

Stormoen, Thomas Austin

Kvikkleirekartlegging med en systematisk geologisk tilnærming

Praktisering av ny metode på Skatval, Trøndelag

Masteroppgave i Tekniske Geofag

Veileder: Frengstad, Bjørn & Siggerud, Erling I. H.

Juni 2021

Stormoen, Thomas Austin

Kvikkleirekartlegging med en systematisk geologisk tilnærming

Praktisering av ny metode på Skatval, Trøndelag

Masteroppgave i Tekniske Geofag
Veileder: Frengstad, Bjørn & Siggerud, Erling I. H.
Juni 2021

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Fakultet for ingeniørvitenskap
Institutt for geovitenskap og petroleum



Kunnskap for en bedre verden

SAMMENDRAG

I begynnelsen av det tyvende århundre ble det oppdaget at visse finkornede marine avsetninger som er blitt hevet på land etter siste istid gjennomgår en faseendring fra fast til flytende ved mekanisk påvirkning, kalt kvikkleire. Dette skjer fordi flisige leirpartikler er stablet i en åpen «korthusstruktur», som blir ustabil når det opprinnelige marine porevannet erstattes med ferskvann. Dette har ført til flere skredhendelser, på bekostning av liv og verdier. Dagens kartlegging av kvikkleire baserer seg på interpolering av egenskaper mellom borepunkter. Praksisen er kostbar, og har dessverre ikke vært utelukkende suksessfull.

I prosjektoppgaven som innledet denne masteroppgaven, ble det vist statistisk at kvikkleire forekommer tre ganger hyppigere på flate områder enn i skråninger. Kvikkleireforekomst må altså kunne tilknyttes landskapsdannende sedimentologiske prosesser. For finkornede marine avsetninger, kan disse deles inn i fire geologiske landskapstyper: strandterrasser, marbakker, raviner og skredgroper. Fordi leirpartiklene i skredmateriale ikke er stablet som i den ustabile korthusstrukturen, vil skredmateriale ikke bestå av kvikkleire. I tillegg er det observert av andre at raviner begrenser skredutbredelse. Det er derfor de mindre eroderte strandterrassene mellom skredgroper og raviner, hvor det ut fra en geologisk begrunnelse eksisterer kvikkleire. En oversikt over skredgroper og raviner er dermed avgjørende for å vurdere hvor det er fare for kvikkleire. Som følge av erosjon og at menneskene har tatt i bruk disse arealene, er flere skredgroper og raviner ikke mulige å detektere fra overflateanalyser eller boreundersøkelser alene. Formålet i denne oppgaven er å kartlegge de fire ovennevnte landformene, for så å benytte informasjonen til å predikere kvikkleireforekomst, basert på forståelsen av hvordan kvikkleire korrelerer med de sedimentologiske prosessene og landformene.

Georadar er benyttet i denne oppgaven, for å undersøke et område på Skatvalhalvøya i Trøndelag. Her er ny E6 er under utbygging, og flere boreundersøkelser er utført i den forbindelse. Undersøkelsen i denne oppgaven er utført ved å systematisk tolke overflaten fra LiDAR-data og undergrunnen fra georadardataene. Dernest er tolkningene helhetlig sammenstilte til en geologisk modell som predikerer de fire landskapstypene.. Georadar har vist seg å være egnet for å identifisere strukturer som kan relateres til de fire geologiske landskapstypene, med observasjoner ned til ca. 10 m etter prosessering. Resultatet viser at området består av en betydelig andel skredgroper, som er i overenstemmelse med den sannsynlige geologiske utviklingen. Ut ifra dette er muligheten for kvikkleireforekomst predikert. Boreundersøkelsene korrelerer med prediksjonen. Resultatet kan indikere at kvikkleirens utstrekning er overestimert med den konvensjonelle metoden som er benyttet i forbindelse med veiprosjektet.

Oppsummert viser resultatene at en systematisk geologisk tilnærming for å kartlegge områder med finkornede marine avsetninger, ved bruk av detaljerte undersøkelser (som georadar), kan predikere kvikkleireforekomst minst like presist som dagens konvensjonelle metodikk. Dette åpner for et interessant spørsmål, om hvorvidt dagens konvensjonelle metode for å kartlegge kvikkleire burde suppleres og oppgraderes, ved å utprøve nyere og mer presise undersøkelsesmetoder og teknologi, som i større grad baseres på en geologisk tilnærming. Vil det til og med kunne øke prediksjonen i kartleggingen, til lavere kostnader og dermed økt sikkerhet for fremtidige liv og verdier?

ABSTRACT

In the first half of twentieth century, it was discovered that certain fine-grained marine deposits undergo a phase change from solid to liquid by mechanical disturbance, commonly called quick clay. This phenomenon occurs because the particles are stacked in an open "house-of-cards structure" and has led to several incidents with significant mass displacement, causing loss of lives and property. Today, the commonly used method to map quick clay is based on assumptions of the distribution of properties between drilling points. The method is costly and, unfortunately, not always successful.

In an initial study by the author, a statistical analysis of historic observations on several sites showed that quick clay occurred three times more frequently on flat areas than on slopes. Thus, quick clays are associated with landscape-forming sedimentological processes. For fine-grained marine deposits, this results in four geological landscape forms: beach terraces, shorefaces, ravines, and landslides. Since the clay particles in debris material will not be stacked as in the unstable lattice structure, such material will not consist of quick clay. There are also several observations by others, showing that ravines limit landslide propagation. Thus, the preserved horizontal beach terraces that are surrounded by landslides and ravines, are associated with a higher risk of quick clay. Consequently, an overview of landslides and ravines is crucial for assessing quick clay mapping. However, subsequent erosion and anthropogenic cultivation of the marine deposits has made it impossible to detect many of the historic landslides and ravines from surface analyses or drilling surveys. The purpose of this thesis is, therefore, to map the concealed structures that result from these processes and, using that information, to predict the occurrence of quick clay based on the understanding of its correlation with sedimentological processes and landforms.

Ground penetrating radar (GPR) was used to survey an area on the Skatval peninsula in Trøndelag. The site was chosen due to a new highway being under development, and conventional drillings had recently been completed. A revised analysis of the site was produced by systematically interpreting the surface from LiDAR-data and subsurface from GPR-data, which were compiled, holistically. After processing, GPR proved to be well suited for identifying structures to a depth of 10m, that could be related to the mentioned landscape types. The interpretation of the new survey data also showed that a significant proportion of the area concealed older landslides, which is consistent with the likely geological development of the area. Based on this and the correlation between slope angle and quick clay frequency, the probability of quick clay could be predicted. The results of the previous drilling investigations correlate with the prediction. However, the interpretation suggests that the extent of quick clay might have been overestimated by the conventional technique of extrapolation between drilling points.

Overall, the findings show that a geological approach to map areas with fine-grained marine deposits, supported by detailed survey data (such as GPR), may enable predictions of quick clay deposits that are at least as reliable and precise as those obtained from conventional methods. This poses the interesting question, of whether the conventional approaches to quick-clay surveying and mapping might benefit by making use of newer and more precise survey technologies and a geological-analysis approach. Could such an upgrade even make it possible to increase the accuracy of quick clay predictions, at lower costs as well as giving more effective protection of property and lives?

FORORD

Denne masteroppgaven omfatter de siste 5 måneders arbeid, tilsvarende 30 studiepoeng, på min sivilingeniørutdanning innen tekniske geofag. Etter en inspirerende gjesteforelesning våren 2019 og interessant forskning presentert i det populærvitenskapelige magasinet GEO, tok jeg kontakt med Dr. Erling Siggerud i håp om å finne en oppgave hvor geologisk forståelse kunne utvikles og benyttes for å løse aktuelle problemstillinger. Kvikkleire ble bokstavelig talt over natten et mye omtalt tema i slutten av desember 2020, dessverre. Kvikkleireutfordringene under planleggingen av ny motorvei på Skatval gjorde det til et spennende studieområde i nærheten av Trondheim.

Dr. Erling Siggerud har i tillegg til å veilede meg i denne oppgaven, inkludert meg i deler av sitt arbeid, noe som har bidratt til uvurderlig innsikt og diskusjoner som har vært viktige for denne oppgaven. Han har også inspirert gjennom sitt store faglige engasjement. Flere forskere har gjennom han bidratt med behandling av data som har blitt samlet inn (Licia Ballardini (Digital Geologi), Lars Edward Kjellesvik (Digital Geologi), John Eric Battie). Særlig ønsker jeg å takke Licia Ballardini for sin innsats med digitaliseringen av undersøkelser som har inngått i denne studien. Sigbjørn Rønning (NGI), Jan Mæresmo (Skatval Historielag) og Karoline Skår (Statens Kartverk) har vært hjelpsomme med deling av data og tilgjengeliggjøring av kommersiell programvare for denne oppgaven.

Underveis har veileder professor Bjørn Frøngstad vært en tilgjengelig støttespiller med gode svar når det har vært behov. Min far, Peter Austin, har også bidratt med interessante diskusjoner, samt språklig og kritisk gjennomlesing. Jeg vil også takke alle i klassen MTTEKGEO 2016-2021, for alle de gode stundene og for alle kakene som hver fredag har pirret kreativiteten så vel som smaksløkene.

Til slutt vil jeg takke Gine, som gjør hver dag lysere.

Thomas Austin Stormoen

Trondheim, juni 2021

INNHold

1.	Introduksjon til oppgaven	1
1.1.	Håndtering av kvikkleire	1
1.2.	Oppgavens bakgrunn og formål	2
1.3.	Beskrivelse av studieområdet	4
2.	Geologien på Skatval.....	7
2.1.	Issmelting- og avsetningshistorie	8
2.2.	Landskapsutvikling	10
3.	Kvikkleireteori og -teorier	16
3.1.	Geoteknisk definisjon.....	18
3.2.	Hvor og hvordan dannes kvikkleire?	18
3.3.	Skredutvikling.....	21
3.4.	Tradisjonell geoteknisk kartleggingsmetodikk	25
3.4.1.	Undersøkellesmetoder.....	26
3.5.	Geofysikk	27
4.	Metode	31
4.1.	Forstudie.....	31
4.2.	Overflate- og terrenyanalyse	33
4.3.	Georadar- innsamling, prosessering og tolkning.....	33
4.4.	Analyse av eksisterende punktdata.....	37
5.	Resultater	39
5.1.	Overflateanalyse	39
5.2.	Tolkning av georadardata.....	41
5.3.	Overflatekartlegging etter systematisk tolkning av geor	43
5.4.	Analyse av punktdata	44
6.	Diskusjon.....	47
6.1.	Geologisk utvikling	47
6.2.	Betydning for kvikkleireforekomst	50

6.3. Geologisk kartlegging med georadar og LiDAR	52
6.3.1. Skredgrupers utstrekning	54
6.3.2. Betydning for resistivitetsmålinger	55
6.4. Kvikkleirekartlegging med boreundersøkelser	55
6.5. Effektivitet.....	55
6.6. Videre arbeid	56
7. Konklusjon	58
Referanser.....	60
Vedlegg	69

FIGURER

Figur 1. Puslespillanalogi, modifisert etter Baynes, et al. (2020) (t.h.: «World Citizen» av © Tim Klein).....	2
Figur 2. Kart over sørøstre del av Trondheimsfjorden, og studieområdets plassering (rød firkant) på Skatval . Grunnkart er hentet fra ©hoydedata.no fra ©Kartverket.....	4
Figur 3. Kvartærgeologisk, topografisk kart over studieområdet (svart polygon). Rød stiplet linje er den planlagte veistrekningen. Grunnkart fra NGUs løsmassedatabase.....	5
Figur 4. Antatt forekomst av sprøbruddsmateriale (rød), projisert til kartplanet fra 2D-snitt (svarte linjer). Sprøbruddsmateriale antas langs ca. 70 % av linjene av Bache et al. (2020).	6
Figur 5. Kvartærgeologisk kart fra NGU (2021 a) over Skatvalhalvøya, Stjørdal.	7
Figur 6. Skjematisk geologisk gjennom Skatval. Sedimenter fyller bergtopografien.....	8
Figur 7. Strandforskyvingskurve fra Frosta, modifisert av Sveian (1995) etter på Kjemperud (1981).	10
Figur 8. Dannelse av stegvist avtagende terreng, med flate områder og marbakker fra tidligere havnivå.....	10
Figur 9. Prinsippsskisse av ravinedannelse, modifisert etter Siggerud (2019 b). A) Erosjon foregår ned til en basislinje, og dalsidene står stabilt. B) Videre nedskjæring gjør at skråningene blir bratte. C) Skråningsprosesser utvider ravinedalen.....	11
Figur 10. Kategorisering av form på skredgroper. Modifisert etter Quinn, et al. (2009 a).	12
Figur 11. Stort bilde: Oversiktsfoto fra kvikkleireskred på Byneset, juni 2021. Nærmest ligger en bevart, tilbakerotert, listrisk forkastningsblokk med tørrskorpe. Det meste av leiren ellers er oppsprukket i mindre blokker. Lite bilde: Fluidalstrukturer i størknet kvikkleire eksponert i skredgropen.....	12
Figur 12. Terrengutvikling over tid.	13
Figur 13. Fire landskapstyper. A) Flate områder. B) Marbakker. C) Raviner. D) Skredgroper.	14
Figur 14. Kultivert, kupert leirterreng som er glattet ut for landbruksformål på Nannestad, Viken de siste 70 år, fra Hamre, et al. (2020). Øvre foto: Wilhelm Skappel, 1949. Nedre foto: Sverre Solberg, 2018.	15
Figur 15. Kornstruktur i leiren. A) Med saltholdig porevann og ionebindinger. B) Ustabil med svake van der Waals-bindinger. C) Under skredbevegelse. D) Etter skredbevegelse er strukturen stabil med parallelle partikler. Modifisert etter Wiig et al. (2020).	17

Figur 16. Typisk endring i omrørt og uomrørt skjærstyrke (v) og sensitivitet (h) ved ulikt saltinnhold, modifisert av Rankka, et al. (2004) etter Bjerrum (1954).	17
Figur 17. Hyppig benyttet skjematisk modell som viser soner hvor kvikkleire kan oppstå, etter Løken (1983). Modifisert av L'Heureux (2013).	19
Figur 18. Andel kvikkleire vist for ulike helningsintervaller, basert på 109 tilfeldige prøvepunkter. Kvikkleire opptrer 3 ganger hyppigere i flate ($< 2^\circ$) områder enn i bratte ($> 10^\circ$). Resultatet er fra prosjektoppgaven til Stormoen (2020) som innledet denne oppgaven.	20
Figur 19. Kvikkleiredannelsesmodell, modifisert etter Siggerud (2019 a). Under grove sedimenter og på flater er det høyest sannsynlighet for kvikkleire. Lav porøsitet danner mulig nedre grense for kvikkleiredannelse.	21
Figur 20. Retrogressivt skred, som en serie «skalker» med buet bruddflate, fra Wiig et al. (2020).	22
Figur 21. «Cloisonné-terreng» med skredgroper (rød) og raviner (blå) på Esp i Trondheim kommune (Digital terrengmodell fra © hoydedata.no fra © Kartverket).	23
Figur 22. A) Ekstensjonsstrukturer (horst-grabener) etter skred i Quebec. Foto av Leroueil, fra Hungr, et al. (2013). B) Skredgrop med lite skredmateriale etter Rissaskredet i 1978. Flytende kvikkleire har også blitt presset opp vertikalt, under nedsenkning av tørrskorpen (rød ring). Foto av Erik Thorberg.	24
Figur 23. Spredningsplott med sensitivitet og endring i nedpressingkraft ved totalsonderinger, av Rankka, et al. (2004).	27
Figur 24. Datainnsamling med georadar på snødekt åker i studieområdet. Foto: Erling Siggerud.	29
Figur 25. Georadarutstyr, MALÅ GX 80. 1) Antenne. 2) Stativ og kabel til kontrollskjerm. 3) Slede. 4) Taufeste. 5) Batteri og -input. 6) GPS-mottager. 7) Kontrollenhet.	34
Figur 26. Kart over studieområdet med de 13 georadarlinjene inntegnet. Bakgrunnskart fra ©ngu.no/kart/losmasse_mobil.	34
Figur 27. Skjematisk tolkning av radarfacies og deres posisjon i avsetningen.	36
Figur 28. Tolkning av skredretning på bakgrunn av observert symmetri.	37
Figur 30. Skyggelagt overflaterelieff med 3 ganger vertikal overdrivelse. Simulert solinnstråling med høyde 30 grader fra 120 grader sørøst.	39
Figur 31. Helningskart som viser overflatens helning ($0^\circ - 90^\circ$). Rød linje er omtrentlig ny veitrasé.	40
Figur 32. Asimutkart som viser overflate helningsretninger ($0^\circ - 360^\circ$). Svart linje er omtrentlig ny veitrasé.	40
Figur 33. Systematisk tolkning av skredgroper og raviner basert på LiDAR-data.	41

Figur 34. Tolket skredgrop (rød) hvor en ravine (blå) er dannet i ettertid av skredet.	42
Figur 35. Skredgrop med to roterte, normalforkastede blokker, øst i linje 12. Rød stripe er horisont tolket som skjærflate, med skredmateriale (RF2) over. Markert i grønn er to parallelle, roterte, normalforkastede blokker som indikerer bevegelse mot høyre.	42
Figur 36. Skredgrop (rød) tolket mellom to oppstikkende fjellpartier (rosa), nord i linje 13.	43
Figur 37. Kart med tolkede georadarlinjer projisert til kartplanet. Røde deler av linjene er skredmateriale (RF2). Svarte prikker viser plasseringen av sonderinger.	43
Figur 38. Kart som viser raviner og skredgroper, etter systematisk tolkning av LiDAR- og georadardata.	44
Figur 38. Sonderinger fra intervaller hvor prøver i samme punkt viser "normal" leire ($St < 15$), Sprøbruddsmateriale ($30 > St > 15$) og kvikkleire ($St > 30$). Trendlinjer for tolkning av de øvrige sonderingslogger er påtegnet hver populasjon.	45
Figur 39. Spredningsplott med alle sonderinger systematisk tolket. Til høyre viser rød farge hvor det er høyest tetthet med punkter, slik at hovedtrenden kommer tydeliger frem. Øvre: Sprøbruddsmateriale og kvikkleire. Nedre: Marin leire.	46
Figur 40. Oversiktskart over studieområdet, med fargekodede høyder (fra ©hoydedata.no av ©Kartverket). A) Vestre del av studieområdet. B) Sentrale, og største del av studieområdet. C) Østre del av studieområdet.	48
Figur 41. Ekvidistanse- og strandforskyvningskart. Hver farge markerer et høydeintervall tilsvarende tusen års strandforskyving de siste 10 000 år på Frosta, etter Kjemperud (1981).	49
Figur 42. Plassering av prøver med sprøbruddsmateriale (blå) og sonderinger hvor det er tolket kvikkleire (grønn), sammen med predikert fordeling av skredgroper og raviner. ...	52

TABELLER

Tabell 1. Type data innhentet med tilhørende kilder og lenker.	32
Tabell 2. Oversikt over radarfacies. Høyden i hver rute tilsvarer ca. 60 ns gangtid.	35

1. INTRODUKSJON TIL OPPGAVEN

Finkornede marine avsetninger finnes i dag på land i nordiske områder som var dekket av innlandsisen under siste istid, frem til ca. 11 700 år siden. Vektavlastningen etter nedsmeltingen av innlandsisen medførte en oppdrift av kontinentet, slik at områder som tidligere lå under havet steg opp på land (De Geer, 1888; Hansen, 1894). Når ferskvann vasker ut det opprinnelige saltvannet i de finkornede marine avsetningenes porer, utvikles kvikkleire (Rosenqvist, 1953). Det er et materiale som endrer fysisk karakter fra fast til flytende ved overbelastning eller omrøring (Goldschmidt, 1926). Faseendringen gjør at setninger og skred forekommer i disse områdene.

Kvikkleireskred har gjennom historien kostet flere liv og påført store økonomiske og psykiske belastninger for eventuelle berørte (Furset, 2006). Blant annet tok kvikkleireskredet på Ask i Gjerdrum i desember 2020 56 boenheter, og ti personer omkom (Askheim, 2021). I tillegg har utfordringene medført en rekke kostnadsoverskridelser i infrastrukturprosjekter (Yogarajah, 2017). Store deler av kostnadsøkningen på Østfoldbanen på 28 milliarder kroner skyldes uforutsette forekomster av kvikkleire (Rosseland, et al., 2020).

Områdene med finkornede marine avsetninger er blant de tettest befolkede Norge, og arealene er lett tilgjengelige og med næringsrik jord. Derfor utgjør kvikkleire en stor samfunnsmessig utfordring, selv om finkornede marine avsetninger kun dekker ca. 11 000 km², altså 3 % av det totale landarealet (Artsdatabanken, 2011). Over halvparten av Norges befolkning bor i områder som var under havnivået etter siste istid, hovedsakelig i Stor-Oslo, Vestfold og Telemark, tidligere Østfold fylke og langs Trondheimsfjorden.

1.1. Håndtering av kvikkleire

Kvikkleireskred og kvikkleiredannelse er naturlige prosesser som faller innunder det akademiske fagfeltet geologi, som er læren om jordas opprinnelse, oppbygging og endringer. Mer spesifikt omfattes det av sedimentologi, altså læren om sedimenter, deres avsetning og konsolidering. Likevel har kartlegging av kvikkleire de siste 70 år i stor grad blitt etablert som en del av et praktisk, byggeteknisk fagfelt kalt geoteknikk, altså *hvordan* man bygger i fjell og jord. Resultatet er at den geologiske forståelsen og arbeidsmetodikken har utviklet seg i liten grad, sammenliknet med andre deler av det sedimentologiske fagfeltet. Samtidig har hverken antall uforventede skredhendelser blitt redusert, og kvikkleire er fremdeles et stort samfunnsmessig problem. Det er bare flaks at det ikke har vært flere ulykker av den typen som på Ask, ifølge professor S. Nordal (2021 a).

Etter skredet i Rissa i 1978 ble det igangsatt en landsomfattende «oversiktskartlegging av kvikkleiresoner», beskrevet av Løken (1983). Denne kartleggingen pågår fremdeles, men mange områder er enda ikke kartlagte. Ifølge professor Nordal (2021 b), er både kartleggingen og kartleggingsmetodene mangelfulle, med et stort forbedringspotensial. Skred inntreffer utenfor sonene, som på Kråkneset i Alta i juni 2020, og håndteringen innenfor kjente risikosoner er ikke tilfredsstillende, senest erfart på Ask i Gjerdrum. Ifølge en intern rapport fra NVE av Havnen et al. (2021), sier sonekartleggingen ingenting om den reelle sikkerheten innenfor sonene.

Fordi uforventede skredepisoder og kvikkleireforekomster fortsatt preger samfunnet, er store usikkerheter tilknyttet kvikkleirerisiko. Det finnes også ulike teorier om hvordan og hvor kvikkleire dannes, og hvorfor skred forekommer. Det føres derfor en konservativ tilnærming, med økte krav til beregnet sikkerhet i områder med finkornede marine avsetninger. Dette resulterer i høye kostnader og et sikringsomfang som ofte går på bekostning av matjord og truede naturtyper (Aarrestad, et al., 2015; Strand, et al., 2016).

Undersøkellesmetodikken som i dag benyttes for å kartlegge kvikkleire, består i all hovedsak av å utføre boreundersøkelser som gir punktinformasjon fra grunnen, altså «1D». Denne måten å lete etter kvikkleire på er i liten grad forandret siden 50-tallet, og slike grunnundersøkelser er tid- og ressurskrevende. Uten kunnskap om hva dataene fra undersøkelser representerer, er det heller ikke mulig å forstå hvordan grunnen er bygget opp. Det beskrives av Baynes, et al. (2020) som å legge et puslespill hvor man ikke vet hvordan brikkene henger sammen (Figur 1). Sammenhengen mellom dataene kan forstås gjennom geologien, og geologisk kunnskap er derfor nødvendig for å redusere usikkerheten i forhold til et prosjekts gjennomførbarhet og kostnad. Antatte grunnforhold basert på enkeltstående data uten en geologisk forståelsesramme blir derfor misvisende.

Innledende fase. Store mengder informasjon, men begrenset forståelse av hva det representerer



Modellutvikling basert på liten forståelse av hva informasjonen approssimerer



Resultatet er noe virkelighetsnært, men er mest av alt feilaktig og misvisende



Figur 1. Puslespillanalogi, modifisert etter Baynes, et al. (2020) (t.h.: «World Citizen» av © Tim Klein).

Etter skredet på Ask har kvikkleire fått et økt fokus i offentligheten. En kommisjon er oppnevnt i en kongelig resolusjon for å vurdere det nasjonale risikobildet, og for å svare på om forebyggingen mot kvikkleireskred i Norge generelt er tilfredsstillende (Bru, 2021). Dersom kartleggingen og sikringstiltak er kostbare og lite hensiktsmessige, er det klart at både en mer presis kartlegging og bedre forståelse av kvikkleire er nødvendig for å håndtere utfordringene bedre.

1.2. Oppgavens bakgrunn og formål

Formålet i denne oppgaven er å ta i bruk moderne geologisk arbeid, for å vise hvordan det kan benyttes for å predikere kvikkleireforekomst. Dette skal gjøres ved å bygge opp en forståelse av avsetningsstrukturen og hvilke sedimentologiske prosesser som virker i et

område med finkornede marine avsetninger, altså sedimentenes oppbygning i tid og rom. Først skal altså geologien kartlegges, dernest kvikkleireforekomst predikeres basert på den sedimentologiske forståelsen av avsetningssystemet. Det vil hovedsakelig bli benyttet en sedimentologisk terminologi, men det finnes ulike begreper om liknende fenomener innen ulike geologiske disipliner og geoteknikk. Det kan være et visst behov for å justere fagtermer i disse skjæringspunktene for bedre samhandling mellom fagfeltene.

Med å kartlegge geologien, menes i denne sammenheng å gjenkjenne strukturer som kan forklares gjennom sedimentologiske prosesser. Det statiske øyeblikksbilde vi ser av sedimentenes fordeling i dag, er et resultat av dynamiske prosesser som fremdeles er aktive. Alle sedimentære strukturer er resultat av sedimentologiske prosesser. Ved å kartlegge strukturene kartlegges dermed også prosessene og den geologiske historien. Ut ifra kunnskap om hvordan sedimentenes egenskaper relateres til de ulike prosessene, kan dermed egenskapene fordeles i rommet på en logisk måte. Dette baserer seg på et fundamentalt prinsipp innen geologisk vitenskap, først beskrevet av Hutton (1788), nemlig at identiske områder med identiske egenskaper også må ha gjennomgått identiske prosesser.

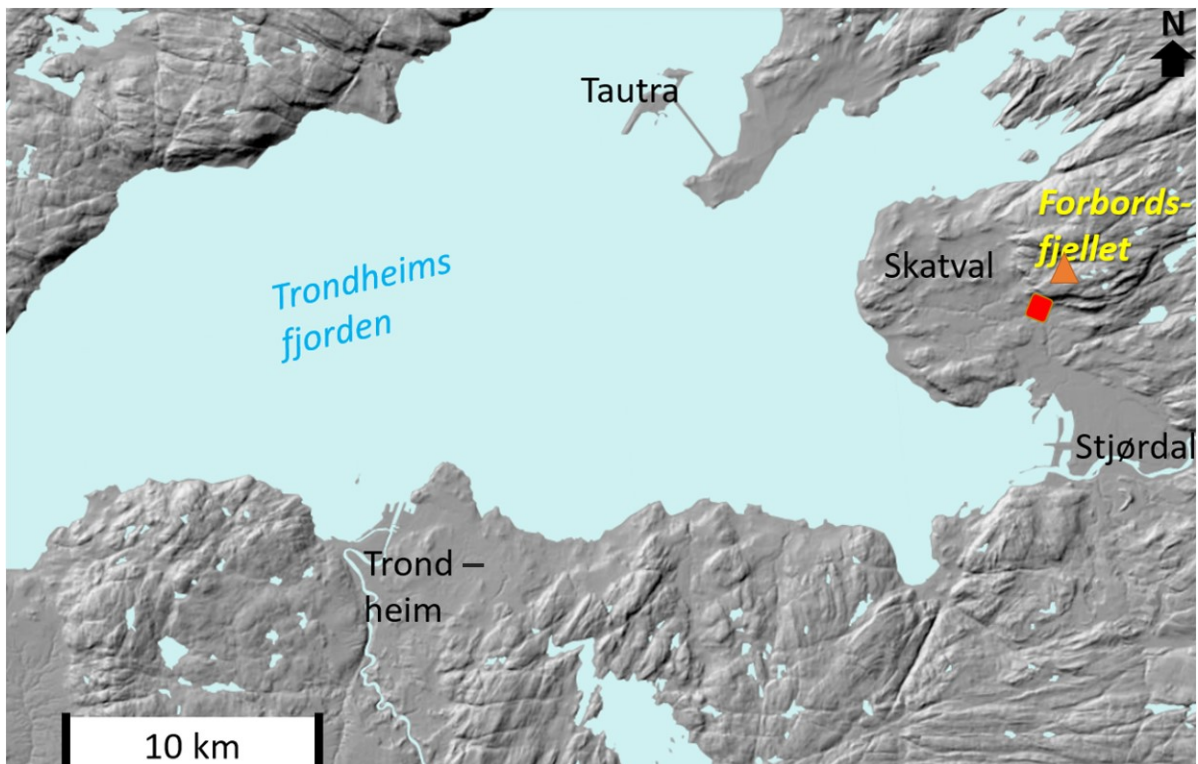
Metoden som skal benyttes for å predikere kvikkleireforekomst i denne oppgaven, skiller seg fra dagens tilnærming ved at den er basert på en tredimensjonal geologisk sammenstilling av data, i stedet for lineær interpolering mellom punkter. Kartlegging av finkornede marine avsetninger på denne måten er tidligere blitt gjort av Digital Geologi AS for bygg- og anleggsprosjekter, etter erfaring med tilsvarende arbeid i petroleumsbransjen (Kjellesvik & Siggerud, 2019). Data innhentes med georadar (også kjent som GPR, grunnpenetrerende radar) for et kontinuerlig bilde av geologien under overflaten, og settes i kontekst med en kvantitativ overflateanalyse. Forståelsen kan så verifiseres gjennom eksisterende boreundersøkelser, tilsvarende brønner og seismikk benyttes i petroleumsindustrien.

Gjennom systematisk datainnsamling kan relasjoner mellom geologiske egenskaper, flater og volumer beskrives kvantitativt, som stokastiske variabler, ved bruk av sannsynlighetslover. Dette har innen petroleums- og mineralindustrien de siste tiårene bidratt til utviklingen av sofistikerte data- og modelldrevne 3D-modelleringeogoradarogrammer, som har åpnet for muligheten til å visualisere forståelsen av geologien gjennom komplekse geomodeller. Geomodellene gjør det mulig å visualisere konsekvensen av tolkninger av hvordan overflateobservasjoner, grunnundersøkelser, og andre tilgjengelige data er relaterte. Dette gjør det mulig å fordele egenskaper og usikkerhet kvantitativt til ethvert punkt i rommet, på en måte som ivaretar all tilgjengelig informasjon og kunnskap (Perrin, et al., 2005; Perrin & Rainaud, 2013).

Visualiseringen i 3D gjør at den geologiske tolkningen kan presiseres, og behovet for ytterligere undersøkelser kan avgjøres ut ifra hvor stor usikkerhet som kommer frem i geomodellen. Dermed blir utviklingen av den geologiske tolkningen en iterativ og tverrfaglig prosess, hvor geologi, modellering, statistikk og tekniske byggefag kan samarbeide, for å optimere kostnader mot ytterligere usikkerhetsreduksjon. Dette itererende arbeidet faller utenfor tidsrammen i denne oppgaven, som vil vise hvordan den innledende geologiske datainnsamlingen og tolkningen kan gjøres frem til dette steget, for å predikere kvikkleireforekomst. I tillegg til den geologiske kartleggingen, vil en analyse av de allerede eksisterende sonderingsdataene innenfor studieområdet foretas.

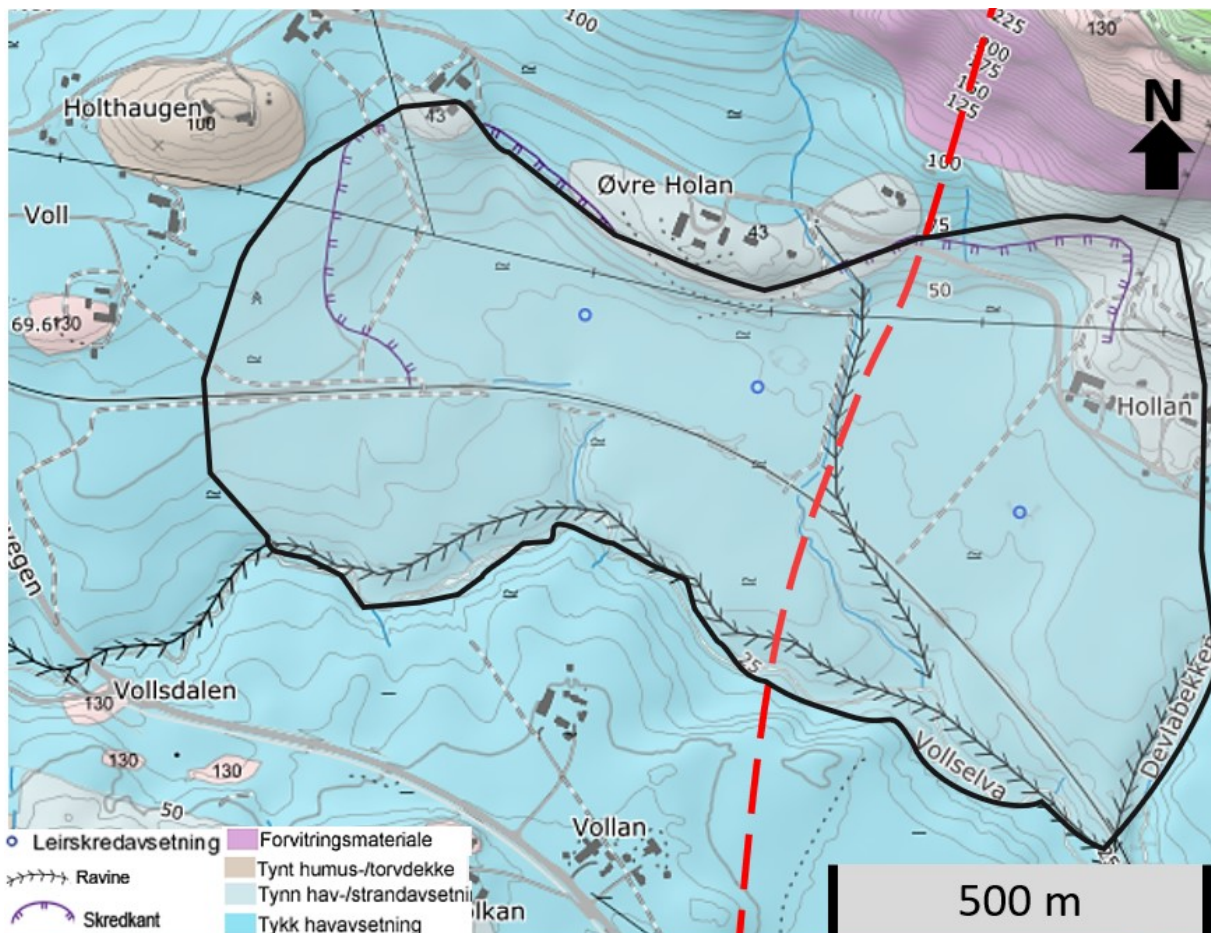
1.3. Beskrivelse av studieområdet

Det valgte studieområdet for denne oppgaven ligger på Skatvalhalvøya i Stjørdal kommune, ca. 25 km øst for Trondheim (Figur 2). Det er et typisk område for store infrastrukturprosjekter, og ny E6 er planlagt å krysse området som firefelts motorvei. I forbindelse med veiprojektet er det utført grunnundersøkelser, slik at det allerede finnes tilgjengelige data i området. Arbeidet i denne oppgaven kan dermed sammenliknes med dagens etablerte praksis. Det er anslått utfordrende grunnforhold og utbredt kvikkleire i området av veiprojektets rådgivende geotekniske ingeniører, Bache et al. (2020). For å sikre mot kvikkleirefare, skal blant annet Vollselva heves inntil 2,7 meter, enkelte raviner gjenfylles og betydelige masseforlytninger og terrengendringer foretas, til skade for sårbare naturområder.



Figur 2. Kart over sørøstre del av Trondheimsfjorden, og studieområdets plassering (rød firkant) på Skatval . Grunnkart er hentet fra ©hoydedata.no fra ©Kartverket.

