

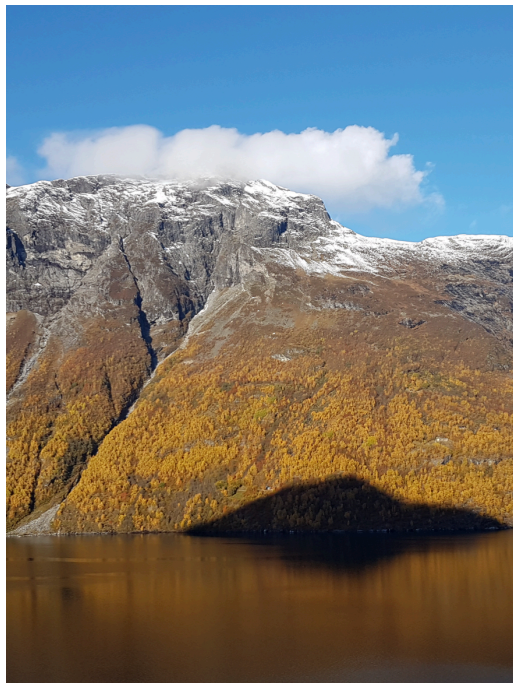
Johanne Gjerstad

# En studie av sprekkevannstrykk og klimatiske forhold på Åknes, med fokus på Lugeon- og piezometermålinger

Masteroppgave i Tekniske Geofag

Veileder: Randi Kalskin Ramstad

Juni 2020





Johanne Gjerstad

# **En studie av sprekkevannstrykk og klimatiske forhold på Åknes, med fokus på Lugeon- og piezometermålinger**

Masteroppgave i Tekniske Geofag  
Veileder: Randi Kalskin Ramstad  
Juni 2020

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



Kunnskap for en bedre verden



---

# Oppgaveproblemstilling

**Tittel:** En studie av sprekkevannstrykk og klimatiske forhold på Åknes, med fokus på Lugeon- og piezometermålinger

**Student:** Johanne Gjerstad

**Hovedveileder:** Randi Kalskin Ramstad, NTNU, Institutt for geovitenskap og petroleum (IGP)

**Medveileder:** Kristin Hilde Holmøy, Norges Geotekniske Institutt (NGI)

## Problemstilling:

- Litteraturstudium som belyser relevant internasjonal og nasjonal teori om sprekkevannstrykk, blant annet hvordan maksimalt teoretiske sprekkevannstrykk på glideplanene kan beregnes og vurderes.
- Beskrivelse av de ulike målemetodene og programvarer (DMS, inkludert piezometer, Lugeon og LeapFrog) som brukes i oppgaven (sprekkevannstrykk, Lugeontester, beregningsmåter mm).
- Områdebeskrivelse med illustrative kart over studieområdet og data som er brukt eller henvist til.
- Studere og forstå mekanismene for sprekkevannstrykket på glideplanene. Det vil si forstå vanntrykket mellom packere og sammenhengen med grunnvannsnivået i åpne borehull. Bruk av resultatene fra piezometer- og Lugeontestene samt klimadata.
- Vurdere teoretisk sprekkevannstrykk på sprekkeplanene.
- Resultater som viser detaljert og helhetlig forståelse: Hvordan og hvorfor sprekkevannstrykket på glideplanene varierer slik det gjør, sammenhengen mellom sprekkevannstrykket som observeres mellom packerene og målinger av grunnvannsnivået i omkringliggende borehull, og hva som forårsaker dette.
- Diskutere kvaliteten på resultatene, eventuelle tydelige sammenhenger og hvorfor. Vurderingene skal diskuteres opp mot eksisterende litteratur. Det skal også inngå et avsnitt som henviser til resultatene i medstudent Martes Hyllseths masteroppgave, inkludert en diskusjon av sammenhengene mellom hverandres resultater og hydrogeologien i området som helhet. Diskusjonsdelen skal være så konkret som mulig, og vise god dybdeforståelse om oppgavens tema.
- Konklusjon og forslag til videre arbeid.
- Utarbeidelse av engelsk, supplerende artikkel i samarbeid med Marte Hyllseth, der resultater fra begge masteroppgaver sammenstilles, presenteres og diskuteres.

---

---

# Sammendrag

Masteroppgaven er skrevet av Johanne Gjerstad, som en avsluttende del av sivilingeniørstudiet Tekniske Geofag ved NTNU Gløshaugen, Trondheim. Det er i tillegg utarbeidet en engelsk, supplerende artikkel i samarbeid med Marte Hyllseth, der resultater fra Hyllseth (2020) og undertegnede sammenstilles, tolkes og diskuteres.

Masteroppgaven omhandler det ustabile fjellpartiet på Åknes i Stranda kommune, Møre og Romsdal. Det største estimerte fjellskredvolumet er 54 millioner m<sup>3</sup> med påfølgende flodbølger på opptil 100 meter. Mange menneskeliv kan gå tapt dersom fjellskred inntreffer.

Det pågående dreneringsprosjektet på Åknes ledes av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). Det skal redegjøres for dreneringsmuligheter av grunnvannet som stabiliserende effekt i fjellsiden. Før tiltak iverksettes kreves flere undersøkelser, kontinuerlig overvåking og bedre forståelse av det komplekse grunnvannssystemet. Hensikten og målet med denne masteroppgaven er å bidra i prosjektet ved å gjøre beregninger og tolkninger av endringer i sprekkevannstrykket basert på Lugeon- og piezometertester i 2017- og 2018-borehullene.

Overvåkingssystemet Differential Monitoring of Stability (DMS) i borehullene KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 måler kontinuerlig blant annet endringer i grunnvannsnivå med piezometere ved ulike dybder. Resultater fra piezometerdata viser at hydraulisk potensial [moh.] hovedsakelig avtar og trykkehøyden [m] øker mot dypet. De nederste piezometere i DMS-kolonnene viser avtagende/økende trend i hydraulisk potensial henholdsvis i løpet av vinter og sommer/vår og høst. Ved samme dybder er Lugeonverdiene lave eller tilnærmet lik null. I disse bergmasseområdene finnes derfor antageligvis smale, utholdende sprekker med lav sprekkekonduktivitet og minimal grunnvannsstrømning. Følgelig avtar/øker sprekkevannstrykket avhengig av vanninfiltrasjon, vær og spesielt årsvariasjoner.

Piezometere i de øverste delene av DMS-kolonnene måler hovedsakelig et stabilt hydraulisk potensial over tid. Ved samme dybder er Lugeonverdiene høye i KH-01-18 og KH-02-18, opptil  $L=36,3$ . Dette indikerer store grunnvannsmengder strømmende i åpne sprekker med høy konduktivitet og lav utholdenhet. De øverste piezometermodulene ved 24 og 20 meters dybde i henholdsvis i KH-02-17 og KH-02-18 måler imidlertid signifikante endringer i hydraulisk potensial som samsvarer med vanninfiltrasjon fra nedbør i form av regn og/eller snøsmelting. Det er derfor antatt et hengende grunnvannsspeil som strekker seg fra KH-02-17 langs fjellsiden ned til KH-02-18. Endringer i sprekkevannstrykket var på henholdsvis 40-120 kPa og 20-30 kPa, som trolig påvirket stabiliteten i hovedglideplanet.

Endringer i sprekkevannstrykket skjer antageligvis hyppigere i fremtiden, ettersom klimamodeller peker på kraftigere og større mengder nedbør, høyere temperaturer og flere dager med ekstremvær. Utløsende årsaker til tidligere skredhendelser, både i Norge og ellers i verden, er økning i grunnvannsnivået som følge av ekstreme værhendelser. Rask økning i sprekkevannstrykk vil trolig forekomme hyppigere på Åknes i fremtiden, og kan bli en utløsende årsak til fjellskred såfremt drenering ikke fungerer som stabiliserende effekt.

---



---

# Abstract

This Master's thesis is written by Johanne Gjerstad as a final part of the Geotechnical Engineering Master's degree at NTNU Gløshaugen, Trondheim. Additionally, it has been prepared an English supplementary article written by Gjerstad and fellow student Marte Hyllseth, which includes results from both Master's theses that are visualized and discussed.

This Master's thesis is part of the drainage project of the unstable rock slope at Åknes in Møre & Romsdal, Western Norway. Total estimated rock avalanche volume is 54 mill. m<sup>3</sup> followed by a fjord tsunami generating waves up to 100 meters. Dozens of lives could be lost and the floodwave might cause destruction of infrastructure.

The project is led by The Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE). The aim is to drain the groundwater as a stabilising effect on the rock slope. Investigations and monitoring have been carried out in the area. However, more research must be conducted before drainage plans can be implemented. Thus, the purpose of this Master's thesis is to help understanding the complex system at Åknes by doing calculations and interpretations of results from Lugeon- and piezometer tests conducted in 2017- and 2018-boreholes.

The system Differential Monitoring of Stability (DMS) in the boreholes KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 and KH-02-18 continuously measures groundwater level with piezometers at different depths. Results display a decrease in hydraulic potential [mbgl] and an increase in pressure head [m] with depth. The piezometers lowest in the DMS-columns show a decrease/increase in hydraulic potential during winter&summer/spring&fall. At same depths, the Lugeon values are approximately equal to zero. In these rock mass areas, there are narrow joints with high conductivity and minimal groundwater flows. Hence, a decrease/increase in joint water pressure depends on water infiltration, weather conditions and annual variations.

The upper piezometers measures a stable hydraulic potential during the testing period of several months. At the same depths, the Lugeon values are high in KH-01-18 and KH-02-18, up to L=36.6. This may indicate high quantity of groundwater freely flowing in open joints with high conductivity. However, the uppermost piezometers at 24 and 20 meters depth in KH-02-17 and KH-02-18, respectively, measures significant changes in hydraulic potential which coincides with water infiltration from rain and/or snowmelt. Thus, there is assumed to be a perched aquifer extending from KH-02-17 to KH-02-18. Changes in joint water pressure were 40-120 kPa and 20-30 kPa, respectively, which may have caused an affect of the stability in the main sliding plane.

Changes in joint water pressure may occur more frequently in the future regarding climate models addressing higher quantity of precipitation, an increase in air temperatures and extreme weather events. Main cause of previous avalanche events, both in Norway and in other countries, is an increase in groundwater table due to an extreme weather event. A rapid increase in joint water pressure might occurs more often at Åknes in the future, and may cause an avalanche unless drainage do not contribute stabilisation.

---

---

# Forord

Denne masteroppgaven er en avsluttende del av sivilingeniørstudiet Tekniske Geofag ved Norges tekniske-naturvitenskapelige universitet (NTNU), og er en videreføring av prosjektoppgaven høsten 2019. I tillegg er det utarbeidet en engelsk, supplerende artikkel i samarbeid med Marte Hyllseth, der resultater fra begge masteroppgavene sammenstilles og diskuteres.

Oppgaveproblemstillingen er definert i samarbeid med hovedveileder Randi Kalskin Ramstad ved NTNU og medveileder Kristin Hilde Holmøy ved Norges Geotekniske Institutt (NGI). José Acuna ved NTNU og Gustav Pless ved Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) har også kommet med innspill, idéer og behov knyttet til prosjektet på Åknes.

Jeg ønsker å takke Randi for god, jevnlig veiledning og oppfølging gjennom hele semesteret, samt Kristin og José for innspill og hjelp til spørsmål underveis. Jeg ønsker også å rette en takk til Gustav som har tilsendt nødvendig datamateriale, samt invitert meg på møter angående Åknes dreneringsprosjekt. En takk rettes også til Steinar Ellefmo (NTNU) for hjelp i fremgangen i programvaren Leapfrog Geo. Til slutt ønsker jeg å takke Marte for et fint samarbeid og gode diskusjoner. Jeg håper mine resultater og konklusjoner i denne masteroppgaven bidrar til fremgang i dreneringsprosjektet på Åknes.

Far, Bestemor, Henrik og Adele har alle vært en stor og viktig støtte for meg gjennom hele studieløpet. Dere er stolte av hva jeg har fått til og det setter jeg stor pris på. Studietiden hadde ikke vært den samme uten venner - både sosialt og faglig. Det har vært utrolig morsomt, veldig mange hyggelige stunder, gode fester, lange dager på lesesal, altfor mange kaffekopper, motivasjonssamtaler, uforglemmelige studieturer og mye mer. Det er mange å nevne, men Thanu, Kari, Sandra og Oda har betydd spesielt mye for meg alle årene i Trondheim.

*Trondheim, 10.juni 2020*

*Johanne Gjerstad*



---

# Innhold

<b>Oppgaveproblemstilling</b>	<b>i</b>
<b>Sammendrag</b>	<b>iii</b>
<b>Abstract</b>	<b>v</b>
<b>Forord</b>	<b>vii</b>
<b>Innholdsfortegnelse</b>	<b>xi</b>
<b>Tabelliste</b>	<b>xii</b>
<b>Figurliste</b>	<b>xiv</b>
<b>1 Innledning</b>	<b>1</b>
<b>2 Teori</b>	<b>3</b>
2.1 Hydrogeologi . . . . .	3
2.1.1 Grunnvann, grunnvannsnivå og akvifer . . . . .	3
2.1.2 Vanntrykk, Darcy's lov og hydraulisk konduktivitet . . . . .	4
2.1.3 Grunnvann i bergmasse . . . . .	5
2.1.4 Sprekkevannstrykk . . . . .	8
2.2 Måling av vanntrykk i bergmasse . . . . .	11
2.2.1 Piezometer . . . . .	11
2.2.2 Lugeon . . . . .	12
2.3 Klimaets påvirkning på sprekkevannstrykk . . . . .	20
2.4 Klimaendringer i Norge . . . . .	22
2.5 Fjellskred og flodbølge . . . . .	23
2.6 Drenering som sikringstiltak i stabiliseringsproblematikk . . . . .	23
2.7 Tidligere skredhendelser . . . . .	24
<b>3 Områdebeskrivelse</b>	<b>27</b>

---

3.1	Generelt om fjellsiden på Åknes . . . . .	27
3.2	Scenarioer . . . . .	28
3.3	Geologi, sprekker og glidesoner . . . . .	29
3.4	Vær og klima . . . . .	30
3.5	Grunnvann . . . . .	30
3.6	2017- og 2018-borehullene . . . . .	33
3.7	Prosjektet på Åknes . . . . .	33
<b>4</b>	<b>Undersøkelsermetoder</b>	<b>35</b>
4.1	Differential Monitoring of Stability (DMS) . . . . .	35
4.1.1	Piezometertest . . . . .	36
4.1.2	Data fra piezometermålinger . . . . .	37
4.2	Lugeontest . . . . .	38
4.2.1	Data fra Lugeontestene . . . . .	39
4.3	Klimadata fra meteorologisk stasjon på Åknes . . . . .	42
4.4	Strømnings- og temperaturmålinger . . . . .	43
4.5	AutoCAD . . . . .	44
4.6	Leapfrog Geo . . . . .	44
<b>5</b>	<b>Resultater</b>	<b>45</b>
5.1	Piezometermålinger . . . . .	45
5.1.1	Hydraulisk potensial presentert som boksploott . . . . .	50
5.2	Lugeontester . . . . .	52
5.2.1	KH-01-17 . . . . .	52
5.2.2	KH-02-17 . . . . .	53
5.2.3	KH-01-18 . . . . .	54
5.2.4	KH-02-18 . . . . .	59
5.2.5	Lugeonresultater og RQD visualisert i Leapfrog Geo . . . . .	62
<b>6</b>	<b>Diskusjon</b>	<b>65</b>
6.1	Piezometertestene . . . . .	66
6.1.1	Packertrykk piezometertest . . . . .	66
6.1.2	Hydraulisk potensial KH-01-17 . . . . .	67
6.1.3	Hydraulisk potensial KH-02-17 . . . . .	68
6.1.4	Hydraulisk potensial KH-01-18 . . . . .	69
6.1.5	Hydraulisk potensial KH-02-18 . . . . .	70
6.2	Lugeontestene . . . . .	71
6.3	Helhetlig vurdering av resultater og sammenhenger . . . . .	72
<b>7</b>	<b>Konklusjon</b>	<b>77</b>
7.1	Forslag til videre arbeid . . . . .	78
	<b>Referanseliste</b>	<b>79</b>
	<b>Vedlegg</b>	<b>83</b>

---

---

A	Oversiktstegning av borehullene	84
B	Piezometertestene; tabeller med info	89
C	Hydraulisk potensial plottet mot tid	94
D	Engelsk, supplerende artikkel	105

# Tabeller

2.1	Påført vanntrykk anbefalt i hvert steg i Lugeontest. . . . .	15
2.2	Lugeonverdier og tilhørende klassifikasjon, hydraulisk konduktivitet og sprekke- åpning. . . . .	16
2.3	Estimerte klimaendringer, temperatur- og nedbørsøkninger på Vestlandet. . .	23
3.1	Borehullsinformasjon - estimerte dybder til glideplanene og grunnvannsnivå, samt målte forflytninger. . . . .	33
4.1	Innhentet informasjon for hvert borehull. . . . .	38
4.2	Informasjon Lugeontesting på Åknes. . . . .	39
4.3	Informasjon Lugeontest i KH-01-17. . . . .	40
4.4	Informasjon Lugeontest i KH-02-17. . . . .	40
4.5	Informasjon Lugeontest i KH-01-18. . . . .	41
4.6	Informasjon Lugeontest i KH-02-18. . . . .	42
5.1	Resultater Lugeontest i KH-01-17. . . . .	52
5.2	Resultater Lugeontest i KH-02-17. . . . .	53
5.3	Resultater Lugeontest i KH-01-18. . . . .	55
5.4	Resultater Lugeontest i KH-02-18. . . . .	59



# Figurer

2.1	Endringer i grunnvannstanden gjennom året i Norge. . . . .	4
2.2	Hydraulisk potensial $h$ , trykkehøyde $h_p$ og høyde fra referansepunkt $z$ . . . . .	5
2.3	Sprekkeklassifisering basert på bruddsonene A, B, C, D og E. . . . .	7
2.4	Illustrasjoner av sprekkenes utholdenhet og hydraulisk sprekkeduktivitet	8
2.5	Fordeling av sprekevannstrykk i glideplan og baksprekk i fjellskråning . . . .	9
2.6	Graf respons- og tilbakegangstid for piezometermålinger. . . . .	12
2.7	Tre ulike oppsett for Lugeontest. . . . .	13
2.8	Lugeontest ”dobbel packer test med borestenger”. . . . .	14
2.9	Grupper/oppførsel i Lugeontest med tilhørende stolpediagram av vanntrykk og Lugeonverdier, samt kort beskrivelse og representativ Lugeonverdi. . . . .	17
2.10	Sammenheng mellom vanntap og vanntrykk for hver gruppe/oppførsel Lugeontest. . . . .	18
2.11	Ulike grunnvannsnivå som følge av nedbør og/eller snøsmelting avhengig av sprekkeduktivitet . . . . .	21
2.12	Grunnvannsnivå i varierende oppsprukket fjellside basert på ulike klimaforhold. . . . .	22
3.1	Lokaliteten av Åknes markert i kart inkludert markerte scenarioer. . . . .	28
3.2	Berggrunnsgeologi Åknes. . . . .	29
3.3	Plassering av 2017- og 2018-borehullene og grunnvannstrømning i fjellsiden på Åknes. . . . .	32
4.1	Bilder av Differential Monitoring of Stability på Åknes (DMS-systemet) . . . .	36
4.2	Piezometermåler. . . . .	37
4.3	Meteorologisk stasjon på Åknes. . . . .	43
5.1	Hydraulisk potensial og packertrykk for borehull KH-01-17, samt lufttemperaturer og nedbør. . . . .	46
5.2	Hydraulisk potensial og packertrykk for borehull KH-02-17, samt lufttemperaturer og nedbør. . . . .	47
5.3	Hydraulisk potensial og packertrykk for KH-01-18, samt lufttemperaturer og nedbør. . . . .	48

---

5.4	Hydraulisk potensial og packertrykk for KH-02-18, samt lufttemperaturer og nedbør. . . . .	49
5.5	Boksplokk piezometertest KH-01-17. . . . .	50
5.6	Boksplokk piezometertest KH-02-17. . . . .	51
5.7	Boksplokk piezometertest KH-01-18. . . . .	51
5.8	Boksplokk piezometertest KH-02-18. . . . .	52
5.9	Grafiske fremstillinger av resultater Lugeontester i sone 2 og 5 i KH-02-17. . .	54
5.10	Grafiske fremstillinger av resultater Lugeontester i sone 1, 2, 3 og 4 i KH-01-18.	56
5.11	Grafiske fremstillinger av resultater Lugeontester i sone 6, 7 og 18 i KH-01-18.	57
5.12	Illustrasjonsfigur for KH-01-18; Resultater Lugeontest. . . . .	58
5.13	Grafiske fremstillinger av resultater Lugeontester i sone 2, 3, 4 og 5 i KH-02-18.	60
5.14	Grafiske fremstillinger av resultater fra Lugeontester i sone 6, 10 og 14 i KH-02-18. . . . .	61
5.15	Illustrasjonsfigur for KH-02-18; Resultater Lugeontest. . . . .	62
5.16	Tverrsnitt gjennom KH-01-18 og KH-02-18, der resultater fra Lugeontester og RQD visualiseres. . . . .	63

## Innledning

Norge er preget av høye fjell og dype fjorder, og gjennom historien har det skjedd flere skredhendelser. Ifølge statistikken forekommer 2-4 store fjellskred etterfulgt av flodbølger hvert århundre. Eksempelsvis fjellskredene i Tafjord i 1934, Møre og Romsdal og Loen, Sogn og Fjordane i 1905 og 1936, som tok livet av totalt 175 mennesker (NGU, 2006a).

De syv mest ustabile fjellpartiene i Norge med høyest sannsynlighet for å inntreffe, er i dag kontinuerlig overvåket av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) (NVE, 2019b). Hensikten med overvåking er å ivareta liv og helse ved å kunne varsle eventuelle store forflytninger og kommende skred i god tid slik at beboere i nærheten kan evakuere.

Et av de overvåkede fjellpartiene er Åknes i Stranda kommune, Møre og Romsdal. Et fjellskred med påfølgende flodbølge vil potensielt ramme 10 nærliggende kommuner. Spesielt er Hellesylt og Geiranger de mest utsatte bygdene. Det er derfor stor fare for tap av menneskeliv. I 2017 igangsatte NVE et prosjekt med mål om å drenere og senke grunnvannsnivået som stabiliserende effekt for å hindre fjellskred i fremtiden (NVE, 2019b). Målet med denne masteroppgaven er forhåpentligvis å bidra til mer forståelse av den komplekse fjellsiden.

Grunnvann i bergmasse strømmer hovedsakelig i sprekkesystemet og påvirker skråningsstabiliteten (Nilsen, 2016). Ettersom klimamodeller estimerer flere kraftige og økte nedbørmengder i fremtiden (Iversen mfl., 2005), kan en eventuell økning i sprekkevannstrykket redusere skråningsstabiliteten og dermed øker fjellskredfare. Det er nødvendig å gjøre beregninger, analyser og tolkninger av endringer i sprekkevannstrykket som følge av vær- og klimavariasjoner (Wyllie og Mah, 2004). Dette er grunnlaget for masteroppgaven.

I det følgende presenteres det teoretiske grunnlaget i kapittel 2 med fokus på hydrogeologi i bergmasse og klimaets påvirkning på sprekkevannstrykk. Kapittel 3 gir generell områdebeskrivelse av Åknes. Undersøkellesmetodene og benyttet datamateriale er omhandlet i kapittel 4. Datamateriale fra Lugeon- og piezometertester utført i 2017- og 2018-borehullene er behandlet av undertegnede. Resultatene er presentert i kapittel 5, og diskusjon og konklusjon inkludert forslag til videre arbeid er beskrevet i henholdsvis kapittel 6 og 7.



## Teori

I dette kapitlet vil det teoretiske grunnlaget for masteroppgaven bli presentert. Det omfatter hydrogeologi med fokus på grunnvann i bergmasse og hva slags påvirkninger klimatiske forhold har på grunnvannsnivået og sprekkevannstrykket. Videre gis en kort innføring om piezometer- og Lugeontest, skråningsstabilitet, fjellskred og drenering. Avslutningsvis presenteres eksempler på tidligere skred der utløsende årsak trolig er økt sprekkevannstrykk som følge av ekstreme værhendelser. Merk at store deler av teorien er hentet fra prosjektoppgaven gjort av undertegnede høsten 2019.

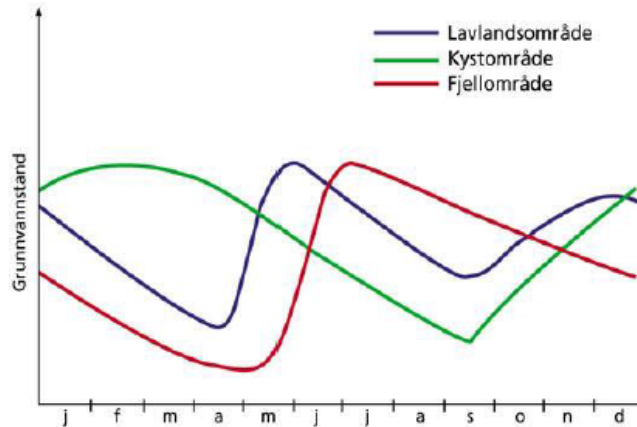
### 2.1 Hydrogeologi

#### 2.1.1 Grunnvann, grunnvannsnivå og akvifer

Grunnvann er vann som fyller sprekker og porer i berg- og løsmasser. Dette utgjør den såkalte *mettede sonen*, mens den overliggende *umettede sonen* inneholder både luft og vann. Grensen mellom disse sonene kalles *grunnvannsspeilet*, og det er påvirket av forholdet mellom magasinering og tapping av grunnvann. Endringer i grunnvannsnivået, det vil si avstanden fra terrengoverflaten til grunnvannsspeilet (Scherger, 2018), endres med tiden både daglig, gjennom årstider og fra år til år. Årtidsfluktasjoner avhenger av egenskapene i berg- eller løsmassene, blant annet porøsitet som er mengde porevolum. Lav porøsitet kan bety stor variasjon i grunnvannsnivå med flere meter. I bergmasse er det spesielt sprekker som er avgjørende. Årsvariasjoner avhenger av vær og klima. Fremtidige klimamodeller estimerer endringer i variasjonene (Stenvik, 2018).

Kirkhusmo og Sønsterud (1988) klassifiserte endringer i grunnvannsnivå som følge av klimatiske forhold gjennom årstidene i lavlands-, kyst- og fjellområdene i Norge. Disse generelle årtidsfluktasjoner er presentert i figur 2.1. Grafene er i all hovedsak basert på vanninfiltrasjon fra nedbør i form av regn og snøsmelting. Laveste grunnvannsnivå i lavlandet skjer før snøsmelting om våren og i august/september, mens maksimum er mot slutten av våren etter snøsmelting og tidlig vinter som følge av nedbør om høsten. I kystområder er laveste grunnvannsnivå i september etter lang sommer med antageligvis lite nedbør, mens grunnvannet

øker kraftig utover høsten. I fjellområder vil minimumsnivået være like før snøsmeltingen begynner i mars/april og maksimum vil være i månedene kort tid etter. I løpet av høsten vil det vanligvis være korttidsfluktasjoner i grunnvannsnivået avhengig av nedbørmengder (variasjoner i grunnvannsnivå fra dag til dag). Spesielt etter store regnmengder vil grunnvannsnivået øke (Kirkhusmo og Sønsterud, 1988).



**Figur 2.1:** Typiske endringer i grunnvannstanden gjennom året i lavlands-, kyst- og fjellområder i Norge (Kirkhusmo og Sønsterud, 1988). Dette er årstidsfluktasjoner.

Dersom en bergmasse eller løsmasse har evnen til å holde på mye vann er det kategorisert som en *akvifer*, som har stor magasineringskapasitet (Brattli, 2009). Nedbør og overflatevann som infiltrerer og ”mater” en akvifer kalles en *infiltrasjonsakvifer*, mens en *selvmatende akvifer* får tilsig av grunnvann fra nærliggende elver, innsjøer eller andre vannkilder (Stenvik, 2018). Dersom vann akkumuleres i umettet sone, hvor det finnes områder med tette lag, kan det dannes lokale grunnvannsnivå, såkalte *hengende grunnvannsspeil* (Brattli, 2009).

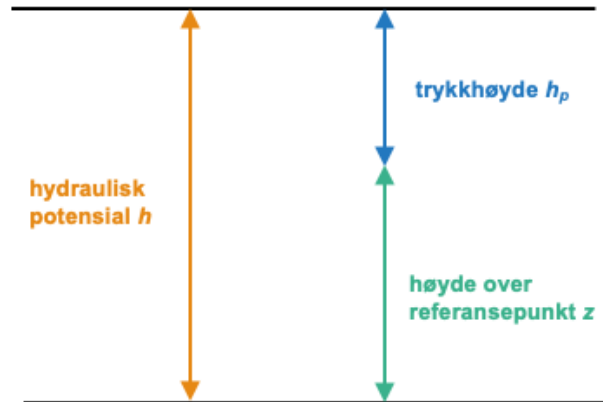
### 2.1.2 Vanntrykk, Darcy’s lov og hydraulisk konduktivitet

Dette kapittelet er i hovedsak basert på kjent teori gjengitt fra kompendium skrevet av Brattli (2009).

Total energi i grunnvannsprosessene uttrykkes som kinetisk, gravitasjons- og trykkenergi. Trykk er kraft delt på arealenheter. For en væske som befinner seg i ro i et tyngdefelt, vil trykket øke med dybden på grunn av væskens vekt, dette kalles hydrostatisk trykk. Grunnvann som strømmer fra et punkt til et annet i mettet sone er et resultat av en energiforskjell, uttrykt som en hydraulisk gradient  $I$ . Ettersom grunnvannsstrømming vanligvis er lav neglisjeres den kinetiske energien. Da kan det hydrauliske potensialet  $h$  [m], energien per masseenheter delt på tyngdeakselerasjonen, defineres som:

$$h = z + h_p \quad (2.1)$$

der  $z$  er høyden over et referansepunkt (gravitasjonsenergi) [m] og  $h_p$  er høyde av vannsøylen (trykkhøyde) [m]. Se figur 2.2.



**Figur 2.2:** Hydraulisk potensial, trykkehøyde og høyde fra referansepunkt. Modifisert etter Sena og Braathen (2020).

Strømningsretning til grunnvann er avhengig av det totale hydrauliske potensialet  $h$  som avtar med strømningsretningen og endrer seg etter den hydrauliske gradienten  $I$  gitt ved:

$$I = \frac{dh}{dl} \quad (2.2)$$

der  $dh$  er endring i hydraulisk potensiale fra et punkt til et annet og  $dl$  er avstand mellom punktene. Basert på eksperimenter av grunnvannstrømning i mettet sone kom Darcy frem til følgende likning:

$$q = \frac{Q}{A} = -K \cdot I \quad (2.3)$$

der  $q$  er Darcy-hastigheten [m/s],  $Q$  er gjennomstrømmet vannmengde per tidsenhet [m<sup>3</sup>/s],  $A$  er gjennomstrømningsarealet [m<sup>2</sup>] og  $K$  er den hydrauliske konduktiviteten [m/s].  $K$  er et mål på væskens og materialets strømningssegenskaper. Permeabilitet tar kun for gjennomstrømligheten av bergmassen.

### 2.1.3 Grunnvann i bergmasse

Generelt strømmer grunnvann fra høyt trykk i den mettede sonen til lavere trykk i den umettede sonen. Grunnvannstrømning er avhengig av porøsitet og permeabilitet. Det finnes både primære porer fra bergarters dannelse og sekundære porer som er dannet under prosesser i senere tid, spesielt etter siste istid. Bergmassens permeabilitet avhenger derfor av porenes størrelse, mengde og sammenkobling mellom porene, men bestemmes hovedsakelig av sekundære prosesser slik som sprekke dannelse (Wyllie og Mah, 2004). Videre er porøsiteten i sprekker, svakhetssoner og forkastninger avhengig av flere geologiske faktorer, der de viktigste er (Brattli, 2009):

- hvor og når sprekke er dannet

- sprekkenes forhold til hovedspenningsaksene
- type bergart

Hovedsakelig strømmer grunnvann i sprekker i bergmassen (Brattli, 2010). Strømningsforholdene er en funksjon av sprekkeåpning, -ruhet, -frekvens og retning på sprekkenene. Dette påvirker den hydrauliske konduktivitet til bergmassen, såkalt sprekkekonduktivitet (sprekkes evne til å lede vann). Strømning i sprekker følger vanligvis ikke Darcy's lov (likning 2.3) og den er derfor modifisert (Brattli, 2009):

$$q = \frac{Q}{A_s} = -K_s \cdot I \quad (2.4)$$

der  $A_s$  er areal av sprekker [ $\text{m}^2$ ] og  $K_s$  er sprekkekonduktivitet [ $\text{m/s}$ ].

Basert på studier og analyser av vannstrøm gjennom åpne, parallelle bergsprekker kan følgende likning brukes for stabil, laminær strømning (Brattli, 2009):

$$q = -\frac{\rho \cdot g \cdot e^2}{12\mu} \cdot I \quad (2.5)$$

der  $\rho$  er vannets tetthet [ $\text{kg/m}^3$ ],  $g$  er gravitasjon [ $\text{m/s}^2$ ],  $e$  er sprekkeåpning [ $\text{m}$ ] og  $\mu$  er vannets dynamiske viskositet [ $\text{m}^2/\text{s}$ ]. Ved å kombinere likning 2.4 og 2.5 vil sprekkekonduktiviteten være definert som

$$K_s = \frac{\rho \cdot g \cdot e^2}{12\mu} \quad (2.6)$$

For et sprekkesystem i en bergmasse med flere parallelle sprekker vil den hydrauliske konduktiviteten i bergmassen,  $K_b$ , være uttrykt ved (Brattli, 2009), (Morales Cárdenas, 2018):

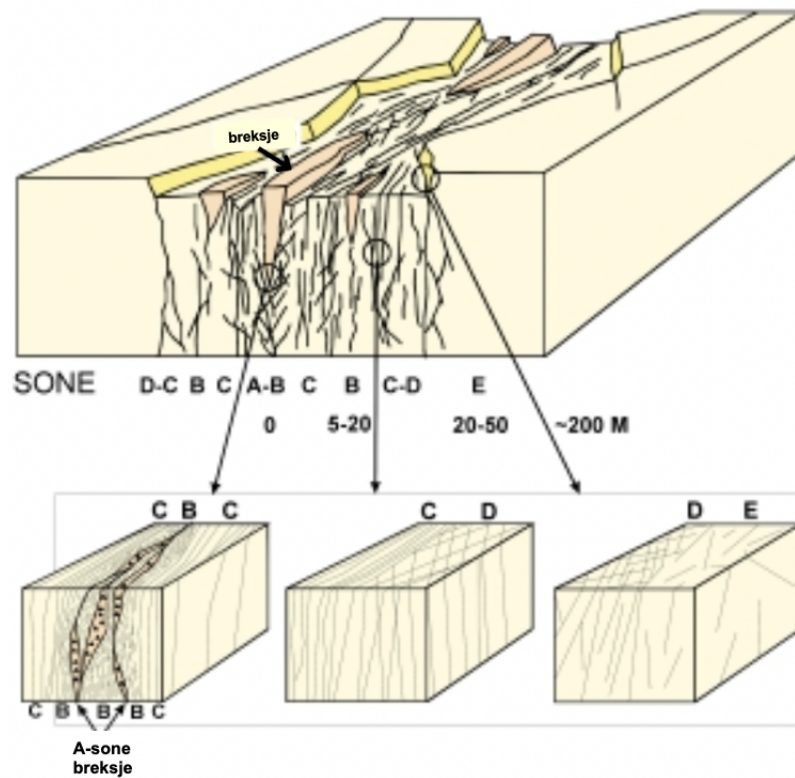
$$K_b = \frac{e}{s} \cdot K_s = \frac{\rho \cdot g \cdot e^3}{12\mu \cdot s} \quad (2.7)$$

der  $s$  er avstand mellom sprekkenene [ $\text{m}$ ]. Spesielt er sprekkeåpningen  $e$  av stor betydning for den hydrauliske konduktiviteten. Dersom denne parameteren dobles vil strømningshastigheten økes med en faktor på 8.

Det er noen begrensninger til likning 2.7, ettersom sprekker i bergmassen ikke nødvendigvis er helt plane og opptrer i et mer komplekst nettverk enn kun parallelle sprekker. For å få et godt estimat på sprekkekonduktivitet i et område er det nødvendig å utføre tester og målinger i borehull (Brattli, 2010), samt ha kjennskap til områdets sprekker.

Det er derfor hensiktsmessig å klassifisere brudd og sprekkesoner. Braathen og Gabrielsen (2000) definerte sprekker og brudd i ulike soneinndelinger, se figur 2.3.





**Figur 2.3:** Illustrasjon av brudd og sprekker i bergmasse klassifisert etter bruddsoner A, B, C, D og E. Modifisert etter Braathen og Gabrielsen (2000).

Sone A, som tilsvarer et områdeomfang fra millimeter til titalls meter, kan bestå av forkastningsbergarter som breksje, forkastningsmel eller kataklasitt. I sone B er bergmassen svært oppsprukket med 10 til 100 brudd per snittmeter. Bredden på sonen er ofte fra centimeter opptil noen meter. I sone C, D og E avtar sprekkefrekvensen gradvis. Sone C representerer store, lange og parallelle brudd med avstand 10-50 cm mellom sprekkenes. Sone D domineres av sprekkesett med 60°vinkel, mens sone E består av sporadiske sprekker i ulike retninger med en utstrekning på opp til 200 meter (Braathen og Gabrielsen, 2000).

Sone B er ofte den sonen med høyest magasinkoeffisient (akvifer) langs en bruddsone, fordi det preges av god porøsitet men lav permeabilitet (Braathen og Gabrielsen, 2000). Sone C innebærer knusningssoner med betydelig permeabilitet og moderat porøsitet. Dette gjelder spesielt massive og sprø bergarter som knuses i stor bredde ned til blokkig materiale (Brattli, 2009). Grunnvannstrømningen kan derfor være stor. Sprekker som karakteriseres som store, sammenhengende flater vil potensielt føre til større mengder grunnvannstrømning sammenliknet med mindre brudd (Braathen og Gabrielsen, 2000), noe sprekkeåpning  $e$  i likning 2.7 også indikerer. Sprekkeåpning  $e$  er delvis kontrollert av bergspenninger og elastisiteten til bergmassen (Braathen og Gabrielsen, 2000). Sprekker som dannes parallelt med største spenningsakse er vanligvis åpne og kan lede betydelige mengder vann. Kompetente bergarter, for eksempel gneis, har ofte åpne sprekker og gir god porøsitet (Brattli, 2009).

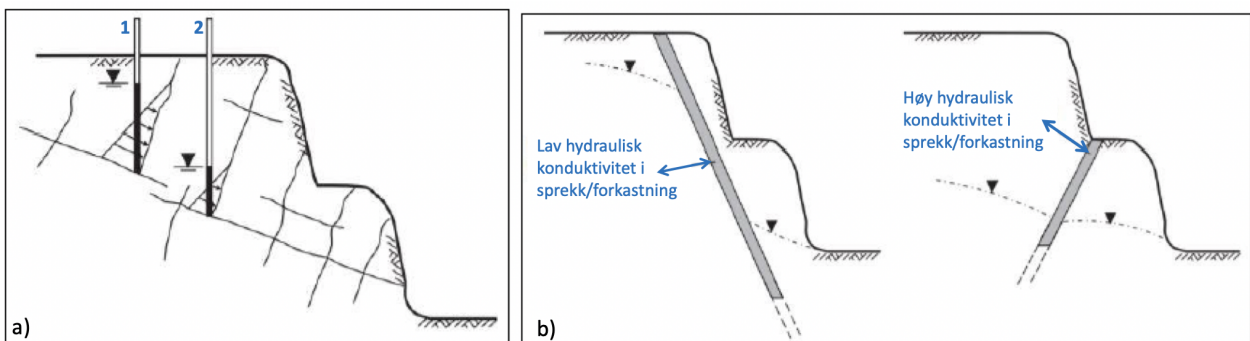
Sekundære prosesser kan føre til tetting eller utvidelse av primære sprekker, eller dannelse av nye bruddsoner. Tetting av sprekke kan være et resultat av kjemisk forvitring, for eksempel utvikling av leire. Porøsiteten og permeabiliteten vil da reduseres (Brattli, 2009). Opptrøden av sekundære mineraler skjer ofte i sone A (Braathen og Gabrielsen, 2000). Sprekker med høy ruhet lar seg ikke presse helt sammen, noe som gir større sprekkekonduktivitet enn glatte sprekker som kan presses sammen. Utvidelse av eksisterende sprekker eller dannelse av nye sprekker betyr i hovedsak økt permeabilitet, og grunnvannstrømningen kan bli større enn i inaktive forkastninger (Braathen og Gabrielsen, 2000).

Generelt er bergmassen nærmest terrengoverflaten mer oppsprukket enn dypereliggende bergmasse (Nilsen, 2016). En årsak til dette er spenningsavlastning (innspenning) og sprekke-dannelse i sekundære prosesser (Wyllie og Mah, 2004). Erfaringsmessig betyr dette at den hydrauliske sprekkekonduktiviteten avtar mot dypet (Nilsen, 2016).

### 2.1.4 Sprekkevannstrykk

Sprekkes *utholdenhet* betyr hvor gjennomgående sprekken er og hvor lenge vannet oppholder seg i sprekken før det eventuelt strømmer videre. Dette påvirker sprekkekonduktiviteten og hvor mye vann som potensielt kan "bygges opp" og forbli i sprekken (Wyllie og Mah, 2004). Høy utholdenhet betyr generelt sett lav konduktivitet og grunnvannet forblir i sprekken. I sprekker med høy utholdenhet og lav sprekkekonduktivitet bygges en vannkolonne fortere opp enn i sprekker med høyere sprekkekonduktivitet og lavere utholdenhet. Økning i grunnvannsnivået fører til økning i vanntrykk (Ganerød mfl., 2008). Ettersom grunnvann strømmer i sprekker i intakt bergmasse vil vanntrykket også kunne kalles sprekkevannstrykk (Nilsen, 2016).

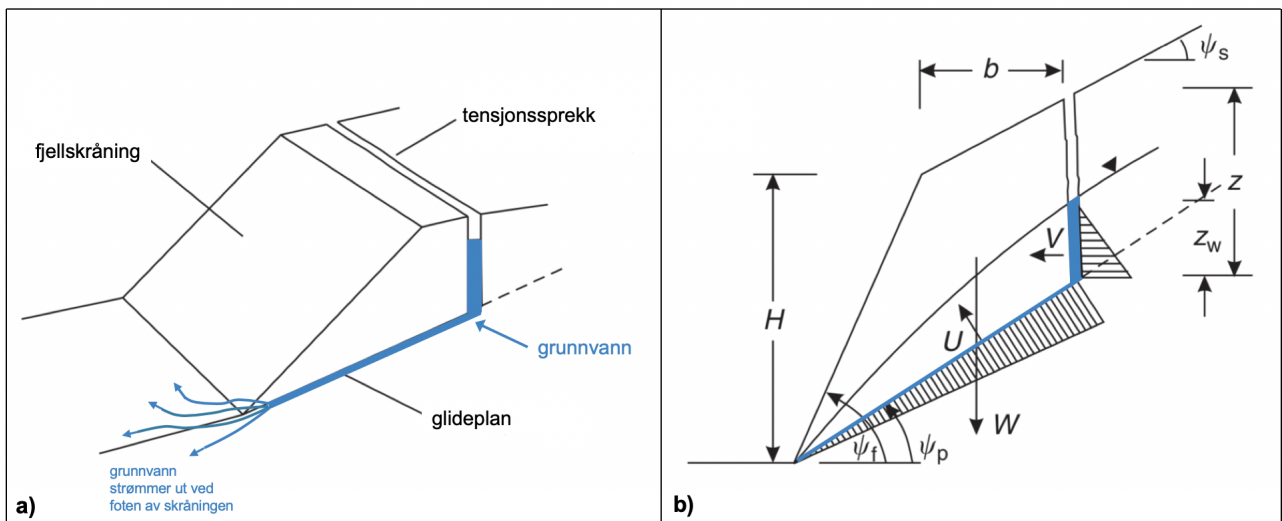
I figur 2.4 a) har sprekken som krysser brønn 1 høyere utholdenhet enn sprekken i brønn 2, fordi det i brønn 1 er mer grunnvann og høyere vannsøyle. Sprekkene i brønn 2 har derimot gjennomgående sprekker helt ut i dagen ved foten av skråningen (lav utholdenhet), slik at det er mulighet for raskere drenering. Derfor bygges ikke grunnvannet opp like mye i brønn 2 som i brønn 1, som resulterer i høyere sprekkevannstrykk i brønn 1 enn i brønn 2 (Wyllie og Mah, 2004).



**Figur 2.4:** Illustrasjoner som viser a) sammenheng mellom sprekkeutholdenhet og oppbygget, stillestående grunnvann i brønn 1 og 2, og b) hydraulisk konduktivitet i sprekke/forkastning henholdsvis i sprekker parallelt og vinkelrett til fjellsiden. Modifisert etter Wyllie og Mah (2004).

Hydrauliske egenskaper i sprekker og forkastninger kan også påvirke hvordan grunnvannet strømmer. En sprekke kan for eksempel inneholde mye leire som kan gi lav hydraulisk konduktivitet. I et slik tilfelle vil det føre til stor forskjell i grunnvannsnivå på hver side av sprekken, se venstre illustrasjon i figur 2.4 b). Dette kan resultere i lavt grunnvannsnivå ved foten av fjellsiden der grunnvannet dreneres ut. En sprekke med knust bergmasse har ofte høy sprekkekonduktivitet og vil derimot ha et jevnt grunnvannsnivå på hver side av sprekken/forkastningen (Wyllie og Mah, 2004), se høyre illustrasjon i figur 2.4. Dette påvirker også sprekkevannstrykket, og hvordan dette varierer i et avgrenset område med sprekker.

En konsekvens av grunnvann i sprekker og tilhørende sprekkevannstrykk i en fjellside er redusert stabilitet, og dermed økt risiko for utglidninger og skred. Et forenklet eksempel for plan utglidning er vist i figur 2.5 a), som illustrerer en fjellside med glideplan parallelt med skråningen og en tensjonsprekk (strekkbrudd i baksprekken). Vann strømmer ned i baksprekken, videre langs glideplanet og ut ved foten av skråningen. Det bygges opp et sprekkevannstrykk  $U$  og  $V$  langs henholdsvis glideplanet og baksprekken, se figur 2.5 b). Fordelingen av  $U$  er lineær på grunn av utløpet av grunnvann i foten i dagen (Wyllie og Mah, 2004).



**Figur 2.5:** a) viser en fjellskråning med glideplan, tensjonsprekk (baksprekk) og grunnvann, og b) viser fordelingen av sprekkevannstrykkene  $U$  og  $V$  henholdsvis langs glideplanet og baksprekken, inkludert parametrene. Modifisert etter Wyllie og Mah (2004).

Siden illustrasjonen i figur 2.5 er en forenkling, er det viktig å presisere antagelsene som ligger til grunn (Wyllie og Mah, 2004):

- sprekkevannstrykket  $U$  er i glideplanet parallelt med fjellskråningen
- sprekkevannstrykket  $V$  er i vertikal tensjonsprekk (strekkbrudd i baksprekken) vinkelrett til utglidningsretningen
- vann infiltrerer i baksprekken, strømmer videre ned langs glideplanet og ut i foten av skråningen der det er atmosfærisk trykk

- bergmassen ellers er impermeabel
- antar plan utglidning og ingen rotasjon, og følgelig virker  $U$  og  $V$  gjennom sentrum
- to-dimensjonal illustrasjon, og volum er derfor ikke medberegnet

Vann i sprekker utøver et trykk på sprekkeveggene, lik vannets romvekt multiplisert med den høyden vannet ville steget i en observasjonsbrønn fra sprekken til terrengets overflate. Dette sprekkevannstrykket reduserer normalspenningen i fjellsiden og følgelig redusert skjærstyrke (Nilsen, 2016). Dersom de drivende kreftene overgår de motstående kreftene vil det skje utglidning. Sikkerhetsfaktoren  $SF$  for plan utglidning indikerer hvorvidt skred vil skje eller ikke, og den er gitt ved (Wyllie og Mah, 2004):

$$SF = \frac{\text{motstående krefter}}{\text{drivende krefter}} = \frac{cA + (W \cos \psi_p - U - V \sin \psi_p) \tan \phi}{W \sin \psi_p + V \cos \psi_p} \quad (2.8)$$

der  $c$  er kohesjon,  $A$  er arealet til glideplanet [ $\text{m}^2$ ],  $W$  er vekten av den ustabile bergmassen [ $\text{kg}$ ],  $\psi_p$  er fallet til glideplanet,  $\phi$  er friksjonsvinkelen, og  $U$  og  $V$  er sprekkevannstrykkene [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ] som er gitt ved

$$U = \frac{1}{2} \gamma_w z_w (H + b \tan \psi_s - z) \operatorname{cosec} \psi_p \quad (2.9) \quad V = \frac{1}{2} \gamma_w z_w^2 \quad (2.10)$$

der gamma  $\gamma_w$  er vekten av en enhet grunnvann [ $\text{kg}/\text{m}$ ],  $z_w$  er høyden av vann i baksprekken [ $\text{m}$ ],  $H$  er den totale høyden til fjellsiden [ $\text{m}$ ], og  $b$  og  $\psi_s$  er henholdsvis avstanden [ $\text{m}$ ] og vinkelen markert i figur 2.5 b).

Slik det fremgår i figur 2.5 og likningene 2.8, 2.9 og 2.10 tas det kun utgangspunkt i sprekkevannstrykk langs glideplanet og i baksprekken med antagelse om at bergmassen ellers er impermeabel, som er en forenkling av virkeligheten. Innhenting av data for bestemmelse av hvor grunnvannet strømmer og kunnskap om sprekkesystemet, er nødvendig for forståelse av sprekkevannstrykket. Vanntrykket kan testes med piezometermålinger installert i borehull (Nilsen, 2016), se mer i kapittel 2.2.1 og 4.1.1 for piezometermålinger.

Andre situasjoner er også viktig å ta i betraktning. Vann utvides med omtrent 10% når det fryser til is. Denne volumutvidelsen vil utøve et trykk på den omkringliggende bergmassen i sprekke med ca. 12 MPa per Celcius underkjøling (Nilsen, 2016). Frosset vann kan også hindre grunnvannet i å strømme, føre til endring i sprekkevannstrykket og følgelig redusert stabilitet (Morales Cárdenas, 2018). Dersom foten av en fjellskråning fryser til is hindres vannutstrømning. Da øker sprekkevannstrykket  $U$  øke langs glideplanet (Wyllie og Mah, 2004), og fjellsiden blir mer ustabil.

Et annet eksempel er tilfeller der leire eller annet blokkerende materiale gjør glideplanet impermeabelt, det vil si at  $U$  er lik 0. Grunnvann vil da forbli i baksprekken og  $V$  er det samme som oppgitt i likning 2.10, men har sannsynligvis en høyere verdi. I motsetning, vil

$V$  være lik 0 hvis baksprekken er impermeabel og  $U$  får et annet fordelingsprofil dersom glideplanet har høy sprekkeduktivitet (Wyllie og Mah, 2004).

Basert på erfaringer er sprekkvannstrykket i noen tilfeller lavere enn hva som forventes ut fra antatt beliggenhet av grunnvannsnivået. Dette kan forklares med at ”koblingen” opp til øvre grunnvannsspeil er brutt, eller at det finnes lokale grunnvannsspeil dypere ned i bergmassen (Nilsen, 2016).

