

# Effekten av Romeriksportens tunnellekkasjer under Østmarka

Tolkning av hydrologiske tidsserier fra  
langtidsovervåkning

**Katharina Scherger**

Tekniske geofag

Innlevert: juni 2018

Hovedveileder: Bjørn Frengstad, IGP

Medveileder: Julie Christine Fosseide, Bane NOR

Per Ingvald Kraft, Bane NOR

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet  
Institutt for geovitenskap og petroleum





## Masteroppgave - oppgavetekst

**Studentens navn:** Katharina Scherger

**Studieretning:** Ingeniør- og miljøgeologi/ Miljø- og hydrogeologi

**Tittel:** Effekten av Romeriksportens tunnellekkasjer under Østmarka

**Veileder:** Bjørn Frengstad

### Utfyllende tekst for oppgaven:

Jernbanetunnelen Romeriksporten hadde omfattende innlekkasjer under driveperioden og det lekker fortsatt vann inn i tunnelen. Dette påvirker blant annet vannbalansen i Østmarka og Bane NOR har hatt et overvåkningsprogram og et opplegg for vanninfiltrasjon i grunnen over mange år. I masteroppgaven skal det på bakgrunn av data fra Bane NOR og egne innsamlede data gjøres et studium av vannbalanse, grunnvannsstrømning i løsmasser og i berg og av vannkvaliteten i tunnelen. Det forventes også en geologisk og hydrologisk områdebeskrivelse samt en innføring i relevant bakgrunnsteori.

Det ønskes svar på følgende spørsmål:

- Hvordan har vannbalansen i Puttjern-området utviklet seg over tid?
- Er det mulig å redusere pågående vanninfiltrasjon uten at grunnvannsnivået vil synke under naturlig laveste nivå?
- Er grunnvannskvaliteten i området akseptabel?
- Hvor lang oppholdstid har grunnvannet i løsmasser/berg og hvordan påvirker Romeriksporten grunnvannsstrømningen?

07.06.2018

**Veileder**



## **FORORD**

Denne masteroppgaven er skrevet ved Institutt for geovitenskap og petroleum ved Norges teknisk-naturvitenskapelig universitet (NTNU) i Trondheim. Oppgaven er utført våren 2018 og er en del av hovedprofilen Miljø- og hydrogeologi. Arbeidet tilhører faget TGB4935 Miljø- og hydrogeologi masteroppgave og utgjør totalt 30 studiepoeng.

Opgaven undersøker effekten av Romeriksportens tunnellekkasjer under Østmarka, og er utført ved bruk av litteraturstudie, ingeniørgeologiske rapporter, tolkning av hydrologiske tidsserier fra automatiske målestasjoner samt feltarbeid i Romeriksporten og Østmarka i perioden 04-16.04.2018. Feltarbeidet innebar vannprøvetaking i tunnelen og sporstofforsøk i to fjellbrønner i skogsområdet. Det har vært både spennende og krevende å arbeide med oppgaven, og undersøkelsesprosessen har vært informativ og lærerik. I løpet av denne perioden har jeg fått en bedre forståelse for hvorfor vannlekkasjer i tunneler oppstår og hvilke utfordringer dette kan medføre. Videre har jeg opparbeidet meg verdifull erfaring om oppgaveskriving.

Masterarbeidet er utført i samarbeid med det norske jernbaneselskapet Bane NOR. Jeg ønsker først å takke min hovedveileder ved NTNU, Bjørn Frengstad, for gode råd, tilbakemeldinger og veiledning gjennom hele skriveprosessen. Videre ønsker jeg å takke mine medveiledere hos Bane NOR, Julie Christine Boman Fosseide og Per Kraft, for deres assistanse i løpet av arbeidet, gode diskusjoner, nyttige tips samt tilgang til verdifull informasjon og data. Det rettes også en takk til øvrige hos Bane NOR for hjelp i forbindelse med feltarbeidet i Romeriksporten, og til Tor Simon Pedersen for at han satte av tid til å diskutere sine funn fra lignende sporstofforsøk. Til slutt ønsker jeg å takke familien min for god støtte og oppmuntrende ord.

Trondheim, 11.06.2018

Katharina Scherger

## **SAMMENDRAG**

Grunnvann i fjellmassiver er en stadig utfordring ved konstruksjon av undergrunnsanlegg. Ved siden av at vanninnsig under driving reduserer fremdriften, kan innlekkasjene resultere i senket grunnvannsnivå i omkringliggende bergmasse. Utbyggingen av Romeriksporten er et eksempel på dette. Romeriksporten er Norges lengste jernbanetunnel med en distanse på 13,8 km, og går fra Etterstad i Oslo til Stalsberg ved Lillestrøm. Utbyggingen av jernbaneprosjektet ble påbegynt i 1994 i forbindelse med den nye storflyplassen på Gardermoen og stod ferdigstilt i 1999. Som følge av svært krevende bergforhold og høyt vanntrykk, oppstod det store vannlekkasjer på flere delstrekninger i 1997. Innlekkasjene medførte betydelige konsekvenser i tunnelens nærområder, deriblant senket grunnvannsnivå i Østmarka friluftsområde samt redusert poretrykk med påfølgende setningsskader i boligområdene Hellerud, Godlia og Lørenskog.

I etterkant har vannlekkasjene i Romeriksporten og grunnvannstanden i de belastede områdene blitt kontinuerlig overvåket. Masterarbeidet har som hensikt å undersøke utviklingen i lekkasjemengder i tunnelen og grunnvannsbalansen i Østmarka. Det er utført sporstofforsøk i to fjellbrønner ved Lutvann og Nordre Puttjern for studie av grunnvannets strømningsmønster og oppholdstid i bergmassivet. I tillegg er det foretatt vannprøver i tunnel for bestemmelse av vannkvalitet.

Til tross for at sporstofforsøkene ga manglende resultater, kan vannprøvenes basiske pH indikere at oppholdstiden i grunnvannsmagasinet er relativt lang. Videre antyder de høye pH- og ledningsevneverdiene at tunnelvannet er upåvirket av drenering fra overflate- og myrvann. Selv om vanninnstrømning til tunnelen har avtatt etter endt tetningsarbeider, viser funnene fra hydrologiske tidsserier at området omkring Puttjern fortsatt er sårbart for grunnvannsenkning i tørre perioder. Infiltrasjonsanlegget i tunnelen ansees derfor som nødvendig for å opprettholde vannbalansen i området. Mulig reduksjon av omfanget kan vurderes dersom tunnellekkasjene fortsetter å avta i fremtiden.

## **ABSTRACT**

Groundwater flow in rock masses is a major challenge when it comes to the construction of underground installations. In addition to reducing the propulsion of the work during excavation, water leakage may also result in the groundwater table being lowered in surrounding rock blocks. The construction of the Norwegian railway tunnel Romeriksporten is an example of such vulnerable effects to the environment. The tunnel is 13.8 km long and is located between Etterstad in Oslo and Stalsberg near Lillestrøm. The excavation process started in 1994 related to the new airport at Gardermoen and was completed in 1999. As a result of demanding geological conditions and high water pressure, significant water leakages occurred in 1997. This heavy inflow of water caused damage to forested ground in Østmarka recreation area, and led to subsidence in the clay deposition in the surrounding urban areas of Hellereud, Godlia and Lørenskog, causing damage to several man-made structures.

As a result of these damages, the water leakages in the tunnel and the groundwater level in the affected areas have since been closely monitored. This master thesis examines the development of water inflow in the tunnel and the groundwater balance in Østmarka. In this study, tracer tests have been conducted in two monitoring wells close to the ponds Lutvann and Nordre Puttjern to determine the flow pattern and the residence time of the groundwater. In addition, water samples have been taken from the tunnel to evaluate the groundwater quality.

Although no tracer was registered in the groundwater, the basic pH of the water indicates that the residence time in the reservoir is relatively long. The high pH and electrical conductivity further imply that the water in the tunnel is unaffected by drainage of marsh and surface water. Although the water inflow to the tunnel is reduced after grouting has been carried out, results from hydrological time series show that the Puttjern area is still vulnerable to a lowered groundwater table in drought periods. Water injection from the tunnel is therefore considered to be necessary to maintain the water balance in the area. It may be possible to reduce the amount of water being pumped out of the tunnel if future assessments indicate tunnel leakages have decreased.

# INNHALDSFORTEGNELSE

<b>FORORD</b> .....	<b>i</b>
<b>SAMMENDRAG</b> .....	<b>ii</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>iii</b>
<b>INNHALDSFORTEGNELSE</b> .....	<b>iv</b>
<b>FIGURLISTE</b> .....	<b>vii</b>
<b>TABELLISTE</b> .....	<b>x</b>
<b>SYMBOLER</b> .....	<b>xi</b>
<b>FORKORTELSER</b> .....	<b>xiii</b>
<b>1 INNLEDNING</b> .....	<b>1</b>
1.1 Bakgrunn.....	1
1.2 Formål og hypoteser .....	2
1.3 Avgrensning .....	3
1.4 Relaterte arbeider .....	3
1.5 Oppgavens oppbygning .....	4
<b>2 ROMERIKSPORTEN JERNBANETUNNEL</b> .....	<b>5</b>
2.1 Prosjektbeskrivelse .....	5
2.2 Vannlekkasje i tunnelen.....	6
2.2.1 Innlekkasjekrav .....	7
2.2.2 Sikring.....	8
2.2.3 Innvirkning av vannlekkasjene .....	9
2.3 Grunnvannsovervåkning .....	11
2.3.1 Vannmengdemålinger langs tunnelstrassen og i tunnel.....	11
2.3.2 Vannmengdemålinger i Østmarka .....	12
<b>3 HYDROGEOLOGI</b> .....	<b>13</b>
3.1 Det hydrologiske kretsløpet .....	13
3.2 Vannbalanseligningen.....	14
3.2.1 Nedbør.....	15
3.2.2 Evapotranspirasjon.....	16
3.2.3 Avrenning .....	16
3.3 Variasjon i grunnvannsstand.....	18
3.4 Grunnvannsstrømning.....	20
3.4.1 Hydraulisk konduktivitet i løsmasser.....	20
3.4.2 Strømning i mettet sone .....	21
3.4.3 Darcy-hastighet og gjennomsnittlig strømningshastighet.....	24
3.4.4 Strømning i umettet sone .....	26
3.4.5 Hydraulisk konduktivitet i bergmasser .....	27
3.4.6 Måling av hydraulisk konduktivitet i bergmasser.....	32
3.5 Tunnellekkasje .....	34



3.6	Vannkjemiske prinsipper .....	36
3.6.1	Elektrisk ledningsevne .....	36
3.6.2	pH.....	37
3.6.3	Alkalitet og bufferkapasitet.....	38
3.6.4	Reduksjons-oksidasjonspotensial .....	41
3.6.5	Kjemisk sammensetning .....	43
3.7	Betydning av tunnellekkasjer for naturmiljøet .....	46
3.7.1	Sårbarhet og naturverdi.....	46
3.7.2	Utsatte naturtyper.....	48
3.7.3	Vegetasjonsendringer.....	49
3.7.4	Forsuring .....	49
3.7.5	Bufferreaksjoner og ionebytte.....	50
3.8	Grunnvannsforurensning i tunneler .....	51
3.8.1	pH.....	52
3.8.2	Nitrogenforbindelser .....	52
3.8.3	Suspendert materiale.....	53
3.8.4	Tungmetaller .....	54
3.8.5	Organiske miljøgifter .....	54
<b>4</b>	<b>UNDERSØKELSE SOMRÅDET.....</b>	<b>57</b>
4.1	Geografisk beliggenhet .....	57
4.2	Berggrunnsgeologi .....	59
4.3	Dypforvitring .....	62
4.4	Løsmasser .....	64
4.5	Oppsprekking .....	64
4.6	Klima.....	67
<b>5</b>	<b>METODIKK.....</b>	<b>69</b>
5.1	Vannmengdemålinger og vannprøver i tunnel.....	69
5.2	Sporstofforsøk.....	70
5.2.1	Etablering for overvåkningsstasjon.....	70
5.2.2	Injeksjonsbrønner.....	71
5.2.3	Injeksjon av sporstoff.....	72
5.3	Automatiske målinger .....	73
<b>6</b>	<b>RESULTATER .....</b>	<b>75</b>
6.1	Vannprøver i tunnel .....	75
6.2	Grunnvannstemperatur og lufttemperatur.....	77
6.3	Sporstofforsøk.....	78
6.4	Vannbalanse.....	78
6.4.1	Overflatehydrologi.....	78
6.4.2	Grunnvannstand .....	80
6.4.3	Vannmengdemålinger i tunnel .....	83
<b>7</b>	<b>DISKUSJON.....</b>	<b>87</b>
7.1	Diskusjon av resultater.....	87

7.1.1	Vannkvalitet i tunnel.....	87
7.1.2	Grunnvannstemperatur.....	89
7.1.3	Sporstofforsøk.....	90
7.1.4	Vannbalanse.....	96
7.2	Diskusjon av metode.....	100
7.2.1	Prøvetakingsprosedyre for vannprøver.....	100
7.2.2	Sporstofforsøk.....	101
<b>8</b>	<b>KONKLUSJON.....</b>	<b>103</b>
<b>9</b>	<b>VIDERE ARBEID .....</b>	<b>105</b>
	<b>REFERANSELISTE.....</b>	<b>107</b>
	<b>VEDLEGG.....</b>	<b>115</b>

## FIGURLISTE

Figur 2.1: Forenklet ingeniørgeologisk kart over området for Romeriksporten. Modifisert etter Beitnes (2002).....	5
Figur 2.2: Ingeniørgeologisk kart med informasjon om leirslepper, svakhetssoner og vannlekkasjer påtruffet i tunnelen (Palmstrøm et al., 2003).....	6
Figur 3.1: Det hydrologiske kretsløp (Pedersen, 2017a).....	13
Figur 3.2: Infiltrasjon og nydannelse av grunnvann (Crarmer og Gaut, 2016).....	17
Figur 3.3: Variasjon i grunnvannsnivå i løpet av ett år i tre ulike grunnvannsregioner i Norge. Modifisert etter Kirkhusmo og Sønsterud (1988).....	18
Figur 3.4: Hydraulisk potensial for partikkel A og partikkel B ved to ulike nivåer. Modifisert etter Brattli (2009).....	23
Figur 3.5: Mulige vinkler mellom sprekkeplanet og grunnvannets hydrauliske gradient (Scesi og Gattinoni, 2009).....	28
Figur 3.6: Ulike deformasjoner og bruddforløp forårsaket av kompresjonskrefter, tensjonskrefter og skjærkrefter (Sivertsen, u.å.).....	30
Figur 3.7: Prinsippet for Lugeontesten ved bruk av dobbeltpakker (Nilsen og Broch, 2012).....	33
Figur 3.8: Sirkulær tunnelåpning i homogen og isotrop bergmasse med horisontalt grunnvannsspeil (Holmøy, 2008).....	35
Figur 3.9: De mest essensielle karbonatforbindelsene i grunnvann som funksjon av pH ved temperatur 20 °C. Modifisert etter Fetter (2001).....	39
Figur 3.10: Eh-pH-diagram for ulike vandige systemer. Modifisert etter Garrels og Christ (1965).....	43
Figur 3.11: Boksplokk som illustrerer spredning i pH og TDS for enkelte fjell- og løsmassebrønner i Norge (NGU, 2015).....	45
Figur 3.12: Uttørkingsforløp av myr som følge av tunnellekkasje (Bendiksen et al., 2003).....	49
Figur 3.13: Dannelse av NH <sub>3</sub> som funksjon av pH og temperatur (Bækken et al., 2013).....	53
Figur 3.14: BETEX-forbindelsenes oppbygning. Modifisert etter Fetter (1993).....	55
Figur 4.1: Nedbørsfelt i Østmarka. Modifisert etter Pedersen (1997).....	58
Figur 4.2: Regionalt sprekke- og berggrunnskart over Østmarka ved Lutvann og Puttjern. Modifisert etter Kitterød et al. (1998).....	61
Figur 4.3: Tropisk dypforvitring av krystallinske bergarter. Modifisert etter Lidmar-Bergström (1995).....	62

Figur 4.4: Tolkning av sannsynlig og mulig dypforvitring i området ved Romeriksporten. Modifisert etter Olsen (2006).....	63
Figur 4.5: Prinsippskisse for hvordan tunnellekkasjer varierer med dypet. Modifisert etter Olsen et al. (2007).....	63
Figur 4.6: 3D-representasjon av sprekkegeometrien i Puttjernsonen. Modifisert etter Kitterød et al. 1998).....	66
Figur 5.1: 1 000 ml glassflaske benyttet til vannprøvetaking (privat foto).....	69
Figur 5.2: Instrument til å måle pH og elektrisk ledningsevne (privat foto).....	69
Figur 5.3: Instrument for overvåkning av trykk, elektrisk ledningsevne og temperatur (privat foto).....	70
Figur 5.4: Plassering av logger i drenskum ved pr. 7210 (privat foto).....	70
Figur 5.5: Fjellbrønn B8 (privat foto).....	71
Figur 5.6: Fjellbrønn B18 (privat foto).....	71
Figur 5.7: Sporstoff blandet på 5 l plastbeholder (privat foto).....	72
Figur 5.8: Tilsetting av sporstoff i B8 (privat foto).....	72
Figur 6.1: Grunnvannstemperaturmålinger utført ved pr. 7210 og lufttemperaturdata hentet fra værstasjonen ved Lutvann i perioden 04-27.04.2018.....	77
Figur 6.2: Elektriske ledningsevнемålinger utført ved pr. 7210 i perioden 04-27.04.2018.....	78
Figur 6.3: Nedbørsdata hentet fra værstasjonen ved Lutvann i perioden 04-27.04.2018.....	79
Figur 6.4: Vannstanddata i Nordre Puttjern hentet fra automatisk målestasjon i perioden 29.03-27.04.2018.....	79
Figur 6.5: Vannstand i Nordre Puttjern og grunnvannstand i fjellbrønn B19 ved Søndre Puttjern i perioden 2013-2017.....	80
Figur 6.6: Årstidfluktuasjoner for grunnvannstanden i fjellbrønn B19 ved Søndre Puttjern i perioden 2011-2016.....	81
Figur 6.7: Flerårsfluktuasjoner for grunnvannstanden i fjellbrønn B19 ved Søndre Puttjern i perioden 2010-2016.....	82
Figur 6.8: Grunnvannstand i fjellbrønn B19 ved Søndre Puttjern og fjellbrønn B3 ved Rundtjern i tidsområdet 2013-2017.....	83
Figur 6.9: Utvikling i vannføring ved ulike målerenner i tidsområdet 2017-2018.....	84
Figur 6.10: Vannføringsdata hentet fra automatisk målestasjon i tunnelen og trykkmålinger utført ved pr. 7210 i tidsområdet 04-27.04.2018.....	84

Figur 6.11: Trykkmålinger utført ved pr. 7210 og nedbørsdata hentet fra vær- stasjonen ved Lutvann i perioden 04-27.04.2018.....	85
Figur 6.12: Trykkmålinger utført ved pr. 7210 og lufttemperaturdata hentet fra værstasjonen ved Lutvann i perioden 04-27.04.2018.....	85

## TABELLISTE

Tabell 2.1: NVEs konsesjonskrav til maksimal tillatt innlekkasje ved Lutvann vest, Lutvann, Puttjern og Puttjernbekken (Morseth, 1999).....	7
Tabell 2.2: Automatiske målestasjoner utenfor og inne i tunnelen (Jernbaneverket Region Øst, 2005).....	11
Tabell 3.1: Fordelingen av ferskvann på jordkloden i ulike reservoarer og dets gjennomsnittlige oppholdstid (Brattli, 2009).....	14
Tabell 3.2: Hydraulisk konduktivitet for enkelte typiske jordarter (NGU, 2016).....	20
Tabell 3.3: Klassifisering av sprekkeåpning (Barton, 1973).....	28
Tabell 3.4: Hydraulisk konduktivitet for enkelte bergarter (NGU, 2016).....	32
Tabell 3.5: Omtrentlige verdier for elektrisk ledningsevne i ulike vanntyper (Kresic, 2009).....	37
Tabell 3.6: Viktige elementer i grunnvann. Modifisert etter Domenico og Schwartz (1998) og Fetter (2001).....	44
Tabell 5.1: Informasjon vedrørende fjellbrønnene benyttet i sporstofforsøket.....	71
Tabell 5.2: Sporstofforsøk utført i fjellbrønn B8 og B18.....	73
Tabell 6.1: pH og elektrisk ledningsevne (EC) målt i vannprøve 1 og vannprøve 2...75	
Tabell 6.2: Tungmetaller og organiske miljøgifter i vannprøve 1 og vannprøve 2.....	76
Tabell 6.3: Årlig nedbørsrate hentet fra den metrologiske stasjonen på Blindern (NMI, 2018).....	82
Tabell 6.4: Vannmengde- og vannstandsmålinger i Romeriksporten den 04.04.2018.....	83

## SYMBOLER

$P$	Nedbør (mm/år), trykk (Pa)
$E$	Evapotranspirasjon (mm/år)
$Q$	Avrenning (mm/år), strømningsrate ( $m^3/s$ )
$\Delta M$	Endring i magasinert vann (mm/år)
$K$	Hydraulisk konduktivitet (m/s)
$k$	Permeabilitet ( $m^2$ )
$\rho$	Tetthet ( $kg/m^3$ )
$g$	Tyngdeakselerasjon ( $m/s^2$ )
$\mu$	Dynamisk viskositet (Pa·s)
$E_k$	Kinetisk energi (J)
$m$	Masse (kg)
$v$	Hastighet, Darcy-hastighet/bruttohastighet/spesifikk fluks (m/s)
$E_p$	Potensiell energi (J)
$W$	Arbeid (J)
$z$	Høyde (m)
$F$	Kraft (N), Faradays konstant
$A$	Areal ( $m^2$ )
$E_{tot}$	Total energi pr. enhetsvolum (J)
$h$	Hydraulisk potensial (m), dyp under grunnvannsspeil (m)
$h_p$	Høyde over vannsøyle (m)
$\phi$	Kraftpotensial ( $m^2/s^2$ )
$I$	Hydraulisk gradient
$V_x$	Gjennomsnittlig strømningshastighet/nettohastighet (m/s)
$n_e$	Effektiv porøsitet
$Y$	Gravitasjonspotensial
$\Psi(\theta_v)$	Trykkpotensial/matrikspotensial
$\theta_v$	Volumetrisk vanninnhold
$\phi$	Fuktighetspotensial
$K_s$	Sprekkekonduktivitet (m/s)
$e$	Sprekkeåpning (m)
$\nu$	Kinetiske viskositet (Pa·s)
$K_b$	Bergmassekonduktivitet (m/s)

$s$	Avstanden mellom sprekker (m)
$Lu$	Lugeonverdi (l/min/m)
$L$	Lengde (m)
$\Delta P$	Overtrykk (MPa)
$\Delta H$	Overtrykk (vannsøyrens høyde målt i m)
$D$	Diameter (m)
$L$	Lekkasje (m <sup>3</sup> /s)
$r$	Tunnelradius (m)
$t$	Injeksjonssonens tykkelse (m)
$TDS$	Totalkonsentrasjonen av oppløst stoff (mg/l)
$EC$	Ledningsevne (μS/cm)
$pH$	Hydrogenioneaktivitet
$E_h$	Reduksjons-oksidasjonspotensial (V)
$E^0$	Standardpotensial (V)
$R$	Gasskonstant
$T$	Temperatur (K)
$n$	Antall elektroner
$K_{sp}$	Løselighetsproduktkonstant



## **FORKORTELSER**

BETEX	Benzen, toluen, etylbenzen og xylen
LNAPL	Light Nonaqueous Phase Liquides
NFF	Norsk Forening for Fjellsprenningsteknikk
NGU	Norges geologiske undersøkelse
NGI	Norges Geotekniske Institutt
NMI	Norwegian Metrological Institute
NTNU	Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
NVE	Norges vassdrags- og energidirektorat
OED	Olje- og energidepartementet
PAH	Polysykliske aromatiske hydrokarboner
pH	Hydrogenioneaktivitet
TBM	Tunellboremaskin
TDS	Totalt oppløst stoff
SINTEF	Stiftelsen for industriell og teknisk forskning ved NTNU
UiO	Universitetet i Oslo
WHO	The World Health Organization



# 1 INNLEDNING

I det første kapittelet gjennomgås bakgrunnen til oppgaven samt oppgavens formål, hypoteser og avgrensning. I tillegg redegjøres det for tidligere undersøkelser som er relevant i forbindelse med masterarbeidet.

## 1.1 Bakgrunn

Tunneler ansees ofte som et alternativ til anlegg i dagen. Ved siden av å gi økt fleksibilitet med hensyn på transportløsninger og bedre miljø for mennesker bosatt i berørte områder, begrenser tunneler inngrep i viktige og beskyttede naturarealer. For at et tunnelprosjekt skal være vellykket, forutsettes det at anlegget ikke påfører endringer i grunnvannsnivå (Karlsrud et al., 2001). Det kreves derfor omfattende forarbeider for å fastsette tiltak og eventuelle krav til tetting mot skadelige vannlekkasjer. I tillegg benyttes forarbeidene som grunnlag for å fastslå program for overvåkning og oppfølging av grunnvannstand, slik at miljøet kan ivaretas på best mulig måte både under og etter tunneldriving (Jernbaneverket, u.å.).

Dersom en tunnel ikke tettes tilstrekkelig vil anlegget drenere omgivelsene og forstyrre grunnvannsbalansen i omkringliggende områder. Dette kan medføre setningsproblematikk i forbindelse med bygninger og infrastruktur fundamentert på løsmasser. I tillegg kan vannkilder tørrlegges og vegetasjon som avhenger av grunnvann påføres skadeeffekter (Karlsrud et al., 2001). Det er derfor viktig å reagere raskt dersom senkning av vanntrykk i løsmasser og bergmassiver registreres (Palmstrøm et al., 2003).

I Norge er drivingen av Romeriksporten jernbanetunnel ett av de mest kjente eksemplene på uønskede konsekvenser i forbindelse med tunnellekkasjer. På det tidspunktet tunnelen ble utformet, var sårbarhetsanalyser relatert til naturens tålegrenser lite utarbeidet. Som følge av dette og utilstrekkelig forinjeksjonsarbeid, ble blant annet Østmarka friluftsområde sterkt belastet. Skadene ved Nordre Puttjern var spesielt store, der skogstjernet nærmest ble tømt for vann (Palmstrøm et al., 2003). I etterkant har vannlekkasjene i Romeriksporten og grunnvannsnivået i Østmarka blitt nøye overvåket. For å opprettholde vannbalansen i skogsfeltet, infiltreres vann via

borehull fra tunnelen. Med denne masteroppgaven ønskes det å undersøke utviklingen i lekkasjemengde og grunnvannstanden i Østmarka, samt å evaluere muligheten til å redusere pågående vanninfiltrasjon.

## 1.2 Formål og hypoteser

Masteroppgaven ønsker å undersøke effekten av Romeriksportens tunnellekkasjer under Østmarka, der den geofaglige problemstillingen er vinklet mot hydrologi. Oppgaven fokuserer i hovedsak på vannbalanse, strømming i løsmasser/fjell og vannkvalitet i tunnelen. Da oppgaven er beregnet for personer med liten hydrogeologisk bakgrunn, er det utført et detaljert litteraturstudie som forklarer grunnleggende hydrogeologiske begreper.

Formålene med oppgaven er følgende:

- Gi en beskrivelse av Romeriksporten og skadevirkningene i forbindelse med tunnellekkasjene.
- Presenter teori vedrørende vannbalanse, grunnvannsstrømming i løsmasser/fjell og vannkvalitet i tunneler. Redegjør for problemer relatert til grunnvannsenkning og utslipp av forurenset tunnelvann i resipienter.
- Gi en detaljert beskrivelse av undersøkelsesområdet og forklar hvordan geologiske prosesser har påvirket landskapet.
- Evaluer tunnelvannets kvalitet i forbindelse med tungmetaller og organiske miljøgifter.
- Undersøk grunnvannets strømningsretning og oppholdstid i løsmasser/fjell, og utfra dette anslå grunnvannets strømningshastighet.
- Betrakt vannbalansen i området omkring Puttjern og utviklingen i vanninnstrømming i tunnelen. Avgjør om det er mulig å redusere pågående vanninfiltrasjon.

I forbindelse med feltarbeidet i Romeriksporten og Østmarka er følgende hypoteser blitt utarbeidet:

- Vannprøvene foretatt i tunnel indikerer normale grunnvannsforhold og inneholder lave verdier av tungmetaller og organiske miljøgifter.

- Vannets oppholdstid i fjellkomplekset er relativt kort. Registrering av sporstoff anslås til 3-4 døgn etter tilsetning av sporstoffet.
- Vannstand og grunnvannstand i Østmarka følger klimatiske variasjoner, og øker ved snøsmelting og store nedbørsmengder.
- Vanninnstrømning i tunnelen har avtatt etter at tetningsarbeidene ble avsluttet, men varierer med klimaet.

### **1.3 Avgrensning**

Konsekvenser av tunnellekkasjer er et mangesidig tema, og det er en rekke ulike aspekter som kan belyses. For å avgrense oppgaven er det valgt å legge vekt på vannbalanse og strømning i undergrunnen, der området omkring Lutvann og Puttjern er satt i fokus. Grunnet manglende utstyr og store snømengder i Østmarka, har det vært vanskelig å gjennomføre alle de ønskelige forsøkene. I tillegg til sporstofforsøk, er det derfor kun utført vannprøver i tunnel hvor pH, ledningsevne, tungmetaller og organiske miljøgifter er analysert. Da oppgaven kun har foregått over 5 måneder, har dette begrenset omfanget og måleperiodene i forbindelse med undersøkelsene.

### **1.4 Relaterte arbeider**

I august 1997 utførte Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) et lignende sporstofforsøk i Østmarka, der hensikten var å fastslå mulige lekkasjeområder ut fra Nordre Puttjern og eventuelt inn i Romeriksporten. I dette forsøket ble det benyttet DNA-tracere med ulik identitet, Cl og Br som sporstoff. Sporstoffenes blandingsforhold utgjorde henholdsvis 0,5 kg NaCl og 15 l vann samt 0,5 kg Br og 15 l vann. Sporstoffene ble tilsatt ved seks ulike punkter ved hjelp av injeksjonsrør under et gytjelag som dekket den faste bunnen av Nordre Puttjern. Prøvetaking i Romeriksporten (registrering av ionekonsentrasjon i lekkasjevannet) påviste opptreden av både DNA-tracer og Cl etter mindre enn 5 timer, der maksimale konsentrasjoner forekom etter henholdsvis 24 og 28 timer. Det ble imidlertid kun observert svært små mengder av Br. Resultatene illustrerte at vannet som strømmet inn i tunnelen hadde opphav fra Puttjern og at det lakk inn oppstrøms profil (pr.) 8500 (Pedersen, 1997).

## **1.5 Oppgavens oppbygning**

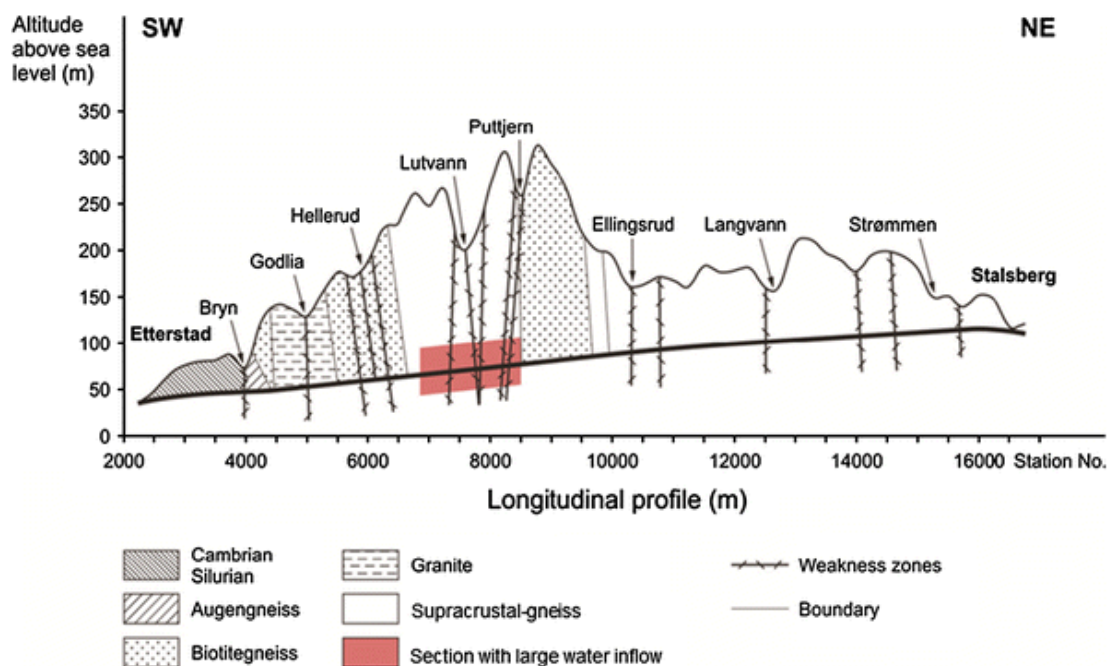
Masteroppgaven består av to deler og utgjøres av selve hovedteksten og vedlegg. Videre er arbeidet inndelt i 9 kapitler. Det første kapitlet er en introduksjon og presenterer bakgrunn for prosjektet, oppgavens formål, hypoteser og avgrensning samt relaterte arbeider. Kapittel 2 informerer om Romeriksporten jernbanetunnel, der hovedvekten er lagt på innlekkasjene som oppstod i tunnelen og påfølgende konsekvenser. Deretter kommer teorikapitlet som beskriver viktige begreper og aspekter innenfor hydrogeologi. Kapittel 4 redegjør for undersøkelsesområdet hvor feltarbeidet er utført, mens kapittel 5 omhandler metodene benyttet under feltarbeidet. I kapittel 6 blir resultatene presentert, før dette diskuteres opp mot teorien i kapittel 7. Kapittel 7 omhandler også en diskusjon av metodene benyttet under arbeidet. Oppgaven avsluttes med en konklusjon i kapittel 8 og følges opp av anbefalinger for videre arbeid i kapittel 9.

## 2 ROMERIKSPORTEN JERNBANETUNNEL

I det andre kapittelet vil Romeriksporten jernbanetunnel bli presentert, der vannlekkasjene som oppstod i 1997 og de påfølgende problemene er satt i fokus.

### 2.1 Prosjektbeskrivelse

Romeriksporten er Norges lengste jernbanetunnel med en total lengde på 13,8 km. Tunneltraseen har dobbeltspor og er elektrifisert, og er utformet ved konvensjonell drift med boring og sprengning (Beitnes, 2002). Romeriksporten utgjør første del av Gardermobanen og går fra Etterstad i Oslo til Stalsberg ved Lillestrøm. Tunnelen er plassert under boligområdene øst i Oslo, under Østmarka og under tettstedsområdene i Lørenskog og Strømmen (Figur 2.1). Utbyggingen av jernbaneprojektet ble påbegynt i 1994 i forbindelse med den nye storflyplassen på Gardermoen og stod ferdigstilt i 1999 (Palmstrøm et al., 2003).



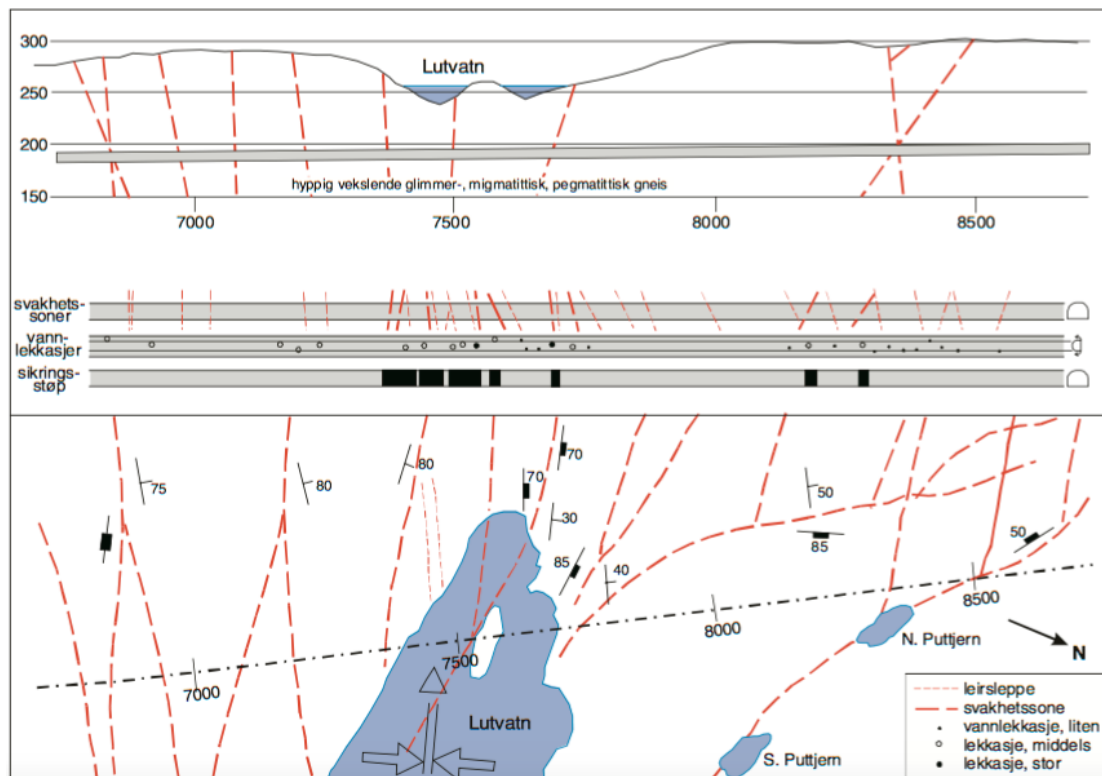
Figur 2.1: Forenklet ingeniørgeologisk kart over området for Romeriksporten. Tunneltraseen går fra Etterstad i Oslo til Stalsberg ved Lillestrøm. Modifisert etter Beitnes (2002).

Romeriksporten starter i Oslofeltets sedimentære bergarter (leirskifer, sandig skifer og kalkstein) fra kambrosilurisk tid før tunneltrassen krysser en forkastningssone ved Bryn og fortsetter videre inn i prekambrisk grunnfjellsgneiss (Figur 2.1). Fjell-

overdekningen under Godlia og Hellerud varierer fra 50-120 m, mens overdekningen i Østmarka (mellom Hellerud og Ellingsrud) er nærmere 150-230 m. Resten av tunnelen finner sted i et område med 20-80 m fjelloverdekning. Løsmassedekket i de bebygde områdene over tunnelen består hovedsakelig av marin leire (Geoteknisk kontor (Oslo kommune) et al., 1999).

## 2.2 Vannlekkasje i tunnelen

Det har vært store problemer tilknyttet arbeidene med Romeriksporten, og tunnelen er blant det mest kjente eksemplet på uønskede konsekvenser grunnet tunnellekkasje i Norge. I løpet av vinteren 1997 oppstod det store vannlekkasjer på strekningen mellom Bryn og Ellingsrud, der de største lekkasjene inntraff i Østmarka i området under Nordre Puttjern og Lutvann (Figur 2.2) (Bendiksen et al., 2005).



Figur 2.2: Ingeniørgeologisk kart med informasjon om leirslepper, svakhetssoner og vannlekkasjer påtruffet i tunnelen (Palmstrøm et al., 2003).

Fjelloverdekningen i området der de mest omfattende lekkasjene fant sted er forholdsvis høy (120-200 m), og berggrunnen domineres av vekselvise gneisformasjoner. Gneisbergartene er gjennomført av svakhetssoner som inneholder sterkt oppsprukket bergmasse, og enkelte sprekker er dekket med 0-5 mm kloritt/leire



(Figur 2.2). Grunnet lav bergmassekvalitet i svakhetssonene (Q-verdier mellom 0,1-4), er tunnelen sikret med full utstøpning i en distanse på 200 m under Puttjern- og Lutvannområdet. Videre er tunnelen sikret med sprøytebetong i kombinasjon med bergbolter (Palmstrøm et al., 2003).

### 2.2.1 Innlekkasjekrav

Under planleggingsfasen av Romeriksporten ble det besluttet at vanninntrenging i tunnelen ikke skulle overstige 20-30 l/min/100 m i skogkledde områder og 10-15 l/min/100 m i bebygde strøk (Beitnes, 2002). I oktober 1997 var total vannmengde ut av tunnelen nærmere 4 300 l/min. Lekkasje i Lutvann og Puttjern tilsvarte 2 100 og 560 l/min i henholdsvis september og november 1997 (NSB Gardermobanen AS, 1998a). Videre målte vanntrykket i Lutvann 12-13 bar, hvilket antydte svært åpne sprekker i kontakt med innsjøen (Palmstrøm et al., 2003).

Ettersom vannlekkasjene påvirket flere vassdrag i Østmarka, søkte NSB Gardermobanen AS NVE om konsesjon i desember 1997. Det ble derfor gitt konsesjon med krav til maksimal tillatt innlekkasje på delstrekninger, hvilket skulle sikre at vannstanden i berørte vassdrag ikke sank under et bestemt nivå i tørre perioder (Palmstrøm et al., 2003). Videre var NSB Gardermobanen AS forpliktet til kontinuerlig rapportering av tilgjengelige målinger, resultater og analyser vedrørende vannbalansen i Østmarka. Vilkårene ble senere korrigert, sist i desember 1998 etter vedtak i Olje- og energidepartementet (OED) (Myrabø og Færgestad, 2005). Konsesjonskravene fra 1997 og 1998 er presentert i Tabell 2.1

*Tabell 2.1: NVEs konsesjonskrav til maksimal tillatt innlekkasje ved Lutvann vest, Lutvann, Puttjern og Puttjernbekken (Morseth, 1999).*

<b>Profilnummer</b>	<b>Delstrekning</b>	<b>Konsesjonskrav av 1997</b>	<b>Konsesjonskrav av 1998</b>
6580-7240	Lutvann vest	120 l/min	120 l/min
7240-8180	Lutvann	400 l/min	400 l/min
8180-8780	Puttjern	100 l/min	220 l/min
8780-11800	Puttjernbekken	300 l/min	300 l/min

### 2.2.2 Sikring

I de områder hvor vannlekkasje inntraff under tunneldriving, ble forinjeksjon benyttet som sikringsmetode. Det ble totalt utført 221 000 boremeter, og injisert 6 900 tonn sement samt 358 000 l kjemiske midler under et trykk på minst 50 bar. Sterkt oppkjust bergmasse, åpne sprekker og høyt vanntrykk medførte imidlertid manglende resultater og kravet til innlekkasje ble ikke innfridd. Gjentatte forsøk på forinjeksjon på samme stuff (endeveggen i tunnelen) resulterte i at stoffen var gjennomslutt av atskillige injeksjonshull, hvilket videre forårsaket problemer med utganger i stoffen. Fremdriften ble derfor drastisk redusert, og det ble senere vedtatt at etterinjeksjon skulle sikre restlekkasjer (Palmstrøm et al., 2003).

Etter at de største lekkasjene var påtruffet ble de mest belastede områdene sikret med supplerende tetningsarbeider. Tetteprosessen ble påbegynt i november 1997, der injeksjonsmasse ble pumpet inn i bergmassen 4-10 m rundt tunnelperiferien. Arbeidet var problematisk, hvor de største problemene utspiltes i tunnelsålen (Beitnes, 2002). I løpet av denne perioden ble vanninnstrømning til tunnelen målt i fire soner, henholdsvis vest for Lutvann, ved Lutvann, ved Nordre Puttjern og øst for Nordre Puttjern (Kværner og Snilsberg, 2013).

Etter mer enn ett år med etterinjeksjon ble krav til innlekkasje innfridd i tre av fire seksjoner. Det ble derfor besluttet å konstruere et anlegg for vanninfiltrasjon via hull boret fra tunnelen. Anlegget pumpet drens vann tilbake i fjellet, hvilket reduserte samlet vannføring ut av tunnelen (NSB Gardermobanen AS, 1998a; Beitnes, 2002). I tillegg ble vanninfiltrasjonsanlegget benyttet til å opprettholde grunnvannsbalansen i Østmarka i tørre perioder (Magnussen, 2003). Uten vanninfiltrasjon fra tunnelen ville vannivået i Nordre Puttjern antagelig ha sunket med nærmere 1 cm/døgn i de perioder vannivået var under utløpsterskelen. Infiltrasjonsanlegget har vært i drift siden mai 1999 og er fortsatt i bruk (Myrabø og Færgestad, 2005).

### 2.2.3 Innvirkning av vannlekkasjene

Vannlekkasjene i Romeriksporten medførte betydelige konsekvenser i tunnelens nærområder. I henhold til Palmstrøm et al. (2003) inndeles skadevirkningene i følgende effekter:

- Senket grunnvannsnivå i Østmarka friluftsområde.
- Redusert poretrykk med påfølgende setningsskader i bebygde områder.

#### *Senket grunnvannsnivå i Østmarka friluftsområde*

Som følge av vannlekkasjene i tunnelen ble både Lutvann og Puttjern i Østmarka eksponert for vannsenkning. Naturskadene var spesielt store for Nordre Puttjern, og som følge av det avtakende vannivået var tilløps- og utløpsbekk til tjernet uten fast vannføring gjennom nærmest hele sommerperioden i 1997. I løpet av vinter- og vårhalvåret ble vannarealet i tjernet redusert med omtrent 50 % og maksimal vannsenkning tilsvarte 6 m. Påfølgende høst målte dybden i vannet kun 3-4 m. Ettersom Søndre Puttjern kun var indirekte påvirket av tunnellekkasjen fra Nordre Puttjern, var omfanget mindre og maksimal vannstandsening målte 1,5 m. I Lutvann ble 0,8 m registrert som maksimal vannsenkning (Bendiksen et al., 2005).

I kombinasjon med det avtakende grunnvannsnivået, medførte de varme og tørre somrene i 1996 og 1997 uttørking av myr- og sumpvegetasjon ved Puttjern og Kjerringmyr. Habitatet for vannlevende organismer ble innskrenket og flere vegetasjonsarter døde (Bendiksen et al., 2005). Myr og sumpskog ble i tillegg sterkt oppsprukket og setningsskader samt utglidning av torv forårsaket skjeve, falne og døde trær (Bendiksen et al., 2003; Bendiksen et al., 2005).