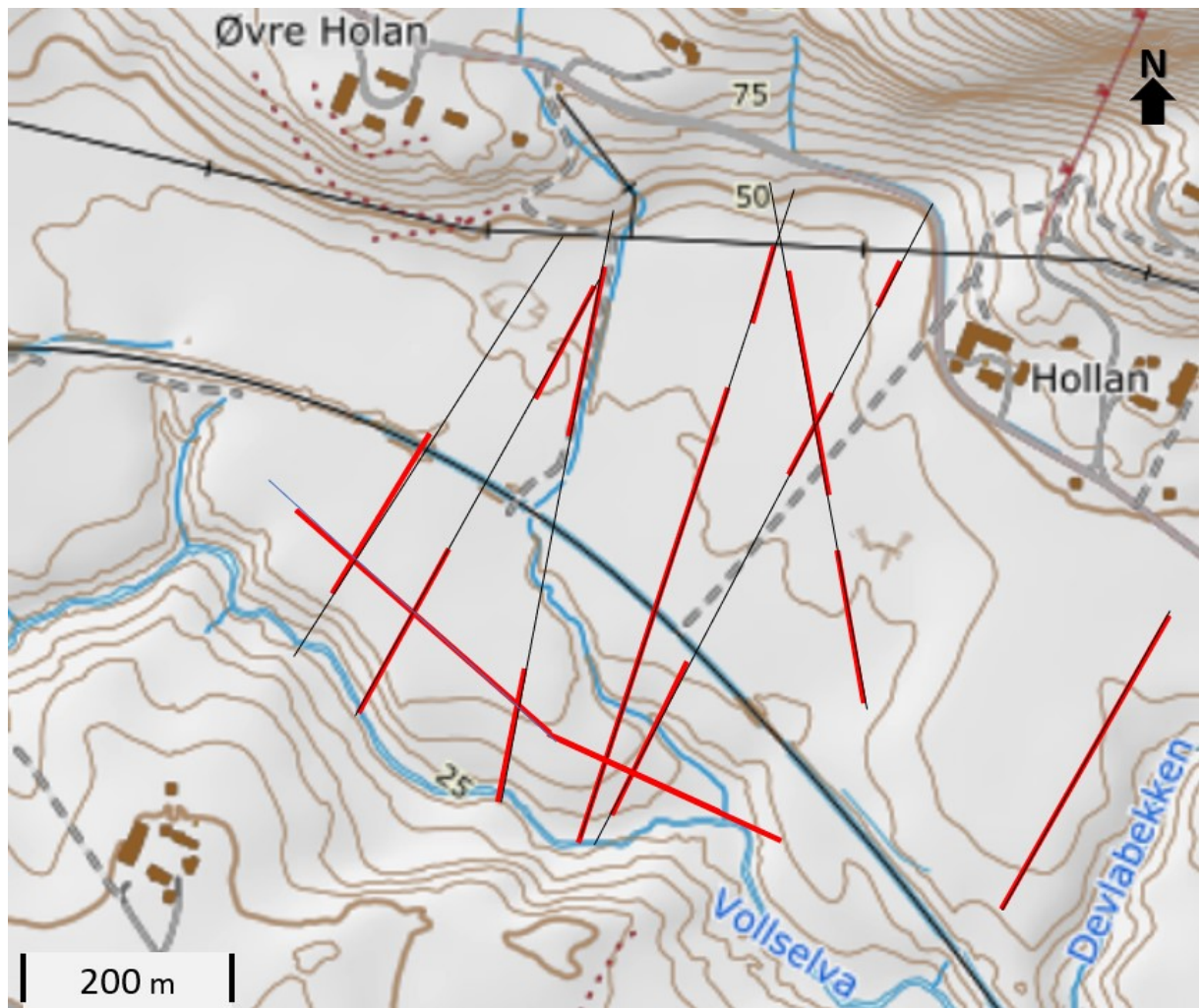
Studieområdet er begrenset mellom Vollselva i sør, Forbordsfjellet og Hollan gård i Nord, Devlabekken i øst og Holthaugen og Voll i vest (Figur 3). Den nye veien er planlagt å krysse Vollselva og Nordlandsbanen på bro, før den går over på en fylling inn til påhugget til Forbordsfjelltunnelen. Gjennom området svinger Nordlandsbanen fra sør mot vest, bygget opp på fylling flere steder.



Figur 3. Kvartærgeologisk, topografisk kart over studieområdet (svart polygon). Rød stiplet linje er den planlagte veistrekningen. Grunnkart fra NGUs løsmassedatabase.

Området består av tykk havavsetning ifølge løsmassekartet til NGU (2021 a), og er i dag åker. Tynt dekkede bergknauser omkranser området i nord og vest (Figur 3). I den sørvendte skråningen mellom Holthaugen og Hollan er leiredekket over berggrunnen mellom opptil én meter tynt. Over det kommende tunnelpåhugget, sørøst for Øvre Holan, er det rensket slik at fjellet synes i dagen. Det er derfor ingen fare for kvikkleire i denne skråningen. Det er inntegnet tre skredkanter og tre punkter med leirskredavsetning i studieområdet (Figur 3). Av kjente skredhendelser, er ifølge Jan Mæresmo (2021) fra Skatval Historielag et skred i 1902 på Voll, hvor 2 arbeidere omkom under bygging av Nordlandsbanen. Eksakt skredlokasjon er ukjent. For å stabilisere de bløte sedimentene under byggingen, ble det presset ned 12 m lange tømmerstokker.

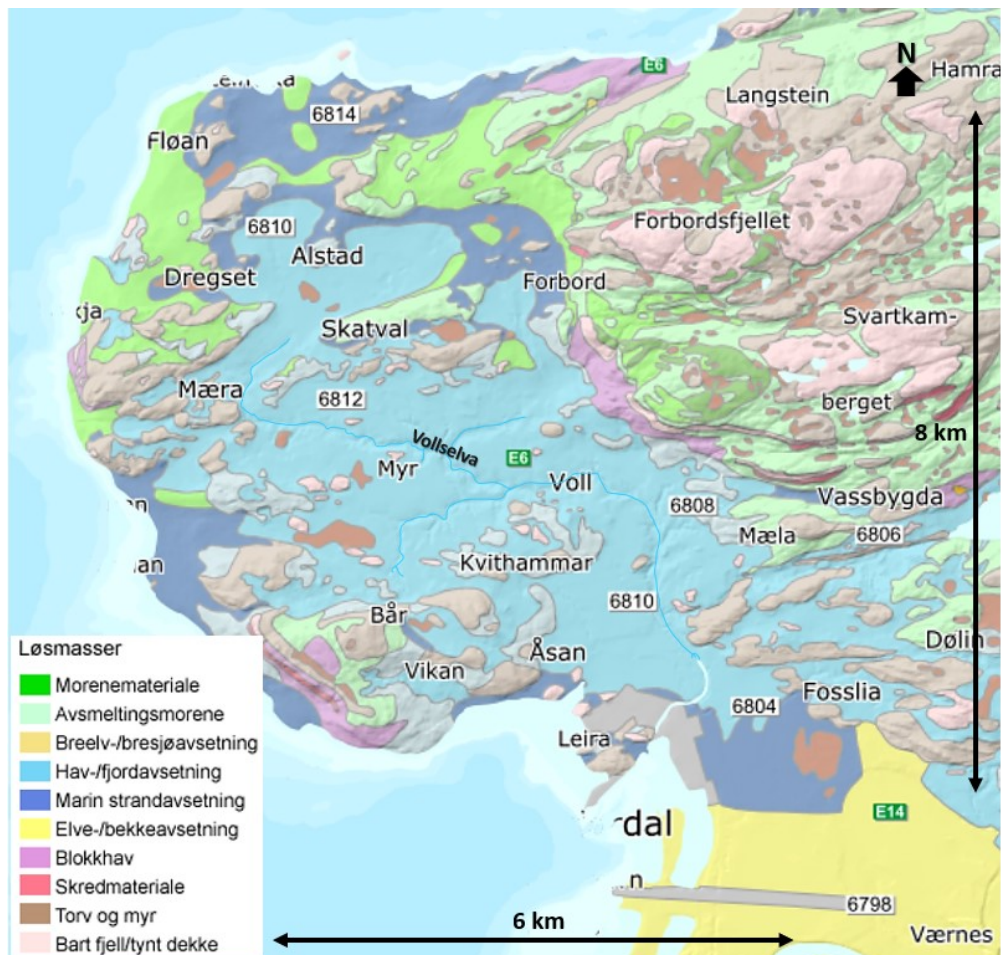
Det er utført ca. 250 punktundersøkelser innenfor studieområdet, de fleste i forbindelse med den nye E6-utbyggingen. I tillegg er det gjort helikopterbaserte elektromagnetiske målinger (AEM). Basert på undersøkelsene, er det av Bache et al. (2020) skravert hvor de antar kvikkleire i 8 tverrsnitt. Projisert til kartplanet, viser det at ca. 70 % av linjene er antatt å være kvikkleire, hvor ca. 50 % er på dyp ned til 15 m (Figur 4).



Figur 4. Antatt forekomst av sprøbruddsmateriale (rød), projisert til kartplanet fra 2D-snitt (svarte linjer). Sprøbruddsmateriale antas langs ca. 70 % av linjene av Bache et al. (2020).

2. GEOLOGIEN PÅ SKATVAL

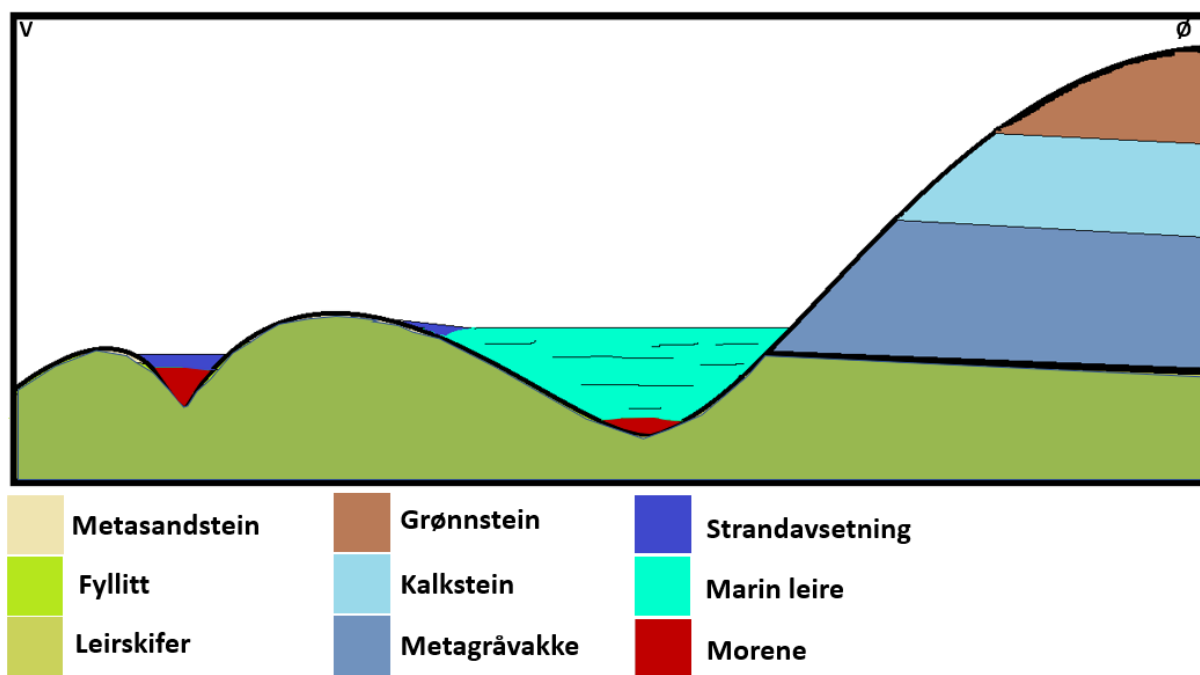
Skatvalhalvøya begrenses i øst av Forbordsfjellet, som stiger bratt opp mot 600 moh. Nord for Skatvalbygda og vest og sør for Mæra, heller terrenget mot nord og vest, mens det ellers faller mot sørøst langs Vollselva (Figur 5).



Figur 5. Kvartærgeologisk kart fra NGU (2021 a) over Skatvalhalvøya, Stjørdal.

Berggrunnen består av kaledonske skyvedekker av lav til medium grad metamorfiserte ofiolittiske bergarter som faller slakt mot nordøst. Selve halvøya består av vekslende metasandstein, fyllitt og leirskifer som er del av Eknegruppen, og Forbordsfjellet består av metagråvakke, kalkstein og grønnstein som er del av Undre Hovingruppen, ifølge berggrunnskart fra NGU (2021 b).

Minst 75 % av halvøya er dekket av finkornede marine sedimenter. I dagen er det morenemateriale og strandavsetninger nord for Alstad og vest for Mæra, som dekker ca. 25 % av halvøya (Figur 5). Sedimentenes mektighet er målt opptil 40 meter ved Voll (Bache, et al., 2020). Nederst i stratigrafien er morenen (Figur 6). Sonderingene indikerer at marine avsetninger ligger direkte på fjellet i studieområdet, og morenematerialet er trolig sporadisk fordelt på halvøya. Strandavsetninger ligger over de marine avsetningene enkelte steder, og viser at området har gjennomgått en regresjon. Det vil si at strandlinjen, som er skjæringen mellom land og hav, har flyttet seg mot havet fra land. Strandavsetningene er fra periodene strandlinjen stod på samme høyde.



Figur 6. Skjematisk geologisk gjennom Skatval. Sedimenter fyller bergtopografien.

2.1. Issmelting- og avsetningshistorie

Siste istids maksimum var ca. 21 000 år før nåtid, og hele Skandinavia var da under isdekket. Frem til ca. 17 500 år før nåtid, var det en varmere periode og isen begynte å smelte. For ca. 17 500 – 14 700 år siden var det igjen en kaldere periode, kalt eldre dryas (Clark, et al., 2012). Påfølgende eldre dryas var Bølling-Allerød, ca. 14 700 – 12 700 år før nåtid. Gjennomsnittstemperaturen i Nord-Vest Eurpoa økte da med 20 °C i januar og 3 – 5 °C i juli (Renssen & Isarin, 2001). Temperaturøkningen initierte nedsmeltingen, slik at breen trakk seg fra kysten av Norge og østover, slik at havet kom inn i Trondheimsfjorden. Skatval gikk da fra å være isdekt til å bli en åpen og isfri del av Trondheimsfjorden, ifølge Olsen, et al. (2015).

I yngre dryas, ca. 12 700 - 11 700 år før nåtid, falt temperaturen til samme nivå som før Bølling-Allerød (Clark, et al., 2012). Isen gjorde da et fremrykk, tilbake utover Skatval. Toppen av Forbordsfjellet dannet da en nunatak over isen. Morenematerialet på ytre Skatval antas av Sveian, et al. (2016) å være del av Tautratrinnet, som er randtrinet som markerer isens ytterkant fra yngre dryas. Randtrinet kan følges rundt store deler av Skandinavia, og som en delvis undersjøisk rygg som krysser Trondheimsfjorden ved ytre Skatval og Tautra (Olsen, et al., 2015).

I begynnelsen av Holocen, som er perioden fra 11 700 år før nåtid til idag, smeltet isen slik at den trakk seg østover mot isens sentrum i Nord-Sverige (Andersen, et al., 1995). Gjennomsnittstemperaturen økte da tilsvarende som i Bølling-Allerød, 20 °C i januar og 3 – 5 °C i juli (Renssen & Isarin, 2001). Skatval må da ha minnet om dagens Svalbard, beskriver Sveian (1995), med flere isfjell og breer kalvende i fjorden. Ca. 9 700 år før nåtid var isdekket smeltet bort (Mangerud, et al., 2011; Stroeven, et al., 2016).

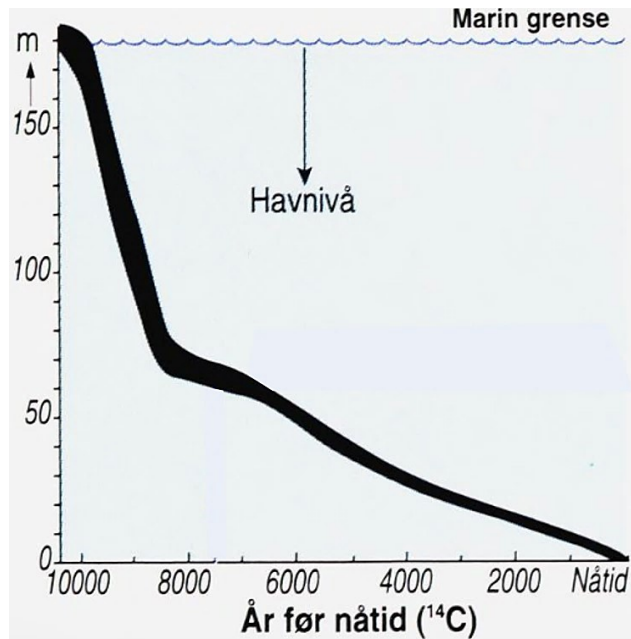
Ifølge Rise, et al. (2006) er minst 50 % av de marine avsetningene fra Holocen i Trondheimsfjorden fra perioden 10 000 - 9 000 år før nåtid. Dette skyldes trolig to årsaker. På grunn av nedsmeltingen, må det ha vært høy vannføring og fluvial erosjon i denne perioden. Samtidig ble de tidligere isdekte områdene stadig mer dekket av vegetasjon. Vegetasjon reduserer erosjon og fluvial massetransport, ved at røtter binder sedimentene og vannet renner raskere av overflaten (Milliman & Meade, 1983) I følge Hafsten (1987) var det fra yngre dryas frem til ca. 9 000 år før nåtid et kaldt klima rundt Trondheimsfjorden, med sparsommelig vegetasjon bestående av bjørkeskog og pionerarter. Etter dette har det ikke vært flere istider og Skatval har vært skogdekt inntil mennesker kultiverte landskapet, riktignok med store temperaturvariasjoner og varierende artsmangfold deretter.

Årlige sesongvariasjoner gjør at mengden sedimenter som transporteres i elvesystemene, og dermed avsetningsraten til de marine avsetningene varierer. Dette danner vekslende tykke og tynne laminære lag fra henholdsvis vår og høst, og vinter og sommer. Milankovic-sykluser gjør at tykkelsen på lagene også varierer over lavere frekvenser. Under varme perioder smeltet isen raskere enn i kalde, og følgelig var også vannføringen, sedimenttransporten og avsetningsraten høyere. Dermed økte også den midlere korntørrelsen til sedimentene på et gitt sted (Posamentier & Walker, 2006).

Isavsmeltingen initierte en isostatisk landheving av hele det isdekte Skandinavia. Der isen var tykkest, i Nord-Sverige, var landet mest nedpresset og landet har også kommet høyest opp (Stroeven, et al., 2016). Landhevingen har medført en tvungen regresjon, som vil si at strandlinjen relativt til land er blitt flyttet nedover, fra land ut mot havet. Avstanden strandlinjen har flyttet seg varierer med avstanden fra sokkelen til isens sentrum i Nord-Sverige, og marine avsetninger finnes generelt høyere over dagens havnivå i indre strøk enn kystnære. På kysten er den øvre marine grense under 10 moh., mens øst i Verdalen i Trøndelag er øvre marine grense opptil 220 moh. (NGU, 2021 c).

Ifølge den estimerte strandforskyvningskurven for Frosta av Kjemperud (1981), var det relative fallet i havnivå i forhold til landhevingen raskest frem til ca. 9 000 år før nåtid, opptil 10 m per hundre år (Figur 7). Mellom ca. 8500 og 6500 år var endringen i det relative fallet tregere, tilnærmet 1 m per hundre år. Fra den samme perioden er det observert en transgresjon langs deler av norskekysten (Siggerud, 2021). Skatvalhalvøya er mellom 45 - 75 moh., mens den øvre marine grense er antatt å være 185 meter over dagens havnivå. Halvøya har derfor vært over havnivå i ca. 8 000 - 3 000 år.

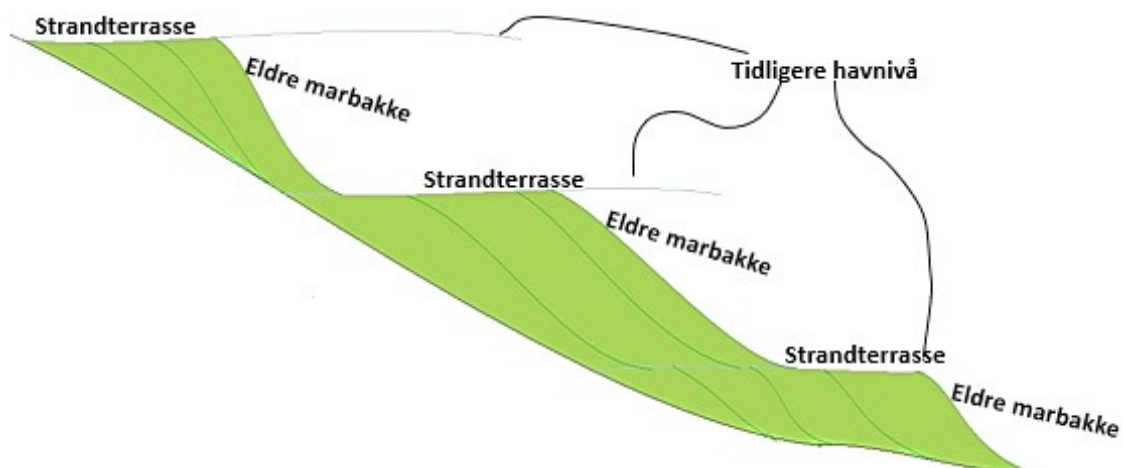
Der elver entrer havet dannes deltaer hvor grove sedimenter avsettes og finstoff holdes i suspensjon utover i havet, slik at det blir en oppfinende avsetningssekvens av sedimenter fra land. For Skatvals del var trolig Stjørdalselva, som renner gjennom Stjørdalen, den dominerende sedimentkilden. Halvøya steg over ca. 2 000 år etter mesteparten av avsetningene må ha vært avsatt. Stjørdalselva hadde da sitt utløp ca. 25 km øst for Stjørdal. Som følge av avstanden er det sannsynlig at avsetningene på Skatval i all hovedsak er sedimenterte suspensjonsutfellinger fra utenfor deltafronten (Siggerud, 2021).



Figur 7. Strandforskyvingskurve fra Frosta, modifisert av Sveian (1995) etter på Kjemperud (1981).

2.2. Landskapsutvikling

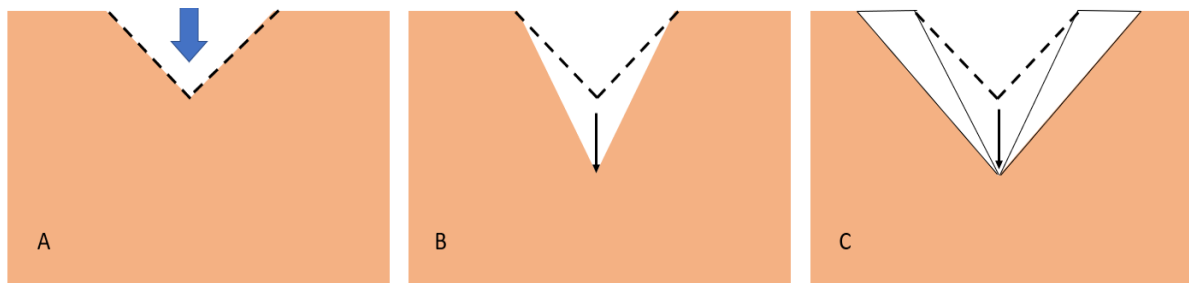
Når finkornede marine avsetninger heves nært havoverflaten, vil bølgevasking og sedimenttilførsel fra land danne flate strandterrasser på høyde med havnivået. Utenfor strandterrassene, dannes marbakker som er skråninger på 30° ut mot havet. Som følge av variasjoner i det relative fallet i havnivå, vil flatene og marbakkene heves over havnivået slik at landskapet blir terrassert med strandterrasser og marbakker avtagende mot havet (Figur 8) (Siggerud, 2021).



Figur 8. Dannelse av stegvist avtagende terreng, med flate områder og marbakker fra tidligere havnivå.

I det de finkornede marine sedimentene heves over havnivået, vil rennende vann kanaliseres til terrengets laveste punkt og erodere ned mot en basislinje, minimum havets overflate. Denne prosessen kalles raviner og danner raviner, som er V-formede daler med skråninger normalt på elvens transportretning. Vannet fungerer som transportmedium, og sedimenter transporteres som suspensjon eller saltasjon, altså «svevende» eller «hoppende». Elveerosjonen forekommer i yttersving, mens sedimenter avsettes i innersving i meandrerende elver. I positive terrengformer (konvekse) pågår elveerosjonen langs bunnen, i sentrum av elveprofilen (Siggerud, 2021).

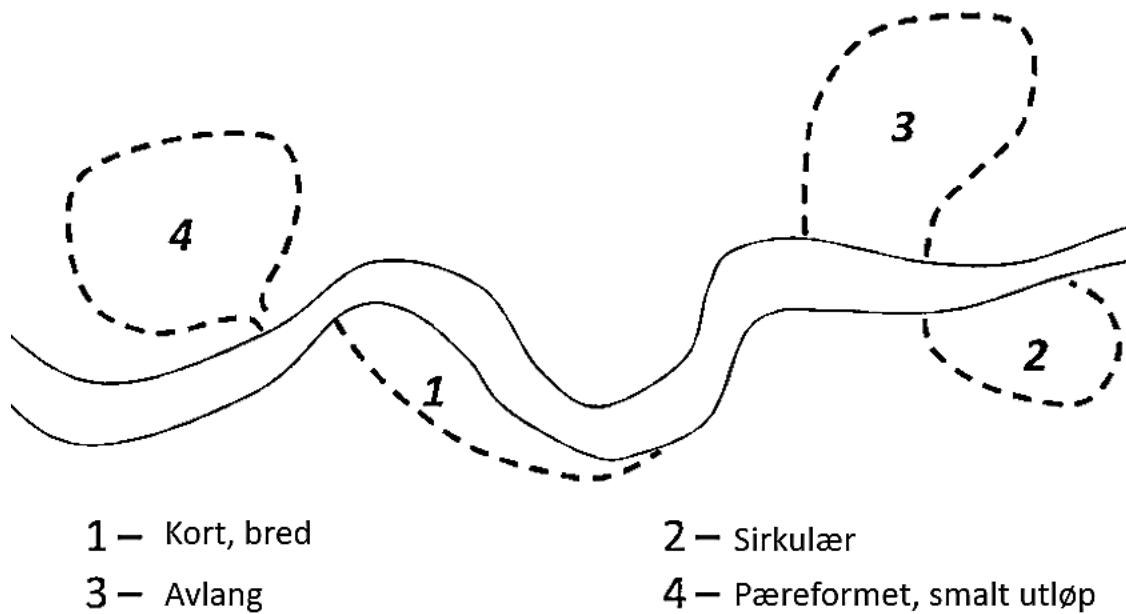
Skråningene i raviner har vanligvis en helningsvinkel på 30°. Ytterligere erosjon gjør at ravineskråningene blir brattere. Skråningene blir da ustabile. Skråningsprosesser, utglidninger og soliflukasjon, vil da igangsettes å gjøre ravinen bredere og skråningene mer stabile (Figur 9). Dette er kontinuerlige prosesser som utvikler raviner fra desimeter til titalls meter dyp (Siggerud, 2019 b).



Figur 9. Prinsippsskisse av ravinedannelse, modifisert etter Siggerud (2019 b). A) Erosjon foregår ned til en basislinje, og dalsidene står stabilt. B) Videre nedskjæring gjør at skråningene blir bratte. C) Skråningsprosesser utvider ravinedalen.

Kvikkleireskred er en massetransporterende prosess som oppstår episodevis når kvikkleire går i brudd. Kvikkleiren blir flytende og innesluttet i de finkornede sedimentene, under vekten av ikke-flytende masser. Disse massene vil da mobiliseres, og kan flyte opp på kvikkleiren. Skredmateriale transporteres typisk da ut av området hvor skredet oppstod, som vil stå igjen som en skredgrop med hyperbolske, steile kanter. Basert på overflateobservasjoner kategoriserer Quinn, et al. (2009 a) fire former på skredgropene: korte og brede, sirkulære, avlange og pæreformede (Figur 10). Etter et skred vil skredmateriale finnes både i- og utenfor selve skredgropen.

Det er gravitasjonen som mobiliserer skredmassene, og viskositeten til den flytende kvikkleiren og topografien styrer derfor massebevegelsene. I likhet med elver, vil skredmateriale kanaliseres til de laveste punktene i terrenget, typisk langs raviner.



Figur 10. Kategorisering av form på skredgroper. Modifisert etter Quinn, et al. (2009 a).

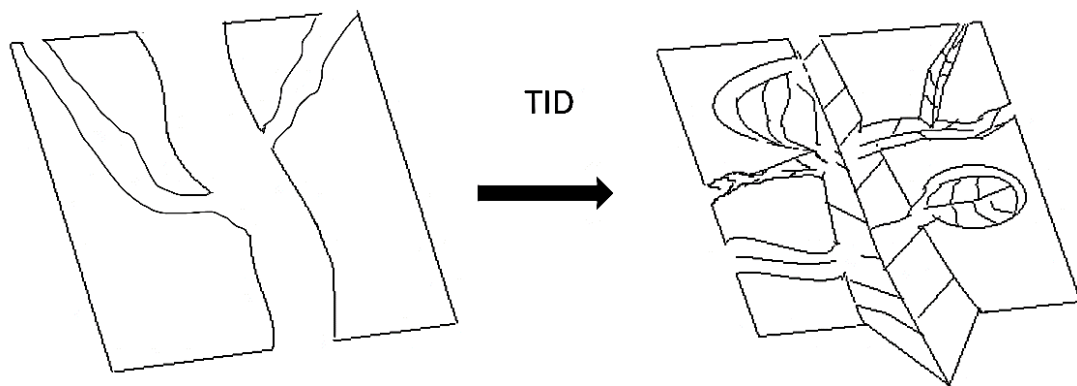
Massemobiliseringen danner usorterte, oppknuste, ikke-laminære avsetninger, bestående av forkastede og foldede blokker med de finkornede marine sedimentene (Hansen, et al., 2007). Når den flytende kvikkleiren størkner dannes fluidalstrukturer, lik størknet lava (Figur 11). Under skredbevegelsen dannes typisk rygger på tvers av bevegelsesretningen i skredgropen (Quinn, et al., 2007).



Figur 11. Stort bilde: Oversiktsfoto fra kvikkleireskred på Byneset, juni 2021. Nærmest ligger en bevart, tilbakerotert, listrisk forkastningsblokk med tørrskorpe. Det meste av leiren ellers er oppsprukket i mindre blokker. Lite bilde: Fluidalstrukturer i størknet kvikkleire eksponert i skredgropen.

Den øvre delen av sedimentene hvor grunnvannsnivået fluktuerer, foregår kjemisk forvitring og gjentatte fryse- og tineprosesser. Dette danner en tørrskorpe med helt andre mekaniske egenskaper enn den bløte leiren. Den er hard og sprø, og danner en stabiliserende hinne over de relativt mykere, bløte sedimentene (Kjølseth, 1954; Ter-Stepanian, 2000). Denne må gå i brudd for at et kvikkleireskred skal utvikles.

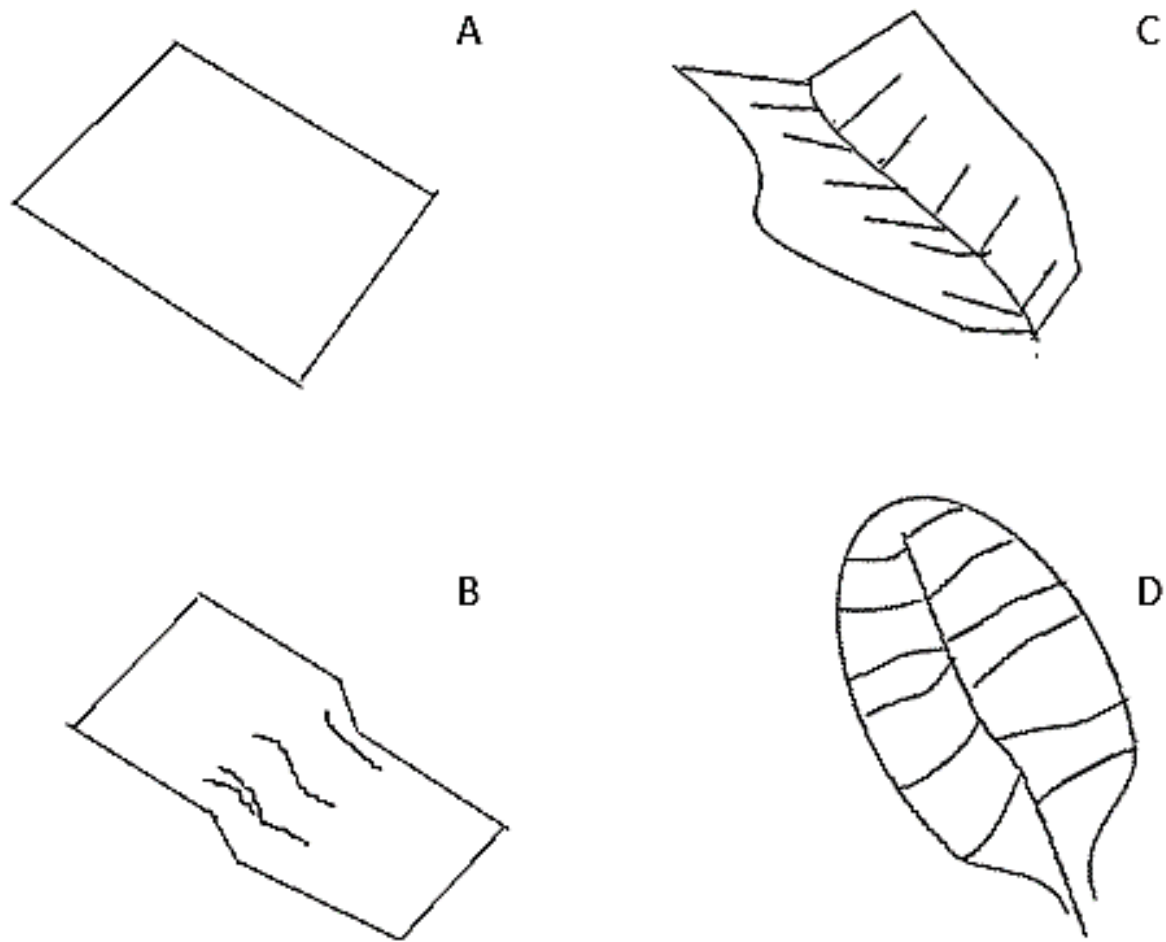
De ovennevnte prosessene utvikler terrenget i de finkornede marine avsetningene kontinuerlig. I utgangspunktet er landskapet flatt og avtrappende mot havet, men ravinering og skredepisoder omarbeider landskapet slik at det over tid blir svært kupert (Figur 12).



Figur 12. Terrengutvikling over tid.

Relatert til de kjente sedimentologiske prosessene i de finkornede marine avsetningene, kan terrenget på i finkornede marine avsetninger, som på Skatval, deles inn i fire landskapstyper (Figur 13): Strandterrasser, marbakker, raviner og skredgroper. Strandterrasser og marbakker er relatert til bølgevasking og det relative fall i havnivå, mens raviner og skredgroper, er resultat av kontinuerlig og episodevis erosjon og massetransport på land.

Fordi områder med finkornede marine avsetninger ofte er lett tilgjengelige og fruktbare, har også mennesker kultivert og endret landskapet. På Skatval er det gjort funn av kull fra yngre bronsealder som indikerer at landbruk har pågått i området i minst ca. 3 000 år (Kulturminnesøk, 2021). Særlig i de siste 70 år har bakkeplanering, altså utjevning av det kupert terrenget og igjenfylling av raviner, vært utbredt for å gjøre landbruket mer effektivt (Hamre, et al., 2020).



Figur 13. Fire landskapstyper. A) Flate områder. B) Marbakker. C) Raviner. D) Skredgroper.

Ved bruk av digitale terrengmodeller dannet fra LiDAR-data (*Light detection and ranging*), har flere skredgroper og raviner blitt avdekket de senere årene (Johnson, et al., 2015; Løvø, 2017; Siggerud, 2019 b). Flere planerte raviner og skredgroper kan også identifiseres fra slike data, ifølge Siggerud (2019 b). Dette er fordi fyllmassene er mer porøse enn de opprinnelige marine avsetningene, slik at de enklere komprimeres og danner setninger i terrenget. Ifølge undersøkelser i Trondheimsområdet av Siggerud (2019 b) og på Romerike av Hamre, et al. (2020), er ca. 45% av alle raviner omarbeidet eller fylt igjen. I tillegg blir skredgroper som regel raskt jevnet ut etter skredhendelser (Artsdatabanken, 2021 a). De fire ovennevnte landskapstypene kan derfor være tilslørte, og ikke gjenkjennbare på overflaten (Figur 14).



Figur 14. Kultivert, kupert leirterreng som er glattet ut for landbruksformål på Nannestad, Viken de siste 70 år, fra Hamre, et al. (2020). Øvre foto: Wilhelm Skappel, 1949. Nedre foto: Sverre Solberg, 2018.

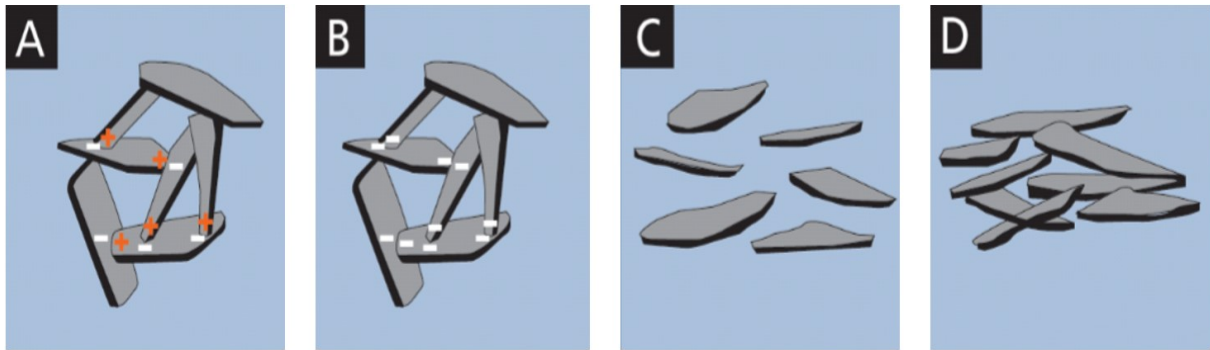
3. KVIKKLEIRETEORI OG -TEORIER

Marin leire betegner sedimenter bestående av leirmineraler, som er en mineralgruppe med svært finkornede (mikrometer) sjiktsilikater, omdannet fra silikater foruten kvarts. Sjøktstrukturen i mineralgitteret gjør at de har en flisig form, typisk med en negativt ladet overflate. Illitt og kloritt er dominerende leirmineraler i de postglasiale finkornede marine avsetningene i Skandinavia og Canada, og er omdanningsmineraler hovedsakelig av glimmermineraler (Quigley, 1980; Syversen, 2013). Disse betegnes ofte som «glasimarine leirer», og inneholder typisk også en betydelig andel partikler av ikke-omvandlede, bergartsdannende mineralfragmenter. Resultatene til Syversen (2013) viser at plagioklas, kvarts, mikroklin, amfibol og ortoklas utgjør ca. 30 % av en glasimarin leire. Ifølge Gylland et al. (2019) fra Norsk Geoteknisk Forening, er leire «løsmasser», hvor minst 15 % av partiklene er mindre enn 2 µm, uavhengig av mineralogi, og selv om materialet hovedsakelig skulle bestå av større partikler. Løsmasser forstås som ukonsolidert materiale, bestående av bergarts- og mineralfragmenter, separert med porer fylt med fluider.

Kvikkleire ble først omtalt av Reusch (1901), som viste at en intakt leirprøve ble flytende etter mekanisk påvirkning (omrøring). Goldschmidt (1926) beskrev at dette kommer av at leirpartiklene er avsatt på en måte som gjør at de støtter seg på hverandre, beskrevet som en «korthusstruktur», slik at avsetningene har høyere porøsitet enn om de flisige partiklene var stablet parallelt. Dersom strukturen overbelastes, vil den kollapse slik at leirpartiklene mister kontakten og blir flytende i sitt eget porevann. Terzaghi (1925) og Casagrande (1932) var enige med Goldschmidt i at leirpartiklene var stablet på denne måten, men mente at strukturen var mer regulært heksagonal (bikake-struktur).