## 2.2 Måling av vanntrykk i bergmasse

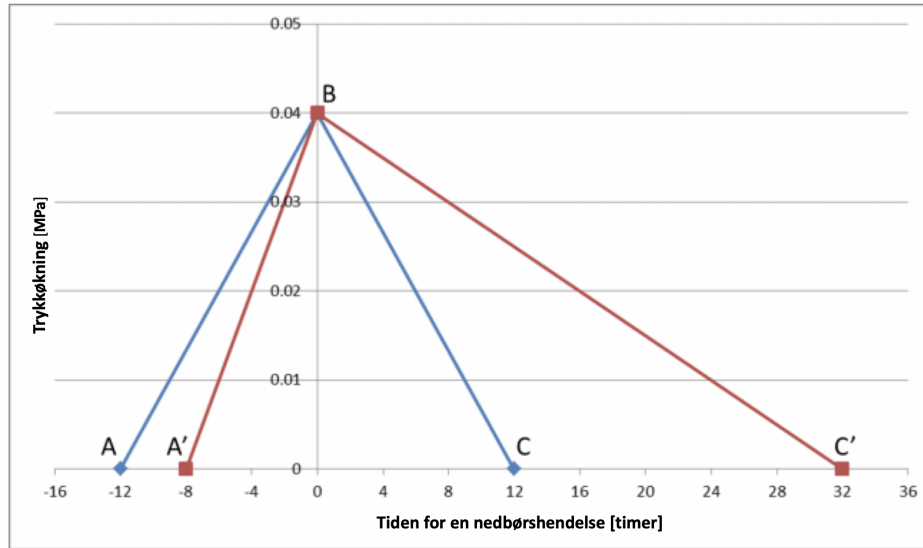
Estimering av vanninfiltrasjon i sprekker i bergmasse bør baseres på hydrogeologisk og hydrologisk informasjon og målinger utført i feltundersøkelser. Dette bør også tas i betraktning i kombinasjon med undersøkelser av materialegenskapene til bergmassen (Prasad og Chaulya, 2016).

### 2.2.1 Piezometer

Piezometer er et instrument som måler vanntrykk som følge av vanninfiltrasjon (Prasad og Chaulya, 2016). De er plassert i ulike dybder i et borehull. Etter vanninfiltrasjon vil trykket øke slik at det overgår det naturlige vanntrykket, det såkalte initialtrykket. Siden infiltrasjonsvannet vil strømme ut i bergmassens sprekker, vil vanntrykket med tiden stabiliseres og initialtrykket oppnås igjen. I kapittel 4.1.1 er selve undersøkelsesmetoden for piezometertesten nærmere beskrevet.

Morales Cárdenas (2018) har presentert vanntrykkøkning mot tiden etter en nedbørshendelse, se 2.6. Ved  $t=0$ , det vil si punkt B, indikeres maksimumstrykket som følge av nedbør. Dette referansepunktet representerer verdien for netto økning i trykk med initialtrykket som utgangspunkt (før nedbøren). ”Responstiden” er tiden det tar fra initialtrykket til maksimalt vanntrykk er oppnådd etter vanninfiltrasjon, det vil si tiden fra punkt A og A’ (initialtrykket når nedbøren starter) til punkt B. Ergo, responstiden er tiden det tar for et piezometer å ”reagere” på vanninfiltrasjonen. ”Tilbakegangstiden”, derimot, er tiden det tar for vanntrykket å synke fra maksimumstrykket tilbake til initialtrykket, det vil si tiden fra punkt B til C eller C’ (Morales Cárdenas, 2018). Tilbakegangstiden avhenger av berggrunnens hydrauliske konduktivitet og sprekkens egenskaper (Norsk Geoteknisk Forening, 2017).

Dersom forholdet mellom respons- og tilbakegangstid er -1 (situasjon ABC), vil vannet strømme fritt uten at det forblir i sprekken. Hvis forholdet er -0,5 (situasjon A’BC’), indikerer det mulige sprekker med lav hydraulisk konduktivitet, og dermed sannsynlighet for at vann forblir i sprekken som kan gi økt sprekkvannstrykk (Morales Cárdenas, 2018). Ifølge Norsk Geoteknisk Forening (2017) er responstiden normalt kortere enn tilbakegangstiden, som tar rundt 2-3 døgn. Merk at dette kan variere med nedbørmengde og/eller sprekkeduktivitet.



**Figur 2.6:** Grafer som viser økning i vanntrykk mot tiden; responstid og tilbakegangstid. Modifisert etter Morales Cárdenas (2018).

Ved å analysere målt tilbakegangstid, responstid og sprekkevannstrykk for alle piezometere i et borehull, er det mulig å estimere sprekkekonduktiviteten i området rundt borehullet. Høy konduktivitet betyr ofte rask responstid, men oppbyggingen av sprekkevannstrykk avhenger av sprekkenes utholdenhet, slik som beskrevet i kapittel 2.1.4 figur 2.4. Rask oppbygging av grunnvann etterfulgt av økt sprekkevannstrykk betyr ikke nødvendigvis høyere risiko for skred. Dette er viktig for å kunne identifisere stabiliteten i en skråning eller fjellside. Spesielt er rask endring i piezometermålingene viktig for å vurdere faren for fjellskred (Morales Cárdenas, 2018). Merk at dersom piezometere ligger i umettet sone, det vil si over grunnvannspeilet, finnes luft også i testsonen. Vanntrykket kan da bli negativt og måleresultatene er mindre pålitelige (Morales Cárdenas, 2018).

### 2.2.2 Lugeon

Den mest vanlige in-situ-testen for estimering av hydraulisk konduktivitet i bergmasse er Lugeontesten, også kalt packertesten eller vanntapstesten. Den ble utviklet av Maurice Lugeon i 1933 (Quinones-Rozo, 2010), med utgangspunkt å kunne bestemme om injisering kreves i damanlegg eller ikke (Houlsby, 1976). I dag benyttes testen også i andre formål der hydraulisk konduktivitet og hydrogeologiske variasjoner i borehull er nødvendig informasjon (Yihdego, 2017). Hensikten med testen er å måle vannstrømmingen i bergmassestrukturen under den forventede hydrauliske belastningen (Fell mfl., 2005) og vanntrykket som bygges opp over tid i testintervallet (Yihdego, 2017).

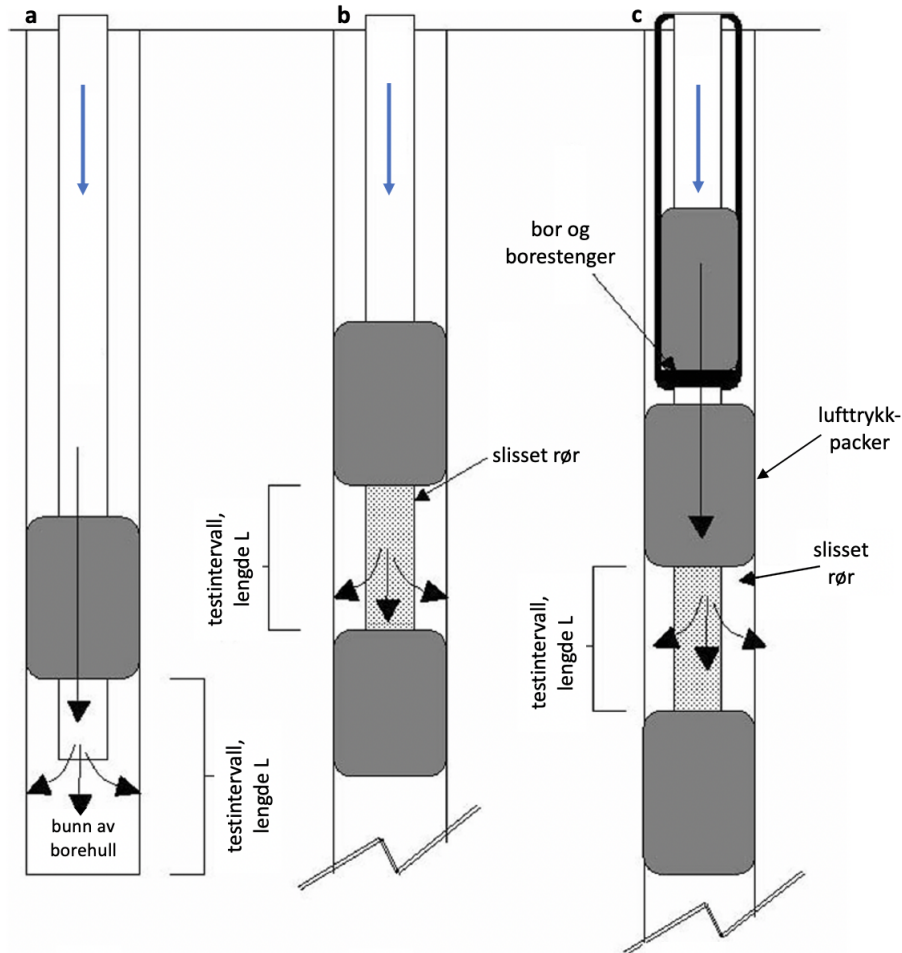
#### Oppsett for Lugeontest

Det finnes tre ulike typer oppsett for Lugeontesten:

1. "Enkel-packer test": kun én packer.

2. ”Dobbel-packer test”: et slisset rør plassert mellom to packere i et åpent borehull.
3. ”Dobbel-packer test med borestenger”: et slisset rør plassert mellom to packere.

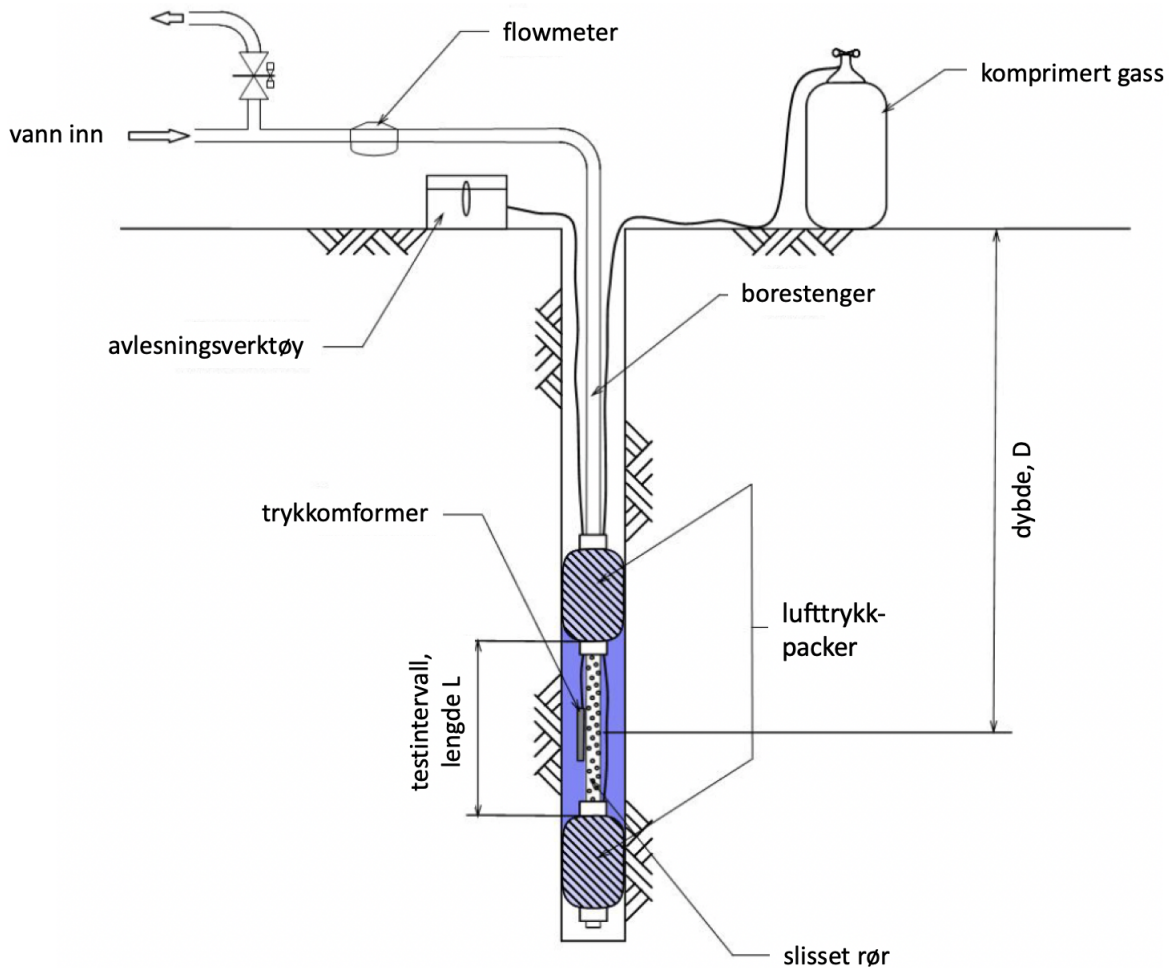
Figur 2.7 viser illustrasjoner av disse tre ulike oppsettene, der a), b) og c) henholdvis tilsvarer testoppsett nr 1, 2 og 3. Ettersom packerene trykkesett, gjennomføres testen i et isolert område i borehullet. Blå piler viser vanninnstrømming fra toppen av borehullet, og de svarte pilene viser hvor vannet strømmer ut i testområdet (testintervallet) med lengde  $L$ . Det er tegnet inn slisset rør i b) og c). Figur c) har i tillegg bor og borestenger.



**Figur 2.7:** Illustrasjoner av ulike oppsett for Lugeontest, der **a)** er ”enkel packer test”, **b)** er ”dobbel packer test” og **c)** er ”dobbel packer test med borestenger”. Modifisert etter Yihdego (2017).

Testoppsettet i figur 2.7 c) krever flest utstyrsdeler. Ved bruk av borestenger er det lettere å kontrollere alt utstyret, spesielt dersom borehullsveggene er ustabile og/eller ved testing dypt i borehullet (Yihdego, 2017). Figur 2.8 viser en mer detaljert illustrasjon. Fra dagen injiseres vann med et jevnt, konstant trykk inn gjennom et rør som ledes til det slissede røret, som er avgrenset av lufttrykkpakkere. Packere er oppblåsbare hylser, som ekspanderer radially, for å avgrense et område i borehullet ved å tette rommet mellom borestengene

og borehullsveggen. Disse pumpes opp av komprimert gass. Vannmengden som pumpes inn måles med flowmeteret. Trykket som bygges opp i testintervallet blir registrert av trykkomformerer som sender signaler til avlesningsverktøyet (Quinones-Rozo, 2010). I testene bør vannet være rent, ettersom skittent vann kan føre til tetting av sprekker og dermed føre til unøyaktige måleresultater (Fell mfl., 2005).



**Figur 2.8:** Illustrasjon av oppsettet til en Lugeontest av typen ”dobbel packer test med borestenger” i et borehull. Modifisert etter Quinones-Rozo (2010).

### Ulike vanntrykk i Lugeontesten

En Lugeontest tar målinger i et bestemt, gitt område av et borehull. Som oftest deles borehullet inn i flere soner, og hver sone skal Lugeontestes i 5 steg. Hvert steg består av testintervaller på 10 minutter, eventuelt 30 minutter avhengig av områdets egenskaper. Fra steg 1 til 5 skal det påføres et forhåndsbestemt, konstant vanntrykk. Steg nummer 1 blir gjennomført med lavt vanntrykk, i steg 2 øker det noe, før det i steg 3 utføres ved en maksimumsverdi tilnærmet lik  $P_{max}$ . Steg 4 og 5 utføres ved lavere vanntrykk igjen, henholdsvis det samme som i steg 2 og 1. Tabell 2.1 gir en oversikt over denne såkalte ”trykk-sløyfen” i Lugeontesten (Quinones-Rozo, 2010).



**Tabell 2.1:** Klassifikasjon og anbefalt påført vanntrykk i hvert steg i Lugeontest (Quinones-Rozo, 2010).

Steg	Klassifikasjon av vanntrykk	Verdi av vanntrykk
1	Lavt, a	$0,5 \cdot P_{max}$
2	Medium, b	$0,75 \cdot P_{max}$
3	Maksimum, c	$P_{max}$
4	Medium, d=b	$0,75 \cdot P_{max}$
5	Lavt, e=a	$0,5 \cdot P_{max}$

Trykket varierer med dybden i borehullet, og derfor må maksimumstrykket  $P_{max}$  på forhånd defineres for den gitte sonen som skal testes. Opprinnelig ble testen utviklet ved bruk av 10 bar vanntrykk, men tester gjennomført i dag benytter vanligvis lavere trykk. Et trykk på 10 bar er ikke alltid anbefalt, spesielt ikke nær dagen i svak bergmasse. I tillegg er det lettere å oppnå bedre resultater med lavere trykk (Fell mfl., 2005).

For å unngå utvikling av hydrauliske brudd/jekking i bergmassen rundt testområdet, må ikke  $P_{max}$  overgå det lokale omslutningstrykket  $\sigma_3$  for testsonen (Quinones-Rozo, 2010). I svak bergmasse nær dagen kan det derimot skje hydraulisk jekking til tross for relativt lave trykk. I disse tilfeller vil det vanligvis bli en uventet økning i vanntap etterfulgt av en økning i test-trykket. For å unngå slik jekking er det anbefalt å påføre et maksimum effektivt trykk lavere enn det bergmassen tåler (omtrentlig 22 kPa/m) (Fell mfl., 2005).

Det effektive test-trykket er lik overtrykket korrigert for høyden mellom testsonen og grunnvannshøyden, samt for friksjonstap. Dersom grunnvannsnivået ikke er kjent benyttes kun overtrykket (Fell mfl., 2005).

### Beregning av Lugeonverdiene

Innpumpet vann, vanntrykket og vanntapet blir målt hvert minutt ettersom testen utføres i alle fem stegene. Basert på disse målingene kan den empiriske Lugeonverdien beregnes ved likningen (Houlsby, 1976):

$$\text{Lugeonverdi} = \text{innpumpet vann [l/m/min]} \cdot \frac{10 \text{ [bar]}}{\text{trykk ved testing [bar]}} \quad (2.11)$$

Lugeonverdien er definert ved den hydrauliske konduktiviteten som kreves for å oppnå en strømningsrate på 1 liter/minutt per meter i et testintervall ved et overtrykk på 1 MPa (Langeland mfl., 2019).

Det skal imidlertid utregnes én Lugeonverdi for hvert steg. Derfor kan medianen eller gjennomsnittet av de 10 (eller 30) målte verdiene for innpumpet vann [l/m/min]] beregnes først. Deretter benyttes likning 2.11. Vanntrykket skal i teorien være konstant og forhåndsbestemt, etter verdiene i tabell 2.1. På denne måten blir det utregnet fem Lugeonverdier for én sone av borehullet.

For homogene, isotrope forhold er Lugeonverdien lik 1, og det tilsvarer en gjennomsnittlig hydraulisk konduktivitet på  $1,3 \cdot 10^{-7}$  m/s (Nilsen, 2016). Tabell 2.2 viser en oversikt over ulike Lugeonverdier, samt tilhørende klassifikasjon, hydraulisk konduktivitet og størrelse på sprekkeåpningen.

**Tabell 2.2:** Lugeonverdier og tilhørende klassifikasjon, hydraulisk konduktivitet og størrelse på sprekkeåpning i den testede sonen (Quinones-Rozo, 2010) og (Nilsen, 2016).

Lugeonverdi	Klassifikasjon	Hydraulisk konduktivitet [m/s]	Størrelse på sprekkeåpning
<1	Veldig lavt	$< 1 \cdot 10^{-7}$	Veldig smalt
1-5	Lav	$1 \cdot 10^{-7} - 6 \cdot 10^{-7}$	Smalt
5-15	Moderat	$6 \cdot 10^{-7} - 2 \cdot 10^{-6}$	Noen delvis åpne
15-50	Medium	$2 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-6}$	Noen åpne
50-100	Høy	$6 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	Mange åpne
>100	Veldig høy	$> 1 \cdot 10^{-5}$	Veldig åpne

### Tolkning og analyse

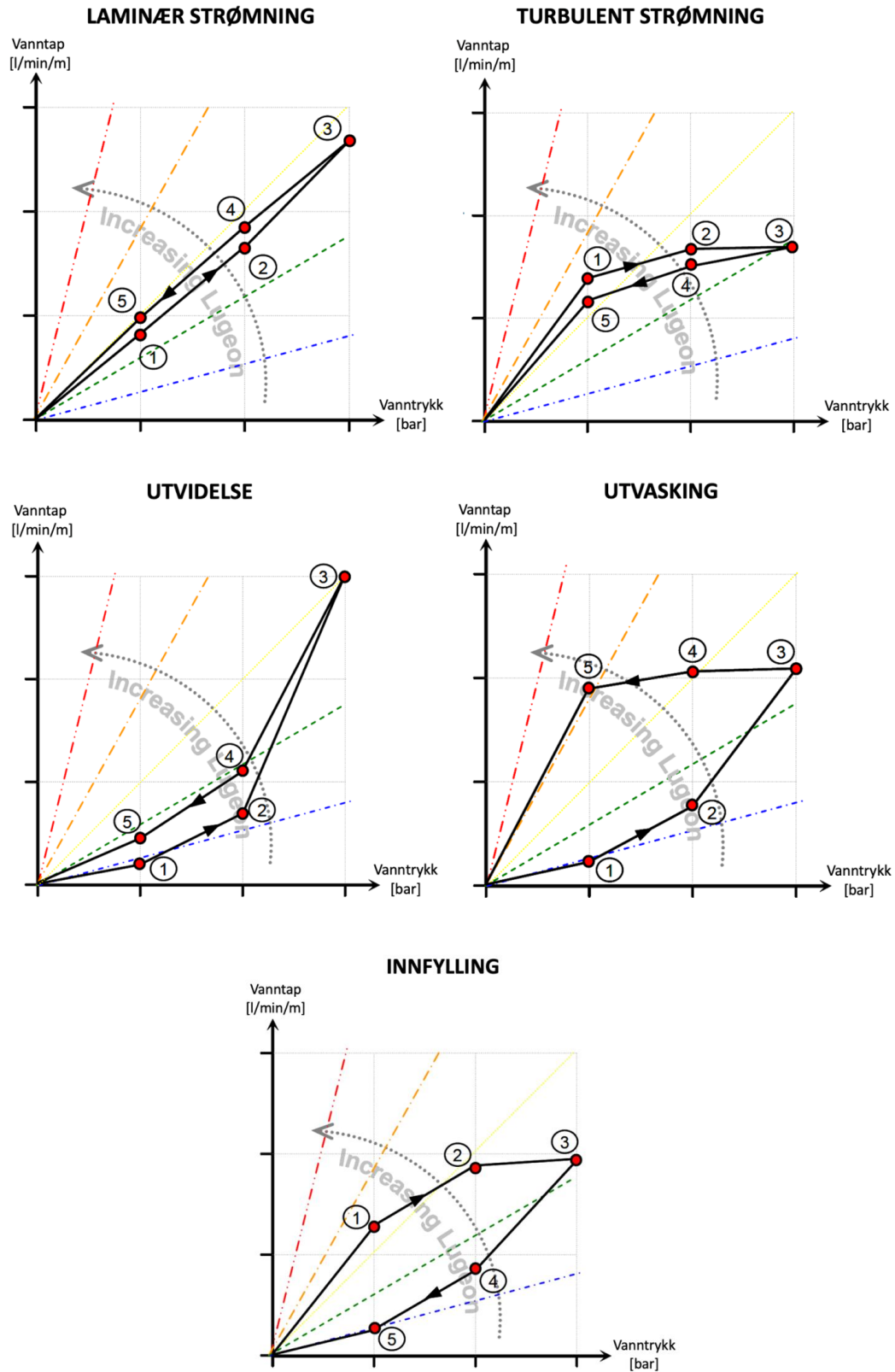
Det er hensiktsmessig å finne én felles, representativ Lugeonverdi for den testede sonen. Lugeonverdiene beregnet for hvert steg i én sone må derfor analyseres. Det er blitt delt inn i 5 grupper med ulike oppførslar;

- Gruppe A: laminær strømning
- Gruppe B: turbulent strømning
- Gruppe C: utvidelse av sprekker
- Gruppe D: utvasking i sprekker
- Gruppe E: innfylling i sprekker

Ved å plote påført vanntrykk mot beregnede Lugeonverdier (likning 2.11) i liggende stolpediagram, kan oversikten i figur 2.9 benyttes for å gjøre videre tolkninger. For linjediagrammene i figur 2.10 er vanntapet [l/min/m] langs y-aksen, mens vanntrykket påført i testen er langs x-aksen. Ved bruk av informasjonen i begge figurene, kan riktig type oppførsel/gruppe blir valgt for et gitt område. Videre kan den representative Lugeonverdien bestemmes ved å følge forklaringene i figur 2.9. Deretter benyttes tabell 2.2 for å estimere den hydrauliske konduktiviteten og sprekkeåpningen i bergmasseområdet som er testet.

OPPFØRSEL	Vanntrykk a-e i hvert steg 1-5	Lugeonverdier	Kortfattet beskrivelse	Representative Lugeonverdier
LAMINER			Alle Lugeonverdiene er uavhengig av vanntrykkene a, b, c, d og e.	Gjennomsnittet av Lugeonverdiene fra alle de fem stegene.
TURBULENT			Lugeonverdiene synker ettersom vanntrykket øker mot steg 3, og motsatt til steg 5. Minste Lugeonverdi er ved maksimumstrykket c.	Lugeonverdien i steg 3, som tilsvarer verdien for det høyeste vanntrykket c.
UTVIDELSE			Lugeonverdiene endres proporsjonalt med vanntrykkene. Største Lugeonverdi er ved maksimumstrykket c.	Lugeonverdien for denne gruppen skal være lik den laveste verdien (enten fra steg 1, 2, 4 eller 5).
UTVASKING			Lugeonverdiene øker ettersom testen gjennomføres. Fyllmateriale i sprekker blir vasket ut av vannet.	Høyeste Lugeonverdi, dvs. i steg 5.
INNFYLING			Lugeonverdiene synker ettersom testen gjennomføres. Sprekker blir fylt med materiale eller svelling pågår.	Laveste Lugeonverdi, dvs. i steg 5.

**Figur 2.9:** Systematisk oversikt over grupper/oppførsel Lugeontest, med tilhørende stolpediagram av vanntrykk og Lugeonverdier, samt kort beskrivelse og valg av representative Lugeonverdi. Modifisert etter Quinones-Rozo (2010) og Houlsby (1976).



**Figur 2.10:** Vanntap [l/min/m] er plottet mot vanntrykk for hver gruppe. Tallene markerer punktene til steg 1 til 5. Modifisert etter Quinones-Rozo (2010) og Houlsby (1976).

I det følgende vil det gis beskrivelse av hver gruppe/oppførsel:

#### Gruppe A - Laminær strømning

Dersom de utregnede Lugeonverdiene for alle de fem stegene har tilnærmet samme verdi, klassifiseres det som en laminær strømning, se figur 2.9 og linjegrafen i figur 2.10. I et slikt tilfelle blir den representative Lugeonverdien gjennomsnittet av alle de fem verdiene (Houlsby, 1976). Strømningshastigheten for laminær strømning er relativt lav med en hydraulisk konduktivitet mindre enn  $6 \cdot 10^{-7}$  m/s (Quinones-Rozo, 2010) basert på tabell 2.2.

#### Gruppe B - Turbulent strømning

Dersom Lugeonverdien i steg 3 er mindre enn Lugeonverdiene i steg 1, 2, 4 og 5, klassifiseres det som turbulent strømning, se figur 2.9 og 2.10. I tillegg er Lugeonverdien i steg 2 og 4 tilnærmet like. Lugeonverdiene for steg 1 og 5, som også er tilnærmet like, er høyere enn steg 2, 3 og 4 (Houlsby, 1976). Dette indikerer at den hydrauliske konduktiviteten i bergmassen synker ettersom vanntrykket øker i testen mot maksimumstrykket i steg 3. Motsatt effekt skjer fra steg 3 til 5 (Quinones-Rozo, 2010). Den representative Lugeonverdien er lik den utregnede verdien målt i steg 3 (Houlsby, 1976). Se videre i klassifikasjon i tabell 2.2. Turbulent strømning skjer typisk i delvis åpne til moderate store sprekker (Quinones-Rozo, 2010).

#### Gruppe C: Utvidelse av sprekker

Hvis Lugeonverdien i steg 3 er betydelig større enn verdiene målt i steg 1, 2, 4 og 5, er det antatt å skje en midlertidig utvidelse av sprekkeene i testområdet (Houlsby, 1976). Dette skjer når det påførte vanntrykket er større enn minste hovedspenning i bergmassen, det vil si at  $P_{max}$  overgår  $\sigma_3$  (Quinones-Rozo, 2010). Se figur 2.9 og 2.10. Ettersom Lugeonverdiene synker fra steg 3 til 5, skjer det ingen permanent utvidelse. Den representative Lugeonverdien for et slikt mønster er den laveste Lugeonverdien fra enten steg 1, 2, 4 eller 5. Den midlertidige utvidelsen kan føre til større vannstrømning til nye sprekker, som kan øke den hydrauliske konduktiviteten i området og Lugeonverdien kan være noe unaturlig høy (Quinones-Rozo, 2010).

#### Gruppe D: Utvasking i sprekker

En rask økning i Lugeonverdiene fra steg 1 til 5 med tilhørende vanntrykk a til e, tyder på en permanent utvasking av sprekke materiale, eventuelt en permanent deformasjon som følge av testen (Houlsby, 1976). Da øker den hydrauliske konduktiviteten ettersom testen pågår, uavhengig endringene i påført vanntrykk i hvert steg (Quinones-Rozo, 2010). Se figurene 2.9 og 2.10. Den representative Lugeonverdien er lik den høyeste Lugeonverdien, det vil si verdien utregnet for steg 5 (Houlsby, 1976). Dersom en slik utvasking skjer flere ganger kan det bety at vanntrykket påført i testen er for høy (Houlsby, 1976).

#### Gruppe E: Innfylling i sprekker

En avtagende trend i Lugeonverdiene fra steg 1 til 5 med tilhørende vanntrykk a til e, indikerer enten (1) vann som trenger inn i isolerte/ikke-vedvarende sprekker, (2) tilfelle av svelling i sprekkeene eller (3) vann som strømmer langsomt inn i diskontinuiteter der det bygges opp tette lag av sedimenter (Quinones-Rozo, 2010). Den hydrauliske konduktiviteten synker ettersom testen pågår gjennom de fem stegene, uavhengig endringene i de påførte vanntrykkene i hvert steg (Quinones-Rozo, 2010). Se figurene 2.9 og 2.10. Dette

fører til lav sprekkekonduktivitet, fordi innpumpet vann forblir i sprekken. En årsak kan være kapillærmotstand mot vanngjennomtrengning i smale, fine sprekker (Houlsby, 1976). Den representative Lugeonverdien i dette tilfellet er estimert til å være den laveste Lugeonverdien, det vil si steg 5. For å oppnå et mer nøyaktig svar, er det nyttig å gjennomføre testen to eller flere ganger for å forsikre om at sprekken er ordentlig fylt igjen (Houlsby, 1976). Innfylling av materiale og/eller deformasjoner kan også tyde på at innpumpet vann kan føre til permanent endring av bergmassen i testområdet (Quinones-Rozo, 2010).

### Begrensninger til Lugeontesten

Lugeontesten tester kun en avgrenset sone av borehullet og dermed et bergrenset volum bergmasse. Dette er hovedbegrensningen til Lugeontesten. Det antas at et testintervall på ca. 3 meter vil påvirke et område rundt borehullet med en radius på rundt 9 meter. Lugeonverdien og den antatte hydrauliske konduktiviteten er derfor kun et estimat for et begrenset sylinderformet bergmasseområde rundt borehullet (Quinones-Rozo, 2010).

Når et borehull skal bores, pumpes store mengder vann ned i borehullet. Som følge av dette kan observert grunnvannsnivå gi unaturlig høye verdier. Derfor kan estimatene basert på Lugeontestene i samsvar med tolkning av grunnvannsnivå være misvisende, og en mulig feilkilde. For å oppnå en troverdig, nøyaktig tolkning krever tilstrekkelig kunnskap om dybden til det naturlige grunnvannsnivået. En sensitivitetsanalyse kan muligens vurdere validiteten til metoden, spesielt for likning 2.11 (Quinones-Rozo, 2010).

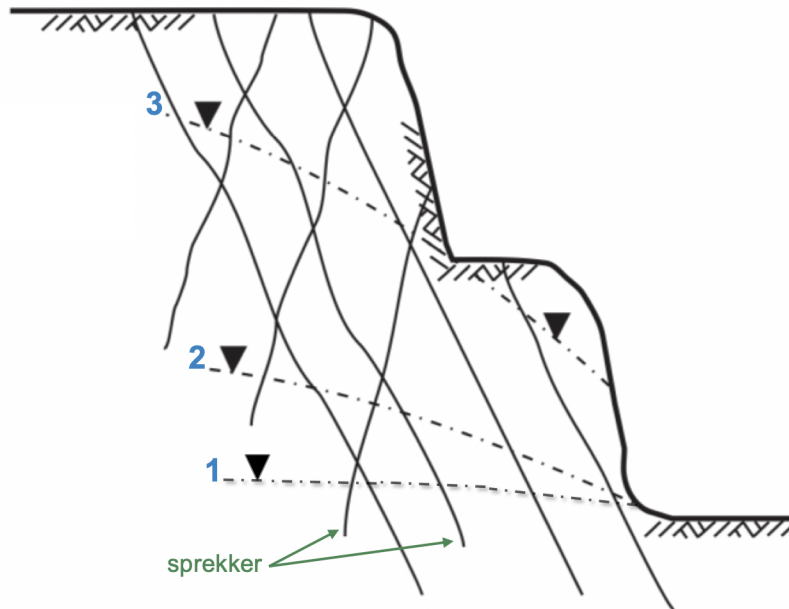
## 2.3 Klimaets påvirkning på sprekkevannstrykk

Nedbør i form av regn og snøsmelting er de viktigste kildene til mating av grunnvann. Dermed påvirkes grunnvannstanden og sprekkevannstrykket, og det varierer med årstidene. Det er nødvendig å ta hensyn til nedbør over lengre perioder samt andre klimatiske hendelser, som for eksempel positive lufttemperaturer, i sammenlikning med endringer i grunnvannsnivå og sprekkevannstrykk. Klimatiske forhold som intens, kraftig nedbør i form av regn eller rask snøsmelting kan være viktige årsaker til redusert stabilitet i en ustabil fjellside (Wyllie og Mah, 2004).

Porøsiteten og permeabiliteten til bergmassen er avgjørende for hvordan grunnvannstanden endrer seg med tiden like etter en nedbørshendelse. Generelt vil intakt bergmasse med åpne sprekker bety rask vanninfiltrasjon i sprekken, etterfulgt av rask økning i grunnvannsnivået og sprekkevannstrykket i fjellsiden etter relativt kort tid (Wyllie og Mah, 2004). Som nevnt i kapittel 2.1.4 er dette avhengig av blant annet sprekkekonduktiviteten og sprekkenes utholdenhet.

Figur 2.11 viser et eksempel der grunnvannsspeil 1 tilsvarer et normalt nivå, og 2 og 3 viser økt grunnvannsnivå like etter nedbørshendelser og/eller vanninfiltrasjon fra snøsmelting. Grunnvannsnivå 2 viser typisk en økning forutsatt høy sprekkekonduktivitet og moderate nedbørsmengder. Vanninfiltrasjonen i sprekken vil skje etter kort tid og dermed økt grunnvannsnivå med flat gradient. Etter kraftig regn og/eller rask snøsmelting kombinert med lav

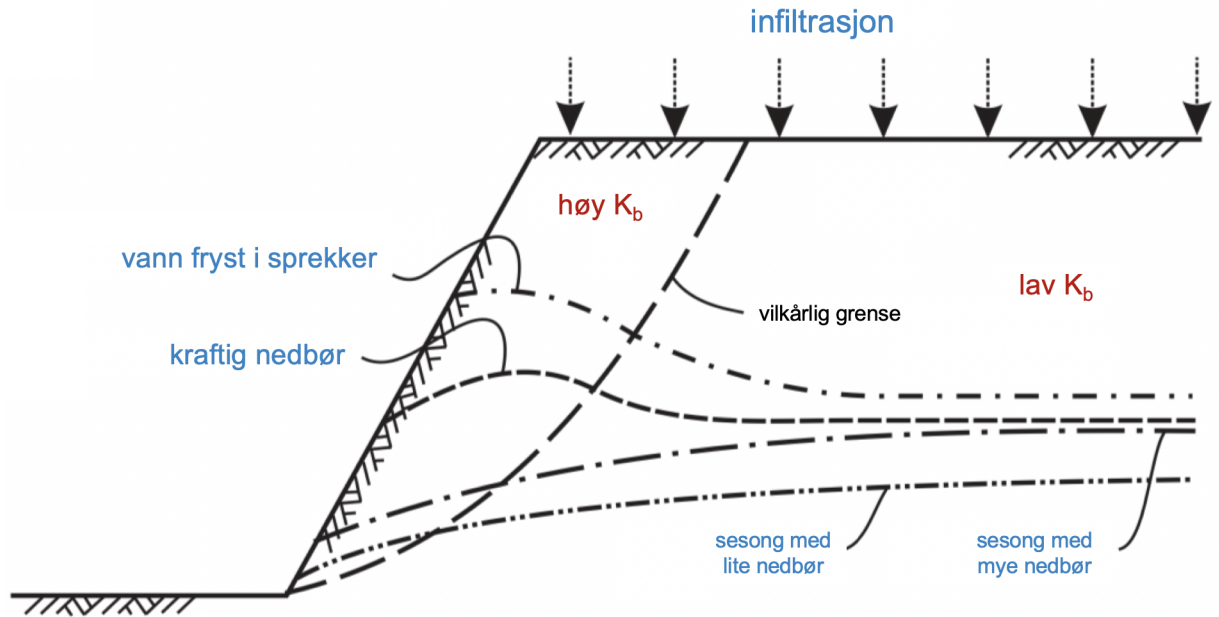
sprekkekonduktivitet, vil generelt bety betraktelig økning i grunnvannsnivået (bratt gradient), slik som nivå 3. Sprekkevannstrykket øker i begge tilfellene, men mer i situasjon 3 enn i 2.



**Figur 2.11:** Grunnvannsnivå 1 tilsvarer et normalt nivå, mens 2 og 3 er økte grunnvannsnivå som følge av ulike mengder nedbør og/eller infiltrasjon av smeltevann, samt sprekkekonduktivitet. I begge tilfeller vil sprekkevannstrykket øke, men mer i nivå 3 enn i 2. Modifisert etter Wyllie og Mah (2004).

Bergmasse nær dagen, spesielt i fjellsider, er generelt sett oppsprukket på grunn av sekundære prosesser. Det fører ofte til høy sprekkekonduktivitet  $K_b$ , mens færre sprekker dypere i bergmassen gir lavere  $K_b$ , se rød skrift i figur 2.12.

I løpet av et år og gjennom årstider skjer det klimatiske endringer; korttids-, årstids- og årsvariasjoner. Etter en lengre sesong/periode med ingen eller lite nedbør, spesielt mot slutten av sommeren i august/september, vil grunnvannsnivået normalt sett synke (Wyllie og Mah, 2004), se markering i figur 2.12. Dette samsvarer også med de generelle grafene for ulike områder i Norge i figur 2.1. Høyere grunnvannsnivå vil imidlertid inntreffe etter en lengre sesong/periode med mye nedbør eller som følge av mye snøsmelting. Kraftig regn i løpet av kort tid kombinert med høy sprekkekonduktivitet  $K_b$  og lav utholdenhet kan føre til rask infiltrering og kortvarig grunnvannsnivåendring like under terrengoverflaten, se figur 2.12. Dette skjer ofte i fjellområdene, spesielt om høsten (Kirkhusmo og Sønsterud, 1988). Vann utvides under fryseprosesser ved minusgrader og infiltrasjon av vann i sprekker hindres. Da kan grunnvannsnivået stige nærmest terrengoverflaten og synker med dypet i bergmassen, også vist i figur 2.12.



**Figur 2.12:** Ulike grunnvannsnivå i varierende oppsprukket fjellside basert på ulike klimaforhold.  $K_b$  er sprekkekonduktivitet. Modifisert etter Wyllie og Mah (2004).

## 2.4 Klimaendringer i Norge

Klima er et gjennomsnitt av været målt over lang tid. Endringer i klimaet (endring i gjennomsnittsværet) måles over flere tiår. Klimaendringer kan også innebære endringer i hvor ofte det vil forekomme ekstremvær, for eksempel antall dager med kraftig nedbør eller ekstreme lufttemperaturer.

Det er utviklet flere scenarier for fremtidens klima i Norge frem mot 2100. RegClim, som er et samarbeid mellom flere institusjoner som blant annet Meteorologisk Institutt og Bjerknessenteret for klimaforskning, har forsket på Norges klima 100 år frem i tid, inkludert usikkerheter og risikovurdering (Iversen mfl., 2005). Forskningen konkluderer med en gjennomsnittlig temperaturstigning på 2,5 til 3,5 grader i hele landet. Vinteren er estimert til å bli mildere med minimumstemperaturer på 2,5 til 4 grader over dagens nivå. Antall mildværsdager om vinteren vil øke, det vil si dager med temperaturer over 0 grader. I tillegg blir sommerdager med høyere lufttemperatur vanlig. Årlig nedbørsmengde vil øke med 5 til 20%. Ekstreme nedbørsmengder vil generelt opptre oftere (Iversen mfl., 2005).

Fremtidige klimascenarier i ulike deler av Norge er også blitt modellert som en del av RegClim-samarbeidet. Basert på den britiske Hadley-modellen (HAD) og den tyske MPI-modellen (MPI) vil det trolig bli en årlig temperaturøkning på 2,6 grader på Vestlandet, se tabell 2.3. På Vestlandet kommer nedbøren til å øke mest om høsten med hele 20,2%. I tillegg vil nedbørsøkningen per døgn øke med 1,2 mm om høsten. Dette betyr større nedbørsmengder per døgn som trolig gir flere intense nedbørsperioder. Videre er det estimert at Vestlandet får omtrent 15 flere døgn per år med nedbør over 20 mm, en økning på over 20%. Døgn uten nedbør antas å bli sjeldnere på Vestlandet (Iversen mfl., 2005).



**Tabell 2.3:** Gjennomsnittlig økning i temperatur og nedbør for Vestlandet fra perioden (1961-1990) til (2071-2100) basert på MPI- og HAD-modellen for det moderate klimascenariet B2 for Norge. ”Komb” viser beste estimat fra de to modellene. Stor forskjell mellom MPI og HAD betyr stor usikkerhet med risiko for betydelige avvik. Modifisert etter Iversen mfl. (2005).

		Temperaturøkning (°C)			Nedbørøkning (mm/døgn)			Nedbørøkning (%)
		MPI	HAD	Komb	MPI	HAD	Komb	Komb
Vestlandet	hele året	2,8	2,5	2,6	1,0	0,4	0,7	13,3
	vår	2,8	2,5	2,7	1,2	-0,1	0,6	13,8
	sommer	2,8	1,8	2,3	0,1	0,2	0,1	2,3
	høst	2,9	3,4	3,2	1,6	0,8	1,2	20,2
	vinter	2,5	2,3	2,4	1,1	0,9	1,0	14,1

## 2.5 Fjellskred og flodbølge

Skred defineres som ”fenomener der gravitasjonen fører til at materialer som stein, jord og vegetasjon beveger seg hurtig nedover en skråning” (NGU, 2006a). Skred med volum større enn 10 000 m<sup>3</sup> kategoriseres som fjellskred (Høeg mfl., 2014).

Det er betingelser for at et fjellskred potensielt skal inntreffe. Først og fremst gjelder dette den kritiske helningsvinkelen for området og den varierer med bergmassens og sprekkenes egenskaper samt sprekkevannstrykket. Dersom fjellsidens kritiske helningsvinkel er større enn glideplanetens helningsvinkel,  $\psi_f > \psi_p$  i figur 2.5, er det fare for skred (Høeg mfl., 2014).

Flest fjellskred i Norge har skjedd på Vestlandet. Hovedårsaken er de topografiske forholdene med bratte, høye fjellside og dype fjorder, samt tektoniske forhold (Høeg mfl., 2014). Dersom et fjellparti er helt eller delvis løsnet fra den omkringliggende bergmassen og/eller viser aktive bevegelser, er området definert som skredfarlig ifølge NGU (2006a). Det er sjelden og med lav sannsynlighet at fjellskred inntreffer, men dersom det skulle skje er konsekvensene ofte katastrofale (NGU, 2006b).

Flodbølge er en bølge som oppstår på grunn av en kraftig forstyrrelse av vannmasser, som for eksempel et fjellskred som treffer en fjord (Høeg mfl., 2014). En flodbølge som følge av et fjellskred kan deles inn i tre faser. I første fase skjer energioverføringen fra skredenergien til bølgeenergien, med påfølgende fase to der bølgeutbredelsen i åpent vann begynner. Fase tre innebærer bølgeoppskylling inn over land over strandsonen. Det vil som oftest genereres steile, brytende bølger dersom fjellskred treffer vannet med stor hastighet (Høeg mfl., 2014).

## 2.6 Drenering som sikringstiltak i stabiliseringsproblematikk

Skråningsstabilitet i en fjellside er påvirket av hovedfaktorene sprekkeorientering, sprekkefrekvens, sprekkeparametere som ruhet og friksjonsvinkel, skråningsvinkel og grunnvann (Morales Cárdenas, 2018). Soneinndeling og klassifisering av brudd og sprekker, som vist i

figur 2.3, i kombinasjon med grunnvann og sprekkevannstrykk er av stor betydning for vurdering av fjellpartiets stabilitet. Dette er også bevist med likninger i kapittel 2.1.4. Desto flere permeable sprekker med høy sprekkekonduktivitet, mer grunnvann og høyere sprekkevannstrykk, desto mer ustabil vil en fjellside være (Braathen og Gabrielsen, 2000).

Antall sprekker og tilhørende sprekkekonduktivitet er vanskelig å vite nøyaktig, men senkning av grunnvannsnivå ved drenering er mulig å gjennomføre. Målet med drenering er å øke stabiliteten ved å redusere sprekkevannstrykket, spesielt langs glideplan og svakhetsplan. Under gunstige forhold vil en vellykket drenering kunne øke stabil skråningsvinkel med mer enn  $10^\circ$  (Nilsen, 2016). Valg av dreneringsmetode bestemmes basert på faktorer som nedbørsintensitet, snøsmelting, sprekkekonduktivitet og skråningens generelle utforming. Mulige metoder er (Wyllie og Mah, 2004);

1) å injeksjonstette sprekker og lede bekker/elver bort fra området for å redusere overflatevann

og/eller

2) å drenere vann gjennom tunneler og/eller borehull

Ved pågående drenering av et fjellparti er det spesielt viktig at vanntrykket blir målt kontinuerlig med piezometere og analysert for å redegjøre hvilken effekt dreneringen har (Wyllie og Mah, 2004). Det kan imidlertid være vanskelig å måle riktig sprekkevannstrykk ettersom borehullet kan være plassert i et område med færre representative sprekker for hele bergmasseområdet. Dermed kan målingene være misvisende og mulig feilkilde, for eksempel målinger utført i hengende grunnvannsspeil. Dersom et borehull blir boret i en naturlig lukket akvifer vil vannet stige i borehullet opp til nivået over akviferen, og målt vanntrykk er ikke representativt for den naturlige situasjonen (Biørn-Hansen, 2019). Borehull kan også forårsake at grunnvannsnivået synker, fordi vannet kan strømme til nye sprekker de ellers ikke ville strømmet til (Biørn-Hansen, 2019). Packere kan derimot avgrense deler av borehullet og stoppe tilgangen til sprekker. Hensikten er å kunne måle de faktiske grunnvannsnivåene i ulike dybder i borehullet (Biørn-Hansen, 2019). Se mer i kapittel 4.1.1.

## 2.7 Tidligere skredhendelser

Etter siste istid har det gått hundrevis av store fjellskred på Vestlandet og i Nord-Norge. Mesteparten av skredene har gått i dal- og fjordstrøkene. Siden det er mulig å gjøre datering av skredavsetninger, vet vi i dag at det i tusenvis av år har forekommet fjellskred. Størst hyppighet av fjellskred har derimot vært etter siste istid (Høeg mfl., 2014).

Flere av fjellskredene kan relateres til nedbørshendelser. Fjellskredet i Tjelle i Møre og Romsdal 22.februar 1756 inntraff like etter åtte dager med mye regn (Hanssen-Bauer mfl., 2015). Det er det største fjellskredet i Norges historie på 15 millioner  $m^3$  med påfølgende tre enorme flodbølger (Høeg mfl., 2014). I Vik i Sogn og Fjordane i 1911 var det kraftig uvær like før skredet inntraff. I 1905 i Loen i Sogn og Fjordane regnet det opptil 110 mm i løpet av to-tre uker før skredet ble utløst og ytterligere 70 mm opp mot rastidspunktet. Den utløsende årsaken til fjellskredet i Signaldalen (Troms) i 2008 var rask snøsmelting etterfulgt

av regn (Hanssen-Bauer mfl., 2015). Fjellskredene som inntraff i Loen i 1936 og i Tafjord i 1934 er mest kjent for etterfulgte flodbølger som tok livet av flere titalls mennesker (Høeg mfl., 2014).

Alpene er det mest utsatte området for skred i Europa og tusenvis av menneskeliv er gått tapt de siste 200 årene. Den 2.september 1806 gikk et enormt fjellskred på 10-20 mill. m<sup>3</sup> i Rossberg i Sveits. Fjellskredet genererte også en 20 meter høy flodbølge og 457 personer omkom totalt. Årsaken til hendelsen var trolig store snømengder med forsinket snøsmelting kombinert med kraftig nedbør i juli og august. Dette førte til høy grunnvannstand og dermed høyt vanntrykk i sprekke, som resulterte i ustabilitet (Høeg mfl., 2014).

Etter skredhendelsen i Sveits ble det interesse og diskusjon blant forskere. I dag er det studier som tar for seg klimaets påvirkning på stabiliteten av fjellsider i Europa. Observasjoner, resultater, analyser og tolkninger konkluderer at store nedbørsmengder og vann fra snøsmelting av isbreer over korte perioder har resultert i økte deformasjoner og forflytninger i fjellsider. I studiet gjort av Giraud mfl. (1990), ble det konkludert at økte grunnvannsnivåer og derav økt sprekkevannstrykk er årsak til ustabilitet. I Valpola i Alpene i Italia den 28.juli 1987 gikk et enormt fjellskred som følge av store mengder nedbør. Den utløsende årsaken var nettopp betydelig økning i sprekkevannstrykket i den oppsprukket bergmassen (Azzoni mfl., 1992).



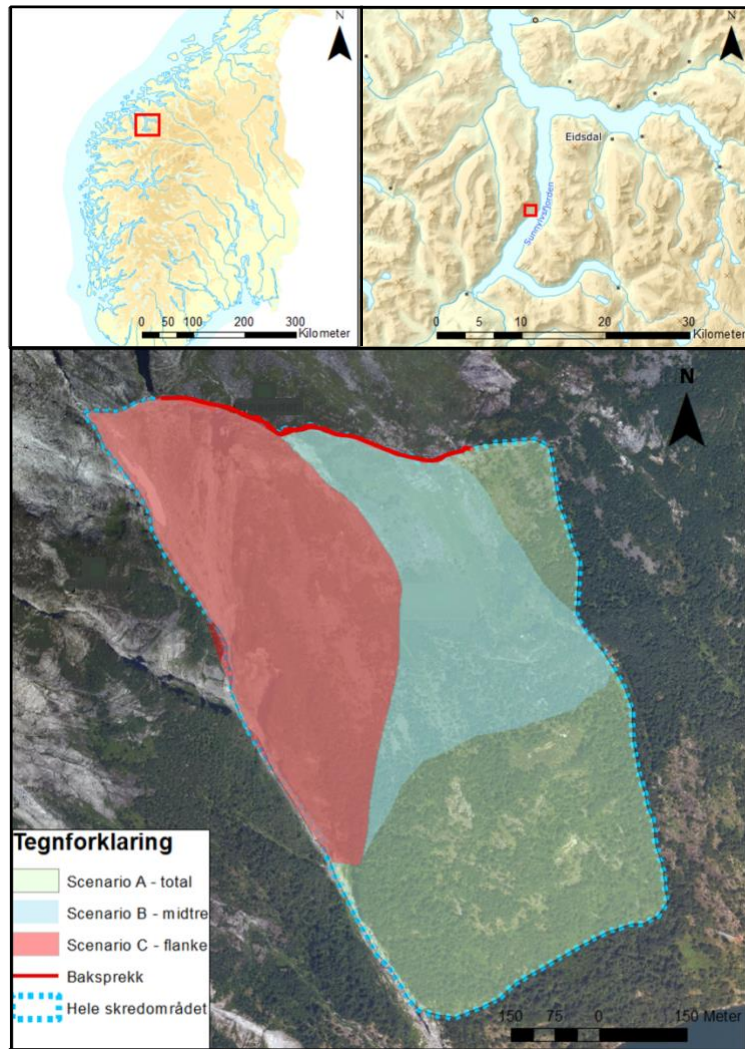
## Områdebeskrivelse

I dette kapittelet presenteres generell informasjon om undersøkelsesområdet Åknes, det vil si estimerte fjellskredscenarier, geologi og sprekker, klimatiske forhold, grunnvann, generell informasjon om 2017- og 2018-borehullene og kort om det pågående dreneringsprosjektet samt problemstillingen i denne masteroppgaven.

