

3D-modellering av grunnvannstrømning og varmetransport i akviferen i Melhus sentrum

En kvartær- og hydrogeologisk tolkning, med
vurdering av uttakskapasitet

Martina Seyoum Hellestveit

Geologi

Innlevert: mai 2018

Hovedveileder: Randi Kalskin Ramstad, IGP

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for geovitenskap og petroleum

Oppgavetekst

Hovedtittel: 3D-modellering av grunnvannstrømning og varmetransport i akviferen i Melhus sentrum

Samarbeidspartnere: NTNU Institutt for geovitenskap og petroleum (IGP), Norges geologiske undersøkelse (NGU), Asplan Viak AS og Melhus kommune.

Student: Martina Seyoum Hellestveit

Tittel: 3D-modellering av grunnvannstrømning og varmetransport i akviferen i Melhus sentrum - En kvartær- og hydrogeologisk tolkning, med vurdering uttakskapasitet.

Nøkkelord: Grunnvarme, varmeoverføring, grunnvannstrømning, lekkende akvifer, kommunikasjon med elv, miljøindikatorer, 3D-modellering: Subsurface Viewer, numerisk simulering: FEFLOW, hydraulisk konduktivitet: Kozeny-Carmans formel, felles uttaksløsning.

Innhold:

- Litteraturstudium om dagens kvartær- og hydrogeologiske modell over Melhus.
- Beskrivelse av undersøkelsesmetodikk og analysemetoder som ligger til grunn for de kvartær- og hydrogeologiske tolkningene som er gjort i dagens modell.
- Systematisere data som blir tilgjengelig fra undersøkelser, anlegg og brønner i perioden fom.15.08.2016 og underveis i oppgaveskrivingen.
- Deltakelse på feltarbeidet i Melhus, hovedsakelig i forbindelse med datainnsamling.
- Undersøke temperaturvariasjonen i undersøkelsesbrønnene, og data fra grunnvarmeanlegg for tegn på hydrogeologisk samspill. Dette skal brukes til å tolke akviferens oppbygning.
- Tolke de nye dataene og bruke dette til å lage en ny og mer pålitelig kvartær- og hydrogeologisk modell over Melhus sentrum.
- Bygge en ny kvartær- og hydrogeologisk 3D - modell i et egnet dataprogram.
- Utføre en vurdering av akviferens uttakskapasitet for dagens uttaksløsning, og ved en felles uttaksløsning.

Sammendrag

«3D-modellering av grunnvannstrømning og varmetransport i akviferen i Melhus sentrum» er en masteroppgave skrevet av Martina S. Hellestveit. Oppgaven er utført i forbindelse med faget GEOL3090 – Masteroppgave i geologi, ved institutt for geovitenskap og petroleum (IGP) ved Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU). Oppgavens formål er å tolke oppbygning og strømnings- og temperaturforhold i akviferen i Melhus sentrum, basert på tidligere undersøkelser og nye data. Effekten av dagens vann- og varmeuttak, og en økt fremtidig uttaksmengde skal også vurderes.

Akviferen består av glasifluvialt materiale fra randåsen Melhusryggen som ble avsatt i kvartærtiden og avgrensner sentrum i nordlig retning. Avsetningen er dekket av et lag med marin leire, som øker i mektighet i sørlig retning. Melhus sentrum utnytter grunnvannsressursen gjennom ni grunnvarmeanlegg basert på oppumpet grunnvann. Seks av anleggene returnerer nedkjølt vann tilbake til akviferen.

I 2015 ble forskningsprosjektet ORMEL¹ igangsatt, og i den forbindelse ble det etablert 10 undersøkelsesbrønner i sentrum, hvor 8 ble utstyrt med trykk- og temperatursensorer. Data fra disse brønnene er brukt til å tolke akviferens oppbygging, samspill med elva Gaula og termiske effekter av varmeuttaket. Dataene viser at det er god hydraulisk kontakt mellom Gaula og akviferen, og strømningsmønsteret domineres av elvas gradient og korttidsfluktasjoner. Elvas påvirkning avtar i dypet, og med lateral avstand til elvebredden. Temperaturen i akviferen er derfor relativt stabil i store deler av akviferen. Det forekommer likevel noen temperaturvariasjoner i dypet som skyldes termisk samspill mellom de ulike grunnvannsanleggene. Grunnvannskjemien er svært salt, preget av enten fossilt saltvann, eller utlekking av salt porevann fra den marine leiren.

Under boringen av undersøkelsesbrønnene ble det tatt masseprøver, hvis sammensetning ble analysert og brukt til å bygge opp en kvartærgeologisk dybdemodell av sentrumsområdet, med fokus på å kombinere lignende hydrostratigrafiske enheter. Modelleringen ble gjort ved bruk av programmene Subsurface Viewer og ArcMap. Det ble konstruert en modell med tre hovednivåer; øverst et marint leirelag med varierende mektighet, etterfulgt av den glasifluviale avsetningen, med marin leire og morene i bunn.

Videre ble modellen overført til FEFLOW for å tilegne den hydrogeologiske strømnings- og termiske parametre, som ble hentet fra loggerdataene og litteraturen. Modellen ble så brukt til å simulere ulike uttaksløsninger. Resultatet viste at et økt uttak med dagens uttaksløsning vil forsterke tilfellene av termisk kortslutning, føre til økt elveinfiltrasjon og redusere anleggenes kapasitet på sikt. En felles uttaks- og reinfiltrasjonsløsning vil kunne redusere problemenes omfang, men avhenger av optimal plassering av produksjons- og returområdet.

¹ Optimal ressursutnyttelse av grunnvann til oppvarming og kjøling i Melhus og Elverum

Abstract

“3D modelling of groundwater flow and heat transport in the aquifer in Central Melhus” is a master thesis written by Martina Hellestveit. The thesis is written as a part of the course GEOL 3090 – Master thesis in Geology, at the Norwegian University of Science and Technology (NTNU). The aim of the thesis is to interpret the structure and flow- and temperature characteristics of the aquifer situated in Central Melhus.

The aquifer consists of glaciofluvial sediments from the morainic ridge, Melhusryggen, which frames the City Center from the north. The deposit is covered by a layer of marine clay, which depth increases towards the south. Melhus utilizes the groundwater resource through nine installations which extracts water from the reservoir. Six of these reinject the cooled water back into the aquifer. The research project ORMEL was started in 2015, shortly followed by the establishment of 10 observation wells in the town center, where 8 was monitored with pressure- and temperature sensors. Data from these wells was used to interpret the structure of the aquifer, communication with the river Gaula, and any temperature effects from the heat abstraction. The data shows that there is hydraulic communication between Gaula and the Aquifer, and the flow pattern is influenced by the rivers gradient and the short time water fluctuations. The rivers influence is decreasing by depth and by lateral distance from the river. The ground water temperature is stable in most of the aquifer. Some fluctuations of temperature do occur, which are attributed to thermal feedback. The water chemistry is very salt, which is caused by leaking from the marine clay layer, and fossil salt water.

Grains samples was taken during the drilling of the observation wells. These samples were analyzed and used, in addition to an examination of previous investigations, to construct a quaternary 3D-modell of Central Melhus. The modelling was done in Subsurface Viewer, and ArcMap was also used to prepare the data. The model was constructed with three main layers; layer one is marine clay with varying depth, layer two the glaciofluvial quiver and layer three is marine clay and moraine down to bedrock.

The model was transferred to FEFLOW to attain hydrogeological flow and thermal parameters, found from the groundwater modelling and previous studies. The model was then used to simulate different water extraction scenarios and rates. The results showed that extraction with the current rate and a rate three times higher will increase the risk of thermal feedback and increased inflow from the river which can reduce the capacity. A combined extraction and infiltration solution will possibly diminish this problem. Optimal placement and dimensioning of this solution is essential for its capacity.

Forord

Oppgaven er en del av forskningsprosjektet ORMEL (2015-2018) som er et samarbeid mellom Instituttet for geovitenskap og petroleum (IGP) og Instituttet for energi- og prosesssteknikk (EPT) ved NTNU, samt Norges geologiske undersøkelse (NGU), Melhus og Elverum kommune og Asplan Viak. Prosjektet har som hovedmål å fremskaffe et faglig solid og bærekraftig grunnlag for en optimal utnyttelse og forvaltning av grunnvannsressursene i de to kommunesentrene.

Oppgaveteksten er formulert av Randi Kalskin Ramstad, førsteamanuensis ved NTNU, som også har vært oppgavens hovedveileder. Sondre Gjengedal, stipendiat ved NTNU har vært medveileder. Oppgavens hensikt har vært å få en oversikt over hvilke resultater som har fremkommet under forskningsprosjektet, og å vurdere kapasiteten til grunnvannsressursen i Melhus ved ulike uttaksscenarioer gjennom modellering.

Jeg vil rette en stor takk til Randi Kalskin Ramstad for god faglig veiledning under hele prosessen. Jeg vil også takke Sondre Gjengedal for gode faglige diskusjoner og samarbeid rundt feltarbeid og datainnsamling. Videre vil jeg takke Inger-Lise Solberg, Atle Dagestad, Anna Seither, Guri Venvik og Hans de Beer fra NGU for gode faglige bidrag knyttet til tolking av kvartærgeologien i Melhus, og modellering i Subsurface Viewer. Jeg vil også takke medstudent Inger Strøm Flugsrud for samarbeid rundt modelleringsprosessen. En stor takk rettes og til Selina S. Hellestveit for korrekturlesing, og til Mik Stampe Fogh for lån av loftskontor i Hillerødgade. Til sist vil jeg takke klassekameratene på kull '17 og '18 for 5 flotte år, og studentene på lesesal 1 for hyggelige lunchpauser og avbrekk underveis i arbeidet med oppgaven.

Martina Seyoum Hellestveit

Mai, 2018

Innhold

SAMMENDRAG	V
ABSTRACT	VII
FORORD	IX
FIGURLISTE.....	XIII
TABELLISTE.....	XVI
1 INNLEDNING	1
2 TEORI	3
2.1 REGIONAL KVARTÆRGEOLOGI	3
2.2 HYDROGEOLOGISKE PRINSIPPER	7
2.2.1 Grunnvann og akviferer.....	7
2.2.2 Hydrogeologiske parametre.....	13
2.2.3 Strømning i en akvifer	16
2.2.4 Grunnvannsuttak, pumpe- og reinfiltrasjon	18
2.2.5 Vannbalansen i et nedbørsfelt	21
2.2.6 Grunnvannskjemi	22
2.3 EMPIRISKE FORMLER FOR BEREKNING AV HYDRAULISK KONDUKTIVITET	23
2.4 GRUNNVARME	27
2.4.1 Varmepumper	27
2.4.2 Åpne og lukkede systemer.....	28
2.4.3 Varmetransport og varmeledning i akviferer	29
2.4.4 Effekt av vann- og varmeuttak.....	30
2.5 GRUNNVANNSMODELLERING	31
2.5.1 Numerisk modellering	32
2.5.2 Grensebetingelser	32
2.5.3 Programvare	33
2.6 UNDERSØKELSESMETODER.....	34
2.6.1 Seismiske undersøkelser.....	35
2.6.2 Resistivitetmålinger	35
2.6.3 Gravimetri	36
3 OMRÅDEBESKRIVELSE	37
3.1 MELHUS SENTRUM.....	37
3.2 TIDLIGERE UNDERSØKELSER.....	38
3.3 LØSMASSEFORDELING OG BERGGRUNN	39
3.4 HYDROLOGI, HYDROGEOLOGI, OG VANNKJEMI	41
3.5 GRUNNVARMEANLEGG OG GEOTERMISKE FORHOLD.....	44

4	METODE	49
4.1	INFORMASJONSINNHEENTING FRA TIDLIGERE UNDERSØKELSER	49
4.2	FELTARBEID	51
4.2.1	<i>Undersøkelsesbrønner og prøvetagning under ODEX-boring</i>	51
4.2.2	<i>Datalogging av registrering av grunnvannsnivå, temperatur og elektrisk ledningsevne</i>	52
4.3	SYSTEMATISERING OG VISUALISERING AV GRUNNLAGSDATA	54
4.3.1	<i>Kornfordelingsanalyse</i>	55
4.3.2	<i>Systematisering av kornfordelingsanalyser og geofysikk</i>	56
4.3.3	<i>Beregning av hydraulisk konduktivitet</i>	57
4.3.4	<i>Visualisering av vannstands-, temperatur- og ledningsevnevariasjon</i>	59
4.3.5	<i>Bestemmelse av infiltrasjon fra nedbør med vannbalanselikningen</i>	60
4.4	BESTEMMELSE AV KVARTÆRGEOLOGISK LAGDELING I MODELLOMRÅDET	61
4.5	MODELLERING	63
4.5.1	<i>Avgrensning av modellområdet</i>	63
4.5.2	<i>Oppbygging av modellstruktur i Subsurface Viewer</i>	64
4.5.3	<i>Strømningsmodell i FEFLOW</i>	66
4.5.4	<i>Varmeoverføringsmodell i FEFLOW</i>	69
4.5.5	<i>Simulering i FEFLOW</i>	70
5	RESULTAT	73
5.1	GRUNNVANNSNIVÅ – VARIASJON I MÅLEPERIODEN	73
5.1.1	<i>Periode 1 - Observasjonsbrønnene og Gaulfoss</i>	73
5.1.2	<i>Periode 2 - Observasjonsbrønnene og Gaulfoss</i>	75
5.1.3	<i>Periode 3 - Observasjonsbrønnene og Gaulfoss</i>	76
5.1.4	<i>Periode 4 - Observasjonsbrønnene og Gaulfoss</i>	78
5.2	GRUNNVANNSTEMPERATUR OG ELEKTRISK LEDNINGSEVNE – VARIASJON I MÅLEPERIODEN	80
5.2.1	<i>Periode 1 - Observasjonsbrønnene</i>	80
5.2.2	<i>Periode 2 - Observasjonsbrønnene</i>	82
5.2.3	<i>Periode 3 - Enkeltbrønner</i>	82
5.2.4	<i>Periode 4 - Temperatur, vannstand og elektrisk ledningsevne i brønn GI, RH1 og BH</i>	88
5.2.5	<i>Ledningsevne målinger fra tidligere studier</i>	91
5.3	KORNFORDELINGSANALYSER OG BEREGNING AV HYDRAULISK KONDUKTIVITET, OG NEDBØRSINFILTRASJON	93
5.3.1	<i>Masseprøvene fra brønn LO2</i>	93
5.3.2	<i>Beregning av hydraulisk konduktivitet med Kozeny-Carmans formel</i>	94
5.3.3	<i>Beregnet infiltrasjon fra nedbør</i>	95
5.4	GRUNNVANNSMODELLER	95
5.4.1	<i>Kvartærgeologisk modell</i>	95
5.4.2	<i>Strømningsmodell</i>	99

5.4.3	Varmeoverføringsmodell.....	104
6	DISKUSJON	107
6.1	GRUNNVANNSMAGASINETS OPPBYGGING OG EGENSKAPER	107
6.1.1	<i>Grunnvannivåets fluktusjoner og samspill med Gaula</i>	107
6.1.2	<i>Temperaturvariasjoner</i>	109
6.1.3	<i>Elektrisk ledningsevne</i>	110
6.1.4	<i>Akvifertype</i>	111
6.2	KAPASITET OG EFFEKT AV GRUNNVANNS OG -VARMEUTTAK	112
6.2.1	<i>Kapasitet</i>	112
6.2.2	<i>Dagens uttaksløsning</i>	113
6.2.3	<i>Felles uttaksløsning</i>	114
6.3	BEREGNING AV HYDRAULISK KONDUKTIVITET	115
6.3.1	<i>Prøvetagning under brønnboring</i>	115
6.3.2	<i>Sikteanalyser</i>	116
6.3.3	<i>Beregning med Kozeny-Carmans formel</i>	117
6.4	ESTIMERING AV INFILTRASJON FRA NEDBØR.....	117
6.5	MODELLERING I SUBSURFACE VIEWER	118
6.5.1	<i>Usikkerhet til grunnlagsdata</i>	118
6.5.2	<i>Programmets begrensninger</i>	120
6.5.3	<i>Valg av modellens oppbygging og størrelse</i>	120
6.6	MODELLERING I FEFLOW.....	121
6.6.1	<i>Grensebetingelser</i>	122
6.6.2	<i>Modellavvik</i>	122
6.6.3	<i>Stasjonær- og transient simulering</i>	123
7	KONKLUSJON	125
7.1	ANBEFALINGER OG VIDERE ARBEID	126
8	REFERANSER	129

Figurliste

FIGUR 2.1	VISER DANNELSEN AV EN RANDÅS I FIRE TRINN.	5
FIGUR 2.2	MODELL AV ET BRERANDSDDELTA.....	6
FIGUR 2.3	GAMLE ELVELØP OG SKREDGROPER RUNDT MELHUS SENTRUM..	7
FIGUR 2.4	DE ULIKE AKVIFERTYPENE. GRUNNVANNSNIVÅET ER MARKERT MED EN TREKANT.....	8
FIGUR 2.5	LOKAL OG REGIONAL GRUNNVANNSTRØMNING I EN ÅPEN AKVIFER.	10
FIGUR 2.6	GRAFENE VISER ÅRTIDSFLUKTUASJONER FOR GRUNNVANNSNIVÅET FOR TRE ULIKE KLIMATISKE OMRÅDER I NORGE..	11
FIGUR 2.7	INTERAKSJON MELLOM ELV OG GRUNNVANN FOR FIRE ULIKE UTVEKSLINGSPROSESSER.	12
FIGUR 2.8	KORNKURVE FOR LØSMASSER MED FIRE FORSKJELLIGE DANNELSESMEKANISMER.....	14

