller det som kalles Prekambrium (Anundsen, 1974). Området består av granittisk ortogneis med bånd eller striper (NGU, 2016a). Noen steder er det migmatittisk gneis med diorittisk til granittisk sammensetning. Det er også områder med øyegneis (NGU, 2016a).

Gneis er i hovedsak sammensatt av tre mineraler; kvarts, feltspat (plagioklas og alkalifeltspat) og glimmer (muskovitt og biotitt). Andre mineraler som granat, amfibol og pyroksen kan forekomme i mindre mengder (Anundsen, 1974).



Figur 2 Berggrunns geologisk kart over området rundt Anestølsvatnet. Hele Anestølsvatnet og dalsiden rundt består av diorittisk til granittisk gneis, migmatitt (NGU, 2016a).

5.4 Kvartærgeologi

På slutten av siste istid, omtrent 20.000 år siden (Anundsen, 1974), begynte iskanten å smelte tilbake fra yttergrensene sine. I løpet av tilbakesmeltingen ble klimaet kjøligere og isen sto stedvis stille og vokste framover igjen noen få plasser. Det skjedde et kraftig framrykk for ca. 10.000 år siden, den såkalte Ra-perioden. Det er usikkert hvor langt tilbake isen hadde smeltet før Ra-perioden, men Sogndalsdalen var dekket med is etter at den var ferdig, da sto isen helt ut til Herdla, nordvest for Bergen (Anundsen, 1974). Området rundt Anestølsvatnet ble altså isfritt etter Ra-perioden for ca. 10.000 år siden (Anundsen, 1974). Den nøyaktige tiden til isavsmeltingen har ikke blitt datert, men basert på den generelle isavsmeltings-historikken til Sogn og Fjordane er det rundt 9 800 ^{14}C år før nåtid (Aa & Sjøstad, 2000).

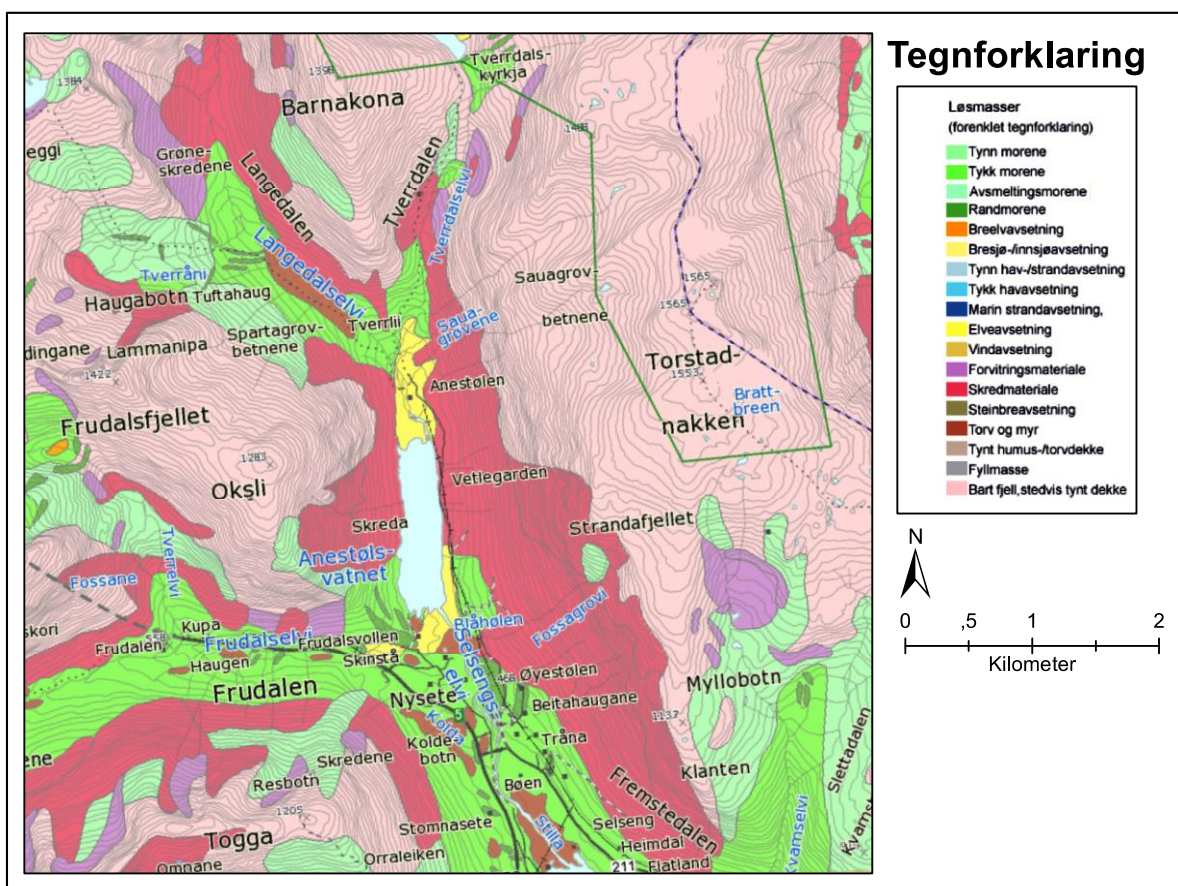
I løpet av tilbakesmeltingen opp Sogndalsdalen har isen minst hatt to perioder med en stillestående isfront eller framrykking. Ved den første av de to periodene stanset isfronten i den sørlige delen av Dalavatnet. Fra Dalavatnet og opp til Anestølsvatnet har antageligvis smeltingen foregått noe hurtigere ettersom Dalavatnet ble dannet foran iskanten imens isen smeltet nordover (Anundsen, 1974). I proglasiale innsjøer hjelper vannerosjonen på å smelte isen fortere.

Den andre framrykkende eller stillestående perioden skjedde like sør for Anestølsvatnet. Isfronten stanset mellom Selseng og Anestølsvatnet. I dette området ble det bygget opp en stor morene bestående i hovedsak av sand og grus som i dag nesten sperrer hele dalen (Figur 3, de grønne morene og randmorene avsetningene) (Anundsen, 1974). Ved Nysete møttes brearmen som kommer fra Frudalen og dalen som Anestølsvatnet ligger i. Når brearmene trakk seg ut av området ble hele dalen opp mot Anestølen sperret av morenemateriale. Disse massene demmet opp Anestølsvatnet til 18-20 m høyere vannstand enn i dag (Anundsen, 1974).

I det store Anestølsvatnet rant det ut en smeltevanns elv som kom fra de to dalene nord for Anestølen. Smeltevannselven bar med seg mye sand og grus som ble avsatt i et delta der elven møtte vannet. Etter hvert skar elven seg igjennom oppdemningen av morenemateriale i sørenden av vannet og vannivået sank til det nivået det har i dag. Etter uttappingen begynte elven å grave seg ned i deltamassene nord i vannet, rester av disse massene kan man se i dag. Det er også mulig å se spor av den høye vannstanden. Strandlinjen er synlig i noen områder i den nordlige delen av

dalen. Den gamle strandlinjen er synlig der bølgene fra den høye vannstanden har gravd in i sedimentene som lå i strandsonen (Anundsen, 1974).

Som beskrevet over er løsmassene rundt Anestølsvatnet variert. Løsmassene er kombinasjon av Holocene avsetninger fra skredaktivitet og fluviale avsetninger fra deltaet som ble dannet i den høyere vannstanden. Det er fluviale avsetninger ved elvemunningene i nord og sør. Endemorenemateriale og morenemateriale i sørenden av vannet, samt noe morenemasser mot nord. Dalsiden på øst og vestsiden av vannet er dekket av skredmateriale. Skredmateriale er trolig en blanding av eldre morenemateriale som har rast ut, steinsprang og løsmasser som har rast med snøskred (NGU, 2016b).



Figur 3 Kvartærgeologisk kart (løsmassekart) over området rundt Anestølsvatnet (NGU, 2016a).

5.5 Vannets omgivelser

Anestølsvatnet ligger i bunnen av en typisk bre erodert U-dal. Vannet er omringet av høye dalsider og tre fjell. Oksli i vest, Torstadsnakken i øst og Barnakone i nord (Figur 1D). Helningen ned fra Oksli er brattere enn ned fra Torstadsnakken. Det er ca. 5 km til nærmeste isbre opp begge dalførene som går ut nord fra Anestølsvatnet.

Langedalselvi og Tverrdalselvi renner sammen og inn i Anestølsvatnet. Elven som renner ut av Anestølsvatnet heter Selsengselvi og renner inn i Dalsvatnet. Det totale nedslagsfeltet for Anestølsvatnet ligger på omtrent 50,2 km² (Andreassen & Lie-Andreassen, 1997).

5.6 Vegetasjon

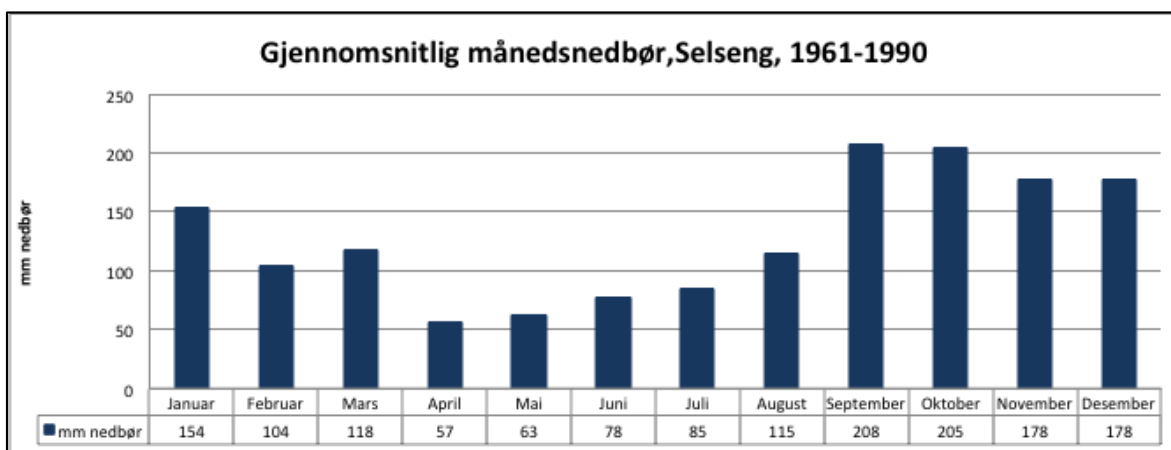
Floraen i området rundt Anestølsvatnet består i stor grad av gress, lyng og bjørk (Andreassen & Lie-Andreassen, 1997). På morenedekket i sørenden av vannet er det tette vegetasjon med etablert bjørkeskog. På vestsiden av vannet er det svært lite vegetasjon, hovedsakelig gress og mose. Mangelen på vegetasjon på vestsiden skyldes antagelig den hyppige snøskreds aktiviteten og bratte helningen. På østsiden av vannet er det etablert mer vegetasjon enn på vestsiden med noe spredt bjørkeskog gress og lyng. I nord og sør for vannet vokser det i hovedsak gress og lyng på de fluviale avsetningene. Det er også noen grantrær på elveavsetningen helt sør på vannet (Figur 1E), (Andreassen & Lie-Andreassen, 1997).

5.7 Nedbør

Nedbørsmengdene ved Selseng skyldes varmfronter som kommer opp norskekysten. Varmfrontene sender fuktige og varme vestlige/sørvestlige vinder innover Vest-Norge. Dette er den dominerende vindretningen ved Anestølsvatnet. Vindene blir avkjølt og slipper nedbør over fjellene på Vestlandet som forårsaker store deler av nedbøren i området rundt Anestølsvatnet (Statens vegvesen, 2001).

På Selseng, 2 kilometer sørøst for Anestølsvatnet, ligger det en værstasjon. Værdata fra denne stasjonen er tilgjengelig fra meteorologisk institutt og er presentert i Figur 4. Fra værstasjonen har det vært målt nedbør ukentlig og i senere tid daglig (MET, 2016).

Års normalen for Selseng er 1 543 mm, der store deler av nedbøren kommer fra september til desember. September er den måneden med mest nedbør med 208 mm som et gjennomsnitt over 30 år. Det kommer minst nedbør i april og mai, med 57 og 63 mm. Det er fremdeles mye vann i løsmassene og høy vannstand i elvene i området på våren på grunn av snøsmelting.



Figur 4: Grafen viser gjennomsnittlig månedsnedbør ved Selseng fra 1961-1990 (MET, 2016).

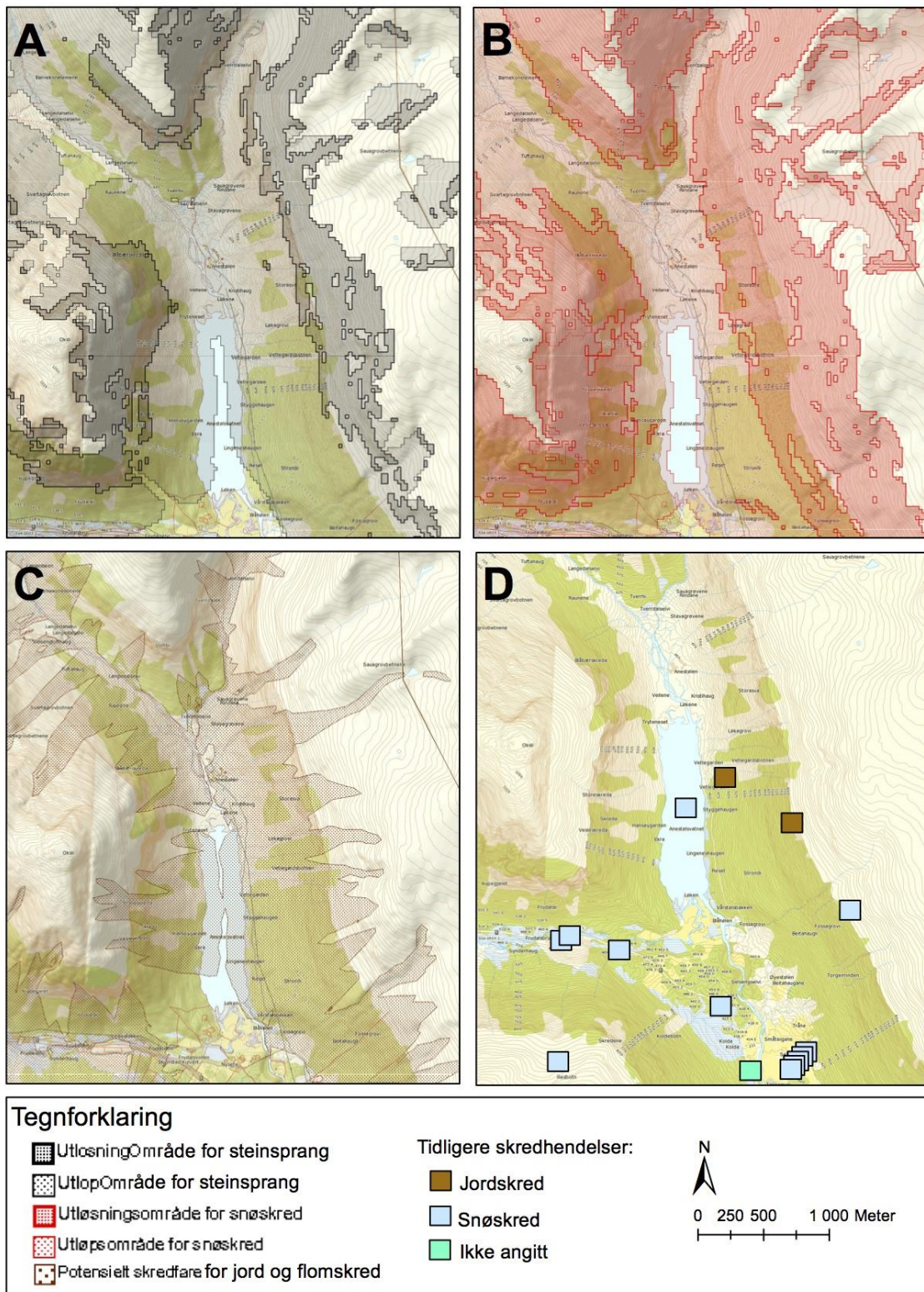
5.8 Skredfare

I dalsidene rundt Anestølsvatnet er det hyppig skredaktivitet. Det er mange snøskred på vinteren og jordskred utenfor snø sesongen (Wenaas, et al., 2013). Terrenget er tydelig formet av post glisiale skredhendelser. Det er urer og skredvifter langs vestsiden av vannet og single steinsprang samt jordskredavsetninger på østsiden av Anestølsvatnet (Figur 1E). Under feltarbeidet i mars 2016 (se avsnitt 7.1) ble det observert flere mindre snøskred fra både vest- og østsiden av vannet. Skredaktiviteten og tidligere skredhendelser har blitt nærmere omtalt i tidligere bacheloroppgaver fra området, henholdsvis Wenaas, Olsen & Saurin (2013), Halvorsen, et al. (1996) og Tyssebotn & Velle (2010).

På østsiden av vannet er det i hovedsak jordskredene som når ned til vannet. Da Halvorsen, et al. (1996) utførte intervju med lokale ble de fortalt at snøskred aldri gikk ned til vannet på østsiden og at de sjeldent traff vannet på vestsiden også (se avsnitt 5.2). Når snøskred fra vestsiden av dalen traff vannet var disse derimot kraftige nok til å bryte isen på begge sider av vannet.

På kartet over tidligere skredhendelser er det to jordskred som er markert på østsiden av vannet (Figur 5D). Ved å se på satellittbilder eller gjøre observasjoner i felt er det lett å se at det har gått et betydelig høyere antall skred i området enn det som er meldt inn og markert på kartet. Alle de hundretalls skredhendelsene som har bygd opp snøskredviftene på vestsiden av vannet er for eksempel ikke vist på kartet. Det er eldre vegetasjon på østsiden med mer etablert bjørkeskog enn på vestsiden som indikerer at deler av denne dalsiden ikke har sett skred over en lengre periode.

Ettersom vinden for det meste blåser fra vest (Avsnitt 5.7) vil det blåse og samle seg mye snø i fonner på den vestre dalsiden av Anestølsvatnet. Denne opphopingen av snø fører til hyppigere snøskredaktivitet på denne siden av dalen. Østsiden av dalen får også mer sollys som gjør at det ikke akkumuleres like mye snø på denne siden. Østsiden får også mer regn i sommerhalvåret enn vestsiden, ettersom været blåser inn mot den siden. Den høyere nedbørsmengden på østsiden er med på å øke antall jordskred på denne siden av dalen (Wenaas, et al., 2013).



Figur 5: Kartene viser potensiell skredfare, utløsnings- og utløps-område for steinsprang (kart A), snøskred (Kart B) og jord og flomskred (kart C). Kart D viser tidligere registrerte skredhendelser i området rundt Anestølsvatnet. (NVE, 2016a)

6 Teori

6.1 Georadar

Georadar eller på engelsk GPR (Ground Penetrating Radar) er en geofysisk metode for kartlegging av strukturer og objekter i grunnen. En georadar kan bestå av flere deler, mottakerantenne og senderantenne er felles for alle georadar oppsett. Senderantennen sender ut korte høyfrekvente elektromagnetiske pulser, disse pulsene reflekteres fra laggrenser, objekter og diskontinuiteter hvor bølgenes hastighet endrer seg i forhold til overliggende lag. Denne endringen i hastighet skjer som et resultat av endring i den relative permittiviteten til laget/objektet. Hastigheten til EM-bølgene i de diverse lagene er bestemt av den relative permittiviteten (Forklares i avsnitt 6.1.2.1). Bølgene som reflekteres tilbake tas opp av mottakerantennen, når flere av disse målingene er tatt langs et profil vil det dannes et to dimensjonalt profil av grunnen. Når signalet blir tatt opp registreres det med tiden det tok fra senderantennen til reflektor og så til mottakerantennen (Two-Way-Time, forklares i avsnitt 6.1.1), når denne tiden er kjent kan dermed også dybden til reflektoren lett kalkuleres ut fra hastigheten til de elektromagnetiske bølgenes i vertsmateriale.

Georadar er en særdeles bra geofysisk metode for detaljert kartlegging av de øverste lagene i undergrunnen da det ofte er stor variasjon i den relative permittiviteten i forskjellige materialer (Tabell 1). Siden EM pulsene benyttet i georadar metoden er så høyfrekvente gir denne metoden veldig høy oppløsning og detaljerte resultater. Dessverre gjør den høye frekvensen at signalet dempes (se 6.1.2.3) relativt fort, som et resultat av dette er penetrasjonsdybden til georadar relativt lav i forhold til andre geofysiske metoder. Georadaren er derfor ikke egnet som metode for å kartlegge strukturer ol. på større dyp enn et par titalls meter i sedimenter.

Tabell 1 Viser elektriske egenskaper til diverse materialer typisk funnet i grunnen. Der våre georadar profiler ble tatt. Verdier hentet fra Mauring, et al. (1995)

Materiale	Relativ permittivitet, ϵ_r	Konduktivitet, σ (m/ns)	Demping, α (dB/m)
Luft	1	0	0
Is	3-8	0.01	0.01
Ferskvann	80	0.5	0.1
Vannmetta sand	20-30	0.1-1	0.03-0.3
Silt	5-30	1-100	1-100
Granitt	4-6	0.01-1	0.01-1

6.1.1 Two-way-time

Mottakerenheten vil registrere reflekterte signaler innenfor et forhåndsbestemt tidsvindu. Dette tidsvindu bestemmer bruker selv under oppsettet av georadaren og burde bli satt til det maksimale tidsvinduet man regner med å få lesbar data tilbake (heller for høyt enn for lavt). Tiden EM- bølgene bruker fra kilden (senderantennen) til mottakerantennen er kjent som Two-way-time (TWT). Dybden til reflektor blir gitt ved $TWT * v = 2h$

Hvor h er dybden til reflektoren og v er hastigheten til EM-bølgen gjennom vertsmateriale.

Antatt hastighet (v) i grunnen kan finnes i Tabell 2, med denne verdien kan h regnes ut. Det er viktig å benytte korrekte hastigheter for vært vertsmedium, om dette ikke blir gjort vil mektigheten av lagene bli vist feil. For å beregne korrekt dybde er det brukt bølgehastigheten for vann fra Tabell 2 (0,033 m/ns). Områder det blir sett spesifikt på sedimenter og ikke dybden til vannet blir det benyttet hastigheten for vannmetta sand (0,06 m/ns). Da det ikke er egne definitive målinger til denne rapporten brukes det hastigheter målt av andre geologer. Disse hastighetene er ikke nødvendigvis helt korrekte i forhold til de reelle hastighetene i målingene gjort til denne rapporten, men ettersom georadaren som ble benyttet ikke hadde hastighetsmåling som en funksjon er det dessverre ikke egen data på dette.

Tabell 2: Viser antatt vertikal oppløsning i diverse materialer relevant til vår oppgave. For å være konservative har det blitt gått ut fra at vertikal oppløsning er $\lambda/2$, den vertikale oppløsning vil som regel være mellom $\lambda/2$ og $\lambda/3$. I denne tabellen er det brukt middelverdier for relativ permittivitet. Verdier for relativ permittivitet og hastigheter er hentet fra Muring, et al. (1995).

<i>Materialer</i>	Relativ permittivitet, ϵ_r	<i>Hastighet v (m/ns)</i>	50 MHz Vertikal oppløsning (m)	100 MHz Vertikal oppløsning (m)
<i>Is</i>	3	0.167	1.67	0.835
<i>Ferskvann</i>	80	0.033	0.33	0.165
<i>Vannmetta sand</i>	25	0.06	0.6	0.3
<i>Silt</i>	18	0.07	0.7	0.35
<i>Granitt</i>	5	0.13	1.3	0.65

Om det benyttes antenner som er separate kan det utføres "Common mid point" eller CMP målinger. Under utførelsen av CMP målinger stilles mottaker og sender antennene lengde x unna hverandre, etter første målingene er tatt flyttes antennene ytterligere x/2 vekk fra hverandre før en ny måling tas. Dette gjør at reflektoren alltid vil være midt mellom antennene (bør ha horisontal reflektor) disse målingene kan da brukes til å regne ut den reelle hastigheten til em-bølgene i grunnen. Dette var som sagt ikke noe som kunne bli gjort ettersom antennen som ble benyttet ikke hadde separate mottaker- og senderantenner.

6.1.2 Elektromagnetiske bølger

Elektromagnetiske bølgers utbredelse i grunnen er bestemt av den relative permittiviteten til vertsmateriale, materiales elektriske ledningsevne og frekvensen til bølgene. Disse faktorene bestemmer oppløsning, hastighet, penetrasjonsdybde og hvor godt bølgene beveger seg i grunnen (med henhold til spredning). I Tabell 2 kan man se disse verdiene for et utvalg materialer.

6.1.2.1 Relativ permittivitet, ϵ_r

Den relative permittiviteten er en elektrisk egenskap til stoff. Den sier noe om hvor lett atomene i ett gitt stoff har for å danne positive og negative ladninger og dermed bli polariserte. Den relative permittiviteten i sedimenter og bergarter blir veldig påvirket av porevanns mengde i vertsmateriale siden vann har veldig høye r verdier og kan ofte resultere i reflektorer.

Mål for permittivitet gis som regel som en verdi relativt til permittiviteten i vakuum ($8.854 \cdot 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$) (Plewes & Hubbard, 2001). Denne verdien kalles relativ permittivitet eller dielektrisk konstant, men det vil bli brukt relativ permittivitet i denne oppgaven.

Hastigheten til bølgene gjennom ulike materialer i grunnen er bestemt av vertsmateriales relative permittivitet, gitt ved:

$$v = \sqrt{\frac{c}{\epsilon_r}} \quad (\text{Mussett \& Khan, 2000})$$

c : lysets hastighet i vakum (konstant)

ϵ_r : relativ permittivitet

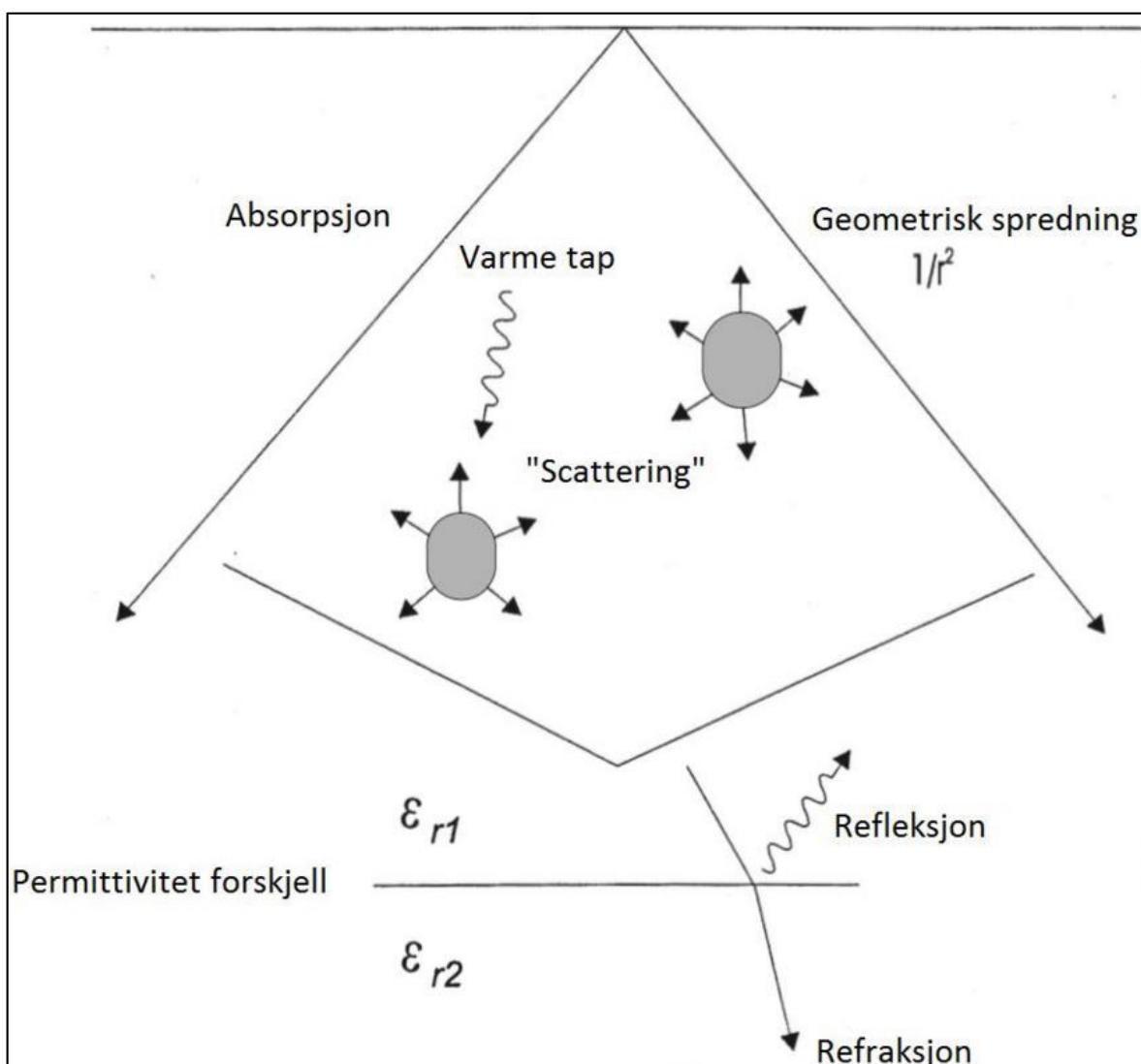
Denne formelen går ut ifra at den magnetiske permeabiliteten er tilnærmet lik 1 da dette er vanlig (Plewes & Hubbard (2001) Mussett & Khan (2000)).