### 3.1 Generelt om fjellsiden på Åknes

Det ustabile fjellpartiet på Åknes befinner seg på vestsiden av Sunnlyvsfjorden i Stranda kommune i Møre og Romsdal, se figur 3.1. Landskapet er preget av høye fjelltopper opp mot 1600 meter over havet (moh.) med bratte fjellsider ned i dype fjorder. Fjellsiden på Åknes strekker seg fra 150 til 900 moh. og har et gjennomsnittlig fall på 30 - 35 ° (Ganerød mfl., 2006).

Fjellpartiets baksprekk er 800 meter lang i øst-vest-retning og ligger på rundt 700-900 moh., se rød, markert strek i figur 3.1 (Tønset, 2019). Den nordvestlige delen av denne baksprekken har en innsynkning på 20 til 30 meter med en helning på 60°, en såkalt "graben-struktur" (Blikra, 2012). Langs vestsiden av skredområdet er det en tydelig forkastningssone, flanken i vest, også kjent som Åknesrenna. Østsiden preges også av forkastningssoner, men disse er mindre markerte enn Åknesrenna. Skredfoten antas å ligge ved rundt 100 moh. (Ganerød mfl., 2006).



**Figur 3.1:** Lokalteten til Åknes i Møre og Romsdal markert i kart. Skredscenarioene A, B og C i skraverte områder. Scenario C tilsvare det mest aktive området med høyest sannsynlighet for å inntreffe. Modifisert etter Tønset (2019).

## 3.2 Scenarioer

Det skredutsatte området er delt inn i 3 scenarioer basert på avanserte undersøkelser, laboratoriearbeid, modellering, samt risiko- og sannsynlighetsvurdering utført mellom 2004 og 2012, inkludert sikkerhetsklasser (Blikra, 2012). Høyeste sikkerhetsklasse 3 innebærer skred som vil føre til store økonomiske og samfunnsmessige konsekvenser. Scenarioene er markert i figur 3.1 og er kategorisert som følger:

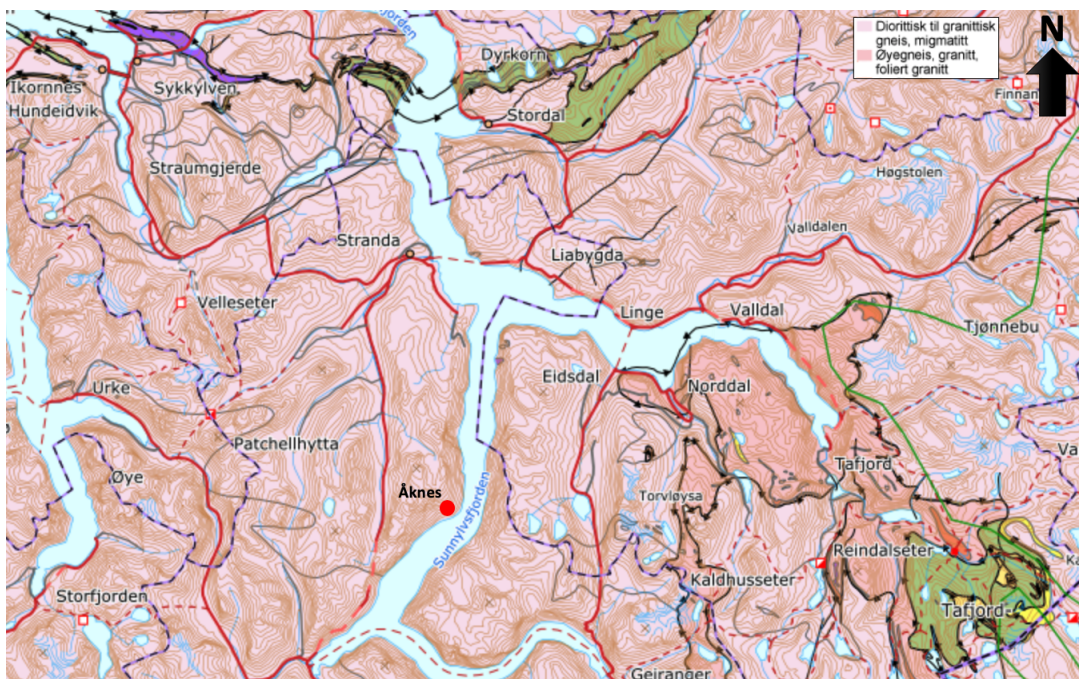
- Scenario A: Omfatter hele den ustabile fjellsiden som potensielt kan rase ut, totalt 54 mill. m<sup>3</sup>. Scenarioet er satt til sikkerhetsklasse 3 med årlig sannsynlighet på 1/5000 (Blikra, 2012).

- **Scenario B:** Omfatter all masse i aktiv bevegelse, det vil si 2-4 cm/år mot sør-sørvest. Estimert volum er 18 millioner m<sup>3</sup>. Klassifisert i sikkerhetsklasse 2 med årlig sannsynlighet på 1/1000 (Blikra, 2012).
- **Scenario C:** Den vestlige flanken er den mest aktive delen av fjellsiden med en forflytning på 5-8 cm/år. Estimert volum er fra 6 til 11 millioner m<sup>3</sup>. Sikkerhetsklasse 2 med årlig sannsynlighet på > 1/100 (Blikra, 2012).

Potensielt tap av menneskeliv er estimert til å være *svært høy* i alle scenarioene. Et fjellskred vil resultere i en flodbølge i Sunnlyvsfjorden. Dersom scenario A inntreffer er det anslått at fjellskredet treffer fjorden med en hastighet på rundt 30-40 m/s (110-145 km/t) (Høeg mfl., 2014) og en flodbølge genereres med oppskyllingshøyder opp mot 100 meter like ved Åknes, 70 meter lenger inn i fjorden ved Geiranger og 7 meter ved Stranda (Nilssen, 2016). Trolig kan en slik flodbølge ramme hele fjordsystemet helt ut til Ålesund (Ramberg mfl., 2013).

### 3.3 Geologi, sprekker og glidesoner

Åknes befinner seg midt på "den vestre gneisregionen" som strekker seg fra Bergensbuene i sørvest til Helgelandsdekket i nord. Grunnfjellet består for det meste av prekambriske bergarter som ble deformert og omdannet under den kaledonske fjellkjededannelsen, og i noen områder domineres de øverste lagene av foldningstrukturer (Ramberg mfl., 2013). Grunnfjellet på Åknes består av metamorfe bergarter som diorittisk til granittisk gneis med innslag av migmatitt. Gneisen er for det meste kvartsdiorittisk og foldet (NGU, 2019), se figur 3.2.



**Figur 3.2:** Kart med som viser berggrunnsgeologien i området rundt Åknes. Åknes er markert med rød sirkel. Modifisert av forfatter etter (NGU, 2019).

Det er utført mange geologiske undersøkelser på Åknes. Det er ekstensjonsbevegelser i den øvre delen av fjellsiden (strekk i baksprekken) og kompresjonsbevegelser i nedre del. Tidligere kartlegging viser til godt utviklede folder i gneisen med strøk i øst-vest-retning. Fallvinkelen til foldene er målt til 35-40°, tilsvarende samme fall som hele fjellskråningen. Ifølge Ganerød mfl. (2006) er foliasjonen en viktig faktor for forflytning i baksprekken og langs glideplanene. Dermed er foldene en medvirkende årsak til ustabiliteten.

Sprekkefrekvensen er vinkelrett foliasjonen. Utførte kjerneboringer bekrefter at områdene med massiv granittisk gneis har lavere sprekefrekvens enn områdene med forekomst av biotittrike lag mot dypet, der det er mye nedknust leirholdige breksjer (Ganerød mfl., 2006). Disse områdene med leirfylte sprekker fylt bidrar til de aktive glidesonene, som antas å ligge fra 25 til 55 meters dyp under terrengoverflaten. Dersom et skred utløses langs disse glideplanene vil det tilsvare scenario A eller B. Det finnes også glidesoner på rundt 100 meters dyp, men disse ligger nærmest flanken i vest (Åknesrenna), og vil tilsvare skredscenario C (Blikra, 2012).

### 3.4 Vær og klima

Klimaet ved Åknes er preget av lavtrykk kommende inn fra Atlanterhavet. Det gir ofte store mengder nedbør og sørvestlige vindretninger. I vinterhalvåret mellom november og mars vil det vanligvis være nedbør i form av snø, men positive lufttemperaturer kan forekomme og nedbør kommer som regn. I april og mai vil det normalt sett være rask økning av snøsmelting som følge av høyere lufttemperaturer og økt solstråling. Om sommeren og høsten faller nedbøren som regn. Det er flest nedbørsdager med store mengder nedbør i september og oktober (Grøneng, 2015).

Ifølge Biørn-Hansen (2019) var den årlige nedbøren og snøsmeltingen i normale perioder fra 1960-1990 på 1353 mm/år. Med dette som utgangspunkt og et definert område mellom baksprekken og foten av skråningen, er det beregnet og inndelt følgende for Åknes (Biørn-Hansen, 2019):

- 15 % av nedbøren og snøsmeltingen er direkte infiltrasjon, dvs. 207 mm/år.
- 73 % av nedbøren og snøsmeltingen blir overflatevann (ingen infiltrasjon), dvs. 983 mm/år.
- 12 % av nedbøren og snøsmeltingen skjer som evapotranspirasjon, dvs. 162 mm/år.

### 3.5 Grunnvann

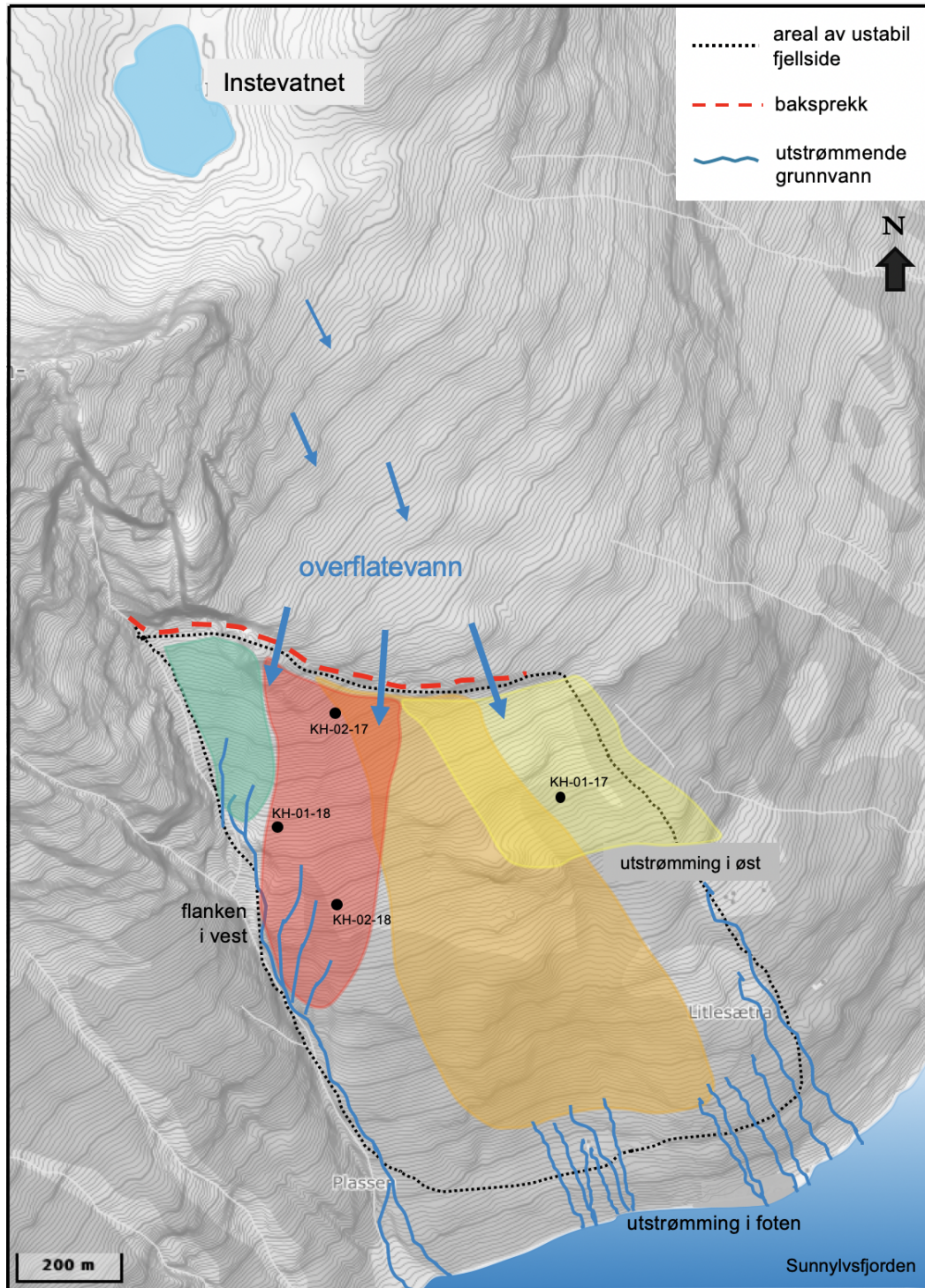
Nedbør i form av regn vil falle over det skredutsatte fjellpartiet og infiltrere direkte inn i bergmassen via sprekkene. På denne måten mates grunnvannet. Det er spesielt stor infiltrasjon av vann i baksprekken, enten i form av regn eller vann fra snøsmelting (Ganerød mfl., 2008). Det nærliggende Itnesvannet, som ligger på oversiden av fjellsiden, vil også kunne mate grunnvannet via sprekkesystemet i bergmassen og som rennende overflatevann (NVE,



2019a), se figur 3.3. Grunnvannsnivået ligger nær terrengets overflate i nedre del av skråningen (Ganerød mfl., 2008), og fra tidligere feltbefaringer er det registrert utstrømming av grunnvann ved foten av fjellpartiet ved rundt 100 moh. (Blikra, 2012). Mot flanken i vest er grunnvannstrømningen observert til å være relativt stor. Ifølge (Frei, 2008) er maksimum strømningshastighet på 17,4 meter per time mellom baksprekken og foten av fjellpartiet, det vil si 4,83 m/s. Dette er høyere verdier enn typiske hastigheter i mettet sone eller i media med laminær strømning (Sena og Braathen, 2020). Det betyr at grunnvannstrømningen i fjellsiden på Åknes generelt er laminær til turbulent. I tillegg finnes antageligvis lokale grunnvannsspeil (Sena og Braathen, 2020). I øst er det også kartlagt utstrømming av grunnvann, men i noe mindre grad (NVE, 2019a) og (Biørn-Hansen, 2019).

Basert på beregnet direkte infiltrasjon på 207 mm/år presentert i kapittel 3.4, har Biørn-Hansen (2019) estimert årlig vannvolum rennende gjennom ulike deler av fjellpartiet ved å multiplisere 207 mm/år med nedslagsområdene. Det er estimert til å være 40 000 m<sup>3</sup> infiltrerende vann hvert år i det røde, skraverte området i figur 3.3. For oransje og gult område vil det henholdsvis være 90 000 m<sup>3</sup> og 30 000 m<sup>3</sup> infiltrasjon av vann per år (Biørn-Hansen, 2019). I det grønne området er det hovedsakelig overflatevann som strømmer mot flanken (NVE, 2019a) og (Biørn-Hansen, 2019). Basert på tidligere målinger diskutert i Ganerød mfl. (2006) er det relativt kort oppholdstid av grunnvannet i bergmassen i det gule området, mens det er lenger oppholdstid i rødt og oransje område. Foten av skråningen er tolket til å ha lengst oppholdstid, etterfulgt av utstrømming av grunnvann i fjorden. Med oppholdstid menes den tiden vannet oppholder seg i sprekkesystemet, som blant annet avhenger av sprekkekonduktiviteten.

Grunnvannstanden varierer med årstidene. Ifølge Ganerød mfl. (2008) vil grunnvannsnivået generelt øke fra mars til mai som følge av snøsmelting. Gjennom sommeren synker vanligvis grunnvannsnivået grunnet lite nedbør. Ettersom det er store nedbørsmengder om høsten vil grunnvannsnivået igjen øke. I løpet av vintermånedene er det som oftest snødekke og fryst vann i sprekkenes nærmest terrengoverflaten, noe som gir et mer stabilt grunnvannsnivå grunnet minimal vanninfiltrasjon (Ganerød mfl., 2008).



**Figur 3.3:** På Åknes blir grunnvannet matet av nedbør i form av regn, vann fra snøsmelting og overflatevann fra Instevatnet. Mesteparten av infiltrasjon skjer via baksprekken. Utstrømming av grunnvann i øst, vest og skredfoten. Fargede områder er forklart i teksten. Plassering av borehullene KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 er markert. Modifisert etter NVE (2019a) og Biørn-Hansen (2019).

### 3.6 2017- og 2018-borehullene

Lokaliteten til borehullene KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 er vist i kartet i figur 3.3.

I tabell 3.1 gis en oversikt over estimerte dybder til glideplanene og grunnvannsnivået i meter fra terrengoverflaten for hvert borehull basert på tidligere observasjoner og målinger. Disse estimatene ble presentert under arbeidsmøtet for Åknes-prosjektet november 2019 (NVE, 2019a). Tolkninger fra tidligere resultater viser imidlertid at grunnvannsystemet på Åknes er svært komplekst med både tilsig og utstrømming av grunnvann i ulike dybder i borehullene (Ganerød mfl., 2008). Grunnvannsnivået varierer derfor flere meter i løpet av årstidene og estimert nivå presentert i tabellen må derfor vurderes i forbindelse med ulike målinger og tolkninger.

**Tabell 3.1:** Antatte dybder til grunnvannsnivå og glideplanene i meter fra terrengoverflaten, samt målte forflytninger i millimeter (parentes) basert på målinger og observasjoner gjort i 2017- og 2018-borehullene (NVE, 2019a), (NVE, 2020).

Borehull	Navn	Grunnvannsnivå [m]	Hovedglideplan [m]	Glideplan 2 [m]	Glideplan 3 [m]	Glideplan 4 [m]
KH-01-17	Kulen	≈ 42	35,5 (2,5 mm)	77	-	-
KH-02-17	Tredje Øvre	≈ 82	32 (17 mm)	67 (12 mm)	69 (11 mm)	
KH-01-18	Rennekanten	≈ 33,6	34 (6 mm)	61 (1 mm)	80 (2 mm)	93 (1 mm)
KH-02-18	Nedre Flanke	≈ 72	15 (5 mm)	111 (3 mm)	-	-

Forflytningen i KH-01-17 ble målt fra 15.10.18 til 14.01.19. I KH-02-17 ble det registrert forflytning i perioden 15.10.18 til 13.02.20. For både KH-01-18 og KH-02-18 skjedde forflytningene i perioden 08.11.19 til 13.02.20.

### 3.7 Prosjektet på Åknes

Basert på historiske erfaringer vil det kunne inntreffe 2-3 store fjellskred- og leirskredulykker i løpet av kommende hundreårsperiode, samt flere mindre ulykker. I tillegg skjer klimaendringer og det kan endre skredforekomsten. Klimaestimatene for Norge peker på mildere vær og mer nedbør, noe som trolig betyr at vann og vanntrykk blir en vanligere årsak til utløsning av skred (Høeg mfl., 2014).

I flere utsatte områder i Norge i dag er det mye bebyggelse og infrastruktur. Flere hundre menneskeliv kan gå tapt dersom skred inntreffer enkelte steder. Situasjonen på Åknes er svært utsatt for fjellskred med påfølgende flodbølge. Derfor er området nøye overvåket og det tas kontinuerlige målinger med hensikt å kunne varsle beboere for ivareta liv og helse, samt iverksette sikringstiltak (NVE, 2019b).

Bevegelser i fjellsiden registreres blant annet med GPS og totalstasjon, ekstensiometere, laser og InSAR (radarmålinger fra satellitt) (Tønset, 2019). I borehullene KH-01-17, KH-02-17,

KH-01-18 og KH-02-18 er det montert DMS-kolonner som blant annet måler vanntrykk og deformasjon. DMS-systemet blir beskrevet nærmere i kapittel 4.1. Været registreres også kontinuerlig av den meteorologiske stasjonen. Målet med prosjektet er å utrede muligheten for senking av grunnvannsnivået ved drenering som stabiliserende tiltak (NVE, 2019b).

Basert på målinger gjennomført i eldre borehull og supplerende tolkninger konkluderte Garnerød mfl. (2008) at infiltrasjon av vann i form av snøsmelting og kraftig nedbør er en medvirkende årsak til ustabilitet i fjellsiden. For å kunne utføre drenering i fjellsiden er det nødvendig å forstå de vannførende lagene, hvor vannet strømmer, de normale fluktasjonene i vanntrykket med tiden og hvilke strukturer/sprekker som ”holder” på grunnvannet som fører til økt sprekevannstrykket med tiden (NVE, 2020).

Det er gjennomført mange målinger i borehullene KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 som foreløpig ikke er bearbeidet i tilstrekkelig stor grad. Derfor er det hensiktsmessig å gjøre beregninger, analyser og tolkninger av testene utført i 2017- og 2018-borehullene. I borehullene er det tatt kjerneprøver, optisk televiewer, strømnings- og temperaturmålinger, Lugeon- og piezometertester. I denne masteroppgaven blir målinger fra Lugeon- og piezometertestene behandlet og analysert. Endringer i grunnvannsnivå og sprekevannstrykk blir derfor tolket sammen med klimadata som nedbør i form av regn og lufttemperaturer. Merk at noe presentert i denne masteroppgaven er hentet fra prosjektoppgaven utført høsten 2019. Det gjelder deler av teorien og undersøkelsesmetodene, samt oversiktstegninger av de fire borehullene gjort i programmet AutoCAD.

Marte Hyllseth skriver også masteroppgave om Åknes med fokus på strømnings- og temperaturmålinger i 2017- og 2018-borehullene (Hyllseth, 2020). Som en avsluttende del av diskusjonen i kapittel 6, sammenliknes hennes resultater med resultatene presentert i denne masteroppgaven. Felles tolkninger og konklusjoner gir forhåpentligvis en mer detaljert forståelse. I tillegg er en engelsk artikkel, *A study of the hydrogeological conditions at Åknes rock slope in Norway, including flow measurements, temperature profiles, Lugeon and piezometer tests*, utarbeidet av Hyllseth og undertegnede der de viktigste resultatene og konklusjonene presenteres (Gjerstad og Hyllseth, 2020). Artikkelen finnes i vedlegg D.

# Undersøkellesmetoder

I dette kapittelet presenteres undersøkelsesmetodene. Det innebærer piezometermålinger utført i DMS-kolonner og Lugeontest gjennomført i borehullene KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18. Videre gis en forklaring av klimadata innhentet fra den meteorologiske stasjonen på Åknes. Strømnings- og temperaturmålinger og programvaren Leapfrog Geo blir også kort beskrevet.

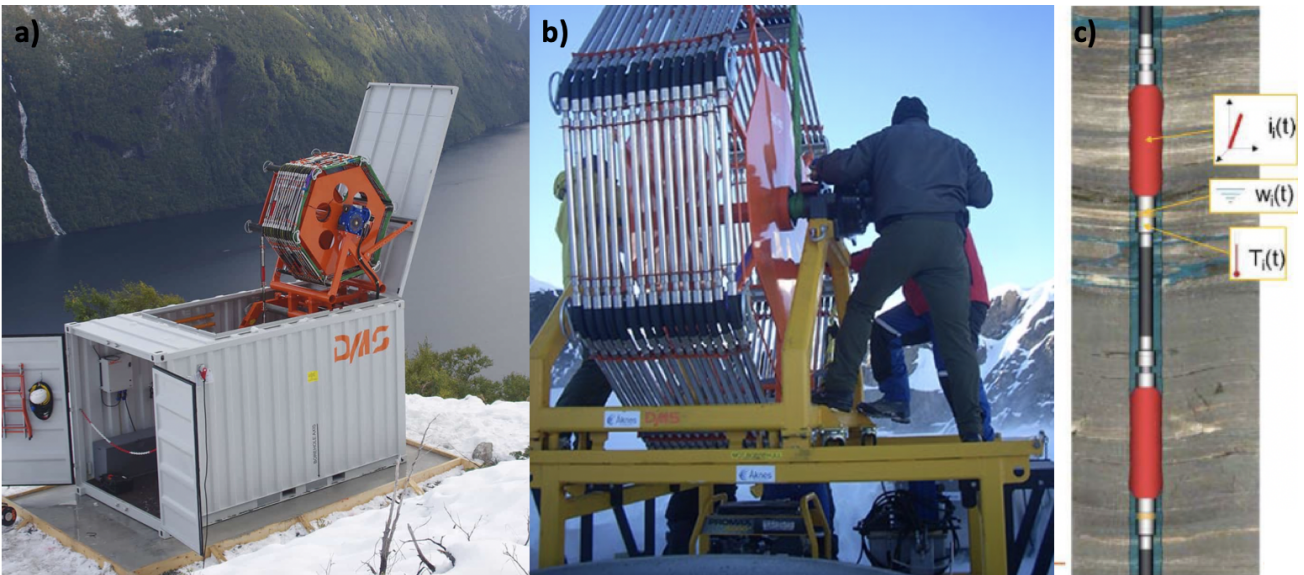
Masteroppgaven er basert på innsamlet data fra FTP-serveren som styres av NVE (NVE, 2020), data tilsendt via mail fra Pless (2019) og informasjon via en forenklet, supplerende web-betaversjon tilknyttet måledata fra DMS-systemet. Benyttede data er presentert i hvert delkapittel for de ulike undersøkelsesmetodene. Behandling og fremstilling av data presentert i denne masteroppgaven er gjort av undertegnede.

## 4.1 Differential Monitoring of Stability (DMS)

Differential Monitoring of Stability er utviklet av *Centro Servizi de Geoingegnerias (C.S.G.)*. Det er et fastmontert, geoteknisk system som automatisk, kontinuerlig og i sanntid måler flere ingeniørgeologiske parametere som deformasjon, akselerasjon, temperatur, grunnvannsnivå og vanntrykk (CSG, 2019). Systemet består av et overvåkningsinstrument (2D- eller 3D-kolonne) som installeres i et borehull, en dataoverføringsenhet og en programvare for styring, datainnsamling og prosessering. Hensikten med DMS-målinger er å overvåke skråningsstabilitet, utgravinger og andre situasjoner på anleggsplasser for å kunne forutsi og varsle rasfare i tidlig fase (CSG, 2019).

En DMS-kolonne består av sensorer som er koblet sammen i ulike ledd, såkalte moduler, se figur 4.1. På Åknes er hver modul én meter lang (NVE, 2020). Overgangene mellom sensorene er bevegelige, tåler forflytning og deformasjon. Sensorene beveger seg derfor sammen med bergmassen slik at både forflytning og retning måles og registreres. Packere isolerer ulike soner i borehullet ved oppblåsing, se de røde gummidelene i figur 4.1 c). Det er derfor mulig å teste akviferegenskapene i flere soner/moduler i samme borehull (CSG, 2019). I hver modul er det montert kompass, inklinometer, piezometer og termometer som muliggjør å

måle deformasjon, grunnvannsnivå og temperatur (Tønset, 2019). I tillegg er det plassert et foringsrør mellom modulene og borehullsveggen - enten *piezometer standpipe* som tillater vanninnstrømning eller *inclinometer tube* som er tett rør. Førstnevnte er installert i DMS-kolonnene i 2017- og 2018-borehullene på Åknes. DMS-kolonnene i borehullene KH-01-17 og KH-02-17 er henholdsvis 104 og 130 meter lange (NVE, 2020), er kveilet sammen og montert på en container stående over borehullet før det føres ned i borehullet, se figur 4.1 a) og b). DMS-kolonnene i borehullene KH-01-18 og KH-02-18 er på henholdsvis 190 og 171 meter (NVE, 2019a), se oversikt i tabell 4.1. Figur 4.1 c) viser en illustrasjon av én modul av DMS-kolonnen plassert i et borehull.



**Figur 4.1:** a) DMS-systemet plassert over et borehull på Åknes (CSG, 2019), b) Oppkveilet DMS-kolonne før nedsenkelse i borehullet (CSG, 2019), c) Modul plassert i borehullet inkludert målesensorer for deformasjon  $i_i(t)$ , grunnvannsnivå  $w_i(t)$  og temperatur  $T_i(t)$  (Lovisolato, 2017). De røde gummidelene, som er plassert mellom modulene og foringsrøret, er packere som utvider seg for et godt feste og isolering av hver modul/soner (Lovisolato, 2017).

### 4.1.1 Piezometertest

En piezometermåler er et instrument plassert i et borehull, se figur 4.2. I 2017- og 2018-borehullene på Åknes er det plassert flere slike målere i hver DMS-kolonne. Det er kun vanntrykket i umiddelbar nærhet av piezometeret som testes, og ikke over et større område i bergmassen rundt borehullet. Testen gjennomføres enten ved tilførsel av vann eller ved utpumping av et bestemt vannvolum (Wyllie og Mah, 2004).

Det er helt nødvendig med tett borehull i dagen eller tette soner/moduler over og under piezometrene for at riktig vanntrykk måles for det gitte, avgrensede området (Norsk Geoteknisk Forening, 2017). Tetting i dagen kan gjøres med bentonitt (Gerhardsen, 2017), men på Åknes er piezometrene i hver sone/modul isolert med packere, som blåses opp med et bestemt trykk tilpasset dybden. Dersom packerene ikke er fullstendig tette vil det

bli unøyaktige resultater ettersom vanngjennomstrømning vil foregå mellom soner/moduler. Det må bli foretatt flere piezometermålinger i ulike dybder over en tidsperiode for å kunne gjøre tolkninger og estimering av sprekkevannstrykk i bergmassen rundt sonen/modulen (Norsk Geoteknisk Forening, 2017).



**Figur 4.2:** Piezometermåler.

Det er flere viktige faktorer som ligger til grunn når piezometere skal plasseres i borehull i en fjellside. Det settes krav til borehullets plassering slik at piezometere måler representative vanntrykk. Ettersom grunnvann strømmer i sprekker, bør borehullet nettopp krysse sprekker og forkastninger som er av betydning for stabiliteten. Sprekker kan være fylt med leire som hindrer vanngjennomstrømning, og da bør piezometere være plassert på hver side av et slikt leireområde. I oppsprukket bergmasse med høy sprekkekonduktivitet er løsningen å plassere piezometere *i* forkastningssonen (Wyllie og Mah, 2004). På Åknes er det mange sprekker og store glideplan, og 2017- og 2018-borehullene krysser sprekker/glidesoner som er av stor betydning for stabiliteten.

Piezometere i DMS-kolonnene plassert i borehullene KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 på Åknes har en målekapasitet på opptil 250 psi (NVE, 2020). Dette tilsvarer 17,24 bar eller 1724 kPa. Ettersom 1 bar tilsvarer omtrentlig 10 meter vannsøyle, betyr det at piezometere brukt på Åknes tåler en vannsøyle på 172,4 meter.

### 4.1.2 Data fra piezometermålinger

Følgende datamateriale og informasjon er behandlet og tolket i masteroppgaven for å kunne gjøre analyse av piezometer- og packermålingene:

- Datamateriale fra piezometertestene i Excel-filer tilsendt per email fra Pless (2019): Store mengder rådata med rundt 23 målinger per dag for hver modul i hvert borehull.
- Målt packertrykk i Excel-filer tilsendt per email fra Pless (2019).
- Oversikt over dybder til piezometere og packere i hvert borehull i meter fra terrengets overflate, tilsendt per email fra Pless (2019).
- Tilgang til *DMS EW WEB VERSION* med mulighet for å gjøre sammenlikninger av tilsendt data.
- Innhenting og sortering av annen nødvendig data og informasjon om Åknes fra FTP-server (NVE, 2020).

Tabell 4.1 gir oversikt over hvilke tidsperioder piezometer- og packertrykkmålingene er analysert i denne masteroppgaven. I tillegg viser tabellen informasjon om påhugget til borehullene i meter over havet, total lengde av borehullene i meter, lengde på DMS-kolonnene i meter, samt viktige merknader. Datamateriale fra piezometertestene er behandlet i Excel av undertegnede.

**Tabell 4.1:** Innhentet informasjon for hvert borehull fra FTP-server (NVE, 2020).

Borehull	Påhugg borehull [moh.]	Total lengde borehull [m]	Lengde DMS-kolonne [m]	Måleperiode piezometertest	Måleperiode packertrykk	Merknad
KH-01-17	506,8	304,5	0 - 104	26.06.19 - 06.05.20	05.11.19 - 15.04.20	Snøras 14.01.19. Dermed ingen piezometermålinger frem til midten av juni 2019. Modul 26, 40, 56, 69, 75 og 83 tok målinger fra 26.06.19.
KH-02-17	733,7	300	0 - 130	15.10.18 - 07.05.20	16.10.18 - 01.04.20	
KH-01-18	592,9	222,6	0 - 190	30.10.19 - 06.05.20	01.11.19 - 15.04.20	DMS ble montert 26.-27.oktober 2019.
KH-02-18	471,4	199,4	0 - 171	08.11.19 - 07.05.20	01.11.19 - 15.04.20	DMS ble montert 26.-27.oktober 2019.

## 4.2 Lugeontest

Lugeontesten ble i utgangspunktet utviklet i forbindelse med bygging av damanlegg for å vurdere om injisering var nødvendig eller ikke for å stanse grunnvannstrømning (Houlsby, 1976). I dag er metoden modifisert av Houlsby (1976) og den benyttes også til andre formål, slik som måling av vanntap i borehull. Bakgrunnsteorien og likninger knyttet til tolkning og analysering er omtalt i detalj i kapittel 2.2.2. Lugeontesting utført i borehull skjer kun én gang og er ikke kontinuerlig måling.

Følgende testprosedyre ble fulgt på Åknes (NVE, 2020):

- Borehullet skal flushes og renses med rent vann før test.
- Første måling bør starte i dyp der boreansvarlig mener grunnvannsnivået står.
- Foringsrør/borestenger og packere bør bli kalibrert for friksjonstap ved ulike strømningsrater før testen kjøres (Fell mfl., 2005).
- Bruk trykk som utstyret og bergmassen håndterer. Veiledende, forhåndsbestemte trykk er til hjelp.
- Testen gjennomføres hver 5.meter i borehullet sålenge sonen er egnet for testing. Det tillates avvik fra prosedyren dersom sonen er svært oppsprukket.
- Det gjennomføres 5-stegstest i alle soner (fem steg i hver sone), der det i hvert steg er påført individuelt vanntrykk (etter teorien i tabell 2.1). Ved manuell logging tas målinger hvert minutt, mens ved automatisk logging skjer registreringen hvert femte sekund.
- Boreansvarlig må observere når makstrykk oppstår. Bergmassen kan sprekke opp der overflaten er mer enn 40 graders helning rundt borehullet. Det er hensiktsmessig å bruke lavere trykk enn maksimumstrykket for å unngå jekking.
- Dersom pumpen ikke regulerer riktig vanntrykk, spesielt i steg 3 ved maksimaltrykk, fungerer ikke testen slik den skal. Det samme gjelder dersom borestengene ikke blir fylt med vann på riktig måte (Quinones-Rozo, 2010).



### 4.2.1 Data fra Lugeontestene

På Åknes ble Lugeontestene utført av Geodrilling og NVE (Langeland mfl., 2019). I KH-01-17 ble testen utført underveis i boringen av borehullet. I KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 ble Lugeontesten gjennomført etter boringen av borehullet.

Da Lugeontestene ble utført i KH-01-18 stod grunnvannsnivået ved 47 meters dybde i borehullet ifølge Elvebakk og Pless (2018). I KH-02-18 var grunnvannsnivået ved 72 meters dybde under Lugeontesting.

Tabell 4.2 gir informasjon om når Lugeontestene ble utført, type testoppsett, totalt antall testede soner i hvert borehull og antall testede soner som er beregnet, analysert og tolket i denne masteroppgaven.

**Tabell 4.2:** Informasjon Lugeontesting i borehullene; dato, testoppsett, totalt antall testede soner og antall testede soner med representative resultater.

Borehull	Dato	Oppsett Lugeontest	Totalt antall soner testet	Antall soner analysert i denne masteroppgaven
KH-01-17	August 2017	Enkel-packer system	2	-
KH-02-17	Oktober/november 2017	Dobbel-packer system	6	2
KH-01-18	August 2018	Dobbel-packer system	18	7
KH-02-18	September/oktober 2018	Dobbel-packer system	16	7

Testoppsettet fulgte prinsippene i NS-EN 22282-3:2012 (NS-EN, 2012). Ifølge NS-EN (2012) skal målingene registreres kontinuerlig for å sikre at hele testen i alle de 5 stegene blir registrert. I KH-01-18 og KH-02-18 ble det registrert målinger hvert minutt (manuelt system). I KH-01-17 og KH-02-17 ble det kun registrert målinger av totalt vanntap når trykket i testsonen ble stabilt, og derfor avvik fra prinsippene i NS-EN (Langeland mfl., 2019).

På Åknes varte Lugeontestene i steg 1, 2, 4, og 5 i 10 min i hvert steg, og 30 minutter i steg 3. Etersom Lugeontesten ble gjennomført manuelt i KH-01-18 og KH-02-18, ble det tatt målinger hvert minutt; dvs. 10 målinger per steg med unntak av 30 målinger i steg 3. I utregningene gjort av undertegnede er det derfor tatt et gjennomsnitt av de registrerte målingene i KH-01-18 og KH-02-18, se figur 5.3 og 5.4 i kapittel 5.2. For noen soner i 2017-borehullene ble det imidlertid kun utført 1-steg-test på 10 minutter.

Tabell 4.3, 4.4, 4.5 og 4.6 gir informasjon om borehullenes inndelte soner, dybde til sonene fra toppen av borehull, lengde på testintervallene, stegene per sone, vanntrykk påført i testen og innpumpet vann for henholdsvis borehull KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18. I noen soner i KH-01-18 og KH-02-18 ble det målt verdier lik null/tilnærmet null. Det gjelder sone 5 og 8-17 i KH-01-18 og sone 1, 7-9, 11-13, 15 og 16 i KH-02-18, og dermed ikke presentert i tabellene eller i kapittel 5.2.

**Tabell 4.3:** Lugeontest KH-01-17: soneinndeling, dybde fra dagen til sonene, lengde testintervaller, påført vanntrykk og mengde innpumpet vann i testen. Modifisert etter Langeland mfl. (2019).

<b>Borehull KH-01-17</b>							
<b>Sone</b>	<b>Fra [m]</b>	<b>Til [m]</b>	<b>Lengde testintervall [m]</b>	<b>Steg</b>	<b>Tid [min]</b>	<b>Påført vanntrykk [bar]</b>	<b>Innpumpet vann [l]</b>
1	-84	-88,9	4,9	1	10	10	40
2	-69	-88	19	1	10	10	470

**Tabell 4.4:** Lugeontest KH-02-17: soneinndeling, dybde fra dagen til sonene, lengde testintervaller, påført vanntrykk og mengde innpumpet vann i testen. Modifisert etter Langeland mfl. (2019).

<b>Borehull KH-02-17</b>							
<b>Sone</b>	<b>Fra [m]</b>	<b>Til [m]</b>	<b>Lengde testintervall [m]</b>	<b>Steg</b>	<b>Tid [min]</b>	<b>Påført vanntrykk [bar]</b>	<b>Innpumpet vann [l]</b>
1	-66,5	-73,5	7	1	10	7	570
2	-84,5	-87	2,5	1	10	4	130
				2	10	6	120
				3	30	8	420
				4	10	6	120
				5	10	4	100
3	-88,2	-90,5	2,3	1	10	5	520
4	-111,3	-114,3	3	1	10	10	60
5	-120,5	-123,5	3	1	10	5	240
				2	15	7,5	405
				3	30	10	840
				4	15	7,5	300
6	-268	-271,5	3,5	5	10	5	160
				1	10	10	110

**Tabell 4.5:** Lugeontest KH-01-18: dato, soneinndeling avgrenset av packere (fra-til [m]), dybde fra dagen til sonene, lengde testintervaller, påført vanntrykk og mengde innpumpet vann i testen. Modifisert etter Langeland mfl. (2019).

Borehull KH-01-18								
Sone	Dato	Fra [m]	Til [m]	Lengde testintervall [m]	Steg	Tid [min]	Påført vanntrykk [bar]	Innpumpet vann gj.snitt korrigert [l]
1	11.08.18	-41,9	-47,9	6	1	10	5	8,6
					2	10	7	14,3
					3	30	9	34,3
					4	10	7	38,6
					5	10	5	32,2
2	11.08.18	-47,9	-53,9	6	1	10	4	28,7
					2	10	6	46,0
					3	30	8	55,0
					4	10	6	41,7
					5	10	4	32,8
3	12.08.18	-53,9	-59,9	6	1	10	5	74,6
					2	10	7	68,6
					3	30	9	66,7
					4	10	7	71,4
					5	10	5	78,0
4	30.08.18	-65,5	-71,5	6	1	10	7	18,7
					2	10	9	16,3
					3	30	11	14,4
					4	10	9	10,1
					5	10	7	9,0
6	30.08.18	-84,5	-90,5	6	1	10	10	3,2
					2	10	12	3,3
					3	30	14	2,7
					4	10	12	2,0
					5	10	10	0,6
7	30.08.18	-141	-147	6	1	10	10	27,4
					2	10	12	25,4
					3	30	14	22,5
					4	10	12	24,7
					5	10	10	28,0
18	26.08.18	-218,9	-222,6	3,7	1	10	10	13,8
					2	10	12	12,9
					3	30	14	11,6
					4	10	12	11,4
					5	10	10	10,9

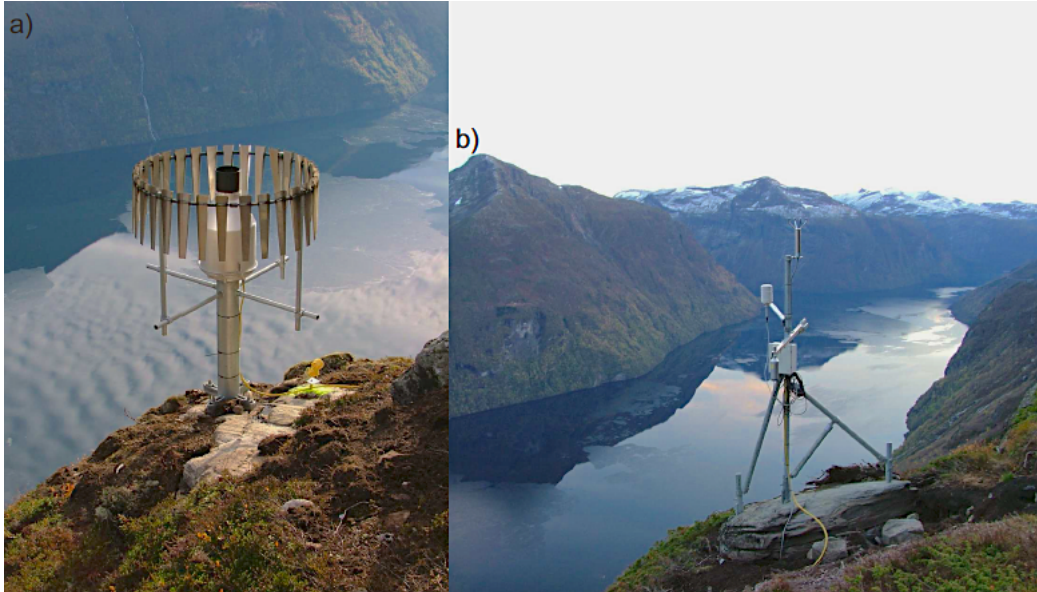
**Tabell 4.6:** Lugeontest KH-02-18: dato, soneinndeling avgrenset av packere (fra-til [m]), dybde fra dagen til sonene, lengde testintervaller, påført vanntrykk og mengde innpumpet vann i testen. Modifisert etter Langeland mfl. (2019).

Borehull KH-02-18								
Sone	Dato	Fra [m]	Til [m]	Lengde testintervall [m]	Steg	Tid [min]	Påført vanntrykk [bar]	Innpumpet vann gj.snitt korrigert [l]
2	17.09.18	-35,8	-41,8	6	1	10	2	221
					2	10	4	150
					3	30	6	130
					4	10	4	156
					5	10	2	235
3	18.09.18	-51	-57	6	1	10	3	204
					2	10	4	169
					3	30	6	133
					4	10	4	191
					5	10	3	279
4	19.09.18	-57	-63	6	1	10	2	281
					2	10	4	176
					3	30	6	130
					4	10	4	186
					5	10	3	278
5	04.10.18	-63	-69	6	1	10	6	62
					2	10	8	63
					3	30	10	59
					4	10	8	63
					5	10	6	60
6	05.10.18	-69	-76	7	1	10	8	4
					2	10	10	4
					3	30	12	6
					4	10	10	3
					5	10	8	3
10	05.10.18	-101	-109,5	8,5	1	10	10	4
					2	10	12	7
					3	30	14	8
					4	10	12	6
					5	10	10	4
14	-	-154	-160	6	1	10	10	3
					2	10	12	6
					3	30	14	9
					4	10	12	6
					5	10	10	4

### 4.3 Klimadata fra meteorologisk stasjon på Åknes

November 2004 ble det montert en meteorologisk stasjon med stasjonsnummer SN60240 like overfor det ustabile fjellpartiet på Åknes omtrent 900 m.o.h., se figur 4.3. Meteorologiske

parametere som nedbør, lufttemperatur, luftfuktighet, vindhastighet, vindretning, solstråling og snødybde blir målt kontinuerlig 2 meter over bakken. Alle instrumentene måler hvert femte sekund med unntak av snødybdesensoren som måler hvert 15 minutt (Grøneng, 2015).



**Figur 4.3:** Meteorologisk stasjon på Åknes der **a)** viser nedbørsmåleren, og **b)** viser instrument for måling av lufttemperatur, luftfuktighet, vindhastighet, vindretning, bakketemperatur, solstråling og snødybde (Grøneng, 2015).

Daglige nedbør- og temperaturdata er lastet ned fra Norsk Klimaservicesenter (Meteorologisk Institutt, 2019) og behandlet av undertegnede i Excel der mengde nedbør i millimeter og gjennomsnittlig lufttemperatur er plottet mot tiden. Disse klimadataene er presentert sammen med data fra piezometermålingene, for lettere å kunne gjøre sammenlikninger.

## 4.4 Strømnings- og temperaturmålinger

Marte Hyllseth har i sin masteroppgave blant annet analysert og tolket strømnings- og temperaturmålinger utført i 2017- og 2018-borehullene (Hyllseth, 2020). Strømningsmålingene gjennomført i borehullene KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 ble henholdsvis tatt 06.09.17, 02.10.17, 27.08.18 og 03.10.18. Temperaturmålingene for KH-01-18 og KH-02-18 ble målt hvert tiende minutt fra 26.06.19 til 05.08.19. Den fiberoptiske kabelen for temperaturmålinger, med målesensorer hver 20 cm, var senket ned i begge borehullene. Hyllseth sine resultater fra 2018-borehullene sammenliknes med resultater presentert i denne masteroppgaven. Hensikten er å oppnå en mer detaljert, felles tolkning og konklusjoner, spesielt i den engelsk artikkel skrevet av begge.

## 4.5 AutoCAD

Borehullsoversikt av KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 ble visualisert i AutoCAD av undertegnede i prosjektoppgaven høsten 2019, inkludert piezometere og packere med riktig dybde fra dagen. Disse tegningene finnes i vedlegg A for å gi supplerende oversikt, spesielt i forbindelse med resultatene fra piezometermålingene. Merk at disse illustrasjonene er hentet fra prosjektoppgaven skrevet av undertegnede høsten 2019.

## 4.6 Leapfrog Geo

Leapfrog Geo er et geologisk modelleringsverktøy i 3D med høy prosessorkapasitet. Det er utviklet av SRK Consulting and Applied Research Associated of New Zealand (ARANZ) (Fraile del Río, 2015). Programmet gjør det mulig å behandle små til veldig store datasett på en vanlig datamaskin (Fraile del Río, 2015). Med Leapfrog Geo kan det modelleres et nøyaktig bilde av geologien i et gitt område. Programmet er avansert fordi det kan håndtere og behandle data fra forskjellige kilder samtidig, eksempelvis borehullsdata, punkter, GIS, terrengoverflater med mer. Programmet er intuitivt og brukervennlig (Seequent, 2019).

Leapfrog Geo kan for eksempel håndtere sprekker og sprekkesett i en bergmasse, stratigrafi, strukturgeologi, terrengoverflater (både plane og volumetriske), ulike bergarter og bergartsgrenser, folder, forkastninger, strøk og fallretning med mer. Det er blant annet mulig å visualisere modeller fra ulike vinkler, lage tverrsnitt, gjøre modeller transparent, 2D og 3D stereonett, for å nevne noe. Leapfrog Geo gjør det mulig å visualisere det som er ønskelig (Seequent, 2019).

Modelleringen vil oppdateres automatisk og dynamisk til enhver tid etterhvert som nytt datamateriale blir tilgjengelig og legges til i et prosjekt. Leapfrog Geo sørger for at de etablerte dataene forblir de samme etterhvert som oppdateringen pågår (Seequent, 2019). Denne implisitte, dynamiske modelleringen bruker matematisk tilpasning av en overflaten til en rekke kjente datapunkter, og programvarens prosess innebærer å interpolere denne overflaten mot de kjente datapunktene (Fraile del Río, 2015). Ny informasjon kan også bli lagt til manuelt, og dette kan implementeres i modellen for å oppnå et samsvar mellom måledata og tolkninger (Fraile del Río, 2015). Programvaren gjør det også mulig å "fryse" datainput etter behov, samt la brukeren bestemme når og hvilke data som skal behandles. I tillegg er det mulig å lage statistiske modeller for sammenlikning med andre prosjekter. Bedre forståelse for programmet og brukerområdet reduserer unøyaktigheter og feil på datainput (Seequent, 2019).

Hyllseth har i sin masteroppgave behandlet data i Leapfrog Geo (Hyllseth, 2020). Topografi, plassering av borehullene, sprekker, strømnings- og temperaturmålinger og resultater fra Lugeontestene er implementert i programvaren. Undertegnede har sendt resultater fra Lugeontestene til Hyllseth for videre visualisering. I den engelske artikkelen (vedlegg D), som både Hyllseth og undertegnede har utarbeidet, presenteres alle resultatene. I denne masteroppgaven visualiseres resultatene fra Lugeontestene og RQD-verdier (Rock Quality Designation) i tverrsnitt gjennom KH-01-18 og KH-02-18, som er tilsendt fra Hyllseth.

## Resultater

I dette kapittelet blir resultatene i masteroppgaven presentert.