FIGUR 2.9 HYDRAULISK KONDUKTIVITET FOR ULIKE JORDARTER.	16
FIGUR 2.10 PRINSIPPSKISSE FOR DARCY'S LOV. PRISMET REPRESENTERER ET PORØST MEDIUM.	17
FIGUR 2.11 SENKNINGSTRAKTER I ET ÅPENT GRUNNVANNSMAGASIN (T.V.) OG ET LUKKET GRUNNVANNSMAGASIN (T.H.).....	20
FIGUR 2.12 SAMMENHENG MELLOM GRADERINGSTALLET CU OG E(CU).	24
FIGUR 2.13 VISUELL BESTEMMELSE AV KORNFORMLFAKTOR F.....	26
FIGUR 2.14 PRINSIPPSKISSE OVER EN VARMEPUMPES HOVEDKOMponenter.....	28
FIGUR 2.15 PRINSIPPSKISSE SOM VISER BRUK AV GRUNNVANN TIL VARME OG KJØLING MED ÅPEN LØSNING OG REINFILTRASJON.	29
FIGUR 2.16 VARMETRANSPORT I EN LUKKET AKVIFER VED EN RETURBRØNN.....	30
FIGUR 2.17 ILLUSTRASJON AV ULIKE GRENSEBETINGELSER I ET GRUNNVANNSMAGASIN.	33
FIGUR 2.18 PRINSIPPSKISSE FOR 2D RESISTIVITET.	35
FIGUR 2.19: PRINSIPP FOR GRAVIMETRI MÅLINGER	36
FIGUR 3.1 Plassering av studieområdet.	37
FIGUR 3.2 KART OVER LØSMASSEFORDELINGEN I MELHUS	40
FIGUR 3.3 PROFIL GJENNOM DEN KVARTÆRGEOLOGISKE MODELLEN TIL FØRDE	41
FIGUR 3.4 VASSDRAGSOMRÅDET 122 SOM MELHUS ER EN DEL AV MARKERT MED BLÅ AVGRENSNING.....	42
FIGUR 3.5 FIGUREN VISER FLERÅRS-FLUKTUASJONER FOR GRUNNVANNSNIVÅET MÅLT I PRODUKSJONSBRØNNEN VED MELHUSET	43
FIGUR 3.6 ELEKTRISK LEDNINGSEVNE FRA VANNPRØVER	44
FIGUR 3.7 OVERSIKT OVER GRUNNVANNSBRØNNENE.	46
FIGUR 3.8 FELLES ENERGIFORSYNING.	47
FIGUR 4.1 OVERSIKT OVER GRUNNLAGSDATAENE BENYTTET I MODELLERINGEN.	50
FIGUR 4.2. BRUK AV MINI-DIVERE.....	53
FIGUR 4.3 FELTARBEID.....	54
FIGUR 4.4 SIKTEMASKIN SOM BLE BENYTTET TIL SIKTEALYSEN.....	56
FIGUR 4.5 VISUELLE BORELOGGER.....	57
FIGUR 4.6 SAMMENSTILLING AV GEOFYSIKKPROFILERNE FRA MELHUS SENTRUM.	57
FIGUR 4.7 LINEÆR INTERPOLASJON.	58
FIGUR 4.8 KARTET VISER MODELLOMRÅDET MARKERT MED ETT RØDT POLYGON.....	64
FIGUR 4.9 3D VISNING AV ALLE SUBSURFACE VIEWER MED MODELLINNGANGSPARAMETRENE.	65
FIGUR 4.10 MODELLERINGSPROSSESSEN I SUBSURFACE VIEWER.	65
FIGUR 4.11 SKJERMDUMP AV FEFLOW-GRENSESNIITTET.	67
FIGUR 4.12 VISER ALLE DE AKTIVE GRENSEBETINGELSENE I MODELLEN.....	68
FIGUR 5.1 GRUNNVANNSNIVÅ GJENNOM HELE HOVEDMÅLEPERIODEN	74
FIGUR 5.2 GRUNNVANNSNIVÅET UNDER PUMPETESTENE.....	76
FIGUR 5.3 GRUNNVANNSNIVÅ I BRØNNENE NÆRMEST GAULA	77
FIGUR 5.4 GRUNNVANNSNIVÅ I BRØNNENE MED STØRST AVSTAND TIL GAULA	77
FIGUR 5.5 GRUNNVANNSNIVÅ OG GJENNOMSNIITTLIG DØGNEDBØR.	78
FIGUR 5.6 GRUNNVANNSNIVÅ I BRØNN GI, RH1, BH OG LV - P4.....	79
FIGUR 5.7 GRUNNVANNSTEMPERATUR I ORMEL-BRØNNENE I HOVEDMÅLEPERIODEN.....	81

FIGUR 5.8 GRUNNVANNSTEMPERATUREN UNDER PUMPETESTER I HHV BRØNN LO, BS1, BS2, RH1 OG RH2.	82
FIGUR 5.9 GRUNNVANNSTEMPERATUR OG VANNSTAND I BRØNN RH1.	83
FIGUR 5.10 GRUNNVANNSTEMPERATUR OG VANNSTAND I BRØNN RH2.	83
FIGUR 5.11 GRUNNVANNSTEMPERATUR I BEGGE OBSERVASJONSBRØNNENE VED RÅDHUSET.	84
FIGUR 5.12 GRUNNVANNSTEMPERATUR OG NIVÅ I BS1.	84
FIGUR 5.13 GRUNNVANNSNIVÅ OG TEMPERATUR I BS2.	85
FIGUR 5.14 GRUNNVANNSTEMPERATUR OG NIVÅ I LV. F	86
FIGUR 5.15 GRUNNVANNSTEMPERATUR OG NIVÅ I BH.	86
FIGUR 5.16 GRUNNVANNSTEMPERATUR I BH OG GJENNOMSNIITLIG LUFTTEMPERATUR.	87
FIGUR 5.17 VANNIVÅ, TEMPERATUR OG LEDNINGSEVNE I GI MÅLT VED -5 M DYP.	88
FIGUR 5.18 GRUNNVANNSNIVÅ, TEMPERATUR OG LEDNINGSEVNE I RH1.	89
FIGUR 5.19 GRUNNVANNSNIVÅ, TEMPERATUR OG LEDNINGSEVNE I LV.	90
FIGUR 5.20 ELEKTRISK LEDNINGSEVNE I BRØNN GI, RH1 OG LV - P4	91
FIGUR 5.21 ELEKTRISK LEDNINGSEVNE MÅLT I ORMEL-BRØNNER OG GRUNNVANNSANLEGG	92
FIGUR 5.22 ELEKTRISK LEDNINGSEVNE PLOTTET MOT FILTERDYP.	92
FIGUR 5.23 SIKTEKURVER FOR PROVENE FRA BRØNN LO2	93
FIGUR 5.24 FRAKSJONSHISTOGRAM FOR PRØVENE FRA BRØNN LO2	94
FIGUR 5.25 HYDRAULISK KONDUKTIVITET FOR MASSEPRØVENE FRA ORMEL-BRØNNENE.	95
FIGUR 5.26 VISER 3D-MODELLEN MED DE 6 LAGENE ADSKILT, SETT SV-NØ.	96
FIGUR 5.27 PROFIL 11: N-S GJENNOM MELHUS SENTRUM VIA MELHUSRYGGEN.	96
FIGUR 5.28 PROFIL 26: LANGS NORDLIGE OMRÅDEAVGRENSNING	97
FIGUR 5.29 PROFIL 1: PARALLELT MED MELHUSRYGGEN TOPP.	98
FIGUR 5.30 PROFIL 6: LANGS SØR-ENDEN AV MODELLOMRÅDET, PARALLELT MED MELHUSRYGGEN.	98
FIGUR 5.31 PROFIL 20: PARALLELT OG VEST FOR GAULA.	99
FIGUR 5.32 PROFIL 4: PARALLELT MED MELHUSRYGGEN, GJENNOM SENTRUM.	99
FIGUR 5.33 S0: GRUNNVANNSNIVÅ UTEN GRUNNVANNSUTTAK.	100
FIGUR 5.34 S1: DAGENS GRUNNVANNSUTTAK.	101
FIGUR 5.35 S1: MAKSIMALT GRUNNVANNSUTTAK.	102
FIGUR 5.36 S3 FELLES UTTAKSLØSNING MED DAGENS UTTAKSVOLUM FOR LAG 4.	103
FIGUR 5.37 S3 FELLES UTTAKSLØSNING MED MAKSIMALT UTTAKSVOLUM FOR LAG 4	103
FIGUR 5.38 FELLES UTTAKSLØSNING MED PUMPERATER PÅ FEM GANGER DAGES UTTAK.	104
FIGUR 5.39 VARMETRANSPORT VED DAGENS UTTAKSMENGDE.	104
FIGUR 5.40 VARMETRANSPORT VED FELLES UTTAKSLØSNING, MED DAGENS UTTAKSMENGDE.	105
FIGUR 6.1 USIKKERHETSMOMENTER VED PRØVETAKNING UNDER BRØNNBORING.	116
FIGUR 6.2 FORSKJELL I ESTIMERT FJELLDYBDE	119

Tabelliste

TABELL 2.1 DETALJERT INNDELING I AKVIFERTYPER.	8
TABELL 2.2 OVERSIKT OVER LØSMASSENE'S INNDELING ETTER KORNTØRRELSE.	13
TABELL 2.3 AVRENNINGSFAKTORER FOR ULIKE OVERFLATETYPEN (SÆTERBØ. 1998)	22
TABELL 3.1 DE AKTIVE GRUNNVANNSANLEGGENE I MELHUS.	45
TABELL 4.1 OVERSIKT OVER TIDLIGERE UNDERSØKELSER UTFØRT I STUDIEOMRÅDET.	49
TABELL 4.2 OVERSIKT OVER DE NYE ORMEL-BRØNNENE.	50
TABELL 4.3 KILDER FOR DATAINNSAMLING.	51
<i>TABELL 4.4 SPESIFIKASJONER FOR DATALOGGERNE BRUKT TIL GRUNNVANNSOVERVÅKING</i>	52
<i>TABELL 4.5 MINSTE PRØVEMENGDE FOR SIKTEANALYSE</i>	55
TABELL 4.6 BESKRIVELSE AV PRØVEMATERIALE FRA BRØNN LOSJEVEIEN 2	56
TABELL 4.7 SAMMENDRAG AV RESULTATENE AV KORNFORDELINGSANALYSEN	58
TABELL 4.8 MÅLEPERIODE FOR MILJØINDIKATORLOGGING	60
TABELL 4.9 INNGANGSPARAMETRE VED BRUK AV VANNBALANSELIKNINGEN	60
TABELL 4.10 KVARTÆRGEOLOGISK LAGDELING I STUDIEOMRÅDET	62
TABELL 4.11 FEFLOW-GRIDETS BESTANDDELER	66
TABELL 4.12 MATERIALPARAMETRE TILGJENGELIGE DE ULIKE MODELLAGENE I STRØMNINGSMODELLEN	69
TABELL 4.13 MATERIALPARAMETRE TIL DE ULIKE MODELLAGENE I VARMETRANSPORTSMODELLEN	70
<i>TABELL 4.14 FILTERDYBDE OG PUMPERATE FOR GRUNNVANNSANLEGGENE VED DE ULIKE SCENARIOENE</i>	71
TABELL 5.1 VARIGHET FOR PUMPETESTENE I ORMEL-BRØNNENE	75
TABELL 5.2 MAKSIMALT OG MINIMALT VANNIVÅ FOR FIRE UTVALGTE TOPPER OG BUNNER FRA FIGUR 5.6.	79
TABELL 5.3 OVERSIKT OVER REGISTRERT TEMPERATURINTERVALL I OBSERVASJONSBRØNNENE I PERIODE 3.	80
TABELL 5.4 INNGANGSPARAMETRE OG BEREGNET HYDRAULISK KONDUKTIVITET FOR PRØVENE FRA BRØNN LO2	94
TABELL 5.5 BEREGNET OVERFLATEAVRENNING OG INFILTRERT NEDBØR FOR DE ULIKE AVRENNINGSFAKTORENE	95

Definisjoner

K – hydraulisk konduktivitet [m/s]

T - Transmissivitet

n_{eff} – Effektiv porøsitet

S – Magasinkoeffisient

Hydrostratigrafisk enhet - En geologisk enhet som er gruppert sammen på basis av liknende hydraulisk konduktivitet.

Grunnvannsmagasin – En akvifer, eller del av en akvifer som anses som en hydraulisk enhet.

Grunnvannsnivået/hydraulisk potensial h - Grunnvannets trykkehøyde målt i et punkt i magasinet i forhold til et referanseplan.

Lidar - Optisk fjernmålingsteknikk som brukes til hurtig måling av fysiske objekters posisjon.

Miljøindikator – En utvalgt parameter eller en miljøfaktor som gir en forenklet og representativ beskrivelse av et miljøtema som overvåkes. I denne oppgaven brukes miljøindikatorerne temperatur, vannivå og ledningsevne til å undersøke samspillet mellom elv og grunnvann.

Reinfiltrasjon – Sende brukt grunnvann tilbake til akviferen via en returbrønn

TIN (Triangular Irregular Networks) – Filformat basert på vektorer som fremstiller høyde ved å triangulere punktdata.

DEM (Digital Elevation Model) – Filformat basert på rastere som fremstiller høyde gjennom verdier i et array.

1 INNLEDNING

Melhus kommune deltar for tiden i ORMEL-prosjektet (2015-2018). ORMEL står for «Optimal ressursutnyttelse av grunnvann til oppvarming og kjøling i Melhus og Elverum». Begge kommunene har store grunnvannsressurser, og er foregangskommuner for bruk av grunnvannsbaserte varmpumper. På basis av dette ble det tre år lange forskningsprosjektet ORMEL startet opp i 2015. Prosjektet er et samarbeid mellom Melhus- og Elverum kommune, instituttene for geovitenskap og petroleum (IGP) og energi- og prosessteknikk (EPT) på NTNU, Norges geologiske undersøkelse (NGU) og Asplan Viak AS. Hovedformålet for prosjektet er å fremskaffe et faglig solid og bærekraftig grunnlag for en optimal utnyttelse og forvaltning av grunnvannsressursene i de to kommunesentrene.

Melhus har brukt grunnvannsbasert varme og kjølig siden slutten av 1990-tallet. Kommunens sentrum ligger på en stor akvifer bygget opp av glasifluviale avsetninger. Gjennom mange år med drift av grunnvarmeanleggene har det oppstått en rekke utfordringer, spesielt hos de nyeste anleggene som er etablert mot sørdelen av sentrum. Akviferen har vist seg å være mer kompleks enn antatt og brønnene har måtte gå dypere ned i avsetningen for å finne egnede masser. Et annet problem er at noen av anleggene ligger svært nærme hverandre, som skaper en risiko for at det kalde vannet som reinfiltres påvirker det varme vannet som pumper opp, og dermed nedsetter anleggets kapasitet.

For å kunne vurdere og optimalisere bruken av grunnvann som varmekilde er det nødvendig med en bedre forståelse av akviferens dannelse, oppbygning, utstrekning og mektighet, samt en forståelse av hvor kildene til nydannelsen av grunnvann befinner seg. Høsten 2015 og våren 2016 ble det etablert 10 nye undersøkelsesbrønner i Melhus sentrum i forbindelse med ORMEL-prosjektet. Brønnene har gitt ny informasjon om akviferen som kan bidra til å gi en bedre forståelse av akviferen.

Hensikten med denne masteroppgaven er å kombinere data fra de nye undersøkelsesbrønnene med data fra tidligere undersøkelser for å kunne analysere hvilken påvirkning dagens vann- og varmeuttak har på akviferen, og å vurdere kapasitet med tanke på fremtidig uttak. Dette løses en kvartærgeologisk studie av akviferens oppbygging, analyse og fremstilling av tidsavhengig måledata som er samlet i løpet av prosjektperioden, samt oppbygging av en grunnvannsmodell hvor grunnvannstrømning og varmetransport blir simulert med tanke på kapasitet og fremtidig uttaksstrategi.

Innledning

2 TEORI

Dette delkapittelet presenterer første del av litteraturstudiet som omhandler regional kvartærgeologi, hydrogeologi, grunnvarme og grunnvannsmodellering. Andre del av litteraturstudiet presenteres i kapittel 3, og omhandler nevnte forhold knyttet til studieområdet, og presenterer i tillegg tidligere undersøkelser utført i studieområdet og de viktigste resultatene.

2.1 Regional kvartærgeologi

Kvartærtiden i Trondheim

Kvartærtiden er betegnelsen på den nåværende geologiske perioden i jordas historie, og omfatter de siste 2,5 millioner år. Denne perioden preget i stor grad utviklingen av dagens landskap (Bargel et al., 2007). Kvartærtiden bestod av gjentatte isbre-dannelser og smelting som er opphavet til Norges furete fjellandskap, og har ført til avsetning av store mengder løsmasser på fastlandet og på kontinentalsokkelen. Kvartærtiden hadde omtrent 30 ulike istider ved de nordligste og sørligste breddegrader, hvor den siste, som kalles Weichsel, begynte for 115.000 år siden, og tok slutt for 10.000 år siden. I områder med innlandsis førte ismassenes vekt til en nedpressing av jordskorpen, med en påfølgende heving som begynte i slutten av tertiærtiden (65-1,8 mill. år siden) i forbindelse med isens tilbaketrekning. Denne landhevingen pågår fortsatt i dag, og har i kombinasjon med breens og elvers erosjon ført til utgraving av daler og fjorder, blant annet Gauldalen, Selbusjøen og Klæbuforsenkningen i Trondheimsområdet (Reite et al., 1999).

Oppbyggingen av løsmassene i Norge skjedde hovedsakelig under den siste isavsmeltingsperioden, eller senere. Det meste av løsmassene på land ble avsatt i perioden 13.000 – 8.500 år siden. Via dalfører, isstrømmer og elver ble løsmasseavsetninger avsatt der disse munnet ut. Områdene rundt Oslofjorden, Romerike og rundt Trondheimsfjorden har fått de største mektighetene av løsmasser avsatt (Dahl & Brattli, 2005).

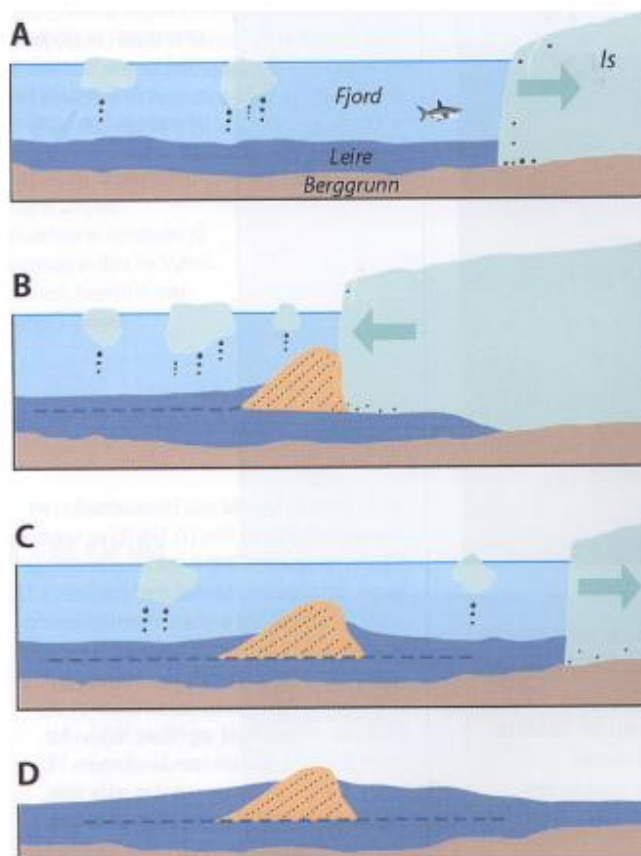
I Trondheimsfjorden skjedde isens tilbaketrekning etter den siste istiden trolig raskt grunnet kalving, som er betegnelsen på prosessen som skjer når store isbiter løsner fra kanten av isbreen (Store norske leksikon, 2015). Breens bevegelse stanset midlertidig, eller senket farten når isen nådde grunnere områder, spesielt ved fjellterskler i dalgangene. Breelvene dro med seg store mengder masser som ble avsatt som glasifluviale avsetninger. Ved relative lange stopp i tilbaketrekningen ble det dannet israndsdelta. Disse bygde seg opp til marin grense, som er betegnelsen på det høyeste nivået havet har hatt i forhold til landnivå. Ved en kortere stans eller mindre materialtilførsel ble ikke avsetningene bygget opp til over havnivå. Breavsetningene

blir da overdekket av marin leire, og kalles for randåser. Melhusryggen i Melhus kommune, som studeres i denne oppgaven, er en slik randås. Ryggen er dekket av marin leire (Reite, 1983).

Dannelse av en randås

Flere undersøkelser er gjort av Melhusryggen som tolker avsetningen til å være restene etter en glasifluvial randavsetning (Reite, 1983; Solberg et al., 2014; Muring, 1992). Avsetningen ble sannsynligvis avsatt i Yngre Dryas, for 10.730- 9.730 år siden (Dahl & Brattli, 2005). Forekomsten inneholder mer langtransportert materiale enn andre breavsetninger i området, som kan vise til at området var en hoveddreneringsvei under isavsmeltingen. Ryggen antas å ha blitt bygget opp i hele dalgangens bredde i dette området, men sannsynligvis ikke like høyde overalt. Landheving og erosjon fra elva Gaula har i etterkant skåret gjennom randavsetningen, og erodert bort dens venstre side (Solberg et al, 2014). Figur 2.1 viser det avsetningsmiljøet Melhusryggen mest sannsynlig ble dannet under. Dette skjedde i løpet av nedsmeltingsperioden da brefronten vekslet på å rykke fram og å trekke seg tilbake over Gauldalen.

