

Grunnvannsundersøkelser av fjellpartiet Joasete-Høgsete

Flåm, Aurland kommune

Berit Soldal



Masteroppgave i naturgeografi
Institutt for geografi

UNIVERSITETET I BERGEN

15.05.2018

Fremsidebilde: Tatt litt øst for Høgsete mot Joasete og Flåm.

Foto: Berit Soldal

Sammendrag

I et område mellom Joasete, Høgsete og Aurlandsfjorden er det gjennomført hydrogeologiske undersøkelser. Fjellet i deler av området er påvist å være ustabil, og hydrogeologiske undersøkelser kan gi tilleggsinformasjon om de geologiske forholdene. Det er gjennomført kvartær- og strukturgeologisk kartlegging i tillegg til logging og prøvetaking av grunnvann i nedre deler av området. Kilder har blitt logget kontinuerlig for temperatur, vannstand og elektrisk konduktivitet i over et år. I tillegg har det blitt innsamlet vannprøver til kjemisk-, oksygenisotop- og deuteriumanalyse.

Nord i området ligger det mektige moreneavsetninger med lav infiltrasjonskapasitet. Det er til dels store, åpne fjellsprekker i området. Ved Høgsete er det bevegelser i løsmassene. Lengre sør er løsmassedekket tynnere, og infiltrasjonen foregår direkte ned i fjellsprekkene.

Vannbalansen for området viser at det meste av avrenningen må foregå som grunnvann. Analysene viser at kildene drenerer grunnvann med ulikt opphav. De består av grunnvann nydannet i skredmasser og grunnvann som trolig er smeltevann fra høyereliggende områder. Oksygenisotopanalysene og temperaturloggene viser at grunnvann dannet i høyereliggende områder infiltrerer i fjellsprekker og kommer forsinket frem til kildene i forhold til vann fra skredmasser.

Ved Otternes bygdetun er det en dyp borebrønn i fjell med store og raske variasjoner i grunnvannstand. Grunnvannstanden i brønnen stiger opp til 15 m på 3,5 dager og 10 m på 6 timer. Stigningen av grunnvannstanden i brønnen når opp til et fast nivå, dette er trolig en åpen sprekk som hindrer vannet i å stige mer. Disse endringene finnes ikke igjen i nærliggende prøvepunkt, og det antas at det skyldes en tett baksprekk ved Otternes som skiller prøvepunktene.

Dataene er sammensatt i en konseptuell modell av observasjonene. Denne indikerer at de store vannstandsvariasjonene foregår i den øvre, sterkt oppsprukne delen av fjellet, men at det også er et underliggende lukket strømningsystem. Forståelsen av strømningsystemene var kun mulig siden kildene ble logget for temperatur og vannstand, og det ble gjort oksygenisotopanalyser av vannet.

Forord

Gjennomføring av dette masterprosjektet har vært krevende og utfordrende på mange områder. Det har også vært en veldig lærerik, spennende og fin tid. Feltarbeidet bydde blant annet på fantastiske naturopplevelser. Masterprosjektet er et samarbeid mellom UiB, HVL og NVE.

Det hadde ikke vært mulig å gjennomføre dette prosjektet uten fastboende i området som har hjulpet til med prøvetaking. En stor takk rettes til Ingvar Vikesland, Bård Bjørgum, Bjørn Terje Bjørgum, Kari Johnsen og Trygve-Per Ness med familier. Takk til veileder Rannveig Øvrevik Skoglund for god hjelp og gode tilbakemeldingen hele veien. Takk til medveileder Helge Henriksen for god veiledning i felt og underveis i skriveprosessen. Takk til BKK og NVE for finansiering av feltarbeid og analyser på laboratorium. Takk til gjengen på lesesalen som gjorde dagene mye kjekkere, og til Max Koller og Pål Ringkjøb Nielsen som har hjulpet da jeg stod fast med GIS. Takk til min familie som assisterte meg i felt, for lån av bil og for alltid å ha troen på meg. Og til slutt takk til Kristian som har støttet meg hele veien til tross for at det meste har dreiet seg om masterprosjektet mitt det siste året.

Bergen, 15. mai 2018

Berit Soldal

Innhold

Sammendrag	iii
Forord	iv
Figurliste.....	viii
Tabelliste	xi
1 Innledning.....	1
2 Problemstilling og målsetting.....	2
3 Områdebeskrivelse	3
3.1 Topografi	3
3.2 Klima og dreneringsforhold.....	4
3.3 Berggrunn	6
3.4 Kvartærgeologi	9
3.5 Historiske skredhendelser.....	11
4 Tidligere arbeid	13
4.1 Undersøkelser gjort i studieområdet.....	13
4.2 Undersøkelser i andre områder med ustabile fjellparti.....	20
5 Teori	21
5.1 Fjellskred	21
5.1.1 Utløsningsområder	21
5.1.2 Utløsningsmekanismer	22
5.1.3 Sekundæreffekter av fjellskred.....	24
5.1.4 Overvåking- og varslingsystemer av ustabile fjellparti	24
5.1.5 Effekter av klimaendringer.....	25
5.2 Grunnvann	26
5.2.1 Forekomst.....	26
5.2.2 Nydannelse av grunnvann	30
5.2.3 Strømning	32

5.2.4	Grunnvannets kjemiske sammensetning	35
6	Metoder	39
6.1	Geologisk kartlegging.....	39
6.1.1	Kvartærgeologisk kartlegging	39
6.1.2	Kornfordelingsanalyse	39
6.1.3	Strukturgeologisk kartlegging	41
6.1.4	Strøk- og fallmålinger	43
6.2	Hydrogeologisk kartlegging	44
6.2.1	Kartlegging av infiltrasjons- og kildeområder	44
6.2.2	Elektrisk konduktivitet og temperatur i vann	46
6.2.3	Måling av vannføring	47
6.2.4	Kontinuerlig logging	47
6.2.5	Kjemiske parameter i grunnvann	49
6.2.6	Fotodokumentasjon av vannføring	52
7	Resultat.....	53
7.1	Geologi	53
7.1.1	Kvartærgeologi	53
7.1.2	Strukturgeologi.....	61
7.2	Hydrogeologi	65
7.2.1	Hydrogeologisk kart – infiltrasjons- og kildeområder	65
7.2.2	Overvåkningsdata	68
7.2.3	Vannbalanse	84
7.2.4	Vannføring	86
8	Diskusjon.....	89
8.1	Strømningssystem.....	90
8.1.1	Ulike hydrogeologiske system	90
8.1.2	Infiltrasjonsområder og vannets oppholdstid	93

8.2	Sammenhengen mellom geologi og vannbalanse.....	94
8.3	Geologi og strømming i fjell.....	95
8.4	Konseptuell modell.....	96
9	Konklusjoner	103
10	Videre arbeid	104
11	Referanser.....	105
	Vedlegg	112

Figurliste

- Figur 3.1: Oversiktskart. s.3
- Figur 3.2: Lineamenter som sprekker og skrenter kommer tydelig frem på ortofoto. s.4
- Figur 3.3: Normalnedbør- og temperatur i på Aurlandsvangen i perioden 1961-1990. s.5
- Figur 3.4: Normalnedbør i Myrdal i perioden 1961-1990. s.5
- Figur 3.5: Elven Stampa/Markåna markerer sørgrensen av feltområdet. s.6
- Figur 3.6: Berggrunnskart over feltområdet. s.8
- Figur 3.7: Kart over isfrontavsetninger i sørvest Norge. s.9
- Figur 3.8: NGUs Kvartærgeologisk kart. s.11
- Figur 3.9: Tidligere skredhendelser i feltområdet. s.12
- Figur 4.1: Geomorfologisk kart over Flåmsdalen og Aurlandsfjorden. s.14
- Figur 4.2: Grimstad (2008) sin modell for beregning av vanntrykk og volum. s.16
- Figur 4.3: Konseptmodell for Joasetebergi. s.17
- Figur 4.4: Figur som presenterer ulike scenarier for fjellskred. s.18
- Figur 4.5: Den øvre figuren viser et profil fra resistivitetmålinger. Den nedre figuren er basert på figuren som også er et profil av ustabile fjellpartiet. s.19
- Figur 5.1: Utløsningsområder for fjellskred. s.21
- Figur 5.2: Eksterne- og interne- parameter for utløsning av skred. s.22
- Figur 5.3: Illustrasjon av vann i umettet og mettet sone. s.26
- Figur 5.4: Skjematisk oppbygning av oppsprekingsmønster i en forkastning. s.27
- Figur 5.5: Permeabilitet (k) og hydraulisk konduktivitet (K) for forskjellige typer bergarter og løsmasser. s.29
- Figur 5.6: Kirkhusmo og Sønsterud (1988) demonstrerer hvordan grunnvannspeilet varierer gjennom året ulike steder i selvmatende (nedbørsmatede) akviferer. s.32
- Figur 5.7: En skjematisk fremstilling av en rent oppsprukken formasjon (1), en oppsprukken formasjon (2), en dobbelt-porøs formasjon (3) og en heterogen formasjon (4). s.33
- Figur 5.8: Fetter (2014) illustrerer seks typer kilder. s.35
- Figur 5.9: Graf som viser hvordan konsentrasjonen av ulike stoffer avtar med avstand fra kysten. s.37
- Figur 5.10: Variasjoner i oksygenisotoper i nedbør. s.38
- Figur 6.1: Bilde A) viser en løsmassehaug, og bilde B) er et nærbilde av løsmassene i bilde A). s.39
- Figur 6.2: Eksempel på en kornfordelingskurve. s.40
- Figur 6.3: Typiske kornfordelingskurver for forskjellige kvartæravsetninger. s.41
- Figur 6.4: Deler av baksprekken på Joasete. Person som skala. s.42
- Figur 6.5: Fjellet er oppsprukket i et sik-sak-mønster. Bildet er tatt litt vest for Høgsete. s.42
- Figur 6.6: Illustrasjon av strøk, fall og fallretning til en geologisk flates orientering. s.43
- Figur 6.7: Bilde A viser hvor vannet tar veien under kraftige nedbørsperioder, mens bilde B viser en tørrlagt bekk under en tørr periode. s.45

- Figur 6.8:** Bildet er tatt ved Vardaskreda. Det er relativ høy vannføring øverst i bekken, og noen meter nedenfor infiltrerer alt vannet. s.45
- Figur 6.9:** Bilder viser en konduktivitetmåler som måler elektrisk konduktivitet og temperatur i vann. s.46
- Figur 6.10:** En illustrasjon av diverer som ligger utplassert i en kilde mellom fjell og løsmasser (A) og i en borebrønn i fjell (B). s.48
- Figur 6.11:** Diver som ligger utplassert i kulp ved en kilde ved Otternes pumpehus. Rød ring viser hvor diveren ligger. s.49
- Figur 6.12:** Prøvetaking ved prøvepunkt på Joasete. s.50
- Figur 6.12:** Bilde tatt med viltkamera av det årlige «pøylene» som i 2017 hadde en varlighet på ca. to uker, ellers var det tørt. s.52
- Figur 7.1:** Ved 900-1000 m o.h. er området karakterisert av et tynt løsmassedekke over fast fjell. Høgsete ligger på et flattere område enn omgivelsene. I bakkant av Høgsete er det en skråning før det lengre oppe flater ut igjen. s.54
- Figur 7.2:** Blokkrik overflate i øvre deler av området. s.54
- Figur 7.3:** Kornfordelingskurve av de 6 sedimentprøvene tatt i feltområdet. s.55
- Figur 7.4:** Landskapet er preget av usortert materiale. Skråningen bak i bildet gir en indikasjon på løsmassenes mektighet. s.56
- Figur 7.5:** Her vises utflatingen (pil) ovenfor skråningen i figur 7.4. s.56
- Figur 7.6:** En bekk har skåret seg ned i løsmassene. s.57
- Figur 7.7:** Fjellknausen vest for Joasete har en jevn overflate, men med en brattskrent mot nordvest. Det er et tynt løsmassedekke over fast fjell. s.57
- Figur 7.8:** Kjegleformet haug på Joasete er vist med rød pil. Løsmassene består av mindre finstoff enn ellers i området. s.58
- Figur 7.9:** Kantete blokker av fyllitt i underkant av skrenten på Joasetebergi. s.59
- Figur 7.10:** Tynt løsmassedekke over oppsprukket fjell. s.59
- Figur 7.11:** Forsenkning på Joasete. Forsenkningen er 1 m dyp og 3 m i diameter. s.60
- Figur 7.12:** Kvartærgeologisk kart av feltområdet. s.61
- Figur 7.13:** Bilde A er av en sprekk i nedre deler av feltområdet, bilde B er et nærbilde av oppsprekking inni sprekken på bilde A. s.62
- Figur 7.14:** Nedre deler av feltområdet. Uryddig terreng som viser oppsprukket fjell. s.62
- Figur 7.15:** Bilde A og B er på Joasete. Det er relativt slette sprekkeflater. s.63
- Figur 7.16:** Bilde A og B viser oppsprekking langs skrent. Sprekken i A viser trær som velter ned. Sprekker på bilde B avgrensner en blokk fra fast fjell. s.63
- Figur 7.17:** Strukturgeologisk kart med rosedigram av sprekker og foliasjon i feltområdet. s.64
- Figur 7.18:** Konturplott av feltmålinger. Målingene viser to vertikale/nær vertikale sprekkesett, og foliasjon med et svakt fall mot vest. s.65
- Figur 7.19:** Kilde under stein. s.66
- Figur 7.20:** Bilde A viser infiltrasjon ned imellom steiner. Bilde B viser infiltrasjon ned imellom steiner med et tynt løsmassedekke. s.66
- Figur 7.21:** Hydrogeologisk kart over feltområdet. s.67

- Figur 7.22:** A viser temperatur og vannstand ved Vatnasteinane, B viser elektrisk konduktivitet og $\delta^{18}\text{O}$ ved Vatnasteinane og C viser nedbør og lufttemperatur målt i samme periode. s.69
- Figur 7.23:** Korrelasjon mellom målt og logget elektrisk konduktivitet ved Otternes brønnhus. s.70
- Figur 7.24:** A viser temperatur og vannstand ved Otternes brønnhus, B viser korrigert konduktivitet og $\delta^{18}\text{O}$ ved Otternes brønnhus og C viser nedbør og lufttemperatur målt i samme periode. s.71
- Figur 7.25:** A viser temperatur og vannstand ved Otternes pumpehus, B viser konduktivitet og $\delta^{18}\text{O}$ ved Otternes pumpehus og C viser nedbør og lufttemperatur målt i samme periode. s.73
- Figur 7.26:** Graf A viser sammenlagt måleserie fra diverse i borebrønn på Otternes bygdetun. Den nederste grafen er et utsnitt av grafen over som viser et tidsintervall på 7 dager (23-29 november 2017). s.74
- Figur 7.27:** Graf A viser vannivå og temperatur, mens graf B viser elektrisk konduktivitet. s.75
- Figur 7.28:** $\delta^{18}\text{O}$ - og elektrisk ledningsevne-verdier for prøvepunktet Bøen. s.76
- Figur 7.29:** $\delta^{18}\text{O}$ - og elektrisk ledningsevne-verdier for prøvepunktet Joasete. s.77
- Figur 7.30:** $\delta^{18}\text{O}$ mot δD ved de ulike prøvepunktene, i tillegg til snøprofilen på Joasete. s.78
- Figur 7.31:** Temperaturmålinger ved de ulike prøvepunktene. s.79
- Figur 7.32:** Otternes bygdetun viser to temperaturtopper. s.80
- Figur 7.33:** Temperaturvariasjon i luft og grunnvann i Otternes brønnhus. s.80
- Figur 7.34:** $\delta^{18}\text{O}$ -verdier for prøvepunktene er satt opp mot Joasete (rødt) som er referansepunkt. s.82
- Figur 7.35:** Stiff-diagram av prøvepunkt- Joasete, Bøen, Vatnasteinane, Otternes brønnhus og Otternes pumpehus. s.83
- Figur 7.36:** Nedbørsfeltene til Joasetegrovi og Vardaskreda er vist. s.84
- Figur 7.37:** Nedbør, nettonedbør og middeltemperatur i et normalår Aurlandsvangen. s.85
- Figur 7.38:** Høy vannføring i Joasetegrovi 30.05.17. s.86
- Figur 7.39:** Tørrlagt elveløp i Joasetegrovi 27.08.17. s.87
- Figur 7.40:** Tørrlagt skråning 24.05.17. s.87
- Figur 7.41:** Høy vannføring i skråning 27.05.17. s.88
- Figur 8.1:** A sammenligner vannstand i Otternes bygdetun brønn og nedbør, B sammenligner vannstand i Otternes brønnhus og nedbør. s.95
- Figur 8.2:** Rørene på bildet er tidligere brukt til drikkevannsforsyning. s.97
- Figur 8.3:** Kvernstein ved bekk tyder på høyere vannføring ved et tidligere tidspunkt. s.98
- Figur 8.4:** Høydemodell som fremhever store revner i terrenget, og en potensiell baksprekk. s.99
- Figur 8.5:** Naturlig bro over sprekk. Broen har smalnet mye de siste 100 årene. s.100
- Figur 8.6:** Profil 1 er terrengprofilen brukt i figur 8.7. s.101
- Figur 8.7:** En konseptuell modell for feltområdet som viser to ulike strømmingssystem. s.102

Tabelliste

Tabell 7.1: Kornstørrelseverdier og hydraulisk konduktivitet for SP1-6. s.55

Tabell 7.2: Nettonedbør, nedbørsfelt, avrenning og temperatur for Joasetegrovi og Vardaskreda. s.84

Tabell 8.1: Sammenstilling av temperaturmålinger for ulike prøvepunkt. s. 93

1 Innledning

Det finnes mange ustabile fjellparti i Norge. Fjellskred som treffer fjorder eller innsjøer kan generere tsunamier og føre til store ødeleggelser. De mest kjente hendelsene er fra Tafjord i 1934 samt Loen i 1905 og 1936, der fjellskred forårsaket tsunamier som førte til store materielle skader og tap av menneskeliv (Furseth, 2006). Historisk dokumentasjon fra Norge viser at det har vært to til tre slike hendelser hvert århundre (Blikra et al., 2016). Risikoen for fjellskred blir tatt på største alvor og det pågår derfor fylkesvise kartlegginger av ustabile fjellparti med risiko for fjellskred.

Det er Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) som har ansvaret for den statlige kartleggingen av ustabile fjellparti i Norge (Blikra et al., 2016). Systematisk kartlegging har foregått siden 2009, der identifisering av ustabile fjellparti følges opp med risikoklassifisering. Norges geologiske undersøkelse (NGU) utfører kartlegging og klassifisering på oppdrag fra NVE. Videre vurderer og fastsetter NVE sannsynligheten for fjellskred basert på NGU sitt arbeid.

I Aurlandsfjorden i Sogn og Fjordane finner vi Joasetebergi, som er et av syv ustabile fjellparti i Norge som overvåkes kontinuerlig av NVE. Joasetebergi er en del av det ustabile fjellpartiet Stampa som trolig det største potensielle ustabile fjellpartiet i Norge (Henderson og Blikra, 2008). Glimsdal og Gauer (2017) har gjort bølgeberegninger i Aurlandsfjorden basert på fjellskredscenarioet fra Joasetebergi. Modellering viser at hvis 280 000 m³ raser ut og treffer fjorden, kan det genereres en 2-3.5 m høy bølge som kan treffe Flåm sentrum.

Det er 1778 innbyggere i Aurland kommune (SSB, 2018), men i turistsesongen er det langt flere. Flåm som ligger innerst i Aurlandsfjorden er en av Norges mest besøkte cruisedestinasjoner, og hadde i 2014 over 200 000 dagsbesøkende (Innovasjon Norge, 2015). Det er mange menneskeliv som står i fare hvis et skred kommer, og Joasetebergi er derfor antatt å være et høyrisikoobjekt.

Selv om det er gjort omfattende undersøkelser i området, gjenstår det fortsatt arbeid for å redusere usikkerhet rundt risikovurderingen. NVE foreslår blant annet hydrogeologiske undersøkelser (Blikra et al., 2013).

2 Problemstilling og målsetting

Problemstilling:

- Grunnvann kan være en faktor som påvirker ustabile fjellparti. Fjellmassiv kan ha komplisert oppbygging som kan være vanskelig å kartlegge. Undersøkelser av grunnvann som strømmer ut i kilder og vannstand i brønner vil gi mye informasjon om det geologiske mediet vannet strømmer gjennom. Ved å kombinere grunnvannsundersøkelser med overflatekartlegging kan det kaste nytt lys over den geologiske oppbyggingen av området og dermed være en del av grunnlaget for vurderinger av skredrisiko.

Som en del av oppfølging og anbefalinger fra tidligere geologiske undersøkelser av det ustabile fjellpartiet Stampa, tar denne masteroppgaven utgangspunkt i hydrogeologiske undersøkelser av fjellpartiet Joasete og nordover mot Høgsete. Det er også fokus på området i underkant av fjellpartiet, Bøen-Otternes-Vatnasteinane.

Målsetting:

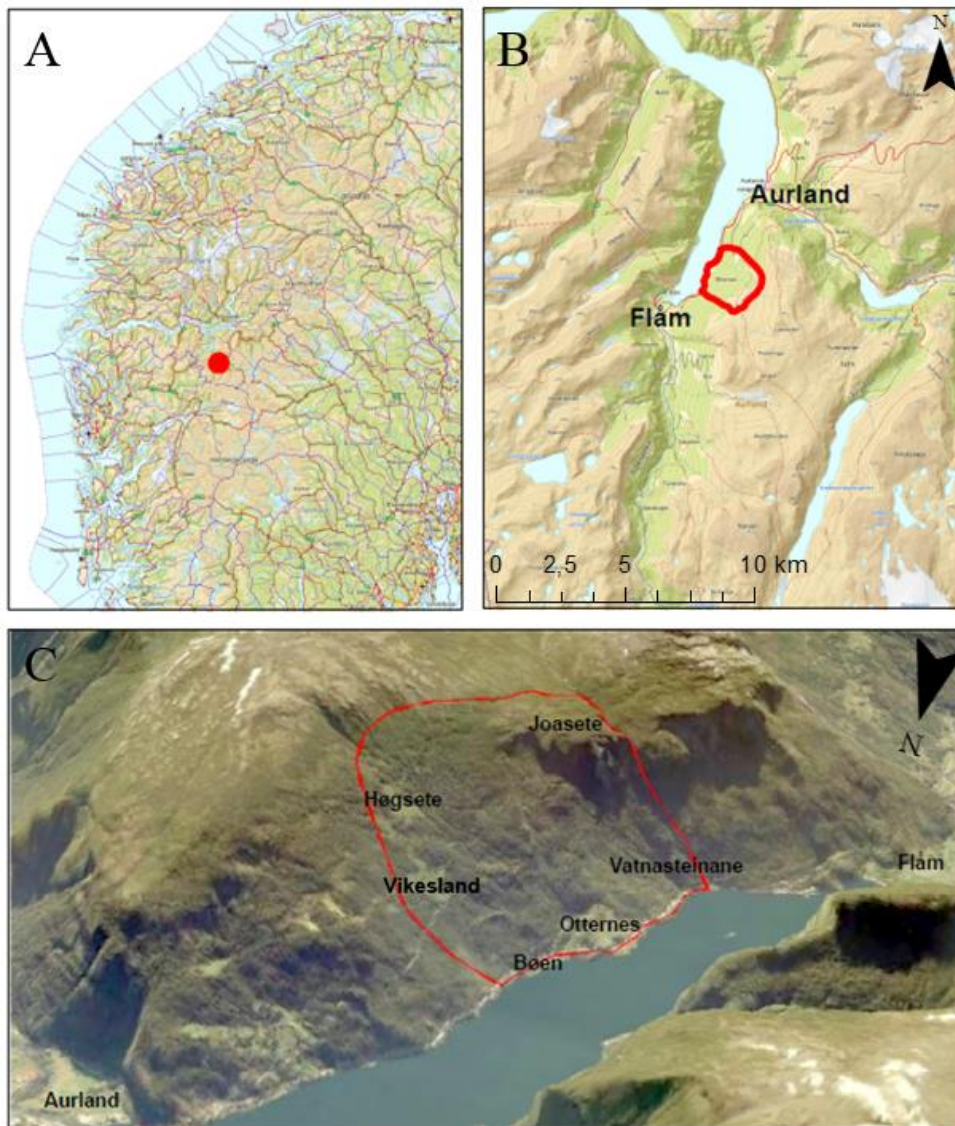
- Å kartlegge grunnvannsforholdene i løsmassene og sprekkesystemet, og undersøke om disse kan gi informasjon om geologisk oppbygging av området.

Det er et mål at undersøkelsene ved en senere anledning sammenlignes med NVEs bevegelsesdata fra bakkebasert radar (inSAR) og GPS av området. Slik kan grunnvannets rolle for fjellets bevegelse bli kjent.

3 Områdebeskrivelse

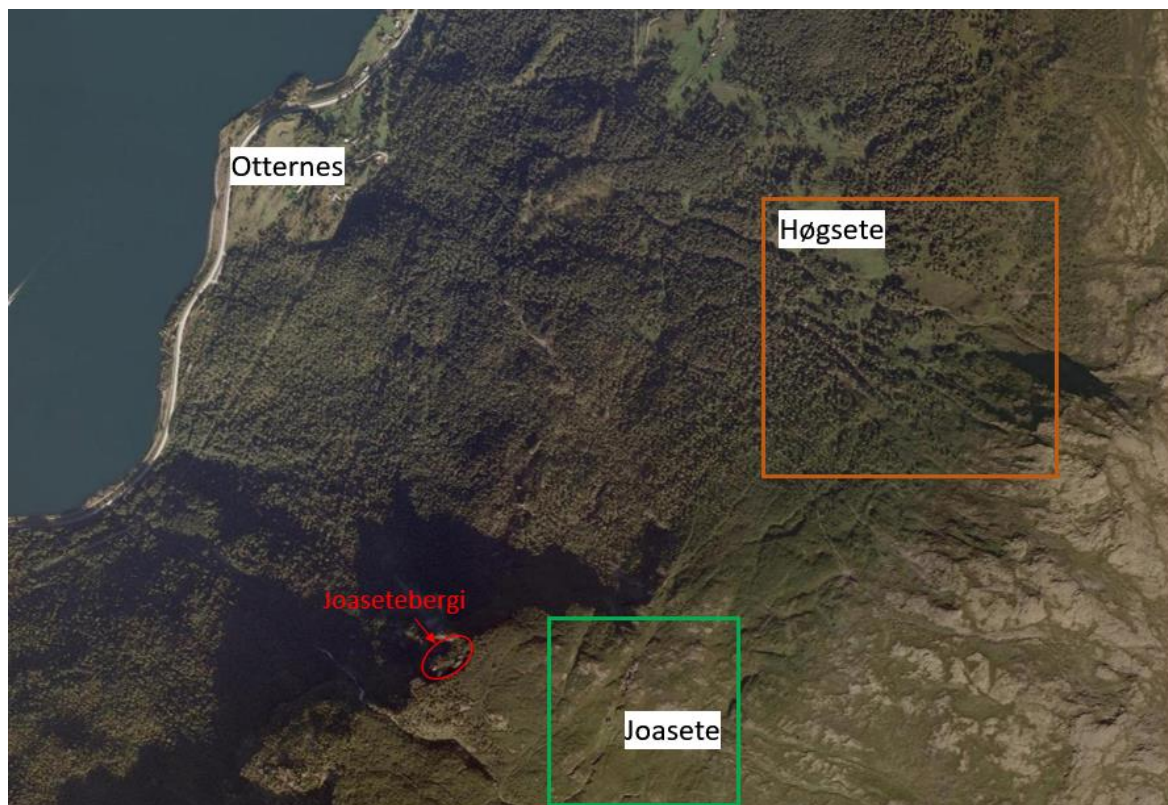
3.1 Topografi

Feltområdet ligger langs Aurlandsfjorden, mellom Flåm og Aurland sentrum i Aurland kommune, i Sogn og Fjordane (Figur 3.1). Det er mest fokus på øvre deler av området mellom Joasete-Høgsete som ligger 400-900 m o.h. samt Vatnasteinane-Otternes-Bøen som ligger 40-100 m o.h. Området mellom øvre og nedre del er vanskelig tilgjengelig og er lite undersøkt. Det undersøkte området er naturlig avgrenset av Markåna/Stampa (elv) i sør og gården Vikesland i nord. Fjordbunnen er ujevn med to grunner på kun 3 m u.h., og rundtliggende områder på 3-60 m u.h. Utenfor Bøen blir fjorden dypere >120 m u.h.



Figur 3.1 Rød prikk i kart A viser studieområdets plassering i Sør-Norge, kart B viser Aurlandsfjorden med Flåm i sør, og feltområdet i rødt. Ortofoto (3D) i C viser studieområdet innringet i rødt. Ortofoto er hentet fra www.norgebilder.no

Mange større lineamenter forårsaket av sprekker, forkastninger og skrenter, i tillegg til erosjonskanaler og åpne, skogfrie områder kommer tydelig frem på ortofoto (Figur 3.2). I øvre deler av studieområdet består skogen i stor grad av tett bjørkeskog. Midt i området på ca. 600 m o.h. er det mest furuskog med stedvis åpne områder med gress. I nedre deler, ned mot fjorden, er det mest løvskog.

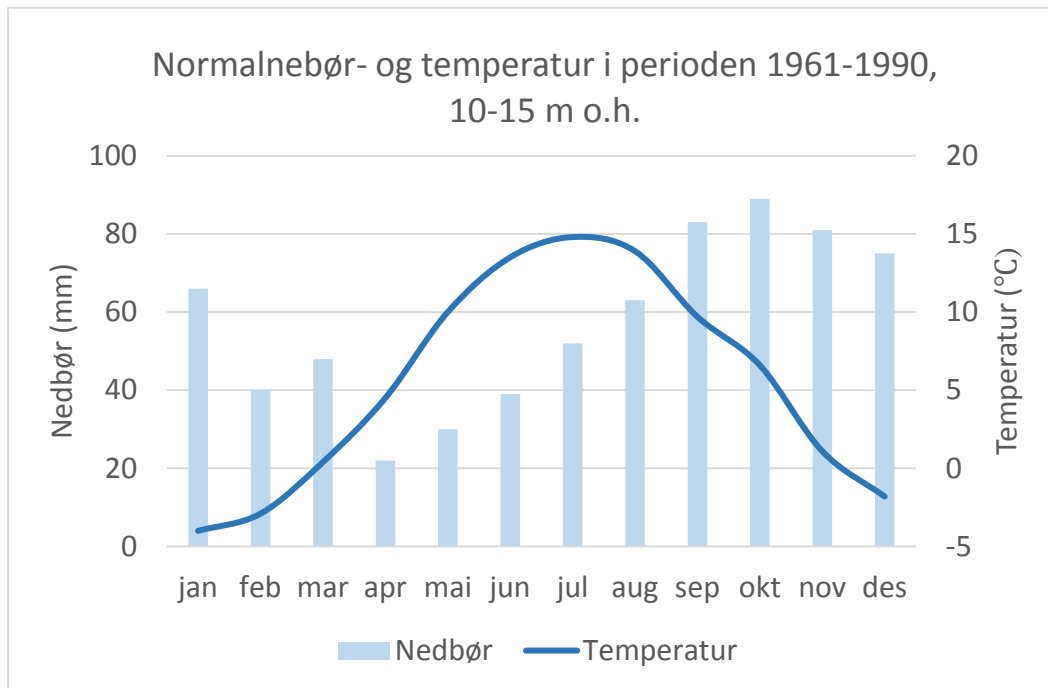


Figur 3.2 Lineamenter som sprekker og skrenter kommer tydelig frem på ortofoto (grønn firkant). Erosjonskanaler og åpne skogfrie områder er også tydelige (oransje firkant). Joasetebergi er markert med en rød ring.

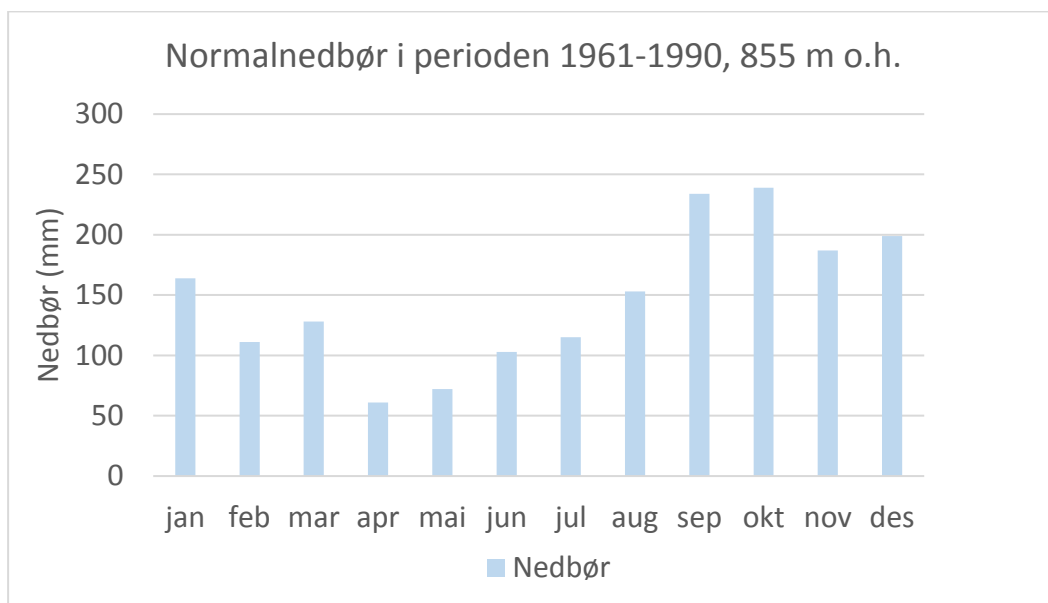
3.2 Klima og dreneringsforhold

I følge Rosenvold og Domaas (2017) er det store nedbørsforskjeller i Aurland kommune sammenlignet med andre kommuner i Vestlandsregionen. I Aurland øker nedbørsmengden med høydemeter, og er i hovedsak ikke knyttet til geografisk beliggenhet og topografiske forhold. Mellom 1961 og 1990 var gjennomsnittlig årlig nedbørsmengde på Aurlandsvangen (10 m o.h.) på 688 mm, og i Myrdal (855 m o.h.) på 1766 mm i året. Det er minst nedbør i april og mest i oktober. Temperaturen på Aurlandsvangen er høyest i juli og lavest i januar. Dataene er presentert i figur 3.3 og 3.4. For normalperioden 1971-2000 var det 200-400 cm

maksimal snødybde mellom Joasete og Høgsete, og 100-200 cm maksimal snødybde på Vatnasteinane-Otternes-Bøen (SeNorge, 2018).



Figur 3.3 Normalnedbør- og temperatur i på Aurlandsvngen i perioden 1961-1990. Kilde senorge.no, stasjoner 53700 og 53690.



Figur 3.4 Normalnedbør i Myrdal i perioden 1961-1990. Legg merke til at skalaen er forskjellig fra figur 3.3. Hentet fra eKlima (2018), stasjon 53410.

I feltområdet er det observert mange kilder og bekker. I tørre perioder kommer det tydelig frem at det infiltreres store mengder med vann i grunnen. Sør for feltområdet renner elven

Markåna (Figur 3.5). Det er ikke undersøkt hvorvidt vann fra denne elven infiltrerer noe sted, men Ingvar Vikesland, kjentmann (pers. medd. 31.01.18) forteller om observasjoner av at Markåna/Stampa kan ha en forsinket effekt av snøsmelting og ekstreme nedbørsperioder sammenlignet med andre nærliggende elver. Det er også observert at nedre deler av elven kan være tørr når det renner vann i elven sør for Joasete, og det tenkes at vannet da på et tidspunkt infiltrerer inn i fjellet (Domaas et al., 2002).



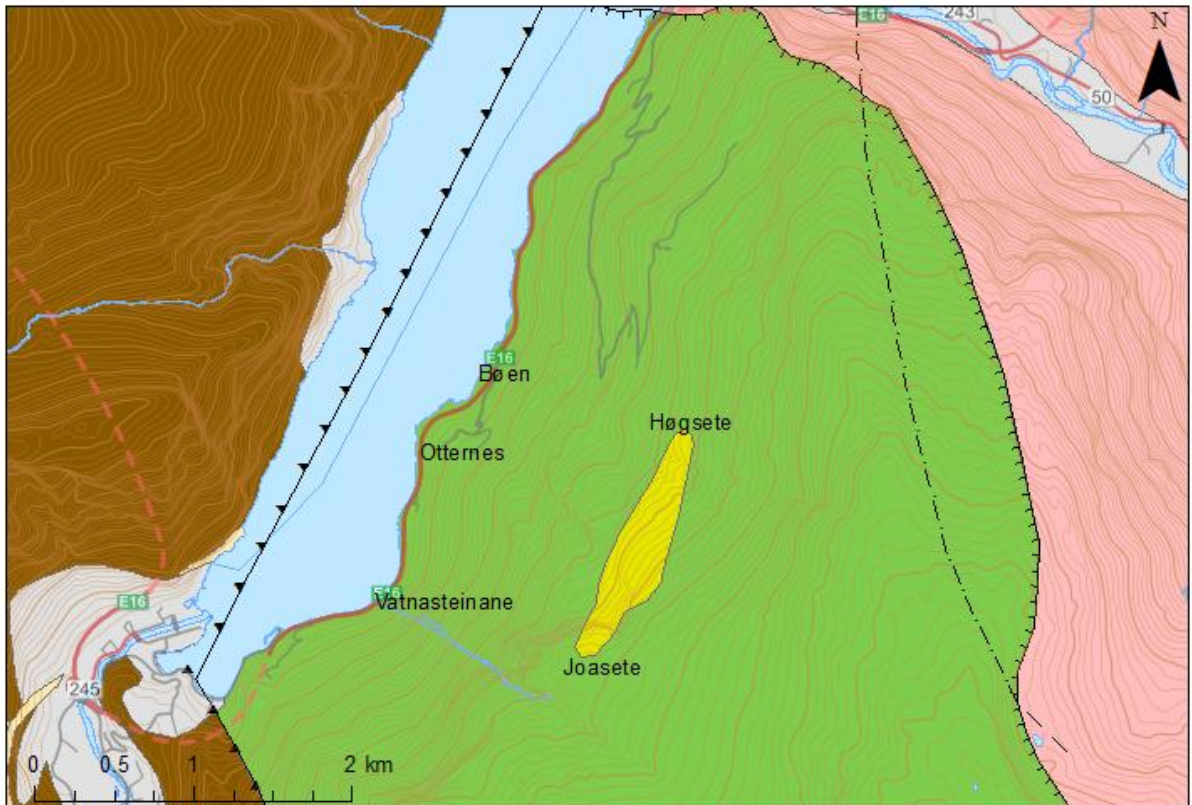
Figur 3.5 Elven Stampa/Markåna markerer sørgrensen av feltområdet.

3.3 Berggrunn

Berggrunnen i feltområdet består hovedsakelig av fyllitt (NGU, 2017a) (Figur 3.6). Fyllitten strekker seg fra sørlige deler av Aurland sentrum til Flåm sentrum. Ifølge Sigmond (1998) er det stedegen og overskjøvet fyllitt og glimmerskifter av kambrosilurisk alder som finnes i dette området. I midtre del av feltområdet er det en linse med kvartsskifer/kvartsitt. I felt er det observert sterkt oppsprukket og forvitret fyllitt. I Aurland sentrum og oppover dalen mot Vassbygdi er det gneis, migmatitt og granitt tilhørende det prekambriske grunnfjellet.

Midt i Aurlandsfjorden møter fyllitten det Undre Jotundekket. Det undre Jotundekket er en del av Jotun-Valdres-dekkekomplekset. Jotun-Valdres-dekkekomplekset består av Jotundekket som ligger underst med proterozoiske bergarter. Disse bergartene ble under den kaledonske fjellkjededannelsen skjøvet over de stedegne kambrosiluriske bergartene.

Øst for studieområdet, i bergartskillet mellom fyllitt og migmatitt, migmatittisk gneis finnes en skyveforkastning. Parallelt med forkastningen er det en bueformet sprekk, muligens forkastning eller knusningssone, som krysser skyveforkastningen to steder. Skyveforkastningen viser grensen mellom fyllittdekket og grunnfjellet.



Jotun-Valdres dekkekomplekset, bergarter fra proterozoisk og kambrosilurisk tid

- Gneis, ofte mangerittisk
- Kvartsitt, lokalt med amfibolitt

Stedegne og overskjøvne omdannede bergarter, vesentlig fra kambrosilurisk tid

- Fyllitt
- Kvartsskifer

Grunnfjellsbergarter, vest for Mandal-Ustaos-forkastningssonen, vesentlig fra tidlig- og mellomproterozoisk tid

- Gneis, migmatitt, granitt

Løsmasser

- Udifferensiert

Skyveforkastninger for dekker og dekkekomplekser

- Undre Jotundekket (Jotun-Valdresdekkekomplekset)
- Andre skyveforkastninger

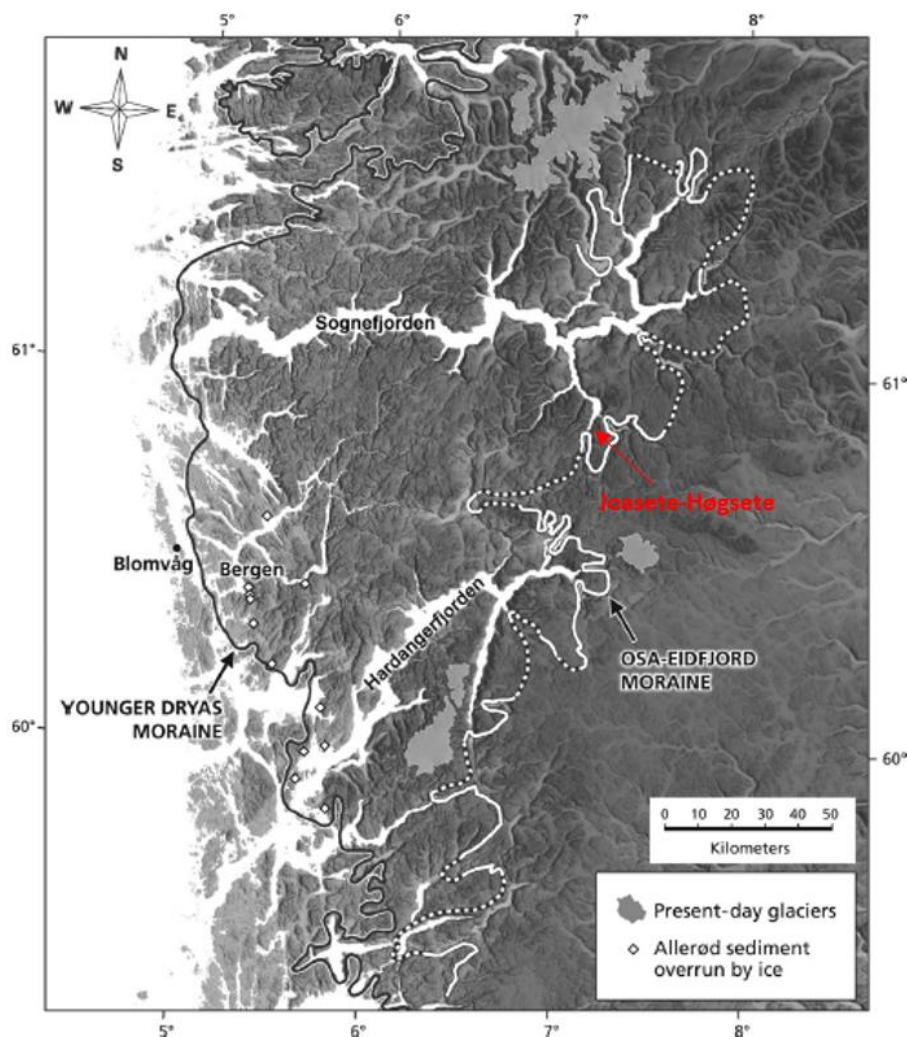
Andre grenser og symboler

- Sprekk, mulig forkastning, knusningssone

Figur 3.6 Berggrunnskart over feltområdet. Kartet er basert på NGU sine berggrunnskart, berggrunn N50 og berggrunn N250 med lineamenter (NGU, 2017a).