6.1.2.2 Konduktivitet, σ

Konduktivitet beskriver et materiales evne til å lede elektrisk strøm. I Tabell 1 kan det ses konduktiviteten til diverse materialer, konduktiviteten i materialer øker generelt når materiale er vannmettet. Dette er fordi salter oppløses i vannet og danner positivt eller negativt ladde ioner. Med større mengde ioner "flytene" i et vertsmateriale desto høyere konduktivitet vil dette materiale ha. Stoff med høy konduktivitet vil oppta og videreføre større mengder elektrisk strøm enn materialer med lav konduktivitet (Plewes & Hubbard, 2001). Dette forårsaker økt demping av signal (forklart nærmere i avsnitt 6.1.2.3).

6.1.2.3 Damping

Damping er tap av signalstyrke (dB) til EM- bølgene, tap av signalstyrken øker ettersom bølgene beveger seg lengre i vertsmateriale, dempingen av signalet er gitt ved dempningskoeffisienten α (Tabell 1). Med økt avstand fra senderenheten blir bølgeenergien stadig svakere, dette kommer som et resultat av flere faktorer: energispredning, dielektrisk absorpsjon og geometrisk spredning (Figur 6) (Plewes & Hubbard, 2001).



Figur 6: De forskjellige prosessene som demper signaletstyrken til EM-bølgene. Geometrisk spredning og "scattering" er begge spredninger av signalet (over areal) ved ulike metoder. Større forskjell i relativ permittivitet reflekterer mer energi dermed vil mindre energi videreføres nedover. Figur hentet fra Plewes & Hubbard (2001).

6.1.2.3.1 Energispredning (scattering)

Energispredning eller “scattering” skjer når EM-bølgene beveger seg ned i grunnen og treffer diskontinuiteter, blokker eller laggrenser. Når bølgene treffer noen av disse vil bølgene reflekteres, refrakteres eller diffrakteres avhengig av hva de traff og de elektriske og geometriske verdiene til dette stoffet. Ved alle disse hendelsene vil bølgens retning endres noe som resulterer i energispredning, som resultat av dette vil den energien i bevegelse nedover bli redusert (Plewes & Hubbard, 2001)

Når EM bølgene treffer laggrenser i grunnen som har en annen relativ permittivitet enn det laget bølgene kom fra vil noe av bølgeenergien reflekteres fra laggrensen mens resten av den vil bli refraktert nedover (Snell's lov). Energien som forsetter nedover gjennomgår en retningsendring som følge av refraksjonen, dermed spres energien ut via refraksjon. Graden av retningsendring blir bestemt av forskjellen i den relative permittiviteten mellom de to lagene (Plewes & Hubbard (2001) Mussett & Khan (2000)).

Diffraksjon skjer når EM-bølgene treffer diskontinuiteter eller blokker/objekter av diverse slag, Dette resulterer i at energien til denne bølgen spres ut i alle retninger og gir derfor sterk demping av signalet.

Når bølgeenergien spres i grunnen vil den reflekteres tilbake fra de ulike stedene bølgene ble refraktert til. Når refleksjonen som mottas kommer fra laggrenser og objekter av interesse som ligger under georadaren kalles dette ønsket signal. Dersom signalene som reflekteres tilbake kommer fra objekter som ikke er av interesse, blokker over bakken, høyspentledninger og lignende kalles de støy. For gode georadar data er det viktig at man har mye ønsket data i forhold til støy.

6.1.2.3.2 Dielektrisk absorpsjon

Ved dielektrisk absorpsjon vil grunnen ta opp den elektriske styrken til EM-bølgene, som følge av dette dempes signalstyrken. Graden av demping på grunn av dette blir bestemt av sedimentenes elektriske konduktivitet hvor sedimenter med høyere elektrisk konduktivitet vil ta opp en større del av bølgens elektriske ladning. Sedimenter med veldig lav konduktivitet vil derfor dempe signalet betydelig mindre enn sedimenter med høy konduktivitet (Plewes & Hubbard, 2001).

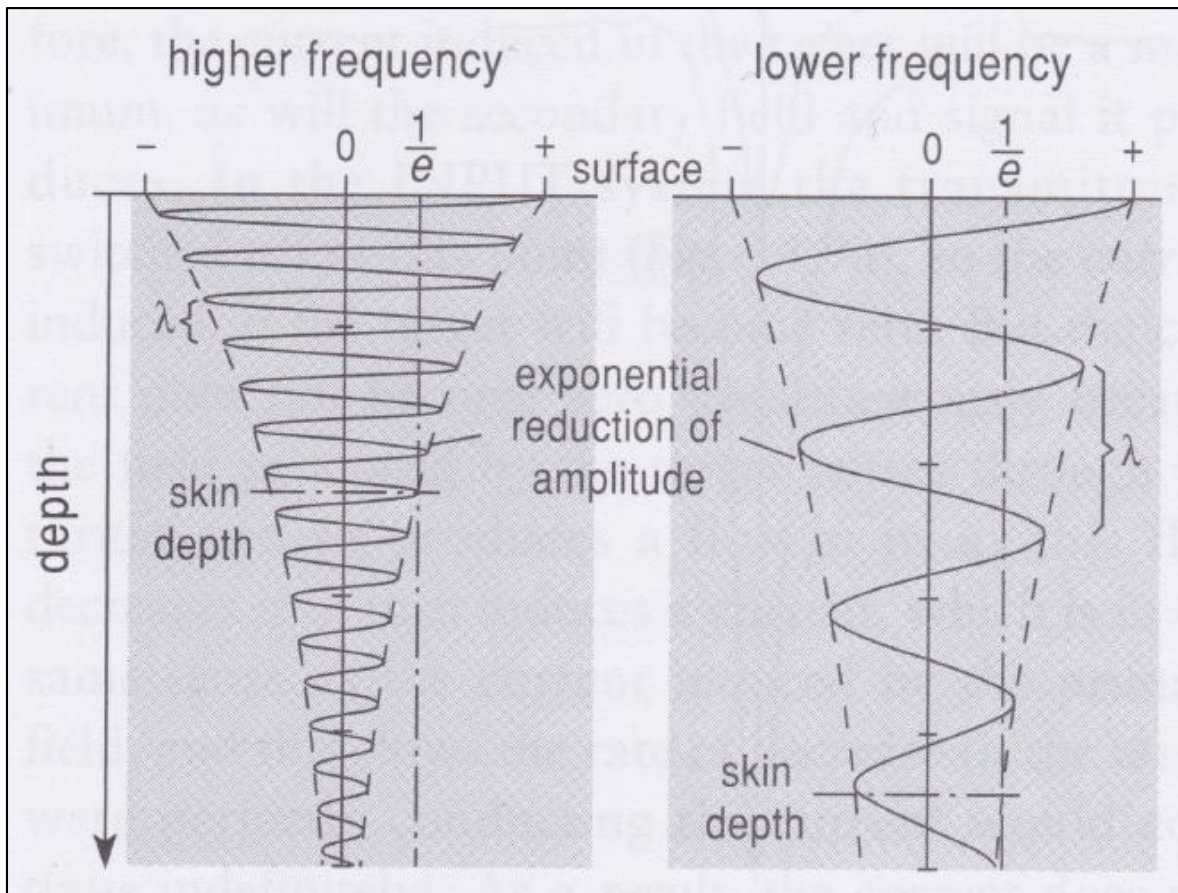
6.1.2.3.3 Geometrisk spredning

Senderenheten til en georadar sender EM-bølgene ut i samtlige retninger som følge av dette vil kun en brøkdel av den totale energien bevege seg i en gitt retning. Ettersom bølgene beveger seg stadig lengre vekk fra startpunktet vil det totale område energien spres ut økes. Tapet av energi ved denne spredningen kan måles med $1/r^2$ hvor r er gitt som avstanden fra kilden (Plewes & Hubbard (2001) Mussett & Khan (2000)).

6.1.2.4 Skinn dybde

Når EM-bølgene beveger seg ned i grunnen vil deler av energien bli absorbert som følge av konduktiviteten til vertstoffene. Absorpsjon av EM-bølger fører til en eksponentiell nedgang i amplituden. Vertsmateriale vil absorbere deler av bølge energien basert på materiales konduktivitet. Denne absorpsjonen skjer for hver bølgelengde og gjør at bølger med høyere frekvens absorberes raskere enn bølger med lav frekvens (Figur 7). Som resultat av dette vil bølger med lav frekvens ha betydelig større penetreringsdybde enn bølger med høy frekvens, men som forklart under vil oppløsning være bedre med høyere frekvens. Derfor er valg av antennefrekvens veldig viktig avhengig av hva man ønsker å finne ut (Plewes & Hubbard, 2001).

Amplituden avtar eksponentielt, bølgen vil derfor bevege seg uendelig fremover (med stadig mindre energi). Amplituden vil være 0 når all energi er reflektert, men som følge av at de elektro magnetiske bølgene har en eksponentiell nedgang i energi (på grunn av absorpsjon) vil amplituden derfor aldri bli 0. Dette kan derfor ikke benyttes som et mål for distanse (amplitude=0), istedenfor blir det derfor brukt skinn dybde som er avstanden fra kilden når amplituden har falt til ca. en tredjedel av det den var ved forrige måling eller $1/e$ ($e=2.718$ matematisk konstant for naturlige logaritmer) deretter $1/e^2 \dots 1/e^n$. Når n går mot uendelig går amplituden mot 0 (Plewes & Hubbard (2001) Mussett & Khan (2000)).



Figur 7: Høyere frekvens resulterer i høyere oppløsning, men det resulterer også i raskere demping av signalet som gjør at skindybden og penetreringsdybden er mye lavere, skindybden er der amplituden er ca. $\frac{1}{e}$ av det den startet som. Figuren er hentet fra Mussett & Khan (2000).

Skindybden (meter) er gitt ved: $500 \sqrt{\frac{1}{\sigma f}}$ (Mussett & Khan, 2000)

σ :konduktivitet

f : frekvens

6.1.2.5 Vertikal oppløsning

Oppløsningen til ett georadar profil blir bestemt av frekvensen til de elektromagnetiske bølgene.

$$f = \frac{v}{\lambda}$$

v : hastigheten til bølgen

λ : bølgelengden

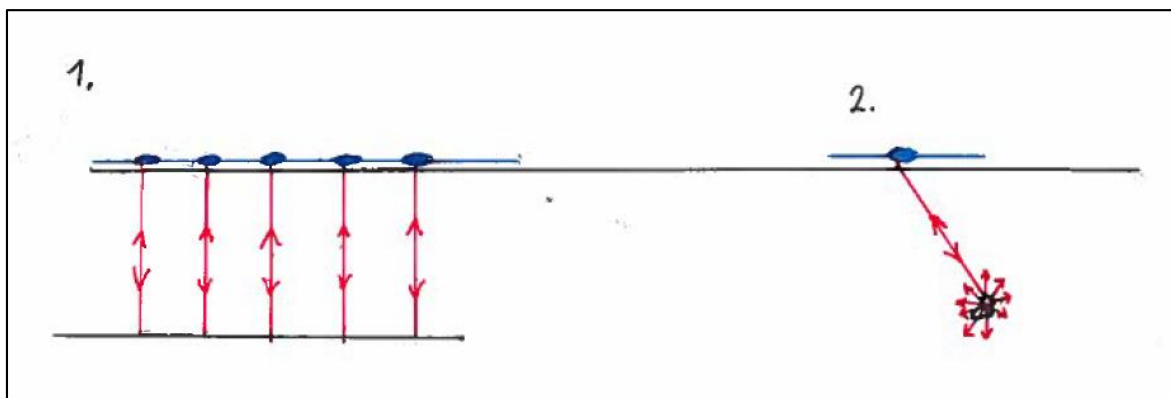
Med høy frekvens får vi derfor lav bølgelengden dette gir oss flere refleksjoner tett på hverandre. Når tykkelsen på en reflektor overskrider $\lambda/4$ vil den teoretisk kunne ses som en individuell reflektor, men som følge av radarbølgenes kompleksitet og vertmateriales respons på bølgene vil den vertikale oppløseligheten synke til $\lambda/3 - \lambda/2$ (Plewes & Hubbard, 2001). Dersom tykkelsen på en reflektor er større enn disse verdiene (teoretisk $\lambda/4$) kan den gjenkjennes som en individuell reflektor, altså vil både starten på reflektoren og slutten på laget synes. Reflektorer som er betydelig tynnere ($\lambda/20 - \lambda/30$) vil også kunne ses når bølgene reflekteres tilbake, her vil tykkelsen av reflektor ikke kunne bestemmes. Disse reflektorene vil ikke kunne ses som individuelle reflektorer, men vil heller kun gi refleksjon når bølgene treffer reflektoren og denne reflektoren samt underliggende lag/objekt vil registreres som det samme. Dette gjør at reflektorer og lagdelinger med kort avstand mellom kan registreres som to reflektorer av antenner med høy frekvens når de ville blitt registrert som én reflektor av en radar med lavere frekvens. Jo høyere frekvens desto tettere kan reflektorene være på hverandre og fortsatt bli registrert individuelt, men med høyere frekvens dempes også signalet fortere. Et objekts synlighet er bestemt av objektets størrelse, form, beliggenhet og forskjellen i de elektriske egenskapene til objektet og materiale rundt (Sheriff & Geldart (1995) Plewes & Hubbard (2001)).

6.1.3 Tolkning av georadar profiler

Når georadar profiler tolkes er det nødvendig å vite om de vanlige signalene og hvordan disse oppstår eller forskyves. Spesielt viktig for denne oppgaven er hyperbler da disse oppstår i usorterte avsetninger med noen større klaster (Tønnesen, 2004).

6.1.3.1 Hyperbler

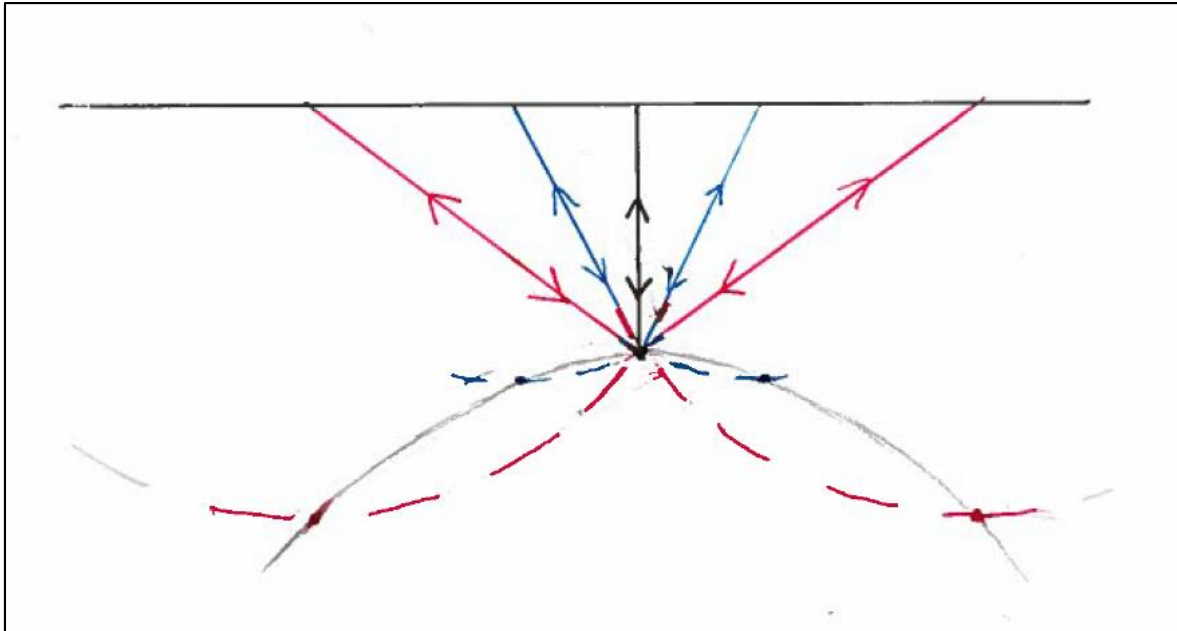
Diffraksjons hyperbler oppstår der EM-bølgene reflekteres av punktrefektorer og istedenfor flere punkter langs lagdelinger (Figur 8).



Figur 8: Punkt 1 viser flere refleksjoner langs en lagdeling, dette vil gi en kontinuerlig reflektor. Punkt 2 viser hvordan bølgene reflekteres fra en punktrefektor. Her vil bølgen reflekteres i alle retninger, kun den bølgen som reflekteres direkte tilbake vil registreres av mottakerantenna. Denne bølgen vil så registreres som om den kom fra en reflektor direkte under georadaren.

Punktrefektorene er som regel blokker eller andre gjenstander som måtte ligge i grunnen, disse er sterke reflektorer og er typiske å finne i profiler som viser skredmasser som involverer blokker (Tønnesen, 2004). Punktrefektorene reflekterer signalet i alle retninger hvilket gjør at senderenheten oppfatter reflektoren før radaren kommer fram til og etter den har passert over reflektoren (Mussett & Khan, 2000).

I radargrammet antas det at alle refleksjoner kommer fra reflektorer direkte under georadaren. Refleksjonen fra punktrefektorer vil ses som diffraksjons hyperbler hvor hyperbelens toppunkt vil være den eneste posisjonen på hyperbelen som representerer en reell reflektor (Figur 9). I denne oppgaven er diffraksjonshyperbler svært viktige da disse kommer som følge av diskontinuiteter eller blokker. Diffraksjonshyperbler er svært vanlig å finne i heterogene masser hvor det kan finnes klaster med størrelse 30 cm eller større (Sass & Krautblatter, 2006), eksempler på slike avsetninger er blant annet skredmaterialer og morene (Mussett & Khan, 2000).

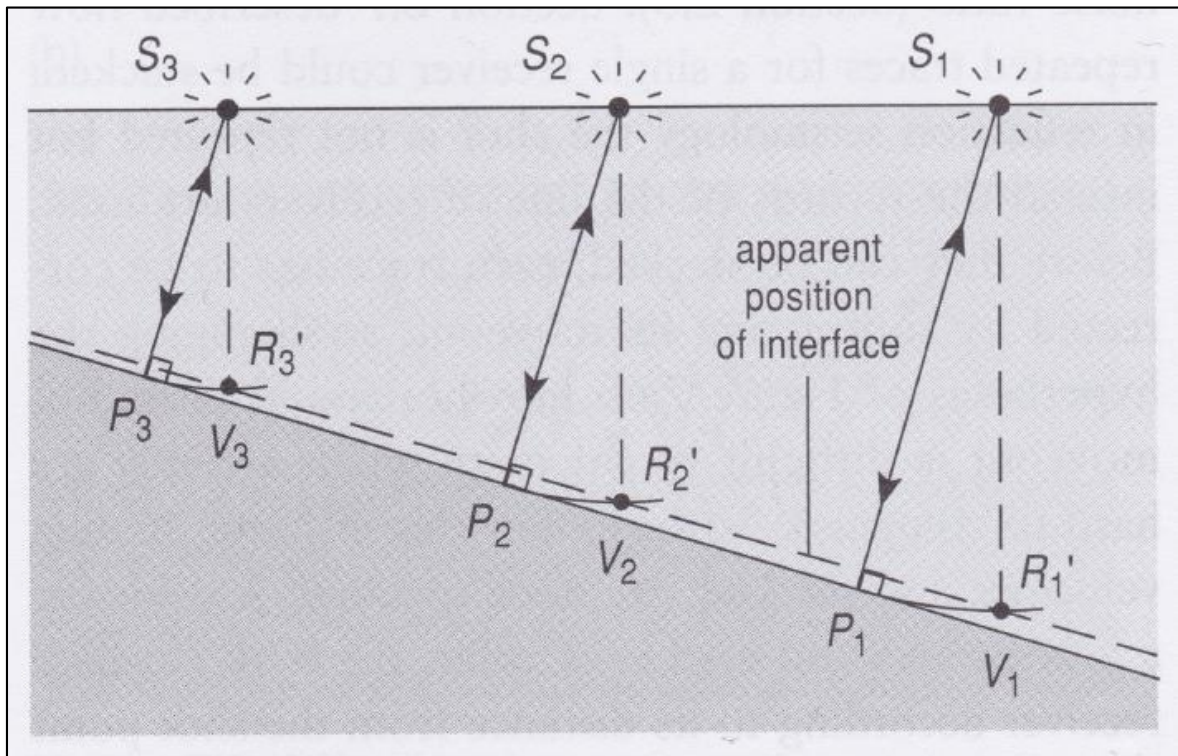


Figur 9: Siden refleksjoner alltid registreres til å være rett under georadaren vil punktrefleksorer danne diffraksjons hyperbler (grå buet linje). Hyperblene får sine "bein" fordi TWT til bølgene øker med avstand fra reflektoren. På en hyperbel vil kun toppunktet være registrert i korrekt posisjon.

6.1.3.2 Hellende reflektorer

Når reflekterte bølger mottas vil den korteste TWT registreres som om den ble reflektert fra direkte under. Dette vil kun stemme dersom reflektoren er horisontal, men ikke dersom reflektoren er hellende, om reflektoren er hellende vil den korteste TWT være vinkelrett på skråningen. Dersom dette er tilfelle vil den korteste TWT resultere i en forskyvning av skråningen i dataen som vil si at skråningen som blir registrert er grunnere og slakere enn den vil være i realiteten (Figur 10). Dette skjer fordi bølgene som sendes direkte ned reflekteres vekk fra mottakerantenna, mens bølgene som sendes vinkelrett på reflektoren reflekteres tilbake til mottakeren. Forskjellen i avstand til og helningen på den "fiktive" reflektoren bestemmes av den reelle helningen til reflektoren samt den reelle avstanden ned til reflektoren (Mussett & Khan, 2000).

En hellende reflektor vil bare kunne ses i radargrammet dersom profilet er langt nok. Refleksjoner fra hellende lag tas kun opp når signalet som sendes ut treffer vinkelrett på reflektoren. Hvorvidt en hellende reflektor registreres (og blir synlig i radargrammet) er derfor avhengig av reflektorens helningsgrad og dybden til reflektoren (Mussett & Khan, 2000).



Figur 10: Når en hellende reflektor er underliggende georadaren vil den registrere den raskeste TWT som rett under seg, derfor vil den registrerte helningen være både nærmere overflaten og holde en lavere helningsgrad enn den reelle. Figuren er hentet fra Plewes & Hubbard (2000)

6.1.3.3 Støy

Multipler (multiple reflections) dannes når en bølge på vei opp reflekteres ned igjen og dermed opp igjen for å bli registrert. Når dette skjer vil man kunne se den samme reflektoren to steder, først der den reelle reflektoren ligger, og deretter dobbelt så langt nede. Dette skjer fordi signalet som spretter ned og opp igjen dermed får TWT doblet. Multipler kan gjenkjennes ved at de befinner seg på dybden dobbel TWT i forhold til den reelle reflektoren og ved at den ser veldig lik ut men med brattere helninger (Mussett & Khan, 2000).

Direkte bølger er de første bølgene som registreres. Disse bølgene beveger direkte fra senderantennen til mottakerantennen enten gjennom luft eller gjennom grunnen. Direkte bølgene vil vise seg som sterke horisontale signaler helt øverst i radargrammet (Mussett & Khan, 2000).

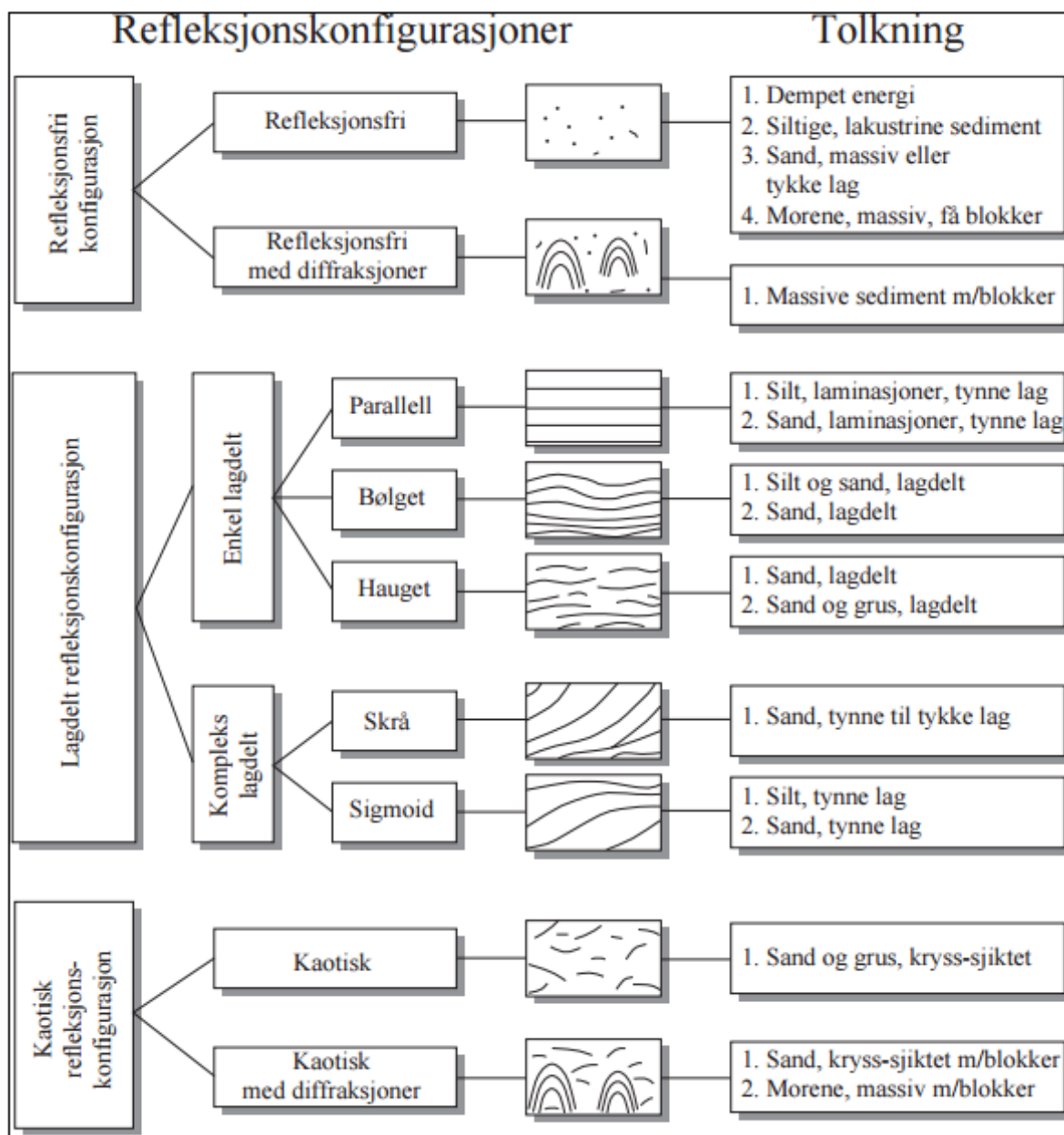
Støy kan være relatert til utstyr, eksterne reflektorer og eksterne sendere. Støy som følge av utstyr kalles instrument-generert støy og kan gjenkjennes som horisontale bånd i data som alltid oppstår ved samme tid i data (Mauring, et al., 1995).