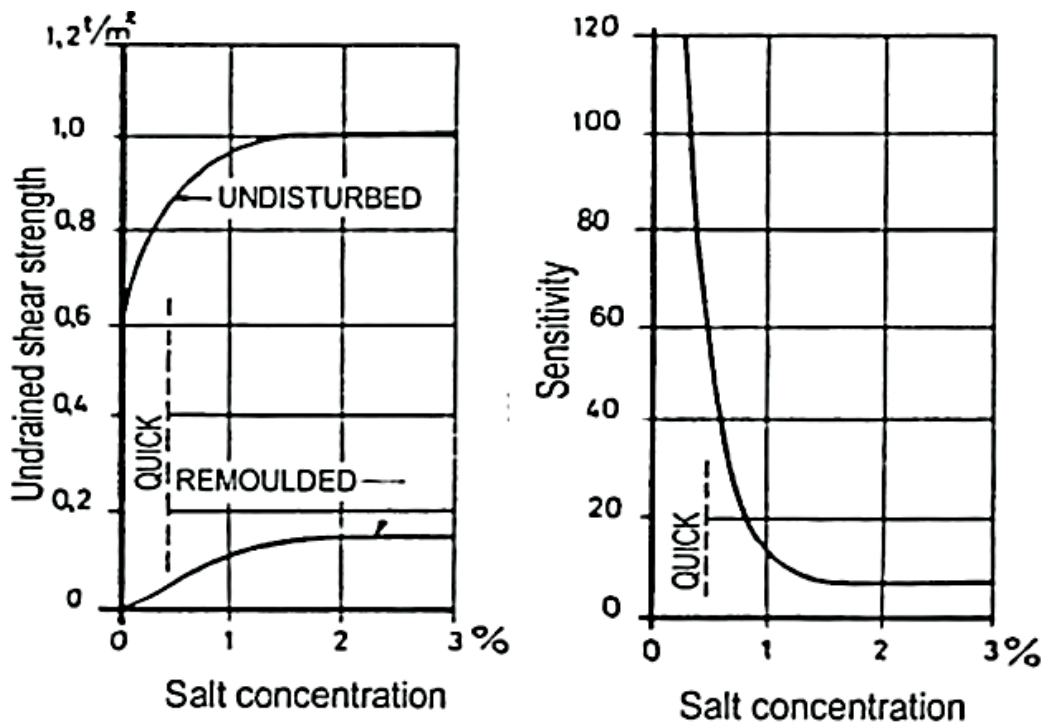
Rosenqvist (1946) observerte at prøvene som gikk i brudd som beskrevet ovenfor, ble stive når salt ble tilført. Basert på observasjonen lanserte han teorien om betydningen av natriumioner i porevannet. Ionene vil danne ionebindinger mellom leirpartiklene, men når ionekonsentrasjonene i porevannet reduseres tilstrekkelig, vil de stablede leirpartiklene stå igjen med svakere van der Waals-bindinger som følge av overflateladningen (Rosenqvist, 1955). Strukturen er da ustabil, og han viste dermed hvorfor bruddprosessen som Goldschmidt (1926) beskrev oppstår. Når det flytende materialet stanser, vil leirpartiklene avsettes parallelt på en tettere pakket måte. Derfor går det ikke i brudd på samme måte igjen. Forståelsen av at leirpartiklene var stablet på en måte som danner en åpen partikkelstruktur, ble verifisert etter at leire kunne observeres i elektronmikroskop, av blant annet Pusch (1970), og prosessen er illustrert av Wiig et al. (2020) (Figur 15).

Den åpne «korthusstrukturen», ble av Rosenqvist (1953) foreslått som et resultat av «saltflokkulering». Eisma (1986) viste derimot at effekten av ionerikt vann er tilnærmet neglisjerbar til sammenlikning med biologiske prosesser i overgangen fra ferskt til salint vann. Bromley (2012) beskriver hvordan biologiske organismer og mikrofauna gjennomsyrer og omarbeider sedimentene i betydelig omfang i de øverste centimeterne på havbunnen. Dette foregår i saline miljøer allerede fra 10 - 15 m dyp, og er det som danner den åpne porestrukturen i de finkornede avsetningene. Et annet resultatet av omarbeidingen, er at lagene homogeniseres og blir mindre distinkt adskilte.



Figur 15. Kornstruktur i leiren. A) Med saltholdig porevann og ionebindinger. B) Ustabil med svake van der Waals-bindinger. C) Under skredbevegelse. D) Etter skredbevegelse er strukturen stabil med parallelle partikler. Modifisert etter Wiig et al. (2020).

På bakgrunn av ovennevnte forsøk foreslo Rosenqvist (1953) en øvre grense på 5 mg/l Na^+ som definisjon på kvikkleire, mens det opprinnelige havvannet hadde en konsentrasjon på ca. 30 – 35 mg/l. Bjerrum (1954; 1955) aksepterte Rosenqvists forståelse, men ønsket en mer praktisk måte å måle kvikkleire på. Han viste hvordan styrke og sensitivitet typisk endres før og etter brudd ved utvasking av ionene i de finkornede marine avsetningene, og mente at kvikkleire hadde en sensitivitet større eller lik 30 (Figur 16). Sensitivitet er forholdet mellom skjærstyrken som måles før og etter omrøringen av sedimentene. Han definerte dermed kvikkleire ut ifra forholdet mellom hvor stor belastning som må til for at det skulle gå i brudd, og hvor mye materialet tåler etter å ha gått i brudd. Logikken i å måle dette i stedet for saltinnholdet, er å se om leiren faktisk blir flytende, noe dette forholdet kan forklare.



Figur 16. Typisk endring i omrørt og uomrørt skjærstyrke (v) og sensitivitet (h) ved ulikt saltinnhold, modifisert av Rankka, et al. (2004) etter Bjerrum (1954).

3.1. Geoteknisk definisjon

I dag benyttes styrkeparametere for å definere kvikkleire, slik Bjerrum (1954) introduserte. Definisjonen varierer mellom land, men er ifølge norsk geoteknisk forening, ved Bæverfjord et al. (1982), leire, etter deres ovennevnte beskrivelse, med omrørt skjærstyrke lavere enn 0,5 kPa. I følge Torrance (2014) er en sensitivitetsgrense på 30 også allment akseptert. En gjennomgang av 323 tilfeldig utvalgte prøver fordelt på 109 prøvepunkter fra 8 regioner i hele Norge ble utført av Stormoen (2020) i prosjektoppgaven som innledet denne oppgaven. Gjennomgangen viste at ca. 95 % av alle prøver med omrørt skjærstyrke lavere enn 0,5 kPa, også har sensitivitet høyere enn 30. Samtidig rapporteres sensitivitet over 30 i flere prøver enn omrørt skjærstyrke mindre enn 0,5 kPa, slik at en grense på sensitivitet lik 30 dekker bredest.

Kvikkleirens reologiske endring før og etter brudd gjør at det defineres som sprøbruddsmateriale av Gylland et al. (2019). Sprøbruddsmateriale er definert som materiale med omrørt skjærstyrke under 2 kPa og sensitivitet høyere enn 15, slik at kvikkleire er altså en type sprøbruddsmateriale med særlig lav omrørt skjærstyrke. Det praktiseres tilnærmet ingen forskjell i håndteringen av kvikkleire og sprøbruddsmateriale i geoteknisk prosjektering (Gylland, et al., 2019; Wiig, et al., 2020). Dette hevdes å være for konservativt av blant annet Thakur, et al. (2012) og Thakur & Degago (2012), som på bakgrunn av egne undersøkelser og Mitchell & Markell (1974) og Lefebvre (1996), hevder at omrørt skjærstyrke under 1 kPa er nødvendig for at et materiale skal være tilstrekkelig flytende for å kunne kalles kvikkleire.

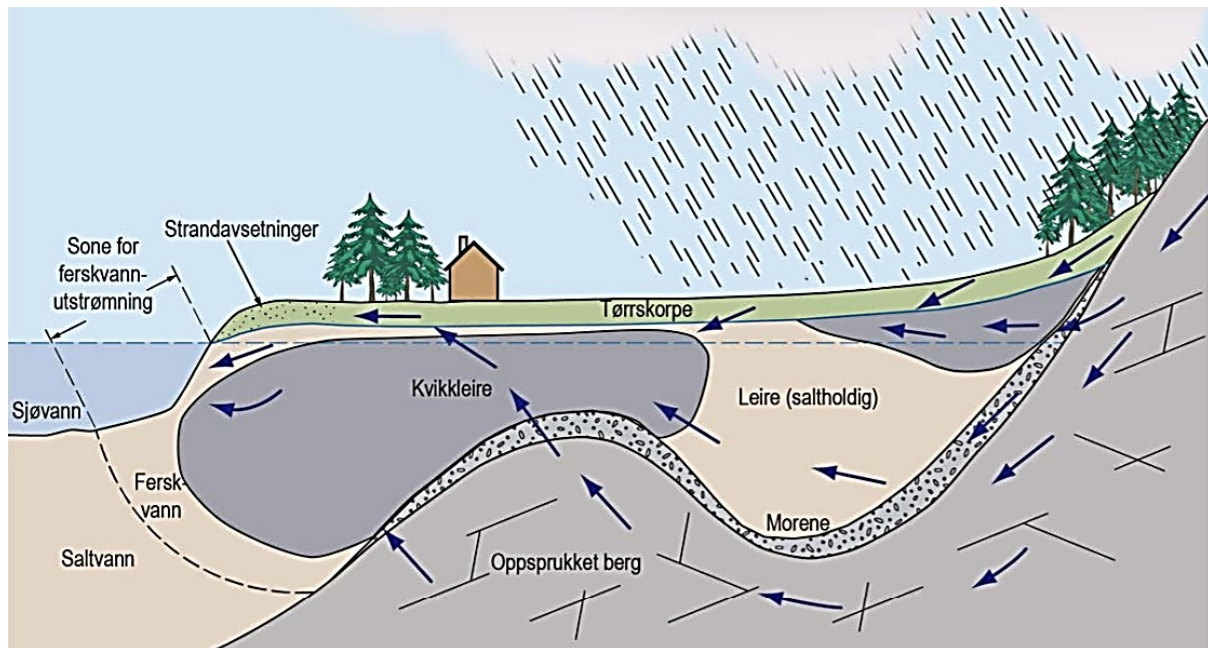
Söderblom (1974 a) viste at det ikke er noen sammenheng mellom leirens sensitivitet, omrørte skjærstyrke og hvor mye arbeid som må til for at kvikkleiren skal bli flytende. Han setter derfor spørsmålsteget ved hvorvidt dagens definisjon av kvikkleire fanger opp det mest kritiske når det gjelder kvikkleirens oppførsel, nemlig nødvendig arbeid for dens plutselige faseovergang. Den omrørte skjærstyrken beskriver kun leirens viskositet etter faseskiftet, og han foreslår en parameter for å måle det nødvendige arbeidet som skal til. Variasjonen i denne parameteren indikerer, ifølge Söderblom (1974 b), at sementeringen og væske-partikkelforholdet er svært ulikt blant kvikkleirer når den sensitivitetsbaserte definisjonen benyttes.

3.2. Hvor og hvordan dannes kvikkleire?

Der det ikke eksisterer kvikkleire, vil det heller ikke gå kvikkleireskred. Altså er det kvikkleirens romlige fordeling som er avgjørende for hvorvidt det er risiko for kvikkleireskred. Fordi man sjeldent måler saltinnholdet i prøver, vet man ikke hvor saltionene er utvasket, og det er ikke vist hvordan utvaskingen foregår. Dette en av hovedutfordringene med dagens kvikkleirekartlegging, nemlig at det er usikkert *hvor* kvikkleire dannes. Fordi finkornede marine avsetninger har svært lav permeabilitet, foregår utvaskingsprosessen langsomt, og det finnes ulike oppfattelser og teorier om hvordan dette foregår. Disse vil beskrives i dette kapitlet.

Brenner, et al. (1981), Torrance (1983) og Løken (1983) beskriver at kvikkleire utvikles gjennom grunnvannsstrømmer som reduserer saltinnholdet i porevannet. Løken (1983) beskriver disse grunnvannsstrømmene som meget komplekse, og hovedsakelig knyttet til tre typer: i) infiltrasjon av overflatevann i skrånninger gjennom sprekker i tørrskorpen. ii)

oppover gjennom avsetningssystemet i permeable lag hvor det bygges opp artesiske trykk iii) gjennom bergsprekker der grunnfjellet står relativt nært overflaten (Figur 17). Hans skissering av hvor disse grunnvannsstrømmene danner kvikkleire benyttes bl.a veilederen for sikkerhet mot kvikkleire fra NVE av Wiig, et al. (2020). Konsekvensen av teorien er at kvikkleirens fordeling er antatt å være tilfeldig siden det alltid vil finnes «stedegne» forhold som styrer kvikkleirens fordeling. Gregersen (2014) hevder derfor at kvikkleire er umulig å kartlegge uten boreundersøkelser.



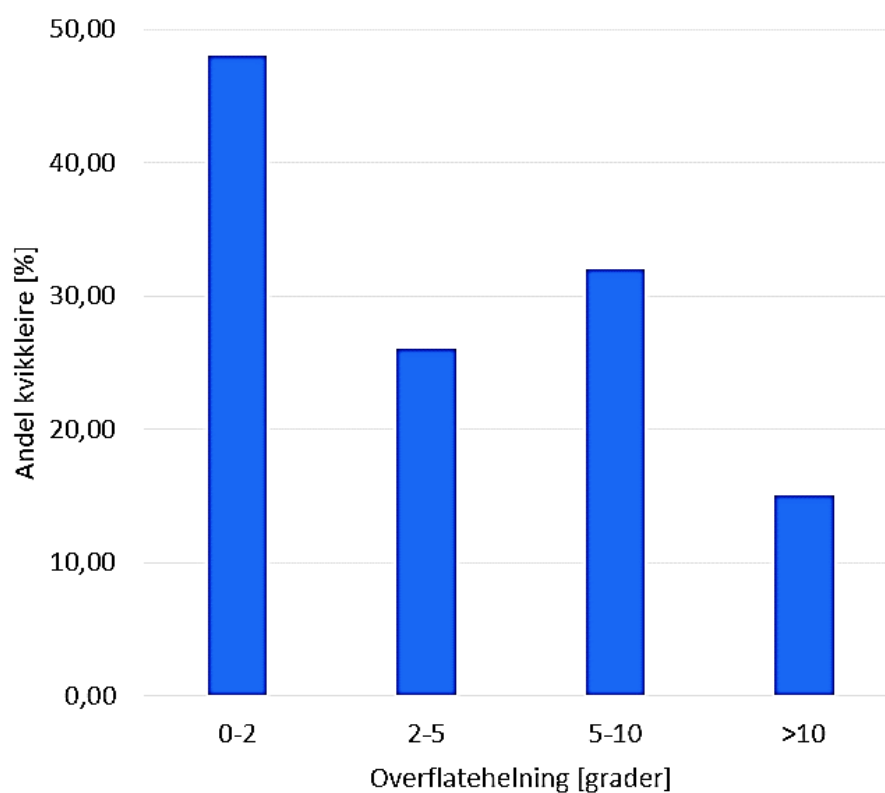
Figur 17. Hyppig benyttet skjematisk modell som viser soner hvor kvikkleire kan oppstå, etter Løken (1983). Modifisert av L'Heureux (2013).

Ifølge Söderblom (1966) og Moum, et al. (1968), er diffusjon den dominerende mekanismen som reduserer ionekonsentrasjonene i de marine avsetningene og som dermed gjør den kvikk. Diffusjon er ionetransport induert av lokale konsentrasjonsdifferanser. Løste kationer har ulik affinitet, det vil si hvor lett de adsorberes til leirpartiklenes overflate. Generelt har monovalente ioner en lavere affinitet og vil diffundere, mens flervalente har høyere affinitet og adsorberes lettere til leiroverflaten (van Olphen, 1964). Diffusjon kan derfor konsentrere ulike kationer til ulike deler av avsetningen. Hilmo (1989) viste i et boreprofil at kvikkleire fantes der det var færrest kationer med høy affinitet. Tilsvarende sammenheng mellom leirens omrørte styrke viste en studie fra Sverige av Suer, et al. (2014) og fra Japan av He, et al. (2015). Observasjonene indikerer at kvikkleirens fordeling mot dyp kan ha sammenheng med diffusjonsinduserte konsentrasjonsvariasjoner av ulike ioner. Hvorfor det skulle være signifikante differanser i ioneinnhold som vil initiere diffusjonen er derimot uvisst.

Selmer-Olsen (1977) mente at permeable lag i de marine avsetningene med sand eller grus kan knyttes til kvikkleireforekomst, noe det fremdeles spekuleres i, blant annet av Malehmir et al. (2013) og Solberg et al. (2016). Observasjoner av Friis (1895) tyder på at kvikkleire kan dannes over når lag med sand fra en annen type avsetning ligger mellom de marine avsetningene og berggrunnen. Oppgrovende sekvenser i samme marine avsetning vil derimot kunne beskrives gjennom avsetningshistorien, som følge av en transgresjon. Felles for de postglasiale finkornede marine avsetningene er derimot at det

har vært en kontinuerlig *regresjon* siden siste istid. Variasjonene i avsetningers partikkelstørrelse og permeabilitet som følge av sesongvariasjoner og Milankovic-sykluser er derimot mindre, og mulig neglisjerbare som følge av den storstilte omarbeidingen mikroorganismener gjør på havbunnen. Signifikante permeabilitetsvariasjoner i samme avsetning forventes derfor ikke, men kan undersøkes dersom permeabilitet måles på prøver. I masteroppgaven til Mælan (2020) fra et område i Trondheim, viste resultatene derimot en økt sannsynlighet for kvikkleire når et lag av grovkornede permeable sedimenter ligger *over* leiren.

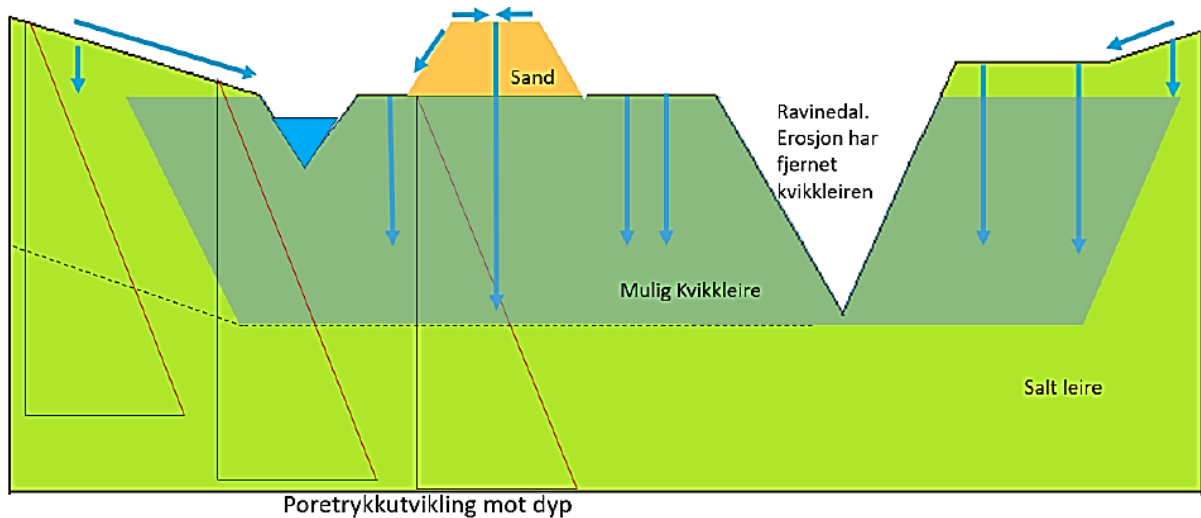
Siggerud (2019 a) observerte, basert på rapportert kvikkleire i sonderinger i Orkdal, at kvikkleirehyppighet har en sammenheng med terrengform, nemlig at det er en overhyppighet av kvikkleire i flate områder. Stormoen (2020) observerte det samme i sin gjennomgang av over 109 prøvepunkter, og underbygget ovennevnte observasjon (Figur 18).



Figur 18. Andel kvikkleire vist for ulike helningsintervaller, basert på 109 tilfeldige prøvepunkter. Kvikkleire opptrer 3 ganger hyppigere i flate ($< 2^\circ$) områder enn i bratte ($> 10^\circ$). Resultatet er fra prosjektoppgaven til Stormoen (2020) som innledet denne oppgaven.

Siggerud (2019 a) foreslår at den relativt hyppige forekomsten av kvikkleire i flate områder skyldes at vertikal infiltrasjon av overflatevann fra nedbør og snøsmelting er den dominerende utvaskingsmekanismen, og at tilgangen på ferskvann over tid vil være størst i disse områdene. Teorien sammenfaller med observasjoner fra Ottawa valley av Torrance (1988). Logikken er at overflatevann blir stående på flater, mens det vil renne av overflaten i skrånende områder (Figur 19). Dette fenomenet er kjent innen landbruket, og fra den tidligere forskningsstasjonen på Kvithammer på Skatvalhalvøya, er det rapportert at vann ble stående på jordoverflaten der den er flat i minst 4 døgn etter en nedbørsperiode på ca. 25 mm (Haraldsen, et al., 1994). Effekten av vannakkumulasjon på overflaten vil kunne

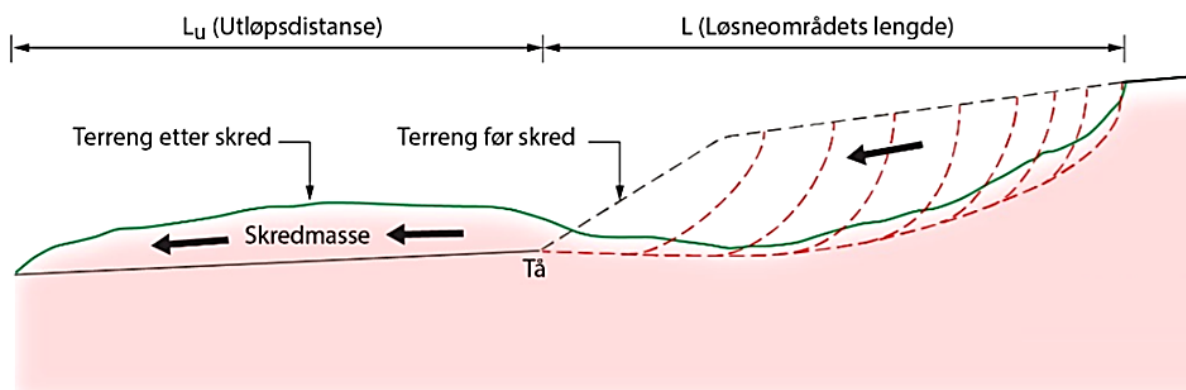
økes med permeable masser som absorberer vannet, slik at tilgangen på ferskvann over tid er høyere. Dette kan, ifølge teorien til Siggerud (2019 a), forklare den økte sannsynligheten for kvikkleire under grovkornede sedimenter, beskrevet av Mælan (2020). Som følge av avtagende porøsitet og følgelig også permeabilitet, foreslår han også at det muligens kan finnes et nedre dyp der kvikkleire dannes fra toppen og nedover. Det finnes imidlertid eldre observasjoner som tyder på at kvikkleire kan dannes.



Figur 19. Kvikkleiredannelsesmodell, modifisert etter Siggerud (2019 a). Under grove sedimenter og på flater er det høyest sannsynlighet for kvikkleire. Lav porøsitet danner mulig nedre grense for kvikkleiredannelse.

3.3. Skredutvikling

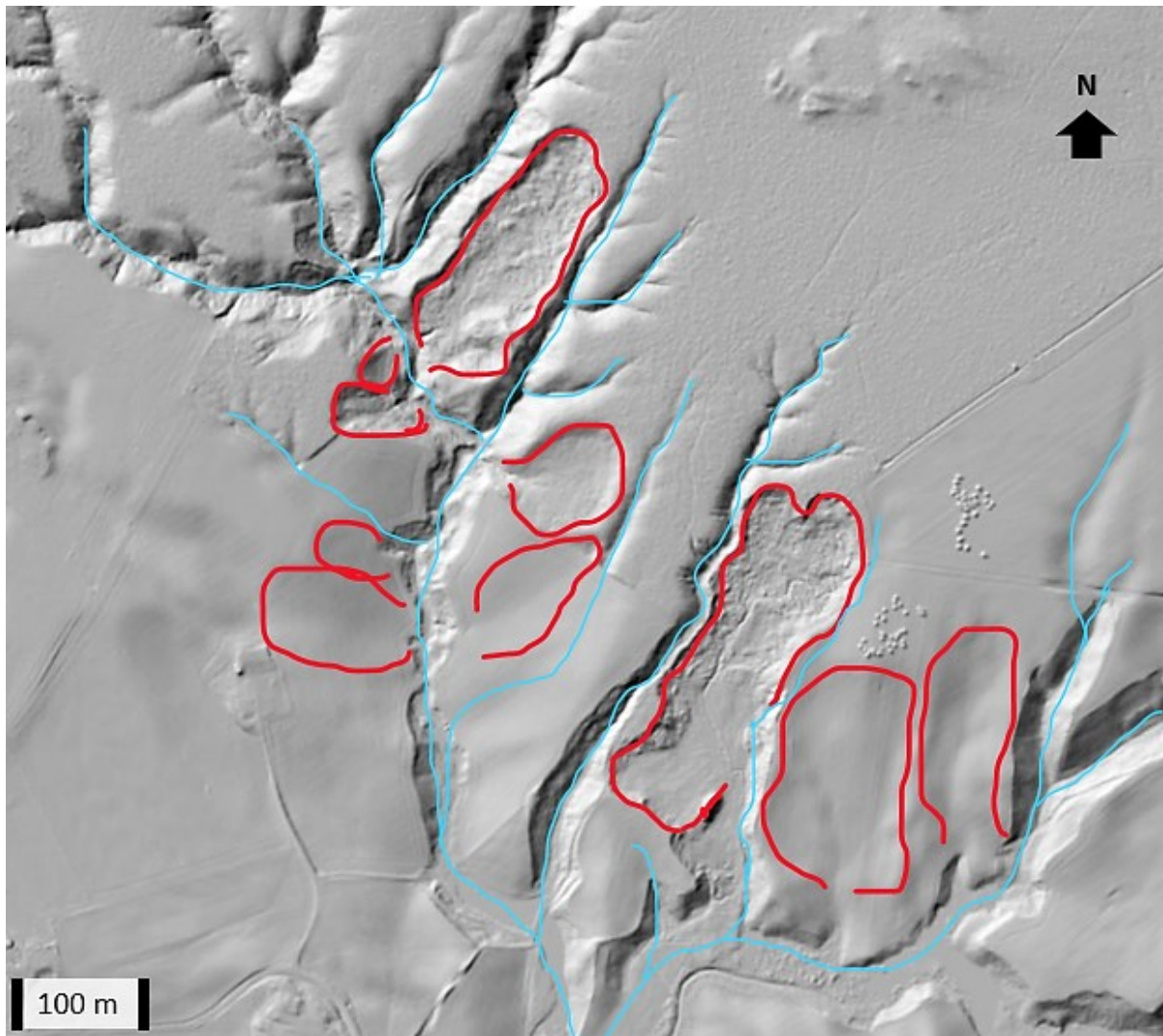
Det finnes svært få observasjoner av skredhendelser ifølge Torrance (2014). Derfor er det også ulike teorier om hvordan skredene utvikles, både hva som trigger de, og hvordan massene beveger seg. Flere av disse er fra før Rissaskredet i 1978 ble filmet (Odenstad, 1951; Bjerrum, 1955; Mollard & Hughes, 1973; Mitchell & Markell, 1974; Carson, 1977; Quinn, et al., 2009 b). Bjerrum (1955) beskriver kvikkleireskred som en serie suksessive rotasjonsskred som påfølger en mindre utglidning (initialskred) i en skråning (Figur 20), og er den teorien som blir mest benyttet i dag, ifølge Quinn et al, (2009 b). Slike skred kalles for retrogressive, og beskrives av Wiig et al. (2020) som «skalker» som løsner når støttende masser fjernes, som regel etter et mindre skred oppstår uavhengig av hvorvidt sedimentene er utviklet til kvikkleire (Figur 20). Erosjonsinduserte «initialskred» i skråninger hevdes av blant andre L'Heureux (2012) og Wiig, et al. (2020) å løse ut hovedandelen av alle kvikkleireskred.



Figur 20. Retrogressivt skred, som en serie «skalker» med buet bruddflate, fra Wiig et al. (2020).

Utvaskingen av ionene er en prosess som foregår over årtusener som følge av lav permeabilitet, men belastningen foregår sesongbetont som følge av variasjoner i nedbør, snøsmelting og temperatur som danner dynamiske, fluktuerende lastendringer. Når permeable sedimenter og snø absorberer vann blir de tyngre og utgjør en større belastning slik at flere skred utløses, noe som blant annet Hyde & Hunter (1998) og Eilertsen et al. (2008) beskriver. Slik vil kvikkleiren naturlig overbelastes, men menneskelige inngripener kan naturligvis også overbelaste leiren. De fleste kvikkleireskred forekommer derfor på våren og på sen høst, i perioder med mye nedbør, snøsmelting eller en kombinasjon (Lebuis, et al., 1983; Sokalska, et al., 2015; L'Heureux, 2020). I likhet med Picarelli, et al. (2000), beskriver Quinn, et al. (2012) at slike sykliske laster vil svekke sedimentene over tid, lik som utmattelsesbrudd utvikles i metaller. Denne utviklingen vil bety at utstrekningen til kvikkleireskred er predefinert til kvikkleireforekomsten, slik Quinn, et al. (2009 b) argumenterer for på bakgrunn av blant annet Holmsen (1953) og Gagnon (1972).

Terrenget i områder med finkornede marine avsetninger består av depresjoner etter eldre skred og raviner som er separert med smale rygger, beskrevet som et «cloisonné-mønster» av Ter-Stepanian (2000). Et slik terreng kan blant annet sees i LiDAR-data fra Esp på Byneset i Trondheim kommune (Figur 21). Fordi kvikkleiren ikke avsettes i en ny «korthusstruktur», vil skredgroper være fri for kvikkleire (Rosenqvist, 1953). Disse fungerer derfor som barrierer for nye skred. Carson og Geertsema (2002) foreslår at raviner også fungerer som barrierer fordi grunnvannsnivået ofte er lavere, mens L'Heureux & Solberg (2012) mener at skred ikke krysser raviner fordi «jordtrykkskoeffisienten», altså forholdet mellom den horisontale og vertikale spenningen, avtar der terrenghelningen endrer seg. Det er vist empirisk at kvikkleire generelt eksisterer sjeldent under raviner, tatt fordelingen av kvikkleire i forhold til terrenghelning i betraktning (Figur 18). Dette er fordi sedimentene under raviner ikke har like god tilgang på ferskvann som flate områder, ifølge Siggerud (2019 b). Uavhengig av årsak, vil en fullstendig oversikt over paleoraviner og skredgroper sannsynligvis utelukke områder hvor det er fare for kvikkleireskred.



Figur 21. «Cloisonné-terreng» med skredgroper (rød) og raviner (blå) på Esp i Trondheim kommune (Digital terrengmodell fra © hoydedata.no fra © Kartverket).

Ter-Stepanian (2000) forklarer hvordan det er interaksjonen mellom kvikkleiren, overliggende leire og tørrskorpe som avgjør hvordan skredmateriale utvikles, og skjær-, ekstensjon- og kompresjonsstrukturer fordeles i ulike deler av et skred. Der tørrskorpen flyter oppå kvikkleiren, vil skredgropene gjenstå tilnærmet uten skredmateriale (Figur 22B). Dersom det innestengte vannet ikke presses ut lateralt, som typisk skjer i raviner, vil en vertikal nedsynking av tørrskorpen oppstå, slik at den flytende kvikkleiren presses opp og avsettes ovenfor skredgropen (Figur 22B). En slik prosess er rapportert av Holmsen (1945) og av Kerr & Drew (1968). Nedsynkingen kan også resultere i at bakken løftes opp ved siden av innsynkingen, slik Holmsen (1946) beskriver skredet over toglinjen på Kolbotn, Nordre Follo i 1936. Dette kan bety at kvikkleirekollaps til fare for mennesker og verdier kan forekomme i alle områder, og ikke nødvendigvis har noen sammenheng med skråninger.



Figur 22. A) Ekstensionsstrukturer (horst-grabener) etter skred i Quebec. Foto av Leroueil, fra Hungr, et al. (2013). B) Skredgrop med lite skredmateriale etter Rissaskredet i 1978. Flytende kvikleire har også blitt presset opp vertikalt, under nedsenkning av tørrskorpen (rød ring). Foto av Erik Thorberg.

3.4. Tradisjonell geoteknisk kartleggingsmetodikk

Byggetiltak i områder med marin leire skal ifølge byggeteknisk forskrift (2021) utføres i henhold til prosedyren for utredning av «områdeskredfare» som er beskrevet i veilederen av NVE for sikkerhet mot kvikkleireskred, av Wiig, et al. (2020). Veilederen henviser til dagens tradisjonelle metodikk for å kartlegge kvikkleire beskrevet av Sandven, et al. (2015), og NGF melding 12 av Gylland, et al. (2019).

Prosedyren for å vurdere områdeskredfaren innebærer flere steg. Det første er å definere hvor det kan gå kvikkleireskred. Dette er ifølge prosedyren definert til områder med mulighet for marin leire, ut ifra den geotekniske terminologien, med mektighet over 2 m, hvor det også finnes skråninger høyere enn 5 m, og dekker tilgrensende lateralt område inntil 20 ganger skråningshøyden, samt jevnt hellende terreng med bratthet over 3,6° og høydeforskjell over 5 m. Innenfor disse områdene er befaring nødvendig, dersom tiltaket er i tiltakskategori K3 eller K4 i henhold til forskriften, og det ikke eksisterer tilstrekkelige undersøkelser som kan avvise at det finnes kvikkleire i området. Motorveiprojektet i studieområdet er i strengeste klasse, K4. Befaringen skal gi oversikt over topografi, erosjon, berg i dagen, tidligere inngrep, og annet uspesifisert som gjør at det betraktede løsneområdet muligens kan avgrenses.

Etter befaring må det gjennomføres grunnundersøkelser for å oppnå data som skal gi grunnlag for å bestemme løsmassenes lagdeling, vurdering av aktuelle skredmekanismer, samt gi en mer presis avgrensning av mulige løsne- og utløpsområde. I utgangspunktet skal det tas høyde for at hele området innenfor terrengkriteriene inngår i det mulige løsneområdet, men i de punktene grunnundersøkelser ikke viser kvikkleire kan løsneområdet begrenses. Videre skal faregraden avgjøres ut ifra 9 kriterier, beskrevet av Moholdt (2020). Graden av usikkerhet skal gjenspeiles i faregraden. Kvikkleirens utstrekning innenfor området som skal klassifiseres inngår ikke i vurderingen av faregraden, men kvikkleirens rapporterte mektighet relativt til nærmeste skråningshøyde er en parameter som vektas med en grad 2 av 3.

Tilfredsstillende sikkerhet skal vises gjennom beregninger som resulterer i en sikkerhetsfaktor lik minst 1,4 for udrenerte forhold, og 1,25 for drenerte forhold (forhold der poretrykket får tid til å utliknes). Er sikkerhetsfaktoren lavere må det vises at sikringstiltak øker den inntil 15 %. For beregningen av sikkerhetsfaktor, benyttes som regel likevektsberegninger langs sirkelbuer i 2D-snitt i skråningene (Kalsnes, et al., 2014). Slike beregninger er beskrevet av Bishop (1955). Fornes et al. (2014) mener at egenskapene til tørrskorpen er viktige parametere i beregningene, som er vanskelige å estimere, og DiBiagio (2020) viste i sin masteroppgave at den oppnådde sikkerhetsfaktoren ved slike beregninger er tilnærmet uavhengig av sensitiviteten til materialet.

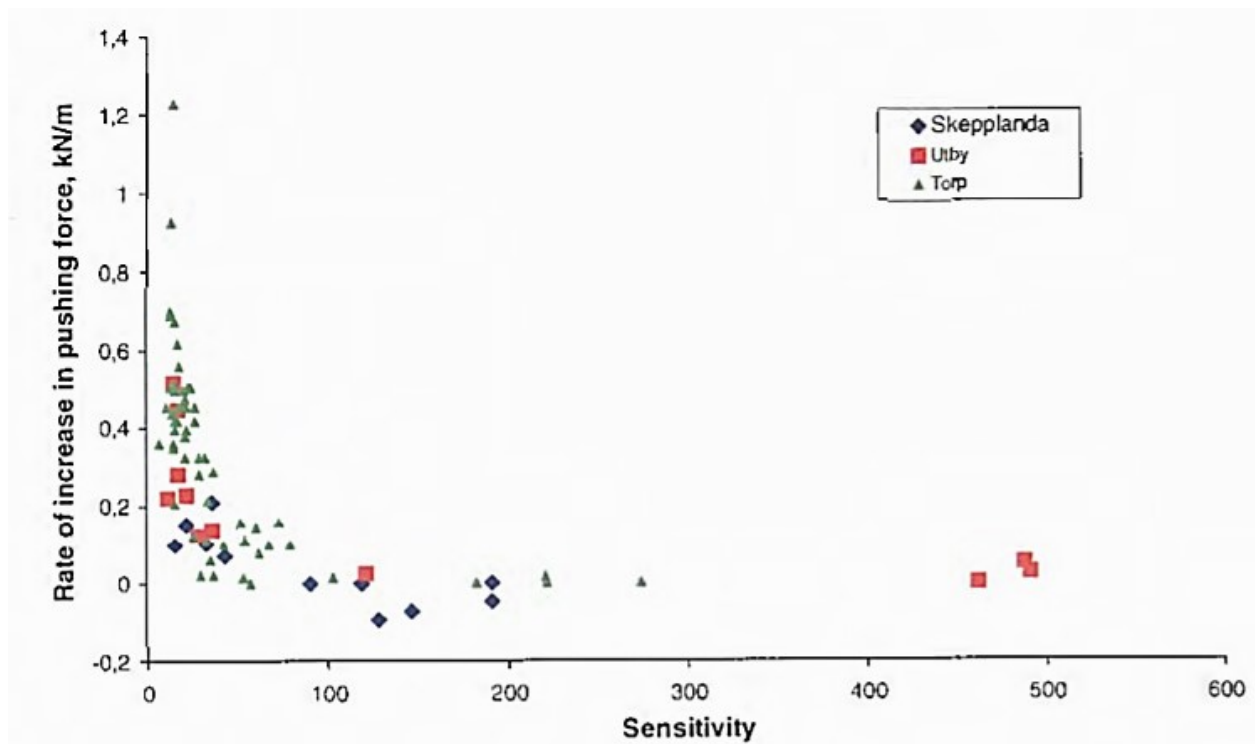
Hvor det er mulighet for marin leire, avgjøres ut ifra digitale løsmassekart utviklet av NGU (2021 d), som gir en oversikt over marin grense og leire i dagen i Norge. Datagrunnlaget er analoge løsmassekart som er konvertert til digital form ved hjelp av skanning og vektorisering. I disse kartene er også enkelte skredgroper, raviner, observasjoner av skredmateriale markert, tradisjonelt angitt basert på feltbefaringer, eldre flyfoto og historiske kilder, men i liten grad LiDAR-data.