3.4 Kwartærgeologi

Glasiasjoner har utvilsomt spilt en stor rolle i utviklingen av fjordlandskapet i Sognefjorden (Nesje og Whillans, 1994) og generelt det norske landskapet vi har i dag. Under siste istids maksimum er brebevegelsen i studieområdet antatt å ha vært relativt uavhengig av topografi på grunn av isens tykkelse, og isen beveget seg i vestlig retning (Ottesen et al., 2005). Etersom klimaet endret seg og isdekket over landet ble tynnere, ble trolig topografien stadig viktigere for brebevegelsen, og på et tidspunkt har det ligget dalbreer i Flåmsdalen og Aurlandsdalen. Osa-Eidfjord-morenen er beskrevet av Anundsen og Simonsen (1967) og strekker seg blant annet langs indre deler av fjordene i Sør-Norge (Figur 3.7). Den usammenhengende morenen fra Flåm og videre nordøstover er tolket til å være fra samme breframstøt. Bergstrøm (1975) har datert denne isfrontavsetning til å være mellom 10 000-10 200 kal. år BP, mens Mangerud et al. (2013) har datert den til å være $11\ 000 \pm 100$ kal. år BP.

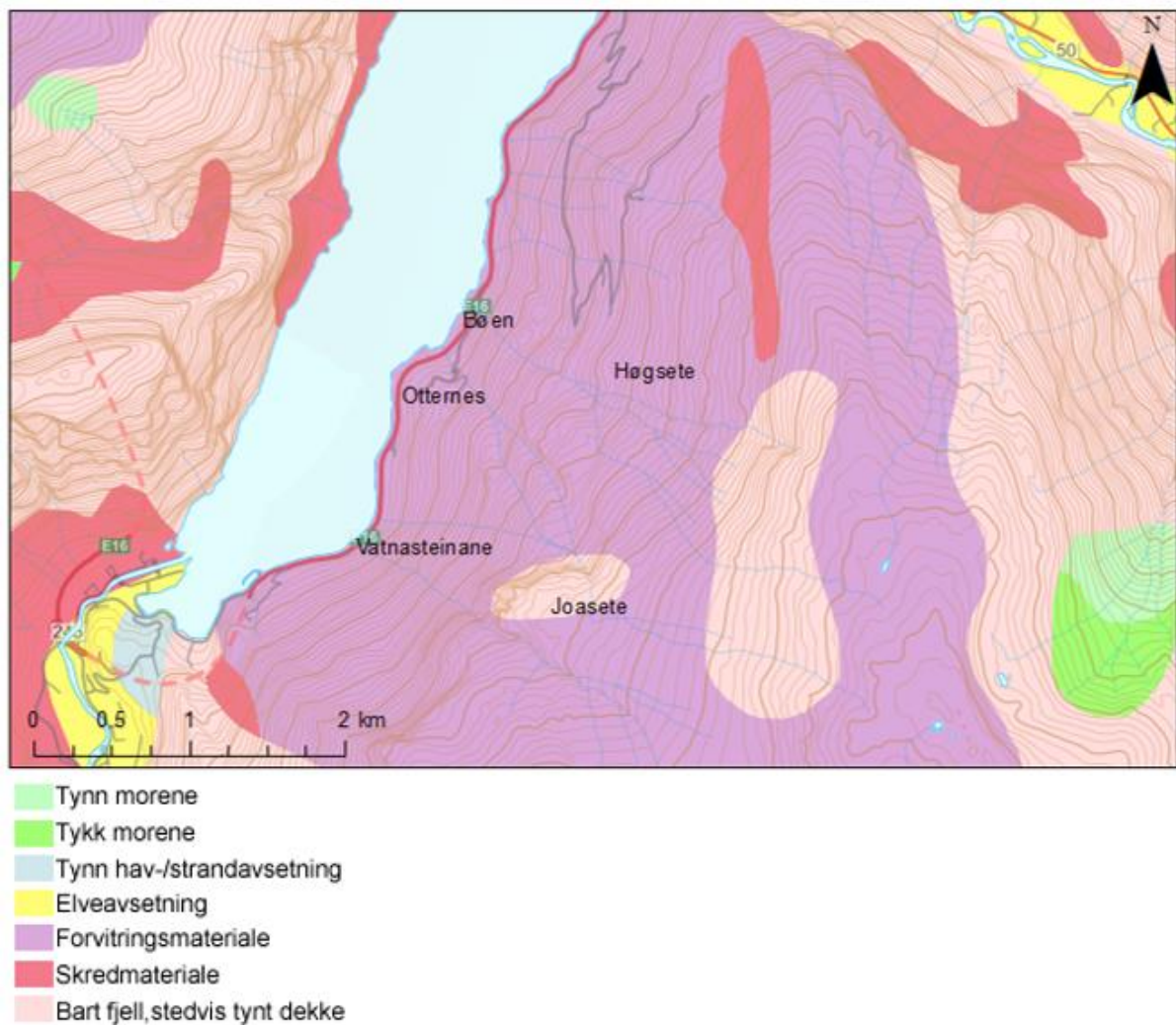


Figur 3.7 Mangerud et al. (2011) viser isfrontavsetninger i sørvest Norge. Feltområdet er markert med rød pil.

Deglasiasjonen resulterte i stor trykkavlastning på de bratte fjellsidene i området (Böhme et al., 2013). I tillegg til trykkavlastning var det også postglasial tektonisk bevegelse, landheving og kraftige jordskjelv i Norge (Dehls et al., 2000; Fjeldskaar et al., 2000). Alle disse faktorene har vært med på å utvikle geomorfologien vi finner i Vest-Norge i dag (Blikra et al., 2006). Domaas et al. (2002) spesifiserer at de store fjellkollapsene og dannelsen av store sprekker og gravitasjonsforkastninger i Aurlandsfjorden skjedde i forbindelse med isavsmeltingen for ca. 9500 år siden.

Flåmsdalen skifter retning fra NNV-SSØ til NNØ-SSV rett før den møter Aurlandsfjorden. I innersvingen av retningsendringen ligger Furekamben og Joasetebergi. Den gang det lå en dalbre her, må det ha vært store spennings- og trykkforskjeller langs dalen. I svingen har det trolig vært økt spenning og trykk langs fjellsidene under glasiasjon og derfor økt trykkavlastning under deglasiasjonen. Dette kan ha bidratt med å spreke opp fjellet (Böhme et al., 2013). Området bak innersvingen kan da ha ligget i le, noe som kan forklare mengdene og type løsmasser i området.

I følge NGU (2018b) sin kartdatabase (grov kartlegging) er marin grense i Aurlandsfjorden på 125 m o.h. og løsmassene i studieområdet beskrives som forvittringsmateriale (Figur 3.8). Det skal også finnes områder med bart fjell i studieområdet. Det er et lite område med skredmateriale et stykke nordover. På andre siden av fjorden er det mye bart fjell, samt større områder med skredmateriale. Flåm og Aurland sentrum består i stor grad av elveavsetninger. I mindre områder det skal finnes breelvavsetninger. Ellers er sentrumsområdene omringet av bart fjell vekslende med rasmateriale.



Figur 3.8 Kvartærgeologisk kart (NGU, 2018b).

3.5 Historiske skredhendelser

I følge NVE (2018) er det registrert tre skredhendelser på Otternes der en person mistet livet under hvert skred, i 1772, 1801 og 1828 (NVE, 2018). Det er også registrert flere nye skredhendelser i området, spesielt langs E16, der mesteparten er steinsprang ned på vei uten registrerte ulykker (Figur 3.9). Det er trolig steiner som har løsnet fra veiskjæringen. Domaas et al. (2002) har gjennomført batymetrisk kartlegging som viser at store deler av Aurlandsfjorden inn mot Flåm er dekket av skredavsetninger av stor mektighet. 1. oktober, 1985 gikk det ifølge Lied og Sandersen (1986) et stort flomskred i Markåna (Figur 3.9). Det la seg skredmasser i ca. 160 m bredde langs riksveien, inkludert en steinblokk på over 20 m³. Også i 1950 gikk det et relativt stort flomskred her. Sommeren 1979 ble det målt en lineær overflatebevegelse på 300 cm i uren under Joasete, og i siste halvår av 1979 ble det målt overflatebevegelse på 10 cm (Grimstad, 1980).



Figur 3.9 De tre hendelsene inne i rød ring er skredene der tre stykker mistet livet i 1772, 1801 og 1828. Rød pil markerer hvor flomskredet i 1985 gikk. Kartutsnittet er hentet fra www.atlas.nve.no.

4 Tidligere arbeid

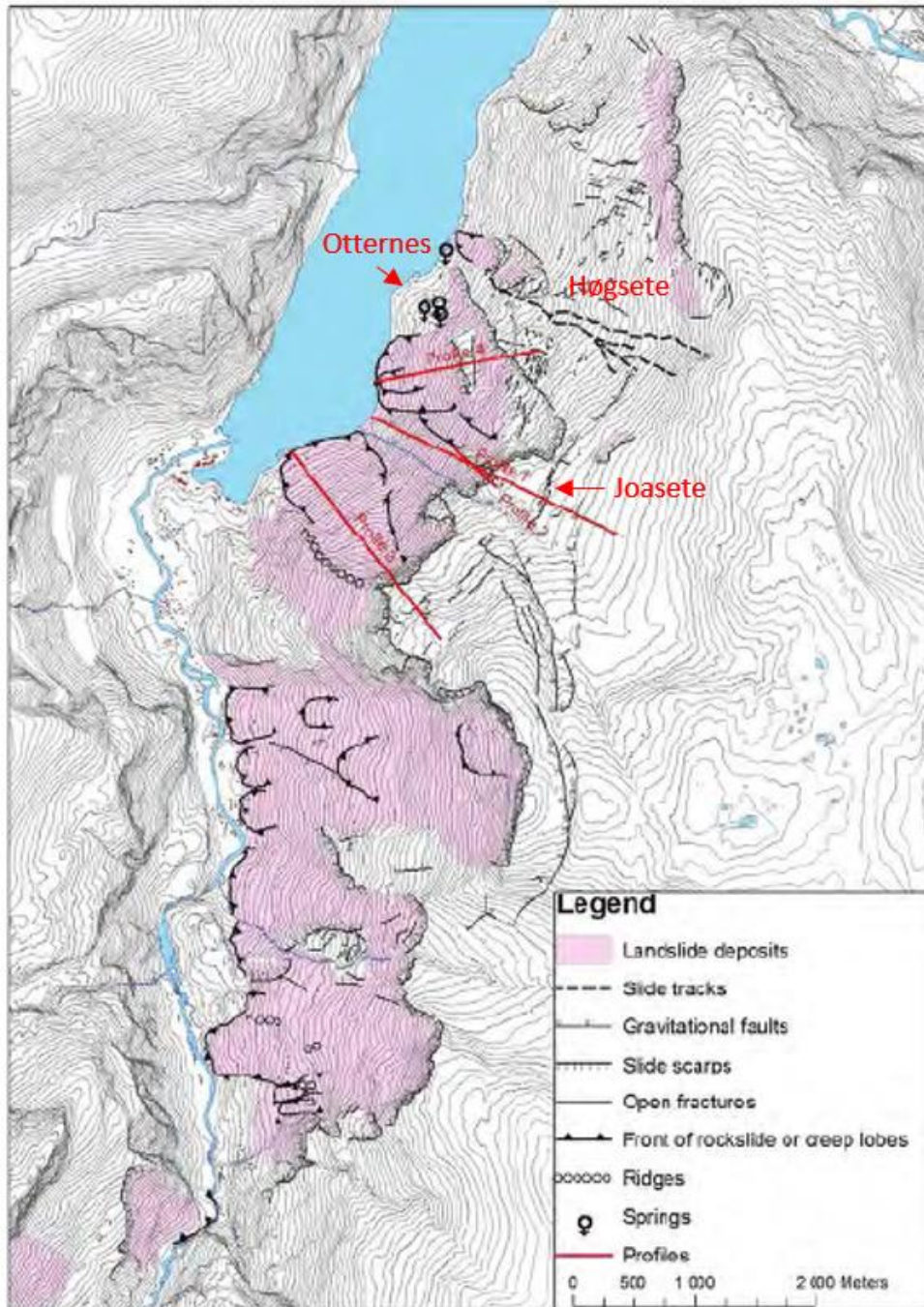
4.1 Undersøkelser gjort i studieområdet

Gjennom de siste årene er det gjort en rekke undersøkelser av den ustabile fylltitten i Flåmsdalen og Aurlandsfjorden. Blikra et al. (2013) har skrevet en sammenstillingsrapport fra det ustabile fjellpartiet og en oppsummering av de viktigste arbeidene som er gjort frem til 2013, samt anbefaling til videre arbeid.

Blikra et al. (2013) skriver at det første forskningsprosjektet ble gjennomført i samarbeid med Aurland kommune, Norges geotekniske institutt (NGI), NGU, Institutt for energiteknikk (IFE), E-CO Energi og Spilde Entreprenør i perioden 2000-2003. De fokuserte da på kartlegging og detaljerte undersøkelser av stabilitet og grunnvann. I 2005-2007 gjennomførte NGU i samarbeid med Sogn og Fjordane fylkeskommune, geologisk kartlegging og bevegelsesmålinger i fylltitten (Henderson og Blikra, 2008). Dette er et arbeid som ble videreført av NVE og NGU som en del av den statlige kartleggingen av ustabile fjellparti i Norge (Blikra et al., 2013). NGU og Northern Research Institute (NORUT) har prosessert og vurdert satellittbasert InSAR-data for å lokalisere bevegelse i fjellet (Dehls et al., 2012). Videre har NGU i samarbeid med Åknes/Tafjord Beredskap (ÅTB) med jevne mellomrom gjort feltnålinger med bakkebasert InSAR (Blikra et al., 2013). NGI har gjennomført geofysiske undersøkelser med 2D resistivitet og flymålinger av elektromagnetisme (AEM) i et forskningsprosjekt organisert av International Centre for Geohazards (ICG) (Pfaffhuber et al., 2010). SINTEF har vært involvert ved å evaluere eksisterende rapporter og anbefalinger til videre arbeid knyttet til stabilitetsanalyser av de ustabile områdene.

Høgskolen i Sogn og Fjordane (HISF) (nå Høgskolen på Vestlandet) har gjennomført forskningsarbeid relatert til grunnvann og geofysiske målinger (Brenne et al., 2011). NGU og Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU) har i et samarbeid med Universitetet i Lausanne hatt et PhD-prosjekt om fjellstabilitet, inkludert Stampa-Flåm-området (Böhme et al., 2013). Det er også skrevet to masteroppgaver ved Teknisk høgskole i Zurich (Swiss Federal Institute of Technology Zurich (ETHZ)) i samarbeid med NGU. Den ene masteroppgaven handler om å utvikle en modell for mulig reaktivering av løsmasser i underkant av Joasete (Clalüna, 2014) og den andre beskriver og studerer aktive fjellparti og tidligere skredhendelser blant annet i Flåm, Sogn og Fjordane (Pally, 2014). E-CO Energi har evaluert muligheten for storskala drenering i fjellpartiet for å redusere ustabiliteten i området (Blikra et al., 2013).

En detaljert LIDAR-skanning har blitt gjort i regi av Aurland kommune, som gav en høyt oppløselig digital terrengmodell (DTM). Blikra et al. (2013) brukte den nye terrengmodellen og eksisterende felldata til å lage et oppdatert geomorfologisk kart som blant annet viser skredavsetninger, fronten av skredavsetninger og åpne sprekker (Figur 4.1).



Figur 4.1 Geomorfologisk kart over Flåmsdalen og Aurlandsfjorden (Blikra et al., 2013).

De elektromagnetiske flymålingene gjort av NGI i 2009 viser blant annet at det er høye resistivetsverdier i den deformerte fyllitten, og lave resistivetsverdier i den udeformerte

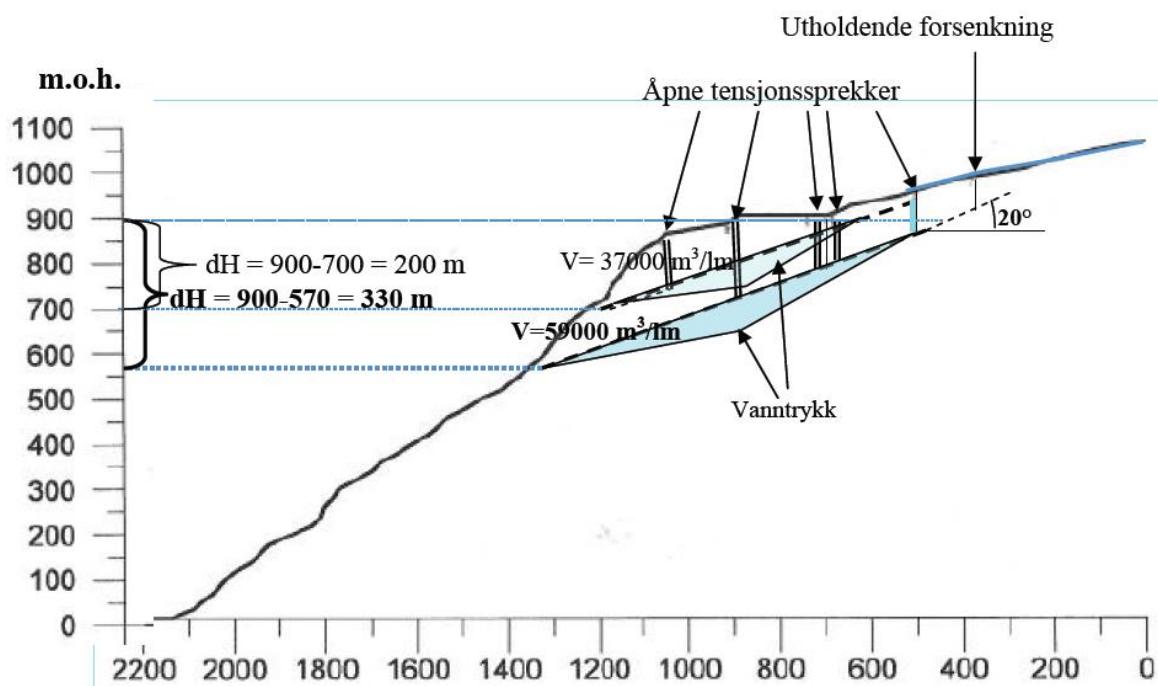
fylltitten på Joasete (Pfaffhuber et al., 2010). Det ustabile området er sterkt oppsprukket og det ser ut til å påvirke resistiviteten (Blikra et al., 2013). Dette viser videre at området er godt drenert. I 2011 ble det skrevet en bacheloroppgave ved Høgskolen i Sogn og Fjordane for å få en bedre forståelse for det hydrogeologiske systemet på Joasete. Det er blant annet observert infiltrasjon av vann i bekken Joasetegrovi i baksprekken på Joasete, og at området er godt drenert. Baksprekken, som også utgjør en grabenstruktur, er antatt å avgrense det ustabile fjellpartiet mot øst. En baksprekk er bakre avgrensing av løst fjell og en grabenstruktur er en innsynkning mellom to forkastninger. Graben-området er karakterisert av løse blokker, hulrom og oppknust materiale. Brenne et al. (2011) fant at det er 100 % infiltrasjon av vann i bekken ved lav vannføring (4 l/s), og at det var 16-17 % infiltrasjon av vann ved høy vannføring (27,5-105,2 l/s). Maksimal infiltrasjon var ved høy vannføring (snøsmelting), og målt til å være 17,8 l/s. De målte også den elektrisk konduktivitet i kilder på Otternes til å ligge mellom 225-273 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Målinger gjort av Statens vegvesen i forbindelse med planer for opprustning av Rv 50 viser at grunnen langs fjorden mellom Otternes og Kolakaaien (Aurland sentrum) består av løse til middels faste toppmasser over mer faste, velgraderte steinholdige masser (Skotheim, 1993). Ved en av prøvelokalitetene er det mer enn 20 m med løsmasser. Det øverste laget er middels fast, så blir det grovere nedover. De dypeste lagene er faste og har betydelig innhold av steiner og blokker. Skotheim (1993) har beskrevet de faste massene som moreneaktig materiale, og Blikra et al. (2013) har tolket dette til å være skredavsetninger.

Domaas et al. (2002) har gjort hydrogeologiske undersøkelser i Holo i Flåmsdalen. De fant at det ligger kompakte skredavsetninger, eller muligens morenemateriale under et 1-17 m tykt lag med skredmateriale i området. Overflatelaget regnes å være tørre avsetninger, mens underliggende lag med kompakt materiale regnes å være vannmettet. Dette kan føre til artesiske trykk i grunnvannet. Den elektriske konduktiviteten til grunnvannet i et av borehullene ligger mellom 135-182 $\mu\text{S}/\text{cm}$ i mai-juni. Dette kan være nyttig informasjon også for Joasete som er en del av det store komplekset. Resultatene viser at skredmassene kan være impermeable, og at under snøsmelting og kraftige nedbørsperioder kan det oppstå artesiske trykk. Dette kan være viktig for stabiliteten av disse løsmassene som ligger i underkant av løse fjellparti og blokker.

I 2016 utførte Henriksen og Dale (2016) videre undersøkelser av fjellpartiet Stampa-Joasete for å se på de hydrogeologiske forholdene. Det ble kartlagt syv kilder mellom Joasete og fjorden mellom 300 – 50 m o.h. Gjennomsnittlig vannføring per kilde ble anslått til å være 5 – 12 l/s samlet og elektrisk konduktivitet til å være 237 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Det ble også gjort undersjøiske undersøkelser i Aurlandsfjorden nedenfor det ustabile fjellpartiet. Henriksen og Dale (op. cit.) fant at det mest sannsynlig finnes tre undersjøiske ferskvannskilder i fjorden. De vurderte at dette var noe av det vannet som opprinnelig infiltrerte på Joasete, og at dette kunne ha en oppholdstid i fjellet på 5½ - 6 måneder. Videre ønsket de å utføre vannføringsmålinger av kildene på land, og grundigere undersøke undervannskildene, og de anbefalte bruk av isotoper som verifikasjon av vannets oppholdstid.

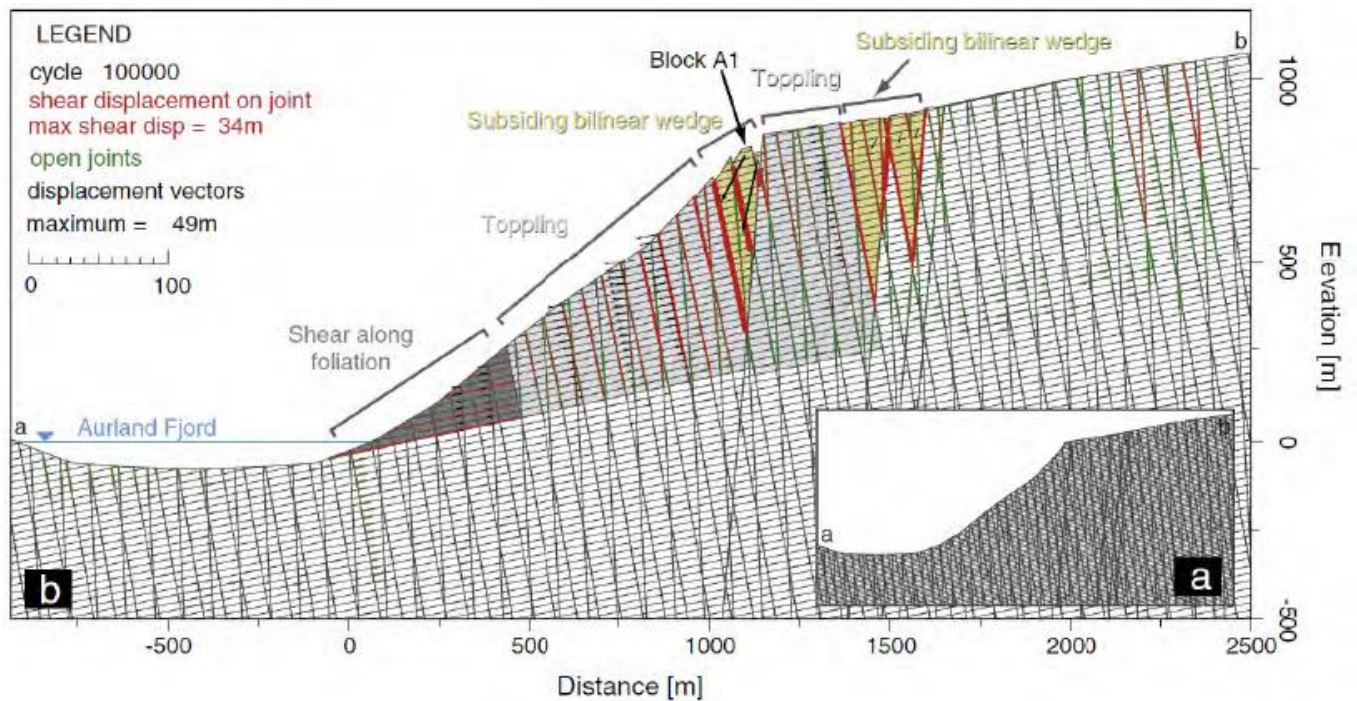
Grimstad (2008) har gjennomført en stabilitetsanalyse av Joasete og har kommet frem til at fjellpartiet er stabilt under tørre forhold, men kan være ustabil når det er maksimalt vanntrykk i sprekke (Figur 4.2). Beregningene til Grimstad (2008) tilsier at dersom vanntrykket bygger seg opp til 1,65 MPa midt mellom inntak og utløp, skjer det en tetting av vannets drenerasje som fører til svak drenering gjennom fjellpartiet. Glideplanet vil da få et hydrostatisk vanntrykk tilsvarende høydedifferansen i glideplanet ($dH=330$ m) og gjøre det ustabil.



Figur 4.2 Grimstad (2008) sin modell for beregning av vanntrykk og volum. Maksimalt vanntrykk er satt til å være 1,65 MPa. Dette fører til høyt hydrostatisk vanntrykk som gjør fjellpartiet ustabil.

Böhme et al. (2013) har laget to numeriske modeller, en som modellerer fjellet før og etter et historisk skred, og en som vurderer bruddmekanismene. Den konseptuelle modellen for bruddmekanismer har følgende mekanismer (Figur 4.3):

1. Utveltingskomponent for hele det ustabile området
2. Dannelse av flere grabenstrukturer
3. Glidning langs foliasjonsplan i bunnen av skråningen.

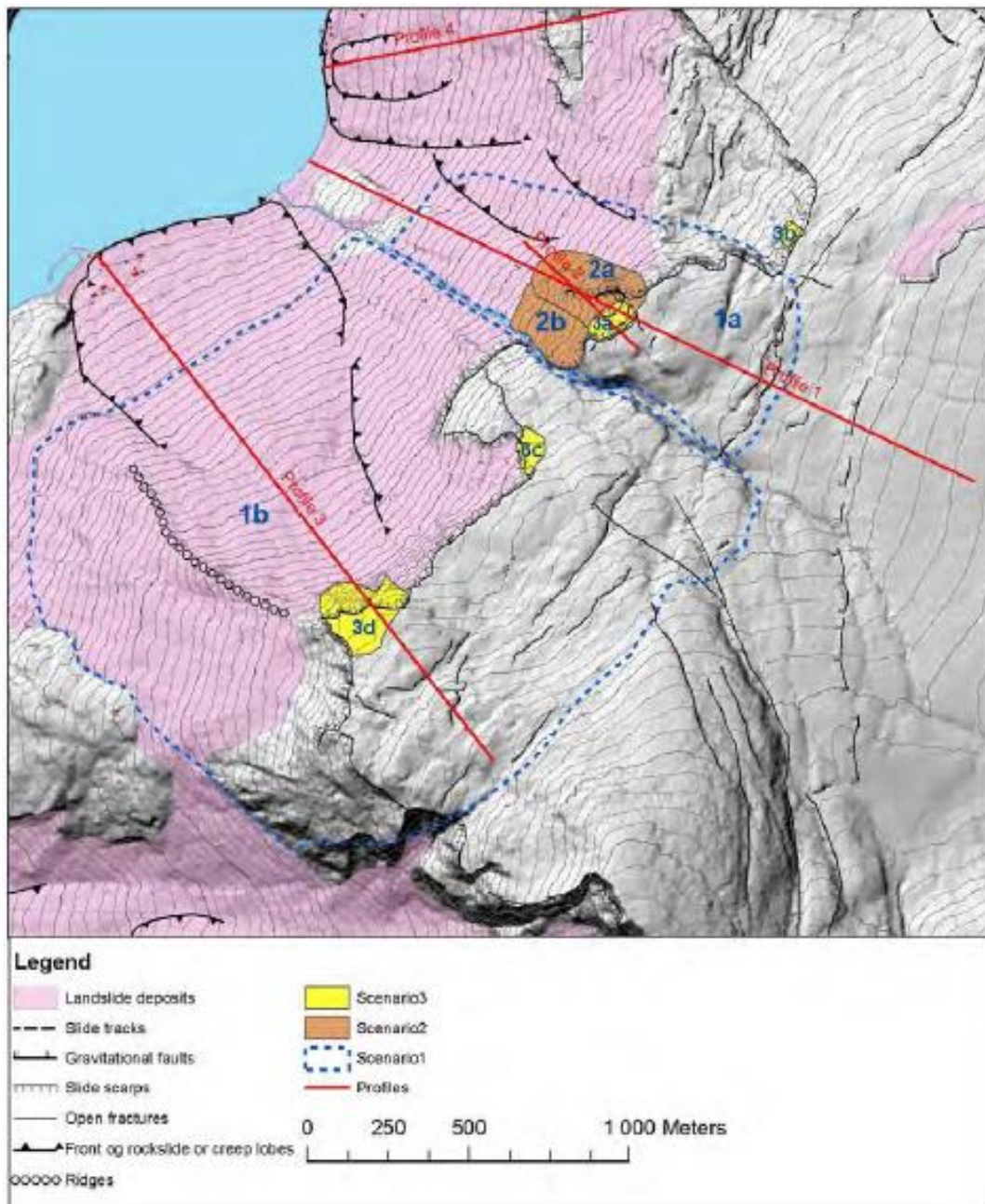


Figur 4.3 Konseptmodellen til Böhme et al. (2013). a) er startmodellen for simuleringen, mens b) er resultatet. b) viser morfologien observert i felt, med blokk A1 avgrenset av skråningen med mot fjorden og en grabenstruktur bakover. De grønne områdene er åpne utveltingsområder. Tykkelsen på de røde linjene representerer skjærbevegelse, tykkere linjer for større forskyvning. Det er bare noen forskyvningsvektorer som er demonstrert for å vise de viktigste egenskapene til forskyvningsmønsteret.

I følge Blikra et al. (2013) kan Grimstad (2008) ha brukt urealistisk høyt vanntrykk, mens Böhme et al. (2013) ikke har brukt vanntrykk i modellen sin. De brukte også forskjellige verdier for fallet til foliasjonen. Det er for lite felldata om berggrunnsstrukturer og hydrogeologiske forhold til å forstå stabilitetsforholdene og bruddmekanismene i fjellpartiet fullt ut (Blikra et al., 2013).

Blikra et al. (2013) har oppdatert et tidligere utarbeidet kart som viser ulike scenarier for fjellskred i det ustabile fjellpartiet (Figur 4.4). De ulike scenarioene for fjellskred er navngitt 1A-3D. Blikra et al. (2016) anser bare scenario 3A (Joasetebergi) og 3B som sannsynlige.

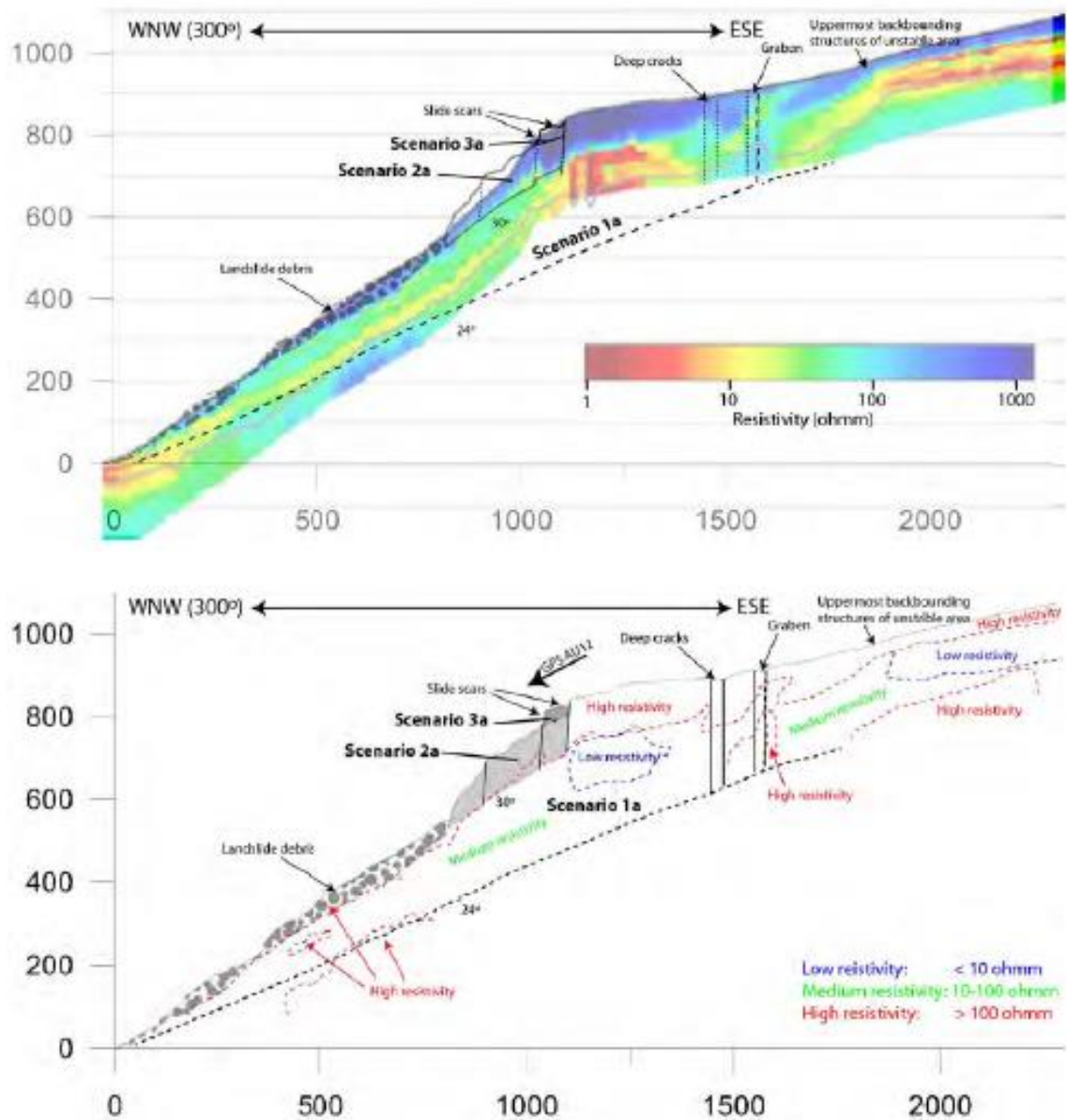
De har fareklasser innenfor middels og høy, der scenario 3A har et volum på 280 000 m³ og kan nå fjorden ved utrasing og generere tsunami.



Figur 4.4 Denne figuren presenterer ulike scenarier for fjellskred. Scenario 3A i midten oppe til venstre er Joasetebergi. Figuren er hentet fra Blikra et al. (2013).

Figur 4.5 viser et tverrprofil som går gjennom Joasete. Profilet går fra 1080 m o.h., forbi Joasete og ned til fjorden. De øverste 100-150 meterne av toppen av skråningen viser høy resistivitet. Videre nedover blir den vesentlig lavere. Resistivitet måles i elektrisk motstand og er i stor grad knyttet til om fjellet/løsmassene er vannmettet eller ikke. Under grunnvannsspeilet er generelt resistiviteten lavere for samme geologiske forhold enn over. At

resistiviteten er så høy på toppen kan tyde på tørt, oppsprukket fjell, mens lavere verdier nedover i dypet kan tyde på tilstedeværelse av vann.



Figur 4.5 Den øvre figuren viser et profil fra resistivitetsmålinger gjort av Pfaffhuber et al. (2010). Den nedre figuren viser omtrentlig samme profil (profil 1 figur 4.3), men den avviker litt fra den øvre figuren akkurat ved kanten på det ustabile fjellpartiet. Figuren er hentet fra Blikra et al. (2013).

4.2 Undersøkelser i andre områder med ustabile fjellparti

I Crosta og Agliardi (2003) beskrives Ruinon som er et aktivt skredområde i Italia som kan sammenlignes med Joasete. Fjellsiden ligger i en bre- og elveerodert dal. Det aktive området er utviklet i sterkt foldet, pre-permisk fyllitt, og nedre deler av området består av skredavsetninger (Crosta og Agliardi, 2003). Det er en del av et større område utsatt for gravitasjons-deformasjon. Det er spesielt aktivt i perioder med mye nedbør. InSAR-data viser at området beveger seg mellom 7-25 mm pr. år.

Gamanjunni 3 i Manndalen i Kåfjord kommune er et annet eksempel på et ustabil fjellparti i Norge. I følge Böhme et al. (2016) beveger Gamanjunni 3 seg opp til 50 mm/år og er dermed blant de mest aktive ustabile fjellsidene i landet. De dominerende bergartene her er granatbiotitt-amfibolitt-førende glimmerskifre. På grunn av at hele partiet har beveget seg 150 m antas det at partiet har en velutviklet glidesone. Veslemannen i Romsdalen, Rauma kommune, er et ustabil fjellparti som har vært mye omtalt i media de siste årene på grunn av stor bevegelse. 22. oktober 2014 var bevegelsen i fjellpartiet oppe i 3,5 mm/døgn i øvre deler og 1 mm/døgn i nedre deler da politiet iverksatte evakuering i faresonene basert på Åknes/Tafjord Beredskap (ÅTB) sin statusrapport (Blikra og Øvrelid, 2014). Fjellpartiet er i stor grad knyttet til vanntilførsel, har vært igjennom flere akselerasjonsfaser, og det er ventet at partiet vil rase ut (Skrede et al., 2015). I oktober 2017 forsøkte NVE å utløse deler av Veslemannen med vanntilførsel (NVE, 2017). Det gikk flere steinsprang men de lyktes ikke med å løse ut et større skred.

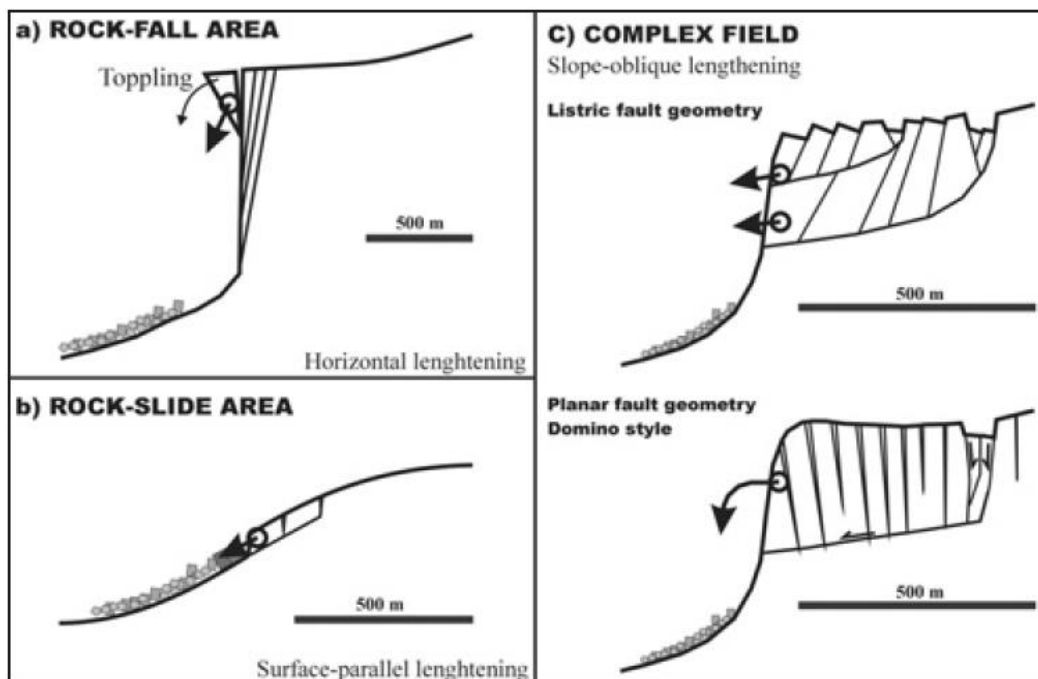
5 Teori

5.1 Fjellskred

Skred er en naturlig geologisk prosess der tyngdekraften, ofte sammen med andre mekanismer, fører til utrasing av materialer. Skred i fast fjell med et volum over 100 000 m³ klassifiseres som fjellskred (Devoli et al., 2011; NVE, 2015). Høst (2006) skriver at det er fjellskred mot fjorder og innsjøer som historisk har forårsaket de største naturulykkene vi kjenner i Norge. Vannvolumet som forflyttes i forbindelse med tsunami er betydelig større en skredets volum, da det dannes en luftlomme i vannet i tillegg. I følge Oppikofer et al. (2015) er det strukturgeologiske forskjeller på en ustabil- og mulig ustabil fjellside. En ustabil fjellside vil ofte ha tegn til bevegelse, som åpne baksprekker, åpenbare avgrensinger av fjellpartiet og deformasjon i fjellet. Alle disse strukturene er ikke nødvendigvis å finne i en mulig ustabil fjellside.

5.1.1 Utløsningsområder

Basert på tidligere deformasjonsmønstre i fjellskred, deler Braathen et al. (2004) utløsningsområder inn i tre grupper; (a) utveltingsområde, (b) utglidningsområde og (c) komplekse områder (Figur 5.1). Kriteriene for grupperingen er strukturgeologisk geometri og deformasjonstype.



Figur 5.1 Utløsningsområder for fjellskred (Braathen et al., 2004). Stampa er et komplekst område (C). Langs skrentene i området er det også aktuelt med utvelting av blokker (A).