Ekstern støy kan skyldes at georadaren sender ut EM-bølger i alle retninger, som betyr at objekter på overflaten (hus, trær, om noen går ved siden av georadaren osv.) vil gi refleksjoner tilbake. Siden dette er noe som ikke er av interesse klassifiseres dette som støy, objekter i grunnen som ikke er av interesse kan også klassifiseres som støy. Støy kan også komme som resultat av EM-bølger fra andre sendere som mobiltelefoner, GPS' er osv. (Mauring, et al., 1995).

6.1.3.4 Løsmasseavsetninger i georadar

Ulike avsetninger vil se forskjellig ut i radargrammet avhengig av størrelsen på klastene, orienteringen av disse og forskjellen i den relative permittiviteten. Skredavsetninger som det letes etter i denne oppgaven kan ses som kaotiske avsetninger med diffraksjonshyperbler fra punktreflektorene i avsetningene (Tønnesen, 2004). Skredavsetningene kan ligge som øverste laget om de er nylig avsatt eller være underliggende innsjøsedimenter dersom de er fra eldre skred. Morene materiale vil også gi kaotiske refleksjoner med hyperbler da også disse er svært usorterte avsetninger (Figur 11).

Innsjøsedimentene har generelt høy forskjell i relativ permittivitet fra vann da disse ofte er silt, særlig i dette tilfellet hvor innsjøen blir "matet" av isbreer. Deler av det finkornede sedimentlaget i innsjøen er sandstørrelse. Avsetningene vil kunne ses som en sterk reflektor med parallelle lag (Figur 11). En reflektor er ikke nødvendigvis et avsatt sedimentært lag. Lagdelingen i innsjøer med isdekke om vinteren kan være svært tynn (se avsnitt 6.3.1), dersom lagets mektighet er mindre enn den vertikale oppløsningen til georadaren vil ikke laget registreres individuelt.



Figur 11 Illustrasjoner av hvordan ulike avsetninger vil se ut i et georadar profil. Nederst viser den at kaotisk refleksjoner med diffraksjoner er morene, men dette kjennetegner også ulike typer skred avsetninger. Figur hentet fra Mairing, et al. (1995).

6.2 Skredtyper

Et skred er et naturfenomen hvor tyngdekraften er drivkraften når stein, løsmasser eller snø er i bevegelse ned en skråning. Massenes bevegelse kan skje i form av fall, glidning eller som en strøm av masser. De ulike skredprosessene kan også involvere ulike mengder vann. Det er ikke uvanlig at et skred er en kombinasjon av ulike skredtyper og flom.

Internasjonale faguttrykk viser ofte til hvilke type materiale skredet består av, utløsningsmekanismen, typen bevegelse og vanninnhold for å navngi skredet. Norges

Vassdrags og Energidirektorat (NVE) har kommet med en terminologi som er noe forenklet fra den internasjonale standarden som er tilpasset norske forhold og språk. I hovedsak er den norske terminologien basert på hvilken type materiale skredet består av Tabell 3 (NVE, 2011, 14).

Tabell 3: Norske skredtyper, navngitt etter materialtype. (NVE, 2011 14)

Fast Fjell	Løsmasser		Snø
	Grove	Fine	
Steinsprang	Jordskred		Snøskred
Steinskred	Flomskred	Kvikkleire-skred	Sørpeskred
Fjellskred			

Ved Anestølsvatnet er ikke alle skredtypene nevnt i Tabell 3 like aktuelle. Ettersom området ligger over marin grense kan for eksempel ikke kvikkleireskred oppstå. Fjellskred og sørpeskred er heller ikke sannsynlig å forekomme. Som nærmere forklart i kapittelet om skredfare rundt Anestølsvatnet (5.8), med bakgrunn av de tidligere undersøkelsene i området, er det mest aktuelt med jord-, flom- og snøskred i området. Steinsprang kan også forekomme.

6.2.1 Løsmasseskred

Alle typer masser som ligger oppå fast fjell betegnes som løsmasser. Stein, grus, sand, silt og leire, jordsmonn med mye organisk materiale som torv og myr og masser som er avsatt av mennesker er løsmasser. Utglidninger av løsmasser heter løsmasseskred. Løsmasseskred kan deles inn i tre hovedkategorier: jordskred, flomskred og kvikkleireskred (NVE, 2011, 14), der jord- og flomskred er mest aktuelt for området rundt Anestølsvatnet (se avsnitt 5.8).

6.2.1.1 *Jordskred*

Jordskred har en tendens til å starte med en plutselig utglidning av vannmettede løsmasser i skråninger med en brattere helning enn 25 grader (NVE, 2011, 14). Jordskred kan også gli ut etter et gradvis økende sig. Generelt må det være fire faktorer til stede for at jordskred skal bli utøst.

1. Helningen må være bratt nok
2. Det må være nok løsmasser i området
3. Stabiliteten i løsmassene må være liten
4. Det må være en utløsende faktor
(NVE, 2011, 16)

Utløpsdistansen til jordskred avhenger av utløsningsstedet, hvordan profilet er i terrenget skredet følger, volumet til skredet og vann-innholdet. Et gjennomsnittlig jordskred har en utløpsdistanse på mindre enn 500 m. Noen av de større jordskredene vil kunne nå lenger dersom de har et høyt vanninnhold, rundt 1 km (NVE, 2013). Informasjon om rekkevidden til skred blir brukt til å danne aktsomhetskart over skredutsatte områder. Aktsomhetskart med utløsningsområdet og rekkevidden til jord- og flomskred for Anestølsvatnet kan ses i Figur 5C.

Tettheten til vann er høyere enn luft, derfor øker friksjonsmotstanden til skredmassene når de treffer en vannflate. Skred som når ut i vannbassenger vil derfor bli bremsset opp tidligere enn skred som bare går på land. Dette gjelder ikke bare jordskred men også andre skredtyper. Det er derfor naturlig at skredavsetninger i vann ikke vil ha en utløpslengde langt ut i vannet, men vil holde seg langs kanten.

Jordskred i bratte terreng oppfører seg som kanaliserte og ikke-kanaliserte skred. Kanaliserte skred forekommer i tykke løsmasseavsetninger og ikke-kanaliserte skred forekommer i tynnere løsmassedekker. Kanaliserte jordskred starter ofte i et punkt eller i en mindre bruddsone. Videre skjærer skredet seg en kanal igjennom løsmassene som fungerer som en skredbane for senere skred. Etter at terrenget har flatet ut og hastigheten på skredmassene er redusert blir løsmassene avsatt i en tunge form/lobe. Når flere jordskred forekommer på samme plass over lengere tid blir det dannet en vifte i bunn av skredløpet. Løsmasseskred kan beholde en vifteformet struktur, også når avsatt under vann (Winsemann, et al., 2004). Ikke-kanaliserte skred løsner i et punkt eller bruddsone og deretter beveger seg nedover i en sone som kan

bli gradvis bredere (NVE, 2011, 14). I begge skredtypene blir de groveste massene avsatt nederst i en tungeformet rygg.

Det kan oppstå mindre jordskred i slakere terreng. Dette skjer ofte om våren når finkornet, vannmettet jord og leire kan gli oppå telen (NVE, 2011, 14). Dette forekommer også ofte på dyrket mark eller i terrasseformede skråninger som i tidligere innsjøavsetninger og morenerygger rundt et vann.

De karakteristiske trekkene til jordskred på land er godt kjent, blant annet omtalt i Blikra & Nemec (1998). Sedimentene fra jordskred kan ha en flytende overgang fra matriks til klast bårerne sedimenter (Blikra & Nemec, 1998). Matriksen er ofte sand og siltbasert. Stratigrafien har en inversgradering, med de største klastene på toppen. De store klastene er også ofte lagt i utløpsretningen til skredet (Blikra & Nemec, 1998). Skred med høy viskositet har ofte vide løber, mens skred med lavere viskositet, som inneholder mer vann, har flere løber og leveer. Tunger fra jordskred kan også være blokkrike (Blikra & Nemec, 1998). I vann kan man anta at noen av trekkene til skredmassene forblir de samme, men vannets egenskaper vil forårsake noen forskjeller. Når skred treffer vannbassenger vil de groveste sedimentene fra jordskred, som blokker og stein, vil bli avsatt først på grunn av friksjonsmotstanden vannet gir. Mindre klaster som silt og leire vil kunne bli avsatt lenger ut fra bredden enn de større klastene.

6.2.1.2 Flomskred

I flomskred blir løsmassene transportert hurtig, sammen med store mengder vann. Flomskred oppstår ofte langs elv og bekkeløp, raviner, gjel og skar der det ikke er vannføring hele året igjennom (NVE, 2011, 14). Trær, annen vegetasjon, større steinblokker og andre løsmasser langs skredløpet kan bli revet løs og transportert av vannmassene.

Løsmassene i skredet kan bli avsatt i rygger og leveer langs skredløpet og ofte i en stor vifte med flere løber der terrenget flater ut. På grunn av de store vannmengden vil de groveste massene bli avsatt ved viftens rot punkt og de mindre massene vil bli transportert ut enda lenger. Det høye innholdet av vann gjør at flomskred har en svært stor rekkevidde (NVE, 2011, 14). Rekkevidde til flomskred er ofte lengere enn

rekkevidden til jordskred. Et flomskred vil i prinsippet ikke stanse før helningen er 0° (NVE, 2013).

Sedimentene til flomskred er som regel klast båret grus og stein masser med lag av usortert/lagdelt sand. Skredmassene ligger ofte mellom leveer fra tidligere jordskred. Det kan også ligge sand på utsiden av elvene/kanalene. Kanalene massene er avsatt i er ofte smale, grunne og flettede kanaler. Kanaler kan bli fylt inn og det kan bli avsatt sedimenter på kantene av kanalene (Figur 12), (Blikra & Nemeč, 1998).

6.2.2 Snøskred

Det er i hovedsak to typer skred som forekommer i snødekte skråninger, snøskred og sørpeskred. Ved Anestølsvatnet er det mest aktuelt med snøskred (se avsnitt 5.8).

6.2.2.1 Snøskred

Snøskred kan deles inn i to underkategorier: løs snøskred og flakskred. I løssnøskred starter ofte skredet med en liten utgliding i bratte fjellsider. Startskredet river med seg mer og mer snø ettersom det beveger seg nedover og på den måten ender det opp med en slags pæreform (NVE, 2011, 14).

Flakskred oppstår når store deler av en snødekt fjellside løsner som et flak langs et glideplan. Et slikt glideplan kan være et svakt lag i snøen, et skille mellom to snølag med ulik fasthet og overgangen mot bakken. Flakskred kan involvere store mengder snø, opptil flere kilometer lange, og rekke ned til dalbunnen (NVE, 2011, 14).

Utløsningsområdet til snøskred ligger vanligvis mellom 30° og 60°. Hvis terrenget er brattere enn 60° glir snøen av før det rekker å bygge seg opp nok snø til et større snøskred. Fjellsider med en helning som ligger i le for vindretningen som vanligvis er nedbørsførende (som østvendte sider på Vestlandet, se avsnitt 5.7) er vanligvis mest utsatt for snøskred. Det går også skred i forsenkninger i terrenget som gjeld, skar og bekkedaler ettersom det bygges opp snømengder der (NVE, 2011, 18).

Rekkevidden til snøskred påvirkes av volumet til skredet og friksjon i skredbanen. Utløsningsvolumet er den største faktorene som påvirker utløplengden. Friksjonen i skredbanene avhenger av ruheten til terrenget og vegetasjons forholdene. Lengdeprofilen snøskredet følger og muligheten for meddriving av snø spiller også inn

(NVE, 2011, 18). Informasjon om rekkevidden til skred som nevnt i dette avsnittet blir brukt til å danne aktsomhetskart over skredutsatte områder. Aktsomhetskart med utløsningsområdet og rekkevidden til snøskred for Anestølsvatnet kan ses i Figur 5B.

Løsmasser avsatt fra snøskred er usorterte klaster, grushauger og organisk materiale som er tilfeldig fordelt i terrenget. Mellom klastene avsatt fra et snøskred kan hulrommet fylles opp med vannavsatte sedimenter, i hovedsak sand. Klaster kan være avsatt oppå vegetasjon og tidligere skredmasser ved at de smelter ned mot bakken. Grensene på utløpsdistansen kan være utydelig. Tidligere avsatte klaster kan ofte bli flyttet på og avsatt på nytt ved repeterende skredhendelser. I øvre del av avsetningene kan man se spor av blokker som har blitt dratt langs sedimenter (toolmarks). I bakkant og i forkant av store blokken kan man se haler med mindre sedimenter (debris horns og debris shadows, Figur 12), (Blikra & Nemec, 1998).

Større snøskred kan danne "plunge & pool" formasjoner. "Plunge & pool" formasjoner er nedsenkninger og rygger som oppstår som resultat av snøskred. Denne avsetningstypen er vanlig å finne i bratte fjellområder der snøskred kan opparbeide seg stor slagkraft nedstrøms. Som beskrevet i Smith, et al (1994) eroderes det nedsenkninger i tidligere avsatte sedimenter i dalbunnen, med rygger av diverse avsetninger nedstrøms for skredet. Ryggene er ofte flere meter høye. Disse avsetningene oppstår trolig når store snøskred i bratte heng treffer dalbunn eller terrasser med høy innslagskraft slik at dalbunn sedimentene eroderes og avsettes i rygger nedstrøms (Smith, et al., 1994).

Ryggene som blir avsatt består av større mengder sedimenter enn det som ble erodert under nedslaget. Avsetningene består av både finkorna sedimenter, blokker og organisk materiale. Ryggene må derfor bestå av både sedimenter fra innslags erosjonen, men også avsetninger fra snøskred. Avsetningen i disse ryggene kan trolig bestå av avsetninger fra flere snøskred som så har lagt seg over etter at "plunge & pool" skredet fant sted. Selv om avsetninger på slike rygger trolig skjer hvert år er det sannsynlig at eroderende skredene skjer mye sjeldnere da disse krever enormt høy energi (Smith, et al., 1994).

6.2.3 Skred i fast Fjell

Steinsprang og steinskred har sitt opphav i fast fjell (Tabell 3); det betyr at de starter i berggrunnen. I berggrunnen er det vanlig med sprekker og deformasjoner som kan resultere skred.

6.2.3.1 Steinsprang og steinskred

Begrepene Steinsprang og steinskred brukes når en eller flere steinblokker løsner og faller, spretter, ruller eller sklir nedover terrenget (NVE, 2011, 14). Et relativt lite skred av en eller noen få blokker med et volum på inntil noen hundre kubikkmeter (m^3) kalles et steinsprang. Et steinskred har et volum på noen hundre til flere tusen kubikkmeter (m^3), (NVE, 2011, 14).

Steinskred og steinsprang utløses ofte i terreng med en helningsvinkel på mer enn 40 grader (NVE, 2011, 14). I et steinskred blir blokkene ofte knust til mindre biter på veien ned skråningene. Blokkene og steinene i steinsprang har en tendens til å forbli intakte under fallet. Når mange steinsprang og steinskred har gått på samme plass over lengre tid blir det dannes en ur. En slik ur kan ofte bli omtalt i litteraturen som en skredvifte, talus vifte eller en colluvial vifte (Blikra & Nemec, 1998). Skredvifter er vanligvis kjegleformet og har de groveste steinmaterialene ved foten av viften.

Sedimentene til skredviftene består av klaster med en størrelse fra sand til blokker. Viftesedimentene har en normalgradering, altså de minste sedimentene på toppen og gradvis grovere ned i sedimentene og i selve viften. Massene er som regel klast båret der mellomrommet imellom klastene kan være hule eller fylte med sedimenter (Figur 12). Sedimentene er umodne i den forstand at de sjeldent er avrundet i kantene fra forvitring. De ulike skredhendelsene i viftene kan ha ulik utløpsdistanse avhengig av hvor høyt de har falt fra (Blikra & Nemec, 1998). Det som er beskrevet ovenfor er mest karakteristisk for skredavsetninger på land, når steinskred treffer vannflater kan det antas at de oppfører seg annerledes. Under vann gir steinskred kjegleformede avsetninger som legger seg på bunnen av innsjøer og fjorder (NVE, 2011, 15).

SEDIMENTARY FEATURES	DEPOSITIONAL PROCESSES						
	rockfall/debrisfall		debrisflow		snowflow		waterflow
TYPE/GEOMETRY OF DEPOSITS							
three-dimensional view	<p>Lobate or "patchy" accumulations of debris; scattered large "outrunners"</p>		<p>High-viscosity debrisflow</p>		<p>Low-viscosity/watery debrisflow</p>		<p>Narrow, gully-type channels; or shallow channels with braid-bars</p>
vertical cross-section							
TEXTURE AND STRUCTURE	<p>Highly immature debris; mainly angular clasts</p> <p>Boulder to sand size grade.</p> <p>Clast-supported and commonly openwork, with pebbly to sandy infill at the top. Deposits often infilled with waterlain sand and/or redeposited soil material.</p>		<p>Matrix-rich to clast-supported. Sandy/muddy matrix. Common "coarse-tail" inverse grading and outsized cobbles or boulders.</p>		<p>Unsorted, scattered clasts and gravel "patches" infilled with waterlain sand or pebbly sand. The sand in large interstices shows stratification, but is massive, very fine/silty and possibly shell-bearing in submarine deposits.</p>		<p>Clast-supported, pebbly to cobbly gravel interlayered with poorly sorted/stratified sand. Matrix-supported gravel occurs as debrisflow remnants.</p>
CLAST FABRIC	<p>Boulders and large cobbles often show "rolling" fabric, $a(t)$ or $a(t)b(i)$, when emplaced frontally in isolation. Many large clasts upslope show "sliding" fabric $a(p)$, but a disorderly "adjustment" fabric predominates; "shear" fabric $a(p)$ often typifies the avalanche's overriding tail, when evolved into a grainflow.</p>		<p>Large clasts mainly aligned downflow, $a(p)$ or $a(p)a(i)$, but showing $a(t)$ orientation along the lobe front.</p>		<p>Mainly disorderly (chaotic "melt-out" fabric). Boulders and cobbles deposited from turbulent snowflows may have "rolling" fabric $a(t)$, but the scattered debris is vulnerable to rotation by subsequent avalanches. Dense snowflows and slushflows may create "shear" fabric $a(p)$, but this loses order during the melt-out.</p>		<p>Common tractional fabric; poorly developed in gullies due to clast pivoting and adjustment to banks. Many large clasts are rotated <i>in situ</i> to $a(p)$ position by less competent waterflow.</p>
DEBRIS SOURCE	<p>Weathered bedrock.</p> <p>Glacial till and valley-side kame terraces.</p>		<p>Glacial till, kame terraces and upper-slope colluvium.</p>		<p>Glacial till and upper-slope colluvium, including fresh bedrock. Common slope-soil erosion.</p>		<p>Upper-slope colluvium and glacial till.</p>

Figur 12: En oppsummering av avsetningsprosessene og lagdelingen av skredvifter med spesiell tanke på etter istids sedimentering i vest Norge. (Blikra & Nemec, 1998) I hovedteksten blir "rockfall" beskrevet som stein og fjellskred, "debris flow" som jordskred, "snow flow" som snøskred og "water flow" som flomskred.

6.2.4 Skredavsetninger i et georadar profil

Skredavsetninger som involverer blokker vil gi kaotiske signaler siden blokkene vil fungere som punktreflekterer og diffraktere signalet videre nedover (Tønnesen, 2004) (se avsnitt 6.1.3.1).

Jordskred avsetninger vil kunne ses med ujevn overflate i radargrammet. De indre refleksjonene fra avsetningene er ofte kaotiske, men med stedvis orienterte lag som kan være alt fra flate til bratt hellende (Barnhardt, et al., 2004). Det er også trolig at det stedvis vil kunne ses hyperbler som resultat av blokker som blir dratt med skredene. Hyperbler ble ikke funnet i Barnhardt, et al. (2004), men avsetningene som gikk i skred i Lake Michigan var svært annerledes fra de som går i skred i Anestølsvatnet. Morene avsetninger vil trolig se relativt like ut ettersom også disse er usorterte og blokkrike (Barnhardt, et al., 2004).

I intervju med lokal befolkning gjort av Halvorsen, et al. (1996) ble det fortalt om snøskred på vestsiden av dalen ved Anestølen (se avsnitt 5.8). Avsetningene på vestsiden av dalen viser seg som ur, siden snøskred drar med seg disse avsetningene er det trolig at snøskredavsetningene gjenspeiles dette i radargrammet ved at avsetningene da vil kunne ses med blanding av blokker og finere sediment. Snøskredavsetninger vil kunne ses som svært kaotisk orientert, med mange hyperbler. Det er mulig at avsetningene stedvis vil kunne ses som topper (står nærmere forklart i avsnitt 6.2.2.1) da også med kaotisk orientering og hyperbler.

Georadar er ikke en vanlig metode til kartlegging av skredavsetninger, og det finnes relativt få studier som ser på skredavsetninger i innsjøer. Som følge av dette ble det funnet få studier som var relevante for oppgaven særlig med tanke på snøskredavsetninger.

6.3 Innsjøer

På global basis er de fleste innsjøer et resultat av platetektonikk, men i Norge og for Anestølsvatnet er de et resultat av erosjon (Nichols, 2009). Erosjonskraften kan ikke bare være vann, ettersom elver alltid vil følge den bratteste helningen. Isbreer kan derimot grave seg ned i daler og fjellsider. Så lenge overflaten på isbreen har en helning som peker nedover kan isbre bunnene grave seg ned og opp og lage fordypninger i dalbunnen. Når isbreene trekker seg tilbake kan fordypningene fylle seg med vann og danne innsjøer. Isbreer kan også danne innsjøer ved å demme opp daler med

sedimenter i form av en endemorene (Nichols, 2009). Anestølsvatnet er antagelig en kombinasjon av disse to prosessene. Tiden før slike oppdemte innsjøer tappes ut er vanligvis kort, slik som hendelsesforløpet til Anestølsvatnet (se avsnitt 5.4).

6.3.1 Innsjøsedimenter

Innsjøer er relativt statiske vannmasser, altså det er lite bevegelse i dem. Det er ingen tidevannsprosesser som driver strømmer eller havsirkulasjonsstrømmer. Det blir dannet bølger når vind blåser på overflaten av vannet, men på grunn av det lille overflatearealet til innsjøer forblir bølgene små. Vind-drevne overflatestrømmer kan nå hastigheter opp mot 30 cm s^{-1} , spesielt i daler hvor vinden blir samlet av topografien (Nichols, 2009). Disse vindene er likevel for svake til å forstyrre eller flytte på noe annet enn leire, silt og fin sand i sedimentene i vannet. Bølgene og vindene har liten effekt på de dypere vannmassene i innsjøer, dermed blir forholdene på innsjøbunnen lite turbulent. Mangelen på bevegelse i vannmassen til innsjøer gjør at små kornstørrelser (silt og leire) som er suspendert i vannet kan avsettes i horisontale lag på innsjøbunnen (Nichols, 2009).

Der det er årlig smeltevann fra snø om våren og islagte vannoverflater om vinteren, oppstår det en klar stratifikasjon på grunn av sesongvariasjonene. Om våren vil det komme en strøm av sediment-rikt kaldt vann som vil legge seg på innsjøbunnen. Om sommeren vil organisk produktivitet øke og det vil bli avsatt sedimenter med høyt organisk innhold. Det blir vekselvis mørke, organisk-rike lag, fra sommer månedene og lyse klast-rike (silt) lag fra vårene. Isen om vinteren forårsaker at tilførselen av nye sedimenter bremses kraftig opp. Isen gjør også vannet mindre turbulent, som gjør at fine partikler i suspensjon kan bli avsatt, det er likevel ikke betydelige avsetninger i innsjøen når den er islagt på grunn av mangel på tilførsel av nye sedimenter (Nichols, 2009). Denne typen sedimentstrukturer heter varv og kan forventes i Anestølsvatnet.

Der elver renner inn i innsjøer blir hastigheten til vannet drastisk redusert. Hastighetsreduksjonen gjør at deltaer oppstår som en følge av at vannet ikke lenger klarer å bære større klaster (Nichols, 2009). I Anestølsvatnet stammer mesteparten av materiale i elvene fra isbreerosjon, altså vil materiale være delvis finkornet, silt og leire, men det er også noe sand og fin grus i sedimentene.

6.3.2 Innsjøsedimenter i et georadar profil

Sedimentasjonen i Anestølsvatnet består av silt/leire fra nærliggende breer og sand (Andreassen & Lie-Andreassen, 1997). Over tid vil sedimentene avsatt danne tykke lag, siden materiale som danner disse lagene også har stor forskjell i relativ permittivitet fra ferskvann vil disse lagene gi sterke refleksjoner. Dersom lagene stedvis er særdeles tykke vil de også dempe store deler av det elektromagnetiske signalet. Signalet vil dempes kraftig av disse lagene ettersom den elektriske konduktiviteten (σ) til silt og leire er relativt høy. Lag med innsjø sedimenter vil derfor kunne ses som sterke parallelle reflektorer, muligens med sterkt dempet signal under dersom sedimentlaget er tykt.

7 Metodebeskrivelse

7.1 Feltarbeid

Feltarbeidet er gjort delvis av Stein Bondevik, professor ved HiSF, og Ronny Løland, student den gang, jobber nå ved NVE i Førde på hydrologisk avdeling (profil 0084-0094). Resterende georadar profil er innsamlet i forbindelse med denne bacheloroppgaven. Feltarbeidet av studentene ble utført i Mars 2016 på det isbelagte Anestølsvatnet, mens Bondevik og Løland samlet inn data i januar 2013.

7.1.1 Georadar i felt

Georadar profilene ble samlet inn med et georadar system fra "Malå" bestående av "ProEX Control Unit" og "XV monitor" og RTA (Rough Terrain Antenna) antenner på både 100MHz og 50MHz. Oppsett av utstyret er vist i Figur 13. Det ble også benyttet en håndholdt Garmin GPS eTrex Legend HCx samt en GPS koblet til georadar monitoren via USB inngang. Innstillingen brukt under innsamlingen av data i mars 2016 står i Tabell 4.

Tabell 4: Innstillingene til georadaren under feltarbeid i mars 2016.

Innstilling	Verdi 50 MHz antenne	Verdi 100 MHz antenne
Acquisition mode	Time Triggering	Time Triggering
Avstand mellom målinger	Ca. 15 cm	Ca. 30 cm
Samplingsintervallet	500 MHz	1000 MHz
Maksimalt tidsvindu	Ca. 2400 ns	Ca. 1350 ns
Antall stacks per måling	8	8



Figur 13: Oppsetting av georadar systemet fra "Malå" bestående av "ProEX Control Unit" og "XV monitor" og RTA.

Under feltarbeidet ble georadaren dratt langs bakken etter en person, denne personen bar sekken med batteriene og kontrollenheten samt monitoren hvor 2D profilet vises i sanntid (Figur 14). Når georadaren var på, holdt den andre personen seg direkte ved siden av den som dro georadaren for å forhindre støy i data. GPS'en koblet til monitoren tok kontinuerlig målinger slik at profilene enkelt kunne plottes inn i

kartet. Siden det tidligere hadde vært problemer med denne GPS 'en, at den har sluttet å fungere under innsamlingen av data ble det benyttet en håndholdt GPS hvor det ble tatt start og slutt punkt for alle profilene.