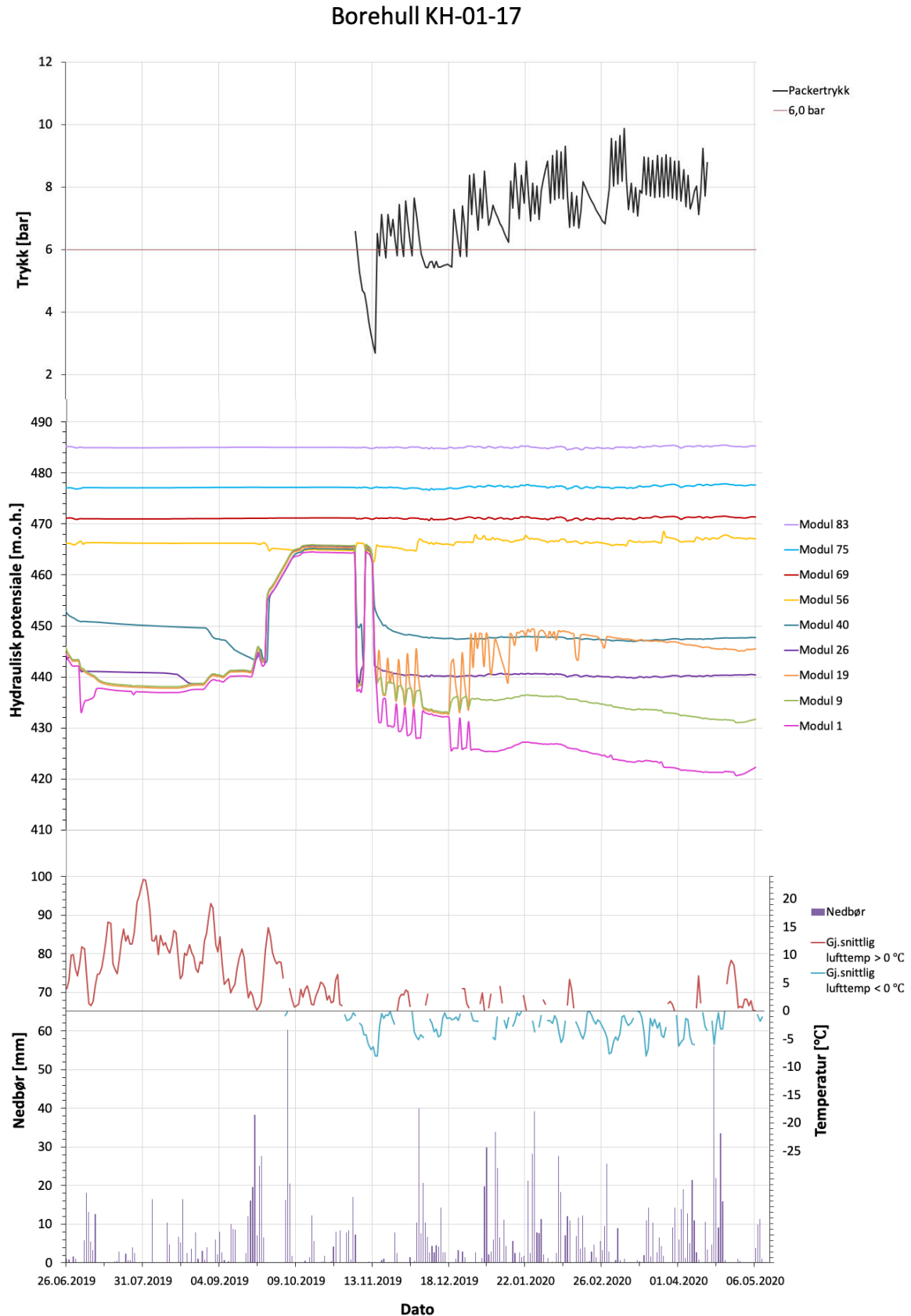
### 5.1 Piezometermålinger

I dette delkapittelet presenteres resultater fra piezometermålinger. Figur 5.1, 5.2, 5.3 og 5.4 viser graf for målt packertrykk og grafer for endringer i hydraulisk potensial for alle piezometermoduler i henholdsvis KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18. I tillegg er gjennomsnittlig temperaturer over og under 0 °C samt nedbør i millimeter presentert. Dataene som er fremstilt er basert på måleperiodene for både piezometermålinger og packertrykk i hvert borehull, se tabell 4.1.

Data fra piezometertestene bestod av rundt 20 målinger av hydraulisk potensial per dag. Det er tatt et gjennomsnitt av disse målingene med hensikt å få én verdi per dag. Grafene for hydraulisk potensial [moh.] i hver modul i de følgende figurene viser dermed én måling per dag gjennom den gitte måleperioden. Hydraulisk potensial for én modul, er høyden over havet (fra fjorden) opp til piezometerets plassering pluss trykkehøyden [m]. Trykkehøyden er antall meter vannsøyle piezometeret måler over piezometerets plassering, se illustrasjon i figur 2.2. I vedlegg C finnes alle moduler plottet i egne diagrammer. Merk at modulene i hvert borehull har en bestemt farge.

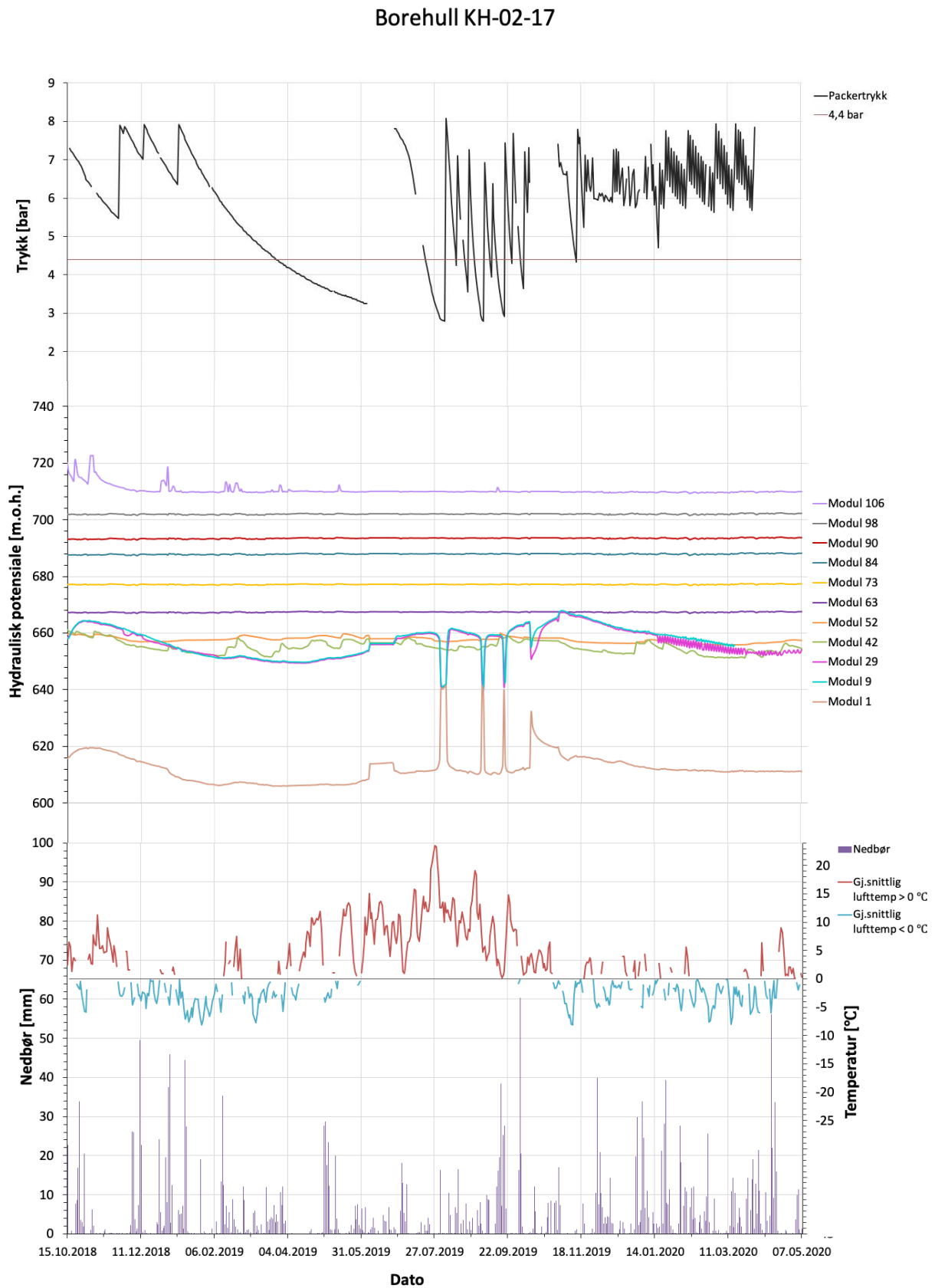
Graf for packertrykket for hvert borehull i de følgende figurene viser registrert trykk i packeren [bar] med tiden. Packertrykk kan påvirke piezometermålingene og dermed det hydrauliske potensialet. I tillegg er det markert en rød linje, bestemt trykk [bar], som viser lavest akseptert trykk. Lavere trykk betyr antageligvis defekt packer.

I vedlegg A finnes oversiktstegninger der piezometerne og packerene er inkludert. I vedlegg finnes resultater presentert i tabeller B.

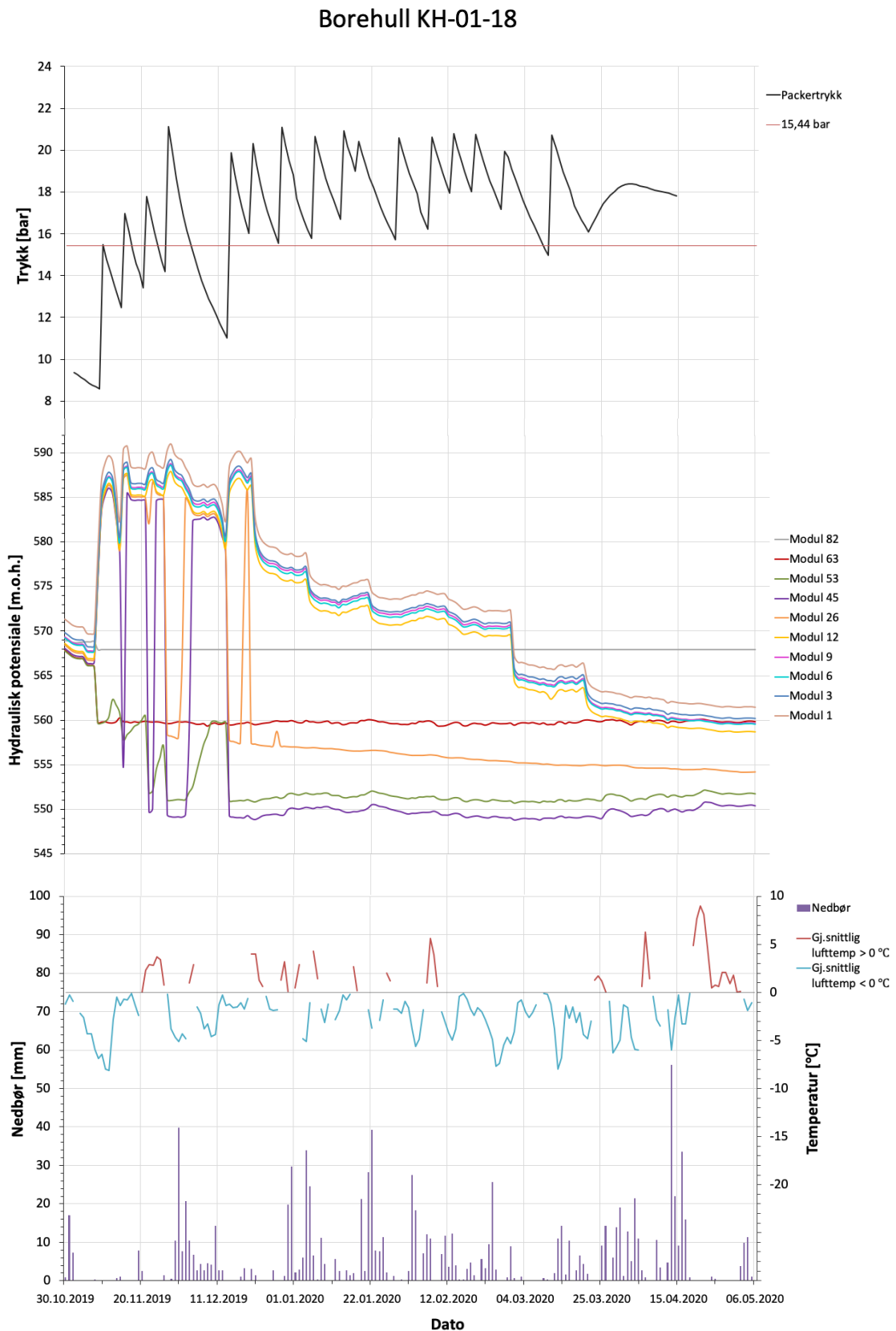


**Figur 5.1:** Hydraulisk potensial og packertrykk for KH-01-17, samt lufttemperaturer og nedbør.

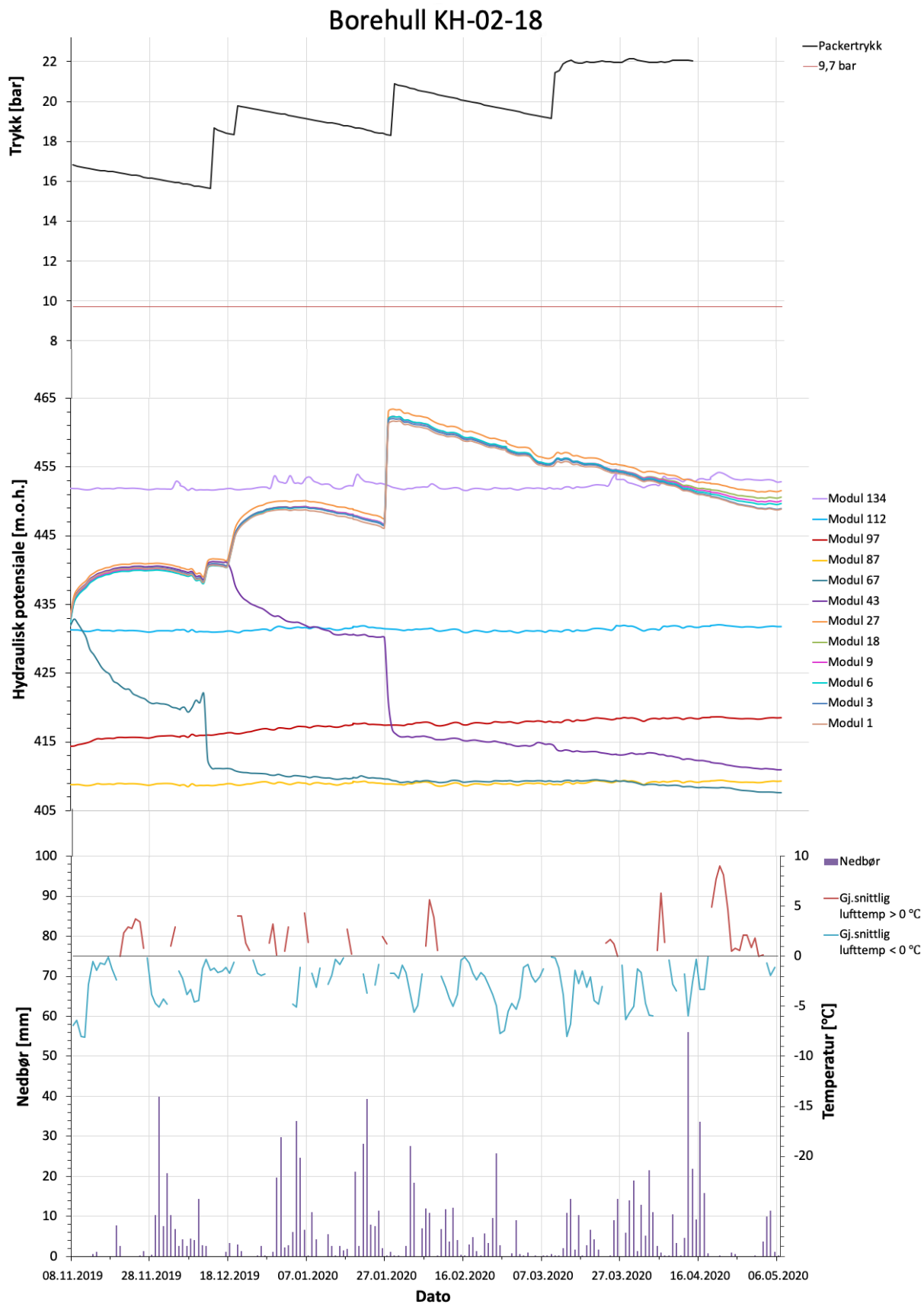




**Figur 5.2:** Hydraulisk potensial og packertrykk for KH-02-17, samt lufttemperaturer og nedbør.



Figur 5.3: Hydraulisk potensiale og packertrykk for KH-01-18, samt lufttemperaturer og nedbør.

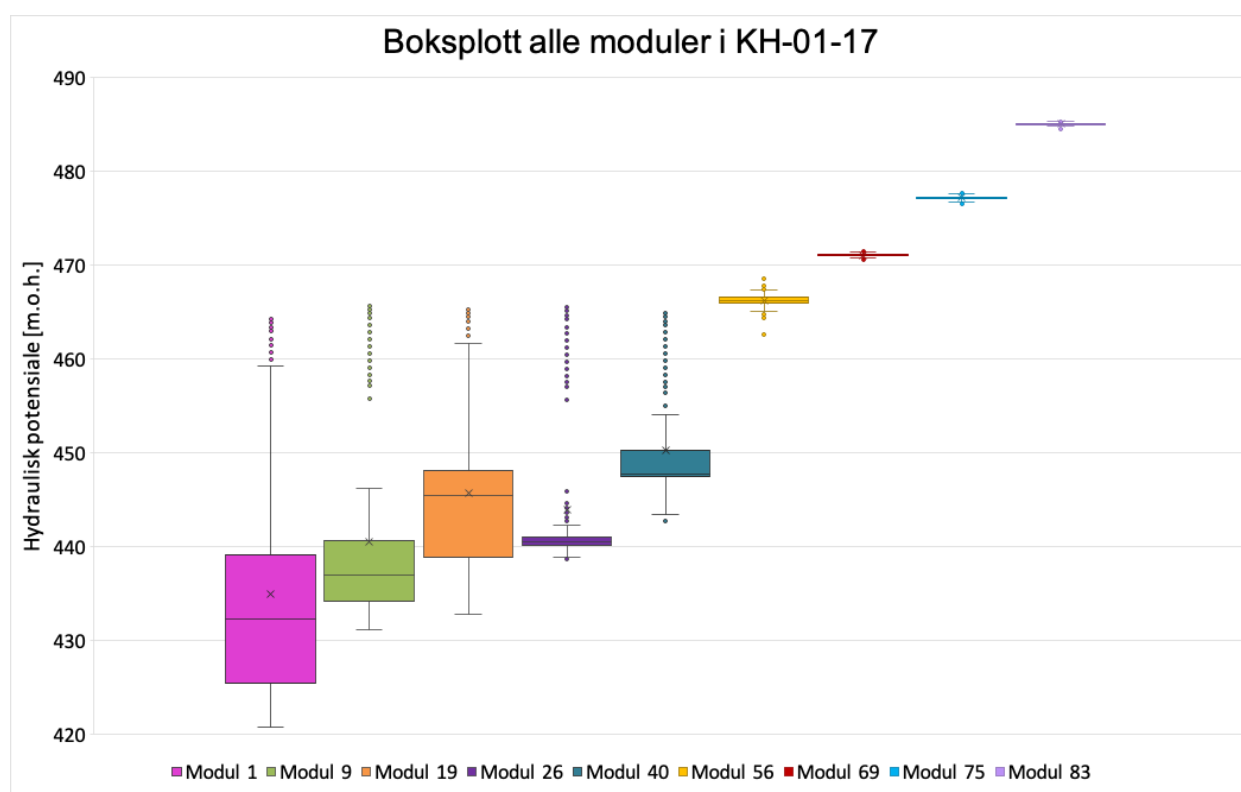


Figur 5.4: Hydraulisk potensiale og packertrykk for KH-02-18, samt lufttemperaturer og nedbør.

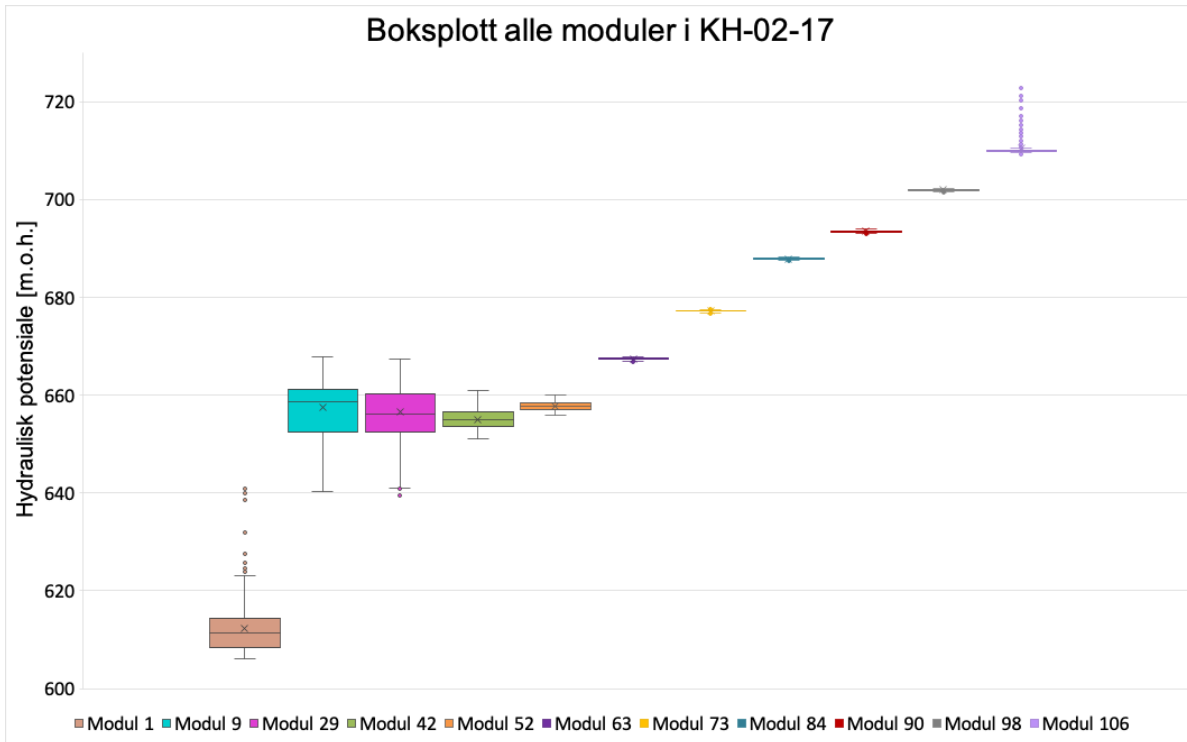
### 5.1.1 Hydraulisk potensial presentert som boksplott

Figur 5.5, 5.6, 5.7 og 5.8 viser boksplott for henholdsvis borehull KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18. Boksplottene viser også hydraulisk potensial målt i hver modul, og er dermed en annerledes fremstilling av piezometermålingene sammenliknet med grafene i forrige kapittel. Antall målinger per boksplott er lik antall dager i måleperioden for hvert borehull, se figur 4.1.

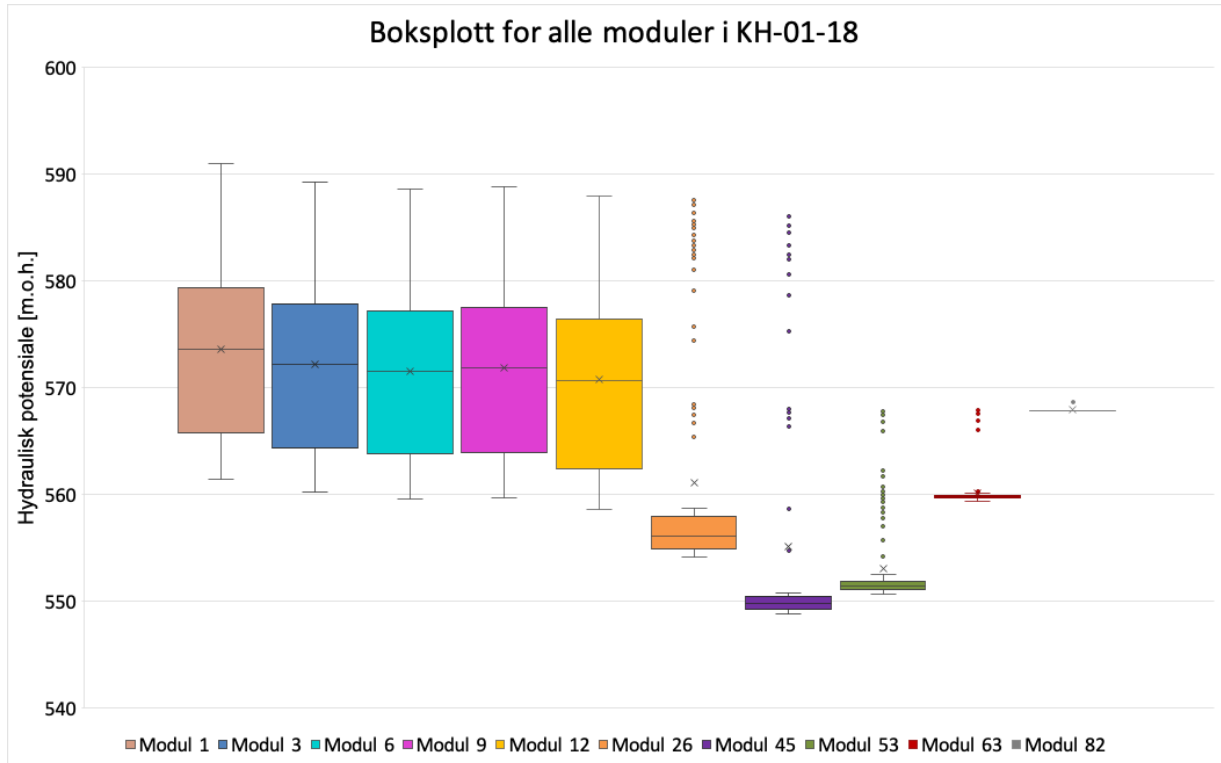
Boksplottene viser 25 og 75 % kvartiler (kvartil 1 og 3) inkludert median og ekstremverdier (eng: outliers). Det betyr at 25 % av målingene er lavere enn nedre kvartil (kvartil 1) og 25 % av målingene er høyere enn øvre kvartil (kvartil 3). I vedlegg B finnes tabeller med detaljert informasjon tilhørende boksplottene. Merk at fargene på boksplottene samsvarer med fargene til grafene for hydraulisk potensial i figurene i forrige kapittel 5.1.



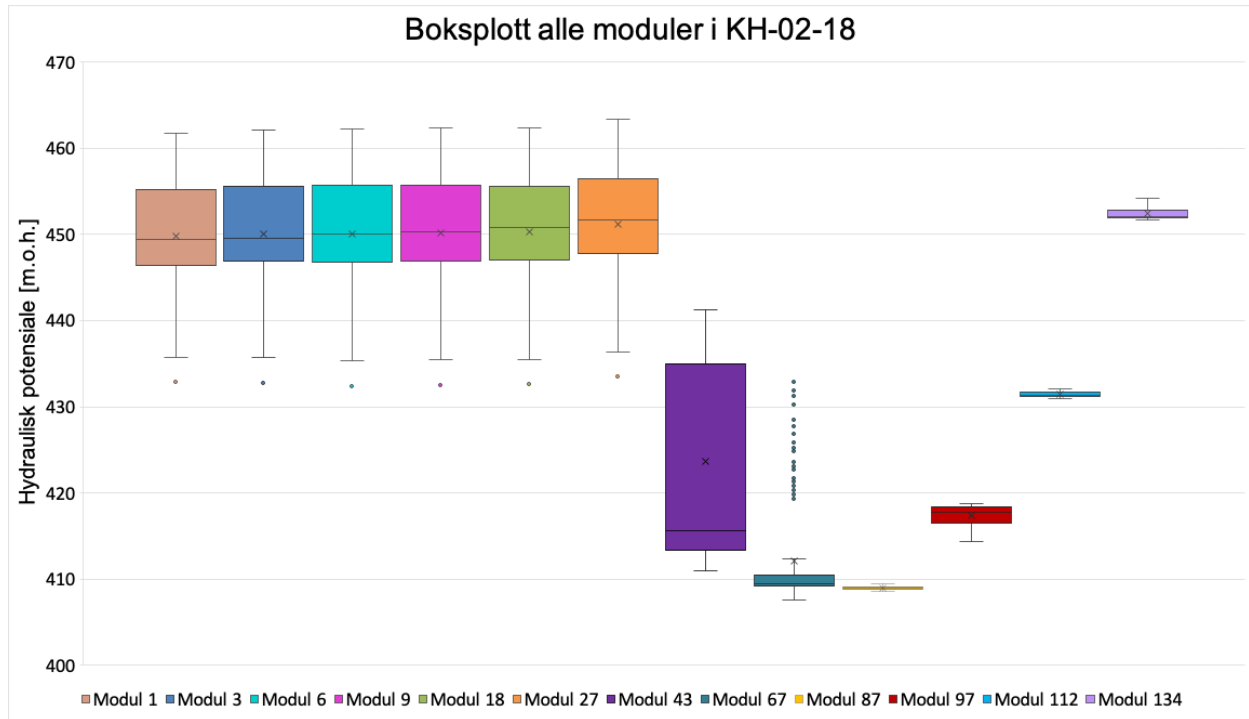
**Figur 5.5:** Boksplott for endring i hydraulisk potensial i KH-01-17 med 25 og 75 % kvartiler inkludert median og ekstremverdier. Det er 315 målinger per boksplott.



**Figur 5.6:** Boksplott for endring i hydraulisk potensial i KH-02-17 med 25 og 75 % kvartiler inkludert median og ekstremverdier. Det er 570 målinger per boksplott.



**Figur 5.7:** Boksplott for endring i hydraulisk potensial i KH-01-18 med 25 og 75 % kvartiler inkludert median og ekstremverdier. Det er 189 målinger per boksplott.



**Figur 5.8:** Boksplott for endring i hydraulisk potensial i KH-02-18 med 25 og 75 % kvartiler inkludert median og ekstremverdier. Det er 186 målinger per boksplott.

## 5.2 Lugeontester

I dette delkapittelet er resultatene fra Lugeontestene presentert i oversiktlige tabeller og grafer. For utregning av Lugeonverdi og estimering av omtrentlig hydraulisk konduktivitet, er henholdsvis likning 2.11 og tabell 2.2 benyttet.

### 5.2.1 KH-01-17

I tabell 5.1 presenteres resultater fra Lugeontestene utført i to soner i KH-01-17. Resultatene baseres på målinger i tabell 4.3.

**Tabell 5.1:** Resultater Lugeontester i KH-01-17, inkludert målt vanntap og beregnet Lugeonverdi samt kommentarer. Modifisert etter Langeland mfl. (2019) og NVE (2020).

Borehull KH-01-17				
Sone	Steg	Vanntap [l/min/m]	Lugeonverdi [(l/min/m)*(10/P)]	Kommentar
1	1	0,82	0,81	Oppblåsbar packer defekt.
2	1	2,36	2,36	Oppblåsbar packer defekt.

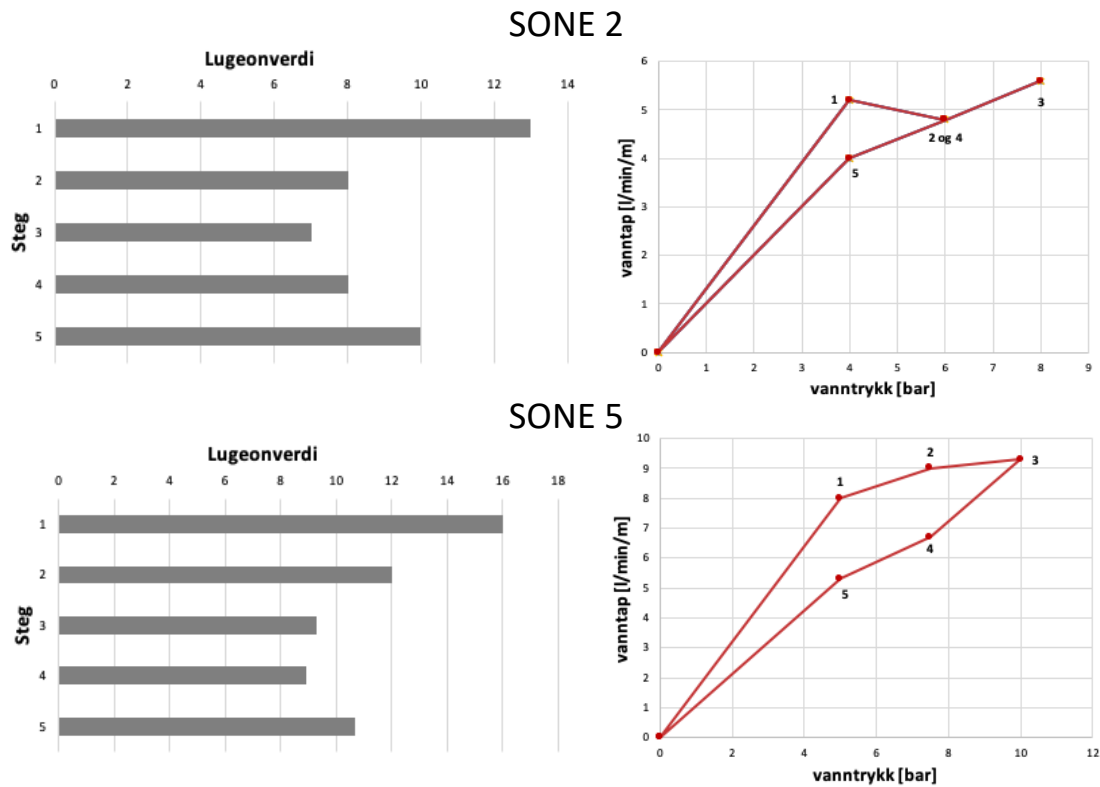
### 5.2.2 KH-02-17

I tabell 5.2 presenteres resultater fra Lugeontestene utført i KH-02-17, basert på verdier i tabell 4.4. Figur 5.9 viser grafiske fremstillinger av resultatene for sone 2 og 5. De liggende stolpediagrammene viser utregnede Lugeonverdier i steg 1 til 5. Linjediagrammene viser påført vanntrykk i testen mot vanntap, inkludert tall for hvert steg.

Basert på bakgrunnsteorien i figur 2.9 og 2.10, og diagrammene i figur 5.9, skjer det turbulent strømming i både sone 2 og 5. De representative Lugeonverdiene finnes i tabell 5.2. Ifølge tabell 2.2 er den hydrauliske konduktiviteten mellom  $6 \cdot 10^{-7}$  og  $2 \cdot 10^{-6}$  m/s, og sprekkene klassifisert som delvis åpne.

**Tabell 5.2:** Resultater Lugeontester i KH-02-17, inkludert målt vanntap og beregnet Lugeonverdi samt kommentarer. Modifisert etter Langeland mfl. (2019) og NVE (2020).

Borehull KH-02-17				
Sone	Steg	Vanntap [l/min/m]	Lugeonverdi [(l/min/m)*(10/P)]	Representativ Lugeonverdi L og øvrige kommentarer
1	1	8,14	11,6	Glideplan 2 er registrert ved 67 meters dybde, så den ligger midt i sone 1.
2	1	5,2	13	Turbulent strømming. L = 7 Flowmeteret registrerte strømming.
	2	4,8	8	
	3	5,6	7	
	4	4,8	8	
	5	4	10	
3	1	22,6	45,2	Observert relativt store, åpne sprekker.
4	1	2	2	Observert relativt store, åpne sprekker.
5	1	8	16	Turbulent strømming. L = 9,3 Flowmeter registrerte strømming.
	2	9	12	
	3	9,3	9,3	
	4	6,7	8,9	
	5	5,3	10,7	
6	1	3,1	3,1	Flowmeter er ikke utført i denne sonen pga. dypet. Det er observert en stor, åpen sprekk.



**Figur 5.9:** Grafiske fremstillinger av resultater fra Lugeontester for sone 2 og 5 i KH-02-17, basert på data fra Langeland mfl. (2019) og NVE (2020).

### 5.2.3 KH-01-18

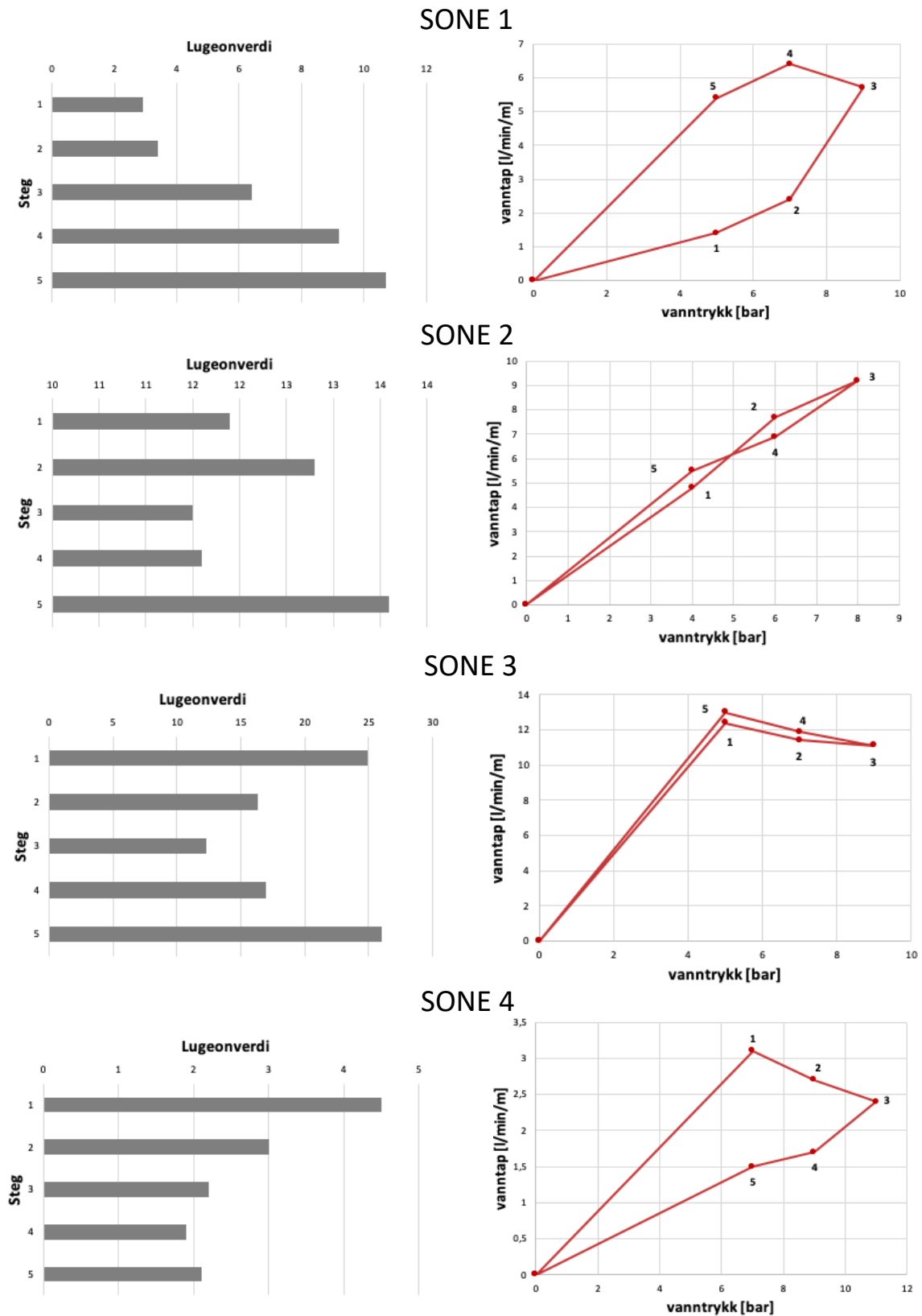
I tabell 5.3 presenteres resultater fra Lugeontestene utført i syv soner i borehull KH-01-18. Resultatene baseres på målingene i tabell 4.5. Merk at Lugeonverdier for sone 5 og 8-17 ikke er presentert i tabellen, ettersom Lugeontestene målte verdier lik null/tilnærmet null. Det antas dermed tilnærmet stillestående grunnvann i disse sonene.

Figur 5.10 og 5.11 viser grafiske fremstillinger av resultatene. Ved å sammenlikne stolpe- og linjediagrammene med bakgrunnsteorien presentert i figur 2.9 og 2.10, er det mulig å anta type oppførsel/gruppe i hver sone. Illustrasjonstegningen i figur 5.12 inkluderer gruppe/oppførsel, representative Lugeonverdier og antatt hydraulisk konduktivitet for hver sone.



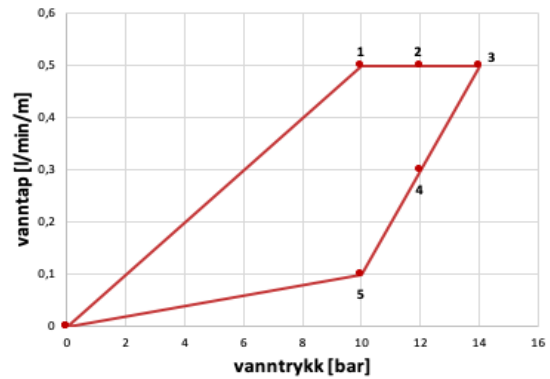
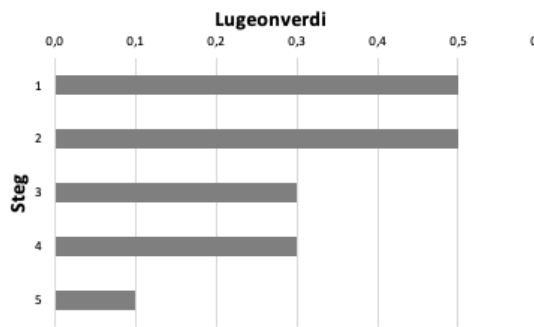
**Tabell 5.3:** Resultater Lugeontester i KH-01-18, inkludert målt vanntap og beregnet Lugeonverdi samt gruppe/oppførsel. Modifisert etter Langeland mfl. (2019) og NVE (2020).

Borehull KH-01-18				
Sone	Steg	Gj.snitt [l/min/m]	Lugeonverdi gj.snitt [(l/min/m)*(10/P)]	Representativ Lugeonverdi L og øvrige kommentarer
1	1	1,4	2,9	Utvasking. L = 10,7
	2	2,4	3,4	
	3	5,7	6,4	
	4	6,4	9,2	
	5	5,4	10,7	
2	1	4,8	11,9	Laminær strømning. L = 12,3
	2	7,7	12,8	
	3	9,2	11,5	
	4	6,9	11,6	
	5	5,5	13,6	
3	1	12,4	24,9	Turbulent strømning. L = 12,3
	2	11,4	16,3	
	3	11,1	12,3	
	4	11,9	17,0	
	5	13,0	26,0	
4	1	3,1	4,5	Innfylling. L = 2,1
	2	2,7	3,0	
	3	2,4	2,2	
	4	1,7	1,9	
	5	1,5	2,1	
6	1	0,5	0,5	Innfylling. L = 0,1
	2	0,5	0,5	
	3	0,5	0,3	
	4	0,3	0,3	
	5	0,1	0,1	
7	1	4,6	4,6	Turbulent strømning. L = 2,7
	2	4,2	3,5	
	3	3,7	2,7	
	4	4,1	3,4	
	5	4,7	4,7	
18	1	3,7	3,7	Turbulent strømning. L = 2,2
	2	3,5	2,9	
	3	3,1	2,2	
	4	3,1	2,6	
	5	2,9	2,9	

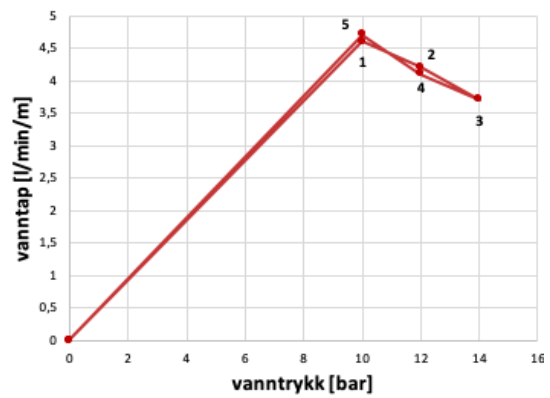
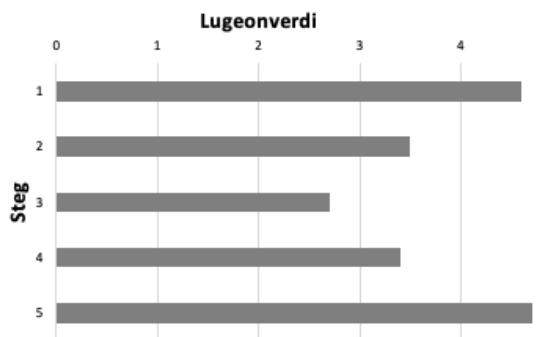


**Figur 5.10:** Grafiske fremstillinger av resultater fra Lugeontester for sone 1, 2, 3 og 4 i KH-01-18, basert på data fra Langeland mfl. (2019) og NVE (2020).

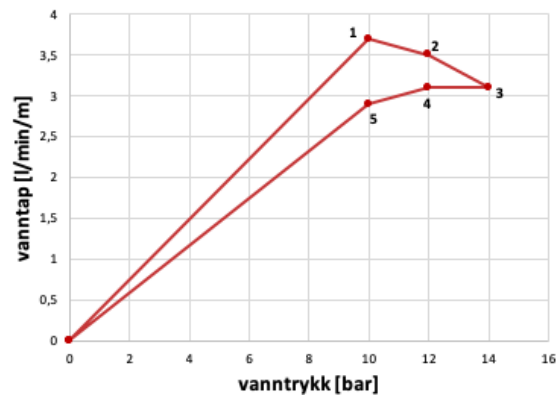
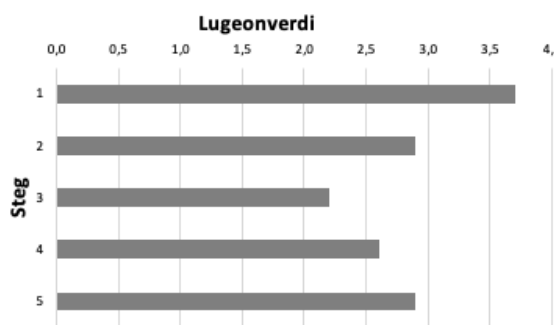
## SONE 6



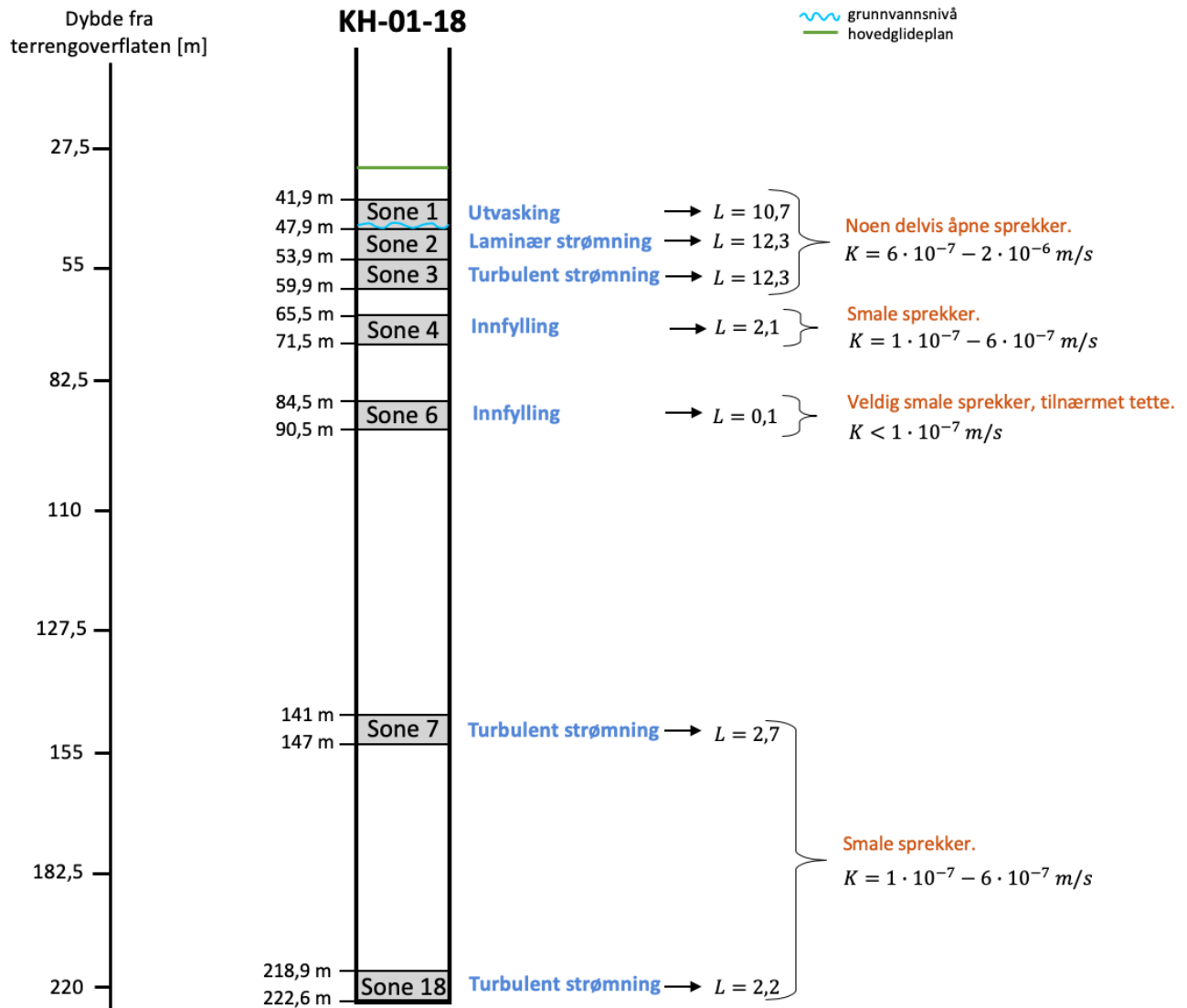
## SONE 7



## SONE 18



**Figur 5.11:** Grafiske fremstillinger av resultater fra Lugeontester for sone 6, 7 og 18 i KH-01-18, basert på data fra Langeland mfl. (2019) og NVE (2020).



**Figur 5.12:** Illustrasjonsfigur Lugeonresultater, inkludert dybder til sonene, oppførsel/gruppe, Lugeonverdi L og antatt hydraulisk konduktivitet.

### 5.2.4 KH-02-18

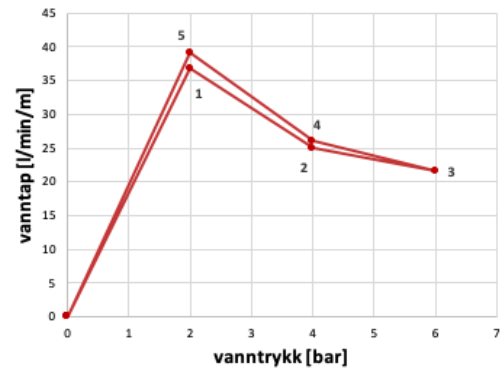
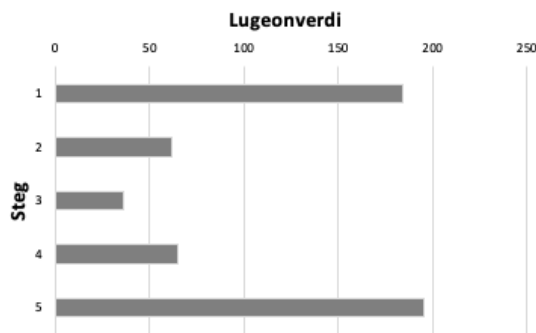
I tabell 5.4 presenteres resultater fra Lugeontestene utført i syv soner i borehull KH-02-18. Resultatene baseres på målinger i tabell 4.6. Merk at Lugeonverdier for sone 1, 7-9, 11-13, 15 og 16 ikke er presentert i tabellen, ettersom Lugeontestene målte verdier lik null/tilnærmet null. Det antas dermed tilnærmet stillestående grunnvann i disse sonene.

Figur 5.13 og 5.14 viser grafiske fremstillinger av resultatene. Ved å sammenlikne stolpe- og linjediagrammene med bakgrunnsteorien presentert i figur 2.9 og 2.10, er det mulig å anta type oppførsel/gruppe i hver sone. Illustrasjonstegningen i figur 5.15 inkluderer gruppe/oppførsel, representative Lugeonverdier og antatt hydraulisk konduktivitet for hver sone.