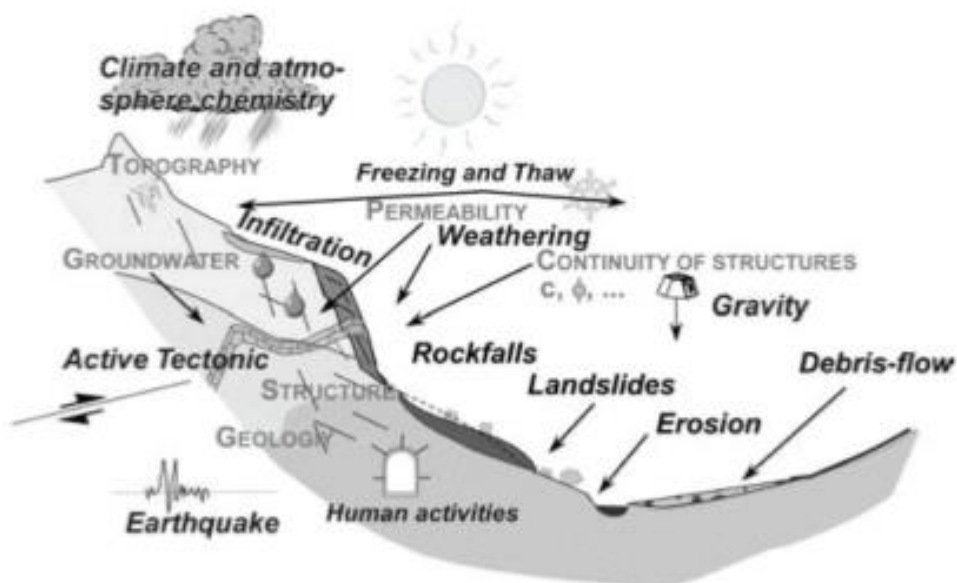
Et utveltingsområde er ofte i et bratt fjellparti med en helningsgradient på $>60-75^\circ$. Det er karakterisert av enkeltblokker som avgrenses fra fast fjell av vertikale sprekker som er parallelle med fjellsiden. I noen tilfeller kan totalt avgrensede blokker midlertidig stabiliseres av kun friksjonskrefter langs sprekkeplanet.

Utglidningsområder finnes i mindre bratte fjellparti, med en helningsgrad på $<45^\circ$. Slike områder finnes ofte der det er svakhetssoner som foliasjon, bergartsgrenser og tidligere sprekker orientert sub-parallelt med fjellsiden. Dersom man har reaktivert bevegelse langs et glideplan, kan det føre til deformasjon på overflaten.

Komplekse områder er vanligvis større enn 1 km^2 og har et dyp på fra 20 til flere hundre meter. De består av flere løse blokker, og er delvis karakterisert til å ha en kaotisk og ujevn overflatemorfologi. Helningsgraden er forholdsvis lav i disse områdene, selv om den ofte øker ned og ut mot fjorden/dalen. Komplekse områder har et innviklet deformasjonsmønster, der området ofte kan være delt inn i flere mindre partier med ulike egenskaper. Eksempelvis er Ramnanosi-Furekamben-Joasete er et komplekst område.

5.1.2 Utløsningsmekanismer

Det er flere faktorer som påvirker et fjellpartis stabilitet. Faktorer som motvirker utglidning kan være friksjon mellom løse blokker og fast fjell. En faktor som medvirker til utglidning er tyngdekraften. I tillegg til disse faktorene, har man ulike interne og eksterne parameter (Figur 5.2).



Figur 5.2 Her vises eksterne parameter (svart kursiv) og interne parameter (grå blokkbokstaver) for utløsning av skred (Jaboyedoff et al., 2005).

Jaboyedoff et al. (2005) beskriver interne parameter som skråningens egenskaper. Egenskapene kan utvikle seg over tid under påvirkning av eksterne parameter. Bergartstype er en intern parameter som har betydning for fjellets styrke og motstandsdyktighet mot forvitring. Videre er deformasjon og andre variasjoner i fjellets struktur viktige parametere da de kan utvikles til svakhetssoner. Sprekker, hyppighet og størrelse, kan avgrense områder fra fast fjell og på den måten være med på å definere ustabile fjellparti. Permeabilitet, evne til å transportere vann, er en avgjørende faktor for stabilitet da poretrykk minsker friksjon langs et glideplan.

Braathen et al. (2004) beskriver flere eksterne utløsningsmekanismer: Seismisk aktivitet, vanntrykk og smøring av glideplan, glasial trykkavlastning og frost-relaterte prosesser.

Seismisk aktivitet

Historisk sett har jordskjelv utløst mange fjellskred (Solonenko, 1976). Norge er ikke av landene som normalt sett utsettes for jordskjelv med betydelig styrke, og er derfor ikke av landene som blir hardest rammet. Men det forekommer jordskjelv av moderat styrke som kan utløse skred, eller utvikle komplekse områder. For at et fjellskred skal utløses av jordskjelv, må magnituden på skjelvet ifølge Jibson (1996) være minimum M 5-6. I følge Norsar (2017) er det historisk registrert 27 jordskjelv i/nær Norge med en styrke på mer enn M 5. Det sterkeste skjelvet skjedde 100 km nordvest for Jan Mayen i 2012 og hadde en styrke på M 6,6. Ellers synes det å være størst jordskjelvaktivitet på Vestlandet og i Nordsjøen, men også i Nordland, Finnmark og på Østlandet oppstår det mange jordskjelv.

Glasial trykkavlastning

Glasiale prosesser kan påvirke fjellets stabilitet. Brebevegelse langs dalfører og fjorder fører til erosjon og dannelse av bratte fjellsider. Vekten av isbreer presser jordskorpen ned, og støtter opp bratte fjellsider. Deglasiasjon fører til landheving og trykkavlastning av fjellsidene, og dermed oppsprekking av berggrunnen.

Frost-relaterte prosesser

Frostsprenning forekommer når vann fryser i sprekker. Dette fører til store spenninger da vannet utvider seg når det fryser. Ved gjentatte tine-fryse-prosesser kan dette føre til at sprekker utvider seg. Dette er en prosess som utgjør en fare for avløsning av mindre blokker. Komplekse områder trenger sterkere faktorer som utløsningsmekanisme. Permafrost som tiner er en slik faktor. I høyfjellsområder er permafrost en nøkkelfaktor for stabilitet av steile

fjellsider (Hanssen-Bauer et al. (2015); Steiger et al. (2016)). Det betyr at klimaendringer kan påvirke stabiliteten av fjellpartier når is smelter i fjellsprekker.

Vanntrykk og smøring av glideplan

Det er kjent at vann spiller en vesentlig rolle i massebevegelser, enten ved nedbryting av mineraler, eller som smøremiddel. Økt poretrykk fører normalt sett til redusert effektiv normalstress, og dermed reduseres også skjærstyrken til sprekkeplanet. Variasjoner i vanntrykk skaper derfor en usikkerhet rundt stabiliteten til et fjellparti. For eksempel så er stabiliteten til det ustabile fjellpartiet Veslemannen i Romsdalen i stor grad knyttet til vannføring (Skrede et al., 2015).

5.1.3 Sekundæreffekter av fjellskred

Tsunami

Dersom fjellmasser med et volum over $\sim 30\,000\text{ m}^3$ treffer en vannoverflate, kan en flodbølge med en oppskyllingshøyde på mer enn 100 m oppstå (Devoli et al., 2011). En slik bølge har stor hastighet og mye energi, og sprer seg slik at den ikke bare gjør skade lokalt, men også langt borte. Det er flere ustabile fjellparti i Norge i dag som kan føre til flodbølge dersom store fjellmasser raser ut. Det mest omtalte fjellpartiet er Åknes.

Oppdemning av elver

Skred kan føre til oppdemning av vann dersom skredavsetningene blokkerer et vassdrag (Devoli et al., 2011). Dette kan føre til oversvømmelser bak demningen, og ved et eventuelt dambrudd får man flom nedstrøms. Av slike demninger svikter vanligvis 80% av dem i løpet av det første året (Devoli et al., 2011).

5.1.4 Overvåking- og varslingsystemer av ustabile fjellparti

Overvåking

Erfaringer tilsier at forut for et fjellskred har man en akselererende bevegelse i fjellet (Eikenæs, 2015). På denne måten kan man varsle fjellskredene hvis man har tilstrekkelig med observasjoner. I de ustabile fjellpartiene med antatt størst skadepotensial, overvåkes derfor bevegelse kontinuerlig. Fjellpartiene i Norge som overvåkes har omfattende instrumentering. Eksempler på instrumenter er bakkebasert- og satellittradar, laser, elektroniske vinkelmålere, strekkstang, GPS, totalstasjon, borehullsensorer, værstasjoner (NVE, 2015). Alle fjellpartiene som overvåkes har flere uavhengige målesystem. Måledata sendes til beredskapssentrene der

geologer analyserer dataene. Joasetebergi overvåkes med strekkstang, wire ekstensometer, totalstasjon robot, bakkebasert radar og inSAR satellitreflektorer (Kristensen og Bergeng, 2018).

Farenivå

Fjellpartiene har til enhver tid et farenivå. Eikenæs (2015) deler farenivåene inn i fire: grønn, gul, oransje og rød. Grønn er lav, gul er moderat, oransje er høy og rød er ekstrem fare. Den viktigste faktoren er fjellets bevegelse, og bestemmer derfor farenivå. Grønt farenivå utgjør normalsituasjonen. Ved gult farenivå er det økt fare for skred, og det forberedes til høyere beredskapsnivå. Det er først ved oransje farenivå man har så stor sannsynlighet for skred i nær fremtid at kommunen begynner setter i gang beredskap ved å flytte barnehager, skoler, stenge skipstrafikk o.l. Ved rødt farenivå varsler NVE blant annet kommuner, politi og fylkesmannen (Eikenæs, 2015), og evakuering skal være fullført senest innen 12 timer etter at farenivået er satt (Byggteknisk forskrift (TEK17), 2017, §7-4). På dette farenivået skal et forestående skred være svært sannsynlig.

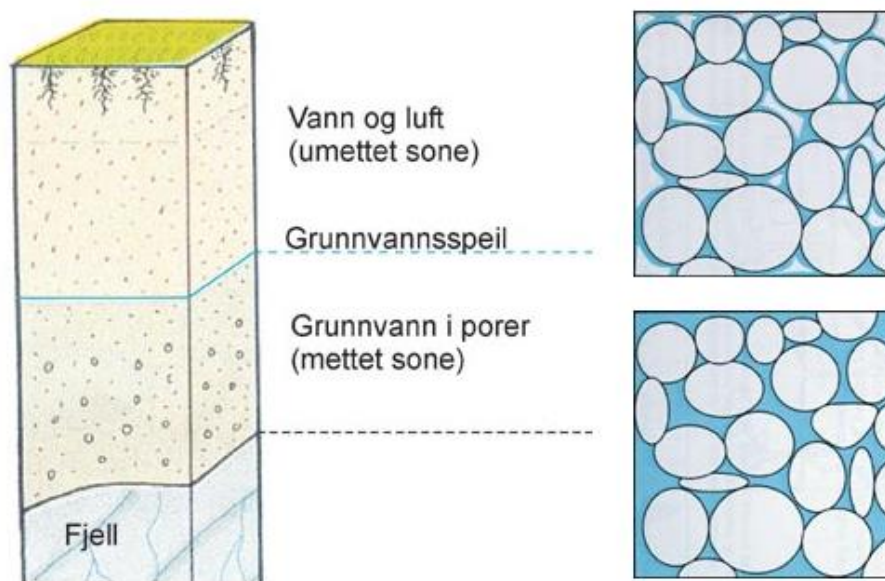
5.1.5 Effekter av klimaendringer

At klimaet endres over tid, er en naturlig prosess. At det endres med den hastigheten vi ser i dag, er muligens ikke like naturlig. Endringer vi har sett de siste årene tyder på høyere temperaturer, og mer nedbør og vind i fremtiden (Hanssen-Bauer et al., 2015). Spesifikt for Sogn og Fjordane beregner KSS (2016) årsnedbøren til å øke med ca. 15 %, der sommer og høst får mest økning. Middelsestemperaturen i fylket vil stige med ca. 4 °C. Videre er det ventet en vesentlig reduksjon i snømengder i lavereliggende områder, men økende snømengder i fjellområdene. Vannføringen på vinteren er ventet et øke fordi nedbøren øker med 10% og mer nedbør kommer som regn i stedet for snø enn før. Disse endringene vil gjøre vintersesongen kortere, og snøsmeltingen vil komme tidligere på våren enn i dag. Mer nedbør kommer som regn enn før. Dette kan endre mønsteret i skredaktivitet. Det er likevel ikke grunnlag for å si at hyppigheten av store fjellskred vil øke grunnet klimaendringer, på grunn av at de i hovedsak er forårsaket av langsiktige geologiske prosesser og forhold (Hanssen-Bauer et al., 2015). Fjellparti som derimot allerede har utviklet disse strukturene vil kunne påvirkes av klimaendringene. Permafrost som tines kan være medvirkende faktor for utløsning, men det er likevel foreløpig ikke grunnlag for å si at dette vil øke frekvens eller størrelse på store fjellskred (KSS, 2016). Det er ikke kjent at det er permafrost i feltområdet.

5.2 Grunnvann

5.2.1 Forekomst

Vann i løsmasser og fjell deles inn i markvann og grunnvann (Henriksen og Nielsen, 2015). I markvannsonen er porene delvis fylt med luft og vann, og blir derfor kalt for umettet sone (Figur 5.3). Ved et visst dyp er porene fylt med bare vann og kalles derfor for mettet sone. Vannet i mettet sone kalles grunnvann. Toppen av den mettede sonen kalles grunnvannsspeilet. Grunnvannet beveger seg gjennom løsmasser og fjell helt til det strømmer ut i kilder, dammer, innsjøer, elver eller havet (Fetter, 2014).

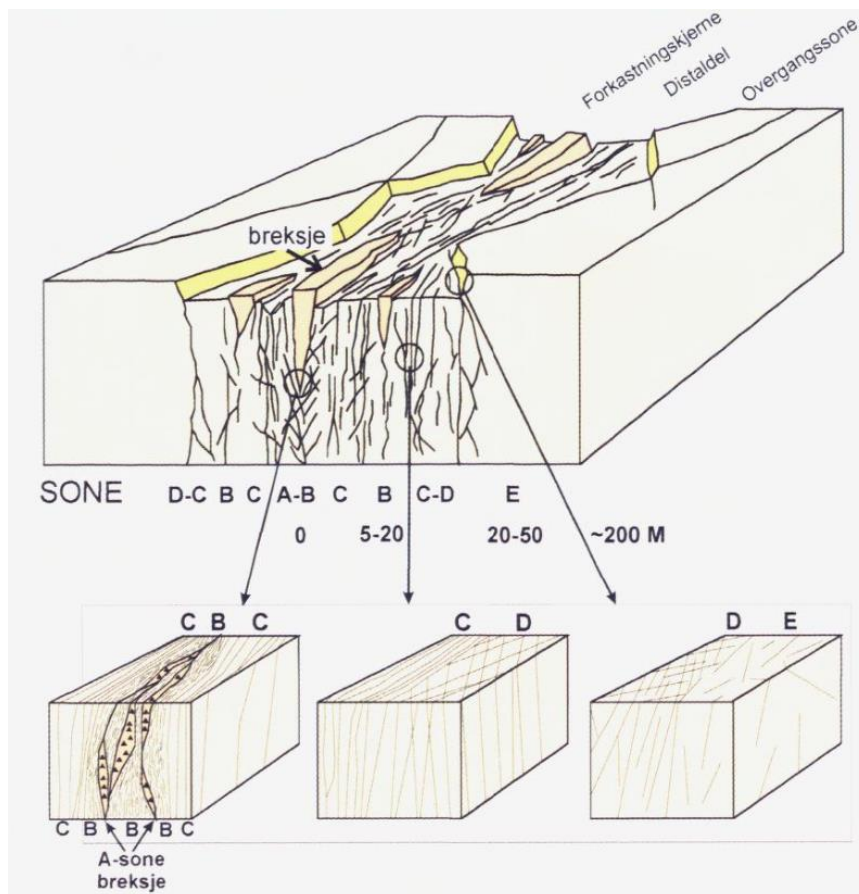


Figur 5.3 Illustrasjon av vann i umettet og mettet sone (NGU, 2016). I umettet sone er porene delvis fylt med vann, mens i mettet sone er de fylt helt opp med vann.

Hvor mye vann løsmasser eller fjell kan inneholde, avhenger av dets porøsitet. I Henriksen og Nielsen (2015) står det at i løsmasser avhenger porøsiteten av kornstørrelse, sortering, form og pakking. I fjell skiller vi hovedsakelig mellom primær og sekundær porøsitet. Primær porøsitet er opprinnelige hulrom som stammer fra bergartsdannelsen som porerom mellom klastiske korn eller luftbobler i vulkanske bergarter. Sekundær porøsitet skyldes senere oppsprekking og forvitring. Det finnes også tertiærporøsitet i berggrunnen, dette er karstfenomener i kalkstein og marmor. I praksis er de fleste bergarter i fastlands-Norge uten primært porevolum (Bryn, 1978). Unntaket er Brumunddalsandsteinen og noen vulkanske bergarter i Oslofeltet. Fastlands-Norge domineres av harde krystalline bergarter som magmatiske dypbergarter og metamorfe bergarter dannet dypt under jordoverflaten. Disse mangler i hovedsak primær porøsitet. Magasinering og strømming av grunnvann er derfor som

oftest knyttet til en sekundær porøsitet i Norge. Videre betyr det at grunnvann i fjell i Norge i all hovedsak finnes i sprekker.

Fossen og Gabrielsen (2013) definerer brudd, sprekker og forkastninger på følgende måte: Oppsprekking og diskontinuiteter i en bergart forårsaket av mekanisk spenning er en generell betegnelse på brudd. Bruddflater kan være plane og uregelmessige. En sprekk er en bruddflate i en bergart. Sprekken kan være åpen eller lukket avhengig av bevegelser og spenningsforhold i berggrunnen. Bevegelse til hver side av en sprekkflate danner åpne sprekker. Bevegelse langs bruddplanet danner en forkastning. Figur 5.4 viser en skjematisk fremstilling av en forkastning med høy sprekkfrekvens sentralt i forkastningen og gradvis lavere frekvens ut til sidene. I forkastningskjernen kan man finne nedknust bergartsmateriale og mineralisering som kan gjøre at forkastningen er relativt tett i sentrale deler (Banks og Robins, 2002).



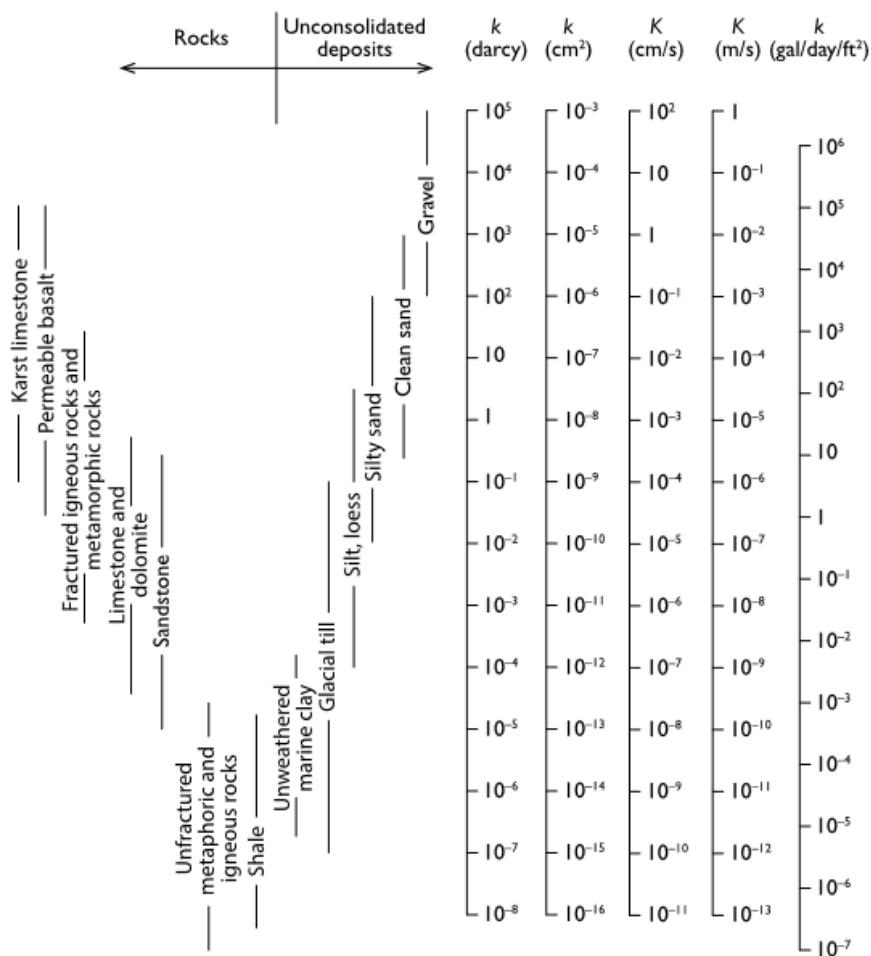
Figur 5.4 Skjematisk oppbygning av oppsprekkingsmønster i en forkastning. Hentet fra Braathen og Gabrielsen (2000).

Bergarter som har utviklet kryssende sprekkeseett og konnektivitet mellom sprekkene vil være mer vannførende enn der det kun er enkeltsprekker med vann. Sammensatte sprekkeseett og sprekkerefrekvens vil være viktig for strømningsretninger og hastigheter til vann i fjellet. For at vann skal kunne infiltrere ned i sprekkene må det enten være bart fjell med åpne sprekker, eller permeable masser oppå fjellet/sprekkene. Hvor mye, og hvor fort vannet drenerer gjennom det geologiske mediet, kommer an på dets permeabilitet. Dersom man er ute etter å vurdere hvor mye vann som infiltrerer i forskjellige områder med løsmasser, er det viktig å gjøre en kvartærgeologisk kartlegging av området.

Permeabilitet og hydraulisk konduktivitet

Schwartz og Zhang (2003) definerer permeabilitet som et mål på hvor lett væsker eller gass strømmer gjennom et porøst medium, mens hydraulisk konduktivitet er en parameter som beskriver hvor enkelt det er for vann å strømme gjennom et permeabelt medium.

Permeabilitet og hydraulisk konduktivitet forveksles ofte. Permeabilitet (cm^2) beskriver mediet, hydraulisk konduktivitet (m/s) beskriver samspill mellom vann og mediet (Henriksen og Nielsen, 2015). Figur 5.5 viser typiske verdier for permeabilitet og hydraulisk konduktivitet for forskjellige typer bergarter og løsmasser hentet fra Freeze og Cherry (1979).



Figur 5.5 Permeabilitet (k) og hydraulisk konduktivitet (K) for forskjellige typer bergarter og løsmasser. Hentet fra Freeze og Cherry (1979).

Hazens- og Gustafsons formel er to måter å regne ut hydraulisk konduktivitet i løsmasser. Hazens formel brukes på godt sorterte løsmasser ($S_o < 5$) (Sterrett og Hanna, 2007), mens Gustafsons formel brukes på dårligere sorterte løsmasser fordi det ikke er begrensninger på sorteringsgrad. Andersson et al. (1984) uttrykker Hazens formel ved

$$K = C(d_{10})^2$$

K = hydraulisk konduktivitet

C = materialkonstant, 0,01157

d_{10} = effektiv kornstørrelse

Andersson et al. (1984) uttrykker Gustafsons formel ved

$$K = E(U) \times d_{10}^2$$

$$U = d_{60}/d_{10}$$

$$E(U) = 1,2 \times 10^6 \times \frac{e^3}{1+e} \times \frac{1}{g^2(U)}$$

$$e = 0,8 \left(\frac{1}{2 \ln U} - \frac{1}{U^2 - 1} \right)$$

$$g = \frac{1,3}{\log(U)} + \frac{U^2 - 1}{U^{1,8}}$$

K= hydraulisk konduktivitet

U = Sorteringsgrad

Bryn (1978) forklarer at fra overflaten kan sprekker se veldig åpne og store ut, på grunn av overflateforvitring. I virkeligheten er de ofte bare et par meter dype. Tektoniske sprekker kan derimot bli flere hundre meter dype. I en hard og sprø bergart vil sprekker holdes åpne langt nedover, mens sprekker i mykere bergarter vil bli presset sammen av bergartstrykket fra overliggende bergmasse.

5.2.2 Nydannelse av grunnvann

Klima, vegetasjon, geologi, jordarter og menneskelig aktivitet er alle faktorer som påvirker og styrer nydannelse av grunnvann.

Vannbalanse

I naturen er det nesten umulig å skille fordamping (evaporasjon) fra transpirasjon. Derfor benyttes begrepet «evapotranspirasjon» som er summen av vanntapet gjennom fordamping og transpirasjon. Vanntapet avhenger av hvor mye som fordamper, hva plantene tar opp (transpirasjon), og avrenning på overflaten. Igjen sitter vi ned netto nedbør som kan infiltrere gjennom de øverste løsmassene, eller direkte ned i fjellet og danne grunnvann. Thornthwaite (1948) uttrykker vanntapet (ET) med formelen vist under:

$$ET = 16 \left(10 \times \frac{\bar{T}_n}{I} \right)^a$$

\bar{T}_n er månedlig middeltemperatur.

$$I = \sum_1^{12} i_n \text{ hvor } i_n \text{ er månedlig termisk indeks; } i_n = (\bar{T}_n / 5)^{1.514} \text{ og } a = 6751 \times 10^{-10} I^3 - 771 \times 10^{-7} I^2 + 1792 \times 10^{-5} \times I + 49239 \times 10^{-5}$$

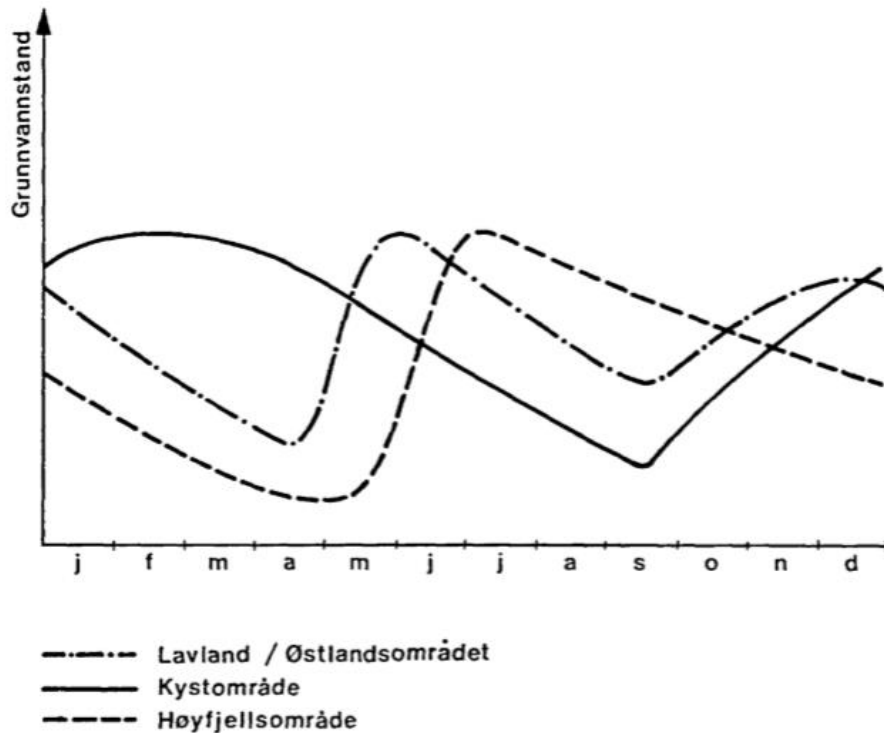
Svakheten med denne metoden er at i_n bryter sammen ved negative månedsmiddeltemperaturer, derfor er det vanlig å sette i_n til 0 ved negative verdier i Norge. Alternativt kan Tamms formel (Knutsson og Morfeldt, 1993) brukes:

$$ET = 221,5 + 29 \times T$$

T er årsmiddeltemperatur.

Infiltrasjon og avrenning

Den delen av nedbør som ikke fordamper eller blir brukt opp av planter, vil enten renne av eller infiltrere til umettet sone. Infiltrasjon av nedbør i bakken avhenger i stor grad av temperatur. Er bakken frossen eller om nedbøren faller som snø, minker infiltrasjonen betraktelig i forhold til om det kommer som regn. Infiltrasjonen i fast fjell er meget variabel og er avhengig av åpne sprekker. I løsmasser er porøsitet og permeabilitet de viktigste faktorene for infiltrasjonsmengde. Infiltrasjonen, og dermed nydannelsen av grunnvann, har karakteristiske årstidsvariasjoner som er styrt av klimatiske forhold (Figur 5.6). I innlandet vil det være typisk at det er kalde og tørre vintre, dermed synker grunnvannsstanden utover vinteren helt til snøsmeltingen starter og det infiltrerer smeltevann. Derfor vil grunnvannet ha sitt høyeste nivå på våren eller tidlig sommer. Om sommeren er som oftest evapotranspirasjonen høy og nettonedbøren blir dermed lav og dette begrenser i stor grad nydannelsen av grunnvann. Om høsten kommer mye av nedbøren som regn og nydanner grunnvann, derfor opptrer den andre grunnvannstoppen sent på høsten. I høyfjellsområdene er variasjonskurven relativt likt innlandsklima med unntak av stigningen i grunnvannsnivå på høsten. I kystområdene er det mindre frost om vinteren og grunnvannet står vanligvis høyt sent høsten og tidlig vinter. Sent på høsten er det igjen nedbør som kommer som regn og fører til en generell stigning av grunnvannsnivået. Det vil være mange avvik fra kurven i figur 5.6. Dette kan for eksempel skyldes variasjon i hydrauliske egenskaper og mektighet av umettet sone. Når infiltrasjonsevnen overskrides får man overflateavrenning (Fetter, 2014).



Figur 5.6 Kirkhusmo og Sønsterud (1988) demonstrerer hvordan grunnvannsspeilet varierer gjennom året ulike steder i selvmatende (nedbørsmatede) akviferer.

Menneskelig aktivitet

Menneskelig aktivitet kan i stor grad påvirke grunnvannets nydannelse og oppholdstid. Uttak av grunnvann til forskjellige formål kan senke grunnvannsspeilet nokså mye. Bebyggelse kan hindre infiltrasjon i enkelte områder. Spesielt i byer kan store areal dekkes med asfalt og lignende, noe som hindrer infiltrasjon i disse områdene. Vassdragsreguleringer kan også endre naturlig infiltrasjon i større områder.

5.2.3 Strømning

Vann som strømmer i grunnen styres av forskjeller i potensial. Vann strømmer mot lavere energipotensial. I løsmasser strømmer grunnvannet gjennom porevolumene. Vann som strømmer gjennom fjell styres av energipotensial og sprekkesystemer. Både strømning og totalvolum av grunnvann i fjell er avhengig av sprekke sine lengde, åpning og dybde og hvordan ulike sprekker henger sammen med andre sprekker i fjellet. Henriksen og Nielsen (2015) klassifiserer fire kategorier av berggrunnen i forhold til hydrauliske egenskaper:

En rent oppsprukken formasjon

Her har bergartsmatriksen en ubetydelig primær porøsitet og permeabilitet. Både lagring og

transport av grunnvann skjer i sprekkene. Typiske bergarter med disse formasjonen er harde krystallinske bergarter.

En oppsprukken formasjon

På samme måte som i en rent oppsprukken formasjon, styres grunnvannet av sprekkene. Men magasinering av grunnvann skjer også i bergartsmatriksen mellom sprekkene. Typiske bergarter med en oppsprukken formasjon er tette, sementerte sandsteiner.

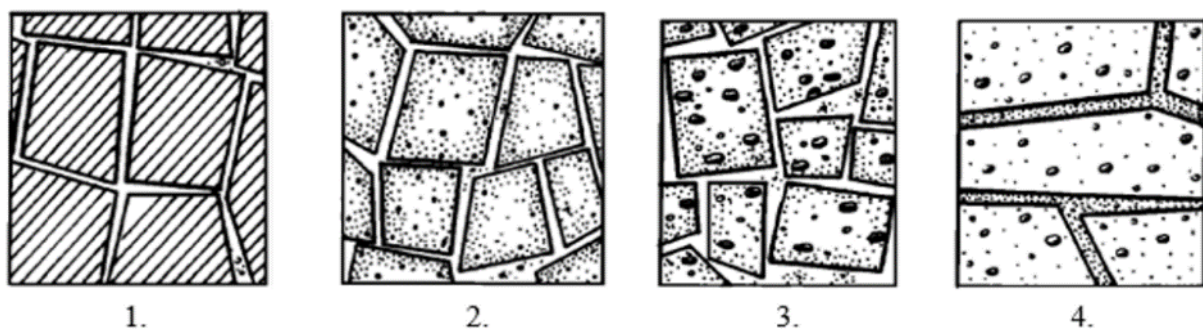
En dobbelt-porøs formasjon

Dette er porøse formasjoner som er oppsprukket. Derfor vil man finne grunnvann både i porevolumet i bergarten, samt i sprekkesystemene. Som i en oppsprukken formasjon finner man også her magasinering av grunnvann i bergartsmatriksen. Eksempler på slike formasjoner finnes blant annet i middels- til dårlig sementerte bergarter.

En heterogen formasjon

Sprekkepermeabiliteten er her veldig redusert på grunn av gjenfylte sprekker. Matriksen i sprekkene består av løsmasser med lavere permeabilitet enn bergarten selv.

Det er gradvise overganger mellom de forskjellige formasjonene (Figur 5.7). Permeabiliteten til matriksen som ligger i sprekkene er av stor betydning, og kan til en viss grad blokkere for grunnvannsgjennomstrømning. På samme måte kan mineralisering i og langs sprekker hindre gjennomstrømning av vann i sprekker.



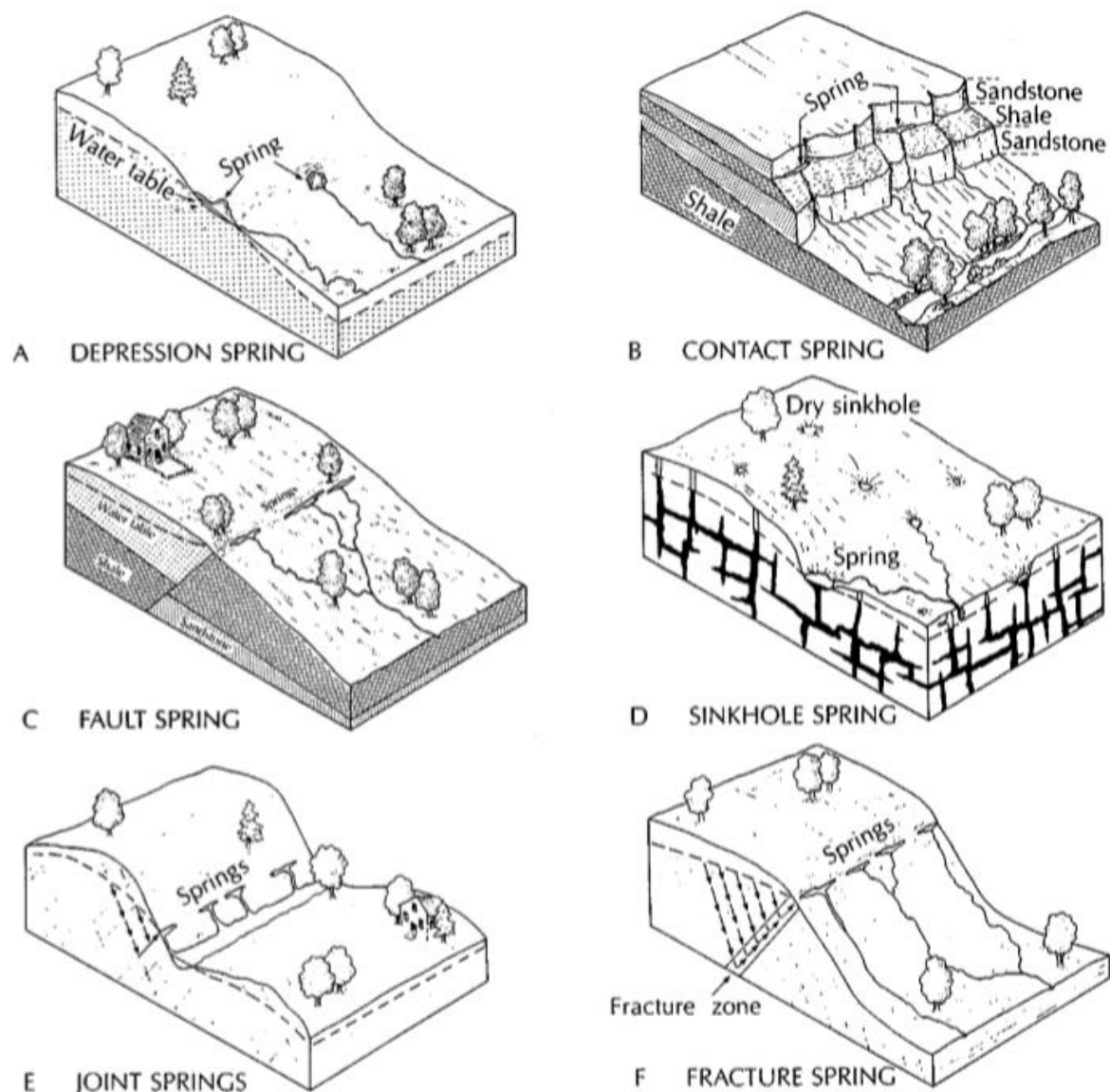
Figur 5.7 En skjematisk fremstilling av en rent oppsprukken formasjon (1), en oppsprukken formasjon (2), en dobbelt-porøs formasjon (3) og en heterogen formasjon (4) modifisert etter Streltsova (1976).

Kilder

En kilde er grunnvann som kommer til overflaten og fører til rennende vann (Manga, 2001). Kilder har dannet grunnlag for bosetning og sivilisasjoner, oaser i ørkener er eksempel på dette. Undersøkelser av kilder kan gi viktig informasjon om geologiske forhold og prosesser. Kilder i fjell kan gi verdifull informasjon om fjellets oppsprekkingsgrad og kartlegging av sprekkesoner (Otnes og Ræstad, 1978).

Fetter (2014) deler kilder inn i seks typer (Figur 5.8):

- Forskningskilde (A): Kilde som oppstår når topografien kutter grunnvannsspeilet.
- Kontaktkilde (B): Kilde som er styrt av en veksling mellom impermeable og permeable løsmasser/bergarter. Grunnvannet strømmes ut i overgangen mellom permeable lag over og impermeable lag under.
- Forkastningskilder (C): Vannførende forkastninger som fører vann ut til overflaten.
- Karstkilde (D): Ulike grunnvannsutspring som oppstår i kalkbergarter.
- Sprekkelkilder (E/F): Vannførende sprekker i fjellet som leder grunnvann ut mot overflaten.



Figur 5.8 Fetter (2014) illustrerer seks typer kilder.

5.2.4 Grunnvannets kjemiske sammensetning

Kjemiske egenskaper i vann er viktig. Grunnvannets kjemiske sammensetning er det som definerer kvaliteten og bruksmessige egenskaper. Grunnvannet vil alltid inneholde oppløste stoff (Fetter, 2014). Sammensetningen og konsentrasjonen av stoffene i vannet avhenger av flere faktorer som for eksempel sammensetning av berggrunn og løsmasser og vannets oppholdstid i grunnen. Geokjemiske undersøkelser kan derfor gi mye informasjon om geologiske forhold.

I følge Banks et al. (2000) inneholder nedbør oppløste gasser. Eksempler på naturlige gasser er CO₂ som gir karbonsyre i nedbøren slik at all nedbør er svakt sur. Forvitningsprosesser nøytraliserer vanligvis syren i jordsmonnet slik at det ikke blir surt grunnvann. I jordsmonnet suger planter ut næringssalter som nitrat og kalium fra porevannet. Nedbør kan også vaske ut organiske syrer fra jordsmonnet, noe som fører til at vannet får en brun farge.

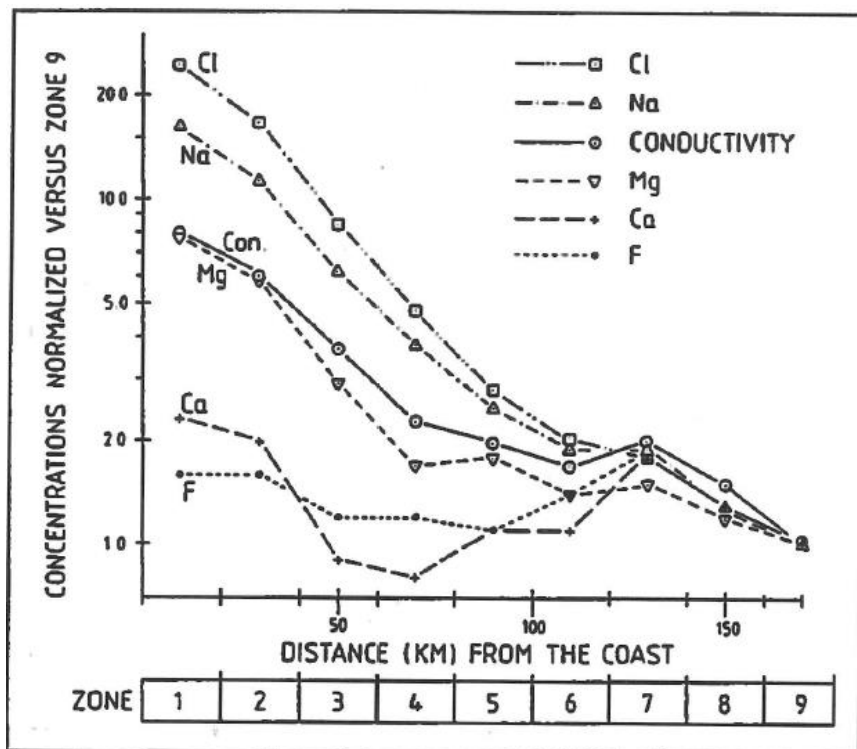
Mikroorganismer i jordsmonnet produserer CO₂ ved å bruke opp oksygen. CO₂ blir videre løst opp i porevannet og gir en sur løsning.

Videre skriver Banks et al. (2000) at nydannet grunnvann reagerer aktivt med berggrunnen og løser opp en del stoff fordi det er surt og oksiderende mot bergartsmaterialet. I løsmasser består partikler av forvitret motstandsdyktig materiale, og er derfor mer motstandsdyktig mot oppløsning av stoff i forhold til fast fjell.

Dominerende komponenter i grunnvann er styrt av løseligheten til ulike bergarter og mineraler. Vanligvis er det regionale variasjoner i naturlig kjemisk sammensetning av nedbør og overflatevann (Henriksen og Nielsen, 2015).

For klassifisering og tolkning av grunnvannets sammensetning brukes ofte Piperdiagram eller Stiffdiagram. Parameterne som brukes i disse diagrammene er kationene kalsium (Ca²⁺), magnesium (Mg²⁺), natrium (Na⁺) og kalium (K⁺). Av anionene blir følgende brukt: Klorid (Cl⁻), sulfat (SO₄²⁻), karbonat (CO₃²⁻) og bikarbonat (HCO₃⁻). Disse parameterne utgjør mer enn 90 % av oppløste stoff i grunnvann (Fetter, 2014). Figur 5.9 viser hvordan disse stoffene minker med avstand fra kysten.

De kjemiske prosessene i grunnvann vil påvirke grunnvannets elektriske konduktivitet. Derfor kan målinger av elektrisk konduktivitet gi indikasjoner på hvor lenge vannet har vært i kontakt med ulike bergartsmaterialer. Om bergarten vannet strømmer gjennom har et høyt innhold av lettløselige mineraler vil den elektriske konduktiviteten være høyere enn om vannet strømmer gjennom bergarter med lite lettløselige mineraler.