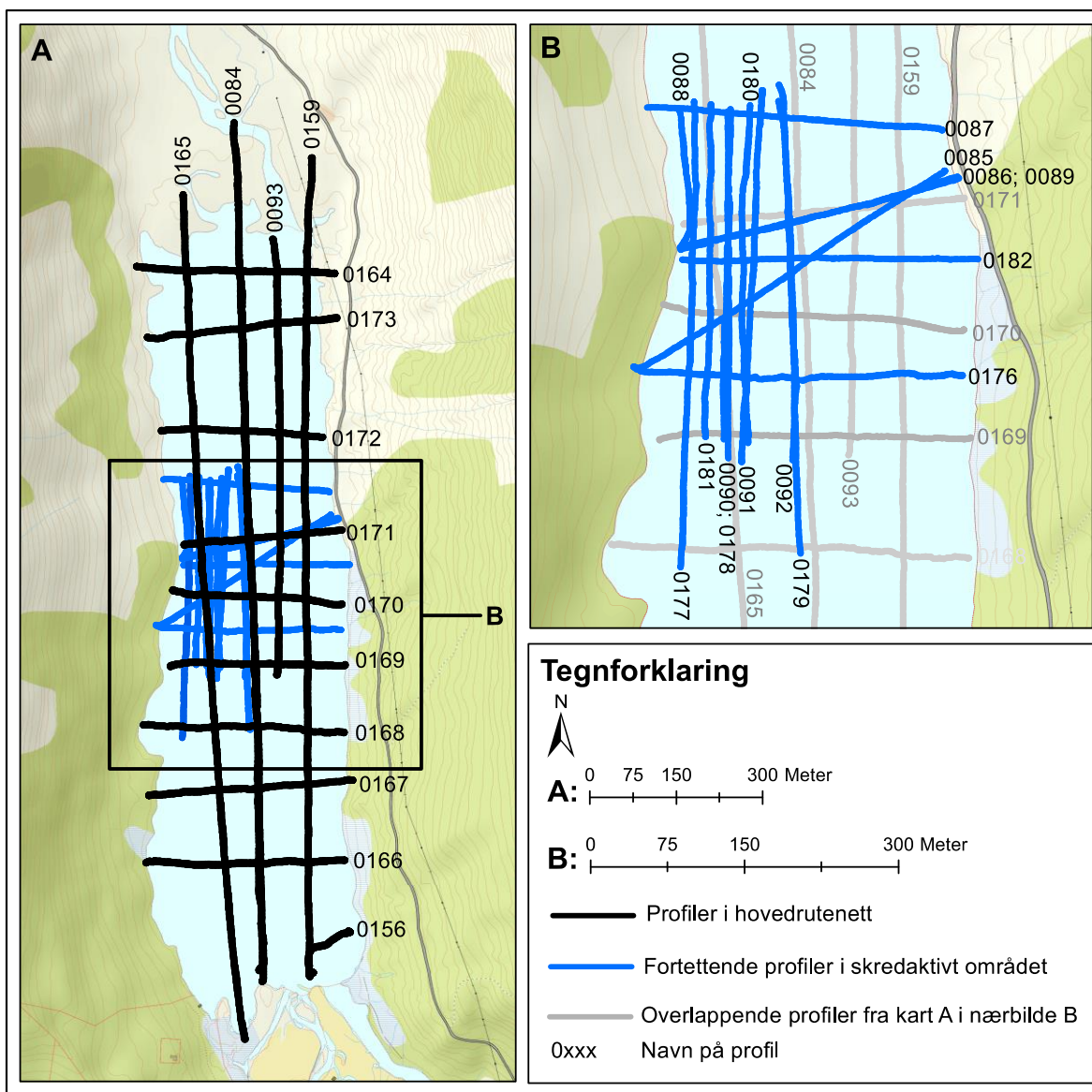
Figur 14: Fotografi fra feltarbeidet i Mars 2016. Antennen blir dratt bak en person på ski med kontrollenhet-sekken på ryggen. Foto: Simen Norheim

Før feltarbeidet ble det lagret start og slutt punkt på profilene på GPS 'en for å være mer presis i innsamlingen. Under feltarbeidet var det aldri noen problemer med GPS 'en koblet til monitoren, så det ble kun benyttet GPS punktene fra GPS 'en koblet til monitoren. Under feltarbeidet ble GPS punktene tatt på forhånd benyttet for større presisjon i avstand mellom profilene. Det er noen avvik i profilene i forhold til GPS punktene ettersom mange av profilene ble gått noe skjevt i forhold til de forhånds bestemte start og slutt punktene. Navn på de ulike profilene og hvor de ligger på vannet er vist i Figur 15. Profil 0084-0094 var tidligere gått av Stein Bondevik, mens profil 0156-0182 er samlet inn for denne rapporten.

Det ble benyttet både 50 og 100 MHz antenner til kartleggingen av innsjøen. 100 MHz antenne ble anvendt for detaljert kartlegging av innsjøbunnen, mens 50 MHz antennen ble anvendt i et forsøk på å finne grunnfjell reflektoren. Når dataen senere ble prosessert viste det seg at det ikke ble funnet en pålitelig grunnfjell reflektor.

Signalene fra både 100 og 50 MHz antennene ble dempet så kraftig at ingen refleksjoner kunne ses svært langt under innsjøbunnen innsjøsedimentene.

7.1.2 Gjennomføring



Figur 15: Oversiktskart over profilnummer og lokasjonene til georadar profilene brukt i denne rapporten.

Siden georadaren benytter seg av veldig energikrevende EM-bølger kan det bli problematisk å utføre feltarbeid over lengre tid uten tilgang til strøm. Da det på forhånd ble regnet med lange dager i felt ble det tatt med reserve batterier begge dagene, disse ble kun benyttet den første dagen.

Feltarbeidet ble gjort på ski på isbelagt vann, dette betyr at profilene ble gått på helt flate strekninger (Figur 16) (med unntak av start og slutt på profilene som var langs

vannkantene). Siden strekningene var helt flate langs majoriteten av profilene ble det unngått, i stor grad, forskyvning av de reflekterte signalene som følge av å ha gått i bakker. Det ble også tatt måling av istykkelsen i et punkt slik at det var mulig å vite om isen gir refleksjon som kan ses i profilet.



Figur 16: Overblikksbilde og demonstrasjonsbilde av de flate og rette strekningene profilene er gått. Foto: Simen Norheim

Hensikten med oppgaven er å kartlegge skredavsetninger og bunntopografien i vannet. For å kunne kartlegge dette best mulig ble det gått profiler i ett rutemønster langs hele vannet (Figur 17). Profilene ble gått "sikksakk" slik at datainnsamlingen skulle være mest effektiv tidsmessig. Dette ble senere korrigert i Reflex2DQuick ved hjelp av funksjonen XflipProfile.

To dager ble brukt i felt, den første til å danne rutenettet med profiler, mens den andre dagen ble brukt til å gå profiler langs de områdene der radargrammene fra dag 1 viste sannsynlighet for skredavsetninger.



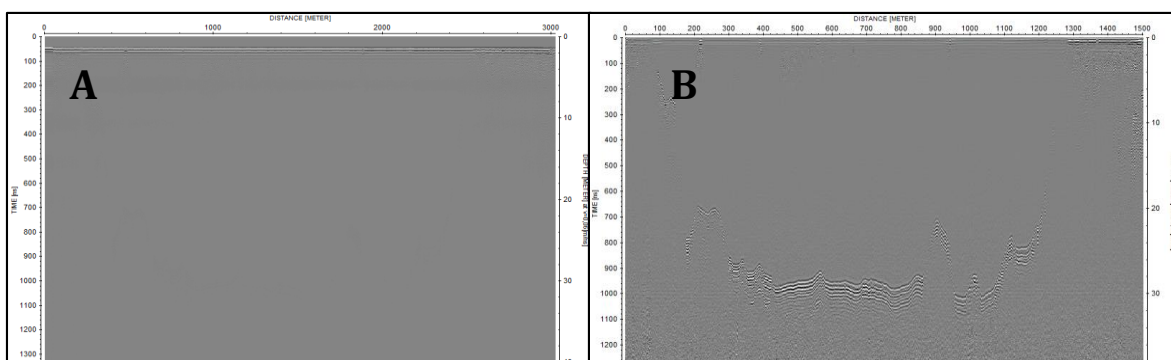
Figur 17: Rutemønsteret benyttet for mest effektiv kartlegging av innsjøbunnen, på grunn av flatt lys den andre dagen var det noe vanskelig å se.

7.2 Georadarprosessering / Reflex2Dquick

Data innsamlet med en Måla georadar blir lagret i .dat filer som videre prosesseres i programmet Reflex2DQuick. Her kan man se profilene i 2D slik at strukturer og lagdelinger i grunnen blir synlig. Før prosessering er signalene ofte for svake eller bak for mye støy til å kunne leses troverdig av (Figur 18A). Derfor ble det benyttet følgende funksjoner (Tabell 5) for å få det prosesserte resultatet (Figur 18B):

Tabell 5: Innstillinger brukt i prosesseringen av georadar profilene.

Reflex2DQuick "Geometry Processing" innstillinger		
Antenne	50 MHz	100 MHz
Static correction	Automatic	Automatic
Subtract mean (dewow)	30 ns	15 ns
Time cut	1500 ns	-
Gain (lineard and exponential)	0,18 – 0,24	0,22 – 0,30
Bandpass butterworth	Lower cutoff: 12,5	Lower cutoff: 25
	Upper cutoff: 200	Upper cutoff: 400
Background removal	On	On
Plot scale	0,0625	0,0625
XFlipProfile	(used on some)	(used on some)



Figur 18: Bilde A viser et georadar profil før prosessering. Bilde B viser samme profil som bilde A, men etter det er ferdig prosessert i "Geometry Processing" menyen.

7.2.1 *Static correction*

Static correction er en funksjon som endrer hva som blir registrert som det første signalet. Y-aksen er målt i tid (ns), det er denne tiden som endres ved "static correction", slik at signalet i dataen starter på 0 ns. Det kan korrigeres for ankomsttidspunktet på to måter ved denne funksjonen. "Read starttime" som er aktiv korrigerer hvor det vil korrigeres for den tiden brukeren setter inn som "start time". Det kan også benyttes "automatic" som gir muligheten til å automatisk finne det første signifikante signalet og korrigerer start posisjonen til y-aksen ut ifra denne, i denne oppgaven ble det utelukkende benyttet «Automatic» (Sandmeier, 2014).

7.2.2 *Subtract mean (dewow)*

Denne funksjonen regner ut en løpende gjennomsnitts verdi som for alle målte verdier på hvert "trace number". Denne trekkes så fra, noe som vil fjerne lavfrekvent støy fra dataene. For denne funksjonen må det også settes tidsvinduet hvor gjennomsnittsverdiene skal regnes ut (Sandmeier, 2014).

7.2.3 *Gain*

Gain styrker signalet over tid både lineært og eksponentielt. Denne styrkingen av signalet kan brukes til å motvirke demping av signalet som resultat av f.eks. geometrisk spredning eller absorpsjon av elektriske ledere i grunnen (Sandmeier, 2014).

7.2.4 *Bandpass butterworth*

Ved å sette "Lower/Upper - cutoff frequency" kan det fjernes støy som holder visse frekvenser. All støy/data som ligger i frekvensene som er under "lower cutoff frequency" eller over "higher cutoff frequency" blir satt til verdi 0 og effektivt fjernet fra de prosesserte dataene (Tabell 5), (Sandmeier, 2014).

7.2.5 *Background removal*

Dette filteret fjerner gjennomsnittet for alle målinger. Det vil resultere i at konstant bakgrunns støy blir fjernet og som et resultat vil det være mulighet for at signaler tidligere skjult av denne støyen kommer fram. Dette filteret kan også fjerne sammenhengene horisontal energi. Dette filteret kan resultere i å danne ikke eksisterende signaler, så det burde kun benyttes til overflate nære signaler (Sandmeier, 2014).

7.2.6 XFlipProfile

Funksjon som snur profilet i x retning. Kan være nyttig å anvende dersom data har blitt samlet inn uten omtanke til profils beliggenhet og retning, disse profilene kan da snus i prosesseringen (Sandmeier, 2014). Når alle profilene er orientert i samme retning er det lettere å orientere seg i dem og sammenligne georadar profilene.

7.2.7 Pick

Pick funksjonen brukes til å kartlegge reflektorer f.eks. laggrenser. Dersom det er flere lag i modellen kan pick funksjonen benyttes til å kartlegge hvor laggrensene går slik at en flerlags modell med forskjellige hastigheter i de forskjellige lagene er kan konstrueres. Det kan benyttes automatisk og manuell "picking", men for profilene i denne oppgaven ble det for det kun benyttet manuell picking. "Pick" funksjonen ble benyttet til å kartlegge innsjøbunnen for dannelse av batymetrisk kart. Til dette ble det benyttet "phase follower" der horisontale refleksjoner tillot det, og "continuous picking" der phase follower ikke fungerte grunnet avbrutte sedimentlag. Etter tolkning ble picking benyttet til å kartlegge innsjøen for skredavsetninger og innsjøsedimenter.

7.3 Kart og GIS

Alle kartbladene i denne rapporten er blitt laget i ArcMap, versjon 10.2.2, i ArcGIS sitt programsystem. Som bakgrunns kart har det blir brukt norgeskart sine "Web Map Service" (WMS) tjenester (NVE, 2016b). WMS tjenestene til NVE har blitt brukt til å lage berggrunns-, løsmasse-, skredfare- og tidligere skredhendelseskart.

Hoveddelen av kartene er laget med kartprojeksjonen ETRS 1989 UTM Zone 32N. Programmet brukt til geoprosessering (Refex2DQuick) og georadaren bruker kartprojeksjonen WGS 1984 så kart med data fra disse kildene har blitt behandlet i ArcMap med denne projeksjonen.

GPS punkter fra georadaren har blitt lagt inn i ArcMap for å visualisere hvor profilene ligger på vannflaten. Georefererte satellitt bilder (Ortofoto) er blitt satt in for bedre visualisering av området (Statens kartverk, 2010). GPS punkter for borekjerneloggene fra Halvorsen et al. (1996) og Andreassen & Lie-Andreassen (1997) har også blitt lagt inn i ArcMap.

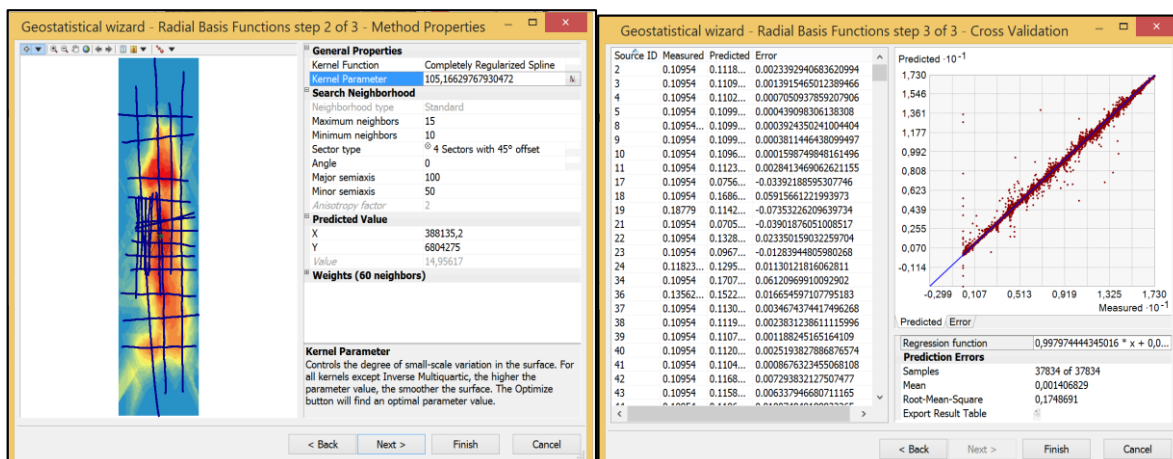
7.3.1 Batymetrisk kart

Det batymetriske kartet (blir presentert i avsnitt 8), er resultatet av feltarbeidet, georadar-prosesseringen og kartbehandlingen satt sammen. Georadar profilene ble prosessert og behandlet med "pick" funksjonen (se avsnitt 7.2.7) i Reflex2DQuick. Bunnreflektoren på profilene ble markert, deretter ble X- og Y-koordinatene og dybden til hvert "tracenummer" eksportert til ArcMap og dybdebålingene ble brukt til å lage det batymetriske kartet. I ArcMap blir dybdemålingen fra georadaren brukt til å regne ut dybdemålinger i et rutenett over hele innsjøbunnen.

Ettersom vannet har en avlang form, som resultat av dalføre det ligger i, er det blitt valgt å verdsette ulike dybdemålinger forskjellig i interpoleringen. Det er mer sannsynlig at dybden i et punkt er likere dybden til neste punkt i en nord-sør retning enn i øst-vest retning. Dybden på vannet øker mer ned mot innsjøbunnen fra langsiden i vannet, enn det gjør langs bredden på vannet. Som følge av formen på dalen vil de batymetriske isobarene følge parallelt med innsjøbredden i en nord-sør retning. For at dannelsen av det batymetriske kartet skal kunne ta hensyn til omliggende topografi er det satt noen parametere i prosesseringen.

Det er blitt benyttet "Radial Basis Function" med fire sektorer med 45 graders rotering (Figur 19 viser parameterne kartet er regnet ut ifra). Den lengste akse ble satt til 100 m med en nord sør orientering. Den korteste akse ble satt til 50 m og orientert i øst-vest retning. Det betyr at når en punktverdi i rutenettet skal beregnes, blir punkter 100 m unna det punktet som skal beregnes i nord sør retning verdsatt like mye som et punkt 50 m unna det punktet som skal beregnes i øst- vest retning. En 100 m lang akse i nord-sør retning ble bestemt på bakgrunn av at profilene hovedsakelig er plassert omtrent 100 m fra hverandre. På den måten får da de utregnede dybdemålingen datainput fra minst to profiler i nord-sør retning.

”Kernel” funksjonen som ble brukt var ”completely regularized spline” hvor ”kernel” parametere ble automatisk generert. I alle punktene hvor profilene krysser hverandre, men har noe ulik dybde (se avsnitt 9.2.1 for hvorfor dybden er ulik) ble det brukt en gjennomsnittsverdi av de to dybdene.



Figur 19: De to prosesseringsvinduerne er fra utregningen av det batymetriske kartet. Bildet til venstre viser innstillingene kartet er blitt utregnet fra og bildet til høyre viser erroren i utregningsverdiene.

For å se hvor troverdig verdiene i det utregnede kartet er, kan man trekke fra en teoretisk verdi fra en målt verdi og se på differansen. Her blir de utregnede verdiene brukt til å regne ut hva de målte verdiene ville ha vært dersom de ble regnet ut basert på resten av kartet. Hvis den målte dybden i et punkt var 4,6 m og de utregnede verdiene rundt det målte punktet ble brukt til å regne ut en teoretisk verdi på 4,5 m der det målte punktet ligger kan man regne ut differansen. $4,6 - 4,5 = 0,1$ altså var feilmarginen på 0,1 m. Dette har blitt gjort for alle de målte verdiene i datasettet brukt til å lage det batymetriske kartet. Den totale feilmarginen og en grafisk fordeling av disse er vist i Figur 19. Den gjennomsnittlige erroren i det benyttede datasettet er 0,0014 m.

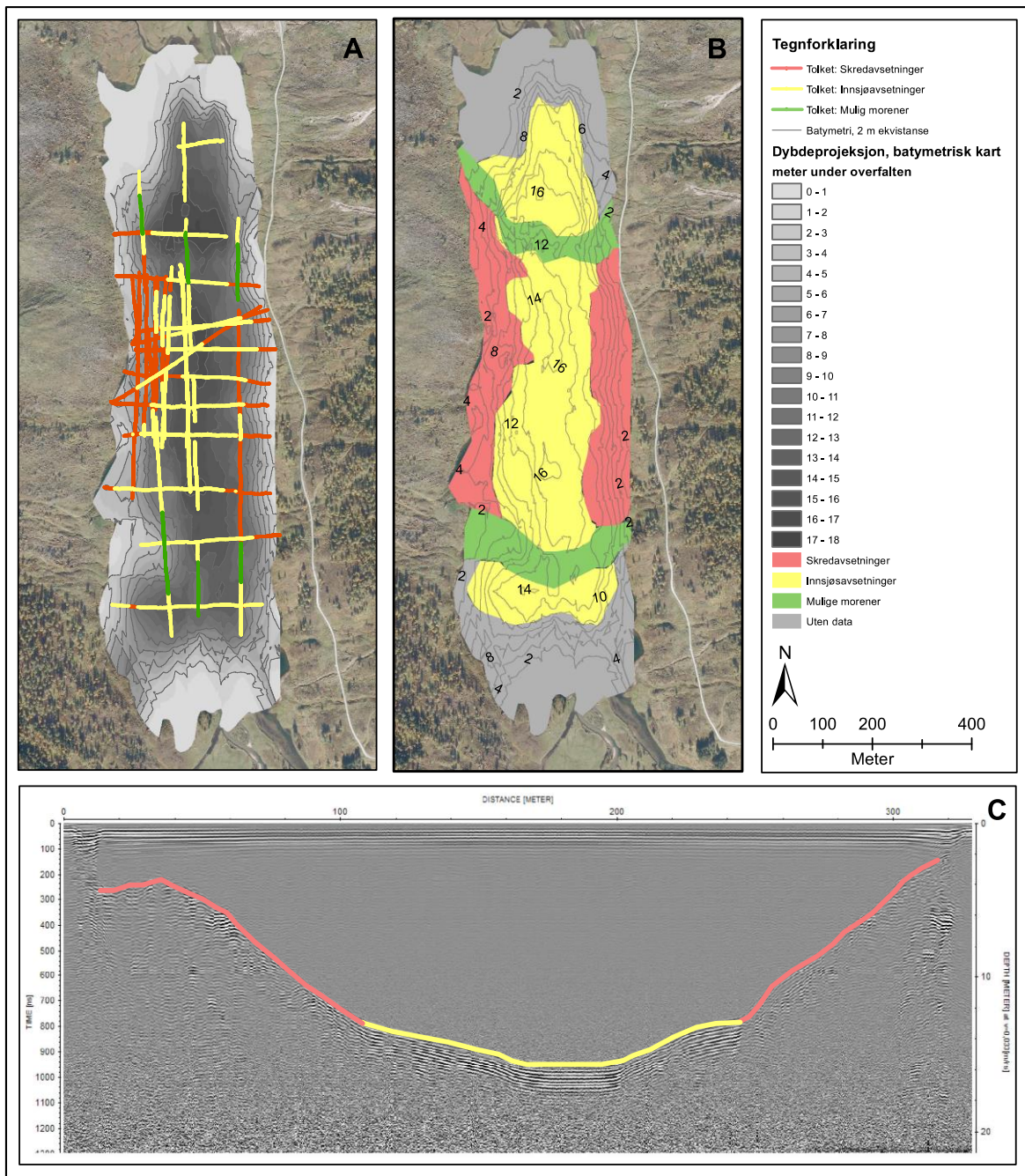
7.3.2 Geomorfologisk kart

For å lage det geomorfologiske kartet ble georadar profilene tolket og prosessert i Reflex2DQuick. Det geomorfologiske kartet er vist i Figur 20B og i Figur 22. På samme måte som for det batymetriske kartet ble ”pick” funksjonen brukt til å få overført dataene fra georadar profilene til ArcMap. Forskjellen på det batymetriske kartet og det geomorfologiske kartet er at for å lage det batymetriske kartet ble hele

bunnreflektoren avmerket, men på det geomorfologiske kartet ble bare de delene av profilene med en enkelt sediment type avmerket. Utbredelsen til de forskjellige sediment typene ble bestemt ut fra refleksjonsmønstrene (se avsnitt 6.2.4 og 6.3.2) og bunntopografien til vannet. Hver enkelt sediment type ble deretter, individuelt, eksportert til Excel og ArcMap. Dette fremstilles som annerledes i Figur 20C, der er både skred- og innsjøavsetningene avmerket i samme profil, men dette ville blitt gjort i to forskjellige omganger. Begge sediment typene er avmerket på Figur 20C for å illustrere hvordan de ulike sediment typene er avmerket i forhold til hverandre og at begge eksisterer på samme profil.

De delene av profilene som var markert som skred-, innsjø- og mulige moreneavsetninger ble importert til ArcMap. Hvordan kartet så ut, bare med informasjonen fra georadar profilene, er vist i Figur 20A. Deretter ble områdene med de ulike sediment typene rammet inn i større polygoner. Der det ikke er entydig hvilke type avsetning som er dominerende, for eksempel i områder hvor innsjøsedimenter og skredavsetninger ligger om hverandre, ble det gjort en prioritering av løsmassene.

Områdene med innsjøsedimenter ble prioritert først på grunn av at de er enklest å identifisere og sannsynligheten for at de er korrekt er dermed høyest. Deretter ble skredsedimentene prioritert og til slutt moreneavsetningene. For å binde områdene markert på georadar profilene sammen ble isobarene fra det batymetriske kartet brukt så langt det lot seg gjøre. Til slutt ble spesielle områder hvor tolkningen var noe usikker sett på i mer detalj, med en ny gjennomgang av georadar profilene. For eksempel ble de mulige morenene gjort smalere enn det som de originale georadar tolkningene viste i Figur 20A gjorde. Profil 0085 (se Figur 15 for plassering) er det sett vekk ifra under tolkningen av det sedimentære og det batymetriske kartet. Mest trolig er det orientert i motsatt retning som følge av feil med GPS punktene.

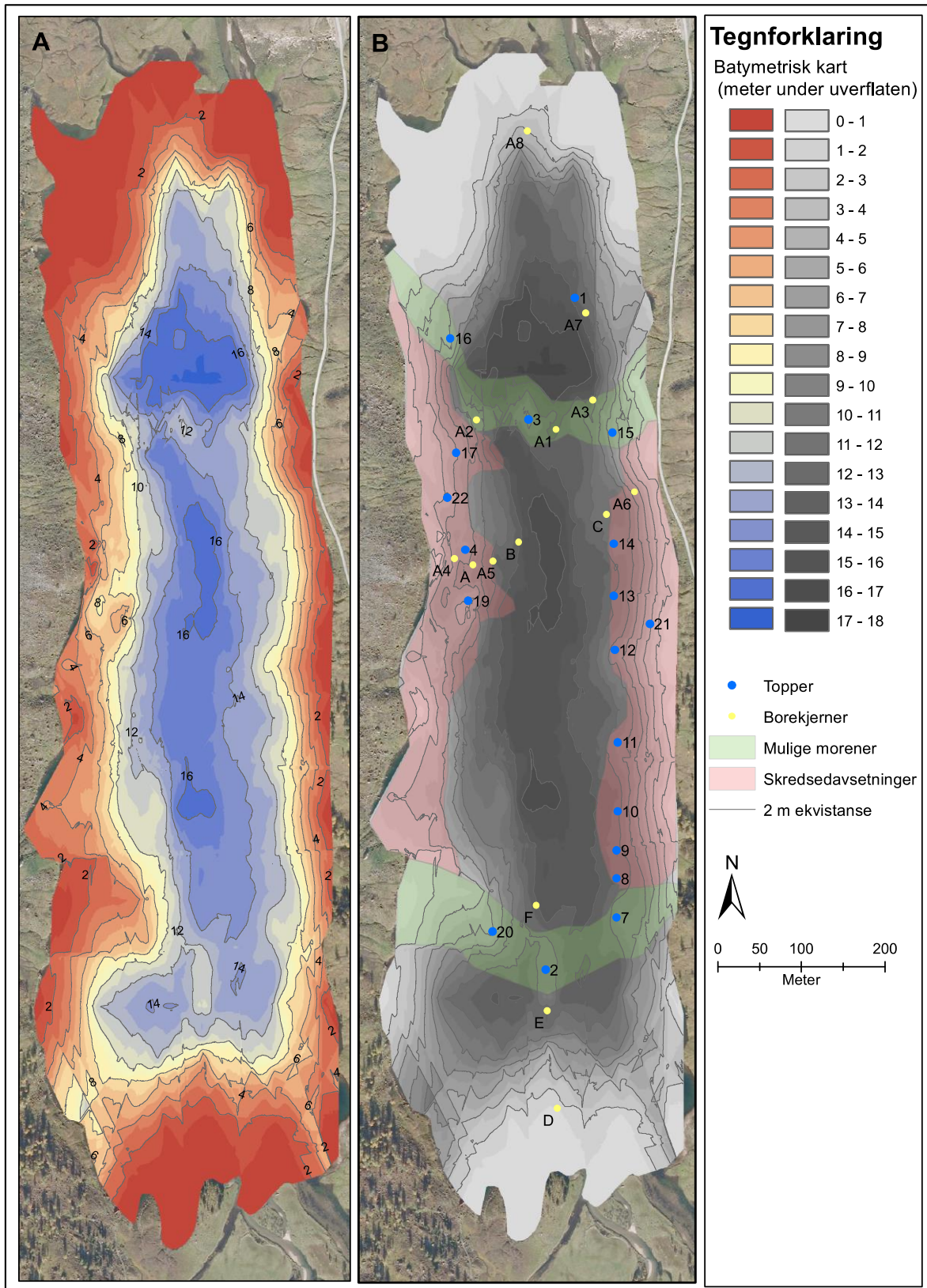


Figur 20: Oversikt over hvordan det geomorfologiske kartet vist i kart B (vises større i Figur 22) har blitt laget. Kart A viser hvor det er faktiske tolkninger/målinger av de ulike sedimentene. Profilet i bilde C viser hvordan de ulike løsmassene ble tolket og markert i Reflex2DQuick.