I tradisjonell geologisk kartlegging, behandles punkt-data typisk gjennom «kriging» eller andre geostatistiske metoder, der vektingen av punktverdien avtar gradvis med avstanden fra punktet, frem til det ikke lenger anses som representativt (Nelder & Wedderburn, 1972). Denne avstanden kalles «influensavstanden», og er ca. 25 m i postglasiale, finkornede marine avsetninger på land (Siggerud, 2019 a; Kjellesvik, 2021). I forbindelse med kvikkleire er praksisen ulik. Hele området som inngår i de ovennevnte terrengkriterier skal antas å bestå av kvikkleire, inntil punktundersøkelser viser det motsatte. Som det beskrives i verifikasjonsskjemaet i den uavhengige kontrollen av den geotekniske fagrapporten for prosjektet E6 nord for Vollsdaalen av Bache et al. (2020), skal lag med sprøbruddsmateriale antas å ha «knekkpunkt» inntil en boreundersøkelse viser det motsatte. Det vil si at fra dypet i boreundersøkelsen hvor det er rapportert sprøbruddsmateriale, skal det antas et sammenhengende lag med sprøbruddsmateriale som strekker seg til en annen boreundersøkelse som ikke rapporterer sprøbruddsmateriale. Boreundersøkelse som viser sprøbruddsmateriale, antas dermed at representerer langt større områder enn de som indikerer det motsatte. Andelen boreundersøkelser som rapporterer kvikkleire vil da ikke samsvare med den antatte fordelingen av kvikkleire.

3.4.1. Undersøkellesmetoder

For å innhente data om hvor det finnes sprøbruddsmateriale, benyttes geotekniske boringer og geofysiske målinger. De geofysiske målingene skal først og fremst gi informasjon som gjør at boringene kan plasseres mest mulig hensiktsmessig, ifølge Sandven, et al. (2015). Av konvensjonelle geotekniske boremetoder, anbefales dreietrykk- og totalsonderinger, samt prøvetaking for detektering av kvikkleire. Geotekniske boringer gir kun informasjon som er typisk for borepunktet, men kvikkleirens utstrekning antas som regel gjennom lineær interpolering mellom nabohull. Interpoleringen foregår på utvalgte 2D-snitt for likevektsberegninger.

Dreietrykk- og totalsonderinger gjennomføres ved at et bor penetrerer grunnen med samme penetrasjons- og rotasjonsrate. Den målte matekraften benyttes som indikator på materialets sensitivitet. I utgangspunktet vil porøsiteten i marine leirer avta mot dypet og tettheten øke, som følge av økende vekt fra overliggende masser. Konsekvensen er at leiren blir tettere, slik at matekraften i sonderingene må øke for å opprettholde penetrasjonshastigheten. For sprøbruddsmateriale og kvikkleirer med høy sensitivitet (St) vil derimot ikke matekraften øke (Figur 23). Dette er trolig på grunn av de omrørte massenes flytende karakter, ifølge Sandven, et al. (2015). Derfor antas kvikkleire og sprøbruddsmateriale ($St > 15$) der det ikke er noen økning i matekraft mot dypet, og ikke-sensitiv leire ($St < 15$) der matekraft øker mot dypet.



Figur 23. Spredningsplott med sensitivitet og endring i nedpressingkraft ved totalsonderinger, av Rankka, et al. (2004).

Gylland, et al. (2019) beskriver at flere forhold kan påvirke nedpressingskraften i sonderinger: lagrekkefølge, økende stangfriksjon, tidligere forkonsolidering, effekt av spyling i overliggende lag og mektigheten av laget ovenfor den bløte leiren. Dypere enn 10 m spesifiseres det at varierende stangfriksjon kan påvirke resultatet betydelig.

Prøvetaking gjøres typisk med ca. 80 cm lange sylindriske stempelprøvetakere, med diameter 56 mm eller 72 mm. Ulike tester utføres på prøvene i laboratorium, som regel rutineundersøkelser, som beskrevet i vedlegg 3 i Håndbok R210 fra SVV (2016). Styrketestene er, med dagens definisjon av kvikkleire, eneste metode som kan identifisere kvikkleire. Blant problemene med prøvetaking er at det er en tidkrevende prosess, og forstyrrelser av materialet før det ankommer laboratorium kan påvirke testresultatene. Det tas derfor som regel kun et begrenset antall prøver.

3.5. Geofysikk

Geofysikk er studien av Jorden, ved bruk av matematiske og fysiske metoder, blant annet seismikk, elektromagnetisme, elektrisitet, gravimetri, geomagnetisme og geotermometri, for å måle egenskapene til bergarter og sedimenter fra overflaten. Målingene responderer til ulike egenskaper i Jorden, slik at man kan «se» under bakken. Ved å kjenne til hvilke geologiske egenskaper som fører til de ulike målingene, kan så geologien forstås ut ifra observasjonene (Reynolds, 2011). Fordi alle geologiske egenskaper er et resultat av kjente prosesser gjennom den geologiske historien, kan altså geologien deriveres ut ifra geofysiske målinger.

Resistivitet i bakken kan måles gjennom elektrisk resistivitetstomografi (ERT), og elektromagnetiske målinger (EM). Sistnevnte kan gjøres fra helikopter eller drone, og

kalles da luftbårne elektromagnetiske målinger (AEM). Resistivetsbaserte geofysiske metoder har lenge vært benyttet for geologisk kartlegging, og har de siste årene blitt anbefalt i forkant av større prosjekter hvor det er fare for kvikkleire, av Solberg, et al. (2011) og Gylland et al. (2019). ERT benytter ulike elektrodekonfigurasjoner og en spenningskilde for å måle resistiviteten direkte over ulike avstander, som så kan benyttes til en tolkning av hva som danner utslagene i de ulike elektrodene. Elektromagnetiske målinger (EM) gjøres ved at elektromagnetiske bølger induserer en polarisering av molekylerne i grunnen, slik at et midlertidig elektromagnetisk felt oppstår som igjen kan registreres og konverteres til resistiviteten i materialet (Parasnis, 1986).

Logikken bak å bruke resistivetsmålinger for å kartlegge kvikkleire, er at saltvann har lavere resistivitet enn ferskvann. Dermed kan resistivetsmålingene indikere hvor det er mulighet for lite salt i porevannet, ifølge Rankka, et al. (2004). Samtidig er det flere parametere som kan styre den målte resistiviteten, og Parasnis (1986) beskriver at det aldri vil være en entydig tolkning som kan forklare resistivetsmålinger, fordi flere egenskaper kan gi samme utslag. Porøsitet, porefuktighet og salinitet har trolig størst innvirkning på resultatet, men også temperatur, mineralogi, porestruktur, kornform, kornretning og resistivetsanisotropier er av betydning. Fordi strømmen vil følge de mest strømførende lagene i grunnen, vil 3D-strukturer ha vesentlig innvirkning på resultatet. Resistivitet benyttes derfor vanligvis i kombinasjon med andre geofysiske metoder, slik at målingene kan tolkes ut ifra en geologisk modell som forklarer hva resistivetsmålingene sannsynlig skyldes (Landrø & Amunsen, 2018). Det finnes også områder hvor resistivetsmålinger ikke er hensiktsmessig, fordi strømførende kabler og andre elektrisk ledende elementer vil påvirke resultatet. I urbaniserte områder og fra luften kan det derfor være umulig å utføre resistivetsmålinger med tilfredsstillende kvalitet.

Georadar består av en sender- og mottagerantenne, som transmitterer og registrerer elektromagnetiske bølger, vanligvis med frekvens mellom 50 – 1000 MHz. Målingene gjøres kontinuerlig mens radaren trekkes langs bakken (Figur 24). På denne måten kan et kontinuerlig bilde av undergrunnen dannes, hvor strukturer kan observeres. Metoden er skånsom mot underlaget og effektiv sammenliknet med andre metoder.

Bølgene reflekteres ved hastighetskontraster i grunnen, og registreres av mottagerantennen (Reynolds, 2011). Georadar benytter dermed samme prinsipp som refleksjonsseismikk, der reflekterte akustiske bølger registreres. Tolkingsprinsippene er derfor overførbare fra seismikk til georadar. Mottagerantennen mottar de reflekterte bølgene ved ulike tidspunkt, slik at de som går lengst mottas sist. Tiden til det mottatte signalet kan derfor konverteres til vertikalt dyp, basert på empiriske eller målte hastigheter i det penetrerte materialet. Ifølge Neal (2004) vil hastigheten i leire være mellom 0,05 og 0,13 m / ns.



Figur 24. Datainnsamling med georadar på snødekt åker i studieområdet. Foto: Erling Siggerud.

Ifølge Davis & Annan (1989) er bølgeforplantningshastigheten, v , avhengig av jordens elektriske og magnetiske permittivitet relativt til vakuum, ϵ og μ , samt materialets elektriske ledningsevne der c er lyshastigheten i vakuum (Likning 1). Mottatte refleksjoner skyldes derfor endringer i de dielektriske og magnetiske egenskapene i bakken, som kan forklares gjennom diskontinuiteter i avsetningssystemet.

$$v = c / \sqrt{\epsilon\mu} \quad [1]$$

Magnetiske variasjoner, som blant annet stålrør og andre ledende materialer under jorden, vil gi tydelige hastighetskontraster og refleksjoner. Tilstedeværelsen av magnetisk ledende sedimenter er som regel liten og med lite variasjon innenfor samme avsetning, og effekten av magnetisk permittivitet på refleksjonene antas derfor å være neglisjerbare i sedimentologisk tolkning. Ved å videre anta at grunnvannsspeilet er diffust på grunn av stor umettet sone og kapillært sug i leirer, er det naturlig at dette heller ikke utgjør noen kontrast i georadarprofilene. De observerte refleksjonene i finkornede marine avsetninger i georadarprofilene skyldes dermed hovedsakelig kontraster i porøsitet, porekonfigurasjon og saltinnhold, som kan knyttes til de sedimentologiske prosessene under avsetning. Dermed kan strukturer i 2D-profilene benyttes til å tolke den geologiske historien og avsetningssystemets arkitektur (Neal, 2004).

Frekvensen til de transmitterte elektromagnetiske bølgene er avgjørende for oppløsningen og måledybden. Høy bølgefrequens resulterer i at signalstyrken avtar raskere, men oppløsningen vil derimot øke (Reynolds, 2011). Ulike prosesseringsteknikker kan benyttes

for å redusere energitapet mot dyp, og for å fjerne signaler som skyldes andre forhold, kalt «støy» (Neal, 2004).

Blant utfordringene med georadar, er at bølgeamplituden avtar eksponentielt mot dypet. Theimer, et al. (1994) beskriver at dette forsterkes dersom den elektriske ledningsevnen til det penetrerte materialet er høy. Derfor vil blant annet porevann med betydelig ioneinnhold og leirer med elektrisk ladede overflater redusere energien i refleksjonene betraktelig, ifølge Neal (2004). Solberg, et al. (2011) anser derfor georadar som uegnet til å undersøke marin leire, med penetrasjonsdybde til svært få meter. Foruten kartleggingen gjort av Siggerud (2019 a) av marine leirer til dyp ned mot 15 m, registrerte blant annet Hansen, et al. (2020) marine avsetninger ned mot ca. 10 m dybde med georadar på Kråkneset i Altafjorden etter kvikkleireskredet i 2020.

4. METODE

Arbeidet i denne oppgaven har bestått av fem hoveddeler:

- Forstudie med oppbygging av database og litteraturstudie
- Overflate- og terrengeanalyser basert på LiDAR-data for identifikasjon av de fire ulike terrengetypene
- Innsamling, prosessering og geologisk tolkning av georadardata
- Analyse av eksisterende punktdata (sonderinger og prøveserier)
- Sammenstilling av dataene til en helhetlig geologisk modell, for å predikere de fire landskapstypene og dernest kvikkleire.

Hensikten er ikke å kartlegge kvikkleiren direkte, men den romlige fordelingen av de fire terrengetypene beskrevet i kapittel 2.2. Som beskrevet, er kvikkleireforekomst og skredutbredelse knyttet til aktive sedimentologiske prosesser som danner disse landskapsformene. Der de finkornede marine avsetningene ikke har gått i brudd, vil det kunne finnes kvikkleire. Fokuset har derfor vært å kartlegge utbredelsen av de fire landskapstypene, gjennom en forståelse av områdets geologiske utvikling. Basert på det, har områdene hvor det kan finnes kvikkleire blitt definert, som antas å være mellom skredgroper og raviner, med størst sannsynlighet der bakken heller mindre enn 2°.

4.1. Forstudie

Tilgjengelig informasjon som kunne være relevant for studieområdets geologiske utvikling ble innhentet innledningsvis. Dette ble i hovedsak utført før feltarbeidet, men noe av informasjonen måtte også behandles i ettertid. Datakildene som ble benyttet, og hvilken type informasjon som ble innhentet er oppsummert i Tabell 1. Mye av den innhentede informasjonen er allerede presentert i tidligere kapitler.

Historiske kart og kilder om tidligere leirskredhendelser ble ettersøkt i «skannet materiale» og «Jordskifteverkets kartarkiv» i Digitalarkivet (2021). Kommunene «1715 Skatval», «1714 Stjørdal», og søkeordene «Skatval», «Voll» og «Hollan» ga ingen resultater av interesse. Heller ikke i NVEs atlas er det oppført kjente historiske skredhendelser i området.

Tabell 1. Type data innhentet med tilhørende kilder og lenker.

Tema	Type data innhentet	Kilder og lenker
Geologi	NGUs kartoversikt over berggrunnsgeologi	Berggrunn, nasjonal berggrunnsdatabase (http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/)
	NGUs kartoversikt over løsmasser	Løsmasser, nasjonal løsmassedatabase (http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/)
	Strandforskyvningskurver	Kjemperud (1981)
Historiske hendelser i menneskelig tid	Kjente skredhendelser	Personlig kontakt med Skatval Historielag, v/ Jan Mæresmo
	Oversikt over arkeologiske funn	Kulturminnedatabasen fra Riksantikvaren (© kulturminnesok.no)
Tidligere utførte undersøkelser	Geotekniske boringer	NADAG – nasjonal database for grunnundersøkelser (http://geo.ngu.no/kart/nadag/)
		Fagrapporter tilhørende reguleringsplanen til nye E6 Kvithammer-Åsen (http://e6-kvithammar-aasen.no)
		Personlig kontakt med Sigbjørn Rønning (NGI), Katharina Kahrs (NGI) og Craig Christensen (EMerald Geo).
Topografi og arealbruk	Kart	Tjenester fra © Kartverket:
	Digital terrengmodell	Topografiske kart (© http://norgeskart.no)
	Flyfoto	Digital terrengmodell fra prosjekt Stjørdal-Levanger 2015 (© https://hoydedata.no) Flybilder (© https://norgebilder.no) Topografisk kart fra den nasjonale løsmassedatabasen til NGU (http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/)

4.2. Overflate- og terrenganalyse

Ved bruk av en digital terrengmodell, konstruert fra LiDAR-data med en oppløsning på 0,5 m av COWI (2015), ble det utført terrenganalyser som ikke er mulige ved feltbefaring eller fra klassiske topografiske kart. Målet med analysene er å identifisere skredgroper og raviner. Ulike kart fra LiDAR-dataene ble laget i © GRASS GIS (2020). Disse er hovedsakelig skyggerelieff, helningskart som viser terrenghelningen ($0^\circ - 90^\circ$), og asimutkart som viser helningsretningen ($0^\circ - 360^\circ$) (Figur 29-32). Kartene muliggjør detaljert visualisering av formen på landskapet, slik at terrenget som kjennetegnes ved utvikling av ravinedaler og rasgroper kan identifiseres.

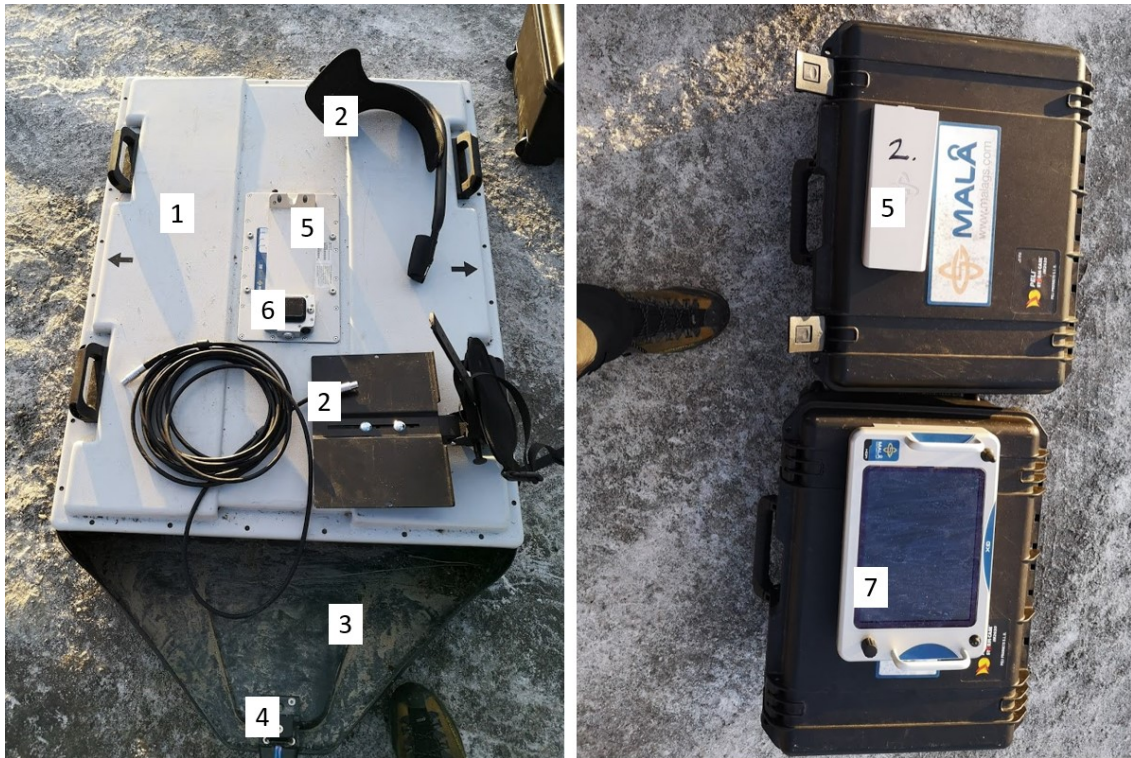
Raviner ble systematisk tolket der to skråninger former en v-dal med ca. 180° differanse mellom dalsidenes asimutvinkel, med strømningsretning normalt på dalsidene. Skredgroper ble tolket der skråninger danner den karakteristiske skålførm. Fordi kantene på skredgropene like etter en skredhendelse danner skarpe kanter, vil de være særlig utsatte for erosjon, slik at de steile kantene på skredgropene etter hvert er avrundede, uten den karakteristiske skålførm. I tillegg planeres som regel skredgropene i landbruksområder, slik at den opprinnelig bratte skredkanten fremstår derfor ofte med et fall under 20° , ifølge Siggerud (2019 b).

4.3. Georadar– innsamling, prosessering og tolkning

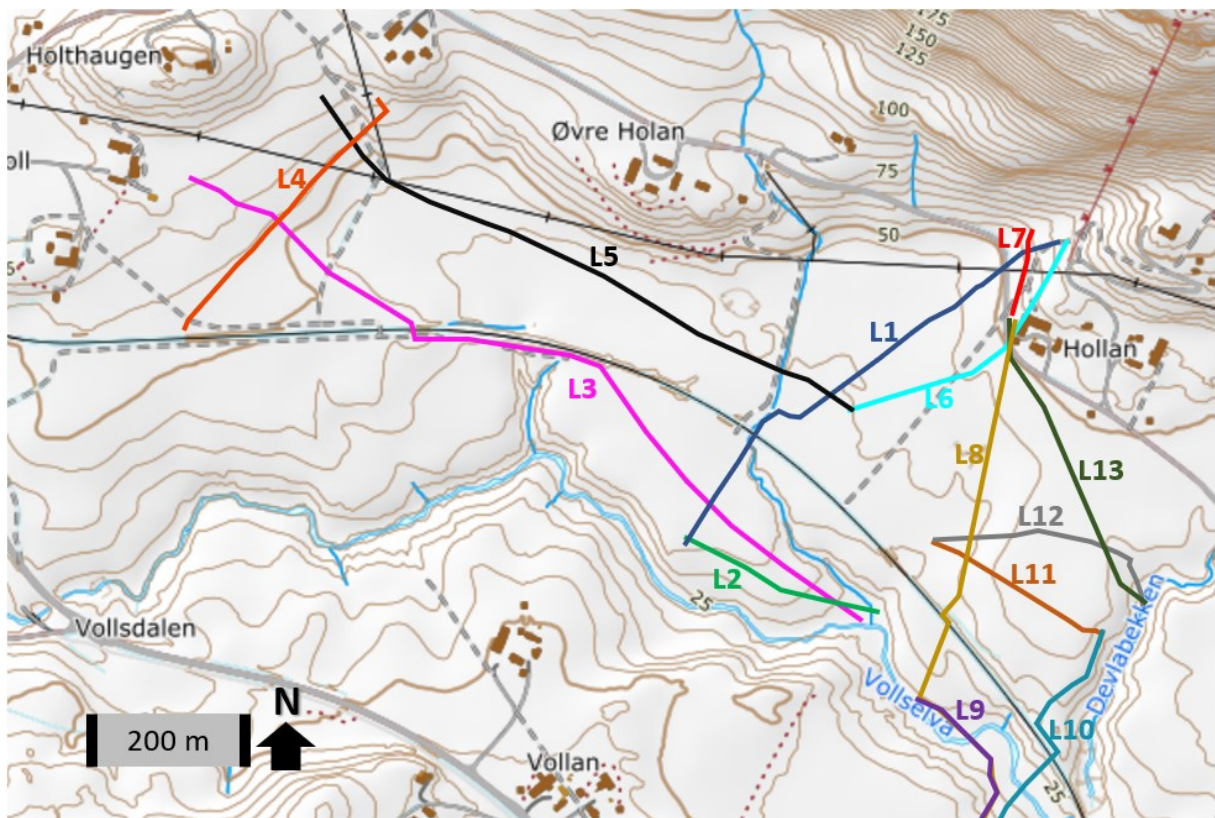
Innsamling med grunnpenetrerende radar ble gjort for å observere sedimenters fordeling under bakken på en mer elegant og effektiv måte enn å grave sjakter. Georadar er en måte å sikre denne type data på, som gjør den den geologiske tolkningen mer presis.

I alt 13 profiler med en samlet lengde på ca. 7 km, ble innsamlet med georadar. Utstyret som ble brukt er Malå GX 80 MHz (Figur 25). Georadaren ble trukket på slede med et tau, mens signalet ble registrert i en kontrollenhet (Figur 24). Databladet fra produsenten oppgir at georadar-apparatet benytter et tidsvindu på 812 ns, det vil si at den transmitterer mer enn 1200 elektromagnetiske bølger per sekund (Vedlegg I). Georeferering ble gjort med dens innebygde GPS, og kontrollert med GPS-signal fra Garmin Fenix® 3 armbåndsur.

Feltarbeidet ble utført 26.01.2021, og det var et tynt snødekke på den frosne, delvis pløyde åkeren (Figur 24). Datainnsamlingen tok 3 timer. For å systematisere innsamlingen, ble linjene lagt i et nettverk med strøklinjer på tvers av avsetningssystemet, og fallinjer som følger avsetningssystemet (Figur 26). Terrenganalysen viste at terrenget hovedsakelig faller mot sør-sørvest (Figur 31). Profilene ble derfor gått mest vestnordvest-østsørøst og nord-nordøst – sør-sørvest. Linjene ble også overlappet, slik at de kan knyttes sammen og gjøre tolkningen sammenhengende og dermed mer helhetlig.



Figur 25. Georadarutstyr, MALÅ GX 80. 1) Antenne. 2) Stativ og kabel til kontrollskjerm. 3) Slede. 4) Taufeste. 5) Batteri og -input. 6) GPS-mottager. 7) Kontrollenhet.



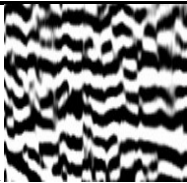
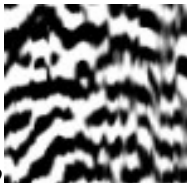
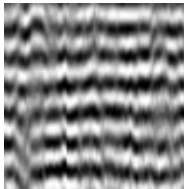

Figur 26. Kart over studieområdet med de 13 georadarlinjene inntegnet. Bakgrunnskart fra ©ngu.no/kart/losmasse_mobil.

Prosessering av georadardataene ble gjennomført av Digital Geofysikk AS, for å oppnå profiler som i størst mulig grad gjenspeiler geologien, og forenkle tolkningen. Prosesseringen bestod av «stacking», «energy decay», «dewow», «deconvolution», «båndpassfiltrering» og «fjerning av bakgrunn» (Vedlegg II). Disse signalbehandlingsteknikkene er diskutert av Neal (2004).

Tolkningen av de prosesserte profilene har til hensikt å danne en forståelse av avsetningens utvikling som forklarer hvilke sedimentologiske prosesser som har bygget opp sedimentene. Dette gjøres ved å identifisere horisonter som danner grenser mellom ulike avsetningssekvenser. Sekundært identifiseres og karakteriseres de ulike radarfacies, det vil si mønsteret de geofysiske dataene danner. Radarfaciesen relateres til variasjoner i sedimentære facies, altså utseende, sammensetningen og strukturer som avspeiler forholdene under avsetning.

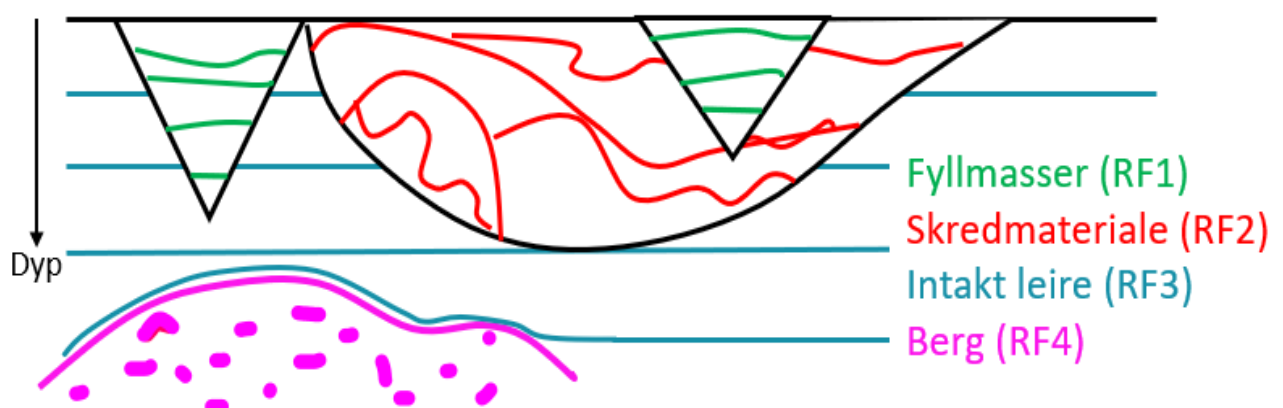
Fire radarfacies er identifisert i de prosesserte georadardataene (Tabell 2). Radarfaciesene ble definert gjennom tilnærmingen til Jol & Bristow (2003), hvor 3D-enheter bestående av refleksjonsmønstre skiller seg fra tilgrensende enheter.

Tabell 2. Oversikt over radarfacies. Høyden i hver rute tilsvarer ca. 60 ns gangtid.

Radar facies (RF)	Maksimum mektighet	Beskrivelse av refleksjonsmønstre	Tolkning
RF1 	5 m	Subhorizontale Ikke parallelle Diskontinuerlige Undulerende mektighet	Fyllmasser
RF2 	10 m	Variierende retning Foldet Ikke parallelle Diskontinuerlige Undulerende mektighet	Skredmasser
RF3 	10 m	Horizontale Parallelle Kontinuerlige Stedvis diffus Liten variasjon i mektighet	Intakt marin leire
RF4 		Kaotisk og usystematisk diskontinuerlig. Stedvis sterk respons som kan følges kontinuerlig over flere meter i varierende retninger.	Berggrunn. Overflate og sprekker skaper tydelige horisonter.

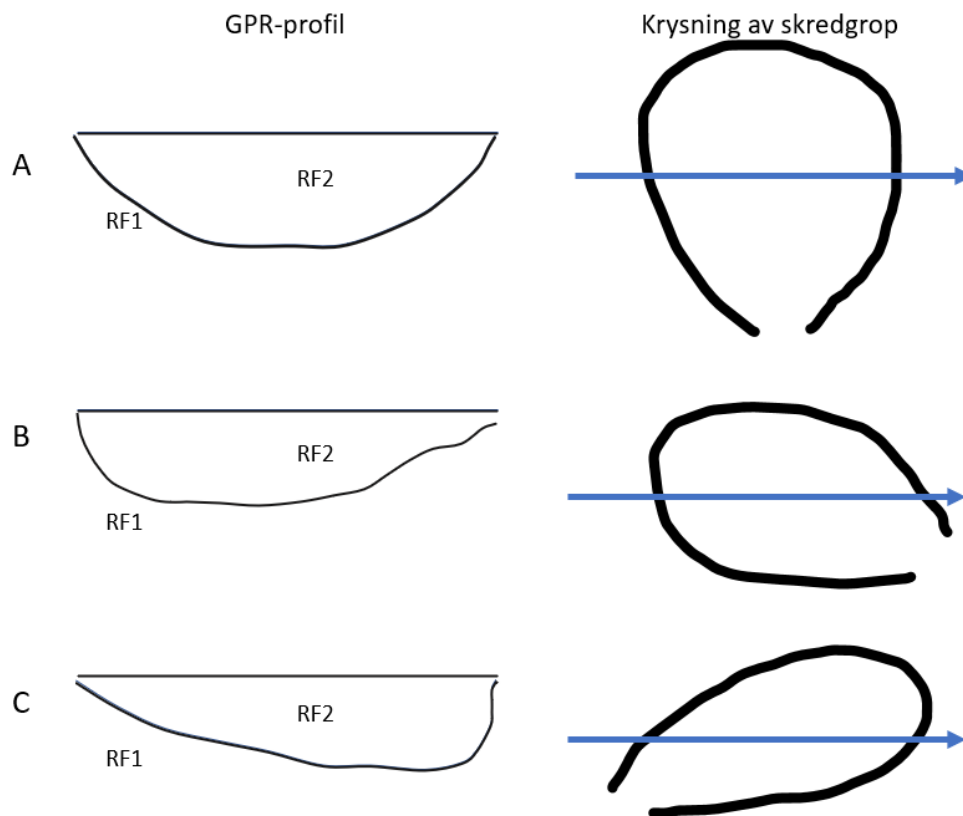
De ulike radarfaciesene er tolket å representere enheter tilknyttet virkende prosesser i finkornede marine avsetninger, ut ifra forståelsen av disse og de resulterende fire landskapstypene (kapittel 2.2). De fire radarfaciesene som er identifisert i georadarprofilene er dermed fyllmasser, skredmateriale, intakt laminær leire og fjell, som også er det som forventes ut ifra den regionale geologiske beskrivelsen (kapittel 2). Med fyllmasser menes materialet i gjenfylte raviner.

Skredgroper og raviner er forventet som innskjæringer i de intakte laminære avsetningene, og en kupert fjelloverflate er forventet underliggende sedimentene (Figur 27). Uten en klassisk skålform på overflaten, vil skredgroper kunne gjenkjennes ved at de består av deformert skredmateriale (Hansen, et al., 2007). Tilsvarende vil deformert skredmateriale også skille skråninger som skyldes skred fra de som er naturlig avsatte marbakker. Basert på dette ble skredmateriale tolket i georadardataene.



Figur 27. Skjematisk tolkning av radarfacies og deres posisjon i avsetningen.

Horisontene mellom fyllmasser, skredmateriale og den intakte leiren er tolket å representere erosjonslinjer og glideplan fra eldre raviner og skred. Formen og brattheten på disse horisontene er benyttet i tolkningen av skredgropernes og ravinenes retning og utstrekning i kartplanet. Symmetriske groper og raviner, indikerer at skredretningen eller ravinene står normalt på georadarlinjen, mens asymmetriske indikerer at de krysses diagonalt eller går langsmed linjen (Figur 28). Skredgropernes endelige utstrekning i kartplanet ble deretter tolket ut ifra depresjoner og terrengvariasjoner som ble observert i LiDAR-dataene og sammenfalt med skredmateriale (RF2) i georadarprofilene.



Figur 28. Tolkning av skredretning på bakgrunn av observert symmetri.

4.4. Analyse av eksisterende punktdata

Resultatet fra boreundersøkelser, det vil si sonderingslogger og prøveresultater, som foreligger i de geotekniske rapportene på NADAG, og som er utført av NGI i forbindelse med det nye veiprojektet, ble digitalisert og sammenstilt i en database i Tigress™ (2021). Til sammen 237 sonderinger var aktuelle innenfor studieområdet, og ble tilgjengeliggjort etter samtale med Sigbjørn Rønning (NGI). Disse var sammenstilt som SND-filer i en GeoSuite-katalog av NGI, som var mulige å åpne som tekstfiler. Tekstfilene ble enkeltvis konvertert til txf-filer etter avtale med Licia Ballardini i Digital Geologi AS.

Koordinatkonvertering fra NTM10 til UTM32N ble gjort punktvis med programvaren SkTrans for å benytte samme koordinatsystem som for de øvrige kart og georadarprofiler i denne oppgaven. SkTrans ble gjort tilgjengelig for denne oppgaven etter samtale med Karoline Arnfinnsdatter Skår og Stine Ørgenviken Henriksen (© Kartverket), slik at koordinatene kunne konverteres punktvis.

Etter sammenstillingen av dataene ble det gjennomført en analyse av sonderingsloggene mot prøvedata fra der begge grunnundersøkelsestypene var gjennomført i samme punkt. Resultatet av analysen ble deretter overført til de øvrige sonderinger hvor det ikke var gjennomført prøvetaking.

Analyse av prøvedataene ble utført ved at alle prøver ble georeferert med sin spesifikke dybde og sensitivitet. Dette ble gjort på til sammen ca. 100 prøver, hvorav ca. 80 er fra 13 punkter innenfor studieområdet og inngår i den geotekniske fagrapporten i

reguleringsplanen for veiprojektet av Bache et al. (2020). De ytterligere prøvene er fra Skatval, og ble tatt i forbindelse med «light kvikkleiresonekartlegging» i Stjørdal kommune (Torpe & Gylland, 2020). Disse utenforliggende prøvene ble analysert for å få et bredere datagrunnlag for analysen av sonderingsdataene, ettersom ingen prøver innenfor studieområdet bestod av kvikkleire med sensitivitet over 30. Alle prøvene med sensitivitet over 30 ble tilegnet sensitivitetsklasse «kvikkleire», 15 – 30 «sprøbruddsmateriale», mens øvrige prøver ble klassifisert som «marin leire». Ettersom avlesing av den omrørte skjærstyrken er upresis fra prøveskjemaene som typisk inngår i slike geotekniske fagrapporter, ble denne verdien ikke benyttet. Sonderingslogger, altså matekraft mot dyp, ble deretter analysert for hver enkelte klassifiserte sensitivitetsklasse, altså «kvikkleire», «sprøbruddsmateriale» og «normal leire». Loggene ble digitalisert punktvis, som inkremer langs sonderingsloggene, slik at sammenstillingen av sonderingene danner spredningsplott med alle punktene.

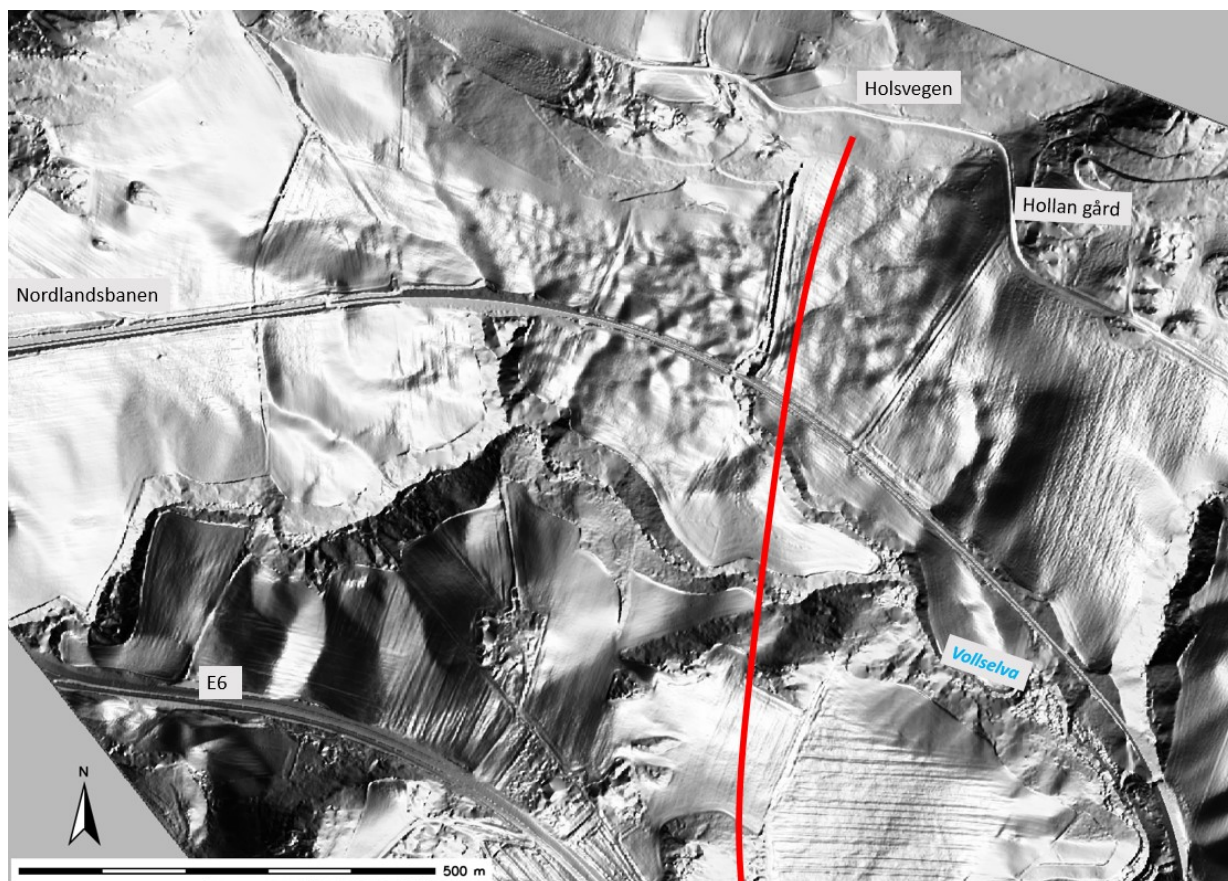
De observerte trendene i spredningsplottene som var karakteristiske for hver sensitivitetsklasse ble så benyttet til tolkningen av alle sonderingsloggene, også de hvor det ikke fantes prøver i samme punkt. På den måten ble det opparbeidet en database med alle punktdataene klassifisert etter sensitivitetsklasse, i tillegg til dybden til fjellet fra de sonderingene som rapporterte det.