Ettersom skadeomfanget hovedsakelig var begrenset til Nordre Puttjern, ble undersøkelsene konsentrert rundt Puttjernområdet. Vannkvalitetsanalyser utført i Nordre Puttjern påviste at grunnvannskvaliteten var dårlig til meget dårlig og at vannmassene var utsatt for sterk forsuring (Jernbaneverket, 2005). Da myrområdene rundt Nordre Puttjern tørket inn, kom områder med tidligere oksygenfrie forhold i kontakt med luft. Reduserte sulfider ble dermed oksidert til sulfat, hvilket resulterte i ionerikt og oksygenfattig vann med kraftig avtakende pH. I bunnsjiktet av tjernet ble en pH-verdi på 3,3 registrert mot normalen på 6,5-8. Det sure vannet bidro videre til

økt løselighet av enkelte metaller, deriblant Al, Zn, Cu, Pb og Cd (Karlsrud et al., 2003).

Som et resultat av surt vann, oksygenfattige forhold og høye metallverdier ble artsantallet i Nordre Puttjern betydelig redusert. Flere artsgrupper var nærmest fraværende og i løpet av høsten 1997 eksisterte det ikke fisk i tjernet. Det oppstod i tillegg store endringer i sammensetning og variasjon blant enkelte planteplankton-grupper. I Søndre Puttjern forløp det ingen vesentlige vannkvalitetsendringer og tjernet ble klassifisert til god tilstand. I 1998 var planteplanktomsamfunnet fortsatt sammensatt og variert, og dyreplankton samt fiske var normalt for regionen (Kværner, 1999).

Etterinjeksjon i tunnelen og nedbørrike perioder bidro til at vannstanden i Nordre Puttjern var tilnærmet normal i 1999 (Jernbaneverket, 2005). Vanninfiltrasjonstiltaket som ble iverksatt for å opprettholde vannbalansen i tjernet medførte imidlertid sekundære hydrologiske effekter med påfølgende endringer i naturmiljø. Både myren ved Nordre Puttjern og Kjerringmyr ble eksponert for fuktigere forhold enn opprinnelig, hvilket resulterte i at den lyngdominerte tuemyren ble erstattet av fuktigere fastmattmyr dominert av torvull (Karlsrud et al., 2003). I tillegg sank torvlag og trær til lavere nivåer under dreneringen. De lavereliggende områdene ble i liten grad gjenoppløftet da vannstanden økte, og flere partier ble helt eller periodisk oversvømt av oksygenfattig vann. Trærnes røtter var derfor døende, hvilket videre stoppet vannopptaket slik at hele treet døde. Sjeldne arter eller områder med høy biologisk verdi ble imidlertid ikke negativt berørt av endringene (Solbraa, 2000).

### ***Redusert poretrykk med påfølgende setningsskader i bebygde områder***

Ettersom mye av bebyggelsen over Romeriksporten er fundamentert på setningsømfintlige leiravsetninger, var konsekvensene av grunnvannssenkingen svært alvorlig. Det avtakende grunnvannsnivået medførte redusert poretrykk i leiren med påfølgende setningsskader på infrastruktur og bebyggelse i områdene Hellerud, Godlia og Lørenskog (Palmstrøm et al., 2003). Målinger ved Godlia og Hellerud i perioden 1995-1997 påviste at innsynkningen var stabil i 1995, men sank frem mot slutten av 1997. Måleresultatene konstaterte at total senkningen i området tilsvarte 15 mm (Ramdstad, 2005).

På Hellerud var skadeomfanget størst, der en gjennomsnittlig innlekkasje på 24 l/min/100 m etter forinjeksjon inntraff. Nærmere 60 privatboliger ble rammet av omfattende skader og et ytterligere antall bolighus ble utsatt for mindre skader. Totalt skadeomfang på bygninger ble estimert til 80-100 millioner kroner, og i ettertid er setningsskadene ansett å være det alvorligste feilgrepet som ble begått under drivingen av Romeriksporten (Palmstrøm et al., 2003). Utover dette kommenteres ikke setningssituasjonen nærmere i denne oppgaven.

## 2.3 Grunnvannsovervåkning

### 2.3.1 Vannmengdemålinger langs tunnelstrassen og i tunnel

Under byggeprosessen av Romeriksporten ble grunnvannsstanden langs tunneltraseen overvåket ved hjelp av 33 brønner boret i løsmasseområdene på Bryn, Godlia, Hellerud, Ellingsrud og Strømmen (Tvedt og Grasbakken, 1999). Frem til 2003 ble avlesning av vanntrykk og vannmengde utført manuelt med toukers intervall, der rapporteringen var direkte relatert til de delstrekningene hvor NVE stilte konsesjonskrav om maksimal vannlekkasje. I tillegg foretok Oslo kommune Vann- og avløpsetaten avlesninger i forbindelse med testing og vedlikehold av brønner (Tvedt og Grasbakken, 1999; Magnussen, 2003; Jernbaneverket 2005).

Fra 2003 har vannmengdemålinger i tunnelen blitt automatisk avlest på fire målerenner og fjernoverført til Bane NOR (tidligere Jernbaneverket) for overvåkning. I tillegg er det en automatisk målestasjon utenfor tunnelen som kontinuerlig registrerer samlet vannføring ut av tunnelen. (Jernbaneverket, 2005). Målestasjonenes plassering fremgår av Tabell 2.2.

*Tabell 2.2: Automatiske målestasjoner utenfor og inne i tunnelen. Eksakt plassering av målerennene varierer noe fra rapport til rapport (Jernbaneverket Region Øst, 2005).*

<b>Profilnummer</b>	<b>Plassering</b>
2480	Utenfor tunnelen
4460	Rett nedstrøms Hellerud-Godlia
7210	Ved nedstrøms ende av Lutvannsonen
7860	Ved nedstrøms ende av Puttjernsonen
8480	Oppstrøms del av Puttjernsonen

### 2.3.2 Vannmengdemålinger i Østmarka

I forbindelse med overvåkning av grunnvannstanden i Østmarka ble det totalt installert 25 borebrønner i fjell, 27 stålbrønner i løsmasser og 33 plastbrønner i myr. Grunnvannsnivået i brønnene ble registrert manuelt en gang hver uke (NSB Gardermobanen AS, 1998a; Snilsberg, 1998). Brønnene ble plassert i depresjoner i terrenget som ble antatt å være permeable svakhetssoner i grunnfjellet. Ved siden av borelogger som inneholdt informasjon om bergart, mineraler, borsynk, sprekker og vanninnslag, ble kjemiske loggere utarbeidet. For hver 3. m nedover i borehullet ble vannkvaliteten målt i form av pH, temperatur, elektrisk ledningsevne, reduksjons- oksidasjonspotensial (redokspotensial), oksygen og totalt oppløst stoff (Snilsberg, 1998).

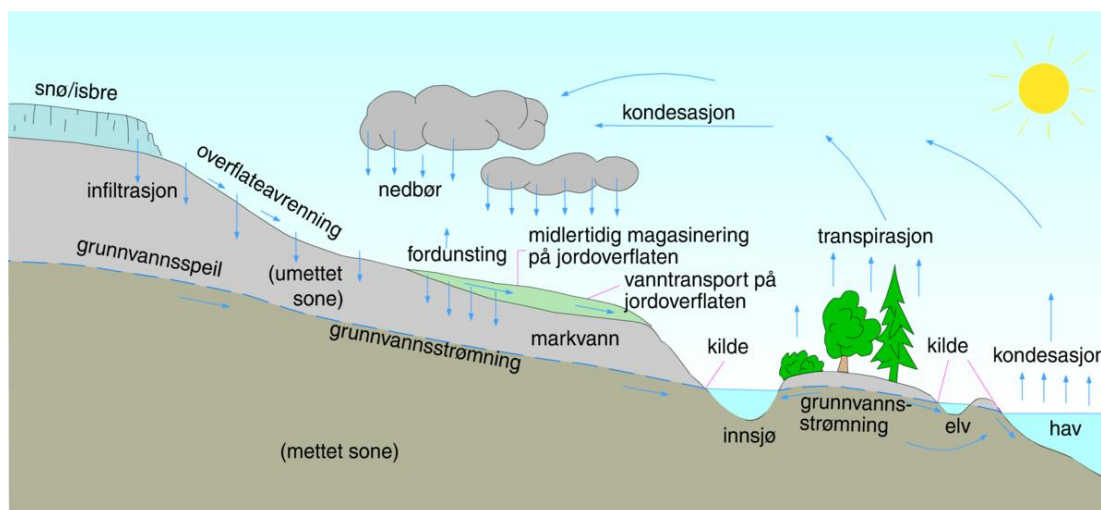
I dag er måleprogrammet i Østmarka noe redusert og omfatter hovedsakelig å holde vannstanden i Nordre Puttjern på normalt nivå. Manuell avlesning av grunnvannsnivå utføres en gang hver måned, mens automatiske avlesninger foretas daglig i de mest aktuelle brønnene og fjernoverføres til Bane NOR for kontroll. Det er også installert en automatstasjon ved Lutvann som daglig registrerer og fjernoverfører temperatur- og nedbørsdata. I likhet med brønnene i Østmarka, blir vanninfiltrasjonsanlegget i tunnelen kontinuerlig overvåket og regulert. Som nevnt tidligere er anlegget hovedsakelig i drift i tørre perioder, og benyttes dersom vannstanden i Nordre Puttjern synker mot den kritiske verdien på 13,7 m. Det forsøkes å drive anlegget slik at vannbalansen blir mest mulig lik de naturlige forholdene i området (Jernbaneverket, 2005; Myrabø og Færgestad, 2005).

### 3 HYDROGEOLOGI

For å forstå hvorfor vannlekkasjer oppstår i undergrunnsanlegg og hvordan dette kan påvirke overliggende områder, er det viktig å inneha den grunnleggende kunnskapen om hydrogeologi. Hydrogeologi defineres som læren om forholdet mellom geologiske materialer og prosesser med vann, og da spesielt grunnvann (Norges geologiske undersøkelse [NGU], 2018a). Kapittel tre vil derfor gi en innføring innenfor dette fagområdet.

#### 3.1 Det hydrologiske kretsløpet

Det hydrologiske kretsløpet omfatter vann i bevegelse og inngår i en rekke viktige geologiske prosesser på jorden. Hovedprinsippet i syklusen er at vann er i stadig bevegelse og ikke kan forsvinne. Kretsløpet er drevet av solenergi, og jordens atmosfære utgjør det nødvendige forbindelsesledd mellom land og hav (Brattli, 2009). En beskrivelse av kretsløpet er illustrert i Figur 3.1.



Figur 3.1: Det hydrologiske kretsløp (Pedersen, 2017a).

Komponentene som inngår i syklusen er evapotranspirasjon (fordampning og plantevekst), nedbør, overflatevann og grunnvann. Ved fordampning fra havene blir vann overført til atmosfæren, og som et resultat av nedbør bringes vannet tilbake til havene og jordoverflaten. Fordampning fra overflatevann og transpirasjon fra planter transporterer vanndamp opp i atmosfæren igjen. Ved infiltrasjon gjennom terreng-

overflaten og den umettede sonen ender vannet opp i mettet sone som grunnvann. Grunnvannet drenerer videre ut i havene i tillegg til å mate innsjøer og elver i de områder hvor grunnvannsnivået er høyt og vannføringen i vassdragene er stor. Elver og innsjøer mottar også vann ved overflateavrenning i form av regn samt smeltet snø og is (Tollan, 1997).

Vannets oppholdstid i de ulike reservoarene varierer i stor grad. Av den totale vannmengden på jordkloden utgjør verdenshavene 97 % og oppholdstiden kan være opptil flere tusen år. De resterende 3 % utgjør ferskvannsforekomster og oppholdstiden veksler fra få dager som vanndamp, dråper og ispartikler i atmosfæren til årtusener som grunnvann (Brattli, 2009). En oversikt over fordelingen av ferskvann på jordkloden og dets gjennomsnittlige oppholdstid i de ulike magasinene er presentert i Tabell 3.1.

*Tabell 3.1: Fordelingen av ferskvann på jordkloden i ulike reservoarer og dets gjennomsnittlige oppholdstid (Brattli, 2009).*

Ulike deler av hydrosfæren	Vannvolum [km <sup>3</sup> ]	Posent av totalt volum ferskvann	Oppholdstid
Is og isbreer	24 000 000	85	8 000 år
Grunnvann	4 000 000	14	2 uker-flere tusen år
Innsjøer og vannreservoar	155 000	0,55	10 år
Markfuktighet	83 000	0,30	1 år
Vann i atmosfæren	14 000	0,05	10 dager
Vann i elver	1 200	0,005	2 uker
Totalt	28 253 200	100	

## 3.2 Vannbalanseligningen

Dersom en betrakter et reservoar, eksempelvis nedbørsfeltet til en innsjø, vil det i løpet av et bestemt tidsaspekt være balanse mellom vannenheter som tilføres innsjøen og vannenheter som føres ut av innsjøen eller lagres midlertidig (Tollan, 1997). Denne relasjonen er demonstrert i vannbalanseligningen:

$$P = E + Q \pm \Delta M \quad (3.1)$$



hvor  $P$  er nedbør,  $E$  er evapotranspirasjon,  $Q$  er avrenning og  $\Delta M$  er endring i området vannmagasin. Alle variablene har enheten mm/år (Henriksen, 2006a).

I henhold til Ligning 3.1 vil vannivået i innsjøen stige dersom total innstrømning ( $P$ ) overstiger total utstrømning ( $E + Q$ ). Endringen i området vannmagasin er derfor positiv. Er derimot total innstrømning mindre enn total utstrømning, vil vannivået i innsjøen reduseres og endringen i magasinert vann er negativ (Brattli, 2009). Over en lengre tidsperiode vil imidlertid magasinelementet ha mindre betydning i forhold til nedbør, evapotranspirasjon og avrenning. I et tidsrom på 30 år eller mer kan Ligning 3.1 derfor forenkles til  $P = E + Q$  (Tollan, 1997; Grepstad, u.å.).

Vannbalanseligningen kan benyttes for ethvert system av enhver størrelse. Avhengig av topografi, vegetasjon, klima og geologi, vil de ulike parameterne variere fra område til område (Karlsruud et al., 2003). Vannbalanseligningen er imidlertid tidsavhengig, og det er derfor vesentlig at beregning av nedbør, evapotranspirasjon og avrenning foregår i samme tidsrom (Brattli, 2009).

Ved siden av å skape et bilde av området hydrologiske karakter, danner vannbalanseligningen grunnlag for å vurdere effekten av menneskelige inngrep i vannets naturlige kretsløp (Tollan, 1997). Ettersom menneskelig aktivitet i form av tunneldriving, skogsdrift, jordbruk, drenering, urbanisering, vannforsyning og vassdragsregulering medfører endringer i nedbørsfeltets naturlige forhold, vil balansen i systemet forstyrres (Karlsruud et al., 2003; Grepstad, u.å.). Dette påvirker strømningsveier og vannets oppholdstid i reservoaret, hvilket videre kan endre vannets kjemiske karakter og dermed også vannkvaliteten. Etter et bestemt tidspunkt vil imidlertid likevekt i systemet gjenetableres, men dette kan ta lang tid avhengig av omfanget på inngrepet (Karlsruud et al., 2003).

### 3.2.1 Nedbør

Nedbør omfatter regn, yr, hagl og snø, og kan variere sterkt i varighet og intensitet. Når fordampning fra havene og andre vannflater samt transpirasjon fra vegetasjon forekommer, blir vandamp tilført atmosfæren. Ved en viss temperatur består luften av en bestemt mengde vandamp, der den maksimale vandampmengde luften

innehar øker med økende temperatur (Tollan, 1997). Ettersom den oppvarmede luften gjennomgår en tetthetsreduksjon, vil den varme luftmassen stige oppover i atmosfæren. Etter hvert som luftmassen stiger, avtar lufttrykket og massen ekspanderer (Brattli, 2009). Når massen er avkjølt til duggetemperatur, vil vandamp kondensere på kondensasjonskjerner (saltpartikler fra havet eller industrirøykpartikler) og danne dampdråper. Dampdråpene samles til skyer, og når dråpene er store og tunge nok, faller de ned som nedbør (Rahn, 1996).

### 3.2.2 Evapotranspirasjon

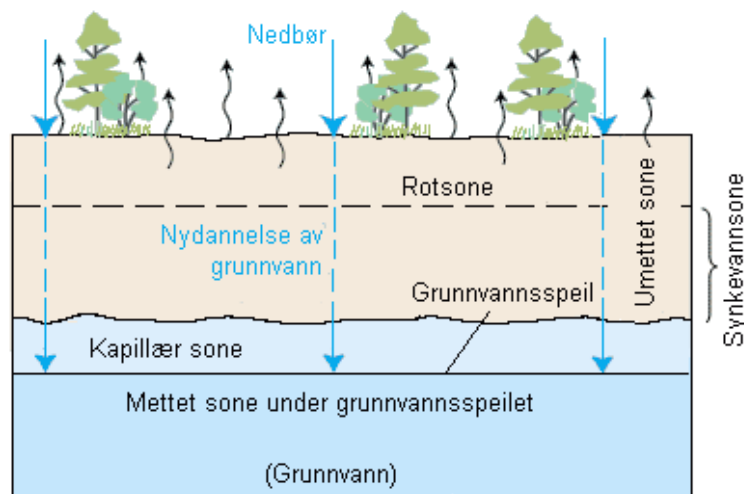
Evapotranspirasjon innebærer vanntap fra jordens overflate og består av prosessene evaporasjon (fordampning) fra åpne vannflater og transpirasjon fra vegetasjon (plantevekst). Det skilles mellom potensiell og aktuell evapotranspirasjon. Mens potensiell evapotranspirasjon omhandler maksimal evapotranspirasjonsrate som kan inntreffe forutsatt at jord og planter er mettet på vann, innebærer aktuell evapotranspirasjon det virkelige vanntapet i felt. Potensiell evapotranspirasjon vil derfor enten alltid overstige eller være tilnærmet lik aktuell evapotranspirasjon (Fetter, 2001). Avhengig av klimatiske forhold og jordartens feltkapasitet (den mengde vann en jordart kan holde), varierer forholdet mellom nedbør og potensiell/aktuell evapotranspirasjon (Brattli, 2009).

### 3.2.3 Avrenning

Når nedbør treffer jordens overflate, vil de første dråpene fanges opp av vegetasjonen. Etter hvert som planter mettes med vann, faller nedbøren ned på bakken. Dette vannet vil delvis infiltrere i sprekker og hulerom i bakken, og delvis fylle små forsenkninger på overflaten. Dersom bakken ikke har mulighet til å adsorbere mer vann og regnet fortsatt pågår, vil overskuddsvannet renne av som overflateavrenning ut i elver og innsjøer (Tollan, 1997; Brattli, 2009).

Den maksimale vannmengde som kan sige ned i en jordart betegnes som jordartens infiltrasjonskapasitet. Infiltrasjonskapasiteten avhenger blant annet av løsmassens vanninnhold og permeabilitet, vegetasjonsdekket, topografi, evapotranspirasjon samt nedbørens intensitet og varighet (Karlsrud et al., 2003). Når nedbør infiltrerer en

jordart, dannes en umettet (markvann) og mettet (grunnvann) sone i undergrunnen (Figur 3.2). I den umettede sonen er hulerommene i jordarten delvis fylt med vann og delvis fylt med luft, mens i den mettede sonen er alle porene vannfylte. Grunnvannets overflate benevnes grunnvannsspeilet, og defineres som det nivået der det hydrostatiske trykket tilsvarer atmosfæretrykket. Ettersom grunnvannsspeilet modererer topografien, varierer nivået for hvor dette finner sted fra område til område. Dersom grunnvannsspeilet når ut til jordoverflaten, vil kildeutspring dannes (Tollan, 2012; Crarmer og Gaut, 2016; NGU, 2016)



Figur 3.2: Infiltrasjon og nydannelse av grunnvann (Crarmer og Gaut, 2016).

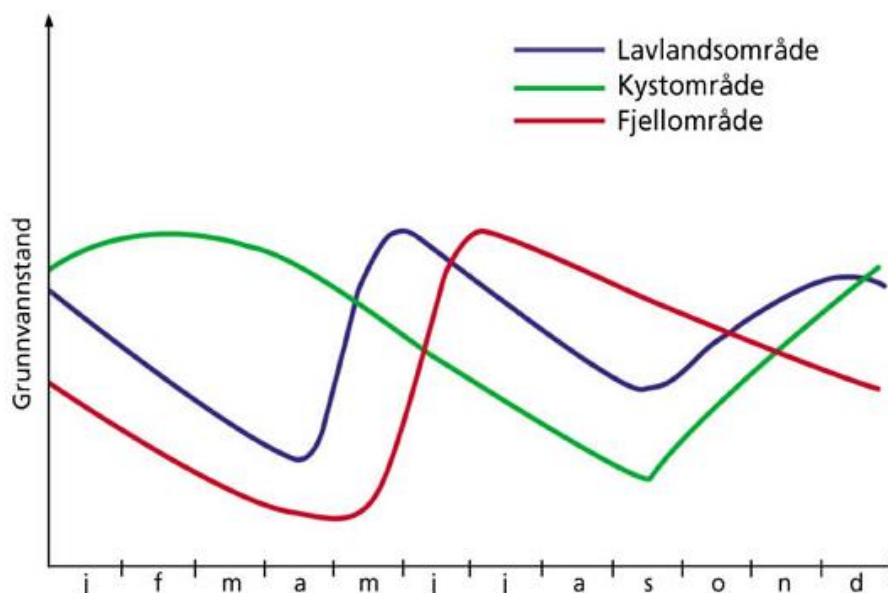
Til forskjell fra løsmasser, er grunnvannsspeilet i bergmasser en ikke-sammenhengende flate. I berggrunnen opptrer vann i sprekker og hulerom, og dersom berget ikke er overdekket med løsmasser, er en avhengig av at disse sprekke og hulerommene når opp til fjelloverflaten for at infiltrasjon kan finne sted (NGU, 2016). Ettersom sprekker og hulerom i bergmassen avtar med dypet, er grunnvann mindre tilgjengelig på større dyp. Praktisk nedre grense for utnyttelse av grunnvann anslås derfor vanligvis til 800 m (Tollan, 2012).

Etter hvert som det regner, vil det infiltrerte vannet fylle markvannsmagasinet, og ved langvarig nedbør perkolerer vannet ned til mettet sone (Figur 3.2). Når perkolering forekommer, er jordens feltkapasitet overskredet. Samtidig vil tyngdekraften overstige de kapillære kreftene (krefter som virker på jordfuktigheten i umettet sone og som bidrar til molekylær tiltrekning mellom vann og jordpartikler), slik at vannet siger ned i grunnvannssonen og nydannelse av grunnvann kan finne sted (Tollan, 1997). Av den totale nedbørsmengde vil nydannelsen av grunnvann variere mellom 2-

50 % (Karlsrud et al., 2003). Nydannelse av grunnvann kan også foregå gjennom innstrømning fra innsjøer og elver (NGU, 2016).

### 3.3 Variasjon i grunnvannsstand

Grunnet klimatiske forhold, geografisk beliggenhet og høyde over havet, varierer grunnvannsnivået naturlig i løpet av året. På bakgrunn av grunnvannsnivåregistreringer ved ulike målestasjoner, er tre forskjellige grunnvannsområder i Norge undersøkt, der fluktuasjoner i grunnvannsstand gjennom ett år er kartlagt. Figur 3.3 illustrerer disse variasjonene for lavlands-, kyst- og fjellområder, og gjelder for selvmatende akviferer. I en selvmatende akvifer avhenger nydannelsen av grunnvann av nedbør- og snøsmeltingsforhold (NVE, 2017).



Figur 3.3: Variasjon i grunnvannsnivå i løpet av ett år i tre ulike grunnvannsregioner i Norge. Modifisert etter Kirkhusmo og Sønsterud (1988).

I lavlandsområdet (blå kurve i Figur 3.3) forekommer det to maksimum og minimum hvert år. Første minimum inntreffer på senvinteren og er et resultat etter frost og snø gjennom vintersesongen. Dersom temperaturen synker under 0 °C, vil vannet på jordoverflaten fryse til is. Isdannelsen vil etter hvert forplantes nedover i profilet som tele. Under teledannelse vil vannet i jordarten trekkes ut av porene og oppover til isfronten hvor det fryser. Etersom porevannstrykket rundt islinsen reduseres, vil det oppstå et sug som trekker vann fra underliggende lag opp til islinsen. Dette medfører vannmangel i umettet sone, hvilket videre forplantes til grunnvannssonen. Da

nedbøren om vinteren hovedsakelig faller som snø, vil ikke vannet som forbrukes under teledannelsen kunne erstattes. Dette resulterer derfor i senket grunnvannsnivå (Brattli, 2009). Utover våren smelter telen og snøen. Det opptrukne vannet vil dermed tilbakeføres, grunnvannsnivået øker og et maksimum finner sted i overgangen mellom vår og sommer. Etter høyt forbruk av vann gjennom evapotranspirasjon og avtakende nedbørmengder, synker grunnvannsstanden igjen og et nytt minimum inntreffer på sensommeren. Deretter oppstår andre maksimum på slutten av året som følge av høstnedbøren (Brattli, 2009; NGU, 2016; NVE, 2017).

Til forskjell fra lavlandet, har fjellområdene (rød kurve i Figur 3.3) kun ett maksimum og minimum hvert år. Grunnvannsstanden synker om våren like før snøsmelting og stiger gjennom sommeren etter snøsmelting (NGU, 2016; NVE, 2017). Ettersom frost i bakken inntreffer tidlig om høsten i høyere liggende områder, vil ikke høstnedbøren medføre nydannelse av grunnvann i denne perioden. Til tross for denne forskjellen, følger kurvene hverandre gjennom store deler av året. Grunnet tidligere snøsmelting i lavlandet sammenlignet med områder i høyere terreng, er imidlertid kurven for fjellområde noe forskjøvet i tid i forhold til kurven for lavlandsområde (Brattli, 2009).

I kystområdene (grønn kurve i Figur 3.3) resulterer mildt klima i maksimal grunnvannsstand på vinterstid. Lav teledannelse og nedbør i form av regn medfører stort tilskudd av grunnvann utover høst- og vinterhalvåret, mens grunnvannsstanden avtar gjennom våren og sommeren, hvor et minimum opptrer på sensommeren (Brattli, 2009; NGU, 2016; NVE, 2017).

Ved siden av årstidsfluktasjoner, vil også løsmassens permeabilitet, den umettede sones mektighet samt menneskelige inngrep påvirke grunnvannsnivået. Mens en liten mektighet og høy permeabilitet medfører høy grunnvannsmating, vil stor mektighet og impermeable lag resultere i en lavere respons. Videre kan menneskelig aktivitet i forbindelse med anleggsarbeid og utbygging (tunneldriving, veiskjæringer, grustak, asfaltering osv.) forårsake drenering og redusert infiltrasjon, hvilket reduserer grunnvannsnivået. På den andre siden kan avskoging og flatehogst heve grunnvannsspeilet, ettersom transpirasjon fra vegetasjonen avtar (Brattli, 2009).

### 3.4 Grunnvannsstrømning

#### 3.4.1 Hydraulisk konduktivitet i løsmasser

Grunnvannsstrømning i løsmasser bestemmes hovedsakelig av jordartens hydrauliske konduktivitet, hvilket innebærer jordens evne til å transportere væske (permeabilitet) samt væskens strømningssegenskaper. Den hydrauliske konduktiviteten er definert som:

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} \quad (3.2)$$

hvor  $K$  er hydraulisk konduktivitet (m/s),  $k$  er det porøse mediets permeabilitet ( $m^2$ ),  $\rho$  er væskens tetthet ( $kg/m^3$ ),  $g$  er tyngdeakselerasjon ( $9,81 m/s^2$ ) og  $\mu$  er væskens dynamiske viskositet (Pa·s) (Brattli, 2009).

I forbindelse med grunnvannsstrømning er det permeabiliteten som er avgjørende for den hydrauliske konduktiviteten, ettersom væskens tetthet og dynamiske viskositet generelt sett er en konstant verdi. Permeabiliteten i en jordart bestemmes av løsmassetype, pakningsgrad og sorteringsgrad. En løst pakket sand- eller grusavsetning har relativt store korn og høy porøsitet. Ettersom porene i løsmassen er sammenhengende, er permeabiliteten høy. På den andre siden er silt og leire tettpakket og kornstørrelsen er liten. Da innesluttet og fastbundet porevann ikke er tilgjengelig for sirkulasjon i jordartene, er permeabiliteten lav. Dersom en avsetning er usortert vil også dette resultere i lav permeabilitet, ettersom mindre jordpartikler fyller porerommene mellom de større kornene (Brattli, 2009; NGU, 2016). Variasjon i hydraulisk konduktivitet for enkelte jordarter er presentert i Tabell 3.2.

Tabell 3.2: Hydraulisk konduktivitet for enkelte typiske jordarter (NGU, 2016).

Jordart	Hydraulisk konduktivitet [m/s]					
	$10^0$	$10^{-2}$	$10^{-4}$	$10^{-6}$	$10^{-8}$	$10^{-10}$
Grus	-----					
Grov sand	-----					
Fin sand	-----					
Silt	-----					
Leire	-----					
Morene (usortert)	-----					

### 3.4.2 Strømning i mettet sone

Grunnvann kan under naturlige omstendigheter kun strømme fra områder med høyere trykk til områder med lavere trykk. Det er totalt tre ytre krefter som virker på vannmolekylene i grunnen. Den mest fremtredende kraften er potensiell energi (gravitasjonsenergi) som trekker vannet nedover i profilet. Den andre kraften innebærer trykkpotensial, der atmosfærisk trykk kombinert med overliggende vann i umettet sone medfører trykk i mettet sone. Den tredje kraften omhandler molekylær attraksjon, hvilket forårsaker overflatetensjon i væsker og væting av fast stoff (Fetter, 2001).

Etttersom molekylær attraksjon er en meget liten kraft, kan den neglisjeres i det totale energiregnskapet. Det tas derfor kun hensyn til mekanisk energi i form av kinetisk energi (bevegelsesenergi), potensiell energi og trykkpotensial. I henhold til Newtons lover har en væske i bevegelse en kinetisk energi definert ved:

$$E_k = \frac{mv^2}{2} \quad (3.3)$$

hvor  $E_k$  er kinetisk energi (J),  $m$  er væskens masse (kg) og  $v$  er hastighet (m/s).

Dersom væsken løftes vertikalt opp til en bestemt høyde, utføres et arbeid på væsken. Væsken påføres dermed potensiell energi, hvilket tilsvarer det utførte arbeidet:

$$E_p = W = mgz \quad (3.4)$$

hvor  $E_p$  er potensiell energi (J),  $W$  er arbeid (J) og  $z$  er høyde over et bestemt referansenivå (m).

Videre er væsken utsatt for trykk fra omliggende væske uttrykt ved:

$$P = \frac{F}{A} \quad (3.5)$$

hvor  $P$  er trykk (Pa),  $F$  er kraft (N) og  $A$  er arealet vinkelrett på flaten (m<sup>2</sup>).

Ved multiplikasjon med masse i nevner og teller, kan trykk betegnes som potensiell energi pr. enhetsvolum. Da tetthet er definert som masse dividert med enhetsvolum,

### Kapittel 3 - Hydrogeologi

tilsvarende massen til et enhetsvolum av en væske tettheten. Den totale energien for et enhetsvolum av en væske er derfor gitt ved de tre ovenstående bidragene:

$$E_{tot} = \frac{\rho v^2}{2} + \rho g z + P \quad (3.6)$$

hvor  $E_{tot}$  er total energi pr. enhetsvolum (J).

Ved å dividere Ligning 3.6 med tetthet og tyngdeakselerasjon, oppnås total mekaniske energi pr. tyngdeenhet. Denne relasjonen er kjent som hydraulisk potensial og definert ved:

$$h = \frac{v^2}{2g} + z + \frac{P}{\rho g} \quad (3.7)$$

hvor  $h$  er hydraulisk potensial (m) (Fetter, 2001; Brattli, 2009).

Ettersom grunnvannets bevegelse i flatt terreng er svært langsom (i størrelsesorden noen meter pr. dag for sandjord (Tollan, 2012)), kan den kinetiske energien neglisjeres. Ligning 3.7 kan derfor forenkles til følgende:

$$h = z + \frac{P}{\rho g} \quad (3.8)$$

Videre kan trykket en væske i ro utsettes for formuleres som:

$$P = \rho g h_p \quad (3.9)$$

hvor  $h_p$  er høyde over vannsøylen (m).

Ved å erstatte trykkbidraget i Ligning 3.8 med uttrykket for trykkbidrag i Ligning 3.9, er det totale hydrauliske potensialet definert som:

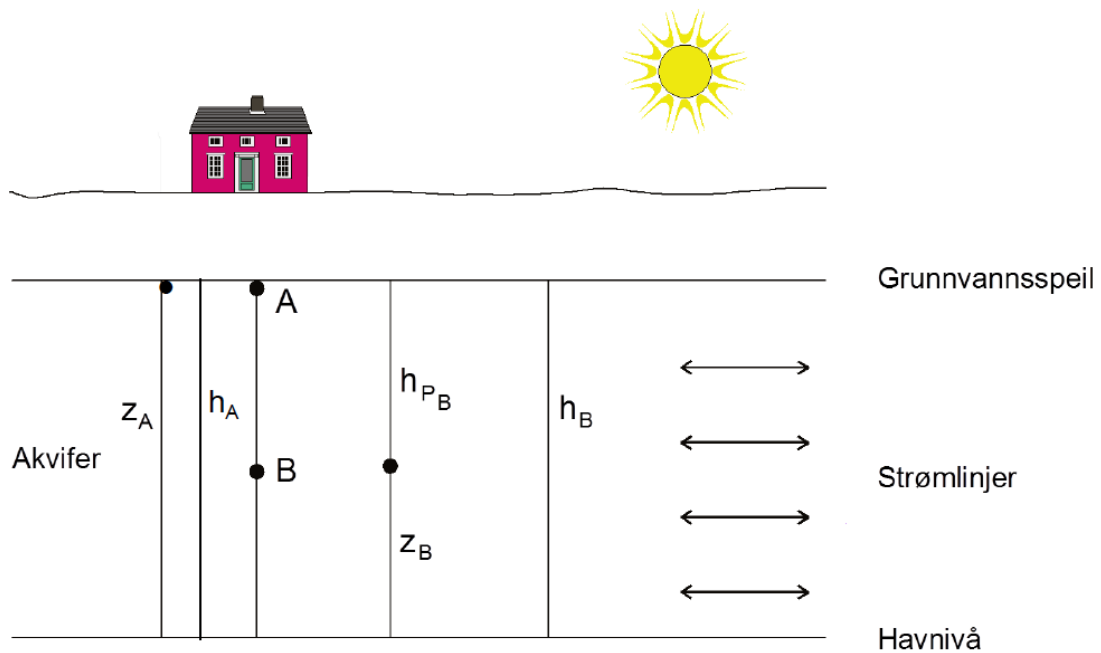
$$h = z + h_p \quad (3.10)$$

Ligning 3.10 uttrykker dermed at det hydrauliske potensialet tilsvarende summen av stedshøyde ( $z$ ) og trykkehøyde ( $h_p$ ) over datum (Fetter, 2001; Brattli, 2009).

Hydraulisk potensial registreres i peilebrønner og innebærer det nivået vannet har i et åpent rør. I en åpen akvifer utgjør dette vannivået grunnvannsspeilet, mens i en lukket akvifer representerer det hydrauliske potensialet trykknivået (Brattli, 2009).



Ved å betrakte plasseringen til to vannpartikler ved ulike nivåer i en akvifer, kan det hydrauliske potensialet demonstreres (Figur 3.4). Ettersom vannpartikkel A er lokalisert ved grunnvannsspeilet, tilsvarer trykkenergien null og partikkelen besitter kun gravitasjonsenergi. Det hydrauliske potensialet for vannpartikkel A kan derfor uttrykkes som  $h_A = z_A$ . Da vannpartikkel B er lokalisert lenger ned i akviferen, innehar partikkelen både gravitasjons- og trykkenergi. Det hydrauliske potensialet for vannpartikkel B blir dermed  $h_B = z_B + h_{pB}$  (Brattli, 2009).



Figur 3.4: Hydraulisk potensial for partikkel A og partikkel B ved to ulike nivåer. Modifisert etter Brattli (2009).

De to partiklene har derfor samme totale energi ( $h_B = z_B + h_{pB} = z_A = h_A$ ). Dette fastsetter at vannet i mettet sone strømmer tilnærmet horisontalt og at vann ikke beveges i vertikalretning i en akvifer hvor den hydrauliske gradienten  $I = dh/dl$  tilsvarer null. Denne teorien er kjent som «Dupuit's Assumption», men antagelsen stemmer imidlertid ikke alltid. Eksempelvis vil strømningsverrsnittet variere og endringene være store ved grunnvannsstrømning ut mot en dalside (Brattli, 2009).

Retningen for grunnvannsstrømning i mettet sone bestemmes ut fra den totale potensielle energien. Denne energien betegnes kraftpotensialet og er definert ved:

$$\phi = gz + \frac{P}{\rho} = gz + \frac{\rho gh_p}{\rho} = g(z + h_p) \quad (3.11)$$

hvor  $\phi$  er kraftpotensialet ( $m^2/s^2$ ).

Ettersom det hydrauliske potensialet er gitt ved Ligning 3.10, kan kraftpotensialet forenkles til følgende relasjon:

$$\phi = gh \quad (3.12)$$

Da alle porene i mettet sone er vannfylte, er den hydrauliske konduktiviteten maksimal og konstant. Når vann i grunnen strømmer gjennom et porøst medium, er det friksjonskrefter som motvirker væskebevegelsen. Disse friksjonskreftene avhenger av det porøse mediets porer, der mindre porer forårsaker større friksjonskrefter. Kreftene innebærer skjærspenning (viskositet) som virker tangentielt på partikkeloverflaten og normalspenning som virker vinkelrett på partikkeloverflaten (Fetter, 2001). For å overvinne friksjonskreftene, vil vannets kraftpotensial delvis forbrukes. Som et resultat omdannes mekanisk energi til termal energi og vannet vil varmes opp. Oppvarmingen er imidlertid svært liten og kan derfor oversees (Brattli, 2009).

### 3.4.3 Darcy-hastighet og gjennomsnittlig strømningshastighet

På midten av 1800-tallet utførte den franske ingeniøren Darcy, H. de første eksperimentene for å estimere væskestrøm i et porøst medium. Ved å undersøke vannstrømning gjennom et sandfylt rør, oppdaget Darcy at væskemengden er proporsjonal med arealet og trykkfallet, og omvendt proporsjonal med tykkelsen av sandlaget (Rahn, 1996). Mer generelt kan strømningsraten i et porøst medium, kjent under navnet Darcys lov uttrykkes som:

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (3.13)$$

hvor  $Q$  er strømningsrate ( $m^3/s$ ) og  $dh/dl = I$  er den hydrauliske gradienten, der  $dh$  er vannpotensialets endring mellom to punkter og  $dl$  er avstanden mellom disse to punktene (Fetter, 2001).

Ettersom grunnvann kun kan strømme fra et punkt med høyere hydraulisk potensial til et punkt med lavere hydraulisk potensial, defineres Ligning 3.13 med negativt fortegn (Henriksen, 2006a). Videre forutsetter ligningen laminær strømning gjennom homogent og isotropt medium, hvilket innebærer strømning med lav energi slik at de viskøse kreftene dominerer. I de fleste tilfeller følger grunnvannsstrømning i mettet sone Darcys lov, men kravet til laminær strømning kan være problematisk i nærheten av brønner. Dersom hastigheten blir stor nok, vil vannets kinetiske energi øke og overgå de viskøse kreftene. Resultatet er turbulent strømning (Fetter, 2001).

Når væske strømmer gjennom en åpen kanal defineres strømningsraten som:

$$Q = vA \quad (3.14)$$

Ved å løse Ligning 3.14 med hensyn på hastighet og erstatte strømningsraten i ligningen med uttrykket for strømningsrate i Ligning 3.13, oppnås følgende relasjon:

$$v = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dl} \quad (3.15)$$

Denne hastigheten er kjent som Darcy-hastighet, bruttonhastighet eller spesifikk fluks, og representerer vannets hastighet mellom to punkt langs en rett linje. Hastigheten er imidlertid en tilsynelatende hastighet, hvilket innebærer at vannet strømmer gjennom en akvifer uten hindringer. Ettersom dette ikke er tilfelle i felt, vil kalkuleringer ved bruk av Ligning 3.15 medføre for lave hastighetsverdier. Det er derfor viktig at denne hastigheten ikke oppfattes som et mål for den virkelige strømningshastigheten i en akvifer. Til tross for dette, beregnes ofte en lineær hastighet i felt ved å dividere avstanden mellom to punkt med anvendt tid (Brattli, 2009).

Til forskjell fra strømning i en åpen kanal, vil strømning i et rør fylt med sand kun finne sted i porene mellom sandkornene. Gjennomstrømningsarealet vil derfor reduseres. Hastigheten i porerommene angir jordartens gjennomsnittlige hastighet eller nettohastighet og uttrykkes som:

$$V_x = \frac{Q}{n_e A} = \frac{v}{n_e} \quad (3.16)$$

hvor  $V_x$  er gjennomsnittlig strømningshastighet/nettohastighet (m/s) og  $n_e$  er effektiv porøsitet (Fetter, 2001).

Ligning 3.16 tar imidlertid ikke hensyn til dispersjon. Dispersjon omhandler transport av vannmolekyler og oppløste stoffer i grunnvannet forårsaket av det porøse mediets struktur, tekstur og kornstørrelse. Ettersom ligningen ikke betrakter dette fenomenet, kan den ikke benyttes til å kalkulere gjennomsnittlig strømningshastighet av en forureningsfront med tilsvarende hastighet som grunnvannet (Fetter, 2001).

### 3.4.4 Strømning i umettet sone

Til forskjell fra mettet sone, inneholder porene i umettet sone både luft og vann. Ettersom mengdeforholdet mellom luft og vann varierer, vil også de hydrauliske egenskapene til jordarten variere. Eksempelvis vil økende vannmengde ved nedbør medføre mer vann i porene. Dette åpner de kontinuerlige kanalene i jordarten, hvilket resulterer i høyere strømningshastighet og dermed også høyere hydraulisk konduktivitet. Er derimot vannmengden avtagende, trekkes kanalene sammen og gjennomstrømningshastigheten reduseres. Resultatet er avtagende hydraulisk konduktivitet. Den hydrauliske konduktiviteten i umettet sone er derfor ikke konstant, men varierer med vanninnholdet i jordarten (Fetter, 2001; Brattli, 2009).

I likhet med strømning i mettet sone, er strømmingen i umettet sone forårsaket av et gravitasjonspotensial  $Y$  og et trykkpotensial (matrikspotensial)  $\Psi(\theta_v)$ .

Matrikspotensialet er videre avhengig av det volumetriske vanninnholdet  $\theta_v$ . Summen av gravitasjonspotensialet og matrikspotensialet utgjør fuktighetspotensialet.

Fuktighetspotensialet i umettet sone er tilsvarende det hydrauliske potensialet i mettet sone, og er definert som:

$$\varphi = Y + \psi(\theta_v) \quad (3.17)$$

hvor  $\varphi$  er fuktighetspotensialet (Brattli, 2009).

Grunnet overflatespenninger mellom korn og vann, er matrikspotensialet alltid negativt. Ved grunnvannsspeilet og i nedre kapillærsone er jordarten mettet på vann og matrikspotensialet tilsvarer null. Etter hvert som en beveges oppover i jordprofilen, minker matrikspotensialet. Idet matrikspotensialet blir negativt, avtar vanninnholdet i jordarten. Jorden fortsetter å drenere gradvis som matrikspotensialet avtar inntil nivået for ikke-reduserbart vanninnhold inntreffer. Da det resterende vannet i jordarten er så

sterkt bundet til kolloidale partikler (partikler mindre enn 1  $\mu\text{m}$ ), vil ikke en videre reduksjon av matrikspotensialet påvirke det gjenværende vanninnholdet i jordarten (Brattli, 2009).

Avhengig av jordartens volumetriske vanninnhold, dominerer enten matrikspotensialet eller gravitasjonspotensialet. Dersom jordarten er fuktig, hvilket innebærer vanninnhold over feltkapasiteten, vil gravitasjonspotensialet dominere. Er derimot jordarten uttørket, er matrikspotensialet mange ordner sterkere enn gravitasjonspotensialet (Fetter, 2001; Brattli, 2009). Ettersom strømningsberegninger basert på Darcys lov innehar stor følsomhet for jordfuktigheten, kan estimeringer av vannstrøm i umettet sone bli usikre (Karlsrud et al., 2003).

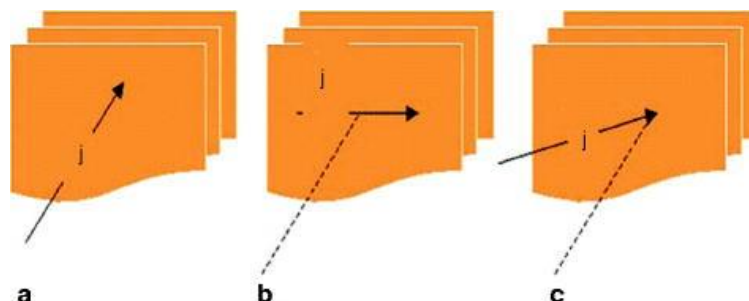
### 3.4.5 Hydraulisk konduktivitet i bergmasser

Avhengig av bergartstype foregår vannsirkulasjon i bergmasser ulikt. I kalkrike bergarter forekommer vannstrømningen i hulerom og kaviteter, mens i porøse avsetningsbergarter sirkulerer vannet gjennom sammenhengende porer (Ramstad, 2005). Grunnvannsstrømning i krystallinsk berggrunn foregår hovedsakelig langs sprekker, svakhetssoner, forkastninger og andre diskontinuiteter som har blitt dannet under mekaniske, termiske og kjemiske påvirkninger. (Norsk Forening for Fjellsprengningsteknikk [NFF], 2010). Til forskjell fra strømningsforholdene i løsmasser, følger grunnvannsstrømning i berg sjelden Darcys lov. Årsaken til dette er at bergmassens kompleksitet begrenser anvendelsen av konseptet (Henriksen, 2006a). Strømningsmønsteret i en bergmasse er påvirket av sprekkenes egenskaper, og bergmassens hydrauliske konduktivitet er derfor en funksjon av den enkelte sprekks hydrauliske konduktivitet (NFF, 2010).