- A. Først kalver breen og trekker seg tilbake i en mild periode. Hovedsakelig blir leire avsatt på fjordbunnen, samt litt masser med varierende fraksjoner fra flytende isklumper.
- B. Dette blir etterfulgt av en kaldere periode hvor breen rykker frem over de tidligere avsatte massene.
- C. Deretter følger en periode med stillstand, hvor breelver avsetter en randås foran brefronten, mens mer leire felles ut til bunnen litt lenger fra kanten.
- D. Breen trekker seg så igjen tilbake, og det blir avsatt mer leire over randåsen (Reite et al., 1999). Melhusryggen skiller seg fra denne fremstillingen ved at hele randåsen er dekket av et lag med marin leire (Solberg et al., 2014).

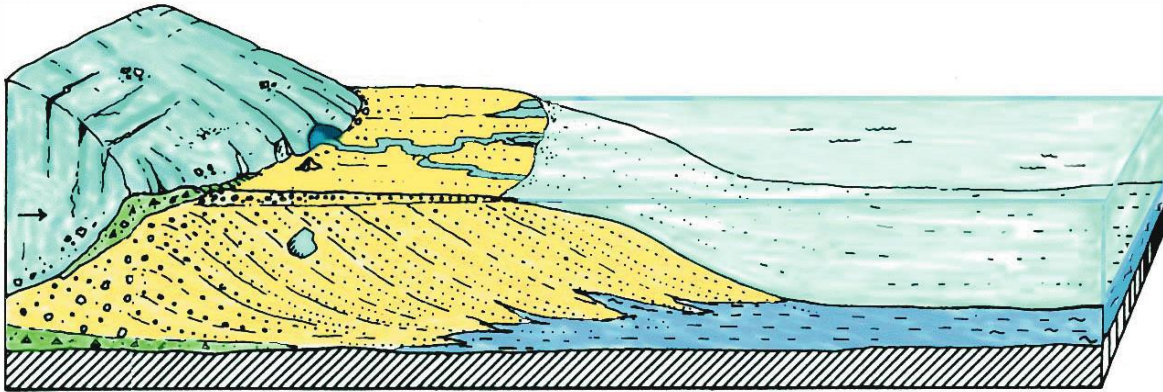


Figur 2.1 Viser dannelsen av en randås i fire trinn (Reite et al., 1999).

Seismiske undersøkelser utført av Mauring (1992) indikerte at det kan finnes en markert fjellterskel under Melhusryggen, omtrent 50 meter under havnivå. Terskelen kan være årsaken til dannelsen av Melhusryggen fordi den har forårsaket en stillstand i brebevegelsen, jf. Reite et al (1983). Seinere gravimetriske undersøker har imidlertid avkreftet at denne fjellterskelen eksisterer (Tassis et al., 2017). Ifølge Atle Dagestad, forsker ved Grunnvannslaget på NGU (personlig diskusjon på NGU, 30.11.2017), kan stillstanden ha vært forårsaket av en innsnevring av dalgangen.

Ettersom randåser er avsatt av breelver vil formasjonen ha en grad av lagdeling og sortering (Brattli, 2014b). Isbreens bevegelser frem og tilbake vil kjøre over og presse sammen de avsatte massene, så den opprinnelige lagdelingen blir ødelagt. Derfor kan en ikke forvente å finne lagdelte skrålag, men en mer kompleks løsmassesammensetning, spesielt på støtsiden av randåsen (Solberg et al., 2014). Figur 2.2 viser en modell av oppbyggingen til et ideelt brerandsdelta, som vil være identisk som en randås, bortsett fra topplaget som ikke vil forekomme i sistnevnte. Fremstillingen viser at distalsiden har grove masser, proksimalsiden har grovest materiale nærmest toppen, og gradvis finere distalt, og i dypet. Fremstillingen viser bunnmorene i dypet og avsmeltingsmorene øverst ved distalsiden. Marin leire blir avsatt distalt

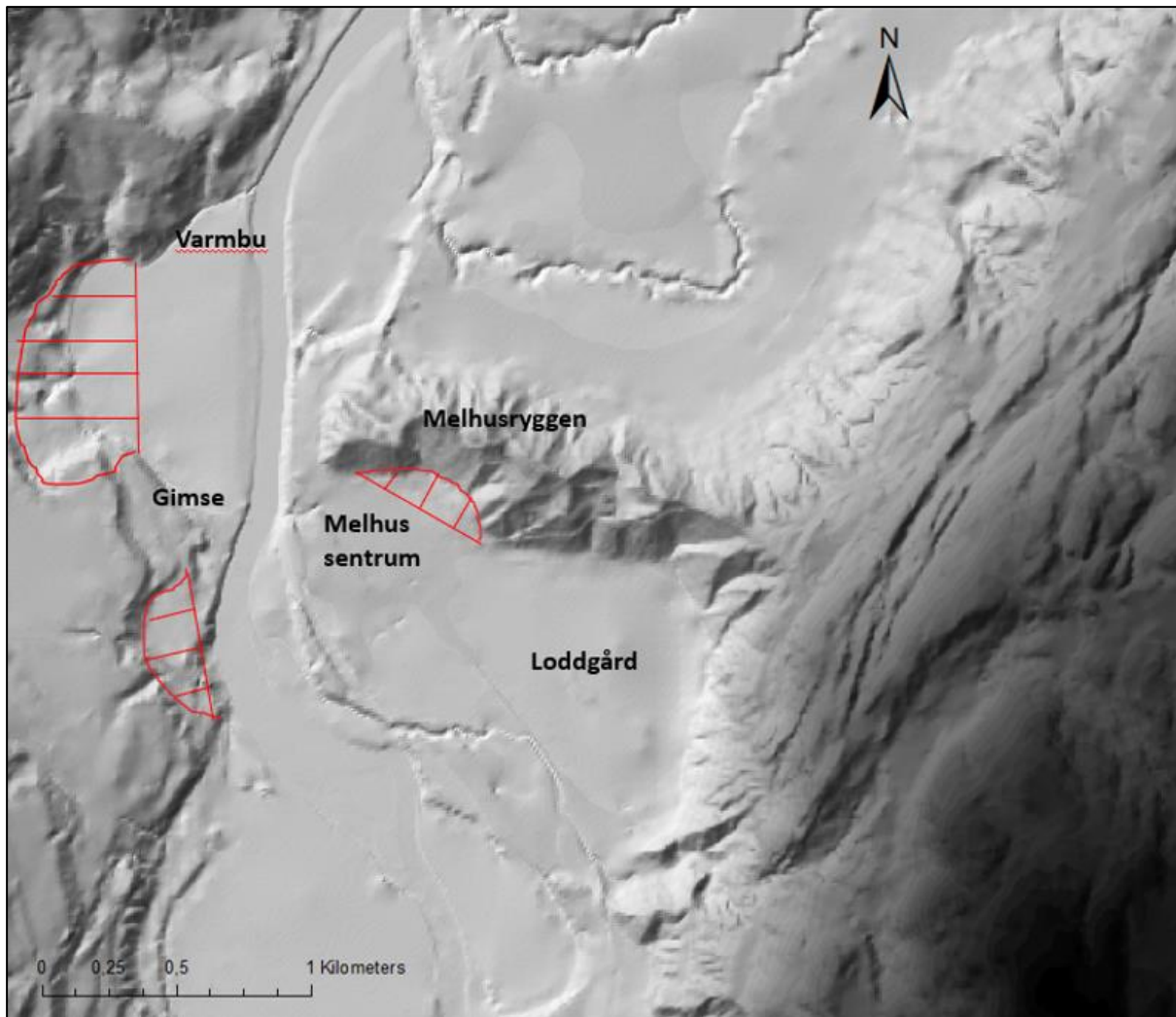
fra breslam som føres ut i havet med smeltevannet. Slammet vil så aggregeres rundt salt havvann, og gradvis sedimenteres på havbunnen (Brattli, 2009).



Figur 2.2 Modell av et brerandsdelta. Viser hvordan det blir avsatt skrådelte gruslag i havet etter hvert som breen trekker seg tilbake. Det flate topplaget vil ikke være tilstede i en randås (Brattli, 2014b).

Landheving, elveerosjon og leirras

Etter breens oppkalving smeltet isen videre innover Trondheimsområdet. Da området ble isfritt hadde isens vekt ført til at store deler av Trondheim var sunket under havnivå. Da isen smeltet begynte landet igjen å stige, med en hastighet på 60 mm pr. år på det meste. For omtrent 9600 år siden nådde Trondheimsfjorden 120 meter over dagens nivå. Elvene Nidelva og Gaula rant også på denne tiden i området, og eroderte i de eksisterende løsmassene. Figur 2.3 viser tydelige spor av Gaulas gamle elveløp på både nord- og sørsiden av Melhusryggen. Denne elveerosjonen, samt høye og bratte skråninger i de avsatte massene har ført til dårlig stabilitet, og det er funnet flere spor av store og små utglidninger i leire og andre masser i elvedalene (Reite et al, 1999). I Melhus sentrum utgjør materiale fra disse skredene overflatelaget, og sedimentologiske undersøkelser utført av Hansen et al. (2007) viser at disse har en tykkelse på opptil 8 m og sannsynligvis dekker store arealer i dalbunnen. Ut fra dette og aldersdateringen ble det konkludert med at det har vært flere større leirskred i området i middelalderen.



Figur 2.3 Gamle elveløp og skredgroper rundt Melhus Sentrum. Kartet er hentet fra Høydedata (2017), og baserer seg på en lidarscanning gjort i 2015. Skredgroperne er tegnet inn basert på personlig kommunikasjon med Inger-Lise Solberg (Forsker NGU, 11.10.2017).

2.2 Hydrogeologiske prinsipper

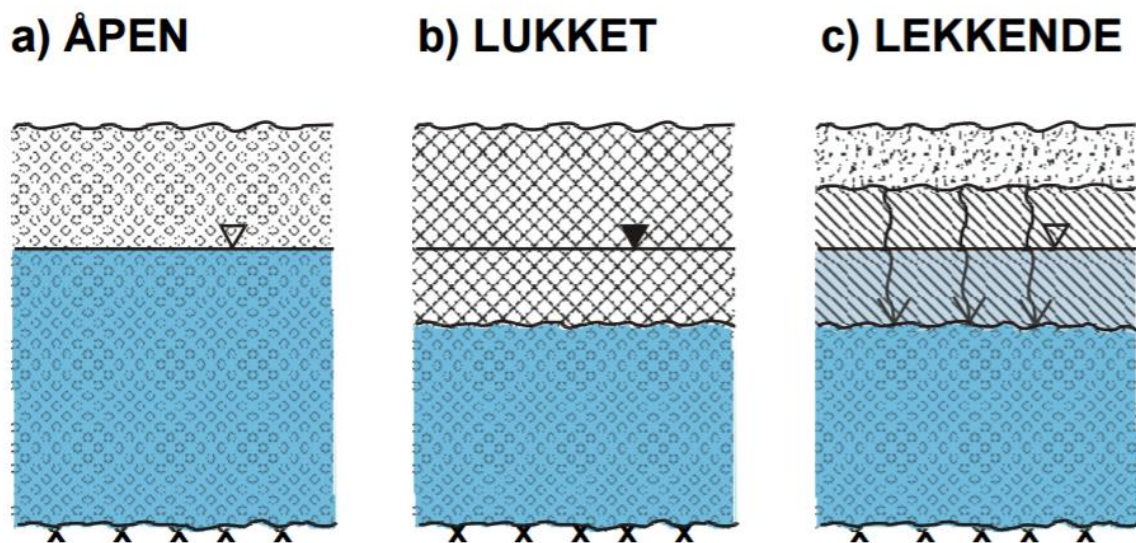
2.2.1 Grunnvann og akviferer

Undergrunnen kan deles inn i en mettet og umettet sone, og grunnvann er betegnelsen på fritt bevegelig vannet i mettet sone. Grensen mellom mettet og umettet sone kalles grunnvannsspeilet i åpne akviferer, og definerer øvre grense for grunnvann. Dette er der det hydrostatiske trykket tilsvarer det atmosfæriske. Grunnvannsnivået følger normalt topografiske landskapsformer og varierer i sammenheng med klimatiske forhold som nedbør og temperatur i åpne akviferer (Brattli, 2009).

En akvifer er det mediet som grunnvann strømmer i. Akviferen defineres som «en vannmettet geologisk formasjon, tilstrekkelig gjennomtrengelig for grunnvannsuttak i anvendbare

mengder» (Brattli, 2009, s 23). Denne geologiske formasjonen kan være permeable bergarter med høy porøsitet eller oppsprekningsgrad eller løsmasser bestående av sand og grus.

Det skilles mellom åpne, lukkede og lekkende akviferer. **Åpne akviferer** har grunnvann som står i direkte kontakt med atmosfæren. Disse blir hovedsakelig matet av sigevann gjennom den umettede sonen. **Lukkede akviferer** har grunnvann som er skilt fra atmosfæren med tette impermeable lag over og under. Dette fører til at grunnvannet i akviferen får et trykk som er høyere enn atmosfæretrykket. Grunnvannets toppnivå kalles trykkflate eller potensiometerflate i lukkede akviferer. Hvis vannets trykkflate stiger over terrengnivå kalles systemet artesisk, og forårsakes av at akviferen mates fra et høyereliggende område. Lukkede akviferer vil ikke få nydannelse av grunnvann gjennom nedbør, og kan derfor ha kildeområdet et stykke unna forekomsten. Akviferer kan også være **lekkende** ved at det tette overlaget ikke er helt impermeabelt. En liten grad av mating fra nedadgående sigevann gjennom det delvis tette laget er da mulig. (Fetter, 1994). Figur 2.4 viser en enkel fremstilling av de ulike typene.



Figur 2.4 De ulike akvifertypene. Grunnvannsnivået er markert med en trekant. Modifisert av Førde (2015) fra Brattli (2009).

En akvifer kan også defineres etter hvordan den blir tilført nytt grunnvann. Tabell 2.1 gir en oversikt over utvidede definisjoner av ulike akvifertyper, hentet fra Grunnvann i Norge (2016b)

Tabell 2.1 Detaljert inndeling i akvifertyper.

Akvifertype	Definisjon
Akvifer, lukket	Akvifer som ligger under et lag, eller mellom to lag, med betydelig lavere hydraulisk konduktivitet.

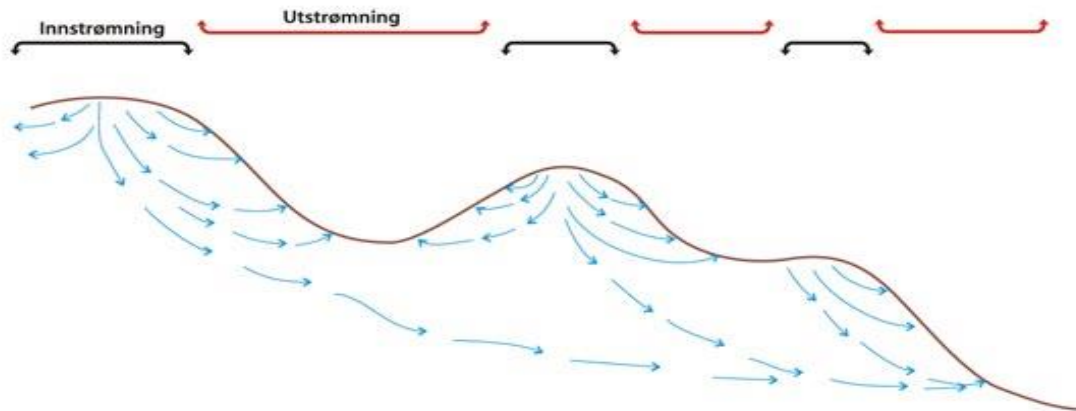
Akvifer, åpen-selvmatende	Akvifer der nydannelsen av grunnvann skjer ved direkteinfiltrasjon av nedbør.
Akvifer, åpen	Akvifer der grunnvannsoverflaten står i direkte vertikal kontakt med atmosfæren, og dermed har atmosfærisk trykk.
Akvifer, åpen-infiltrasjonstypen	Akvifer der nydannelsen av grunnvann skjer gjennom infiltrasjon fra nærliggende vassdrag.
Akvifer, lekkende/utett	Lukket akvifer der det sperrende lag har en viss gjennomtrengelighet.

Lokal og regional grunnvannsstrømning

Grunnvann strømmer fra områder med høyt trykknivå til områder med lavere trykknivå drevet av gravitasjon. Tilsig til grunnvannsmagasinet skjer i innstrømningsområder som kan være topografiske høyder som åsrygger og flater, mens utløp fra magasinet skjer i forsenkninger i landskapet og kan sees i landskapet som myrer og kilder se figur 2.5 (Grunnvann i Norge, 2016).

Grunnvannstrømning kan være lokal eller regional. Lokalt grunnvannsstrømningssystem har tilsigsområde ved ett lokalt høydedrag, og sin utløpsområde ved en tilsvarende topologisk bunn. Figur 2.5 viser et system med 3 lokale strømningssystemer. Lokale strømningssystemer har vanligvis korte strømningsveier, og størrelsen på tilsigsområdet kan være stort sammenlignet med vannvolumet i akviferen. Derfor har vannet kortere kontakttid med mineralene, og er mineralisert i liten grad. Temperaturen til vannet som kommer fra et lokalt strømningssystem vil ligge rundt den gjennomsnittlige årlige temperaturen (Fetter, 1994).

Regionale strømningssystemer har tilsigsområdet ved bassengskillet og utslippsområdet ved hovedutløpet. Figur 2.5 viser ett regionalt strømningssystem, Både akviferens dybde og terrengflatens helning er avgjørende for utviklingen av det Regionale systemet. Vannet vil strømme sakte og sirkulerer dypt innad i akviferen, ettersom strømningslinjene er lange. Vannet fra det regionale strømningssystemet sannsynligvis ha høy grad av mineralisering og hevet temperatur grunnet den geotermale gradienten, som forårsaker en temperaturstigning på 2,5 °C per 100 m dyp. Dette avgjøres også av hvor reaktive mineralene er, og magasinets dybde. Fossilt grunnvann er betegnelsen på vann i et grunnvannsmagasin som ikke sirkulerer, og dermed er ute av det hydrologiske kretsløp (Fetter, 1994).