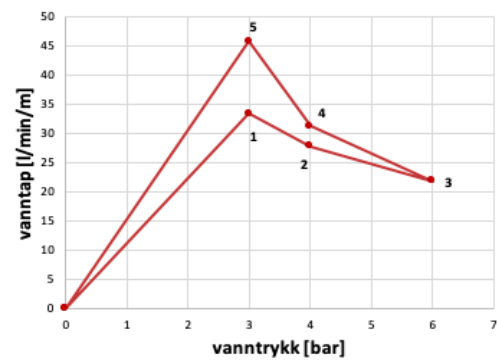
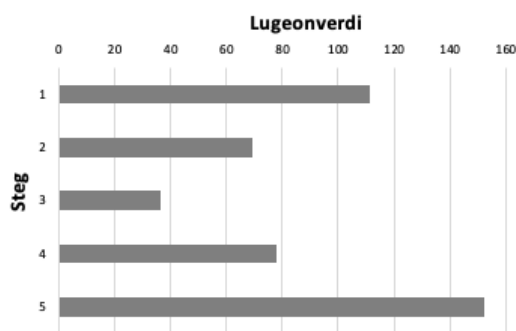
**Tabell 5.4:** Resultater Lugeontester i KH-02-18, inkludert målt vanntap og beregnet Lugeonverdi samt gruppe/oppførsel. Modifisert etter Langeland mfl. (2019) og NVE (2020).

Borehull KH-02-18				
Sone	Steg	Gj.snitt [l/min/m]	Lugeonverdi gj.snitt [(1/min/m)*(10/P)]	Representativ Lugeonverdi L og øvrige kommentarer
2	1	36,8	184,2	Turbulent strømning. L = 36,0
	2	24,9	62,3	
	3	21,6	36,0	
	4	26,0	65,0	
	5	39,1	195,4	
3	1	33,4	111,3	Turbulent strømning. L = 36,3
	2	27,7	69,3	
	3	21,8	36,3	
	4	31,2	78,1	
	5	45,7	152,5	
4	1	46,8	233,8	Turbulent strømning. L = 36,1
	2	29,3	73,1	
	3	21,7	36,1	
	4	31,0	77,5	
	5	46,3	231,3	
5	1	10,3	17,1	Turbulent strømning. L = 9,9 Observasjon fra televierer viser mange sprekker i sonen.
	2	10,5	13,1	
	3	9,9	9,9	
	4	10,5	13,2	
	5	10,0	16,6	
6	1	0,5	0,7	Utvidelse. L = 0,5 Observasjon fra televierer og flowmeter viser noen sprekker i sonen.
	2	0,6	0,6	
	3	0,8	0,7	
	4	0,5	0,5	
	5	0,4	0,5	
10	1	0,4	0,4	Utvidelse. L = 0,4 Observasjon fra televierer tilsier en oppsprukket sone.
	2	0,8	0,7	
	3	1,0	0,7	
	4	0,8	0,6	
	5	0,4	0,4	
14	1	0,6	0,6	Utvidelse. L = 0,7. Det er observert aktive sprekker i sonen.
	2	1,1	0,9	
	3	1,5	1,0	
	4	1,0	0,9	
	5	0,7	0,7	

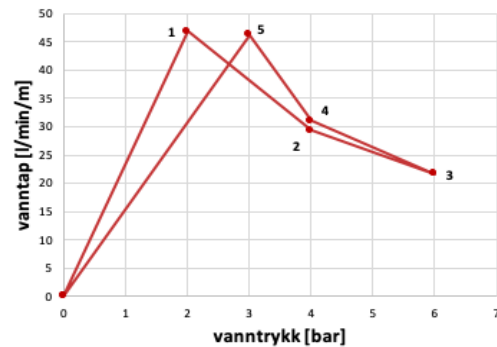
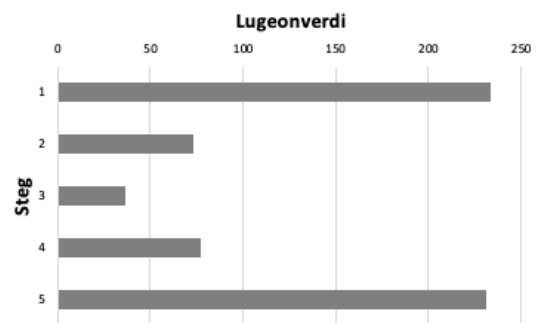
## SONE 2



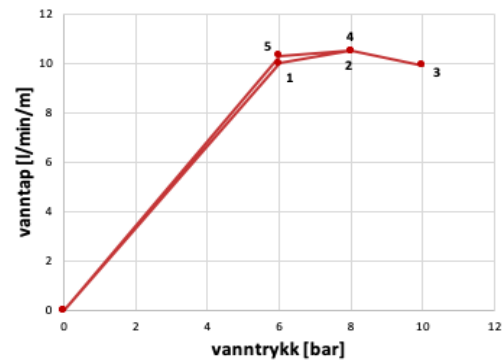
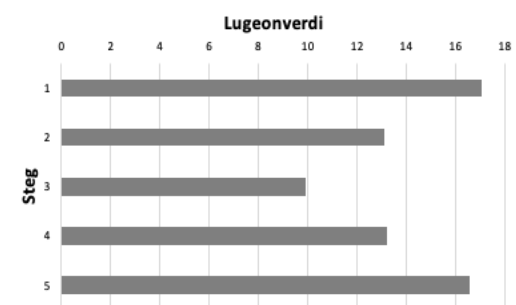
## SONE 3



## SONE 4

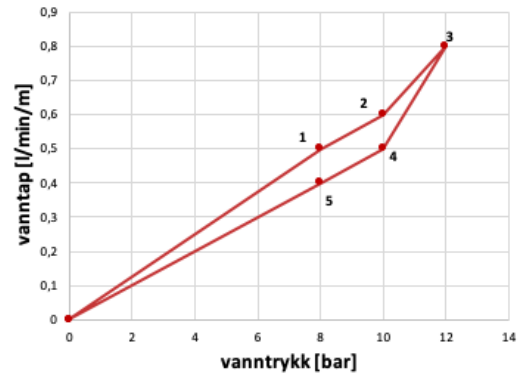
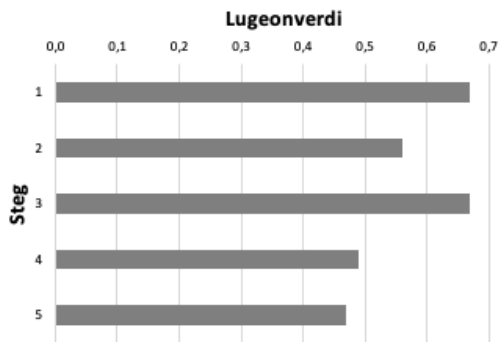


## SONE 5

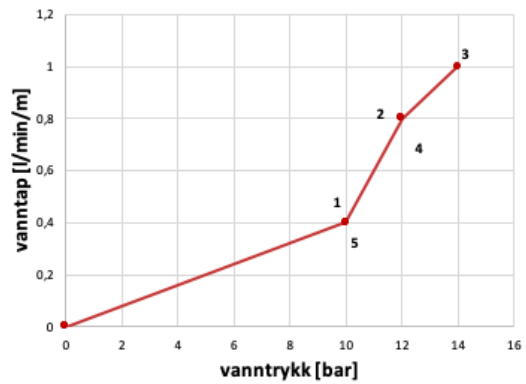
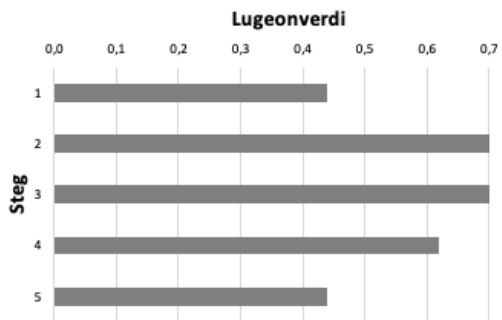


**Figur 5.13:** Grafiske fremstillinger av resultater fra Lugeontester for sone 2, 3, 4 og 5 i KH-02-18, basert på data fra Langeland mfl. (2019) og NVE (2020).

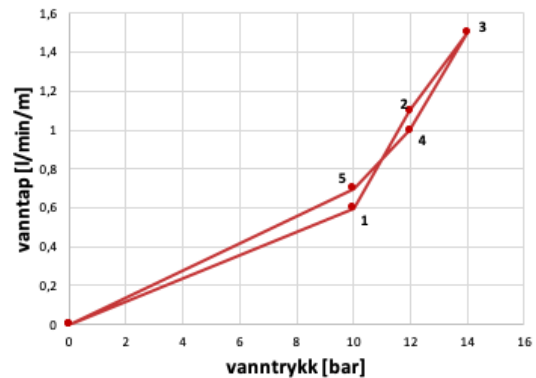
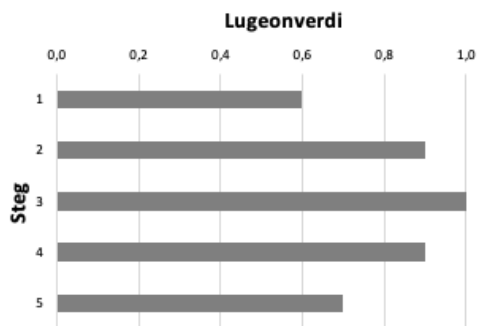
## SONE 6



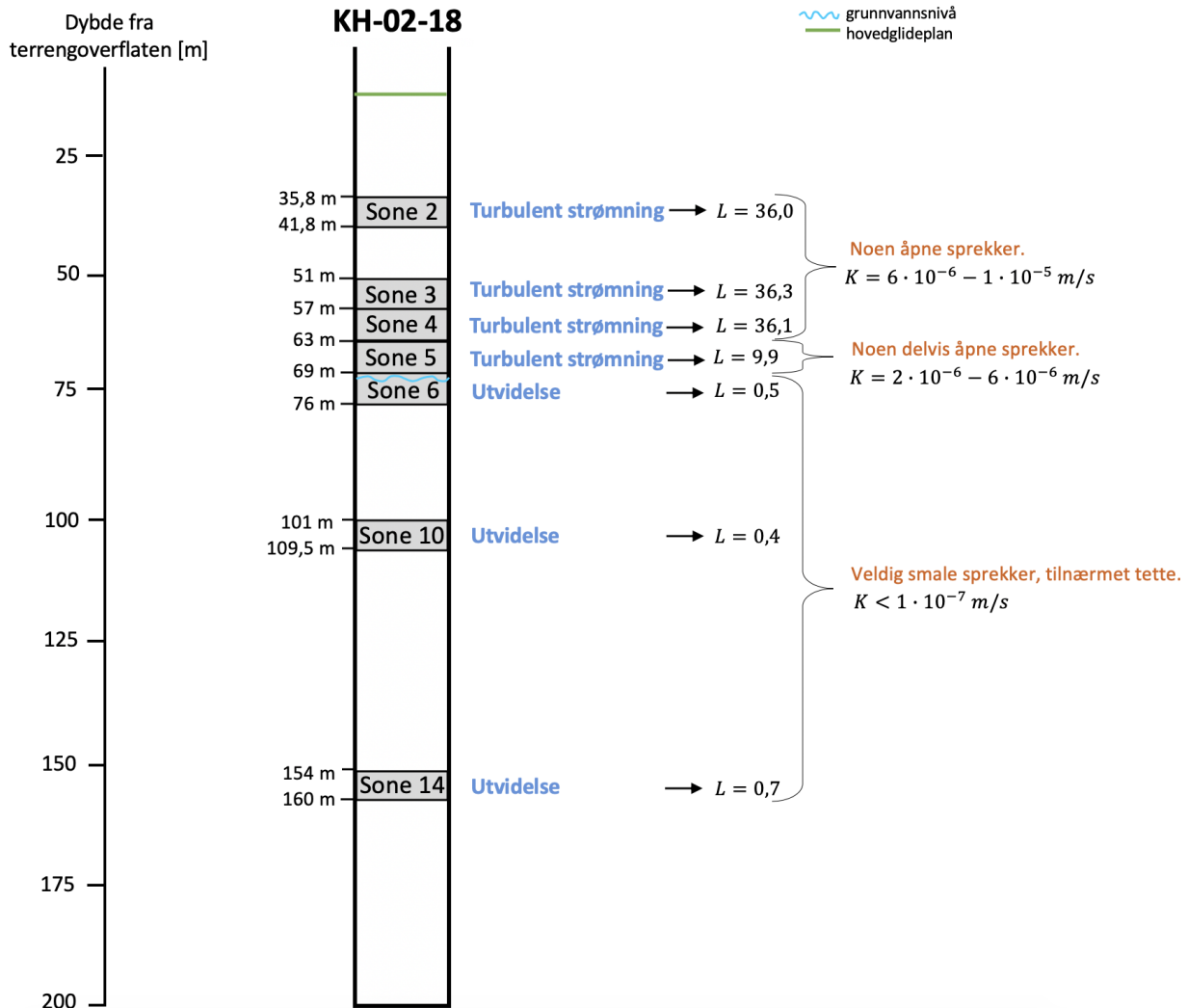
## SONE 10



## SONE 14



**Figur 5.14:** Grafiske fremstillinger av resultater fra Lugeontester for sone 6, 10 og 14 i KH-02-18, basert på data fra Langeland mfl. (2019) og NVE (2020).

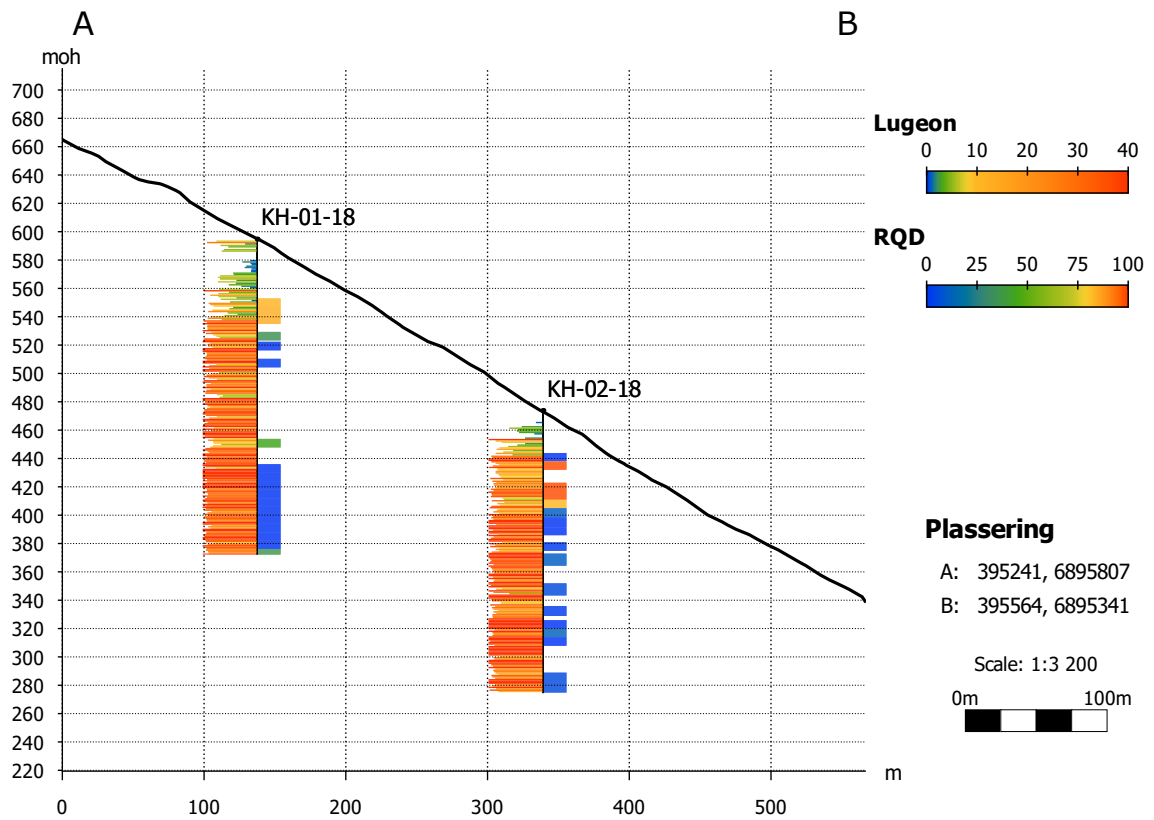


**Figur 5.15:** Illustrasjonsfigur Lugeonresultater, inkludert dybder til sonene, oppførsel/gruppe, Lugeonverdi L og antatt hydraulisk konduktivitet.

### 5.2.5 Lugeonresultater og RQD visualisert i Leapfrog Geo

Figur 5.16 viser et tverrsnitt gjennom KH-01-18 og KH-02-18, der Lugeonresultatene i hver sone og RQD-verdier (Rock Quality Designation) er visualisert langs hele borehullet ved bruk av programvaren Leapfrog Geo (Hyllseth, 2020). RQD er et mål på oppsprekingsgraden i kjerneprøvene fra borehullet og er hentet fra tidligere målinger (Tønset, 2019). Desto lavere RQD-verdi, desto større er oppsprekningen. Merk at alle sonene i hvert borehull er inkludert i denne fremstillingen, det vil si 18 soner i KH-01-18 og 16 soner i KH-02-18. Det betyr representative Lugeonverdiene presentert i tabell 5.3 og 5.4, samt de sonene som fikk måleresultater tilnærmet lik null.





**Figur 5.16:** Tverrsnitt gjennom borehullene KH-01-18 og KH-02-18, der RDQ vises til venstre og Lugeonverdiene til høyre. Her er alle sonene i Lugeontestene visualisert; 18 soner i KH-01-18 og 16 soner i KH-02-18.



## Diskusjon

Været og klimaet på Vestlandet er kjent for store nedbørmengder som regn og snø, samt variasjoner i klimatiske forhold (korttids-, årstids- og årsvariasjoner). Grunnvannsnivået og sprekkevannstrykket varierer derfor med tiden, og kan påvirke stabiliteten i fjellsiden på Åknes. Lange perioder med piezometermålinger registrerer disse endringene. De største regnmengdene faller om høsten og om våren fører snøsmelting til store mengder overflatevann som infiltrerer i berggrunnen. Ifølge Biørn-Hansen (2019) infiltrerer 15 % av alt vann fra nedbør og snøsmelting direkte inn fjellpartiet, dvs. 207 mm/år. Klimamodeller estimerer at nedbørmengdene om høsten vil øke med hele 20,2% på Vestlandet i fremtiden. Det er derfor sannsynlig med økt ustabilitet i fjellpartiet, ettersom de drivende kreftene blir større som følge av økt sprekkevannstrykk grunnet større mengder vanninfiltrasjon. Vinteren blir kortere og snø faller heller som regn, siden årlige lufttemperaturer vil øke med 2,6°C ved Åknes. Dette gir muligens kortere snøsesong, men snøsmelting vil likevel forekomme og kanskje bli kraftigere og mer intens om våren. Målet med masteroppgaven er å tolke hvordan grunnvannet og sprekkevannstrykket endrer seg med tiden. Dette er viktig informasjon når drenering som stabiliserende effekt skal vurderes av NVE.

Ved boring av åpne borehull og installering av instrumenter kan grunnvannsnivået synke i forhold til naturlig nivå. Borehull kan også være plassert i områder av bergmassen som ikke er representative for resten av området, for eksempel færre sprekker i forhold til resten av bergmasseområdet eller sprekker med lavere sprekkekonduktivitet som følge av for eksempel leire. Dette kan være tilfelle i borehull(ene) på Åknes. Resultatene fra Lugeon- og piezometermålingene kan derfor være noe usikre, samt resultater fra andre gjennomførte målinger.

Borehullene KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 er boret til nesten 300 meters dyp under terrengets overflate, men DMS-kolonnene dekker kun de første par hundre meterene, se detaljer for hvert borehull i tabell 4.1. Piezometerene på Åknes tåler imidlertid kun et vanntrykk tilsvarende omtrentlig 172,4 meters vannsøyle (NVE, 2020). Dette er en mulig årsak til at DMS-kolonnene ikke dekker hele borehullet og dermed ingen kontinuerlige piezometermålinger i de nederste delene av borehullene. Lugeontestene utført i KH-01-18 og KH-02-18 registrerte derimot målinger langs hele borehullet.

## 6.1 Piezometertestene

I dette delkapittelet diskuteres resultatene fra piezometertestene utført i KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18. Det innebærer endringer i hydraulisk potensial for alle moduler, endringer i packertrykk og nedbør- og temperaturdata. I tillegg diskuteres boksplottene. I vedlegg A og C finnes henholdsvis borehullsoversikter og plott for hver modul. Merk at hver modul har sin egen farge, både i grafene for hydraulisk potensiale og boksplottene.

Utregnet gjennomsnittlig hydraulisk potensial og trykkehøyde presentert i tabellene i vedlegg B er gjennomsnitt av alle målingene gjort i hver modul. Eventuelle store variasjoner og/eller ekstremverdier påvirker gjennomsnittsverdien, og kan derfor være en feilkilde. Resultatene gir imidlertid en indikasjon på hvor det hydrauliske potensialet og størrelsen på trykkehøyden er, målt i hver modul. Boksplottene, derimot, inkluderer ekstremverdiene (outliers). Variansen mellom kvartil 1 og 3 (25% og 75%-kvartil) gir derfor mer nøyaktige resultater.

Det er viktig å presisere at målinger fra forskjellige tester viser ulike dybder til grunnvannsnivået, og at det fluktuerer med flere meter. Ettersom piezometertestene er kontinuerlige, vil piezometerene måle ulike grunnvannsnivå som varierer gjennom årstidene. Dette kan svekke troverdigheten i tolkning av resultatene. I de følgende avsnittene er det tatt utgangspunkt i oppgitte grunnvannsnivåer i tabell 3.1 med forbehold om at dette kan være en feilkilde.

### 6.1.1 Packertrykk piezometertest

Packerene er plassert mellom piezometerene i DMS-kolonnene i borehullene, se vedlegg A. Packertrykket er plottet i figur 5.1, 5.2, 5.3 og 5.4. Til tross for flere packere i hvert borehull, er det imidlertid kun tatt målinger i én packer. I tillegg er det ukjent hvilken dybde det er målt ved. For å oppnå korrekte piezometermålinger, må packerene være tilstrekkelig oppblåst for isolering av testsonen. ”Riktig” trykk i en packer avhenger av hvilket dyp packeren er plassert i. Desto dypere i borehullet, desto høyere vannsøyle og desto høyere packertrykk kreves. Det er derfor stor usikkerhet knyttet til packertrykkene. Likevel er det mulig å definere noen antagelser. Packeren plassert nederst i borehullet krever det høyeste trykket for å fungere som den skal. I de følgende avsnittene er det derfor antatt at packerdataene er målinger fra den nederste packeren i hvert borehull. 1 bar tilsvarer ca. 10 meter vannsøyle.

#### **KH-01-17**

I KH-01-17 er grunnvannsnivået antatt ved 42 meters dyp. Packer 3 er plassert ved 102 meters dybde, se tabell i vedlegg B. Packeren må tåle 60 meter vannsøyle (102 m - 42 m = 60 m), som tilsvarer ca. 6 bar. Packertrykk lavere enn 6 bar betyr antageligvis defekt packer og mulig lekkasje, se den røde, markerte linjen for 6 bar i figur 5.1. Grafene for hydraulisk potensial viser hyppige endringer i modul 1, 9 og 19 fra 13.11.19 til 27.12.19, som sammenfaller med tidvis packertrykk lavere enn 6 bar og dermed defekt packer. Fra 05.11.19 til 13.11.19 er det ikke målt packertrykk, men årsaken til de store endringene i hydraulisk potensial for modul 1, 9, 19, 26 og 40 er sannsynligvis packerfeil.

#### **KH-02-17**

I KH-02-17 er grunnvannsnivået antatt ved 82 meters dyp. Packer 4 ligger ved 126 meters

dybde, se vedlegg B. Packeren må tåle en vannsøyle på 44 m ( $126 \text{ m} - 82 \text{ m} = 44 \text{ m}$ ), som tilsvarer ca. 4,4 bar. Packertrykk lavere enn 4,4 bar er ikke tilstrekkelig høyt nok, se den røde, markerte linjen for 4,4 bar i figur 5.2. I perioden 27.07.19 til medio oktober 2019 er det markante endringer i hydraulisk potensial i modul 1, 9 og 29. I samme periode var packertrykket mye lavere enn 4,4 bar og derfor defekt(e) packer(e) med mulig lekkasje. I modul 9 og 29 er det også svært signifikante endringer i hydraulisk potensial fra 14.01.20 til 07.05.20, som samsvarer med svært hyppige endringer i packertrykket. Trykket er imidlertid høyere enn 4,4 bar, men likevel skjer endringene ved tilnærmet samme tidspunkt og det er rimelig å anta at piezometermålingene er påvirket av packertrykkendringene.

### **KH-01-18**

I KH-01-18 er grunnvannsnivået antatt ved 33,6 meters dyp (NVE, 2020), men strømnings- og varmpulsmålinger viser at det kan variere mye (Elvebakk og Pless, 2018). Packer 2 ved 188 meters dybde må tåle en vannsøyle på 154,4 meter ( $188 \text{ m} - 33,6 \text{ m} = 154,4 \text{ m}$ ), som tilsvarer 15,44 bar. Spesielt viser grafene i modul 26, 45 og 53 tidvis unaturlige store endringer i hydraulisk potensial fra medio november til medio desember 2019. Dette samsvarer direkte med packertrykk lavere enn 15,44 bar, se den røde, markerte linjen for 15,44 bar i figur 5.3. Dette er bevis på defekt(e) packer(e).

### **KH-02-18**

I KH-02-18 er grunnvannsnivået antatt ved 72 meters dyp (NVE, 2020), til tross for tilfeller av variasjoner basert på andre målinger (Elvebakk og Pless, 2018). Packer 2 ved 169 meters dyp må tåle en vannsøyle på 97 meter ( $169 \text{ m} - 72 \text{ m} = 97 \text{ m}$ ), som tilsvarer 9,7 bar. Ettersom 9,7 bar er mye lavere enn det registrerte packertrykket over tid, er det antageligvis ingen defekt(e) packer(e), se den røde, markerte linjen for 9,7 bar i figur 5.4. Mønsteret til packertrykket gjennom hele måleperioden, derimot, sammenfaller med mønsteret til hydraulisk potensial for modul 1, 3, 6, 9, 18 og 27. Spesielt er det stor endring 27.01.20 etterfulgt av økning i packertrykk dagen etter. Til tross for at packertrykket trolig har vært tilstrekkelig høyt nok gjennom hele måleperioden, er det likevel tydelig at packer- og piezometermålingene samsvarer.

## **6.1.2 Hydraulisk potensial KH-01-17**

Grafene i figur 5.1 viser at det hydrauliske potensialet hovedsakelig avtar mot dypet. I boksploottene i figur 5.5 fremkommer det en lineær sammenheng mellom modulene, som bekrefter denne avtagende trenden mot dypet. Trykkehøyden for hver modul øker mot dypet. Den høyest gjennomsnittlige trykkehøyden er på 32,2 meter, beregnet i modul 1 ved 104 meters dybde, se tabell i vedlegg B. Dette tilsvarer omtrentlig 3,22 bar eller 322 kPa.

Grunnvannsnivået står ved 42 meters dyp og hovedglidepanet ved 41 meters, se tabell 3.1, og piezometerene med modultall 69, 75 og 83 er derfor plassert over. Grafene for disse modulene i figur 5.1 viser ingen store endringer i hydraulisk potensial med tiden, se også plottene i vedlegg C. Boksploottene i figur 5.5 viser også svært liten varians mellom maksimums- og minimumsverdi på henholdsvis 0,9, 1,3 og 0,9 meter, se tabell vedlegg B. Ettersom disse modulene ligger i den umettede sonen registreres trolig vanninfiltrasjonen. Det er

kort responstid, grunnvannet bygges ikke opp i sprekke og dermed ingen store endringer sprekkevannstrykket. I tillegg er den gjennomsnittlige trykkehøyden for hele måleperioden i modulene svært lave, henholdsvis 0,3, 0,4 og 0,3 meter. Ifølge Biørn-Hansen (2019) er det kort oppholdstid av grunnvannet i østre del av fjellsiden, der KH-01-17 er plassert (figur 3.3), noe som underbygger dette resonnementet.

Piezometer med modultall 56 er plassert ved 49 meters dyp og packer 63 ligger ved 42 meters dyp, ergo ved grunnvannsnivået. Det betyr at piezometeret måler grunnvannsnivået som fluktuierer. Det hydrauliske potensialet i modulen øker fra 13.11.19 frem til 06.05.20 som følge av vanninfiltrasjon fra regn ved positive temperaturer. Fra 03.12.19 til 06.12.19 skjedde en økning på 2 meter. Noen dager før, det vil si fra 25.11.19 til 02.12.19, er det registrert lufttemperaturer opp mot 4 grader. Det er imidlertid ikke registrert store nedbørsmengder disse dagene, men snøsmeltevann har antageligvis infiltrert. Responstiden er 2-3 dager, noe som samsvarer med teorien presentert i figur 2.6. Dette kan tyde på midlertidig økning i sprekkevannstrykket i bergmasseområdet.

Hydraulisk potensial for modul 1, 9 og 19 viser en svak avtagende trend på 7 meter fra 26.06.19 til 28.08.19 (sommer) og fra 22.01.20 til 27.04.20 (vinter). Sommeren 2019 var årsaken antageligvis minimal vanninfiltrasjon som følge av lite nedbør. Sprekkevannstrykket sank med ca. 70 kPa ( $7 \text{ m} = 0,7 \text{ bar} = 70 \text{ kPa}$ ). Vinteren 2020 kom nedbøren som snø grunnet negative lufttemperaturer og fryst vann i sprekker forhindrer vanninfiltrasjon. Dette resonnementet stemmer overens med årstids- og årsvariasjonene for grunnvannsnivå presentert i figur 2.1.

### 6.1.3 Hydraulisk potensial KH-02-17

Hovedsakelig avtar hydraulisk potensial i modulene mot dypet, se figur 5.2 og tabell i vedlegg B. Beregnet gjennomsnittlig trykkehøyde øker med dypet, med unntak av modul 1. Den høyeste trykkehøyden er 44,8 meter, registrert i modul 9 ved 121 meters dybde. Dette tilsvarer omtrentlig 4,48 bar eller 448 kPa.

Piezometer med modultall 106 ligger i umettet sone ved 24 meters dybde. Grafen for hydraulisk potensial viser markante endringer i oktober og desember 2018, samt februar og april 2019. Endringene er på 4 til 12 meter, se eget plott for modul 106 i vedlegg C. Dette tilsvarer 40 - 120 kPa. Årsaken er antageligvis vanninfiltrasjon i sprekke som følge av store mengder nedbør i form av regn på dager med positive lufttemperaturer (opp mot 46 mm/dag), se figur 5.2. Ifølge Sena og Braathen (2020) er dette et bevis på et lokalt hengende grunnvannsspeil.

Piezometerene med modultall 63, 73, 84, 90 og 98 er også plassert over det antatte grunnvannsnivået ved 82 meters dybde. Grafene i figur 5.2 for disse modulene viser svært liten endring i hydraulisk potensial gjennom hele måleperioden uavhengig klima og vær. I boksploTTene for disse modulene i figur 5.6 er variansen mellom maksimums- og minimumsverdi på 0,9 til 1,0 (se vedlegg B). Det kan tyde på et svært oppsprukket bergmasseområde med høy sprekkekonduktivitet der infiltrerende vann strømmer fritt i sprekke og videre ned til grunnvannsnivå. Det opparbeides ikke et vanntrykk over tid. Piezometerene med modultall 42 og 52 registrerte endringer i hydraulisk potensial, men større endringer i førstnevnte modul. BoksploTTet i figur 5.6 viser en større varians mellom kvartil 1 og 3 i modul 42

(3,1 meter) enn i modul 52 (1,3 meter). I tillegg er gjennomsnittlig trykkehøyde i modul 42 lik 9,4 meter, og kun 2 meter i modul 52. Dette kan tyde på at modul 42 ligger i mettet sone til enhver tid. Hydraulisk potensial målt i modul 52 ved 78 meters dybde, ser ut til å måle et grunnvannsnivå som fluktuerer i dette området ettersom endringene i hydraulisk potensial ikke er like markante som endringene i modul 42. Videre viser modul 42 økninger i hydraulisk potensial i perioder med mye nedbør i form av regn, og måler antageligvis økt grunnvannsnivå og dermed økning i sprekkevannstrykket, for eksempel fra 14.02.19 til 24.02.19 (10 dager responstid). I denne perioden økte det hydraulisk potensial med 6 meter, som tilsvarer 60 kPa, se også eget plott for modul 42 i vedlegg C. Fra 24.02.19 til 21.03.19 (25 dager tilbakegangstid) sank grunnvannsnivået til samme nivå som utgangspunktet (lik initialtrykket). Tilbakegangstiden er lenger enn responstiden. Ettersom dybde til hovedglideplanet i KH-02-17 er 32 meter, er det mulig at en økning i sprekkevannstrykk på 60 kPa ved 85 meters dyp påvirket stabiliteten i glideplan 2 ved 67 meters dyp. Målt forflytning viser derimot en tilnærmet like stor bevegelse i glideplan 2 som i hovedglideplanet, se tabell 3.1.

Grafene for hydraulisk potensial for modul 1, 9 og 29 følger det samme mønsteret med årtids- og årsvariasjoner, sett bortifra perioder med defekte packere. Dette indikerer at sprekke i disse sonene av borehullet tilhører samme sprekkesystem. I løpet av vintermånedene, det vil si november 2018/19 til medio april 2019/20, er det i begge perioder målt en langsom avtagende trend i hydraulisk potensial. Fra medio april til medio november 2019 økte det hydrauliske potensialet, grunnet vanninfiltrasjon fra snøsmelting og regn ved positive temperaturer. Dette samsvarer med typiske årsvariasjoner i grunnvannsnivå, se figur 2.1. Det er plausibelt å anta at økningen gikk langsomt, siden det foregikk over flere måneder. Økningen er på hele 10 meter, som tilsvarer ca. 100 kPa. Dette påvirket trolig stabiliteten i glideplanene og kan ha forårsaket forflytninger. I KH-02-17 er det målt store forflytninger på opptil 17 mm, se tabell 3.1. Store endringer i sprekkevannstrykk kan være en årsak, og potensielle økninger i sprekkevannstrykket i fremtiden kan bidra til ytterligere forflytning.

#### 6.1.4 Hydraulisk potensial KH-01-18

Den gjennomsnittlige trykkehøyden for hver modul i KH-01-18 øker med dypet. Det er beregnet størst trykkehøyde i modul 1 ved 189 meters dybde, lik 169,8 meter. Dette tilsvarer ca. 16,98 bar eller 1698 kPa.

Tidligere målinger viser at grunnvannsnivået i KH-01-18 varierer mye med årstidene. I august 2018 ble grunnvannsnivået målt ved 21,6 meters dybde i strømmingstesten og i juni 2019 stod det ved 47 meter basert på varmepulstest (Elvebakk og Pless, 2018). Andre kilder viser til et grunnvannsnivå ved 33,6 meter (NVE, 2020). Det betyr at piezometere med modultall 53, 63 og 82 er plassert i det området grunnvannet fluktuerer i, se tabell i vedlegg B.

Piezometerene med modultall 45, 53 og 63 viser grafer for hydraulisk potensial som følger det samme mønsteret, se figur 5.3. Sprekke i disse sonene tilhører antageligvis samme sprekkesystem. Hovedsakelig er det små endringer i hydraulisk potensial fra medio desember 2019 til mai 2020. Boksplottet i figur 5.7 viser varians mellom kvartil 1 og 3 på henholdsvis

1,2, 0,8 og 0,2 meter, se også tabell i vedlegg B. Dette tyder på at vannet strømmer fritt i hovedglideplanet ved 34 meters dybde, samt i åpne sprekker med høy sprekkekonduktivitet og lav utholdenhet. Det forekommer imidlertid økninger i hydraulisk potensial like etter hendelser med positive lufttemperaturer, regn og/eller snøsmelting, og dermed sannsynlighet for vanninfiltrasjon. De mest signifikante endringene skjedde 01.01.20, 22.01.20, 29.03.20 og 24.04.20. Av grafene fremkommer det at tilbakegangstiden er lenger enn responstiden, og det skjedde trolig en økning i sprekkevannstrykket. Dette skjer ved ca. 40-50 meters dyp, og kan derfor direkte påvirke stabiliteten i hovedglideplanet.

Piezometerene med modultall 1, 3, 6, 9 og 12 viser også grafer der hydraulisk potensial følger det samme mønsteret gjennom hele måleperioden, og tar dermed målinger i samme sprekkesystem. Fra 20.11.19 til 15.04.20 er det hovedsakelig en avtagende trend i hydraulisk potensial, til tross for noen avvik som trolig skyldes defekte pucker(e). Årsaken til synkende hydraulisk potensial er minimal vanninfiltrasjon grunnet snødekke og fryst vann i sprekker ved negative lufttemperaturer, som figur 2.1 også peker på i årsvariasjoner. Boksplottene i figur 5.7 viser stor varians på ca. 13,5 meter mellom kvartil 1 og 3 for disse modulene, se tabell i vedlegg B. Modulene ligger fra 94 meters dyp og nedover i borehullet, og endringer på hele 135 kPa kan påvirke stabiliteten, spesielt i glideplan 2, 3 og 4.

Hydraulisk potensial for modul 26 avtar fra 01.01.20 til 06.05.20, sannsynligvis som følge av lite infiltrasjon (vintermåned). Grafen viser imidlertid et mønster som ikke sammenfaller med de andre modulene og sprekkeene i modul 26 tilhører antagelig et isolert sprekkesystem.

### 6.1.5 Hydraulisk potensial KH-02-18

Den gjennomsnittlige trykkehøyden i hver modul øker med dypet. Største trykkehøyde er på 148,4 meter i modul 1 ved 170 meters dyp. Dette tilsvarer ca. 14,84 bar eller 1484 kPa.

Grunnvannsnivået står hovedsakelig ved 72 meters dybde i KH-02-18 (NVE, 2020), men det fluktuerer ettersom tidligere målinger indikerer 59,4 meters dybde (Elvebakk og Pless, 2018). Piezometere med modultall 87, 97, 112 og 134 står i umettet sone uavhengig endringer i grunnvannsnivået, se vedlegg A. Grafene for hydraulisk potensial i figur 5.4 viser et stabilt hydraulisk potensial uten store endringer, som kan bekrefte den umettede sonen ved at grunnvannet strømmer i åpne sprekker med høy sprekkekonduktivitet og lav utholdenhet, og videre ned til grunnvannsnivået. Boksplottet i figur 5.8 viser også svært liten varians for disse modulene. Modul 134 har derimot målt tidvis økning i hydraulisk potensial på 2-3 meter (06.12.19, 30.12.19, 04.01.20, 08.01.20, 20.01.20, 26.03.20, 07.04.20 og 21.04.20), som kan indikere et lokalt hengende grunnvannspeil. Økningen sammenfaller med positive lufttemperaturer og vanninfiltrasjon fra regn og/eller snøsmelting. Responstiden er kortere enn tilbakegangstiden, og dermed midlertidig økning i sprekkevannstrykket på 20-30 kPa. Modul 134 ligger ved 20 meters dyp og hovedglideplanet er ved 15 meter, så slike store endringer kan påvirke stabiliteten.

Grafene for de nederste modulene 1, 3, 6, 9, 18 og 27 følger de samme endringene i hydraulisk potensial, og sprekkeene i modulene tilhører samme sprekkesystem. Fra 27.01.20 til 06.05.20 sank hydraulisk potensial som følge av liten infiltrasjon i løpet av vintermånedene. Følgelig sank sprekkevannstrykket. Boksplottet i figur 5.8 viser en varians mellom kvartil 1 og 3 på



rundt 8,7 meter, som tilsvarer ca. 87 kPa. Slik endringer i sprekkevannstrykket kan spesielt påvirke glideplan 2 ved 111 meters dyp.

Fra 18.12.19 viser grafen for hydraulisk potensial i modul 43 et speilvendt mønster sammenliknet med modul 1, 3, 6, 9, 18 og 27. Modul 67 følger samme mønster som modul 43, men ”startet” 2 måneder tidligere. En årsak kan være en umiddelbar tetting av sprekker som forhindret opprinnelig grunnvannsstrømming. Til tross for et tilstrekkelig høyt nok packertrykk, er det plausibelt å tro defekt(e) packer(e), spesielt fordi endring i packertrykk samsvarer med endring i hydraulisk potensial.

## 6.2 Lugeontestene

Ifølge Houlsby (1976) er det generelt laminær strømming i mindre, finere sprekker, mens turbulent strømming i større, vide sprekker. Ettersom det pumpes inn store mengder vann i Lugeontesten kan det føre til utvidelse av sprekker, spesielt i de mindre, finere sprekkeene uten at det registreres i målingene. Dette kan påvirke resultatene og den totale strømmingen kan bli en blanding av laminær og turbulent. Dette er feilkilde i Lugeontesten.

I denne masteroppgaven er det kun tatt utgangspunkt i de sonene med relevante måleverdier fra Lugeontestene. Slik tabell 4.2 presenterer, er syv soner i både KH-01-18 og KH-02-18 beregnet og tolket. De andre målte sonene er utelatt i beregningene, ettersom målingene ga verdier på lik/tilnærmet lik null. Det kan tolkes slik at testene enten (1) ikke gikk som planlagt eller (2) grunnvannet er tilnærmet stillestående, eventuelt en veldig svak laminær strømming, eller få og lite permeable sprekker, muligens sprekkefyllinger.

Lugeontestene i KH-01-17 ble ikke vellykket og derfor ingen målinger å tolke. Lugeontest utført i sone 1, 3, 4 og 6 i KH-02-17 ga kun ett resultat i hver sone. Dette er ikke i henhold til 5-stegstesten etter prosedyren NS-EN (2012), og derfor ingen tolkning. Lugeontestene for sone 2 og 5 ble imidlertid utført i henhold til prosedyren og kalkulerte Lugeonverdier er på henholdsvis  $L=7$  og  $L=9,3$ , som betyr relativt stor grunnvannsstrømming i åpne sprekker med høy sprekkekonduktivitet.

Ettersom grunnvannet stod ved 47 meters dybde i KH-01-18 da strømningsmålinger (flowmeter) ble gjennomført august 2018 (Elvebakk og Pless, 2018), er det plausibelt å anta at grunnvannsnivået også stod ved 47 meter da Lugeontesten ble utført kun få dager senere. I sone 1 skjedde en utvasking av sprekke materiale, trolig med høy grunnvannsstrømming ( $L = 10,7$ ), og bekrefter derfor antagelsen om et grunnvannsnivå ved 47 meter, se 5.12. I sone 2 og 3 er det laminær og turbulent strømming med høye Lugeonverdier,  $L = 12,3$  i begge soner. Dette er svært høye verdier sammenliknet med Lugeontester utført i forbindelse med tunneldriving (Boge, 2002). Dermed er det rimelig å anta store mengder strømmende grunnvann i sone 1, 2 og 3. I sone 4, 6, 7 og 18 er Lugeonverdiene mye lavere. Det er en markant endring i Lugeonverdi mellom sone 3 og 4, som kan indikere en overgang fra svært oppsprukket bergmasse med høy sprekkekonduktivitet til mer intakt bergmasse. RQD-dataene i figur 5.16 gir en indikasjon på at dette stemmer, da det er lave RQD-verdier på ca. 50 fra 540 moh. til dagen (sone 3) og høyere RQD-verdier på ca 80-90 fra 540 moh. til dypere i borehullet (sone 4).

I KH-02-18 ble det også registrert svært høye Lugeonverdier på rundt  $L = 36$  i sonene liggende over grunnvannsnivået, det vil si sone 2, 3, 4 og 5, se figur 5.15. Som resonnert i forrige avsnitt, viser også disse resultatene til stor grunnvannsstrømning. RQD er på 60-70. Modul 87, 97 og 112 i piezometertestene er også plassert i denne delen av borehullet. Disse resultatene sammen, bekrefter at det skjer en stor grunnvannstømning i åpne sprekker. Videre er det svært lave Lugeonverdier i sone 6, 10 og 14. Det er derfor også en markant endring i mengde strømmende grunnvann mellom sone 5 og 6 i Lugeontesten, som også samsvarer med RQD-verdiene for KH-02-18 i figur 5.16.

### 6.3 Helhetlig vurdering av resultater og sammenhenger

Først diskuteres resultater fra Hyllseth (2020) i sammenlikning med resultater presentert i denne masteroppgaven for 2018-borehullene. Hyllseth har i hovedsak resultater fra strømnings- (eng: flowmeter) og varmpulstester (eng: heat puls test), samt temperaturmålinger. Resultatene visualiseres som tverrsnitt gjennom KH-01-18 og KH-02-18 i Gjerstad og Hyllseth (2020), samt flere detaljer i Hyllseth (2020). Den engelske artikkelen finnes i vedlegg D. Avslutningsvis presenteres en helhetlig tolkning av situasjonen på Åknes basert på resultater fra 2017- og 2018-borehullene.

#### KH-01-18

Både strømnings- og varmpulsmålinger viser store endringer grunnvannsstrømningen i KH-01-18. Strømningsmålingen utført 27.08.18 målte et grunnvannsnivå ved 47 meters dybde, mens varmpulsmålingen gjennomført 25.06.19 målte et nivå ved 21,6 meters dybde. Dette er en variasjon på 25,4 meter fra august 2018 til juni 2019, som bekrefter at grunnvannsnivået fluktuierer mye som følge av vanninfiltrasjon, vær, klimatiske forhold, sesong og årstid.

Strømningsmønster er påvirket av trykkforskjeller og vannet strømmer fra høyt til lavt trykk. Resultatene fra strømningsmålingen viser en svært kraftig oppadgående vannstrømning fra bunn av borehullet, som tyder på meget store trykkforskjeller. Varmepulsmålingene viser også en oppadgående vannstrømning. Likevel avviker varmpulsmålingene og strømningsmålingene, ettersom *inn-* og *utstrømning* er målt ved ulike dybder av borehullet i de to testene, se tverrsnitt i Gjerstad og Hyllseth (2020). Det betyr at det foregikk en endring strømningsmønster i borehullet fra august 2018 til juni 2019. En mulig årsak er forandringer i sprekkesettene som følge av boringen av borehullet. Boringen kan blant annet ha forårsaket spenningsendringer i bergmassen, og sekundære prosesser fører til dannelse av nye sprekker og andre tettes igjen av sprekke materiale (Nilsen, 2016) og (Quinones-Rozo, 2010). Videre kan dette ha ført til endringer i sprekkekonduktivitet, for eksempel innfylling av leire. På Åknes er det målt store forflytninger, se tabell 3.1, som bekrefter kontinuerlig forandring av bergmassen. Ifølge Ganerød mfl. (2006) er grunnvannssystemet også påvirket av været og klimatiske forhold, som også kan være en mulig årsak.

Resultater fra strømningsmålingen viser en *innstrømning* i borehullet ved 86 meters dybde (507 moh.), det vil si ved samme dybde som sone 6 i Lugeontesten. Figur 5.16 viser en RQD på ca. 75 og en svært lav Lugeonverdi ( $L = 0,1$ ). Det ble imidlertid målt en innfylling

av sprekk(er) i Lugeontesten, se figur 5.12. Dette kan indikere at Lugeontesten forårsaket en permanent tetting av sprekken(e) i denne delen av borehullet. Varmepulsmålingene, utført mange måneder senere, viser ingen *inn-* eller *utstrømming* ved 86 meter i borehullet. Sprekkene ble trolig permanent tettet under Lugeontestingen.

Både RQD og resultater fra Lugeontesten i sone 7 indikerer oppsprukket bergmasse og noe høyere hydraulisk konduktivitet sammenliknet med omkringliggende bergmasse ved 452 moh., se figur 5.16. Dette samsvarer derimot ikke med resultater fra strømningsmålingen, grunnet ingen *inn-* eller *utstrømming*. I sone 18 er det en Lugeonverdi på  $L = 2,2$ . Den turbulente strømmingen i sonen kan relateres til den sterke oppadgående grunnvannsstrømmingen fra bunn av borehullet målt i strømmingstesten. Varmepulstesten viser også en oppadgående strømning fra bunnen av borehullet ved 210 meters dyp (383 moh.).

Som nevnt tidligere i diskusjonen, er det liten endring i hydraulisk potensial i modul 26 i løpet av vintermånedene fra 01.01.20 til 06.05.20, som tyder på lav grunnvannsstrømning. I tillegg er det antatt at modul 26 tilhører et isolert sprekkesystem, det vil si et avgrenset område fra 62 til 81 meters dybde. I denne delen av borehullet er det også svært lave Lugeonverdier, noe som kan bekrefte svært liten grunnvannsstrømning, eventuelt tilnærmet stillestående vann. I tillegg viser temperaturmålinger dag-til-dag tatt gjennom sommeren 2019 en sterk variasjonsendring i temperatur i denne dybden av borehullet (Hyllseth, 2020), som også bekrefter antagelsen om et isolert sprekkesett. Disse målingene er imidlertid tatt om sommeren og målte trolig temperaturendringer på grunn av vanninfiltrasjon. Dette betyr at sprekkesystemet muligens går helt ut i dagen. Ettersom piezometerresultatene er fra vintermånedene, var trolig terrenget nær dagen fryst med liten/ingen vanninfiltrasjon.

## **KH-02-18**

Det er også målt variasjoner i grunnvannsnivå i KH-02-18. Ifølge Elvebakk og Pless (2018) stod grunnvannsnivået ved 72 meter da strømningsmålingen ble utført oktober 2018, mens varmpulstesten målte 59,4 meters dybde 26.06.19. Det betyr at grunnvannsnivået økte med 12,6 meter fra august 2018 til juni 2019.

Resultatene fra strømningsmålingene og varmpulstesten viser til oppadgående grunnvannsstrømning, men *inn-* og *utstrømming* korresponderer ikke. Slik som tidligere resonnert, har antageligvis strømningsmønsteret endret seg grunnet endringer i bergmassen under boring og/eller årsvariasjoner.

Sone 14 i Lugeontesten ligger ved samme dybde som *innstrømmingen* ved 156 meters dybde (315,4 moh.) målt i strømmingstesten. I Lugeontesten foregikk en utvidelse av sprekk(ene) i sonen og en liten Lugeonverdi på  $L = 0,7$ , og dermed en lav hydraulisk konduktivitet. Basert på de store vannmengdene målt i strømningsmålingen, samsvarer ikke disse resultatene for denne delen av borehullet. *Utstrømmingen* ved 65 meters dybde (406,4 moh.) målt i varmpulstesten, sammenfaller med den høye Lugeonverdien  $L = 9,9$  i sone 5. Begge testene indikerer store mengder strømmende grunnvann. Disse resonnementene tyder på en bedre korrelasjon mellom Lugeon- og varmpulstestene, enn korrelasjonen mellom Lugeon- og strømmingstestene.

## Den helhetlige tolkningen

Borehullene KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 er plassert ulike steder i fjellsiden, se figur 3.3. Over et slikt stort areal kan sprekkesystemet være komplekst og grunnvannsstrømningen kan være svært forskjellig. Ulike tester peker også på store variasjoner i ett og samme borehull. For best mulig forståelse av fjellpartiet på Åknes er det nødvendig å gjøre vurderinger av resultater og tolkninger med et overordnet blikk. Merk at det finnes mange målinger gjort i andre borehull på Åknes som ikke er inkludert i denne masteroppgaven.

Det er målt stor varians mellom kvartil 1 og 3 i de nederste piezometere langs DMS-kolonnene i alle de fire borehullene. Lugeonverdiene er også lave dypt i borehullene, riktignok kun bekreftet i 2018-borehullene, men grunn til å tro det gjelder 2017-borehullene også. Ved å trekke felles slutninger for alle borehullene, er det klart at hydraulisk potensial målt med piezometere i de dypereliggende delene av borehullene følger årsvariasjonene. Det avtar i løpet av sommer- og vintermånedene med lite infiltrasjon, og øker langsomt i snøsmeltesesonger og ved kraftig nedbør spesielt om høsten. Det er antageligvis utholdende sprekker med lav sprekkekonduktivitet som fører til avtagende/økende sprekkevannstrykk med tiden. De høyeste gjennomsnittlige trykkehøydene er imidlertid målt og beregnet nederst i DMS-kolonnene; 322 kPa i KH-01-17, 448 kPa i KH-02-17, 1698 kPa i KH-01-18 og 1484 kPa i KH-02-18. Resultatene viser høyere trykkehøyde i 2018-borehullene.

De høye Lugeonverdiene i de øverste sonene i både KH-01-18 og KH-02-18 betyr store mengder strømmende vann, se figur 5.12 og 5.15. Resultater fra piezometermålingene ved samme dybder viser til lav varians i hydraulisk potensial. Dette betyr stor grunnvannsstrømning i oppknust bergmasse med høy sprekkekonduktivitet og lite utholdende sprekker, som generelt sett ikke gir store endringer i sprekkevannstrykket. Resultatene fra testene korresponderer for disse delene av borehullene.