#### ***Sprekkeorientering***

En sprekks orientering defineres ut fra dens strøk og fall, og er avgjørende for vannets strømningsretning. Avhengig av skjæringsvinkelen sprekkeplanet danner med grunnvannets hydrauliske gradient, varierer vannføringen i bergmassen. Et sprekkeplan som står vinkelrett på den hydrauliske gradienten forhindrer vanngjennomstrømning og permeabiliteten vil derfor være lik null (Figur 3.5a). Er derimot sprekkeplanet orientert parallelt med den hydrauliske gradienten, vil

grunnvannsstrømmen være maksimal og tilsynelatende permeabilitet er ekvivalent med bergsprekkes effektive permeabilitet (Figur 3.5b). Dersom sprekkeretningen er skråstilt i forhold til den hydrauliske gradienten, vil vannstrømmen variere mellom de to tidligere omtalte tilfellene (Figur 3.5c) (Scesi og Gattinoni, 2009).



Figur 3.5: Mulige vinkler mellom sprekkeplanet og grunnvannets hydrauliske gradient. Den hydrauliske gradienten er representert ved bokstaven *j*. I tilfelle a er strømmingen minimal og tilsvarer null, mens den i tilfelle b er maksimal. I tilfelle c varierer strømningsraten mellom tilfelle a og tilfelle b (Scesi og Gattinoni, 2009).

### Sprekkeåpning

Den øvre delen av en bergmasse har ofte en annen karakter enn samme bergmasse lokalisert dypere ned i grunnen. Grunnet forvitningsprosesser, erosjon og spenningsavlastning på overflaten, avtar sprekefrekvens og sprekeåpning med dyptet. Disse endringene bidrar til en nedadgående reduksjon i porøsitet og permeabilitet (Kværner og Snilsberg, 2013). Videre er det påvist at den hydrauliske konduktiviteten avtar med økende temperatur. Etter hvert som temperaturen øker nedover i dyptet, vil termal ekspansjon i bergarter finne sted. Dette medfører redusert sprekeåpning med påfølgende reduksjon i sprekkens hydrauliske konduktivitet (Singhal og Gupta, 2010). En oversikt over ulike sprekeåpninger og deres tilhørende klassifisering er presentert i Tabell 3.3.

Tabell 3.3: Klassifisering av sprekeåpning (Barton, 1973).

Sprekeåpning [mm]	Klassifisering
< 0,1	Veldig tett
0,10-0,25	Tett
0,25-0,50	Delvis åpen
0,50-2,50	Åpen
2,50-10,00	Moderat vid
> 10	Vid

### ***Oppsprekkingsgrad***

Avstanden mellom sprekker og sprekkeseittets orientering definerer en bergarts oppsprekkingsgrad. En bergmasse med høy grad av oppsprekking er mer permeabel enn en bergmasse med lav oppsprekkingsgrad (Singhal og Gupta, 2010). Ettersom spenningsfordelingen i en bergmasse er anisotrop, varierer oppsprekkingsgraden ved ulike lokasjoner i bergmassen. Eksempelvis vil et område gjennomgått av forkastninger, folder og bergartsgrenser inneha høy sprekkintensitet og dermed betydelig høyere hydraulisk konduktivitet sammenlignet med andre områder i samme bergmasse. Forkastningssoner kan imidlertid opptre som grunnvannsbarrierer dersom bergmassen er sterkt oppknust og sprekken inneholder en høy andel av finmateriale (leire og silt) (NFF, 2010).

### ***Sprekkelengde***

Avhengig av sprekkenes lengde kan ett sprekkeseitt være koblet sammen med et annet sprekkeseitt. Lange sprekker resulterer i et sammenhengende nettverk av diskontinuiteter, hvor grunnvannet kan sirkulere fritt. Er derimot sprekken korte, vil det ikke være kontakt mellom sprekkesettene og vannstrømning foregår kun i isolerte soner (Scesi og Gattinoni, 2009; Palmstrøm og Stille, 2010).

### ***Sprekkeruhet***

Sprekkeruhet beskriver sprekkeflatens karakter og gir informasjon om sprekken er plan, bølget, glatt eller ru (Norges Geotekniske Institutt [NGI], 2015). Sprekkes dannelsesmåte og bergets mineralogi er avgjørende for sprekkeruheten, der de mest ru sprekken ofte forekommer i intrusive bergarter ved sprøtt bruddforløp, mens de glatteste sprekken gjerne opptrer langs plane kløvflater i skifer (Barton, 1973). Til forskjell fra strømningslinjene i glatte sprekker, vil strømningslinjene i ru sprekker være ikke-parallelle. Ved siden av at strømningslinjene forlenges, vil også sprekkåpningen reduseres. Den hydrauliske konduktiviteten i ru sprekker er derfor lavere enn i glatte sprekker (Scesi og Gattinoni, 2009).

### ***Sprekkefylling***

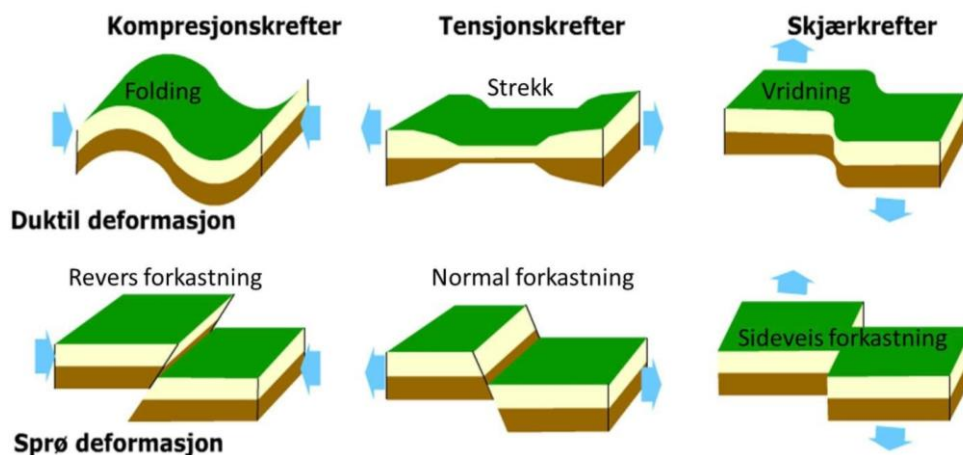
En sprekk i en bergmasse kan enten være tett (bergkontakt), åpen uten sprekkefylling eller åpen med sprekkefylling (NGI, 2015). Spesielt i svakhetssoner og forkastninger kan sprekkefyllet være mektig (opptil flere m). Gjennom forvitring og hydrotermal

utfelling dannes ulikt materiale i sprekkene. Dette fyllmaterialet kan bestå av sand, silt, forskjellige leirmineraler, karbonater og mineraler med lav indre friksjon (kloritt, talk, grafitt). Ettersom sprekkefyllet tetter sprekkene og reduserer sprekkeåpningen, vil den hydrauliske konduktiviteten nedsettes (Palmstrøm og Stille, 2010).

### ***Spenningsforhold***

Som et resultat av spenninger i berggrunnen blir bergmasser utsatt for deformasjon og brudd. Det skilles i hovedsak mellom to ulike former for deformasjoner. Mens sprø deformasjon forekommer i den grunne delen av jordskorpen, foregår duktil deformasjon i plastiske bergarter utsatt for høy temperatur og høyt trykk lenger ned i litosfæren. Til forskjell fra sprø deformasjon forårsaker ikke duktil deformasjon brudd. Hvilke strukturer og bruddmønstre som dannes, avhenger av bergmassens spennings situasjon. Generelt sett vil kompresjonskrefter medføre folding eller reversforkastning, tensjonskrefter resulterer i strekkbevegelse eller normalforkastning, mens skjærkrefter gir opphav til vridning eller sideveis forkastning (Figur 3.6) (Fossen og Gabrielsen, 2013).

Dersom spennings situasjonen i en bergmasse forandres, kan dette reaktivere forkastningssoner, påvirke sprekkenes åpning eller eventuelt danne nye brudd. Dette vil videre endre bergmassens hydrauliske konduktivitet (Henriksen, 2006b). Eksempelvis vil sprekker orientert vinkelrett med største hovedspenning bli presset sammen og den hydrauliske konduktiviteten avtar. Er derimot sprekkene orientert tilnærmet parallelt med største hovedspenning, er sprekkeåpningen vid og vannføringspotensialet stort (Kværner og Snilsberg, 2013).



Figur 3.6: Ulike deformasjoner og bruddforløp forårsaket av kompresjonskrefter, tensjonskrefter og skjærkrefter (Sivertsen, u.å.).



Det er utviklet en rekke regnemodeller for å vurdere grunnvannsstrømning gjennom bergmasser. Felles for metodene er at de baseres på parallellplateprinsippet, hvilket innebærer at hver enkelt sprekk er fremstilt av en plan åpning mellom to parallelle plater. Tilnærmingen antar videre at grunnvannsstrømningen mellom platene er stabil og laminær. Den hydrauliske konduktiviteten på en enkelt sprekk kan dermed beregnes ved hjelp av følgende formel:

$$K_s = \frac{ge^2}{12\nu} \quad (3.18)$$

hvor  $K_s$  er sprekkekonduktivitet (m/s),  $e$  er sprekkåpning (avstand mellom platene) (m) og  $\nu$  er væskens kinetiske viskositet (Pa·s) (Nilsen og Broch, 2012).

Videre kan den hydrauliske konduktiviteten i en bergmasse gjennomsatt av plane, parallelle sprekker uttrykkes som:

$$K_b = \frac{e}{s} K_s = \frac{ge^3}{12\nu s} \quad (3.19)$$

hvor  $K_b$  er bergmassekonduktivitet (m/s) og  $s$  er avstanden mellom sprekkeene (m).

Som det fremgår av Ligning 3.19 har sprekkenes åpning stor betydning for bergmassens hydrauliske konduktivitet. Dersom sprekkåpningen dobles, vil vanngjennomstrømningen i bergmassen øke med en faktor på 8 (Brattli, 2009). Bergmassens hydrauliske konduktivitet vil imidlertid variere i stor grad, grunnet dens naturlige anisotropi og inhomogenitet (Henriksen, 2006a). Etersom sprekker aldri har lik ruhet, konstant sprekkåpning eller er fullstendig kontinuerlige, er det umulig å gi en komplett beskrivelse av sprekkesystemet. Naturlige sprekker har derfor en mer kompleks geometri enn det Ligning 3.18 og Ligning 3.19 forutsetter. Utledningene vil dermed sjeldent gi et riktig bilde av strømningsforholdene i en sprekk, og den hydrauliske konduktiviteten i bergsprekker må derfor bestemmes ved empiriske metoder. Til tross for dette bidrar ligningene til økt forståelse av vannsirkulasjon i bergmasser (Nilsen og Broch, 2012).

Omtrentlige verdier for hydraulisk konduktivitet i enkelte bergarter er presentert i Tabell 3.4. Da sprekkeene kan variere sterkt, bør verdiene betraktes som veiledende (Brattli, 2009).

Tabell 3.4: Hydraulisk konduktivitet for enkelte bergarter. Verdiene bør betraktes som veiledende (NGU, 2016).

Bergart	Sprekkekonduktivitet [m/s]					
	$10^0$	$10^{-2}$	$10^{-4}$	$10^{-6}$	$10^{-8}$	$10^{-10}$
Sandstein	-----					
Karbonat bergart	-----					
Skifer	-----					
Porfyr	-----					
Granitt og gneis	-----					

### 3.4.6 Måling av hydraulisk konduktivitet i bergmasser

De empiriske testmetodene som benyttes til å beregne en bergmasses hydrauliske konduktivitet innebærer enten utpumping eller innpressing av vann i borehull. Etersom hvilke sprekker en påtreffer nedover i bergprofilet er forholdsvis tilfeldig, er det stor usikkerhet tilknyttet resultatene fra et få antall borehull. De to mest anvendte metodene til å estimere hydraulisk konduktivitet i berg er Lugeontest og vanntrykk-måling (Brattli, 2009).

#### **Lugeontest**

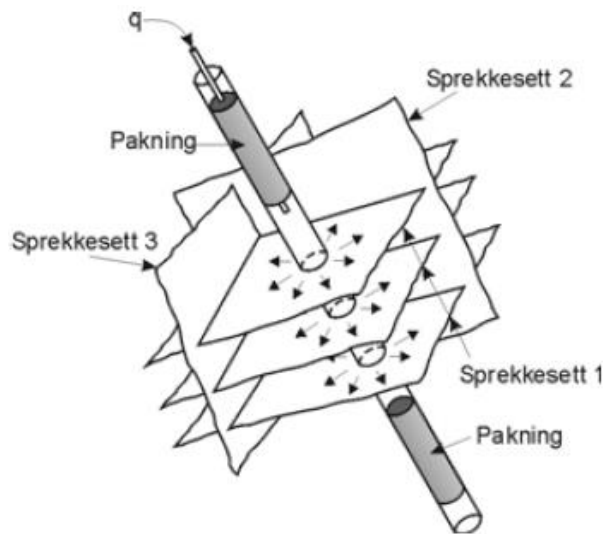
Lugeontesten innebærer bestemmelse av bergmassens hydrauliske konduktivitet ved bruk av vanninnpressningsforsøk, der en måler strømningsraten fra 3-5 meters borehullintervaller ved et overtrykk på 1 MPa (10 bar). Resultatet oppgis som lugeonverdien  $Lu$ , hvilket måler vanntap i l/min/m borehull. Lugeonverdien kan beregnes ved hjelp av følgende formel:

$$Lu = \frac{Q}{L\Delta P} \quad (3.20)$$

hvor  $Q$  er strømningsrate (l/min),  $L$  er testseksjonens lengde (m) og  $\Delta P$  er overtrykk (MPa) (Palmstrøm og Stille, 2010).

Ved utførelse av Lugeontesten pumpes vann inn i et borehull i en periode på 5 minutter under konstant overtrykk relativt til det opprinnelige grunnvannstrykket. Måling av vannvolum utføres inntil to påfølgende måleperioder gir tilsvarende innpumpet volum, og mekaniske vannmengdemålere registrerer deretter vanntapet

(NFF, 2010). Dersom testmetoden er gjennomført ved et overtrykk betydelig mindre enn standardverdien på 1 MPa, kan lugeonverdien overestimeres grunnet en mulig forskjell i energitap mellom laminær (lavt trykk) og turbulent (høyt trykk) strømning. Lugeontesten kan enten utføres ved bruk av enkeltpakker eller dobbelpakker (Figur 3.7). Ettersom lekkasje i én pakning er mindre sannsynlig enn lekkasje i to pakker, ansees enkeltpakker som mer nøyaktig (Palmstrøm og Stille, 2010). I Norge er enkeltpakker den mest anvendte testmetoden (NFF, 2010).



Figur 3.7: Prinsippet for Lugeontesten ved bruk av dobbelpakker (Nilsen og Broch, 2012).

Lugeonveriden kan videre benyttes til å beregne den hydrauliske konduktiviteten i en bergmasse. I slike tilfeller må imidlertid strømningsraten  $Q$  måles i  $m^3/s$ . Relasjonen er uttrykt ved følgende ligning:

$$K = \frac{Q}{L\Delta H} \left( \frac{1 + \ln\left(\frac{L}{D}\right)}{2\pi} \right) \approx \frac{Q}{L\Delta H} \quad (3.21)$$

hvor  $\Delta H$  er overtrykk (vannsøylens høyde målt i m) og  $D$  er borehullets diameter (m) (Palmstrøm og Stille, 2010).

Erfaringsmessig tilsvarer 1 Lu under homogene forhold en hydraulisk konduktivitet på  $K = 1,0 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$  (NFF, 2010; Nilsen og Broch, 2012).

### ***Vanntrykksmåling***

Grunnvannsstanden kan også estimeres ved å måle nivået for grunnvannsspeilet i borehull. Ved å anta hydrostatiske forhold, kan vanntrykk med dypet kalkuleres. I de tilfeller hvor hydrogeologien er mer komplisert, vil imidlertid antagelsen om hydrostatiske forhold ikke alltid innfris. Eksempelvis er i skråninger eller rundt en åpning i undergrunnen. I slike tilfeller kan vanntrykket beregnes ved å lukke borehullet med pakker for deretter å måle økningen i vanntrykk inntil et konstant nivå er oppnådd (Palmstrøm og Stille, 2010).

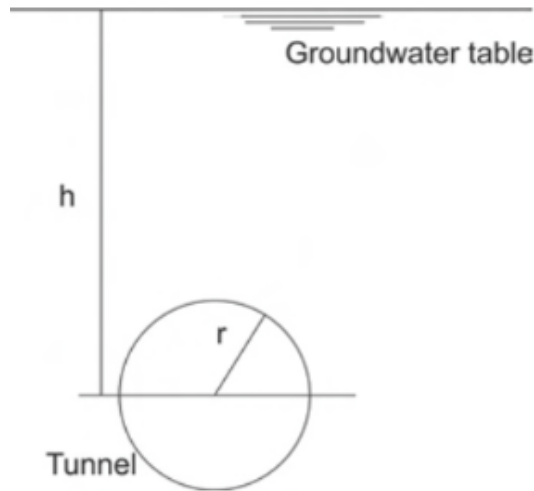
## **3.5 Tunnellekkasje**

Avhengig av tunnelens drivemetode, varierer vanninnstrømningen langs bergsprekker. Dersom en tunnel er utformet ved konvensjonell drift i form av boring og sprengning, vil grunnvannet sive ut fra åpne sprekker i berget og fordeles jevnt over sprekkene. Er derimot tunnelen drevet ved bruk av tunnellboremaskin (TBM), er bergmassen mindre forstyrret av rystelser og andre påkjenninger. Innlekkasjene vil derfor være konsentrert til et avgrenset antall enkeltpunkter langs bergsprekkene (Palmstrøm, 1997).

Det er utviklet en rekke analytiske formler til estimering av vannlekkasjer i tunneler. Ved siden av hydraulisk konduktivitet, er tunneldyp under grunnvannsspeilet den viktigste parameteren i kalkuleringene, da dypet har stor innvirkning på poretrykk og grunnvannstand (Grepstad, u.å.). Dersom en antar at en tunnel er plassert i et homogent og isotropt fjellmassiv med konstant permeabilitet (Figur 3.8), kan følgende formel benyttes til å beregne lekkasje i en tunnel:

$$L = \pi kh \frac{2}{\ln\left(\frac{2h}{r}-1\right)} \quad (3.22)$$

hvor  $L$  er lekkasje ( $\text{m}^3/\text{s}$ ),  $h$  er dyp under grunnvannsspeilet (m) og  $r$  er tunnelradius (m) (Karlsruud, u.å.).



Figur 3.8: Sirkulær tunnelåpning i homogen og isotrop bergmasse med horisontalt grunnvannsspeil (Holmøy, 2008).

I de områder hvor vannlekkasjer inntreffer, kan en benytte injeksjon for å forhindre vanngjennomstrømning. Ligning 3.22 betrakter imidlertid ikke tykkelsen på injeksjonssonen rundt tunnelen, og kan derfor kun benyttes til å kalkulere lekkasjer i bergmasser som ikke er injisert. Dersom en skal beregne lekkasje i en tunnel hvor injeksjon er utført, må derfor tykkelsen på injeksjonssonen og dens korresponderende permeabilitet introduseres:

$$L = \pi kh \frac{2}{\ln\left(\frac{r+t}{r}\right)} \quad (3.23)$$

hvor  $t$  er injeksjonssonens tykkelse (m) (Karlsrud, u.å.).

Ved siden av analytiske formler, er det utviklet numeriske modeller til å estimere vanninnstrømning i tunnelanlegg. En tunnels vannlekkasjer og dens påvirkning på grunnvannsstand og poretrykk i omkringliggende områder er imidlertid et komplekst problem (Karlsrud et al., 2003). NFF (2010) påpeker at årsakene til dette hovedsakelig innebærer:

- Strømningsmønsteret i bergmasser er komplisert som følge av at bergsprekkes hydrauliske konduktivitet varierer i stor grad over korte avstander.
- Bergarter er vanligvis overlagret av løsmasser med varierende hydraulisk konduktivitet.

- Vekslede topografi i området medfører store forskjeller i infiltrasjon og avrenning.
- Årsendringer i effektiv infiltrasjon vil alltid forårsake variasjoner i poretrykk og grunnvannsstand til tross for at den hydrauliske konduktiviteten rundt tunnelanlegget er konstant.
- Modelleringen kompliseres ytterligere dersom den umettede sonen samt jord/bergets magasinerende evne inkluderes.

### 3.6 Vannkjemiske prinsipper

Naturlig vann inneholder alltid en viss mengde oppløste stoffer, og avhengig av stoffmengde varierer kvaliteten til vannforekomsten. Denne kvaliteten defineres utfra ulike kjemiske og fysiske parametere. Enkelte av disse parametere vil bli beskrevet i forestående delkapitler (Brattli, 2009).

#### 3.6.1 Elektrisk ledningsevne

Elektrisk ledningsevne er et mål for en løsnings evne til å lede elektrisk strøm, og avhenger av temperatur, løsnings viskositet, ionetype samt totalkonsentrasjon av oppløst stoff. Dersom ionekonsentrasjonen i en vannløsning er høy, vil også den elektriske ledningsevnen være høy. Er derimot konsentrasjonen av ioner lav, er den elektriske ledningsevnen lav. Etersom testmetoden er betinget av temperatur, er det viktig at målingene utføres ved tilnærmet samme temperatur. 25 °C benyttes derfor som referansetemperatur. Da ionekonsentrasjon og elektrisk ledningsevne er nøye relatert, kan et grovt estimat av total mengde oppløst stoff beregnes ved hjelp av følgende formel:

$$TDS = \frac{2}{3} EC \quad (3.24)$$

hvor  $TDS$  er total mengde oppløst stoff (mg/l),  $EC$  er elektrisk ledningsevne ( $\mu S/cm$ ) og  $2/3$  er standard korreksjonsfaktor (Kresic, 2009).

Omtrentlige verdier for elektrisk ledningsevne i ulike vanntyper er gitt i Tabell 3.5.

Tabell 3.5: Omtrentlige verdier for elektrisk ledningsevne i ulike vann typer (Kresic, 2009).

Vann type	Elektrisk ledningsevne [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ]
Rent vann	0,055
Destillert vann	0,5-5
Regnvann	5-30
Drikkevann	30-2 000
Sjøvann	45 000-55 000

I tillegg til å gi en indikasjon på vannets kvalitet, kan den elektriske ledningsevnen antyde vanninnslag fra overflatevann i et tunnelanlegg. Grunnet grunnvannets lenger kontaktid med berggrunnen og derav større konsentrasjon av oppløste stoffer, har grunnvann høyere elektrisk ledningsevne enn overflatevann. Lav elektrisk ledningsevne i en tunneltrasé kan derfor indikere innlekkasje av overflatevann (Snilsberg, 1998).

### 3.6.2 pH

pH (hydrogenioneaktivitet) er et mål på en vannløsnings naturlige surhet eller basisitet. I væsketilstand vil vannmolekyler naturlig spaltes til  $\text{H}^+$ - og  $\text{OH}^-$ -ioner ved følgende reaksjon (Kresic, 2009):



pH i en løsning bestemmes av dens konsentrasjon av  $\text{H}^+$ -ioner definert ved (Brattli, 2009):

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+] \quad (3.26)$$

Når konsentrasjonen av  $\text{H}^+$ -ioner er ekvivalent med konsentrasjonen av  $\text{OH}^-$ -ioner, tilsvarer væskens pH 7 og løsningen defineres som nøytral. Dersom konsentrasjonen av  $\text{H}^+$ -ioner overstiger konsentrasjonen av  $\text{OH}^-$ -ioner, er pH-en lavere enn 7 og løsningen klassifiseres som sur. Er på den andre siden konsentrasjonen av  $\text{H}^+$ -ioner lavere enn konsentrasjonen av  $\text{OH}^-$ -ioner, er pH-en høyere enn 7 og væsken kategoriseres som basisk (Kresic, 2009).

Ved siden av å opptre som en av de viktigste parameterne relatert til vannkvalitet, er pH den variabelen som enten direkte påvirker eller er nært tilknyttet flertallet av de geokjemiske og biokjemiske reaksjonene i grunnvann (Kresic, 2009). Eksempelvis er oppløsning av mineraler. Under sure forhold vil mineraler raskt forvitres. Som følge av den høye forvitningsaktiviteten i umettet sone, forbrukes H<sup>+</sup>-ioner og grunnvannets pH vil derfor øke svakt nedover i dypet (Brattli, 2009). Generelt sett øker pH-en i infiltrasjonsvann fra verdier omkring 4 i nedbør til 6-7 ved grunnvannsnivå. pH i dypere grunnvannsforekomster varierer vanligvis mellom 7 og 9. Dersom innsig av grunnvann med lav pH forekommer i en tunnel, kan dette indikere drenering fra overflatevann eller myrvann (Kværner og Snilsberg, 2013).

### 3.6.3 Alkalitet og bufferkapasitet

Alkalitet er et mål for den totale mengde anioner som innehar baseegenskaper i en vandig løsning. Dette innebærer de anioner som er i stand til å absorbere H<sup>+</sup>-ioner og dermed nøytralisere en sterk syre. Grunnet oppløsning av karbonatholdige bergarter og innholdet av CO<sub>2</sub> i atmosfæren, avhenger alkaliteten i ferskvann hovedsakelig av likevektene som inngår i karbonatsystemet (Reimer, 2011). Disse ulike reaksjonene er beskrevet nedenfor.

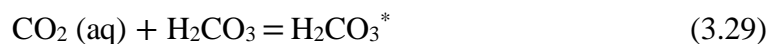
Når atmosfærisk CO<sub>2</sub> (g) er i kontakt med H<sub>2</sub>O, hydratiseres molekylet til CO<sub>2</sub> (aq) ved følgende reaksjon:



CO<sub>2</sub> (aq) vil deretter reagere videre med H<sub>2</sub>O for så å danne H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> (karbonsyre):



Ettersom likevekten er sterkt forskjøvet mot venstre, antas det at all CO<sub>2</sub> i vannfasen (CO<sub>2</sub> (aq) og H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) opptre som H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. Det er derfor naturlig å summere de to bidragene CO<sub>2</sub> (aq) og H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> til H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub><sup>\*</sup>:



Ved kombinasjon av Ligning 3.28 og Ligning 3.29, oppnås følgende likevekt:

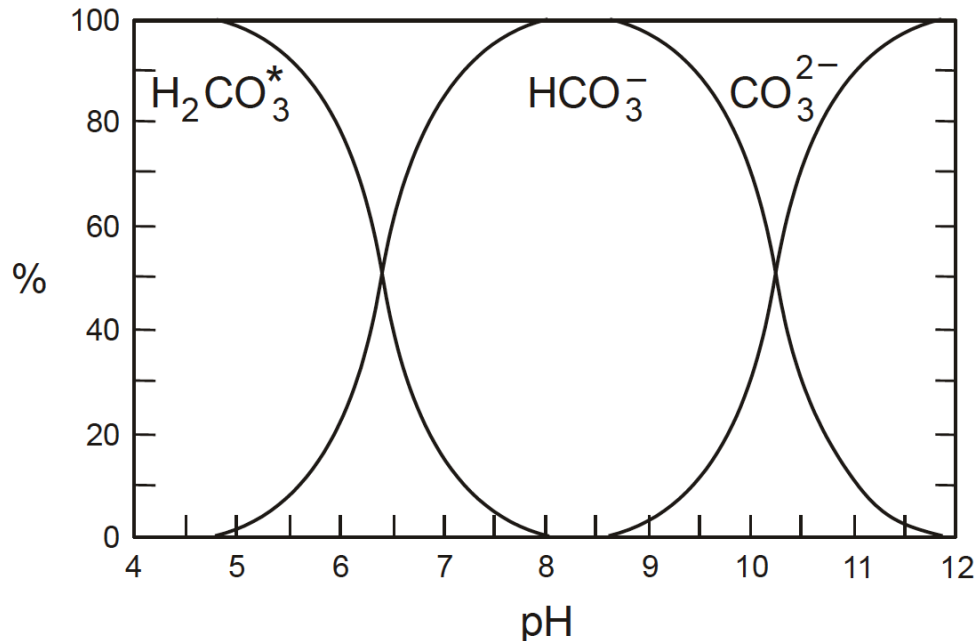




Videre er  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$  en toprotisk syre. Dette innebærer at molekylet avgir  $\text{H}^+$ -ioner i to protolysetrinn og danner  $\text{HCO}_3^-$  (bikarbonat) og  $\text{CO}_3^{2-}$  (karbonation):



Som det fremkommer av Ligning 3.31 og Ligning 3.32 har pH stor betydning for hvilken karbonatforbindelse som dominerer i vannfasen. Dette er også illustrert i Figur 3.9. I et vandig miljø med pH mellom 4 og 5,5 (normal nedbør) dominerer bidraget fra  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$ . Ved pH-verdier omkring 6-9 (naturlig grunnvann) opptrer det meste av karbonatet som  $\text{HCO}_3^-$ . Dersom pH-en er høyere enn 10, er  $\text{CO}_3^{2-}$  den dominerende komponenten (Fetter, 2001; Brattli, 2009).

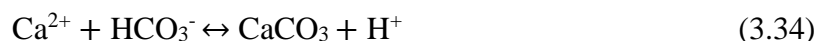


Figur 3.9: De mest essensielle karbonatforbindelsene i grunnvann som funksjon av pH ved temperatur 20 °C. Modifisert etter Fetter (2001).

Karbonatmineraler er ustabile under sure forhold og vil raskt forvitres. Dersom  $\text{CaCO}_3$  (kalsiumkarbonat) er i kontakt med  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , vil  $\text{Ca}^{2+}$  og  $\text{HCO}_3^-$  dannes under følgende reaksjon:



Som et resultat øker vannets pH. I de tilfeller hvor konsentrasjonen av  $\text{Ca}^{2+}$  og  $\text{HCO}_3^-$  blir høy nok, kan vannet bli mettet og utfelling av  $\text{CaCO}_3$  opptrer:



Ettersom et  $\text{H}^+$ -ion frigjøres, synker pH-verdien (Frengstad, 2013).

Den totale alkaliteten i et vandig system defineres ved følgende formel:

$$\text{Alkalitet} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] \quad (3.35)$$

Ettersom  $\text{HCO}_3^-$  er dominerende elementet i naturlig grunnvann, er bidraget fra  $\text{CO}_3^{2-}$  og  $\text{OH}^-$  ubetydelig og kan neglisjeres. Alkaliteten i vandige miljøer med pH omkring 6-9 er derfor tilnærmet lik konsentrasjonen av  $\text{HCO}_3^-$ . Er derimot vannforekomsten sterkt forsuret, tilsvarer alkaliteten den negative konsentrasjonen av  $\text{H}^+$ -ioner (Stumm og Morgan, 1996).

Den totale alkaliteten i et system kan med andre ord uttrykkes som vannets evne til å motstå endring i pH. Dette er også kjent som en løsnings bufferkapasitet. En buffer består av en svak syre og dens korresponderende base, eller en svak base og dens korresponderende syre. Bufferkapasiteten kan da uttrykkes som den stoffmengde av en sterk syre eller base som må tilsettes bufferen før pH-en ikke lenger opptrer i bufferområdet (Pedersen, 2017b).

Karbonatsystemet som buffer er illustrert ved følgende likevekter:



Dersom vann tilsettes syre ( $\text{H}^+$ ), vil  $\text{H}^+$ -ioner reagere med  $\text{HCO}_3^-$  eller  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Ettersom likevekten forskyves mot venstre og danner  $\text{H}_2\text{O}$  og  $\text{CO}_2$ , vil tilsetting av  $\text{H}^+$ -ioner gi lite utslag for pH ned til en bestemt verdi. Ved tilsettelse av en base, eksempelvis når  $\text{CaCO}_3$  forvitres, vil  $\text{H}^+$ -ioner bindes. I likhet med tilfellet ovenfor vil likevekten forskyves mot venstre. Dette foregår inntil alle  $\text{H}^+$ -ioner er oppbrukt (Brattli, 2009). Forvitring og utfelling av  $\text{CaCO}_3$  fungerer som en buffer ved pH på omtrent 8,2 (Frengstad, 2013).

### 3.6.4 Reduksjons-oksidasjonspotensial

Reduksjons-oksidasjonsreaksjoner (redoksreaksjoner) er en form for kjemisk forvitring og innebærer elektronutveksling mellom ulike atomer. For en spesiell kjemisk reaksjon vil det oksiderende elementet motta elektroner (oksidant), mens det reduserende elementet avgir elektroner (reduktant). Redoksreaksjoner består av to delreaksjoner, der oksidanten og reduktanten til sammen utgjør et redokspar. Et eksempel på en reduksjonsreaksjon som forekommer i en jernredoksreaksjon er:



hvor jern(III) blir redusert til jern(II) ved å motta ett elektron. For at reaksjonen skal finne sted må det eksistere en elektronkilde (Kresic, 2009).

Redoksreaksjoner påvirker grunnvannets kjemiske sammensetning på en rekke måter. Sammen med pH utgjør redoksreaksjoner en sentral rolle i forbindelse med løseligheten til Mn- og Fe-holdige substanser. I naturen styrer ofte mikroorganismer redoksreaksjonene, der organisk materiale opptrer som den ultimate reduktant mens  $\text{O}_2$  utgjør den ultimate oksidant (Brattli, 2009). Andre elementer som opptrer som oksidanter er, i prioritert rekkefølge,  $\text{NO}_3^-$ , Mn- og Fe-oksider,  $\text{SO}_4^{2-}$  og  $\text{CO}_2$ . Hvilke oksidanter som er tilstede avhenger av kontakten mellom vann og luft, vannets bevegelse, organisk materiale og biologiske prosesser (Fetter, 2001).

Når en oksidant er oppbrukt, vil et nytt redokspar dominere og et betydelig skille i systemets reduksjons-oksidasjonspotensial (redokspotensial) oppstår (Brattli, 2009). Redokspotensial gir informasjon om redoksparets evne til å motta eller avgir elektroner, der elektroner fra et redokspar med lavere redokspotensial spontant beveges mot et redokspar med høyere redokspotensial. Dersom forholdet mellom redusert og oksidert tilstand øker, vil systemets redokspotensial avta. (Aarnes, 2000). Et positivt redokspotensial indikerer at systemet er oksiderende, mens et negativt redokspotensial antyder at systemet er reduserende. En reaksjons redokspotensial er gitt ved Nernst ligning:

$$Eh = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln K_{sp} \quad (3.38)$$

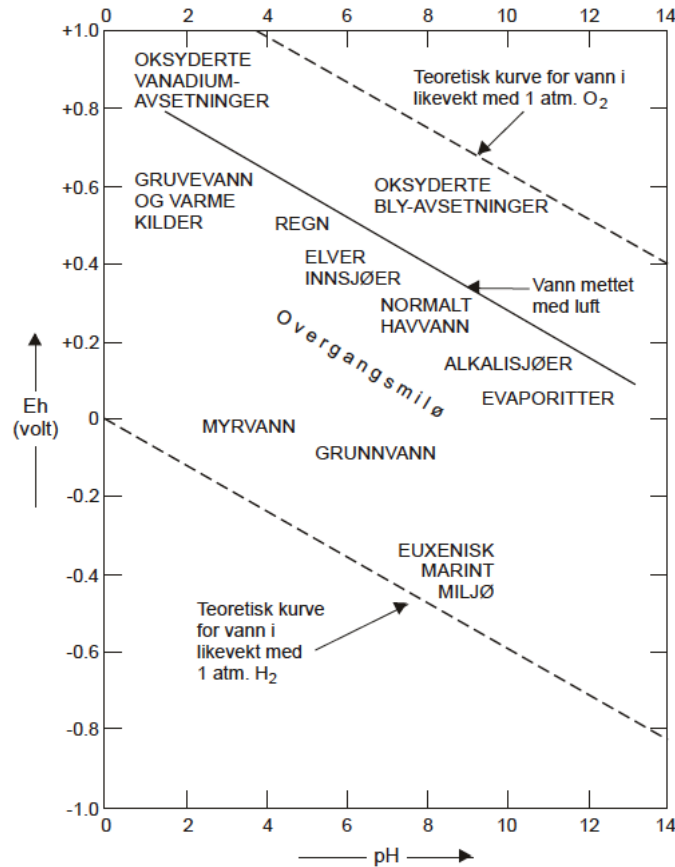
hvor  $Eh$  er redokspotensial (V),  $E^0$  er standardpotensial (V) målt ved temperatur 25 °C og trykk 1 atm,  $R$  er gasskonstanten (0,00199 kcal/mol·K eller 0,008314 kJ/mol·K),  $T$  er temperatur (K),  $F$  er Faradays konstant (23,1 kcal/V eller 96,484 kJ/V),  $n$  er antall elektroner og  $K_{sp}$  er løselighetsproduktkonstanten (Fetter, 2001).

En reaksjons redokstilstand bestemmes av tilstedeværelsen eller fraværet av fritt O<sub>2</sub> i grunnvannet. Nylig perkolert vann tilfører grunnvannet O<sub>2</sub> og systemets redokspotensial vil dermed øke. Etter hvert som grunnvannet strømmer bort fra den infiltrerte sonen, forbrukes O<sub>2</sub> hovedsakelig ved oksidering av Mn- og Fe-holdige komponenter. Mikrobiell aktivitet forbrukes også O<sub>2</sub>, og kan raskt danne reduserende forhold i den mettede sonen med overvekt av oppløst organisk materiale. Oksidasjonen pågår inntil alle oksidanter er oppbrukt eller alt organisk materiale er nedbrutt. Som et resultat vil systemets redokspotensial avta, og når alt O<sub>2</sub> er oppbrukt blir redokspotensialet negativ (Fetter, 2001; Kresic, 2009). Generelt sett minker redokspotensialet med økende temperatur og pH, hvilket resulterer i en økende reduksjonsevne i det vandige systemet. Reduserte miljøer består vanligvis av Fe, Mn, H<sub>2</sub>S, NO<sub>2</sub><sup>-</sup> og CH<sub>4</sub>, og begrensede mengder av O<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> og SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Dårlig lukt fra grunnvannet indikerer ofte reduserende forhold. Observerte redokspotensialområde for grunnvann er mellom -0,4 og +0,7 V (Kresic, 2009).

For å forstå de ulike elementenes geokjemiske oppførsel benyttes ofte Eh-pH-diagram. Et Eh-pH-diagram illustrerer stabilitetsområdene for ioner og mineraler i vandige systemer, og kan dermed indikere om mineralet er i likevekt med dets omgivelser eller er gjenstand for kjemisk omvandling. Dersom en løsning består av ioner som kan opptre med ulik valens eller som kan reagere og fremstille stabile produkter, avhenger ionets valens eller det stabile produktet ved en bestemt konsentrasjon av både redokspotensial og pH. Endring i redokspotensial og pH er blant de vesentligste årsakene til oppløsning og kjemisk felling av en rekke grunnstoffer (Brattli, 2009).

Alle Eh-pH-diagram konstrueres under antagelsen om at systemet er i likevekt med vannets tre essensielle komponenter H<sup>+</sup>, O<sup>2-</sup> og e<sup>-</sup>, og avhenger av konsentrasjonen til

alle ionetyper som er tilstede i systemet. Eh-pH-diagram for ulike vandige miljøer er illustrert i Figur 3.10. Som det fremkommer av figuren er vann kun stabilt i en bestemt del av Eh-pH-diagrammet. Naturlig vann i overflatenært miljø har vanligvis en pH mellom 4 og 9, til tross for at lavere og høyere pH-verdier kan forekomme (Fetter, 2001). Videre er innholdet av O<sub>2</sub> i myr- og grunnvann lavere enn i nedbør og overflatevann (elver og innsjøer) grunnet større mikrobiell aktivitet (Brattli, 2009).



Figur 3.10: Eh-pH-diagram for ulike vandige systemer. Modifisert etter Garrels og Christ (1965).

### 3.6.5 Kjemisk sammensetning

Som nevnt tidligere i delkapittel 3.2.3 dannes grunnvann ved infiltrasjon av regnvann og/eller smeltevann samt gjennom innstrømning fra innsjøer og elver. Grunnet kjemiske prosesser, deriblant forvitring, sorpsjon og ionebytte, endres grunnvannets kjemiske karakteristikk ved strømming gjennom umettet og mettet sone. Ettersom disse prosessene foregår svært langsomt, har vannets oppholdstid i grunnvannsmagasinet stor betydning for grunnvannets konsentrasjon av oppløste stoffer. Grunnvannets kjemiske sammensetning vil derfor være en funksjon av

infiltrasjonsvannets kjemiske karakteristikk, løsmassenes og berggrunnens mineralsammensetning, kontaktflaten mellom mineralene samt oppholdstiden i reservoaret (Brattli, 2009).

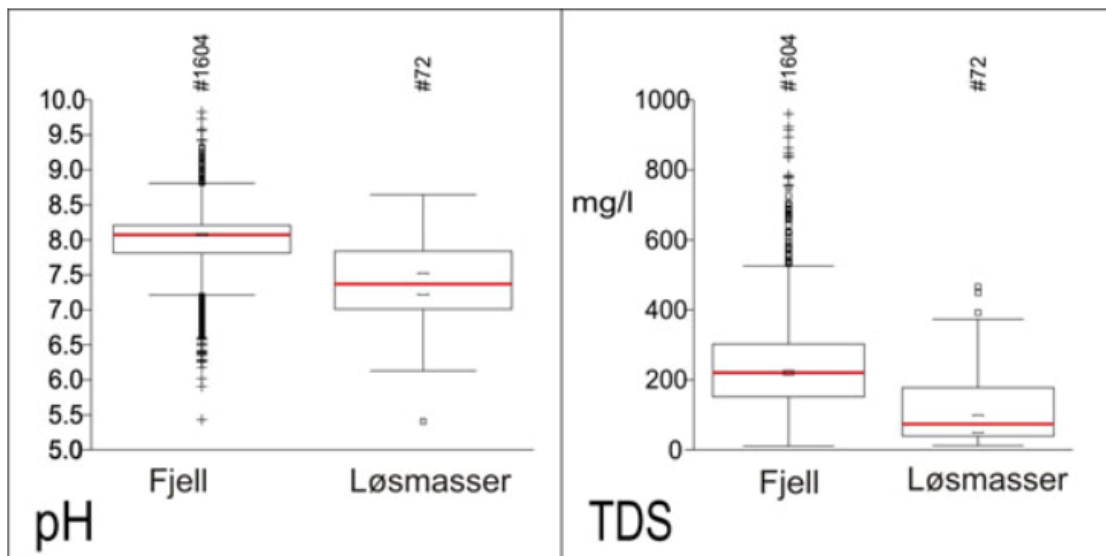
Grunnvann består vanligvis av mer enn 50 ulike elementer, der de fire kationene  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  og  $\text{Mg}^{2+}$  samt de fire anionene  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$  og  $\text{CO}_3^{2-}$  opptrer som de viktigste komponentene (Tabell 3.6). Disse ionene utgjør mer enn 90 % av totalt oppløst stoff og er vanligvis tilstede ved større konsentrasjoner enn 1 mg/l (Fetter, 2001). Årsaken til at nettopp disse åtte ionene er mest utbredt i naturlig grunnvann er fordi  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{CaSO}_4$  og  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (vannholdig kalsiumsulfat) er de viktigste løselige mineralene og saltene som opptrer i relativt store mengder i bergarter. De fem elementene Ca, Mg, Na, K og Cl forekommer i større mengder i jordskorpen, og blir frigjort til miljøet gjennom forvitring og oppløsning. Dersom grunnvann består av en høy andel organisk materiale (humus- og fulvosyrer) eller Fe og Mn, kan dette medføre misfarging av vannet (Kresic, 2009).

Tabell 3.6: Viktige elementer i grunnvann. Modifisert etter Domenico og Schwartz (1998) og Fetter (2001).

Relativ konsentrasjon	Elementer	
Større mengder (> 1 mg/l)	Natrium ( $\text{Na}^+$ )	Sulfat ( $\text{SO}_4^{2-}$ )
	Kalsium ( $\text{Ca}^{2+}$ )	Klorid ( $\text{Cl}^-$ )
	Kalium ( $\text{K}^+$ )	Bikarbonat ( $\text{HCO}_3^-$ )
	Magnesium ( $\text{Mg}^{2+}$ )	Karbonat ( $\text{CO}_3^{2-}$ )
Mindre mengder (0,1-10 mg/l)	Bor ( $\text{B}^{3+}$ )	Nitrat ( $\text{NO}_3^-$ )
	Fluor ( $\text{F}^-$ )	Strontium ( $\text{Sr}^{2+}$ )
	Jern ( $\text{Fe}^{2+}$ )	Brom ( $\text{Br}^-$ )
	Oksygen ( $\text{O}^{2-}$ )	Karbondioksid ( $\text{CO}_2$ )
	Karbonsyre ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ )	Silisium ( $\text{Si}^{4+}$ )
	Nitrogen ( $\text{N}_2$ )	
Spormengder (<0,1 mg/l)	De fleste resterende naturlige grunnstoffer	
Organiske komponenter (grunt nivå)	Humussyrer	Ligniner
	Fulvosyrer	Tanniner
	Karbohydrater	Hydrokarboner
	Aminosyrer	
Organiske komponenter (dypere nivå)	Acetat	

Ettersom totalt oppløst stoff og elektrisk ledningsevne er nøye relatert (Ligning 3.24), følger den totale konsentrasjonen av oppløst materiale samme utvikling som den elektriske ledningsevnen. Grunnvann inneholder derfor en større andel totalt oppløst materiale enn overflatevann (Snilsberg, 1998).

Avhengig av om grunnvannet er fra bergborede brønner eller løsmassebrønner, varierer innholdet av totalt oppløst stoff i vannet (Figur 3.11). Vanligvis inneholder grunnvann i fjellbrønner en høyere konsentrasjon av oppløst materiale enn grunnvann i løsmassebrønner. Dette kan forklares med at berggrunnen består av flere mineraler som lett oppløses i vann. I tillegg er grunnvannets oppholdstid i bergmasser lenger enn i løsmasser. Som et resultat er grunnvannets pH i løsmasser lavere enn i bergmasser (normalt én pH-enhet lavere) (Figur 3.11). Da tungmetaller løses lettere i surt miljø, er forekomsten av tungmetaller høyere i grunnvann fra løsmassebrønner sammenlignet med grunnvann fra fjellbrønner (NGU, 2015).



Figur 3.11: BoksploTT som illustrerer spredning i pH og TDS (totalt oppløst materiale) for enkelte fjell- og løsmassebrønner i Norge. Grunnvann i løsmasser har vanligvis lavere pH og TDS-konsentrasjon enn grunnvann i bergmasser. Boksen representerer de 50 % vanligste verdiene, mens de 25 % laveste og høyeste verdiene er plottet utenfor boksen. Medianverdien er markert med rød linje (NGU, 2015).