5. RESULTATER

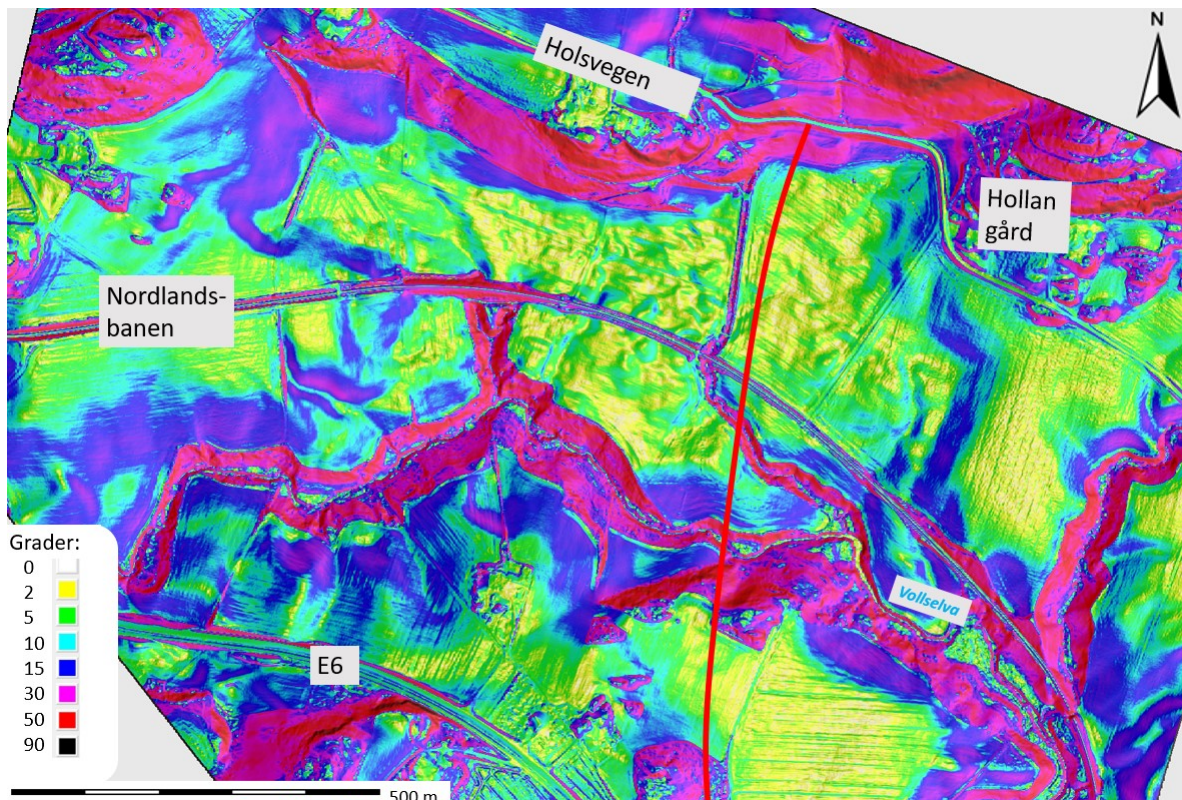
Resultatene i denne studien er utviklet på bakgrunn av en gjennomgang av egeninnsamlede og allerede tilgjengelige data.

5.1. Overflateanalyse

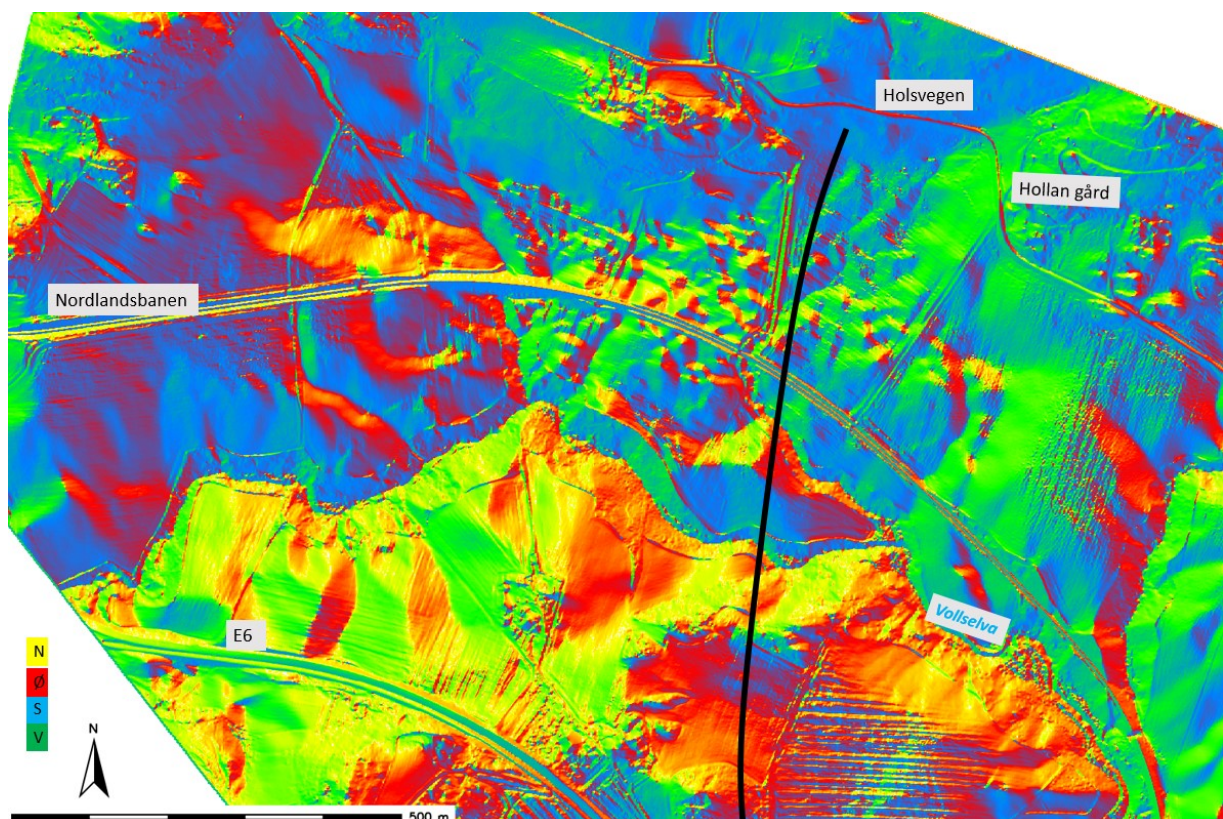
Overflateanalysen baserte seg på tre typer kart fra LiDAR-dataene (Figur 29 - 32). Analysen viste at områdets overflate er mer kupert enn hva topografiske kart, for eksempel fra © Kartverket, og bilder fra for eksempel fra sosiale medier og Google Street View kan vise. Dette gjelder hele området, foruten to høyerestående flate områder i østlig og vestlig ende av studieområdet, hvor overflaten er flat og jevn på en høyde ca. 5 – 8 m høyere enn den kupert delen av området. Det stripede mønsteret i Lidar-datene på disse områdene skyldes den pløyde åkeren.



Figur 29. Skyggelagt overflaterelieff med 3 ganger vertikal overdrivelse. Simulert solinnstråling med høyde 30 grader fra 120 grader sørøst.

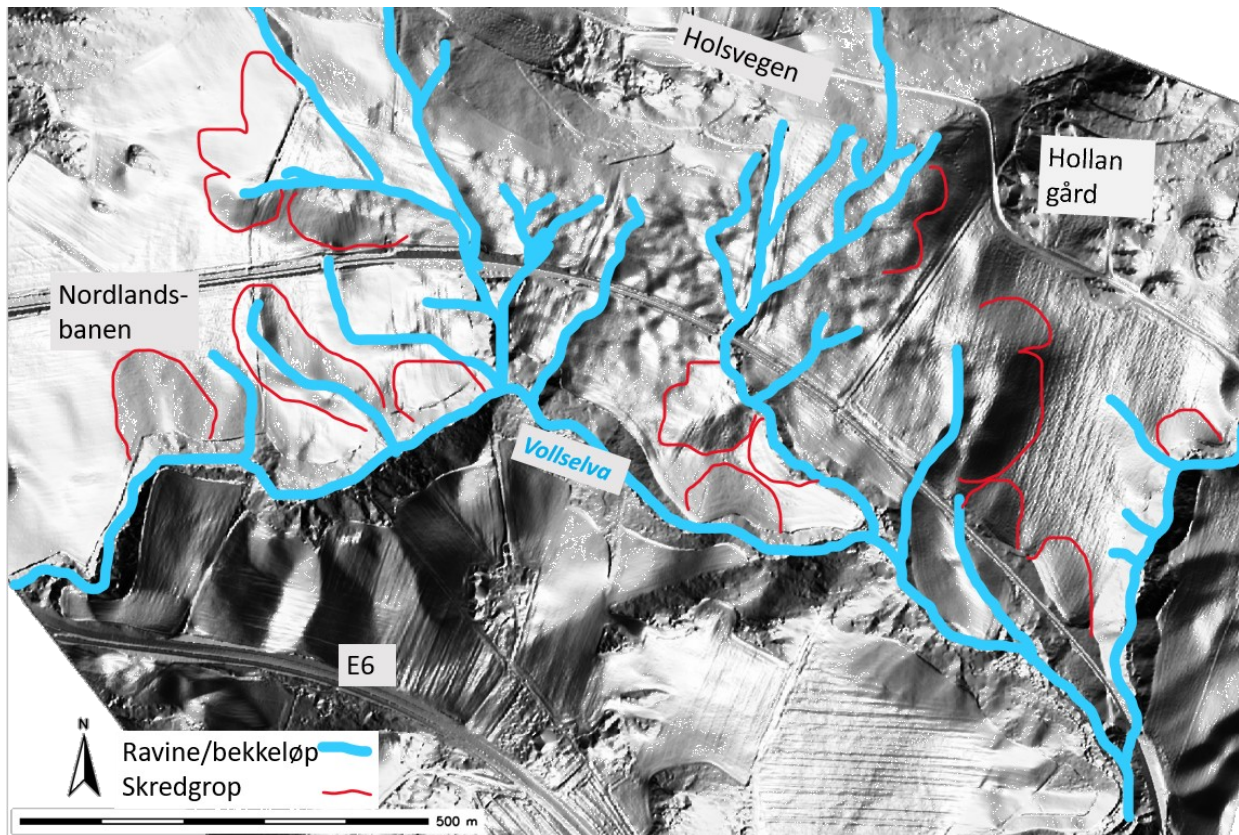


Figur 30. Helningskart som viser overflatens helning (0° – 90°). Rød linje er omtrentlig ny veitrasé.



Figur 31. Asimutkart som viser overflate helningsretninger (0° – 360°). Svart linje er omtrentlig ny veitrasé.

Den systematiske gjennomgangen av disse karttypene resulterte i en tolkning over hvor aktive erosjonsprosesser har foregått innenfor studieområdet (Figur 32).

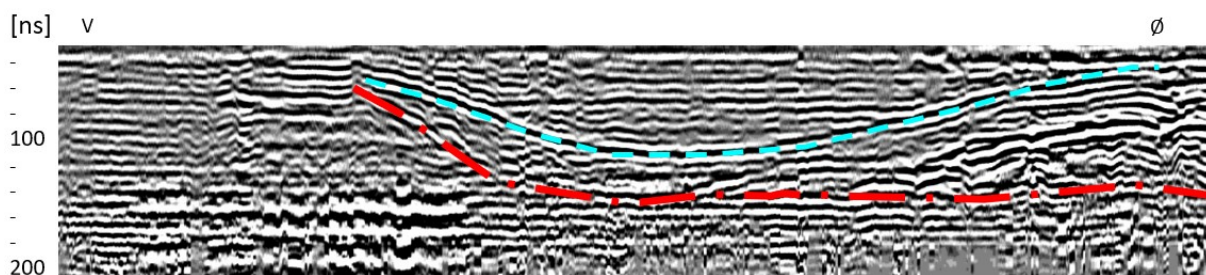


Figur 32. Systematisk tolkning av skredgroper og raviner basert på LiDAR-data.

5.2. Tolking av georadardata

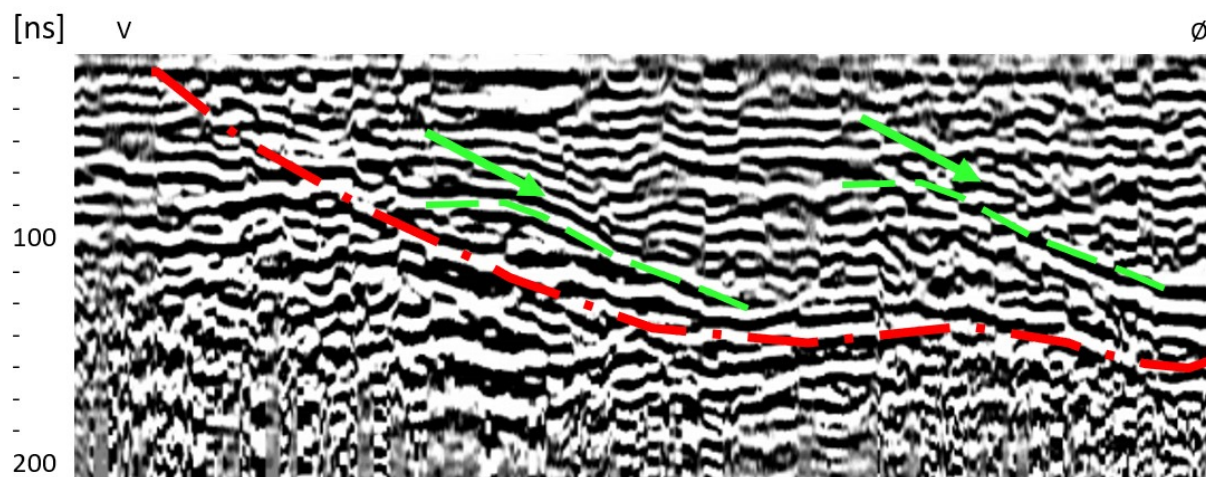
Tolkingene av de prosesserte georadarprofilene (vedlegg III og IV), viser at større deler av området består av skredmateriale enn hva overflateanalysen antydte. Skredmateriale er tolket i alle profilene, på det dypeste ned til ca. 200 ns, som er antatt å være ca. 10 m basert på Neal (2004) og Kjellesvik (2021). Tre utsnitt fra georadarprofilene er trukket frem i dette kapittelet for å vise hvordan tolkingene av strukturer kan forklares helhetlig gjennom sedimentologiske prosesser.

Lengst øst i linje 2 sees to buede horisonter, hvor den øvre er tolket som erosjonsflaten til en gjenfylt ravine (RF1). Erosjonslinjen ligger over folder og diskontinuerlige lag, tilsvarende skredmateriale (RF2), noe som tyder på at ravinering har startet i skredmateriale etter skredhendelsen. Skredmateriale (RF2) ligger over en horisont som utgjør glideplanet til en tolket skredgrop. Denne flater ut mot øst, som trolig er skredretningen, basert på den beskrevne tolkingen av asymmetrier, og fordi det befinner seg en ravine her i dag. Tydelige horisonter i skredmateriale er trolig roterte blokker med tørrskorpe som bare delvis ble nedknust under skredhendelsen. Vest i profilet og under skredgropen sees laminære lag, hvor det kan være utviklet kvikkleire (Figur 33).



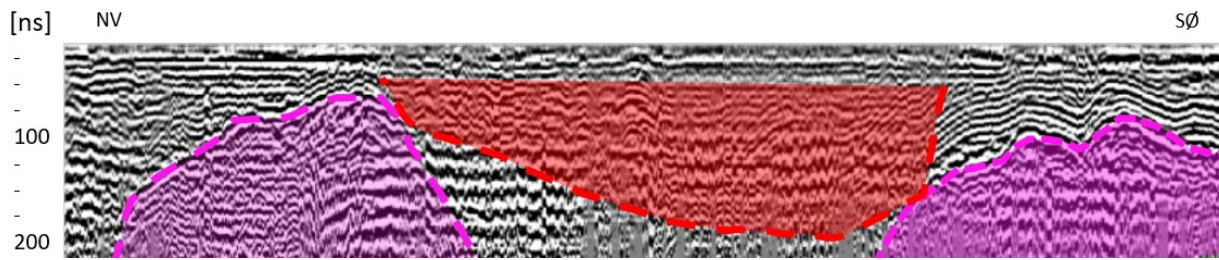
Figur 33. Tolket skredgrop (rød) hvor en ravine (blå) er dannet i ettertid av skredet.

Lengst øst i linje 12 sees skredmateriale (RF2) over en horisont som er antatt å være skjærflaten etter et kvikkleireskred (Figur 34). Horisonten flater ut mot Devlabekken i øst, som trolig også er skredretningen. To diagonale horisonter er tolket som roterte, normalforkastede blokker, som også indikerer skredbevegelse mot øst. De forkastede blokkene bøyer av mot skjærflaten, noe som kan tyde på at deformasjonen har vært mer duktil mot dypet. Dette kan bety at blokkene består av sprø tørrskorpe over mer plastisk leire.



Figur 34. Skredgrop med to roterte, normalforkastede blokker, øst i linje 12. Rød stripe er horisont tolket som skjærflate, med skredmateriale (RF2) over. Markert i grønn er to parallelle, roterte, normalforkastede blokker som indikerer bevegelse mot høyre.

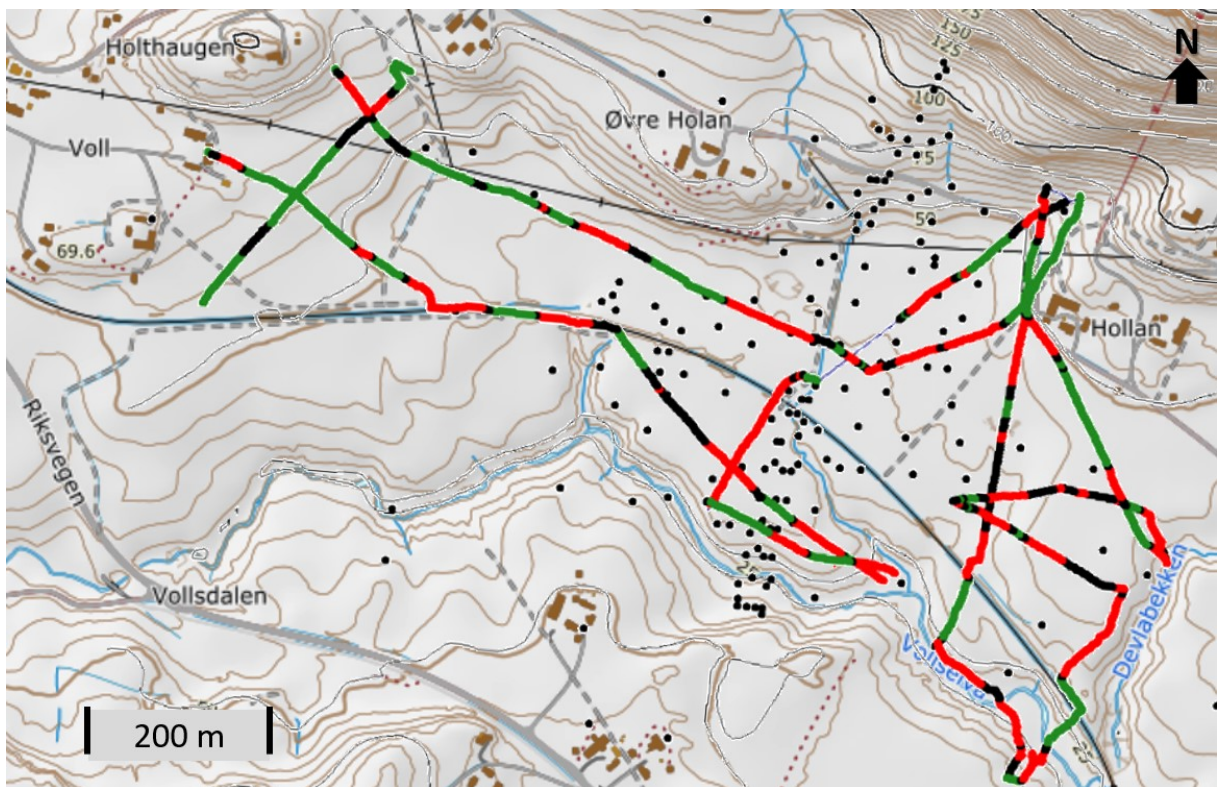
Lengst nord i linje 13 er det identifisert berggrunn (RF4), som kaotisk mønster under tydelige, ikke-horisontale, bølgede horisonter (Figur 35). Horisonter som er parallelle med den bølgede bergoverflaten tyder på at suspensjonsutfelte finkornede sedimenter draperte den kupert bergoverflaten under avsetning og har bevart sin laminering. Skredmateriale (RF2) er identifisert mellom de to oppstikkende fjellpartiene, og massemobiliseringen kan ha gått delvis langs fjelloverflaten.



Figur 35. Skredgrop (rød) tolket mellom to oppstikkende fjellpartier (rosa), nord i linje 13.

5.3. Overflatekartlegging etter systematisk tolkning av geor

I alle områdene hvor det i den innledende overflateanalysen var tolket skredgroper, viste tolkningen av georadardataene skredmateriale. I tillegg ble skredmateriale observert i flere områder hvor det ikke var tolket skredgroper på forhånd (Figur 36). Projisert til kartplanet, dannet georadar-tolkningene dermed grunnlaget for en mer presis prediksjon av raviner og skredgroper, som ble sammenstilt med LiDAR-dataene, og som kan sammenliknes med sonderingene (Figur 37).



Figur 36. Kart med tolkede georadarlinjer projisert til kartplanet. Røde deler av linjene er skredmateriale (RF2). Svarte prikker viser plasseringen av sonderinger.



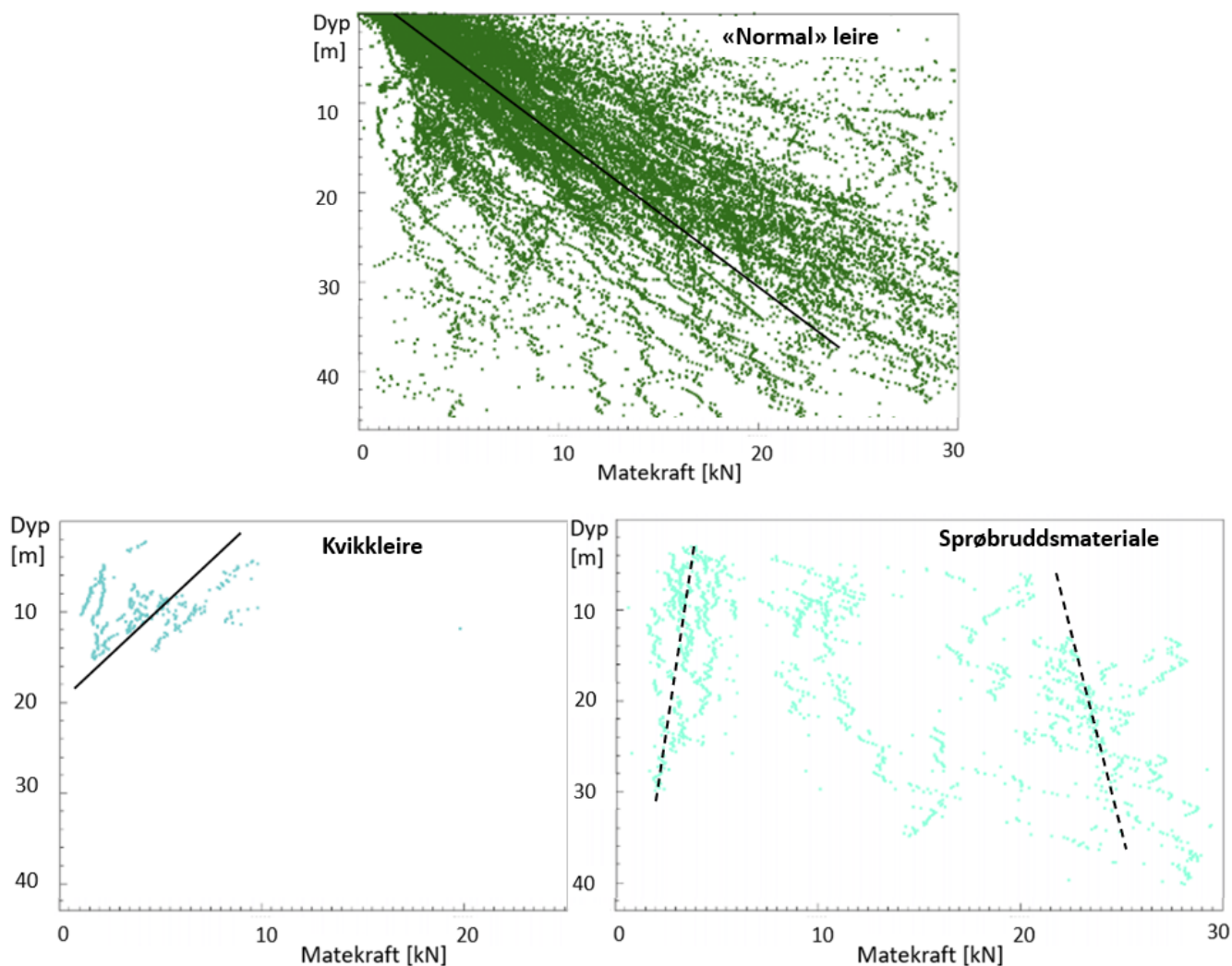
Figur 37. Kart som viser raviner og skredgroper, etter systematisk tolkning av LiDAR- og georadardata.

Resultatet av tolkningen viser at ca. 50 % av det totale arealet består av skredgroper og raviner, hvorav ca. 10 % er raviner. Ved å systematisere skredgropene etter inndelingen til Quinn, et al. (2011) i Figur 10, viser det seg at ca. 85 % er pæreformede eller sirkulære, mens de resterende hovedsakelig er avlange.

5.4. Analyse av punktdata

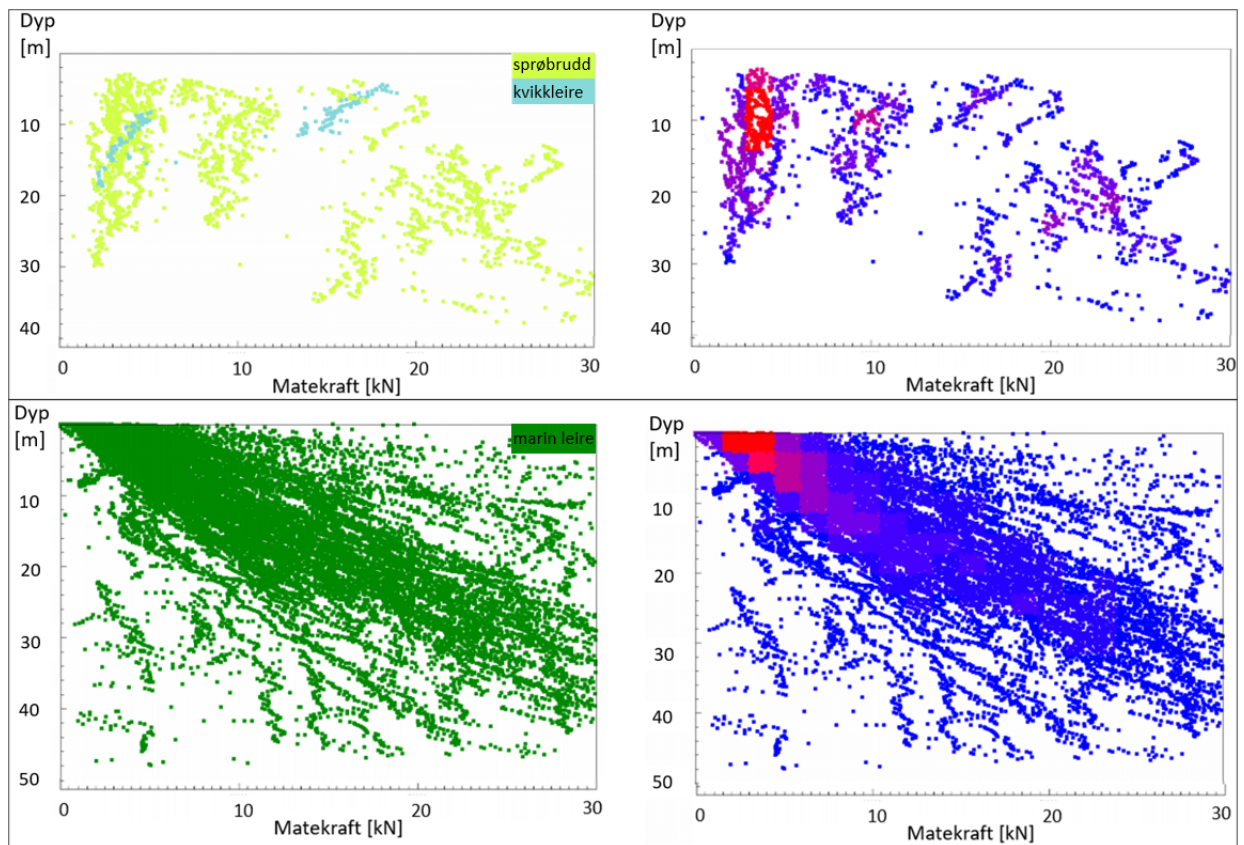
Høyeste rapporterte sensitivitet i en prøve innenfor studieområdet er 27, og sprøbruddsmateriale, altså prøver med sensitivitet mellom 15 og 30, er rapportert i totalt 7 prøver, fordelt på 4 av de 13 prøvetakingspunktene.

Det er tydelige trendforskjeller i sonderingsloggene (matekraft mot dyp) for sensitivitetsklassene «sprøbruddsmateriale», «kvikkleire» og «marin leire» (Figur 38). Hovedtrenden i «marin leire», er at matekraften øker mot dypet, i gjennomsnitt med ca. 0,75 kN/m. I de dybdeintervallene hvor prøvene viser at det er kvikkleire (utenfor studieområdet), reduseres matekraften mot dyp med i gjennomsnitt ca. 0,5 kN/m. Der hvor det er registrert sprøbruddsmateriale, viser spredningsplottet ulike populasjoner, som alle har en subvertikal trend, altså tilnærmet ingen endring i matekraft mot dyp. Den dominerende populasjonen har en trend som viser svakt avtagende matekraft mot dyp. Lokale variasjoner finnes innen alle sensitivitetsklassene, og for «normal» leire avviker loggene fra trenden i økende grad mot dypet.



Figur 38. Sondringer fra intervaller hvor prøver i samme punkt viser "normal" leire ($St < 15$), Sprøbruddsmateriale ($30 > St > 15$) og kvikkleire ($St > 30$). Trendlinjer for tolkning av de øvrige sonderingslogger er påtegnet hver populasjon.

Den systematiske tolkningen av alle sonderinger, basert på de observerte trendene mellom matekraft og dyp fra punktene hvor det også er tatt prøver, viser at kvikkleire finnes i 5 av de 237 sonderingene innenfor studieområdet, og sprøbruddsmateriale i 40. Spredningsplottet med disse sonderingene (Figur 39), viser naturligvis samme trender innenfor de definerte sensitivitetsklassene som de hvor det også er tatt prøver. Det som skiller seg ut er at de 5 sonderingene med tolket kvikkleire tilsynelatende tilhører to populasjoner, hvor trenden mot dyp er lik, men den totale matekraften og dyp er ulik. Den ene populasjonen viser kvikkleire mellom 8 – 18 m, og den andre mellom 5 – 11 m. Den grunneste av disse viser høyere total matekraft, og skiller seg dermed fra populasjonen med kvikkleire fra prøvetakingen som trendanalysen baserer seg på (Figur 38). Den er dermed mer lik sonderinger innenfor sensitivitetsklassen sprøbruddsmateriale som avviker fra den dominerende trenden.



Figur 39. Spredningsplott med alle sonderinger systematisk tolket. Til høyre viser rød farge hvor det er høyest tetthet med punkter, slik at hovedtrenden kommer tydeliger frem. Øvre: Sprøbruddsmateriale og kvikkleire. Nedre: Marin leire

6. DISKUSJON

Formålet med denne oppgaven har ikke vært å kartlegge kvikkleiren direkte, men å kartlegge geologien på en slik måte at områdene med mulighet for kvikkleire kan predikeres. Som beskrevet i teorien, kan sannsynligheten for kvikkleire tilknyttes visse landskapstyper, og kvikkleire kan kun finnes der den åpne korthusstrukturen er bevart etter avsetningen. Gjennom å kartlegge avsetningsarkitekturen i områdene med finkornede marine avsetninger, kan de bevarte områdene med mulighet for kvikkleire bli fordelt på en måte som samsvarer med dataene og forståelsen av de dynamiske prosessene som har formet landskapet etter avsetning. Det innebærer altså å danne hypoteser og undersøke logiske konsekvenser av dem, for å forklare hva dataene faktisk viser. For å gjøre dette, vil diskusjonen først omhandle den generelle geologiske utviklingen av studieområdet. Deretter vil betydningen resultatene har for kvikkleireforekomsten i studieområdet diskuteres. Til slutt vil diskusjonen handle om hva resultatene og den praktiserte undersøkelsesmetodikken kan bidra med til dagens kartleggingsarbeid generelt.

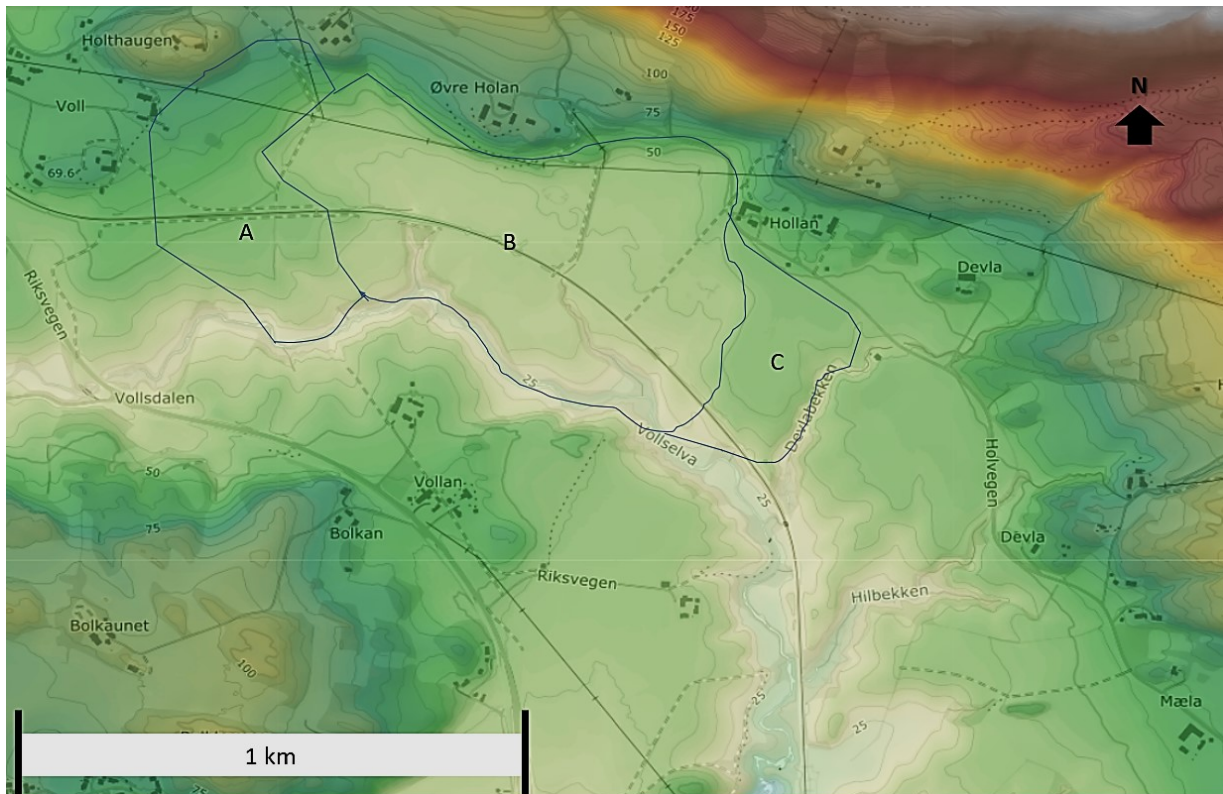
6.1. Geologisk utvikling

Basert på de presenterte dataene, kan den sedimentologiske utviklingen av studieområdet etter det ble hevet over havnivået syntetiseres. Den digitale terrengmodellen fra LiDAR-dataene viser at overflaten veksler mellom jevn og kupert, og studieområdet kan grovt deles inn i tre deler (Figur 40):

- A: Flatt platå vest i studieområdet, stiger mot Holthaugen i nordvest, og faller bratt mot Vollselva i sør.
- B: Kupert område i lavere høyde enn A og C, slakt fallende mot Vollselva i sør. Begrenset av Forbordsfjellet og Øvre Holan i nord.
- C: Flatt platå på samme høyde som A, begrenset av Devlabekken i øst, og Hollan i nord.