Det er imidlertid antatt å være et lokalt hengende grunnvannsspeil nær terrengets overflate i både KH-02-17 og KH-02-18, henholdsvis ved 24 og 20 meters dybde i borehullene. Det er derfor sannsynlig å anta at et hengende grunnvannspeil strekker seg fra KH-02-17 og langs fjellsiden ned til KH-02-18, se figur 3.3. Det er målt endringer i sprekkevannstrykk på henholdsvis 40-120 kPa og 20-30 kPa, og dette kan påvirke stabiliteten i hovedglideplanet som ligger ved 32 meter i KH-02-17 og 15 meter i KH-02-18. En mulig drenering av dette grunnvannsspeilet kan muligens gi en stabiliserende effekt i denne delen av fjellsiden.

Resultater fra strømnings- og temperaturmålingene indikerer større vannstrømning i KH-01-18 i forhold til KH-02-18. De daglige temperaturmålingene, tatt gjennom sommeren 2019 i begge borehullene, viser også mye større temperaturvariasjoner i KH-01-18 sammenliknet med KH-02-18 (Hyllseth, 2020) og (Gjerstad og Hyllseth, 2020). I tillegg står grunnvannsnivået generelt sett mye lavere i KH-02-18 enn i KH-01-18, og det ser ikke ut til å følge topografien. Det er derfor plausibelt å tro at grunnvannet ikke strømmer fritt i sprekken mellom borehullene, men heller strømmer fra KH-01-18 og mot flanken i vest (Åknesrenna) - en mulig naturlig drenering, se figur 3.3. Etersom Åknesrenna er en stor forkastningssone, som antageligvis er sammenliknbar med sone A eller B, se figur 2.3. Slike forkastningssoner består av svært oppsprukket bergmasse med høy sprekkekonduktivitet. Det kan også være innhold av forkastningsmel og leirer som opptrer som grunnvannsbarrierer. Ifølge Ganerød

mfl. (2006) finnes leirfylte sprekker på Åknes, som kan være en årsak til at grunnvannet ikke strømmer fritt mellom KH-01-18 og KH-02-18, men heller ut i Åknesrenna.

Det er gjort en studie av fjellsiden La Frasse i Sveits. Ifølge Matti mfl. (2012) er det hyppige endringer i hydraulisk potensial i perioder med mye nedbør og/eller snøsmelting. Studien viser også at hydraulisk potensial avtar regelmessig mot dypet og trykkehøyden øker. Dette samsvarer også med resultatene i denne masteroppgaven. Beregnet trykk varierer mellom 200 og 600 kPa langs glideplanet i fjellsiden i La Frasse og økt fjellskredfare nevnes i artikkelen. I andre ustabile fjellsider i verden, har forskning bevist at økt vanninfiltrasjon påvirker stabiliteten. Økt sprekkevannstrykk har i mange tilfeller vært den utløsende årsaken til fjellskred.

Endringer i sprekkevannstrykk, som forekommer i fjellsiden på Åknes, kan påvirke stabiliteten i glideplanene. Resultatene i denne masteroppgaven og Hyllseth (2020) viser spesielt store endringer i KH-01-18 med størst gjennomsnittlig trykkehøyde, store mengder strømmende grunnvann og endringer i sprekkevannstrykket. I KH-02-17 og KH-02-18 er hovedglideplanet spesielt utsatt for endringer i sprekkevannstrykket grunnet det hengende grunnvannspeilet som reagerer på større mengder vanninfiltrasjon. Både KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 er lokalisert i det røde, skraverete område i figur 3.3, med estimert vanninfiltrasjon på hele 40 000 m<sup>3</sup> per år. I tillegg er borehullene plassert i fjellskredscenario C. Større mengder vanninfiltrasjon som følge av blant annet mer nedbør i fremtiden, kan derfor bli en utløsende årsak av et potensielt fjellskred, spesielt i scenario C, såfremt drenering av grunnvannet ikke fungerer som stabiliserende effekt.



## Konklusjon

Ifølge klimamodeller for fremtiden blir været våtere og varmere på Vestlandet, Åknes i Møre og Romsdal. Dette kan føre til større mengder infiltrerende vann, hyppigere fluktasjoner i grunnvannsnivå, endringer i sprekkevannstrykket og resultere i ytterligere ustabilitet i fjellsiden. Dette er en kjent årsak i tidligere fjellskredhendelser, både i Norge og utlandet. En sannsynlig utløsende årsak til fjellskred på Åknes kan derfor være økt sprekkevannstrykk som følge av vær og/eller ekstremvær. De viktigste, overordnede konklusjonene basert på resultater og tilhørende diskusjon i denne masteroppgaven er som følger:

- Gjennomsnittlig trykkehøyde for hver modul øker hovedsakelig mot dypet. I KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 er det henholdsvis 322 kPa, 448 kPa, 1698 kPa og 1484 kPa.
- Defekte packere påvirker piezometermålingene og hydraulisk potensial endres, spesielt ved for lavt trykk i packer(e).
- Hydraulisk potensial målt i de nederste modulene i DMS-kolonnene i borehullene, avtar/øker i perioder med lite/mye vanninfiltrasjon, spesielt sommer- og vintermånedene/vår- og høstmånedene. Dette samsvarer med normale årsvariasjonene i grunnvannsnivå i fjellsider i Norge.
- De øverste piezometerene i KH-02-17 (modul 106 ved 24 meters dybde) og KH-02-18 (modul 134 ved 20 meters dybde) viser signifikante endringer i hydraulisk potensial som samsvarer med økt vanninfiltrasjon fra nedbør i form av regn og/eller snøsmelting. Antagelig ligger et hengende grunnvannspeil langs topografien i fjellsiden fra KH-02-17 til KH-02-18 lenger ned i fjellsiden. Endringen i sprekkevannstrykk er henholdsvis på 40-120 kPa og 20-30 kPa, som påvirker stabiliteten i hovedglideplanet.
- Basert på de høye Lugeonverdiene i de øvre delene av KH-01-18 og KH-02-18 (fra ca 40 til 60 meters dyp), er det antageligvis store mengder strømmende grunnvann.
- Forskjellen i temperaturprofilene, grunnvannsnivået og mengde strømmende grunnvann i KH-01-18 sammenliknet med KH-02-18, tyder på en naturlig drenering av grunnvann ut i Åknesrenna.

## 7.1 Forslag til videre arbeid

Det er hensiktsmessig å utarbeide tverrsnitt gjennom KH-02-17 og KH-02-18 for å bekrefte eller avkrefte antagelsen om et hengende grunnvannspeil, samt i hvilken grad endringer i sprekkevannstrykket påvirker stabiliteten i hovedglideplanet.

Ettersom Lugeontester, strømnings- og varmepulsmålingene samt temperaturmålinger dag-til-dag er gjennomført fra juni til august, kan det være nyttig å ta piezometermålinger i løpet av sommermånedene og tidlig høst i KH-01-18 og KH-02-18. Dette for å gjøre tolkninger med utgangspunkt i samme årstid med samme type vær og mengde vanninfiltrasjon.

Det kan være hensiktsmessig å utføre Lugeontester og strømnings- og varmepulstester på nytt, for å avdekke hvorvidt nåværende resultater er troverdige eller ikke.

Per dags dato er det ikke gjort tolkninger av hvor mye snødekke det akkumuleres i fjellsiden på Åknes i løpet av en vinter. En slik analyse kan beregne mengde smeltevann som potensielt kan bidra til øke sprekkevannstrykk om våren i smeltesesongen.

Videre kan det være nyttig å undersøke hvorvidt grunnvannsystemet i fjellsiden er koblet til Itnesvatnet.

For en mer detaljert helhetlig forståelse, kan det være hensiktsmessig å sammenlikning resultater og tolkninger for 2017- og 2018-borehullene presentert i denne masteroppgaven, den engelske artikkelen Gjerstad og Hyllseth (2020) og Hyllseth (2020), med tidligere resultater og tolkninger fra eldre borehull på Åknes. Det kan være nyttig å visualisere resultatene i tverrsnitt gjennom 2017- og 2018-borehullene og eldre borehull.



# Referanseliste

- Azzoni, A., Chiesa, S., Frassoni, A. og Govi, M. (1992) The Valpola landslide. *Engineering Geology* 33(1), s. 59–70. ISSN: 0013-7952.
- Biørn-Hansen, F. L. (2019) *The Hydrogeochemistry and Water Balance of Åknes Rock Slope (Master's Thesis)*. June. Oslo: Universitetet i Oslo.
- Blikra, L. H. (2012) *Evaluering av drenering som risikoreduserende tiltak ved Åknes*. Tekn. rapp. Stranda: Åknes/Tafjord Beredskap IKS.
- Boge, K. (2002) *Berginjeksjon (Norsk Bergmekanikkgruppe)*. Håndbok nr. 1. Norsk Forening for fjellsprenningsteknikk (NFF).
- Brattli, B. (2009) *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*. 3. utg. Trondheim: NTNU, Institutt for geologi og bergteknikk.
- Brattli, B. (2010) *Hydrogeologi: anvendelse og metodikk*. Trondheim: NTNU, Institutt for geologi og bergteknikk.
- Braathen, A. og Gabrielsen, R. (2000) Bruddsoner i fjell: oppbygning og definisjoner. *Norges Geologiske Undersøkelse; Gråsteinen* 7.
- CSG (2019) *Differential Monitoring of Stability (DMS)*. URL: <http://www.csgr1.eu/eng/index.html>.
- Elvebakk, H. og Pless, G. (2018) *NGU Rapport 2018.026*. Tekn. rapp. Norges Geologiske Undersøkelse.
- NS-EN (2012) Geotekniske felt- og laboratorieundersøkelser. Hydraulisk prøving Del 3: Vanntapsmåling i berg. *Geotechnical investigation and testing Geohydraulic testing Part 3: Water pressure tests in rock (ISO 22282-3:2012)*.
- Fell, R., Macgregor, P., Stapledon, D. og Bell, G. (2005) *Geotechnical Engineering of Dams*. 1. utg. ISBN: 9780203387313,9781466550261,9780415364409. DOI: 10.1201/N0E0415364409.
- Fraile del Río, J. (2015) *Hydrogeological model of Aitik mine using Lepfrog Geo Software*. Ph.d.-avh. Luleå University of Technology, Department of Civil Environmental og Natural Resources Engineering.

- 
- Frei, C. (2008) *Groundwater flow at the Åknes rockslide site (Norway) - Results of a multi-tracer test (Master's thesis)*. May. Zurich: ETH.
- Ganerød, G. V., Grøneng, G., Rønning, J. S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Tønnesen, J. F., Kveldsvik, V., Eiken, T., Blikra, L. H. og Braathen, A. (2008) Geological model of the Åknes rockslide, western Norway. *Engineering Geology* 102(1-2), s. 1–18. ISSN: 00137952. DOI: 10.1016/j.enggeo.2008.01.018. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.01.018>.
- Ganerød, G. V., Rønning, J. S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Holmøy, K., Nilsen, B. og Braathen, A. (2006) *Applied Structural Geology - Case Studies of Underground Constructions and Rockslides*. Ph.d.-avh. Universitetet i Bergen, s. 231–243. DOI: 10.1007/s10064-006-0041-6.
- Gerhardsen, A. (2017) *Instrumentation and measurements of water pressure*. URL: <https://www.nve.no/Media/5304/atleg-instrumentation-and-measurements-of-water-pressure.pdf>.
- Giraud, A., Rochet, L. og Antoine, P. (1990) Processes of slope failure in crystallophyllian formations. *Engineering Geology* 29(3), s. 241–253. ISSN: 0013-7952.
- Gjerstad, J. og Hyllseth, M. (2020) *A study of measurements performed in 2018-boreholes at Åknes unstable rock slope, Western Norway; including flow measurements, temperature profiles, Lugeon and Piezometer tests*. Tekn. rapp. Trondheim: NTNU.
- Grøneng, G. (2015) *Stability Analyses of the Åknes Rock Slope, Western Norway*. Ph.d.-avh. NTNU. ISBN: 9788247120149.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J., Sandven, S., Sandø, A., Sorteberg, A. og Ådlandsvik, B. (2015) *Klima i Norge 2100: Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning*. Oslo: Miljødirektoratet, Norsk Klimaservicesenter.
- Houlsby, A. C. (1976) Routine interpretation of the Lugeon water-test. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 9(4), s. 303–313. ISSN: 1470-9236.
- Hyllseth, M. (2020) *Visualisering og sammenstilling av strømnings- og temperaturmålinger i 2018-borehullene på Åknes, ved bruk av Leapfrog Geo; in.prep. (Masteroppgave)*. Trondheim: NTNU, Institutt for geovitenskap og petroleum.
- Høeg, K., Karlsrud, K. og Lied, K. (2014) *Skred: skredfare og sikringstiltak, praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforlag. ISBN: 9788215023915.
- Iversen, T., Benestad, R. og Haugen, J. E. (2005) *RegClim: Norges klima om 100 år, usikkerheter og risiko*. Tekn. rapp. Oslo.
- Kirkhusmo, L. og Sønsterud, R. (1988) *Overvåking av grunnvann: landsomfattende grunnvannsnnett (LGN)*. Tekn. rapp. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse. URL: [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1980-1989/88\\_046.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1980-1989/88_046.pdf).
-

- 
- Langeland, H., Holmøy, K. H. og Pless, G. (2019) *NGI Technical note: Input to data report on hydraulic investigations in boreholes from 2017 and 2018*. Tekn. rapp. Norges Geotekniske Institutt.
- Lovisolò, M. (2017) *DMS Instrumentation*. Oslo. URL: [https://www.nve.no/Media/5306/dms-nve-oslo-31\\_01\\_2017.pdf](https://www.nve.no/Media/5306/dms-nve-oslo-31_01_2017.pdf).
- Matti, B., Tacher, L. og Commend, S. (2012) Modelling the efficiency of a drainage gallery work for a large landslide with respect to hydrogeological heterogeneity. *Canadian Geotechnical Journal* 49(8), s. 968–985. ISSN: 0008-3674. DOI: 10.1139/t2012-061.
- Meteorologisk Institutt (2019) *Norsk Klimaservicesenter*. URL: <https://klimaservicesenter.no/observations/>.
- Morales Cárdenas, M. (2018) *Assessment on the decisive parameters for open pit slopes. A contribution based on a mine in hard rock environment*. Ph.d.-avh. Trondheim: NTNU. ISBN: 978-82-326-2846-9.
- NGU (2006a) *Store fjellskred i Norge*. Tekn. rapp. Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap. URL: <https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2006/Store-fjellskred-i-Norge%282%29.pdf>.
- NGU (2006b) *Åknes/Tafjord-prosjektet: Sannsynlighet og risiko knyttet til fjellskred og flodbølger fra Åknes og Hegguraksla*. Tekn. rapp. Trondheim. URL: [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2006/2006\\_039.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2006/2006_039.pdf).
- NGU (2019) *Berggrunn- og Nasjonal berggrunnsdatabase*. URL: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>.
- Nilsen, B. (2016) *Ingeniørgeologi - berg grunnkurskompendium*. Trondheim: NTNU, Institutt for geologi og bergteknikk.
- Nilssen, E. T. (2016) *Risikoanalyse av varslet fjellskred i Åknes*. Tekn. rapp. Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap.
- Norsk Geoteknisk Forening (2017) *Veiledning for måling av grunnvannstand og poretrykk*. Tekn. rapp. Oslo.
- NVE (2019a) *Arbeidsmøte om prosjektet på Åknes, der forskningsarbeid ble presentert av NVE, NGI og UiO*. Trondheim.
- NVE (2019b) *Informasjonsside for fjellovervåkning i Norge*. URL: <https://www.nve.no/flaum-og-skred/fjellskredovervaking/>.
- NVE (2020) *FTP-server Åknes, som styres av Gustav Pless, NVE. Undertegnede har innhentet datamateriale og informasjon fra serveren*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Pless, G. (2019) *Datamateriale fra DMS-målinger og annen info via e-mail*. Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.

- 
- Prasad, G. og Chaulya, S. (2016) Sensing and Monitoring Technologies for Mines and Hazardous Areas: Slope Failure Mechanism and Monitoring Techniques. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128031940000015>.
- Quinones-Rozo, C. (2010) *Lugeon test interpretation, revisited*. Oakland, California: Collaborative Management of Integrated Watersheds, s. 405–414.
- Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Rangnes, K. (2013) *Landet blir til: Norges geologi*. 2. utg. Trondheim: Norsk geologisk forening. ISBN: 9788292394830.
- Scherger, K. (2018) *Effekten av Romeriksportens tunnellekkasjer under Østmarka. Tolkning av hydrologiske tidsserier fra langtidsovervåkning (Masteroppgave)*. Trondheim: NTNU, Institutt for geovitenskap og petroleum.
- Seequent (2019) *Leapfrog Geo info page*. URL: <https://www.leapfrog3d.com/products/leapfrog-geo/capabilities>.
- Sena, C. og Braathen, A. (2020) Åknes rock-slope failure hydrogeology Second progress report. (January).
- Stenvik, L. A. (2018) *Bruk av temperaturmålinger til kartlegging av grunnvannsstrømning. Test og metodeutvikling med data fra Åknes (Masteroppgave)*. Trondheim: NTNU, Institutt for geovitenskap og petroleum.
- Tønset, L. (2019) *Verdien av kjerneborehull for økt forståelse av stabilitetsforhold ved Åknes skredområde (Masteroppgave)*. Trondheim: NTNU, Institutt for geovitenskap og petroleum.
- Wyllie, D. C. og Mah, C. W. (2004) *Rock slope engineering: civil and mining*. 4th ed. London: Spon Press. ISBN: 041528001X.
- Yihdego, Y. (2017) Hydraulic In situ Testing for Mining and Engineering Design: Packer Test Procedure, Preparation, Analysis and Interpretation. *Geotechnical and Geological Engineering* 35(1), s. 29–44. ISSN: 15731529. DOI: 10.1007/s10706-016-0112-9.

---

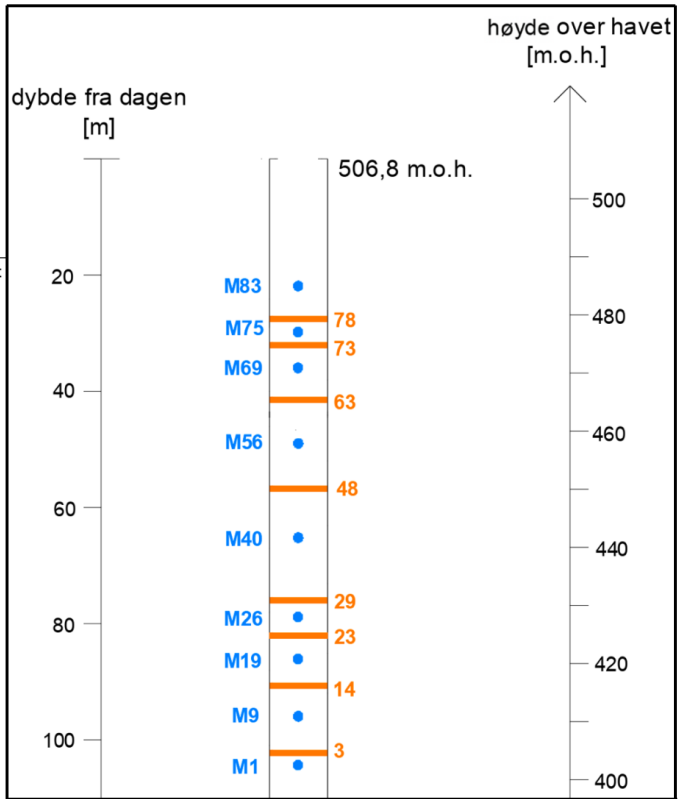
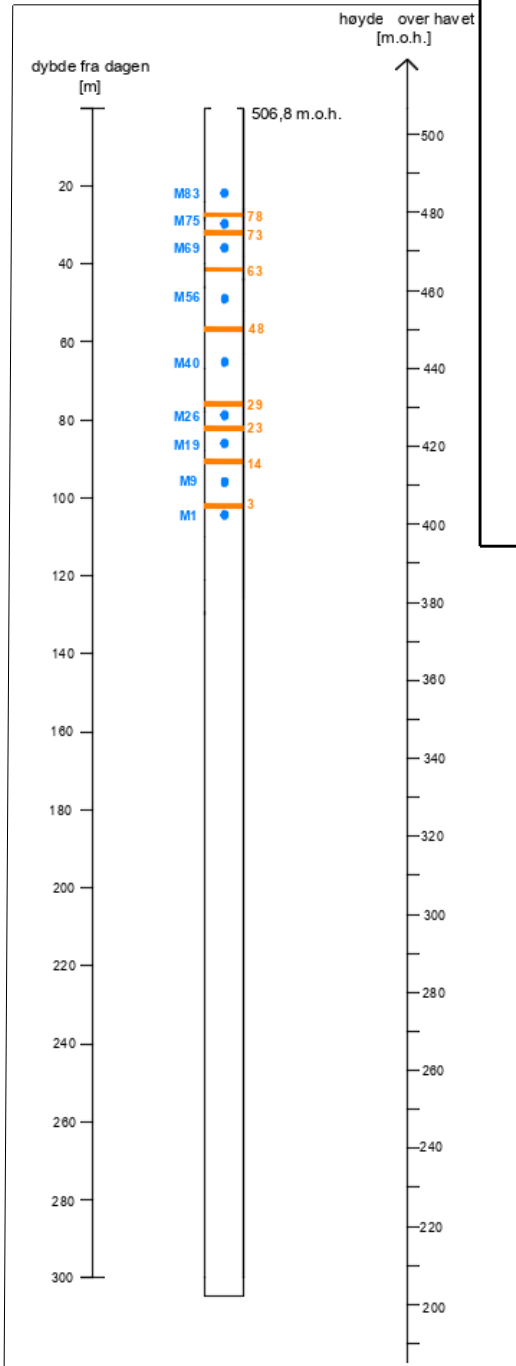
# Vedlegg

## Oversiktstegning av borehullene

Borehullene KH-01-17, KH-02-17, KH-01-18 og KH-02-18 er tegnet i programvaren AutoCAD. I oversiktstegningene er det vist riktig plassering av piezometerene og packere i DMS-systemet i borehullene, samt dybde fra dagen og høyde over havet, samt høyde over havet til påhugget av borehullene. Disse oversiktene er til hjelp ved analyse av hydraulisk potensial og andre tolkninger.

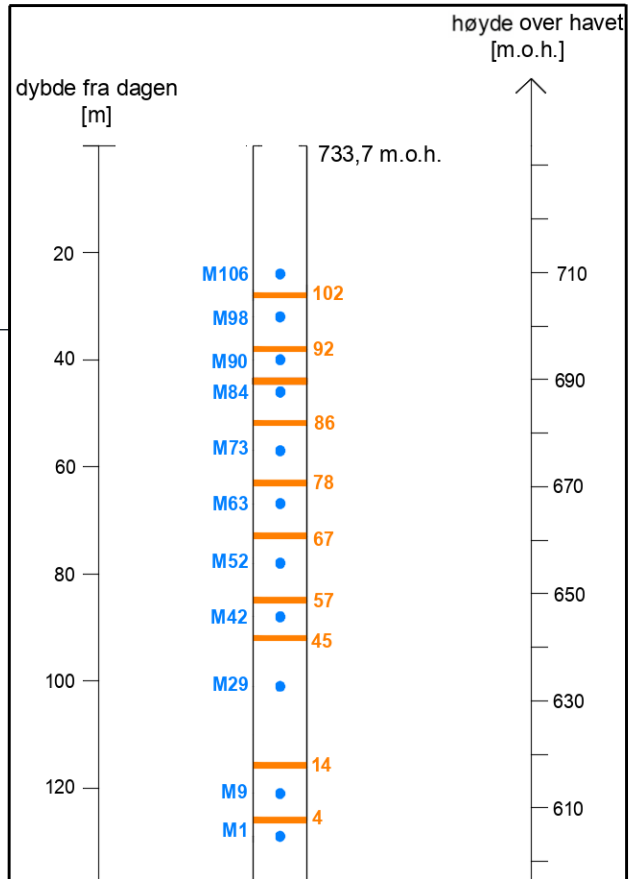
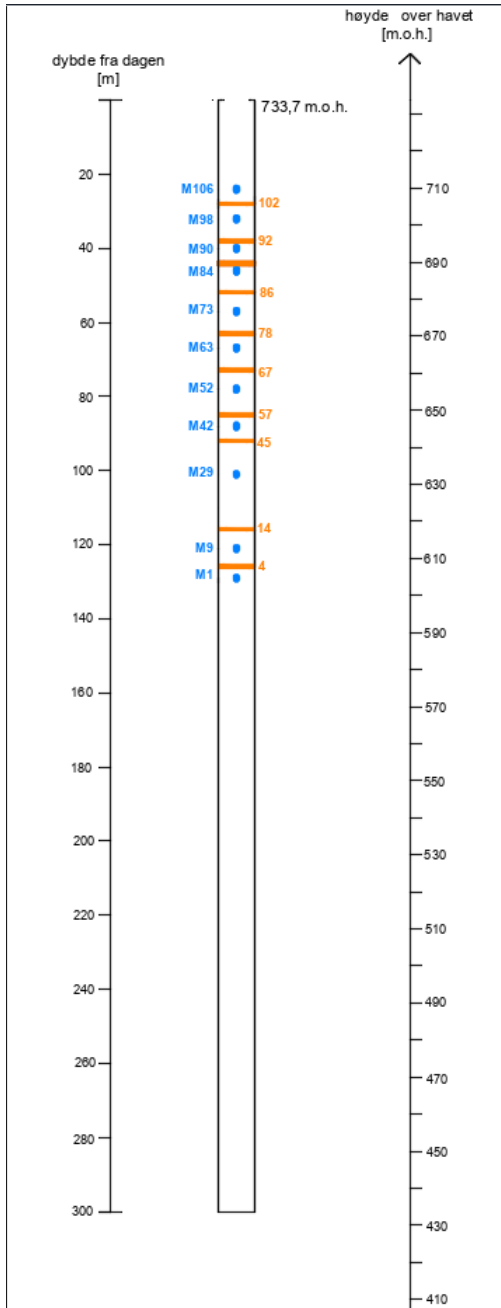
# KH-01-17

- Piezometer med tilhørende modultall
- Packer med tilhørende packertall



# KH-02-17

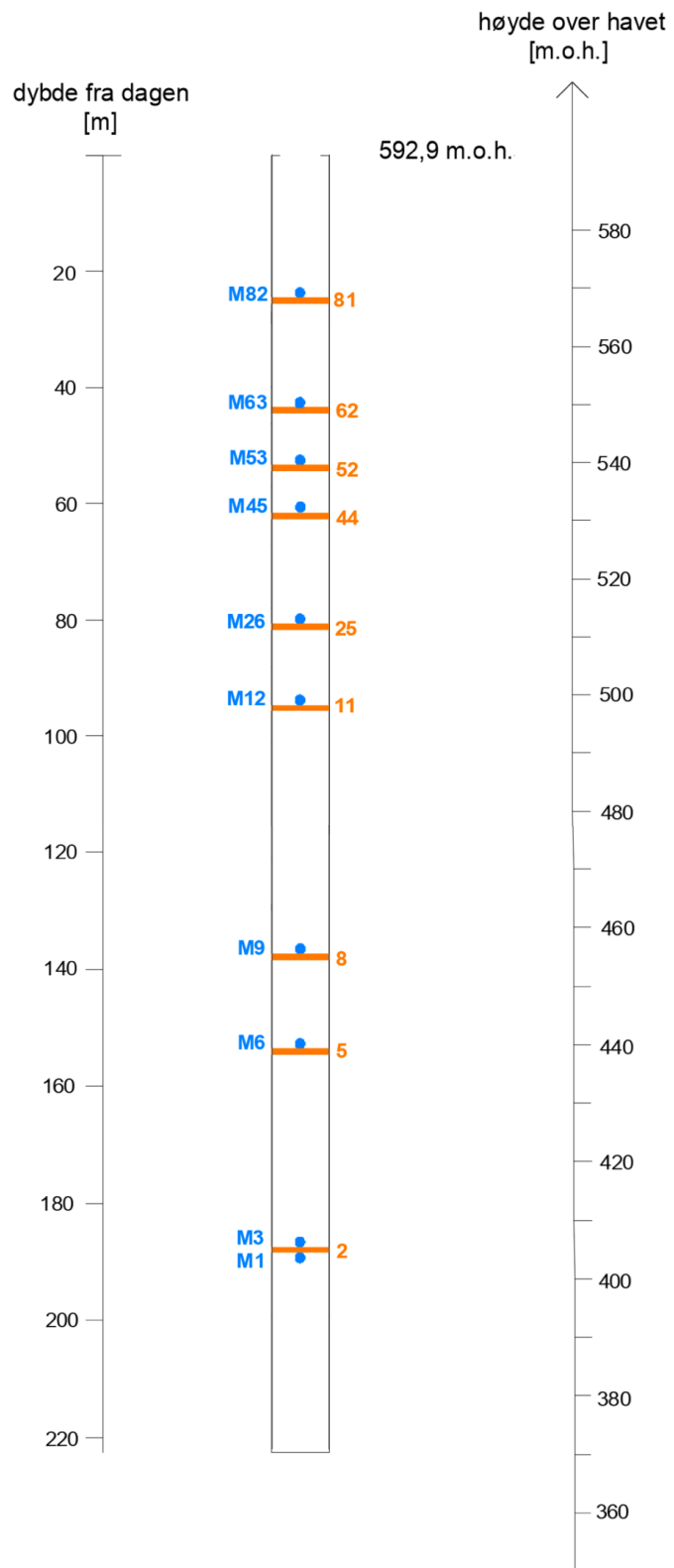
- Piezometer med tilhørende modultall
- Packer med tilhørende packertall





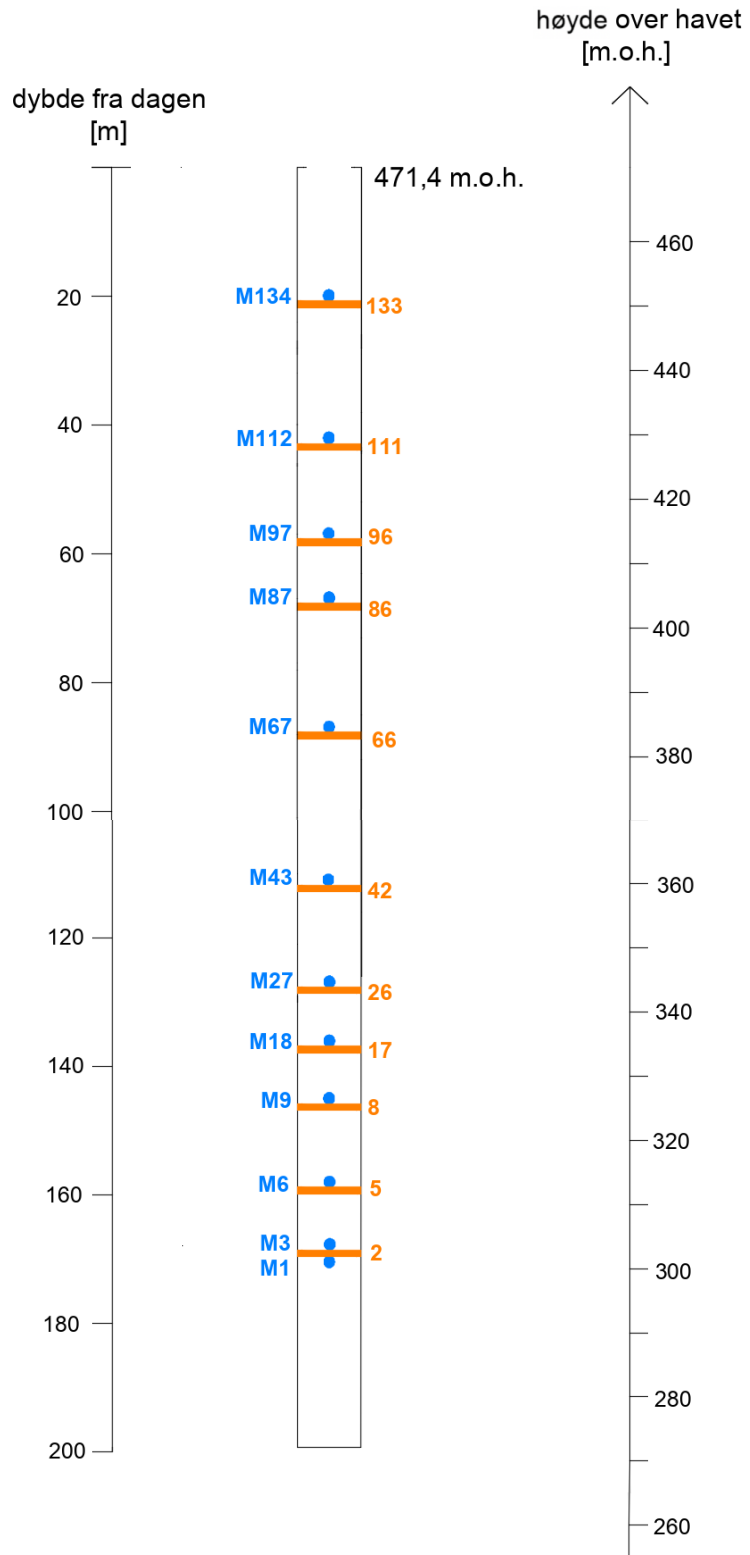
# KH-01-18

- Piezometer med tilhørende modultall
- Packer med tilhørende packertall



# KH-02-18

- Piezometer med tilhørende modultall
- Packer med tilhørende packertall



## Piezometertestene; tabeller med info

Tabellene gir informasjon om packertall, modultall til piezometerene, dybde [m] og høyde [moh.] til packerene og piezometerene, gjennomsnittlig hydraulisk potensial [moh.] for alle moduler samt beregnet gjennomsnittlig trykkehøyde [m]. I tillegg er det tabeller som tilhører boksplokkene i figur 5.5, 5.6, 5.7 og 5.8. Merk at verdiene er basert på hydraulisk potensial i hver modul i meter over havet [moh.], samt at kvartil 1 og 3 henholdsvis tilsvarer 25 og 75 %.

# KH-01-17

Packertall	Dybde til packere [m]	Høyde packere [m.o.h.]
78	27	479,8
73	32	474,8
63	42	464,8
48	57	449,8
29	76	430,8
23	82	424,8
14	91	415,8
3	102	404,8

Modultall	Dybde til piezometere [m]	Høyde piezometere [m.o.h.]	Gj.snittlig hydraulisk potensiale [m.o.h.]	Trykkhøyde [m]
83	22	484,8	485,1	0,3
75	30	476,8	477,2	0,4
69	36	470,8	471,1	0,3
56	49	457,8	466,2	8,4
40	65	441,8	450,3	8,5
26	79	427,8	443,9	16,1
19	86	420,8	445,8	25,0
9	96	410,8	440,5	29,7
1	104	402,8	435,0	32,2

BOKSPLOTT	m1	m9	m19	m26	m40	m56	m69	m75	m83
Minimum	420,8	431,1	432,8	438,6	442,7	462,6	470,6	476,5	484,6
Kvartil 1	425,4	434,2	438,8	440,2	447,4	466,0	471,0	477,0	485,0
Median	432,2	437,0	445,4	440,5	447,8	466,2	471,1	477,1	485,0
Kvartil 3	439,1	440,6	448,1	441,1	450,2	466,6	471,1	477,3	485,1
Maksimum	464,5	465,9	465,5	465,8	465,2	468,5	471,5	477,8	485,5

Gj.snitt	435,0	440,5	445,8	443,9	450,3	466,2	471,1	477,2	485,1
Varians maks min	43,7	34,8	32,8	27,1	22,4	5,9	0,9	1,3	0,9

Varians kvartil 1 og 3	13,7	6,4	9,3	0,9	2,8	0,6	0,2	0,2	0,1
------------------------	------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

# KH-02-17

Packertall	Dybde til packere [m]	Høyde packere [m.o.h.]
102	28	705,7
92	38	695,7
86	44	689,7
78	52	681,7
67	63	670,7
57	73	660,7
45	85	648,7
38	92	641,7
14	116	617,7
4	126	607,7

Modultall	Dybde til piezometere [m]	Høyde piezometere [m.o.h.]	Gj.snittlig hydraulisk potensiale [m.o.h.]	Trykkhøyde [m]
106	24	709,7	710,5	0,8
98	32	701,7	702,0	0,3
90	40	693,7	693,5	-0,2
84	46	687,7	687,9	0,2
73	57	676,7	677,2	0,5
63	67	666,7	667,4	0,7
52	78	655,7	657,7	2
42	88	645,7	655,1	9,4
29	101	632,7	656,6	23,9
9	121	612,7	657,5	44,8
1	129	604,7	612,3	7,6

BOKSPLOTT	m1	m9	m29	m42	m52	m63	m73	m84	m90	m98	m106
Minimum	606,1	640,2	639,4	651,2	655,9	666,9	676,7	687,4	692,9	701,5	709,4
Kvartil 1	608,4	652,4	652,5	653,5	657,1	667,3	677,1	687,8	693,4	701,9	709,9
Median	611,5	658,6	656,2	654,9	657,7	667,4	677,2	687,9	693,5	702,0	710,0
Kvartil 3	614,3	661,2	660,2	656,6	658,4	667,5	677,3	688,0	693,7	702,1	710,1
Maksimum	641,3	667,8	667,5	661,0	660,0	667,7	677,6	688,3	693,9	702,4	722,7

Gj.snitt	612,3	657,5	656,6	655,1	657,7	667,4	677,2	687,9	693,5	702,0	710,5
Varians maks min	35,2	27,6	28,0	9,8	4,0	0,9	0,9	0,9	1,0	0,8	13,4

Varians kvartil 1 og 3	6,0	8,8	7,7	3,1	1,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
------------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

# KH-01-18

Packertall	Dybde til packere [m]	Høyde packere [m.o.h.]
81	25	567,9
62	44	548,9
52	54	538,9
44	62	530,9
25	81	511,9
11	95	497,9
8	138	454,9
5	154	438,9
2	188	404,9

Modultall	Dybde til piezometere [m]	Høyde piezometer [m.o.h.]	Gj.snittlig hydraulisk potensiale [m.o.h.]	Trykkehøyde [m]
82	24	568,9	567,9	-1,0
63	43	549,9	560,1	10,2
53	53	539,9	553,1	13,2
45	61	531,9	555,1	23,2
26	80	512,9	561,1	48,2
12	94	498,9	570,8	71,9
9	137	455,9	571,8	115,9
6	153	439,9	571,6	131,7
3	187	405,9	572,2	166,3
1	189	403,9	573,7	169,8

BOKSPLOTT	m1	m3	m6	m9	m12	m26	m45	m53	m63	m82
Minimum	561,5	560,2	559,5	559,7	558,7	554,1	548,8	550,7	559,4	567,9
Kvartil 1	565,7	564,4	563,8	564,0	562,5	554,9	549,2	551,1	559,7	567,9
Median	573,6	572,2	571,6	571,9	570,7	556,1	549,8	551,4	559,8	567,9
Kvarti 3	579,4	577,8	577,2	577,5	576,4	557,9	550,4	551,8	559,9	567,9
Maksimum	591,0	589,2	588,6	588,8	587,9	587,5	586,0	567,8	567,9	568,9

Gj.snitt	573,7	572,2	571,6	571,8	570,8	561,1	555,1	553,1	560,1	567,9
Varians maks min	29,5	29,0	29,1	29,1	29,3	33,4	37,2	17,1	8,5	1,0

Varians kvartil 1 og 3	13,6	13,4	13,5	13,6	14,0	3,0	1,2	0,8	0,2	0,0
------------------------	------	------	------	------	------	-----	-----	-----	-----	-----

## KH-02-18

Packertall	Dybde til packere [m]	Høyde packere [m.o.h.]
133	21	450,4
111	43	428,4
96	58	413,4
86	68	403,4
66	88	383,4
42	112	359,4
26	128	343,4
17	137	334,4
8	146	325,4
5	159	312,4
2	169	302,4

Modultall	Dybde til piezometere [m]	Høyde piezometere [m.o.h.]	Gj.snittlig hydraulisk potensiale [m.o.h.]	Trykkehøyde [m]
134	20	451,4	452,4	1,0
112	42	429,4	431,4	2,0
97	57	414,4	417,4	3,0
87	67	404,4	409,0	4,6
67	87	384,4	412,1	27,7
43	111	360,4	423,7	63,3
27	127	344,4	451,1	106,7
18	136	335,4	450,3	114,9
9	145	326,4	450,2	123,8
6	158	313,4	450,1	136,7
3	168	303,4	450,1	146,7
1	170	301,4	449,8	148,4

BOKSPLOTT	m1	m3	m6	m9	m18	m27	m43	m67	m87	m97	m112	m134
Minimum	432,9	432,8	432,4	432,6	432,6	433,5	411,0	407,6	408,5	414,4	430,9	451,6
Kvartil 1	446,4	446,9	446,8	446,9	447,0	447,8	413,4	409,2	408,8	416,5	431,2	451,9
Median	449,4	449,5	450,0	450,3	450,8	451,7	415,7	409,4	409,0	417,7	431,3	452,1
Kvartil 3	455,2	455,5	455,6	455,7	455,6	456,5	435,0	410,5	409,1	418,3	431,7	452,8
Maksimum	461,7	462,0	462,3	462,3	462,3	463,4	441,2	432,9	409,4	418,7	432,0	454,2

Gj.snitt	449,8	450,1	450,1	450,2	450,3	451,1	423,7	412,1	409,0	417,4	431,4	452,4
Varians maks min	28,8	29,2	29,9	29,7	29,7	29,9	30,2	25,3	0,9	4,3	1,1	2,6

Varians kvartil 1 og 3	8,8	8,7	8,8	8,7	8,6	8,7	21,5	1,3	0,3	1,8	0,5	0,9
------------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	------	-----	-----	-----	-----	-----

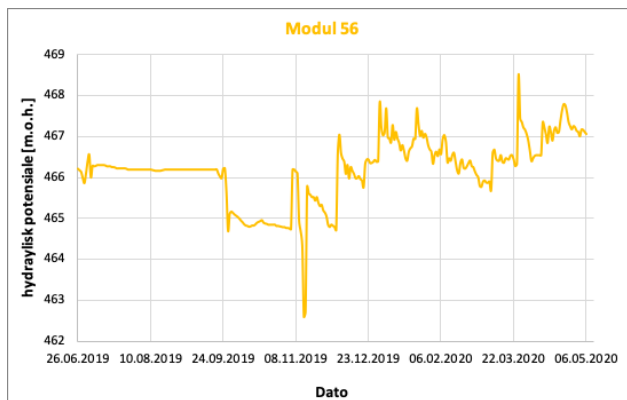
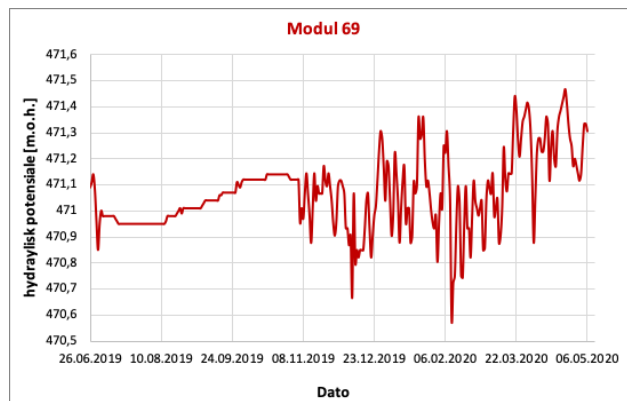
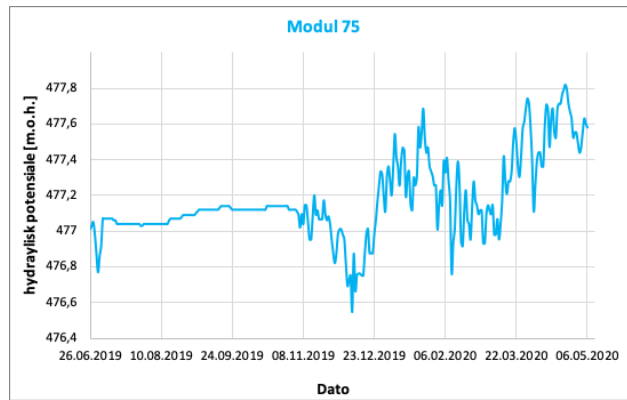
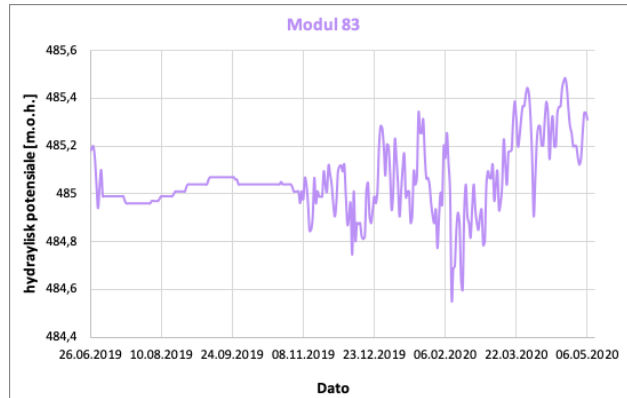
# Vedlegg **C**

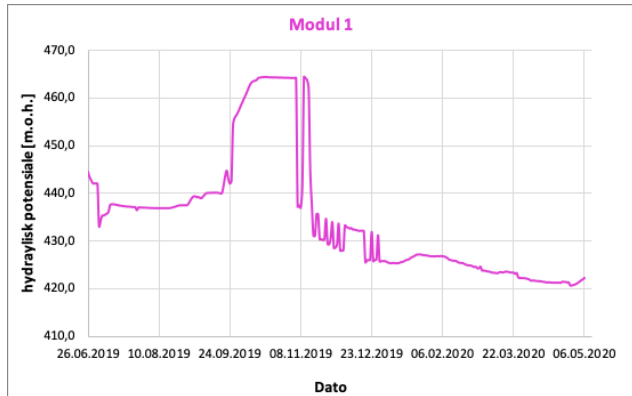
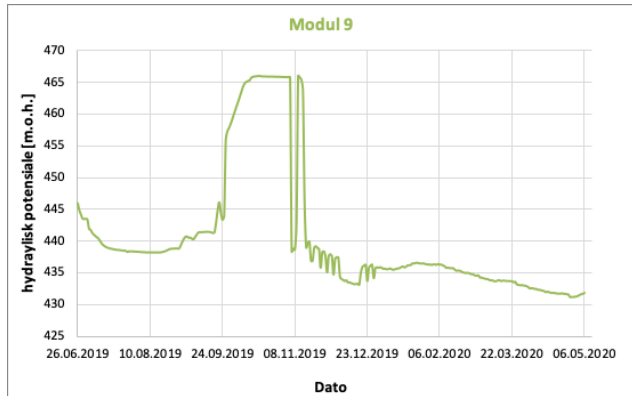
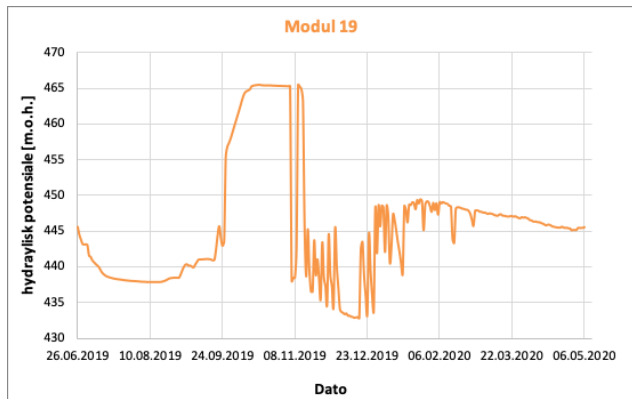
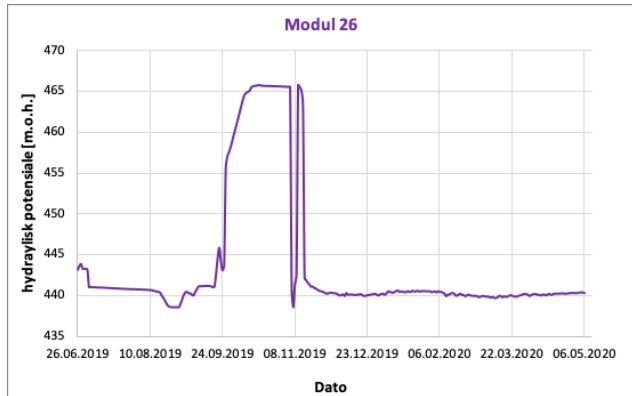
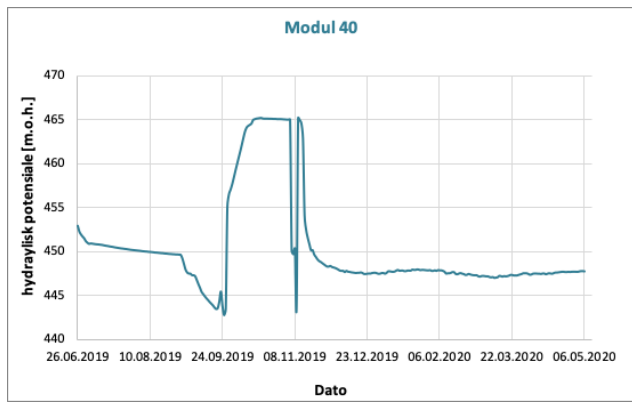
## Hydraulisk potensial plottet mot tid

Hydraulisk potensial plottet mot tid. Hver piezometermodul i alle de fire borehullene er plottet i eget diagram. Hver modul har sin egen farge, som gjør det lettere å sammenlikne med figurene 5.1, 5.2, 5.3 og 5.4, samt boksploottene i figur 5.5, 5.6, 5.7 og 5.8.