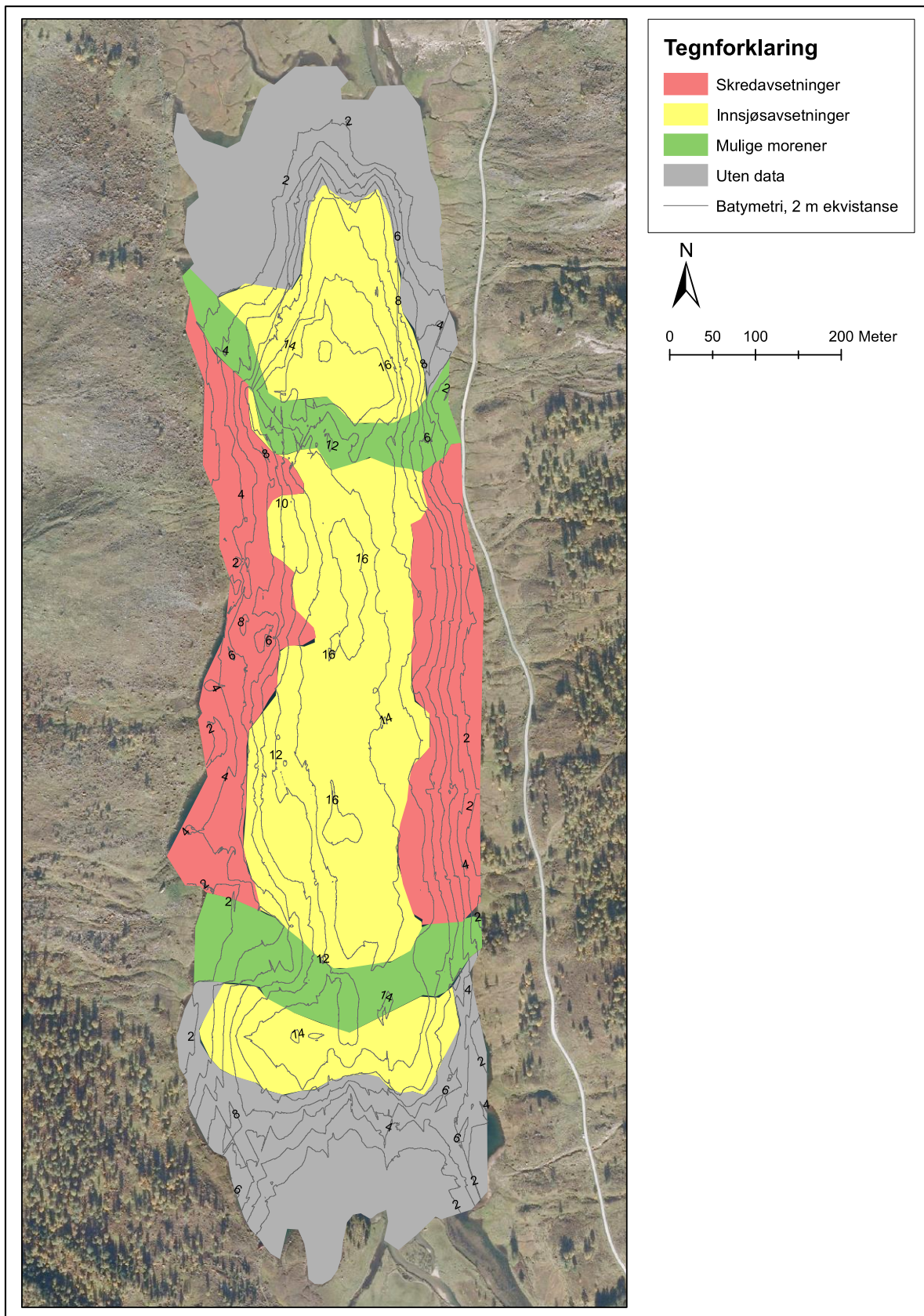
8 Resultat og tolkning

Resultater fra georadar profiler ble benyttet til å kartlegge skred-, innsjø- og mulige moreneavsetninger til å lage et batymetrisk kart (Figur 21) av innsjøbunnen. Dette ble brukt til å kartlegge eventuelle skredvifter under overflaten og utbredelsen til skredavsetninger i innsjøen Figur 22. Georadar profilene viser tre distinkte typer avsetninger som stort sett er begrenset til ulike deler av innsjøen.

Selv om det ble benyttet 50MHz antenne i et forsøk på å kartlegge grunnfjellet under innsjøsedimentene resulterte ikke dette i noen pålitelige refleksjoner. Signalet ble så kraftig dempet av sedimentene og vannet i innsjøen at verken laggrenser eller grunnfjellet kunne ses. Dermed er det ikke mulig å si noe om den totale mektigheten til sedimentene i innsjøen eller mektigheten til de forskjellige sedimentlagene.



Figur 21: Kart **A** er et batymetrisk kart over innsjøbunnen. Kart **B** viser lokaliteten til topper på georadar profiler, borekjerner, skredavsetninger og mulige morener som blir omtalt senere i rapporten.

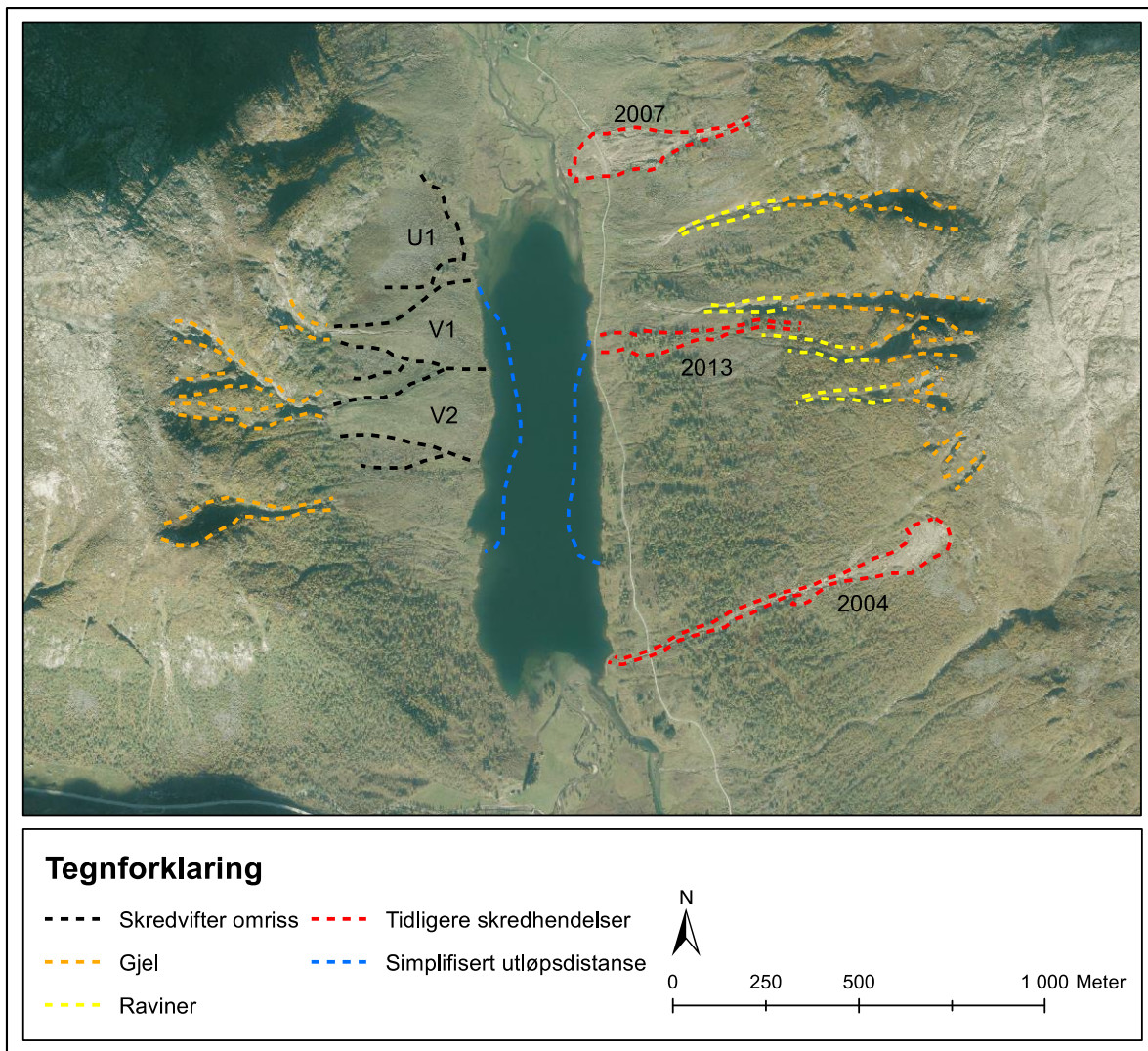


Figur 22: Geomorfologisk kart over Anestølsvatnet.

8.1 Type 1, skredavsetninger

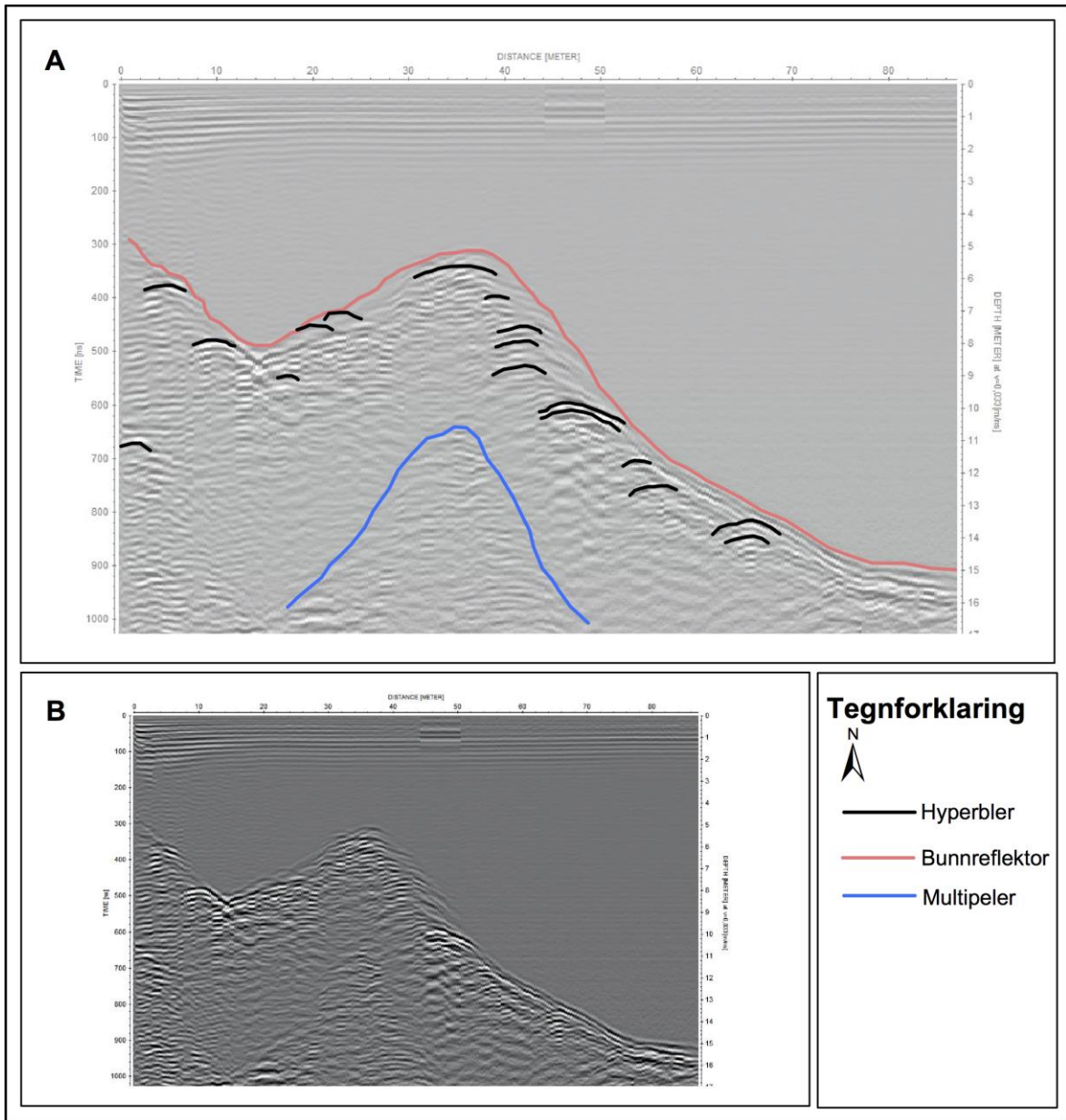
Skredavsetninger ses ofte som kaotisk orienterte avsetninger (Figur 11). I datasettet sett på i denne oppgaven er skredavsetningene stedvis horisontale, men de har ikke parallelle lagdelinger. Avsetningstypen har kaotisk orientering uten en fast struktur. Stedvis opptrer disse avsetningene i form av topper og heldekkende lag langs vannkanten, mens andre steder kan de ses liggende nedover brattere helninger. Denne typen avsetninger ser ut til å være begrenset til områdene som er innenfor 100 m – 120 m fra vannkanten (vist med de røde sonene i Figur 22).

På den vestlige delen av innsjøen er skredavsetningene svært utbredt. På land er avsetningene orientert i noen større vifter (Markert med "V" på Figur 23), men også generelt langs hele den vestlige dalsiden (Markert med "U" på Figur 23). Under vann er det ikke like lett å skille ut vifteformene. Avsetningene som er under vann ser ikke ut til å orientere seg i vifter, i så stor grad som på den østlige delen av vannet, men sprer seg heller ut langs hele den vestlige delen av vannet (observert fra Figur 21A). Stedvis opptrer avsetningene i topper (toppene er markert på Figur 21B), men for det meste ligger de noenlunde flatt langs helningen ned mot bunnen av vannet.



Figur 23: Flybilde av området rundt Anestølsvatnet. I øvre del av dalsidene kan det sees gjel med raviner som har utløp under. Forskjellen i vegetasjon mellom de to sidene blir også synlig i dette bilde. Det er ikke gjort grundige undersøkelser i forbindelse med dette kartet. Markeringene er kun en indikasjon på hvor elementene ligger i terrenget og er kun ment for å få et overblikk over helheten av området. Skredviftene, gjelene og ravinene er markert ut ifra flyfotoet, den simplifiserte utløpsdistansen er basert på skredavsetningsutbredelsen i Figur 22 og de tidligere skredhendelsene er fra Wenaas, Olsen & Saurin 2013 (2013).

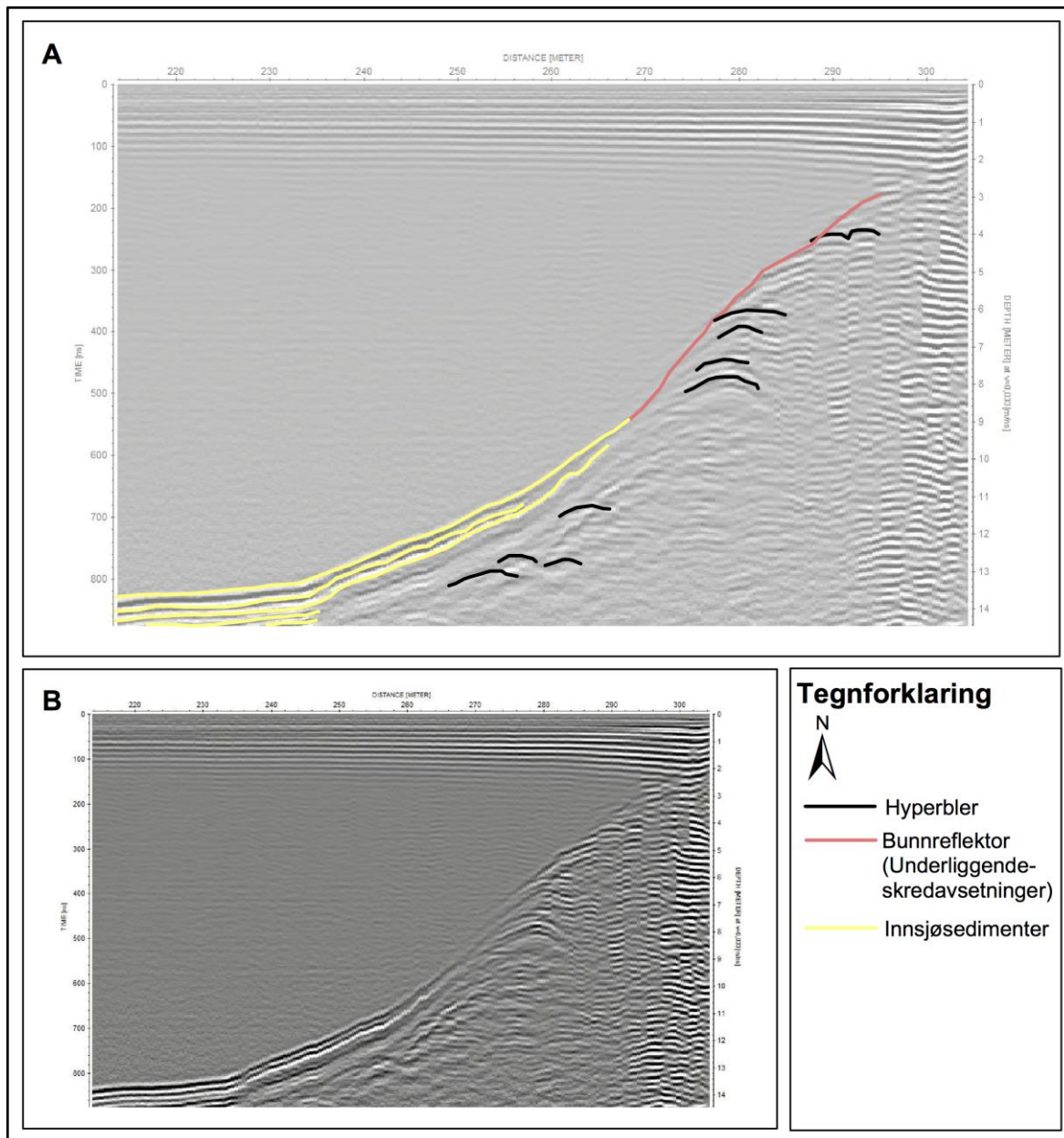
Toppene dannet av skredavsetningene har ikke toppunktet langs vannkanten, slik at innsjøsidene heller gradvis nedover mot det dypeste punktet i vannet. Skredavsetningene synker et lite stykke ned fra vannkanten før helningen snur oppover igjen og bygger seg opp til et toppunkt noen titalls meter fra vannkanten. Dette toppunktet (topp 19 på Figur 21B) en høyde på ca. 3-4m (se Figur 24) fra gropen langs bredden på vannet. Topper som vist i Figur 24 kommer trolig som resultat av "plunge and pool" skred som forklart i avsnitt 6.2.2.1.



Figur 24: Profilet viser skredavsetninger på vestsiden av Anestølsvatnet med kaotiske avsetninger med hyperbler i topplaget. Her vises en av toppene (topp 19 på Figur 21) omtalt i avsnittet over på ca. 3 m (under kan det ses en multippel). Dybdeaksen på figuren er kun korrekt for vannmassene, tykkelsen på sedimentene er ikke representert av aksene. Bilde **A** og **B** er utsnitt av profil 0170 (se Figur 15 for plassering). Bilde **A** er med tolkning og bilde **B** er uten.

På østsiden av vannet kan det også ses skredavsetninger med kaotiske avsetninger og hyperbler (Se avsnitt 6.1.3.1), men disse er mye mindre utbredt og opptrer ikke i samme topp strukturer som på vestsiden. Skredavsetningene ligger ikke "plunge and pool" strukturer som på vestsiden, men følger helningen til innsjøbunnen bedre (Figur 25). På østsiden kan skredavsetningene ses ligge nedover brattere helninger, stedvis med innsjøsedimenter over (Figur 25). Her er det også typisk å finne

skredavsetninger som er delt opp av innsjøsedimenter, istedenfor et jevnt skredavsetnings-dekke langs hele vannkanten.



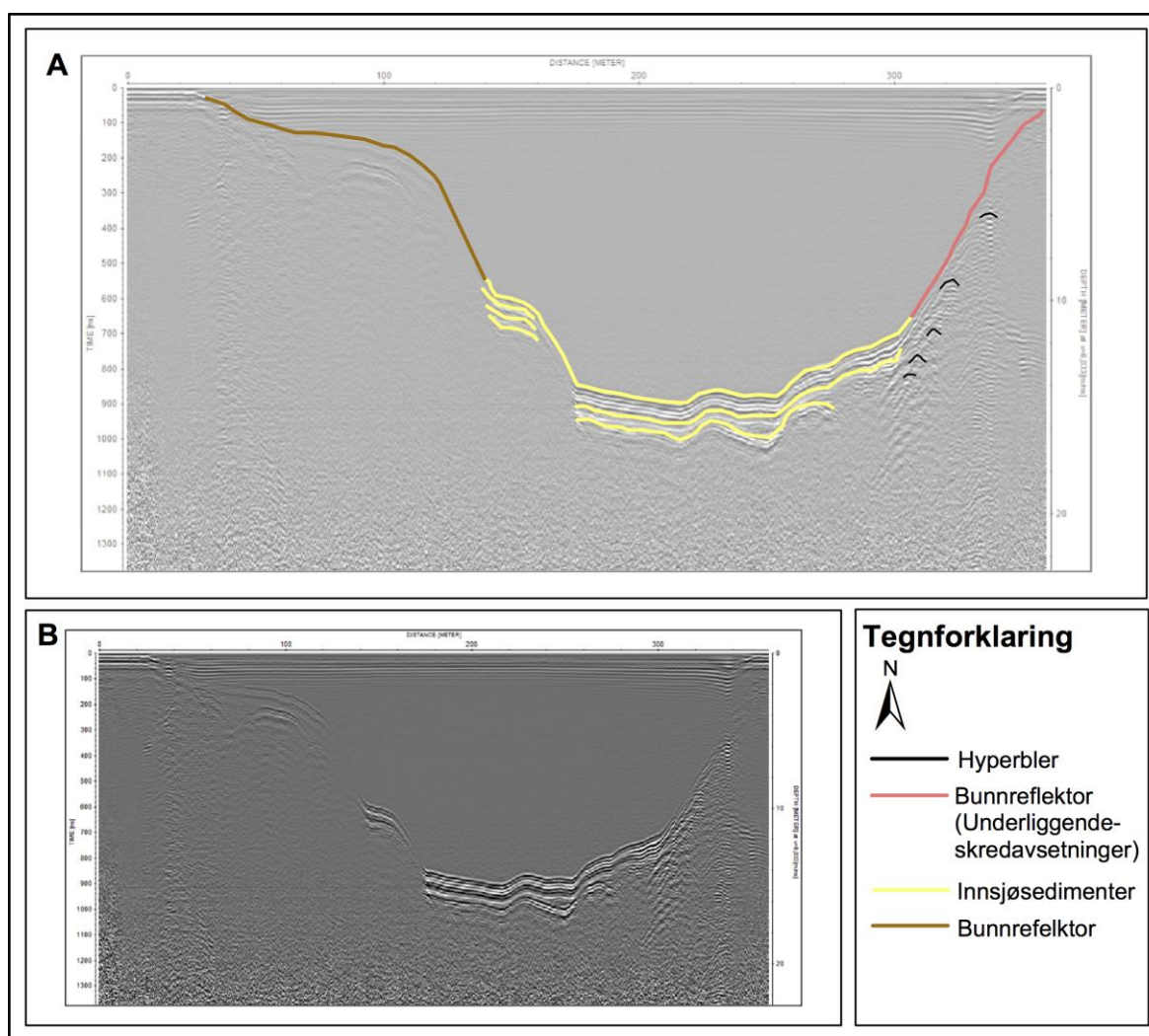
Figur 25: Skredavsetninger nedover skråningen på østsiden av vannet. Bilde **A** og **B** er utsnitt av profil 0169 (Se Figur 15 for plassering). Bilde **A** er med tolkning og bilde **B** er uten.

Kaotiske refleksjonsmønstre i sedimentene blir tolket til skredavsetninger. Det kaotiske refleksjonsmønsteret oppstår som følge av blokker i toppen av avsetningene som diffrakterer signalet videre (Tønnesen, 2004). Selv om både skredmateriale og morene materiale kan kjennetegnes ved kaotiske refleksjoner og hyperbler (Figur 11) er dette utvilsomt skredavsetninger. Dette er tydelig siden morene avsetningene ville vært avsatt 9 000-10 000 år siden og disse avsetningene vil nå sannsynligvis ligge

under nyere innsjøsedimenter. Mangelen på innsjøsedimenter over avsetningene, utbredelsen som ser ut til å slutte ca. 100 m ut i vannet samt den innlysende skredaktiviteten i dalsiden over gir klare bevis på at dette er skredavsetninger.