## 3.7 Betydning av tunnellekkasjer for naturmiljøet

### 3.7.1 Sårbarhet og naturverdi

Under planleggingsfasen av et tunnelprosjekt er det viktig at risiko og sårbarhet relatert til natur- og samfunnsmessige konsekvenser analyseres. Mens en risikoanalyse baseres på geologisk, geotekniske og hydrologiske vurderinger i forbindelse med aktuelle bergarter, svakhetssoner og grunnvannsforhold, tar en sårbarhetsanalyse utgangspunkt i de biologiske forholdene på overflaten (Karlsrud et al., 2003). I henhold til NFF (2010) må en ta stilling til følgende konsekvenser for bestemmelse av naturmiljøets toleransekrav til tunnelanlegget:

- Mulighet for drenering og setning i omkringliggende løsmasser.
- Svelling i alunskifer.
- Skader på jordbruk og skog ved endret grunnvannsnivå.
- Miljømessig innvirkning på overflatevann samt plante- og dyreliv.
- Reduksjon av grunnvannsmagasiner.
- Mulighet for forsurening fra lekkende væsker og gasser.
- Sulfatholdige bergarter.

Sårbarheten til en naturtype defineres ut fra hvor stor innvirkning en bestemt endring vil ha for det aktuelle naturområdet. I forbindelse med tunnellekkasje er endringen tilknyttet redusert grunnvannsstand, der det er naturlig å anta at en betydelig grunnvannsenkning medfører større effekter på de omkringliggende naturtypene (Karlsrud et al., 2003). Som kjent fra delkapittel 3.2 er grunnvannsnivået i et område upåvirket av tekniske inngrep et resultat av vannenheter som tilføres grunnvannsmagasinet og vannenheter som føres ut av grunnvannsmagasinet. En tunnellekkasje vil kun ha betydning for områdets vannuttak, da vanntilførselen i området forblir uendret etter inngrepet. I et naturmiljø der vanntilførselen er liten vil derfor en innlekkasje av et bestemt omfang påføre omkringliggende områder større effekter sammenlignet med tilsvarende lekkasje i et naturmiljø der vanntilførselen er stor (Karlsrud et al., 2001). Dersom grunnvannsnivået skal forbli upåvirket av tunnelanleggets innlekkasjer, må tilførselen av overflatevann lokalt tilsvare den estimerte strømningsraten gjennom bergoverflaten (NFF, 2010).



Sårbarheten tunnellekkasjer påfører det overliggende naturmiljøet varierer i stor grad, og kan være vanskelig å vurdere grunnet de mange parameterne som er involvert. Karlsrud et al. (2001) konstaterer at følgende hydrogeologiske faktorer definerer graden av grunnvannsenkning:

- Strukturgeologiske forhold.
- Tunnelens overliggende grunnvannsnivå og dets variasjon med tid.
- Naturlig vanninfiltrasjon til akviferen.
- Hydrogeologiske grenser.
- Akviferens heterogenitet og høypermeable soner.
- Permeabilitetsforhold mellom tetteskjermen og akviferen.
- Forholdet mellom tetteskjermens permeabilitet, akviferens permeabilitet og lekkasjeraten.

Ved vurdering av ikke-prisgitte effekter i forbindelse med tekniske inngrep, benyttes ofte de tre begrepene *konsekvensenes omfang*, *verdi* og *konsekvensenes betydning*. Med *konsekvensenes omfang* menes en nøytral beskrivelse av en forventet endring som den aktuelle handlingen kan forårsake. Dette innebærer en bedømmelse av omfanget på bakgrunn av sannsynligheten for innlekkasje og sannsynligheten for at innlekkasjen påfører naturområdet endringer. Begrepet *verdi* kategoriserer berørte områder i klassene naturmiljø, nærmiljø og friluftsliv, der verdien for et område kan variere innenfor de ulike kategoriene (Bendiksen et al., 2003). Dersom en naturtype er lett fremkommelig for større befolkningsgrupper og er mye benyttet til rekreasjon, ansees verdien for nærmiljø og friluftsliv som høy. Vedrørende naturmiljø må en rekke naturfaglige egenskaper vurderes, deriblant mangfold, sjeldenhet, uberørthet og vitenskapelig samt pedagogisk betydning (Karlsrud et al., 2001). Et tjern kan for eksempel tildeles lav verdi for nasjonalt naturmiljø, mens verdien for nærmiljø og/eller friluftsliv kan være høy. Uttrykket *konsekvensenes betydning* avhenger av både konsekvensenes omfang og verdi. Et inngreps betydning kan derfor være omfattende dersom omfanget er stort og/eller områdets verdi er ansett som høyt (Bendiksen et al., 2003).

### 3.7.2 Utsatte naturtyper

I forbindelse med grunnvannsendring i bergmasser er våte naturtyper med naturlig høyt grunnvannsnivå størst utsatt for skader. Disse naturtypene omfatter myr, sumpskog, kilder og andre vannforekomster, og er viktige arealer for biologisk mangfold (Bendiksen et al., 2003). Ved redusert og begrenset vannmengde kan det også oppstå større skader på skogstyper som avhenger av periodevise flommer. Videre kan leiravsetninger bli sterkt berørt av tunnellekkasjer. I områder med marin leire er det imidlertid ikke selve grunnvannsenkningen som er problematisk, men endringen i poretrykk. Dette kan medføre setninger, hvilket nødvendigvis ikke har betydelige konsekvenser for naturmiljøet, men som kan forårsake skade på infrastruktur og bebyggelse (Karlsrud et al., 2001).

#### ***Myr og sumpskog***

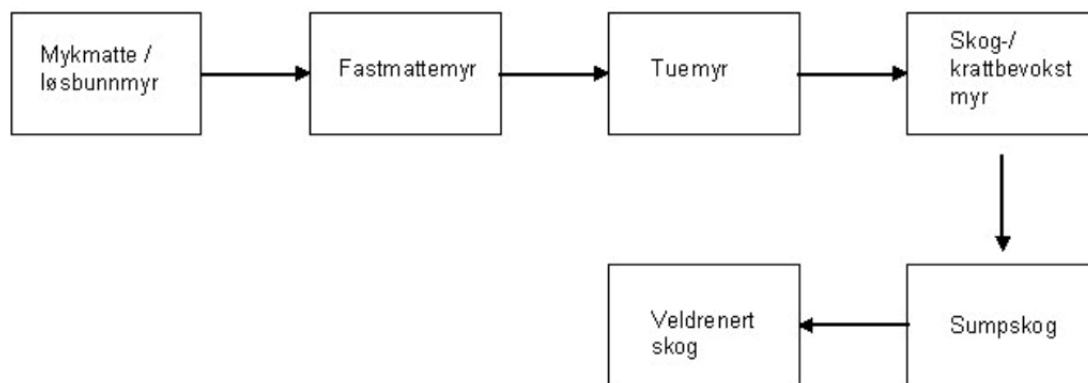
Myr er en type våtmark som forekommer dersom vann og andre kildeområder fylles med dødt organisk materiale og vokser igjen. Grunnet topografiske hindringer er grunnvannsnivået høyt og vanngjennomstrømningen stillestående. Dette gir opphav til redusert tilgang på O<sub>2</sub>, hvilket medfører langsom nedbrytning av døde planterester og dannelse av torv. Som et resultat av kjemiske reaksjoner utført av anaerobe mikroorganismer i forbindelse med nedbrytningsprosessene, vil pH-en i myrvannet synke. Det er derfor vanlig at myrvann klassifiseres som surt, og i enkelte tilfeller kan pH-verdier så lave som 3,5 registreres (Larsen, 2017). Myr og sumpskog har en rekke fellestrekk, men til forskjell fra myr er sumpskog noe drenerende og det foregår ingen dannelse av torvmose (Bendiksen et al., 2003).

#### ***Vannkilder***

Vannkilder omfatter områder der grunnvannet kommer frem i dagen, og opptrer ofte i forbindelse med permeable bergarter eller løsmasseavsetninger som grenser mot mindre permeable leirlag eller fast berggrunn (Bryhni, 2017). Av den grunn avhenger vannets næringsinnhold og artssammensetning av berggrunnens eller løsmasseavsetningens næringsinnhold. Dersom en artsmangfoldig kilde forstyrres, kan den totale artssammensetningen over et større område reduseres, til tross for at forstyrrelsen kun berører et lite areal (Karlsrud et al., 2001).

### 3.7.3 Vegetasjonsendringer

Myr og sumpskog er blant de mest truede naturtypene i Norge. Grunnet små høydeforskjeller er artssammensetningen i våtmarkene svært varierende innenfor korte avstander. Både overflategrøfting og tunnellekkasje virker drenerende på naturtypene og kan medføre store vegetasjonsendringer. Til forskjell fra grøfting som raskt drenerer overflatevann i fuktige perioder, forårsaker tunnellekkasje dypdrenering i tørre perioder (Karlsrud et al., 2001). En omfattende tunnellekkasje vil derfor endre fuktighetsgradienten i bakken og medføre lokal uttørking, hvilket kan resultere i at en vegetasjonstype blir erstattet av en annen. Et eksempel på et uttørkingsforløp for et myrområde er illustrert i Figur 3.12. Forløpet representerer antatt situasjon uten vanninfiltrasjon og tetting i tunnel. Vegetasjonsendringene myrområdet utsettes for avhenger av uttørkingsgraden og dermed tunnellekkasjens omfang. Et slikt forløp markerer en ny likevektstilstand og derfor en varig endring i naturmiljøet. Etersom myrområder utgjør betydningsfulle naturelementer, vil en slik naturendring representere en negativ konsekvens (Bendiksen et al., 2003).



Figur 3.12: Uttørkingsforløp av myr som følge av tunnellekkasje (Bendiksen et al., 2003).

### 3.7.4 Forsuring

Ved tunneldrenering kan både vannmengde og vannkvalitet i en vannkilde påvirkes. I tillegg til å regulere størrelsen på mettet og umettet sone, endrer redusert grunnvannsnivå strømningsmønsteret i grunnvannsmagasinet. Disse to bidragene kan videre påvirke vannforekomstens kvalitet, hvilket er av avgjørende betydning for artsantall og artsmangfold (Karlsrud et al., 2003). Når vannkilder tørkes ut og tidligere oversvømte sedimenter eksponeres for luft, kan vannforekomsten forsures ved at  $\text{FeS}_2$  (pyritt) oksideres og danner  $\text{H}^+$ -,  $\text{SO}_4^{2-}$ - og  $\text{Fe}^{2+}$ -ioner. Dersom vannets pH er høy, vil

$\text{Fe}^{2+}$  raskt oksideres til  $\text{Fe}^{3+}$ . Er derimot pH-verdien i vannet lav, foregår oksideringen av  $\text{Fe}^{2+}$  til  $\text{Fe}^{3+}$  langsomt. Oksidasjonen vil imidlertid katalyseres ved hjelp av syreresistente jernoksiderende mikroorganismer. Som følge av akkumulering av  $\text{H}^+$ -ioner, vil vannforekomstens pH-verdi avta og vannet forsures. Dette er også tilfelle ved tørrlegging av myrer og andre våtmarker (Karlsrud et al., 2001).

Dersom grunnvannsnivået heves, kan forholdene i vannkilden normaliseres. Det vil da foregå en reduksjon av  $\text{SO}_4^{2-}$  til  $\text{H}_2\text{S}$ , der reaksjonen forbruker  $\text{H}^+$ -ioner som videre medfører økt pH i vannet. Til forskjell fra oksidasjon av  $\text{FeS}_2$  som foregår spontant, er  $\text{SO}_4^{2-}$  en svært stabil komponent. Reduksjon av  $\text{SO}_4^{2-}$  kan derfor kun forekomme ved at anaerobe sulfatreduserende mikroorganismer benytter  $\text{SO}_4^{2-}$  som elektronakseptor (Universitetet i Oslo [UiO], 2018). Da de anaerobe mikroorganismene kun er aktive i redusert miljø, kan en rask økning i grunnvannsnivå forårsake surt avrenningsvann. Årsaken til dette er at vannkvaliteten i kilden ikke er normalisert grunnet for kort tidsaspekt. Det sure avrenningsvannet kan dermed renne ut i andre vannforekomster og forsure disse (Karlsrud et al., 2001).

#### 3.7.5 Bufferreaksjoner og ionebytte

Gjennom bufferreaksjoner i vann og løsmasser vil sure vannmasser delvis nøytraliseres. Ved slike kjemiske reaksjoner er geologien i det aktuelle området av stor betydning. Som beskrevet i delkapittel 3.6.3 vil vann i områder med karbonatholdig berggrunn ikke forsures, da rask oppløsning av karbonatmineraler nøytraliserer surt vann. Etersom  $\text{HCO}_3^-$  er dominerende buffersystem ved pH-verdier høyere enn 6, innehar  $\text{HCO}_3^-$ -holdige vannkilder større bufferkapasitet enn vannkilder med lavt innhold av  $\text{HCO}_3^-$  (Karlsrud et al., 2001).

I et surt miljø vil imidlertid denne bufferkapasiteten overskrides. Årsaken til dette er at den svake syren  $\text{H}_2\text{CO}_3$  ikke oppløses ved lave pH-verdier. Under slike forhold vil i stedet aluminiumforbindelser opptre som dominerende buffersystem. Når aggressivt vann reagerer med Al-holdige forvittringsprodukter, eksempelvis  $\text{Al}(\text{OH})_3$  (gibbsitt), forbrukes  $\text{H}^+$ -ioner og  $\text{Al}^{3+}$ -ioner løses ut i jordvannet. Som et resultat vil vannets pH øke (Karlsrud et al., 2001). Videre vil ionebytteprosesser finne sted, der ulike ioner i jordvannet konkurrerer om de samme adsorpsjonssetene på kolloidale fraksjoner,

deriblant humus og leirmineraler (Brattli, 2015). Ettersom humus og leirmineraler (med unntak av kaolinit) har en negativ overflateladning, vil partiklene adsorbere kationer for å opprettholde likevekt. Slike kolloidale fraksjoner vil i kontakt med grunnvann adsorbere  $\text{Ca}^{2+}$ -ioner, da det er disse kationene som dominerer i naturlig grunnvann (Appelo og Postma, 2005).

Når  $\text{Al}^{3+}$ -ioner løses ut i jordvannet, vil imidlertid de kolloidale partikkeloverflatene adsorbere  $\text{Al}^{3+}$ -ioner og erstatte  $\text{Ca}^{2+}$ -ionene. Årsaken til dette er at konsentrasjonen av  $\text{Al}^{3+}$  overstiger konsentrasjonen av  $\text{Ca}^{2+}$  og at ionebyttekompleksene favoriserer treverdig fremfor toverdig ioner. Som et resultat vil  $\text{Ca}^{2+}$ -ioner anrikes i grunnvannet (Brattli, 2015). I forbindelse med forsurening av vannkilder, kan grunnvann derfor inneholde høye konsentrasjoner av  $\text{Ca}^{2+}$ . Økning i pH-verdi samt utløsning av  $\text{Al}^{3+}$ -ioner i jordvannet foregår inntil likevekt innstilles mellom Al-holdige mineraler, ionebyttekomplekser og vannet (Karlsrud et al., 2001).

Dersom en vannkilde forsures, kan kalking benyttes som tiltak for å nøytralisere syrene i vannet og redusere skadene som påføres det biologiske mangfoldet. Når kalk tilsettes vannforekomsten, vil  $\text{Al}(\text{OH})_3$  felles ut. Dette medfører redusert konsentrasjon av  $\text{Al}^{3+}$  i jordvannet og  $\text{Al}^{3+}$  vil ikke lenger adsorberes til ionebyttekompleksene. Videre vil konsentrasjonen av  $\text{Ca}^{2+}$  i jordvannet øke. Under dannelsen av  $\text{Al}(\text{OH})_3$  produseres  $\text{H}^+$ -ioner og vannets pH vil dermed avta. For at pH-verdien kan øke, må derfor alt  $\text{Al}^{3+}$  på adsorpsjonssetene felles som  $\text{Al}(\text{OH})_3$ . Kalking medfører imidlertid kun en midlertidig nøytralisering av surt vann og gjenforsuring vil finne sted idet kalkingen opphører. Permanent syrenøytralisering kan derfor kun forekomme gjennom forvitring av primære silikatmineraler (Karlsrud et al., 2001).

### **3.8 Grunnvannsforurensning i tunneler**

Lekkasjevann fra en bergmasse betraktes i utgangspunktet som rent vann. Grunnet renseprosesser i grunnen, er grunnvann bedre beskyttet mot forurensning enn overflatevann. Generelt sett har grunnvann en stabil temperatur, lav konsentrasjon av humusstoffer og lavt innhold av mikroorganismer (Tollan, 2012). Når grunnvann lekker inn i et tunnelanlegg, kan det imidlertid forekomme en endring av vannkvaliteten. Denne endringen skyldes blant annet oppløsning av mineraler i

grunnen og anleggsvirksomhet i tunnelen (Hem, 2002). Dette kan påvirke vannets pH-verdi, konsentrasjon av nitrogenforbindelser, suspendert materiale, tungmetaller og organiske miljøgifter (Norconsult, 2012).

### 3.8.1 pH

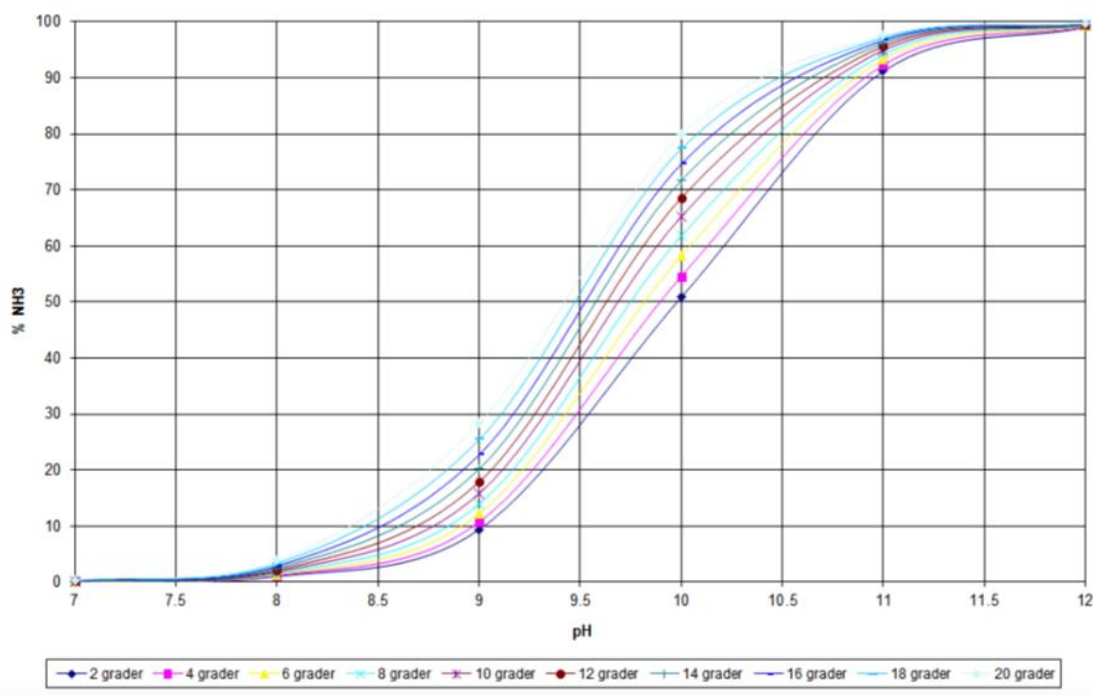
Ettersom konsentrasjonen av karbonater og hydroksider i vann er pH-avhengig, er utfelling av  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ , Fe- og Mg-oksider samt -hydroksider betinget av vannets pH. Ved anvendelse av sementinjisering og sprøytebetong til tetting og sikring av tunneltraseen, vil blant annet  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  og  $\text{OH}^-$  tilføres grunnvannet. Dette kan medføre økt utfelling av hydroksider, karbonater og oksider. Som et resultat vil vannets pH øke, der økningen i pH avhenger av vannets bufferkapasitet. Jo høyere vannets bufferkapasitet er, jo mindre er økningen i pH (Hem et al., 2003). Generelt sett er bufferkapasiteten i grunnvann moderat til lav, og vann i tunneler kan derfor gjennomgå en betydelig pH-endring. Dersom pH-en i tunnelvannet overstiger 10, indikerer dette en klar sammenheng med bruk av sementprodukter (Traaen og Berge, 1999).

Ved utslipp av basisk drens vann i resipienter, kan vannkvaliteten og det biologiske mangfoldet i de berørte vannkildene påvirkes i stor grad. Eksempelvis vil en pH-verdi omkring 10 være skadelig for enkelte fiskearters utviklingsstadier og kan ved langtidspannering (mer enn 48 timer) være dødelig. Dette gjelder spesielt laksefisk, abbor og mort. Dersom pH-en overstiger 11, er det stor sannsynlighet for at alle fiskearter i vannkilden dør i løpet av kort tid (NFF, 2009).

### 3.8.2 Nitrogenforbindelser

Som følge av sprengningsarbeider i tunnelen, kan tunnelvann inneholde rester av udetonert sprengstoff. Sprengstoff består av om lag 25 % nitrogenforbindelser, hvorav andelen av  $\text{NO}_3^-$  og  $\text{NH}_4^+$  er omtrent ekvivalent. Mengden udetonert sprengstoff varierer som funksjon av lokale bergforhold, funksjonsfeil samt griseri under ladning, og det antas at 2-5 % nitrogenforbindelser ender opp som utslipp i resipienter (Norconsult, 2012).

Uomsatt  $\text{NH}_4^+$  har ingen akutt giftvirkning for vannlevende organismer, men vil under basiske forhold omdannes til  $\text{NH}_3$  (Ranneklev et al., 2017). Mengden  $\text{NH}_3$  som dannes avhenger også av vannets temperatur, der konsentrasjonen av  $\text{NH}_3$  øker med økende temperatur (Figur 3.13).  $\text{NH}_3$  er svært giftig i lave konsentrasjoner og medfører umiddelbar fiskedød (Bækken et al., 2013). Etter hvert vil  $\text{NH}_3$  delvis fordampe og delvis omdannes til  $\text{NH}_4^+$  for deretter å oksidere til  $\text{NO}_3^-$ . Både  $\text{NO}_3^-$  og  $\text{NH}_4^+$  gir planter næringsstoffer og kan resultere i eutrofiering (økt planteproduksjon) av vannkilder. Effekten er imidlertid størst i marine miljøer, da det hovedsakelig er P som er en begrensende faktor for algevekst i ferskvannsforekomster (NFF, 2009).



Figur 3.13: Dannelse av  $\text{NH}_3$  som funksjon av pH og temperatur (Bækken et al., 2013).

### 3.8.3 Suspendert materiale

I perioder med boring- og sprengningsarbeider inneholder tunnelvannet ofte en høy andel av suspendert materiale. Dersom det partikkelholdige tunnelvannet slippes ut i resipienter, kan det ha en negativ innvirkning på organismelivet i resipienten.

Effekten varierer imidlertid sterkt og kan i enkelte tilfeller resultere i nedslamming og oksygenmangel i vannmassene. Dette kan medføre endringer i næringstilgang til bunndyr og redusere artsantallet i resipienten. Videre kan skarpe partikler påføre fiskegjelder mekaniske skader (Norconsult, 2012).

### 3.8.4 Tungmetaller

Tungmetaller omfatter metaller som har tetthet større enn  $5 \text{ g/cm}^3$ , og blant de naturlig eksisterende grunnstoffene utgjør nærmere 60 elementer tungmetaller (Fjellvåg, 2009). Majoriteten av disse komponentene har størst løselighet under sure forhold og kan løses ut i forbindelse med anleggsarbeid, forvitring av berggrunnen samt korrosjon av armaturer og apparater (Bækken et al., 2013). Metallene er hovedsakelig bundet til partikler, og konsentrasjonen av tungmetaller kan derfor være betydelig i vann med høyt innhold av suspendert stoff og humus (Norconsult, 2012). Tungmetallforurensning kan medføre helseskadelige effekter på både planter, dyr og mennesker. I miljøsammenheng er Pb, Cd og Hg de mest problematiske elementene. Forbindelsene kan akkumuleres over svært lang tid i levende vev og medføre blant annet kreft, forsinket utvikling samt nyre- og leversykdom (Brattli, 2009).

### 3.8.5 Organiske miljøgifter

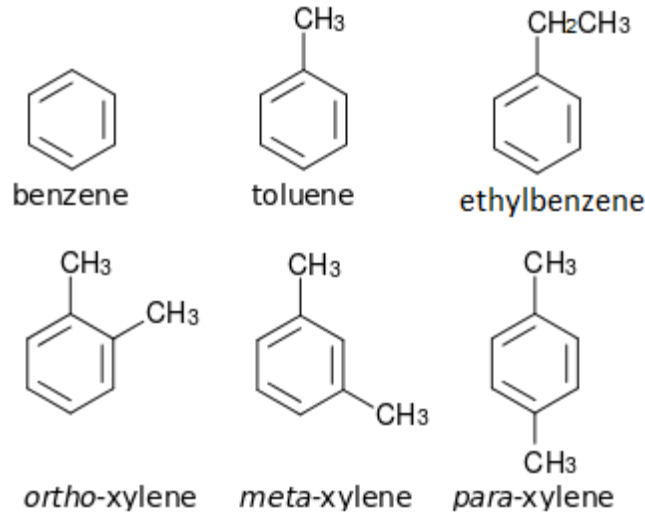
Som et resultat av anleggsarbeider samt bruk av drifts- og vedlikeholdsprodukter, kan diesel, olje og løsemidler tilføre tunnelvannet organiske miljøgifter. Disse miljøgiftene omfatter blant annet BETEX- og PAH-forbindelser (Bækken et al., 2013).

#### ***BETEX-forbindelser***

BETEX-forbindelser omhandler de vannløselige komponentene i olje og innebærer hydrokarbonene benzen, toluen, etylbenzen og xylen. Forbindelsene består av en benzenring som utgjøres av seks karbonatomer, der ett hydrogenatom er bundet til hvert karbonatom (Figur 3.14). Karbonatomene er bundet sammen av tre dobbeltbindinger, hvilket gir forbindelsene en svært stabil kjemisk struktur. Videre vil dobbeltbindingene gi hydrokarbonene en viss polaritet. Forbindelsene vil derfor tiltrekkes de høypolare vannmolekylene og forbli i løsning. Dersom det foregår utslipp av hydrokarboner til jord, medfører vannløselighetsevnen til BETEX-forbindelsene at kjemikaliene separeres fra resten av komponentene. Avhengig av hydrokarbonets oppbygning, varierer komponentenes løselighet, flyktighet og tetthet (Brattli, 2009).



Ettersom diesel og olje har lavere tetthet enn vann og ikke er blandbare med vann, kategoriseres disse væskene som Light Nonaqueous Phase Liquides (LNAPL). Diesel og olje vil derfor flyte på grunnvannsspeilet og spres i samme retning som den hydrauliske gradienten virker. Dersom diesel- eller oljeutslippet er tilstrekkelig stort, vil LNAPL nå grunnvannsspeilet og BETEX-forbindelsene løses direkte i grunnvannet. BETEX-forbindelsene kan også løses i umettet sone og ende opp i grunnvannet gjennom infiltrasjon av sigevann (Brattli, 2009).



Figur 3.14: BETEX-forbindelsenes oppbygning. Modifisert etter Fetter (1993).

Dersom tunnelvann forurenses av BETEX-kjemikalier slippes ut i resipienter, kan dette medføre store skader på alle jord- og vannlevende organismer i resipienten. Vannlevende organismer som avhenger av vannhinnen samt vade- og andefugler er spesielt utsatt (NFF, 2009). Ettersom benzen virker kreftfremkallende, utgjør denne kjemikalien den største faren. Toluen, etylbenzen og xylen kan forårsake skade på sentralnervesystemet. BETEX-forbindelser kan imidlertid brytes ned i jord og grunnvann, der mikrober fungerer som katalysatorer. Den biologiske nedbrytningen medfører at kjemikaliene endres fra den giftige formen syklisk hydrokarbon til de relativt ufarlige formene CO<sub>2</sub> og CH<sub>4</sub>. Ettersom nedbrytningen foregår under forbruk av O<sub>2</sub>, vil vannkilder med høy konsentrasjon av BETEX inneholde en lav konsentrasjon av løst O<sub>2</sub> (Brattli, 2009).

#### ***PAH-forbindelser***

PAH-forbindelser (polysykliske aromatiske hydrokarboner) utgjør en kompleks gruppe av hydrokarboner og forekommer i naturlig råolje og ved ufullstendig forbrenning av organisk materiale. Forbindelsenes egenskaper varierer i stor grad, men normalt vil vannløseligheten reduseres og fettløseligheten økes ved økende molekylvekt. Da hydrokarbonene adsorberes til jordpartikler, vil utslipp av tyngre PAH-forbindelser i jord ikke spres langt fra utslippsområdet. Lettere PAH-forbindelser kan imidlertid forurense grunnvannet (Brattli, 2009).

I likhet med BETEX er PAH-forbindelser giftige og kan være kreftfremkallende. Kjemikaliene kan akkumuleres i enkelte organismer som mangler enzymssystem for nedbrytning av PAH. Dette gjelder blant annet bladmuslinger og østers. I jord og grunnvann brytes forbindelsene ned ved mikrobiell nedbrytning. I anaerobt miljø kan det imidlertid dannes mellomprodukter som ikke regnes som fullstendige nedbrytningsreaksjoner. Disse mellomproduktene kan være giftigere enn de opprinnelige PAH-forbindelsene (Brattli, 2009).

## 4 UNDERSØKELSESONMRÅDET

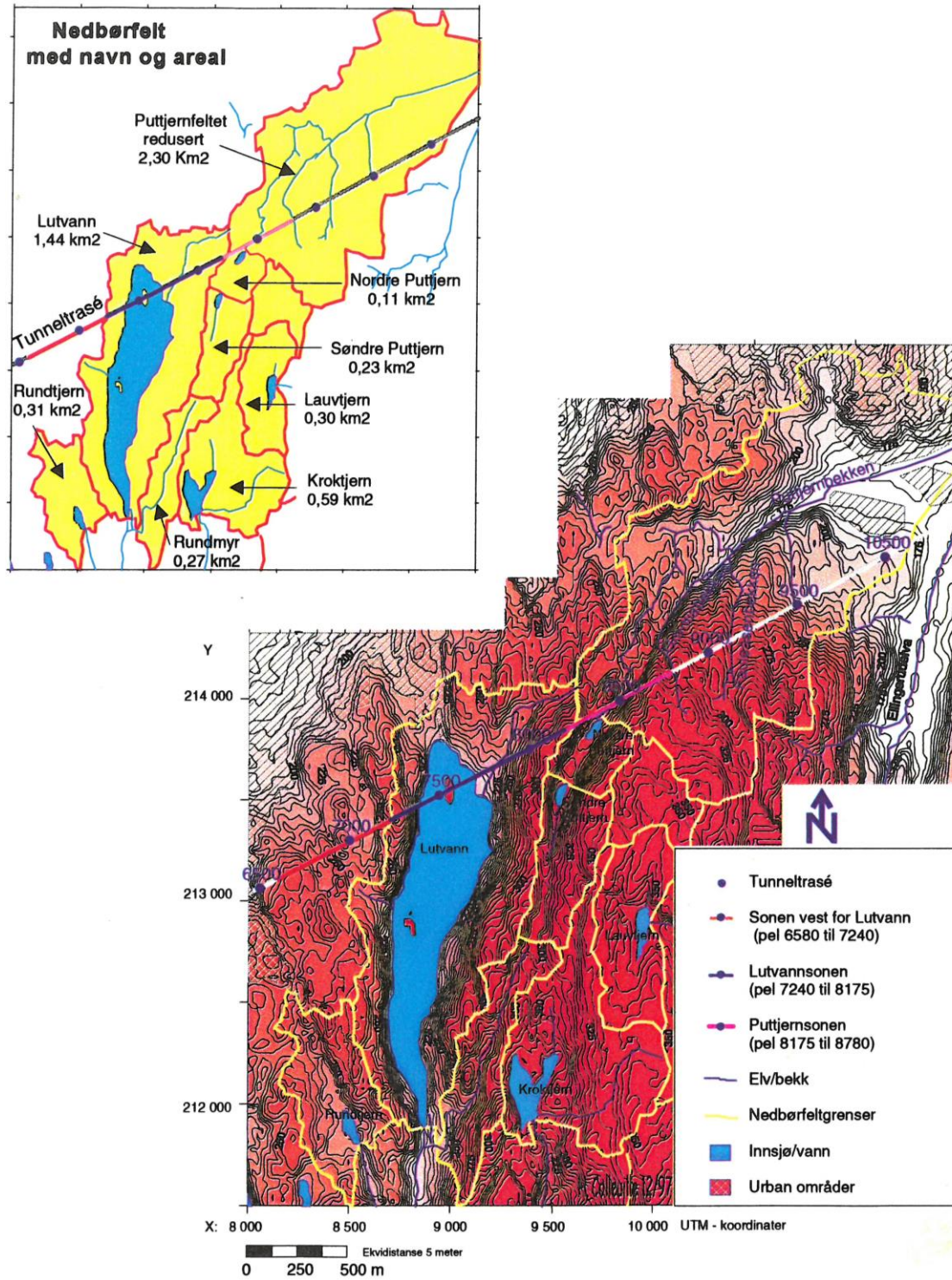
Det fjerde kapittelet omhandler undersøkelsesområdet der feltarbeidet fant sted. Informasjonen fokuserer hovedsakelig på hydrologiske, geologiske og klimatiske forhold.

### 4.1 Geografisk beliggenhet

Undersøkelsesområdet ligger i den nordvestre delen av Østmarka i Oslo mellom lengdegradene 268871.58 Ø og 271007.98 Ø samt breddegradene 6647821.48 N og 6650069.40 N. Undersøkelsesområdet omfatter et mindre skogsfelt bestående av de to vannene Puttjern og Lutvann (NGU, 2018b).

Puttjern utgjør de to nedbørsfeltene Nordre og Søndre Puttjern, og har et totalt nedbørsfelt som tilsvarer 0,33 km<sup>2</sup> (Figur 4.1). Vannet ligger 264 moh. i en nord-sørgående depresjon i terrenget, og omtrent 180 m over Romeriksporten. Gjennomsnittsdypet i Nordre Puttjern er på om lag 5 m, maksimaldypet tilsvarer 10-12 m og arealet utgjør 0,0041 km<sup>2</sup>. Nordre Puttjern har tilløp fra Søndre Puttjern og utløp til Nitelva via Ellingsrudbekken til Nuggerudbekken og ut i Fjellhamarelva. Tilløpet fra Søndre Puttjern omfatter en 300 m lang bekk som er tørrlagt store deler av året, med unntak av perioder med vårflom og intensiv nedbør (Ski og Øygard, 2011).

Lutvann ligger i en kløft i landskapet som er dannet ved at en rekke svakhetssoner møtes (NSB Gardermobanen AS, 1997). Vannet er lokalisert om lag 1 km vest for Nordre Puttjern og nærmere 100 m over Romeriksporten. Innsjøen ligger 205 moh. og er Østmarkas dypeste innsjø med et maksimaldyp på 53 m. Gjennomsnittsdypet tilsvarer 22,3 m. Det totale nedbørsfeltet utgjør 1,44 km<sup>2</sup>, mens selve arealet av vannet er 0,42 km<sup>2</sup> (Figur 4.1). Lutvann har få definerte overflatetilløp og inngår i den øverste delen av Ljanselv-vassdraget som videre består av Lutvannsbekken, Nøklevann, Nøklevannsbekken, Skraperudtjern og Ljanselva. Ljanselva renner til slutt ut i Bunnefjorden (Gunnarsdóttir, 2018).



Figur 4.1: Nedbørfelt i Østmarka. Modifisert etter Pedersen (1997).

## 4.2 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i Østmarka domineres av prekambrisk grunnfjell, der ulike gneisformasjoner utgjør hovedmengden av grunnfjellsbergartene. Gneislagpakken ble dannet for omtrent 1 500 millioner år siden, og er et resultat av omkrystallisering av magmatiske og sedimentære bergarter som har vært utsatt for høy temperatur og høyt trykk i de dypere delene av jordskorpen. Båndgneis er den eldste gneisen i skogsområdet, og kjennetegnes ved regelmessig vekslning av lyse kvarts- og feltspatlag samt mørke biotittrike bånd. Bergarten er finkornet og har en skifrig struktur, og enkelte steder i båndgneisen kan sterkt foldet basaltlava eller diabas observeres. I de partiene der basaltlava og diabas har blitt metamorfosert, opptrer amfibolitt med innslag av granat (Nilsen, 2012).

Parallelt med båndgneisene forekommer biotittgneis. Biotittgneisen har en grålig farge og inneholder hovedsakelig mørke flak av biotitt, men også krystaller av granat foreligger. I tillegg opptrer øyegneis med ovale korn av kalifeltspat. Flere områder i Østmarka er også preget av den granittliknende bergarten tonalitt. Tonalitten har en lys farge og inneholder hovedsakelig kvarts og plagioklas med mindre mengder av biotitt og amfibol (Nilsen, 2012).

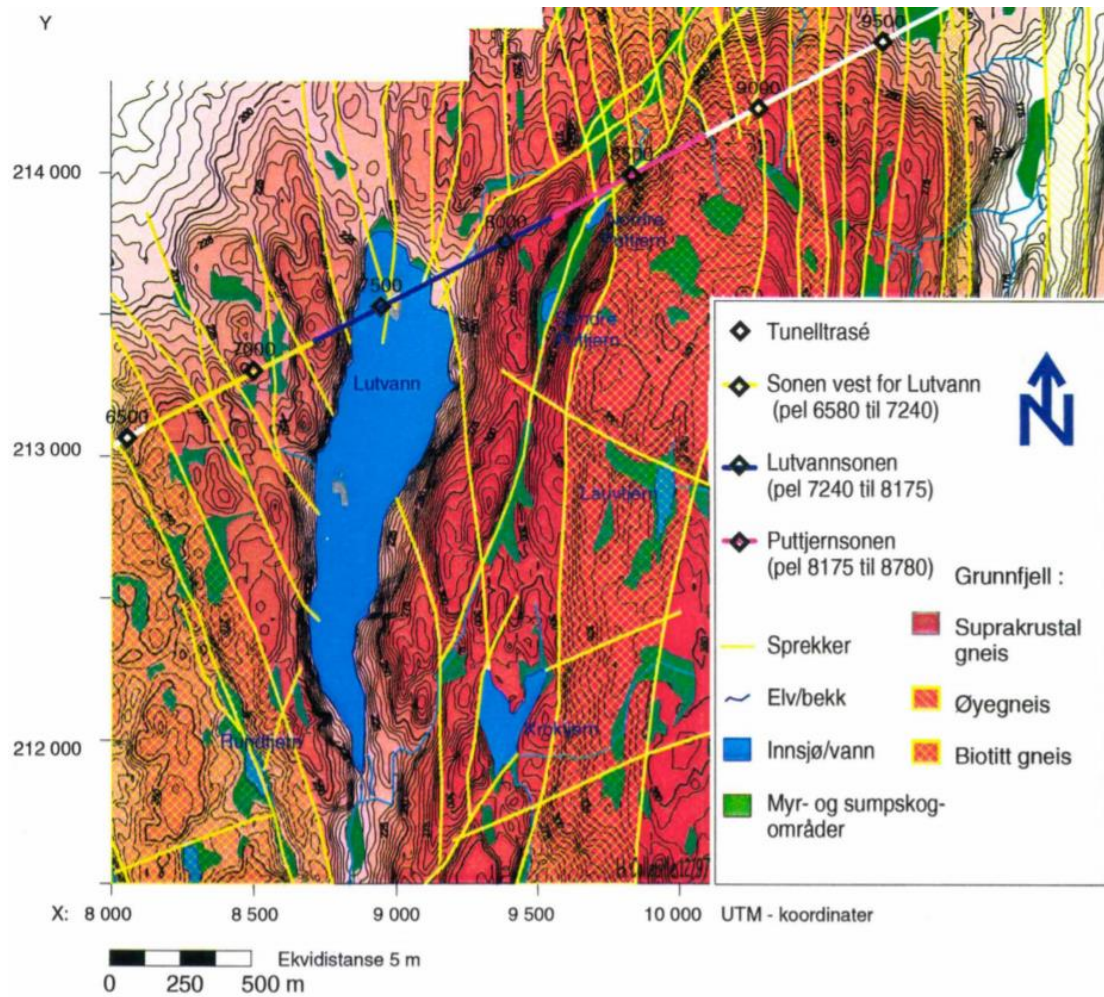
I forbindelse med dannelsen av den Sveconorvegiske fjellkjede som fant sted for nærmere 1 100 millioner år siden, ble de prekambriske grunnfjellsbergartene i Østmarka utsatt for jordskorpebevegelse. Bergartene ble skjøvet østover, hvilket resulterte i kraftig sammenfolding av gneisformasjonene. Dette har gitt opphav til gjentatte, parallellgående forkastninger og svake gneissoner med nord-sør strøketning. Ved fjellkjededannelsens avslutning for om lag 900 millioner år siden, dannet avkjølte smeltemasser granittganger i gneisstrukturene (Nilsen, 2012).

I perm (251-229 millioner år siden) foregikk det en sterk oppbrytning av jordskorpen i området ved Oslofjorden, der en rekke større forkastningssoner ble dannet og eldre svakheter ble reaktivert. Oslofeltet gjennomgikk en innsynkning mot vest, hvilket resulterte i at Østmarka ble adskilt fra Oslofeltets kambrosilurbergarter (Nilsen, 2012). Ettersom Oslo graben er orientert i nord-sørlig retning, foregikk det en betydelig tensjon i øst-vest i tilgrensede grunnfjellsbergarter. Dette forårsaket sidelengs bevegelse i øst-vestlige forkastninger med påfølgende fjærsprekkdannelse

(fiederspalten), mens svakhetssoner og sprekker orientert nord-sør ble utsatt for åpning. Da de nord-sørlige forkastningene og svakhetssonene er mest dominerende, er landskapet i Østmarka preget av dype nord-sørgående sprekkedaler og langstrakte åsrygger med høydeforskjeller på 50-100 m (Kitterød et al., 1998). I forbindelse med dannelsen av forkastningssonene ble også intrusive gangbergarter formet i gneisformasjonene (NSB Gardermoen AS, 1997).

En oversikt over berggrunnsgeologien ved Lutvann og Puttjern er fremstilt i Figur 4.2. Berggrunnskartet illustrerer også myr- og sumpskogområder samt sprekkesystemene i skogsfeltet. Informasjon fra tunnel- og kjernelogger indikerer at grunnfjellels foliasjon (parallellorientering av mineraler) vest for Lutvann er orientert nordvest-sørøst med fall mellom 55 og 80° nordøst. Foliasjonsretningen øst for Lutvann er nord-sør med fall mellom 70 og 90° øst eller vest (Kværner og Snilsberg, 2013).

Effekten av Romeriksportens tunnellekkasjer under Østmarka

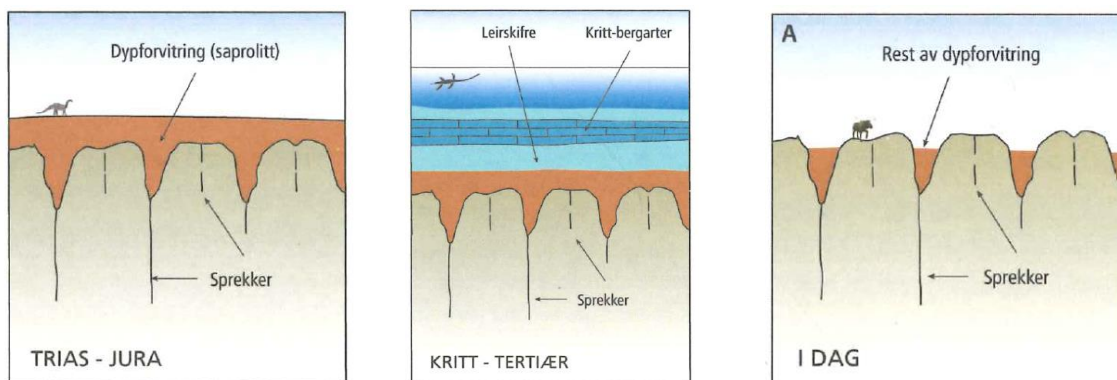


Figur 4.2: Regionalt sprekke- og berggrunnskart over Østmarka ved Lutvann og Puttjern. Modifisert etter Kitterød et al. (1998).

### 4.3 Dypforvitring

I perioden som omfatter trias (251-200 millioner år siden) og jura (200-146 millioner år siden) var klimaet vesentlig varmere og fuktigere enn i dag, hvilket ga gode vekstvilkår for regnskog. Som følge av at syrer i organisk materiale ble løst ut i vannet fra regnskogen, ble vannet forsuret. Det aggressive vannet rant gjennom sprekker i berggrunnen og omdannet silikatmineraler til ulike leirmineraler. Disse leirmineralene innebar blant annet kaolinit og forskjellige mineraler innenfor svellegruppen smektit. Den kjemiske forvitringen foregikk over hele overflaten i dagbergssonen samt i dype svakhetssoner (bilde 1 i Figur 4.3) (Olsen og Rønning, 2008).

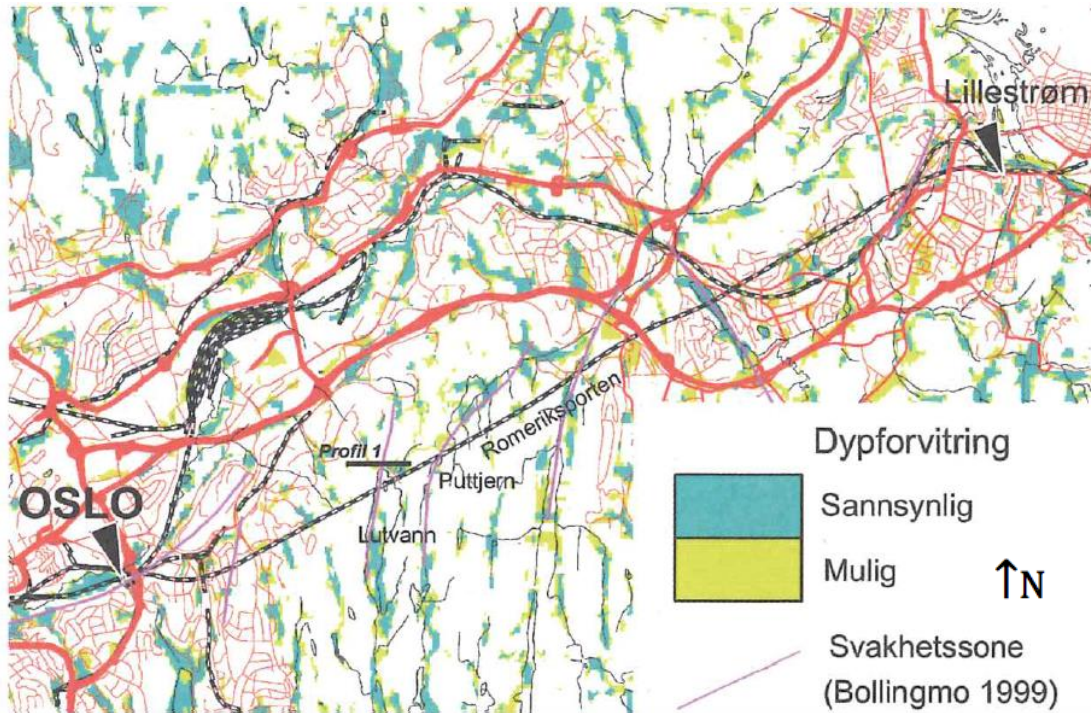
Som et resultat av havnivåstigning i kritt tid (146-66 millioner år siden), ble fastlandet oversvømt og den eksisterende berggrunnen med dypforvitring ble overdekt av leirsteiner og kritt (bilde 2 i Figur 4.3). I tertiær (66-2,6 millioner år siden) ble landet hevet før havnivået igjen sank under istidene i kvartær (2,6 millioner år siden-nåtid). Iserosjon og smeltevann fra breene resulterte i at de myke bergartene avsatt i kritt og tertiær forsvant og at den dypforvitrede bergoverflaten ble fjernet. De eroderende kreftene nådde imidlertid ikke ned i de dype svakhetssonene, og forvitningsproduktene fra trias og jura er derfor fortsatt bevart i sprekkesonene omkring 50-200 m under dagens fjelloverflate (bilde 3 i Figur 4.3) (Ramstad, 2005; Olsen og Rønning, 2008).