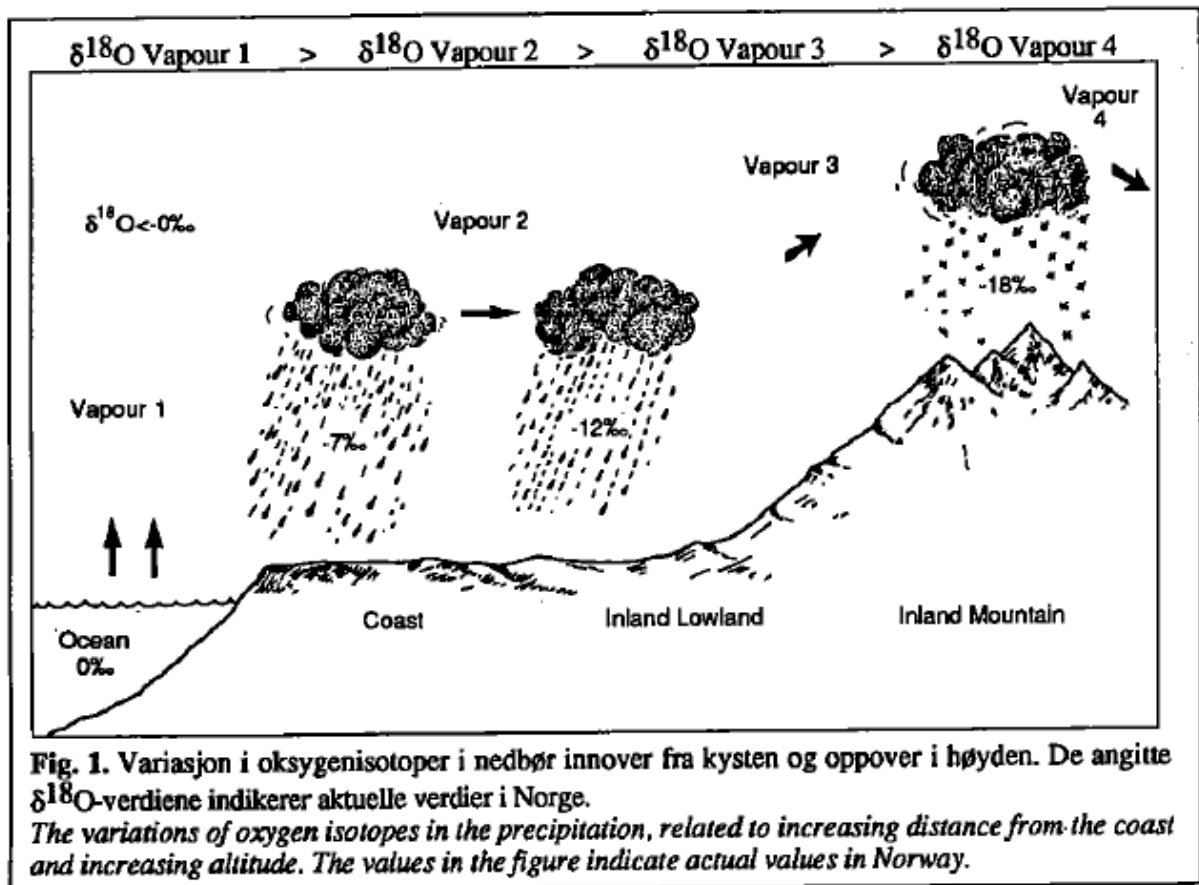
Figur 5.9 Grafen viser hvordan konsentrasjonen av ulike stoffer avtar med avstand fra kysten. Konsentrasjonen er delt inn i soner der sone 9 er lengst fra kysten, og normalisert konsentrasjon i sone 9 er lik 1.0. Hentet fra Ryghaug (1986).

En spesiell del av grunnvannskjemien som er benyttet i denne oppgaven er studiet av stabile oksygen- og hydrogenisotoper. Det finnes tre stabile oksygenisotoper, ^{16}O , ^{17}O , og ^{18}O . I studier av oksygenisotoper er ^{16}O og ^{18}O de som blir benyttet. ^{18}O har høyere atomvekt enn ^{16}O på grunn av et høyere antall nøytroner i kjernen. Normalt fordampnet havvann vil inneholde både ^{16}O og ^{18}O . Den isotopiske sammensetningen karakteriseres ofte som $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, som er relativ til en standard prøve. Den kalles ofte «SMOW» eller «Standard Mean Ocean Water» (Craig, 1961). Forholdet er definert som:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{SAMPLE}} - [^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{SMOW}}}{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{SMOW}}}$$

Deuterium (D eller ^2H) er en stabil hydrogenisotop. D og ^{18}O er en sentral del av vannmolekylet og kan derfor være til nytte i hydrologiske studier (Haldorsen et al., 1997). Det er i hovedsak temperatur, avstand fra kysten og høyde over havet som styrer forholdet mellom de forskjellige oksygenisotopene i vann. Det er både sesongvariasjoner og regionale variasjoner i $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i nedbør (Haldorsen, 1994). Om vinteren vil forskjellen mellom

^{16}O og ^{18}O være mindre enn på sommeren da temperaturen er høyere. Vinternedbør har et lavere innhold av ^{18}O på grunn av sterkere fraksjonering ved lavere temperatur. Det kan også være store forskjeller i sammensetning ved forskjellige nedbørshendelser innen samme årstid, ved for eksempel intense nedbørsperioder versus mindre intense nedbørsperioder. Det vil være høyere konsentrasjoner av ^{18}O nærme kysten, enn det vil være i innlandet fordi mange av de tyngste isotopene faller som nedbør før de når innlandet (Figur 5.10). D har også sesongvariasjoner og fordampingsmønster som ligner på ^{18}O (Haldorsen, 1994). Variasjoner i oksygenisotoper i nedbør fra kysten og innover i landet og opp i fjellet er demonstrert i figur 5.10. Norske studier av grunnvannets oppholdstid ved hjelp av oksygenisotoper er gjennomført av Haldorsen (1994) og Henriksen et al. (1996).



Figur 5.10 Variasjoner i oksygenisotoper i nedbør (Haldorsen, 1994).

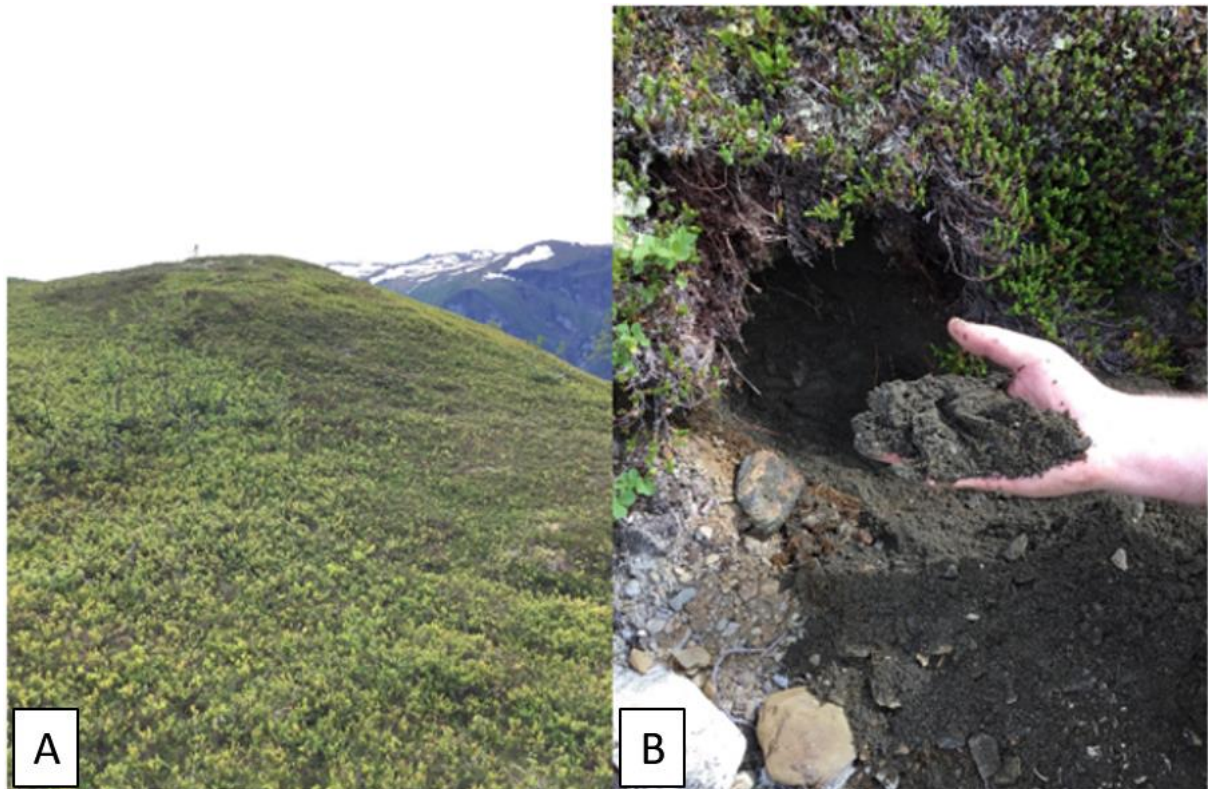
6 Metoder

6.1 Geologisk kartlegging

6.1.1 Kwartærgeologisk kartlegging

Kwartærgeologisk kartlegging gir en oversikt over fordeling av løsmasser og landformer i et bestemt område. Figur 6.1 viser eksempel på landformer og en jordart i studieområdet.

Kartleggingen kan også gi informasjon om mektighet og kornfordeling som kan si noe om mediets egenskaper til magasinering og transport av vann. Det kan også beskrive muligheter for infiltrasjon videre ned i underliggende sprekkemagasin i oppsprukket fjell. Målet med den kvartærgeologiske kartleggingen er å få en helhetlig forståelse av dannelse og egenskaper til løsmassene. Dette vil være nyttig i forhold til å forstå og i noen tilfeller forutsi forhold som f.eks. lagdeling og hydrogeologiske forhold som infiltrasjonskapasitet.



Figur 6.1 Bilde A) viser en løsmassehaug, og bilde B) er et nærbilde av løsmassene i bilde A).

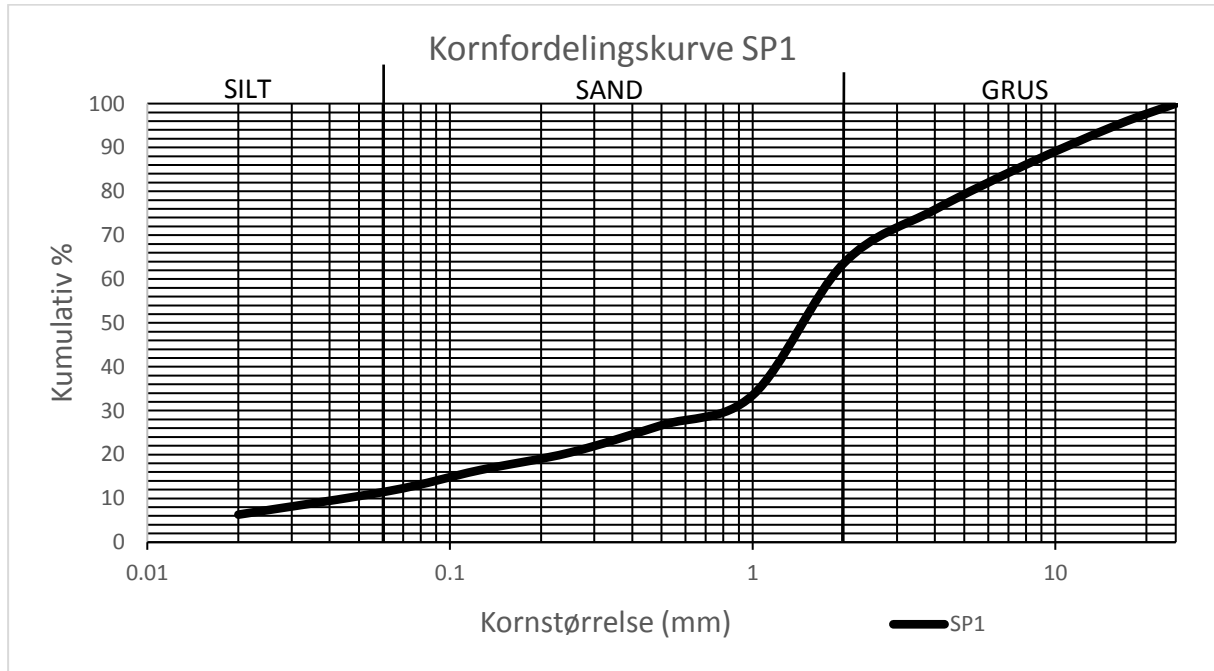
6.1.2 Kornfordelingsanalyse

En kornfordelingsanalyse gjennomføres for å beskrive kornfordelingen etter kornstørrelse til en jordart. Dette gjøres for å forstå jordartens opprinnelse eller jordartens egenskaper. I denne oppgaven er det jordartens hydrogeologiske egenskaper, særlig infiltrasjonsevne som er av

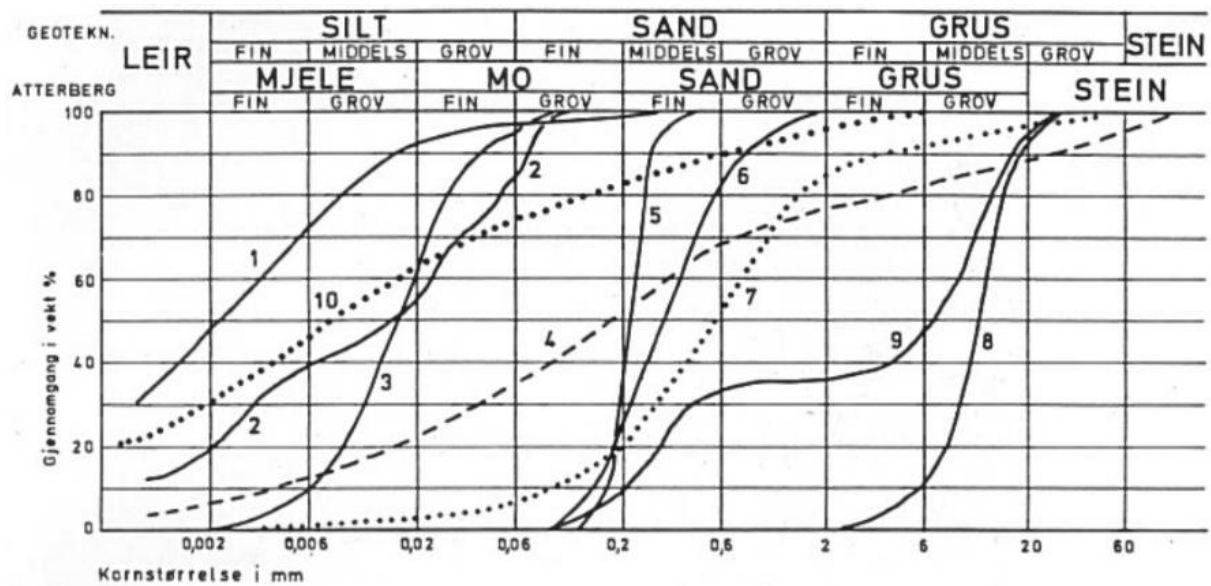
interesse. Kornfordelingsanalysene kan benyttes til å beregne hydraulisk konduktivitet til jordarten. For velsorterte jordarter benyttes Hazens formel og for jordarter med dårligere sortering kan Gustafsons metode brukes.

Fremgangsmåte

Sedimentprøvene tørkes før de blir veid og våtsiktet. Siktingen foregår slik at 10 sikter med synkende maskestørrelse settes oppå hverandre. Maskestørrelsen på siktene er 25 mm, 16 mm, 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm, 0,063 mm og <0,063 mm (bunn). Prøven helles ned i sikten. Det ristes godt før destillert vann brukes for å spyle finstoff nedover gjennom de største siktene. Når alt materialet fra prøven er sortert etter de forskjellige størrelsene, tørkes de igjen før ny veiing. Når alt er veid, legges verdiene inn i et regneark for å regne ut kumulativ prosent og å fremstille dataene som en kornfordelingskurve. Dataene fremstilles i semilogaritmiske diagrammer som vist som på figur 6.2. Når grafen er fremstilt på denne måten, er den klar for å tolkes. Selmer-Olsen (1977) viser eksempel på typiske kornfordelingskurver for ulike løsmassetyper (Figur 6.3). En feilkilde med denne metoden er svinn av prøvemateriale gjennom veie- og sikteprosessen.



Figur 6.2 Eksempel på en kornfordelingskurve.



- | | |
|---|--|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Relativt finkornig marin glacial leire. 2. Marin fjordbunnsleire med markert lagdeling. 3. Relativt finkornig bresjøsediment. 4. Leirholdig morenemateriale. 5. Godt sortert finkornig elved sediment. Kurven kan også sies å være typisk for flyvesand. | <ol style="list-style-type: none"> 6. Strandsand. 7. Glacifluvial sand. 8. Godt sortert elvegrus. 9. Strandsediment (strandvoll). 10. Forholdsvis løst pakket, finkornig drumlin (bunnamorenemateriale) fra Jämtland. |
|---|--|

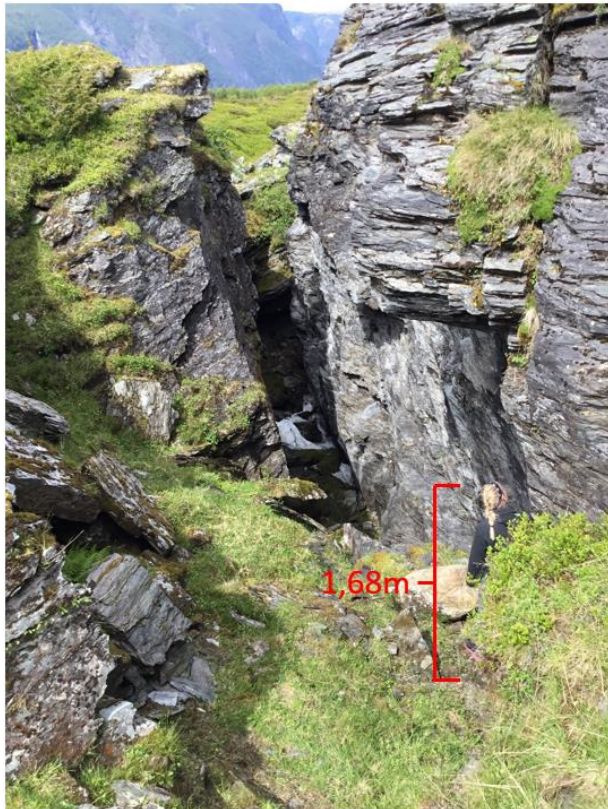
Figur 6.3 Typiske kornfordelingskurver for forskjellige kvartæravsetninger modifisert av Selmer-Olsen (1977).

6.1.3 Struktureologisk kartlegging

Struktureologisk overflatekartlegging gir informasjon om oppsprekkingsmønster, foliasjon, lagdeling, forkastninger, bergartsgrenser og foldestrukturer i fjellet. Figur 6.4 viser eksempel på en baksprekk. Denne typen kartlegging kan avsløre sprekkesystemer og glideplan.

Kartleggingen kan identifisere ustabile fjellparti, og sammen med annen geologisk kartlegging, gi en god indikasjon på hvor vi kan forvente at det infiltrerer vann ned i fjellet. Vanntrykk er som nevnt tidligere en viktig utløsningsfaktor for skred.

Når man kartlegger strukturer i fjellet, måler man strøk og fall til forkastninger, sprekker, foliasjon og skreenter. Man ser ofte på om orientering og fall gjentar seg flere steder i området, men sammenligner også gjerne med strukturer i nærområdet, dersom det er undersøkt. Man ser etter et mønster i oppsprekkingen i fjellet. Eksempler på det kan være flere sprekker med samme orientering, eller sik-sak-mønster av sprekker (Figur 6.5).



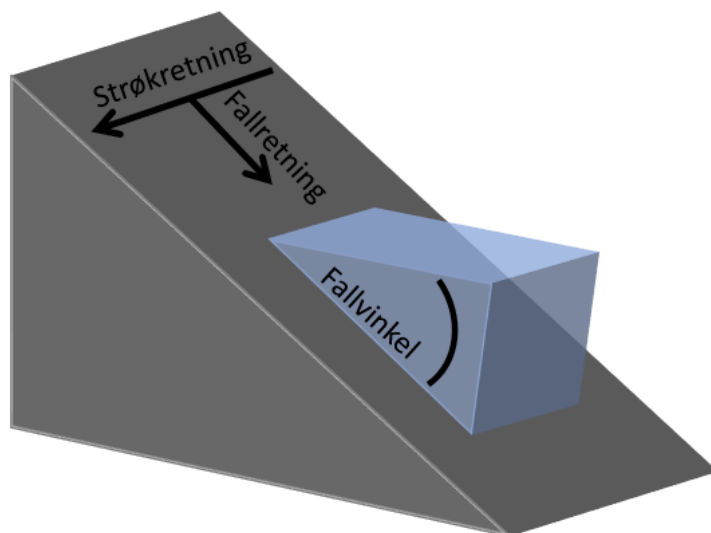
Figur 6.4 Deler av baksprekken på Joasete. Person som skala. En ser flatt-liggende foliasjon i fyllitten.



Figur 6.5 Fjellet er oppsprukket i et sik-sak-mønster. Bildet er tatt litt vest for Høgsete.

6.1.4 Strøk- og fallmålinger

Man bruker begrepene strøk og fall for å beskrive en geologisk flates orientering. Strøket er retningen på den horisontale linjen på flaten man måler på, mens fallet er vinkelen mellom flaten og horisontalplanet (Figur 6.6). Fallretningen skal alltid stå normalt på strøketretningen. Det er en fordel å ha klinometer på kompasset man måler med. Kompasset legges horisontalt på langs inntil flaten man måler på, og kompasshuset dreies slik at nordpilen stemmer med kompassnålens nordpil, og gradtallet avleses. Videre dreies kompasshuset slik at $270^{\circ}/90^{\circ}$ står på indeksmerket. Kompasset plasseres langs flaten, normalt på strøketretningen og helningsvinkelen leses av. Det er i denne oppgaven brukt høyrehåndsregelen, som betyr at strøket angis fra 0° - 360° der fallretningen alltid er til høyre for strøket. Det bør gjøres mange målinger ved hver lokalitet for å få en verdi som er representativ.



Figur 6.6 Illustrasjon av strøk, fall og fallretning til en geologisk flates orientering.

Målingene fremstilles i onlineprogrammet Visible Geology. Da skrives alle målingene, strøk og fall i hver sin kolonne, inn i et regneark som konverteres til en tekstfil, som videre åpnes i programmet Stereonet. Det er flere muligheter for fremstilling i programmet. Målingene kan for eksempel fremstilles i rosedigram som kan vise dominerende sprekketretninger, eller i et stereonet der både sprekkenes strøkretning og fall er vist. Det er viktig å skille mellom målinger av ulike strukturer som sprekker/skrenter og foliasjon.

6.2 Hydrogeologisk kartlegging

6.2.1 Kartlegging av infiltrasjons- og kildeområder

For å forstå grunnvannsforholdene i fjellet, kan kartlegging av infiltrasjons- og kildeområder være en god metode. Dersom vann skal infiltrere ned i bakken/fjellet, er type løsmasser og fjell av stor betydning. Rasmateriale og morenemateriale er et eksempel på to løsmassetyper med veldig forskjellig infiltrasjonsevne. Det kan også finnes store variasjoner innen samme jordart. Utvasket morene er for eksempel annerledes enn bunnmorene. Jordartens egenskaper er også avhengig av berggrunnen. Granitt og fyllitt vil for eksempel erodere og forvitre forskjellig og gi opphav til ulik kornfordeling i en morene.

Når man skal kartlegge hvor vannet kommer ut og forsvinner i et fjellmassiv, er det en fordel å kartlegge samme område under ulike forhold, f.eks. i tørre og i fuktige perioder. I tørre perioder blir det veldig tydelig hvor vi har kilde- og infiltrasjonsområder. I fuktige perioder er det vanskelig å avgjøre disse områdene da det er mye vann som renner i bekkene. Fordelen med å kartlegge i fuktige perioder, er at man får kartlagt hvor det i perioder renner overflatevann. Dette kan gi indikasjoner på om infiltrasjonskapasiteten blir overskredet i noen områder. Vannet kan gjerne ta nye veier. Kartleggingen vil gi en oversikt over hvor vannet kan infiltrere ved slike hendelser og hva konsekvenser dette kan gi. Det kan muligens forutsees slike perioder, dersom det regner mer enn en viss mengde.

Figur 6.7 viser et eksempel på a) et område der det vanligvis ikke renner vann, og b) et område der det vanligvis renner vann. Bilde a) gir indikasjoner på områder der det ved større nedbørmengder kan renne vann, altså at infiltrasjonskapasiteten blir periodevis overskredet, mens bilde b) er et godt eksempel på et område der det er tydelig at det nylig har rent vann, men at ev. vannføring i bekken lenger oppe nå blir infiltrert. Figur 6.8 er et godt eksempel på en tørr periode der et infiltrasjonsområde kommer så tydelig frem at man kan estimere infiltrasjonen.



Figur 6.7 Bilde A viser hvor vannet tar veien under kraftige nedbørsperioder, mens bilde B viser en tørrlagt bekk under en tørr periode.



Figur 6.8 Bildet er tatt ved Vardaskreda. Det er relativ høy vannføring øverst i bekken, og noen meter nedenfor infiltrerer alt vannet.

6.2.2 Elektrisk konduktivitet og temperatur i vann

Grunnvann på ulike steder kan ha ulik sammensetning, og kjemien påvirkes av mineralsammensetningen til bergarten/løsmassene som forvitrer. Mengde ioner som er oppløst i vannet kan indirekte måles i elektrisk konduktivitet, jo mer oppløste mineraler, jo høyere elektrisk konduktivitet. Konduktiviteten avhenger dermed også av oppholdstid i grunnen. Har grunnvannet lang oppholdstid, har det reagert med berggrunnen/løsmassene lengre enn overflatevann, og har dermed ofte en høyere konduktivitet. Alle områder er ulike med hensyn til vannkemi og dermed elektrisk konduktivitet. Ved å gjøre mange målinger i et område, kan det gjøres en klassifisering av relative verdier, som kan brukes til en form for karakterisering av vanntype. For eksempel kan man med denne metoden ofte skille mellom overflatevann med relativt lav elektrisk konduktivitet og grunnvann med høyere verdier av denne parameteren.

Grunnvann vil ofte ha en relativt stabil temperatur gjennom hele året, mens overflatevann påvirkes i stor grad av lufttemperatur og vil variere med sesongene. Grunnvannstemperatur kan brukes som en tracer ved å måle gjennom et helt år og finne sesongvariasjoner (Henriksen et al., 1996). Elektrisk konduktivitet og temperatur kan måles manuelt med en konduktivitetmåler, som vist på Figur 6.9.



Figur 6.9 Bilder viser en konduktivitetmåler som måler elektrisk konduktivitet og temperatur i vann.

Konduktivitetmåleren som ble brukt i dette prosjektet er av typen WTW Cond 3310. Instrumentet ble brukt til å måle elektrisk konduktivitet og temperatur. Det måler elektrisk konduktivitet fra 0-1000 mS/cm med en feilmargin på $\pm 5\%$. Temperatur måles fra -5-105 °C med en feilmargin på $\pm 0,1$ °C. Instrumentet kan lagre opptil 5000 målinger.

6.2.3 Måling av vannføring

For å få en kvantitativ forståelse for fjellets vannbalanse gjennom hele året, kan man måle vannføring i kilder. Ved høy vannføring, er det høyere poretrykk i fjellsprekker enn ellers. Derfor er det viktig å samle data om vannføring da man kan få bedre forståelse av stabiliteten i fjellet. Oppsamlingsmetoden er den enkleste metoden for å måle vannføring, men den krever tilrettelagte forhold. Eksempler på tilrettelagte forhold kan være at vannet er lagt i rør, eller renner samlet utfor en skrent. Det må gjennomføres ved et prøvepunkt der alt vannet renner slik at man kan samle det opp. Deretter brukes en kanne av kjent volum, der tiden tas på hvor lang tid det tar før den er fylt opp. Det er også mulig å etablere måledammer med V-overløp og måle vannhøyde over bunnen av V-overløpet. Dette kan enkelt regnes om til vannføring. I V-overløp kan det også monteres dataloggere for kontinuerlig måling av variasjoner i vannhøyde og dermed vannføring.

6.2.4 Kontinuerlig logging

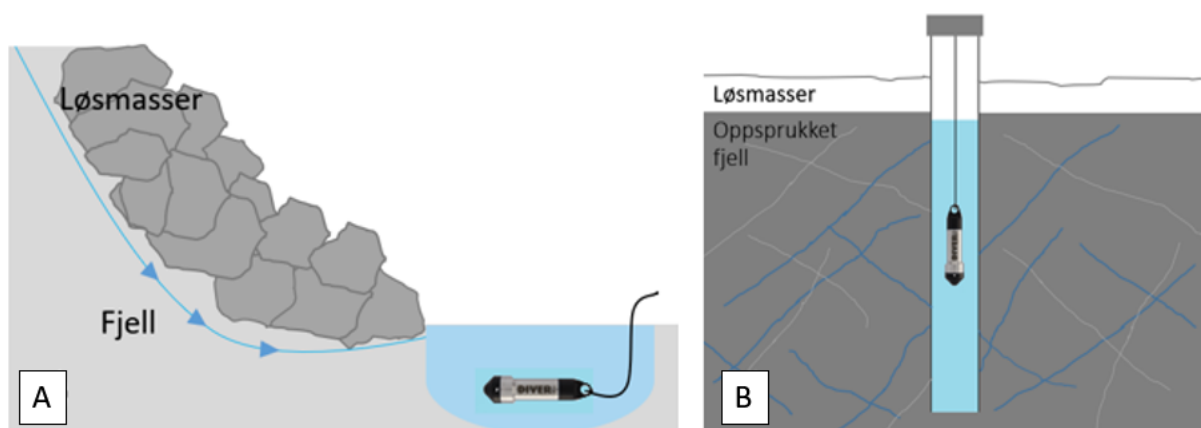
For å samle inn verdifull informasjon om grunnvann på en enkel og kostnadseffektiv måte kan man bruke dataloggere. Dataloggere kan ligge ute gjennom lengre perioder. Den typen dataloggere som ble brukt i dette prosjektet er mini-divere, en baro-diver og CTD-divere.

Hver type logger er beskrevet i van Essen Instruments (2016). Mini- og baro-divere logger dato/klokkeslett og måler totaltrykk og temperatur. Minne og batterikapasitet avhenger av hyppighet av målinger, og kan maksimalt registrere opp til 24 000 målinger og har en batterilevetid på 8-10 år. En CTD-diver måler det samme som en mini- og baro-diver, i tillegg til elektrisk konduktivitet. Minnet og batterikapasiteten er 48 000 målinger i en måleperiode på 8-10 år. Feilmarginen på dato er mindre enn ± 1 minutter per år ved 25 °C. Diverne måler temperaturer fra (-20°C) til 80°C og har en feilmargin på $\pm 0,1$ °C. På trykkmålinger har de en feilmargin på $\pm 0,5$ cmH₂O. CTD-diverens måleintervall på elektrisk konduktivitet er 0-120 mS/cm, og feilmarginen er på $\pm 1\%$ ved en måling på minimum 10 μ S/cm. Trykkmålingene kan gi indikasjoner på vannmengder.

Fremgangsmåte

Diveren programmeres i programmet Diver Office der måleperiode og loggeintervall velges. Videre plasseres diveren ut i felt ved en planlagt lokalitet. Det er viktig at loggeren måler ved et fast punkt. Den bør derfor festes godt og beskyttes mot forstyrrelser som f.eks. dyr eller nysgjerrige mennesker. Diveren bør avleses med jevne mellomrom for å være sikker på at den fungerer. Etter avlesning i felt er det viktig å plassere diveren ut igjen på samme sted slik at vanddyppet blir det samme. Det er også mulig å justere loggeintervall dersom det ses nødvendig for å få informasjonen man er ute etter. Etter måleperioden er over hentes diveren inn, og dataene lastes inn på Diver Office. Diverer kan også kobles til modem for automatisk overføring til en server som kan kontaktes via en datamaskin. Dataene er klare for å eksporteres inn i et regneark, for eksempel Excel, for kalibrering og prosessering, og videre fremstilles og tolkes. I et forskningsprosjekt som dette er man særlig interessert i vanntrykk fordi det gjenspeiler vannføring.

Diverer kan plasseres i brønner, vann, kilder, dammer m.m. I dette prosjektet ligger det diverer utplassert i kilder, og en borebrønn i fjell (Figur 6.10). Trykket som måles er både vanntrykk og lufttrykk. Derfor må man også ha en diver som måler kun lufttrykket. Dette trykket trekkes fra målingene i vann, slik at man kun står igjen med netto vanntrykk.



Figur 6.10 En illustrasjon av diverer som ligger utplassert i en kilde mellom fjell og løsmasser (A) og i en borebrønn i fjell (B).

Bildet under (Figur 6.11) viser en diver som ligger utplassert i en liten kulp med stillestående vann som kommer fra en kilde i løsmasser.



Figur 6.11 Diver som ligger utplassert i kulp ved en kilde ved Otternes pumpehus. Rød ring viser hvor diveren ligger.

6.2.5 Kjemiske parameter i grunnvann

Oksygen- og hydrogenisotopanalyse ($\delta^{18}\text{O}$ og δD)

Skal man studere oppholdstider av grunnvann, må det være sesongvariasjoner i overflatevann eller den nedbøren som infiltrerer i bakken. Ved å måle forsinkelser eller forplantning av sesongvariasjoner steder hvor grunnvann kommer ut, kan det gi informasjon om grunnvannets oppholdstid. Oksygenisotoper kan brukes når grunnvannets oppholdstid er mindre enn 1 år (Henriksen et al., 1996). Man ser da på forholdet mellom ^{18}O og ^{16}O ($\delta^{18}\text{O}$). Det kan man gjøre ved å gjennomføre en oksygenisotopanalyse av vannprøver. I denne oppgaven ble det gjort på FARLAB på Universitetet i Bergen (metodebeskrivelse for analysen i vedlegg 1). Prøvene analyseres i et massespektrometer som måler innhold ^{18}O og ^{16}O , og D.

Fremgangsmåte for prøvetaking

Det er viktig å ta prøver i tørre, tette flasker, og at flaskene fylles helt opp. Det er tilstrekkelig med 10 ml vann for en analyse. Luft kan påvirke sammensetningen, derfor må luftbobler i prøven unngås. For å ha en sikkerhetsmargin hvis noe mislyktes på første forsøk, brukes gjerne en flaske som rommer mer enn 10 ml, for eksempel 60 ml slik som i dette prosjektet.

Figur 6.12 viser prøvetaking ved referansepunktet Joasete. Så lenge prøvene oppbevares ved lave temperaturer (kjøleskaptemperatur) kan de stå lenge uten vesentlig endring i sammensetning i vannet. Prøvene sendes så til analyse i et laboratorium med massespektrometer for analyse av for $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{16}\text{O}$ og δD .

Prøve-resultatene behandles og fremstilles videre i Excel. Det er vanlig å plotte de to isotopene mot hverandre for å se om de korrelerer for hvert prøvepunkt. Når man ser på oppholdstid, sammenligner man gjerne $\delta^{18}\text{O}$ -verdier ved de forskjellige prøvepunktene. Man ser etter sesongvariasjoner for lokaliteten som er utgangspunktet og finner lignende variasjonsmønster i de andre lokalitetene. Finner man igjen det samme variasjonsmønsteret, kan man beregne forsinkelsen. Er forsinkelsen en måned, har vannet en oppholdstid i grunnen på en måned. Ved å studere resultatene fra flere prøvepunkt kan man også se på egenskapene til mediet vannet renner gjennom. Har prøvepunktene veldig forskjellige verdier, kan det muligens tyde på at de renner gjennom helt forskjellige systemer.



Figur 6.12 **Prøvetaking ved prøvepunkt på Joasete.**

Kjemisk analyse

Kjemisk analyse av en vannprøve beskriver mengden av oppløste stoffer som finnes i vannet. Det er ulike standardiserte analysemetoder for ulike stoff. For grunnvann er det viktig at det ikke er partikler i vannet. Ved mange analyser tilsettes syre. Om det er partikler i vannet vil syre oppløse disse og tilføre mineraler til vannprøven.

Måleenheten som er vanlig å bruke i dag når man analyserer vannprøver er vekt av oppløste stoff per volum vann. Det er vanlig å bruke måleenhetene milligram per liter (mg/L) og mikrogram per liter ($\mu\text{g/L}$).

Tetthet og vekt av en liter vann vil variere med temperatur og mengde oppløste stoffer i vannprøven. Ekvivalentvekt er nyttig å bruke når man ser på kjemiske stoff i en prøve. Ekvivalentvekten av et ionisk stoff er formelvekt delt på elektrisk ladning. Ved å dele konsentrasjonen av et stoff i milligram per liter på ekvivalentvekten av et stoff, får man konsentrasjonen uttrykt i milliekvivalenter per liter (meq/L). Molaliteten (mål for en løsnings konsentrasjon) er viktig i en kjemisk analyse. For fortynnede konsentrasjoner i en prøve, vil man ikke behøve å gjøre korreksjoner på densitet. Er den ikke fortynnet, må ekvivalentvekten deles på elektrisk ladning for å få molaritet.

Fremgangsmåte til prøvetaking

Det er lite komplisert å ta vannprøver til kjemisk analyse. Prøveflaskene må være rene, tørre og tette. Prøveglassene fylles helt opp med vann, uten luftbobler hvis luften kan påvirke vannet. For mange analyser er det ikke nødvendig å fylle flaskene helt. Prøvene bør oppbevares kjølig og mørkt før analysering. Det bør ikke ta mer enn noen dager fra prøvene er tatt, til de analyseres med hensyn til pH som kan endre seg. Videre sendes prøvene til analysering (i dette prosjektet sendes de til Eurofins). Hvis det tas prøver til bakteriologiske analyser, skal prøven analyseres senest en dag etter prøvetaking.

Grafisk presentasjon av resultatene

Prøveresultatene som sendes fra laboratorium, vises som oftest i milligram per liter (mg/l). Vanligvis brukes milliekvivalenter per liter (meq/l) når resultatene skal fremstilles. Når resultatene er regnet om til milliekvivalenter per liter (meq/l) kan resultatene fremstilles i et piperdiagram eller et stoffdiagram. I stoffdiagrammet plotter man kationer og anioner på en horisontal akse, kationer mot venstre og anioner mot høyre med ulike ionepar under hverandre. Verdiene plottes i punkter som formes til en polygon. Hver vannprøve fremstår da

som en polygon midt i diagrammet. Punktene presenterer mengden av de forskjellige stoffene. Form og størrelse på polygonene gir et visuelt uttrykk av ioneinnhold i de ulike vannprøvene.

6.2.6 Fotodokumentasjon av vannføring

Som nevnt over, kan man oppdage infiltrasjons- og kildeområder ved å gjennomføre kartlegging ved flere anledninger. Men skal det kartlegges årlige fenomener, er en god metode å overvåke områder med et viltkamera. Fordelen med dette er at man får jevnlig feltobservasjoner uten å dra i felt. Stiller man kameraet inn med for eksempel et bilde per dag, får man forhåpentligvis fotografert fenomenet. I eksempelet på figur 6.13 har lokale fortalt om en «pøyle» som dukker opp en gang i løpet av hver vår over kilder på Otternes. Pøylene er det lokale navnet på en bekk/foss som dukker opp ca. en gang i året. Det er ikke gjennomført vannføringsmålinger ved disse hendelsene.



Figur 6.13 **Bilde tatt med viltkamera av det årlige «pøylene» som i 2017 hadde en varlighet på ca. to uker, ellers var det tørt.**

7 Resultat

7.1 Geologi

7.1.1 Kwartærgeologi

Gjennom feltobservasjoner ble skillet mellom ulike løsmasser og løsmassetyper studert. Kornfordelingsanalyser gav en indikasjon på type løsmasser og grunnlag for beregning av hydraulisk konduktivitet. Høydemodellen med 0,5 m oppløsning og ortofoto gav en god oversikt på forholdene i hele feltområdet, og også gode indikasjoner på skille mellom løsmassetyper.

Øverst i feltområdet (opp mot ca. 1000 m o.h.) er det et tynt løsmassedekke over fast fjell (Figur 7.1). I det øvre området mellom Joasete og Høgsete er det stedvis en blokkrik overflate, med kantet og kantrundet materiale (Figur 7.2). Videre nedover mot Høgsete minker antallet store blokker i overflaten, og det går over til masser med mer finstoff (kornfordelingsanalyse prøve SP5, figur 7.3 og tabell 7.1). Kornfordelingskurvene viser generelt dårlig sorterte jordarter, men SP4 og SP5 skiller seg litt ut ved at de har bedre sortering og høyere hydraulisk konduktivitet enn resten (Tabell 7.1, figur 7.3).

Den hydrauliske konduktiviteten er beregnet ved hjelp av kornfordelingsanalyser der d_{10} og d_{60} er benyttet. Sorteringsgraden er over 5, det betyr at Gustafsons formel er benyttet til utregning av hydraulisk konduktivitet (K). Tabell 7.1 viser resultatene av utregningene ved hjelp av Gustafsons formel. Verdiene blir brukt til å se på infiltrasjonskapasiteten til løsmassene.

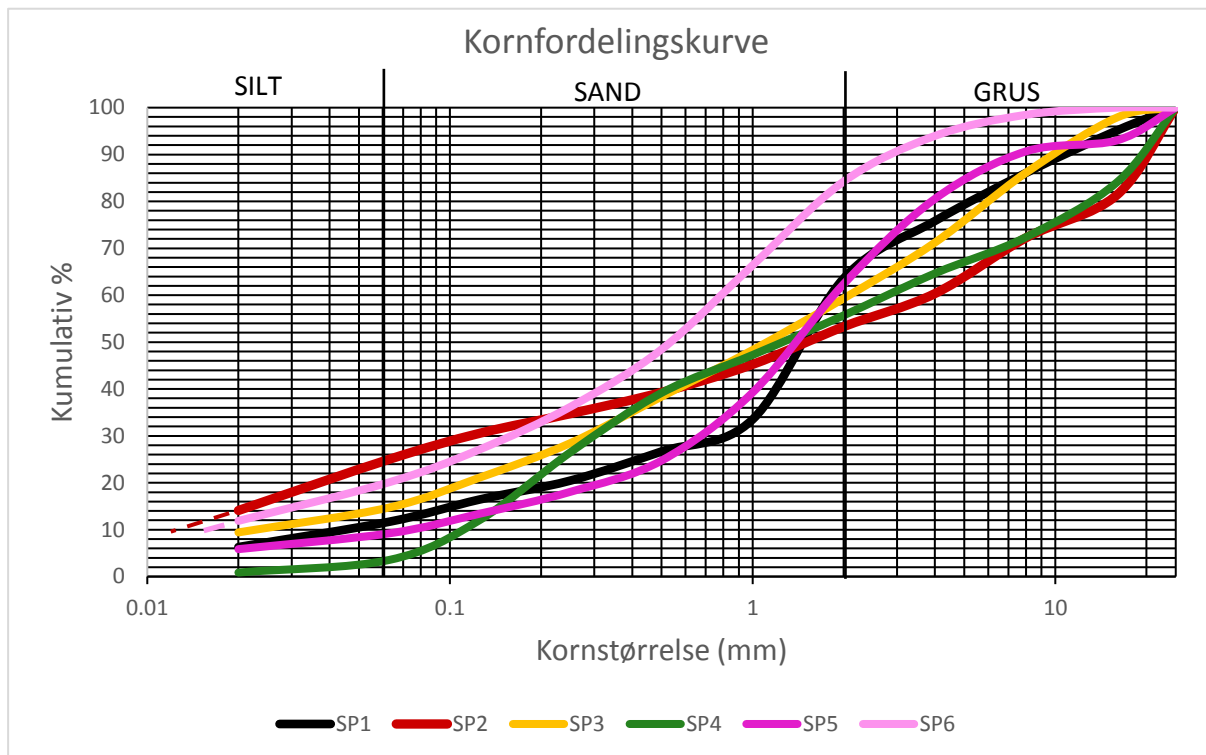
Løsmassene rett over Høgsete synes å være mektige og de har en svak terrasseform. Det er en bratt skråning i fronten og en utflating på toppen (Figur 7.1, 7.4). Figur 7.5 illustrerer utflatingen på toppen av skråningen. Videre fra Høgsete mot Joasete er det tatt ytterligere tre sedimentprøver i de tykke løsmassene (SP1-3, figur 7.3 og tabell 7.1). Det er dype nedskjæringer i løsmassene her, dette er trolig erosjon fra bekker over lang tid (Figur 7.6)



Figur 7.1 Ved 900-1000 m o.h. er området karakterisert av et tynt løsmassedekke over fast fjell. Høgsete ligger på et flatere område enn omgivelsene. I bakkant av Høgsete er det en skråning før det lengre oppe flater ut igjen (markert med røde streker).