8.2 Type 2, innsjøsedimenter

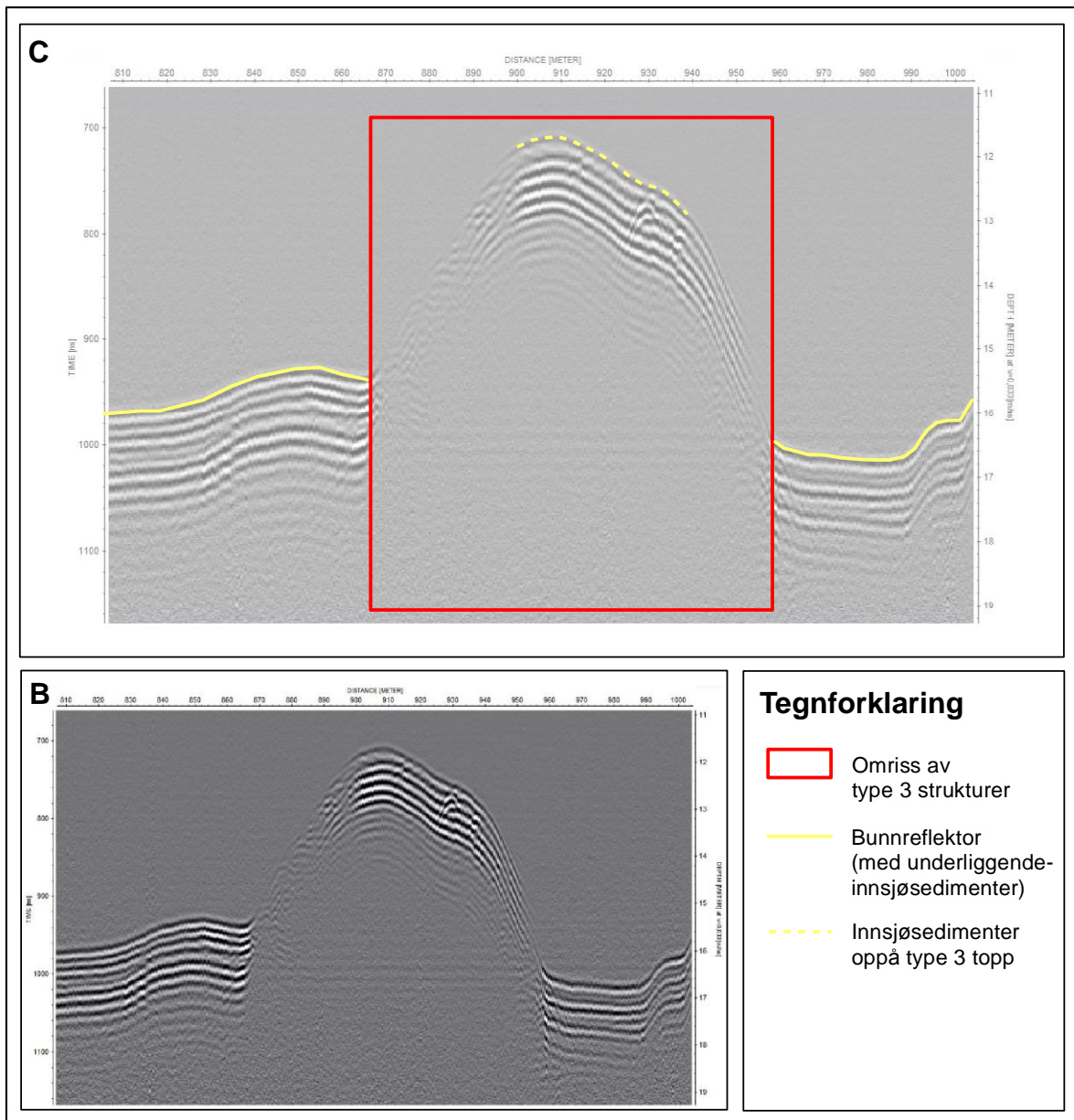
Innsjøsedimenter kan ses som parallelle lag av silt og sand (se avsnitt 6.3.2). Disse avsetningene (Figur 26) kan hovedsakelig ses på midten av innsjøen hvor det er generelt få hendelser som avbryter avsetningene (Figur 22). Selv om innsjøavsetningene hovedsakelig ses på midten av innsjøen er de ikke begrenset til dette området. Den kan ses over hele vannet der skredhendelser ikke avbryter lagene. Fra bunnen og oppover skråninger kan laget ses som progressivt tynnere da større helninger tillater lavere sedimentasjon enn helt flate områder.



Figur 26: Innsjøsedimenter i bunn av innsjøen på dette profilet. Kan også ses tegn til drapering i stadig tynnere lag der helningen øker. Bilde **A** og **B** er utsnitt av profil 0167 (Se Figur 15 for plassering). Bilde **A** er med tolkning og bilde **B** er uten.

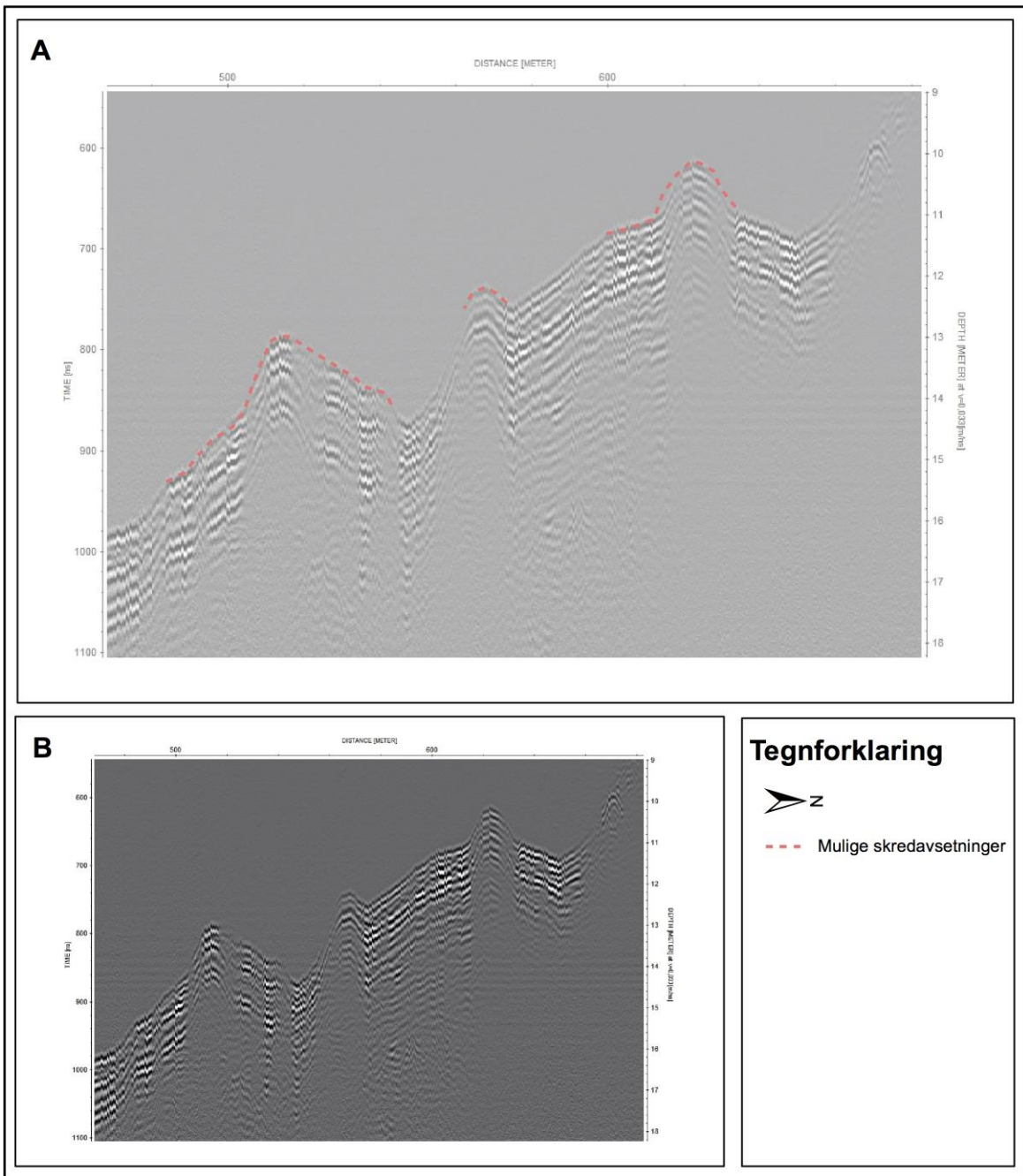
8.3 Type 3, toppstrukturer

Avsetningstype 3 kan gjenkjennes som topper av silt avsetninger (type 2), men disse toppene har ofte et dempet signal under seg, som gjør det umulig å se hvilke sedimenter som utgjør toppene (Figur 27). Enkelte steder kan det ses punktreflekterer under innsjøsedimentene (type 2), markert med "A" på Figur 29, men som regel kan det ikke ses noen signaler fra under dette laget markert med "B" og "C" på Figur 30 (Se avsnitt 6.1.2.3 om demping). Det overliggende sedimentlaget jevner ut kuperingen slik at toppene til slutt vil forsvinne under sedimentene.

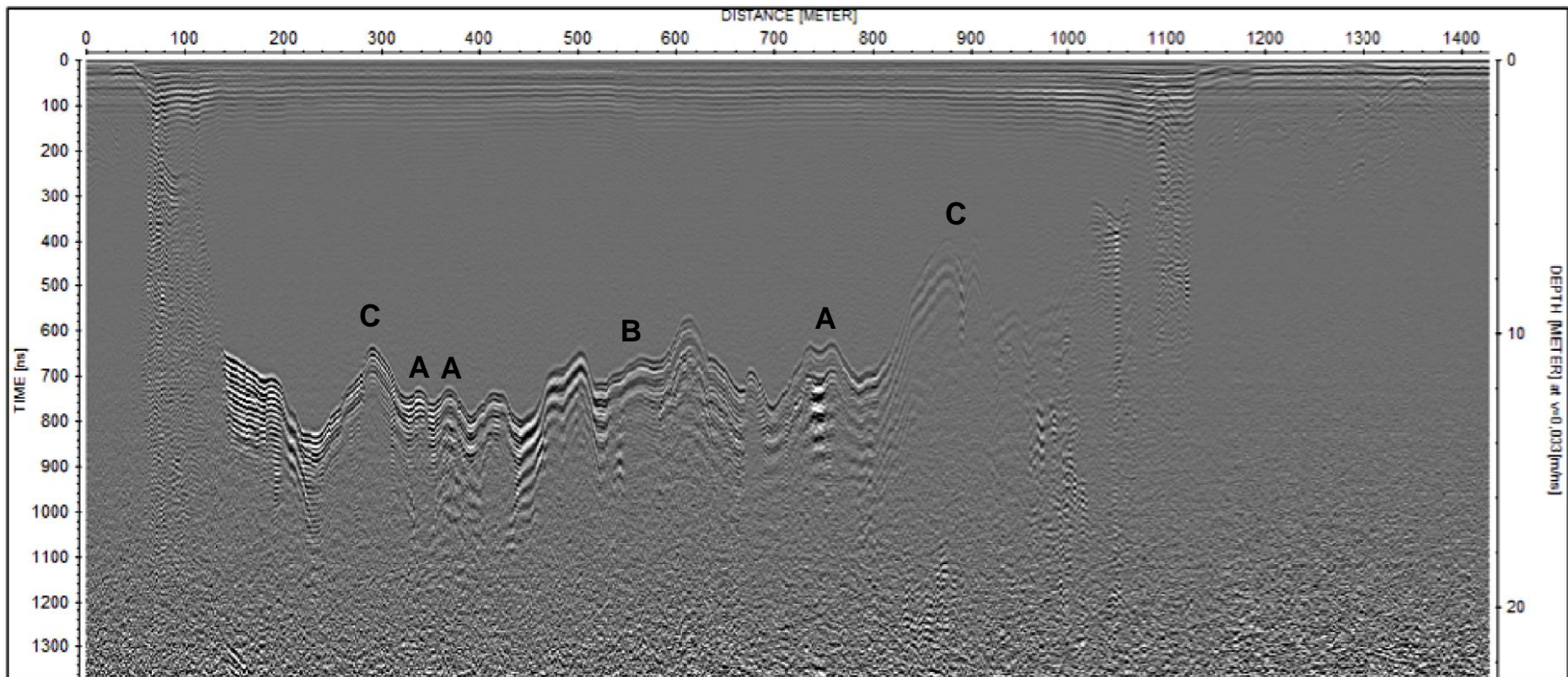


Figur 27: Nærbilde av type 3 strukturer. Bilde **A** og **B** er utklipp fra profil 0084 (se Figur 15 for plassering og Figur 30 for hele profilet) Bilde **A** er med tolkning og bilde **B** er uten.

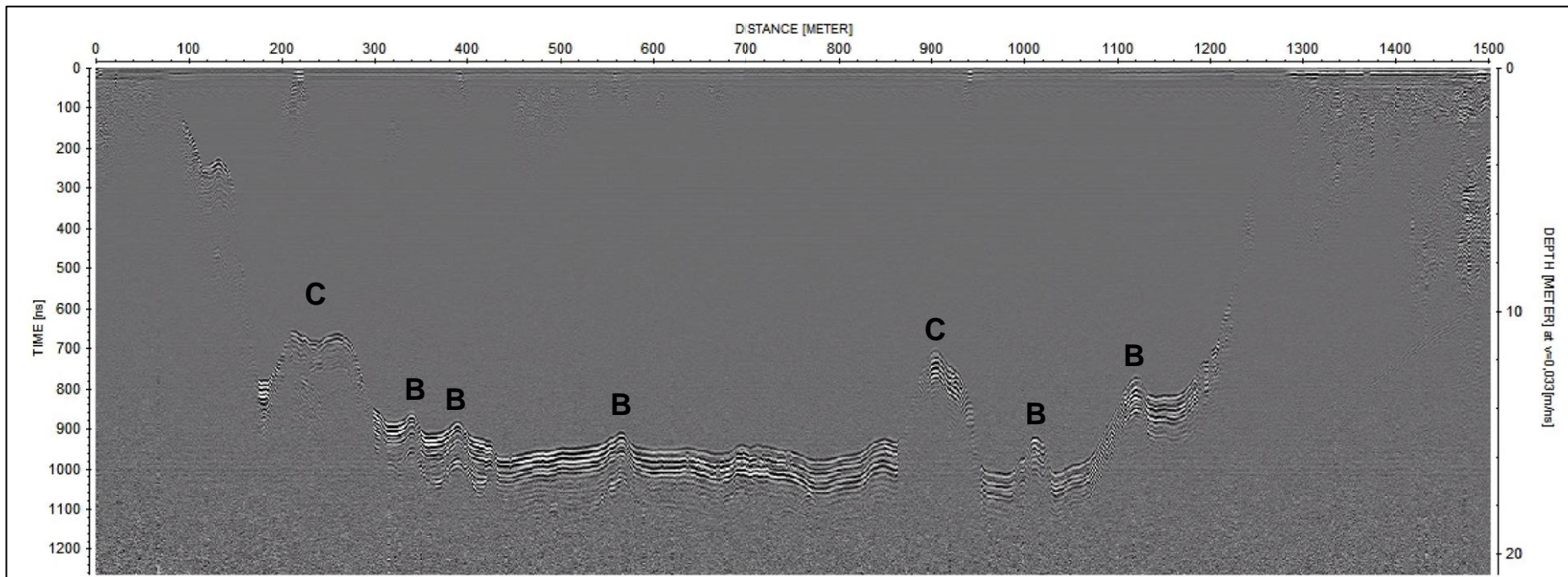
Toppene er markert som "A" for topper med reflektor under, "B" for topper uten reflektor under og "C" for topper som tolkes som mulige morener. Denne avsetningen kan ses på de lange nord-sør profilene og befinner seg nesten utelukkende på østsiden av vannet 70- 120 m fra vannkanten (Profil 0093 se Figur 28 og profil 0159 se Figur 29).



Figur 28: Mulige skredtopper nord i Anestølsvatnet. Eksempel på type tre avsetninger. Bilde **A** og **B** er utklipp fra profil 0093 (se Figur 15 for plassering).



Figur 29 Profil over den lange strekningen til vannet på østsiden (0159 se Figur 15 for plassering). Profilet viser flere topper, noen med reflektorer under (Markert med "A" på profilet) andre ikke (Markert med "B" på profilet) samt to store topper markert med C på profilet som er mulige moreneavsetninger.



Figur 30: Profil 0084 (Se Figur 15 for plassering) som går like vest for 0159. Det kan ses noen småtopper (Markert med "B" på profilet), men to store 3-4m høye og 90-120m brede topper (Markert med "C" på profilet). Dette profilet går på midten av vannet som ser ut til å være utenfor utløpslengden til de fleste skred.

8.4 Borekjerter

For sammenligning av georadar data og den faktiske stratigrafien i sedimentene ble det sett på borekjerne A1, A4, A6 og A7 fra Halvorsen m.fl. (1996). Disse er markert i Figur 21B, kun disse 4 borekjernene ble sett på i større detalj fordi disse lå plassert på steder av spesiell interesse.

8.5 Skredbetonte dal- og undervannsstrukturer

For å tilstrekkelig forklare hvorfor skredavsetningene i vannet legger seg i det mønsteret de gjør, må det ses på dalsidene.

I georadar profilene tolkes deler av vannets østlige side til å ha avsetninger fra skred, men her har avsetningene som regel innsjøsedimenter over. De overliggende innsjøsedimentene indikerer at skredene på østsiden er eldre enn på vestsiden. På den vestlige delen av vannet viser georadar profilene nylig avsatte skredavsetninger uten synlige overliggende innsjøsedimenter. Basert på dette ser det ut til å være et generelt større antall skred som når vannet langs vestsiden av dalen enn langs østsiden.

8.5.1 Østsiden

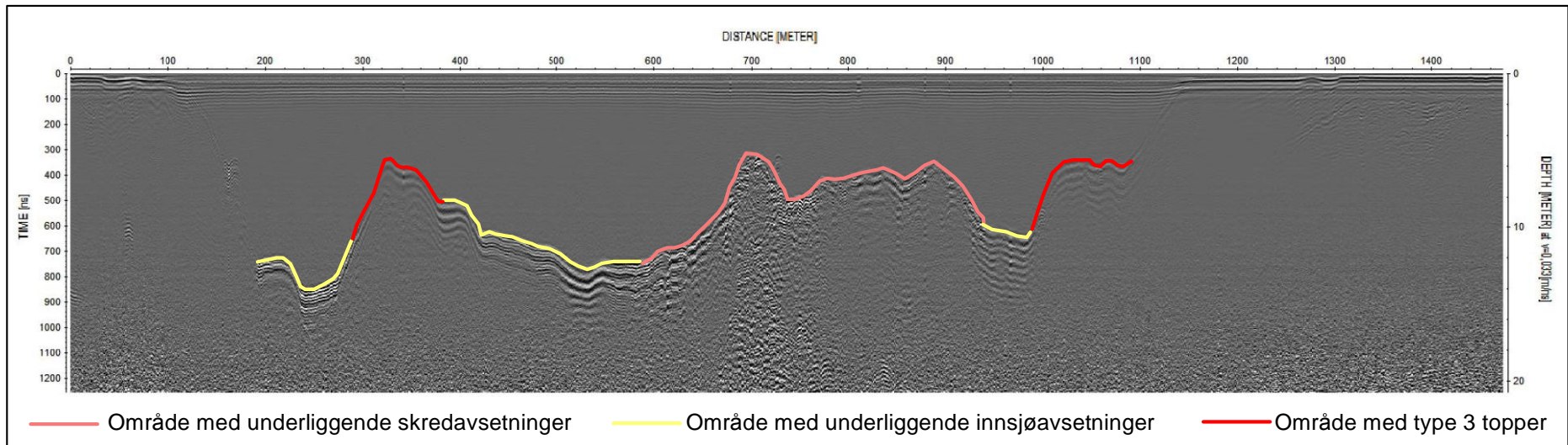
På østsiden av dalen er dalsiden generelt vegetert med unntak av noen raviner der vegetasjon ikke er tilstede (Figur 23). Østsiden av dalen er noe kupert med tydelige skredløp i form av raviner og noen få skredvifter. Skredaktiviteten på østsiden av dalen er preget av nylige skredhendelser fra 2004, 2007, 2013 (Wenaas, et al., 2013) (vist på Figur 23). Det er også observert snøskredhendelser under feltarbeidet i mars 2016 (se avsnitt 7.1).

Vegetasjonen på østsiden av dalsiden tyder på at det er 2-3 skredløp som har vært aktive de siste årene, mens eldre raviner viser til hvor tidligere skredløp har gått (Figur 23). Det går raviner flere steder langs dalsiden, men hovedsakelig under gjel. Dette er sannsynlig som følge av dalsidens helning og at dalsiden er vestvendt. I Sogn og Fjordane resulterer vestvendte dalsider i at den mottar mye nedbør, men at det akkumuleres mindre snø ettersom at vær og vind kommer fra vest (Se avsnitt 5.7). Mindre snø betyr sjeldnere snøskred, mens større mengder regn i gjel kan resultere i flom- og jordskred. Det fraktes tidvis blokker med disse skredene, blokkene stammer sannsynlig fra tidligere steinsprang eller morene avsetninger som allerede ligger i dalsiden. Slike skred danner ofte i loper eller skredvifter når de avsettes i bunn av dalen

(Se avsnitt 6.2.1.1). På østsiden av Anestølsvatnet havner tidvis skredviftene ute i vannet, som 2013 skredet omtalt i Wenaas, et al. (2013) og vist i Figur 23.

8.5.2 *Vestsiden*

Vestsiden av dalen har generelt høyere helningsgrad enn østsiden, den har i likhet med østsiden noen tydelige skredløp i form av raviner som løper ut under gjelene i overkant (Figur 23). I motsetning til østsiden av dalen er ikke skredaktiviteten på denne dalsiden i hovedsak fokusert rundt raviner. Skredaktiviteten er mer spredt langs dalsiden i urer og skredvifter. Dette kan ses på det vegetasjonsfrie satellittbilde i (Figur 23) og ur avsetningene som er dokumentert i Halvorsen, et al. (1996). Dette gjenspeiler seg i skredavsetningene funnet i georadar profilene som viser at stort sett hele den vestlige delen av vannet har nylig fått avsatt skredavsetninger. Profil 0165 (Figur 31) viser et stort området med skredavsetninger uten innsjøsedimenter over, som indikerer at de er nylig avsatt. Snømengder som blåser over fjellet akkumuleres på den østvendte dalsiden, særlig i gjelene. Disse store snømengdene fører til flere snøskred på vinterstid. Snøskredene drar med seg skredavsetningene fra den underliggende uren og avsetter disse i vannet i bunn av dalen (se avsnitt 6.2.2.1). Snøskredavsetningene kan avsettes direkte i innsjøen på våren hvis det er nok snø i fjellet og isen har smeltet. De største snøskredene vil kunne knuse isen (Halvorsen, et al., 1996). Mindre snøskred, men fremdeles store nok til å nå vannet kan avsette løsmassene de bærer med seg på isen før de deretter smelter ned på bunnen om våren.



Figur 31: Profil 0165 (se Figur 15 for plassering).

8.5.3 Batymetrien

Det batymetriske kartet er laget ut fra georadar målinger av vanndybden (Figur 21). Det dypeste punktet i vannet er 17,30 m (ca. 424 moh.) og er nord i vannet (mørkt område nord for topp 3 på Figur 21). Den gjennomsnittlige vanndybden er 9,28 m. I nord og sørenden av vannet er det relativt grunne områder, de røde feltene på Figur 21A. Kantene fra øst og vest blir dype ved en avstand på omtrent 100 m fra vannkanten, de røde til gule områdene på Figur 21A. Midten av vannet er relativt flatt (de blå områdene på Figur 21A) med en rygg i nord (bestående av topp 3, 15 og 16/17 på Figur 21B) og en topp i sør (topp 2 på Figur 21B). Den flate strukturen skyldes trolig avsetningen av innsjøsedimenter på en bre erodert dalbunn. De bratte helningene ned i vannet før bunnen flater ut skyldes formen på U-daler og skredavsetningene fra dalsidene.

Batymetrikartet viser at dybden på vannet øker saktere (lavere helning) på vestsiden av vannet, hvor snøskredene når helt ut i vannet. Kartet viser også at det kan ses vifteformasjoner fra vannkanten og ut i vannet på den østlige siden av dalen (topp 10, 11 og 12 på Figur 21B), mens slike strukturer ikke er like tydelige på den vestlige delen av vannet (med unntak av topp 20 på Figur 21B, videre diskutert i avsnitt 9.1.2). På den vestlige delen av vannet ser det heller ut som at hele denne siden har en jevn fordeling av skredmaterialer, med unntak av der det er mulige morener. Dette skyldes at snøskredene fra vestsiden når ut i vannet. Denne skredaktiviteten er også årsaken til den lavere dybden på vestlige delen av vannet.

8.5.4 Batymetrien sett med georadar profilene

Det batymetriske kartet (Figur 21) er laget med vanndybdemålingene fra georadar profilene. Fordelen med å lage et slikt kart med georadar i forhold til å kun gjøre dybdemålinger med et ekkolodd er at georadar profilene gir innsikt i hva som ligger under innsjøbunnen.

Av toppene langs profil 0159 (Topp 7-15 på Figur 21B, se Figur 15 for plassering av profilet) tolkes de fleste til å være tidligere skredavsetninger. Disse toppene bidrar til ”svingene” eller de vifteformede strukturene langs østsiden av vannet på det batymetriske kartet. Utbredelsen til disse toppene ser ut til å gå ut til 70-100m fra vannkanten, innenfor denne grensen sitter toppene relativt tett. Når toppene ligger tett kan de lettere utjevnes av innsjøsedimenter. Under enkelte av toppene kan det ses reflektorer og

hyperbler disse toppene er markert med "A" på Figur 29, men som forklart med Figur 11 gir ikke dette definitive bevis på at dette er skredavsetninger ettersom morener også vil se slik ut. Hovedgrunnen til at dette tolkes som skredavsetninger er utbredelsen, de går ikke over hele vannet som en rygg i øst-vest retning. Toppene finnes stort sett innenfor 100m av vannkanten. Langs profil 0084 som er lengre fra land er disse toppene nesten fullstendig fraværende (topp 2 og 3 på Figur 21B).

Det er områder med innsjøsedimenter mellom skredavsetningene langs østsiden av vannet. Disse områdene ses kun enkelte steder der isobarene svinger inn mot land på batymetri kartet, som mellom topp 11 og 12 på Figur 21B. Disse innsjøavsetningene kan være overliggende silt lag med skredavsetninger under. Disse områdene kan forklares ved hyppigheten av skred på denne dalsiden. Den tette vegetasjonen på denne dalsiden viser til en lav hyppighet av skred. Den lave skred hyppigheten tillater sedimentasjon av silt over skredavsetninger, noe det ikke ses i georadar profilene fra vestsiden av vannet.