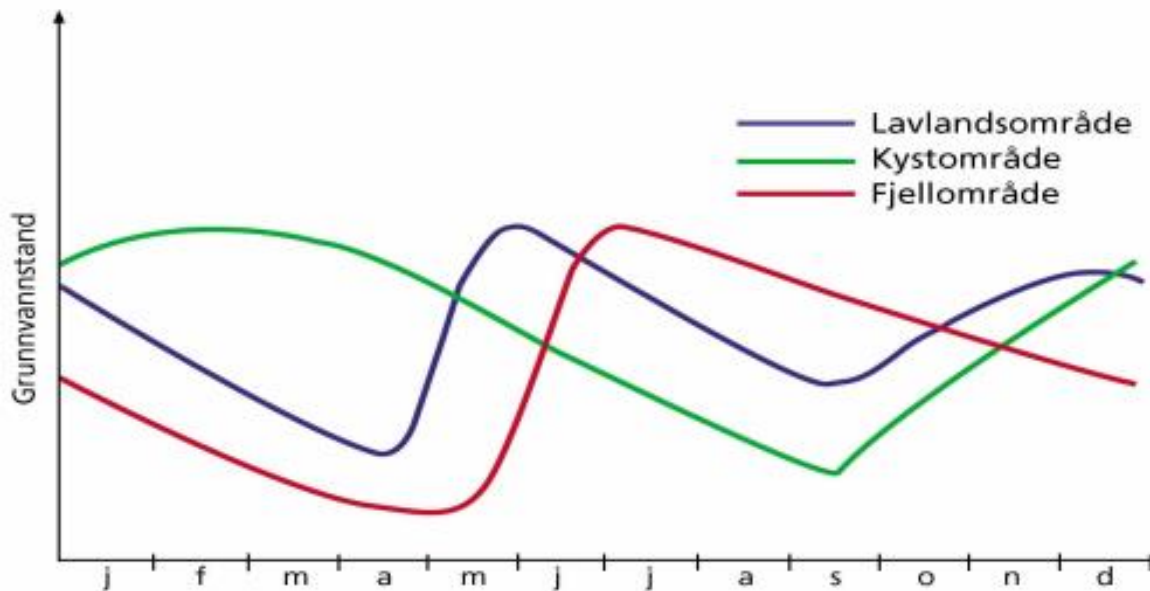
Figur 2.5 Lokal og regional grunnvannstrømning i en åpen akvifer. Figuren viser ett regionalt grunnvannssystem, og tre lokale, med tilsig i høydene og utløp i dalene (Grunnvann i Norge, 2016a).

Sesongbetingede fluktuasjoner

Grunnvannsnivåets variasjoner gjennom året skyldes hovedsakelig klimatiske variasjoner, men kan i noen tilfeller skyldes menneskelige inngrep, som f.eks. pumping eller graving. De sesongvariasjonene som påvirker grunnvannstanden mest er nedbørsmengde og snøsmelting. Figur 2.6 viser variasjon i grunnvannstand for tre ulike klimatiske områder i Norge. For området studert i denne oppgaven er den blå kurven som representerer lavlandsområder relevant. I følge fremstillingen i figuren vil grunnvannsnivået i lavlandet nå to toppnivå og bunnivå hvert år. Om våren vil nivået være minst grunnet teledannelse i jorden som skjer over vinteren. Vannet blir trukket opp fra underliggende lag, mot isfronten. I tillegg kommer mye nedbør som snø, som lagres på overflaten. Når tele og snø smelter økes vannivået til et maksimum på starten av sommeren. I sommermånedene fører mye vegetasjon til økt evapotranspirasjon. Kombinert med lite nedbør vil det igjen skje et fall i vannstanden. Grunnet høy lufttemperatur i lavlandet vil høstnedbør også kunne gi grunnvannsdannelse, og føre til ett nytt maksimum på senhøsten. Dette variasjonsmønsteret gjelder for åpne grunnvannsmagasiner, hvor nydannelsen av grunnvann er avhengig av nedbørs- og avsmeltingsforhold. Hos et magasin med tykk umettet sone vil det bli en faseforskyvning i fremstillingen (Pedersen et al., 2003).

I følge Kirkhusmo og Sønsterud (1988) vil grunnvannsvariasjonen i fluvialt og glasifluvialt materiale som regel være mindre enn 3 m. grunnet høy effektiv porøsitet, men at langtidsvariasjonene fortsatt kan være store. Et typisk grunnvannsmagasin vil også ha jevn temperatur omtrent 10-15 meter under grunnvannsnivået. Grunnvannet over dette nivået vil ofte svinge med lufttemperaturen, med en faseforskyvning på $\frac{1}{2}$ år.

Kortidsvariasjoner i grunnvannsnivå kan også forekomme. Akviferer som kommuniserer med elver eller vassdrag vil også fluktuere sammen med vannstanden i disse (Brattli, 2009). Kort intensivt regn vil også kunne gi korttidsfluktuasjoner, men dette vil avhenge av tykkelse og permeabilitet i mettet sone (Brattli, 2009)



Figur 2.6 Grafene viser årtidsfluktuasjoner for grunnvannsnivået for tre ulike klimatiske områder i Norge. Melhus ligger i et lavlandsområde, og vil derfor være representert av den blå grafen. Modifisert etter Pedersen et al. (2003).

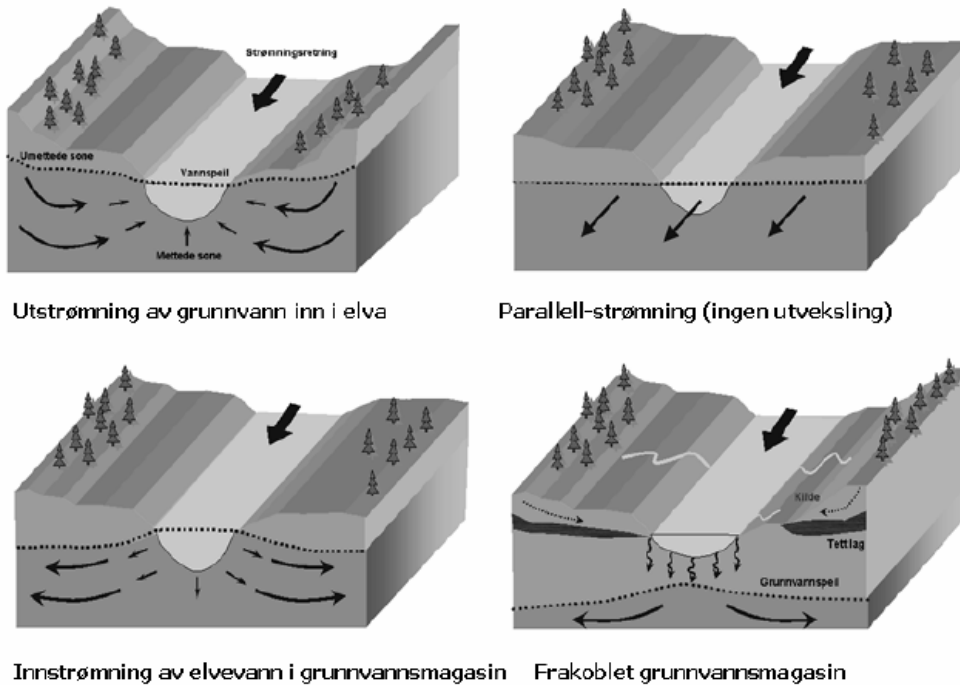
Kommunikasjon med vassdrag

Overflatevann som elver og innsjøer vil påvirke vannstand i åpne og lekkende akviferer. Hvordan denne påvirkningen forløper kan beskrives gjennom fire teoretiske modeller, fremstilt i figur 2.7. Den første og andre strømningsmodellen går ut på at elva mater grunnvannet, og at grunnvannet mater elva. Det tredje tilfellet tar for seg parallell strømming av elv og grunnvann, som bare vil gi små vannutvekslinger ved elvebunnen. Det siste tilfellet fremstiller utveksling hvor grunnvannsmagasinet ikke er koblet til elvevannstanden, og vannet må sige gjennom en umettet sone med høy mektighet (Colleuille et al., 2005).

I de tilfellene der grunnvannet er i kontakt med en elv vil det i virkeligheten skje en toveis kommunikasjon, som går ut på at grunnvannet både mates av og mater elver og innsjøer. Hvilken vei prosessen foregår, avhenger av grunnvannsnivået og vannføringen i vassdragene. I perioder med lite nedbør og overflateavrenning vil grunnvannet kunne være den viktigste bidragsyteren til vannføringen i vassdragene. I norske elver kan grunnvannsbidraget kan utgjøre så mye som 40-100% av det totale avløpet i lavvannsperioder om vinteren og/eller sensommeren (Grunnvann i Norge, 2015).

I Norge er det vanligvis en sterk sammenheng mellom svingninger i grunnvannstanden i elvesletter, og elvevannstanden i vassdraget. Dette forårsakes ikke nødvendigvis av at grunnvannet består av elvevann, men av at det er god hydraulisk kontakt mellom de to miljøene. Det meste av grunnvannet består i de fleste tilfellene av vann med lang oppholdstid. Når avstanden fra elven øker med flere hundre meter vil ofte finkornede materialer og stort grunnvannstilsig fra høyere liggende områder utjevne elvevannstandens påvirkning. Det kan finnes lokale områder hvor grunnvannstilsiget er så lavt at elven mater grunnvannsmagasinet permanent (Colleuille et al., 2005).

Strømningsforhold og utvekslingsprosesser



Figur 2.7 Interaksjon mellom elv og grunnvann for fire ulike utvekslingsprosesser (Colleuille et al., 2004b).

I tilfeller med kommunikasjon er det interessant å vite hvor raskt en endring i elevnivået gjenspeiles i grunnvannet. Gjennom overvåking av grunnvannsnivå og elvevannstand kan det fremstilles grafer for maksimal og minimal vannstand i elva og grunnvannsnivået. Disse kan så brukes til å bestemme faseforskyvningen i tid mellom toppene og bunnene for hver enhet. Tidsforsinkelsen bestemmes av porøsiteten og den hydrauliske konduktiviteten til sedimentene. Hovedsakelig er det egenskapene til bunnsedimentene som vil kunne bestemme faseforskyvningens størrelse. Tidsforsinkelsen mellom vannstandstopper og vannstandsbunner mellom elva og grunnvannet vil være en funksjon av magasinkoeffisienten, mens

trykkforskjellen vil være en funksjon av den hydrauliske konduktiviteten i de aktuelle sedimenter (Colleuille et al., 2004b).

Vannets temperatur og elektriske konduktivitet er andre miljøfaktorer som bidrar til forståelsen av kommunikasjon mellom elv og akvifer. I perioder med høy vannførsel i en elv vil det bli tilført en stor mengde ionefattig regn- og smeltevann. Hvis grunnvannet samtidig får senket hydraulisk konduktivitet tyder dette på at den blir matet av elva. Det motsatte tilfellet vil indikere at elva i stor grad er grunnvannspåvirket. Grunnvanntemperaturen vil ofte være høyere enn i omliggende vassdrag, og derfor vil temperaturserier være en god indikator på grad av infiltrasjon til grunnvannet. Små variasjoner i elvetemperatur sommer og vinter vil tilsi et høyt grunnvannsbidrag (Colleuille et al., 2005). Elektrisk ledningsevne er en miljøparameter som er gunstig for å avdekke strømningsmønster i undergrunnen. Allikevel vil parametren kun kunne gi en indikasjon på grunnvannets oppholdstid og strømningsmønster ettersom den også avhenger av hvor reaktive mineralene er (Colleuille et al., 2004b).

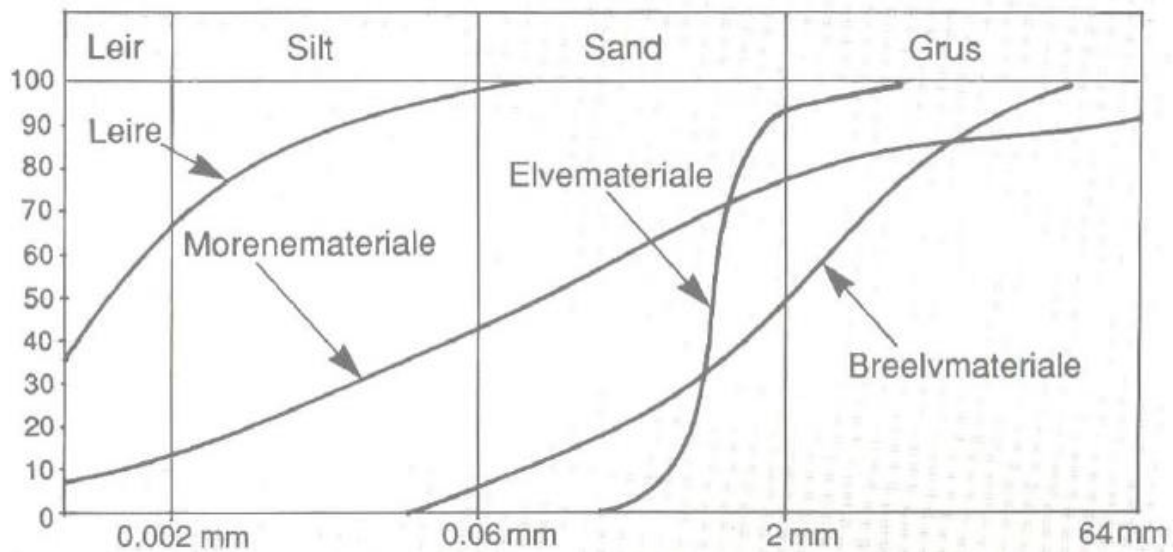
2.2.2 Hydrogeologiske parametre

En akvifers egenskaper beskrives kan beskrives med hydrogeologiske parametre. De viktigste er kornstørrelse og kornfordeling, porøsitet, hydraulisk konduktivitet og magasinkoeffisient. Parametrene kan bestemmes ved prøveboring, prøvetakning og prøvepumping av akviferen.

En jordart deles inn i kornfraksjonene presentert i tabell 2.2. Kornfordelingen kan bestemmes på laboratoriet. Ved fraksjoner over 63 μm utføres det en sikteanalyse, mens fraksjoner under 63 μm kan bestemmes ved bl.a. hydrometeranalyse. De relative mengdene av de ulike fraksjonene kan så fremstilles grafisk ved histogram, eller med kumulative kurver. Da vil x-aksen angi kornstørrelse i logaritmisk skala, og y-aksen viser vektprosenten i lineær skala. Figur 2.8 viser typiske kornkurver for fire forskjellige løsmassetyper; leir, silt, sand og grus (Brattli, 2014a).

Tabell 2.2 Oversikt over løsmassenes inndeling etter kornstørrelse. Modifisert etter (Brattli, 2009)

Fraksjonsnavn	Kornstørrelse [mm]
Blokk	<600
Stein	600-60
Grus: grov /middels / fin	60-20 / 20-6 / 6-2
Sand: grov /middels / fin	2-0,6 / 0,6-0,2 / 0,2-0,06
Silt: grov /middels / fin	0,06-0,02 / 0,02-0,006 / 0,006-0,002
Leir	<0,002



Figur 2.8 Kornkurve for løsmasser med fire forskjellige dannelsesmekanismer (Brattli, 2014a).

Jordartens grad av heterogenitet kan beskrives med **graderingstallet** C_u som er definert som:

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (2.1)$$

Hvor $Q_{10/60}$ angir kornstørrelse i mm ved 10%/60% siktegjennomgang. Er graderingstallet høyt er jordarten velgradert, og består av varierte fraksjoner. Et lavt graderingstall angir en ensgradert jordart, hvor en fraksjon dominerer. Formelt følges følgende klassifisering (Brattli, 2014a):

$C_u < 5$	Ensgradert
$5 < C_u < 15$	Middels gradert
$C_u > 15$	Velgradert

Porøsitet, n , er andelen av et gitt volum i et materiale som består av tomrom, kalt porerom. Dette oppgis som materialets enhetsvolum av porer V_p som prosentandel av det totale enhetsvolumet V_{tot} , som består av både porer og fast materiale (Hiscock & Bense, 2014).

$$n = \frac{V_n}{V_{tot}} \times 100 \% \quad (2.2)$$

Graden av porøsitet i en løsmasseavsetning vil avhenge av sorteringsgrad, kornstørrelse, kornform, pakningsgrad og orientering av kornene, mens den i berg vil avhenge av oppsprekningsgrad og karakter. I hydrogeologien brukes ofte effektiv porøsitet n_{eff} som defineres som volum av drenerbare porer (Brattli, 2009). Effektiv porøsitet for et materiale kan bestemmes på laboratoriet ved å tørke en prøve til alt porevann er fordampet, for så å senke

prøven i væske med kjent volum, og finne volumet på vannet som igjen fyller porene (Fetter, 1994).

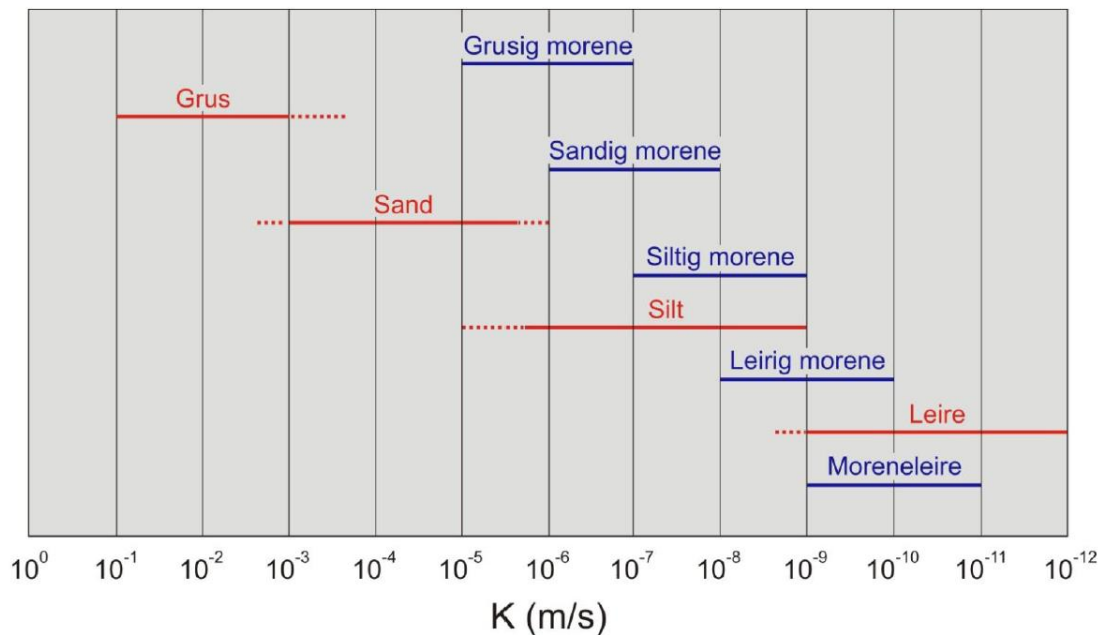
Hydraulisk konduktivitet K beskriver i hvilken grad en væske kan strømme i et geologisk materiale, og uttrykkes gjennom følgende formel.

$$K = k \times \frac{\rho g}{\mu} \quad \text{hvor } k = Cd^2 \quad (2.3)$$

Formelen tar for seg væskens strømningssegenskaper uttrykt i viskositeten μ og gravitasjonsenergien uttrykt som den spesifikke vekten til væsken, ρg . Det porøse mediet blir representert i formelen gjennom permeabiliteten k , uttrykt med proporsjonalitetsfaktoren C , og gjennomsnittlig porediameter d . Generelt sett vil grovkornet og sterk oppsprukket materiale ha høy hydraulisk konduktivitet, mens finkornede silt og leir-jordarter har lave konduktivitet. (Hiscock & Bense, 2014). Figur 2.9 viser vanlige verdier for hydraulisk konduktivitet for ulike løsmassetyper.

Hydraulisk gradient I defineres som endring i total hydraulisk trykkehøyde pr. lengdeenhet langs grunnvannets strømlinje. Gradienten er en vektorstørrelse som tilsvarer helningen på grunnvannsnivået (Brattli, 2009).