Figur 4.3: Tropisk dypforvitring av krystallinske bergarter. Modifisert etter Lidmar-Bergström (1995).

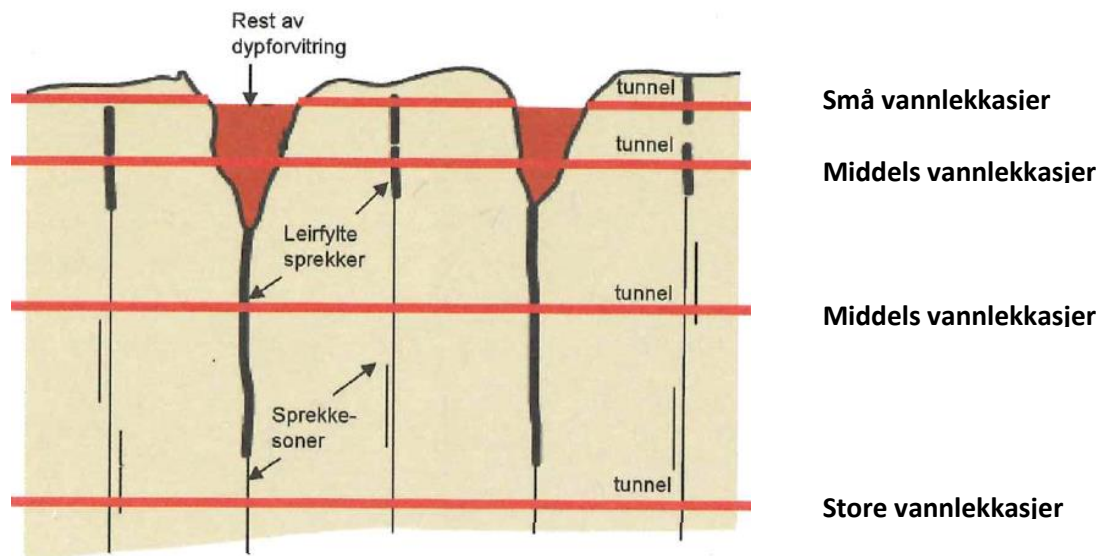
En tolkning av dypforvitring i området omkring Østmarka er illustrert i Figur 4.4. Som det fremkommer av figuren er det sannsynlig at sprekkesonene ved Lutvann og Puttjern har vært utsatt for dypforvitring (Ramstad, 2005).





Figur 4.4: Tolkning av sannsynlig og mulig dyppforvitring i området ved Romeriksporten i målestokk 1:100 000. Observerte svakhetssoner med dyppforvitring er tolket av Bollingmo (1999). Modifisert etter Olsen (2006).

Denne teorien vedrørende leirfylte svakhetssoner indikerer at tunnellekkasjer kan øke med dypet. Ettersom bergsprekker ved lav overdekning ofte består av forvittringsprodukter fra trias og jura, vil det lav-permeable materialet forhindre vanngjennomstrømming. Ved høyere overdekning er imidlertid ikke sprekene fylt med leire, og vann kan derfor strømme lettere langs sprekkeflatene (Figur 4.5) (Olsen og Rønning, 2008).



Figur 4.5: Prinsippskisse for hvordan tunnellekkasjer varierer med dypet. Modifisert etter Olsen et al. (2007).

## 4.4 Løsmasser

Løsmasse materialet i Østmarka består hovedsakelig av marin leire som ble avsatt i havet under nedsmeltingen av siste istid (Weichel) for nærmere 10 000 år siden. Etersom den stive jordskorpen ligger over den plastiske mantelen, ga mantelen etter for isens tyngde. Da isbreene smeltet ble det underliggende fjellet avlastet og litosfæren begynte langsomt å heves for å gjenopprette likevekt. De marine sedimentene ble dermed løftet til tørt fastland og er i dag å finne opp til et nivå omkring 220 moh. i Oslo-området (Geoteknisk kontor (Oslo kommune) et al., 1999). Forvittringsmateriale dannet ved fysisk og kjemisk oppløsning forekommer også i store deler av Østmarka (NGU, 2018b).

Leiravsetningene opptrer ofte i de dype sprekkedalene som markerer svakhetssoner/forkastningssoner i grunnfjellet, hvor sedimentene overligger mer permeable masser av sand, grus eller morene. I disse permeable massene kan grunnvannet hurtig tappes ved lekkasje (Geoteknisk kontor (Oslo kommune) et al., 1999; Myrabø og Færgestad, 2005).

Etersom berggrunnen i Østmarka domineres av næringsfattige grunnfjellsbergarter, er jordsmonnet tynt. Amfibolitt har imidlertid dannet grunnlag for frodige vegetasjonstyper i enkelte områder. Det kupert naturlandskapet gir utslag i store vegetasjons- og fuktighetsforskjeller, der åsryggene preges av furuskog og blåbærgranskog, mens dalene domineres av vann, myr og sumpskog (Figur 4.2). De fuktige vegetasjonsartene er særlig utbredt og sterkest lekkasjeutsatt. I likhet med leiravsetningene, opptrer grusig/sandig mineralmateriale under myrvegetasjonen (Bendiksen et al., 2005).

## 4.5 Oppsprekking

Puttjern-Lutvannområdet består hovedsakelig av nord-sørgående og øst-vest orienterte forkastninger (Figur 4.2). De nord-sør orienterte forkastningene opptrer hyppigst, og har strøk tilnærmet lik grunnfjellsbergartenes foliasjonsretning med varierende fall. (NSB Gardermobanen AS, 1997). Tidligere undersøkelser av grunnvannsnivået i Østmarka indikerer at de nord-sørgående forkastningene er mer

vannførende enn forkastningene i øst-vestlig retning. I sonen rundt Puttjern og Lutvann er imidlertid ikke dette tilfelle, da de øst-vestlige forkastningene er mer markerte og permeable (Kitterød et al., 1998). Grunnfjellet mellom svakhetssonene har varierende oppsprekkingsgrad, hvor vannet sirkulerer i usammenhengende kanaler. Permeabiliteten er antatt å være lav med en gjennomsnittlig hydraulisk konduktivitet på nærmere  $1,0 \cdot 10^{-9}$  m/s (Kitterød et al., 2000; Myrabø og Færgestad, 2005).

De tektoniske forholdene i området omkring Lutvann og Puttjern er nokså forskjellig og mer dramatisk enn sonen østenfor. NSB Gardermobanen AS (1997) fastslår at det i hovedsak er tre sprekkesett som preger Puttjern-Lutvannområdet. Disse sprekkesettene kan inndeles i følgende systemer:

- Sprekkesystem 1 (eldst): Lineære, vertikale sprekker med regional utstrekning. Sprekkene er orientert nord-sør samt nordvest-sørøst og forekommer som åpne tensjonssprekker. Det er ikke tegn til bevegelse langs sprekken, men sprekkefylling i form av kloritt og kalkspat opptrer lokalt.
- Sprekkesystem 2: Sprekker og normalforkastninger med buet forløp orientert nordvest-sørøst, der intrusive gangbergarter opptrer hyppig langs forkastningene. Det har vært stor bevegelse langs hovedforkastningene.
- Sprekkesystem 3 (yngst): Tensjonssprekker orientert øst-vest samt nordøst-sørvest med normalbevegelse begrenset til den søndre og sentrale delen av Oslo graben. Hovedforkastningene, deriblant Brynsforkastningen, Puttjernforkastningen samt en parallellforkastning ved nordenden av Lutvann, har kurvet og komplekst forløp. De overnevnte forkastningene sammenfaller trolig i én forkastning orientert nordøst-sørvest.

Slik tektonikken er tolket, forekommer det en rekke normalforkastninger grunnet strekk i mantelen. Dette bruddforløpet medfører lave normalspenninger på bruddflatene, hvilket øker den hydrauliske konduktiviteten og dermed også vannlekkasje i tunnelen (NSB Gardermobanen AS, 1997). Figur 4.6 illustrerer en 3D-representasjon av sprekkegeometrien i Puttjernsonen. I figuren fremkommer det blant annet hvilke sprekker som er sterkt vannførende, og at majoriteten av disse sprekkenes danner hydrauliske forbindelser med den øst-vest orienterte Puttjernforkastningen (Kitterød et al., 1998).



*Figur 4.6: 3D-representasjon av sprekkegeometrien i Puttjernsonen. Den horisontale sylindere representerer Romeriksporten. Blå plan markerer sterkt vannførende sprekker, mens det brune planet illustrerer Puttjernforkastningen. Puttjernforkastningen skjærer tunnelen med et fall på 60°. Modifisert etter Kitterød et al. (1998).*

Informasjon om oppsprekkingsgrad og vannlekkasje fra kjerneboringer fra stuff i tunnelområde 7391-8230 er sammenstilt i Vedlegg 1. Det opplyses at oppsprekkingsgraden i Puttjern-Lutvannområdet varierer i stor grad (7-83 %), der den kraftigste oppsprekkingen forekommer i en knusningssone som krysser Lutvann. Det er imidlertid ingen entydig sammenheng mellom oppsprekkingsgrad og vannlekkasje. Årsaken til dette kan være at sprekkekarakteren (åpne sprekker og utvasking av mineralfylling) er av avgjørende betydning for den hydrauliske konduktiviteten (NSB Gardermobanen AS, 1997).

Videre er det blitt diskutert om landheving i forbindelse med nedsmeltingen av siste istid har medført permeabilitetsendringer i grunnfjellsbergartene. Kitterød et al. (1998) påpeker at landhevingen i Østmarka (dagens landheving er beregnet til 4 mm/år) har økt permeabiliteten ved at eldre sprekker og svakhetssoner har blitt reaktivert og nye sprekkesystemer har blitt dannet. Tidligere studier utført av blant annet Rohr-Torp (1994) og Morland (1997) fastslår at det er positiv korrelasjon mellom aktuell landheving og drenerbart porevann i harde bergarter (hovedsakelig magmatiske og metamorfe bergarter karakterisert ved lav porøsitet og permeabilitet) i Norge. Arbeidene er relatert til isostatisk landheving med gradvis økning i horisontal strekkdeformasjon og påfølgende økning i bergmassepermeabilitet. Resultatene fastsetter at høyere landhevingsrate medfører høyere strømningsrate. Senere studier publisert av Henriksen (2003) antyder at dette forholdet imidlertid ikke alltid er

tilfelle dersom en betrakter det totale området som er utsatt for glasial nedpressing og etterfølgende landheving. To sannsynlige forklaringer på avvikene er at landhevingsprosessen er mer kompleks enn antatt, eller at andre faktorer enn spenninger forårsaket av glasial nedpressing og landheving har bidratt til regionale variasjoner i vanngiverevne (Henriksen, 2006b). Det er derfor noe usikkert om landhevingen har hatt betydning for bergets permeabilitet i det aktuelle undersøkelsesområdet.

## **4.6 Klima**

Klimaet i Østmarka er av suboseanisk karakter med en årlig gjennomsnittstemperatur på om lag 4 °C. Årsmiddelnedbør og gjennomsnittsoverflateavrenning ble registrert til 850 mm og 700 mm for normalperioden 1961-1990. Nedbøren i skogsfeltet faller vanligvis i form av snø i desember og frem til mars, og snøsmelting forekommer som oftest i april. Gjennomsnittsfordampning over en 6-års periode er blitt registrert til 88,9, 135,6, 95,4, 89,3 og 53,6 mm i henholdsvis mai, juni, juli, august og september (Kværner og Snilsberg, 2008).



## 5 METODIKK

I kapittel 5 presenteres fremgangsmåten for de ulike metodene som ble benyttet under feltarbeidet i Romeriksporten og Østmarka. I tillegg gjennomgås databruk fra automatiske målestasjoner i undersøkelsesområdet.

### 5.1 Vannmengdemålinger og vannprøver i tunnel

Det ble utført tre vannmengdemålinger i Romeriksporten 04.04.2018 i tidsområdet 01.00-03.30. Vannmengdemålingene fant sted ved profil (pr.) 4460 (under Bryn-Godlia), 7860 (under Lutvann) og 8480 (under Puttjern). Plassering av målepunktene er presentert i Vedlegg 2. Vannmengde ved hvert målepunkt ble utført som rennemålinger ved hjelp av pumper i tunnelens drencsystem, og indikerte nivået på innlekkasjene i tunnelen.

Videre ble det foretatt to vannprøver i tunnelen for bestemmelse av vannkvalitet. Vannprøve 1 ble tatt fra drencum ved pr. 8480 kl. 02.04, mens vannprøve 2 ble tatt fra drencum ved pr. 4460 kl. 02.19 (Vedlegg 2). Det ble benyttet 1 000 ml glassflasker som prøvetakingsflasker (Figur 5.1). Måling av pH og elektrisk ledningsevne ble først utført kl. 03.40 idet feltarbeidet i tunnelen var avsluttet. Omtrent 100 ml av hver vannprøve ble helt over i to vannglass og pH samt elektrisk ledningsevne ble registrert ved bruk av et håndholdt pH- og ledningsevneinstrument (pH/Conductivity/TDS Tester low range EC measurement HI 98129) (Figur 5.2). Begge vannprøvene ble deretter lagt i kjøleskap natten over og sendt til ALS Laboratory Group Norway for analyse av tungmetaller og hydrokarbonforbindelser påfølgende dag (normalpakke-basic med hydrokarboner i vann ECO).



Figur 5.1: 1 000 ml glassflaske benyttet til vannprøvetaking (privat foto).



Figur 5.2: Instrument til å måle pH og elektrisk ledningsevne (privat foto).

## 5.2 Sporstofforsøk

I forbindelse med kartleggingen av de geologiske forholdene i Østmarka i terrenget over Romeriksporten, ble det utført sporstofforsøk i to fjellbrønner. Hensikten med forsøket var å undersøke grunnvannets strømningsmønster og oppholdstiden i grunnvannsmagasinet, samt å vurdere strømningshastigheten i bergmassens sprekkesystemer ved Lutvann og Puttjern.

### 5.2.1 Etablering for overvåkningsstasjon

Instrument for overvåkning av trykk, elektrisk ledningsevne og temperatur (CTD-Diver 50 m, 0-120 mS/cm) (Figur 5.3) ble installert i drenskum ved pr. 7210 den 04.04.2018 kl. 02.48 (Vedlegg 3). Overdekningen i dette partiet utgjør nærmere 175 m. Ettersom kun én logger var tilgjengelig, ble det valgt å plassere loggeren i dette området slik at verdier fra injisering av sporstoff ved både Lutvann og Puttjern kunne registreres. Loggeren ble festet til kumringen ved hjelp av tau og strips og plassert i et område med vanngjennomstrømning helt i overflaten av vannet (Figur 5.4). For å kunne overvåke målingene ble et modem tilkoblet loggeren. Modemet ble plassert ved tilsvarende profilnummer som loggeren, og med 6-timers intervall ble data sendt fra logger til PC. Målingene startet samme dag som installasjonsdag for loggeren, slik at bakgrunnsdata for naturlige endringer i grunnvannets elektriske ledningsevne kunne registreres før tilsetning av sporstoff.



Figur 5.3: Instrument for overvåkning av trykk, elektrisk ledningsevne og temperatur (privat foto).



Figur 5.4: Plassering av logger i drenskum ved pr. 7210 (privat foto).



## 5.2.2 Injeksjonsbrønner

Det ble valgt å benytte fjellbrønn B8 øst for Lutvann (Figur 5.5) og fjellbrønn B18 ved Puttjern (Figur 5.6) til injisering av sporstoff. B8 er plassert omtrent 246 moh. i et nordvestlig nesten vertikalt sprekkesystem, mens B18 står i et nordøstlig sprekkesystem nærmere 267 moh. (Kværner og Snilsberg, 2013). Brønnenes beliggenhet er illustrert i Vedlegg 3 og informasjon om hver enkelt brønn er presentert i Tabell 5.1. Borelogger og kjemiske loggere er tilgjengelig i Vedlegg 4 og Vedlegg 5.

*Tabell 5.1: Informasjon vedrørende fjellbrønnene benyttet i sporstofforsøket. Opplysninger om brønndybde, brøndiameter, retning og grader er hentet hos Bane NOR. Avstand til vannspeil er målt i april 2018.*

Brønn	Brønndybde [m]	Brøndiameter [mm]	Retning	Grader	Vannspeil [m]
B8	101	135	0	90	21,72
B18	60	135	0	90	1,56



Figur 5.5: Fjellbrønn B8 (privat foto).



Figur 5.6: Fjellbrønn B18 (privat foto).

### 5.2.3 Injeksjon av sporstoff

I forsøket ble det benyttet en løsning bestående av NaCl og vann som sporstoff. Bakgrunnen for dette valget er at NaCl enkelt kan måles i mindre konsentrasjoner i felt ved hjelp av en ledningsevnesensor og at kjemikalien er lett tilgjengelig samt billig. Videre tilfører ikke NaCl belastning for omgivelsene eller inngår som en del av det naturlige miljøet.

Etersom NaCl har maksimal løselighet på 36 % i vann ved temperatur 20 °C (Pedersen, 2017c), ble det valgt å fremstille en fortynningsvæske på 20 %. Ved et slikt blandingsforhold er det mulighet for at den tilsatte mengden av NaCl oppløses i vannet og ikke synker til bunnen av brønnen, samtidig som at væsken forhåpentligvis er sterk nok til at en saltvannspuls kan registreres i tunnelens drens-system. Det ble derfor benyttet 10 l springvann med høy temperatur og 2 kg NaCl som injeksjonsstoff i B8. Løsningen ble blandet innendørs, fylt på to plastbeholdere som rommet 5 l (Figur 5.7), ristet godt og båret inn i Østmarka. Sporstoffet ble injisert i B8 11.04.2018 kl. 10.10 (Figur 5.8). Det ble valgt å injisere sporstoff i B18 fem dager etter injisering i B8, slik at det skulle være mulig å skille resultatene fra hverandre.



Figur 5.7: Sporstoff blandet på 5 l plastbeholder (privat foto).



Figur 5.8: Tilsetning av sporstoff i B8 (privat foto).

Da injeksjon av sporstoff i B8 ga manglende resultater (konstant elektrisk ledningsevne i perioden 11-16.04, se Figur 6.2), ble det besluttet å fremstille en sterkere løsning til injisering av sporstoff i B18. Det ble derfor benyttet 4 kg NaCl og 10 l springvann, hvilket tilsvarer en fortynningsvæske på 40 %. Fremgangsmåten for blanding av sporstoff var tilsvarende den benyttet i B8, men i tillegg til fortynningsvæsken ble 4 kg NaCl tilsatt direkte i B18. Videre ble 10 l bekkevann tilsatt for å skylle brønnveggene fri for NaCl-partikler. Den totale tilsatte mengde ble dermed 8 kg NaCl og 20 l vann (10 l springvann og 10 l bekkevann). Dosering av sporstoff i B18 ble utført 16.04.2018 kl. 10.25. En oppsummering av sporstofforsøkene er dokumentert i Tabell 5.2.

Tabell 5.2: Sporstofforsøk utført i fjellbrønn B8 og B18.

Dato	Injeksjonsbrønn	Sporstoff	Målemetode
11.04.2018	B8	2 kg NaCl og 10 l vann	Ledningsevne målt i tunnelen
16.04.2018	B18	8 kg NaCl og 20 l vann	Ledningsevne målt i tunnelen

### 5.3 Automatiske målinger

I tillegg til feltarbeid, er automatiske målinger i Romeriksporten og Østmarka benyttet som datagrunnlag. Målinger vedrørende lufttemperatur og nedbør er hentet fra værstasjonen ved Lutvann. Videre er det foretatt registreringer av vannstanden i Nordre Puttjern og grunnvannstanden i fjellbrønner ved Søndre Puttjern og Rundtjern. Det er også utført målinger av gjennomsnittlig vannmengde i tunnel samt vannføring i tunnelens fem målerenner (Tabell 2.2). Ettersom sensorene ikke alltid måler kontinuerlig og de i enkelte perioder er defekte, varierer tidsseriens lengde avhengig av hva som undersøkes. Det er derfor valgt å betrakte data hovedsakelig i perioden mellom 2010 og 2018.



## 6 RESULTATER

I det følgende kapittelet blir resultatene fra feltarbeidet presentert. I tillegg presenteres resultatene fra de automatiske målestasjonene i Romeriksporten og Østmarka. Data-programmet *Microsoft Excel 2011* er benyttet til å fremstille grafene. Ettersom data-mengdene er store, er de ikke vedlagt oppgaven. Dersom det skulle være interesse for nærmere innblikk i rådataene, vennligst kontakt Bane NOR.

### 6.1 Vannprøver i tunnel

pH-verdi og elektrisk ledningsevne relatert til vannprøve 1 og vannprøve 2 er presentert i Tabell 6.1. Som det fremkommer av resultatene har prøvene tilnærmet ekvivalent pH, mens den elektriske ledningsevnen varierer i noe større grad. Den er lavest i området under partiet mellom Bryn og Godlia og øker i området under Puttjern. Vannprøvene rommet klart vann og det var ingen form for ubehagelig lukt. Prøvene inneholdt heller ikke suspendert materiale.

Tabell 6.1: pH og elektrisk ledningsevne (EC) målt i vannprøve 1 og vannprøve 2.

Prøvenummer	Profilnummer	Delstrekning	pH	EC [mS/cm]
Vannprøve 1	8480	Puttjern	8,55	0,64
Vannprøve 2	4460	Bryn-Godlia	8,54	0,48

Informasjon vedrørende tungmetaller og organiske miljøgifter analysert ved ALS Laboratory Group Norway er fremstilt i Tabell 6.2. Analysene viser at forekomsten av tungmetaller og organiske miljøgifter i tunnelvannet er lav. Det er viktig å bemerke at As i utgangspunktet er et halvmetall, men grunnet dets tetthet og giftighet betraktes ofte stoffet som et tungmetall.

Kapittel 6 - Resultater

Tabell 6.2: Tungmetaller og organiske miljøgifter i vannprøve 1 og vannprøve 2.

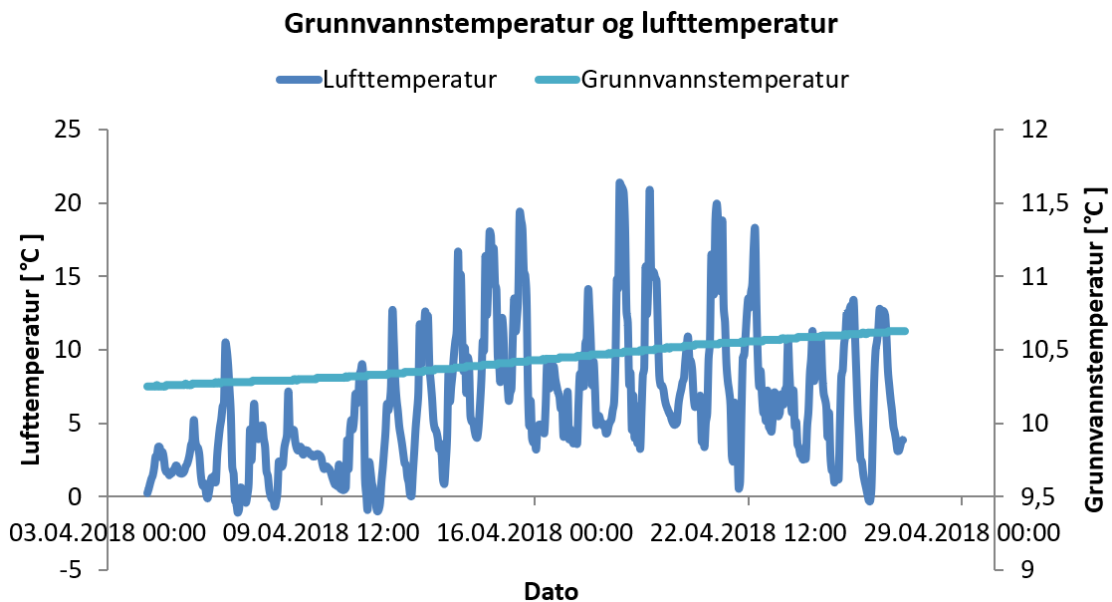
Analyse	Vannprøve 1		Vannprøve 2	
	Resultater	Usikkerhet [±]	Resultater	Usikkerhet [±]
As [µg/l]	0,594	0,107	0,355	0,067
Cd [µg/l]	0,0113	0,0020	0,00606	0,00169
Cr [µg/l]	0,105	0,021	4,71	0,87
Cu [µg/l]	1,74	0,31	1,35	0,28
Hg [µg/l]	< 0,002		< 0,002	
Ni [µg/l]	0,978	0,186	0,406	0,096
Pb [µg/l]	0,0491	0,0095	0,0409	0,0089
Zn [µg/l]	0,801	0,194	0,275	0,136
Naftalen [µg/l]	< 0,030		< 0,030	
Acenaftylene [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Acenaften [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Fluoren [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Fenantren [µg/l]	< 0,020		< 0,020	
Pyren [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Benso(a)antrasen [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Krysen [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Benso(b)fluoranten [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Benso(k)fluoranten [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Benso(a)pyren [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Dibenso(ah)antracen [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Benso(ghi)perylene [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Indeno(123cd)pyren [µg/l]	< 0,010		< 0,010	
Sum PAH-16 [µg/l]	Ikke påvist		Ikke påvist	
Benzen [µg/l]	< 0,20		< 0,20	
Toluen [µg/l]	< 0,50		< 0,50	
Etylbenzen [µg/l]	< 0,10		< 0,10	
o-Xylener [µg/l]	< 0,10		< 0,10	
m/p-Xylener [µg/l]	< 0,20		< 0,20	
Sum BETEX [µg/l]	Ikke påvist		Ikke påvist	
Fraksjon >C5-C6 [µg/l]	< 5,0		< 5,0	
Fraksjon >C6-C8 [µg/l]	< 5,0		< 5,0	
Fraksjon >C8-C10 [µg/l]	< 5,0		< 5,0	

Fraksjon >C10-C12 [ $\mu\text{g/l}$ ]	< 5,0	< 5,0
Fraksjon >C12-C16 [ $\mu\text{g/l}$ ]	< 5,0	< 5,0
Fraksjon >C16-C35 [ $\mu\text{g/l}$ ]	< 30,0	< 30,0
Sum >C5-C35 [ $\mu\text{g/l}$ ]	Ikke påvist	Ikke påvist

## 6.2 Grunnvannstemperatur og lufttemperatur

Grunnvannstemperatur registrert ved pr. 7210 og lufttemperaturdata hentet fra værstasjonen ved Lutvann i perioden 04-27.04.2018 er dokumentert i Figur 6.1. Figuren illustrerer at temperaturen i grunnvannet øker jevnt i løpet av måleperioden, der laveste temperatur registrerer 10,25 °C den 04.04, mens høyeste temperatur måler 10,64 °C den 27.04. Gjennomsnittlig grunnvannstemperatur beregnes til 10,43 °C.

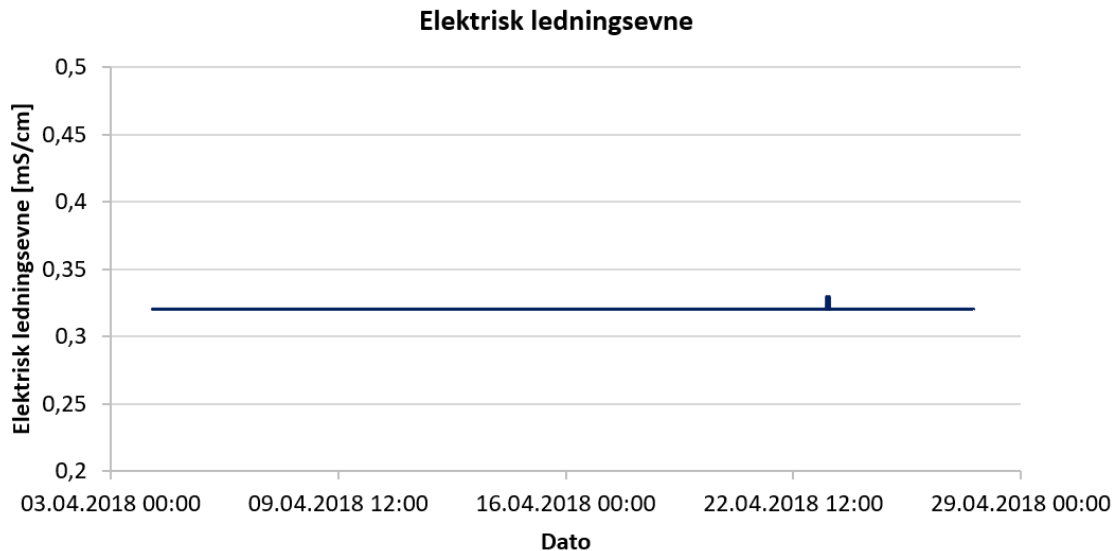
Til forskjell fra grunnvannstemperaturen, varierer lufttemperaturen i større grad. De store svingningene illustrerer forskjellen mellom natt- og dagtemperatur. Nettene er relativt kalde, der laveste temperatur tilsvarende -1,13 °C den 06.04, mens høyeste temperatur i løpet av dagen måler 21,38 °C den 18.04. Gjennomsnittlig lufttemperatur kalkuleres til 6,15 °C.



Figur 6.1: Grunnvannstemperaturmålinger utført ved pr. 7210 og lufttemperaturdata hentet fra værstasjonen ved Lutvann i perioden 04-27.04.2018.

### 6.3 Sporstofforsøk

Ledningsevnedata registrert ved pr. 7210 i perioden 04-27.04.2018 er dokumentert i Figur 6.2. Som det fremgår av figuren er forholdene i grunnvannet svært stabile. Grunnvannets elektriske ledningsevne er tilnærmet konstant og måler 0,32 mS/cm frem til 23.04. I dette tidsområdet øker den elektriske ledningsevnen til 0,33 mS/cm, før den igjen avtar til 0,32 mS/cm og forblir slik ut overvåkningsperioden.



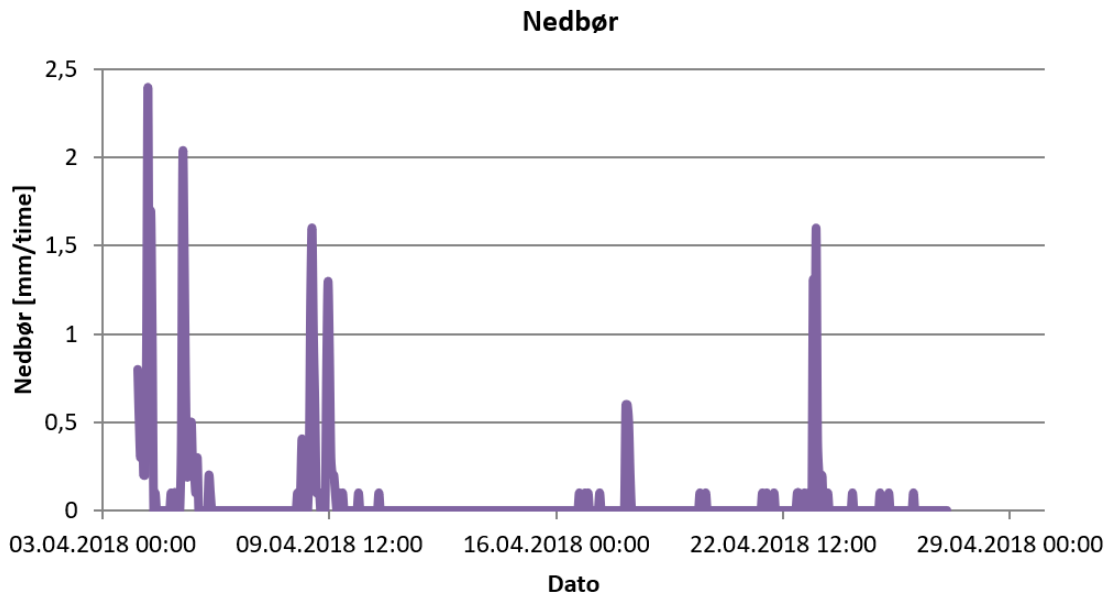
Figur 6.2: Elektriske ledningsevнемålinger utført ved pr. 7210 i perioden 04-27.04.2018.

### 6.4 Vannbalanse

#### 6.4.1 Overflatehydrologi

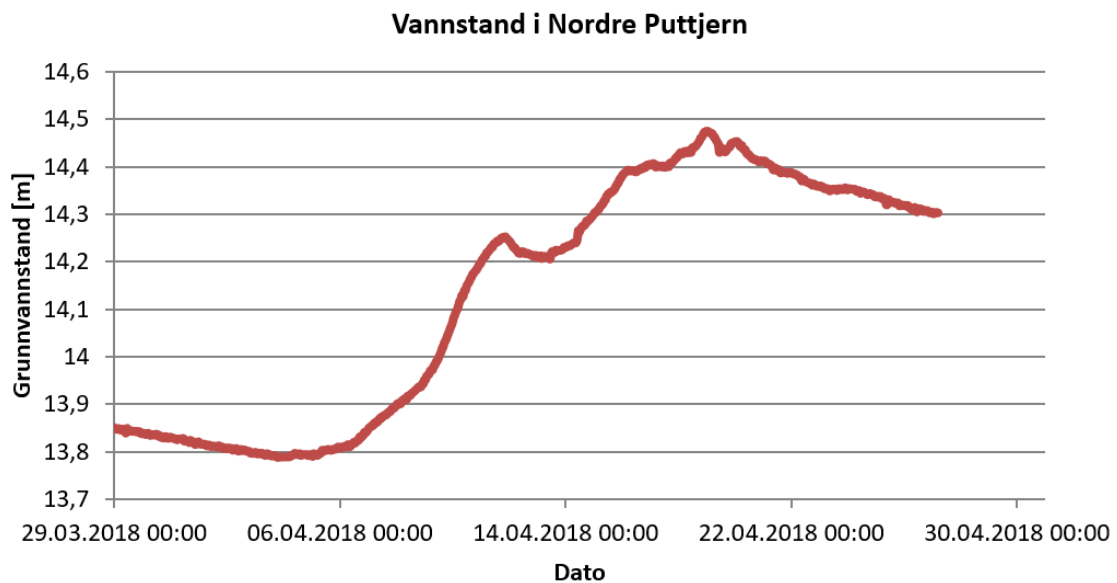
Nedbørsdata hentet fra værstasjonen ved Lutvann i perioden 04-27.04.2018 er illustrert i Figur 6.3. Det opptrer to større nedbørsperioder i begynnelsen av måneden (04-05.04 og 08-09.04), der den fuktigste målingen forekommer 04.04 og registrerer 2,4 mm/time. Etter de to utslagene avtar nedbøren og er tilnærmet konstant, før den igjen øker 18.04 og 23.04. Gjennomsnittlig nedbør i løpet av forsøksperioden tilsvarer 0,06 mm/time.





Figur 6.3: Nedbørsdata hentet fra værstasjonen ved Lutvann i perioden 04-27.04.2018.

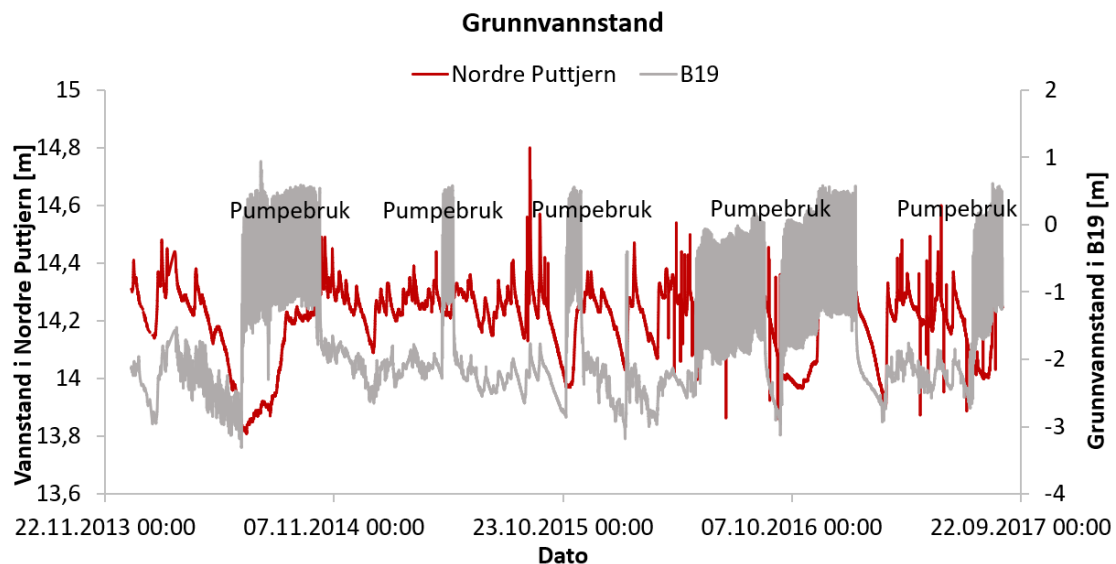
Automatiske målinger av vannstanden i Nordre Puttjern i perioden 29.03-27.04.2018 er dokumentert i Figur 6.4. Dataene er noe bearbeidet for å unngå ekstremverdier som kan ha en drastisk effekt på gjennomsnittet. Som figuren illustrerer er vannstanden i tjernet lav i overgangen mellom mars og april, men øker kraftig den 08.04. Etter at maksimum vannstand har inntruffet 19.04, avtar vannstanden igjen. Laveste vannivå tilsvarer 13,79 m den 04.04, mens høyeste vannivå utgjør 14,48 m den 19.04. Gjennomsnittlig vannstand beregnes til 14,21 m.



Figur 6.4: Vannstanddata i Nordre Puttjern hentet fra automatisk målestasjon i perioden 29.03-27.04.2018.

## 6.4.2 Grunnvannstand

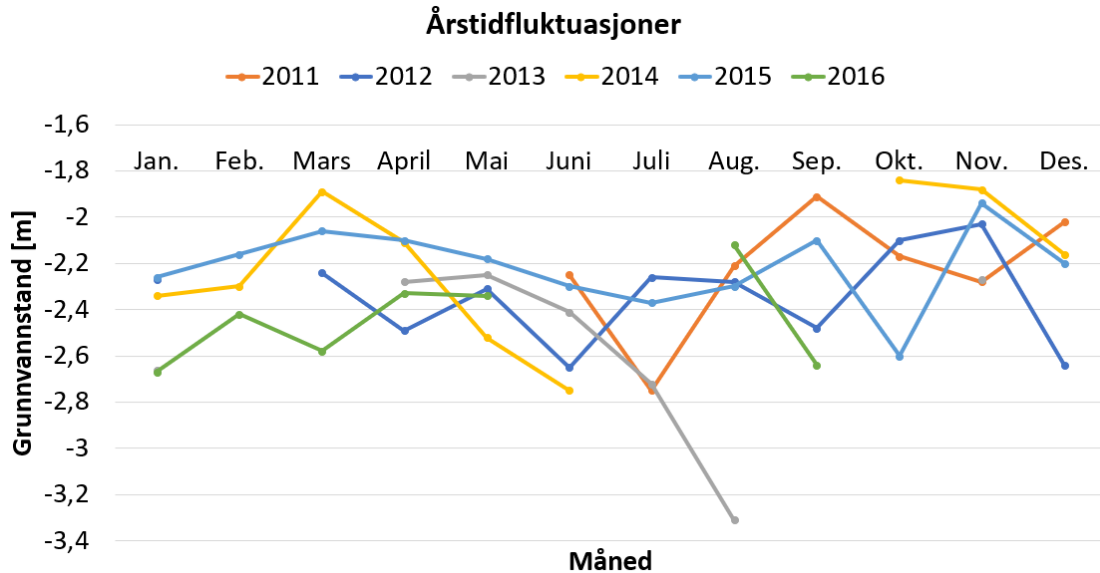
Automatiske registreringer av grunnvannsnivå (avstand fra terrengoverflaten til vannspeil) ved Søndre Puttjern er foretatt i fjellbrønn B19 (se Vedlegg 3 for plassering av brønn). Informasjon vedrørende brønnutforming er tilgjengelig i Vedlegg 6. Langtidsovervåkning av brønnen har gitt mulighet til å undersøke fluktuasjoner i grunnvannstand fra år til år. Etersom sensoren har vært defekt fra oktober 2017 og frem til i dag, betraktes ikke de nyeste dataene. Det er viktig å bemerke at sensoren i B19 er sterkt påvirket av infiltrasjonsanlegget i tunnelen under Puttjernsonen. Anlegget er hovedsakelig i drift i tørre perioder når vannivået i Nordre Puttjern er lavt med noe varierende daglig driftstid. Dette fremgår av Figur 6.5. Videre indikerer figuren at grunnvannet ved Søndre Puttjern følger samme forløp som vannstanden i Nordre Puttjern.



Figur 6.5: Vannstand i Nordre Puttjern og grunnvannstand i fjellbrønn B19 ved Søndre Puttjern i perioden 2013-2017. Sensoren i B19 er sterkt påvirket av infiltrasjonsanlegget i tunnelen, hvilket gjenspeiles i de markerte toppene.

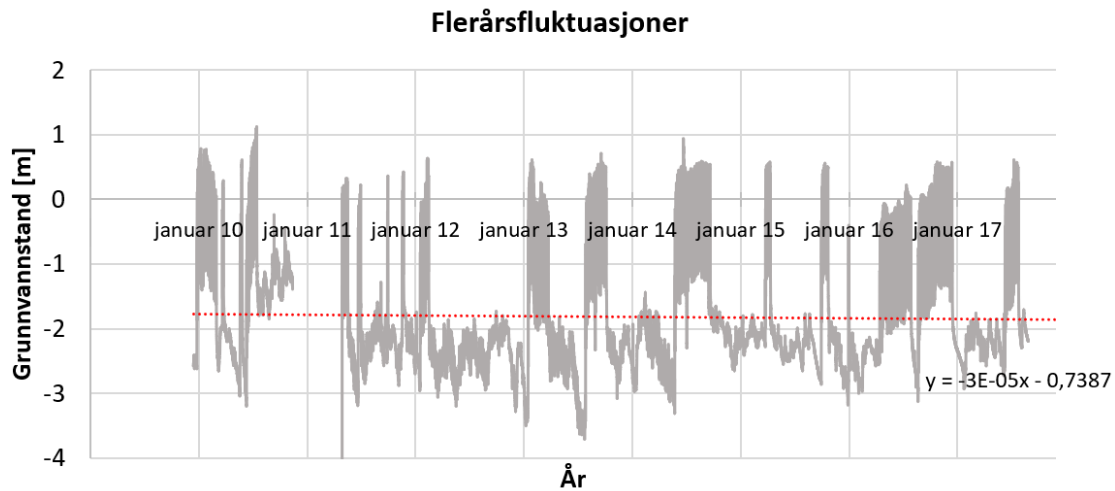
Figur 6.6 illustrerer årstidfluktuasjoner i grunnvannsnivå ved Søndre Puttjern i tidsområdet 2011-2016. Grunnet en rekke datapunkter, er det beregnet en gjennomsnittlig verdi for hver måned. I perioder hvor pumpene i tunnelen benyttes, er dataene filtrert ut slik at kunstige verdier ikke påvirker de naturlige variasjonene i for stor grad. Enkelte år mangler derfor datapunkt i hver måned. Som det fremgår av figuren er det ikke et entydig mønster som opptrer hvert år. Likevel kan en svak trend observeres. I mange tilfeller øker grunnvannsnivået gjennom senvintern. Etter at et

grunnvannsmaksimum har inntruffet i perioden mars-april, synker vannstanden utover sommeren. I løpet av høsten fluktuerer grunnvannsnivået uten et bestemt mønster, før det synker gjennom tidlig vinter.



Figur 6.6: Årstidfluktuasjoner for grunnvannstanden i fjellbrønn B19 ved Søndre Puttjern i perioden 2011-2016. Manglende datapunkter skyldes pumpebruk i tunnelen i tørre perioder. Ettersom pumpeverdiene påvirker den naturlige variasjonen i grunnvannstand, er de filtrert ut.

Flerårsfluktuasjoner i grunnvannsnivå ved Søndre Puttjern i tidsområdet 2010-2016 er illustrert i Figur 6.7. De markerte toppene indikerer at pumpene i tunnelen anvendes, og grunnvannstanden øker derfor kraftig i disse periodene. Den røde trendlinjen antyder at grunnvannstanden har holdt et tilnærmet stabilt nivå i løpet av måleperioden. Ettersom nedbørsforholdene har stor betydning for grunnvannstanden, er årlig nedbørsdata for hele måleperioden presentert i Tabell 6.3. Da værstasjonen ved Lutvann ikke har målt kontinuerlig i løpet av det aktuelle tidsaspektet, er nedbørsdata fra den metrologiske stasjonen på Blindern benyttet (Norwegian Meteorological Institute [NMI], 2018). Stasjonen ligger 74 moh. og omtrent 8 km øst for undersøkelsesområdet. Som dokumentert i Figur 6.7 benyttes pumpene i tunnelen over to større perioder i 2013 og 2016. I begge disse årene var nedbørsraten lavere enn snittverdien for hele måleperioden.