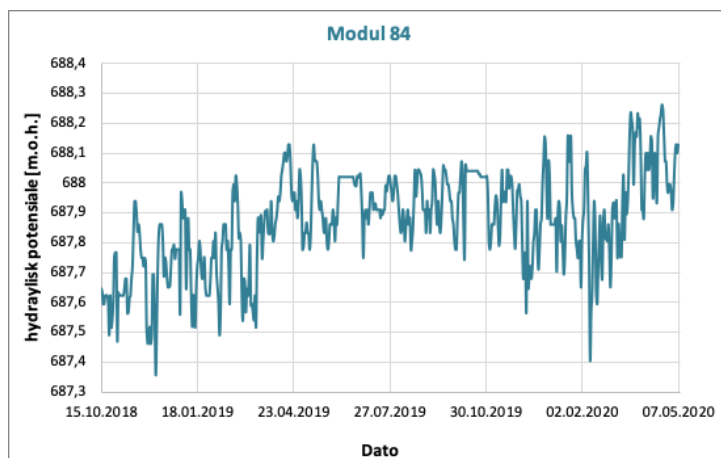
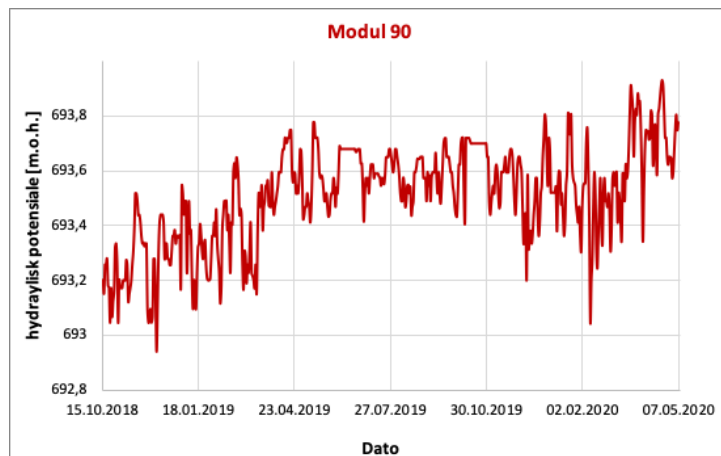
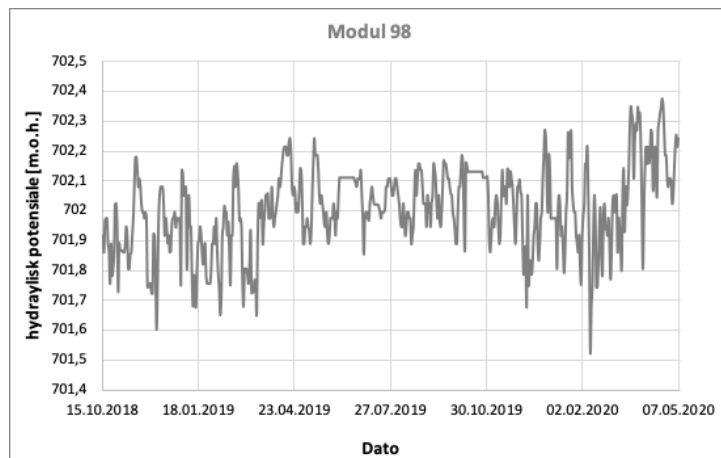
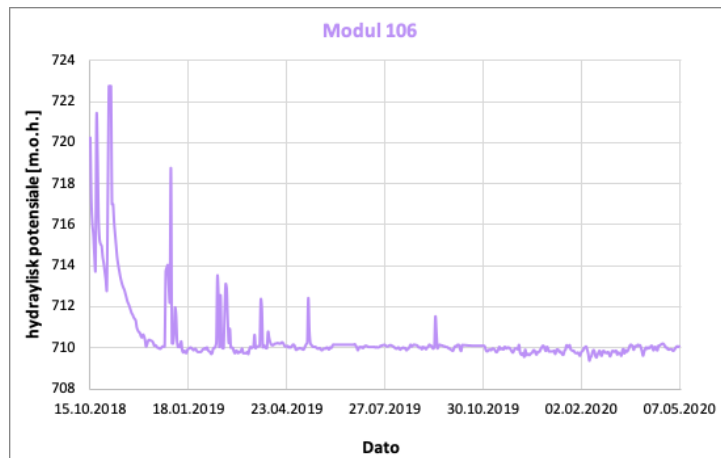


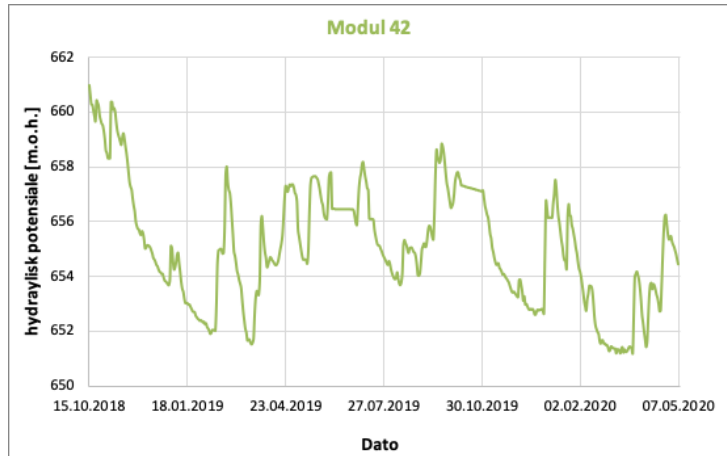
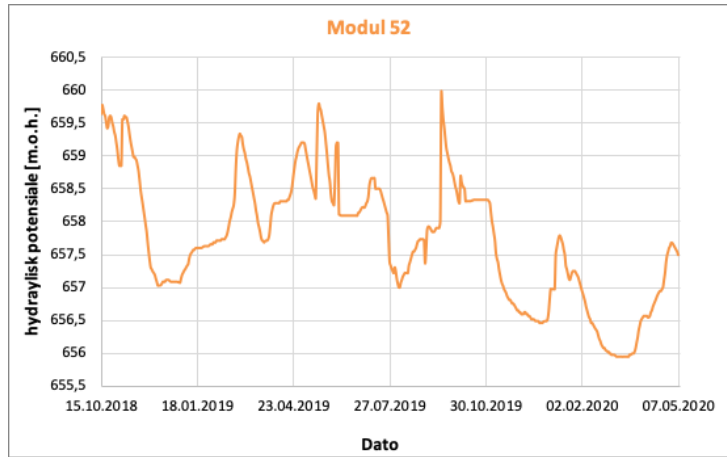
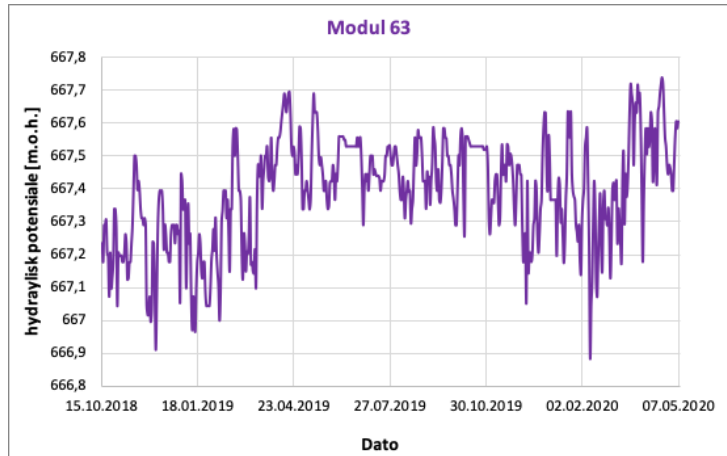
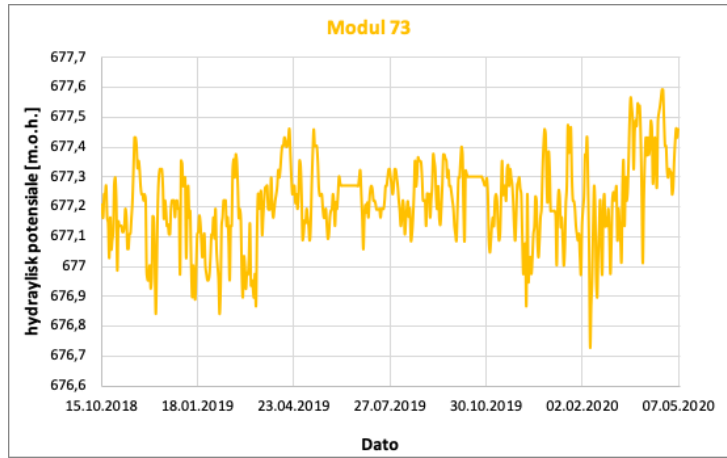
# KH-01-17

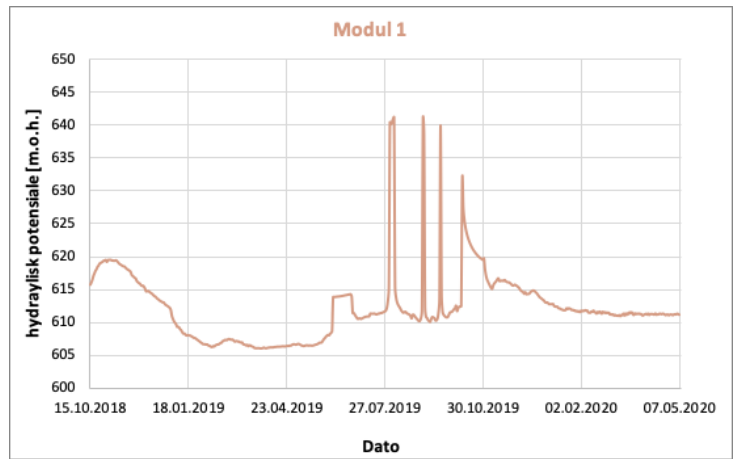
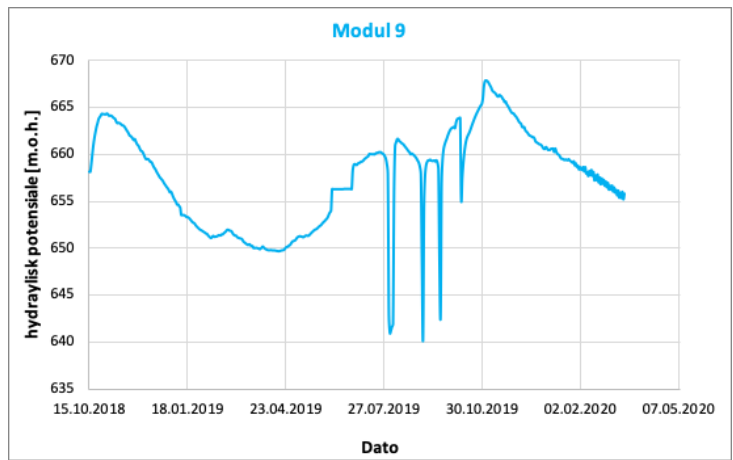
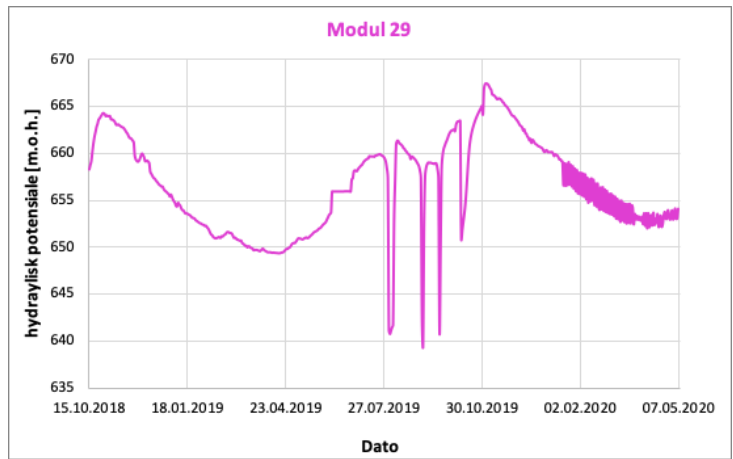




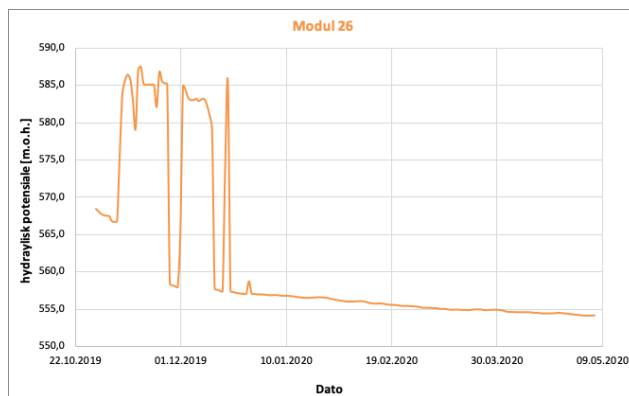
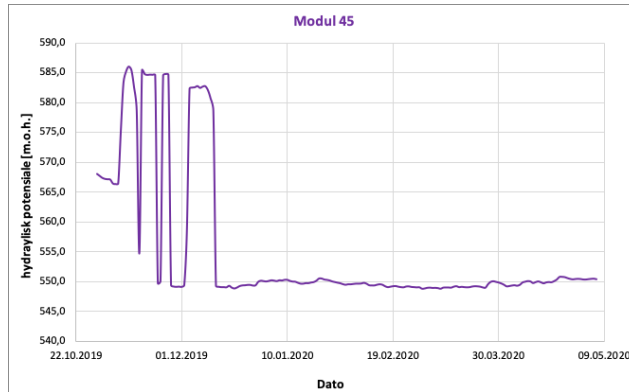
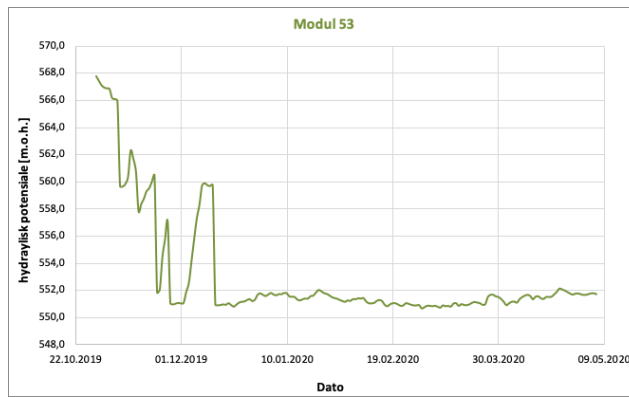
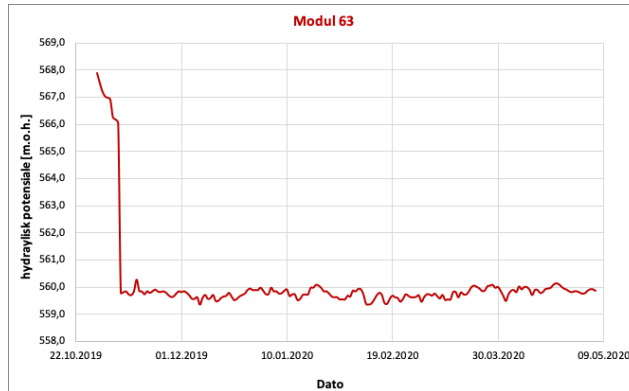
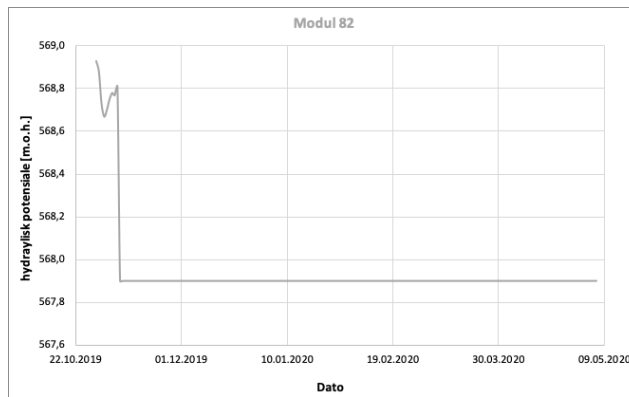
# KH-02-17

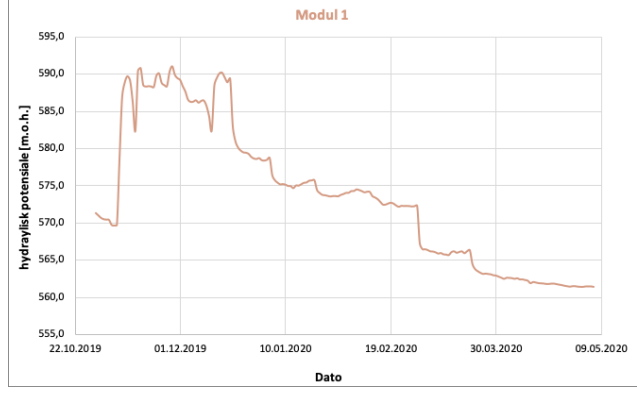
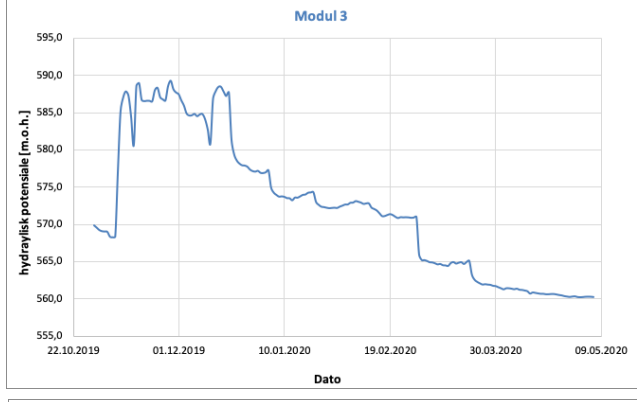
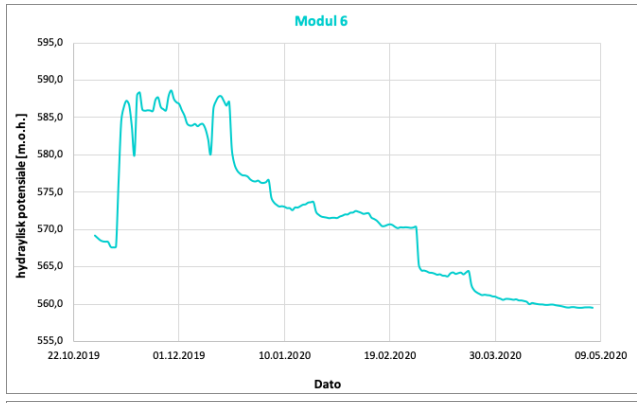
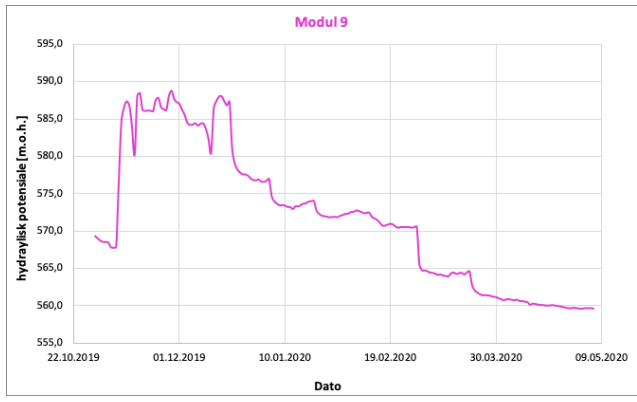
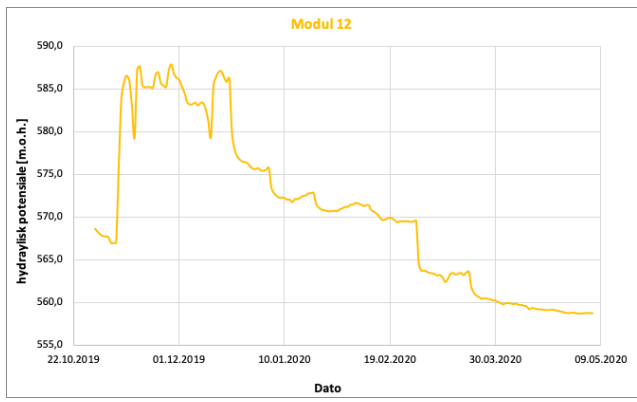




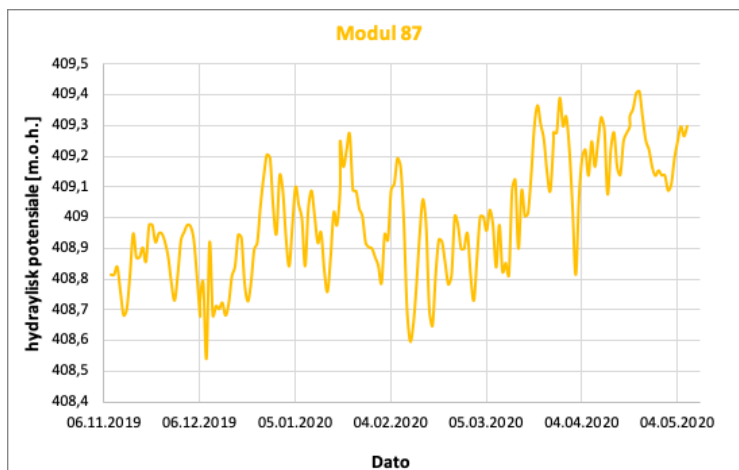
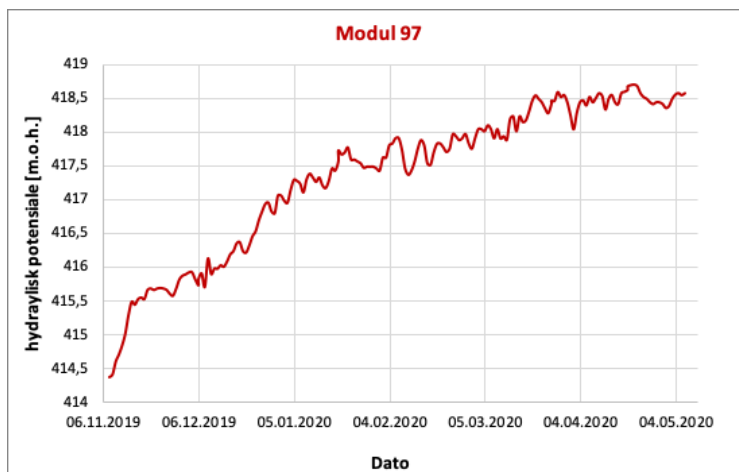
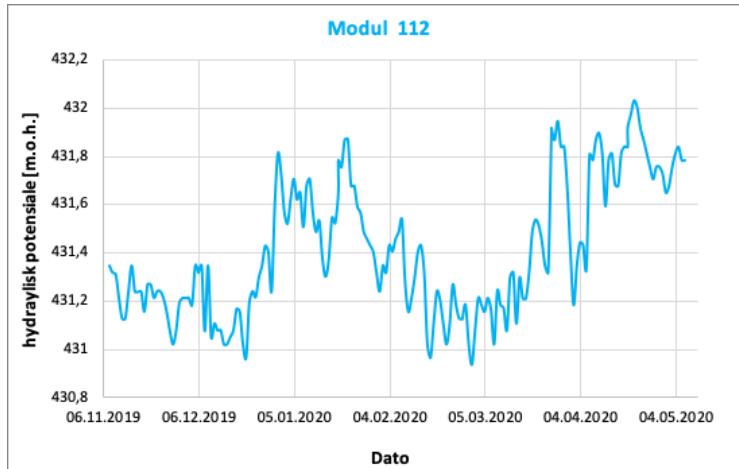
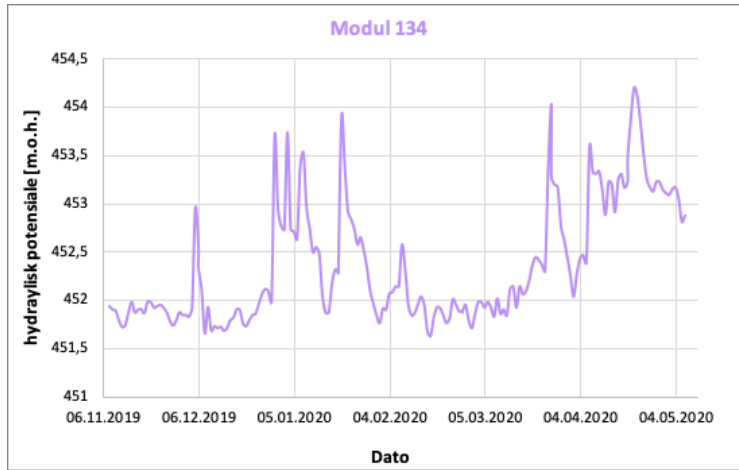


# KH-01-18

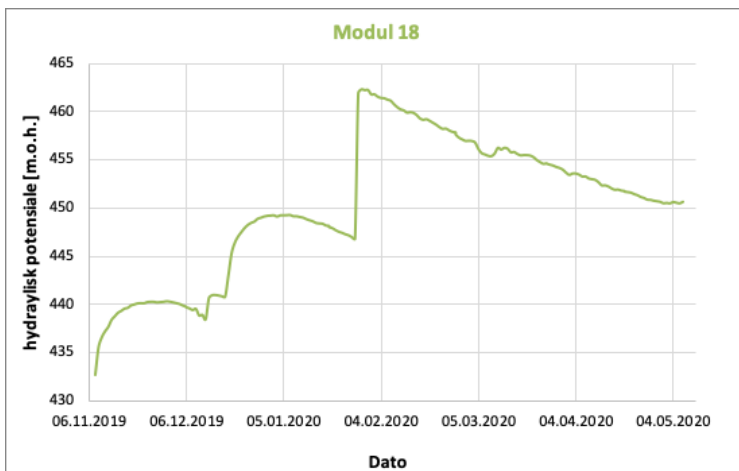
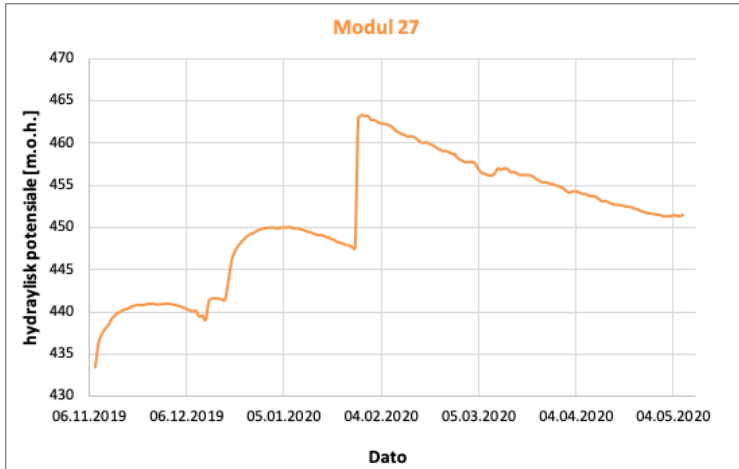
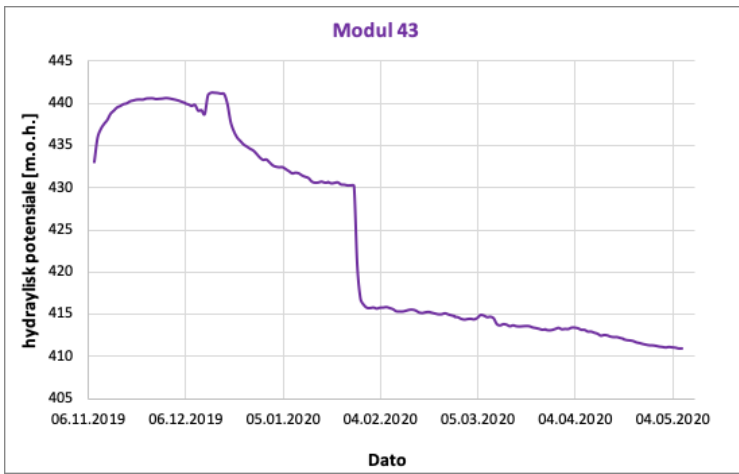
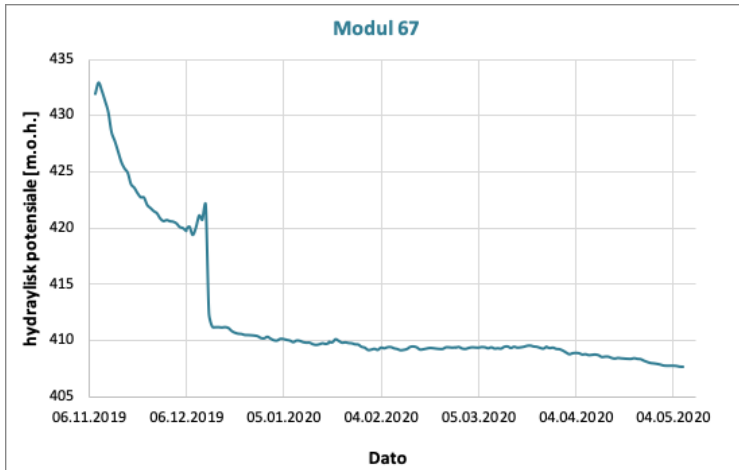


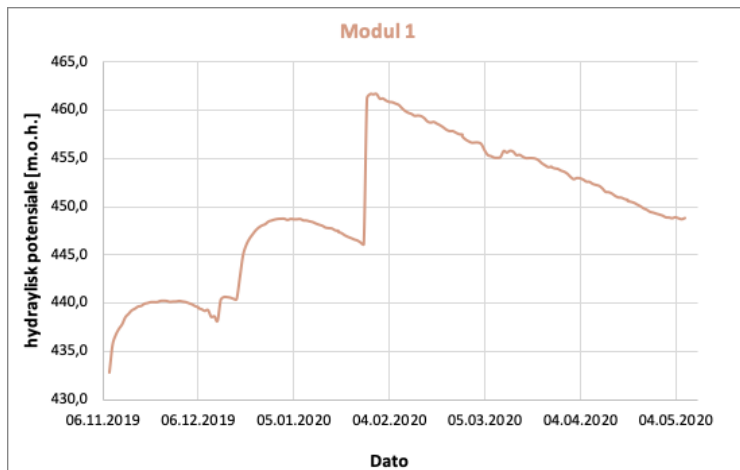
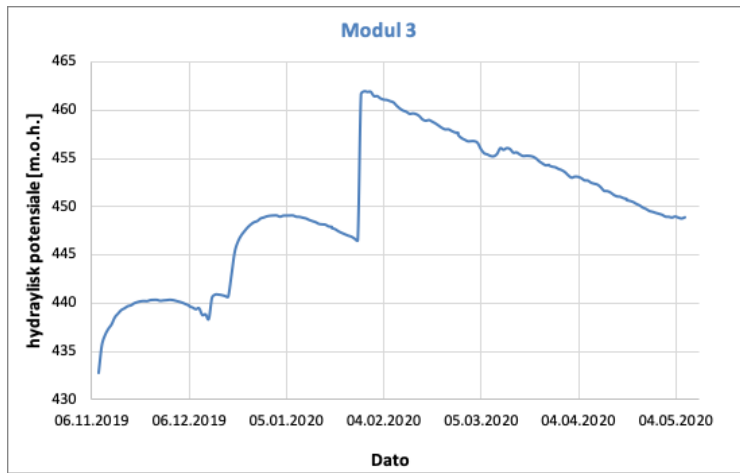
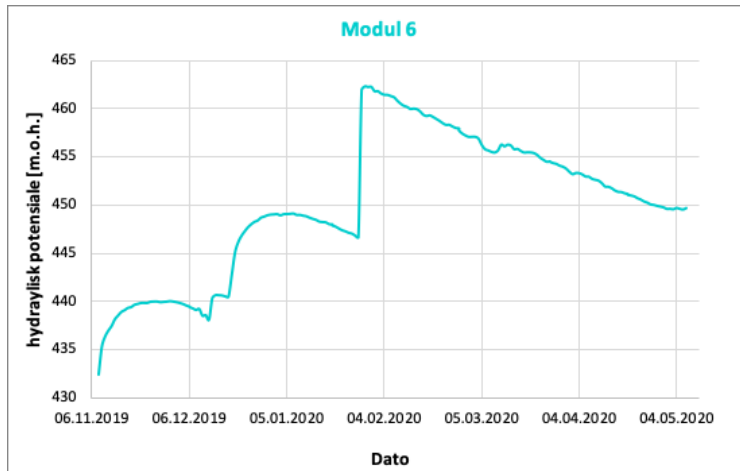
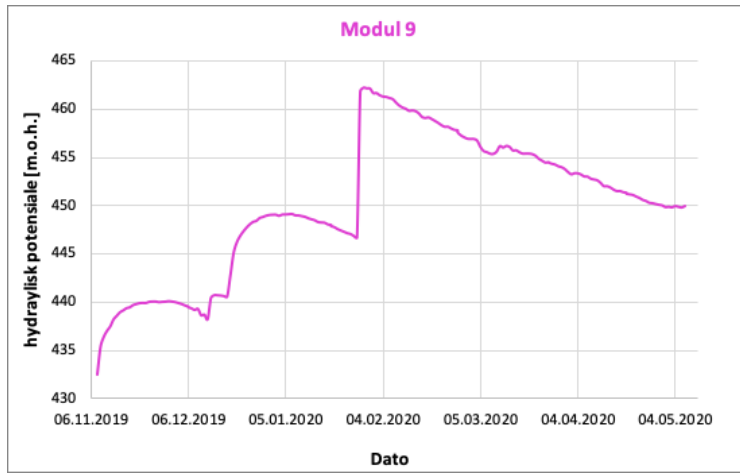


# KH-02-18









Vedlegg **D**

## Engelsk, supplerende artikkel

Hyllseth (2020) og undertegnede har utarbeidet en felles artikkel der resultater fra KH-01-18 og KH-02-18 i begge masteroppgavene er visualisert og diskutert. Hensikten er å oppnå en mer detaljert forståelse av det komplekse fjellpartiet på Åknes. Denne engelske artikkelen er et supplement til selve masteroppgaven.

# A study of the hydrogeological conditions at Åknes rock slope in Norway, including flow measurements, temperature profiles, Lugeon and piezometer tests.

Gjerstad, Johanne and Hyllseth, Marte

Department of Geoscience and Petroleum, Norwegian University of Science and Technology (NTNU)

June 2020

## ABSTRACT

This research article is written as a supplement to both individual Master's theses Gjerstad (2020) and Hyllseth (2020). The study is part of the drainage project of the unstable rock slope at Åknes in Møre & Romsdal, Western Norway led by The Norwegian Water Resources and Energy Directorate. The aim is to drain the groundwater as a stabilising measure to prevent an enormous rock avalanche containing up to 54 million m<sup>3</sup> rock mass, followed by a disastrous fjord tsunami.

Several investigations and monitoring have been carried out in the area. However, more research must be conducted before drainage plans can be implemented. Thus, the purpose of this article is to help understand the complex system at Åknes, with focus on hydrogeology.

Boreholes KH-01-18 and KH-02-18 are located in the west part of the rock slope near the fault zone Åknesrenna. This study focuses on the measurements performed in these boreholes. Based on the flowmeter and heat pulse tests, there is a stronger water flow and a higher groundwater table in KH-01-18 compared to KH-02-18. This might be caused by a natural drainage into Åknesrenna. There has been measured increases in hydraulic potential caused by higher water infiltration due to rain and/or snowmelt during days of positive temperatures. This might have caused an affect on the stability of the sliding plane(s).

Keywords: Hydrogeology, groundwater, water pressure, unstable rock slope, joints, sliding planes, drainage, flowmeter, heat pulse test, distributed temperature sensing, piezometer test, Lugeon test, Leapfrog Geo, AutoCAD.

## INTRODUCTION

The unstable rock slope at Åknes is located in Sunnylvsfjorden in Stranda, Western Norway. The landscape is characterized by mountains with steep slopes and deep fjords, and is located in the middle of the western gneiss region. The rock slope extends from 150 up to 900 m.a.s.l., and the average slope angle is 30 - 35°. The back scarp has a graben structure with an inclination of 60° (Ganerød et al., 2006). There is a huge fault zone in the western part of the slope called Åknesrenna, see Figure 1.

The climate at Åknes is mainly affected by low pressure systems with a high amount of precipitation. During the winter months, from December to March, the temperatures are normally negative. Most of the water infiltration occurs during snow melt season in April until June, and in September until November when it rains frequently. Most of the water infiltration occurs in the back scarp (Ganerød et al., 2006). According to Biørn-Hansen (2019) and Sena and Braathen (2020), 15 % of all precipitation and snow melt flows directly into the joints and sliding planes, which equals 207 mm/year. In addition, the small lake Itnesvannet located above the slope, would contribute to the recharge of water in the joint system.

There are developed different rock avalanche scenarios. Scenario A, which includes the entire unstable area, indicates

an estimated avalanche volume of 54 mill m<sup>3</sup>, with an annual probability of 1/5000. Scenario B and C involve 18 and 6 - 11 mill m<sup>3</sup>, respectively, including annual probability of 1/1000 and <1/100 (Blikra, 2012), see Figure 1.

Regarding the high risk of an enormous avalanche followed by a tsunami in the future, The Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE) is leading a research project at Åknes. The aim is to secure the rock slope by implementing groundwater drainage to achieve a stabilizing effect. The purpose is to save dozens of lives and infrastructure. To be able to drain the slope correctly, several measurements, calculations and analysis are required. In this study, the focus has been measurements taken in boreholes KH-01-18 and KH-02-18, such as flow measurements, temperature profiles, Lugeon and piezometer tests.

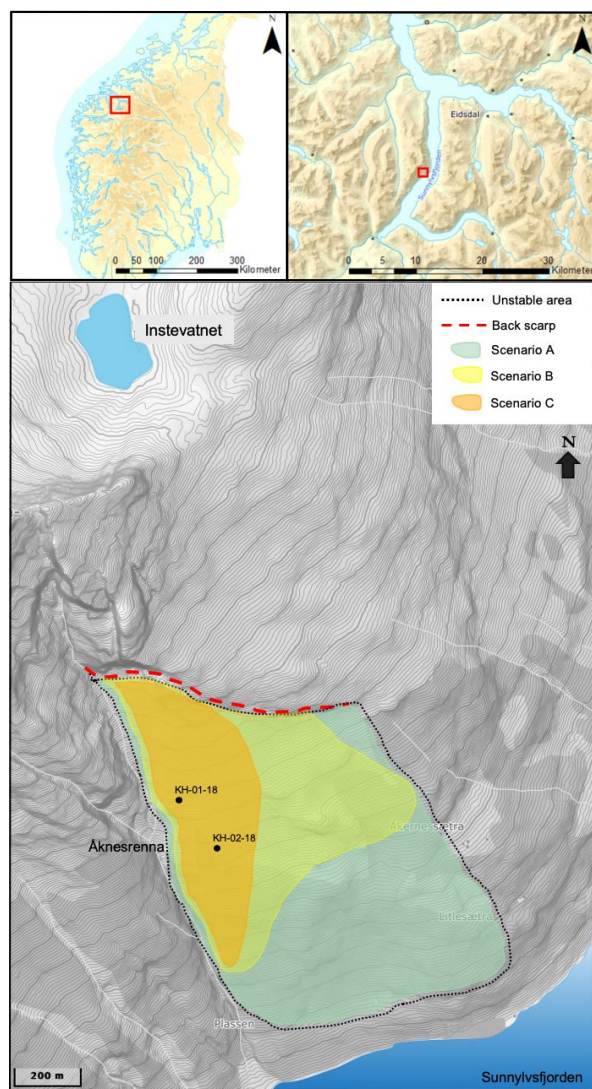
The biggest displacement of the rock slope occurs along the main sliding plane. Estimated depth to sliding planes and measured displacement are presented in Table 1. The displacements are measured 08.11.19 until 13.02.20 (NVE, 2020). The groundwater level fluctuates several meters throughout the seasons and during the year. Table 2 shows different groundwater levels at the time of each test.

**Table 1.** Estimated depths to sliding planes, including measured displacements written in parenthesis (NVE, 2020).

Borehole	Main sliding plane [m.b.g.l.]	Sliding plane 2 [m.b.g.l.]	Sliding plane 3 [m.b.g.l.]
KH-01-18	34 (6 mm)	61 (1 mm)	80 (2 mm)
KH-02-18	15 (5 mm)	111 (3 mm)	-

**Table 2.** Groundwater level during different tests (NVE, 2020), (Elvebakk and Pless, 2018), (Acuna, 2019).

	Groundwater level [m.b.g.l.]		
	Flowmeter	Lugeon test	Heat pulse test
KH-01-18	47	47	21.6
KH-02-18	72	72	59.4



**Figure 1.** Location Åknes, Norway, including rock avalanche scenarios. Modified after (NVE, 2020) and (Bjørn-Hansen, 2019).

## METHODOLOGY

Data material used in this study have been conducted previous years as well as ongoing tests, which NVE is leading. However, all the received data materials have been processed and interpreted by the authors. A short description of the test methods and the performance of the results are described in the following. Note that both Gjerstad (2020) and Hyllseth (2020) provide more detailed theory and method descriptions. Table 3 shows the measurement periods of each test.

**Table 3.** Test measurement periods.

Borehole	Test measurement periods			
	Lugeon test	Flowmeter	Heat pulse test	Piezometer test period
KH-01-18	August 2018	27.08.18	25.06.19	30.10.19
			-	-
KH-02-18	September/ October 2018	03.10.18	27.06.19	06.05.20
			25.06.19	08.11.19
			-	-
			27.06.19	07.05.20

### Flowmeter measurement

Flowmeter measurements were executed at Åknes in the current drillholes shortly after drilling was completed (NVE, 2020), see Table 3. These measurements were done with a probe measuring flow while it was lowered and raised in the boreholes with a speed of 5 m/min. The sampling density is 1 cm. The output of the test is the rotational speed of the probe (rpm) and the net flow indicates the direction of flow in the borehole. The net flow is the sum of the measurements taken when lowering and raising the probe. A negative net flow indicates an upward directed water flow, and consequently a positive net value implies a downward flow. By considering the changes in the net value, the recharge and discharge areas in the boreholes may be determined. Furthermore, the amount of water flowing in each borehole could be calculated by using the diameter of each hole (Elvebakk and Pless, 2018). The results from these loggings can be used to estimate a flow pattern in each borehole.

### Heat pulse tests and temperature measurements

Heat pulse tests were executed in the boreholes using a heating element, a fibre optic cable and a DTS-system (Distributed Temperature Sensing) called XT-DTS Silixa. The heat was applied by an electric probe that could be lowered and raised to the desired depth in the borehole. Heat was then applied for a certain time period. The response in temperature was then measured using the fibre optic cable. The cable consisted of optical fibres enclosed by a stainless steel tube and wires, and an outer plastic layer (Acuna, 2019).

After the heat response test was completed, the fibre optic cable was left in the boreholes measuring the natural temperature variations. Temperature was measured from 26th June until 5th August 2019 with an interval of 10 minutes. This produced an extensive amount of data to be seen in comparison to the other measurement methods. Given the amount of data it was a necessity to find a reasonable way of processing and visualizing to be able to assemble the natural temperature

measurement with the other surveys. The detailed process of the preparing of these data are described by Hyllseth (2020).

Hyllseth (2020) calculates the variations in the temperature. These results will be used in this study for comparison with the other measurements. This was carried out by calculating the variance at each depth over the measurement period, and then plotting this against the depth. The variance is a measure of the deviation the values in the data set has from the average value of the set. Hence, providing a perception of how much the temperature varies over the time period.

To exclude how much the temperature at the top of the borehole was affected by the change in air temperature, the top part of the borehole was left out of the analyses. Including these measurements would cause the variations deeper to be "concealed" by the large variations at the top.

The purpose of these analyses will be to detect sections and joint systems that are more connected to the surface or which sections that are connected to each other. The results will also be seen in comparison to results provided by Gjerstad (2020), such as Lugeon and piezometer. Hence, aiming to confirm or disprove conclusions drawn from the temperature measurements.

### Lugeon test

Lugeon test measures water flow in joints and continuities in the rock mass close to the testing zone. A borehole is divided into zones isolated by using pneumatic packers. Water is pushed into the borehole with a predefined water pressure. At Åknes the tests were carried out in 5 stages in each zone, where stage 1, 2, 4 and 5 lasted for 10 minutes while stage 3 lasted for 30 minutes. Every stage has its own pressure, respectively  $0.5 \cdot P_{max}$ ,  $0.75 \cdot P_{max}$ ,  $0.75 \cdot P_{max}$ ,  $0.5 \cdot P_{max}$  and  $P_{max}$  in stage 3.  $P_{max}$  should not exceed the confinement stress  $\sigma_3$  expected at the depth where the test is being conducted, thus avoiding the development of hydraulic jacking. In boreholes KH-01-18 and KH-02-18 18 and 16 tests were performed. However, only 7 tests in both boreholes were successfully completed. Water pumped into the boreholes during the tests [l/m/min] are measured. Based on the measurements and calculations, the following equation can be used to find the representative Lugeon value of each testing zone, Eq. 1 (Houlsby, 1976):

$$\text{Lugeon value} = \text{water taken in test [l/m/min]} \cdot \frac{10 \text{ [bars]}}{\text{test pressure [bars]}} \quad (1)$$

By analyzing the representative Lugeon value, Houlsby

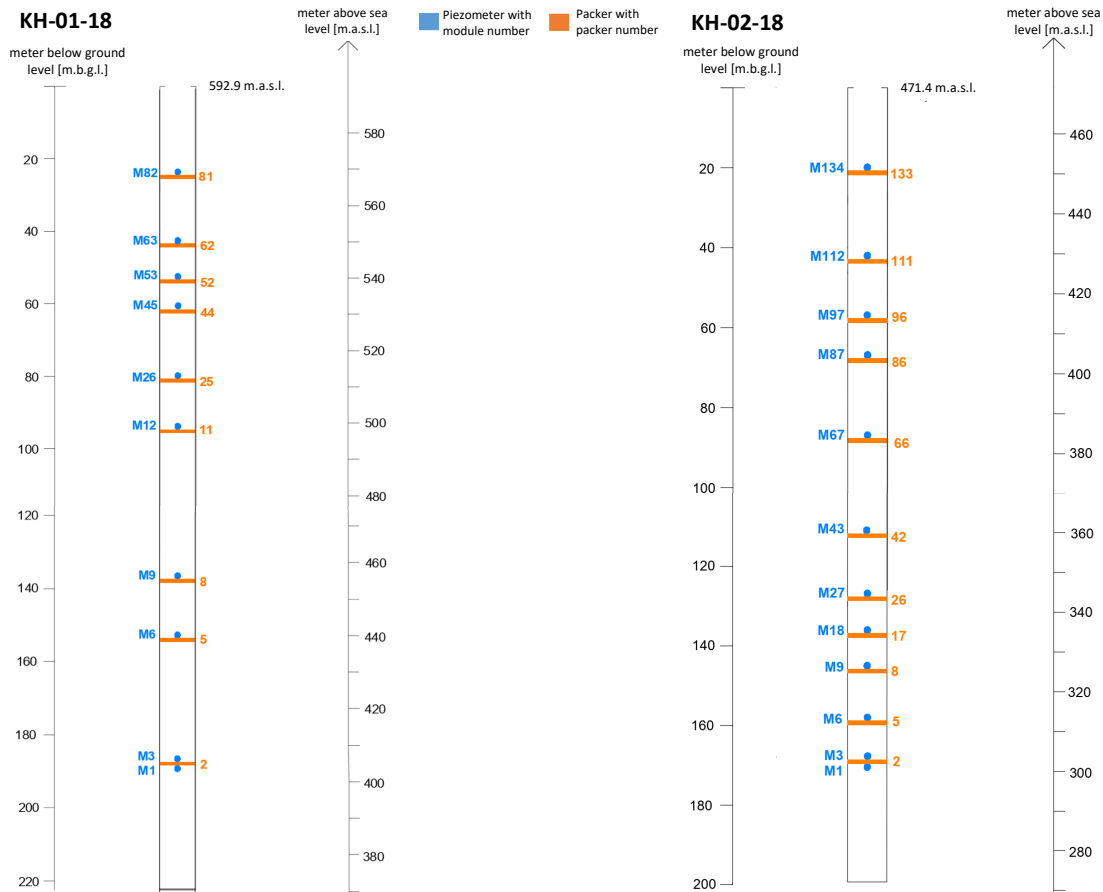
(1976) carried out different behaviour groups. Group A, B, C, D and E are laminar flow, turbulent flow, dilation, wash out of joint filling materials and void filling, respectively. Data corresponding to different stages of the test should be plotted as "water pressure" towards each stage, and "the flow loss" towards "water pressure" (Quinones-Rozo, 2010). By using these plots, the corresponding group may be determined as well as estimated hydraulic conductivity  $K$  and joint spacing. A high Lugeon value indicates a high amount of water flowing in the joints (Boge, 2002).

It is expected that the use of this method can contribute to focus the interpretation of hydraulic conductivity exclusively on data collected in the field (Quinones-Rozo, 2010). The Lugeon test measures only a defined area around the testing zone, which is the most important limitation. Estimations indicate that a 3 meter long test area measures approximately 9 meters of rock mass. RQD values will also be considered when discussing the Lugeon values.

### Piezometer test

Differential Monitoring of Stability is developed by *Centro Servizi de Geoingenierias (C.S.G.)*. The fixed geotechnical system are automatically, continuously and in real time measuring several engineering geological parameters such as deformation, acceleration, temperature, groundwater level and water pressure (CSG, 2019). At Åknes there is installed DMS-columns in boreholes KH-01-18 and KH-02-18, among others. In this study, the results from the piezometer tests conducted in the DMS-columns have been processed and interpreted, which is an instrument testing water pressure. Figure 2 displays overview illustrations of correct locations of piezometers and packers in both boreholes made in the drafting software application AutoCAD. Piezometers are placed in between the pneumatic packers to isolate each section. At Åknes the piezometers can withstand up to 17.24 bar (1724 kPa) (NVE, 2020).

The piezometer test periods covered in this study are presented in table 3. The piezometer data material is processed by calculating the hydraulic potential per day throughout the test period in each module in both boreholes. Hydraulic potential is the height above sea level (masl) plus the pressure height (m). The pressure height is the water column the piezometer measures. The purpose of using packers is to isolate each section, thus packer pressure has to be sufficiently high enough to provide correct results. Therefore, the packer pressure is also measured and calculated to be able to identify defected packer(s).



**Figure 2.** Illustration of borehole KH-01-18 and KH-02-18 made in AutoCAD, including locations of piezometers and packers used in the piezometer test.

### Visualizing results using Leapfrog geo

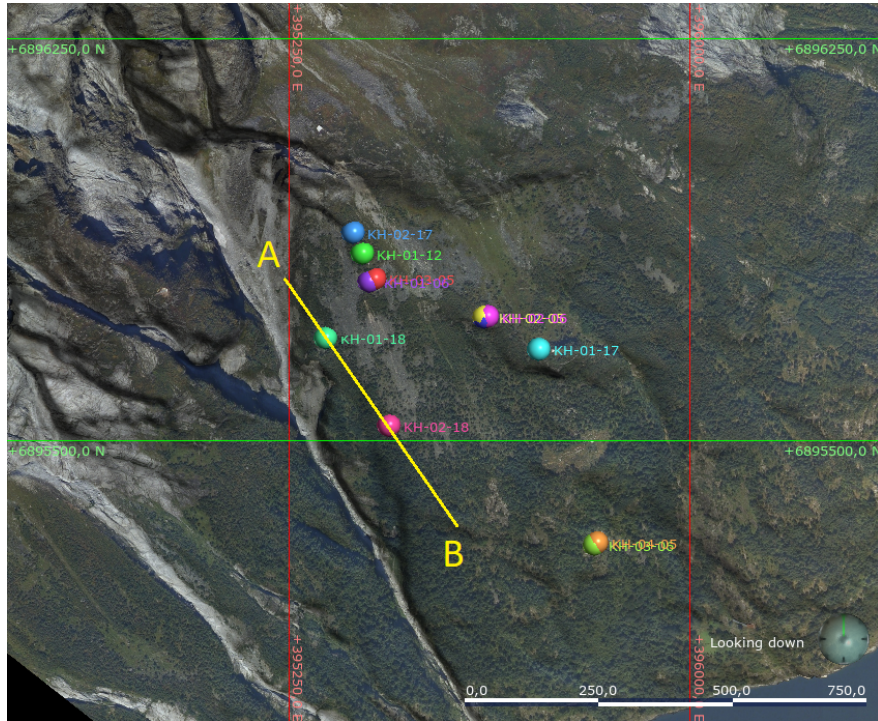
Leapfrog Geo is a geological modelling software in 3D with high processing capacity. The software is developed by SRK Consulting and Applied Research Associated of New Zealand (ARANZ) (Fraile del Río, 2015). It is possible to work with huge datasets to build the most accurate picture of the geology due to interpolation and modelling techniques with boundary models that allows the development of conceptual models directly from drill hole, GIS and other historical data without the need for manual digitization (Seequent, 2019). In addition, Leapfrog Geo is an implicit model, which can be updated as new drill hole data becomes available keeping the geological models dynamic, as the modelling methodology can now keep up with speed of data acquisition (Fraile del Río, 2015). The model can be visualised from any angle, finding trends and detect errors by using an intuitive visualisation tools aid. The software is intuitive and user-friendly (Seequent, 2019).

For this study Leapfrog Geo will not be used making a geological model of the area. The software will rather be used as a tool of visualizing the data at the right location, giving a more comprehensive image of the data. To achieve this, the

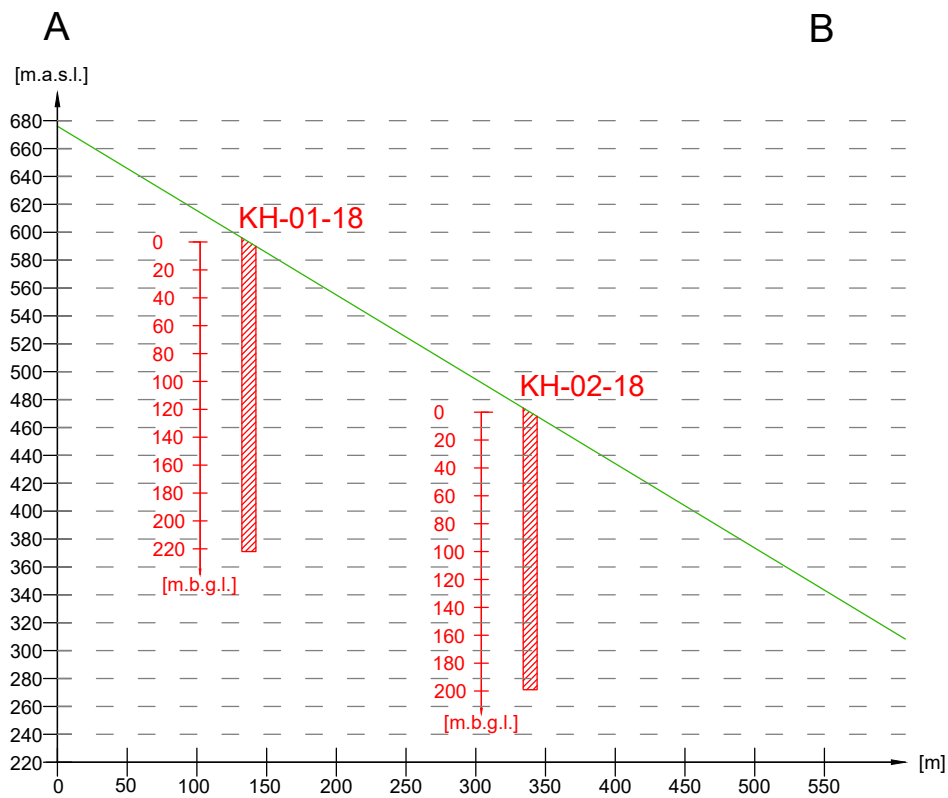
results from the measurements will be illustrated by making a cross section including the boreholes KH-01-18 and KH-02-18, and the surface topography. Figure 3 illustrate the location of the cross section (A-B) through KH-01-18 and KH-02-18 at Åknes. In the cross section it is possible to view the desired results that are previously imported to Leapfrog Geo software.