Homogenitet og isotropi er to begreper som sier noe om akviferens uniformitet. En homogen akvifer er vil ha lik konduktivitetsverdi i hele akviferen men en isotrop akvifer vil ha samme konduktivitetsverdi i x, y og z retning (Brattli, 2009). Løsmasseakviferer er ofte avsatt i et sedimentasjonsmiljø som gjør at partikler blir avsatt liggende i foretrukket orientering. Dette gjør at den vertikale hydrauliske konduktiviteten er mindre enn den horisontale. Gjennomsnittlig er anisotropigraden på 10 i grove materialer, som vil si at K_z er lik $K_x/10$ (Colleuille et al., 2004b). **Transmissivitet T** er en størrelse som tar hensyn til anisotropi. Transmissivitet definert som mengden vann som kan strømme horisontalt gjennom en mett akvifer med hydraulisk gradient I lik 1. Størrelsen reflekterer derfor størrelsen til hele akviferen, men forutsetter tilnærmet horisontal strømning. (Brattli, 2014a).



Figur 2.9 Hydraulisk konduktivitet for ulike jordarter (Brattli, 2014b).

Magasinkoeffisienten S er den mengden vann som vil bli magasinert eller frigjort når grunnvannsnivået i åpne akviferer eller trykkflaten i lukkede akviferer blir hevet eller senket med en enhetshøyde. Magasinkoeffisienten beskrives med den spesifikke magasinkoeffisienten S_s og vannavgivningstallet S_y . Den spesifikke magasinkoeffisienten beskriver akviferens elastisitet som avhenger av kornstørrelse, kornform, pakningsgrad og vannets kompressibilitet. I en lukket akvifer ligger trykkflaten over akviferen, og alle porene er vannmettet. Magasinkoeffisienten blir da $S=S_s m$, hvor m er mektighet i meter. Generelt er magasinkoeffisienten liten, 0,005 eller mindre, og pumping vil påvirke relativt store deler av akviferen (Brattli, 2009).

I en åpen akvifer vil porerommenes oppfylling eller tømning resultere i en forandring i magasinert vann. Magasinkoeffisienten blir derfor en funksjon av vannavgivningstallet S_y , som er forholdet mellom det geologiske mediets fritt drenerbare vannvolum og det totale volumet. Magasineringsen vil også påvirkes av vannets elastisitet, men bidraget er så lite at det kan neglisjeres. Magasinkoeffisienten i åpne akviferer blir derfor $S=S_y$, som tilsvarer den effektive porøsiteten n_{eff} . Verdien ligger vanligvis mellom 0,01 og 0,3 (Brattli, 2009).

2.2.3 Strømning i en akvifer

Vannet strømmer fra et punkt til et annet på grunn av energiforskjeller mellom punktene. **Det hydrauliske potensialet h** er det nivået vannet i en akvifer ville hatt i et åpent rør. I åpne akviferer er dette grunnvannsspeilet, mens i lukkede er det trykknivået. Potensialet kan

beskrives som summen av stedshøyde z og trykkehøyde h_p over et gitt referansenivå. Dette settes oftest til meter over havet (Brattli, 2009).

$$h = z + h_p \quad (2.4)$$

Kraftpotensialet Φ angir retningen til grunnvannstrømningen og er definert som den totale potensielle energien, eller energi pr massenhet.

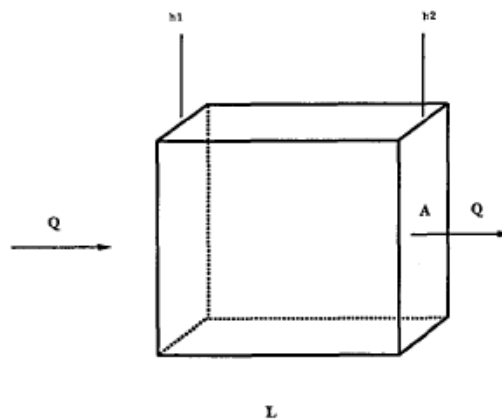
$$(\Phi) = gh \quad (2.5)$$

Vannet vil alltid strømme mot avtagende kraftpotensial. Hverken stedshøydeforskjeller eller trykkehøydeforskjeller kan alene bestemme strømningens retning (Brattli, 2009).

Henry Darcy (1853) studerte vannbevegelser gjennom porøse medier. Han formulerte Darcys lov, som sier at **strømningsraten Q** (fluksen) er proporsjonal med avtagende hydraulisk potensial, areal og motsatt proporsjonal med strømningslengden. Loven kan skrives som (Fetter, 1991):

$$Q = -KA \frac{\delta h}{\delta l} \quad (2.6)$$

Hvor A er mediets tverrsnittsflate, og dh/dl er den hydrauliske gradienten I , se figur 2.10.



Figur 2.10 Prinsippskisse for Darcys lov. Prismet representerer et porøst medium.

Forutsetningen for at grunnvannstrømning skal følge Darcys lov, er at strømmingen er laminær.. Likningen forutsetter et porøst, homogent og isotropt medium.

Strømningsretningen i en akvifer uttrykkes med strømningshastighetsvektorer. Kurvene som tangerer disse vektorene kalle strømningslinjer (2D) og strømningsflater (3D). Den generelle Darcy-likningen uttrykt i formel 2.6 beskriver grunnvannstrømning i en dimensjon. I

Teori

virkeligheten er strømmingen tredimensjonal, og dette kan fremstilles ved å partiell derivere Darcy-likningen med hensyn på x-, y- og z-koordinater (Brattli, 2009):

$$\mathbf{q}_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x}, \mathbf{q}_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y}, \mathbf{q}_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (2.7)$$

Matematiske strømningsberegninger bygger på forutsetningen om konservering av masse. Dette prinsippet kan uttrykkes med kontinuitetslikningen for masse:

$$-\left[-K_x \frac{\partial(p_w q_x)}{\partial x} + K_y \frac{\partial(p_w q_y)}{\partial y} + K_z \frac{\partial(p_w q_z)}{\partial z} \right] = \rho_w S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.8)$$

Ved å sette Darcy-hastighetene i x- y- og z-retning inn i kontinuitetslikningen fås likningen for tredimensjonal transient mettet grunnvannstrømning:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.9)$$

Ved stasjonær strømning vil potensialhøyden holdes konstant. Hvis det antas en homogen og isotrop akvifer kan ligningen for stasjonær strømning skrives som:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (2.10)$$

Likning (2.10) kalles Laplace-likningen. Løsningen krever kjennskap til randbetingelsene til akviferen, dvs. lagdeling, geometri og grunnvannsnivå ved hydrauliske grenser, og eventuelle flukser (Brattli, 2009).

2.2.4 Grunnvannsuttak, pumpesteter og reinfiltrasjon

Uttak av vann fra et grunnvannsmagasin vil føre til lokal strømning. Når en brønn pumpes vil det dannes en senkningstrakt rundt brønnen, hvis størrelse avhenger av akviferens hydrauliske egenskaper. Hydraulisk konduktivitet (K) og transmissiviteten (T) avgjør hvor enkelt vannet kan strømme gjennom akviferen, mens magasinkoeffisienten (S) angir uttaksmengden ved en gitt senkning av grunnvannsnivået. Brønnens influensområde blir definert av senkningstraktens ytre grenser. Ved å prøvepumpe en brønn, som vil si å pumpe brønnen med en kontrollert rate, kan akviferens hydrauliske egenskaper bestemmes. (Brattli, 2009)

Pumpesteter under transiente og stasjonære tilstander

Når en brønn pumpes, og senkningstrakten er under utvikling kalles pumpeforholdene for **transiente**. Mange pumpesteter utføres under disse forholdene fordi en stabilisering tar for lang tid, eller ikke forekommer i det hele tatt under pumpingen. Tidsavhengige senkningsdata fra

disse testene kan allikevel benyttes til å beregne T og S-verdier ved hjelp av Theis (1935) brønnlikning, som tar utgangspunkt i diffusjonslikningen for transiente strømning i to dimensjoner. Likningen kan forenklet uttrykkes som:

$$s = \left(\frac{Q}{4\pi r T} \right) * W(u) \quad (2.11)$$

Hvor s er senkningen i en avstand r fra pumpebrønnen, Q er pumperaten, T er transmissiviteten, S er magasinkoeffisienten, W(u) er brønnpumpefunksjonen beskrevet som intergralet $\int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du$. Likningen løses med tabulerte verdier av W(u) eller grafisk ved å bruke Theis typekurve. Metoden gjelder for lukkede akviferer. Det er utviklet egne metoder for lekkende og åpne akviferer, men disse vil ikke gås nærmere inn på her.

Ved pumping under **stasjonære** tilstander er det innstilt en likevekt, hvor grunnvannstrømningens størrelse og retning rundt brønnen er konstant. Den hydrauliske konduktiviteten og transmissiviteten kan beregnes med formler utledet fra Darcy-likningen hvis akviferens mektighet er kjent. Formelen som brukes til beregningene kalles **Thiems likning** og kan modifiseres så den gjelder for både åpne og lukkede akviferer. Formlene kan uttrykkes på følgende måte (Brattli, 2009):

$$T = \frac{Q}{2\pi(h_2 - h_1)} * \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad (2.12) \qquad K = \frac{Q}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \quad (2.13)$$

Thiems formel for lukket akvifer

Thiems formel for åpen akvifer

Hvor h1 og h2 er trykknivået i peilebrønn 1 og 2 i avstand r1 og r2 fra pumpebrønnene.

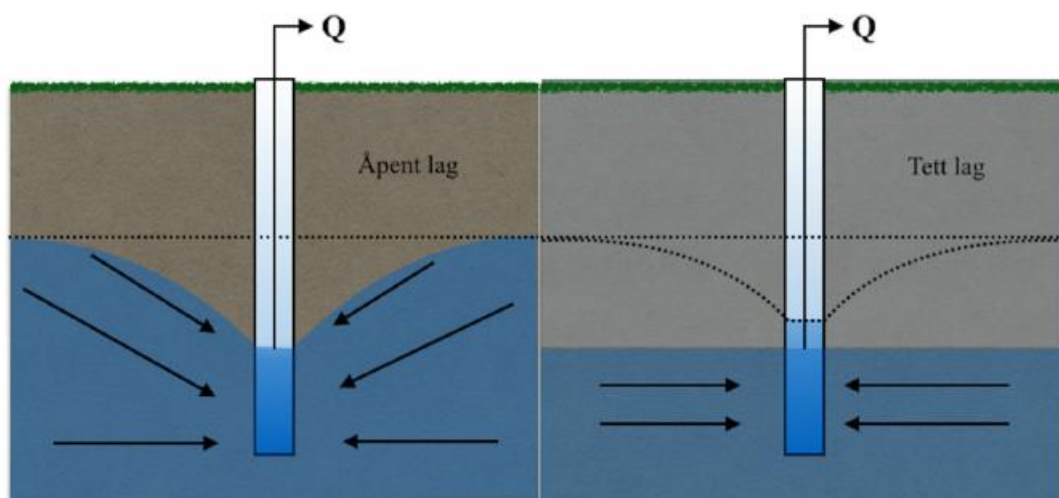
Det er flere antakelser som ligger bak Thiems og Theis metode. Thiems formel antar bl.a. at akviferen er isotrop med uendelig utstrekning, et horisontalt grunnvannsspeil, en konstant pumperate, og at brønnen er boret gjennom hele akviferen. En konsekvens av disse antagelsene er at grunnvannsuttaget ikke kan være direkte påvirket av overflatevann i nærheten av brønnen (Colleuille et al., 2004b).

Utvikling av senketrakt og akvifertype

Utvikling av senketrakten under en pumpetest vil kunne indikere om akviferen er lukket, lekkende, eller åpen. For lukkede akviferer vil tapet i vannstand skje raskt fordi vannuttaket bestemmes av den spesifikke magasinkoeffisienten S_s som er lav. Senkningstrakten vil være målbar i stor avstand fra brønnen, opptil flere hundre meter (Kruseman & de Ridder, 1970). Senkningstrakten vil vokse til den når enten infiltrasjonsområdet til akviferen, eller

utløpsområdet, eller begge. Den resulterende endringen i potensialfeltet vil enten føre til økt tilsig, eller redusert naturlig utløp, eller begge deler, som vil kunne føre til en ny dynamisk likevekt. Hvis ingen likevekt oppnås vil grunnvannet fortsette med å synke (Fetter, 1994) Senkningstrakten i en lekkende akvifer vil bli stabilisert når nok nedadgående lekkasje blir induisert for å balansere utpumpingen. Dette vil forstyrre den naturlige likevekten i den overliggende akviferen som tilfører vannet (Fetter, 1994).

I åpne akviferer vil vanntrykkstap forårsaket av pumpeaktiviteten skje saktere. Vannet som tas ut fra akviferen vil hovedsakelig bestemmes av den effektive porøsiteten. Med mindre pumpingen fortsetter i flere dager vil senkningskuven kun være målbar relativt nærme brønnen, og vanligvis ikke mer enn 100 m unna. Hvis transmissiviteten til akviferen er høy vil senkningstrakten være vid og flat, mens hvis transmissiviteten er lav vil den være bratt og smal. Lagdeling vil gi forskjeller i vertikal og horisontal hydraulisk konduktivitet, så senkningskurven som observeres med en gitt avstand fra brønnen kan endre seg i takt med lagdelingen (Fetter, 1994). Figur 2.11 viser forskjeller i senketrukker i et åpent og et lukket grunnvannsmagasin.



Figur 2.11 Senkningstrakter i et åpent grunnvannsmagasin (t.v.) og et lukket grunnvannsmagasin (t.h.). Modifiser av Førde (2014) etter Battli (2014a).

Reinfiltrasjon

Reinfiltrasjon er betegnelsen på prosessen hvor oppumpet grunnvann injiseres tilbake til grunnvannsmagasinet via en infiltrasjonsbrønn. Det blir da dannet en «stigningstopp» rundt brønnrøret, som tilsvarer senkningstrakten i produksjonsbrønnen, se figur 2.15. Reinfiltrasjon har flere gunstige formål, hvor økning av kapasitet er mest relevant når det kommer til

grunnvarmeanlegg. I tillegg vil risikoen for setningsskader som kan oppstå som følge av poretrykkreduksjon minkes (Banks, 2012).

Det vil oppstå en temperaturdifferanse som er positiv eller negativ når returvannet pumpes tilbake i akviferen, avhengig om varme eller kulde tas ut fra grunnvannet. Hvis ikke brønnene er plassert gunstig i forhold til grunnvannsstrømning, eller avstanden mellom produksjons- og returbrønn ikke er stor nok, vil ikke temperaturdifferansen utjevne seg før vannet pumpes opp igjen. Dette kalles termisk kortslutning, og er definert som den tiden det tar for det injiserte vannet å påvirke vannet rundt produksjonsbrønnene. Etter at kortslutningen har oppstått vil temperaturen ved produksjonsbrønnen gradvis forandres, som vil føre til at effektiviteten til systemet reduseres (Banks, 2012).

Infiltrasjonsbrønnene vil typisk ha 20-50% lavere kapasitet enn en tilsvarende produksjonsbrønn fordi porene i filteret og akviferen utenfor brønnen etter hvert tettes igjen av frafiltrert materiale (Eckholt et al., 1995). Derfor trengs det ofte flere injeksjonsbrønner per produksjonsbrønn, eventuelt lengre filterrør, for å sende like mye vann inn, som blir pumpet ut. Injeksjonsbrønnene bør overvåkes nøye for å tidlig oppdage driftsproblemer (Banks, 2012).

2.2.5 Vannbalansen i et nedbørsfelt

Hvordan vannet transporteres i nedbørsfeltet innenfor en tidsenhet (Δt) kan beskrives med vannbalanselikningen (Dingman, 2008):

$$\Delta M = P + G_{inn} - (Q + ET + G_{ut}) \quad (2.14)$$

Hvor P er nedbør i området (både regn og snø), og G_{inn} og G_{ut} er grunnvann som strømmer inn og ut av feltet. Q beskriver hvor mye vann som strømmer ut av feltet som overflateavrenning eller via bekker og elver. ET er evapotranspirasjon fra feltet og ΔM er endring i magasinert vann gjennom tidsperioden. I et nedbørsfelt er vannskillet bestemt av topografi, og grunnvannstrømningen er drevet av gravitasjon (Dingman, 2008).

Ved et lukket system kan grunnvannstrømning inn og ut av systemet sees bort i fra ved å inkludere kontinuitetslikningen. Dette fører til at G_{inn} vil tilsvare G_{ut} og vannbalanselikningen blir derfor forenklet til (Dingman, 2008):

$$\Delta M = P - Q - ET \quad (2.15)$$

Avrenning Q for et område kan estimeres ved å bestemme andelen av ulike arealformer med forskjellig permeabilitet, gitt at nedbørsmengden og graden av evapotranspirasjon er kjent. Spesifikk avrenning for hver arealform kan dermed bestemmes basert på avrenningsfaktorer fra Sæterbø (1998), se Tabell 2.3. Disse kan så slås sammen til en felles avrenningsfaktor C_{felt} , som kan brukes til å estimere Q gjennom likning 2.16.

Tabell 2.3 Avrenningsfaktorer for ulike overflatetyper (Sæterbø, 1998)

Overflate	Avrenningsfaktor [-]
Urbane områder, fjell og lignende	0,6-0,9
Dyrket mark og parkområder	0,2-0,4
Skogsområder	0,2-0,5

$$Q = (P - ET) * C_{felt} \quad (2.16)$$

2.2.6 Grunnvannskjemi

Kilden til grunnvannsdannelse er enten overflateinfiltrasjon av regnvann og/eller smeltevann eller infiltrasjon av vann fra vassdrag. I løpet av vannets strømming igjennom den umettede sone gjennomgår vannet en rekke kjemiske prosesser som endrer på vannets sammensetning. De viktigste geologiske forholdene som påvirker vannets sammensetning er (Brattli, 2009a, s. 118):

- Infiltrasjonsvannets kjemiske sammensetning
- Løsmassene og berggrunnens mineralsammensetning
- Kontaktflaten med mineralene
- Oppholdstiden i reservoaret

I en akvifer vil vann stå i kontakt med løsmasser eller berggrunn, og reaksjoner mellom vann og mineraler kan påvirke grunnvannet i stor grad. Vannmolekylets reaktive egenskaper gjør at det kan løse de fleste stoffer ved lang nok virketid. Reaksjonene kan deles inn i oppløsning, hydratisering, hydrolyse og redoksreaksjoner (Brattli, 2009). For akviferen studert i denne oppgaven er to vannkjemiske problemstillinger som er i sentrum; Utfelling av jern og mangan, og korrosjon i grunnvarmeanlegget.

Jern og mangan

Magmatiske mineraler som amfiboler, pyroksener, magnetitt, olivin og pyritt er hovedkilden til jern i grunnvann (Postawa & Colin, 2013). Utfelling av jern og mangan opptrer når grunnvannet kommer i kontakt med luft, og naturlig forekommende Fe^{2+} - og Mn^{2+} -ioner oksideres til Fe^{3+} og Mn^{3+} , som så utfelles som oksider. Utfellingsgraden øker i takt med vannets pH og eH (redokspotensialet). Bakterier kan også være med å øke utfellingen ved å endre de kjemiske forholdene på overflaten av ionene. Jern felles ut raskere enn mangan, fordi oksidasjon av mangan har høyere aktiveringsenergi. I grunnvannsanlegg er hovedproblemet med jern og manganinnhold utfellinger som kan tette pumpe, filter, rørsystem og varmeveksler. Viktigste måte å unngå utfellingsproblematikken er å lukke systemet for å unngå kontakt med oksygen (Brøste, 2016).