8.5.5 Skredtypene sett med georadar profilene

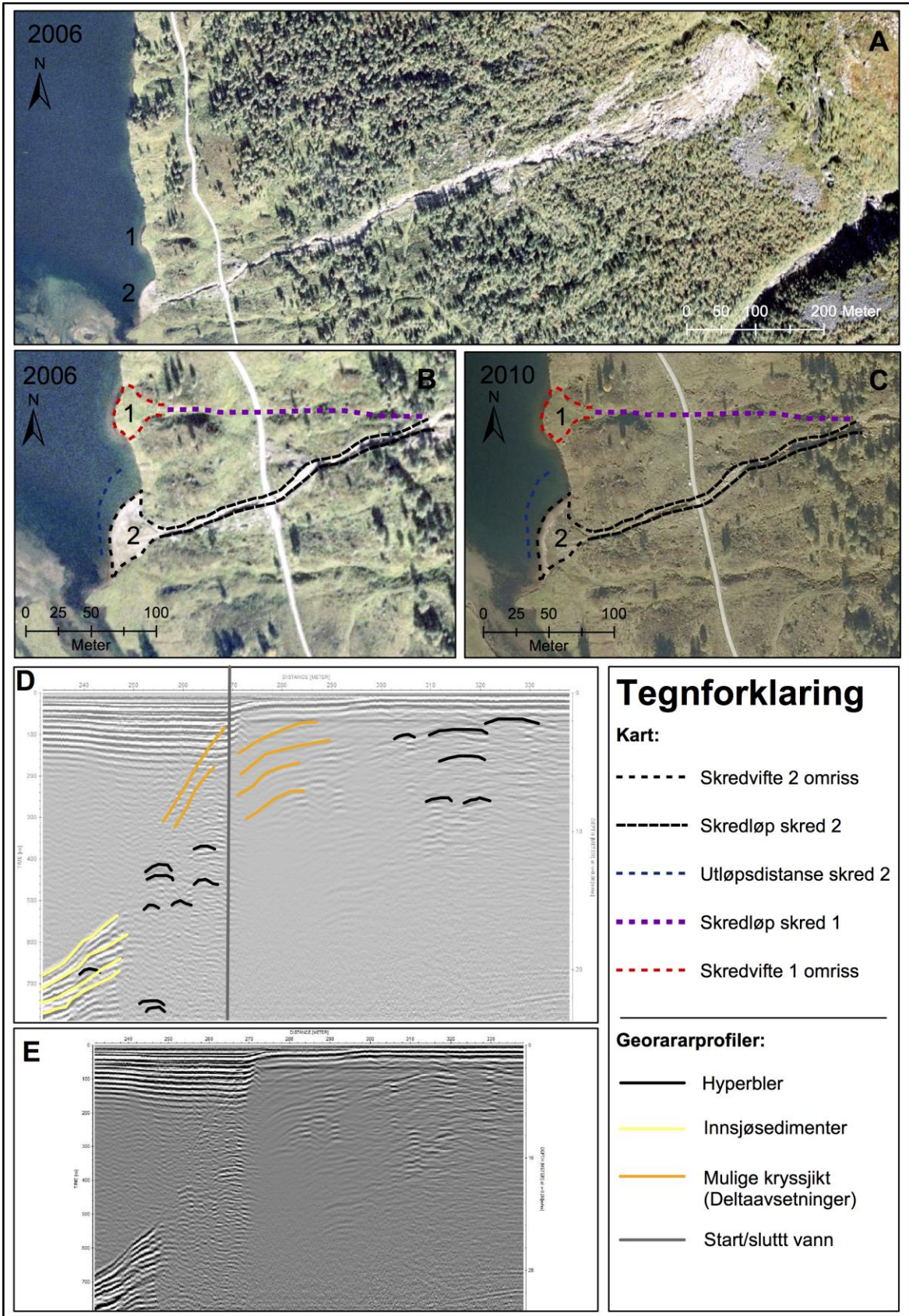
Skredavsetningene på øst- og vestsiden av dalen er preget av ulike skredtyper og hendelser. På vestsiden er sedimentene dominert av urer og skredvifter (Figur 23), i hovedsak bygd opp av snøskred avsetninger og noe steinsprang (Halvorsen, et al., 1996). Østsiden av dalen er i hovedsak preget av jordskred (Wenaas, et al., 2013). Her forekommer det også steinsprang og snøskred, men det ser ut som jordskred er den skredtypen som preger dalsiden i størst grad. Basert på overliggende innsjøsedimenter og observasjoner i felt virker det som at hyppigheten er lavere på østsiden enn på vestsiden.

Skredavsetningene på den østlige delen av dalen er bygd opp av mange mindre skredhendelser som kanaliserte skred (se avsnitt 6.2.1.1) vist i Figur 32. Basert på flybilde og omtaler av skredhendelser i Wenaas, Olsen & Saurin (2013) virker det som at skredmassene hovedsakelig er bygd opp av jordskred. Der de små jordskredhendelsene er kartlagt med georadaren er hyperblene mindre og reflektorene mer jevnet ut (Figur 32D) enn på vestsiden. På vestsiden viser profilene som går igjennom skredvifter med større steiner og blokker fra steinsprang og snøskred, større hyperbler og kraftigere reflektorer (Figur 24). De mindre jordskredene (Figur 32) består for det meste av fine sand og grusmasser (Tyssebotn & Velle, 2010), mens de litt større (Figur 33B) inneholder også stein og blokker som blir

avsatt ytterst i viftene samt langs skredløpet (leveer), (Wenaas, et al., 2013). Skredaktiviteten generelt i dalen, men spesielt på østsiden av vannet, bærer preg av å være tilknyttet gjel og ravinene basert på etablert vegetasjon rundt dem.

I Figur 32 er det vist et eksempel på de små jordskredene. På Figur 32C vises det hvordan flere skredhendelser skjer ut fra samme gjel, men de ulike skredhendelsene tar litt ulik retning. Skred nummer én gikk vestover, mens skred nummer to gikk noe mer sørover. På denne måten blir skredmassene fordelt utover hele dalsiden, i en mer eller mindre jevn struktur. Skredhendelser av samme type som beskrevet i Figur 32 kan observeres på flere steder langs østsiden av vannet.

Georadar profilet (Figur 32D) viser hvordan sedimentene i en vifte (som vifte nummer 1 eller 2 i Figur 32C) ser ut. Strukturen er kaotisk med noen hyperbler lengst til høyere på profilet (lengst inn på land). Etter at skredet har nådd vannet (Grå vertikal strek) skrår innsjøsidene gradvis ned mot bunnen av vannet. I helningen ned mot innsjøbunnen kan det fortsatt observeres hyperbler under innsjøsedimentene. Litt før 250m og omtrent 9 meter dypt begynner det med overliggende innsjøsedimenter.

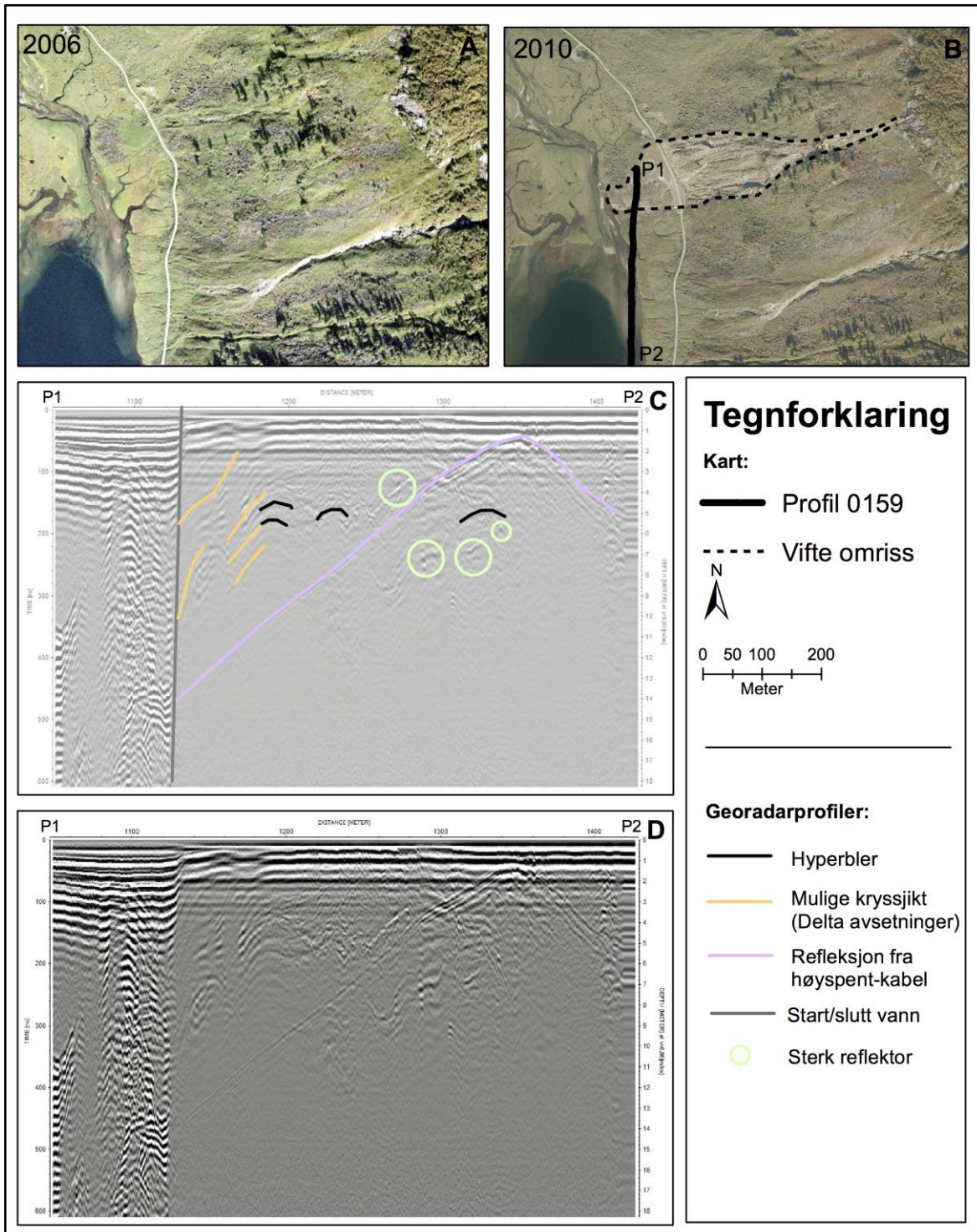


Figur 32: Karakteristisk skredutvikling på østsiden av Anestølsvatnet. Figuren er sammensatt av to satellitt bilder, et fra 2006 og et fra 2010. Bilde **A** viser hele skredhendelsen med utløsningspunkt helt øst i bilde, skredløpet(ravinen) ned mot vannet og en liten vifte helt nede i vannkanten. Bilde **B** viser et nærbilde av viften til skredhendelsen i **A**. Skyggene i vannet utenfor viften viser at skredviften fortsetter ett stykke ut i vannet fra vannkanten. Bilde **C** viser samme posisjon som bilde **B**, men fire år etter. Her kan man se hvordan skredavsetninger etter hvert blandes inn i terrenget og det blir tydelig at det har gått flere like skredhendelser ut fra samme ravine tidligere, henholdsvis skred 1 og 2 (der skred 1 gikk før skred 2). Skred 2 gikk i 2004 (Wenaas, et al., 2013). Bilde **D** viser slutten av georadar profil 0173 (se Figur 15 for plassering), denne delen av profilet går kun over sedimenter så det er benyttet en bølgehastighet på 0.06 m/ns til å regne ut dybden. Dette profilet går inn i en skredvifte av samme type som omtalt i resten av figuren. Fra venstre mot høyre går profilet fra vann inn mot land (vest-øst orientering). Skillet i profilet ved 272 m skyldes overgangen fra vann overløst med is og overvann og land med kun snø på toppen. Bilde **E** viser det utolkede profilet i bilde **D**.

Det gikk også et større ikke-kanalisert løsmasseskred i 2007 (avsnitt 6.2.1.1) på østsiden av Anestølsvatnet enn det som er vist i Figur 33 (Tyssebotn & Velle, 2010). I Figur 33A vises skredområdet året før skredet gikk. Den tydelige ravinen sørøst i bilde vitner om tidligere skredaktivitet og tidvis mye vann i området, som trolig utløser løsmasseskredene (se avsnitt 6.2.1.1).

Georadar profilet i Figur 33C går gjennom den nedre delen av skredviften og ut i Anestølsvatnet. De siste 70 meterne av profilet (nærmest P2) går gjennom skredmassene. I dette området er signalet svært forstyrret av både direktebølger og en høyspent mast, men det er til dels mulig å se at løsmassene er kaotiske og har noen litt større klaser i seg. Dette ser man på de tilfeldig plasserte hyperblene og de noe sterkere reflektorene. 30 meter fra P1 slutter isen på vannet, før dette er signalet svært forstyrret av overvannet på isen. Etter de 30 meterne og fram mot 100 meters merket kan det observeres kryssjikt fra elvedeltaet som har bygd opp flatmarken innerst i Anestølen (Figur 32C).

Helt nord i vannet viser profil 0159 (Figur 33) tidligere delta avsetninger. Disse kan ses som skrå lag der profilet forlater vannet og går over land. De kan ses ned til en dybde på 5-6 m, siden det er få profiler som går nord sør er det også få profiler som har muligheten til å vise disse avsetningene. Anestølsvatnet har innkommende elver i begge ender, det gir mulighet for delta avsetninger i både nord og sør enden. Store deler av de grå områdene på Figur 22 kan inneholde delta avsetninger.



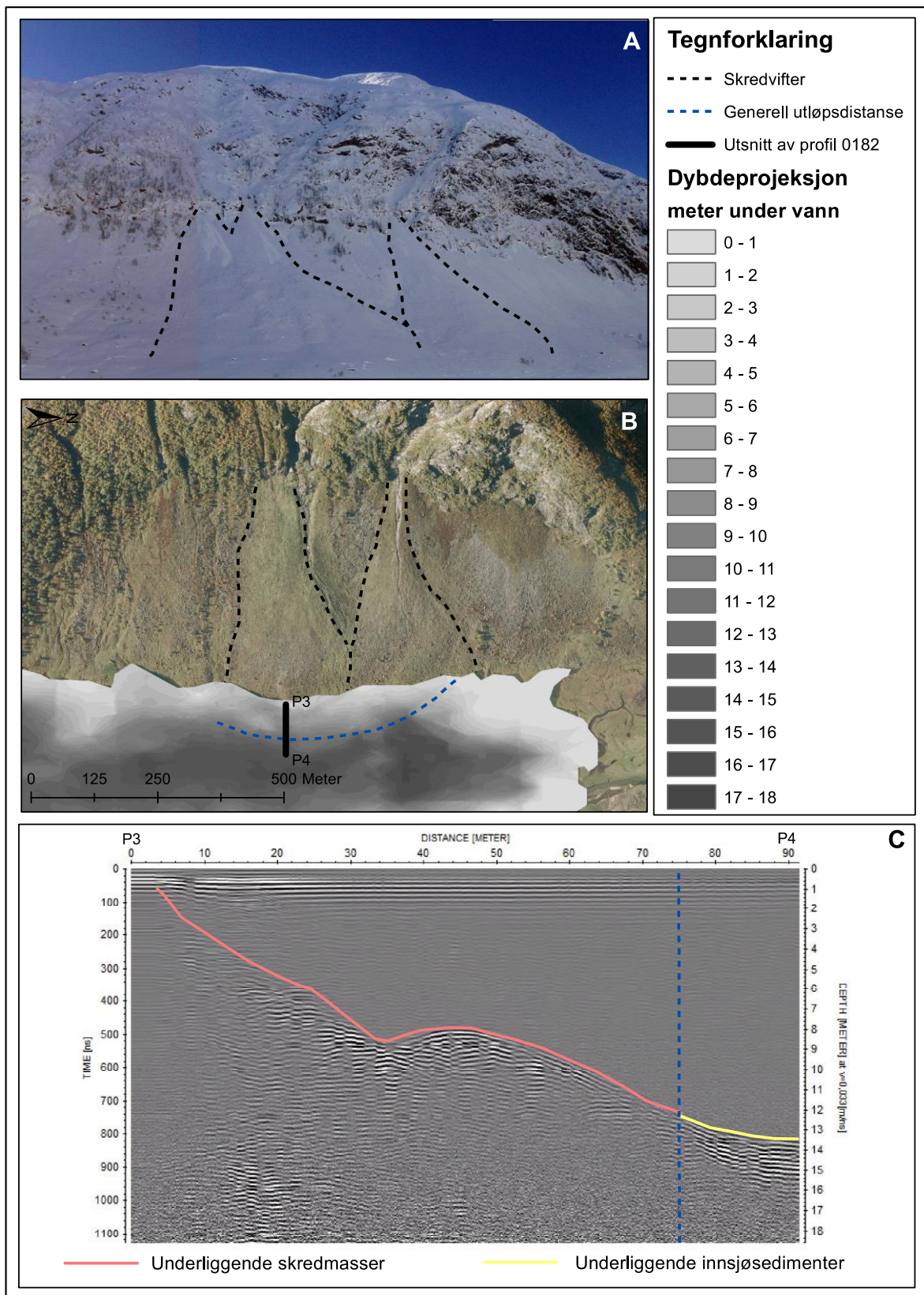
Figur 33: Løsmasseskred ved Anestølen. Bilde **A** viser satellittbilde (fra 2006) over området før skredet gikk i 2007. Bilde **B** viser området etter skredet gikk (2010) med omriss av skredviften og skredløpet. Bilde **C** viser den delen av profil 0159 (Se Figur 15 for plassering av profilet) som går inn i skredviften og ut i vannet. Profilet starter i P1 og slutter i P2. I bilde C og D er det brukt hastighet 0,06 m/ns for vertsmidiet, slik at den reelle dybden kan vises for sedimentene (se avsnitt 6.1.1). (Endring i profilet som skjer ved 30 m skyldes at der starter overvannet på isen til Anestølsvatnet. Den hellende reflektoren i øvre høyre hjørne skyldes høyspentledning i området. De horisontale linjene øverst i profilet skyldes direktebølgen fra georadaren). Bilde **D** viser det utolkede profilet i bilde **C**.

På vestsiden av Anestølsvatnet er skredavsetningene mer preget av snøskred og noe steinsprang som beskrevet i 8.5.5. Nordvest i dalsiden over Anestølsvatnet er det to store skredvifter (Figur 34). Disse viftene er i hovedsak bygd opp av snøskredhendelser. Under feltarbeidet til denne rapporten ble det observert flere enkelthendelser av snø som falt ned på viftene. Sand, grus og steiner blir dratt ned fjellsiden av snøen og avsatt i viftene når snøen smelter bort (se avsnitt 6.2.2.1

Når snøskredene når ut på vannet på vinterstid blir sedimentene som fulgte med snøen liggende oppå isen og blir avsatt i vannet som «Dropstones» når isen smelter (Luckman, 1975). Disse avsetningen legger seg oppå toppene som er dannet av "plunge and pool" skredene og dermed blir toppene vist i Figur 24 fortsatt synlige. Basert på georadar profilene gått i området utenfor skredviftene i Figur 34 er mesteparten av sedimentene fra skredhendelser i og over viften innenfor den blå stiplede linjen i Figur 34B. Den blå stiplede linjen er også markert på georadar profilet i Figur 34C, der kan man tydelig se skillet mellom skredavsetninger og innsjøsedimenter.

Flere snøskred på vestsiden av Anestølsvatnet, som forklart i 5.8, er trolig grunnen til at skredmassene går lenger ut i vannet på vest siden enn øst siden. Kraftige snøskred, med lang nok rekkevidde, rekker helt ut på vannet og kan knuse isen. Noen snøskred kan også få avsatt løsmasser lenger ute på vannet hvis de får glidd ut på isen uten å falle igjennom. Hvis innsjøen hadde vært isfri hadde trolig motstanden i vannet bremsset opp skredmassene mye tidligere. Når våren kommer synker skredavsetningene som ble avsatt oppå isen og blir avsatt på innsjøbunnen. Snøskredene som kan gli oppå isen får dermed en vesentlig lengre utløpsdistanse. På østsiden blir antagelig mest løsmasser transportert i jordskredene i perioder med mye regn (Wenaas, et al., 2013).

I smeltevanns sesongen og under høstregnet går det også steinsprang ned fra fjellsidene over viftene i Figur 34. Løsmasser fra steinsprangene er med på å bygge opp viftene disse løsmassene kan så bli flyttet på og fraktet videre av snøskred om vinteren. De store blokkene som kan observeres i viftene stammer sannsynligvis fra steinsprang.



Figur 34: Snøskred vifter på vestsiden av Anestølsvatnet. Skredviftene markert på bilde **A** og **B** er av de samme to skredviftene, men er på vinter og sommertid. Bilde **A** er et privat foto tatt av Simen Norheim, bilde **B** er et satellittbilde (Statens kartverk, 2010). Den generelle utløpsdistansen er basert på tolkningen av georadar profilene. Bilde **C** viser et utsnitt av georadar profil 0182 som går gjennom skredmassene fra den sørlige viftene.

8.5.6 Geomorfologisk kart

De kartlagte sediment typene, skredavsetninger, innsjøavsetninger og mulige moreneavsetninger er blitt samlet og visualisert i Figur 22. Hvordan kartet ble laget er forklart i avsnitt 7.3.2.

Moreneavsetningene er begrenset til to rygger nord og sør i vannet (Figur 22). Skredavsetningene ligger langs dalsidene og skredsonen går ikke ut noe særlig lenger enn 100 m ut i vannet. Innsjøsedimentene ligger fordelt i senteret av vannet, stort sett mer enn 10 m under overflaten (Figur 22).

De grå områdene helt i nord og sør på Figur 22 er områder hvor det er lite data samlet inn og som har mye støy som gjør det vanskelig å tolke. Spesielt i nordenden er det mulig å se noen skrålager som vitner om deltaavsetninger (skrålager er markert i Figur 33). Områdene er mest sannsynlig satt sammen av breelvavsetninger avsatt i et delta som forklart i den kvartærgeologiske historien i avsnitt 5.4. Anestølsvatnet er spesielt ettersom det har innløp i begge ender av vannet. På den måten kan det ha deltaavsetninger i begge ender.

Det batymetriske kartet (Figur 21) viser en relativt jevn innsjøbunn langs midten av vannet, dette kan også ses i profil 0084 (Figur 30). Profil 0084 viser et par små topper (markert med **B** på Figur 30) som kan være tidligere skredavsetninger eller enkelt blokker og 2 store topper (markert med **C** på Figur 30). De store toppene er 3-4,5 m høye og 80-120 m brede. Disse toppene er unike i den forstand at de befinner seg på midten av vannet. Bredden på disse toppene gjør at mye silt kan akkumuleres på toppen slik at de ikke så lett graves ned av innsjøsedimentene. Noen av toppene på profil 0084 kan potensielt være morenerygger (se avsnitt 9.1.1). Løsmassekartet vist i Figur 22 tilsier at skred sjeldent eller aldri går ut til midten av vannet. I aktsomhetskart vist i Figur 5 antas det ut ifra helning at skred aldri vil løpe ut til midten av vannet. Slike aktsomhetskart er ikke helt pålitelig ettersom de hovedsakelig går ut ifra helningsgrad, men i dette tilfellet ser de ut til å korrelere godt med data funnet i feltarbeidet til denne oppgaven.

For økt sikkerhet i tolkningen sammenlignes data funnet med georadar med borekjerne. Borekjernene korrelerer med noe av det som er tolket i georadar profilene. Ved vannkanten på vestsiden av vannet ligger borekjerne A4 (Figur 21B) fra

Halvorsen et al. (1996), denne viser innsjøavsetninger i nedre del, men i øvre del viser borekjernen grus og stein sammen med gytje (se avsnitt 6.2.2.1). Blandingen av gytje og grus/stein som kan tyde på snøskred. Omlag 20m fra vannkanten på østsiden av vannet ligger borekjerne A6 (se Figur 21B for plassering), denne borekjernen består av hovedsakelig av gytje og sand med stedvis kvist. I borekjerne A6 finner ikke Halvorsen et al. (1996) tegn til skredavsetninger. Sanden i denne borekjernen kan muligens være avsatt av jordskred.

9 Diskusjon

9.1 Uklare strukturer

9.1.1 Potensiell morene nord i Anestølsvatnet

Langs profil 0084 (Figur 30) på midten av vannet kan det ses stort sett flat innsjøbunn, men også to store topper/rygger (topp 2 og 3 på Figur 21B) av ukjent materiale med overliggende innsjøsedimenter. Disse ryggene har dimensjoner på 3-4,5 m høyde og 80-120m bredde. Det batymetriske kartet viser en potensiell rygg der den nordlige av disse toppene (topp 3 på Figur 21B) ligger. Hvor denne mulige morenen fortsetter i den vestlige delen av vannet er vanskelig å si, det er to forhøyninger på profilet som ligger lengre vest (topp 16 og 17 på Figur 21B), men ingen av disse viser samme trekk som de to andre. Den som ligger lengst sør (topp 17) har lignende høyde, men har tydelige skredavsetninger avsatt nylig som gjør at det er umulig å vite hva som ligger under. Toppen lenger nord (topp 16 på Figur 21B) er en forhøyning på omtrent 4 meter, men viser ingen andre sammenlignende trekk denne heller. Til sammen utgjør topp 3, 15 og 16/17 (på Figur 21B), i nord av vannet, en rygg på tvers av dalen. Denne ryggen passer formmessig med en endemorene.

Morene avsetninger vil vises som kaotisk sortert med diffraksjons hyperbler. Dette er ikke tilfellet på denne ryggen, derimot kan det ses laminære lag på toppen av denne ryggen med mangel på reflektorer under (se avsnitt 8.3 om type tre topper). Mangelen på underliggende reflektorer hindrer endelig tolkning av dette som morene avsetninger. Selv med kaotiske refleksjoner er det ikke gitt at dette er morene avsetninger da skredavsetninger vil se lignende ut i georadar profiler. Det antas at dette ikke er skredavsetninger til tross for lignende strukturer som er tolket til skredavsetninger, fordi toppen (topp 3 på Figur 21B) befinner seg på midten av vannet hvilket ser ut til å være utenfor den sannsynlige utløpssonen til skredene i dalen (se

avsnitt 9.1.4 for utløpsdistansen). Langs profil 0084 (Figur 30) kan det utelukkende ses laminære avsetninger langs hele vannet som betyr at andre avsetnings typer i midten av vannet er svært sjeldent da avsetning av >1 m silt har kunnet skje uavbrutt.

Borekjerne A1 (se på Figur 21B for plassering) fra en tidligere kandidatoppgave ved HiSF (Halvorsen, et al., 1996) viser silt, sand og organisk materiale i avsetningen langs den potensielle ryggen. Dersom borekjernen viste morene avsetninger i nedre del av stratigrafien ville tolkningen av denne være klar, men siden borekjernen kun viser silt, sand og organisk materiale blir det ikke definitivt. Dette kan fortsatt ikke tolkes som bevis på at dette ikke er morene avsetninger ettersom ^{14}C dateringer av borekjernen viste at borekjernen kun går ned til 5820 ± 100 år gamle avsetninger (Halvorsen, et al., 1996). Dette betyr at sedimentasjonsraten på dette punktet ligger på $0.9\text{mm}/\text{år}$ (Andreassen & Lie-Andreassen, 1997).

Isen forlot dalen 8 000 – 9 000 år før nåtid, dersom det antas at sedimentasjonsraten har vært noenlunde konstant siden isen trakk seg tilbake vil det ligge 7.2- 8.1 m med innsjøsedimenter over en eventuell morene. Det er tvilsomt at sedimentasjonsraten har vært helt konstant i 9000 år, trolig har den variert i henhold til skredaktivitet samt isbre utbredelse og erosjon som følge av dette. Sedimentasjonsraten $0,9\text{ mm}/\text{år}$ (Andreassen & Lie-Andreassen, 1997) er et gjennomsnitt utregnet fra den totale avsetningsmektigheten de siste $\sim 5\ 800$ årene, dette er derfor trolig et sannsynlig beregning av den reelle avsetningsraten. Til referanse ble det funnet en lignende gjennomsnitts avsetningsrate på $1\text{ mm}/\text{år}$ i Lake Lucerne som i likhet med Anestølsvatnet får sedimenter fra overliggende breer (Hilbe, et al., 2011).

Med en sedimentasjons hastighet på $0,9\text{ mm}$ per år (Andreassen & Lie-Andreassen, 1997) er det sannsynlig å forvente at det ligger 7,2- 8,1 m med sediment over tidligere avsetninger, dersom dette er tilfellet vil tidligere avsetninger ikke kunne ses i borekjernen da den kun går ned til 5,53 m. Tolkning av topp 3 på Figur 21B blir også problematisk når det ikke går noen profiler direkte over toppen, men isteden like utenfor dens utbredelse på begge sider (nord og sør).

9.1.2 Vifte sørvest

I det sørvestlige hjørnet av vannet kan det ses en stor viftelignende formasjon (vest for topp 20 på Figur 21B). Den vokser svært dramatisk fra sør med 8 høydemeters

stigning på 45 m distanse før den på synker betydelig saktere ned på nordsiden. Signalet er svært dempet (se avsnitt 6.1.2.3 om demping) over denne toppen som gjør at å tolke sedimentene under topplaget er umulig. Vifte formasjonen ligger under et område som nå er vegetert, men som har tydelige gamle skredløp i form av raviner. Like sørøst for topp 20 (Figur 21B), ligger en av de to store toppene langs profil 0084 (topp 2, Figur 21B), ovenfor er det diskutert for muligheten til at topp 2 kan være morene. Langs profil 0159 ligger topp 7 (Figur 21B) ca. 4 m høy 100 m bred uten tydelige signaler under innsjøsedimentene. Topp 20, 2 og 7 utgjør en bueform til sammen (se Figur 21B).