Normalt avtar høyden over havnivået stegvis fra land i marine avsetninger. I studieområdet stiger landskapet derimot opp til et flatt platå i retning mot havet (fra B til C). Høyden på platået (C) tilsvarer høyden vest i studieområdet (A), samt høyden på platåene på sørsiden av Vollselva og øst for Devlabekken, utenfor studieområdet (Figur 40). Disse platåene utgjør derfor sannsynligvis strandterrasser fra samme periode, og den lavereliggende kuperte delen av studieområdet (B) utgjør dermed en regionalt lavtliggende elevasjonsanomali.

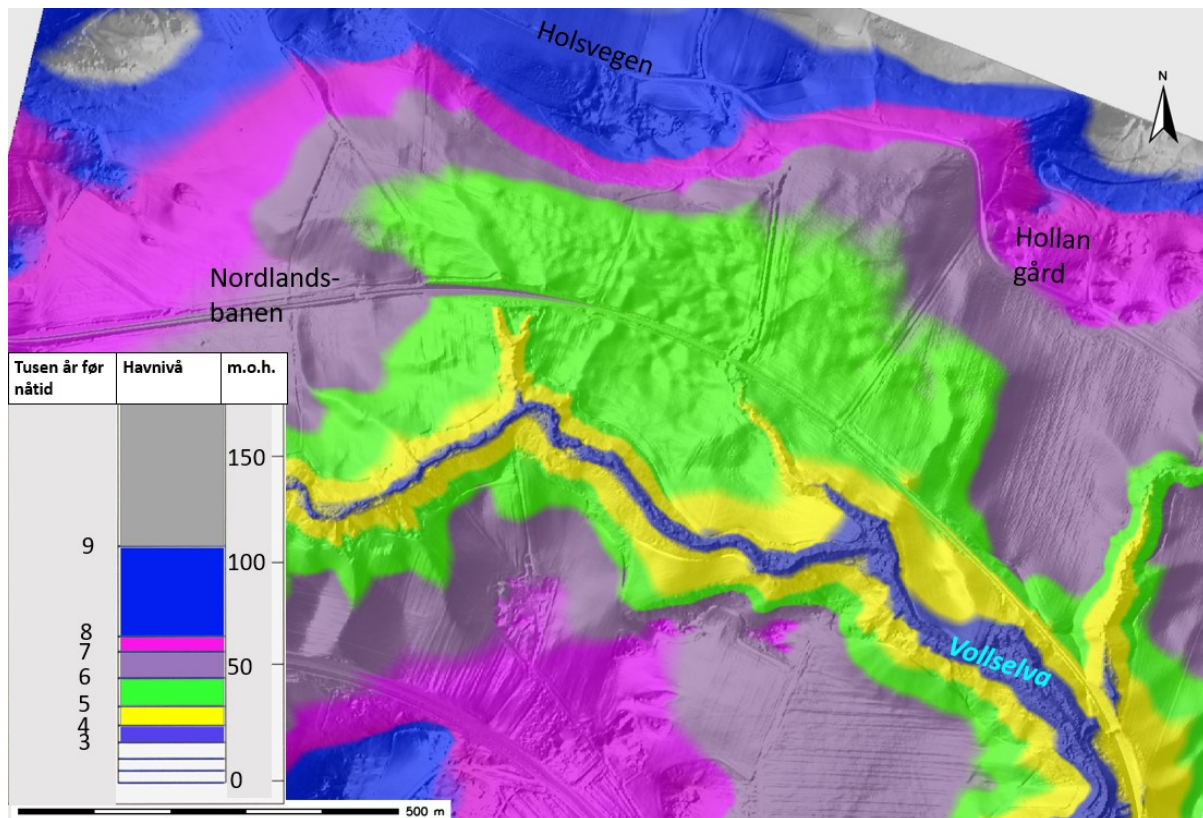
Overflatene i de høyereliggende platåene (A og C) er lite kuperte, typisk for marine avsetninger som *ikke* er utsatt for særlig erosjon, mens det lavere området (B) er mer kupert, typisk for marine avsetninger som *er* utsatt for betydelig erosjon. Overflatene i de tre delene av studieområdet tyder altså på at det lavereliggende området i vesentlig større grad har vært utsatt for erosjon, noe som understøtter resultatet, med høyere andel skredgroper og raviner i dette området (B).



Figur 40. Oversiktskart over studieområdet, med fargekodede høyder (fra ©hoydedata.no av ©Kartverket). A) Vestre del av studieområdet. B) Sentrale, og største del av studieområdet. C) Østre del av studieområdet.

Et kart basert på strandforskyvningskurven fra Kjemperud (1981), viser at høyden til strandterrassene i studieområdet tilsvarer det relative havnivået for ca. 6 500 år siden, og den lavtliggende elevasjonsanomalien (B) tilsvarer strandlinjen fra ca. 1 000 – 1 500 år senere (Figur 41). Sonderinger har vist at berggrunnsflaten under strandterrassen i øst (C) ikke står høyere enn det kupert området (B). En sannsynlig forklaring er derfor at hele studieområdet har vært på samme høyde, tilsvarende strandterrassene, men at det lavereliggende området (B) er lavere som følge av mer erosjon etter det ble hevet over havnivået. Dette er også sannsynlig med tanke på løpene til elvene og bekkene i studieområdet. Posisjonen til Forbordsfjellet gjør at disse drenerer inn mot det lavereliggende området (B), mens de høyereliggende platåene (A og C) utgjør «bakevjer» i det hydrologiske systemet, hvor nedbør ikke vil akkumuleres, men renne av mot det lavere området (B) og Vollselta.

Høyden på strandterrassene i området tilsvarer havnivået på slutten av perioden med den tregeste regresjon, mellom ca. 8 500 – 6 500 år før nåtid. Disse strandterrassene kan derfor ha blitt utviklet over flere århundrer med få meters endring i havnivå. I denne perioden var utløpet av Vollselta i fjorden ved studieområdet. Typiske deltaiske sand- og grusavsetninger finnes ikke, trolig fordi Vollseltas nedbørsområde er relativt lite og består av fjell og leire (vedlegg V). I tillegg var det sannsynligvis artsrik, frodig oreskog på Skatval på denne tiden (Hafsten, 1987), slik at sedimenttransporten og erosjonen høyere opp i nedbørsområdet må ha vært begrenset.



Figur 41. Ekvidistanse- og strandforskyvningskart. Hver farge markerer et høydeintervall tilsvarende tusen års strandforskyvning de siste 10 000 år på Frosta, etter Kjemperud (1981).

Foruten hovedravinen til Vollselva, varierer topografien i det kupert området (B) med rygger og forsenkninger med inntil 2 m høydedifferanse. Disse er hovedsakelig rettet nord-sør, og er dermed sannsynligvis resultatet av raviner som har drenert fra Forbordsfjellet i nord til Vollselva i sør. Eventuelle sidebekker og forgreninger av Vollselva ville derimot vært tilnærmet øst-vest, subparallelt med Vollselva. Ettersom det eksisterer flere raviner, må elvene ha hatt flere ulike løp, og ikke vært kanalisert til en hovedravine. Det er derfor sannsynlig at det lavtliggende området har bestått av forgrenede og meandrerende elver og bekker, som er typisk der disse entrer flatere områder og vannhastigheten avtar. De dypeste sideravinene nært til Vollselva vitner samtidig om at disse elvene må ha hatt felles utløp i Vollselva over lengre tid. I motsetning har Vollselva etablert én dyp ravine.

Det lavereliggende området (B) er ca. 0,3 km², og ligger 4 – 8 m lavere enn omkringliggende strandterrasser. Dette tilsvarer et volum på ca. 2 000 000 m³. Gjennom studieområdet er Vollselva ca. 1,4 km lang, 20 m dyp og 100 m bred, tilsvarende nærmere 2 800 000 m³. Vannføringen i Vollselva er ca. 50 ganger større enn Raudhammerbekken, som er bekken som i dag drenerer fra Forbordsfjellet i nord (vedlegg V). Gitt at vannføring og fluvial erosjon er korrelerte parametere, er det derfor usannsynlig at erosjonen av det lavtliggende området (B) hovedsakelig kan ha vært gjennom raviner fra Forbordsfjellet, ettersom det eroderte volumet i studieområdet ville vært mye lavere relativt til Vollselva. Altså er elevasjonsanomalien sannsynligvis et resultat av skredhendelser, i tillegg til ravinedannelse.

Da strandterrassene var null til noen få meter over havnivået, ca. 6 000 år før nåtid, var studieområdet sannsynligvis en tynt vegetert mudderflate. Som følge av den

sparsommelige vegetasjonsdekningen, må erosjonen ha vært mer aktiv i denne perioden enn senere når det var vegetert. Det er dermed sannsynlig at ravinene og skredgropene i studieområdet er inntil 6 000 år gamle.

Ifølge målinger beskrevet av Gjelsvik (2020), er leiren hovedsakelig overkonsolidert til 50 – 60 kPa over in situ spenninger. Dette tilsvarer en høyde på ca. 3 m. Dersom den lavereliggende delen av studieområdet (B) tidligere var på samme nivå som de omkringliggende strandterrassene, skulle man forvente en overkonsolidering nærmere ca. 4 - 8 m. Dette kan tyde på at poretrykket i leiren ikke var utlignet til det atmosfæriske trykket når vekten av de overliggende massene ble transportert vekk gjennom skredhendelser og raviner. En mulig forklaring på det forholdsvise lave overkonsolideringstrykket er altså at skredaktiviteten og ravineringen begynte like etter studieområdet ble hevet over havet. Dette understøtter det ovennevnte, nemlig at ravinene og skredgropene kan være fra tiden området var en mudderflate, ca. 6 000 år før nåtid.

6.2. Betydning for kvikkleireforekomst

Projisert til kartplanet, viser tolkningen at det er 26 skredgroper i studieområdet, fordelt på ca. 50 % av arealet (Figur 37). Muligheten for kvikkleire eksisterer dermed i de resterende 50 % av studieområdet. I ca. 20 % av disse områdene, er overflatehelningen under 2°, 70 % under 10° grader, og 10 % over 10°. En vektet sannsynlighetsberegning basert på den statistiske prosentandelen kvikkleire innenfor disse terrenghelningsintervallene, henholdsvis ca. 50 %, 30 % og 15 % (Figur 18), skulle da bety at kvikkleire skulle påtreffes i ca. 15 % av alle boreundersøkelser i studieområdet. Dette samsvarer med andelen sprøbruddsmateriale, men ikke andelen kvikkleire, som er ca. opptil 2%. Det er da antatt at fordelingen av kvikkleire som funksjon av overflatehelningen er uavhengig av de fire landskapstypene.

Det største sammenhengende området med overflatehelning under 2° og mulighet for kvikkleire, altså ikke skredgroper og raviner, er på ca. 200 x 100 m, og befinner seg på østlige høyerestående strandterrassen (C). Her er også den høyeste sannsynlighet for kvikkleire innenfor studieområdet. Dette samsvarer med de to prøveseriene som er tatt på dette området, som med ca. 200 m avstand rapporterer sensitivitet lik 27 og 22 på samme høyde (Figur 42). Dette er den samme høyde som det lavereliggende området (B). Dette er også de to prøvene med høyeste registrerte sensitivitet i hele området, og kan sees i snitt «Hollan 1» i den geotekniske fagrapporten av Bache et al. (2020). Dette kan også tyde på at kvikkleire, innenfor samme upåvirkede strandterrassen, utvikles til et bestemt nivå, og at brudd i kvikkleiren på dette nivået er det som er årsaken til at det lavtliggende området (B) nettopp er lavere enn området ellers, slik det også argumenteres for i diskusjonen av den geologiske utviklingen. Et fremtidig skred på denne strandterrassen må kan derfor forventes.

Av de to andre prøvepunktene hvor det er rapportert sprøbruddsmateriale ($St > 15$), er et i den nest østligste skredgropen langs georadarlinje 3, på høyden mellom Vollselva og Raudhammerbekken, og et med ca. 10 m avstand fra den største skredgropen i georadarlinje 6. Begge disse prøveseriene viser et hopp i sensitiviteten, henholdsvis fra 6 til 16 og fra 7 til 17, på det samme dypet som tolkningen av georadardataene viser bunn

av skredgropene. Dette kan tyde på det er mulig med sensitive sedimenter under skredgroper, som er naturlig siden «korthusstrukturen» vil være bevart.

Som beskrevet i teorien, er det ikke rapportert at eldre skredgroper overlappes av nye, og flere studier har argumentert for at de minst sensitive sedimentene innenfor sensitivitetssklassen «sprøbruddsmateriale», ikke er tilstrekkelig sensitive for at kvikkleireskred skal kunne forekomme. Det er derfor mulig at forekomstene av sprøbruddsmateriale under eldre skredgroper ikke utgjør noen fare for kvikkleireskred. Når det gjelder forekomstenes utstrekning, vil den ene være begrenset til landområdet mellom Raudhammerbekken og Vollselva, mens sonderingene i den geotekniske fagrapporten viser at den andre har liten lateral sammenheng, slik det forventes ut ifra den beskrevne influensavstanden til punktundersøkelser i finkornede marine avsetninger (kapittel 3.4).

Selv om det er tolket en betydelig andel av sprøbruddsmateriale i sonderingene på dyp fra 15 – 30 m, er det usikkert om sprøbruddsmateriale langt dypere enn 10 m kan regnes som risikabelt innenfor studieområdet. Riktignok finnes det skredgroper som er over 30 m dype, som i Duedalen og Othilienborg i Trondheim (L'Heureux & Solberg, 2012), men det karakteristiske «cloisonné»-terrenget indikerer at tilgrensende skred ikke overlapper, men utvikles til omtrent samme dyp. I så fall vil det ikke forventes skredhendelser betydelig dypere enn ca. 10 m i studieområdet, som er dybden til de dypeste skredgropene observert i georadarprofilene.

Når det gjelder de fem sonderingene hvori den systematiske tolkningen viser kvikkleire, er resultatet tilsvarende som for prøvene. De er i områder som er antatt uberørte, på rygger og områder mellom tolkede skredgroper og raviner, og er derfor begrenset av disse (Figur 42). Som analysen av punktundersøkelsene viste, skiller også noen av disse sonderingene seg fra hovedpopulasjonen som kom frem av sammenstillingen av sonderinger fra prøvedataene (Figur 39). Dette gjelder de to sørligste sonderingene, som også faller innunder liknende trend som noe av sprøbruddsmateriale som avviker fra hovedtrenden.

Oppsummert er det altså, ut ifra en geologisk sannsynlig forklaring, begrenset omfang av kvikkleire i området, men noe sprøbruddsmateriale. Dette eksisterer hovedsakelig i begrensede områder, foruten strandterrassen i øst (C), og trolig også i vest (A), hvor det ikke finnes prøver. Dette kan tyde på at den antatte kvikkleireskredfaren som det tas høyde for i den geotekniske rapporten, kanskje er overestimert, og risikoen tilhørende enkelte punkter hvor det er påtruffet sprøbruddsmateriale kan være begrenset. Det som likevel er interessant, er at kartleggingen i denne oppgaven til dels samsvarer med resultatet av interpoleringen mellom de utførte boreundersøkelsene i av Bache et al. (2020). Særlig i de vestligste snittene (Figur 4), samsvarer fraværet av sprøbruddsmateriale bra med skredgropene som vises i denne systematiske tolkningen, dog uten at det er geologisk begrunnet. Det bemerkes også at det er et utført fire sonderinger i skredgropen på det lavtliggende området (B) som ble identifisert under den innledende overflateanalysen i denne oppgaven, noe som kan tyde på at betydningen av skredgropers påvirkning på kvikkleirerisiko i liten grad hensyntas under dagens kartleggingsarbeid.



Figur 42. Plassering av prøver med sprøbruddsmateriale (blå) og sonderinger hvor det er tolket kvikkleire (grønn), sammen med predikert fordeling av skredgroper og raviner.

6.3. Geologisk kartlegging med georadar og LiDAR

Kvikkleire finnes bare der den opprinnelige strukturen er bevart etter avsetning. Derfor vil deformert skredmateriale være uten kvikkleire. I områdene *utenfor* skredgropene kan det dermed eksistere kvikkleire, og utstrekningen av skredgroper har direkte betydning for hvor det er mulighet for kvikkleire. Dette betyr at størst mulig nøyaktighet i kartlegging av tidligere skredgroper vil være avgjørende for å definere hvilke områder som har størst risiko for kvikkleire.

Både de bevarte strandterrassene (A og C) og det lavereliggende området (B) fremstår som lite kupert og flate med det blotte øye, men i LiDAR-dataene kommer det tydelig frem at det lavereliggende området (B) er vesentlig mer kupert. Dette tyder på at en LiDAR-undersøkelse som i denne oppgaven vil gi et adekvat grunnlag for å analysere hvilke områder som er mer eroderte enn andre, altså i hvor stor grad en flat marin avsetning er utviklet til et kupert «cloisonné-terreng». En topografisk analyse basert på LiDAR-data vil altså være mer nøyaktig enn en vurdering basert på befaring, som er det «prosedyren for utredning av områdeskredfare» av Wiig et al. (2020) krever.

I det lavereliggende området (B) ble det under overflatekartleggingen med LiDAR-data identifisert én skredgrop. LiDAR-dataene viser at overflaten er omarbeidet, til dels ravinert, men flere skredgroper ble ikke avdekket. Tolkningen av georadardataene viser derimot at store deler av området sannsynligvis er skredmateriale fra flere skredhendelser, og mer subtile skålformer enn de som inngikk i overflateanalysen som ble benyttet for å tolke deres utstrekning. Antallet skredgroper i tolkningen økte med 13 etter bruken av georadar. Det tyder på at en overflateanalyse med LiDAR-data ikke er tilstrekkelig for å avdekke den totale fordelingen av skredgroper alene, fordi terrenget i og rundt gropene kan være flatet ut gjennom erosjon og bakkeplanering etter skredhendelsen.

Som nevnt i teorikapittelet, finnes det ulike meninger om hvorvidt georadar egner seg for å kartlegge strukturer i marine leirer. Som det kommer frem av korrelasjonen mellom sensitivitet i prøver, sonderinger og radarfacies, har georadar vist seg å være egnet til å kartlegge den marine leiren i denne oppgaven. Georadarsignalet har også kunnet styrke overflatetolkningen, ved at deformert skredmateriale er observert i skredgropene som ble kartlagt etter en gjennomgang med LiDAR-data. Når det gjelder den vertikale rekkevidden, har strukturer blitt observert ned til ca. 200 ns, trolig tilsvarende ca. 10 m. Dette er dypere enn den tolkede kvikkleiren i sonderingsprofilene. Det må imidlertid understrekes at georadardata må prosesseres for å oppnå tilstrekkelig kvalitet når finkornede marine sedimenter undersøkes.

Georadardataene har kun en logisk årsak når det gjelder radarutslaget i marine leirer. Enten er leiren påvirket etter avsetning, eller så er den ikke det og laminære lag observeres. Skredprosesser og ravedannelse er de eneste naturlige prosessene som vil omarbeide den opprinnelige laminære strukturen. Derfor kan georadardataene direkte benyttes til å definere områdene hvor den marine leiren har beholdt sin avsetningsstruktur, og dermed hvor det er mulighet for kvikkleire. Dette understøttes av de to prøveseriene som begge viser et hopp i sensitivitet på ca. 10 når prøvene går fra innenfor til utenfor observert skredmateriale.

Ravinene som krysser skredgropene, sier noe om alderen til skredgropene. De må være så gamle at overflateavrenningen har hatt tid til å danne raviner i dem. Dersom man antar at den fluviale erosjonen har vært uniformt fordelt over hele området, vil det bety at de skredgropene som er synlige i LiDAR-dataene også må være de yngste, mens eldre skredgroper må avdekkes med andre metoder. Dette gjelder trolig også utenfor studieområdet, og skredgroper som ikke er avdekket fordi de har blitt flatet ut av naturlige erosjonsprosesser eller av mennesker er sannsynlig at finnes i alle områder med finkornede marine sedimenter.

Antall registrerte skredgroper i NGUs kartgrunnlag har økt i områder hvor disse er kartlagt spesifikt med LiDAR-data (Sokalska, et al., 2015). Tilsvarende må det også forventes en økning i antall registrerte skredgroper ved å benytte georadar i marine leirer, ettersom en stor andel av skredgroper trolig ikke kan avdekkes med LiDAR-data. Det er altså sannsynlig at antallet skredgroper i marine avsetninger i de benyttede løsmassekartene fra NGU er betydelig underrepresentert. De kvartærgeologiske kartene fra NGU, som det som regel refereres til i geotekniske rapporter, gir dermed ikke et tilfredsstillende grunnlag for å vurdere om boreundersøkelser representerer skredmateriale eller sedimenter som er upåvirket etter avsetning. Dette er avgjørende for hvorvidt det kan eksistere kvikkleire eller ikke, og for å vurdere hvor store områder som boringene kan representere.

I tillegg til at georadar-tolkningen har avdekket at deler av studieområdet består av skredmateriale og skredgroper som ikke er mulige å kartlegge med LiDAR-data, har bruken av georadar styrket og presisert den innledende overflateanalysen. Analysen styrkes ved at tolket skredmateriale i georadarprofilene samsvarer med skredgropene i analysen. Presiseringen er som følge av at horisontene mellom radarfaciesene som representerer intakt leire (RF3), skredmateriale (RF2) og raviner (RF1) representerer skredgropenes glideplan og ravinenes erosjonslinjer. Slik kan avgrensningen av disse gjøres med større presisjon langs georadarlinjene. Det laterale avviket mellom overflateanalysen og georadar-tolkningen varierer mellom ca. 1 – 15 m i de skredgropene som ble kartlagt

under overflateanalysen, og kan trolig skyldes bakkeplanering. Avrundede, planerte skredgroper er ikke mulige å avgrense helt presist ut ifra en overflateanalyse.

Usikkerheten etter kartlegging med georadar, er først og fremst tilknyttet hvorvidt den intakte leiren er kvikk eller ikke. Dette kan prøver påvise. Innenfor et område hvor de sedimentologiske og hydrologiske prosessene kan anses å ha vært uniformt fordelte, vil en prøve være gyldig for alle liknende områder, fordi de må ha gjennomgått like geologiske prosesser og derfor ha tilsvarende egenskaper. Dermed kan en prøve i et punkt med kjent radarfacies overføres til alle områder med tilsvarende facies. Dermed kan prøvepunkter utvelges fra steder som gjør dem gyldige over langt større områder, slik at antall nødvendige boreundersøkelser reduseres betydelig, muligens til bare én. Det krever imidlertid at kvaliteten på den ene boreundersøkelsen og de prosesserte georadardataene er tilfredsstillende.

Presisjonen i den geologiske kartleggingen kan tilpasses gjennom georadarlinjeavstanden. I tilfeller som krever særlig høy presisjon, kan linjeavstanden reduseres til én meter. Da vil alle raviner og skredgroper trolig kunne bli avdekket direkte, og georadarprofilene kan settes sammen til en pseudo-3D modell som viser sannsynlig utstrekning av radarfacies i alle retninger.

6.3.1. Skredgroper utstrekning

Blant de største utfordringene med kartleggingen som er vist i denne oppgaven, er å predikere utstrekningen til skredgroper som ble vist i de tolkede georadardataene. Som L'Heureux & Solberg (2012) viser, er variasjonen i lateral utstrekning til skredgroper svært stor, opptil over 40 ganger skredgropens høyde, slik at empiriske forholdstall mellom høyde og utstrekning, som beskrevet av Wiig et al. (2020) ikke nødvendigvis er hensiktsmessige.

Av de tolkede skredgroperne i denne studien, er lengden varierende, mellom om lag 50 – 100 m. De går hovedsakelig i områdets fallretning fra nord til sør. Med en linjetetthet i strøkretning på 50 m vil tettheten med georadarlinjer dermed sannsynligvis være høy nok til å dekke flertallet av skredgroperne på en måte som gjør at deres utstrekning kan predikeres med høyere presisjon. Dette vil i så fall kreve 20 km med georadarlinjer i strøkretning innenfor et område på 1 km², noe som vil være gjennomførbart å samle inn i løpet av én til to dager.

Dersom en antar at like prosesser har virket over hele området, skulle andelen skredgroper være likt fordelt innenfor hele studieområdet. Slik er det ikke, og området i sørøst i det laveliggende området (B) består tilsynelatende av færre skredgroper enn resten av området. Dette er også området hvor linjetettheten er lavest. Det kan derfor være mulig at studieområdet består av enda flere skredgroper enn hva som kommer frem i denne tolkningen, men at ytterligere georadarlinjer er nødvendig for å avdekke disse. Resultatet i denne tolkningen kan i så måte regnes å være konservativt, ved at de delene av studieområdet med liten undersøkelsesdekning har uproporsjonalt lav andel skredgroper, som betyr at det tas høyde for uproporsjonalt høy andel kvikkleire som ikke er utløst i disse områdene.

6.3.2. Betydning for resistivitetsmålinger

Saltinnholdet i skredmateriale må naturligvis tilsvare eller være lavere enn saltinnholdet før skredhendelsen. Saltinnholdet i skredmateriale skulle dermed tilsa at det er kvikkleire, noe det ikke er. Den uforventede hyppige forekomsten av skredmateriale som er vist i denne oppgaven, vil dermed ha betydning for resistivitetsmålinger, fordi det ikke vil være mulig å skille skredmasser og kvikkleire på saltinnholdet, og dermed ikke på resistiviteten. Dette medfører ytterligere usikkerhet i resistivitetsmålingene for kvikkleirekartlegging. Uten å kjenne til skredgropers utstrekning, vil det være umulig å vite hva målingene faktisk representerer. Dersom man har en modell med fullstendig oversikt over skredgroper og raviner, vil derimot resistivitetsmålingene kunne være til hjelp for å predikere variasjoner i områdene utenfor skredgropene, hvor leirens avsetningsstruktur vil være intakt og det kan eksistere kvikkleire.

6.4. Kvikkleirekartlegging med boreundersøkelser

Geologiske årsaker til avvik i sonderingene fra de observerte hovedtrendene kan være neglisjerbare, ettersom det er sannsynliggjort at studieområdet kun består av finkornede marine avsetninger. Datagrunnlaget er noe lite, ettersom det er få prøver med kvikkleire i området, men lokale avvik fra trenden øker mot dypet. På dyp mindre enn 10 m derimot, er trenden tydelig, og det er også her den systematiske tolkningen viser mest kvikkleire. Resultatene fra punktundersøkelsene tyder dermed på at sonderinger er egnet til å vurdere om det finnes kvikkleire i et punkt, i det minste grunnere enn 10 m, som er det samme dypet som kan observeres med georadar.

Konsekvensen av dagens tilnærming er at antakelsen om at det kan være kvikkleire i ethvert punkt spres til hele det undersøkte området, unntatt i de punkter hvor sonderingene eller prøvene viser det motsatte. Ettersom kvikkleire statistisk sett rapporteres i ca. hvert tredje undersøkte punkt, og i snitt nesten annethvert punkt på flater (Figur 18), må det antas at det kan finnes kvikkleire i all marin leire. Usikkerheten rundt kvikkleirens fordeling forblir dermed tilnærmet uendret i hele området, foruten i noen punkter med svært begrenset utstrekning. På den måten forblir usikkerheten og presisjonen i kvikkleirekartleggingen også tilnærmet uendret før og etter en punktundersøkelse. Resultatet er det vi har i dag, nemlig kartlagte soner som ifølge Havnen et al. (2021) ikke sier noe om sikkerheten innenfor sonene, med mindre de nærmest «pepres» med boreundersøkelser, slik det er gjort langsmed den planlagte motorveitraseen (Figur 36).

6.5. Effektivitet

Som det kommer frem i georadarprofilene, er variasjonen i leiren sannsynligvis langt større enn hva man tidligere har vært klar over, og sedimentære facies skifter hyppig i de øvre ti meterne av de finkornede marine avsetningene. Fordi denne variasjonen er av vesentlig betydning for hvorvidt det kan eksistere kvikkleire, er datainnsamling med georadar bedre egnet enn boreundersøkelser for å kartlegge geologien. Korrelasjonen mellom punktundersøkelsene i studieområdet og den beskrevne forståelsen, tyder dermed på at georadardataene kan benyttes direkte for kartlegging av områder hvor det *ikke* er kvikkleire.

Datainnsamling med georadar er lettvinnt og effektivt, og gir mer data enn sonderinger. To personer kan samle inn flere kilometer med georadardata i løpet av en dag, som i denne oppgaven. Forfatteren har selv erfaring med boreundersøkelser, og kjenner til at det sjeldent utføres mer enn 10 sonderinger, normalt 3 – 6, i løpet av en arbeidsdag, mens prøvetaking tar lengre tid. Det tilsvarer minst 25 arbeidsdager for sonderingene i studieområdet. I tillegg er beltedrevne borerigger mindre skånsomme mot miljøet enn georadaren.

Innenfor 1 km² ville en linjetetthet med 50 m i strøkretning og 100 m i fallretning resultert i ca. 30 km med georadar-innsamling. Det er gjennomførbart på 2 arbeidsdager, og ville trolig resultert i en høy presisjon over fordelingen av skredgroper og raviner i hele området. Dersom en antar at en sondering har en representativ radius på 25 m, ville det samme området krevd minst 400 sonderinger. Prisen for én sondering er ca. 15 000 kr, og prisen for grunnundersøkelsene alene ville kostet 6 millioner. Dersom en antar at prosessering og tolkning av geofysiske data koster det samme som tolkningen av sonderinger, er det klart at en geologisk kartlegging av for å definere områder uten fare for kvikkleire, som i denne oppgaven, vil koste en brøkdel av dagens forskriftsmessige metodikk og være betydelig mindre tidkrevende.

6.6. Videre arbeid

Ytterligere datainnsamling burde planlegges basert på en strategi som gjør at de nye dataene gir mest mulig usikkerhetsreduksjon. Dette kan oppnås gjennom å ta tolkningen inn i moderne geologiske 3D modelleringsprogrammer, som basert på statistiske data og den geologiske forståelsen kan kvantifisere sannsynlighet for kvikkleire, og usikkerheten i ethvert punkt. I tillegg vil en fullskala visualisering av geologien forenkle og presisere alle deler av tolkningen, fra prosessering til modellering, samt kommunisere usikkerheten kvantitativt til alle involverte. Modelleringen vil dermed åpne for en tverrfaglig og itererende prosess som beskrevet i innledningen, med et felles mål om å oppnå nødvendig kunnskap om grunnforholdene til minst mulige kostnader.

Selv om punktundersøkelsene med kvikkleire har sammenfalt med tolkningen, og en forståelse av de fire landskapstypenes fordeling er oppnådd, gjenstår fremdeles å besvare hva som kjennetegner de områdene mellom skredgroper og raviner som er med og uten kvikkleire. Fordi det ikke er påvist noe kvikkleire i prøver, men kun indikert fra fem sonderinger, er datagrunnlaget for lite til å trekke konklusjoner om de beskrevne teoriene basert på denne oppgaven. Disse burde likevel digitaliseres, så teoriene kan testes systematisk sammen med fremtidige resultater. Teoriene kan også testes ved å undersøke hvordan permeabilitet, saltinnhold og fjelltopografi, som er foreslåtte parametere med betydning for kvikkleire, samvarierer med sensitivitet på opptatte prøver. Særlig teorien til Løken (1983), som er den vidt anerkjente i Norge i dag, burde i større grad forsøkes å falsifiseres, for å forsikre om at forståelsen av kvikkleiredannende prosesser er vitenskapelig forankret.

For en bedre forståelse av de sedimentologiske parameterne som styrer fordelingen av kvikkleire, vil det være verdt å undersøke hvordan de sedimentologiske prosessene i dette studieområdet varierer fra andre områder med finkornede marine avsetninger. Det ligger på en halvøy, og det er følgelig mindre vann som har drenert gjennom området, samt mindre fluviale sedimenter, enn i hevede fjordavsetninger som nå utgjør daler. Skatval var

heller ikke i nærhet til noe delta under avsetning, slik som er typisk for dalene i Trøndelag. I tillegg er skredformene kvantifisert, etter klassifiseringen til Quinn et al. (2009 a). Dette er geologiske parametere som kan ha betydning for forventet omfang av erosjonsprosesser, og dermed de fire landskapstypene som er avgjørende for risiko for kvikkleireskred. Blant annet Byneset i Trondheim har liknende regionale topografiske trekk som Skatvalhalvøya, og fellestrekk som skiller disse fra andre områder, kan bidra til en mer presis prediksjon av kvikkleirefare, basert på regional prosessmorfologi.

Variasjoner i egenskaper i leiren, basert på styrken i georadarsignalet har ikke blitt benyttet i denne oppgaven, men er påpekt av Siggerud (2021) som mulig metode for å kartlegge hvor de marine avsetningene har lavt saltinnhold. Dette vil i så fall benytte det samme prinsippet som resistivitetsmålinger, nemlig at den elektriske motstanden har sammenheng med leirens sensitivitet. Dette kan gjøres ved å benytte signalstyrken i georadardataene til å kvantifisere styrkeegenskaper i leiren direkte. Dersom dette lar seg gjøre, vil det kunne gjøre at georadarsignalet alene kan benyttes til å kartlegge kvikkleire i hele dybderekkevidden til georadaren, som i denne oppgaven er på ca. 10 m.

Ettersom dagens kvikkleiresoner sier lite om den reelle sikkerheten innenfor sonene, kan det stilles spørsmål ved hvorvidt sonene tjener sin hensikt. Sannsynligvis består vesentlige deler av de fleste sonene av skredgroper som ikke er detektert. Ut fra resultatene i denne studien, virker det usannsynlig at det er mulig å anslå om en boreundersøkelse er plassert i en skredgrop, gjenfylt ravine eller på et «uberørt» område, og dermed heller ikke dens eventuelle representative utstrekning. Ved å systematisk kartlegge skredgroper og raviner innenfor eksisterende soner som i denne oppgaven, vil derimot prøvepunkter kunne utvelges ut ifra en geologisk kontekst, og en mer presis prediksjon av kvikkleirefare kan oppnås. Dette gir samtidig mulighet til å nøyere vurdere relasjonene mellom geologiske faktorer og kvikkleire, som naturligvis vil kunne bedre forståelsen av kvikkleiredannende prosesser.

7. KONKLUSJON

I denne oppgaven er en geologisk undersøkelse utført i området nord for Vollselva på Skatval. Sedimentologien er tolket systematisk gjennom en forståelse av landskapsdannende prosesser i finkornede marine avsetninger, innsamlede georadardata, LiDAR-data og er verifisert gjennom en sammenstilling av tidligere utførte boreundersøkelser. Ved å sette kartleggingen av kvikkleire i en slik geologisk kontekst, kan trolig en logisk forklaring på hvor det er mulighet for kvikkleire oppnås. De viktigste funnene for forståelsen av geologien i studieområdet er:

- Studieområdet var trolig en sammenhengende strandterrasse som ble hevet over havnivået ca. 6 500 år før nåtid. Siden har skredhendelser og raviner erodert vekk materiale fra området, slik at størstedelen ligger lavere enn omkringliggende bevarte strandterrasser som i mindre grad har blitt erodert.
- Tolkningen viser at skredgroper dekker minst 50 % av området, og området er betydelig ravinert.
- Flertallet av skredgropene er ikke mulig å observere i kart eller i LiDAR-data, som følge av bakkeplanering for landbruksformål og avrenning i og rundt skredgropene i ettertid av skredhendelsene.
- Kvikkleire i sonderinger og sprøbruddsmateriale i prøvene samsvarer med områdene hvor tolkningen viser at sedimentenes partikkelstruktur er upåvirket etter avsetning. Dette gjelder strandterrassene i ytterkantene av studieområdet, samt på rygger og topper som skiller skredgroper og raviner. I tillegg finnes det sprøbruddsmateriale under enkelte skredgroper.
- Det rapporterte sprøbruddsmateriale klassifiseres ikke som kvikkleire, og det er dermed usikkert om det er risiko for kvikkleireskred i studieområdet. Risikoen er uansett begrenset til delene av studieområdet som ble nevnt i forrige punkt, sannsynligvis med unntak av forekomstene under eldre skredgroper. Dette er betydelig mindre sammenhengende områder med kvikkleire enn hva det tas høyde for i den geotekniske fagrapporten for veiprojektet, og som er grunnlaget for de planlagte tiltakene i ravinen til Vollselva.

For å håndtere kvikkleirerisiko, er det viktigste å finne hvor kvikkleiren befinner seg. Resultatet av den systematiske geologiske kartleggingen i denne oppgaven og annen relevant forskning, gjør at følgende konklusjoner og spekulasjoner om kartlegging og fordeling av kvikkleire kan gjelde generelt:

- En presis oversikt over skredgroper og raviner er avgjørende for hvor det er fare for kvikkleire, ettersom kvikkleireskred generelt går på flate områder mellom skredgroper og raviner. Dette kan oppnås ved en systematisk tolkning av georadardata og LiDAR-data, basert på en sedimentologisk forståelse.
- Georadardataene muliggjør kontinuerlige observasjoner av marine sedimenter ned til minst 10 m, etter prosessering.
- Dagens tilnærming og bruk av boreundersøkelser bidrar ikke til å få en oversikt over skredgroper og raviner, og skrånings- og helningskriteriene i veilederen for sikkerhet mot kvikkleire av Wiig et al. (2020) har begrenset sammenheng med hvor kvikkleire finnes. Dermed blir kvikkleirens antatte utstrekning feil ved å basere den på interpolasjon mellom punkter og på de oppgitte helningskriteriene.

- Andelen skredgroper og raviner er trolig betydelig underrepresentert i dagens nasjonale kartgrunnlag, og en betydelig andel skredgroper kan ikke avdekkes fra terrengeanalyser, fordi vannavrenning og mennesker har flatet ut skredgropene.
- Behovet for boreundersøkelser kan trolig reduseres betydelig dersom georadarundersøkelser i kombinasjon med tolkning LiDAR-data utføres først i fremtidig kartlegging av kvikkleire, slik at sedimentologisk forståelse av avsetningsarkitektur danner grunnlaget for plasseringen av prøver.
- Kartlegging med georadar gir en betydelig større datamengde til langt mindre tid og kostnad enn boreundersøkelser. Georadardataene gjør det også mulig å tolke geologien mer presist, slik at forståelsen av prosessene som styrer kvikkleireforekomst kan forbedres og slik at risikohåndteringen videre kan effektiviseres ytterligere.
- Fordi saltinnholdet vil være det samme i skredmateriale som i kvikkleiren før et eventuelt skred, bør en fullstendig oversikt over skredgroper skaffes for at resistivitetmålinger skal være hensiktsmessige for å predikere kvikkleire.
- Endringen i matekraft mot dyp i sonderinger korrelerer nokså godt med leirens sensitivitet i et punkt. Sonderinger kan dermed trolig benyttes for å verifisere den geologiske forståelsen som oppnås etter systematisk tolkningsarbeid.