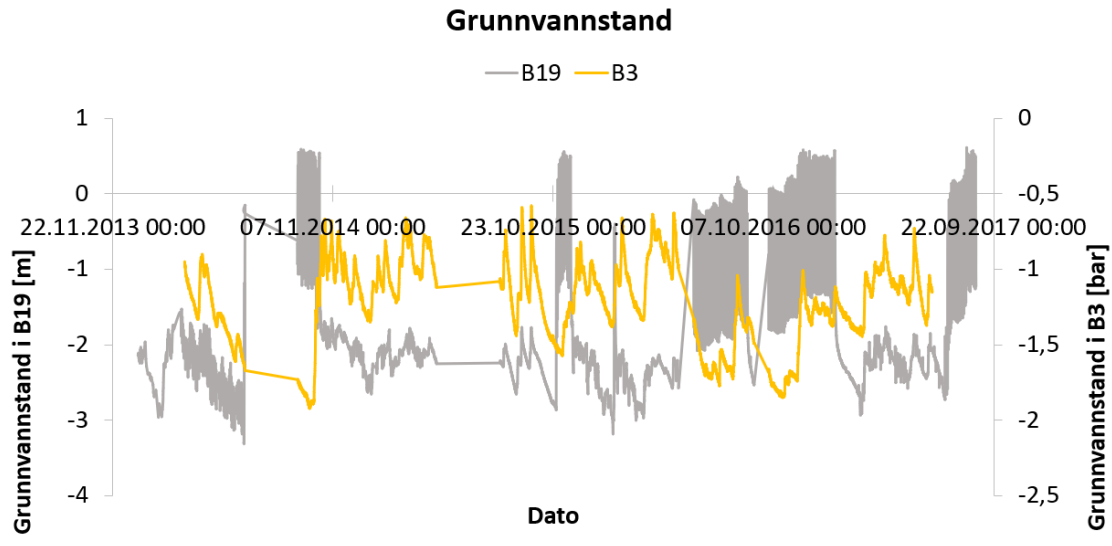


Figur 6.7: Flerårsfluktuasjoner for grunnvannstanden i fjellbrønn B19 ved Søndre Puttjern i perioden 2010-2016. De markerte toppene indikerer at pumpene i tunnelen er i bruk. Den røde trendlinjen antyder at grunnvannsnivået er relativt stabilt i løpet av måleperioden.

Tabell 6.3: Årlig nedbørssrate hentet fra den metrologiske stasjonen på Blindern. Alle målingene har enheten mm (NMI, 2018).

2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	Snitt
736,9	987,2	971,2	757,8	1028,0	911,2	724,1	873,8

For å undersøke innvirkningen av tunnellekkasjene i Puttjernområdet, er grunnvannstanden ved Puttjern plottet mot grunnvannstanden ved Rundtjern. Dette fremgår av Figur 6.8. I motsetning til Puttjern, som var direkte berørt av lekkasjene til tunnelen, var Rundtjern upåvirket av innlekkasjene. Automatiske målinger av grunnvannstanden ved Rundtjern utføres i fjellbrønn B3 (se Vedlegg 3 for plassering av brønn). Informasjon vedrørende brønnutforming er tilgjengelig i Vedlegg 6. I brønnen er det installert en nivåsensor som registrerer trykket i vannsøylen over sensoren i bar (0,1 bar tilsvarer 1 mH<sub>2</sub>O). Eksakt plassering av loggeren er imidlertid ukjent og målingene indikerer derfor relativt grunnvannsnivå i brønnen. Følgelig er det vanskelig å sammenligne grunnvannsnivået i brønnene. Likevel illustrerer figuren at et nokså likt mønster opptrer i de to områdene sett bort ifra pumpeaktiviteten som påvirker grunnvannsnivået i B19.



Figur 6.8: Grunnvannstand i fjellbrønn B19 ved Søndre Puttjern og fjellbrønn B3 ved Rundtjern i tidsområdet 2013-2017. Måleren i B19 registrerer avstand fra terrengoverflaten til vannspeil, mens sensoren i B3 måler trykket av vannsøylen over sensoren. Grunnvannsnivået i de to områdene har nokså lik opptreden.

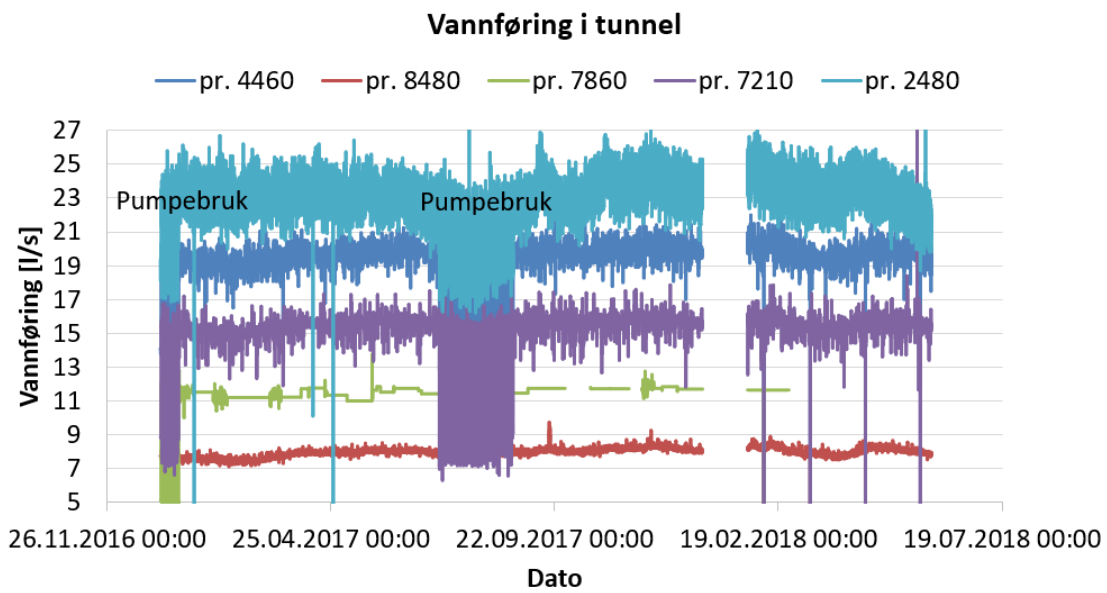
### 6.4.3 Vannmengdemålinger i tunnel

Automatiske vannmengde- og vannstandsmålinger (avstand til vannspeil) i drenskum ved pr. 4460, 7860 og 8480 presenteres Tabell 6.4. Vannføringen er størst i begynnelsen av tunnelen i området under Bryn-Godlia og avtar etter hvert som profilnummeret øker. Vannstanden følger samme forløp som innlekkasjemålingene.

Tabell 6.4: Vannmengde- og vannstandsmålinger (avstand til vannspeil) i Romeriksporten den 04.04.2018.

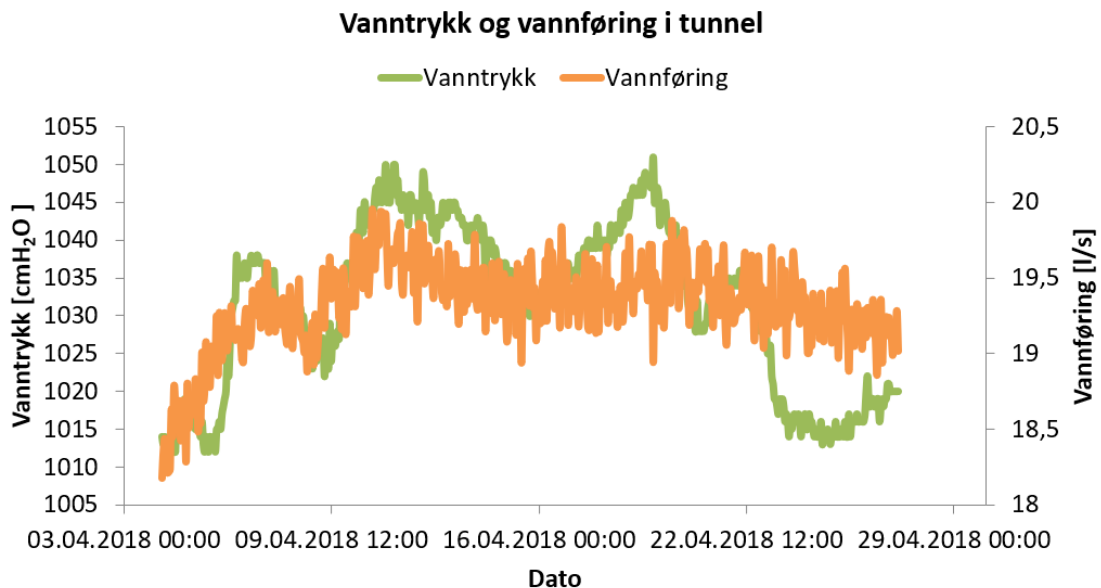
Profilnummer	Delstrekning	Vannføring [l/s]	Vannspeil [cm]
4460	Bryn-Godlia	18,69	19,0
7860	Lutvann	11,63	15,4
8480	Puttjern	7,36	12,6

Utvikling i vannføring ved de ulike målerennene i tidsområdet 2017-2018 fremgår av Figur 6.9. Vannmengdene i tunnelen er nokså stabile i løpet av måleperioden. Innlekkasjene ved pr. 4460, 7210, 7860 og 8480 har nærmest ekvivalent forløp, mens vannføringen i målerennen ved pr. 2480 varierer i noe større grad.



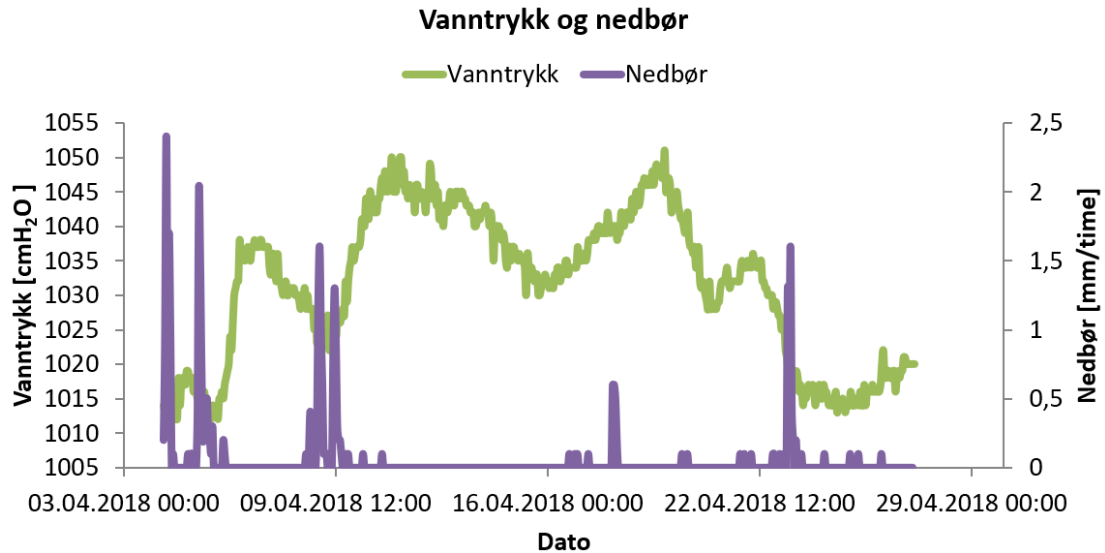
Figur 6.9: Utvikling i vannføring ved ulike målerenner i tidsområdet 2017-2018.

Automatiske målinger av gjennomsnittlig vannføring i tunnelen samt vanntrykk registrert ved pr. 7210 i perioden 04-27.04.2018 er presentert i Figur 6.10. I likhet med B3, er en nivåsensor installert i overvåkningsloggeren ved pr. 7210. Sensoren registrerer trykket i vannsøylen over loggeren og konverterer dette til centimeter vannsøyle. Som det fremgår av figuren er vannføringen og vanntrykket nøye relatert. Laveste vannføring og trykk forekommer 04.04 og måler henholdsvis 18,18 l/s og 1008 cmH<sub>2</sub>O. Høyest målte vannføring opptrer 10.04 og registrerer 19,95 l/s, mens det høyeste trykket forekommer 11.04 og måler 1052 cmH<sub>2</sub>O. Gjennomsnittlig vannføring beregnes til 19,21 l/s og gjennomsnittlig trykk kalkuleres til 1031 cmH<sub>2</sub>O.



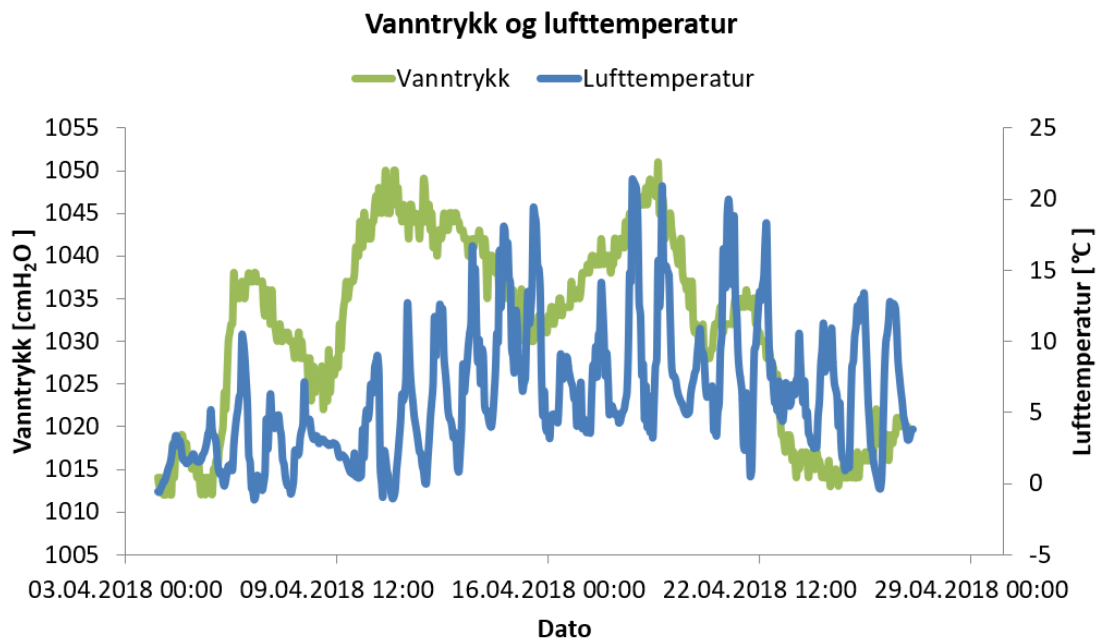
Figur 6.10: Vannføringsdata hentet fra automatisk målestasjon i tunnelen og trykkmålinger utført ved pr. 7210 i tidsområdet 04-27.04.2018.

Relasjon mellom grunnvannstrykk i tunnelen og nedbør ved Lutvann i løpet av overvåkingsperioden er fremstilt i Figur 6.11. Figuren illustrerer at det forekommer to store trykkutslag i begynnelsen av april, henholdsvis den 06.04 og 11.04, i forbindelse med to større nedbørsperioder i begynnelsen av måneden. Etter en ny periode med nedbør i slutten av måneden øker grunnvannstrykket igjen etter et kraftig fall.



Figur 6.11: Trykkmålinger utført ved pr. 7210 og nedbørsdata hentet fra værstasjonen ved Lutvann i perioden 04-27.04.2018.

Figur 6.12 presenterer sammenhengen mellom grunnvannstrykket i tunnelen og lufttemperaturen ved Lutvann. I de perioder hvor både natt- og dagtemperatur overskrider 0 °C øker grunnvannstrykket. Dette kommer til uttrykk i det tredje og fjerde trykkutslaget.



Figur 6.12: Trykkmålinger utført ved pr. 7210 og lufttemperaturdata hentet fra værstasjonen ved Lutvann i perioden 04-27.04.2018.





## 7 DISKUSJON

I det sjuende kapittelet vil resultatene fra feltarbeidet diskuteres og relateres til litteraturen. Kapittelet avsluttes med en diskusjon av arbeidet med masteroppgaven og metodene anvendt i studiet.

### 7.1 Diskusjon av resultater

#### 7.1.1 Vannkvalitet i tunnel

I Tabell 6.1 fremgår det at vannprøve 1 og vannprøve 2 har en pH på ca. 8,5, hvilket påviser at tunnelvannet er basisk og upåvirket av drenering fra overflatevann eller myrvann. I henhold til Kværner og Snilsberg (2013) er denne verdien noe høyere enn hva som er vanlig i norske gneisbergarter, da pH-en ofte varierer mellom 7,0 og 7,3. Som det fremgår av Vedlegg 7, påviste vannprøver i Romeriksporten foretatt i 1997 og 1998 ved pr. 8342, 8780 og 12075 pH-verdier på omtrent 8,2. De høye verdiene ble den gang relatert til injeksjon av sement og andre betongarbeider i tunnelen (NSB Gardermobanen AS, 1998b). Da denne type anleggsvirksomhet ble avsluttet i 1999, er det noe overraskende at pH-verdiene har økt i etterkant. Likevel indikerer en pH på 8,5 at vannet i tunnelen er i balanse med karbonatsystemet og at verdien ligger innenfor pH-intervallet for hva som er normalt for grunnvann (Fetter 2001; Brattli, 2009). I en undersøkelse av 1 604 grunnvannsprøver fra borebrønner i krystallinsk berggrunn i Norge, ble det påvist en pH på over 8,5 i 6 % av prøvene. Den høyeste pH-verdien på 9,83 ble funnet i en prekambrisk gneis i Møre og Romsdal (Banks et al., 1998). Tatt dette i betraktning, er ikke en pH på 8,5 unaturlig høyt i det aktuelle undersøkelsesområdet. Geokjemisk modellering indikerer at pH-verdier over 8,3 kan skyldes utfelling av  $\text{CaCO}_3$  og kationutveksling av Na (Frengstad, 2002). Videre kan vannprøvenes pH gjenspeile at grunnvannets oppholdstid i sprekkeakviferen er relativt lang, og at  $\text{H}^+$ -ioner er forbrukt under forvitring av mineraler (Brattli, 2009). Da det ikke ble utført noen undersøkelser med hensyn på alkalitet, kan ikke vannets bufferkapasitet fastslås. Det er derfor ikke mulig å avgjøre om svingning i pH lett kan forekomme. Likevel kan den høye pH-verdien antyde bufning med karbonatsystemet (Frengstad, 2013).

De elektriske ledningsevneverdiene på 0,48 og 0,64 mS/cm sammenfaller med hva som er vanlig opptreden i grunnvannssystemer, og antyder i likhet med pH-verdiene ingen tegn til vanninnslag fra overflatevann (Snilsberg, 1998). Ettersom den elektriske ledningsevnen er noe høyere under Puttjern, er trolig innholdet av oppløste ioner høyere i dette området. Dette kan antyde færre interaksjoner mellom grunnvannet og mineralene i berggrunnen omkring Bryn og Godlia (Appelo og Postma, 2005).

Til tross for at grunnvannet i tunnelen ikke skal benyttes som drikkevann, reguleres klassegrensene for kjemisk tilstand av grunnvannsforekomster i Norge etter kvalitetskravene til drikkevann. Årsaken til dette er fordi grunnvann hovedsakelig utgjør en drikkevannsressurs i Norge (Vannportalen, 2013). Grenseverdier i henhold til drikkevannsforskriften er hentet fra Lovdata og oppgitt i Vedlegg 8 (Lovdata, 2016). I de tilfeller drikkevannsforskriften ikke angir grenseverdier, benyttes retningslinjer fra The World Health Organization (WHO) (WHO, 2016).

Ved sammenligning av analyseresultatene i Tabell 6.2 og grenseverdiene i Vedlegg 8, illustrerer begge vannprøvene god drikkevannskvalitet. Det er ikke påvist noen skadelige organiske miljøgifter i vannet og verdiene for tungmetaller er lave. Det moderate innholdet av tungmetaller kan relateres til vannprøvenes høye pH. Ettersom majoriteten av tungmetaller har lav løselighet ved basiske forhold, er forhøyede verdier av tungmetaller et sjeldent problem i grunnvannsforekomster med høy pH (Frengstad, 2013). Fraværet av organiske miljøgifter antyder at anleggsarbeider i tunnelen ikke har tilført grunnvannet diesel- eller oljeprodukter.

Selv om tungmetallene har konsentrasjoner tilsvarende ubetydelig i henhold til drikkevannsforskriften og WHO's retningslinjer, forekommer det en større forskjell mellom de to vannprøvene. Denne forskjellen innebærer innholdet av Cr. I vannprøve 1 tilsvarer innholdet av Cr 0,105 µg/l, mens den i vannprøve 2 utgjør 4,71 µg/l. Cr er et vanlig grunnstoff i grunnfjellsgneis, men konsentrasjonen i grunnvann er ofte i underkant av 2 µg/l (Asplan Viak, 2005). En undersøkelse av 476 grunnvannsprøver fra borehull i krystallinsk grunnfjell i Norge påviste at medianverdien til Cr utgjorde 0,14 µg/l, mens maksimal konsentrasjon tilsvarte 8,9 µg/l (Frengstad et al., 2000). I naturen antas det at Cr hovedsakelig foreligger som Cr<sup>3+</sup>, men under basiske forhold vil Cr foreligge som Cr<sup>6+</sup>. Dette er den mest miljø- og helseskadelige Cr-forbindelsen,

der giftigheten avhenger av blant annet pH, alkalitet og temperatur (Ranneklev et al., 2017). Selv om vannprøve 2 overskrider hva som er normalt for konsentrasjonen av Cr i grunnvann, overgår ingen av vannprøvene drikkevannsnormen på 50 µg/l.

Sammenlignet med de tidligere vannprøvene utført i 1997 og 1998, er verdiene for tungmetaller lavere i de nye analysene med unntak av Cu og Cr. Da vannprøvene fra 1998 og 2018 er utført ved forskjellige profilnumre, kan imidlertid ikke innholdet av tungmetaller sammenlignes direkte. Varierende oppholdstid, redoksforhold og pH samt ulikt fyllmateriale i sprekkesystemer kan resultere i store forskjeller i grunnvannskvalitet, selv om prøvepunktene er nærliggende og opptrer i samme bergart (Frengstad, 2013).

Etttersom det ikke ble registrert noen form for lukt fra grunnvannet, kan dette antyde oksiderende forhold. Grunnvannet i tunnelen vil da inneholde oppløst O<sub>2</sub> og mindre mengder av Fe og Mn (Kresic, 2009). Dette kommer også til uttrykk gjennom vannprøvenes klare farge, da misfarging av vann gir et kvalitativt mål på utfelt jernhydroksid og humusstoffer. Videre er konsentrasjonen av BETEX-forbindelser lav, hvilket ofte forekommer i miljøer med høyere innhold av løst O<sub>2</sub> (Brattli, 2009). Til tross for dette, er grunnvannets pH høy. I henhold til Kresic (2009) øker ofte systemets reduksjonsevne ved høye pH-verdier. Etttersom det ikke ble utført noen mer omfattende undersøkelse av grunnvannets kjemiske sammensetning utover innhold av tungmetaller og organiske miljøgifter, kan ikke mengden av O<sub>2</sub>, Fe og Mn samt grunnvannets redokspotensial fastslås. Det er derfor vanskelig å avgjøre om forholdene er oksiderende eller reduserende uten videre undersøkelser. På bakgrunn av de undersøkte parameterne er grunnvannskvaliteten akseptabel og kan forsvarlig benyttes til infiltrasjon i Østmarka.

## 7.1.2 Grunnvannstemperatur

Det ble ikke foretatt temperaturmålinger av grunnvannsprøvene. Temperaturen i grunnvannet ble imidlertid målt ved overvåkningsstasjonen i tunnelen, og det antas at grunnvannet i prøvene holdt omtrent samme temperatur som grunnvannet ved pr. 7210. I følge Kirkhusmo og Sønsterud (1988) avhenger grunnvannstemperaturen i hovedsak av lufttemperatur, og vil i partier dypere enn 5 m under overflaten være

relativt stabil gjennom året (NVE, 2017). Som det fremgår av Figur 6.1 øker temperaturen i grunnvannet med 0,39 °C, hvilket er nokså mye i et område som ligger 175 m under overflaten.

Videre er det overraskende at den gjennomsnittlige temperaturen i grunnvannet tilsvarer 10,43 °C, da grunnvannstemperaturen i Norge normalt er 1-2 °C varmere enn luftens årsmiddeltemperatur i det aktuelle området (Stiftelsen for industriell og teknisk forskning ved NTNU [SINTEF], 2011). På bakgrunn av dette, kan det forventes at grunnvannstemperaturen i Østmarka ligger på 5-6 °C. Denne antagelsen stemmer også overens med kartet over gjennomsnittlige grunnvannstemperaturer i Norden basert på data fra Sønsterud og Kirkhusmo (1988) (Vedlegg 9). En verdi på 10,43 °C tilsvarer imidlertid ca. 5 °C mer enn hva som kan forventes. Forskjellen skyldes trolig luftgjennomstrømning og bruk av ventilasjonsanlegg i tunnelen samt varmepåvirkning fra togtrafikk. Dersom temperaturutviklingen i tunnelen hadde blitt undersøkt nærmere, er det mulighet for at en kunne sett korrelasjon mellom lufttemperatur i tunnel og grunnvannstemperatur.

I henhold til Brattli (2015) har temperatur stor betydning for reaksjonshastigheten til kjemiske forvitningsmekanismer, der hastigheten øker med en faktor på 2-3 for hver 10 °C temperaturen øker. Denne relasjonen er kjent som van Hoff's regel. Den høye grunnvannstemperaturen har imidlertid ikke påvirket innholdet av tungmetaller i vannprøvene betraktelig. En må anta at opphøyede grunnvannstemperaturer er et nokså lokalt fenomen rundt tunneltraseen.

### 7.1.3 Sporstofforsøk

I Figur 6.2 dokumenteres det at grunnvannet i tunnelen har en konstant elektrisk ledningsevne på 0,32 mS/cm frem til tilsetting av sporstoff i B8 den 11.04. For å kunne registrere en ledningsevneanomalie som varierer fra bakgrunnsverdien, må den injiserte saltløsningen ved ankomst i overvåkningssystemet ha en høyere elektrisk ledningsevne enn 0,32 mS/cm. Dette var tilfelle 23.04 kl. 12.50. Ved dette tidspunktet registrerte loggeren en verdi på 0,33 mS/cm, før den igjen sank til 0,32 mS/cm kl. 13.00 og forble slik ut prøvetakingsperioden.

En ledningsevneverdi omkring 0,3 mS/cm er vanlig i grunnvannssystemer og gjenspeiler sannsynligvis langsom forvitring av gneisbergarter i det aktuelle området. Det er imidlertid overraskende at den elektriske ledningsevnen er såpass stabil og kun varierer med 0,01 mS/cm. En mulig forklaring kan være at grunnvannet i tunnelen domineres av vann fra bergsprekker og er upåvirket av overflatevann. Generelt sett har grunnvann i sprekkeakviferer en mer stabil elektrisk ledningsevne enn overflatevann grunnet lang oppholdstid i grunnvannsmagasinet og liten påvirkning av klimatiske forhold. Det påpekes også av Pedersen (1997) at ledningsevneverdiene i området ved pr. 8150 er svært stabile og nærmest upåvirket av Cl. Dette begrunnes med at det er relativt lave verdier av Cl i området og at andre ioner i grunnvannet kan disponere en kamuflerende effekt. Det antas derfor at disse forholdene også gjelder ved pr. 7210 og er en mulig årsak til at den elektriske ledningsevnen kun varierer med 0,01 mS/cm.

Da forholdene i grunnvannet er såpass stabile og økningen i elektrisk ledningsevne kun varte i underkant av 10 minutter, tolkes ikke verdien på 0,33 mS/cm som en saltvannspuls. Det antas derfor tre mulige årsaker til hvorfor tilsetning av sporstoff i fjellbrønn B8 og B18 ikke ga utslag:

- De injiserte saltløsningene fortynnes i så stor grad at det ikke registreres økning i elektrisk ledningsevne ved overvåkningsstasjonen.
- Strømningshastigheten til de injiserte saltløsningene er for lav til at en saltvannspuls har ankommet overvåkningsstasjonen i løpet av perioden forsøket har pågått (11 døgn for B18 og 16 døgn for B8).
- Sensoren for overvåkning er plassert ugunstig for gode ledningsevнемålinger slik at de injiserte saltløsningene følger bergsprekker som ikke kommuniserer med sprekkesystemene som er opphavet til grunnvannet i overvåkningsområdet.

### ***Fortynning***

Når sporstoff tilsettes fjellbrønnene, vil stoffene fortynnes som følge av at grunnvannet utvanner saltløsningene. Ved å betrakte ledningsevnedata til bakgrunnsverdien og de injiserte sporstoffene, er det mulig å anslå en fortynnings-effekt i brønnsystemene. Det gjøres derfor et estimat av sporstoffenes elektriske ledningsevne basert på deres totalkonsentrasjon av oppløst stoff. To løsninger

bestående av 2 kg NaCl samt 10 l vann og 8 kg NaCl samt 20 l vann gir følgende totalt oppløst materiale:

$$TDS_{B8} = \frac{2 \cdot 10^6}{10} = 2 \cdot 10^5 \text{ mg/l}$$

$$TDS_{B18} = \frac{8 \cdot 10^6}{20} = 4 \cdot 10^5 \text{ mg/l}$$

Ved å løse Ligning 3.24 med hensyn på elektrisk ledningsevne, kan sporstoffenes elektriske ledningsevne beregnes:

$$EC_{B8} = \frac{3}{2} \cdot 2 \cdot 10^5 = 3,0 \cdot 10^5 \mu\text{S/cm} = 300 \text{ mS/cm}$$

$$EC_{B18} = \frac{3}{2} \cdot 4 \cdot 10^5 = 6,0 \cdot 10^5 \mu\text{S/cm} = 600 \text{ mS/cm}$$

Bakgrunnsverdiens elektriske ledningsevne på 0,32 mS/cm og sporstoffenes elektriske ledningsevne på henholdsvis 300 og 600 mS/cm gir følgende fortynningsforhold:

$$\frac{300}{0,32} = 937,5$$

$$\frac{600}{0,32} = 1875$$

For at den elektriske ledningsevnen i grunnvannet forblir 0,32 mS/cm, må sporstoffenes volum på 10 og 20 l fortynnes med følgende mengder ferskvann:

$$10 \cdot 937,5 = 9375 \text{ l} = 9,4 \text{ m}^3$$

$$20 \cdot 1875 = 37500 \text{ l} = 37,5 \text{ m}^3$$

Videre kan volumet som saltløsningene spres ut på estimeres. Dette gjøres ved å kalkulere det volumet av brønnene som er fylt med vann ved hjelp av opplysningene om brønndiameter, brønndybde og vannspeil oppgitt i Tabell 5.1:

$$V_{B8} = \pi(135 \cdot 10^{-3})^2 \cdot (101 - 21,7) = 4,5 \text{ m}^3$$

$$V_{B18} = \pi(135 \cdot 10^{-3})^2 \cdot (60 - 1,56) = 3,3 \text{ m}^3$$

Ved å sammenligne mengde ferskvann som er nødvendig for å fortynne saltløsningene og vannvolumet i brønnene som saltløsningene spres ut på, kommer det til uttrykk at brønnvannet ikke fortynner saltløsningene tilstrekkelig. Når sporstoffene transporteres i bergets sprekkesystemer, vil det imidlertid foregå en videre fortynning av saltløsningene. Vannføringsdata i tunnel fra 27.04.2017 registrerte 16 l/s ved B8 (pr. 7210 i Figur 6.9) og 8,1 l/s ved B18 (pr. 8480 i Figur 6.9). Dette tilsvarer vannvolum på henholdsvis 1 382 og 700 m<sup>3</sup> i døgnet. Da disse verdiene overgår 9,4 og 37,5 m<sup>3</sup>, er de estimerte vannvolumene tilstrekkelig til å fortynne saltløsningene. Det er imidlertid viktig å presisere at utregningene er usikre. Beregningene indikerer kun at fortynning kan være en mulig årsak til at saltløsningene ikke spores.

### ***Strømningshastighet***

Da foreliggende data er begrenset, vurderes strømningshastigheten i bergkomplekset på bakgrunn av Darcys teori for væskestrøm i porøse medier. For å kunne fastslå en lineær hastighet, må avstanden mellom brønnene og overvåkningsloggeren i tunnelen beregnes. Som det fremgår av Vedlegg 3 tilsvarer avstanden i luftlinje mellom B8 og loggeren omtrent 375 m, mens avstanden i luftlinje mellom B18 og loggeren utgjør om lag 1 350 m. Overdekningen i området der loggeren er installert er nærmere 175 m. Basert på Pytagoras læresetning anslås derfor den diagonale avstanden mellom B8 og loggeren til 414 m og avstanden mellom B18 og loggeren til 1 361 m.

For at en saltpuls skal ankomme loggeren i løpet av prøvetakingstiden på henholdsvis 11 (B18) og 16 (B8) døgn, må den lineære strømningshastigheten tilsvare:

$$v_{B8} = \frac{414}{16} = 25,9 \text{ m/døgn} = 3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

$$v_{B18} = \frac{1\ 361}{11} = 123,7 \text{ m/døgn} = 1,4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

Den hydrauliske gradienten beregnes som forholdet mellom vannpotensialets endring mellom logger og brønn samt avstanden mellom disse to enhetene. Da B8 ligger omtrent 245 moh., B18 om lag 267 moh. og overvåkingsloggeren nærmere 75 moh., oppnås følgende hydrauliske gradienter:

$$I_{B8} = \frac{245 - 75}{375} = 0,5$$

$$I_{B18} = \frac{267 - 75}{1\ 350} = 0,1$$

Dersom bergmassens effektive porøsitet anslås til 0,1 %, kan sprekkeakviferens hydrauliske konduktivitet kalkuleres ved å kombinere Ligning 3.15 samt Ligning 3.16, og løse med hensyn på hydraulisk konduktivitet:

$$K_{brønn\ B8} = \frac{3,0 \cdot 10^{-4} \cdot 1,0 \cdot 10^{-3}}{0,5} = 6,0 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$$

$$K_{brønn\ B18} = \frac{1,4 \cdot 10^{-3} \cdot 1,0 \cdot 10^{-3}}{0,1} = 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

Til tross for at strømningsforholdene i berg sjelden følger Darcys lov, kan  $6,0 \cdot 10^{-7}$  og  $1,4 \cdot 10^{-5}$  m/s være realistiske verdier for den hydrauliske konduktiviteten i det aktuelle partiet. Som det fremgår av Tabell 3.4, sammenfaller disse verdiene med det nedre og midtre sjiktet for hva som er normalt for den hydrauliske konduktiviteten i gneisbergarter. På bakgrunn av dette er det mulig at sporstoffenes strømnings-hastigheter er høye nok til at en saltvannspuls kan ha ankommet overvåkingsloggeren i løpet av forsøksperioden. Det understrekes at beregningene er basert på sterke forenklinger av virkeligheten og derfor kun gir en indikasjon på grunnvannets strømnings-hastighet.

### ***Strømningskanaler***

For å undersøke eventuelle strømningskanaler som leder fra B8 og B18 til tunnelen, betraktes informasjon angående brønnutforming samt fjellbrønnenes borelogger og kjemiske loggere. Utfra opplysningene i Tabell 5.1 er B8 boret 90°, hvilket betyr at brønnen står vertikalt i sprekkesystemet. Boreloggen presentert i Vedlegg 4-B opplyser at sprekkesystemet består av en rekke kraftige sprekkesoner og enkelt-



sprekker langs hele boreprofilen. Videre forekommer det enkelte knusningssoner, der knusningsgraden øker med økende dyp. I forbindelse med en av knusningssonene ved 80 m dyp, er det dokumentert vanninnstrømning inn i borehullet. Dette er også indikert ved endring av pH-verdi og elektrisk ledningsevne i den kjemiske brønnloggen i Vedlegg 5-B. Videre er det observert strømning ut av borehullet og lekkasjen mot tunnelen er anslått som stor.

I likhet med B8 er også B18 boret 90°. Boreloggen illustrert i Vedlegg 4-C indikerer tettere oppsprekking og kraftigere oppsprukket enkeltsprekker og svakhetssoner. Forekomsten av knusningssoner er imidlertid mindre sammenlignet med B8. I forbindelse med to markerte svakhetssoner omkring 25 og 50 m dyp, er det dokumentert vanninnstrømning inn i borehullet. I likhet med B8 endres også pH-verdien og den elektriske ledningsevnen i disse partiene (Vedlegg 5-C).

Vedlegg 3 indikerer at B8 ligger nedstrøms og B18 ligger oppstrøms for overvåkningssensoren i tunnelen. Som det fremgår av sporstofforsøket utført i 1997 (Pedersen, 1997) ga prøvetakingspunktene lengst oppstrøms for overvåkningskilden størst utslag. Det er derfor sannsynlig at selv om sprekkesystemene i B8 leder vann mot tunnelen, er ledningsevne måleren ved pr. 7210 plassert for høyt opp. Den injiserte saltløsningen i B8 kan dermed følge bergsprekker som ikke kommuniserer med sprekkesystemene som er opphavet til grunnvannet ved overvåkningspunktet. Dersom installasjon av sensor hadde funnet sted ved for eksempel pr. 6800, hadde eventuelt tilsetning av sporstoff i B8 gitt økt sannsynlighet for større utslag. Da B18 ligger oppstrøms for overvåkningskilden, er det noe overraskende at tilsetning av sporstoff i denne brønnen gir manglende resultater. Dette kan mulig forklares ut fra at sensoren er installert i for stor avstand fra brønnen.

Som beskrevet ovenfor kan det foreligge flere årsaker til hvorfor sporstofforsøk i B8 og B18 ga manglende resultater. Angående B8 er ledningsevnesensoren plassert ugunstig, da B8 ligger nedstrøms for loggeren og tunnelen drenerer i samme retning. Det er derfor ikke mulig å oppnå utslag i elektrisk ledningsevne fra tilsetning av saltløsning i denne brønnen. Når det gjelder B18 er antageligvis fortynningseffekten så kraftig at det ikke er mulig å registrere økning i elektrisk ledningsevne. Videre kan

grunnvannets oppholdstid i sprekkeakviferen være såpass lang slik at sporstoffet ikke har ankommet loggeren i løpet av forsøksperioden.

#### 7.1.4 Vannbalanse

##### *Overflatehydrologi*

Som det fremgår av Figur 6.1 og Figur 6.3 har april 2018 vært en varm og til dels fuktig måned. I Tabell 10D i Vedlegg 10-A opplyses det at middeltemperaturen er høyere enn normalen, mens nedbørsraten avviker lite fra det som er normalt for måneden. Vannivået i Nordre Puttjern i tilsvarende måned (Figur 6.4) gjenspeiler variasjonene i årstider i stor grad. Som følge av en kald vinter med store snømengder (Vedlegg 10-A), var vannivået i overgangen mellom mars og april svært lavt og nær den kritiske verdien på 13,7 m. Snøsmeltingen i april kombinert med en del nedbør har imidlertid medført en markant vannstigning på omtrent 70 cm. Da sensoren som måler overløp i Puttjern ikke har logget siden 2017, eksisterer det ikke data på dette for den aktuelle perioden. På bakgrunn av vannstigningen, forekom det trolig overløp i tjernet i april.

##### *Grunnvannstand*

Svingninger i vannstand i Nordre Puttjern og grunnvannstand i B19 ved Søndre Puttjern (Figur 6.5) illustrerer at grunnvannstanden fluktuerer under drift av infiltrasjonsanlegget i tunnelen. Dette indikerer hydrauliske forbindelser mellom infiltrasjonspumpene i tunnelen og grunnvannet i fjellmassivet. Anlegget har god effekt på grunnvann- og vannstand i løpet av tørre perioder. Grunnvannsnivået i B19 reagerer umiddelbart idet pumpene kjøres, mens vannstanden i Nordre Puttjern benytter noe lengre tid på å reagere. Dette kan settes i sammenheng med at B19 er en dyp fjellbrønn med dybde på 100 m, mens Nordre Puttjern er et grunnere vannmagasin.

Figur 6.6 illustrerer at grunnvannstanden i B19 varierer naturlig med ca. 1 m i året (sett bort ifra anvendelse av infiltrasjonsanlegget). Østmarka ligger i innlandet, og sammenlignet med grunnvannstanden i Figur 3.3, har kurven for lavlandsområder flest likhetstrekk med situasjonen ved Søndre Puttjern. I likhet med vannstanden i Nordre Puttjern, gjenspeiler grunnvannsnivået i B19 i store trekk variasjoner i

årstidene. Som det fremgår av figuren opptrer det i mange tilfeller et grunnvannsmaksimum i perioden mars-april. Dette kan relateres til tining av tele og snøsmelting. Utover sommeren synker grunnvannstanden, hvilket kan settes i sammenheng med lite nedbør og høyt forbruk av vann gjennom evapotranspirasjon. Fra august og frem mot november fluktuierer grunnvannsnivået uten et bestemt mønster. I enkelte år opptrer et grunnvannsmaksimum, og dette skyldes sannsynligvis lavere evapotranspirasjonsrate og økt nedbør i løpet av høsten. Gjennom tidlig vinter synker grunnvannstanden igjen, hvilket korresponderer med tele i bakken.

Fluktuasjonene i grunnvannsnivå gjennom høsten kan relateres til middeltemperatur- og nedbørsdata fremstilt i Vedlegg 10-B. I henhold til den blå kurven i Figur 3.3, kan en forvente et grunnvannsmaksimum ved denne årstiden. I oktober og november 2011 synker imidlertid grunnvannstanden, før den igjen øker i desember. Vedlegg 10-B indikerer at både oktober og november var varmere og tørrere enn normalt. I november ble det kun registrert 15,2 mm nedbør mot normalen på 73,0 mm. I motsetning til oktober og november, var desember varmere og fuktigere enn hva som kan forventes. Gjennomsnittstemperaturen tilsvarte 0,8 °C mot normalen på -3,1 °C, mens nedbørsraten utgjorde 70 mm mot normalen på 55 mm. Dette har resultert i synkende grunnvannstand gjennom høsten og stigene grunnvannsnivå utover tidlig vinter. I likhet med oktober 2011, var også oktober 2015 svært tørr, hvilket gjenspeiles i grunnvannsminimumet denne perioden.

Til forskjell fra den blå kurven i Figur 3.3, øker grunnvannstanden utover vinteren i Figur 6.6. Denne trenden forekommer i 2014, 2015 og 2016. Da tele forhindrer vanninfiltrasjon gjennom bakken, er dette noe overraskende. Vedlegg 10-B indikerer imidlertid at vintersesongen i disse årene var nokså varm, og kan derfor forklare den uvanlige trenden. For de resterende årene ble pumpene i tunnelen anvendt, derav manglende datapunkter. Da pumpene kun er i bruk i tørre perioder med lavt vannivå i Nordre Puttjern, hentyder dette at grunnvannsnivået ved Søndre Puttjern også var lavt. Dette stemmer overens med de kalde temperaturene i januar og februar 2011, 2012 og 2013. Det kan derfor antas at disse årene følger samme forløp som den blå kurven i Figur 3.3.

Flerårsfluktuasjoner i Figur 6.7 illustrerer at grunnvannstanden varierer på bakgrunn av nedbørsfattige og nedbørsrike år slik som allerede beskrevet. Den største fluktuasjonen fant sted i 2013 og tilsvarte en vannstandsending på omtrent 4 m (drift av infiltrasjonsanlegget er tatt i betraktning). Dersom hele måleperioden betraktes i ett, er det ingen markante endringer i grunnvannstand. Den røde trendlinjen er tilnærmet horisontal og viser kun en svært svak nedgang. Det er imidlertid viktig å bemerke at grunnvannstanden øker kraftig i de perioder pumpene i tunnelen anvendes. Da pumpene hovedsakelig er i bruk gjennom vinter og sommer, synker trolig grunnvannsnivået ytterligere i disse periodene i stedet for å øke. Dette kommer til uttrykk i Figur 6.8, der grunnvannsnivået ved Søndre Puttjern og Rundtjern har tilnærmet lik opptreden med unntak av de perioder hvor infiltrasjonsanlegget benyttes. Ved Rundtjern synker grunnvannstanden ytterligere, og det er derfor sannsynlig at under naturlige omstendigheter opptrer tilsvarende eller kraftigere senkning ved Søndre Puttjern. Trendlinjen i Figur 6.7 illustrerer derfor ikke de naturlige forholdene, men indikerer at grunnvannsnivået ved Søndre Puttjern er i balanse under anvendelse av infiltrasjonsanlegget. Etersom eksakt plassering av loggeren i B3 er ukjent, er det vanskelig å sammenligne grunnvannsnivået i de to områdene nærmere.

På bakgrunn av dette er trolig omgivelsene omkring Puttjern fremdeles sårbare for nye grunnvannsenkninger i tørre perioder. Området avhenger av infiltrasjonsanlegget for å opprettholde vannbalansen slik at grunnvannet ikke synker under naturlig laveste nivå. Det er derfor ikke anbefalt å redusere omfanget av pågående vanninfiltrasjon. Selv om vannprøvene indikerer at tunnelvannet er upåvirket av drenering fra myr- og overflatevann, utfører vannlekkasjene et trykk som bidrar til grunnvannsenkning.

### ***Vannmengdemålinger i tunnel***

Utvikling i registrert vannføring i tunnelens målerenner fremgår av Tabell 6.4 og Figur 6.9, og indikerer relativt stabile forhold i perioden 2017-2018. Ved sammenligning av tidligere undersøkelser (Vedlegg 11), har det foregått en reduksjon av innlekkasjene siden begynnelsen av 2000-tallet. Pr. mai 2018 målte total gjennomsnittlig vannmengde ut av tunnelen ca. 23 l/s (målerenne ved pr. 2480), mens den i 2005 var nærmere 27 l/s (1 600 l/min). Dette tilsvarer en nedgang på 4 l/s i løpet

av 13 år. Ved statusrapportering for 1999 kan det nevnes at total vannlekkasje etter etterinjeksjon tilsvarte omtrent 33 l/s (Myrabø og Færgestad, 2005).

Ettersom det ikke har foregått tetningsarbeider i tunnelen siden 1999, kan den reduserte lekkasjemengden mulig forklares utfra mineralisering på sprekker og utfelling av  $\text{CaCO}_3$  i drengssystemet. Da tunnelvannet har pH-verdier på ca. 8,5, er ikke utfelling av  $\text{CaCO}_3$  unaturlig (Færgestad, 2013). Som det fremgår av Figur 6.9 har rennemålingene ved pr. 4460, 7210, 7860 og 8480 omtrent ekvivalent forløp. Vannmengde i målerenne ved pr. 2480 varierer i større grad. Dette kan settes i sammenheng med at målerennen er plassert om lag 150 m utenfor tunnelåpningen og registrerer noe overvann i tillegg til tunnelvann (Myrabø og Færgestad, 2005).