Figur 7.2 Blokkrik overflate i øvre deler av området.



Figur 7.3 Kornfordelingskurve av de 6 sedimentprøvene tatt i feltområdet. Figur 7.12 viser hvor de forskjellige sedimentprøvene er tatt.

Tabell 7.1 Kornstørrelseverdier for SP1-6. Verdiene for middel kornstørrelse (M_d) varierer fra 0,8-4 mm og sortering er ≥ 11 . d_{10} kornstørrelsen representerer den kornstørrelsen der 10 % av prøven er mer finkornet, d_{60} kornstørrelsen representerer den kornstørrelsen der 60% av prøven er mer finkornet og S_o er d_{60}/d_{10} som blir sorteringsgraden til sedimentprøven. K er hydraulisk konduktivitet beregnet ved Gustafsons formel.

Prøvenr.	M_d	d_{10}	d_{60}	S_o	K (m/s)
SP1	1,8	0,045	1,45	32	9,3E-06
SP2	4	0,015	1,3	87	5,6E-07
SP3	2	0,022	1,1	50	1,7E-06
SP4	2,8	0,11	1,2	11	1,1E-04
SP5	1,9	0,073	1,3	18	3,6E-05
SP6	0,8	0,013	0,52	40	6,80E-07



Figur 7.4 Landskapet er preget av usortert materiale. Skråningen bak i bildet gir en indikasjon på løsmassenes mektighet.



Figur 7.5 Her vises utflatingen (pil) ovenfor skråningen i figur 7.4. Rød strek følger terrenget.



Figur 7.6 En bekk har skåret seg ned i løsmassene.

På Joasete og ut mot Joasetebergi er det igjen et tynt løsmassedekke over fast fjell (Figur 7.7). Løsmassene består av usortert materiale. Det er en karakteristisk haug med kjegleform rett nord for Markåna (Figur 7.8). Løsmassene i haugen består av mindre finstoff enn ellers i området (SP4 - figur 7.3 og tabell 7.1).



Figur 7.7 Fjellknausen vest for Joasete har en jevn overflate, men med en brattskrent mot nordvest. Det er et tynt løsmassedekke over fast fjell.



Figur 7.8 Kjegleformet haug på Joasete er vist med rød pil. Løsmassene består av mindre finstoff enn ellers i området.

Nedenfor skrenten på Joasetebergi består løsmassene av kantete blokker (Figur 7.9). Denne beskrivelsen av løsmassene gjelder helt ned til fjorden. I området mellom Joasete og Otternes er det i hovedsak kantete materiale, men det finnes også flere store oppstikkende terrengformasjoner. Overflaten på disse formasjonene er relativt jevne på samme måte som det faste fjellet bak Joasete og mot Høgsete, bare at det ligger lavere. Nordvest for Joasete avgrenses kantete store blokker av en langsgående skrent ned mot Otternes. Det ble tatt en prøve i denne skrenten (SP6, figur 7.3 og tabell 7.1).

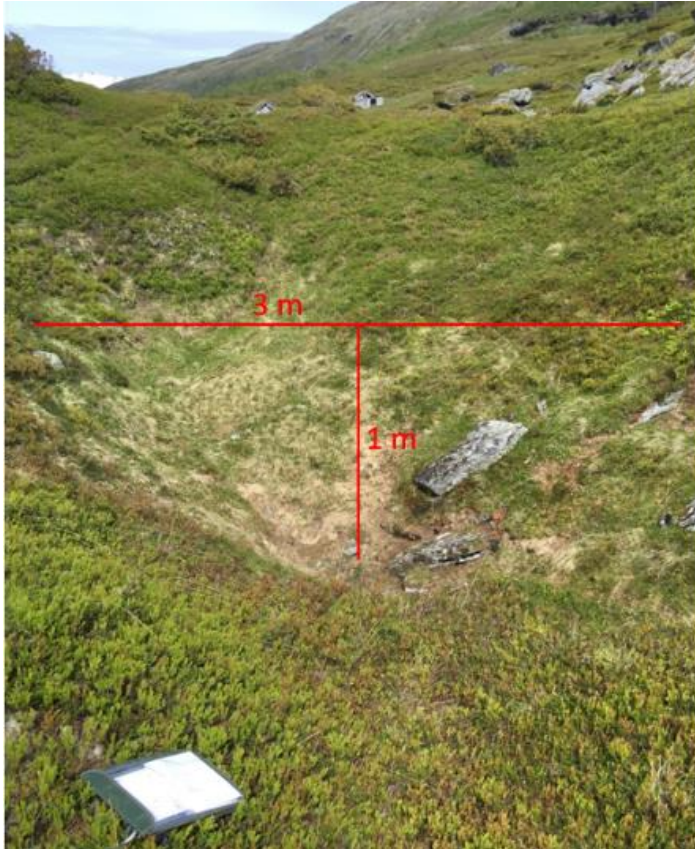


Figur 7.9 Kantete blokker av fyllitt i underkant av skrenten på Joasetebergi.

Mellom Høgsete og Otternes er det et tynt lag med løsmasser over oppsprukket fjell (Figur 7.10). Spesielt på Joasete, men også andre steder i feltområdet, er det forsenkninger i terrenget (Figur 7.11). For ytterligere fotodokumentasjon av forholdene vises det til vedlegg 2.

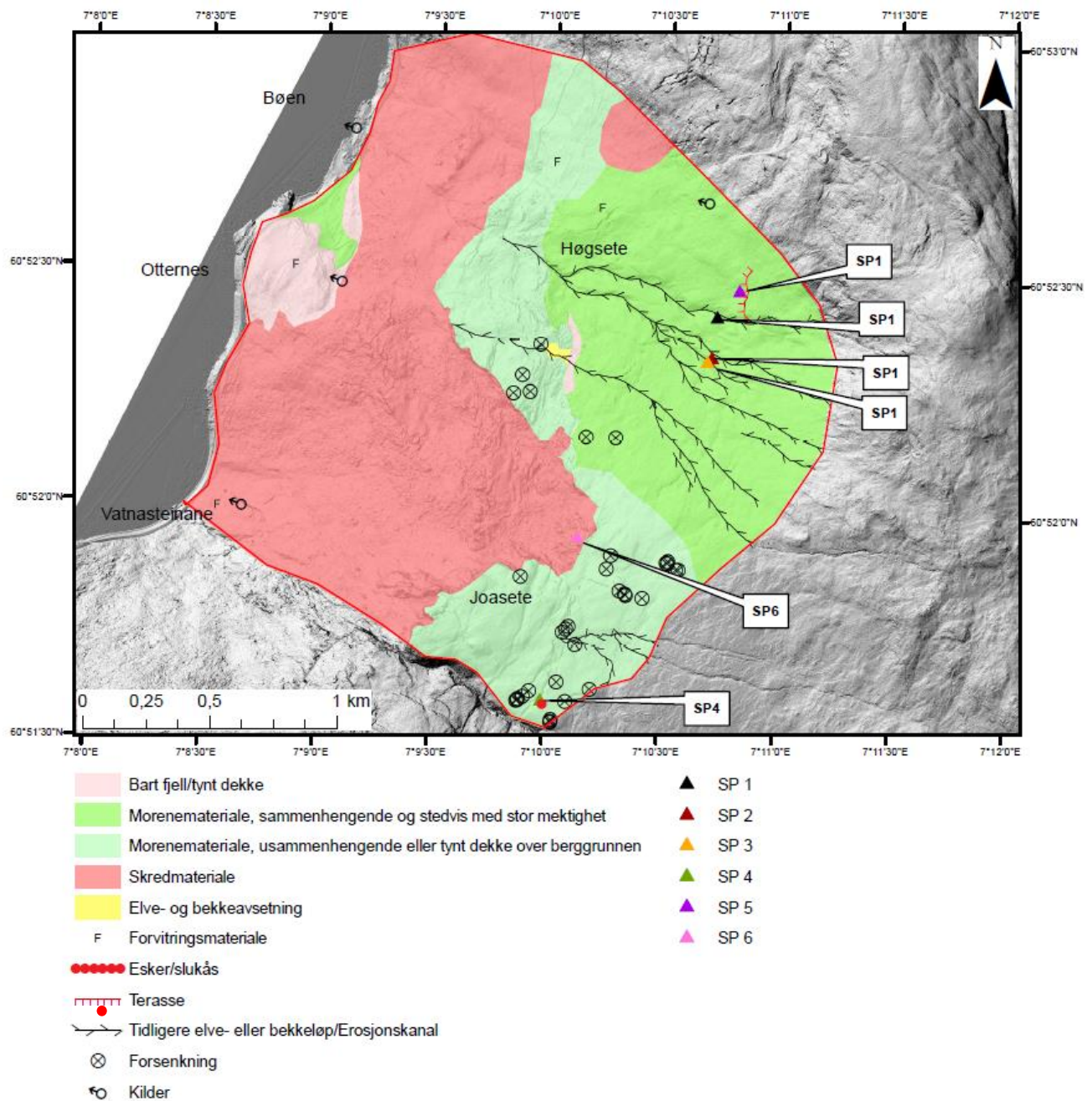


Figur 7.10 Tynt løsmassedekke over oppsprukket fjell.



Figur 7.11 Forsenkning på Joasete. Sætrene på Joasete er i bakgrunnen. Forsenkningen er 1 m dyp og 3 m i diameter.

Under siste istid da det lå en brearm i Flåmsdalen og ut i Aurlandsfjorden kan mye av morenen i området ha blitt avsatt. Breen ser ut til å ha lagt stort press på Joasete-området. Området bak Joasete, mot Høgsete, har da ligget litt i le for den største spenningen. Dette kan ha medført oppsprekking av fjellet og at breen har plukket av fjellet i Joasete-området og avsatt morene i retning Høgsete. Løsmassene på Joasete og mot Høgsete er derfor tolket til å være morene av varierende tykkelse. Området under Joasete er tolket til å være skredmasser. Otternes er det eneste området med fast fjell, med kun et tynt lag med forvittringsjord over fjellet. Det er observert flere innsynkninger og erosjonskanaler i terrenget. Mellom Joasete og Høgsete synes morenen å være utvasket da det ligger mye blokker i overflaten. Tolkningene av feltområdet er presentert i figur 7.12

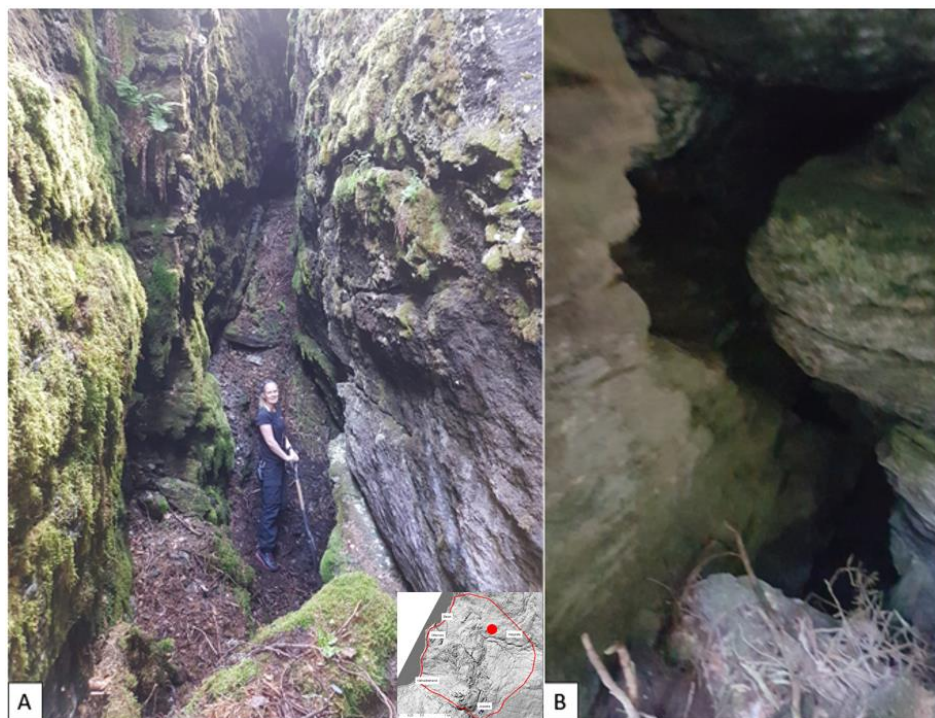


Figur 7.12 Kvartærgeologisk kart av feltområdet. Høydemodellen brukt som bakgrunnskart er laget i ArcGIS. Høydemodellen basert på LiDAR-data som er hentet fra www.hovdedata.no.

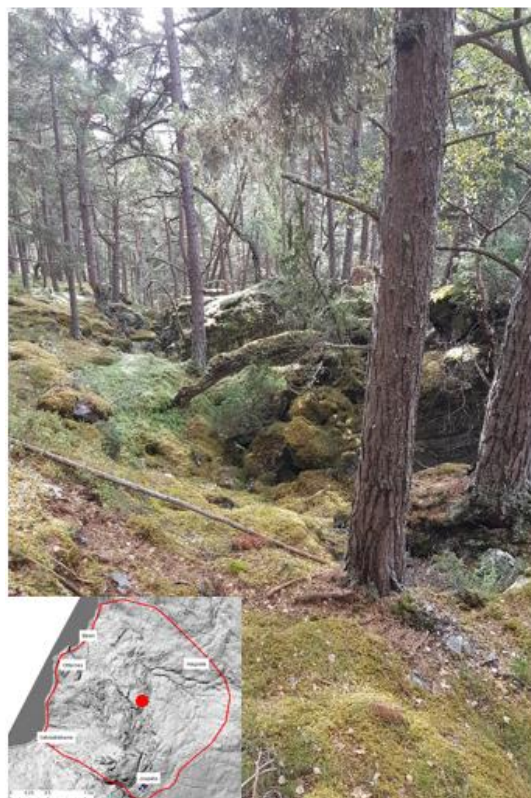
7.1.2 Strukturgeologi

Strukturgeologien i feltområdet oppfattes som komplisert. Det er mange blokker og mye oppsprekking, og derfor vanskelig å avgjøre om en bergoverflate er fast eller løst fjell. Mesteparten av sprekkeflatene er ujevne. Figur 7.13 er et eksempel fra en sprekke i området mellom Høgsete og Otternes. Det er variabel oppsprekking av fjellet, men både strøk og fall har noen dominerende retninger. De fleste sprekkene er steile. Oppsprekkingen fører til en

nokså uregelmessig overflatetopografi (Figur 7.14). Denne type oppsprekking og sterk deformasjon av fjellet gjør det også vanskelig å identifisere foliasjonsplanene.

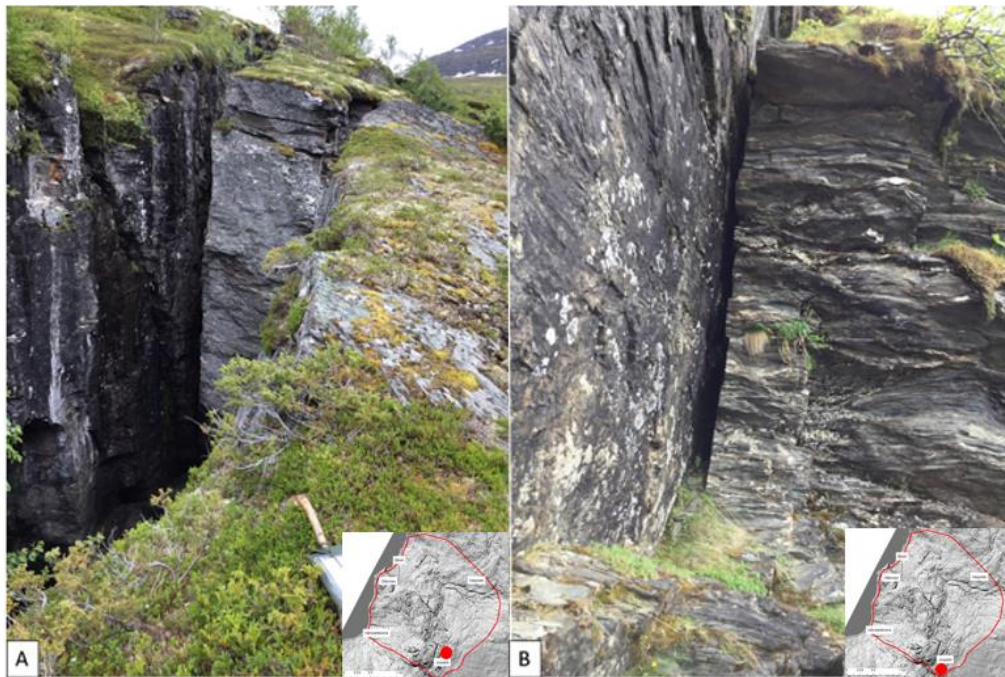


Figur 7.13 Bilde A er av en sprekk i nedre deler av feltområdet, bilde B er et nærbilde av oppsprekking inni sprekkene på bilde A. Kartet nede midt i bildet viser lokaliseringen til sprekkene.



Figur 7.14 Nedre deler av feltområdet. Uryddig terreng som viser oppsprukket fjell.

Det er store, til dels sammenhengende sprekker i Joasete-området. Her er det litt slettere sprekkeflater som gjør det enklere å måle strøk og fall (Figur 7.15).



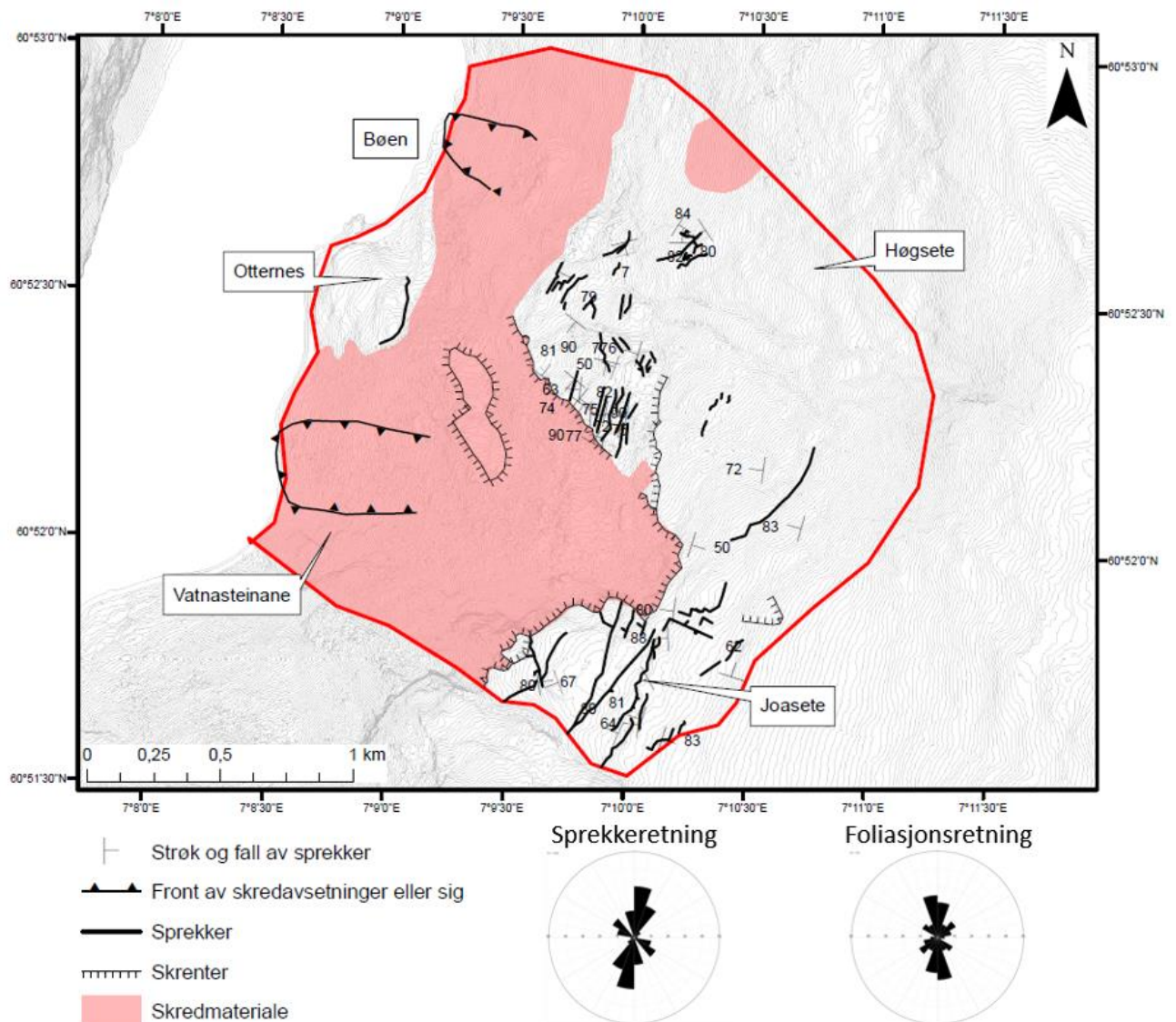
Figur 7.15 Bilde A og B er på Joasete. Det er relativt slette sprekkeflater.

Det er en markant skrent mellom Joasete og Høgsete. Det er oppsprekking langs hele skrenten, og flere steder er det totalt avgrensede blokker (Figur 7.16).

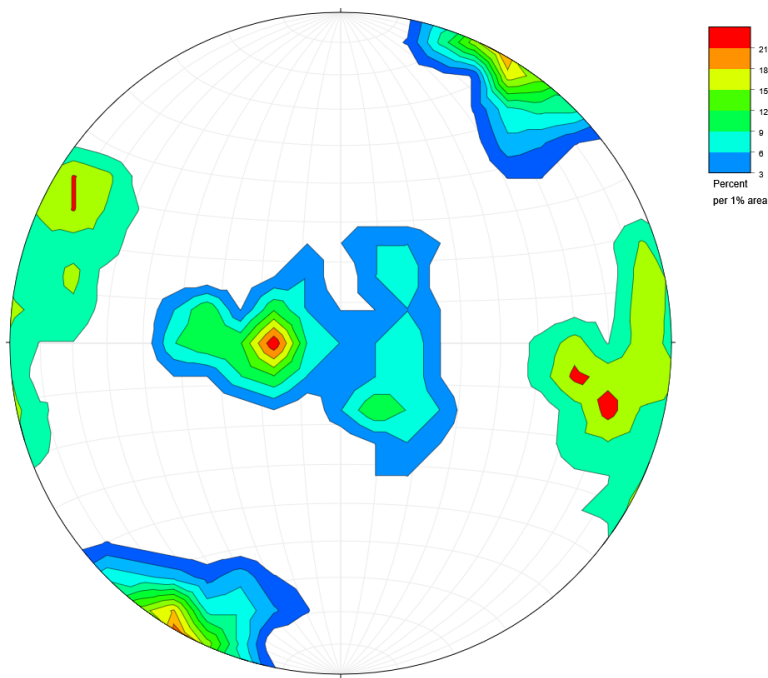


Figur 7.16 Bilde A og B viser oppsprekking langs skrent. Sprekken i A viser trær som velter ned. Sprekker på bilde B avgrenser en blokk fra fast fjell.

Høydemodellen viser tydelige nedskjæringer i terrenget. Sprekker, skrenter og forsenkninger kommer tydelig frem. Sprekkemålingene fra felt viser to dominerende orienteringer: 120/80 og 190/75, og en dominerende foliasjonsretning: 360/20 (Figur 7.17). Basert på feltarbeid, studie av terrengmodell og ortofoto er resultatet av strukturgeologisk kart i figur 7.17 (forstørret versjon i vedlegg 3). Figuren viser også rosediagram av sprekker og foliasjon. Dataene er også presentert i et konturoplott (Figur 7.18).



Figur 7.17 Strukturgeologisk kart med rosediagram av sprekker og foliasjon i feltområdet. Tallene viser fallet på sprekkene.



Figur 7.18 Konturplott av feltmålinger. Målingene viser to vertikale/nær vertikale sprekkesett, og foliasjon med et svakt fall mot vest.

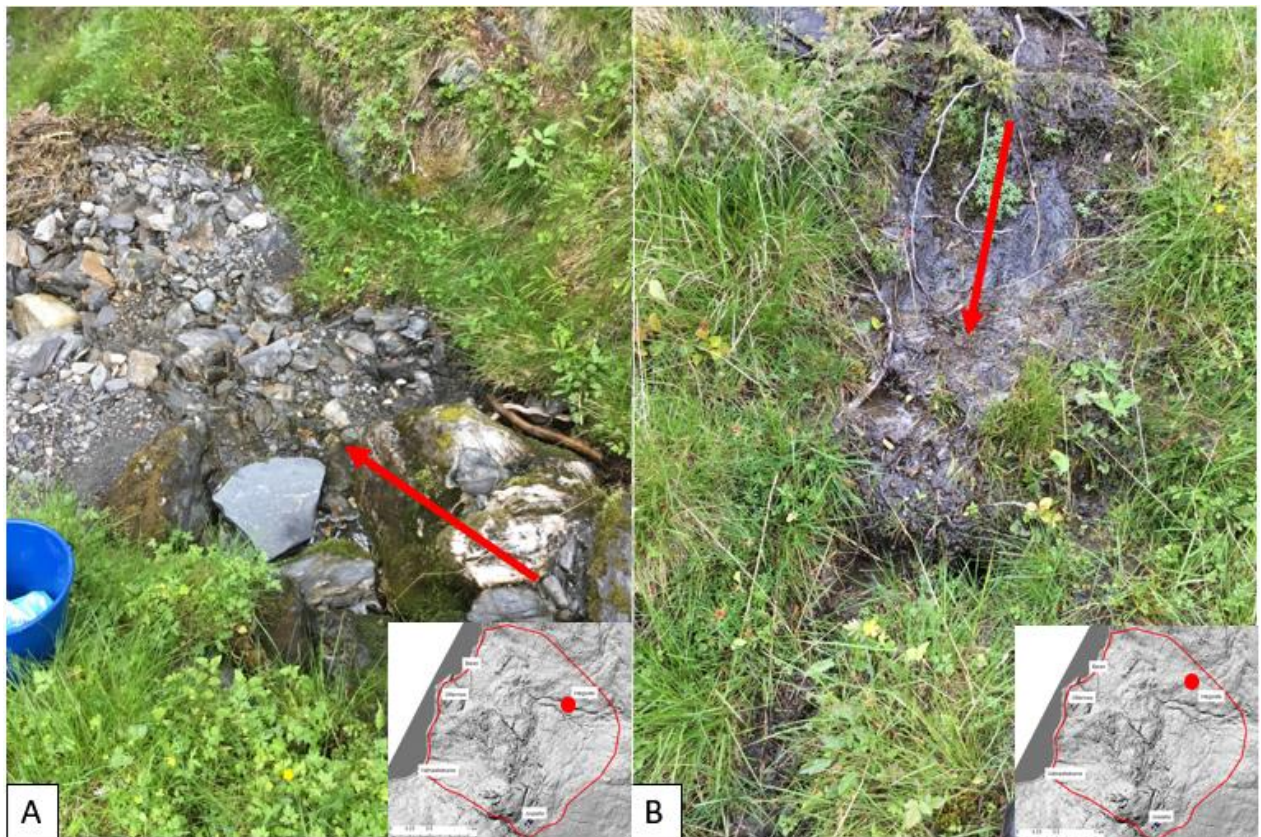
7.2 Hydrogeologi

7.2.1 Hydrogeologisk kart – infiltrasjons- og kildeområder

Det hydrogeologiske kartet er i hovedsak basert på feltobservasjoner, topografisk norgeskart og en høydemodell. Det er observert mange kilder i morenemassene der mye av vannet infiltrerer ned i bakken igjen bare meter nedenfor kildeutspringet. Dette gjelder i området mellom Høgsete mot Joasete på ca. 700 – 900 m o.h. Under kartleggingen ble bekkeløp fulgt for å finne kilder og infiltrasjonsområder. Det ble målt temperatur og elektrisk konduktivitet ved alle lokaliteter der vann ble observert. Typiske kildeområder for større forekomster av vann er under store steiner, slik som i figur 7.19. Slangen i bildet hører til vannforsyningen til Vikesland. I sør og nærmere fjorden en kildene i morenemasser finnes det kilder i skredmasser. Disse er undersøkt med logging og prøvetaking og blir nærmere omtalt under. Figur 7.20 viser forhold nedstrøms Høgsete i områder der vannet infiltrerer i morenemasser.



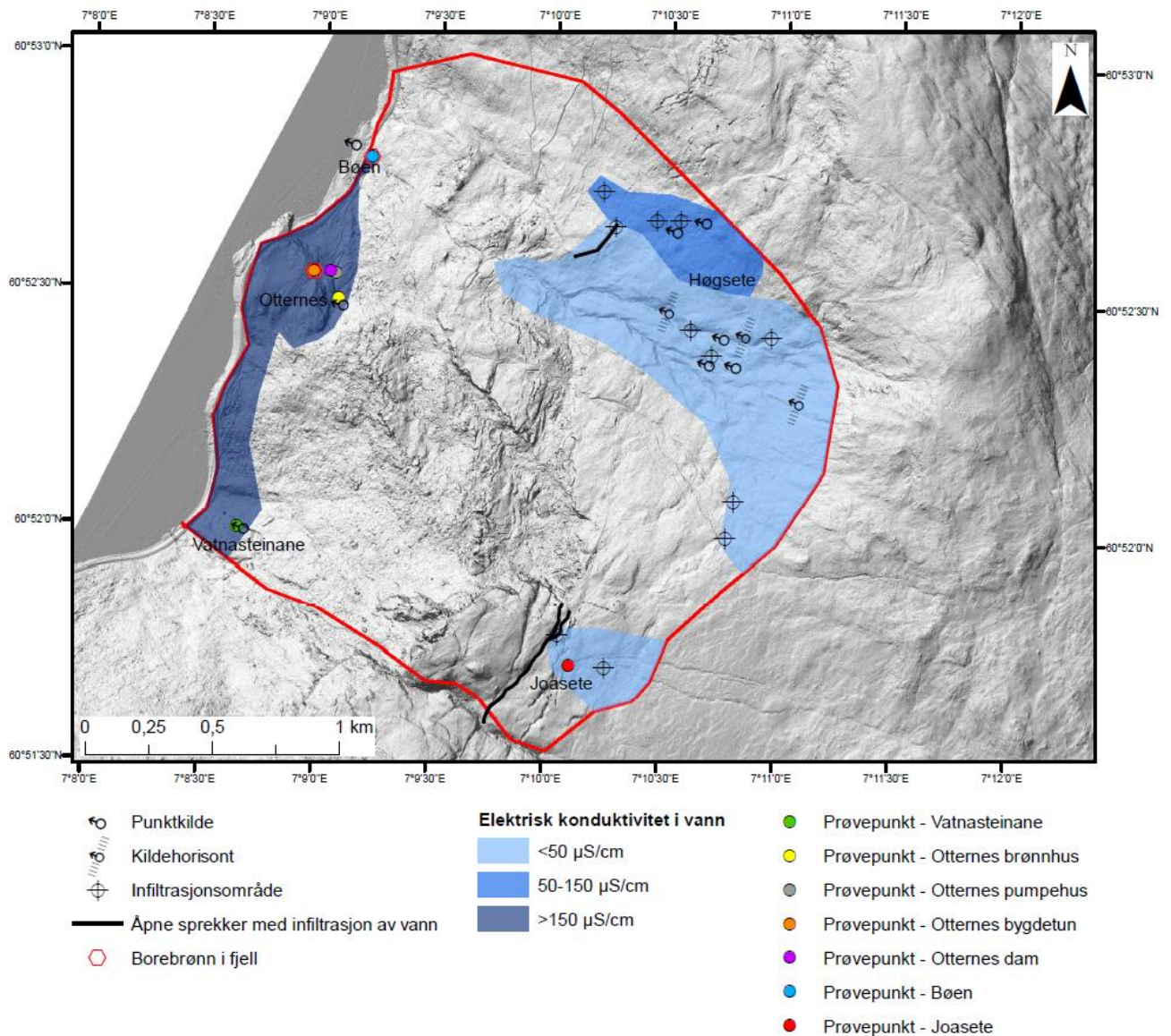
Figur 7.19 Kilde under stein. Rød pil peker på vannslange med drikkevann til Vikesland.



Figur 7.20 Bilde A viser infiltrasjon ned imellom steiner. Bilde B viser infiltrasjon ned imellom steiner med et tynt løsmassedekke. Rød pil viser strømningsretning.

Det er målt elektrisk konduktivitet alle steder det er observert vann i feltområdet. Det ser ut som det er systematisk variasjon i målte verdier, de er derfor delt inn i tre nivå: <50, 50-150 og >150 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Basert på innsamlede data i felt, studie av topografisk kart og terrengmodellen er et hydrogeologisk kart presentert i figur 7.21. Lokalisering av prøvepunkt er også vist i kartet.



Figur 7.21 Hydrogeologisk kart over feltområdet. Feltområdet er ringet inn i rødt.

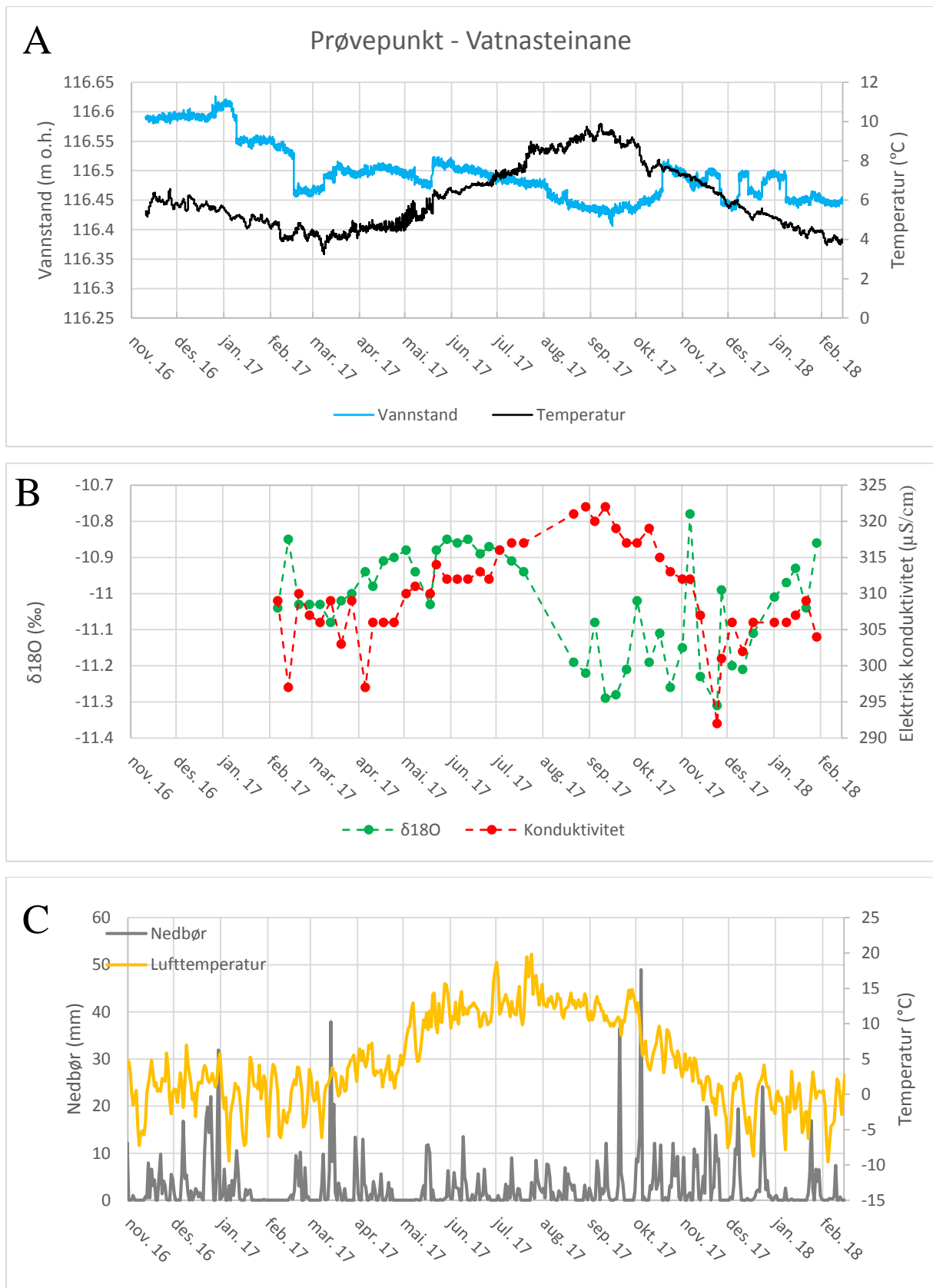
7.2.2 Overvåkningsdata

7.2.2.1 *Vatnasteinane*

Vatnasteinane er et prøvepunkt i en kilde i løsmasser. Ved prøvepunktet er det logget temperatur og vannstand i perioden november 2016-februar 2018. Det ble tatt vannprøver for oksygenisotopanalyse ca. ukentlig fra februar 2017-februar 2018. Det ble også målt elektrisk konduktivitet i de samme prøvene. Dataloggeren ble lagt i en liten kulp. Figur 7.22 er en sammenstilling av dataene samlet inn ved Vatnasteinane. A viser temperatur og vannstand, B viser $\delta^{18}\text{O}$ og elektrisk konduktivitet. C er målt nedbør og lufttemperatur i samme tidsperiode.

Det var noe igjenslamming av loggeren i felt, men det ser ikke ut til å ha påvirket temperaturmålingene da de synes å representere en normal årstidssyklus. De små variasjonene i vannstand kan være noe påvirket av igjenslamming. Den består av noen få cm med organisk materiale. Det er derfor lite trolig at det kan påvirke vanntrykket i vesentlig grad. Figur 7.22 viser at vannstanden har en topp i januar 2017 som synker gradvis fremt til september-oktober 2017 da den har lavest verdi før det sakte begynner å stige igjen. I tidsrommet 01.02.17-01.02.18 har vannivået et maksimumsnivå på 0,21 m og en minimumsverdi på 0,04. Temperaturen varierer systematisk gjennom året med en klar topp i september 2017 og en bunn i mars 2017. I samme tidsrom som over, varierer vanntemperaturen i prøvepunktet mellom 3,3 og 9,9 °C med en gjennomsnittstemperatur på 6,3 °C. Dette er uvanlig stor temperaturvariasjon for grunnvann. Det kan blant annet skyldes kort oppholdstid, grunnstrømningsrute eller innblanding av overflatevann og påvirkning av overflatetemperatur da målingene er gjort i en åpen liten kulp.

Vatnasteinane har svakt stigende $\delta^{18}\text{O}$ -verdier fra mars 2017 til juli 2017. Videre er det en måned opphold i prøvetaking. Fra august-desember 2017 er det lavere verdier med noe variasjon før det slakt begynner å stige. Verdiene er noe høyere enn de andre prøvepunktene gjennom hele perioden. I elektrisk konduktivitet er det en svak topp i september 2017 (samme hovedtrend som temperatur) og en senkning i november 2017.



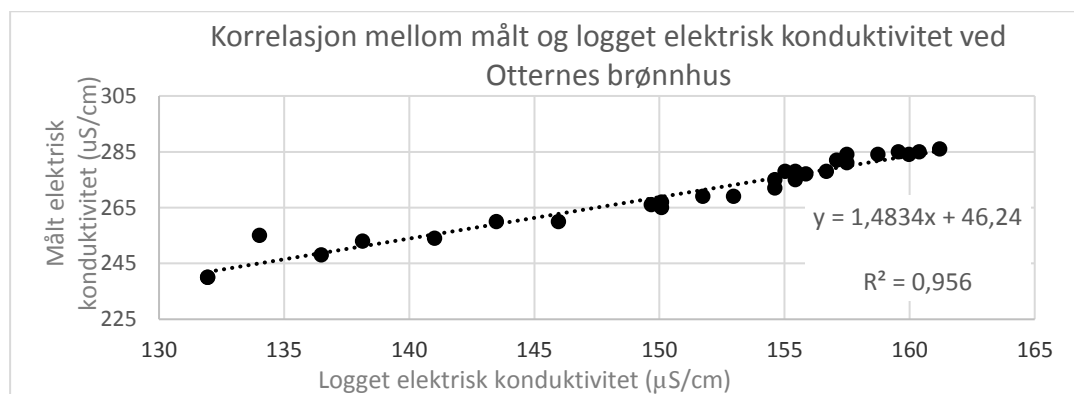
Figur 7.22 A viser temperatur og vannstand ved Vatnasteinane, B viser elektrisk konduktivitet og $\delta^{18}\text{O}$ ved Vatnasteinane og C viser nedbør og lufttemperatur målt i samme periode. Strekene markerer den 1. i de respektive månedene.

7.2.2.2 Otternes brønnhus

Otternes brønnhus er et prøvepunkt i et brønnhus som får vann fra en kilde i løsmasser. Ved prøvepunktet er det logget temperatur, vannstand og elektrisk konduktivitet i perioden november 2016- februar 2018. Det ble tatt vannprøver for oksygenisotopanalyse ca. ukentlig fra februar 2017-februar 2018. Figur 7.24 er en sammenstilling av data samlet inn ved Otternes brønnhus. A viser temperatur og vannstand, B viser $\delta^{18}\text{O}$ og elektrisk konduktivitet. C er målt nedbør og lufttemperatur i samme tidsperiode.