Den viftelignende formasjonen vest for topp 20 (Figur 21B) tilsier at den består av skredmateriale, men da toppen er svært høy er det sannsynlig noe ligger under skredmaterialet. De tre toppene i en bue i sørenden av vannet (topp 20, 2, og 7) kan muligens være morene. To av toppene er omtrent 4 m høye (topp 2 og 7 Figur 21B) den andre er 8 m høy (topp 20 Figur 21B), men topp 20 ligger under det som ser ut til å være en tidligere skred aktiv dalside. Så det er sannsynlig at dersom den består av morene avsetninger så har den skredavsetninger over. Muligheten for at alle disse toppene består av skredmaterialer er også til stede, men som diskutert i avsnittet 9.1.4 kan det ses svært få tegn til skred som har hatt utløpssone i midten av vannet, særlig med så store masser som i de to store toppene som finnes der (topp 2 og 3 Figur 21B). Det kan ses andre små ujevnheter langs profil 0084 men alle disse er svært små. Interpoleringen i det batymetriske kartet viser ingen tegn til en morene rygg på tvers av sørdelen av vannet, men dette område er midt mellom to profiler og har en utbredelse på 70- 90 m som betyr at det kan ha falt innenfor områder uten data.

9.1.3 Et argument for morener

Det er få tegn til morenerygger opp i dalsidene fra Anestølsvatnet. Den store moreneryggen som demmer opp sørenden av vannet er den eneste tydelige moreneformasjonen i nærområdet. Selv om det ikke er tegn til flere morener på land kan denne teorien ikke utelukkes på grunn av all skredaktiviteten i området. Dalsiden til Anestølsvatnet er dekket i skredmaterialer. Skredmaterialene kan dekke til moreneryggene, og selve morenene kan bli til skredmateriale ved utglidninger og ved å bli transportert med andre skredhendelser. Morener i Bøyadalen, omtalt i Aa & Sjøstad (2000), er også til dels tildekket av skredmaterialer.

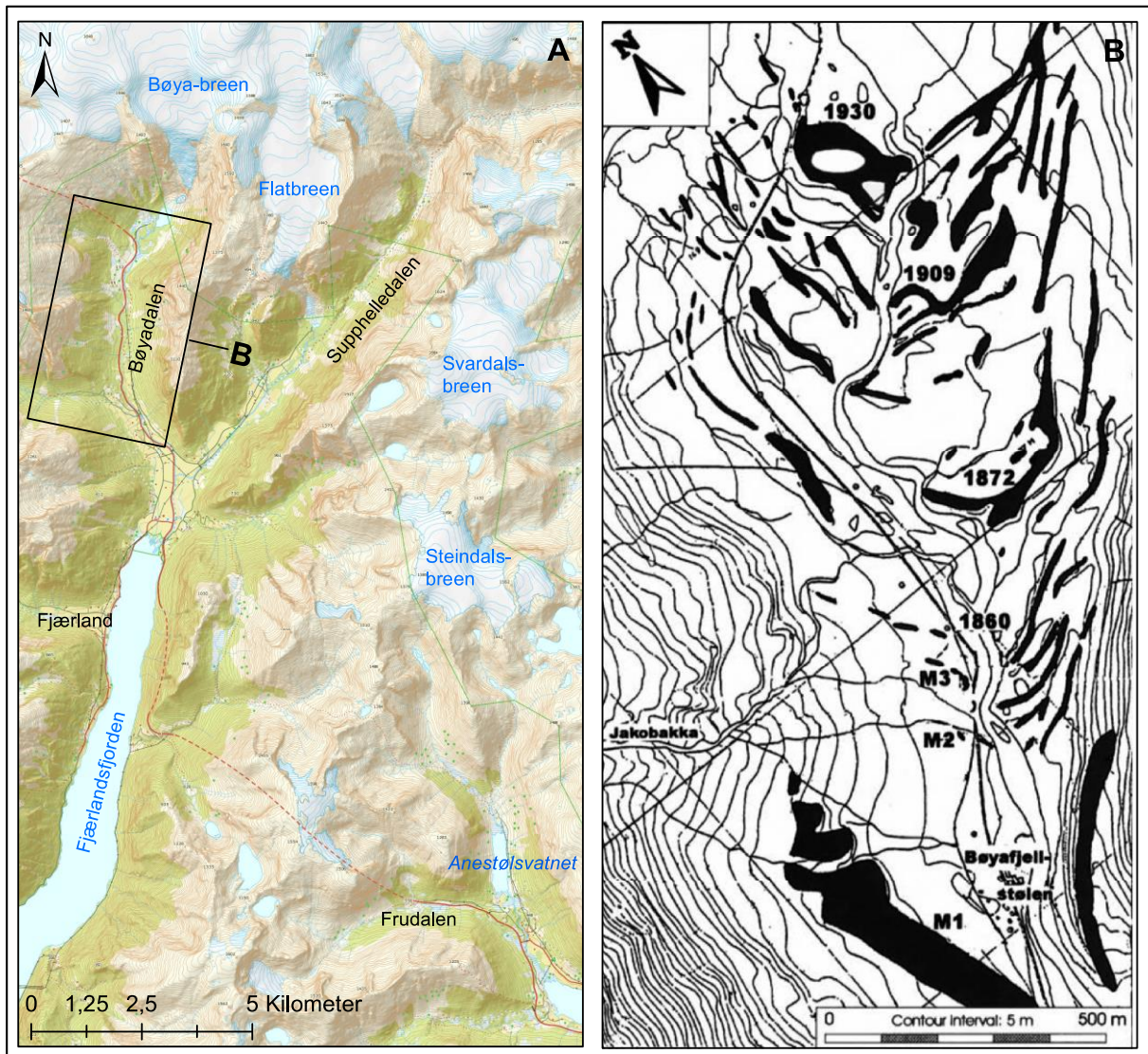
Det er ingen publiserte dateringer av Nysete-morenen (morenen helt sør i Anestølsvatnet (se Figur 3), men det er dateringer av morenerygger i Bøyadalen som ligger ca. 15 km nordvest for Anestølsvatnet. 50 m sør for Bøyafjellstølen ligger en relativt stor morenerygg på 8- 10 m høyde (M1)(Figur 35). Denne morenen er datert til tidlig Holocene, 8 560 år før nåtid (Aa & Sjøstad, 2000). M1 morenen er altså mest sannsynlig like gammel som Nysete-morenen. 500 m nord for M1 mot isbreen i Bøyadalen ligger det flere mindre morenerygger. Den sørligste av disse morenene er M2, datert til sen Holocene, 2 890 år før nåtid. De mindre morenene 500 m nord for M1 er omtrent 2 m høye og var dannet under den lille istiden (Aa & Sjøstad, 2000).

Avstanden fra Nysete morenen til der det antas å være en morenerygg (se avsnitt 9.1.2) er 500 m. Altså er det samme avstanden som avstanden mellom morenene i Bøyadalen. Dermed er det mer sannsynlig å tro at det kan være en morene sør i Anestølsvatnet (se Figur 22). Den mulige morenen nord i Anestølsvatnet (se avsnitt 9.1.1) ligger omtrent 600 m fra den mulige morenen i sør . Denne avstanden er mye lenger enn avstanden mellom M2 og M3 i Bøyadalen. Det er også en noe større morene ca. 500 nord for M2, 1 872 morenen som passer bedre i avstand med den nordlige morenen i Anestølsvatnet.

Selv om de to dalførene ligger relativt nærme geografisk er det ikke helt sikkert at de har hatt identisk tilbake smeltnings historie. Forskjellen i topografi, og tilstedeværelsen av en proglacial innsjø ved Anestølen kan forårsake at breene bevegde seg med ulik hastighet ved Anestølen enn i Bøyadalen. Det er også verdt å merke seg at moreneryggene omtalt fra Bøyadalen ligger omtrent 150 moh., mens Anestølsvatnet ligger på 441 moh. Likevel viser moreneryggene bak M1 at det er sannsynlig med morenerygger bak Nysetemorenen. Et annet problem med sammenligningen av Bøyadalen og Anestølsvatnet er at hvis de mulige morenene i Anestølsvatnet er av samme framstøt som M2 (fra Bøyadalen) er de så unge at de burde dukke opp i borekjernene fra Halvorsen, et al. (1996), hvilket de ikke gjør.

De eldste dateringen i borekjerne A1 (se for plassering Figur 21B), som ligger i den nordlige delen av Anestølsvatnet er på ca. 6 000 år før nåtid. Det betyr at Anestølsvatnet må ha vært isfritt før de avsetningene ble avsatt. Ettersom det ikke er noen tegn til morenemateriale i borekjerne A1 som går til ca. 6 000 år før nåtid og er 5,53 m dypt må en eventuell morene være eldre enn dette. Det daterte laget i

borekjerne A1 betyr at Anestølsvatnet ble isfritt lenge før morene M2 ble dannet i Bøyadalen.



Figur 35: Figuren viser kartlagte og daterte morener i Bøyadalen. Kart A viser lokaliteten til Bøyadalen og plasseringen til Kart B i forhold til Anestølsvatnet (nederst i høyere hjørne). Kart B er fra Aa & Sjøstad (2000). De sorte områdene er kartlagte morener.

9.1.4 Utløpslengde

Skredene som når vannet ser ut til å generelt ligge innenfor ca. 100m fra vannkanten. Det er små ujevnheter langs profilene 0084 (Figur 30) og 0093 som kan tyde på at svært store skred eller enkeltblokker tidvis når midten av vannet. Uten å vite hva som ligger under innsjøsedimentene på disse stedene er det ikke sikkert at dette er skredavsetninger. Toppen nord i profil 0093 (topp 1 på Figur 21B) kan se ut som skredavsetninger og terrenget over vann tyder på skredaktivitet, men borekjerne A7 (se Figur 21B for plassering) viser ingen tegn til skred. Muligheten for at dette er skredavsetninger er fortsatt der, ettersom større skredhendelser sannsynlig har hatt lengre utløpslengde enn det som er normalen. Dersom dette er skredavsetninger er de relativt gamle ettersom borekjernen viser store mengder innsjøsedimenter avsatt over. Disse ujevnheter er ikke tolket til skredavsetninger i det geomorfologiske kartet fordi det ligger for stor usikkerhet rundt om dette er skredavsetninger eller ikke.

9.2 Usikkerheter

9.2.1 Georadar dybdemålinger

I denne rapporten er det batymetriske kartet (Figur 21) svært viktig for tolkningen, derfor er det viktig at dybde målingene til georadaren er korrekte. Dersom feilaktige dybder har blitt målt av georadar kan det bety at strukturer som er tydelige i det batymetriske kartet ikke fins eller at noen slike strukturer ligger skjult. Dersom det blir målt feil dybder som resultat av utstyrsfeil er dette noe som er vanskelig å rette opp i. Feil i dybdemåling kan også komme som følge av hellende reflektorer og kupert innsjøbunn der reflektoren i radargrammet vil registreres grunnere enn den egentlig er som følge av helning som forklart i avsnitt 6.1.3.2.

Til feltarbeidet ble det benyttet en Garmin eTrex Vista HCX, denne GPS 'en har en "sikkerhet" på 95% noe som tilsvarer 10 m feilmargin (Garmin International, Inc., 2007). Feil i GPS punkt kan komme som resultat av støy eller dersom GPS 'ens posisjon er omgitt av høye fjell eller dalsider som blokkerer signalet. Feilmarginen kan bli verre langs kantene av georadar profilene ettersom disse er nærmere dalsidene, som skygger for GPS signalet. Dersom et punkt har feil GPS punkt (5 m for langt vest) vil dybden i dette punktet være dybden for feil sted. Derfor vil det fortsatt kunne være feilaktig informasjon benyttet til å danne det batymetriske kartet selv om georadaren har målt riktige dybder. Da GPS 'en koblet til georadaren fungerte under hele feltarbeidet ble

det kun brukt GPS punktene fra denne. GPS punktene tatt med den håndholdte GPS 'en var kun start og slutt punkt og ingen punkt underveis langs profilet.

Feil i dybdene brukt i det batymetriske kartet kan også komme av feiltolkninger, dette er i de feste tilfellene som følge av svake bunn reflektorer. I bratte helninger registrerer georadar gjerne lite/svake signaler (se avsnitt 6.1.3.2), dette gjør at tolkning av bunn reflektoren blir mer usikker. Dette var sjeldent et problem, men på et profil fikk vi svært svake signaler fra helningene (13.1 Vedlegg 1). Derfor vil tolkningen av bunnreflektorens dybde kunne variere.

Tolkning av bunnreflektor kan også være problematisk langs profiler med nye skredavsetninger (se Figur 22 for plassering av skredavsetningene). Skredavsetningene har ofte hyperbler i topplaget, disse hyperblene er "kunstige" reflektorer hvor kun toppunktet stemmer (se avsnitt 6.1.3.1 om hyperbler). Variasjoner i hvordan bunnreflektor blir tegnet i forhold til hyperbler vil derfor resultere i variasjoner i den tolkede dybden. Hyperblene i topplaget vil også skape et kaotisk og dempet mønster rundt og under seg selv, som kan være vanskelig å tolke. Dette kunne være problematisk på vestsiden av vannet, særlig med toppene av hyperbler som gjorde det svært vanskelig å være helt nøyaktig i tolkning av bunn reflektor.

I Tabell 6 kan det ses at den gjennomsnittlige feilmarginen for dybde tolkningen i profil 0169 ligger på 6,2 %, denne feilmarginen er 11,88 % for samtlige krysningpunkter, grunnet veldig store feil et fåtall steder. I profil 0169 på Tabell 6 kan det ses at de største differansene er i begynnelsen og slutten av profilene. Til sammenligning hadde Yde et al. (2014) 10 % feilmargin i dybdemålingene sine. Feilene i våre data kommer av feiltolkning av bunnreflektoren da start og slutt av flere profiler går over i støy mot endene av profilet. Denne støyen (se avsnitt 6.1.3.3) kan komme som resultat av eksterne kilder f.eks. blokker langs vannkanten, vegetasjon, strømledninger og lignende. Det er trolig at majoriteten av differansen i dybde mellom profilene kan forklares ved feiltolkning av bunnreflektoren da differansen er generelt mye mindre på steder der det ikke er problematisk å tolke denne.

Tabell 6: Forskjell i dybdemålinger ved kryssende georadar profiler. Her ble det valgt ett sett krysningspunkt for et profil til å være representative for resten da det i rutenettet av profiler var over 100 krysningspunkt. Øverst og nederst i tabellen vises ytterpunktene til tverprofil 169, med kryssningen mellom 169 og 177 betydelig nærmere land enn 169 og 159. Det er tydelig at det er en mye større differanse mellom krysningspunktene som er i nærheten av land og de som befinner seg midt på vannet. Resten av krysningspunktene og deres dybde og differanse verdier kan finnes i vedleggene. Krysningspunktene går fra vest mot øst med profil 0177 lengst vest og 0159 lengst øst.

Kryssende profiler	Dybde profil 1 (m)	Dybde profil 2 (m)	Differanse (m)	Differanse (%)
1:0169 og 2: 0177	4,3	5,36	1,06	19,8%
1:0169 og 2: 0181	7,73	9,39	1,66	17,7%
1:0169 og 2: 0178	10,73	11,79	1,06	9%
1:0169 og 2: 0090	11,37	11,74	0,37	3,2%
1:0169 og 2: 0165	11,6	12,24	0,64	5,2%
1:0169 og 2: 0091	12,67	13,19	0,52	3,9%
1:0169 og 2: 0180	13,16	13,91	0,75	5,4%
1:0169 og 2: 0092	15,88	15,66	0,22	1,4%
1:0169 og 2: 0179	15,81	15,54	0,27	1,7%
1:0169 og 2: 0084	15,39	15,29	0,1	0,6%
1:0169 og 2: 0093	13,54	13,32	0,22	1,6%
1:0169 og 2: 0159	12,28	11,63	0,65	5,3%
			Gjennomsnitt s differanse	6,2%
			%:	

9.2.2 Kartleggelse

Nok en usikkerhet i denne oppgaven er kartleggelsen. Signal som mottas av georadar har ingen retningsverdi og i radargrammet vil dataen vises i to dimensjoner (2D). Siden det i motsetning til ekkolodd kun fins enkeltstråle georadar er dataen kun fra akkurat der profilene er gått, med eventuelle refleksjoner fra sidene av profilet kun som støy. Siden georadaren viser alle refleksjoner som direkte under seg (2D) er sikkerheten til den batymetriske kartleggingen i denne oppgaven et direkte resultat av hvor tett profilene er gått. De fleste profilene er gått med et mellomrom på 100-120m (med unntak av den vestlige midtdelen av vannet hvor rutenettet er tettere, se Figur 15 for plasseringen av alle profilene), dette betyr at variasjoner i topografien eller strukturer som er mindre enn 100m kan gå usett gjennom store deler av datasettet.

Det batymetriske kartet (Figur 21A) er et resultat av interpolering av verdiene funnet i profilene, avhengig av hvor profilene går i forhold til strukturer langs innsjøbunnen kan interpolering ha fullstendig ignorert visse strukturer. Profilene som ble gått dannet et rutenett så det er trolig at interpoleringen gir et ganske godt representativt batymetrisk kart, men som sagt kan potensielt strukturer 100m brede ligge skjult. Eksempelvis til dette ligger toppen som diskuteres i avsnitt 9.1.1 midt mellom 2 profiler uten at noen profiler går direkte over denne toppen, men på grunn av rutenettet kan toppen ses i nord-sør profilene isteden.

9.2.3 Overvann

Under innsamlingen av dataen var det 39cm overvann på innsjøen med en istykkelse på 59 cm. Med disse dimensjonene betyr dette at både overvannet og isen var tykk nok til at de ville kunne bli registrert som individuelle reflektorer (Tabell 2). Når det ligger vann både over og under isen kan signalet blir fanget mellom de to vannlagene siden forskjellen i relativ permittivitet mellom is og ferskvann er stor. Dersom signalet noen steder ble reflektert mellom vannlagene kan dette resultere i falske reflektorer i radargrammet. Hvordan disse forstyrrelsene kan se ut på et profil er vist i Figur 33 (På venstre side av den grå streken som indikerer starten på vannet).

9.3 Metode bedømmelse

Valget av å bruke georadar som metode for å undersøke skredavsetninger under vann anses som god. Det er ikke mange andre metoder som kan vise informasjon av sedimenter under innsjøer. Georadaren er ikke en god metode ved store vanddyb, ettersom vann er en god elektrisk leder som dermed vil dempe signalet fra de elektromagnetiske bølgene relativt fort. Det anses likevel for upraktisk å benytte både georadar og ekkolodd når man likevel må ha informasjon fra under innsjøbunnen. Det er mulig seismiske undersøkelser ville gitt bedre oppløsning av sedimentene under innsjøbunnen, men seismikk er svært dyrt og georadaren vil være et billigere alternativ. Bruken av borekjerne til å sammenligne resultatene fra georadaren kan være et godt verktøy om borekjerne er dype nok til å dekke samme mengde data som georadar profilene.

10 Konklusjon

Tidligere i rapporten har det blitt presentert batymetriske og geomorfologiske kart. Resultatene fra disse kartene og undersøkelsene gjort i forbindelse med de viser at skredavsetningene ligger utbredt langs både den østlige og den vestlige delen av vannet. Skredavsetningene opptrer sjeldent lenger ut enn 100 m fra vannkantene som vist på kartet.

På den østlige delen av vannet ligger jordskredavsetningene nedover helningen til innsjøsidene, disse avsetningene danner også skredvifter og løber der jordskredene har truffet vannet.

Den vestlige delen av vannet har svært utbredte nylig avsatte skredavsetninger, mest sannsynlig i hovedsak bestående av snøskredavsetninger. Her danner skredavsetningene under vann en forlenging av skredviftene over vannet. Den vestlige delen av vannet er mer "langgrunn" enn den østlige, som et resultat av den større skredaktiviteten. Dette skyldes sannsynligvis også at noen snøskred frakter løsmasser ut på isen før de synker, når isen smelter, mens større snøskred avsettes i såkalte "plunge & pool" strukturer.

Det ble funnet to potensielle morene rygger, en nord og en sør i vannet. Dette er ikke en sikker konklusjon grunnet mangelfull data. Avstanden mellom profilene og mangel på profil direkte over de mulige morenene, borekjernens dybde og demping av georadar signalene gjør også at dette ikke kan bekreftes

11 Råd til videre arbeid

Dersom det skal gjennomføres videre kartlegging av skredavsetinger i Anestølsvatnet er det noe data som anbefales å samles inn.

Ettersom de fysiske borekjernene ikke lenger ligger på HiSF samt det faktum at de tidligere borekjernene kun gikk ned til datering 5820 ± 100 år før nåtid (553 cm), kan det være nyttig å ta nye borekjerner. Dersom det tas nye borekjerner burde disse gå dypere enn de foregående kjernen. Kjernene burde dateres slik at et reelt bilde av den totale avsetningsmektigheten i vannet, siden dalen ble isfri, kan bestemmes. Lengre borekjerner vil også kunne være med å bestemme hva underliggende sedimenter består av, så plasseringen av disse burde vurderes slik at borekjernene kan gi mest mulig data.

Ett rutenett av georadar profiler for dannelse av ett batymetrisk kart bør være tettere, særlig i områdene hvor det i denne oppgaven er diskutert for potensielle morener. Dette vil være med å forsikre om mindre feilmargin som følge av interpolasjon. Profiler gått med 50 MHz antenne i denne oppgaven ga ingen nyttig informasjon om mektigheten ned til grunnfjell, om det er mulig kan det prøves å benytte en 25 MHz antenne for enda dypere penetrering. Profilene burde gå tidligere på sesongen enn i Mars slik at det er mindre snø og overvann på innsjøen som kan bidra til forstyrrelse av signalet.

Får å få et bedre overblikk over hvilke skredtyper som ligger hvor bør det også gjøres undersøkelser på land, om høsten. Det kan gjøres en bedre kartleggelse av skredavsetningene på land med feltobservasjoner og georadar profiler som går opp i dalsidene. Ved å se nærmere på avsetningene over vann i sammenheng med det som ligger under, kan det være mulig å få et større overblikk over skredavsetningene.

12 Referanseliste

Aa, A. R. & Sjøstad, J. A., 2000. Schmidt hammer age evaluation of the morain sequence in front of Bøyabreen, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, pp. 27-32.

Andreassen, H.-M. & Lie-Andreassen, T. H., 1997. *Holocen sedimentasjon i Anestølsvatnet, Sogn og Fjordane*, Sogndal: Høgskulen i Sogn og Fjordane.

Anundsen, K., 1974. *Geologien i Sogndal Kommune*, Sogndal: Sogndal Sogelag's.

Barnhardt, W. A., Jaffe, B. E., Kayen, R. E. & Cochrane, G. R., 2004. Influence of Near-Surface Stratigraphy on Coastal Landslides at Sleeping Bear Dunes National Lakeshore, Lake Michigan, USA. *Journal of Coastal Research*, Issue 20, pp. 510-522.

Bjordal, H. & Helle, T. . E., 2011. *Skred og flom på veg*, s.l.: Vegdirektoratet.

Blikra, L. H. & Nemec, W., 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, pp. 45: 909-959. doi: 10.1046/j.1365-3091.1998.00200.x.

CICERO, 2007. *Utviklingen av naturulykker som følge av klimaendringer*, Oslo: CICERO.

Eik, S. & Kvalsvik, S. T., 1997. *Skred i Anestølsdalen*, s.l.: HiSF.

Garmin International, Inc., 2007. *Garmin eTrex HC series owners manual*. [Internett].

Halvorsen, E., Mæland, M. Y., Teigland, E. & Uriansrud, F., 1996. *Sedimentære avsetninger i holocen Anestølsvatnet, Sogn og Fjordane Del I av II*, Sogndal: HiSF.

Hilbe, M. et al., 2011. *Subaqueous morphology of Lake Lucerne (Central Switzerland): implications for mass movements and glacial history*, s.l.: Swiss Geological Society.

Luckman, B. H., 1975. *Drop stones resulting from snow-avalanche deposition on lake ice*, s.l.: Journal of Glaciology.

Mauring, E. et al., 1995. *Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak*, Trondheim: NGU.

MET, 2016. *eKlima*. [Internett]

Available at: <http://eklima.met.no>

[Funnet 18 04 2016].

Mussett, A. E. & Khan, M. A., 2000. *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics*. England, Cambridge: Cambridge University Press. red. Cambridge: Cambridge University Press..

NGU, 2016a. *Norges Geologiske Undersøkelser*. [Internett]

Available at: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>

[Funnet 02 04 2016].

NGU, 2016b. *Norges Geologiske Undersøkelser*. [Internett]

Available at: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>

[Funnet 02 04 2016].

Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2 red. West Sussex: Wiley-Blackwell.

NVE, 2011, 14. *Plan for skredfarekartlegging*, Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.

NVE, 2011, 15. *Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*, OSLO: Norges Vassdrags- og energidirektorat.

NVE, 2011, 16. *Plan for skredfarekartlegging Delrapport jordskred og omskred*, OSLO: Norges vassdrags- og energidirektorat.

NVE, 2011, 18. *Plan for skredfarekartlegging Delrapport snøskred og sørpeskred*, OSLO: Norges vassdrags- og energidirektorat.

NVE, 2013. *Jordskred og flomskred*, OSLO: Varsom.

NVE, 2015a. *Produktark: Jord- og flomskred -aktsomhet*, s.l.: Norge Digitalt.

NVE, 2015b. *Produktark: Sno- og steinskred - aktsomhetsområder*, s.l.: Norge Digitalt.

NVE, 2016a. *Norges Vassdrags- og Energidiriktorat*. [Internett]

Available at: http://gis3.nve.no/kartkatalog/metadatahg_wmstjenester.html

[Funnet 16 04 2016].

NVE, 2016b. *WMS TJENESTER*. [Internett]

Available at: http://gis3.nve.no/kartkatalog/metadatahg_wmstjenester.html

- Plewes, L. A. & Hubbard, B., 2001. *A review of the use of radio-echo sounding in glaciology*, s.l.: Progress in Physical Geography 25,2 (2001) pp. 203–236.
- Sandmeier, D. K.-J., 2014. *REFLEX 2D-Quick guide*. s.l.:Sandmeier geophysical software.
- Sass, O. & Krautblatter, M., 2006. *Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: Genetic models derived from GPR measurements*, s.l.: Geomorphology.
- Sheriff, R. E. & Geldart, L. P., 1995. *Exploration Seismology*. 2. utgave red. s.l.:Cambridge University.
- Smith, D. J., McCarthy, D. . P. & Luckman, B. H., 1994. *Snow-Avalanche Impact Pools in the Canadian Rocky Mountains*, s.l.: INSTAAR.
- Statens kartverk, 2010. *Ortofoto 50*. [Internett]
Available at: [BNO10044 01 04](#)
- Statens vegvesen, 2001. *Meteorologi og klimastasjoner*, s.l.: Statens vegvesen.
- Tyssebotn, G. M. & Velle, J. H., 2010. *Poretrykksmålinger i ei skredutsett dalside (Bacheloroppgave)*, Sogndal: HISF.
- Tønnesen, J. F., 2004. *Geofysiske undersøkelser av fjellskredavsetninger ved Byrkjelo*, TRONDHEIM: Norges geologiske undersøkelser.
- Vegvesenet, 2015. *Skredsikringsbehov for riks- og fylkesvegar i Region vest*, s.l.: Statens vegvesen.
- Wenaas, S., Olsen, O. & Saurin, K., 2013. *Nedbørsintensitet og grunnvannnivå ved utløsning av jordskred 15/16. november 2013 ved Anestølen (Bacheloroppgave)*, s.l.: HISF.
- Winsemann, J., Asprion, U. & Meyer, T., 2004. *Sequence analysis of early Saalian glacial lake deposits (NW Germany): evidence of local ice margin retreat and associated calving processes*, Hanover: Sedimentary geology.
- Yde, J. C. et al., 2014. *Volume measurements of Mittivakkat Gletscher southeast Greenland*, s.l.: Journal of Glaciology.

13 Vedlegg

Vedlagt ligger en USB minnepinne med rådata fra georadar, bildefiler av de prosesserte profilene, kartdata og Excel ark med utregningene for differanse i dybdemålinger på alle krysningspunkt for profilene.

13.1 Vedlegg 1 Profil 172