Korrosjon

Alle systemer med metallrør er utsatt for korrosjon, hvor metallioner blir frigitt i vannet, og senere kan felle ut og skape problemer andre steder i systemet. Korrosjon drives av forskjell i fri energi mellom korrosjonsproduktene og metallet. Miljøet rundt metalloverflaten kontrollerer korrosjonsraten, så vannkjemien er avgjørende for grad av korrosjon. Blant annet økes korrosjonsraten av lav pH, høy temperatur, høy strømningsrate, og høyt innhold av oksygen og karbondioksid i vannet. I grunnvarmeanlegg er korrosjon i filterrør og pumper svært vanlig. I filterrøret kan korrosjon føre til utviding av slisseåpningene slik at filtermateriale kan passere, tetting av slisseåpningene eller kollaps av filterrøret (Brøste, 2016).

Elektrisk ledningsevne

Elektrisk ledningsevne eller konduktivitet er mål på mengden uløste uorganiske stoffer i vann, dvs. vannets saltinnhold. Størrelsen måles vanligvis i milliSiemens per meter (mS/m). Drikkevannsforskriften opererer med en grenseverdi for konduktivitet satt til 250 mS/m ved 25 °C. For en akvifer kan et plutselig fall i ledningsevnen tyde på at det forekommer infiltrasjon av overflatevann (Folkehelseinstituttet, 2016). Høye ledningsevneverdier kan skyldes tilsig av saltholdig vann. Dersom ledningsevnen skyldes høyt saltinnhold fra for eksempel sjøvann, vil korrosjon kunne forekomme (Nedre Romerrike Vannverk, n.d.).

2.3 Empiriske formler for beregning av hydraulisk konduktivitet

Det finnes flere empiriske formler for bestemmelse av hydraulisk konduktivitet, hvor kornfordelingskurven brukes som utgangspunkt. Dette avsnittet går kort igjennom de to mest

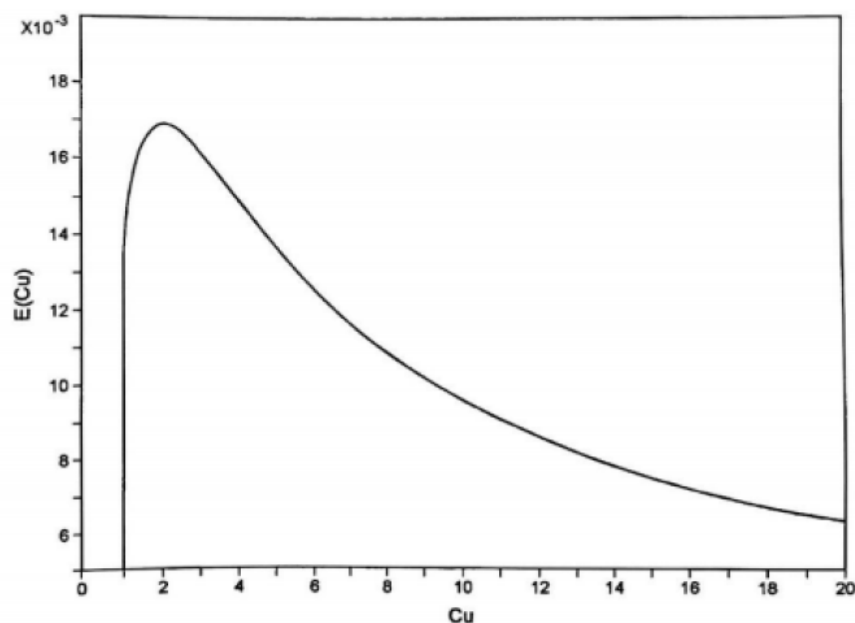
Teori

anvendte empiriske formlene i Skandinavia, utviklet av hhv. Gustavsson (1982) og Hazen (1892). Sist blir Kozeny-Carman formelen gjennomgått i større detalj.

Gustafssons formel bygger på sammenligning av prøvepumpingsdata og kornfordelingsanalyser av jordprøver fra et stort antall brønner. Formelen er gitt som (Andersson et al., 1984):

$$K = E(C_u) \times (d_{10})^2 \quad (2.17)$$

Hvor d_{10} oppgis i m, C_u og d_{10} bestemmes ut fra kornfordelingskurven, mens forholdet mellom graderingstallet og $E(C_u)$ bestemmes fra en funksjon som også inkluderer poretalet e , også utledet fra C_u , se figur 2.12 (Brattli, 2009). Formelen gir best resultater for jordarter der graderingstallet ligger i intervallet $2,5 < C_u < 15$ (Gustafson, 1983). Formelen forutsetter en vanntemperatur på 10°C (Andersson et al., 1984).



Figur 2.12 Sammenheng mellom Graderingstallet C_u og $E(C_u)$. Brattli (2009)

Hazens formel (Hazen, 1911) brukes for å regne ut hydraulisk konduktivitet i sandige sedimenter, og kan benyttes for jordarter hvor kornfraksjonen d_{10} er mellom 0,1 og 3 mm. (Fetter, 1994) og graderingstallet C_u er lavere enn 5 (Loudon, 1952). Formelen er gitt som:

$$K = C_H \times d_{10}^2 \quad (2.18)$$

Hvor C_H er Hazens empiriske konstant, som kan settes til 0,01157 for en vanntemperatur på 10°C (Andersson et al., 1984). Denne formelen gir en enkel og rask tilnærming til jordartens

hydrauliske konduktivitet. Metodens tar ikke hensyn til viktige parametre som porøsitet, kornform og fordeling av kornstørrelser, som igjen kan føre til stor feil i beregning av hydraulisk konduktivitet (Loudon, 1952).

Kozeny - Carmans formel ble først utledet av Kozeny i 1927, som en empirisk formel for sammenhengen mellom hydraulisk konduktivitet og jordartens porøsitet. Ligningen er en utvidelse av Poiscuilles likning for strømming gjennom kapillære rør. Formelen ble senere modifisert av Carman (1938, 1939) som verifiserte den eksperimentelt for forskjellige grader av viskositet, spesifikk overflate og porøsitet, og viste at den holdt for ikke-sfæriske partikler. (Loudon, 1952). Formelen kan uttrykkes som (Chapuis & Aubertin, 2003):

$$K = C \frac{g}{\mu_w \rho_w} \times \frac{e^3}{S_p^2 D_r^2 (1 + e)} \quad (2.19)$$

Hvor faktoren C [-] tar hensyn til jordartens tortuositet, som beskriver et fluids reelle strømningsvei gjennom et porøst medium og er satt til 0,2 basert på forsøk utført av Carman (1939). μ_w [kg/ms] er vannets dynamiske viskositet og e [-] er poretallet som kan uttrykkes som $n/(1-n)$, hvor n er porøsitet. S_p (m²/kg) er jordartens spesifikke areal og D_r [-] er jordartens spesifikke vekt. Kozeny-Carmans formel har som forutsetning at kornfraksjonen d_{10} skal være innenfor intervallet 0,06mm-3mm. Dette skyldes at formen ikke tar hensyn til elektrokjemiske reaksjoner som finnes i kohesjonsjordarter, og heller ikke til turbulent strømming, som kan oppstå i jordarter med $d_{10} > 3$ mm. En annen forutsetning er at jorden skal være relativt kompakt (Carter III, 2003).

Spesifikt overflateareal er en viktig parameter i Kozeny-Carmans formel, som angir jordartens partiklers overflateareal per enhetsvolum. Partikkeloverflaten uttrykkes forenklet som overflater for kuler med diameter d :

$$S_p = \frac{6}{d \rho_s} \quad (2.20)$$

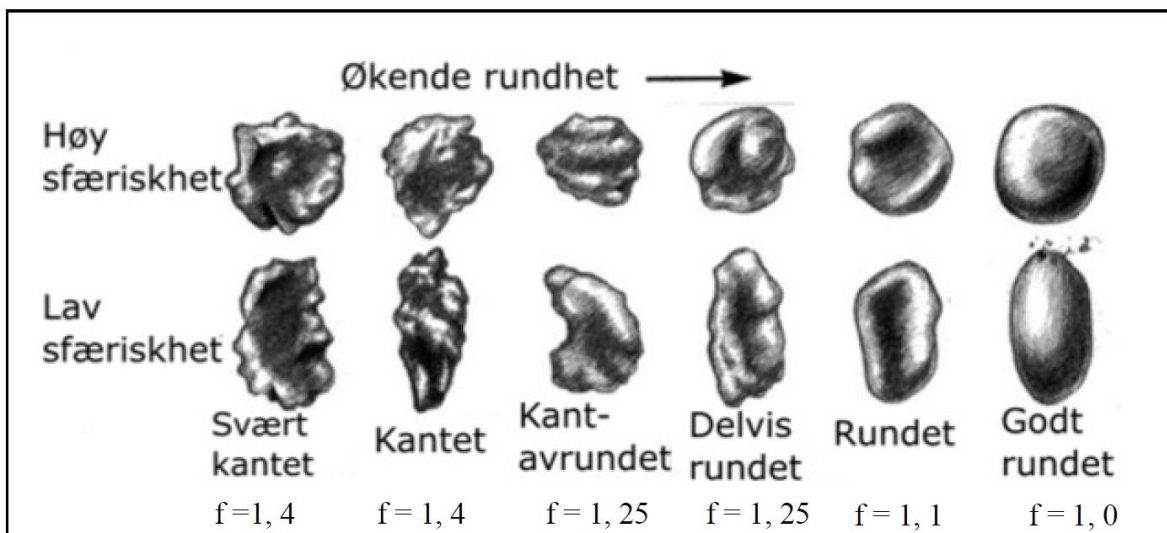
Chapuis og Legare (1992) foreslo en empirisk formel som kunne benyttes til å estimere det spesifikke overflatearealet ut fra kornfordelingskurven. Formelen gjelder for prefekt avrundende korn. Formelen ble senere modifisert til å gjelde for jordarter med variabel grad av avrundning dette ved å innføre en kornformfaktor f basert på visuelle observasjoner av kornenes avrundingsgrad, se figur 2.13. Dette resulterte i følgende formel:

$$S_p = \frac{6}{\rho_s} \sum f \frac{P_{No.D} - P_{No.d}}{d} \quad (2.21)$$

Hvor $P_{No.D} - P_{No.d}$ er vektprosenten av masse som ligger mellom to tilstøtende siktesatser med maskevidder D og d .

For partikler med diameter mindre enn den minste maskevidden d_{min} må det defineres enekvivalent kornstørrelse d_{eq} . Den ekvivalente kornstørrelsen tilsvarer den gjennomsnittlige kornstørrelsen for partiklene mindre enn d_{min} , og kan uttrykkes som (Chapuis & Legare, 1992):

$$d_{eq} = \frac{1}{\sqrt{3}} d_{min} \quad (2.22)$$



Figur 2.13 Visuell bestemmelse av kornformfaktor f . Modifisert av Tømmerdal (2017) etter Crain (2000).

Porøsiteten til en jordart kan ifølge (Vukovic & Soro, 1992) utledes fra kornfordelingskurven til jordarten, ved å bruke graderingstallet C_u . Følgende sammenheng ble foreslått basert på empiriske data:

$$n = 0,225(1 + 0,85^{C_u}) \quad (2.23)$$

Kozeny-Carmans formel blir sett på som en av de mest pålitelige metodene for å beregne hydraulisk konduktivitet fra kornfordelingskurven (Tømmerdal, 2017; Carter III, 2003; Odong, 2008). Formelen er mer nøyaktig enn Hazens og Gustafssons fordi den tar hensyn til flere parametre, som overflateareal og porøsitet. Formelen benytter informasjon fra hele

kornfordelingskurven, samt observasjon av kornform som gir et mer helhelhetlig bilde av jordartens fordeling.

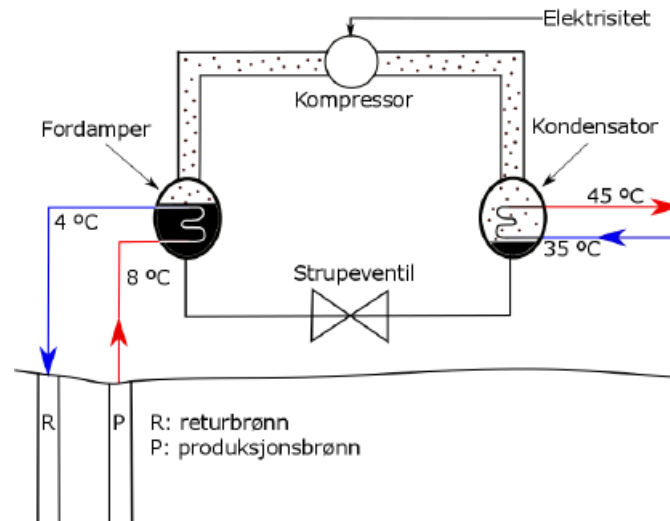
2.4 Grunnvarme

Grunnvarme eller omgivelsesvarme er varmeenergi som er lagret i bakke, jord eller grunnvann. Grunnvarme har hovedsakelig opphav i solenergi som er absorbert i bakken. I tillegg kommer små bidrag fra geotermisk varmefluks, som er varme som kommer fra jordens indre, og radioaktiv nedbryting av naturlig forekommende grunnstoffer i berggrunnen (Ramstad, 2011). Grunnvarme er en ressurs som kan utnyttes via en varmepumpe til blant annet oppvarming og nedkjøling av bygninger.

2.4.1 Varmepumper

En varmepumpe produserer varme ved å utnytte lavverdig omgivelsesvarme fra f.eks grunnvann. Pumpen drives ved å tilføre høyverdig energi, som regel elektrisitet. Den lavverdige varmen blir pumpet til et høyere temperaturnivå gjennom trykkforandringer, og varmen som utnyttes kan så overføres til bygninger ved hjelp av et vannbårent oppvarmingssystem. Varmepumper vil da ha utnyttet den høyverdige energien mer effektivt enn oppvarmingssystemer som utelukkende bruker elektrisitet. Varmemengden som varmepumpen avgir er tilnærmet lik summen av uttatt varme fra varmekilden og tilført elektrisk energi til drift av varmepumpen (Stene, 2000).

Varmepumpen er bygd opp av fire hovedkomponenter; fordampere eller varmeveksler, kompressor, kondensator og strupeventil. Komponentene er forbundet av en lukket rørkrets, se figur 2.14. Et arbeidsmedium sirkulerer i rørkretsen og bidrar til varmeoverføringen ved å gå igjennom ulike faseforandringer. I **varmeveksleren** er det et lavtrykksmiljø som bidrar til at arbeidsmediet har lavere temperatur enn varmekilden. Her begynner prosessen ved at varme overføres til arbeidsmediet, som da vil fordampe. Arbeidsmediet som nå er i gassform vil så bli sugd inn i og komprimert av kompressoren, noe som øker trykket i gassen og fører til en temperaturøkning. Gassen føres videre over i en **kondensator** hvor den vil kondensere, og avgi varme som følge av faseforandringen. Denne varmen overføres til mediet som skal varmes opp, som regel vann. Arbeidsmediet har så inntatt en væskefase med høyt trykk og temperatur. Væsken vil strømme mot **strupeventilen** hvor trykket og temperaturen reduseres, og kretsløpet kan gjentas på nytt (Stene, 2000).



Figur 2.14 Prinsippskisse over en varmepumpes hovedkomponenter.

Varmepumpas **Effekt** W [kW/s] er et produkt av vannets volumetriske varmekapasitet S_{vc} som ligger konstant på 4180 kW/LK , temperaturuttaket ΔT [K] og uttaksmengden Q [l/s] og kan uttrykkes som (Banks, 2012):

$$W = Q\Delta T S_{vcvann} \quad (2.24)$$

Denne likningen angir hvor mye varme som kom ekstraheres fra grunnvannet.

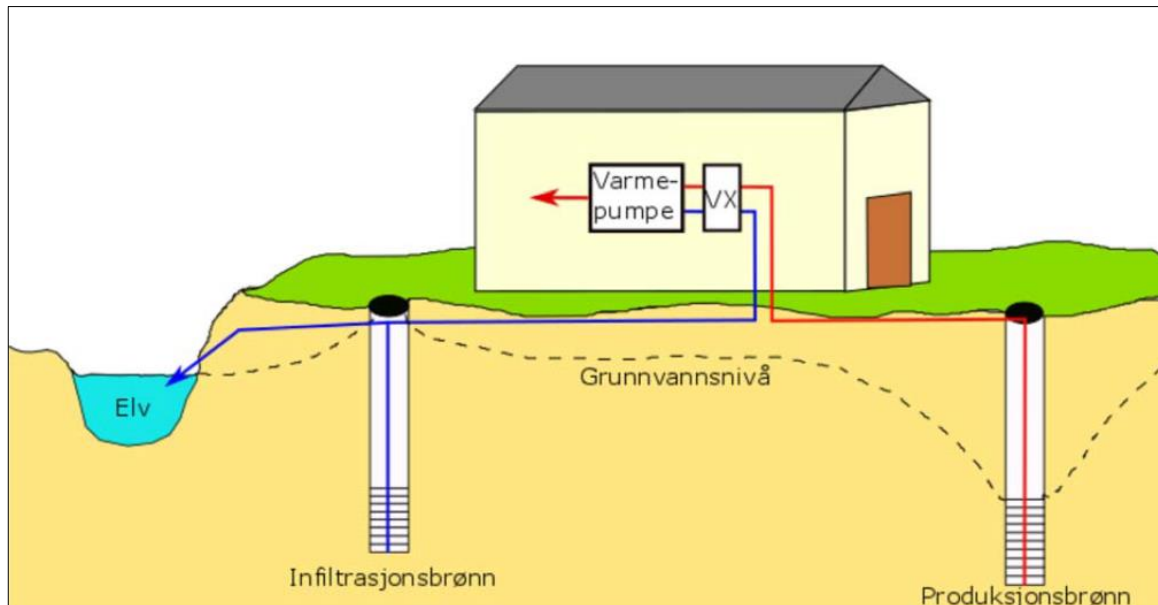
2.4.2 Åpne og lukkede systemer

I Norge er **lukkede grunnvannsanlegg** det mest brukte systemet. Her utvinnes varme fra borehull, typisk i berg. Prinsippet for lukket system er at en frostsikker væske sirkulerer rundt i borehullet gjennom en lukket kollektorslange. Denne kollektorvæsken fungerer som en varmeveksler i borehullet, som omgivelsesvarmen fra berget blir overført til. Væsken blir så transportert til varmepumpa, hvor varmen trekkes ut. Denne anleggstypen krever lite vedlikehold og kan etableres i hele Norge. Ulempen er at den kan kreve mye areal, ettersom hvert borehull gir begrenset varmeuttak.

Åpne grunnvannsanlegg tar energi direkte ut fra grunnvannet, og er den typen som brukes i studieområdet. Anleggene kan etableres der det er relativt mektige løsmasseforekomster med god grunnvannskvalitet, og en vanntemperatur på minst 3-4 °C (Ramstad, 2011). Energipotensialet er bestemt av mengde vann som kan pumpes opp, og vannets temperatur. Systemet fungerer ved at grunnvannet blir pumpet opp gjennom en produksjonsbrønn til varmeveksleren, hvor varmen utvinnes. Det nedkjølte grunnvannet kan så sendes tilbake til

omgivelsene igjen, enten via en returbrønn, eller til avløp eller nærliggende overflatevann.

Figur 2.15 viser en prinsippskisse av et åpent anlegg med reinfiltrasjon.



Figur 2.15 Prinsippskisse som viser bruk av grunnvann til varme og kjøling med åpen løsning og reinfiltrasjon, hentet fra Riise (2005).