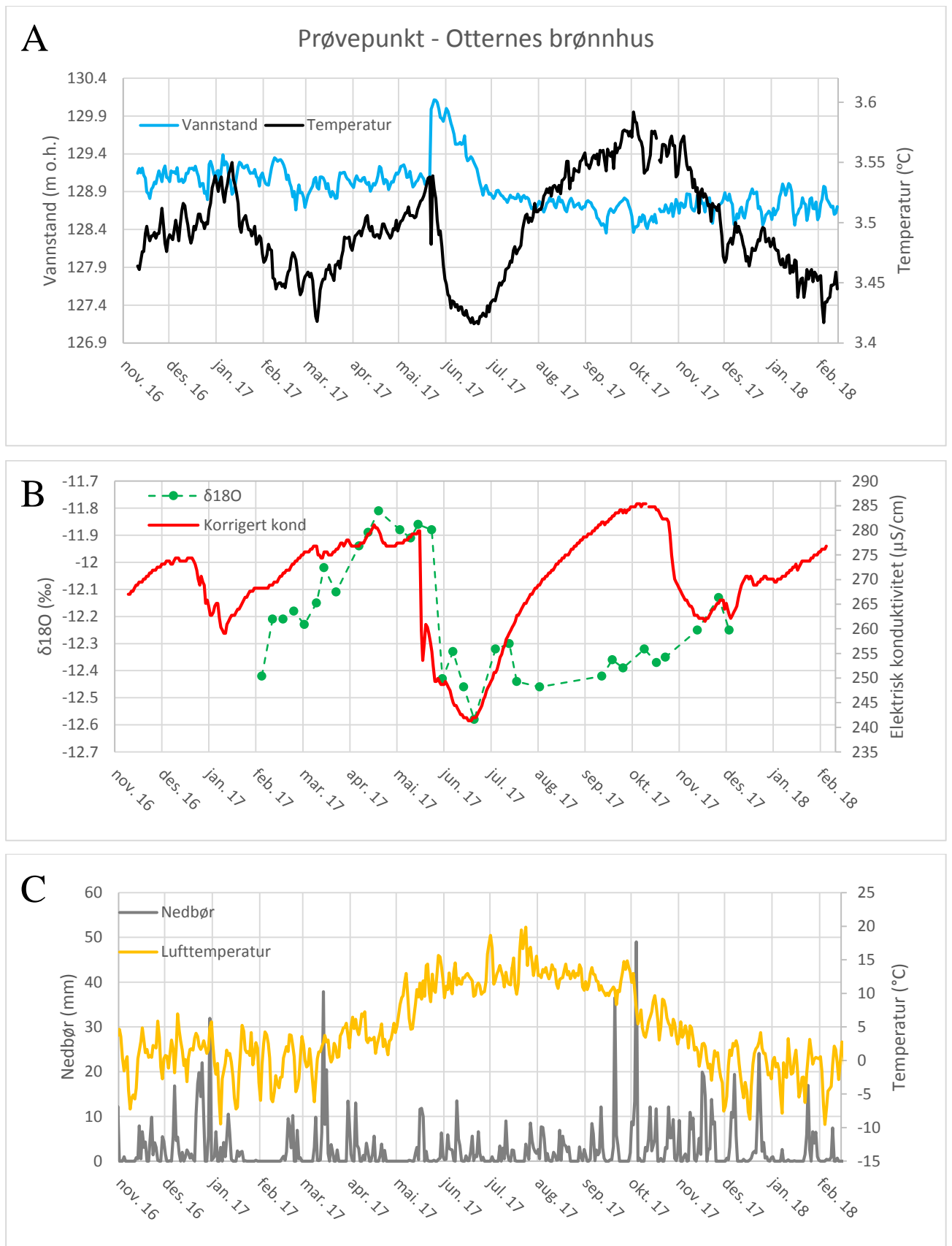
Otternes brønnhus viser en topp i vannstand i slutten av mai. Vanntemperaturen er svært stabil i dette målepunktet med en variasjon på kun 0,18 °C, fra 3,41-3,59 °C. Gjennomsnittlig temperatur er 3,49 °C. Temperaturen har tre topper som er i januar 2017, mai 2017 og oktober 2017. Toppen i mai er trolig grunnet snøsmelting. Temperaturen er på bunn i mars 2017, juni 2017 og februar 2018. Dataloggeren har en feilmargin på 0,1 °C, men variasjonen ut til å stemme med resten av dataene.

Loggedataene av elektrisk konduktivitet gjort med CTD-diver ved Otternes brønnhus måtte kalibreres på grunn av mistenkelig lave verdier i forhold til målte verdier. Korrelasjonen mellom målt og logget elektrisk konduktivitet ble plottet. Resultatet var god korrelasjon, og ligningen i figur 7.23 ble brukt for å korrigere verdiene.



Figur 7.23 Korrelasjon mellom målt og logget elektrisk konduktivitet ved Otternes brønnhus.

Det er en topp i elektrisk konduktivitet i mai 2017 før den synker brått og når en bunn i slutten av juni 2017. Videre stiger den igjen til en topp i oktober-november 2017. $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene følger den elektriske konduktiviteten frem til ca. juni 2017 da den begynner å utvikle seg i ulikt. I stedet for å øke på samme måte som konduktiviteten, holder den seg lav utover høsten før den begynner å stige svakt i oktober/november (Fig. 7.24).



Figur 7.24 A viser temperatur og vannstand ved Otternes brønnhus, B viser korrigert konduktivitet og $\delta^{18}\text{O}$ ved Otternes brønnhus og C viser nedbør og lufttemperatur målt i samme periode. Strekene markerer den 1. i de respektive månedene. Merk at skalaene er forskjellig fra figur 7.22.

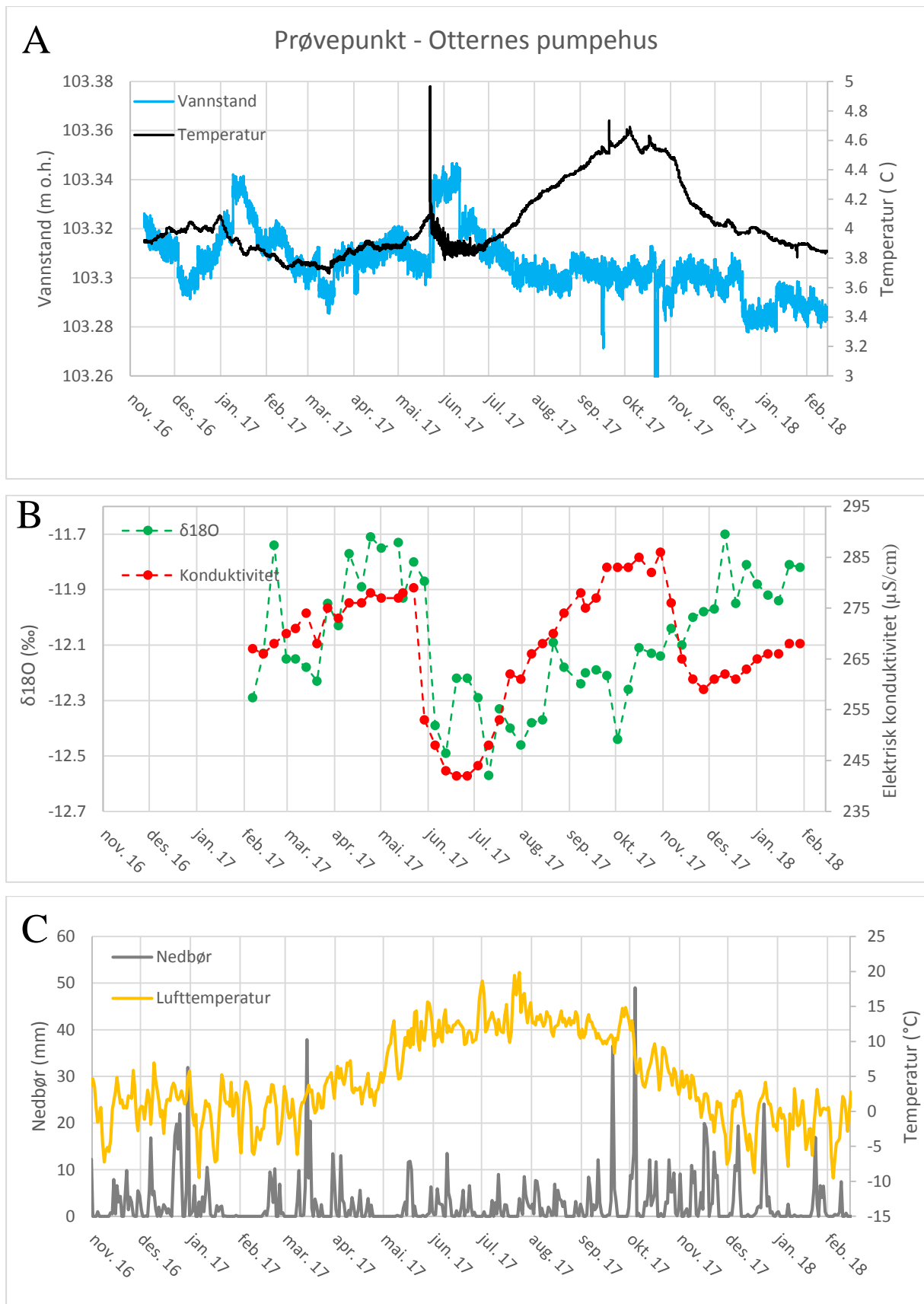
7.2.2.3 Otternes pumpehus

Otternes pumpehus er et prøvepunkt som får vann fra en kilde i løsmasser. Ved prøvepunktet er det logget temperatur og vannstand i perioden november 2016- februar 2018. Det ble tatt vannprøver for oksygenisotopanalyse ca. ukentlig fra februar 2017-februar 2018. Det ble også målt elektrisk konduktivitet i samme prøver. Figur 7.25 er en sammenstilling av data samlet inn ved Otternes pumpehus. A viser temperatur og vannstand, B viser $\delta^{18}\text{O}$ og elektrisk konduktivitet. C er målt nedbør og lufttemperatur i samme tidsperiode.

Otternes pumpehus har karakteristiske topper i vannstand i november 2016, januar 2017 og i slutten av mai 2017. Temperaturen har en topp i slutten av mai og oktober 2017 og en bunn i mars 2017 (Figur 7.25). 22. mai 2017 er det er brå endring i målingene der både temperatur og vannstand øker brått. Maksimum vannstand i prøveperioden er 0,21 m og minimumsverdien 0,04. Maksverdi i temperatur er 4,9 °C, og minimumsverdien er 3,7 °C. Variasjonsbredden er 1,3 °C og gjennomsnittlig temperatur er 4 °C.

Det er en topp i elektrisk konduktivitet i mai 2017 før den synker brått og når en bunn i slutten av juni 2017. Videre stiger den igjen til en topp i oktober-november 2017. $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene følger den elektriske konduktiviteten frem til ca. juni 2017 da den begynner å utvikle seg motsatt av denne.

Ved siden av pumpehuset er det tidligere boret en 46 m dyp brønn (Brønn nr. 216655 i NGU (2018c)). Fjellet (eller løsmassene) var så dårlig at boringen ble stoppet.

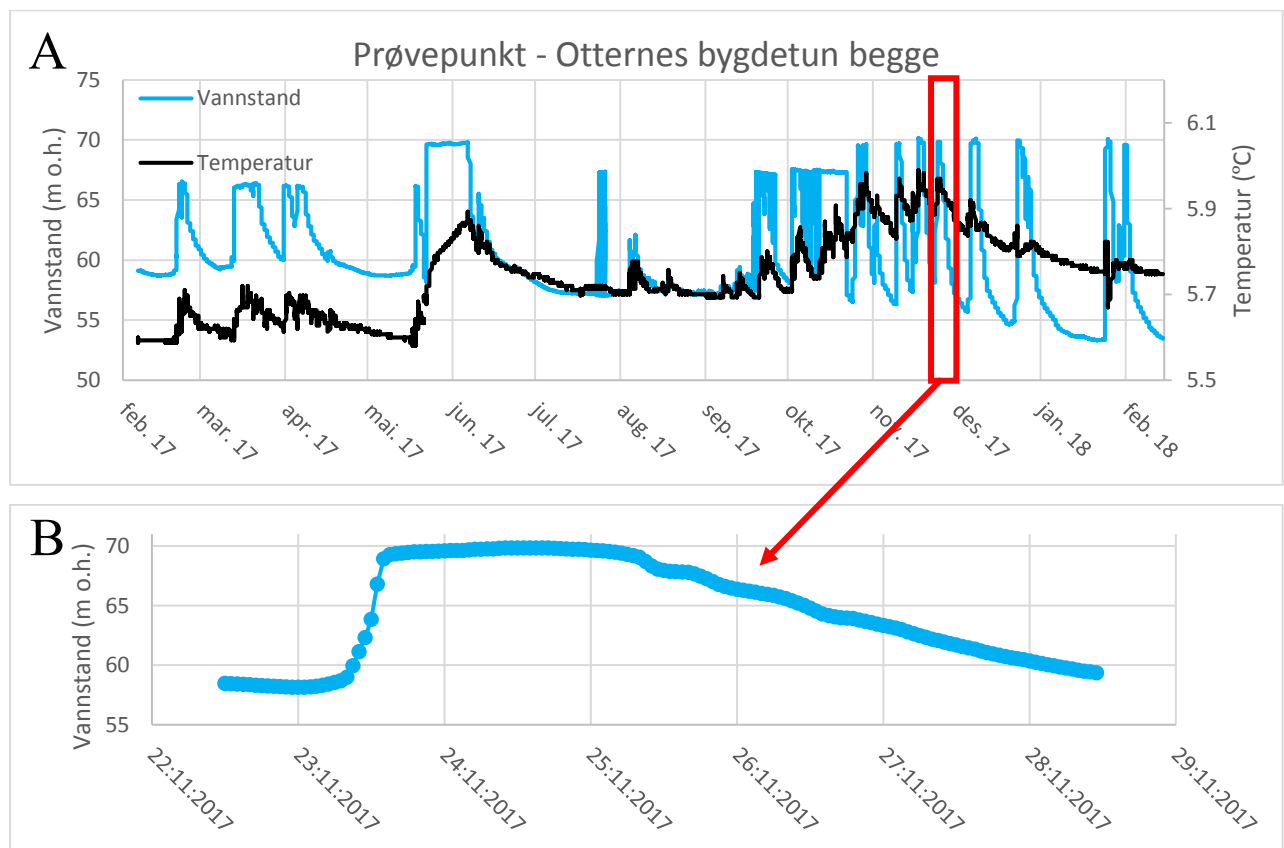


Figur 7.25 A viser temperatur og vannstand ved Otternes pumpehus, B viser konduktivitet og $\delta^{18}\text{O}$ ved Otternes pumpehus og C viser nedbør og lufttemperatur målt i samme periode. Strekene markerer den 1. i de respektive månedene. Merk at skalaene er forskjellig fra figur 7.24

7.2.2.4 Otternes bygdetun

Otternes bygdetun er et prøvepunkt i en 90 meter dyp borebrønn i fjell (Brønn nr. 59332 i NGU (2018c)). Ved prøvepunktet er det logget temperatur og vannstand i perioden februar 2017- februar 2018. Det ble det brukt to diverer for å måle den totale variasjonen i vannstand. Loggerne ligger på 50 og 60 m dyp.

Figur 7.26A viser øverst store variasjoner i vannstand gjennom hele perioden, med en litt roligere periode i juli-august 2017. Figur 7.26B er zoomet inn på en av toppene registrert i figur 7.26A og viser 10 meter endring i grunnvannstand på bare seks timer. Det tar ca. fem dager før grunnvannstanden har sunket ned til nivået den hadde før hendelsen. Det er stor variasjon i vannstand, men liten variasjon i temperatur. Det er likevel tydelige samtidige endringer i vanntemperatur når vannstanden varierer. Vanntemperaturen varierer mellom 5,6 °C og 6 °C. I mai 2017 er det en stor hendelse som diskuteres nærmere i kapittel 8. Grafene er satt sammen av to datasett, for å se dataene hver for seg se vedlegg 4.

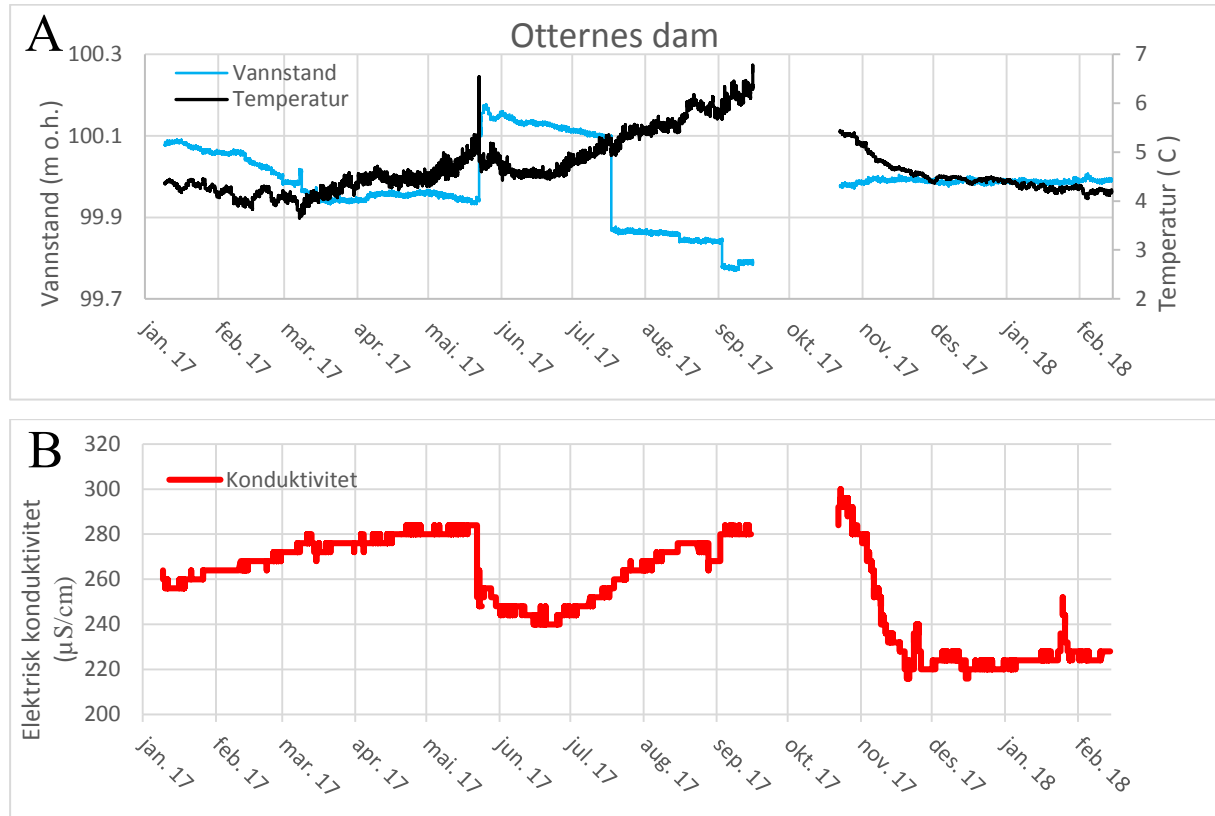


Figur 7.26 Graf A viser sammenlagt måleserie fra diverer i borebrønn på Otternes bygdetun. Den nederste grafen er et utsnitt av grafen over som viser et tidsintervall på 7 dager (23-29 november 2017). Det ble tatt 24 målinger i døgnet, ett punkt for hver time. Merk at temperaturskalaen for graf A er forskjellig fra figur 7.24. Strekene i A markerer den 1. i de respektive månedene.

7.2.2.5 Otternes dam

Otternes dam er et prøvepunkt i en kilde i løsmasser like ved Otternes pumpehus. Ved prøvepunktet er det logget temperatur, vannstand og elektrisk konduktivitet i perioden januar 2017- februar 2018.

Ved Otternes dam er det en karakteristisk temperaturopp i september 2017 og en bunn i mars 2017 (Figur 7.27A). Makstemperatur i prøveperioden er 6,8 °C, og minimumstemperaturen er på 3,1 °C. Variasjonsbredden er på 3,1 °C og gjennomsnittlig temperatur er på 4,7 °C. På vannstandsmålingene er det en topp i januar 2017 før det går jevnt nedover helt til mai 2017. I mai 2017 økte vannstanden kraftig og som følge av høy vannføring gikk et lite løsmasseskred ned i dammen diveren lå i. Dammen ble fylt opp med løsmasser og området ble i september 2017 bygget om for å forebygge lignende hendelser i fremtiden. Maksimal vannstand i dammen er målt til å være 0,5 m, og minimum til å være 0,1 m. Variasjonsbredden er på 0,4 m og gjennomsnittlig vannstand er 0,3 m. I elektrisk konduktivitet er det en topp/plutselig senkning i slutten av mai og oktober 2017 (Figur 27B). Det mangler data i perioden 15.09.17- 25.10.17 fordi det var ombygging i bekkeløpet, noe som førte til at diver ble liggende tørt.

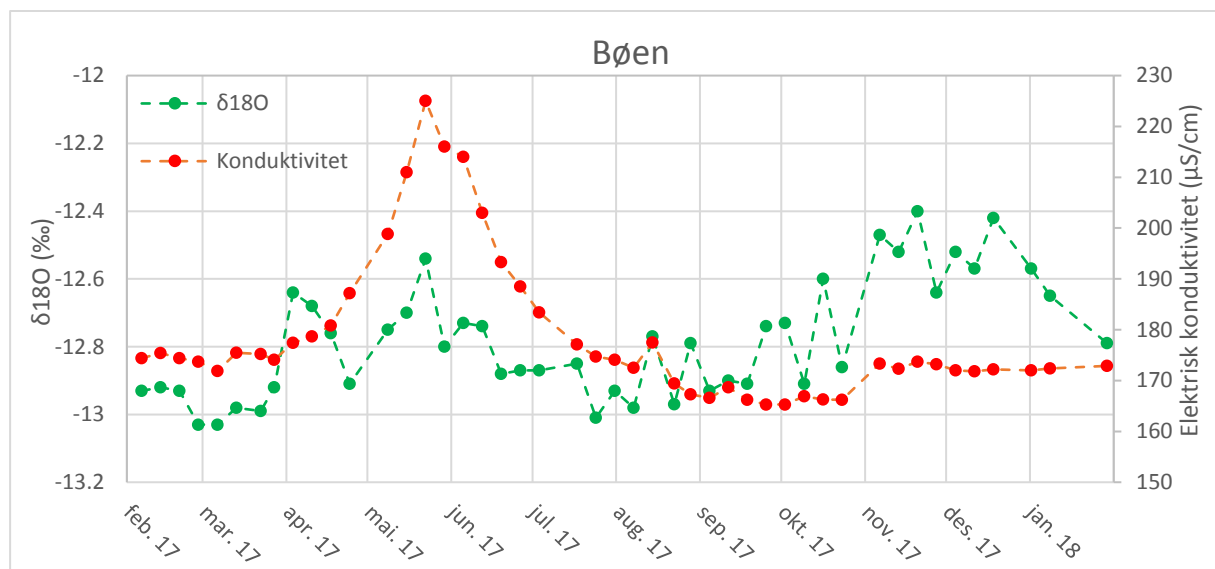


Figur 7.27

Graf A viser vannivå og temperatur, mens graf B viser elektrisk konduktivitet. Strekene markerer den 1. i de respektive månedene. Merk at skalaene er forskjellig fra figur 26.

7.2.2.6 Bøen

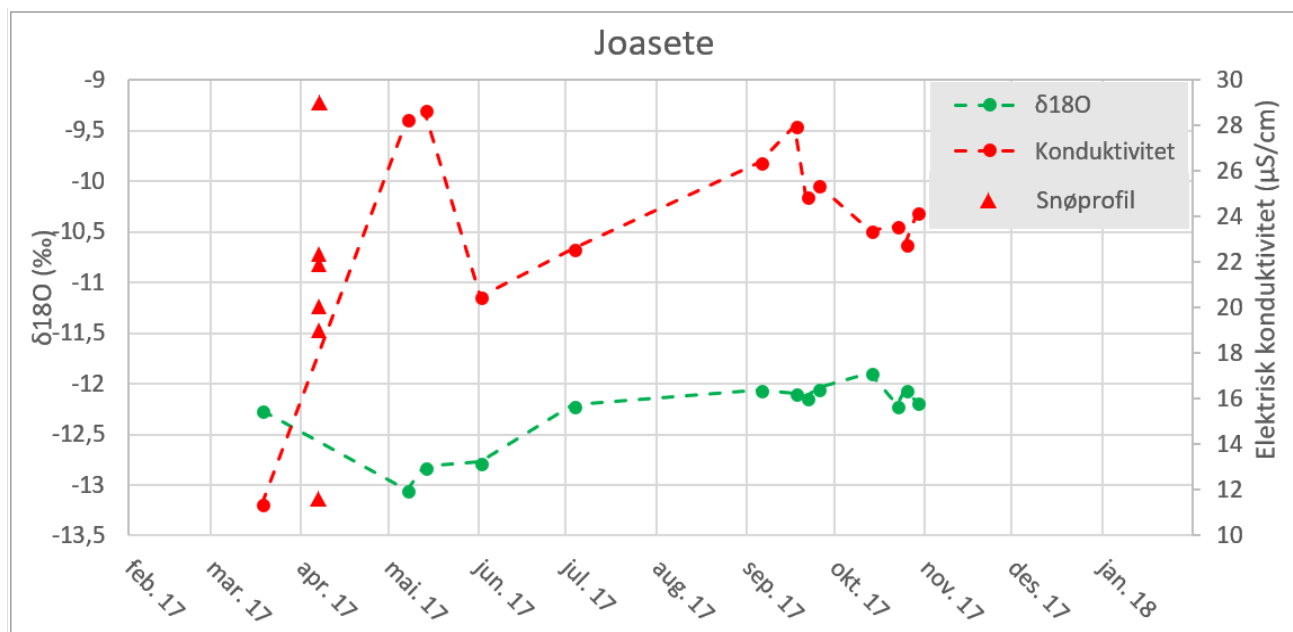
Bøen er et prøvepunkt i en borebrønn i fjell. Her ble det tatt vannprøver for oksygenisotopanalyse ca. ukentlig fra februar 2017-februar 2018. Det ble også målt elektrisk konduktivitet i samme prøver. Her er det en gradvis øking i elektrisk konduktivitet til en topp i slutten av mai 2017 og en gradvis senkning i ettertid (Figur 28). Det ser ikke ut til å være markante topper eller bunner i $\delta^{18}\text{O}$ og det er generelt lavere verdier enn de andre prøvepunktene. Det er noe høyere verdier i mai og november-desember 2017, men varierende målinger gjør det vanskelig å skille ut trender.



Figur 7.28 $\delta^{18}\text{O}$ - og elektrisk ledningsevne-verdier for prøvepunktet Bøen. Strekene markerer den 1. i de respektive månedene. Merk at skalaene er forskjellige fra figur 26.

7.2.2.7 Joasete

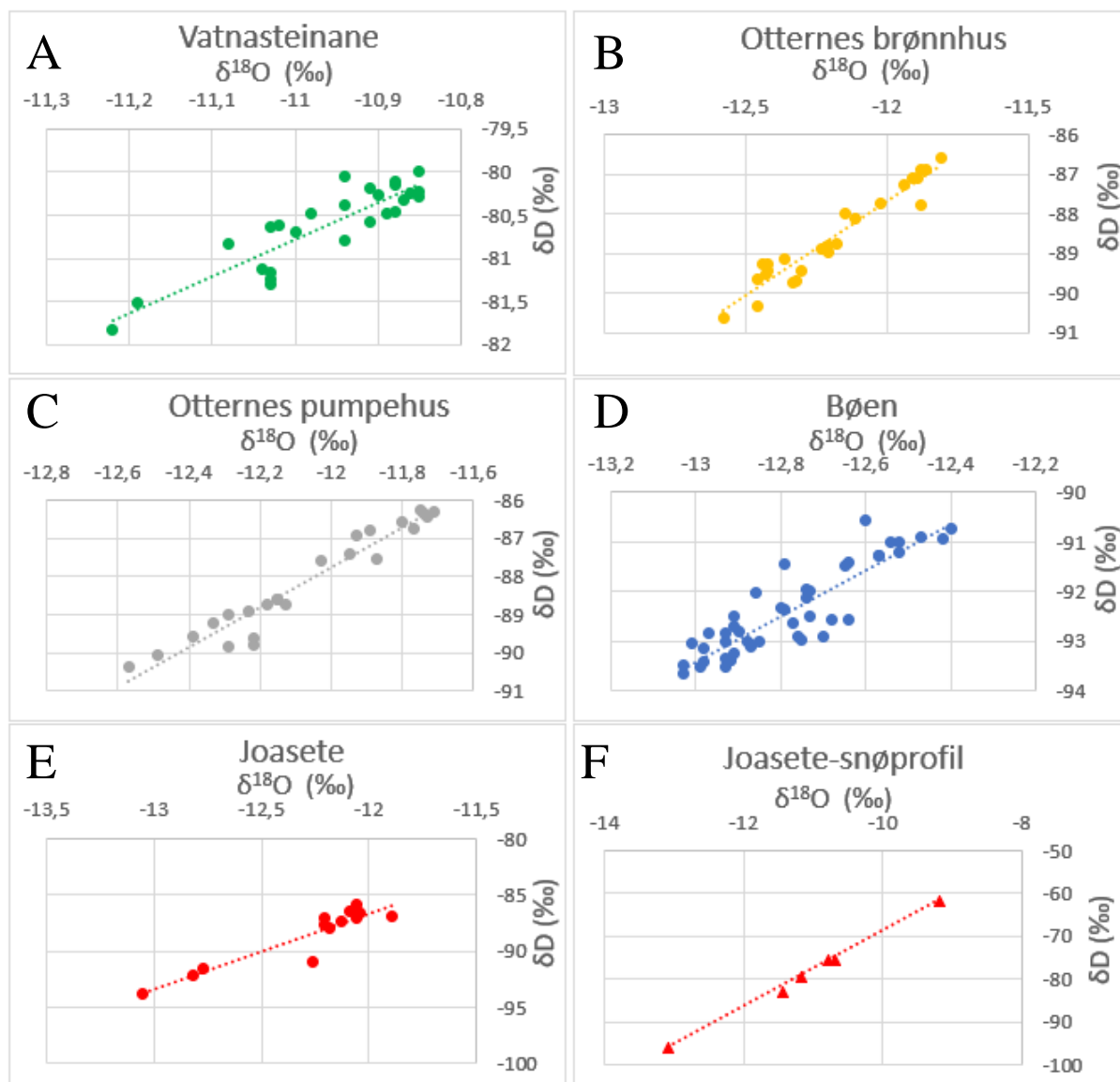
Joasete prøvepunkt er et prøvepunkt i en bekk som infiltrerer ned i baksprekken på Joasete. Her ble det tatt vannprøver for oksygenisotopanalyse 13 ganger mellom februar 2017 og februar 2018. Det ble også målt elektrisk konduktivitet i prøvene. Joasete er preget av svært lav elektrisk ledningsevne og få målinger, men viser en bunn i mars 2017 og en topp i oktober 2017, og er ellers relativt stabil. De røde trekantene på figur 7.29 viser verdier for $\delta^{18}\text{O}$ i en snøprofil på Joasete tatt 10. april 2017. Verdiene er svært variable. De er vanskelige å forklare, men det kan skyldes sammensetning av nedbør samt fraksjonering ved faseoverganger under endringer i snødekket.



Figur 7.29 $\delta^{18}\text{O}$ - og elektrisk ledningsevne-verdier for prøvepunktet Joasete. Strekene markerer den 1. i de respektive månedene. Merk at skalaene er forskjellig fra figur 27.

7.2.2.8 $\delta^{18}\text{O}$ og δD

Figur 7.30 viser $\delta^{18}\text{O}$ plottet mot δD . Alle punktene viser relativt god korrelasjon mellom de to parameterne. Ved Bøen er det størst avvik fra trendlinjen. Vatnasteinane viser et litt mindre avvik. Otternes pumpehus og brønnhus har litt bedre korrelasjon, mens Joasete har best korrelasjon mellom parameterne utenom to uteliggere. Joasete-snøprofil ser også ut til å ha god korrelasjon. I følge Haldorsen et al. (1997) vil vann som utsettes for fordamping bli beriket av tunge isotoper, noe som fører til noe ulike variasjoner i $\delta^{18}\text{O}$ og δD . I vann som ikke utsettes for fordamping vil $\delta^{18}\text{O}$ og δD gi samme informasjon.



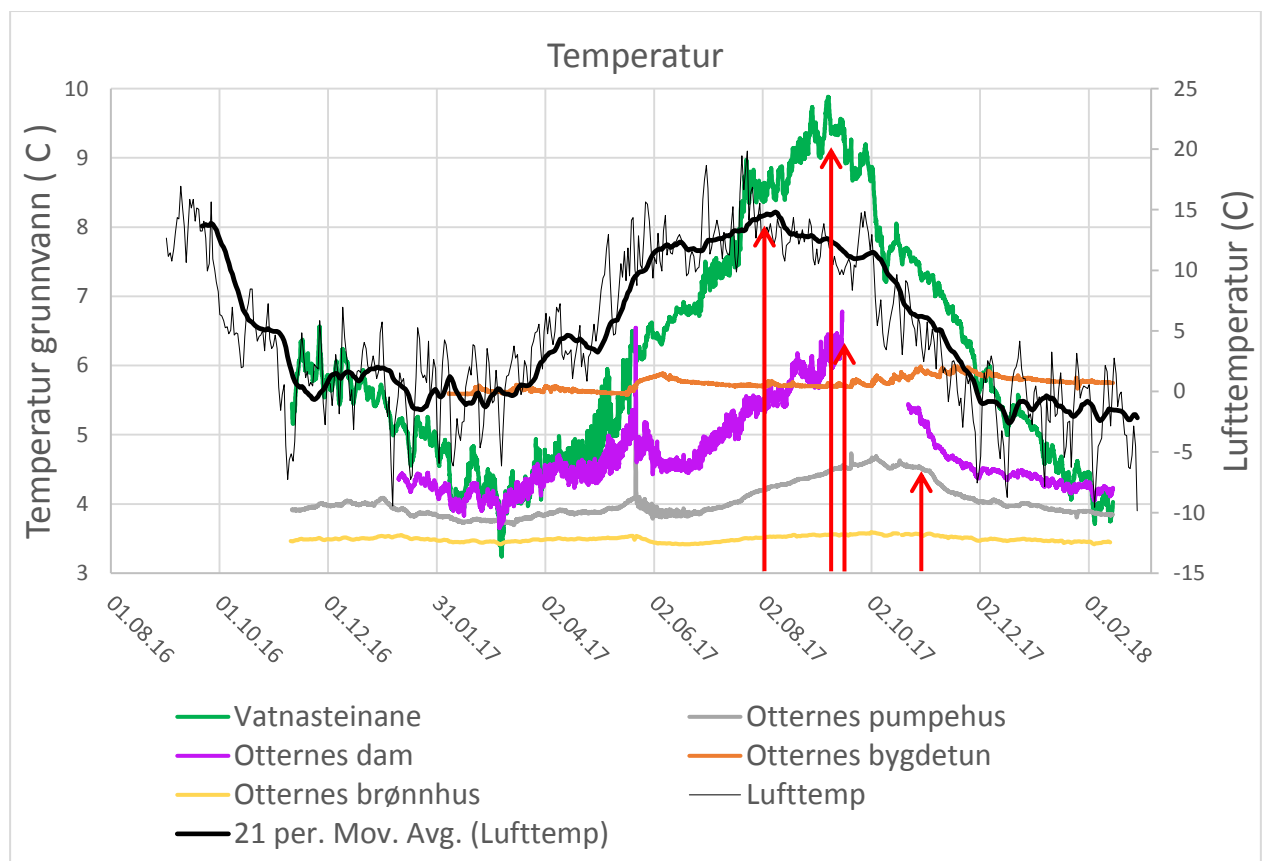
Figur 7.30 $\delta^{18}\text{O}$ mot δD ved de ulike prøvepunktene, i tillegg til snøprofilen på Joasete.

7.2.2.9 Vannets oppholdstid

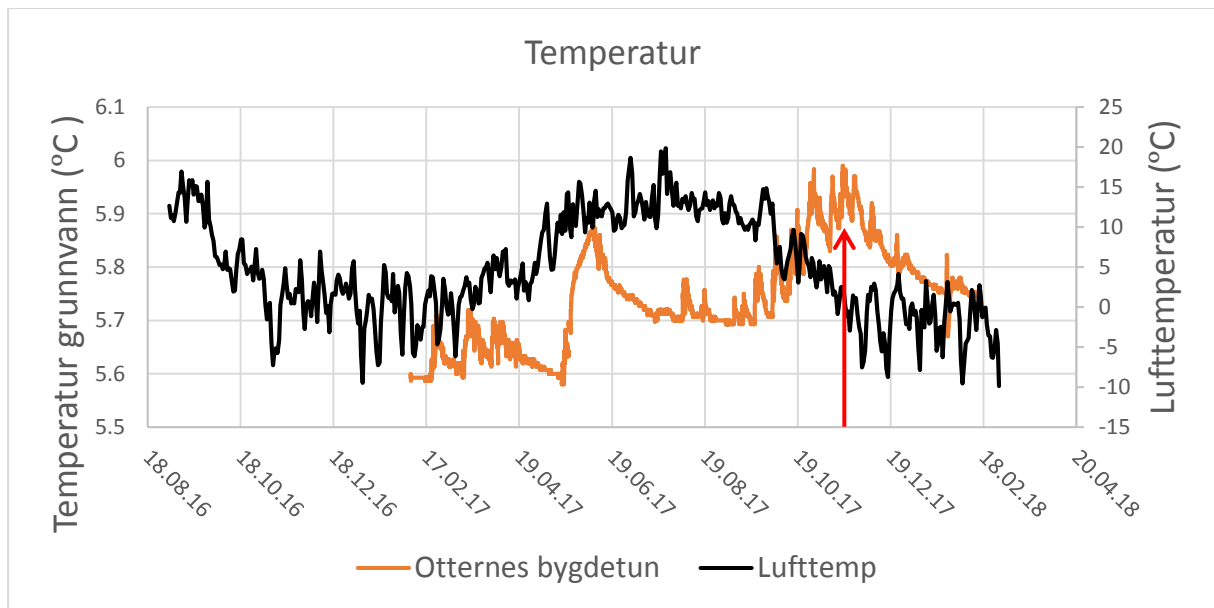
Ved å overvåke forplantning av maksimal eller minimal temperatur i vann i en akvifer, er det mulig å oppnå et estimat av oppholdstid i akviferen (Henriksen et al., 1996). En sammenstilling av temperaturmålingene er derfor gjort, og det viser systematiske variasjoner over tid for alle målepunktene (Figur 7.31). Ved å se på minimumtemperatur i lufttemperatur og vanntemperatur i prøvepunktene, ser man at disse opptrer samtidig. Da lufttemperaturen på dette tidspunkt er under null antas det at det ikke er nydanning av grunnvann i denne perioden fordi det er tele i jorden og nedbør vil komme som snø. På grunn av dette ses det heller på temperaturtopper. For Vatnasteinane, Otternes dam og Otternes pumpehus ses en

markant temperaturtopp som opptrer 2-3 måneder etter toppunkt på temperaturkurven for lufttemperatur.

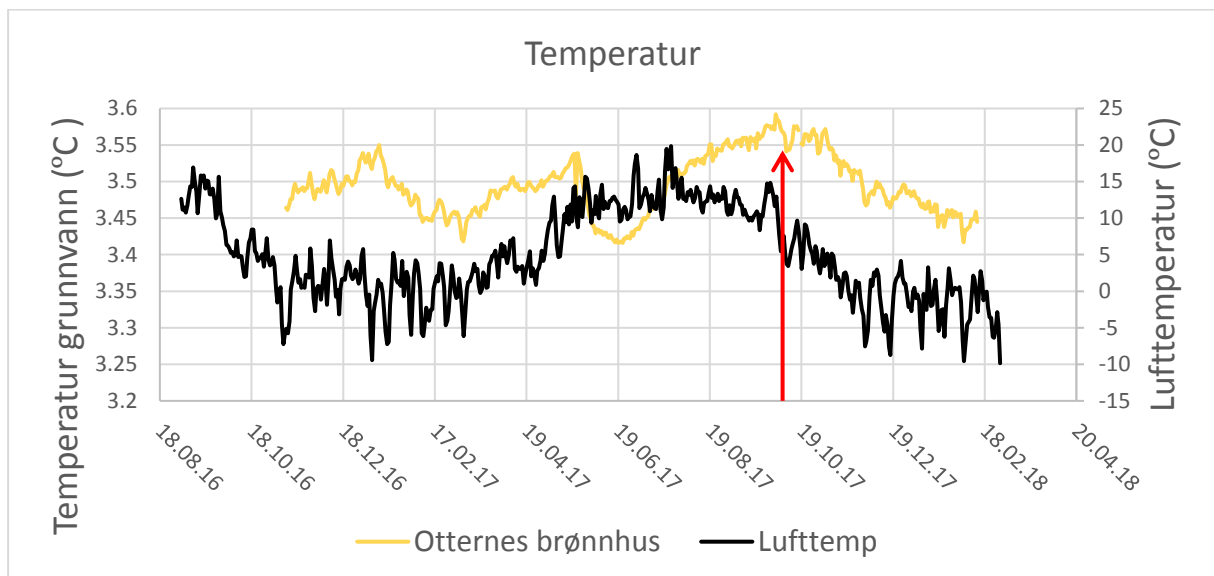
Ved å se nærmere på Otternes bygdetun og Otternes brønnhus ser man at de også har variasjonsmønster i temperatur. Otternes bygdetun viser to temperaturtopper. Den første temperaturtoppen skjer i slutten av mai i forbindelse med snøsmelting og ses på som en enkelthendelse. Den andre temperaturtoppen, som trolig er den normale årssyklusen, opptrer i november og viser en opp 3-4 måneder etter toppunkt i lufttemperatur (Figur 7.32). Otternes brønnhus har svært lav variasjon i temperatur, men viser to små toppe i grunnvannstemperatur i januar og mai 2017, og en større topp i oktober 2017. Toppen i mai er trolig grunnet snøsmelting, og den ses derfor bort ifra. Det er benyttet den største temperaturtoppen i oktober for å beregne oppholdstid. Den store temperaturtoppen opptrer ca. 2-3 måneder etter maksimum lufttemperatur (Figur 7.33).



Figur 7.31 Temperaturmålinger ved de ulike prøvepunktene. Røde streker påpeker toppe i temperatur.



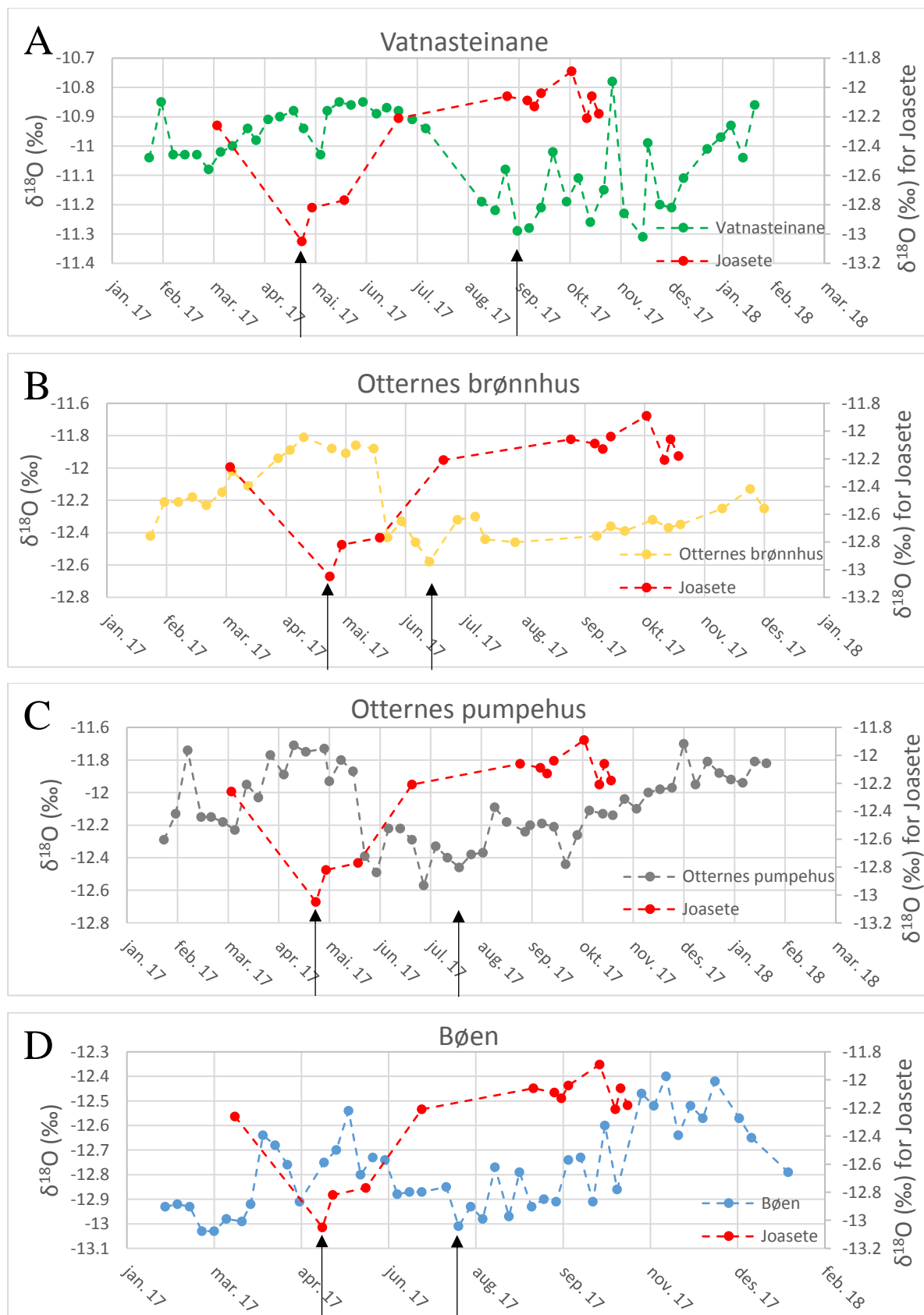
Figur 7.32 Otternes bygdetun viser to temperaturtopper. Den første temperaturtoppen skjer i slutten av mai i forbindelse med snøsmelting. Andre temperaturtopp skjer i november.