Resultatet fra det utførte arbeidet og den systematiske tolkningen i denne oppgaven, kan forklare hvordan fordelingen av egenskaper i grunnen er på en helhetlig sedimentologisk måte, noe dagens punktbaserte undersøkelsesmetodikk i liten grad kan gjøre. Dermed kan også usikkerheten tilknyttet kvikkleirens fordeling reduseres. Videre utprøving av denne typen kartleggingsmetodikk, kan dermed presisere prediksjonen av hvor det er fare for kvikkleire, gi mulighet for utvidet forståelse av de geologiske prosessene som har betydning for kvikkleiredannelse, og samtidig gjøre kvikkleirekartlegging betydelig billigere.

REFERANSER

Andersen, B. G. et al., 1995. Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International*, Volum 28, pp. 147-169.

Artsdatabanken, 2011. *Rødliste for naturtyper 2011 - Ravinedal*. [Internett]
Tilgjengelig på: <http://www.artsportalen.artsdatabanken.no/RodlisteNaturtyper/Vurderinger/>
[Funnet 11 November 2020].

Artsdatabanken, 2021 a. *Historisk silt- og leirskred*. [Internett]
Tilgjengelig på: <https://artsdatabanken.no/Pages/238397>
[Funnet 23 Mai 2021].

Askheim, S., 2021. *Ask - Gjerdrum: Hentet fra i Store norske leksikon på snl.no*.
[Internett]
Tilgjengelig på: [https://snl.no/Ask - Gjerdrum](https://snl.no/Ask_-_Gjerdrum)
[Funnet 19 juni 2021].

Bache, B. K., Lindgård, A. & Lund, A. K., 2020. *R1-GEOT-09 Geoteknisk fagrapport for reguleringsplan Stjørdal*, Trondheim: Nye veier.

Baynes, F. J., Parry, S. & Novotný, J., 2020. Engineering geological models, projects and geotechnical risk. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, Volum 54.

Bishop, A. W., 1955. The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. *Geotechnique*, 5(1), pp. 7-17.

Bjerrum, L., 1954. Geotechnical Properties of Norwegian Marine Clays. *Géotechnique*, 4(2), pp. 49-69.

Bjerrum, L., 1955. Stability of natural slopes in quick clay. *Geotechnique*, 5(1), pp. 101-119.

Brenner, P. R., Nutalaya, P., Chilingarian, G. V. & Robertson Jr., J. O., 1981. Quick Clays, Chapter 2. I: E. W. Brand & R. P. Brenner, red. *Soft Clay Engineering*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, pp. 214-231.

Bromley, R. G., 2012. *Trace fossils: biology, taphonomy and applications.. 3 red.:* Routledge.

Bru, T., 2021. *Oppnevning av utvalg som skal gjennomgå årsakene til skredet i Gjerdrum og arbeidet med forebygging av kvikkleireskred*, Oslo: Kongelig Resolusjon i Olje- og energidepartementet.

Byggteknisk forskrift, 2021. *TEK 17 §7-3*. [Internett]
Tilgjengelig på: <https://dibk.no/regelverk/byggteknisk-forskrift-tek17/7/7-3/>
[Funnet 2 Juni 2021].

Bæverfjord, M. G. et al., 1982. *NGF Melding 2. Veiledning for symboler og definisjoner i geoteknikk. Presentasjon av geotekniske undersøkelser. Melding nr. 2*, Oslo: Norsk Geoteknisk Forening .

Carson, M. A., 1977. On the retrogression of landslides in sensitive muddy sediments. *Canadian Geotechnical Journal*, Volum 14, pp. 582-602.

- Carson, M. A. & Geertsema, M., 2002. Mapping in the interpretation and risk assessment of flowslides. I: P. Bobriwsky, red. *Geoenvironmental Mapping; Methods, Theory and Practice*. P.T. Bobriwsky red.: AA Balkema, Lisse, pp. 667-696.
- Casagrande, A., 1932. The structure of clay and its importance in foundation engineering. *J. Boston Soc. C. E.*, Volum 19, p. 72.
- Clark, P. U. et al., 2012. Global climate evolution during the last deglaciation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(19), pp. E1134-E1142.
- COWI, 2015. *Laserrapport Steinkjer Stjørdal 2015*: © Statens Kartverk.
- Davis, J. L. & Annan, A. P., 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. Prospect*, Volum 3, pp. 531-551.
- De Geer, G., 1888. Om Skandinaviens nivåförändringar under kvartärperioden. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 10(5), pp. 366-379.
- DiBiagio, A., 2020. Numerisk modellering av erosjonsutløste kvikkleireskred. *Masteroppgave ved Institutt for geofag, Universitetet i Oslo*.
- Digitalarkivet, 2021. *Skannet materiale*. [Internett]
Tilgjengelig på: <https://media.digitalarkivet.no/db/browse>
[Funnet 30 Januar 2021].
- Eilertsen, R., Hansen, L., Bargel, T. & Solberg, I.-L., 2008. Clay slides in the Målselv valley, northern Norway: Characteristics, occurrence, and triggering mechanisms. *Geomorphology*, 93(3-4), pp. 548-562.
- Eisma, D., 1986. Flocculation and deflocculation of suspended matter in estuaries. *Neth J Sea Res*, Volum 20, pp. 183-199.
- Fornes, P., Grimstad, G. & Jostad, H. P., 2014. *Effekt av progressiv bruddutvikling for utbygging i områder med kvikkleire : tilbakeregning av Vestfossensskredet*, Oslo: NVE, Statens vegvesen & Jernbaneverket.
- Friis, J. P., 1895. *Terrænundersøgelser og jordboringer i Stjørdalen, Værdalen og Guldalen samt i Trondhjem i 1894, 95 og 96*: NGU.
- Furset, A., 2006. *Skredulykker i Norge - en historisk dokumentar om de mest alvorlige leirskred, snøskred og fjellskred som har rammet oss de siste 500 år*.: Tun Forlag.
- Gagnon, H., 1972. La photo aérienne dans les études de glissement de terrain. *Revue de Géographie de Montréal*, 4(XXVI), pp. 381-406.
- G. D. t., 2020. *Geographic Resources Analysis Support System (GRASS GIS) Software*, USA: Open Source Geospatial Foundation; <https://grass.osgeo.org>.
- Gjelsvik, V., 2020. *3-053 R1-GEOT-08 Tolking av geotekniske parametere*: Nye veier.
- Goldschmidt, V. M., 1926. Undersøkelser over lersedimenter. *Nordisk jordbruksforskning*, 4(7), pp. 434-445.
- Gregersen, O., 2014. Leirskred. I: ©. NGI, red. *SKRED - skredfare og sikringstiltak*. Oslo: Universitetsforlaget, pp. 95-122.

- Gylland, A. S. et al., 2019. *NGF Melding 12. Veiledning for detektering av sprøbruddmateriale*, Oslo: Norsk geoteknisk forening.
- Hafsten, U., 1987. Vegetasjon, klima og landskapsutvikling i Trøndelag etter siste istid. *Norwegian Journal of Geography*, 41(2), pp. 101-120.
- Hamre, L. N. et al., 2020. Paradise lost—transformation of the gully landscape in South-East Norway. *Landscape Research*, pp. 1-13.
- Hansen, A. M., 1894. The glacial succession in Norway. *Journal of Geology*, pp. 123-144.
- Hansen, L., Dagestad, A., Tassis, G. & Eilertsen, R. S., 2020. *Kvartærgeologi og hydrogeologi ved Kråkneset i Altafjorden. Innspill til utredningen av Kråknesskredet 3. juni 2020*: NVE.
- Hansen, L. et al., 2007. Facies characteristics, morphology and depositional models of clay-slide deposits in terraced fjord valleys, Norway. *Sedimentary Geology*, 202(4), pp. 710-729.
- Haraldsen, T. K., Sveisrup, T. E. & Engelstad, F., 1994. Jordegenskaper og meitemark i leirjord ved omlegging til økologiske dyrkningssystemer i Norge. *Norsk landbruksforskning*, Volum supplement til nr. 17, p. 42.
- Havnen, I. et al., 2021. *Kvikkleirekartlegging – metoder, status og videre arbeid: rapport fra intern arbeidsgruppe, nr 12/2021*, Oslo: NVE.
- He, P., Ohtsubo, M., Higashi, T. & Kanayama, M., 2015. Sensitivity of Salt-leaches Clay Sediments in the Ariake Bay Area, Japan. *Marine Georesources & Geotechnology*, 33(6), pp. 429-436.
- Hilmo, B. O., 1989. *Marine sensitive leirers mineralsammensetning , kolloidkjemi og mekaniske egenskaper*, Trondheim: Doktorgradsavhandling ved Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU.
- Holmsen, I., 1953. Landslips in Norwegian quick-clays. *Geotechnique*, Volum 3, pp. 187-194.
- Holmsen, G., 1946. *Lerfall og ras i årene 1936-1939*, Oslo: NGU.
- Holmsen, P., 1945. *Leirfallet ved Lade, Trondheim 1944*, Oslo: NGU.
- Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L., 2013. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), pp. 167-194.
- Hutton, J., 1788. *Theory of the Earth*, Edinburgh: Royal Society of Edinburgh.
- Hyde, C. S. B. & Hunter, J. A., 1998. Formation electrical conductivity–porewater salinity relationships in Quaternary sediments from two Canadian sites. I: *11th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*. s.l.:European Association of Geoscientists & Engineers, pp. 0-203.
- Johnson, M. D., Fredin, O., Ojala, A. E. K. & Peterson, G., 2015. Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *GFF*, 137(4), pp. 245-251.
- Jol, H. M. & Bristow, C. S., 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. I: C. S. Bristow & H. M. Jol, red. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. London: Geological Society, pp. 9-27.

Kalsnes, B. et al., 2014. Risk Assessment for Quick Clay Slides – The Norwegian Practice. I: J. S. L'Heureux, et al. red. *Landslides in Sensitive Clays. Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Dordrecht: Springer, pp. 355-367.

Kerr, P. F. & Drew, I. M., 1968. Quick-clay slides in the U.S.A. *Engineering Geology*, 2(4), pp. 215-238.

Kjellesvik, L. E. R., 2021. *Muntlig meddelelse*.

Kjellesvik, L. E. R. & Siggerud, E. I. H., 2019. *Use of systematic and proactive 4D geomodelling for predicting spatial distribution of quick clay*. Bergen, NGF Abstracts and Proceedings, no. 1.

Kjemperud, A., 1981. A shoreline displacement investigation from Frosta in Trondheimsfjorden, Nord-Trøndelag, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 61(1), pp. 1-15.

Kjølseth, O., 1954. *Tørrskorpeleirens fysiske egenskaper. Laboratorieundersøkelser*, Oslo: NGI.

Kulturminnesøk, 2021. *Kulturminnesøk*. [Internett]

Tilgjengelig på:

<https://kulturminnesok.no/search?lat=63.4994382397763&lng=10.879548832150935&north=63.509605537235004&west=10.834252430041545&south=63.489267322421476&east=10.924845234260287>

[Funnet 22 April 2021].

Landrø, M. & Amunsen, L., 2018. Electromagnetic (EM) methods. I: J. Whaley, red. *Introduction to Exploration Geophysics with recent advances*. Riga, Latvia: Bivrost, pp. 36-45.

Lebuis, J., Robert, J. -M. & Rissman, P., 1983. Regional mapping of landslides hazard in Québec.. I: SGI, red. *Proceedings of the symposium on slopes in soft clays*. Linköping: SGI, report no. 17, pp. 205-262.

Lefebvre, G., 1996. Soft sensitive clays. *Landslides - Investigation and Mitigation*, Transportation Research Board Special Report(247), pp. 607-619.

L'Heureux, J.-S., 2012. *A study of the retrogressive behaviour and mobility of Norwegian, Trondheim, Norway*: NGU.

L'Heureux, J.-S., 2013. *Vurdering av kartleggingsgrunnet for kvikkleire i strandsonen. NIFS Rapport nr. 26/2013*,: NVE, Statens vegvesen og Jernbaneverket.

L'Heureux, J.-S., 2020. *Skred i strandsonen*. Oslo, NGU-dagen 2020, Geologi i kystsonen.

L'Heureux, J.-S. & Solberg, I.-L., 2012. *Utstrekning og utløpsdistanse for kvikkleireskred basert på katalog over skredhendelser i Norge, Rapport nr. 21/2013*, s.l.: NVE, Statens vegvesen & Jernbaneverket.

Løken, T., 1983. Kvikkleire og skredfare- hvor og hvorfor. *Forskningsnytt*, 28(3), pp. 7-12.

Løvø, G., 2017. *Avdekker stor skredaktivitet*. [Internett]

Tilgjengelig på: <https://www.ngu.no/nyheter/avdekker-stor-skredaktivitet>

[Funnet 30 April 2021].

Malehmir, A., Saleem, M. U. & Bastani, M., 2013. High-resolution reflection seismic investigations of quick-clay and associated formations at a landslide scar in southwest Sweden. *Journal of Applied Geophysics*, Volum 92, pp. 84-102.

Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendens, J. I., 2011. Glacial History of Norway. I: J. Ehlers, P. L. Gibbard & P. D. Hughes, red. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: A closer Look*. Amsterdam, Nederland: Elsevier, pp. 279-299.

Milliman, J. D. & Meade, R. H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, Volum 91, pp. 1-21.

Mitchell, R. J. & Markell, A. R., 1974. Flowslides in sensitive soils. *Canadian Geotechnical Journal*, Volum 11, pp. 11-31.

Moholdt, R., 2020. *Oversiktskartlegging og klassifisering av faregrad, konsekvens og risiko for kvikkleireskred : metodebeskrivelse*. NVE Ekstern rapport nr. 9/2020, Oslo: NVE.

Mollard, J. D. & Hughes, G. T., 1973. Earthflows in Gondines and Trois Rivières areas. Québec. *Canadian Geotechnical Journal*, Volum 11, pp. 324-328.

Moum, J., Sopp, O. I. & Løken, T., 1968. Stabilization of undisturbed quick clay by salt wells.. *Väg- og vattenbyggaren*, Volum 8, pp. 98-103.

Mæland, I., 2020. *3D geomodell Gløshaugenområdet, Trondheim*, Trondheim: Masteroppgave ved Institutt for geovitenskap og petroleum, NTNU .

Mæresmo, J., 2021. *Mailkorrespondanse med Skatval historielag* [Intervju] (19. Januar 2021).

Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Science Reviews*, Volum 66, pp. 261-330.

Nelder, J. A. & Wedderburn, R. W. M., 1972. Generalized Linear Models. *Journal of the Royal Statistical Society: Series A (General)*, 135(3), pp. 370-384.

NGU, 2021 a. *Løsmassekart*. [Internett]
Tilgjengelig på: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/
[Funnet 15. Mars 2021].

NGU, 2021 b. *Berggrunn*. [Internett]
Tilgjengelig på: https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/
[Funnet 3. April 2021].

NGU, 2021 c. *Landheving og havnivåendringer*. [Internett]
Tilgjengelig på: <https://www.ngu.no/fagomrade/landheving-og-havniv%C3%A5endringer>
[Funnet 21 Mai 2021].

NGU, 2021 d. *Mulighet for marin leire*. [Internett]
Tilgjengelig på: <https://www.ngu.no/emne/mulighet-marin-leire-mm1>
[Funnet 4. Mai 2021].

Nordal, S., 2021 a. *Intervju i artikkel publisert av Dagbladet, "Leirrasene, den usynlige trusselen"* (15 Mai 2021 a).

Nordal, S., 2021 b. *Kvikkleire og kvikkleireskred.*, Norges Tekniske Vitenskapsakademi og NTNU.

- Odenstad, S., 1951. The landslide at Skottorp on the Lidan Ricer. *Proceedings of the Royal Swedish Geotechnical Institute*, Volum 4, pp. 1-38.
- Olsen, L., Høgaas, F. & Sveian, H., 2015. Age of the Younger Dryas ice-marginal substages in Mid-Norway - Tautra and Hoklingen, based on a compilation of 14C-dates. *NGU tidsskrift*, Volum 454, pp. 1-13.
- Parasnis, D. S., 1986. *Principles of Applied Geophysics*. 4. Printet 1994. red. Bristol, Great Britain: Chapman & Hall, 2-6 Boundary Row, London, UK.
- Perrin, M., Beiting, Z., Rainaud, J.-F. & Schneider, S., 2005. Knowledge-driven applications for geological modeling. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 47(1-2), pp. 89-104.
- Perrin, M. & Rainaud, J.-F., 2013. *Shared Earth Modeling: Knowledge Driven Solutions for Building and Managing subsurface 3D models*. Paris, France: © Editions Technip.
- Picarelli, L., Urciuoli, G. & Russo, C., 2000. *Mechanics of slope deformation and rupture in stiff clays and clay shales as a consequence of cycling pore pressures*. *Proceedings 8th int. symp. on landslides*. Cardiff, Proceeding of 8th International Symposium on Landslides.
- Posamentier, H. & Walker, R., 2006. *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication 84 red. Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Pusch, R., 1970. Microstructural changes in soft quick clay at failure. *Canadian Geotechnical Journal*, Volum 7, pp. 1-7.
- Quigley, R. M., 1980. Geology, mineralogy, and geochemistry of Canadian soft soils: a geotechnical perspective. *Canadian Geotechnical Journal*, , Volum 17, pp. 261-285.
- Quinn, P. E., Diederichs, M. S. & Hutchinson, D. J. R. K., 2007. An exploration of the mechanics of retrogressive landslides in sensitive clay. *Proceedings of the 60th Canadian Geotechnical Conference and 8th Joint CGS/IAH-CNC Groundwater Conference, Ottawa, Ontario*, pp. 21-25.
- Quinn, P. E., Diederichs, M. S., Rowe, R. K. & Hutchinson, D. J., 2009 b. A new model for large landslides in sensitive clay using a fracture mechanics approach. *Canadian Geotechnical Journal*, 48(8), pp. 1151-1162.
- Quinn, P. E., Diederichs, M. S., Rowe, R. K. & Hutchinson, D. J., 2012. Development of progressive failure in sensitive clay slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 49(7), pp. 782-795.
- Quinn, P. E., Hutchinson, D. J., Diederichs, M. S. & Rowe, R., 2009 a. Characteristics of large landslides in sensitive clay in relation to susceptibility, hazard, and risk. *Canadian geotechnical journal*, 48(8), pp. 1212-1232.
- Rankka, K. et al., 2004. *Quick clay in Sweden*, Linköping: SGI (Swedish Geotechnical Institute).
- Renssen, H. & Isarin, R. F. B., 2001. The two major warming phases of the last deglaciation at ~ 14.7 and ~ 11.5 ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. *Global and Planetary Change*, 30(1-2), pp. 117-153.
- Reusch, H., 1901. Nogle optegnelser fra Vaerdalen. *NGU tidsskrift*, 32(1-7), pp. 218-223.

- Reynolds, J. M., 2011. *An introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2nd ed. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Rise, L. et al., 2006. The deglaciation history of Trondheimsfjorden and Trondheimsleia, Central Norway. *Norwegian journal of geology*, Volum 86, pp. 419-438.
- Rosenqvist, I. T., 1946. Om leirers kvikkaktighet. *Meddelelsen fra Vegdirektøren*, 3(Statens Vegvesen), pp. 29-36.
- Rosenqvist, I. T., 1953. Considerations on the sensitivity of Norwegian clays. *Geotechnique*, 3(5), pp. 195-200.
- Rosenqvist, I. T., 1955. *Investigations in the clay-electrolyte-water system*, Oslo: Norges Geotekniske Institutt.
- Rosseland, K. M., Berntsen, S., Finsveen, J. & Sveen, S., 2020. *Uavhengig gjennomgang av varslet kostnadsøkning på Østfoldbanen. Rapport til Jernbanedirektoratet*, Oslo: Dovre Group Consulting.
- Sandven, R. et al., 2015. *Detektering av kvikkleire - Sluttrapport NIFS 126/2015*, Oslo: NVE, Statens vegvesen og Jernbaneverket.
- Selmer-Olsen, R., 1977. *Ingeniørgeologi del 2. De løse jordlag*, Trondheim: Tapir.
- Siggerud, E. I. H., 2019 a. *Resultat andre generasjon geomodell Orkdal*, Orkdal kommune: Digital geologi AS.
- Siggerud, E. I. H., 2019 b. *Systematisk og kvantitativ kartlegging av nåværende og tapt ravinlandskap i Trondheimsområdet*, Trondheim: Digital Geologi, AS. Utarbeidet for fylkesmannen i Trøndelag, klima- og miljøavdelingen.
- Siggerud, E. I. H., 2021. *Muntlig meddelelse*.
- Sokalska, E. et al., 2015. *Kvalitetskontroll, analyse og forslag til oppdatering av historiske kvikkleireskred og andre leirskred registrert i Nasjonal skredhendelsesdatabase (NSDB)*, Oslo: NVE.
- Solberg, I.-L., Hansen, L., Rønning, J. S. & Dalsegg, E., 2011. *Veileder for bruk av resistivitetmålinger i potensielle kvikkleireområder. Versjon 1.0, rapport nr. 2010.048*, Trondheim: NGU.
- Solberg, I.-L. et al., 2016. Geophysical and geotechnical studies of geology and sediment properties at a quick-clay landslide site at Esp, Trondheim, Norway. *Engineering Geology*, Volum 28, pp. 214-230.
- Stormoen, T. A., 2020. *Hvor dannes kvikkleire, og hvorfor? -En gjennomgang av eksisterende teorier og undersøkelse av disse*, Trondheim: Upublisert prosjektoppgave ved Institutt for geovitenskap og petroleum, NTNU.
- Strand, S. A., Oset, F., Ottesen, H. B. & Viklund, M., 2016. *Sikkerhetsfilosofi for vurdering av områdestabilitet i naturlige skrånninger. NIFS-rapport no 15.*, Oslo: NVE.
- Stroeven, A. P. et al., 2016. Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, Volum 147, pp. 91-121.

- Suer, P., Löfroth, H. & Andersson-Sköld, Y., 2014. Ion Exchange as a Cause of Natural Restabilisation of Quick Clay - A model study. I: J. L'Heureux, et al. red. *Landslides in sensitive clays*. Dordrecht: ©Springer, pp. 51-62.
- Sveian, H., 1995. Sandsletten blir til:. I: K. Berg, red. *Stjørdal fra fjordbunn til strandsted*. Stjørdal: Boknemda for historielaga i Stjørdalsbygdene, pp. 15-44.
- Sveian, H., Riiber, K., Høgaas, F. & Olsen, L., 2016. *Kvartærgeologisk kart Jøssund 1623-1 M 1:50000*, Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- SVV, 2016. *Laboratorieundersøkelser, Håndbok R210*. 2016 red. Oslo: Statens Vegvesen.
- Syversen, F. S. G., 2013. *Et studie av den mineralogiske sammensetningen i norske sensitive leirer*, Oslo: Universitetet i Oslo.
- Söderblom, R., 1966. Chemical aspect on quick-clay formation. *Engng. Geol*, 1(6), pp. 415-431.
- Söderblom, R., 1974 a. *New lines in quick clay research*, Stockholm: Swedish Geotechnical Institute. Proceedings No. 55.
- Söderblom, R., 1974 b. *Organic matter in swedish clays and its importance for quick clay formation*, Stockholm: Swedish Geotechnical Institute. Proceedings No. 26.
- Ter-Stepanian, G., 2000. Quick clay landslides: their enigmatic features and mechanism. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 59(1), pp. 47-57.
- Terzaghi, K., 1925. *Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage*, Leipzig und Wien: Franz Deuticke.
- Thakur, V. & Degago, S. A., 2012. Quickness of sensitive clays. *Géotechnique*, 2(3), pp. 87-95.
- Thakur, V. et al., 2012. *A critical appraisal of the definition of Brittle clays (Sprøbruddmateriale)*, Oslo & Trondheim: NVE, Statens vegvesen og Jernbaneverket.
- Theimer, B. D., Nobes, D. C. & Warner, B. G., 1994. A study of the geoelectrical properties of peatlands and their influence on ground-penetrating radar surveying. *Geophysical prospecting*, 42(3), pp. 179-209.
- TIGRESS, 2021. *PGS Tigress (UK) Ltd., beskrivelse finnes på <https://oilit.com/2journal/2article/0011/0012.pdf>*, Marlow, Buckinghamshire, United Kingdom: oilit.
- Torpe, G. R. & Gylland, A. S., 2020. *Kvikkleiresoneutredning «light». Risiko for kvikkleireskred i Stjørdal, Ekstern rapport nr. 6/2020*: NVE.
- Torrance, J. K., 1983. Towards a general model of quick clay development. *Sedimentology*, 30(4), pp. 547-555.
- Torrance, J. K., 1988. Mineralogy, pore-water chemistry and geotechnical behaviour of Champlain Sea and related sediments. *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*, pp. 259-275.
- Torrance, J. K., 2014. Chemistry, Sensitivity and Quick-Clay Landslide Amelioration. I: J. L'Heureux, et al. red. *Landslides in Sensitive Clays*. Dordrecht: © Springer, pp. 15-24.

van Olphen, H., 1964. An introduction to clay colloid chemistry. *Soil Science*, 97(4), p. 290.

Wiig, T., Strand, S.-A. & Haugen, E. D., 2020. *Sikkerhet mot kvikkleireskred : vurdering av områdestabilitet ved arealplanlegging og utbygging i områder med kvikkleire og andre jordarter med sprøbruddegenskaper. Veileder nr. 1/2019*, Oslo: NVE.

Yogarajah, K., 2017. *Årsaker til kostnads- og budsjettutvikling i vegprosjekter*, Trondheim: Masteroppgave ved Institutt for bygg- og miljøteknikk, NTNU.

Aarrestad, P. A. et al., 2015. *Naturtyper i klimatilpassningsarbeid, NINA Rapport 1157*, Trondheim: NINA.

VEDLEGG

- I. Datablad fra georadarprodusent: Malå GX 80
- II. Prosesseringsalgoritme
- III. Prosesserte georadarprofiler
- IV. Tolkede georadarprofiler
- V. NEVINA-rapporter fra nedbørsområde til Vollselva og Raudhammerbekken

MALÅ GroundExplorer (GX) is an integrated GPR solution with four MALÅ GX antenna options: GX80, GX160, GX450 and GX750. MALÅ GX provides an easy-to-use GPR solution on a rugged platform with significantly faster data acquisition rates, outstanding signal-to-noise ratio and depth penetration.

MALÅ GX CONTROLLER

Processor	1.6 GHz Intel Atom
Display	1024 x 768 mm
OS	Linux
Memory	8 GB compact Flash memory
Data output resolution	32 bit
Comms	Ethernet, WiFi (optional), USB 3.0, RS232 (serial)
GPS	Integrated support for built-in GPS, or external GPS via USB/serial port (NMEA 0183 protocol)
Power supply	Internal 12 V/20.8 Ah Li-Ion battery, or any external 10-15 V DC source
Charger	Internal. Unit can also be charged from any external 12 - 15 V DC source
Power consumption	1.3 – 2.0 A
Operating time	8 – 10 h
Dimensions	326 x 216 x 92 mm including handles 326 x 216 x 52 mm excluding handles
Weight	3.23 kg
Operating temp	- 20° to + 50° C or 0° to 120° F
Environmental	IP 65

MALÅ GX80 HDR

Technology	MALÅ Semi-Real-Time pat pending
Antenna center freq	80 MHz
SNR	> 114.4 dB
Significant/useful number of bits	> 19 bit
Scans/second	> 1200, time window 812 ns
Survey speed	430 [km/h] point distance 10 cm
Time window	812 ns
Bandwidth	> 120 %, fractional, -10 dB
Positioning	Built-in DGPS, external GPS (NMEA 0183 protocol), wheel encoder
Operating time	5 h
Power supply	Interchangeable 12 V Li-Ion batt. or ext. 12 V DC source
Power consumption	1.3 A
Acq. Mode	Wheel, time or manual
Dimensions	1010 x 780 x 220 mm
Weight	24,6 kg
Operating temp	- 20° to + 50° C or 0° to 120° F
Environmental	IP 65

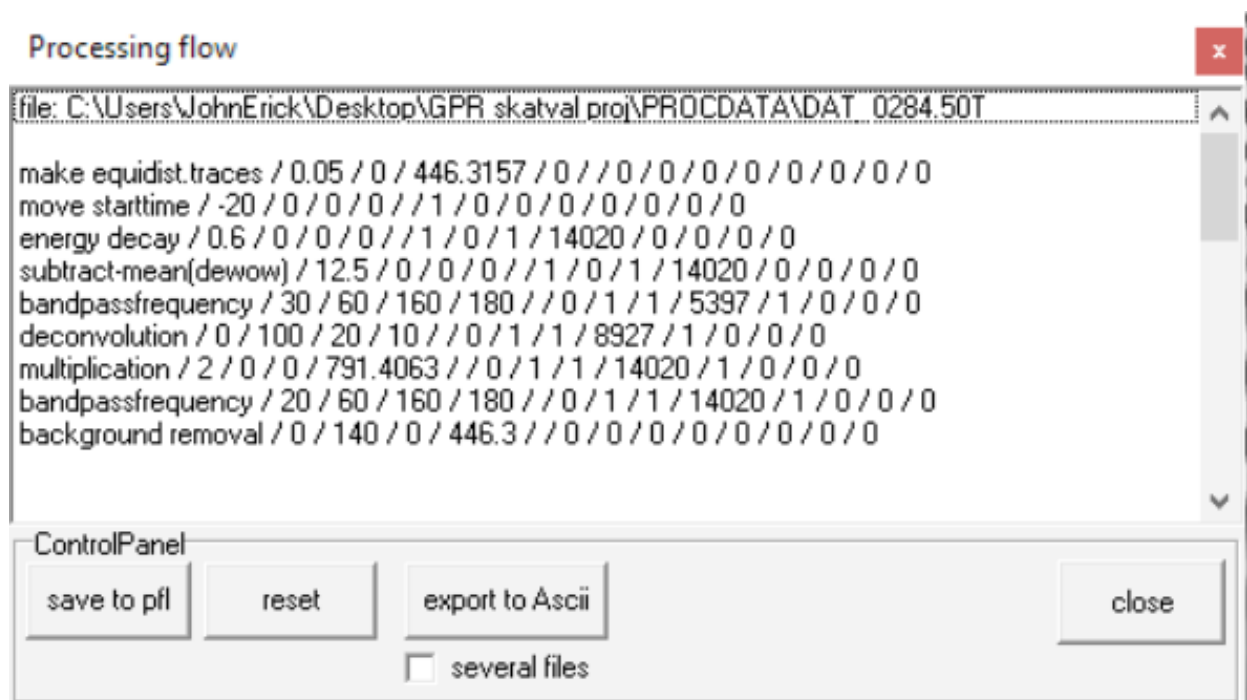
I. Datablad fra georadar-producent

II. Prosesseringsalgoritme

Prosesseringsteknikkene som ble benyttet er listet opp under kronologisk:

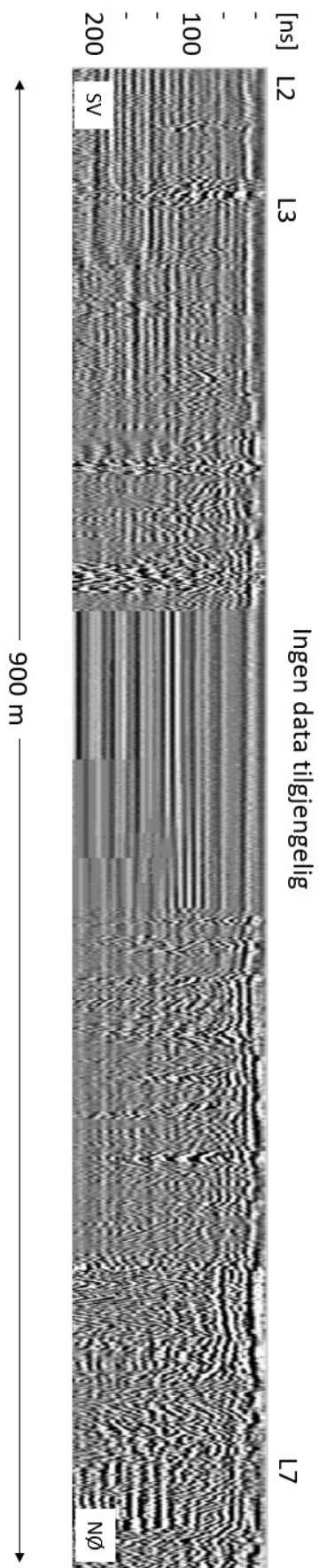
Make Equidistant (needed for some processing flows)
Move start time (remove the airtime)
Gain
Energy decay (equivalent to exponential decay correction)
Dewow,
Subtract mean (removes low frequency event)
Band pass filter: 30 60 160 180
Deconvolution
Auto correlation
Start 0 length. 100 Operator length 20
10 % noise added
Simple gain multiplication x2
Band pass filter: 20 60 160 180
Background removal
start time 0 end time 140

Figuren under viser en skjermdump fra prosesseringen:

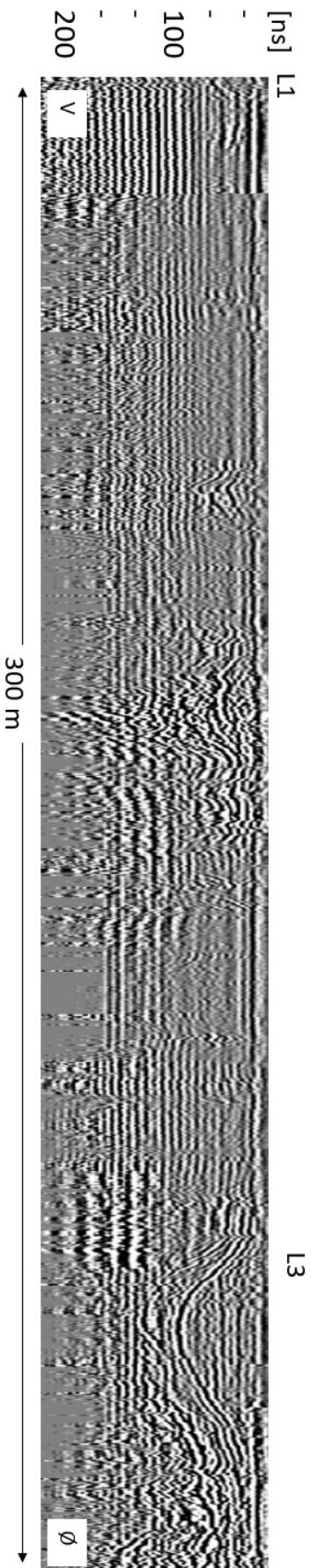


III. Prosesserte georadarprofiler

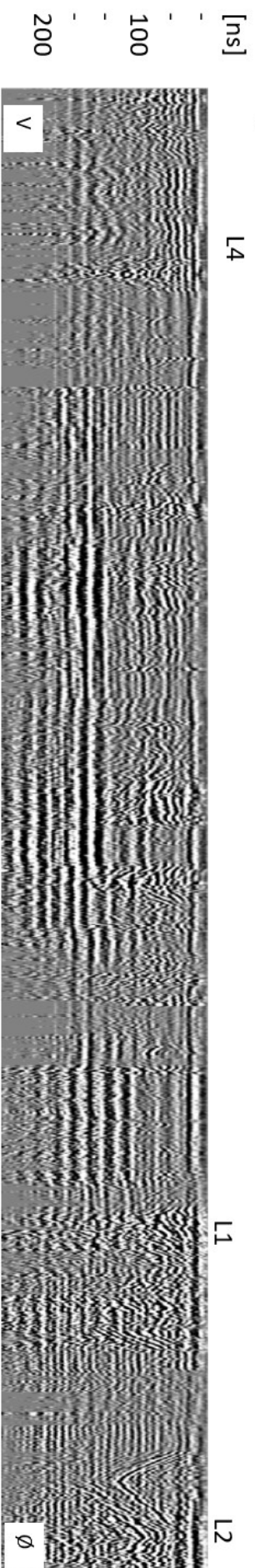
Linje 1



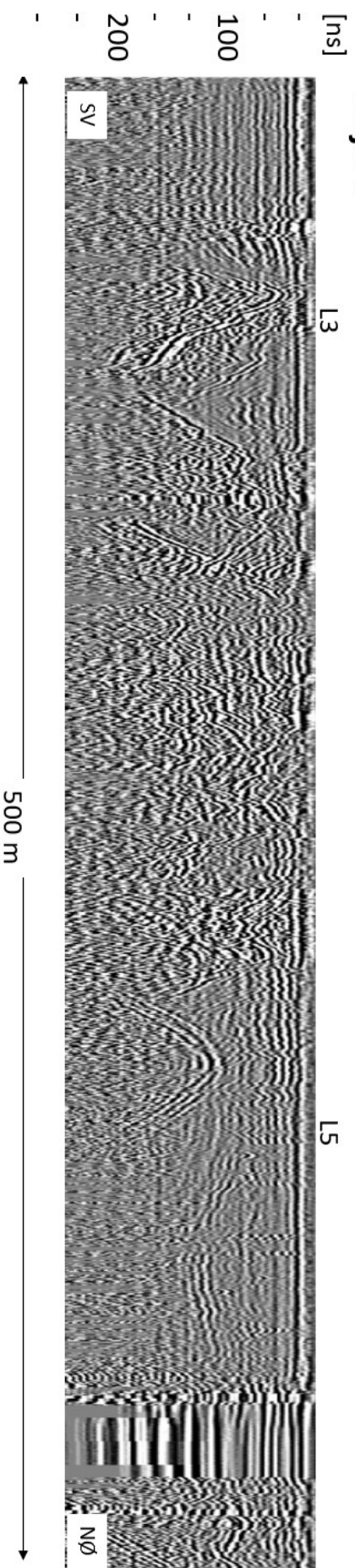
Linje 2



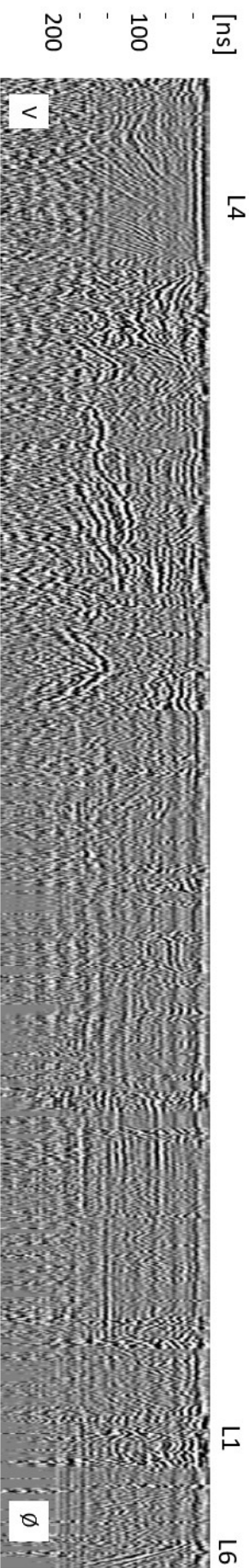
Linje 3



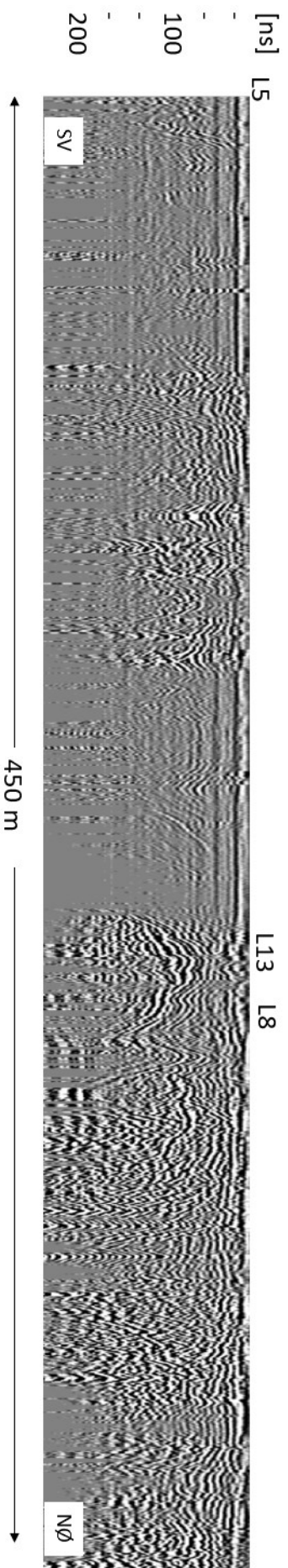
Linje 4



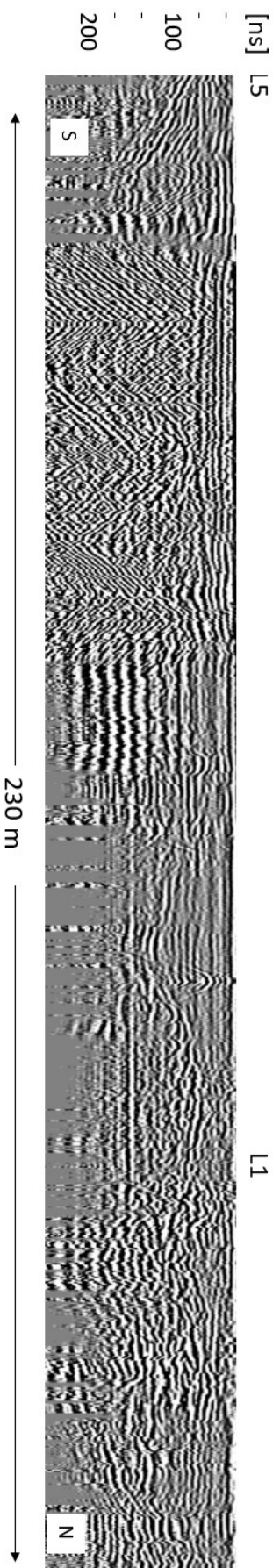
Linje 5



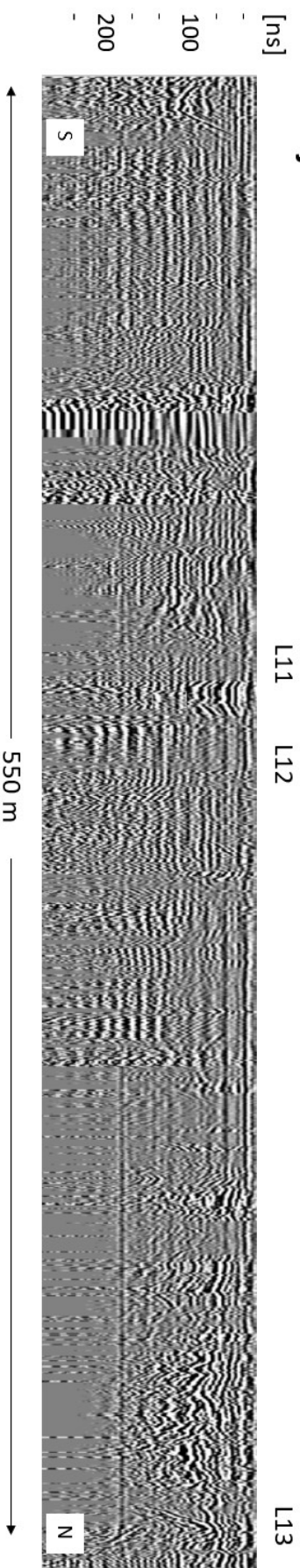
Linje 6



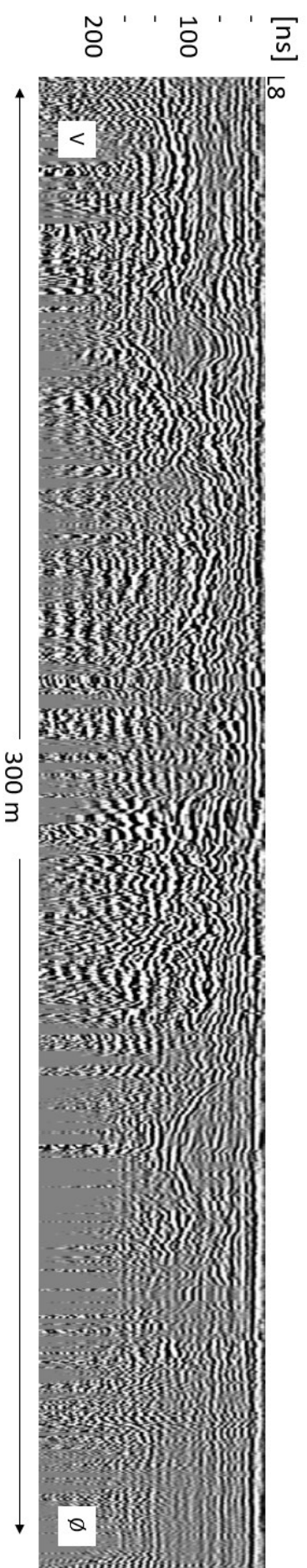
Linje 7



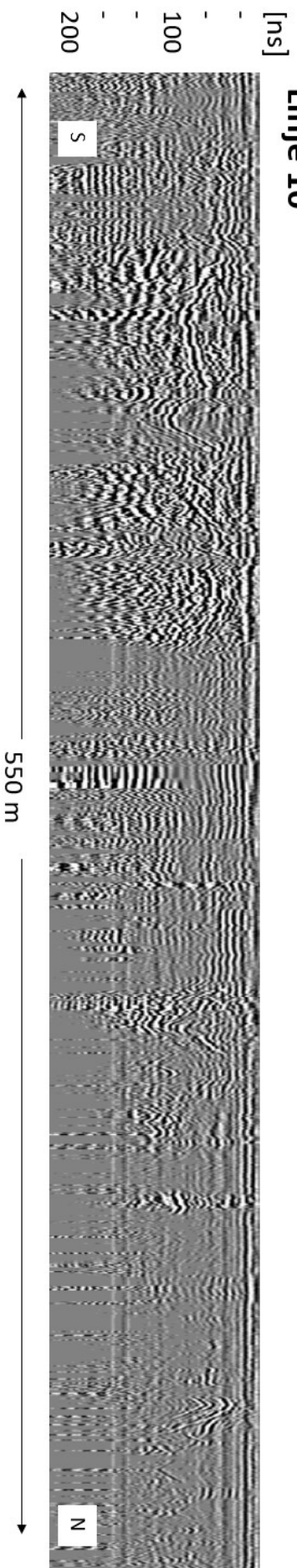
Linje 8



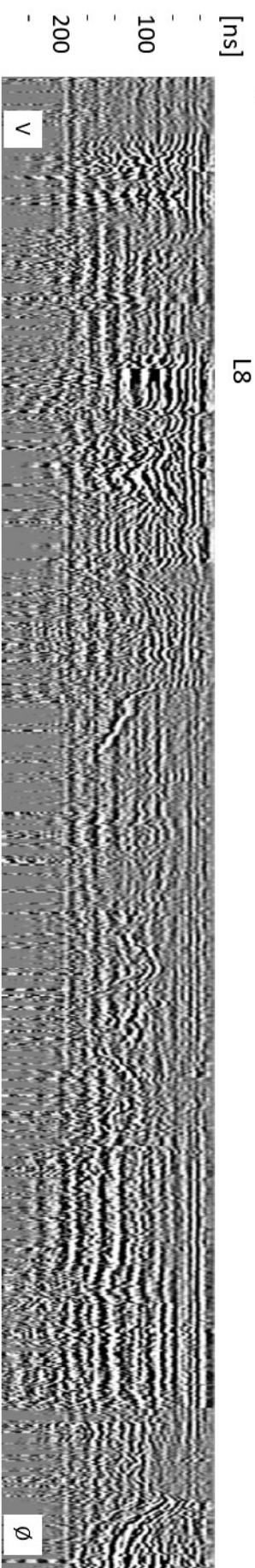
Linje 9



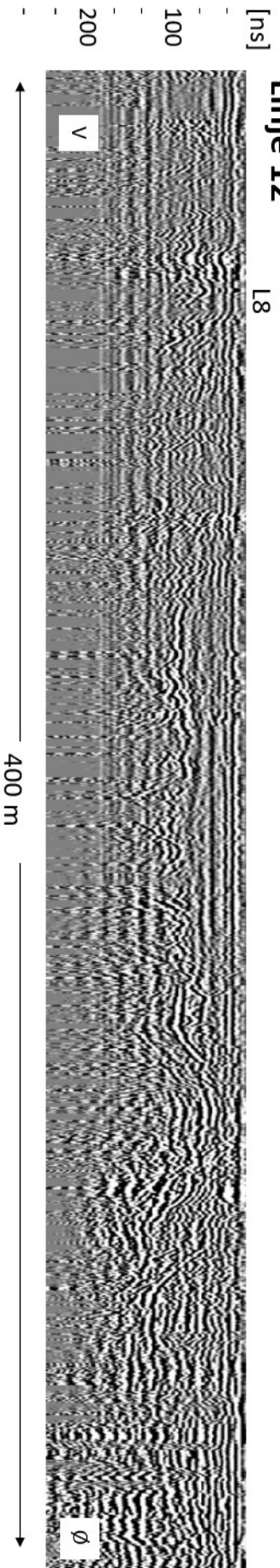
Linje 10



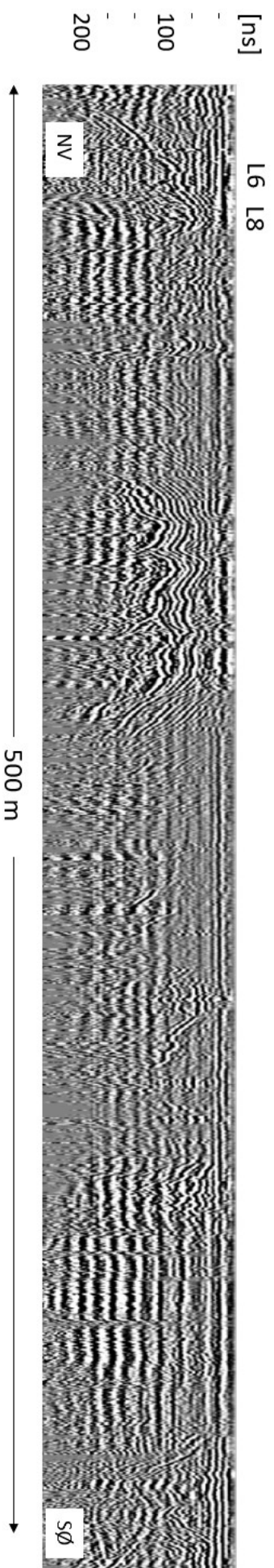
Linje 11



Linje 12

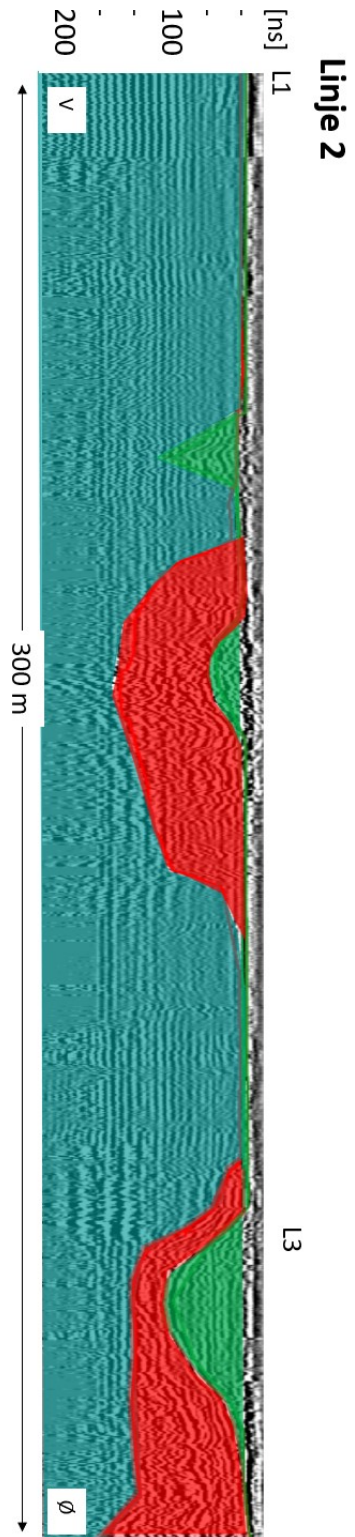
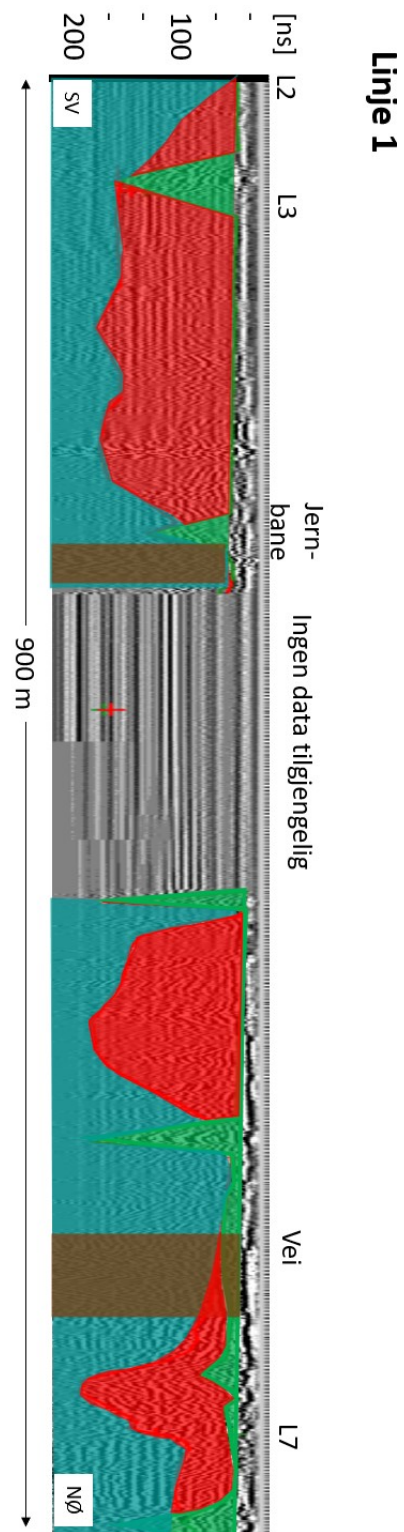


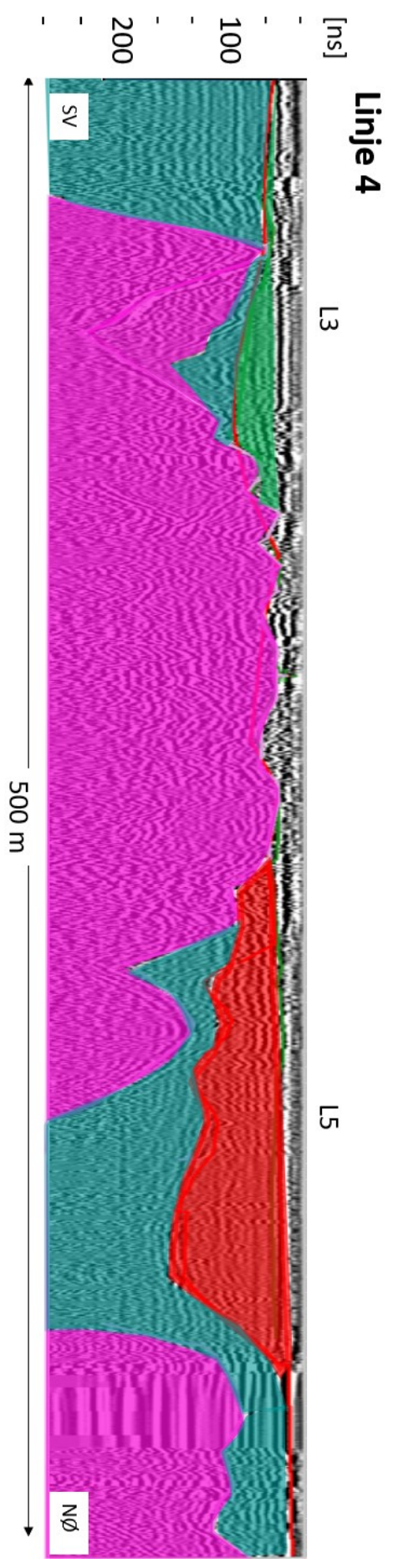
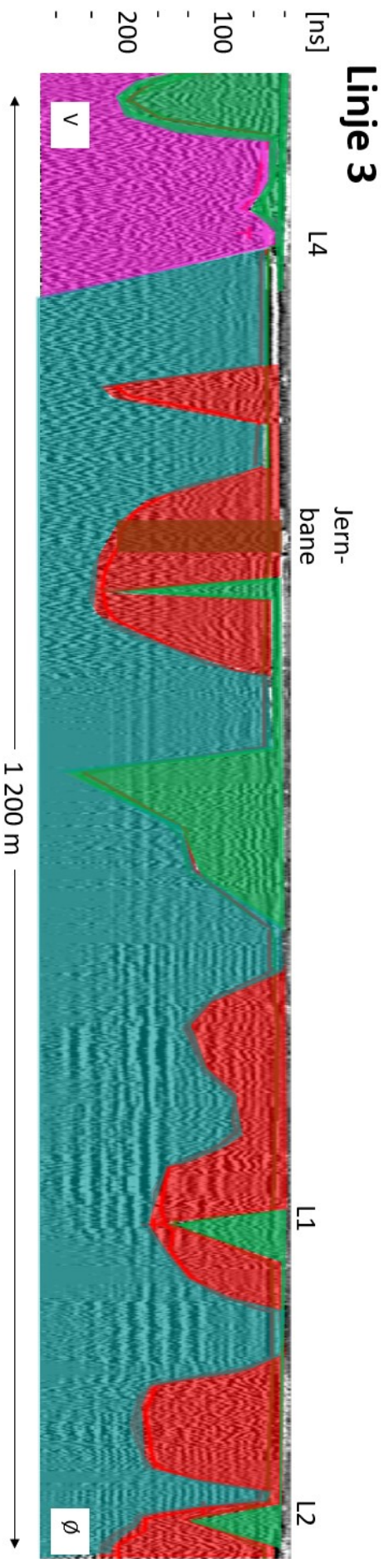
Linje 13



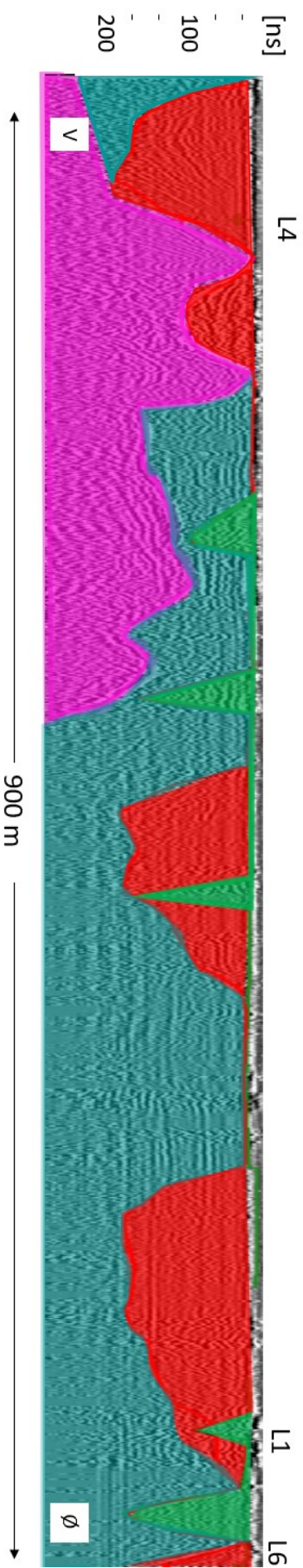
IV. Tolkede georadarprofiler

- Grønn = Fyllmateriale (RF1)
- Rød = Skredgroper (RF2)
- Turkis = Intakt leire (RF3)
- Rosa = Fjell (RF4)

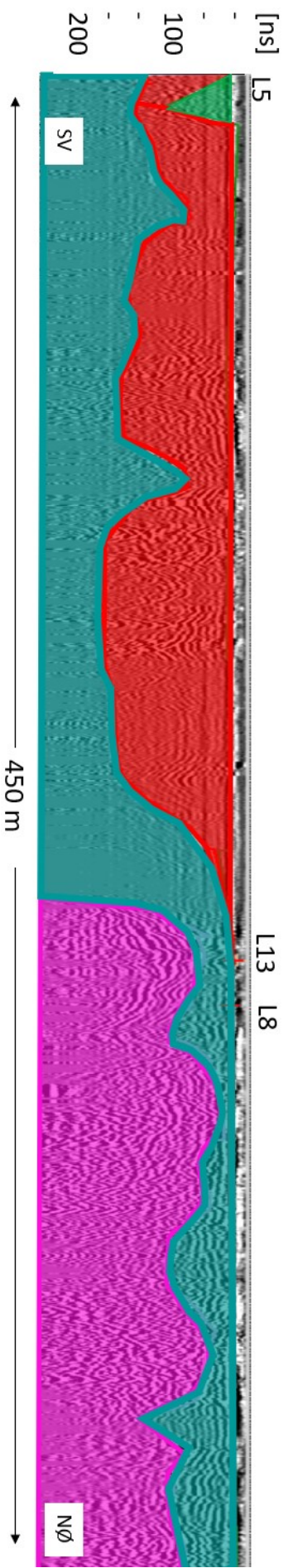




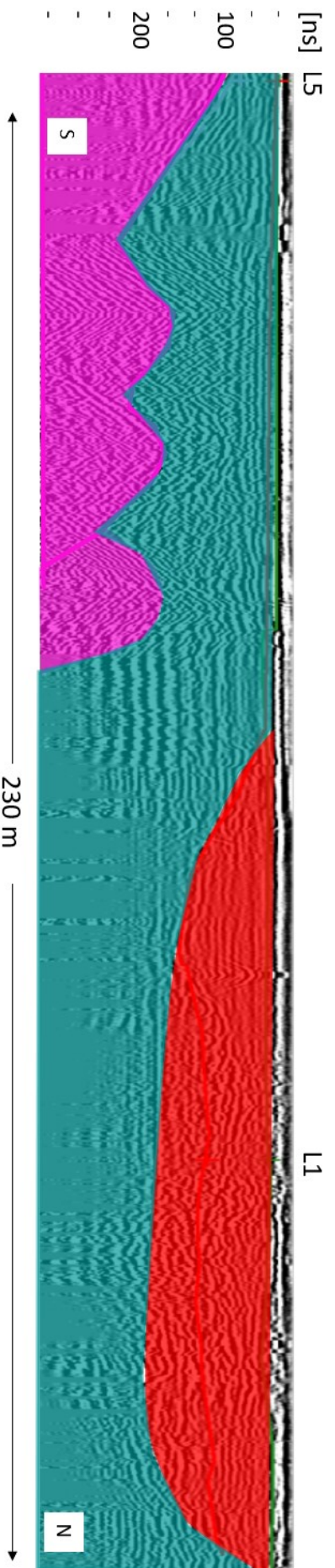
Linje 5



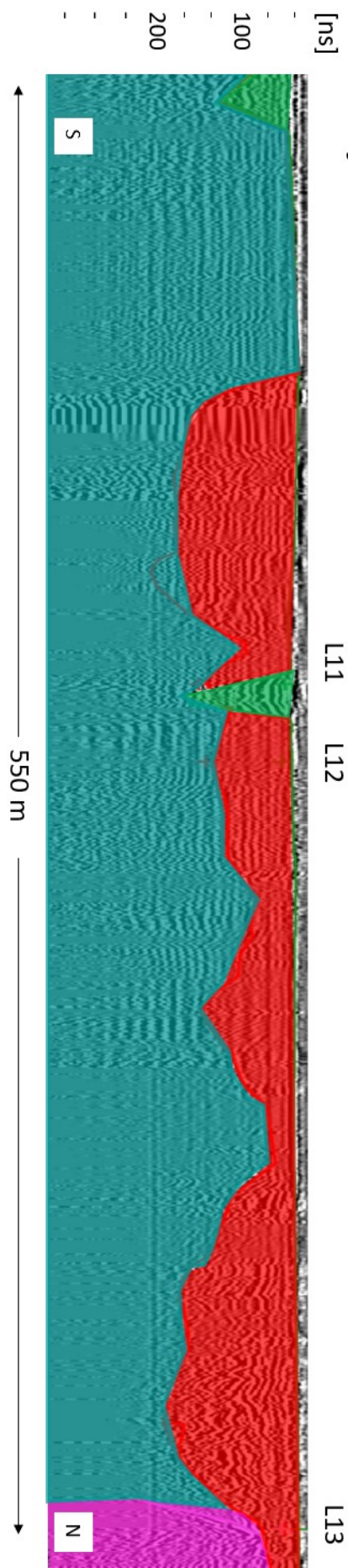
Linje 6



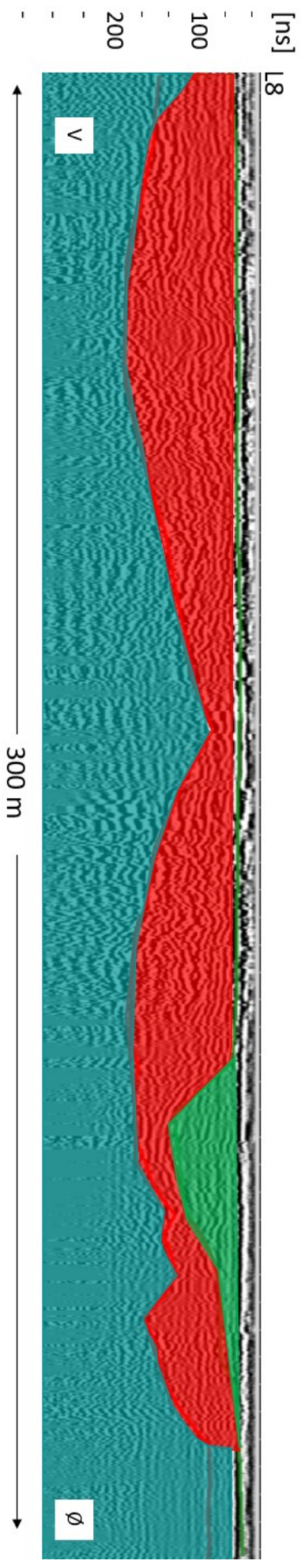
Linje 7



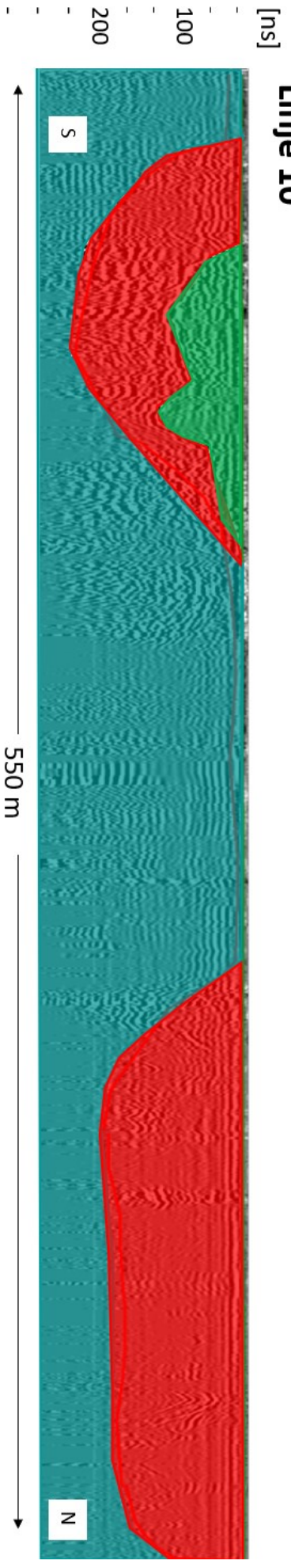
Linje 8

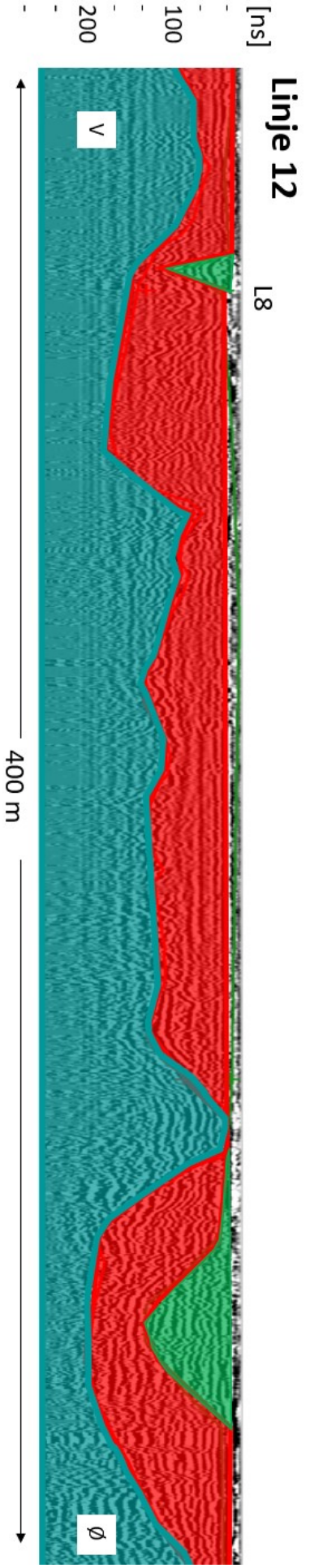
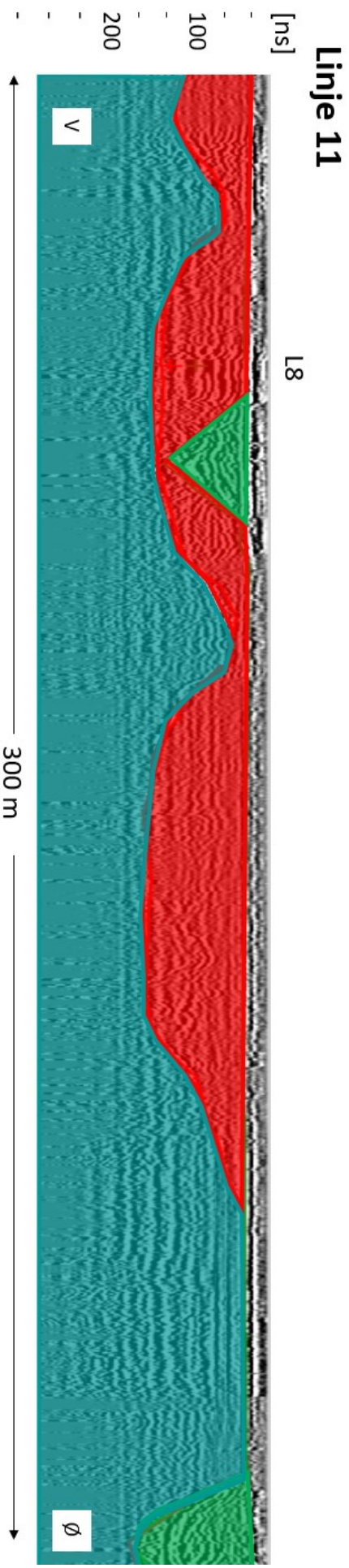


Linje 9

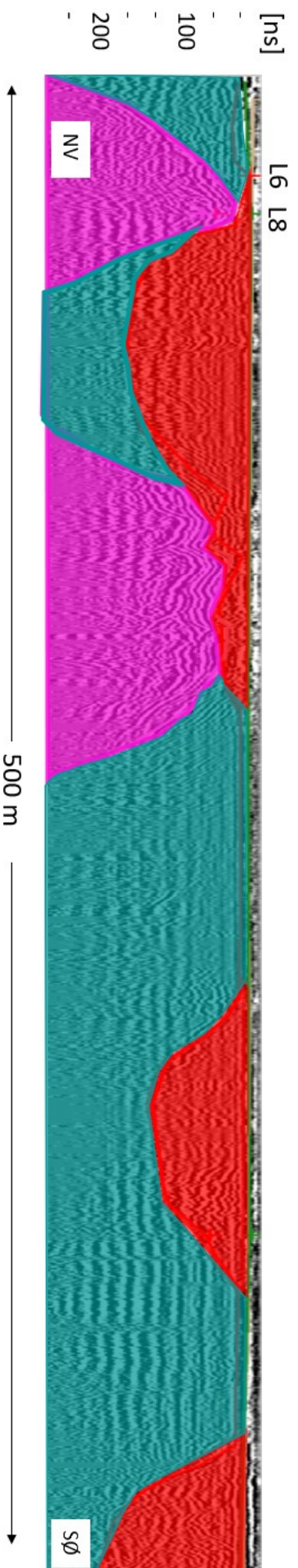


Linje 10

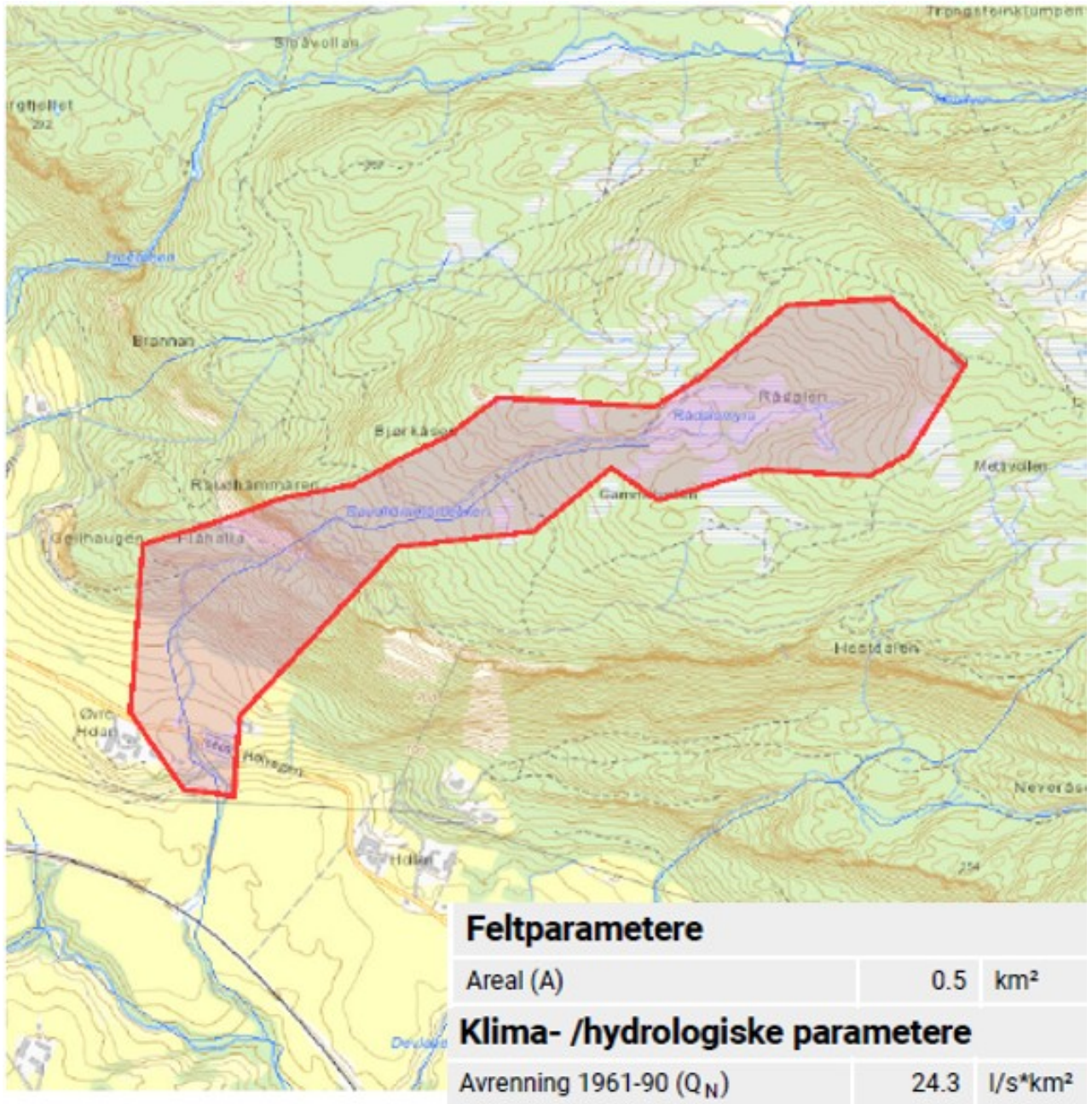




Linje 13



V. Nedbørsområde og feltparametere for Raudhammerbekken og Vollselva, fra NEVINA



Norges
vassdrags- og
energidirektorat

NVE

Kartbakgrunn: Statens Kartverk
 Kartdatum: EUREF89 WGS84
 Projeksjon: UTM 33N
 Beregn.punkt: 295276 E
 7048363 N



**Norges
vassdrags- og
energidirektorat**

Kartbakgrunn: Statens Kartverk
 Kartdatum: EUREF89 WGS84
 Projeksjon: UTM 33N
 Beregn.punkt: 294537 E
 7047986 N