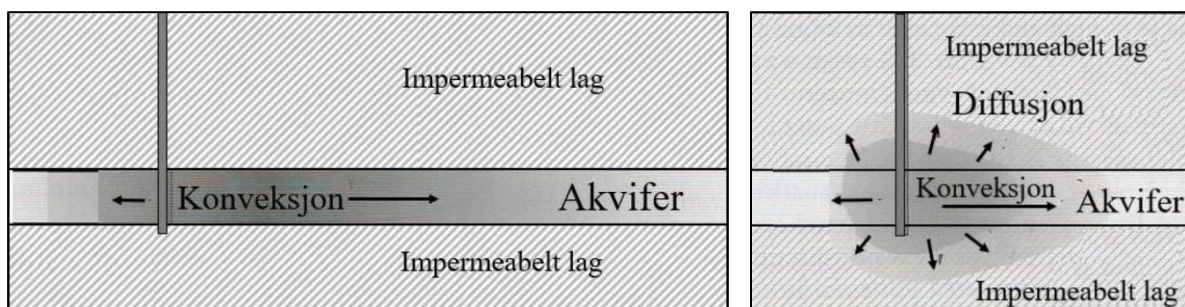
2.4.3 Varmetransport og varmeledning i akviferer

Varmetransport (termisk konduktivitet λ) kan foregå ved tre ulike mekanismer; Konveksjon, konduksjon og stråling. Ved dyp på 10-150 m er det konveksjon i grunnvann og varmeledning fra porevæske eller mineraler som er hovedmekanismene for varmetransport i akviferer (Clauser & Huegins, 1995).

Konveksjon er varmetransport drevet av et fluid i bevegelse. Fluidpartiklene transporterer energi fra et sted med høy temperatur til et sted med lav temperatur (Banks, 2012). Konveksjon kan både foregå mellom et fluid og et fast stoff, og mellom to fluider med ulik temperatur. Varmetransport ved konveksjon avhenger av grunnvannets hastighet, som igjen avhenger av hydraulisk konduktivitet og gradient. Dersom grunnvannsstrømningen er høy, som ved høy hydraulisk gradient og ved grunnvannspumping, vil konveksjon kunne være den dominerende formen for varmetransport (Clauser & Huegins, 1995).

Konduksjon eller varmeledning er varmeoverføring som oppstår under kollisjon mellom legemer med ulik temperatur, hvor overføringen skjer fra det varme legemet til det kalde. Ved kollisjon vil varmen diffundere gjennom fast stoff, væske eller gass. I faste stoffer overføres energien ved at stasjonære molekyler ved høy energi overfører energien til molekyler med lav energi gjennom vibrasjoner. I fluider skjer varmeoverføringen via kollisjoner og diffusjon av

molekyler. Mineraler har gjennomsnittlig en varmeledningsevne på $1-3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, hvor løsmasser ligger litt lavere enn bergmasser. Varmeledningsevnen øker med kvartsinnholdet, som har den høyeste varmeledningen av mineralene på omtrent $7 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Kvarts vil i stor grad avgjøre varmeledningsevnen til en løsmasseavsetning. (Banks, 2012) I tillegg til mineralogisk sammensetning påvirke trykk, temperatur, porøsitet, metningsgrad og porefluidets egenskaper varmeledningsevnen til en akvifer. Både luft og vann er dårlige varmeledere (Clauser & Huegins, 1995). Figur 2.16 viser forskjellen på varmetransport med kun konveksjon, og varmeledning med konveksjon og konduksjon.



Figur 2.16 Varmetransport i en lukket akvifer ved en returbrønn. T.v: ved konveksjon. t.h: ved konveksjon og konduksjon. Modifisert etter Flugsrud (2017a)

Elektromagnetisk stråling er en type energioverføring som sendes ut fra alle legemer. Energien overføres som varme til kaldere elementer, uten kontakt (Ramstad, 2011).

Spesifikk varmekapasitet S_C angir et materiales evne til å lagre varme. Hvis det også tas hensyn til materialets tetthet kalles størrelsen volumetrisk varmekapasitet S_{VC} . Vann har en høy varmekapasitet og dermed godt egnet som varmelagringsmedium.

2.4.4 Effekt av vann- og varmeuttak

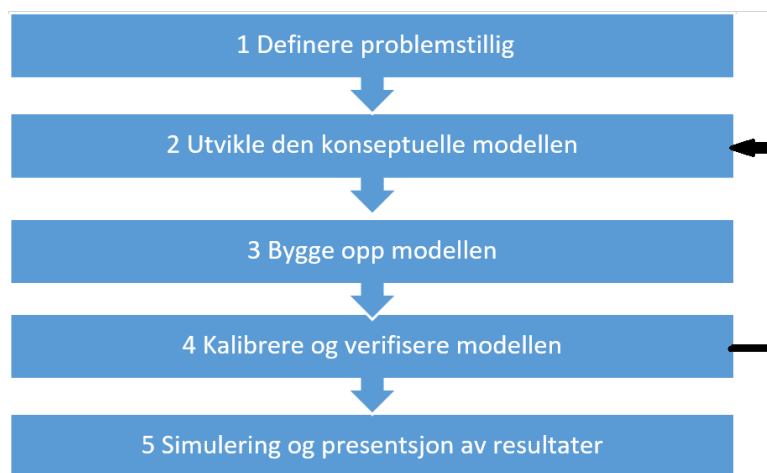
Et økt grunnvannsuttak fra en brønn kan medføre at senkningstrakten påvirker flere brønner. Dette vil igjen kunne føre til redusert strømning til nærliggende vassdrag. I ekstreme tilfeller kan hele akviferen tørke ut. For høy grad av reinfiltrasjon kan også påføre skader, for eksempel ved å oversvømme kjellere. Det kan også føre til at vassdraget flommer over lokalt. Senkningstraktene og stigningstoppene vil føre til at strømningsmønsteret i akviferen blir endret, og omfanget vil øke med pumpe- og infiltrasjonsraten. En temperaturendring som forårsakes av injeksjonsvannet vil også kunne ha en påvirkning på økologi og de kjemiske forholdene i grunnvannsmagasinet, i tillegg til å påvirke anleggenes kapasitet. Endring i grunnvannsnivået vil forskyve poretrykksforholdet i grunnen, som kan føre til ustabilitet, og i verste fall bevegelse. Et poretrykksfall fører til at effektivspenningene i bakken øker, som kan utvikle seg til kompresjon. Dette kan påføre setningsskader i overliggende bygg (Banks, 2012).

2.5 Grunnvannsmodellering

Grunnvannsmodellering kan brukes til å visualisere, og simulere en rekke akviferprosesser, blant annet grunnvannsstrømning, massetransport, varmeutveksling og akvifer-deformasjon. For å utføre modelleringen trengs det kunnskap om arealutstrekning, og mektigheten til akviferen og de avgrensede lagene. I tillegg trengs kjennskap om akviferens materialeegenskaper og grensebetingelser (Fetter, 1994).

Modellprosessen

Når en grunnvannsmodell skal utvikles er det hensiktsmessig å følge en rekke definerte trinn. Colleuille et al. (2004a) forslår å gå frem på følgende måte:



Med det første trinnet fastsettes formålet med modellen. Utviklingen av den konseptuelle modellen innebærer definering av alle viktige hydrostratigrafiske enheters materialeegenskaper, og systemets grensebetingelser. Dette gjøres ofte på basis av feltmålinger, og tidligere undersøkelser. Når modellen bygges opp vil den konseptuelle modellen overføres til en digital fremstilling, i egnet programvare. Dette trinnet inkluderer oppbygging av modellstrukturen, valg av tidsparametre, bestemmelse av grensebetingelser, og bestemmelse av initiale modellparametre (Colleuille et al., 2004c).

Neste trinn er kalibrering, som utføres for å finne parametre som både reproducerer felldata og observasjoner, samtidig som de geologiske forholdene blir gjenspeilt. Kalibrering kan gjøres både manuelt eller med egnet programvare. En følsomhetsanalyse bør også utføres for å vurdere hvilke parametre som har mest innflytelse på simuleringsresultatet. Gjennom kalibreringen vil det kunne fremkomme ny informasjon som krever modifikasjon av den konseptuelle modellen. Med siste trinn utføres simuleringer for å fremskaffe nok informasjon til å svare på problemstillingen (Colleuille et al., 2004c).

2.5.1 Numerisk modellering

Grunnvannstrømning beskrives matematisk med partielle differensiallikninger som nevnt i delkapittel 2.2.3. Ved numerisk modellering deles akviferen inn i et grid (rutenett) bestående av elementer, som er tilknyttet hver sin likning. Så går det fremover i tid med små tidssteg. Metoden kalles endelig element metode (FEM) hvis elementene er triangulære eller endelig differans metode (FDM) hvis elementene er rektangulære. Hver blokk tilegnes akviferparametre som konduktivitet, og grunnvannstrykket i hver blokk kan dermed beregnes basert på de omliggende blokkene, og trykket i det forrige tidssteget. På denne måten kan utviklingen av grunnvannstrykket modelleres i hver blokk over tid. Generelt vil grove elementgrid og lange tidssteg føre til mindre nøyaktighet enn fine grid og mindre tidssteg. Varmeoverføring og materialtransport fremstilles og med tilsvarende differensiallikninger, som kombineres med strømningslikningene under simulering (Erslund et al., 1992).

2.5.2 Grensebetingelser

En nøyaktig definisjon av grense- og inngangsbetingelser er en svært viktig del av modellering av grunnvannstrømning, og den faktoren som kan føre til størst feil i modellen. For å utføre simuleringer med modellen må differensiallikningene i strømningsområdet kunne løses samtidig som de spesifiserte inngangs- og grensebetingelsene blir tilfredsstilt. I grunnvannsproblemer blir løsningen oftest fremstilt som trykkehøyde (h), som vanligvis er den avhengige variabelen i differensiallikningene. Følgende grensebetingelser er de vanligste i grunnvannsystemer (United States Geological Survey, 1987):

Type 1) Grense med kjent trykkehøyde (Dirichlet grense) finnes der en del av grenseflaten til en akvifer sammenfaller med en flate med tilnærmet konstant potensialhøyde. Eksempler er innsjø, elv, et grunnvannskille eller en ekvipotensiallinje.

Type 2) Grense med en kjent fluks (Neumann grense) finnes ved de grenser hvor fluksen (strømningsraten) over en del av grenseflaten kan bli spesifisert som en funksjon av posisjon og tid. Fluksen er uttrykt med Darcys lov, se delkapittel 2.2.3. Eksempler på fluks-grensebetingelse er akviferens avgrensing mot et nedbørsfelt eller mot brønner.

Type 3) trykkehøydeavhengig fluks-grense (Cauchy grense) oppstår i situasjoner hvor fluksen over en del av grenseoverflaten forandrer seg i respons til forandringer i potensialhøyden innad i akviferen som ligger opp mot grensen. I denne situasjonen vil fluksen variere sammen med potensialhøyden når grensebetingelsen oppfylles. Et eksempel på denne grensen er overflaten

av en akvifer som igjen er overlagt av ett delvis tett lag med et vassdrag over seg. Grensebetingelsen kan uttrykkes ved Darcy's lov som:

$$Q = -K' * \frac{H - h}{b'} \quad (2.25)$$

Hvor K' er den hydrauliske konduktiviteten i det delvis åpne laget, b' er tykkelsen til dette laget, H er trykkehøyden i overflatevannet og h er vanntrykket i akviferen. Fluksen vil derfor være en lineær funksjon av trykkehøyden i akviferen. Når trykket faller vil fluksen over det delvis lukkede laget øke, mens når trykket stiger, vil fluksen minke. Cauchy grense brukes ofte i vassdrag med semipermeabel bunn (United States Geological Survey, 1987). Figur 2.17 viser eksempler på de ulike grensebetingelsene.



Figur 2.17 Illustrasjon av ulike grensebetingelser i et grunnvannsmagasin. 1-2: Strømlinje (type 2: fluks), 2-3: grunnvannskille: (type 2: fluks) 3-4: Strømlinje: (type 2: fluks) 4-5: Innsjø (type 1: potensialhøyde), 5-1: elv (type 3: blandet). Dyrud (2008) etter Sonenborg og Henriksen (2005)

2.5.3 Programvare

Det finnes en rekke modelleringsprogram som bruker GIS (Geografiske Informasjonssystemer) for å fremstille virkeligheten. GIS defineres som verktøy for lagring, manipulering, analyse og fremvisning av geografiske eller romlig refererte data (Rød, 2015). I denne oppgaven er Subsurface Viewer brukt til å bygge opp den 3D-modellen av akviferens struktur, og FEFLOW å tilegne modellen materialparametre og grensebetingelser, samt å utføre numeriske simuleringer grunnvannsstrømningen i området. ArcMap er brukt for å systematisere og klargjøre romlig data som ble bruk med de andre programvarene.

Subsurface Viewer er et program for 3D-modellering av undergrunnen, utviklet av INSIGHT Geologische Softwaresysteme GmbH (Insight, 2014). Programmet brukes til å bygge opp kvartærgeologisk lagdeling fra blant annet borehullslogger, med tolket stratigrafi. Programmet er utviklet spesielt for geologer, og skal være intuitivt og enkelt å bruke ettersom programvaren

krever samme inngangsdata som vanligvis brukes for å lage geologiske kart. Modellen bygges opp ved at det lages brukerdefinerte tverrsnitt mellom alle 2D dataene, og 3D-modellen blir så konstruert ved beregning. Metoden forutsetter at en lokal stratigrafi er definert, korrelasjonene av alle geologiske lag er fullført, og at alle geologiske enheter har definerte grenser i overflate og dyp (Mathers et al., 2011). Modellen som bygges opp er kompatibel med programvare for grunnvannsimulering som MODFLOW og FEFLOW, og kan dermed benyttes til hydrogeologisk simuleringer (Insight, 2014).

FEFLOW (Finite Element Subsurface Flow System) er en programvare for numerisk modellering og simulering av grunnvannstrømning, grunnvannsalder, og material- og varmetransport i porøse medier. Programmet utviklet gjennom et samarbeid mellom tyske WASY GmbH og danske DHI. FEFLOW benytter endelig element metoden (FEM) i den numeriske modelleringen. Programmet åpner for å variere geometrien i rutenettet underveis i simuleringen, som gir muligheten for en realistisk representasjon av geologien. I tillegg inkluderes modellkalibreringsverktøyet FEPEST i programpakken, som også utfører sensitivitetsanalyser.

ArcMap et GIS-program som brukes for å lage kart basert på geografiske data, foreta romlig analyse, organisere og systematisere data og fremstille og dele resultatene. Programmet er utviklet av Environmental Systems Research Institute (ESRI, 2017). ArcMap kan fremstille geografisk data på to måter, enten som vektorer, oftest knyttet til diskrete fenomener, eller som rastre som fremstiller kontinuerlige fenomener. Vektordata deles inn i tre geometriske objekttyper: Punkt, linje og polygon. Ulike egenskaper, som f.eks. romlig plassering og høyde knyttes til vektoren gjennom en attributtavell, eller egenskapstabell. Vektordata lagres vanligvis med shapefil-format. Rasterdata består av et rutenett av like store og jevnt fordelte piksler. Pikselen er det minste elementet i rasteren, og fremstiller fenomener via en numerisk verdi. Det finnes to ulike former for rastere; bildereastere, som f.eks. flyfoto og tematiske rastere, som kan fremstille eksempelvis temperaturvariasjoner over et område (Rød, 2015).

2.6 Undersøkellesmetoder

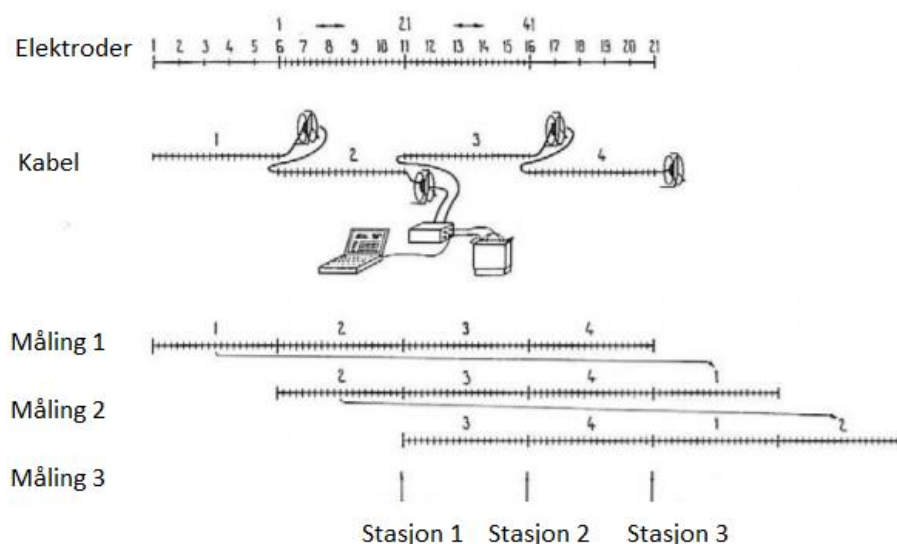
Det har gjennom årene blitt utført en rekke geofysiske-, geotekniske- og grunnvannsundersøkelser i Melhus sentrum, både for å kartlegge grunnvannsressursen, men også i forbindelse med veibygging, private byggeprosjekter og kvikkleirekartlegging. Prinsippene for de geofysiske metodene blir kort gjennomgått i dette delkapittelet

2.6.1 Seismiske undersøkelser

Seismiske undersøkelser utføres ved å sende seismiske bølger ned i undergrunnen ved hjelp av lydbølgegeneratorer som kalles geofoner. Bølgene vil refrakteres når de treffer en geologisk grenseflate, og blir registrert av sensorer når de returnerer til overflaten. Ved å konstruere bølgens gangbane ut fra de målte gangtidene kan en beregne hastigheter, og med det, tykkelsen på ulike geologiske lag (Norges geologiske undersøkelse, 2015 a)). Utfra dette kan det lages et bilde av undergrunnen, med løsmassetykkelse og dybde til fjell. Jo lenger avstand mellom geofonene desto dypere kan bølgene penetrere, men det vil også føre til lavere oppløsning. Dette kan føre til at lag-grenser ikke blir registrert (Reynolds, 2011).

2.6.2 Resistivitetsmålinger

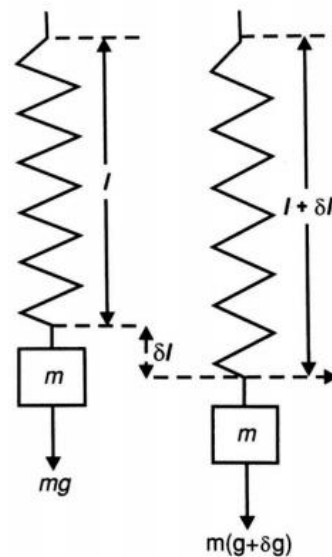
Resistivitetsmålinger er en elektrisk metode som bruker forskjellen i undergrunnens evne til å lede strøm til å definere lag-grenser, og å lage en modell over sannsynlig løsmassesammensetning (Norges geologiske undersøkelse, 2016). Undersøkelsene kan utføres på flere måter. 2D-resistivitetsmålinger er en mye brukt metode, se figur 2.18 for prinsippskisse. Metoden utføres ved at en strømkabel legges på bakken langs profilet som skal undersøkes. Deretter induseres strøm gjennom elektrodepar til bakken, mens den resulterende spenningen som jorda får, måles gjennom andre elektrodepar. Ved å dra denne elektrodekonfigurasjonen langs undersøkelsesprofilet blir området dekket lateralt. Får å få dekning i dybden økes avstand mellom elektrodene, som lar strømmen penetrere dypere ned i grunnen (Reynolds, 2011). Dette vil imidlertid redusere oppløsningen til målingene.