Figur 7.33 Temperaturvariasjon i luft og grunnvann i Otternes brønnhus. Det er to små toppe i grunnvannstemperatur i januar og mai, og en stor topp i oktober.

Oksygenisotoper kan som tidligere nevnt (Kapittel 6.2.5) også brukes til å beregne grunnvannets oppholdstid. Verdiene fra de ulike prøvepunktene er derfor sammenstilt i figur 7.34. Verdiene varierer fra -10,78 til -13,03 ‰ og det kan se ut til å være sesongmessige variasjoner. Prøvepunkt Otternes brønnhus og Otternes pumpehus korrelerer med en topp i $\delta^{18}\text{O}$ -verdier i mai og en bunn i juni-juli 2017. Hovedtrenden for de to punktene på Otternes er relativt lik, slakt stigende gjennom vinter og vår, brå senkning i mai, deretter slakt stigende. Vatnasteinane er svakt stigende fra mars 2017 til juli 2017. Videre er det en måned opphold i

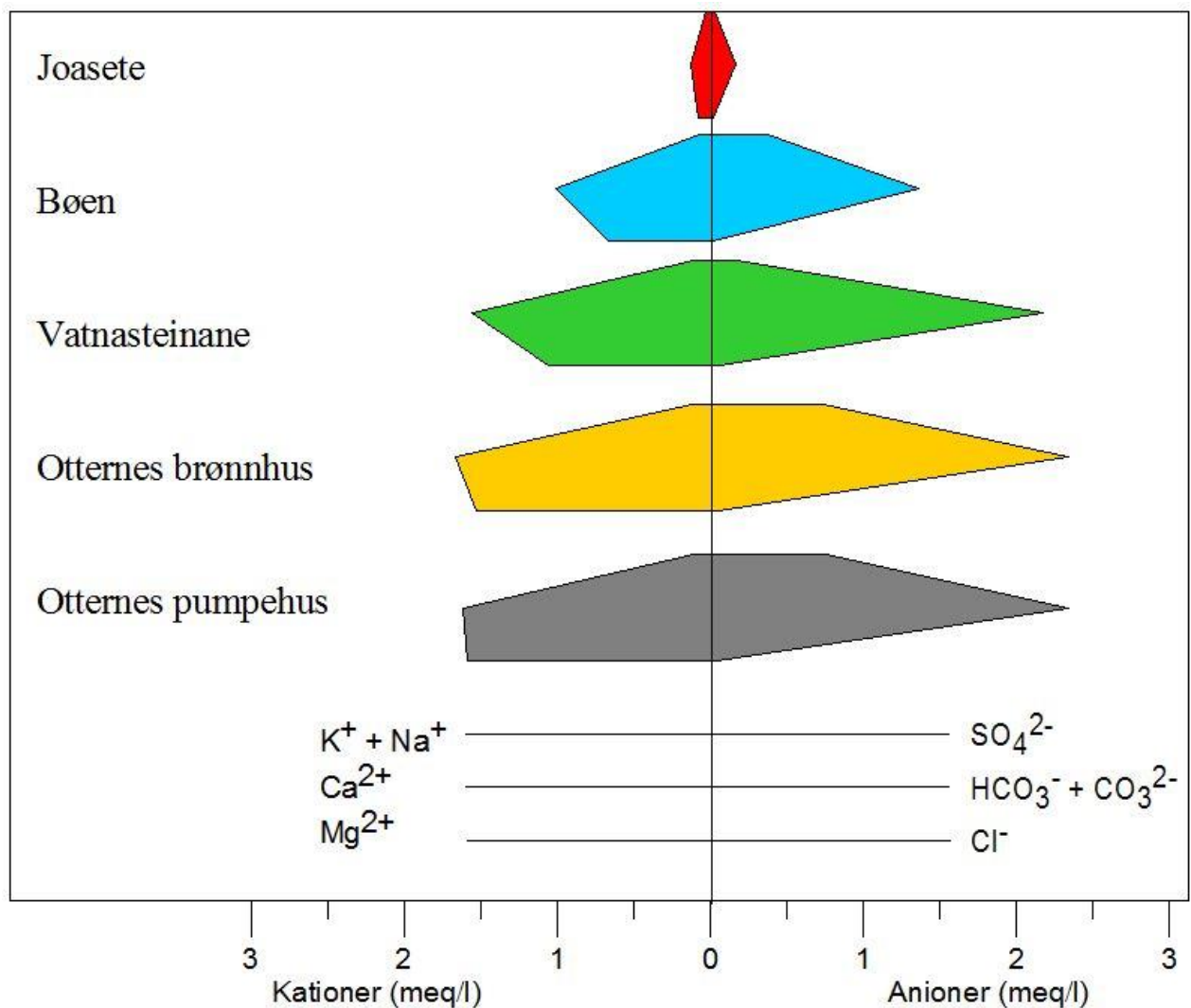
prøvetaking. Fra august-desember 2017 er det lavere verdier med noe variasjon før det slakt begynner å stige. Verdiene er noe høyere enn ved de andre prøvepunktene gjennom hele perioden. Bøen ser ikke ut til å ha markante topper eller bunner og har generelt lavere verdier enn de andre prøvepunktene. Det er noe høyere verdier i november-desember 2017, men varierende målinger gjør det vanskelig å skille ut trender. Joasete har en bunn i mai og en topp i oktober 2017. Verdiene i snøprofilen er vanskelig å forklare, og tas ikke med i beregning av oppholdstid. Variasjonen kan imidlertid skyldes sammensetning av nedbør samt fraksjonering ved faseoverganger under smelting/frysing. Ved å ta utgangspunkt i slutten av perioder med lave verdier har Otternes brønnhus en oppholdstid på 1,5 måned. Otternes pumpehus og Bøen har oppholdstider på 2-3 måneder og Vatnasteinane på 4 måneder.



Figur 7.34 Alle prøvepunktene er satt opp mot Joasete (rødt) som er referansepunkt. $\delta^{18}\text{O}$ -verdier for Joasete er på høyre y-akse, og venstre y-akse er for de andre prøvepunktene. A viser Vatnasteinane i grønt mot Joasete. B viser Otternes brønnhus i gult mot Joasete. C viser Otternes pumpehus i grått mot Joasete. D viser Bøen i blått mot Joasete.

7.2.2.10 Kjemisk analyse

Det ble også tatt vannprøver til kjemisk analyse for samme prøvepunkt som oksygenisotopanalyser. Prøveresultatene er fremstilt i et stiff-diagram (Figur 7.35). Stiff-diagrammet viser lave konsentrasjoner av alle de kjemiske stoffene på Joasete. På Bøen er det litt høyere konsentrasjoner med betydelig større mengder av Ca^{2+} og $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$. Ved Vatnasteinane, Otternes brønnhus og Otternes pumpehus er det generelt høyere verdier av spesielt Ca^{2+} , Mg^{2+} og $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$. Det er også noe SO_4^{2-} ved Otternes- brønnhus og pumpehus.



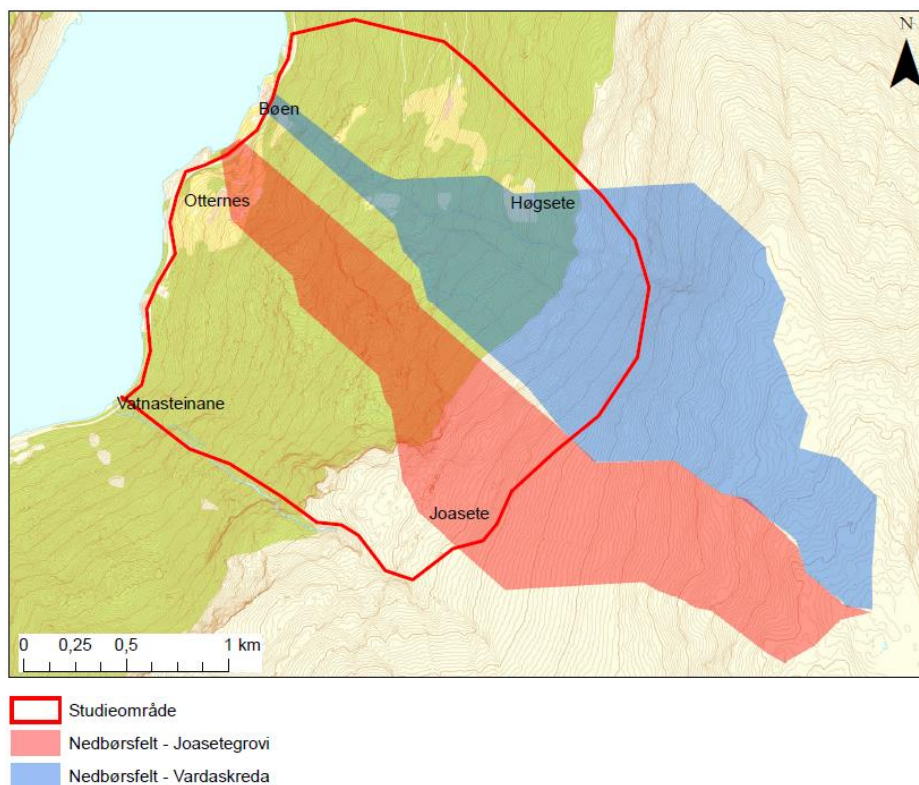
Figur 7.35 Stiff-diagram av prøvepunkt- Joasete, Bøen, Vatnasteinane, Otternes brønnhus og Otternes pumpehus.

7.2.3 Vannbalanse

Forståelse av vannbalanse er viktig for å estimere nydannelse av grunnvann og avrenningsforhold. Store avvik i vannbalanse kan betyr at det foregår ukjent avrenning, for eksempel via grunnvann som ikke kan observeres direkte. Det er tatt utgangspunkt i nærmeste meteorologiske stasjon, Aurlandsvngen nr. 53700 og 53690. For beregning av evapotranspirasjon er det brukt både Thornthwaites metode (Thornthwaite, 1948) og Tamms formel (Knutsson og Morfeldt, 1993) (Tabell 7.2). Nedbørsfeltene er funnet ved hjelp av NVEs karttjeneste NEVINA. Nedbørsfeltene til Joasetegrovi og Vardaskreda er vist i figur 7.36.

Tabell 7.2 Nettonedbør, nedbørsfelt, avrenning og temperatur for Joasetegrovi og Vardaskreda.

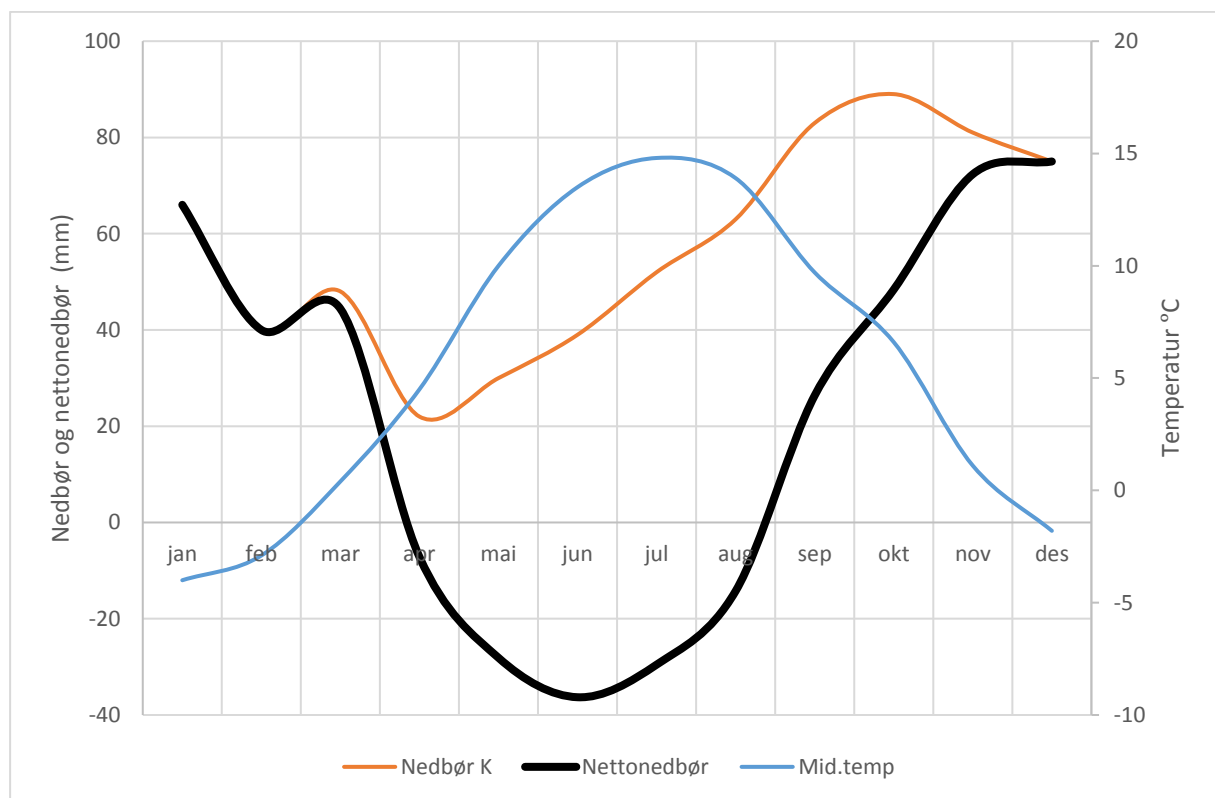
	Nettonedbør (mm/år) (Thornthwaites metode)	Nettonedbør (mm/år) (Tamms formel)	Nedbørsfelt (km ²)	Avrenning (l/s) (Thornthwaites metode)	Avrenning (l/s) (Tamms formel)	Middel årstemp (°C)
Joasetegrovi	257	307	1,9	16	19	0
Vardaskreda	257	307	2,34	19	23	0



Figur 7.36 Nedbørsfeltene til Joasetegrovi og Vardaskreda er vist. Nedbørsfeltene er hentet fra NEVINA (2018).

Gjennomsnittlig årsavrenning er i størrelsesorden 35-42 l/s avhengig av hvilken metode som benyttes for evapotranspirasjon. I tillegg til de beregnede nedbørsfeltene rundt de to bekkene er det også andre nedbørsfelt som drenerer til fjorden. Henriksen og Dale (2016) har kartlagt 7 kilder mellom Joasete og fjorden med gjennomsnittlig vannføring på 5-12 l/s per kilde. Ved bruk av beregningsverktøyet i NEVINA får man høyere avrenningsverdier enn ved å regne ut med Thornthwaites formel. Høyde over havet vil resultere i mer nedbør og lavere temperatur. De beregnede avrenningsverdiene er derfor å anse som minimumsverdier.

Figur 7.37 viser fordeling av nedbør, temperatur og nettonedbør gjennom et normalår for nedbørstasjonen Aurlandsvangen (53700 og 53690). I denne figuren er månedsverdier for evapotranspirasjon regnet ut ved hjelp av Thornthwaites formel (Thornthwaite, 1948). Måneder med middeltemperatur under 0°C er satt til å ha 0 i evapotranspirasjon.



Figur 7.37 Nedbør, nettonedbør og middeltemperatur i et normalår for meteorologisk stasjon på Aurlandsvangen (Stasjonsnr. 53700 og 53690).

Nettonedbøren er negativ gjennom hele sommersesongen. I snøsmeltingsperioden (april-mai) forventes det stor nydannelse av grunnvann på grunn av smeltevann. I sommersesongen med negativ nettonedbør vil det være begrenset nydannelse av grunnvann. Nedbørsperioder og snøsmelting kan føre vann raskt ned i fjellsprekker og nydannelse grunnvann. Videre vil man

kunne forvente en nydannelsesperiode for grunnvann i nedbørsrike høstmåneder frem til november da temperaturen synker under frysepunktet.

7.2.4 Vannføring

Det har stått ute viltkamera ved to lokaliteter i feltområdet for å dokumentere vannføring. Det ene har stått på Joasete mot Joasetegrovi, og det andre har hengt på pumpehuset på Otternes for å dokumentere når det er vannføring bak pumpehuset. Viltkameraene har tatt bilde fire ganger i døgnet.

På Joasete er bakken dekket av snø mellom 10.04.17 – 16.05.17, og forholdene i elven kan ikke ses. Snøsmeltingen starter helt slutten av april. I perioden 17.05.17-12.06.17 er det høy vannføring på grunn av snøsmelting (Figur 7.38). Vannføringen avtar frem til 27.08.17 da elven er helt tørrlagt (Figur 7.39). Elven er tørrlagt frem til 06.09.17. Videre er det lav vannføring fra 07.09.17, vannføringen stiger 20.09.17 og holder det nivået ut måleserien. Ved å se nærmere på vannføring og temperatur, stiger temperaturen med 8° fra 16 til 17 mai 2017. Dette setter synlig fart på snøsmeltingen og vannføringen øker. 10 dager etter denne temperaturstigningen dukker «pøylene» (fossen) på Otternes opp.



Figur 7.38 Høy vannføring i Joasetegrovi 30.05.17.



Figur 7.39 Tørrlagt elveløp i Joasetegrovi 27.08.17.

Bak pumpehuset på Otternes er det en «pøyle» som dukker opp en gang i året. Viltkameraet registrerte en tørrlagt skråning gjennom hele perioden (Figur 7.40) unntatt mellom 25.05.17-07.06.17 da det i begynnelsen var høy vannføring som avtok etter hvert (Figur 7.41).



Figur 7.40 Tørrlagt skråning 24.05.17.



Figur 7.41 Høy vannføring i skråning 27.05.17.

Ved Otternes dam renner vannet videre gjennom et rør under veien. Her ble det gjort manuelle målinger av vannføring med jevne mellomom i ca. et halvt år. Vannføringen varierer med 2,7 l/s der maksimal vannføring målt er 3,6 l/s i januar og minimal vannføring på 0,9 l/s i mars. Det ble ikke tatt flere målinger etter september 2017 da hele bekkeløpet ble bygget om, og fordi det så ut til å påvirke vannføringen vesentlig.

8 Diskusjon

De hydrogeologiske forholdene i området Joasete-Høgsete består av mange ulike element. Det er både variable løsmasser, fjell med varierende oppsprekking, klimatiske forhold som endrer seg på grunn av høydeforskjeller og ulike landskapsformer. Alle disse elementene danner til sammen det hydrogeologiske regimet i området. Analyse av dype strukturer i det geologiske mediet krever mye data. Vann som beveger seg gjennom alle disse strukturene er resultatet av alle de ulike geologiske forholdene. En supplerende metode til geofysiske undersøkelser og boringer for å finne mer ut om geologiske forhold kan derfor være å gjøre undersøkelser av grunnvannet.

I denne oppgaven er det gjort forsøk på å samle inn så mye informasjon som mulig uten å gjøre boringer eller geofysiske undersøkelser. Det er gjort ulike hydrogeologiske undersøkelser som også kan gi informasjon om den geologiske oppbygningen. I diskusjonsdelen vil de ulike resultatene sammenstilles, bli vurdert opp mot andre relevante arbeid/lignende problemstillinger og til slutt satt sammen til en konseptuell modell for hele det undersøkte området.

Vannets oppholdstid og type vann i grunnen er et eksempel på hvordan grunnvannsundersøkelser kan brukes til å gi informasjon om de geologiske forhold som vannet må strømme gjennom. Undersøkelser av oppholdstid til grunnvann kan gjøres ved bruk av forskjellige metoder. For eksempel har Kihlstrøm (1993) brukt temperatur som indikator, Haldorsen (1994) bruker oksygenisotoper, mens Henriksen et al. (1996) bruker begge metodene i tillegg til hydrauliske beregninger.

Abbott et al. (2000) har brukt $\delta^{18}\text{O}$ og δD i analyser for å forstå nydannelsesforhold for grunnvann i en oppsprukket fyllittisk akvifer i USA. Målte verdier i grunnvann har en sterk sammenheng med nedbør i området. Denne sammenhengen uttrykkes ofte som MWL (Meteoric Water Line) noe som viser at grunnvannet ikke har endret isotopsammensetning etter infiltrasjon. Haldorsen et al. (1997) skriver at ligningen for MWL varierer for ulike områder. Det er kjent at det er to tidligere arbeid som har tatt for seg $\delta^{18}\text{O}$ i vann i Sogn og Fjordane, men ingen av disse beskriver MWL.

Henriksen et al. (1996) undersøkte nedbør, overflatevann og grunnvann i Yngleelvi i Balestrand kommune. De finner gjennomsnittlig $\delta^{18}\text{O}$ -verdi i vinternedbør til å være $-10,56$ ‰. Yngleelvi med relativt like høydeforhold som studieområdet i denne oppgaven, har gjennomsnittlig $\delta^{18}\text{O}$ -verdi i vintermånedene på $-10,93$ ‰. Sommermålingene viste gjennomsnittlige $\delta^{18}\text{O}$ -verdier på $-7,13$ ‰ i nedbør og $-11,35$ ‰ i elven. Årlige snittverdier i elven er $-11,11$ ‰ og i nedbøren, $-8,58$ ‰. Den store forskjellen i verdier i nedbør og elv kan skyldes at nedbørsprøvene er tatt nær havnivå, og at 50 % av nedbørsfeltet ligger høyere enn 800 m o.h..

Mikalsen og Sejrup (2000) har gjort målinger av smeltevann i Haugselva i Indre Sogn og funnet $\delta^{18}\text{O}$ verdier på $-14,5$ ‰ og antatt at dette er vinternedbør. De finner elvevann med $\delta^{18}\text{O}$ på $-9,24$ ‰ i Ytre Sogn og viser dermed en klar trend i verdier fra kysten og innover. Yngleelvi som er undersøkt av Henriksen et al. (1996) ligger geografisk mellom elvene undersøkt av Mikalsen og Sejrup (2000), og har også $\delta^{18}\text{O}$ som ligger mellom disse. Dette illustrerer gradienten i verdi innover fra kysten. I forhold til Sognefjordens utstrekning ligger Flåm mellom Yngleelvi og Haugselva og kan dermed forventes å ha $\delta^{18}\text{O}$ verdier mellom disse. Flåm vil da forventes å ha verdier mellom $-10,56$ ‰ (vinterverdi, Yngleelvi) og $-14,5$ ‰ (vinterverdi, Haugselvi).

Variasjoner i grunnvannsstand vil være sterkt avhengig av det geologiske mediet. Knutsson og Morfeldt (1993) beskriver variasjoner i grunnvannsstanden som funksjon av hydraulisk konduktivitet. I sand og grus med høy hydraulisk konduktivitet er nivåvariasjonene relativt lave sammenlignet med morene og fast fjell (granitt) som har lav hydraulisk konduktivitet. Kirkhusmo og Sønsterud (1988) beskriver vannstandsendringer som funksjon av årstid og geografisk plassering. I kystnære strøk vil vannstanden være høyest på vinteren og lavest tidlig på høsten (Figur 5.6). I høyfjellsområder vil vannstanden påvirkes av smeltevann og få en topp på senvåren/sommeren.

8.1 Strømningssystem

8.1.1 Ulike hydrogeologiske system

Målinger i felt viser ulike verdier av elektrisk konduktivitet for vann i området:

- Overflatevann har elektrisk konduktivitet på <50 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

- Grunnvann som finnes nord i området mellom 600 og 900 m o.h. har elektrisk konduktivitet mellom 50-150 $\mu\text{S}/\text{cm}$
- Grunnvann i nedre deler av feltområdet, har elektrisk konduktivitet på $>150 \mu\text{S}/\text{cm}$.

I dette arbeidet er årsakene til de ulike verdier i elektrisk konduktivitet diskutert ut fra variasjoner i oppholdstid og mediet vannet strømmer igjennom. Vannets oppholdstid de ulike stedene vil påvirke mengde oppløste ioner i vannet. For eksempel vil høy oppholdstid i berggrunnen/løsmasser resultere i høy elektrisk konduktivitet i vannet på samme måte som kort oppholdstid vil gi lavere verdier. Løsmasser har større spesifikk overflate enn fast fjell, derfor kan man forvente at forvitringen går raskere i løsmasser på grunn av større kontaktflate mellom vann og mineral. Kjemisk analyse (Figur 7.35) viser at konsentrasjonene av hovedelementene i vannet også viser en tredeling. Lavest konsentrasjoner finnes i overflatevann (pkt.1), noe høyere i grunnvann nord (pkt. 2) og høyest i grunnvann i nedre deler (pkt. 3). Dette viser at elektrisk konduktivitet er en god indikatorparameter for de kjemiske hovedelementene i vannet. I tillegg til disse forholdene vil nedbørsmengde og nedbørskjemi trolig kunne ha betydning for vannets kjemi og dermed elektriske konduktivitet. Også påvirkning av mineralisering og/eller utfelling kan være prosesser av betydning. Det er ikke opplysninger om nedbørskjemi eller geokjemiske forhold fra området, derfor vil ikke disse forholdene bli nærmere omtalt.

Prøvepunktene som er undersøkt over tid viser også en tredeling når man ser på de ulike dataene som er innsamlet. Karakteristiske trekk ved målepunktene er omtalt under:

Ved Vatnasteinane er den elektriske konduktiviteten høyere og jevnere enn ved de andre prøvepunktene gjennom hele måleperioden. Vannstanden er høyest på vinteren og synker utover våren. Dette er typisk mønster for vannivå i kystnære områder (Kirkhusmo og Sønsterud, 1988). Ved Vatnasteinane er det størst variasjon i vanntemperatur av de målte prøvepunktene. $\delta^{18}\text{O}$ - verdiene er høyere enn ved de andre prøvepunktene, og med relativ liten variasjon. Høye $\delta^{18}\text{O}$ -verdier tyder på at nedbøren som mater kilden faller relativt lavt i terrenget. Høy elektrisk konduktivitet kan tyde på lang oppholdstid eller at vannet strømmer gjennom oppknust materiale/finstoff med stor spesifikk overflate.

Ved Otternes -brønnhus, -pumpehus og -dam er det målt store variasjoner av de ulike parameterne, og det er spesielt ved en hendelse at verdiene endrer seg mye (21.-29. mai 2017). I slutten av mai går vannstanden kraftig opp samtidig som temperatur, elektrisk konduktivitet og $\delta^{18}\text{O}$ - verdiene går kraftig ned. At den elektriske konduktiviteten går ned kan tyde på innblanding av overflatevann. Lave $\delta^{18}\text{O}$ - verdier er typisk for høyfjell og vinternedbør. Dette kan da tyde på smeltevann, som forklarer de lave verdiene så langt ut på våren. Vannstanden ventes også å øke rundt denne tiden hvis prøvepunktet påvirkes av smeltevann. Viltkameraet på Joasete viser en rask temperaturøkning fra 16. til 17. mai 2017 da temperaturen steg fra 9 °C til 17 °C. På 17 mai 2017 ses stor økning i vannføring i Joasetegrovi. Lokalt er det fortalt at fra tidspunktet de ser bekken fosse over kanten på Joasete, tar det ca. 1 uke før «pøylene» (fossen ved Otternes pumpehus) opptrer på Otternes. Dette stemmer med dokumentasjonen fra viltkameraene da det tar 10 dager fra viltkameraet på Joasete registrerer økningen i temperatur og vannføring før viltkameraet på Otternes viser at pøylene (fossen) kommer (27. mai 2017).

Utover høsten stiger temperatur og elektrisk konduktivitet i vannet. Når vannet har nådd sin maksimumstemperatur skulle man forvente at det er sommernedbøren som kommer frem til prøvepunktet. Likevel ser man at det er vann med relativt lave $\delta^{18}\text{O}$ - verdier i vannet, noe som kan tyde på at det er vinternedbøren som kommer i kildene i oktober. At «vintervannet» er relativt varmt, kan tyde på at vannet har rent på overflaten og blitt oppvarmet før det har infiltrert ned i sprekkesystemet. Det kan forklares med at vannet har smeltet i de høyeste fjellpartiene og rent ned til de markante sprekkeområdene i det undersøkte området, og infiltrert der. En annen mulighet er at det er nedbør fra de høyeste områdene med en lav $\delta^{18}\text{O}$ som dominerer vannet i prøvepunktet. Men det måtte i så fall bety at vannet i kilden er dominert av vann fra høyfjellet og lite fra lavere deler av nedbørsfeltet. Vannstanden gjennom måleperioden viser stor påvirkning av smeltevann, noe som ligner typisk mønster for vannstandsnivå i høyfjellsområder. Dette tyder på mer vann fra høyereliggende område enn det vannet som kommer ved Vatnasteinane. Alle disse observasjonene kan tyde på at det er infiltrasjonsområder oppstrøms skredmassene. Hadde infiltrasjonsområdet vært i uren ville man hatt mer innblanding av vann med høyere $\delta^{18}\text{O}$ -verdi. At vannet i brønnhuset er mer påvirket av smeltevann enn de andre prøvene kan også underbygges med at det er dette vannet som har den laveste temperaturen (Tabell 8.1).

Tabell 8.1 Sammenstilling av temperaturmålinger for ulike prøvepunkt.

Prøvepunkt/ Temperatur (°C)	Maks	Min	Variasjonsbredde	Middelverdi
Vatnasteinane	9,9	3,2	6,7	6,3
Otternes brønnhus	3,6	3,4	0,2	3,5
Otternes bygdetun	6	5,6	0,4	5,7
Otternes pumpehus	5	3,7	1,3	4
Otternes dam	6,8	3,7	3,1	4,7

Prøvepunktet ved Bøen ser imidlertid ikke ut til å ha en sammenheng med de andre prøvepunktene da den elektriske konduktiviteten generelt er lavere enn i de andre punktene for grunnvannsovervåking. Verdiene går opp til maksimum-verdi samtidig som verdiene er på sitt laveste ved prøvepunktene på Otternes. $\delta^{18}\text{O}$ - verdiene ser ut til å svakt følge den elektriske konduktiviteten med høyere verdier i samme periode. Da dette er en borebrønn i fjell relativt nær fjorden, er det tenkelig at de høyere verdiene kan kobles til saltvannsinntrengning. Saltvannsinntrengning i borebrønnen er et faktum i perioder med lite nedbør (Kari Johnsen, pers.medd. 06.02.17). Ved å se på verdier for $\delta^{18}\text{O}$ mot δD er det ved dette prøvepunktet verdiene har størst avvik fra trendlinjen. I følge Haldorsen et al. (1997) kan et slikt avvik skyldes fordampning. Fordampning er forutsatt å foregå på overflaten. Altså må deler av dette vannet ha vært på overflatevann lenge før det infiltrerte. Dette er også underbygget av at vannet har en relativt sett lav elektrisk konduktivitet fordi oppholdstiden har vært kortere enn ved de andre prøvepunktene.

8.1.2 Infiltrasjonsområder og vannets oppholdstid

Det er beregnet oppholdstid ved å bruke både temperaturtopper og $\delta^{18}\text{O}$. Temperatursignalene viser en oppholdstid på 2-3 måneder for Vatnasteinane, Otternes dam, Otternes pumpehus og Otternes brønnhus. For Otternes bygdetun viser temperatursignalene 3-4 måneder oppholdstid. $\delta^{18}\text{O}$ -signalene er mer uklare, men indikerer oppholdstid på 4 måneder for Vatnasteinane, 2-3 måneder for Otternes pumpehus og Bøen og 1,5 måned for Otternes brønnhus.

Henriksen et al. (1996) gjorde som nevnt tidligere et tilsvarende arbeid i Esebotn, Sogn og Fjordane der de sammenlignet beregninger for oppholdstid av grunnvann gjennom et år ved å

måle vannivå, oksygenisotoper, vanntemperatur og nedbør. De fant at bruken av oksygenisotoper og temperatur gir sammenlignbare resultater, men at oksygenisotoper gir mest pålitelige og presise oppholdstider. Kihlstrøm (1993) har brukt temperaturtopper for å beregne oppholdstid ved Otta og Elverum vannverk, mens Halvorsen et al. (1994) har sett på oppholdstiden til kildevann for små grunnvannsmagasiner i Åstdalen, Hedmark. På grunn av få målinger av oksygenisotoper på Joasete som var referansepunktet, er trolig temperatursignaler en mer nøyaktig beregningsmetode i dette tilfelle. Dette stemmer også overens med andre tolkninger av feltet der det er antatt at Vatnasteinane har relativ kort oppholdstid i fjellet og rask gjennomstrømning på grunn av høye temperaturer, høyere $\delta^{18}\text{O}$ enn de andre prøvepunktene gjennom hele måleperioden.

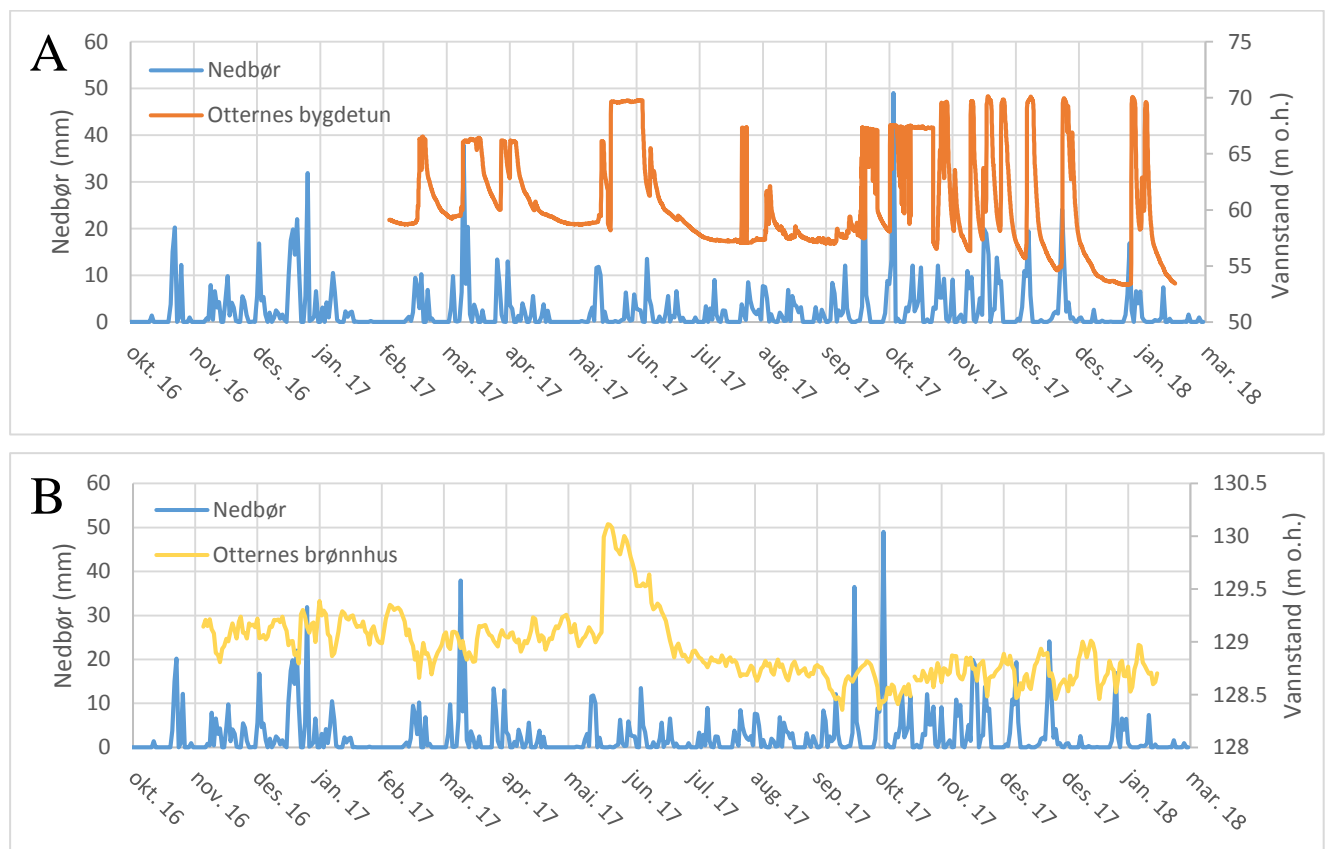
8.2 Sammenhengen mellom geologi og vannbalanse

Vannbalansen for nedbørsfeltene til Joasetegrovi og Vardaskreda viser at mye av vannet må infiltrere fordi de observerte vannmengdene (Henriksen og Dale, 2016) i området er mye lavere enn beregnet. Ved strukturgeologisk kartlegging ble det observert store, åpne og steile sprekker i feltområdet, noe som gir rask infiltrasjon av overflatevann. Det ble også observert noe infiltrasjon i løsmasser. Den hydrauliske konduktiviteten i området må ha stor variasjon da det er observert vann som hyppig kommer inn og ut av fjellet i spesifikke områder. Beregning av hydraulisk konduktivitet ved ulike prøvepunkt viser også variasjon i ulike områder, men også stor forskjell der prøvepunktene lå forholdsvis tett. Dette kan bety at det kommer ut ukjente steder i felt, eller enda lengre nede enn undersøkt område. Henriksen og Dale (2016) har kartlagt undersjøiske kilder i fjorden i Stampaviki. Dersom det er i fjorden grunnvannet kommer ut fra fjellet, kan det forklare de store mengdene vann som infiltrerer lengre oppe som det ikke ses mer til. Men for at vannet skal komme ut som kilde må det være lukkede strømningsbaner som fører vannet helt ned til fjordbunnen. Hvis ikke strømningskanalene var lukket ville det trolig ha vært utstrømmende grunnvann flere steder i nedre deler av terrenget. Ved strøk- og fallmålinger ble foliasjonsplanet målt til å helle 20° mot fjorden.

Infiltrasjonen vil i hovedsak foregå i de grovkornede skredmassene og i sprekker i fjellet. Der det er tykt morenedekke vil det være lav infiltrasjon. Når morenedekket revner på grunn av underliggende bevegelse vil infiltrasjonen øke fordi morenens tettende funksjon forsvinner.

8.3 Geologi og strømming i fjell

Borebrønnen ved Otternes bygdetun har vist klare tegn på at det er en vannførende sprekk ved ca. 70 m o.h. da brønnen ser ut til å ha en brå uttømming ved dette nivået. Vannstanden i brønnen er svært varierende og som nevnt tidligere, og kan ha opptil ti meters stigning på seks timer. Disse hurtige nivåendringene var også forventet å sees i Otternes -brønnhus, -dam og -pumpelhus da disse prøvepunktet ligger høyere i terrenget enn Otternes bygdetun, men dataene ser ikke ut til å henge sammen (Figur 8.1). Det betyr at pulsene med vann som gir de hurtige toppene ved Otternes bygdetun må komme fra et strømmingssystem som ikke har direkte kontakt med Otternes brønnhus. Otternes bygdetun blir påvirket av større nedbørshendelser, men også av smeltevann da store topper i vannstand også kommer i perioder med lite nedbør. Otternes brønnhus ser ikke ut til å være særlig påvirket av nedbørshendelser, men smeltevann, da den største toppen er i slutten av mai da det er påvist smeltevann som kommer fra Joasetegrovi.



Figur 8.1 A sammenligner vannstand i Otternes bygdetun brønn og nedbør, B sammenligner vannstand i Otternes brønnhus og nedbør.

Det er en forsenkning langs øvre deler av Otternes. En forklaring på at prøvepunktene ikke korrelerer kan være tette masser som fyller igjen forsenkningen. Forsenkningen er tolket til å være en baksprekk gjenfylt av impermeable masser, enten av morene eller skredmasser med mye finstoff. For at det skal være undersjøiske kilder, må det være et relativt lukket system slik at trykket er stort nok til å frakte vannet under havnivå. Oppsummert er det to strømmingssystem, (1) Otternes brønnhus som mottar vann med rask gjennomstrømming, trolig fra skredmasser, blandet med smeltevann fra høyfjellet med lengre oppholdstid grunnen og (2) vann fra et grunnere system som påvirkes av nedbør som gir pulser i vannstand ved større nedbørshendelser. De store svingningene i grunnvannstand tyder på at fjellet generelt har en lav hydraulisk konduktivitet (Knutsson og Morfeldt, 1993), vannbevegelsen foregår derfor i noen få sprekker.

8.4 Konseptuell modell

Denne oppgaven tar for seg undersøkelser av en rekke ulike forhold. Det er gjort undersøkelser av geologiske forhold, undersøkelser av kilder og vannanalyser i flere områder i det undersøkte feltet.

Ved å sette all informasjonen inn i en konseptuell modell kan enkeltobservasjoner og helheten i området systematiseres og forklares. I denne modellen er det lagt vekt på å bruke hydrogeologiske observasjoner til å forbedre den geologiske forståelsen av området.

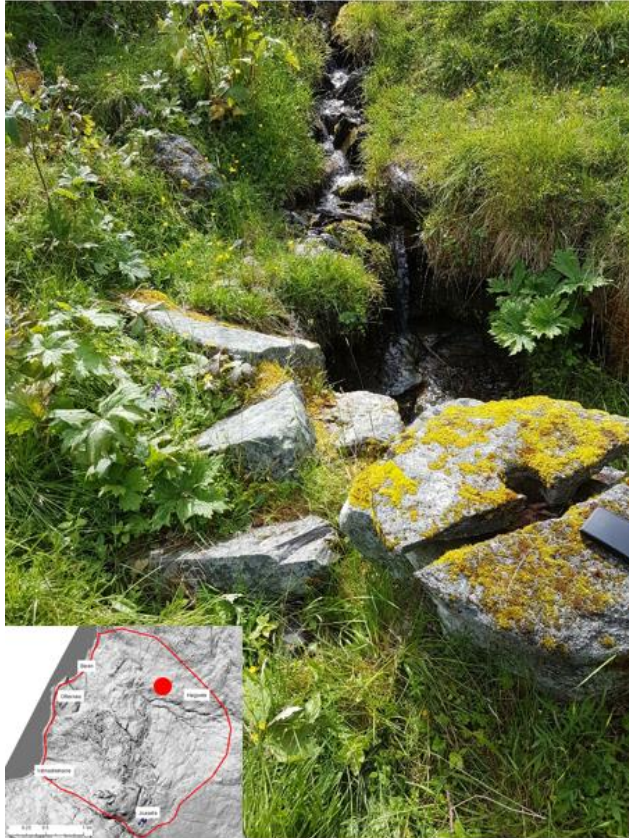
Det finnes mange observasjoner som lokalkjente kan fortelle som også gir viktig informasjon til arbeidet. Når det gjelder stabilitetsforholdene i området så er det mange fortellinger som viser at både fjell og løsmasser er i bevegelse.