The borehole data are imported in a comma separated file format, making the data easy to manipulate to fit the wanted outcome of the visualization. The data may either be imported as point values or intervals. To make the cross sections, it is more expedient to import the data as intervals, as this is easier to view and visualize. The flowmeter and temperature data are originally point fixed data, but are adapted to intervals by allowing the values to range over a small interval (0.01 m) in depth. By doing this, the data will also appear continuous.

For an easier interpretation, an illustration of the boreholes was produced, see Figure 4. This figure visualise the relation between the height above sea level (masl) and the depth below ground level (mbgl) in each borehole. The top of borehole KH-01-18 is located at 593 masl and the top of KH-02-18 is located at 471.4 masl.



**Figure 3.** Location of the cross section A-B through KH-01-18 and KH-02-18 used to visualize results, made in Leapfrog Geo. Other boreholes in the rock slope are also shown.



**Figure 4.** The relation between the borehole depths and the height above sea level made in AutoCAD.



## RESULTS

This chapter presents the results processed by the authors. Please use Figure 3 and 4 to help understanding the results in the following. The cross sections illustrating the different results will be used to discuss the boreholes individually and in an overall assessment of the hydrogeology surrounding the boreholes.

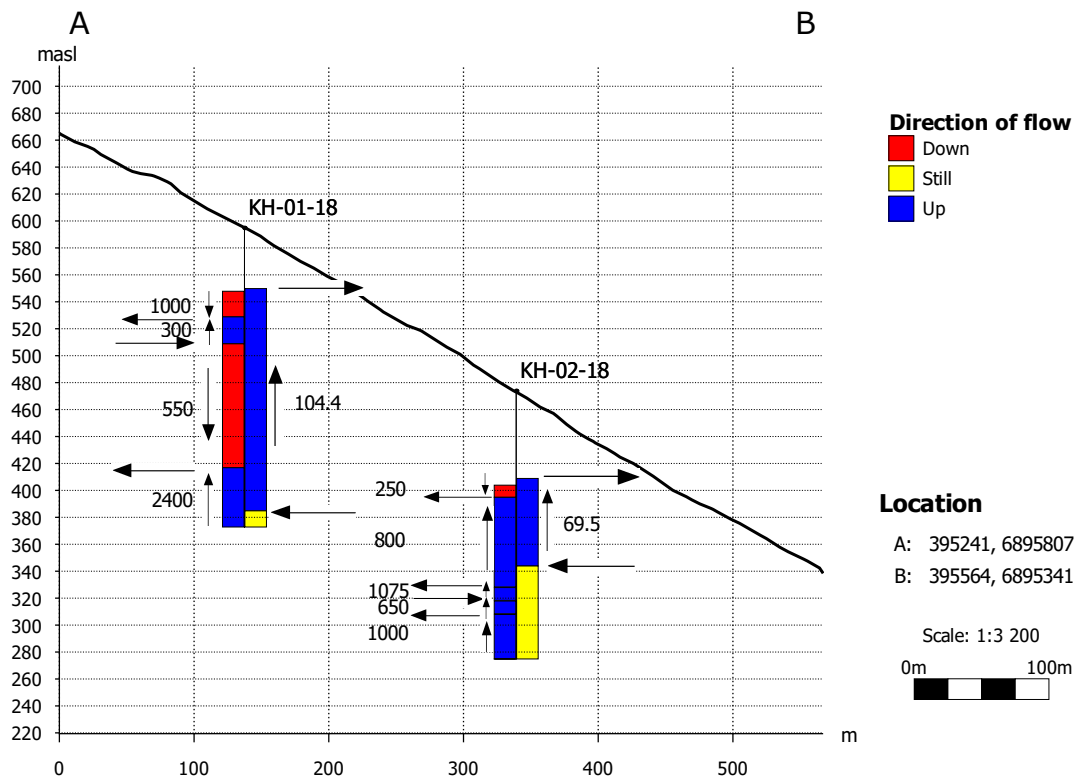
Figure 5 visualizes the interpretation of flow pattern from the flowmeter tests and the heat pulse tests. On the right side of each borehole the results of the heat pulse tests are visualized, while the results from the flowmeter test are visualized on the left side. The flow direction and recharge/discharge areas are illustrated with arrows and colors. The absolute value of the quantity of water (l/hour) measured during the tests are also displayed.

Figure 6 shows results from flowmeter test, heat pulse test and Lugeon values. The arrows illustrate flow pattern (similar to Figure 5). Temperature variance profiles are given in Figure 7. The variance is calculated from the temperature measurements taken between 26th June - 5th August 2019.

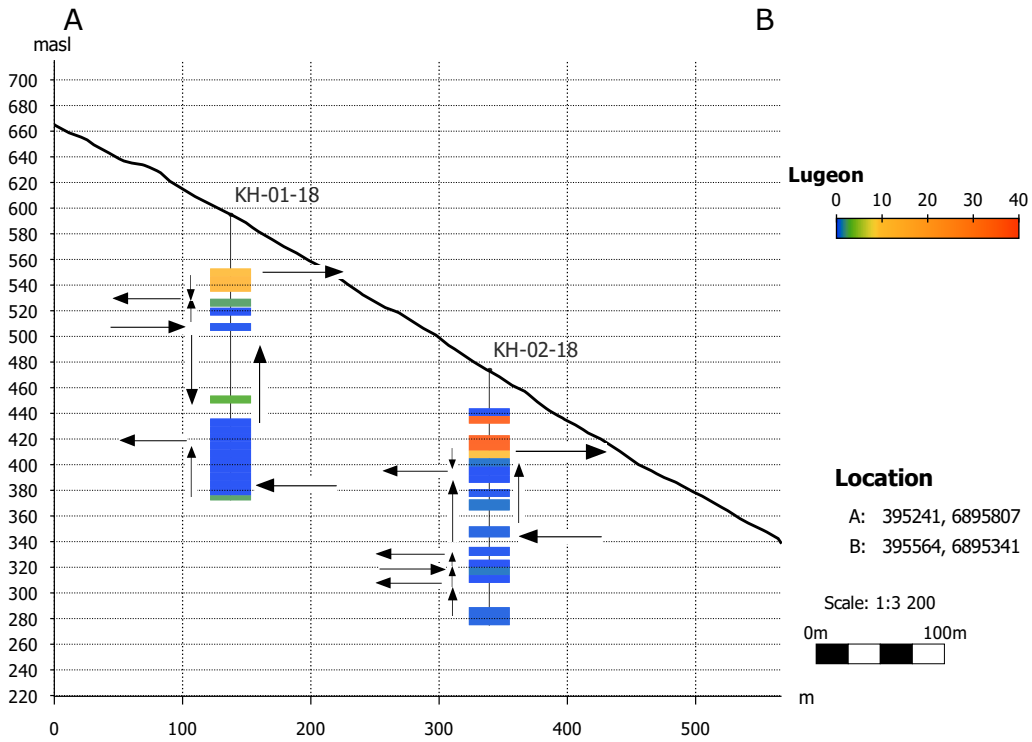
Figure 8 displays RQD (NVE, 2020) and Lugeon values.

In Figure 9 and 10 are results from the Lugeon tests illustrated. More detailed data material, graphs and results can be found in Gjerstad (2020).

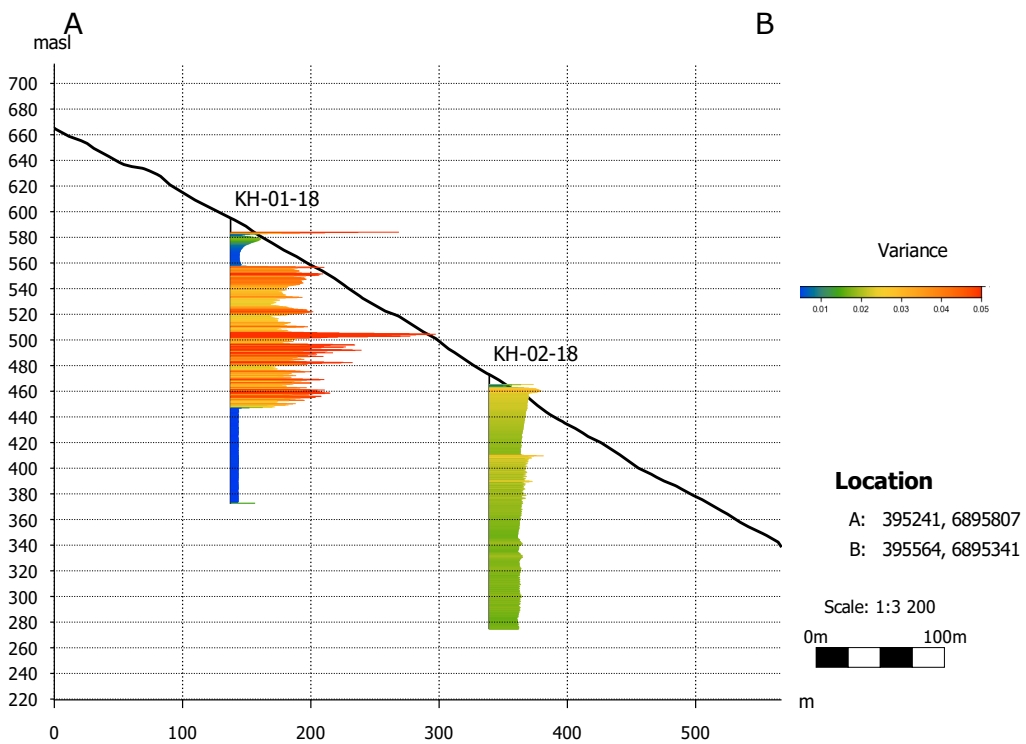
Figure 11 and 12 present graphs of packer pressure and hydraulic potential of all piezometers with module number, respectively in KH-01-18 and KH-02-18. Hydraulic potential [masl] is the height above sea level [m] plus the water column the piezometer measures, one value per day. By using the average hydraulic potential in each module, the average pressure height [meter] can be calculated, see more in the attachment written by Gjerstad (2020). Additionally, air temperatures above and below 0 °C and precipitation plotted towards the same testing period are also plotted in Figure 11 and 12. Please use figure 2 to help understand the graphs. Figure 13 and 14 show box plots of hydraulic potential in each module in KH-01-18 and KH-02-18, respectively. The box plots consist of 25 and 75 % quartiles (quartile 1 and 3) including median and extreme values (outliers). Note that the colour of each module in the graphs corresponds to the colours in the box plots.



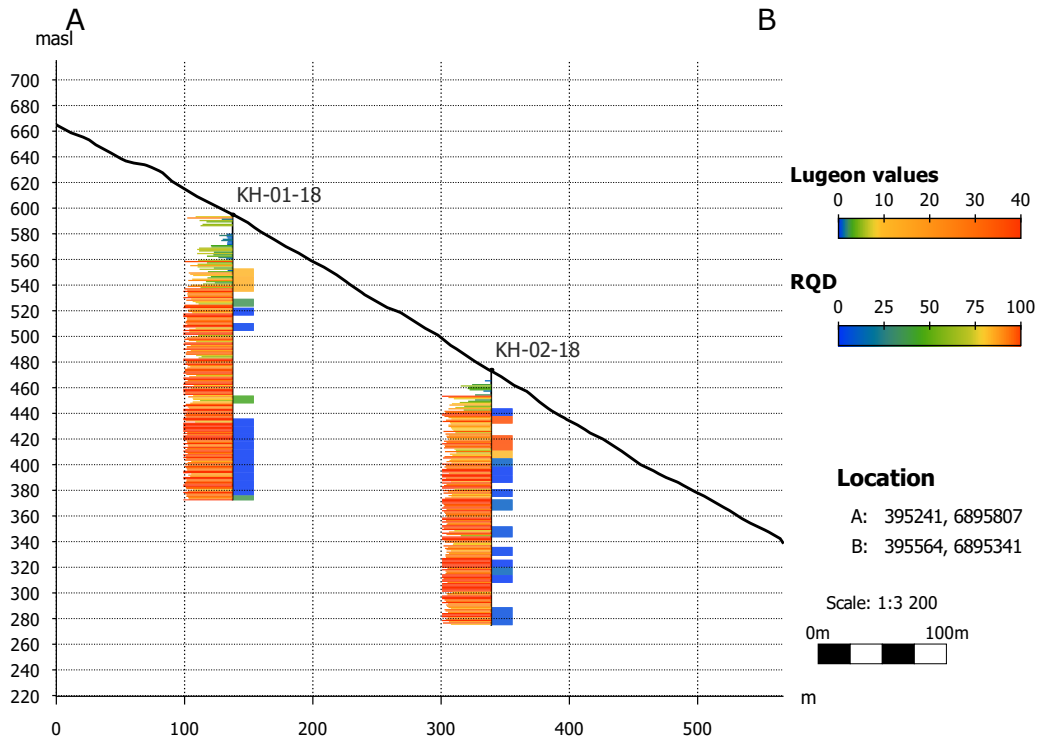
**Figure 5.** Flow pattern in the boreholes. Left side of borehole shows results from flowmeter test. Right side of boreholes shows results heat pulse test. The arrows and colors show direction of flow. Values are given in l/hour.



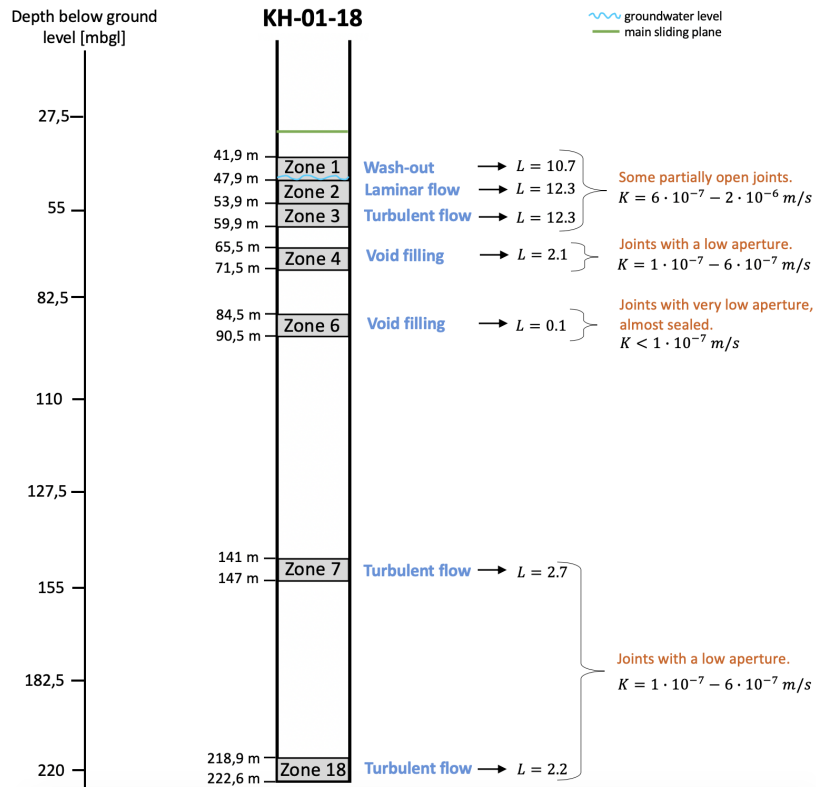
**Figure 6.** Lugeon values and the direction of flow from flowmeter tests (left side of the boreholes) and heat pulse test (right side of the boreholes).



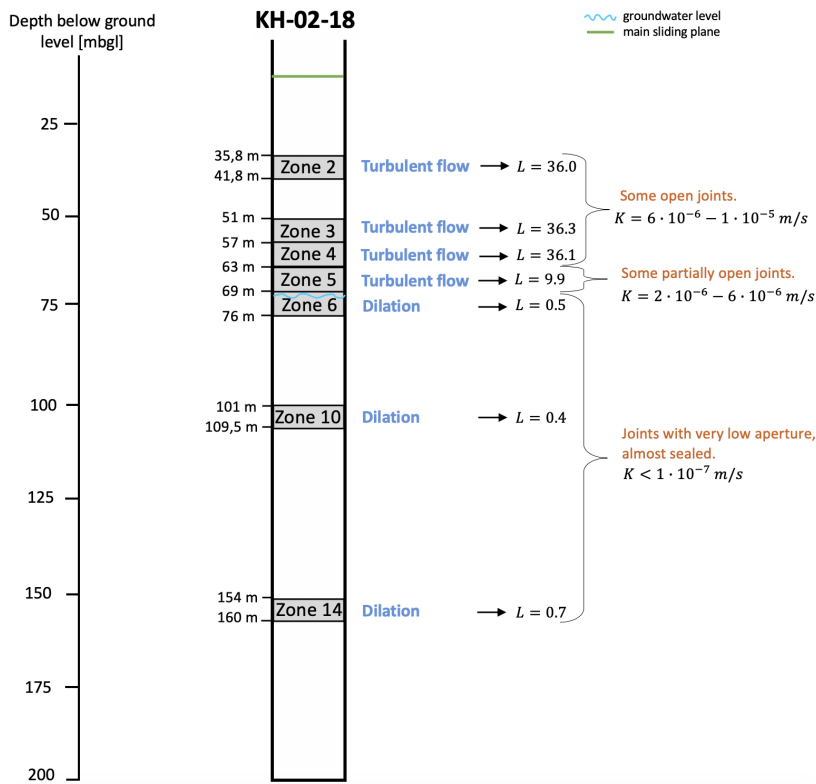
**Figure 7.** The variance in the temperature.



**Figure 8.** RQD values on the left side of the boreholes and Lugeon values on the right side.

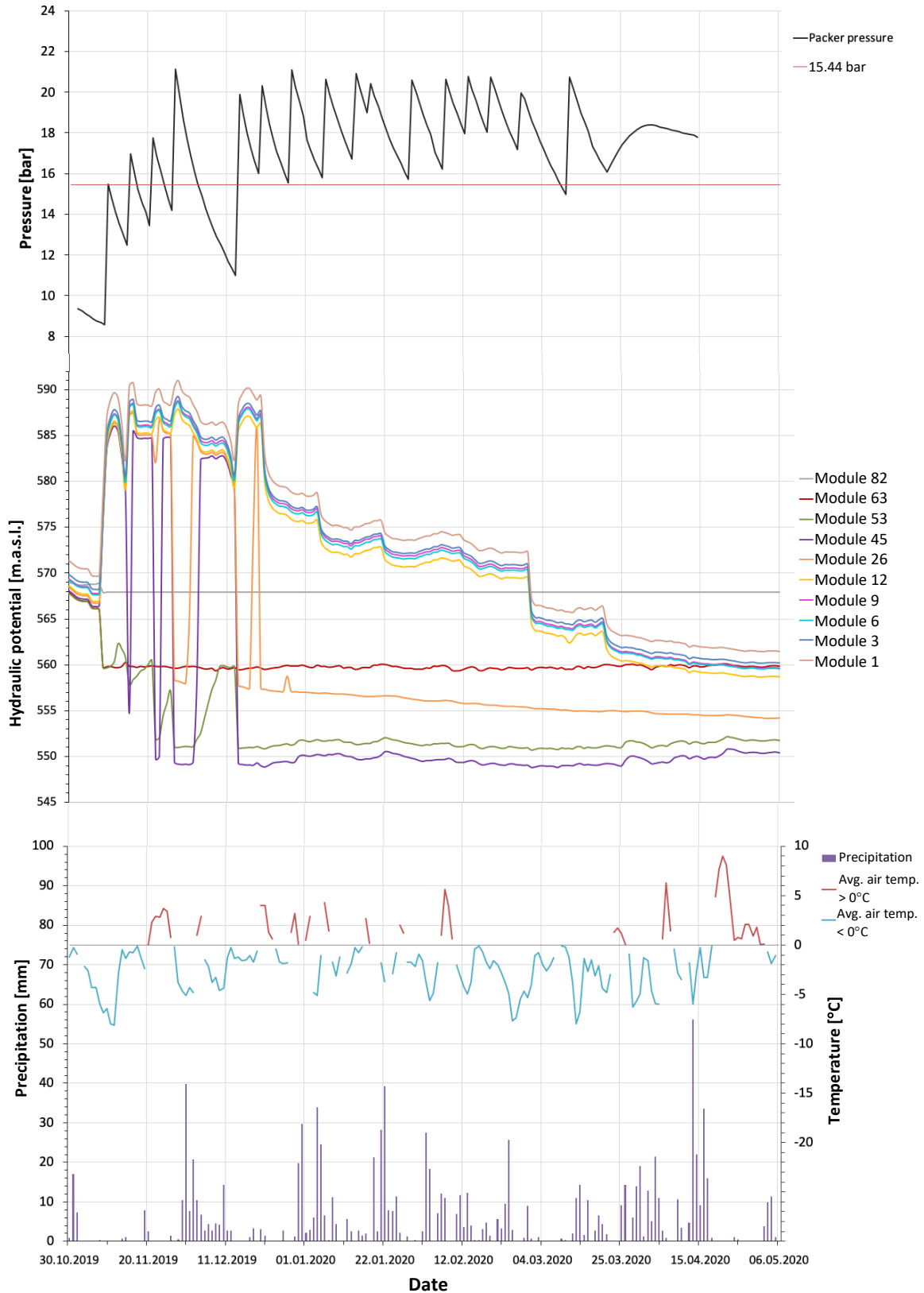


**Figure 9.** Illustration of results from Lugeon tests in KH-01-18. L is the Lugeon value and K is hydraulic conductivity.

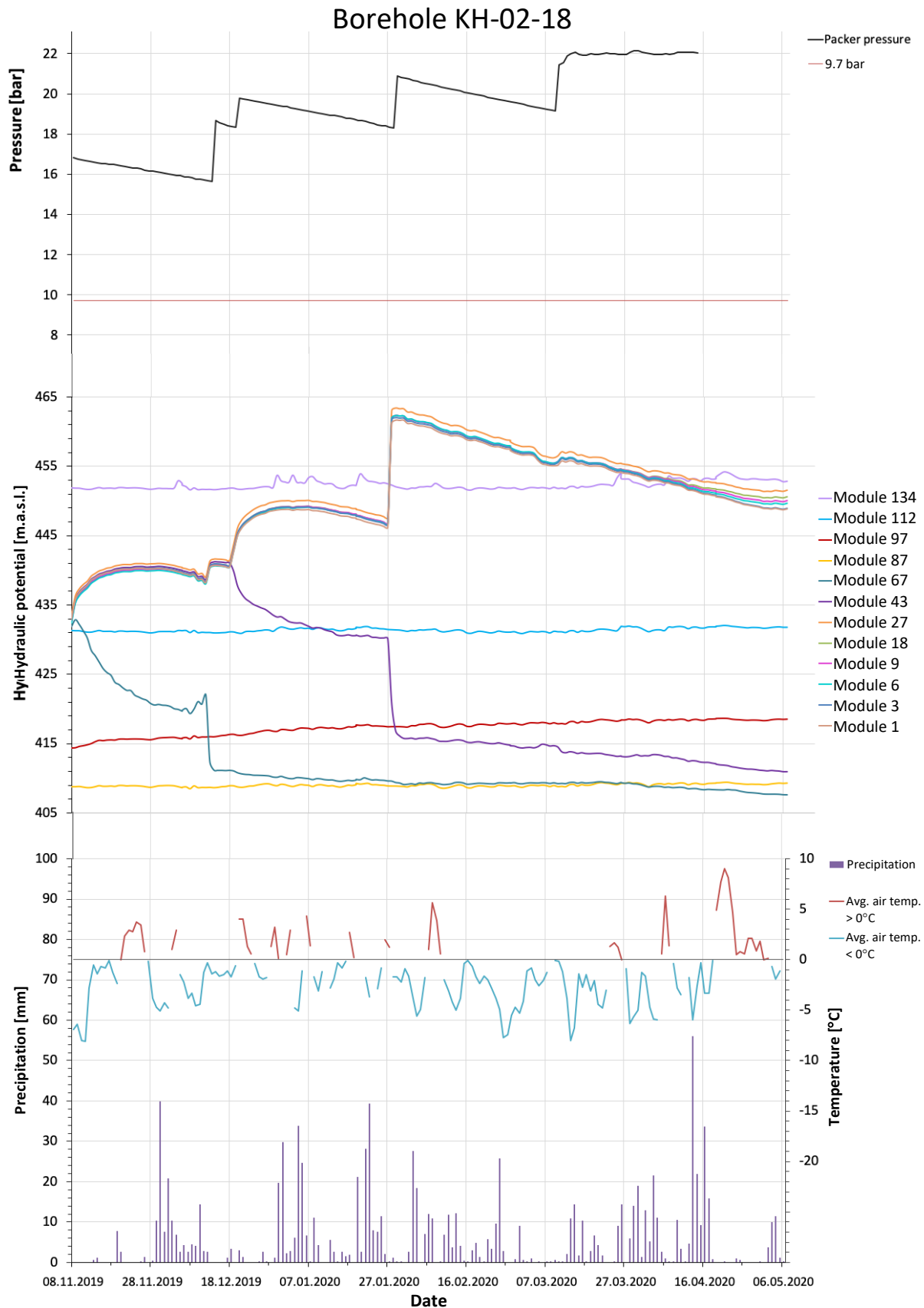


**Figure 10.** Illustration of results from Lugeon tests in KH-02-18. L is the Lugeon value and K is hydraulic conductivity.

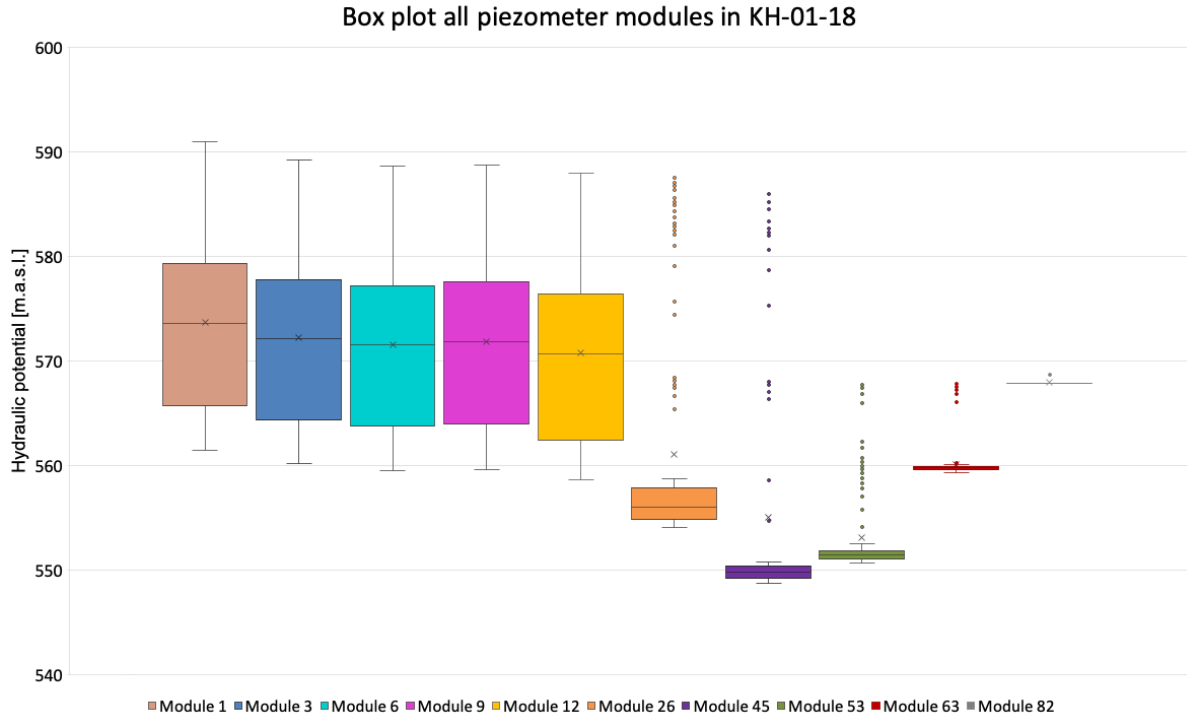
# Borehole KH-01-18



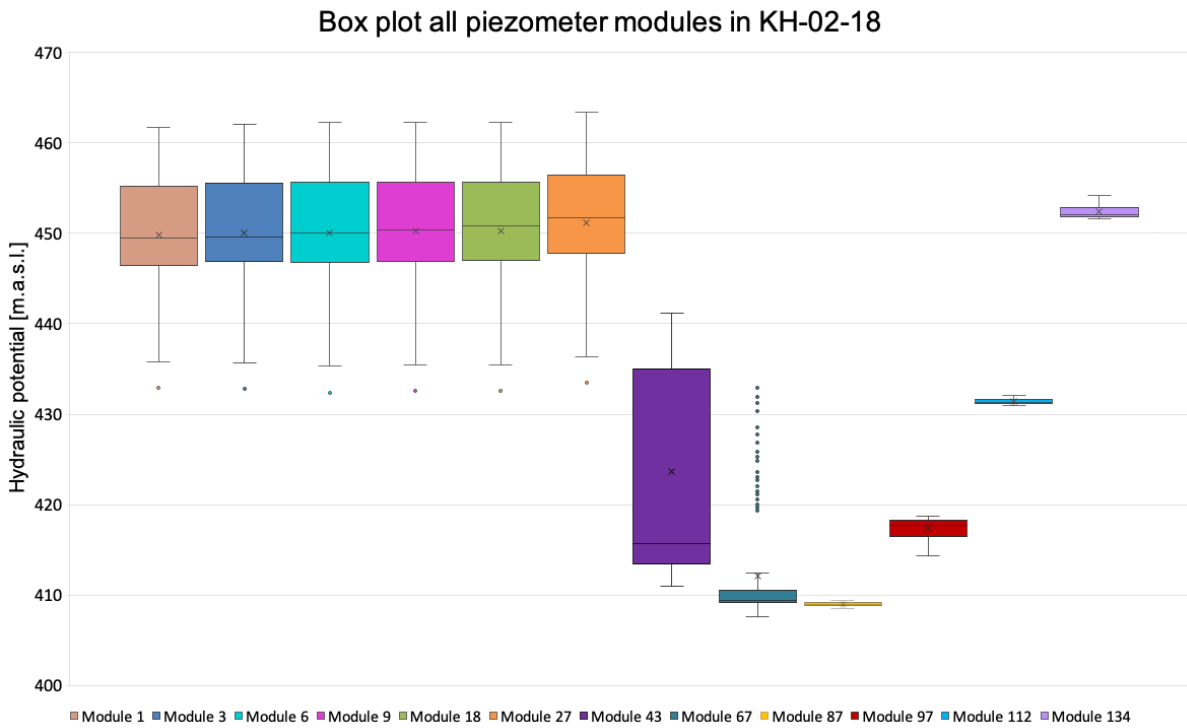
**Figure 11.** Results from piezometer tests in KH-01-18. Hydraulic potential, packer pressure and climatic measurements are plotted towards the testing period.



**Figure 12.** Results from piezometer tests in KH-01-18. Hydraulic potential, packer pressure and climatic measurements are plotted towards the testing period.



**Figure 13.** Piezometer measurements conducted in borehole KH-01-18 presented as hydraulic potential using box plots.



**Figure 14.** Piezometer measurements conducted in borehole KH-02-18 presented as hydraulic potential using box plots.

## DISCUSSION

Figure 2 and 4 might be used to help understanding this chapter.

### **KH-01-18**

The groundwater level fluctuates several meters depending on the seasons and weather conditions. During the flowmeter test, conducted 27.08.18, the groundwater level was estimated to be at 47 mbgl (546 masl) although the test started measuring from approximately 58 mbgl (535 masl). The heat pulse test, performed 25.06.19, measured the groundwater level to be at 21.6 mbgl (571.4 masl), which is an increase of 25.4 meters, see Figure 2.

#### ***Flow pattern and hydraulic conductivity***

Results from the flowmeter test indicates a strong water flow in the borehole. Flow directions, water quantity and recharge/discharge areas are illustrated in Figure 5. The flow pattern is controlled by the pressure differences, hence from high to low pressure. There was a strong flow from the bottom of the borehole that discharged at 178 mbgl (415 masl), which equals a water amount of 2400 l/hour. According to Elvebakk and Pless (2018) a normal rock mass well provides a water flow of 500 l/hour. There was a recharge at 86 mbgl (507 masl) followed by a downward flow to 178 mbgl and an upward flow to 66 mbgl (527 masl), where the water again discharged. From the groundwater level to 66 mbgl, there was a downward flow.

The results of the heat pulse test indicate a recharge of groundwater at 210 mbgl (383 masl), see Figure 5. The groundwater flowed upwards in the borehole and discharged at 45 mbgl (548 masl).

Flowmeter and heat pulse test provide different results regarding the flow pattern and water quantity. This implies that the flow changes between August 2018 and June 2019. A plausible explanation to the large differences in flow pattern and quantity of water flow, could be changes in the joint conditions (i.e. tension cracks, joint filling etc.) caused by the recently drilling of the borehole (Nilsen, 2016). Moreover, the borehole creates an artificial connection between joint sets, which might cause an equalizing effect in water pressure over time. According to Ganerød et al. (2006), the groundwater system is complex depending on seasonal variations and weather conditions, which may also cause the changes in flow pattern.

Lugeon test conducted 30.08.18 in zone 6 in Figure 9 implies filled joints during the test, a small Lugeon value and low hydraulic conductivity. Figure 6 displays results from the flowmeter and Lugeon tests. As mentioned, the flowmeter measured a recharge at 86 mbgl (507 masl). Hence, the joints at around 86 mbgl might have been blocked during the Lugeon test. Both RQD and results from Lugeontest in zone 7 (see Figure 8) indicate a fractured zone with higher hydraulic conductivity, which is not measured in the flowmeter test. Zone 18 in the Lugeontest display a turbulent flow with a Lugeon value of  $L=2,2$  and RQD at the same depth is approx. 80. This

turbulent flow corresponds to the strong water flow from the bottom of the borehole measured with flowmeter. The heat pulse test also implies a recharge in the bottom part of the borehole.

#### ***Temperature measurements***

The variance in the temperature measurements conducted during the summer of 2019 are illustrated in Figure 7. The temperature variance profile changes considerably along the entire borehole. The variance is significantly smaller in the bottom part compared to the top of the borehole. The section with higher variance ranges from 38 mbgl (555 masl) to 148 m (445 masl), where it never reaches below 0.02. At the bottom part it is approximately constant at a value of 0.005. The visible transition between these two zones at 148 mbgl (445 masl) corresponds with the results from Lugeon test in zone 7 with and a lower RQD value at this depth, see Figure 8 and 9.

The change in variance at 148 mbgl (445 masl) may indicate that the joint sets are not directly connected. The top section could be connected to the surface to a higher extent, thus causing the higher variance. The low variance in the bottom part may be caused by a connection to another joint system. Hyllseth (2020) gives a more thorough analysis of the temperature variance, also relating the variance to the measured temperatures.

In the temperature variance there is a peak at 90 m depth (503 masl). At this point the variance reaches a value of 0.12. The Lugeon test conducted in zone 6 results in a low Lugeon value of  $L=0.1$ . However, the tests are not performed during the same time.

#### ***Packer and piezometer measurements***

Figure 11 displays graph of packer pressure, graphs of changes in hydraulic potential in every module, air temperature and precipitation measurements towards the measuring period in borehole KH-01-18. Nevertheless, the depth of the packer is not known. A correct packer pressure is dependent on the depth. However, some assumptions have been made. The groundwater level is assumed to be at 33.6 mbgl (559.4 masl) when the piezometer test started autumn 2019. Packer 2 is located at 188 mbgl (405 masl) (Figure 2) and measured an average water column of 154.4 meters (188 m - 33.6 m = 154.4 m) (Gjerstad, 2020). Since 1 bar is equal to approx. 10 meters water column, then the packer must hold a pressure of minimum 15.44 bar. If the packer pressure is less than 15.44 bar, it is defected and may leak, see the red line in figure 11. The graphs of module 26, 45 and 53 occasionally show significant changes in hydraulic potential from mid November until mid December 2019. This coincide directly to packer pressure below 15.44 bar. Additionally, the box plots in Figure 13 for these modules show several outliers (extreme values), which confirm the defected packer(s).

All the piezometers, except piezometer with module number 82, are located below groundwater level. The average pressure heads calculated in each module are increasing with depth. The biggest pressure head is 169.8 meters in module 1 at 189 mbgl (404 masl), which equals 16.98 bar or 1698 kPa (Gjerstad, 2020), see Figure 2 and 11.



Piezometers with module number 45, 53 and 63 show small changes in hydraulic potential throughout the testing period as well as the same pattern. The joints in the modules may be connected to the same joint system. In these zones, water is freely flowing within the joints and sliding planes, and no water is build up. Hence, the water pressure isn't increasing. In addition, both module 45 and 53 are located at the same depth as zone 2 and 3 in the Lugeon tests. As figure 9 shows, both zones have high Lugeon values, which also implies a high amount of water flowing. Furthermore, small changes in hydraulic potential occurs after events of positive air temperatures and/or rain/snow melt, i.e. 01.01.19, 22.01.20, 29.03.20 and 24.04.20, see Figure 11. During these events, there could be a change in water pressure. This happen at 40-55 mbgl (553 - 538 masl) and may affect the stability of the sliding plane.

The graphs of hydraulic potential of module 1, 3, 6, 9 and 12 have the same pattern, which indicates the same joint system. It displays a decreasing trend in hydraulic potential of 30 meters from 20.11.19 until 15.04.20. During the testing period, the air temperature was essentially negative, thus the precipitation came as snow and the terrain was frozen. This may indicate no water infiltration deep into the borehole, and therefore causing the decreasing trend. The box plot in Figure 13 shows variations up to 13.6 meters (difference between quartile 1 and 3) for these modules, which confirms significant changes in hydraulic potential throughout the testing period. This may cause huge changes in water pressure in joints, theoretically up to 136 kPa ( $13.6 \text{ m} = 1.36 \text{ bar} = 136 \text{ kPa}$ ), and especially affect the stability in sliding plane 2 and 3 (Table 1).

The graph of the module 26 shows a different pattern, which may indicate a zone consisting of an isolated joint system. The hydraulic potential decreases from 01.01.20 until 06.05.20, probably caused by negative temperatures during the winter months and early spring. Thus, no water infiltration. As mentioned in previous paragraphs, the temperature variance profile display significant variations in temperature at this depth, which also indicate an isolated joint system. However, temperature measurements are conducted throughout the summer. Hence, it might be caused by water infiltration, which indicate the joint system to be connected to the surface. During the piezometer test, the joints near the surface were blocked by frozen ground preventing water infiltration.

### **KH-02-18**

Like KH-01-18, the groundwater level fluctuates several meters. During the flowmeter and Lugeon test, conducted October 2018, the groundwater level was at approximately 72 mbgl (399.4 masl). During the heat pulse test, conducted 26.06.19, the groundwater level was measured at 59.4 mbgl (412 masl). Hence, an increase of 12.6 meters from August 2018 until June 2019.

#### ***Flow pattern and hydraulic conductivity***

The flowmeter test indicates a water flow directed upward from the bottom of the borehole, to 79 mbgl (392.4 masl), see

Figure 5. At this depth the water discharged. However, the amount of flowing water in this section is shifting, meaning that the water discharged and recharged at several locations. The amount of water in the upward directed flow ranged from 650 - 1075 l/hour (Elvebakk and Pless, 2018). There was a downward flow of 250 l/hour from the water table down to 79 mbgl.

The heat pulse test resulted in a similar flow pattern as the water flowed upward in a large part of the borehole, see Figure 5. The water recharged at 130 mbgl (341.4 masl) and discharged at 65 mbgl (406.3 masl), hence an upward water flow. The amount of water during this test was measured to 0.16 m/min, which equals 69 l/hour given a radius of 96 mm. This is significantly less than the results of the flowmeter test. In addition, the heat pulse test shows no movement of water at the bottom of the borehole, unlike the results measured with the flowmeter.

Like borehole KH-01-18, previously discussed, the flow pattern measured with the flowmeter and heat pulse deviates. This applies both to the measured quantities and also to the direction of flow and areas of recharge and discharge. This could to some extent be caused by the short time between drilling and testing with the flowmeter. The changes in the groundwater system based on the seasonal variations may also be a cause to the differences in the flow pattern.

Zone 14 in Lugeon test (Figure 10) is located at the same depth as the recharge at 156 mbgl (315.4 masl) in the flowmeter test, see Figure 6. During the Lugeon test, it occurred a minimal dilation and a very low Lugeon value ( $L=0.7$ ), thus small amount of flowing water and a low hydraulic conductivity. Hence, the tests do not correspond regarding the amount of water flowing.

The discharge at 65 mbgl (406.4 masl) during the heat pulse test corresponds to the high Lugeon value of  $L=9.9$  in zone 5, see Figure 6. This Lugeon value suggest a high amount of flowing water. Hence, the tests do correspond regarding the amount of water flowing. These remarks indicate a better correlation between the Lugeon tests and the heat pulse test, compared to the correlation between the Lugeon tests and the flowmeter test.

#### ***Temperature variance***

The temperature measurements were conducted summer 2019, see Table 2. Compared to the temperature variance in KH-01-18, the profile in KH-02-18 is more even along the length of the borehole. At 64 mbgl (407.4 masl) the variance increased from 0.018 to 0.032 over a short interval in depth. A plausible explanation of this change is due to the groundwater table, that was measured to 59.4 m (412 masl) on 26.06.19 (Acuna, 2019).

#### ***Packer and piezometer measurements***

Figure 12 displays graph of packer pressure, graphs of changes in hydraulic potential in every module, air temperature and precipitation measurements towards the measuring period in borehole KH-02-18. Packer 2 is located at 169 mbgl (302.4 masl) and measured a water column of 97 meters ( $169 \text{ m} - 72 \text{ m} = 97 \text{ m}$ ). The packer must hold a pressure of minimum

9.7 bar, but the measured pressure is always higher. Thus, the packer is not deflected. However, the pattern of the packer pressure graph coincides the patterns of the hydraulic potentials in module 1, 3, 6, 9, 18 and 27, especially 27.01.20. Although the pressure was sufficient, it is plausible to assume that the changes in hydraulic potential is affected by the changes in packer pressure.

The average calculated pressure heads in every module increase towards the depth. The biggest pressure head is 148.4 meters in module 1 at 170 mbgl (301.4 masl), which equals 14.48 bar or 1484 kPa (Gjerstad, 2020).

Module 87, 97 and 112 are located in the unsaturated zone. There are small changes in hydraulic potential throughout the testing period. In addition, the box plots in figure 14 show variations between quartile 1 and 3 of only some centimeters. Thus, water freely flows within the joints and no water pressure is built up over time. Zone 2, 3, 4 and 5 in the Lugeon tests were located in the same area of the borehole. The Lugeon values are high, up to  $L=36.3$ , see Figure 10. In addition, the RQD values are approx 60-70, see Figure 8. It confirms the fact that the water does freely flow within the open joints.

There were some significant changes of 2-3 meters in hydraulic potential in module 134. This could be correlated to water infiltration due to rain and/or snow melt during days of positive air temperatures i.e. 06.12.19, 30.12.19, 04.01.20, 08.01.20, 20.01.20, 26.03.20, 07.04.20 and 21.04.20. This may indicate a perched aquifer. An immediate change in water pressure of approximately 20-30 kPa might had an affect on the stability of the main sliding plane at 15 mbgl (456.4 masl).

Piezometers with module number 1, 3, 6, 9, 18 and 27 follow the same pattern in changes of hydraulic potential, which indicates water freely flowing in the same joint system. However, from 27.01.20 until 06.05.20, there is a slightly decreasing trend due to lack of water infiltration because of negative air temperatures causing snow and a frozen ground. Hence, decreasing water pressure in joints during several months. The box plots in 14 for these modules display a variation between quartile 1 and 3 of around 8.7 meters, which equals approx. 87 kPa. Changes in the water pressure of this magnitude may affect the stability in sliding plane 2 at 111 mbgl (360.4 masl).

Hydraulic potential of module 43 and 67 follow the same pattern, but module 43 is delayed by 2 months compared to module 67. The piezometers may have measured the water pressure in the same joint system. A sudden event of infilled joints during the testing period preventing groundwater to flow, might be a cause. Another explanation might be changes in packer pressure although the pressure was sufficient during the testing period.

### **Comparison of results from KH-01-18 and KH-02-18**

KH-01-18 and KH-02-18 are located in different places of the rock slope, see Figure 1. The joint and groundwater system may change within the area of the rock slope. Therefore, it is relevant comparing the results from each borehole, provid-

ing a more comprehensive understanding of the hydrogeology in the rock slope.

The results from the flowmeter and the heat pulse test show a much stronger water flow in KH-01-18 compared to KH-02-18. In addition, the temperature variance profiles display a much bigger variance in KH-01-18 compared to KH-02-18. Furthermore, the groundwater level in KH-01-18 is much higher compared to the level in KH-02-18. The groundwater level changes during seasons and usually follows the topography (Kirkhusmo and Sønsterud, 1988). However, it is a significant difference in groundwater level regarding the horizontal distance of 201.8 meter between the location of each borehole. According to these interpretations, an explanation is that the groundwater doesn't flow freely between the boreholes. Hence, the boreholes might be connected to different joint sets that are not connected or filled joints preventing the water to flow freely. Thus, it is plausible to assume that the water in the joint sets connected to KH-01-18 drains towards the fault zone in the west, Åknesrenna. Moreover, the fault zone consists of open joints with high hydraulic conductivity - a possible natural drainage (NVE, 2020).

A similarity regarding the flow pattern in both of the boreholes, is that the results from the flowmeter test and the heat pulse test differs significantly. As discussed this may be caused by the seasonal variations, which could mean that the flow pattern is largely dependent on the time of the testing. However, it is difficult to decide whether the discrepancy is due to these variations, or if the flowmeter test is largely affected by the short time after drilling. Drilling may cause development of new joints. Furthermore, the Lugeon test corresponds better to the heat pulse test, which supports the fact that the flowmeter results might be inaccurate.

As discussed previously, the borehole also creates an unnatural opening in the rock mass. This may cause a change in the water flow. In this case the water amount in the boreholes has decreased significantly from the time of the flowmeter test to the time of the heat pulse test. Elvebakk and Pless (2018) also points out that the water flow, especially in KH-01-18, is exceptionally large. This supports the argument that these results may be affected by the short time after drilling.

Figure 7 displays a significant difference in temperature variance between KH-01-18 and KH-02-18. KH-01-18 has a higher variance between 34 mbgl (559 masl) and 145 mbgl (448 mbgl). In this interval, the variance varies between 0.02 to 0.12, while in KH-02-18 the variance never exceeds 0.02 at any depth. Regarding the same testing period in both boreholes, the difference must be due to deviation in the water flow. Thus, the extensive differences in the temperature variance between the boreholes, support the theory of groundwater flowing into Åknesrenna from somewhere between KH-01-18 and KH-02-18.

There are high Lugeon values in the upper part compared to Lugeon values at the bottom part of both boreholes. This indicates a huge amount of water flowing in open joints in the upper parts, while there is small amounts of water flowing deep in the boreholes. Furthermore, piezometers located in the lower part of the DMS-columns display a bigger vari-

ation of hydraulic potential compared to the upper modules. This indicates a possibility of water pressure increasing or decreasing over time in the lower part of the both borehole. A decrease/increase in joint water pressure might affect the stability of the sliding plane(s). However, there is assumed to be a perched aquifer at 20 mbgl (573 masl) in KH-02-18. The joint water pressure increases during greater quantity of water infiltration after precipitation events, which have caused an increase of 20-30 kPa. This might affect the main sliding plane. In the future, it is estimated to be heavier rain events, which might cause further increase in water pressure. Based on the piezometer results, there is not a perched aquifer in KH-01-18.

## CONCLUSION

Based on the results and discussions, the following conclusions have been established:

- There is a significant difference of several meters in groundwater level in both KH-01-18 and KH-02-18 depending on seasonal variations.
- Results from the flowmeter and heat pulse tests display a stronger water flow in KH-01-18 compared to KH-02-18.
- Flowmeter and heat pulse test display different flow pattern both quality and discharge/recharge, which may be caused by seasonal variation or that the flowmeter test was affected by drilling.
- The Lugeon tests confirm higher Lugeon values in the upper part of both boreholes. Hence, a large amount of water freely flowing in open joints.
- The differences between KH-01-18 and KH-02-18 regarding the temperature profiles, the groundwater level and the groundwater flow may suggest a natural drainage into the western fault zone, Åknesrenna.
- Some piezometers measures an increase in hydraulic potential due to higher amount of water infiltration due to rain and/or snowmelt, which might cause an affect on the sliding plane(s), i.e. 20-30 kPa in module 134 in KH-02-18.

## REFERENCES

- Acuna, J. (2019). *Vertical groundwater movement identification through Distributed Heat Tracing Tests. Case of Åknes, Norway*. Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet Trondheim, NORWAY. 14th Congress INTERPRAEVENT 2020 Manuscript draft.
- Biørn-Hansen, F. L. (2019). The Hydrogeochemistry and Water Balance of Åknes Rock Slope. Technical Report June, Universitetet i Oslo, Oslo.
- Blikra, L. H. (2012). Evaluering av drenering som risikoreducerende tiltak ved Åknes. Technical report, Åknes/Tafjord Beredskap IKS, Stranda.
- Boge, K. (2002). *Berginjeksjon (Norsk Bergmekanikkgruppe)*. Number 1. Norsk Forening for fjellsprengningsteknikk (NFF), håndbok nr edition.
- CSG (2019). Differential Monitoring of Stability (DMS).
- Elvebakk, H. and Pless, G. (2018). *Borehullsløgging Åknes, Stranda kommune, 2017 – 2018*. NGU report: 2018.026.
- Fraile del Río, J. (2015). *Hydrogeological model of Aitik mine using Leapfrog Geo Software*. PhD thesis, Luleå University of Technology, Department of Civil Environmental and Natural Resources Engineering.
- Ganerød, G. V., Rønning, J. S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Holmøy, K., Nilsen, B., and Braathen, A. (2006). *Applied Structural Geology - Case Studies of Underground Constructions and Rockslides*. PhD thesis, Universitetet i Bergen.
- Gjerstad, J. (2020). *En studie av sprekkevannstrykk og klimatiske forhold på Åknes, med fokus på Lugeon- og piezometermålinger (Master's thesis)*. NTNU, Institutt for geovitenskap og petroleum, Trondheim.
- Houlsby, A. C. (1976). Routine interpretation of the Lugeon water-test. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 9(4):303–313.
- Hyllseth, M. (2020). *Visualisering og sammenstilling av strømnings- og temperaturmålinger i 2018-borehullene på Åknes, ved bruk av Leapfrog Geo; in.prep. (Master's thesis)*. NTNU, Institutt for geovitenskap og petroleum, Trondheim.
- Kirkhusmo, L. and Sønsterud, R. (1988). Overvåking av grunnvann: landsomfattende grunnvannsnett (LGN). Technical report, Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim.
- Nilsen, B. (2016). *Ingeniørgeologi - berg grunnkurskompendium*. NTNU, Institutt for geologi og bergteknikk, Trondheim.
- NVE (2020). FTP-server, controlled by Gustav Pless, NVE. Authors have collected information and measurements at Åknes.
- Quinones-Rozo, C. (2010). *Lugeon test interpretation, revisited*. Collaborative Management of Integrated Watersheds, Oakland, California.
- Seequent (2019). Leapfrog Geo info page.
- Sena, C. and Braathen, A. (2020). Åknes rock-slope failure hydrogeology Second progress report. (January).