Vannmengdemålingene i tunnelen indikerer at innlekkasjene varierer med klimaet og fuktighetsforholdene i overliggende områder. Dette fremgår av Figur 6.10-Figur 6.12, der vannføringen og vanntrykket i tunnelen øker som følge av nedbør og smelteepisoder. Dette kommer også til uttrykk i Vedlegg 11. Høsten 2000 ble det registrert en merkbar økning i vannføring før verdiene etter hvert ble redusert til normale nivåer. Denne økningen var trolig relatert til de unormale nedbørmengdene i oktober og november (Myrabø og Færgestad, 2005).

Rennemålingene i tunnelen kan ikke direkte assosieres til NVEs konsesjonskrav på delstrekninger i Tabell 2.1. Likevel antyder registreringene at total vannlekkasje har avtatt siden 1999. Som det fremgår av Myrabø og Færgestad (2005), var vannlekkasjene på samtlige delstrekninger godt under konsesjonskravene i 2005. Da lekkasjene har avtatt siden den gang, antyder dette at innlekkasjene på samtlige konsesjonsstrekninger også i dag er under konsesjonskravene.

Ettersom tunnellekkasjene har avtatt siden 1999, er det naturlig å forvente en svak nedgang fremover. Samtidig påviser prognoser for klimaendringer at nedbørsraten vil øke i fremtiden (Aaheim, 2009). Da innlekkasjene varierer med klimaet og fuktighetsforholdene i overliggende områder, antyder dette at vanninnstrømning til tunnelen kan øke med årene. Det er derfor noe usikkert hvordan innlekkasjene vil utvikles i fremtiden. Dersom en nedgang forekommer, er det eventuelt mulighet for å redusere omfanget av vanninfiltrasjon i Østmarka.

## 7.2 Diskusjon av metode

### 7.2.1 Prøvetakingsprosedyre for vannprøver

I forbindelse med vannprøvetakingsprosedyren i Romeriksporten kan det foreligge flere feilkilder som har hatt en innvirkning på resultatene. I henhold til Kresic (2009), anbefales det å måle pH direkte i felt, ettersom grunnvann utenfor dets naturlige miljø raskt gjennomgår en rekke endringer som kan påvirke pH-verdien direkte. En slik endring innebærer for eksempel variasjon i temperatur, der økende temperatur resulterer i avtagende pH (Barron et al., u.å.). Vannprøvenes pH-verdi ble imidlertid registrert innendørs omtrent 1,5 time etter at vannprøvene ble tatt. Dersom temperaturen har påvirket pH-en, skulle verdiene vært høyere enn 8,5.

Videre ble måling av pH utført i to vannglass. Da vannglassene ikke var vasket i henhold til standarder for vannprøvetaking, kan ulike partikler ha hatt en innvirkning på pH-en. I tillegg kan utfelling av  $\text{CaCO}_3$  ha forekommet på glassene, hvilket reduserer pH-verdien (Frengstad, 2013). Til tross for dette, er vannprøvenes pH i balanse med karbonatsystemet og sammenfaller med hva som er normal opptreden i grunnvannssystemer. Det antas derfor at pH-en på 8,5 eller høyere er representativ for grunnvannsforholdene i tunnelen.

Når vannprøver tas, skal ikke prøvetakingsutstyret avgi eller adsorbere oppløste stoffer. Utstyret som benyttes avhenger derfor av hvilke stoffer som analyseres. I følge Brattli (2016) benyttes plastflasker til analyse av uorganiske forbindelser, mens glassflasker heller anvendes til organiske forbindelser. Til tross for at innholdet av både uorganiske og organiske komponenter ble analysert i hver vannprøve, ble det kun benyttet glassflasker. Da glassflasker er i slekt med uorganiske forbindelser (glassflasker er uorganisk materiale), er det mulighet for at de uorganiske forbindelsene er adsorbent på glassflaskene (Brattli, 2016). Konsentrasjonen av tungmetaller i vannprøvene kan derfor være lavere enn hva de egentlige forholdene tilsier. Ettersom vannprøvenes pH var basisk, relateres de lave verdiene til den høye pH-verdien. Det antas derfor at prøveflaskene ikke har påvirket innholdet av tungmetaller i vesentlig grad.

### 7.2.2 Sporstofforsøk

Det kan foreligge flere årsaker til at sporstofforsøket utført av NVE i 1997 var vellykket sammenlignet med sporstofforsøket som ble gjennomført i forbindelse med masterarbeidet. Ved tilsetning av sporstoff i 1997 ble det blant annet benyttet injeksjonsrør gjennom bunnmorene og ned i fjellgrunnen, der sporstoff ble injisert ved bruk av pumper (Pedersen, 1997). Til forskjell ble det i masterarbeidet tilsatt sporstoff i fjellbrønner kun under påvirkning av gravitasjonskraft, der sporstoffet ble sluppet høyt oppe i brønnen ved brønnehodet. I motsetning til pumper, som utfører et trykk og presser sporstoff inn i sprekkesystemer, vil gravitasjonskraft medføre naturlig infiltrering. Det er derfor større sannsynlighet for at sporstoff er tilstede i sprekkesystemer ved anvendelse av pumper. En mulig forbedring kunne være å tilsette sporstoff lenger ned i brønnen ved bruk av trakt og slange, slik at sporstoffet ble direkte tilsatt i brønnvannet.

Videre ble registrering av ionekonsentrasjon i lekkasjevannet benyttet som prøvetakingsmetode i Romeriksporten under forsøket i 1997 (Pedersen, 1997). Da den elektriske ledningsevnen i området er såpass stabil, er det mulighet for at måling av Na- og Cl-konsentrasjon i lekkasjevannet hadde gitt større utvalg og påvisning av sporstoff i tunnelen. Registrering av ionekonsentrasjon krever imidlertid hyppig vannprøvetaking i tunnel, hvilket er vanskelig å gjennomføre grunnet togtrafikk.

En annen vesentlig forskjell mellom de to undersøkelsene er at sporstofforsøket i 1997 ble utført før etterinjeksjon i tunnelen ble iverksatt. Sprekkesystemene rundt tunnelperiferien kan derfor ha vært åpne og raskere forbindelser i 1997 sammenlignet med i dag. Da injisering av tettemasse trolig har nedsatt grunnvannets strømnings-hastighet, krever forsøket i masterarbeidet lenger overvåkingsperiode enn forsøket i 1997.

## Kapittel 7 - Diskusjon



## 8 KONKLUSJON

I masteroppgaven er konsekvensene av Romeriksportens tunnellekkasjer under Østmarka blitt studert. Dette er gjort på bakgrunn av vannprøver i tunnelen, sporstofforsøk i to fjellbrønner og tolkning av hydrologiske tidsserier. I det følgende kapittelet forsøkes det å besvare hypotesene utarbeidet i delkapittel 1.2. Basert på foreliggende resultater fra gjennomførte undersøkelser, kan en trekke følgende konklusjoner:

- *Hypotese nr. 1: Vannprøvene foretatt i tunnel indikerer normale grunnvannsforhold og inneholder lave verdier av tungmetaller og organiske miljøgifter.*

Med unntak av grunnvannstemperaturen, indikerer de undersøkte parameterne normale forhold i grunnvannet i tunnelen. Vannprøvenes basiske pH og høye elektriske ledningsevne antyder at tunnelvannet er upåvirket av drenering fra overflatevann og myrvann. Det ble påvist ubetydelige konsentrasjoner av tungmetaller og organiske miljøgifter i henhold til drikkevannsforskriften og WHO's retningslinjer. Med utgangspunkt i de analyserte parameterne er grunnvannskvaliteten akseptabel og kan forsvarlig benyttes til infiltrasjon i Østmarka. Dette støtter hypotese nr. 1.

- *Hypotese nr. 2: Vannets oppholdstid i fjellkomplekset er relativt kort. Registrering av sporstoff anslås til 3-4 døgn etter tilsetning av sporstoffet.*

Sporstofforsøk i fjellbrønn B8 og B18 ga begge manglende resultater. Vedrørende B8 var ledningsevnesensoren i tunnelen plassert ugunstig i forhold til injeksjonsbrønnen, slik at den tilsatte saltløsningen antageligvis fulgte bergsprekker som ikke kommuniserer med sprekkesystemene som er opphavet til grunnvannet ved målestasjonen. Den mest sannsynlige årsaken til at sporstoff tilsatt i B19 ikke ble sporet er fortykning av saltløsningen. Lang oppholdstid i grunnvannsreservoaret kan være en annen årsak til at sporstoffet ikke ble registrert. Til tross for at sporstofforsøkene ga manglende resultater, kan vannprøvenes basiske pH-verdi indikere at oppholdstiden i

fjellkomplekset er relativt lang. Basert på sporstoffforsøket kan ikke hypotesen besvares. Med utgangspunkt i vannprøvenes pH-verdi kan imidlertid hypotesen avkrefte.

- *Hypotese nr. 3: Vannstand og grunnvannstand i Østmarka følger klimatiske variasjoner, og øker ved snøsmelting og store nedbørsmengder.*

Vannstanden og grunnvannstanden i Østmarka gjenspeiler i store trekk sesongmessige variasjoner. Både vannivået i Nordre Puttjern og grunnvannsnivået ved Søndre Puttjern er tilnærmet gjenopprettet, men avhenger av infiltrasjonsanlegget i tunnelen i tørre perioder. Pr. i dag ansees derfor vanninfiltrasjon som nødvendig for å opprettholde vannbalansen omkring Puttjern, og en mulig reduksjon av omfanget er ikke anbefalt. Hypotese nr. 3 kan derfor bekrefte.

- *Hypotese nr. 4: Vanninnstrømning i tunnelen har avtatt etter at tetningsarbeidene ble avsluttet, men varierer med klimaet.*

Funnene i masteroppgaven og resultater fra tidligere undersøkelser indikerer at vanninnstrømning til tunnelen har avtatt etter at tetningsarbeidene i tunnelen ble avsluttet, og at det er naturlig å forvente en svak nedgang i vannføring fremover. Innlekkasjene varierer imidlertid med klimaet og årstidene, og øker i likhet med vannivået i Østmarka i perioder med snøsmelting og store nedbørsmengder. Da prognoser for klimaendringer påviser at nedbørsraten vil øke i fremtiden, er det noe usikkert hvordan vannføringen til tunnelen utvikles med tiden. Dersom en nedgang i drenering ut av tunnelen forekommer, er det eventuelt mulighet for å redusere omfanget av vanninfiltrasjon i Østmarka. Dette støtter hypotese nr. 4.

## 9 VIDERE ARBEID

Grunnvannsbalanse og vannstrømning i løsmasser/bergmasser er et komplekst tema, og det kan være vanskelig å fastsette de ulike variablene som utgjør det totale bildet av områdets hydrologiske karakter. På bakgrunn av studiet i masterarbeidet, er følgende områder anbefalt å undersøke nærmere:

- Utføre nytt sporstofforsøk for bestemmelse av grunnvannets strømningsmønster og oppholdstid i fjellgrunnen. Dersom NaCl anvendes som sporstoff, anbefales det å benytte betraktelig større konsentrasjon enn hva som er gjort i masterarbeidet. Det anbefales også at overvåkningsperioden pågår over lengre tid sammenlignet med hva den gjorde i masteroppgaven.
- Undersøke opptreden av mineralisering på sprekker og vurdere om dette er årsaken til at innlekkasjene i tunnelen reduseres med tiden.
- Fortsette oppfølging av tunnellekkasjene og vannbalansen omkring Puttjern med tanke på eventuell reduksjon av pågående vanninfiltrasjon.



## REFERANSELISTE

- Aaheim, A. (red.), Dannevig, H., Ericsson, T., van Oort, B., Innbjør, L., Rauken, T., Vennemo, H., Johansen, H., Tofteng, M., Aall, C., Groven, K. og Heiberg, E. (2009) *Konsekvenser av klimaendringer, tilpasning og sårbarhet i Norge*. CICERO Report 2009:04. S.l.: CICERO.
- Aarnes, H. (2000) *Potensialer*. Tilgjengelig fra:  
<http://www.mn.uio.no/ibv/tjenester/kunnskap/plantefys/kjemi/potensial.pdf>  
(Hentet: 26.02.2018).
- Appelo, C. og Postma, D. (2005) *Geochemistry, groundwater and pollution*. 2. utgave. Storbritannia: A.A Balkema Publishers, Leiden, The Netherlands a member of Taylor & Francis Group plc.
- Asplan Viak (2005) *Analysebehov for helseskadelige stoffer i drikkevann*. Prosjektrapport fra Asplan Viak. S.l.: Asplan Viak.
- Banks, D., Frengstad, B., Midtgård, A. K., Korg, J. R. og Strand, T. (1998) *The chemistry of Norwegian groundwaters: I. The distribution of radon, major and minor elements in 1604 crystalline bedrock groundwaters*. The Science of the Total Environment 222 (1998) 71-91. S.l.: Elsevier Scientific Publishing Company, s. 86-89.
- Barron, J. J., Ashton, C. og Geary, L. (u.å.) *The Effects of Temperature on pH Measurement*. Irland: Technical Services Department, Reagecon.
- Barton, N. (1973) *Review of a new shear-strength criterion for rock joints*. Engineering Geology Volume 7, Issue 4. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, s. 287-332.
- Beitnes, A. (2002) *Lessons to be learned from long railroad tunnels*. Water Control journal. NFF Publikasjon nr. 12. S.l.: Norsk Forening for Fjellsprengningsteknikk, s. 51-57.
- Bendiksen, E., Bakkestuen, V., Erikstad, L., Stabbetorp, O. E., Eilertsen, O. og Wilmann, B. (2005) *Miljøundersøkelser i Østmarka. Overvåking av vegetasjon i influensområdet til Romeriksporten 1998-2003*. NINA Rapport 56. 44pp. Oslo: Norsk institutt for naturforskning, s. 3, 10.
- Bendiksen, E., Often, A. og Erikstad, L. (2003) *Befaring av eksisterende tunneler med lekkasjer. Vurdering av betydning for naturmiljø*. Rapport nr. 40. Intern rapport nr. 2349. S.l.: Statens vegvesen, s. 2-6, 8.
- Bollingmo, P. (1999) *Romeriksporten*. Kursdagene ved NTNU, konferanse om trafikk tunneler. Trondheim.

## Referanser

- Brattli, B. (2009) *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*. 3. utgave. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, s. 3-6, 11-13, 23-26, 28-33, 38-45, 50-59, 111-118, 158-163, 210-219.
- Brattli, B. (2015) *Ingeniørgeologi løsmasser*. 2. utgave. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, s. 47-51, 63.
- Brattli, B. (2016) *Vannprøvetaking*. Forelesningsnotater distribuert i TGB4205 Hydrogeologi ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, Trondheim våren 2016.
- Bryhni, I. (2017) *Kilde – grunnvann*. Tilgjengelig fra: [https://snl.no/kilde - grunnvann](https://snl.no/kilde_-_grunnvann) (Hentet: 06.03.2018).
- Bækken, T., Aanes, K. J. og Tjomsland, T. (2013) *Miljørisikovurdering for ferskvannsforkomster ved utbygging av dobbeltsporet jernbane gjennom Follo*. Rapport l.nr. 6530-2013. S.l.: Norsk institutt for vannforskning, s. 10.
- Cramer, J. og Gaut, S. (2016) *Amerikas geologiske undersøkelse: Vannets kretsløp*. Tilgjengelig fra: <https://water.usgs.gov/edu/watercyclenorwegian.html> (Hentet: 24.01.2018).
- Domenico, P. A. og Schwartz, W. (1998) *Physical and Chemical Hydrogeology*. 2. utgave. New York: Wiley.
- Fetter, C. W. (1993) *Contaminant hydrogeology*. New York: Macmillan Publishing Company.
- Fetter, C. W. (2001) *Applied Hydrogeology*. 4. utgave. New Jersey: Prentice Hall, s. 28-32, 113-116, 121-125, 228-231, 363-366, 373-374.
- Fjellvåg, H. (2009) *Tungmetaller*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/tungmetaller> (Hentet: 09.04.2018).
- Fossen, H. og Gabrielsen, R. H. (2013) 'Bergmekanikk og reologi', Fossen, H. og Gabrielsen, R. H. (red.) *Strukturgeologi*. 2. opplag. Bergen: Fagbokforlaget, s. 81-94.
- Frengstad, B., Skrede, A. K. M., Banks, D., Krog, J. R. og Siewers, U. (2000) *The chemistry of Norwegian groundwaters: III. The distribution of trace elements in 476 crystalline bedrock groundwaters, as analysed by ICP-MS techniques*. The Science of the Total Environment 246 (2000) 21-40. S.l.: Elsevier Scientific Publishing Company.
- Frengstad, B. (2002) *Groundwater quality of crystalline bedrock aquifers in Norway*. Doktorgradsavhandling. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.
- Frengstad, B. (2013) *Hvilke bergarter kan gi problemer med vannkvaliteten i råsprengte tunneler og bassenger? Hva har vi lært om geokjemiske prosesser fra analyser av grunnvannsbrønner, og kan dette overføres til vannforsyning i*

- større skala?* Vann nr. 3. Innlegg på fagtreff i Norsk vannforening. S.l.: Norsk vannforening, s. 391-396.
- Garrels, R. M. og Christ, C. L. (1965) *Solution, minerals and equilibria*. New York: Harper & Row.
- Geoteknisk kontor (Oslo kommune), Norges Geotekniske Institutt, NSB Gardermobanen AS og NOTEBY AS (1999) *Romeriksporten. Permanent infiltrasjon av vann i løsmasseområder. Prinsipper for etablering, driftsovervåking og vedlikehold*. Internrapport fra Bane NOR. Oslo: s.n., s. 6.
- Grepstad, G. K. (u.å.) *The Water Balance – Definition and Monitoring*. Delrapport i Water Control in Norwegian Tunnelling. Publikasjon nr. 12. Oslo: Norsk forening for fjellsprengningsteknikk, s. 21-26.
- Gunnarsdóttir, H. (2018) *Lutvann – dronningen blant Oslomarkas innsjøer?* Tilgjengelig fra: <http://www.ostmarkasvenner.no/lutvann-dronningen-blant-oslomarkas-innsjoeer.5107634-261679.html> (Hentet: 13.02.2018).
- Hem, L. J. (2002) *Naturlig tetting av tunneller*. Rapport nr. 13. Intern rapport nr. 2274. S.l.: Statens vegvesen, s. 4.
- Hem, L. J., Bruås, L. og Vik, E. A. (2003) *Naturlige tetteprosesser*. Rapport nr. 22. Intern rapport nr. 2306. S.l.: Statens vegvesen, s. 38-40.
- Henriksen, H. (2003) *The role of some regional factors in the assessment of well yields from hard-rock aquifers of Fennoscandia*. Hydrogeology Journal Volume 11. S.l.: s.n., s. 628-645.
- Henriksen, H. (2006a) *The Role of Regional and Local Variables in the Hydrogeology of the Solid Rocks of Fennoscandia*. Doktorgradsavhandling. Bergen: Universitetet i Bergen, s. 4-7.
- Henriksen, H. (2006b) *Late Quaternary regional geodynamics and hydraulic properties of the crystalline solid rocks of Fennoscandia*. Journal of Geodynamics. S.l.: Elsevier Scientific Publishing Company.
- Hilmo, B. O., Skarphagen, H. og Morland, G. (1998) *Årsrapport 1998: Grunnvarmen energikilde for fremtiden*. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/FileArchive/aarsrapp98/rappnor.98/grunnv.htm> (Hentet: 14.05.2018).
- Holmøy, K. H. (2008) *Significance of geological parameters for predicting water leakage in hard rock tunnels*. Doktorgradsavhandling. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, s. 45.
- Jernbaneverket (2005) *Romeriksporten – Hva skjedde med grunnvann og naturmiljø etter lekkasjene?* Oslo: Jernbaneverket, s. 4, 6-7.
- Jernbaneverket (u.å.) *Slik bygges jernbanetunneler*. Tilgjengelig fra: <http://www.banenor.no/contentassets/9eac907f17454cbb9dacff4abf2df461/slik-bygges-jernbanetunneler---jbv.pdf> (Hentet: 18.05.2018).

- Jernbaneverket Region Øst (2005) *Forslag til overvåking i 2005 av lekkasjer i tunnelen og vannstand, vannføring og nedbør i Østmarka i forbindelse med Romeriksporten, i henhold til konsesjonsbetingelsene*. S.l.: Jernbaneverket Region Øst.
- Karlsruud, K. (u.å.) *Control of Water Leakage when Tunnelling under Urban Areas in the Oslo Region*. Delrapport i Water Control in Norwegian Tunnelling. Publikasjon nr. 12. Oslo: Norsk forening for fjellsprenningsteknikk, s. 27-33.
- Karlsruud, K., Erikstad, L. og Snilsberg, P. (2003) *Undersøkelser og krav til innlekkasje for å ivareta ytre miljø*. Publikasjon nr. 103. Oslo: Vegdirektoratet Teknologidivisjonen, s. 14-17, 20-22, 44-55.
- Karlsruud, K., Kveldsvik, V., Snilsberg, P., Søvik, A. K., Erikstad, L., Bendiksen, E., Tuttle, K. og Worsely, R. T. (2001) *Konsekvenser av tunnellekkasjer for det ytre miljø. Statusrapport 2001*. Rapport nr. 14. Intern rapport nr. 2276. S.l.: Statens vegvesen, s. 3, 16-28.
- Kirkhusmo, L. og Sønsterud, R. (1988) *Overvåkning av grunnvann. Landsomfattende grunnvannsnnett (LNG)*. NGU Rapport nr. 88.046. S.l.: Norges geologiske undersøkelse.
- Kitterød, N. O., Colleuille, H., Pedersen, T. S., Langsholt, E. og Dimakis, P. (1998) *Vanntransport i oppsprukket fjell. Numeriske simuleringer av vannlekkasjer i Romeriksporten*. NVE-rapport 11/1998. S.l.: Norges- vassdrags og energidirektorat, s. 11-13, 37-38.
- Kitterød, N. O., Colleuille, H. og Wong, W. K. (2000) *Simulation of groundwater drainage into tunnel in fractured rock and numerical analysis of leakage remediation, Romeriksporten tunnel, Norway*. Hydrogeology Journal October 2000. S.l.: Springer, s. 480-493.
- Kresic, N. (2009) *Groundwater Resources. Sustainability, Management, and Restoration*. USA: McGraw-Hill, s. 328-340.
- Kværner, J. (1999) *Romeriksporten. Vurdering av konsekvenser av lekkasjer i Puttjernsonen for naturmiljø og framkommelighet*. Rapport nr. 47/99. Ås: NSB Gardermobanen AS, s. 18.
- Kværner, J. og Snilsberg, P. (2008) *The Romeriksporten railway tunnel – Drainage effects on peatlands in the lake Northern Puttjern area*. Engineering Geology Volume 101. S.l.: Elsevier Scientific Publishing Company, s. 75-88.
- Kværner, J. og Snilsberg, P. (2013) *Hydrological impacts of a railway tunnel in fractured Precambrian gneiss rocks (south-eastern Norway)*. Hydrogeology Journal. Berlin: Springer, s. 1633-1653.
- Larsen, H. (2017) *Myr*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/myr> (Hentet: 06.03.2018)
- Lidmar-Bergström, K. (1995) *Relief and saprolites through time on the Baltic Shield*. Geomorphology 12. S.l.: s.n., s. 45-61.



- Lovdata (2016) *Forskrift om vannforsyning og drikkevann (drikkevannsforskriften)*. Tilgjengelig fra: <https://lovdata.no/dokument/LTI/forskrift/2016-12-22-1868> (Hentet: 07.05.2018).
- Magnussen, A. W. (2003) *Vanninfiltrasjon. Erfaringer og anbefalinger*. Rapport nr. 30. Intern rapport nr. 2324. Oslo: Statens vegvesen, s. 35.
- Morland, G. (1997) *Petrology, Lithology, Bedrock Structures, Glaciation and Sea Level. Important Factors of Groundwater Yield and Composition of Norwegian Bedrock Boreholes*. Rapport nr. 97.122 I. S.l.: Geological Survey of Norway.
- Morseth, B. R. (1999) *Vannmålinger i Romeriksporten. Erfaringer med og metoder for vannmålinger*. Oslo: NSB Gardermobanen AS, s. 2.
- Myrabø, S. og Færgestad, A. (2005) *Miljøovervåkning og tiltak i Østmarka 1998-2004*. Oslo: Jernbaneverket Region Øst.
- NFF (2009) *Behandling og utslipp av driftsvann fra tunnelanlegg*. Teknisk rapport nr. 09. S.l.: Norsk Forening for Fjellsprenningsteknikk, s. 7-11.
- NFF (2010) *Praktisk berginjeksjon for underjordsanlegg*. Håndbok nr. 06. S.l.: Norsk Forening for Fjellsprenningsteknikk, s. 77-78, 84-85.
- NGI (2015) *Bruk av Q-systemet. Bergmasseklassifisering og bergforsterkning*. Oslo: Norges Geologiske Institutt, s. 18-22.
- NGU (2015) *Vannkvalitet generelt*. Tilgjengelig fra: [http://www.grunnvanninorge.no/vannkvalitet\\_generelt\\_print.html](http://www.grunnvanninorge.no/vannkvalitet_generelt_print.html) (Hentet 09.04.2018).
- NGU (2016) *Hva er grunnvann?* Tilgjengelig fra: [http://www.grunnvanninorge.no/grunnvann\\_hva\\_er.php](http://www.grunnvanninorge.no/grunnvann_hva_er.php) (Hentet: 25.01.2018).
- NGU (2018a) *Hydrogeologisk ordbok*. Tilgjengelig fra: [http://www.grunnvanninorge.no/top\\_ordbok.php](http://www.grunnvanninorge.no/top_ordbok.php) (Hentet: 28.03.2018).
- NGU (2018b) *Geokjemi. Geokjemiske målinger*. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/geokjemi/> (Hentet: 20.03.2018).
- Nilsen, B. og Broch, E. (2012) *Ingeniørgeologi-berg grunnkurskompendium*. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, s. 34-35, 52-55, 67-70, 81-85.
- Nilsen, O. (2012) *Berggrunnen i Østmarka – geologi til glede og besvær*. Tilgjengelig fra: <http://www.ostmarkasvenner.no/geologi.261678.no.html> (Hentet: 17.01.2018).
- NMI (2018) Data fra NMIs klimadatabase. Tilgjengelig fra: [http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?\\_pageid=73,39035,73\\_39049&\\_dad=portal&\\_schema=PORTAL](http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL) (Hentet: 25.05.2018).
- Norconsult (2012) *Ulriken tunnel. Søknad om midlertidig utslipp av tunnelvann*. Oppdragsnr. 5102495. Dokument nr. UUT-00-A-10033. Sandvika: Norconsult.

## Referanser

- NSB Gardermobanen AS (1997) *Konseptstudie for gjenoppretting av grunnvannsbalansen i Puttjern og Lutvann*. S.l.: NSB Gardermobanen AS, s. 29-34, 47-52.
- NSB Gardermobanen AS (1998a) *Status målinger, resultater og analyser mhp. vannbalansen og andre tiltak i Østmarka*. Oslo: NSB Gardermobanen AS, s. 3, 7, 14.
- NSB Gardermobanen AS (1998b) *Romeriksporten, Puttjernene. Konsekvenser av vanninfiltrasjon fra tunnelen*. Oslo: NSB Gardermobanen AS.
- NVE (2017) *Grunnvann i Norge*. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/hydrologi/grunn-og-markvann/grunnvann-i-norge/> (Hentet: 25.01.2018).
- Olsen, O. (2006) *Aktsomhetskart for tunnelplanlegging, Østlandsområdet. Geofysisk tolkning av dypforvitring*. M: 1:100 000. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Olsen, O., Dehls, J.F., Ebbing, J., Henriksen, H., Kihle, O. og Lundin, E. (2007) *Aeromagnetic mapping of deep-weathered fracture zones in the Oslo Region – a new tool for improved planning of tunnels*. Norwegian Journal of Geology, 87. S.l.: s.n., s. 253-256.
- Olsen, O. og Rønning, J. S. (2008) 'Dypforvitring: Fortidens klima gir tunnelproblemer' Slagstad, T. og Dahl, R. (red.) *Geologi for samfunnet i 150 år – arven etter Kjerulf*. Gråsteinen nr. 12. S.l.: Norges geologiske undersøkelse, s.101-110.
- Palmstrøm, A. (1997) *Kurs i fjell-lære. En kort innføring i ingeniørgeologi*. S.l.: Bredal Strømme AS, s. 32.
- Palmstrøm, A., Nilsen, B., Pedersen, K. B. og Grundt, L. (2003) *Riktig omfang av undersøkelser for berganlegg*. Publikasjon nr. 101. Oslo: Vegdirektoratet Teknologiavdelingen, s. B-60-B-63.
- Palmstrøm, A. og Stille, H. (2010) *Rock Engineering*. London: Thomas Telford, s. 28-32, 75-80.
- Pedersen, T. S. (1997) *Sporstofforsøk Nordre Puttjern/Romeriksporten*. Foreløpig rapport pr. 16.09.1997 fra NVE, Hydrologisk avdeling. S.l.: Norges vassdrag- og energidirektorat.
- Pedersen, B. (2017a) *Vann*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/vann> (Hentet: 21.03.2018).
- Pedersen, B. (2017b) *Bufferløsning*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/bufferløsning> (Hentet: 09.03.2017).
- Pedersen, B. (2017c) *Løsning*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/løsning> (Hentet: 05.04.2018).

- Rahn, P. H. (1996) *Engineering Geology. An Environmental Approach*. 2. utgave. New Jersey: Prentice Hall, s. 215-216, 227-320.
- Ramstad, R. K. (2005) *Vann i berg – til nytte og besvær, grunnvann i berg som ressurs for menneskers velferd og som årsak til problemer i undergrunnsanlegg*. Rapport nr. 35 ved Institutt for geologi og bergteknikk. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet.
- Ranneklev, S. B., Garmo, Ø., Petersen, K. og Vikan, H. (2017) *Undersøkelse av tunnelvann, slam og uomsatt sprengstoff under driving av Espatunnelen på E6*. Vann nr. 3. S.l.: s.n., 291-305.
- Reimer, A. (2011) 'Alkalinity' Reitner, J. og Thiel, V. (red.) *Encyclopedia of Geobiology*. Dordrecht: Springer.
- Rohr-Torp, E. (1994) *Present uplift rates and groundwater potential in Norwegian hard rocks*. S.l.: Geological Survey of Norway Bulletin 426, s. 47-52.
- Scesi, L. og Gattinoni, P. (2009) *Introduction to Water Circulation in Rocks*. Milano: Springer.
- Singhal, B. B. S. og Gupta, R. P. (2010) *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. 2. utgave. Nederland: Springer, s. 13.
- SINTEF (2011) *Grunnvarmebaserte varmepumpesystemer for oppvarming og kjøling av bygninger. Grunnvarme*. Tilgjengelig fra: <https://www.sintef.no/projectweb/annex29/grunnvarme/> (Hentet: 14.05.18).
- Sivertsen, J. E. (u.å.) *Tektoniske plater i bevegelse*. Tilgjengelig fra: <https://ndla.no/nb/node/174581/oembed?fag=137414> (Hentet: 20.02.2018).
- Ski, S. A. og Øygard, T. D. (2011) *Ferskvannsbiologisk undersøkelse i Nordre Puttjern 2011*. Semesteroppgave i NATF 301. Ås: Universitetet for miljø- og biovitenskap, s. 5.
- Snilsberg, P. (1998) *Vannbalansen i Østmarka. Grunnvann i løsmasser og fjell. Statusrapport pr. 30.06.98*. Rapport nr. 48/98. Oslo: NSB Gardermobanen AS, s.1, 3-5.
- Solbraa, K. (2000) *Vitalitets- og stabilitetsovervåking i skogbestand på områder drenert av Romeriksporten. Rapport høsten 2000*. Oppdragsrapport 19/00. Ås: Norsk institutt for skogforskning, s. 16.
- Stumm, W. og Morgan, J. J. (1996) *Aquatic chemistry*. New York: Wiley-Interscience Publication.
- Tollan, A. (1997) *Vann: en naturressurs*. Oslo: Universitetsforlaget, s. 13, 15, 17-22, 35, 37.
- Tollan, A. (2012) *Grunnvann*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/grunnvann> (Hentet: 17.07.2018).

## Referanser

- Traaen, T. S. og Berge, D. (1999) *Romeriksporten. Kjemiske stoffer i tunnelvannet – utover rester av tetningskjemikalier*. Rapport lnr. 4099-99. Oslo: Norsk institutt for vannforskning.
- Tvedt, G. og Grasbakken, E. M. (1999) *Romeriksporten – permanent infiltrasjon. Overvåkning av brønner og poretryksmålere*. Notat G263 Foreløpig. Oslo: NOTEBY AS.
- UiO (2018) *Svovel*. Tilgjengelig fra:  
<https://www.mn.uio.no/ibv/tjenester/kunnskap/plantefys/leksikon/s/svovel.html>  
(Hentet: 07.03.2018).
- Vannportalen (2013) *Klassifisering av miljøtilstand i vann. Økologisk og kjemisk klassifiseringssystem for kystvann, grunnvann, innsjøer og elver*. Veileder 02:2013. Trondheim: Vannportalen.
- WHO (2016) *Guidelines for Drinking-water Quality*. Fourth edition incorporating the first addendum. Brasil: World Health Organization.

## VEDLEGG

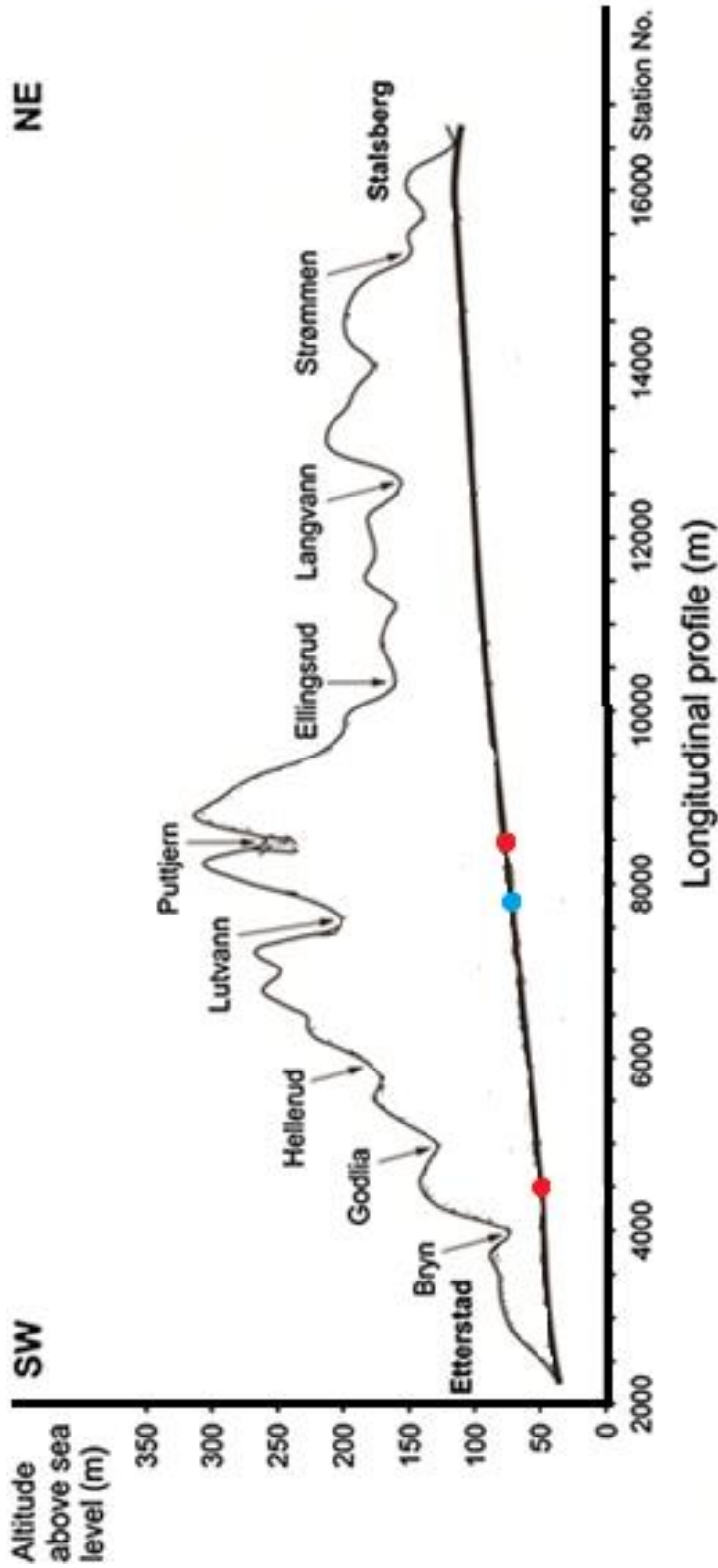
Vedlegg 1 – Sprekkesetetthet og lekkasje i kjerneborede hull.....	116
Vedlegg 2 – Prøvetakingspunkter for innlekkasje og vannprøver i tunnel.....	117
Vedlegg 3 – Plassering av fjellbrønner.....	118
Vedlegg 4 – Borelogger.....	119
Vedlegg 4-A – Tegnforklaring til borelogger.....	119
Vedlegg 4-B – Borelogg B8.....	120
Vedlegg 4-C – Borelogg B18.....	121
Vedlegg 5- Kjemiske brønnlogger.....	122
Vedlegg 5-A – Tegnforklaring til kjemiske brønnlogger.....	122
Vedlegg 5-B – Kjemisk brønnlogg B8.....	123
Vedlegg 5-C – Kjemisk brønnlogg B18.....	125
Vedlegg 6 – Innmålinger av fjellbrønner i Østmarka.....	125
Vedlegg 7 – Vannprøver i Romeriksporten fra 1997 og 1998.....	127
Vedlegg 8 – Grenseverdier i henhold til drikkevannsforskriften og WHO.....	128
Vedlegg 9 – Grunnvannstemperaturer i Norden.....	129
Vedlegg 10 – Middeltemperatur- og nedbørsdata.....	130
Vedlegg 10-A – Middeltemperatur- og nedbørsdata for januar-april 2017-2018.....	130
Vedlegg 10-B – Middeltemperatur- og nedbørsdata 2008-2017.....	132
Vedlegg 11 – Vannmengdemålinger i tunnel 2000-2005.....	134

## Vedlegg 1 – Sprekkesetetthet og lekkasje i kjerneborede hull

Tabell 1A: Sprekkesetetthet og lekkasje i kjerneborede hull langs Romeriksporten. Kolonnen som rapporterer oppsprekkingsgrad er den prosentvise fordelingen av lengder av hullene som er mer enn 10 sprekker/m. I vannlekkasjekolonnen er det oppført laveste og høyeste lekkasjemengde registrert i sonderhull. Seksjon med størst lekkasje er angitt i parentes (NSB Gardermobanen AS, 1997).

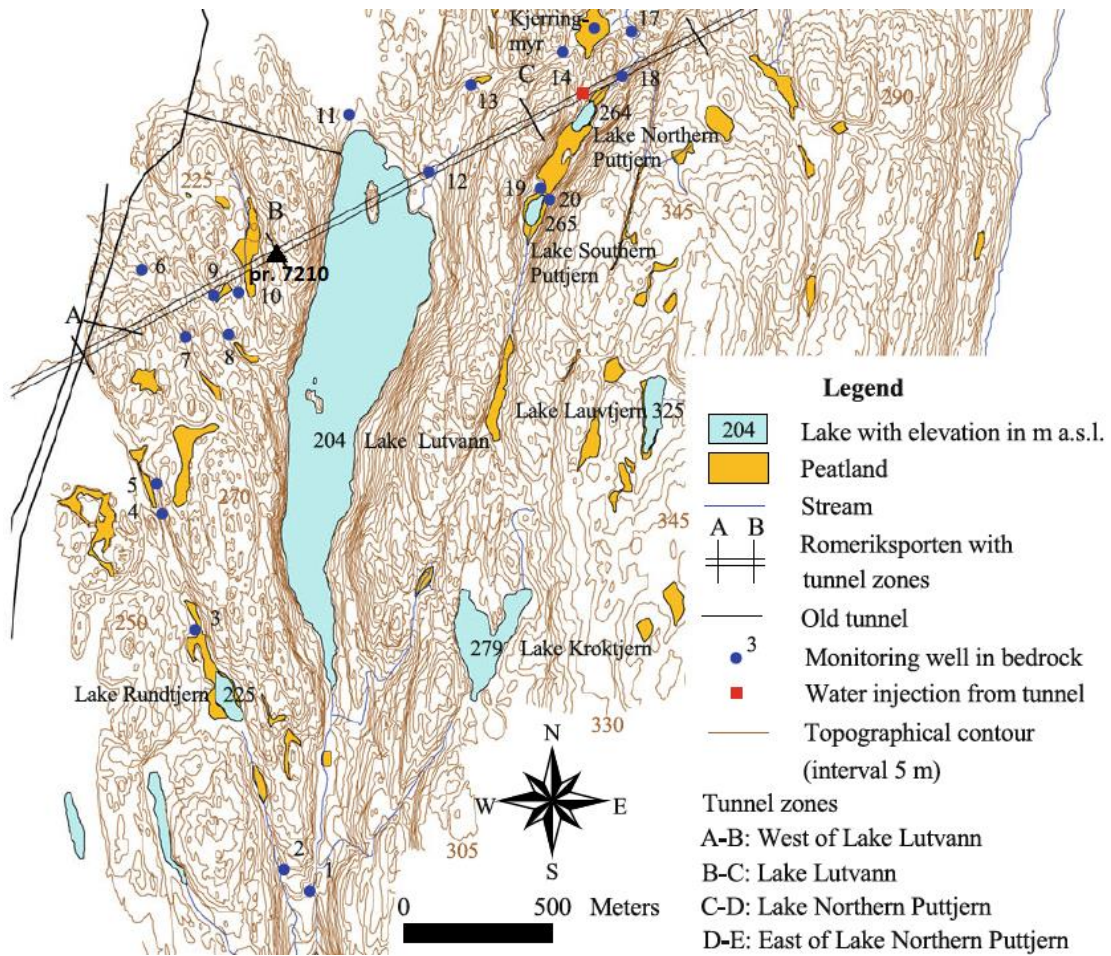
Strekning [km]	Oppsprekkingsgrad, ≥10 sprekk/m [%]	Vannlekkasje [l/min]	Kommentar
7391-7432,5	72	29-140 (7391-7407)	Mye tett oppsprukket/oppknust
7414-7460	48	29-280 (7431-7457)	
7447-7491	64	207-510 (7447-7470)	Mye tett oppsprukket/oppknust
7491-7524	67	27-75 (7514-7530)	Mye tett oppsprukket/oppknust
7509-7540,5	83	27-106 (7524-7540)	Knusningssone ved 7538, ellers oppknust
7608-7669	46	200-1135 (7628-7541)	Lekkasje i diabasgang?
7752-7694	55	111-1458 (7724-7740)	
7970-7943	7	?	
8008-7970	26	145-720 (7997-8008)	
8063-8009,2	24	21-160 (8015-8038)	
8130-8069	26	51-143 (8121-?)	
8176-8144	16	”mye vann” (8144-8165)	Knusningssone ved 8145
8230-8173,4	53	”tørt”-200 (8173,4-8197)	Knusningssone ved 8174

## Vedlegg 2 – Prøvetakingspunkter for innlekkasje og vannprøver i tunnel



Figur 2A: Prøvetakingspunkter for innlekkasjemålinger og vannprøver i Romeriksporten. Røde punkter markerer innlekkasjemåling og vannprøve foretatt ved samme profilnummer (pr. 4460 og 8480) og blått punkt representerer profilnummer for kun innlekkasjemåling (pr. 7860).

### Vedlegg 3 – Plassering av fjellbrønner



Figur 3A: Plassering av fjellbrønner langs Romeriksporten. Overvåkningsloggeren i forbindelse med sporstoffforsøket er installert ved pr. 7210. Modifisert etter Kværner og Snilsberg (2013).



## Vedlegg 4 – Brønnlogger

### Vedlegg 4-A – Tegnforklaring til borelogger

#### Tegnforklaring

<i>Retning</i>	Boreretning i grader hvis skråboret
<i>Grader</i>	Hvis skråboret, vinkel i grader boret fra vertikalen
<i>Brønndybde</i>	Måles i m
<i>Brønn Ø</i>	Brønndiameter målt i mm
<i>Foring LM</i>	Antall m med foringsrør
<i>Foring Ø</i>	Diameter på foringsrøret i mm
<i>Vannspeil</i>	Avstand ned til grunnvann etter boring i m
<i>Merknad</i>	Observasjoner under boring og klargjøring av brønnen

#### Observasjoner under boring

##### *Bergart*

<i>M</i>	Mørk
<i>G</i>	Grå
<i>L</i>	Lys

##### *Sprekker*

-	Enkeltsprekk
=	Sprekkesone
x	Knusningssone

##### *Mineralogi*

z	Leirmineraler
---	---------------

##### *Vann*

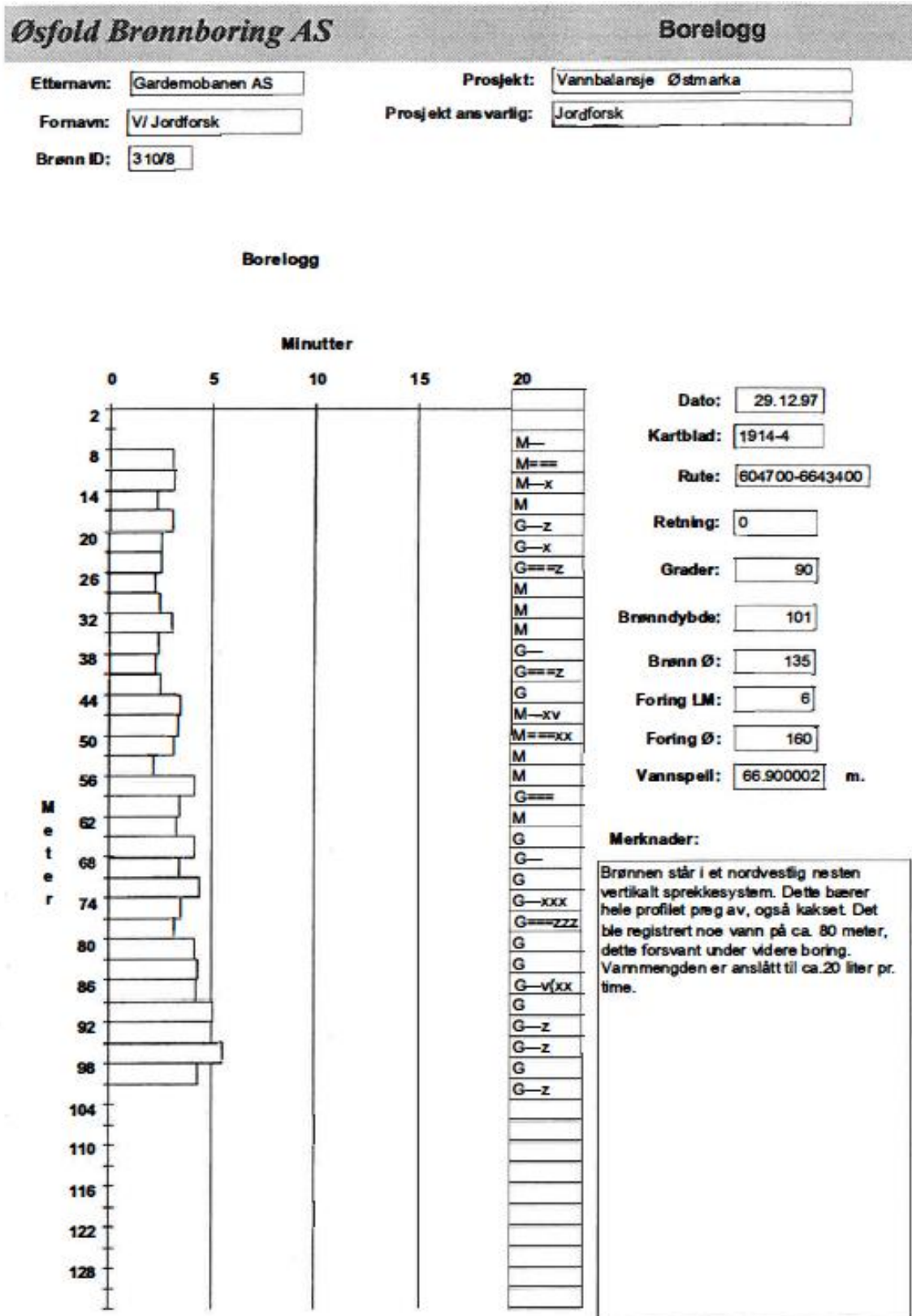
v	Vanninnslag
---	-------------

##### *Rasfare*

#	Rasfare
---	---------

Antall tegn av samme slag viser relative størrelsesforhold, der flere tegn tilsvarer kraftigere hendelse. Parenteser representerer usikker klassifisering. Alle observasjonene i boreloggene er forskjøvet med 3 m (Snilsberg, 1998).