Bøndene på Vikesland er forsynt med drikkevann fra kildene i morenen opp mot Høgsete, men så lenge de kan huske har de opplevd å måtte finne ny drikkevannskilde med jevne mellomrom da kildeutspringene stadig flytter på seg (Mette Kvam, pers.medd. 23.04.18) (Figur 8.2). Det er også observert en gammel kvernstein langs en bekk i feltområdet (Figur 8.3). Mette Kvam (pers.medd. 23.04.18) forteller at det før hun ble født, i 1936, var et kvernhus her og mye vann i bekken. På et tidspunkt har vannføringen trolig avtatt, og i dag er det lite vann i bekken (~1 l/s målt i juli 2017). Det er observert at denne bekken infiltrerer i en fjellsprekk. Vann som er blitt borte kan derfor skyldes at sprekker er blitt større og mer vann infiltrerer.

Det er tegn på bevegelse i området nedenfor Høgsete. Kildeutspring som endrer mønster og bekker som varierer i størrelse. Dette kan ha betydning for fjellet og sprekkesystemet som ligger under løsmassene. Bevegelse i løsmassene vil også åpne noe av morenen og endre hydraulisk konduktivitet forskjellige steder i området. Dette kan mate løsmassene og sprekkesystemet med store vannmengder noe som kan gjøre det ustabil. Hvorvidt det er bevegelse i fjellet som fører til bevegelse i løsmassene, eller det bare er bevegelse i løsmassene er det ikke datagrunnlag til å si noe om. Likevel vil forholdene ligge til rette for økt poretrykk i fjellsprekke dersom vann infiltrerer gjennom løsmassene.

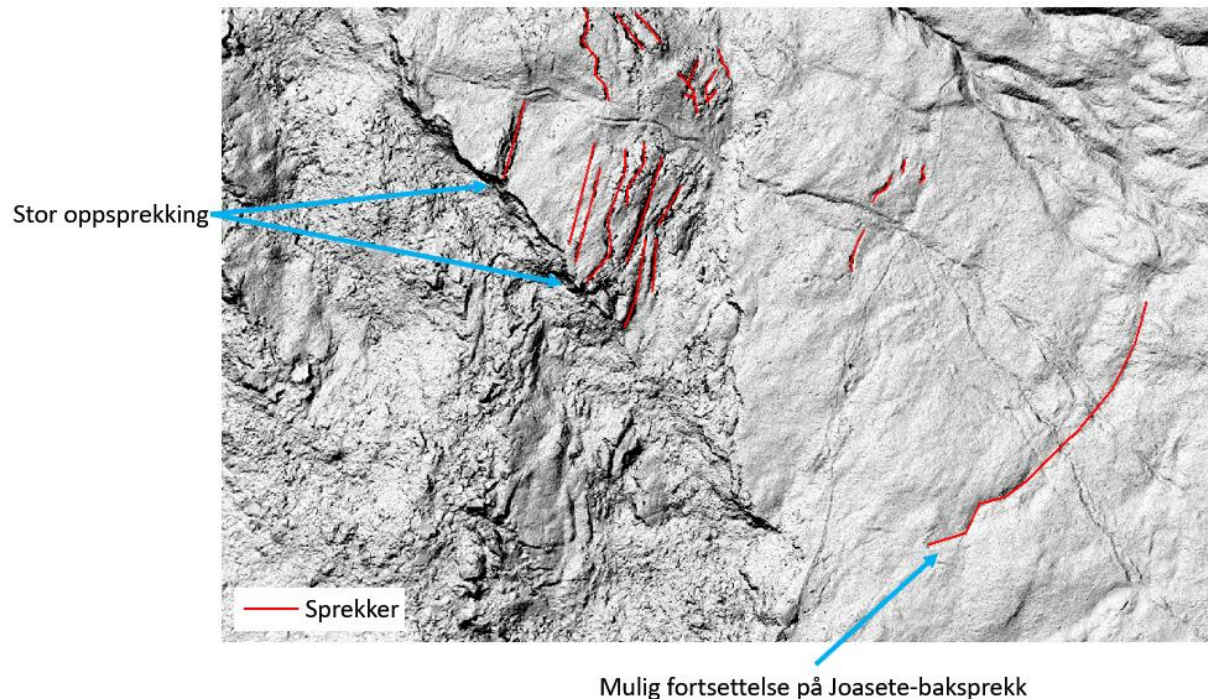


Figur 8.2 Rørene på bildet er tidligere brukt til drikkevannsforsyning.



Figur 8.3 Kvernstein ved bekk tyder på høyere vannføring ved et tidligere tidspunkt.

Fra baksprekken på Joasete fortsetter det trolig en forsenkning mot Høgsete. Den er tydelig på høydemodellen, men ikke i felt. Dersom dette er fortsettelsen på baksprekken vil løsmassene ha stor betydning for mulig infiltrasjon av vann ned i sprekken. Det ble tidligere i diskusjonen nevnt bevegelse i de tykke morenemassene mot og rundt Høgsete. Dersom løsmassene beveger seg og etter hvert lager rom for infiltrasjon ned i sprekkesystemet, vil det på sikt kunne sette fjellet i bevegelse. Det er allerede store revner langs den store skrenten i området (Figur 8.4).



Figur 8.4 Høydemodellen fremhever store revner i terrenget. Nede til høyre er den potensielle baksprekken, og oppe til venstre er det stor oppsprekking i fjellet som er tydelig både i felt, på ortofoto og høydemodellen.

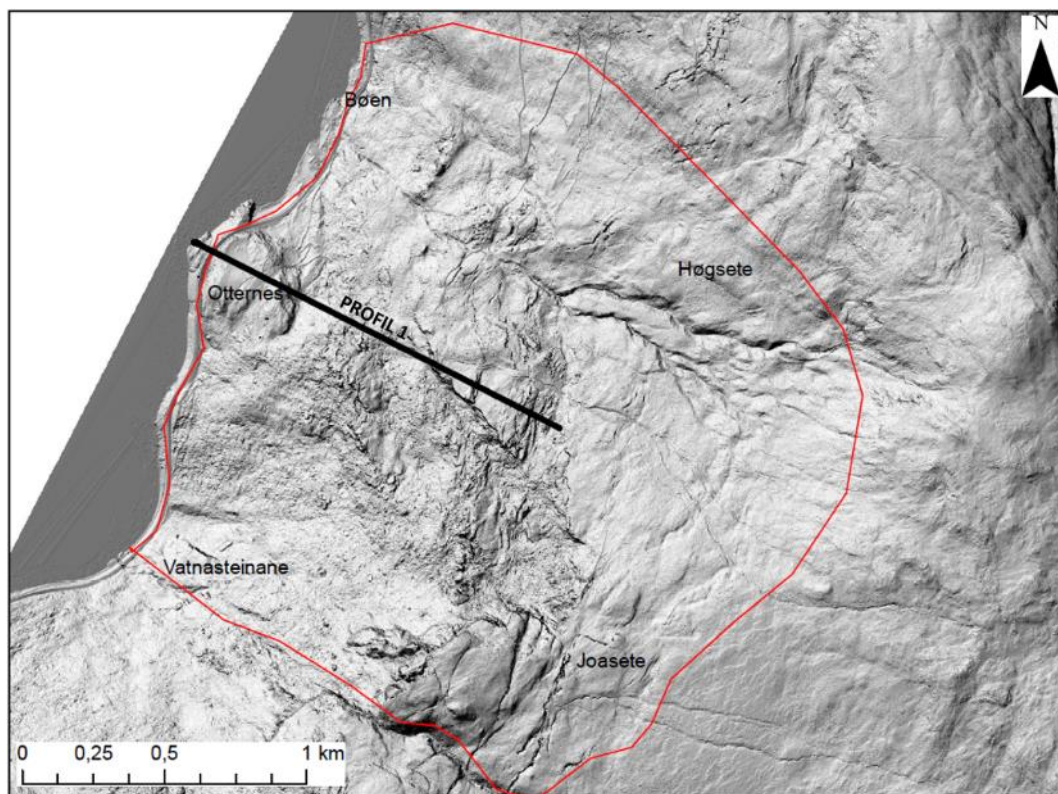
Mellom Joasete og Høgsete går det en tursti gjennom et smalt parti med sprekker på begge sider. Det kan se ut som en naturlig bro av løsmasser og vegetasjon over sprekken (Figur 8.5). I første halvdel av 1900-tallet ble denne stien brukt av bønder som skulle opp til sætrene sine på Joasete. Etter hvert som årene gikk, ble naturbroen over sprekken så smal og stusselig at bøndene ikke lengre turte å ha hesten med seg over, og måtte begynne å bruke en annen vei opp (Ingvar Vikesland, pers. medd. 31.01.18). Kristensen og Anda (2018) har målt 10 mm årlig bevegelse med GPS i dette området.



Figur 8.5 Naturlig bro over sprekk. Broen har smalnet mye de siste 100 årene. Rød prikk i kart nede til høyre viser lokaliseringen av bildet.

De dype sprekkene øverst i profilet er kartlagt til å være to større områder med åpne, dype og steile sprekker. De er satt til å være ca. 100 meter dype slik som resistivitetsmålingene gjennomført av Pfaffhuber et al. (2010) på oppsprukket fjell på Joasete viser. Høydemodellen som viser hvor profilet går viser også tydelige revner i terrenget her (Figur 8.6).

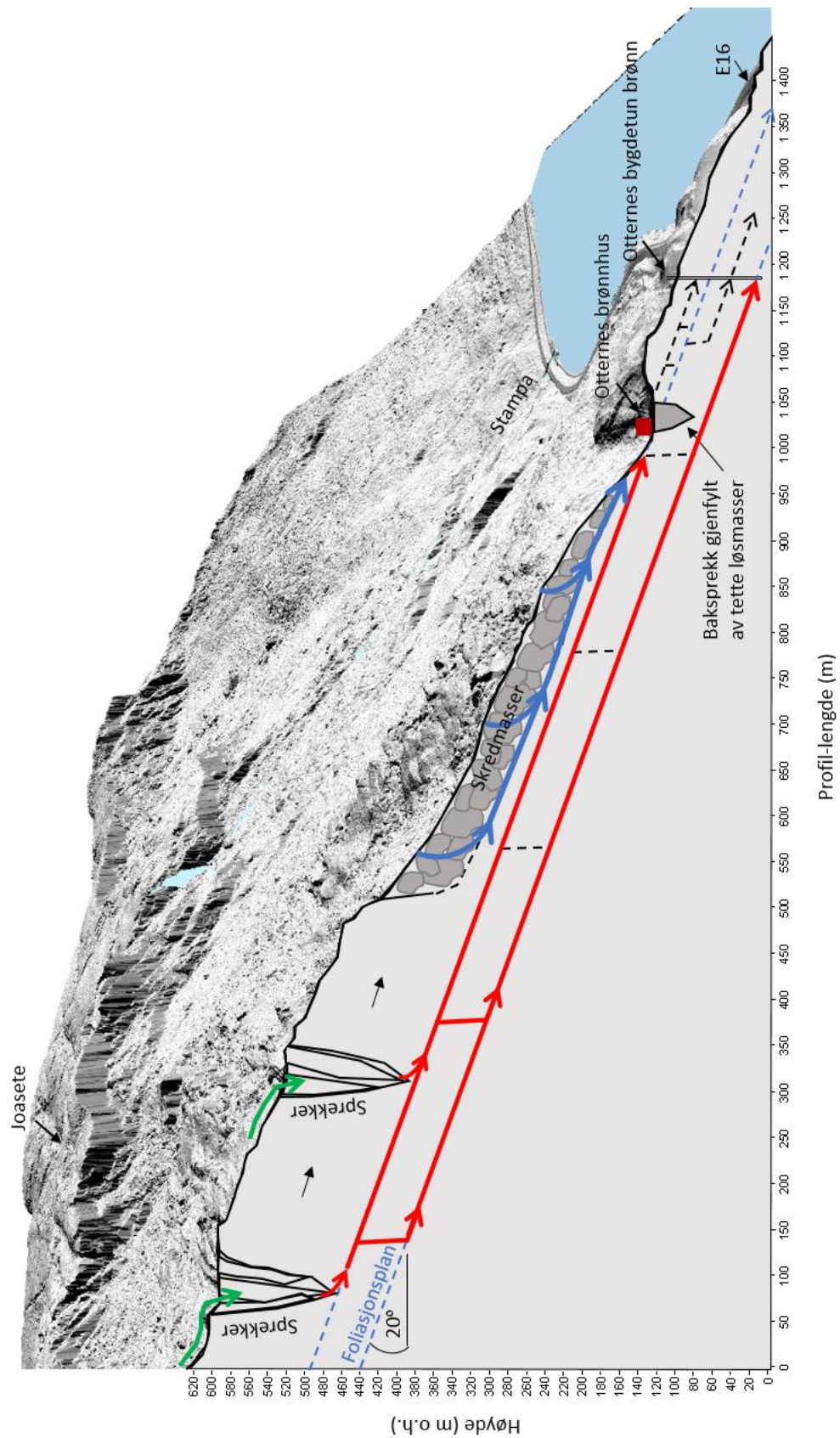
Foliasjonsmålingene i felt viser et fall på 20° mot fjorden og er satt til å fungere som et glideplan. Grimstad (2008) blant flere har også brukt foliasjonsplan som fungerende glideplan. De bruker også 20° basert på egne målinger. En forlenging av dette fallet fra oppsprekkingen i retning fjorden treffer brønnen på Otternes bygdetun ca. 70 m o.h. Dette er det samme nivået som der det er påvist åpne sprekker i brønnen.



Figur 8.6 Profil 1 er terrengprofilen brukt i figur 8.7.

Den konseptuelle modellen tar utgangspunkt i følgende (Figur 8.7):

- Det øverste systemet viser et grunnvannsmagasin i løsmassene som mater for eksempel Vatnasteinane og Otternes brønnhus.
- Det andre strømningsystemet er dypere og mates ved infiltrasjon i oppsprukket fjell høyere i terrenget enn skredmassene. Dette strømningsystemet påvirker brønnen i Otternes bygdetun, og kan også fortsette ut i fjorden og strømme ut i submarine kilder som observert av Henriksen og Dale (2016). Åpne sprekker observert ved vannstandstopper i brønnen og observasjoner i borebrønnen i området viser et svært oppsprukket område.
- Det er ingen påvist kommunikasjon mellom Otternes brønnhus og brønnen i Otternes bygdetun selv om de ligger nær hverandre. Dette kan være en indikasjon på at forsenkingen brønnhuset ligger i en baksprekk som er fylt opp med tettende materiale.
- Glideplan/foliasjonsplan faller fra 100 m dyp øverst i feltet med 20° mot Otternes der det er påvist en åpen sprekke på 70 m o.h. (30 m under terrenget).



Figur 8.7

En konseptuell modell for feltområdet som viser to ulike strømmingssystem. Blå piler viser det øverste strømmingssystemet, og røde piler viser det dype strømmingssystemet med mulig forbindelse med undersjøiske kilder. Grønne piler viser infiltrasjon av overflatevann.

9 Konklusjoner

- Det er to grunnvannsmagasin, et i skredmassene som gir rask avrenning til kildene, og et i fjell som gir saktere avrenning
- Infiltrasjonsområdet i fjell ligger trolig nær mye oppsprukket fjell sørvest for Høgsete
- Vannet som kommer i kildene er blandingsvann fra de to grunnvannsmagasinene
- Vannet fra løsmasseakviferen har kort oppholdstid, mens vannet i fjellmagasinet har trolig lengre oppholdstid
- Det er beregnet mye større vannmengder fra nedbørsfeltet enn det som kan observeres i bekker og kilder, noe som støtter opp under antatte submarine kilder
- I borebrønnen på Otternes bygdetun er det vist stor variasjon i grunnvannsnivå og dermed tilstedeværelse av en åpen sprekk(er) med høy vannføringsevne
- Det er vist bevegelse både i morene og fast fjell
- Ettersom utglidningen av fjellet fortsetter vil infiltrasjonsområdet fortsette oppover
- Endrede infiltrasjonsområder kan endre bevegelsen i fjellet
- Det er indikasjoner på at det er en baksprekk på Otternes
- Forståelsen av strømningsystemene hadde ikke vært mulig uten at undersøkelsene hadde omfattet både temperatur, vannstand, elektrisk konduktivitet og oksygenisotoper

10 Videre arbeid

Siden grunnvannstanden varierer så raskt og mye, spesielt i brønnen i Otternes bygdetun, er det viktig å undersøke om disse variasjonene har betydning for bevegelse i løsmasser og fjell. Det vil være en relativ enkel operasjon å koble opp kontinuerlig overvåking av grunnvannsforholdene for å kunne sammenligne det med overvåking av bevegelse i fjellet på Joasete. En interessant undersøkelse burde være å overvåke grunnvannstanden i borebrønnen på Otternes bygdetun og se om det kan kobles mot såkalt «rock slope breathing» som omtalt i Rouyet et al. (2017). Det burde også gjøres nærmere undersøkelser av stabiliteten langs den store skrenten mellom Høgsete og Otternes. Mellom Høgsete og Vikesland er det påvist at det har vært bevegelser de siste 100 årene. Det anbefales å undersøke nærmere om det fortsatt er aktiv bevegelse i dette område.

Oksygenisotopanalysene har vist seg å gi mye informasjon om infiltrasjonsområder og strømningsforhold. For å forbedre denne informasjonen, kan arbeidet fortsettes ved også å inkludere mer systematiske analyser av nedbør, Stampa (elven) og borebrønnen ved Otternes bygdetun.

11 Referanser

- Abbott, M.D., Lini, A. og Bierman, P.R. (2000) $\delta^{18}\text{O}$, δD and ^3H measurements constrain groundwater recharge patterns in an upland fractured bedrock aquifer, Vermont, USA. *Journal of Hydrology*, 228 (1), s.101-112. DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00149-9
- Andersson, C.A., Andersson, O. og Gustafson, G. (1984) *Undersökning – Dimensionering – Borring – Drift*. Rapport nr R42:1984. Stockholm, Sverige: Statens råd för byggnadsforskning.
- Anundsen, K. og Simonsen, A. (1967) *Et pre-borealt breframstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen*. Årbok for Universitetet i Bergen. Mat.-naturv. serie. Bergen, Norge: Norwegian Universities Press.
- Banks, D., Frengstad, B., Skrede, A.K., Krog, J.R., Strand, T., Siewers, U. og Lind, B. (2000) Grunnvann- ikke bare vann. *Gråsteinen*, (6), 60 s.
- Banks, D. og Robins, N. (2002) *An introduction to Groundwater in Crystalline Bedrock*. Trondheim, Norge: Norges geologiske undersøkelse.
- Bergstrøm, B., (1975) *Deglasiasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring* [masteroppgave]. Bergen, Norge: Universitetet i Bergen.
- Blikra, L. H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. F. og Stalsberg, K. (2006) Rock slope failures in Norwegian Fjord Areas: examples, spatial distribution and temporal pattern. I: Evans, S. G., Mugnozza, G. S., Strom, A. og Hermanns, R. L. red. *Landslides from Massive Rock Slope Failures*. Dordrecht, Nederland: Springer, s. 475-496.
- Blikra, L. H., Böhme, M., Dehls, J., Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Redfield, T., Rønning, J.S., Molina, F.Y., Domaas, U., Pfaffhuber, A., Henriksen, H., Hole, J. og Kristensen, L. (2013) *The unstable phyllitic rocks in Stampa - Flåm, western Norway: Compilation, scenarios, risk and recommendations*. NVE rapport nr. 35/2013. Oslo, Norge: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Blikra, L.H. og Øvrelid, K. (2015) *Veslemannen høsten 2014 – Overvåking og beredskap*. NVE rapport nr. 100/2015. Oslo, Norge: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Blikra, L.H., Majala, G., Anda, E., Berg, H., Eikenæs, O., Helgås, G., Oppikofer, T., Hermanns, R. og Böhme, M. (2016) *Fare- og risikoklassifisering av ustabile fjellparti*. NVE rapport nr. 77/2016. Oslo, Norge: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Braathen, A. og Gabrielsen, R.H. (2000) Bruddsoner i fjell – oppbygging og definisjoner. *Gråsteinen*, (7), 20 s.
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. og Karlsen F. (2004) Rock-slope failure in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norsk geologisk tidsskrift*, 84 (1), s. 67-88.

- Brenne, E., Ellingsen, S. og Nes, S. (2011) *Vannførings- og georadarundersøkelser på Joasete, Aurland kommune* [bacheloroppgave]. Sogndal, Norge: Høgskolen i Sogn og Fjordane.
- Bryn, K.Ø. (1978) Grunnvann. I: Otnes, J. og Ræstad, E. (red). *Hydrogeologi i praksis*. 2 utg. Oslo, Norge: Ingeniørforlaget, s. 73-91.
- Böhme, M., Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Fischer, L., Bunkholt, H.S.S, Eiken, T., Pedrazzini, A., Derron M.H., Jaboyedoff, M., Blikra L.H. og Nilsen, B. (2013) Analyzing complex rock slope deformation at Stampa, western Norway, by integrating geomorphology, kinematics and numerical modeling. *Engineering geology*, 154, s. 116-130. DOI: 10.1016/j.enggeo.2012.11.016
- Böhme, M., Bunkholt, H., Dehls, J., Oppikofer, T., Hermanns, R. L., Dalsegg, E., Kristensen, L., Lauknes, T. R. og Eriksen, H. Ø. (2016) *Geologisk modell og fare- og risikoklassifisering av det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3 i Manndalen, Troms*. NGU rapport nr. 2016.031. Trondheim, Norge: Norges geologiske undersøkelse.
- Clalüna, A. (2014) *Impact Triggering of Debris Avalanches (Stampa, Norway)* [masteroppgave]. Zürich, Sveits: Swiss Federal Institute of Technology.
- Craig, H. (1961) Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133(3467), s.1833-1834.
- Crosta, G.B. og Agliardi, F. (2003) Failure forecast of large rock slides by surface displacement measurements. *Canadian Geotechnical Journal*, 40, s. 176- 191. DOI: 10.1139/T02-085
- Dehls, J. F., Olesen, O., Olsen, L. og Blikra, L. H. (2000) Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary Science Reviews* 19 (14-15), s.1367-1562. DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00073-1
- Dehls, J. Fischer, L., Böhme, M., Saintot, A., Hermanns, R. H., Oppikofer, T., Lauknes, T.R., Larsen, Y. og Blikra, L.H. (2012) Landslide monitoring in western Norway using high resolution TerraSAR-X and Radarsat-2 InSAR. I: Eberhardt, E., Froese, C., Turner, K. og Leroueil, S. red. *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*. 1 utg. London, England: Tyler & Francis Group.
- Devoli, G., Eikenæs, O, Taurisano, A, Hermanns, R. L., Fischer, L., Oppikofer, T. og Bunkholt, H. (2011) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*. NVE rapportnr. 15/2011. Oslo, Norge: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Domaas, U., Rosenvold, B.S., Blikra, L. H., Johansen, H., Grimstad, E., Sørli, J.E., Gunleiksrud, O., Engen, A og Lægreid, O. (2002) *Studie av fjellskred og dalsidestabilitet i fyllittområder*. NFR rapport nr. 20001132-2. Oslo, Norge: Norges forskningsråd.
- Eikenæs, O. (2015) *Nasjonal beredskap for fjellskred*. NVE rapport nr. 44/2015. Oslo, Norge: Norges vassdrags- og energidirektorat.

- eKlima (2018) *Meteorologisk institutts vær- og klimadata* [internett]. Meteorologisk institutt. Tilgjengelig fra: www.eklima.no [Lest 01.01.18].
- Freeze, R.A. og Cherry, J.A. (1979) *Groundwater*. Englewood Cliffs, USA: Prentice-Hall, Inc.
- Fetter, C.W. (2014) *Applied Hydrogeology: Pearson New International Edition*. 4 utg. Harlow, England: Pearson Education Limited.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J.F. og Fjeldskaar, I. (2000) Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19 (14–15), s. 1413–1422. DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00070-6
- Fossen, H. og Gabrielsen, R.H. (2013) *Strukturgeologi*. 2 utg. Bergen, Norge: Fagbokforlaget.
- Furseth, A. (2006) *Skredulykker i Norge*. Oslo, Norge: Tun Forlag.
- Glimsdal, S. og Gauer, P. (2017) *Aurland kommune – oppskylling av flodbølger etter skred fra Joasetebergi*. NGI rapport nr. 20160855-01-R. Oslo, Norge: Norges geotekniske institutt.
- Grimstad, E. (1980) *Rasfarlig ur ved Otreneset. Rv. 601 Fretheim-Aurland*. Veglaboratoriet rapport nr. 930. Oslo, Norge: Veglaboratoriet.
- Grimstad, E. (2008) *Utredning av ustabile dalsider i fyllitt. Aurland*. NGI rapport nr. 20081254-1. Trondheim, Norge: Norges geotekniske institutt.
- Haldorsen, S. (1994) *Oksygenisotoper og grunnvann*. NHL rapport nr. 13/94 (33). Ås, Norge: Norges landbrukshøgskole - Institutt for jord- og vannfag.
- Haldorsen, S., Riise, G., Swensen, B. og Sletten, R.S. (1997) Environmental isotopes as tracers in catchements. I: Sæther, O.M. og de Caritat, P. red. *Geochemical Processes, Weathering and Groundwater Recharge in Catchements*. Rotterdam, Nederland: Balkema, s. 185-210.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E.J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J.E. Ø., Sandven, S., Sandø, A.B., Sorteberg, A og Ådlandsvik, B., Andreassen, L.M., Beldring, S., Bjune, A., Breili, K., Dahl, C.A., Dyrddal, A.V., Isaksen, K., Haakenstad, H., Haugen, J.E., Hygen, H.O., Langehaug, H.R., Lauritzen, S.E., Lawrence, D., Melvold, K., Mezghani, A., Ravndal, O.R., Risebrobakken, B., Roald, L., Sande, H., Simpson, M.J.R., Skageseth, Ø., Skaugen, T., Skogen, M., Støren, E.N., Tveito, O.E. og Wong, W.K. (2015) *Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015*. NCCS rapport nr. 2/2015. Oslo, Norge: Norsk klimaservicesenter.
- Henderson, I.H.C. og Blikra, L.H. (2008) *Ustabile fjellparti i fyllittområdene i Flåm-Aurland*. Rapport nr 2008.33. Trondheim, Norge: Norges geologiske undersøkelse.

- Henriksen, H., Rye, N og Soldal, O. (1996) Groundwater transit times in a small coastal aquifer at Esebotn, Sogn og Fjordane, western Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 431, s. 5-17.
- Henriksen, H. og Nielsen, J.T. (2015) *Innføring i hydrogeologi – undervisningskompendium*. Sogndal, Norge: Høgskolen i Sogn og Fjordane.
- Henriksen, H. og Dale, T. (2016) *Grunnvannsutstrømning på fjordbunnen fra sprekkesystemet i den ustabile fjellsiden ved Stampa, Aurlandsfjorden, Sogn og Fjordane*. HISF rapport nr. 2/16. Sogndal, Norge: Høgskolen i Sogn og Fjordane.
- Høst, J. (2006) *Store fjellskred i Norge*. Utredning for Landbruks- og matdepartementet på vegne av seks departementer. Utarbeidet av NGU, Direktorat for samfunnsikkerhet og beredskap, Statens landbruksforvaltning, Statens vegvesen, Jernbaneverket og Statens kartverk. Trondheim, Norge: Landbruks- og matdepartementet.
- Innovasjon Norge (2015) *Nøkkeltall for norsk turisme 2014*. Rapport Innovasjon Norge 2015. Oslo, Norge: Innovasjon Norge
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Derron, M. H., Couture, R og Locat, J. & Locat, P. (2005) Modular and evolving rock slope hazard assessment methods. I: Senneset, K., Flaate, K. og Larsen, J. O. red. *Landslides and Avalanches: ICFL 2005 Norway*. London, England: Taylor & Francis Group, s. 187-194.
- Jibson, R. W. (1996) Use of landslides for paleoseismic analysis. *Engineering Geology*, 43 (4), s. 291-323. DOI: 10.1016/S0013-7952(96)00039-7
- Kihlstrøm, B. (1993) Grunnvannskvalitet. Problemer og tiltak. *Vann*, 28 (1), s. 18-24.
- Kirkhusmo, L.A. og Sønsterud, R. (1988) *Overvåking av grunnvann – landsomfattende grunnvannsnett*. NGU rapport nr. 88.046. Trondheim, Norge: Norges geologiske undersøkelse.
- Kristensen, L og Bergeng, T. (2018) *Overvåking av Joasetbergi*. Rapport nr.48/2018. Oslo, Norge: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Knutsson, G. og Morfeldt, C.O. (1993) *Grundvatten: teori & tillämpning*. Solna, Sverige: Svensk byggtjänst.
- Lied, K og Sandersen, F. (1986) *Vurdering av fare for flomskred i Markåna, og forslag til sikring*. Rapport nr. 85747-1. Oslo, Norge: Norges geotekniske institutt.
- Manga, M. (2001) Using springs to study groundwater flow and active geologic processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, s. 201-228.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. og Svendsen, J.I. (2011) Glacial History of Norway. I: Ehlers, J., Gibbard, P.L. og Hughes, P.D. red. *Quaternary glaciations: extent and chronology: a closer look*. Amsterdam, Nederland: Elsevier, s. 279-298.

- Mangerud, J., Goehring, B. M., Lohne, Ø. S., Svendsen, J. I. og Gyllencreutz, R. (2013) Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 67, s. 8-16. DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.01.024
- Mikalsen, G. og Sejrup, H.P. (2000) Oxygen Isotope Composition of Fjord and River Water in the Sognefjorden Drainage Area, Western Norway. Implications for Paleoclimate Studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50(4), s.441-448. DOI: 10.1006/ecss.1999.0581
- Nesje, A. og Whillans, I.M. (1994) Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology*, 9(1), s. 33-45. DOI: 10.1016/0169-555X(94)90029-9
- NEVINA (2018) *Nedbørfelt-Vannføring-Indeks-Analyse* [internett]. Norges vassdrags og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <http://nevina.nve.no/> [Lest 09.04.18].
- NGU (2016) *Hva er grunnvann?* [internett]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: http://www.grunnvanninorge.no/grunnvann_hva_er.php [Lest 18.03.18].
- NGU (2018a) *Nasjonal berggrunnsdatabase* [internett]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> [Lest 10.01.18].
- NGU (2018b) *Nasjonal løsmassedatabase* [internett]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> [Lest 10.01.18].
- NGU (2018c) *Nasjonal grunnvannsdatabas*e [internett] Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/granada/> [Lest 10.05.18].
- Norsar (2017) *Jordskjelv i Norge* [Internett] Norwegian Seismic Array. Tilgjengelig fra: <https://www.jordskjelv.no/jordskjelv/om-jordskjelv/jordskjelv-i-norge/> [Lest 07.11.17].
- KSS (2016) *Klimaprofil Sogn og Fjordane – Eit kunnskapsgrunnlag for klimatilpassing oppdatert i 2017*. Oslo, Norge: Norsk klimaservicesenter.
- NVE (2015) *Overvåking og varsling av fjellskred*. NVE faktaark 2/2015. Oslo, Norge: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- NVE (2017) *Fjellskredovervåkingen – dagsrapport for Veslemannen, 09.10.2017* [internett]. Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/Media/5868/veslemannen-2017-10-09.pdf> [Lest 05.05.18]
- NVE (2018) *NVE atlas* [internett] Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <https://atlas.nve.no/Html5Viewer/index.html?viewer=nveatlas#> [Lest 05.03.18].
- Oppikofer, T., Böhme, M., Saintot, A., Hermanns, R.L. og Longva, O. (2015) Hazard Assessment of Unstable and Potential Unstable Rock Slopes in Storfjord (Western Norway). I: Lollino, G., Giordan, D., Crosta, G. B., Azzam, R., Wasowski, J. og Sciarra, N. red. *Engineering Geology for Society and Territory*. 2 utg. Cham, Sveits: Springer International Publishing, s. 243.248.

- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A. og Rise, L. (2005) Submarine landforms and reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: the 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°-80°N). *Geological Society of America Bulletin*, 117 (7-8), s. 1033–1050. DOI: 10.1130/B25577.1
- Pally, M. (2014) *Factors Controlling Slow or Extremely Rapid Failure of Large Rock Slope Instabilities (Flam Region, Western Norway)* [masteroppgave]. Zürich, Sveits: Swiss Federal Institute of Technology.
- Pfaffhuber, A.A., Grimstad, E. og Domaas, U., Auken, E, Foged, N. og Halkjær, M. (2010) Airborne EM mapping for rockslides and tunneling hazards. *The leading Edge*, 29 (8), s. 956-959. DOI: 10.1190/1.3480009
- Rosenvold, B. S. og Domaas U. (2017) *Klimatilpasning og endringer i kommunal risikohåndtering/beredskap. Instrumentering, prosessforståelse som grunnlag for tidlig varsling - Lokal varsling av skred og flom i risikoutsatte områder. Kommunal beredskap basert på terskelverdier, lokale analyser og overvåking av risikoutsatte områder*. NGI rapport nr. 20150084-05-R. Trondheim, Norge: Norges geotekniske institutt.
- Rouyet, L., Kristensen, L., Derron, M.H., Michoud, C., Blikra, L.H., Jaboyedoff, M. og Lauknes, T.R. (2017) Evidence of rock slope breathing using ground-based InSAR. *Geomorphology*, 289, s.152-169. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.07.005
- Ryghaug, P. (1986) *Geokjemisk kartlegging, Sogn og Fjordane. Sluttrapport m/2 vedlegg*. NGU rapport nr. 86.087. Trondheim, Norge: Norges geologiske undersøkelse.
- Schwartz, F. W. og Zhang, H. (2002) *Fundamentals of ground water*. New York, USA: John Wiley & sons, inc.
- Selmer-Olsen, R (1977) *Ingeniørgeologi – De løselige jordlag*. 2 utg. Trondheim, Norge: Tapir.
- SeNorge (2018) *Klima* [internett] NVE, met.no og Kartverket. Tilgjengelig fra: <http://www.senorge.no/index.html?p=klima> [Lest 15.02.18].
- Sigmond, E. M. O. (1998) *Geologisk kart over Norge*. Berggrunnsgeologisk kart ODDA, M 1:250 000. Norges geologiske undersøkelse.
- Skotheim, A. Å. (1993) *Statens vegvesen Sogn og Fjordane - RV 50 Hp 03 Aurland Aust – Kolakaien - Parsell Otternes – Kolakaien - Grunnundersøking*. GEOVEST rapport nr. 3. Molde, Norge: GEOVEST.
- Skrede, I., Kristensen, L. og Hole, J. (2015) *Geologisk evaluering av Veslemannen*. NVE rapport nr. 41/2015. Oslo, Norge: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Solonenko, V. P. (1976) Landslides and collapses in seismic zones and their prediction. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 13 (1), s. 179. DOI: 10.1007/BF02634784

- SSB (2018) *Kommunefakta Aurland* [internett]. Statistisk sentralbyrå. Tilgjengelig fra: <https://www.ssb.no/kommunefakta/aurland> [Lest 06.03.18].
- Steiger, C., Etzelmüller, B., Westermann, S. og Myhra, K. S. (2016) Modelling the permafrost distribution in steep rock walls in Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 96 (4), s.329-341. DOI: 10.17850/njg96-4-04
- Sterrett, R.J. og Hanna, T.M. (2007) Occurrence of Groundwater and Aquifer Types. I: Sterrett, R.J. red. *Groundwater & Wells*. 3 utg. New Brighton, USA: Johnson Screens, s. 7-48.
- Streltsova, T.D. (1976) Hydrodynamics of Groundwater Flow in a Fractured Formation. *Water Resources Research*, 12 (3), s. 405-414. DOI: 10.1029/WR012i003p00405
- Byggteknisk forskrift (TEK17) *Forskrift 19 juli. 2017 nr. 840 om tekniske krav til byggverk*.
- Thornthwaite, C.W. (1948) An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical review*, 38 (1), s. 55-94.
- vanEssen Instruments (2016) *Product Manual - Diver* [internett]. Eijkelkamp soil & water. Tilgjengelig fra: <https://diver-water-level-logger.com/files/media/Downloads/m2-1111ediver.pdf> [Lest 10.10.16].
- WTW (2016) ProfiLine Handhelds – For pH, ISE, Dissolved Oxygen and Conductivity [Internett]. Xylem. Tilgjengelig fra: https://static.wtw.com/fileadmin/upload/Service/Downloads/Flyer-Broschueren/INT/Brochure_8_ProfiLine_795-KB_INT-pdf.pdf?_ga=2.194435048.451448480.1521459544-201725502.1521459544 [Lest 19.03.18]

Vedlegg

- 1 Metodebeskrivelse – oksygenisotopanalyse
- 2 Fotodokumentasjon – kvartærgeologisk kartlegging
- 3 Forstørret strukturgeologisk kart
- 4 Individuelle grafer for diverse ved Otternes bygdetun brønn

Digitale vedlegg

- 5 Kornfordelingsdata
- 6 Strøk- og fallmålinger
- 7 Rådata – diverse
- 8 Behandlet data – diverse
- 9 Rådata - Oksygenisotopanalyse
- 10 Behandlet data – Oksygenisotopanalyse
- 11 Kjemisk analyse-data

Vedlegg 1 – Metodebeskrivelse for oksygenisotopanalyse

Liquid water isotope measurements report for project 2017-05-HS, run run01

4. Method description for publications

Samples were filtered, if needed, with 25mm Nylon filters with a 0.2 μm PTFE membrane (part #514-0066, VWR, USA), and transferred to 1.5 ml glass vials with rubber/PTFE septa (part #548-0907, VWR, USA). An autosampler (A0325, Picarro Inc) transferred ca. 2 μl per injection into a high-precision vapourizer (A0211, Picarro Inc, USA) heated to 110°C. After blending with dry N_2 (< 5 ppm H_2O) the gas mixture was directed into the measurement cavity of a Cavity-Ring Down Spectrometer (L2140-i, Picarro Inc) for about 7 min with a typical water concentration of 20 000 ppm.

Memory effects were reduced by two times measuring a vapour mixture at a mixing ratio of 50 000 ppm, obtained from 2 injections of 2 μl for 5 min at the beginning of each new sample vial. Thereafter, another 6 injections of 2 μl per sample were measured individually as described above, and averages of the last 3 injections were used for further processing.

Three standards were measured at the beginning and end of each batch. Batches consisted typically of 20 samples, with drift standard DI (dD: -50.38 ± 0.02 permil, d^{18}O : -7.78 ± 0.01 permil, d^{17}O : -3.99 ± 0.02 permil), measured every 5 samples. For calibration according to IAEA recommendations, the laboratory standards VATS (dD: -127.88 ± 0.09 permil, d^{18}O : -16.47 ± 0.02 permil, d^{17}O : -8.62 ± 0.02 permil), EVAP (dD: 4.75 ± 0.11 permil, d^{18}O : 5.03 ± 0.02 permil, d^{17}O : 2.72 ± 0.01 permil), were used, and averaged over the beginning and end of each batch for calibration.

Long-term measurement precision is 0.15 permil for dD and 0.02 permil for d^{18}O , resulting in a measurement precision of 1.0 permil for d-excess.

[FARLAB, University of Bergen, 07-Dec-2017](#)

Vedlegg 2 - Fotodokumentasjon – kvartærgeologi (5 bilder)



1. Baksprekk mot Joasete, sett mot nord



2. Morenemasser under rotvelt



3. Tynt løsmassedekke ovenfor Joasete.

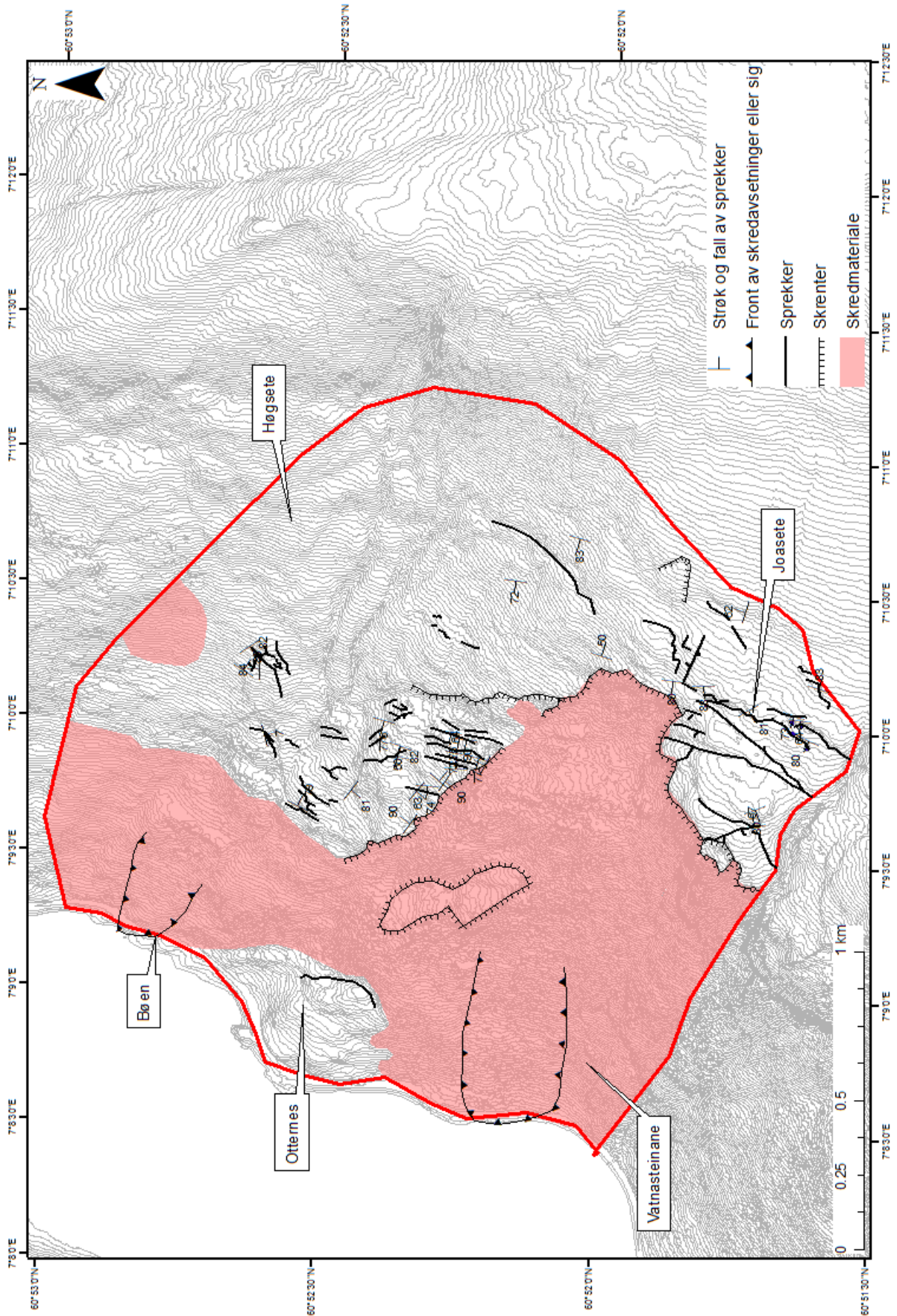


4. Morene nær Høgsete



5. Terrasseform i landskapet ovenfor Høgsete

Vedlegg 3 – Strukturegeologisk kart



Vedlegg 4 – Vannstand og temperatur ved Otternes bygdetun (diverdata hver for seg)