## Vedlegg 4-B – Borelogg B8



Figur 4A: Borelogg til fjellbrønn B8. Tegnforklaringer er gitt i Vedlegg 4-A (Snilsberg, 1998).

## Vedlegg 4-C –Borelogg B18

**Øsfold Brønnboring AS**

**Borelogg**

Etternavn:

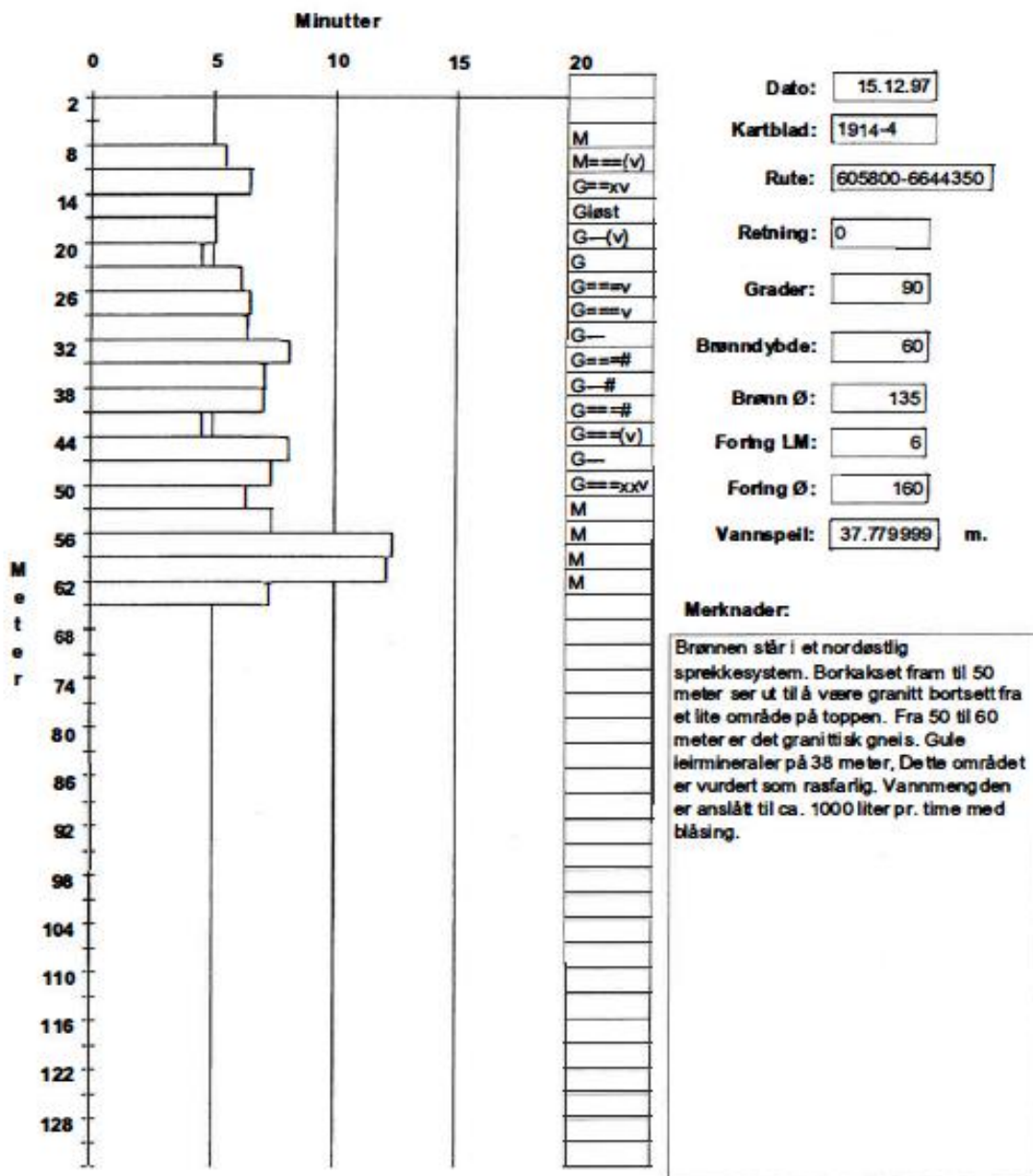
Prosjekt:

Fornavn:

Prosjekt ansvarlig:

Brønn ID:

**Borelogg**



Figur 4B: Borelogg til fjellbrønn B18. Tegnforklaringer er gitt i Vedlegg 4-A (Snilsberg, 1998).

## **Vedlegg 5 – Kjemiske brønnlogger**

### **Vedlegg 5-A – Tegnforklaring til kjemiske brønnlogger**

Kjemiske parametere registreres for hver 3. m nedover i brønnen. Grafene viser hver enkelt parameter plottet mot dypet.

Temperatur (°C) øker generelt svakt nedover mot dypet.

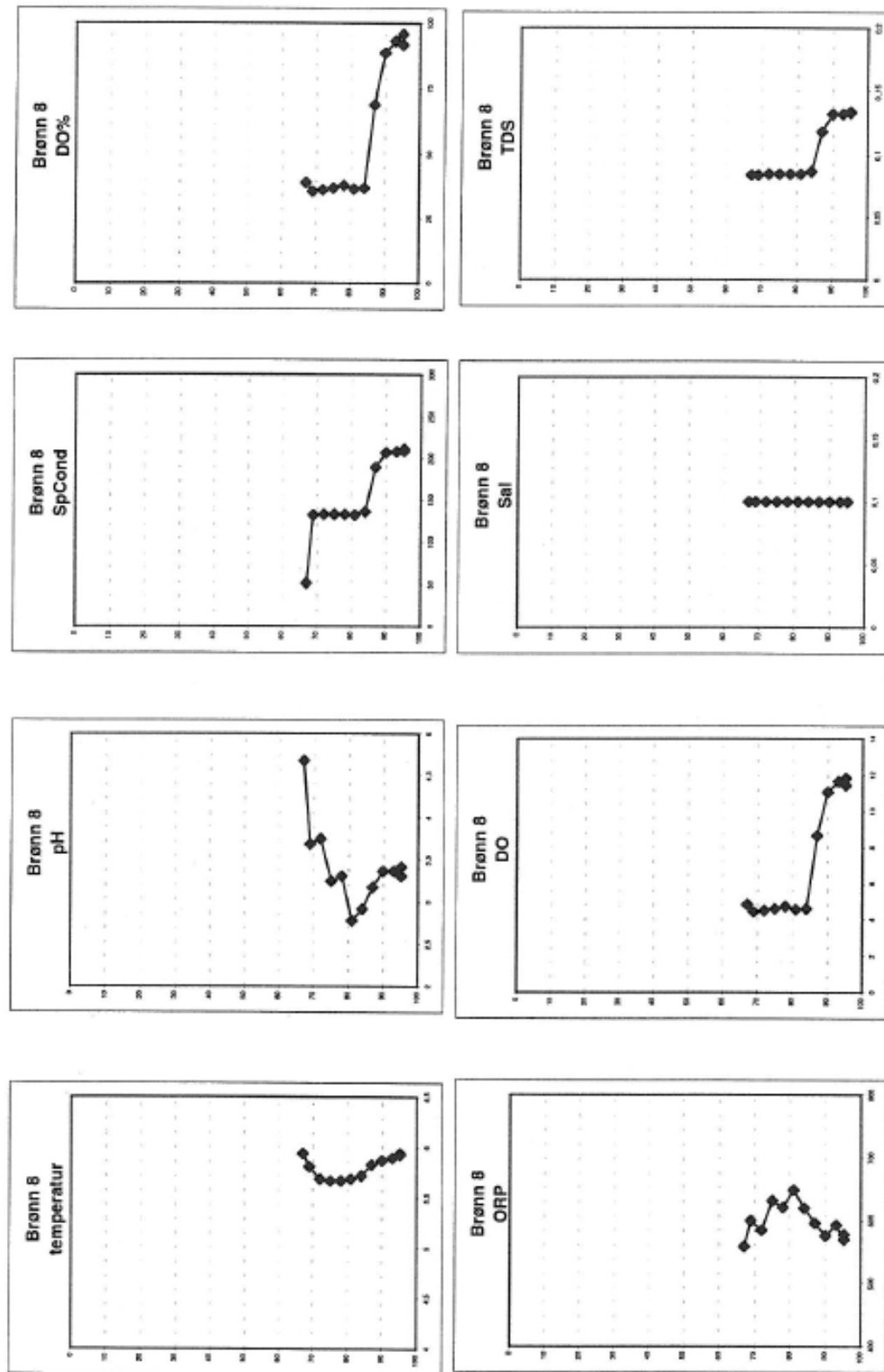
Elektrisk ledningsevne (spCond) (mS/cm) øker generelt med dypet grunnet oppløsning av mineraler. Overflatevann har ofte lav elektrisk ledningsevne. Lav elektrisk ledningsevne vil derfor helt grovt indikere rask gjennomstrømning av overflatevann (lekkasje). Mange andre forhold spiller imidlertid også inn.

Oksygen (% og mg/l) avtar generelt mot dypet grunnet forbruk av oksygen. Høyt oksygeninnhold i bunnen av brønnene kan derfor indikere rask transport av oksygenrikt overflatevann.

Redokspotensial (ORP) (mV) avtar generelt i strømningsretningen.

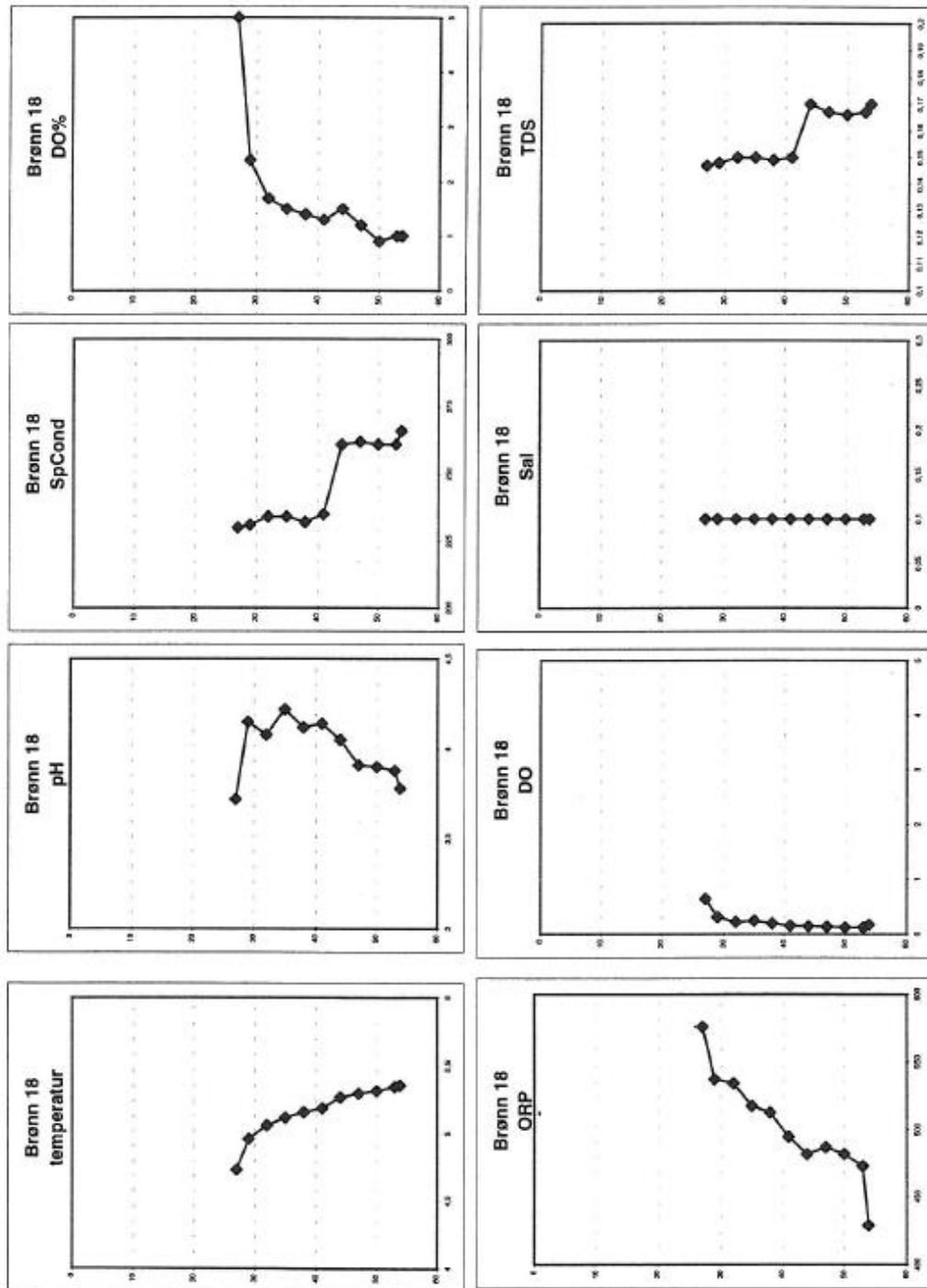
Totalt oppløst stoff (TDS) og salinitet følger samme utvikling som elektrisk ledningsevne (Snilsberg, 1998).

## Vedlegg 5-B – Kjemisk brønnlogg B8



Figur 5A: Kjemisk brønnlogg til fjellbrønn B8. Tegnforklaring er gitt i Vedlegg 5-A (Snilsberg, 1998).

Vedlegg 5-C – Kjemisk brønnlogg B18



Figur 5B: Kjemisk brønnlogg til fjellbrønn B18. Tegnforklaring er gitt i Vedlegg 5-A (Snilsberg, 1998).

**Vedlegg 6 – Innmålinger av fjellbrønner i Østmarka**

Tabell 6A: Innmålinger av fjellbrønner i Østmarka. Avstand til vannspeil er målt vinteren 1997/1998. Koordinatsystemet som benyttes er EUREF89 Sone 32. Ettersom de gule feltene representerer utdatert koordinatsystem (NGO1948 Akse 3), må koordinatene konverteres før de kan anvendes. Opplysningene er hentet hos Bane NOR.

Brønn	y-koordinat	x-koordinat	z-koordinat	Retning	Grader	Brønn-dybde [m]	Brønn-diameter [mm]	Vannspeil [m]
B1	6641435.065	604907.976	199,872	130	20	60	139	6,9
B2	6641501.105	604826.647	207,929	190	20	80	137	1,9
B3	212104.895	8403.35	228,75	90	30	98	135	1,43
B4	6642690.426	604372.376	245,606	210	20	60	136	2,82
B5	6642790.631	604353.712	245,341	0	90	50	134	1,88
B6	6643507.642	604288.524	226,155	0	90	86	135	6,81
B7	6643297.011	604441.044	244,450	0	90	95	135	1,16
B8	6643292.527	604591.361	245,847	0	90	101	135	66,9
B9 Ø/N	6643429.358	604537.142	236,574	0	90	95	135	64,7
B10	6643439.811	604613.869	235,107	90	30	75	135	30,4
B11	213829.71	8928.44	207,628	130	15	60	135	0
B12	213638.751	9179.155	216,355	0	90	60	135	14,41
B13	213945.005	9340.896	242,829	0	90	60	135	6,1
B14 Ø/N	6644278.962	605654.852	264,239	0	90	98	135	37,6
B15 Ø/N	6644372.256	605774.331	257,515	0	90	70	135	30,3
B16	6644517.151	605838.699	256,661	0	90	98	135	44,9
B17	6644359.021	605888.205	255,714	130	20	60	135	21,24
B18	6644209.496	605872.097	266,704	0	90	60	135	37,8
B19 Ø/N	6643832.341	605615.553	265,972	0	90	100	110	
B20 Ø/N	6643808.34	605647.037	268,699			90		
B21	6644962.156	605771.571	228,808	160	28	65	135	1,36

Vedlegg

B22	214386.055	10083.713	236,025	0	90	71	135	0
B23	214609.984	10310.098	204,797	0	90	6	135	0,19
B24	214498.57	10702.081	220,709	270	20	80	135	2,2
B25	214677.818	10978.627	190,452	0	90	70	135	17,16
B26	214676.923	11334.839	167,39	100	15	101	135	6,17
B27	214592.051	11337.634	164,586	100	15	98	135	5,27



## Vedlegg 7 – Vannprøver i Romeriksporten fra 1997 og 1998

Tabell 7A: Kjemiske og fysiske parametere for vann i Romeriksporten i 1997 og 1998 (NSB Gardermobanen AS, 1998b).

Parameter	Prøve- sted/ dato	Drens- kulvert p. 12075 09.09.97	Drens- vann p. 12075 22.04.98	Puttjem- sonen p. 8342 09.09.97	Drens- vann p. 8780 22.04.98	SFT- kriterier K1 2	Drikke- vanns- forskriften
Natrium (mg/l)		34,3	29,8	11,2	35,3		20
Kalium (mg/l)		8,9	5,83	<2,0	5,64		10
Magnesium (mg/l)		7,15	7,18	7,86	6,3		<20
Kalsium (mg/l)		43,9	42,0	30,8	42,0		15-25
Jern (µg/l)		<30	<25	<30	<25	50-100	50
Fosfor (µg/l)		<100	7	<100	5	7-11	175
Svovel (mg/l)		17,4	ca 14 <sup>1</sup>	7,4	Ca 13,5 <sup>1</sup>		8,3
Bor (µg/l)		50		<40			300
Alumin. (µg/l)		70	14 <sup>2</sup>	40	64		50
Kobber (µg/l)		<20	1,3	<20	1,3	2-5	100
Mangan (µg/l)		<10	0,3	110	1,6	20-50	20
Sink (µg/l)		<30	1	<30	1	10-30	100
Bly (µg/l)		<150	0,14	<150	0,17	1-3	20
Kadmium (µg/l)		<20	<0,015	<20	<0,015	0,04-0,1	5
Krom (µg/l)		<20	1,1	<20	1,6	1-3	50
Arsen (µg/l)			1,7		1,3		10
Kobolt (µg/l)		<30	0,15	<30	0,16		
Nikkel (µg/l)		<40	1,4	<40	1,4	3-10	50
Silisium (mg/l)		6,6		8,1			
Bikarbonat (mmol/l)		3,38	2,604	2,57	2,557		0,6-1
Totalnitrogen µg/l		2650	1660	<200	1510	250-400	<10.000
Klor (mg/l)		17,3	18,5	2,81	24,0		25
pH		8,20	8,21	8,19	8,32	6,7-6,0	7,5-8,5
Kondukt. (mS/m)		45	39,8	26	40		40
Fargetall		2	4,99	1	9,6	15-25	1
Turbiditet (FTU)		1,2	0,32	0,4	1,0	0,5-1	0,4

<sup>1</sup> Konsentrasjon av svovel [S] er angitt som 1/3 av oppgitt konsentrasjon av sulfat [SO<sub>4</sub>].

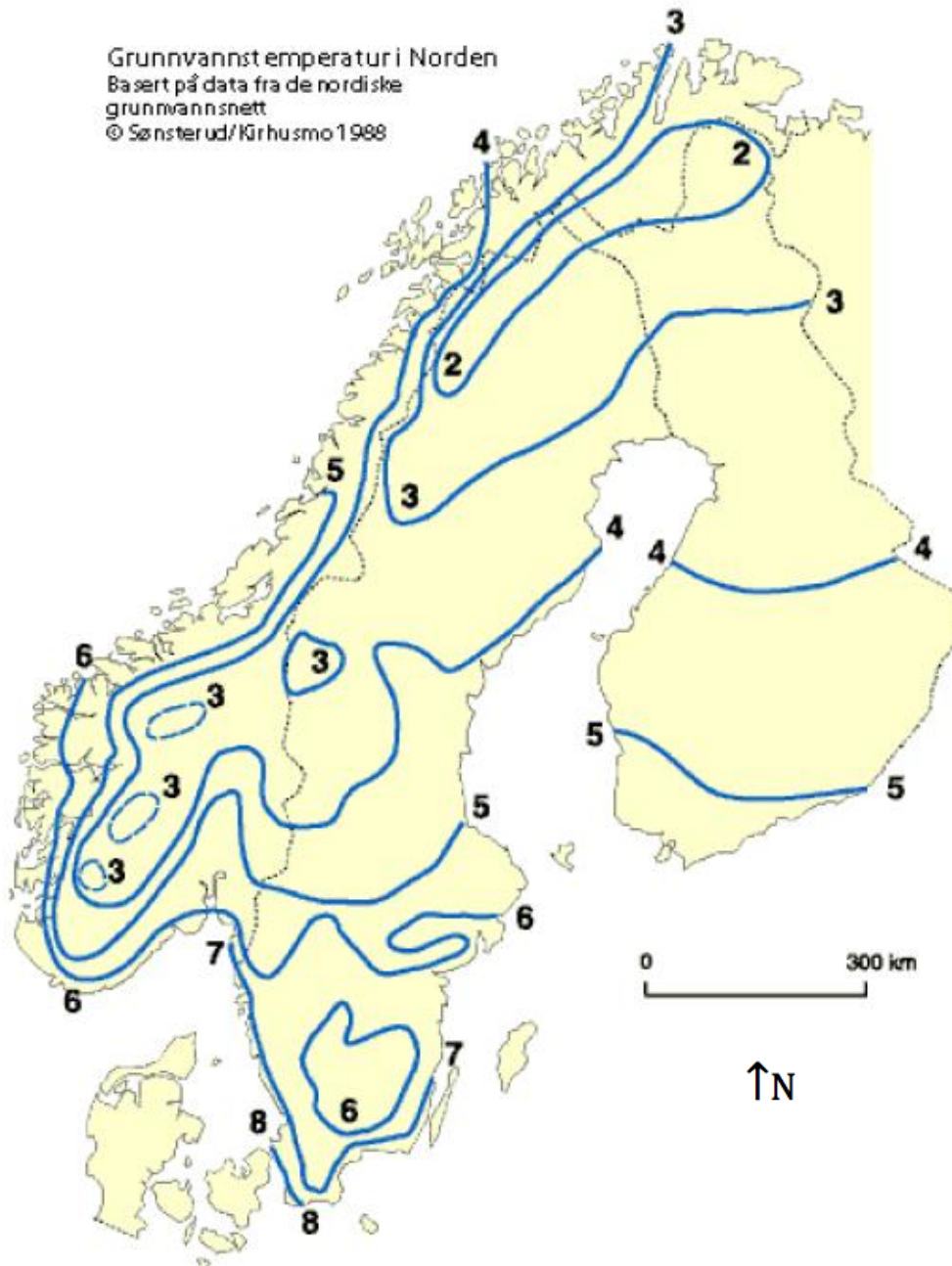
<sup>2</sup> Reaktivt aluminium.

## Vedlegg 8 – Grenseverdier i henhold til drikkevannsforskriften og WHO

Tabell 8A: Utdrag av grenseverdier fra drikkevannsforskriften (Lovdata, 2016) og WHO (WHO, 2016).

Parameter	Drikkevannsforskriften	WHO	Merknad
Arsen [ $\mu\text{g/l}$ ]	10	10	Regnes som tungmetall til tross for at det egentlig er et halvmetall.
Kadmium [ $\mu\text{g/l}$ ]	5,0	3,0	
Krom [ $\mu\text{g/l}$ ]	50	50	
Kobber [ $\mu\text{g/l}$ ]	2 000	2 000	
Kvikksølv [ $\mu\text{g/l}$ ]	1,0	6,0	WHOs grenseverdi gjelder for uorganisk kvikksølv.
Nikkel [ $\mu\text{g/l}$ ]	20	70	
Bly [ $\mu\text{g/l}$ ]	10	10	
Sink [ $\mu\text{g/l}$ ]			Ikke ansett som et helseproblem ved nivåer funnet i drikkevann. Det er derfor ikke innført noen grenseverdi.
Benzo(a)pyren [ $\mu\text{g/l}$ ]		0,7	
Sum PAH [ $\mu\text{g/l}$ ]	0,10		Summen av benzo(b)fluoranten, benzo(k)fluoranten, benzo(ghi)perylene og indeno(1,2,3-cd)pyren. Analyseusikkerheten gjelder for enkeltstoffer som utgjør 25 prosent av grenseverdien.
Benzen [ $\mu\text{g/l}$ ]	1,0	0,01	
Toluen [ $\mu\text{g/l}$ ]		0,7	
Etylbenzen [ $\mu\text{g/l}$ ]		0,3	
Xylener [ $\mu\text{g/l}$ ]		0,5	
Farge	Akseptabel for abonnentene	Akseptabel for abonnentene	
Lukt	Akseptabel for abonnentene		
Elektrisk ledningsevne [ $\text{mS/cm}$ ved 20 °C]	2,5		Vannet skal ikke være korrosivt.
pH	6,5-9,5	6,5-8,5	Vannet skal ikke være korrosivt.

## Vedlegg 9 – Grunnvannstemperaturer i Norden



Figur 9A: Variasjon i gjennomsnittlig grunnvannstemperatur i Norge, Sverige og Finland. Modifisert etter Hilmo et al. (1998).

## Vedlegg 10 – Middeltemperatur- og nedbørsdata

### Vedlegg 10-A – Middeltemperatur- og nedbørsdata for januar-april 2017-2018

Tabell 10A: Middeltemperatur- og nedbørsdata for januar 2017-2018 hentet fra den metrologiske stasjonen på Blindern. Middeltemperatur registreres i °C, mens nedbør måles i mm. Bokstavene LU angir litt usikker kvalitetsinformasjon for beregnede verdier (NMI, 2018).

18700 OSLO - BLINDERN, Middeltemperatur (TAM)						
År	jan	fjan	Sum	fSum	Middel	fMiddel
2017	-1,4	LU			-1,4	LU
2018	-1,7	LU			-1,7	LU
Antall	2	LU				
Laveste	-1,7	LU				
År	2018	LU				
Høyeste	-1,4	LU				
År	2017	LU				
Sum						
Middel	-1,5	LU				
Normal	-4,3					

18700 OSLO - BLINDERN, Nedbør (RR)						
År	jan	fjan	Sum	fSum	Middel	fMiddel
2017	25,7	LU	25,7	LU		
2018	86,3	LU	86,3	LU		
Antall	2	LU				
Laveste	25,7	LU				
År	2017	LU				
Høyeste	86,3	LU				
År	2018	LU				
Sum	112,0	LU				
Middel						
Normal	49,0					

Tabell 10B: Middeltemperatur- og nedbørsdata for februar 2017-2018 hentet fra den metrologiske stasjonen på Blindern. Middeltemperatur registreres i °C, mens nedbør måles i mm. Bokstavene LU angir litt usikker kvalitetsinformasjon for beregnede verdier (NMI, 2018).

18700 OSLO - BLINDERN, Middeltemperatur (TAM)						
År	feb	ffeb	Sum	fSum	Middel	fMiddel
2017	-1,5	LU			-1,5	LU
2018	-4,1	LU			-4,1	LU
Antall	2	LU				
Laveste	-4,1	LU				
År	2018	LU				
Høyeste	-1,5	LU				
År	2017	LU				
Sum						
Middel	-2,8	LU				
Normal	-4,0					

18700 OSLO - BLINDERN, Nedbør (RR)						
År	feb	ffeb	Sum	fSum	Middel	fMiddel
2017	54,6	LU	54,6	LU		
2018	53,9	LU	53,9	LU		
Antall	2	LU				
Laveste	53,9	LU				
År	2018	LU				
Høyeste	54,6	LU				
År	2017	LU				
Sum	108,5	LU				
Middel						
Normal	36,0					

Effekten av Romeriksportens tunnellekkasjer under Østmarka

Tabell 10C: Middeltemperatur- og nedbørsdata for mars 2017-2018 hentet fra den metrologiske stasjonen på Blindern. Middeltemperatur registreres i °C, mens nedbør måles i mm. Bokstavene LU angir litt usikker kvalitetsinformasjon for beregnede verdier (NMI, 2018).

18700 OSLO - BLINDERN, Middeltemperatur (TAM)						
År	mar	fmar	Sum	fSum	Middel	fMiddel
2017	2,6	LU			2,6	LU
2018	-2,3	LU			-2,3	LU
Antall	2	LU				
Laveste	-2,3	LU				
År	2018	LU				
Høyeste	2,6	LU				
År	2017	LU				
Sum						
Middel	0,2	LU				
Normal	-0,2					

18700 OSLO - BLINDERN, Nedbør (RR)						
År	mar	fmar	Sum	fSum	Middel	fMiddel
2017	40,5	LU	40,5	LU		
2018	13,6	LU	13,6	LU		
Antall	2	LU				
Laveste	13,6	LU				
År	2018	LU				
Høyeste	40,5	LU				
År	2017	LU				
Sum	54,1	LU				
Middel						
Normal	47,0					

Tabell 10D: Middeltemperatur- og nedbørsdata for april 2017-2018 hentet fra den metrologiske stasjonen på Blindern. Middeltemperatur registreres i °C, mens nedbør måles i mm. Bokstavene LU angir litt usikker kvalitetsinformasjon for beregnede verdier (NMI, 2018).

18700 OSLO - BLINDERN, Middeltemperatur (TAM)						
År	apr	fapr	Sum	fSum	Middel	fMiddel
2017	5,2	LU			5,2	LU
2018	6,5	LU			6,5	LU
Antall	2	LU				
Laveste	5,2	LU				
År	2017	LU				
Høyeste	6,5	LU				
År	2018	LU				
Sum						
Middel	5,8	LU				
Normal	4,5					

18700 OSLO - BLINDERN, Nedbør (RR)						
År	apr	fapr	Sum	fSum	Middel	fMiddel
2017	57,0	LU	57,0	LU		
2018	35,6	LU	35,6	LU		
Antall	2	LU				
Laveste	35,6	LU				
År	2018	LU				
Høyeste	57,0	LU				
År	2017	LU				
Sum	92,6	LU				
Middel						
Normal	41,0					

## Vedlegg 10-B – Middeltemperatur- og nedbørsdata 2008-2017

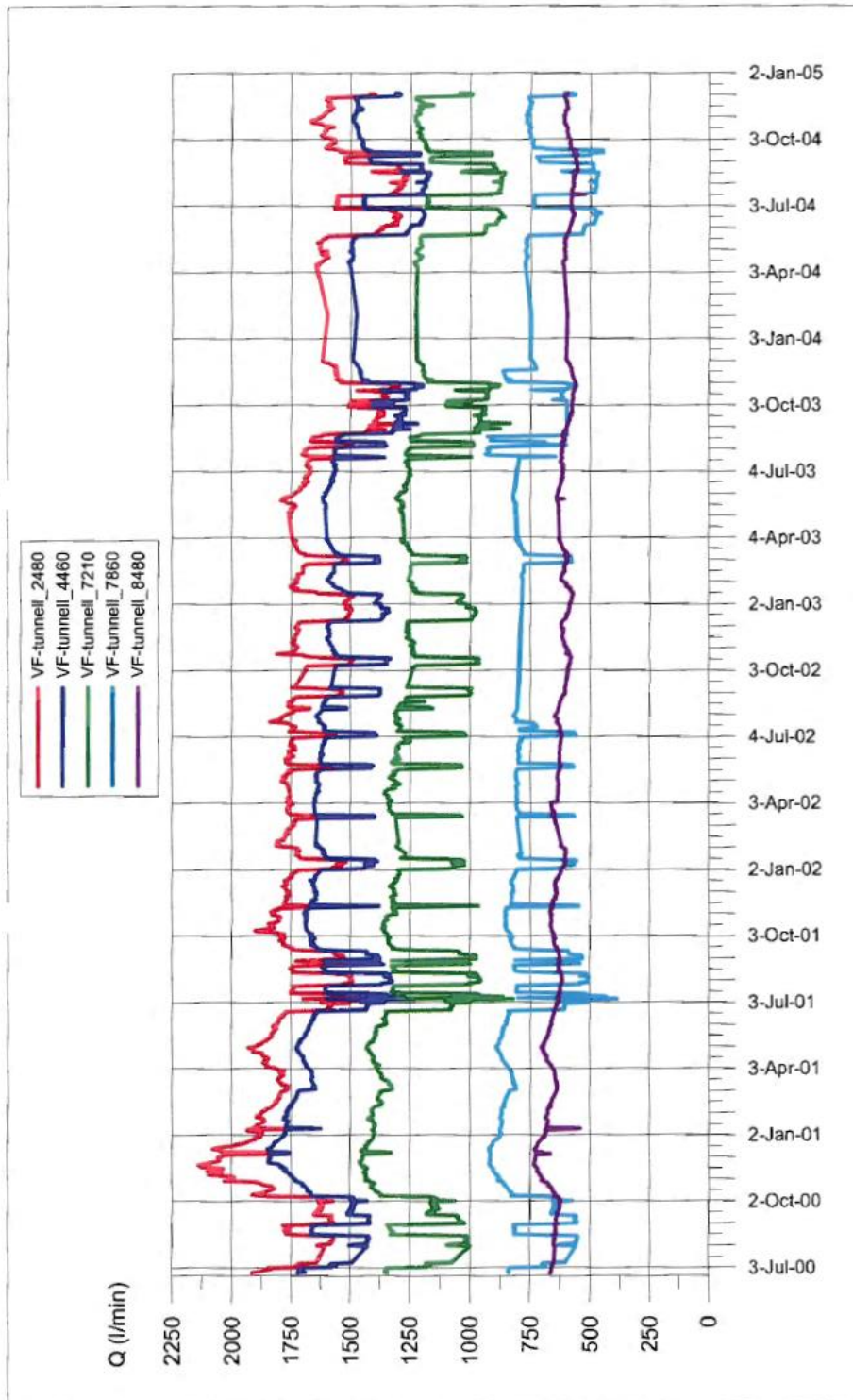
Tabell 10E: Middeltemperaturdata i perioden 2008-2017 hentet fra den metrologiske stasjonen på Blindern. Middeltemperaturen registreres i °C. Bokstavene LU angir litt usikker kvalitetsinformasjon for beregnede verdier (NMI, 2018).

18700 OSLO - BLINDERN, Middeltemperatur (TAM)																																					
År	jan	jan	feb	feb	mar	mar	apr	apr	mai	mai	jun	jun	jul	jul	aug	aug	sep	sep	okt	okt	nov	nov	des	des	Sum	fSum	Middel	fMiddel	Normal	fNormal	Avvik	fAvvik	%	f%			
2008	0,9	LU	1,9	LU	0,9	LU	6,7	LU	12,3	LU	15,8	LU	18,3	LU	15,2	LU	10,8	LU	6,8	LU	2,1	LU	-1,2	LU				7,5	LU	5,7		1,8	LU				
2009	-2,2	LU	-5,1	LU	1,2	LU	7,7	LU	12,0	LU	15,8	LU	17,3	LU	16,1	LU	12,9	LU	4,4	LU	3,9	LU	-3,8	LU				6,7	LU	5,7		1,0	LU				
2010	-8,1	LU	-6,3	LU	0,3	LU	6,0	LU	11,0	LU	15,3	LU	18,0	LU	16,1	LU	11,3	LU	5,7	LU	-2,0	LU	-9,2	LU				4,8	LU	5,7		-0,9	LU				
2011	-3,5	LU	-4,9	LU	0,6	LU	9,4	LU	11,3	LU	15,9	LU	18,0	LU	16,1	LU	12,7	LU	7,6	LU	4,6	LU	0,8	LU				7,4	LU	5,7		1,7	LU				
2012	-2,4	LU	-2,2	LU	5,6	LU	4,9	LU	12,3	LU	13,7	LU	16,4	LU	16,1	LU	11,1	LU	5,2	LU	3,2	LU	-5,1	LU				6,6	LU	5,7		0,9	LU				
2013	-4,9	LU	-3,2	LU	-2,1	LU	4,3	LU	12,8	LU	15,0	LU	18,4	LU	16,3	LU	12,0	LU	7,5	LU	2,4	LU	2,0	LU				6,7	LU	5,7		1,0	LU				
2014	-2,6	LU	1,9	LU	4,3	LU	7,7	LU	12,0	LU	15,7	LU	20,8	LU	15,8	LU	13,1	LU	8,9	LU	4,1	LU	-2,2	LU				8,3	LU	5,7		2,6	LU				
2015	-0,3	LU	0,3	LU	3,5	LU	7,1	LU	9,0	LU	14,2	LU	16,2	LU	16,5	LU	12,5	LU	7,2	LU	3,2	LU	2,1	LU				7,6	LU	5,7		1,9	LU				
2016	-5,5	LU	-0,7	LU	3,1	LU	5,9	LU	12,3	LU	16,7	LU	17,2	LU	15,5	LU	15,0	LU	6,1	LU	0,7	LU	0,9	LU				7,3	LU	5,7		1,6	LU				
2017	-1,4	LU	-1,5	LU	2,6	LU	5,2	LU	11,6	LU	15,1	LU	16,9	LU	15,3	LU	12,2	LU	7,2	LU	1,6	LU	-1,5	LU				6,9	LU	5,7		1,2	LU				
Antall	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU													
Laveste	-8,1	LU	-6,3	LU	-2,1	LU	4,3	LU	9,0	LU	13,7	LU	16,2	LU	15,2	LU	10,8	LU	4,4	LU	-2,0	LU	-9,2	LU													
År	2010	LU	2010	LU	2013	LU	2013	LU	2015	LU	2012	LU	2015	LU	2008	LU	2008	LU	2009	LU	2010	LU	2010	LU													
Høyeste	0,9	LU	1,9	LU	5,6	LU	9,4	LU	12,8	LU	16,7	LU	20,8	LU	16,5	LU	15,0	LU	8,9	LU	4,6	LU	2,1	LU													
År	2008	LU	2008	LU	2012	LU	2011	LU	2013	LU	2016	LU	2014	LU	2015	LU	2016	LU	2014	LU	2011	LU	2015	LU													
Sum																																					
Middel	-3,0	LU	-2,0	LU	2,0	LU	6,5	LU	11,7	LU	15,3	LU	17,8	LU	15,9	LU	12,4	LU	6,7	LU	2,4	LU	-1,7	LU													
Normal	-4,3		-4,0		-0,2		4,5		10,8		15,2		16,4		15,2		10,8		6,3		0,7		-3,1														

Tabell 10F: Nedbørsdata i perioden 2008-2017 hentet fra den metrologiske stasjonen på Blindern. Nedbøren måles i mm. Bokstavene LU angir litt usikker kvalitetsinformasjon for beregnede verdier (NMI, 2018).

18700 OSLO - BLINDERN, Nedbør (RR)																																													
År	jan	jan	feb	feb	mar	mar	fmar	apr	apr	mai	mai	fmai	jun	jun	fjun	jul	jul	fjul	aug	aug	faug	sep	sep	fsep	okt	okt	fokt	nov	nov	fnov	des	des	fdes	Sum	fsum	Middel	fmiiddel	Normal	fNormal	Avvik	fAvvik	%	f%		
2008	107,1	LU	76,4	LU	75,5	LU	66,9	LU	66,9	LU	20,5	LU	51,4	LU	159,4	LU	179,5	LU	179,5	LU	148,1	LU	45,3	LU	130,3	LU	130,3	LU	70,5	LU	30,9	LU	1013,7	LU	1013,7	LU	763,0	LU	250,7	LU	132,9	LU			
2009	57,6	LU	69,1	LU	57,6	LU	55,0	LU	55,0	LU	74,9	LU	31,0	LU	162,3	LU	148,1	LU	148,1	LU	148,1	LU	32,5	LU	54,7	LU	54,7	LU	125,3	LU	67,6	LU	935,7	LU	935,7	LU	763,0	LU	172,7	LU	122,6	LU			
2010	13,6	LU	37,3	LU	37,5	LU	58,5	LU	58,5	LU	28,4	LU	78,4	LU	116,6	LU	153,9	LU	153,9	LU	153,9	LU	89,1	LU	84,3	LU	84,3	LU	23,9	LU	15,4	LU	736,9	LU	736,9	LU	763,0	LU	-26,1	LU	96,6	LU			
2011	47,2	LU	53,3	LU	15,8	LU	39,6	LU	39,6	LU	67,9	LU	156,9	LU	106,9	LU	189,4	LU	189,4	LU	189,4	LU	149,7	LU	75,3	LU	75,3	LU	15,2	LU	70,0	LU	987,2	LU	987,2	LU	763,0	LU	224,2	LU	129,4	LU			
2012	54,3	LU	14,2	LU	17,8	LU	70,2	LU	70,2	LU	59,2	LU	93,8	LU	149,4	LU	97,9	LU	97,9	LU	97,9	LU	83,9	LU	116,5	LU	116,5	LU	150,0	LU	64,0	LU	971,2	LU	971,2	LU	763,0	LU	208,2	LU	127,3	LU			
2013	41,6	LU	18,1	LU	8,7	LU	40,6	LU	40,6	LU	89,4	LU	126,7	LU	19,3	LU	121,2	LU	121,2	LU	121,2	LU	40,9	LU	91,7	LU	91,7	LU	52,1	LU	107,5	LU	757,8	LU	757,8	LU	763,0	LU	-5,2	LU	99,3	LU			
2014	73,1	LU	129,8	LU	57,5	LU	55,2	LU	55,2	LU	57,5	LU	110,5	LU	52,6	LU	109,4	LU	109,4	LU	109,4	LU	42,4	LU	211,0	LU	211,0	LU	101,5	LU	27,5	LU	1028,0	LU	1028,0	LU	763,0	LU	265,0	LU	134,7	LU			
2015	111,0	LU	27,7	LU	61,8	LU	16,9	LU	16,9	LU	106,6	LU	68,7	LU	88,5	LU	130,7	LU	130,7	LU	130,7	LU	158,3	LU	8,3	LU	8,3	LU	75,5	LU	57,2	LU	911,2	LU	911,2	LU	763,0	LU	148,2	LU	119,4	LU			
2016	43,0	LU	50,4	LU	47,1	LU	76,5	LU	76,5	LU	73,5	LU	61,1	LU	85,3	LU	143,7	LU	143,7	LU	143,7	LU	41,0	LU	13,2	LU	13,2	LU	69,8	LU	19,5	LU	724,1	LU	724,1	LU	763,0	LU	-38,9	LU	94,9	LU			
2017	25,7	LU	54,6	LU	40,5	LU	57,0	LU	57,0	LU	78,2	LU	90,7	LU	98,2	LU	158,9	LU	158,9	LU	158,9	LU	99,9	LU	110,8	LU	110,8	LU	78,4	LU	48,1	LU	941,0	LU	941,0	LU	763,0	LU	178,0	LU	123,3	LU			
Antall	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU	10	LU													
Laveste	13,6	LU	14,2	LU	8,7	LU	16,9	LU	16,9	LU	20,5	LU	31,0	LU	19,3	LU	97,9	LU	97,9	LU	97,9	LU	32,5	LU	8,3	LU	8,3	LU	15,2	LU	15,4	LU													
År	2010	LU	2012	LU	2013	LU	2015	LU	2015	LU	2008	LU	2009	LU	2013	LU	2012	LU	2012	LU	2012	LU	2009	LU	2015	LU	2015	LU	2011	LU	2010	LU													
Høyeste	111,0	LU	129,8	LU	75,5	LU	76,5	LU	76,5	LU	106,6	LU	156,9	LU	162,3	LU	189,4	LU	189,4	LU	189,4	LU	158,3	LU	211,0	LU	211,0	LU	150,0	LU	107,5	LU													
År	2015	LU	2014	LU	2008	LU	2016	LU	2016	LU	2015	LU	2011	LU	2009	LU	2011	LU	2009	LU	2011	LU	2015	LU	2014	LU	2014	LU	2012	LU	2013	LU													
Sum	574,2	LU	530,9	LU	419,8	LU	536,4	LU	536,4	LU	656,1	LU	869,2	LU	1038,5	LU	1432,7	LU	1432,7	LU	1432,7	LU	783,0	LU	896,1	LU	896,1	LU	762,2	LU	507,7	LU													
Middel																																													
Normal	49,0		36,0		47,0		41,0		41,0		53,0		65,0		81,0		89,0		89,0		89,0		90,0		84,0		84,0		73,0		55,0														

## Vedlegg 11 – Vannmengdemålinger i tunnel 2000-2005



Figur 11A: Lekkasjeverdier i målerennene ved de respektive barrierene fra 20.06.00-2005. Verdiene er registrert ved fritt overløp kun i renna ved pr. 2480. Grafen illustrerer også at denne renna, ved utløpet av tunnelen, er noe påvirket av innkommende vann (Myrabø og Færgestad, 2005).