Figur 2.18 Prinsippskisse for 2D Resistivitet. Målingene utføres med en grad av overlapp, og settes senere sammen for å lage et komplett vertikalt profil. Modifisert etter (Norges geologiske undersøkelse, 2014)

2.6.3 Gravimetri

Gravimetri er en geofysisk metode som baserer seg på måling av tyngdekraften, ved å måle en masses tiltrekkende kraft på andre masser. Med dette kan dybden til fjell kartlegges (Norges geologiske undersøkelse, 2015 b). Jordklodens totale masse er konstant, men variasjonen mellom tunge og lette materialer vil gi lokale og regionale variasjoner i tyngdens akselerasjon g (Reynolds, 2011). Tyngdens akselerasjon g måles med et gravimeter, som er en fjærvekt med et lodd med masse m i enden. Ved endringer i tyngdens akselerasjon vil massen i fjæra bli dratt ned eller opp avhengig av om økningen er positiv eller negativ. Endringen av fjæras lengde δl blir da et mål for g på stedet, se figur 2.19 (Norges geologiske undersøkelse, 2015 b). Før de innsamlende tyngdemålingene kan brukes, må de gjennomgå en del korreksjoner for å fjerne all støy fra andre forhold. Ved databehandling må også sedimentenes tetthet antas. Dette involverer en del usikkerhet som kan føre til en variasjon på +/- 25 meter i beregnet dybde til fjell (Tassis et al., 2017).



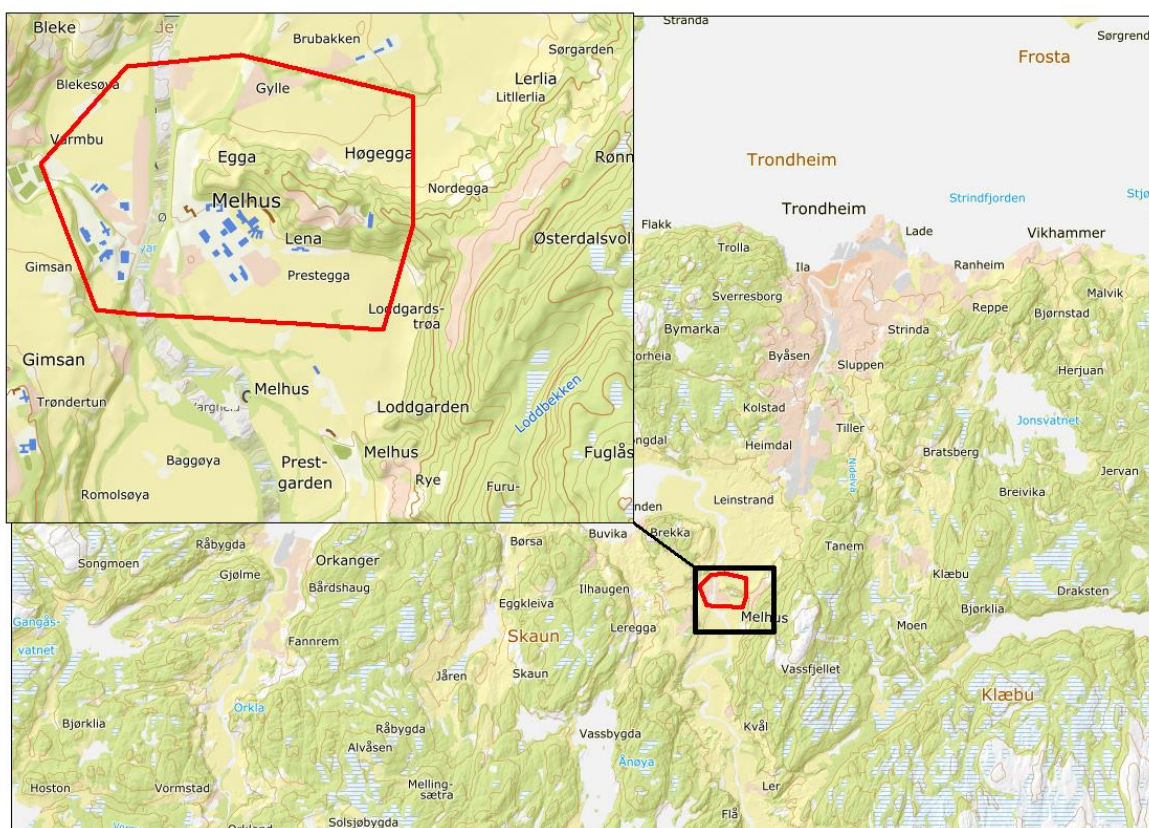
Figur 2.19: Prinsipp for gravimetrimålinger (Norges geologiske undersøkelse, 2015 b).

3 OMRÅDEBESKRIVELSE

Dette delkapittelet presenterer Melhus sentrums løsmasse- og berggrunnsforhold, hydrologiske- og hydrogeologiske forhold, samt tidligere undersøkelser gjort i området. Det blir også gitt en oversikt over områdets grunnvannsanlegg.

3.1 Melhus sentrum

Melhus sentrum er et tettsted på 2,91 km², og kommunesenteret i Melhus kommune. Området ligger ca. 20 km sør for Trondheim. Landskapet i Melhus er variert, med både lave fjell, skogsdekte åser og jordbruksområder (Melhus kommune, 2015). Melhus kommune ligger i Gauldalen med elva Gaula rennende igjennom. På nordsiden av Melhus sentrum ligger Melhusryggen, også kjent som Egga eller Høegga. Dette er en skogkledd løsmasserygg som strekker seg fra Gaula i vest til Vassfjellet i øst. Den dekker omtrent halve dalbredden med en maksimalhøyde på 120 meter over havet. Figur 3.1 viser studieområdet markert med ett rødt polygon.



Figur 3.1 Plassering av studieområdet, med modellområdet markert med rødt avgrensning. Kartmaterialet er hentet fra Statens kartverk (2017).

3.2 Tidligere undersøkelser

Både Sindre (1980) og Mauring (1992) har utført **seismiske undersøkelser** i Gauldalen. I Melhus påviste disse undersøkelsene omtrentlig dybde til fjell, og tilstedeværelsen av en markert fjellterskel under Melhusryggen (Mauring, 1992). NGU utførte **resistivitetsmålinger** i 2008 for å kartlegge grunnforhold i forbindelse med utbyggingen av E6, og for å undersøke de hydrogeologiske forholdene (Solberg et al., 2014). Tre av profilene som ble undersøkt gikk gjennom Melhus sentrum. I 2007 ble det utført **georadarundersøkelser** på Gimse av Asplan Viak, i forbindelse med en reguleringsplan (Hilmo, 2007). I tillegg er det utført **sedimentologiske undersøkelser** av overflatelag flere steder i sentrumsområdet av Hansen et al. (2007). NGU utførte grunnvannsundersøkelser i Lena-området i 2000. Det er også blitt utført en rekke **geotekniske boringer** i forbindelse med private og kommunale utbyggingsprosjekter av bl.a. Statens vegvesen, Multiconsult og Rambøll.

I forbindelse med **ORMEL-prosjektet** er det gjort en rekke undersøkelser, og skrevet flere prosjekt- og masteroppgaver om grunnvannsforekomsten i Melhus sentrum:

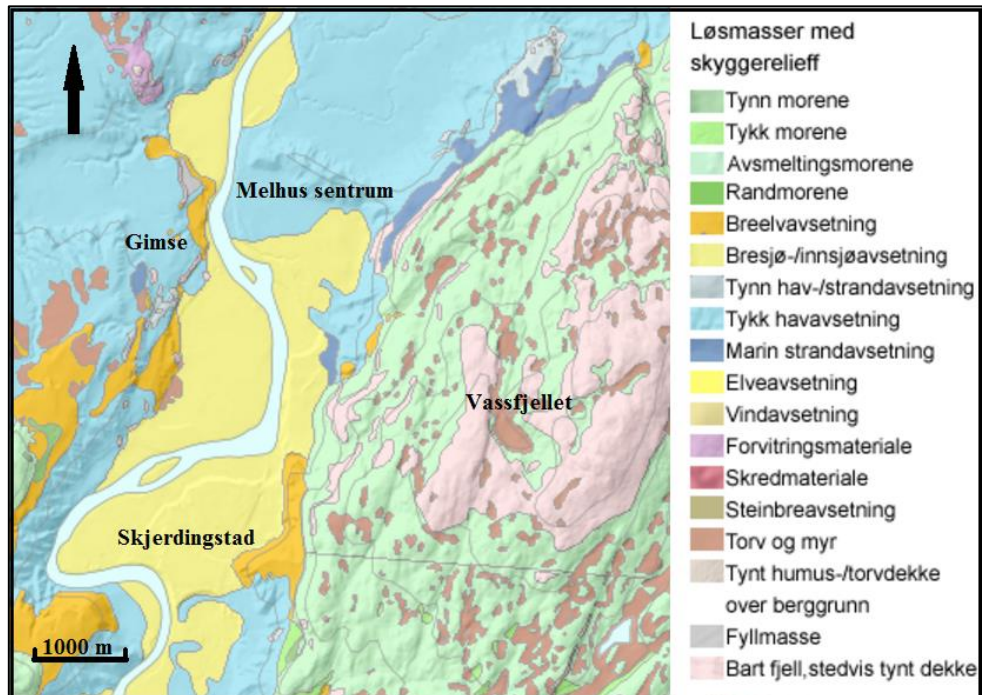
- I perioden november 2015 til juni 2017 ble det boret **11 undersøkelsesbrønner (ORMEL-brønnene)** med dybde fra 30- til 94 meter i Melhus sentrum. I 8 av disse brønnene ble det installert **dataloggere** som registrerer vannivå og temperatur hver 4. time, med måleperiode fra februar 2016 til dd. I løpet av 2018 ble det også igangsatt logging av elektrisk ledningsevne i tre av brønnene.
- Anderssen (2017) har vurdert alternative løsninger for bruk av grunnvannsbaserte varmepumper i tettbygde strøk.
- Flugsrud (2017b) har undersøkt **løsmassenes opprinnelse og varmeledningsevne** i sin prosjekt- og masteroppgave.
- I september 2015 ble det utført **gravimetrimålinger** langs 5 profiler rundt Melhus sentrum og fra målingene ble dybde til fjell estimert (Tassis et al., 2017).
- Brøste (2016) har utført **vannkjemiske undersøkelser** av prøver tatt i flere av løsmassebrønnene i sentrum i sin -prosjekt og masteroppgave.
- Riise (2015) undersøkte grunnvannsmagasinet **fysiske og kjemiske egenskaper**. Førde (2015) brukte disse parameterne til å konstruere en **kvartærgeologisk- og hydrogeologisk modell** over området. Dette arbeidet ble gjort i forbindelse med masteroppgavene til de nevnte forfatterne.

3.3 Løsmassefordeling og berggrunn

Melhus ligger i nordre del av Gauldalen, som er en u-formet, dypt nedskåret og svært gammel dal, som er preget av breens graving og lang tids elveerosjon. Melhus sentrum ligger i et område hvor dalen er bred, og grunnen består av en flat og åpen elveslette med store løsmasseforekomster i dypet. Seismiske undersøkelser utført av Sindre (1980) viser at løsmassene ligger over en overfordypet dalprofil som er utformet gjennom glasial erosjon. Dette er seinere bekreftet av gravimetrimålinger (Tassis et al., 2017). Marin grense ligger på 175 meter over havet (Reite 1983).

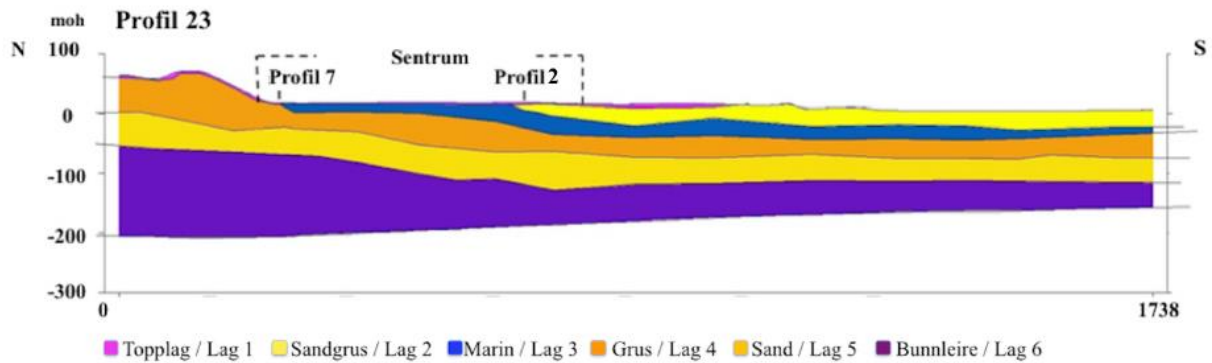
Overflaten i Melhus sentrum er hovedsakelig dekket av et lag på 10-30 meter med tykk leire med vekslende lag av sand og siltig finsand, avsatt under havnivå (Tassis et al., 2017; Solberg et al., 2014; Tørum, 2006). Dette kan også sees på det kvartærgeologiske kartet i figur 2.3. Under leiren ligger det grusavsetninger, stammer fra avsettelsen av randåsen Melhusryggen, nevnt i delkapittel 2.1. Resistivitetsmålinger (Solberg et al., 2014) viser at de glasifluviale massene stedvis går ned til et dyp på minst -120 moh. Reites (1983) undersøkelser viste at avsetningen hovedsakelig består av sandstein, grønnstein, og leirskifer, med noe gneis, granitt og gabbro. XRD-analyse utført av Flugsrud (2017) på løsmasseprøver fra to brønner i sentrumsområdet i Melhus stemmer godt overens med funnene til Reite (1983).

Det kvartærgeologiske kartet i figur 3.2 viser at rundt den marine leiren i sentrum er det elveavsetninger på nordre, søndre og østre side. Det er også spor av glasifluviale avsetninger i dagen innenfor studieområdet. Berggrunnen i området består hovedsakelig av vulkanske bergarter som grønnstein, diabas og amfibolitt. (Wolff, 1979)



Figur 3.2 Kart over løsmassefordelingen i Melhus, baser på NGUs løsmassedatabase (Reite, 1983, 1985)

Førde (2015) presenterte en tolkning av løsmassefordelingen i dypet via en kvartærgeologisk modell. Denne tok utgangspunkt i at den glasifluviale avsetningen var helt dekket av marin leire, og at grunnvannsmagasinet som ligger under sentrum derfor var lukket. Grunnvannsforekomsten ble fremstilt som et 50 m tykt gruslag i store deler av sentrumsområdet, underlagt av et 50 m tykt sandlag (Førde, 2015). Se figur 3.3 for ett N-S profil gjennom modellen.



Figur 3.3 Profil gjennom den kvartærgeologiske modellen til Førde (2015). Profilet strekker seg fra midten av Melhusryggen i nord, tvers gjennom sentrum, og til Gaula i sør. Lag 3 og 4 utgjør den glasifluviale avsetningen.

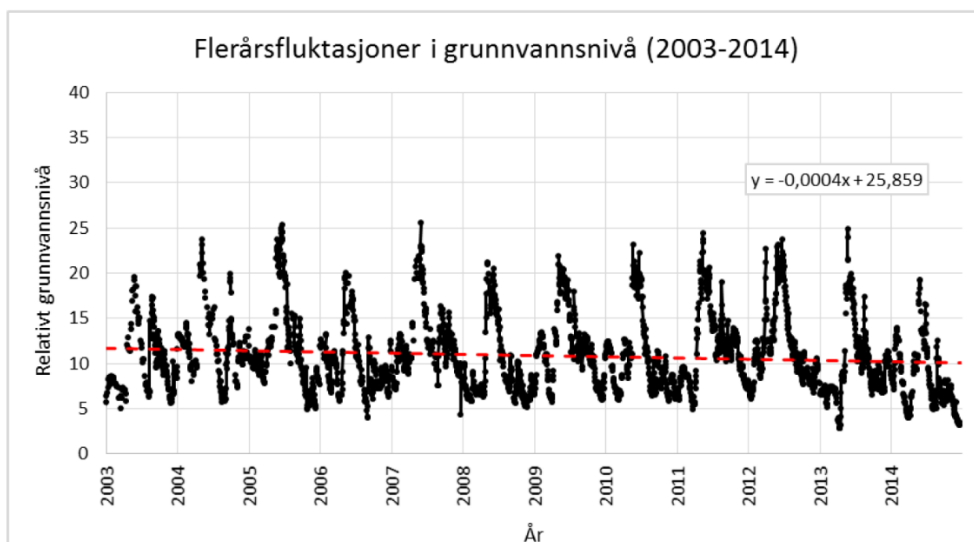
3.4 Hydrologi, hydrogeologi, og vannkjemi

Den normale årsmiddelnedbøren i Melhus ligger på 700-1000 mm/år, og lufttemperaturnormalen ligger mellom 5-6 °C, jf. data fra seNorge (2016). Melhus ligger innenfor vassdragsområde 122, som strekker seg sørøst til innsjøen Gaulhåen, utgangspunktet for Gaula, se figur 3.4. Dette vassdragsområdet har et nedbørsfelt på 3668,23 km² (Norges vassdrags- og energidirektorat, 2017).



Figur 3.4 Vassdragsområdet 122 som Melhus er en del av markert med blå avgrensning. Gaulhåen som er Gaulas utløp er markert med gult, og modellområdet er markert med rødt.

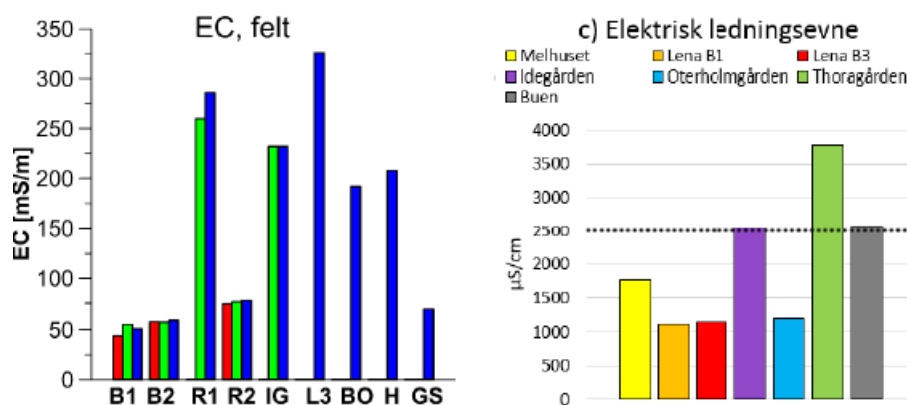
Undersøkelser utført i Lena-området av NGU (Storrø, 2000) påviste grunnvannsstrømning fra nord mot sør, med en gradient på 0,1% (1mm/m). Disse undersøkelsene konkluderte med at strømningsbildet har opphav i at grunnvannet mates fra Melhusryggen ut mot de omkringliggende områdene. Det ble også påvist at grunnvannsspeilet ligger relativt flatt gjennom akviferen. Riise (2015) undersøkte fluktuasjoner i grunnvannsspeilet i perioden 2003-2014, og fant at nivået fulgte jevne årstidsfluktuasjoner, og fant ingen overordnet endring i denne perioden, se figur 3.5. Riise (2015) analyserte også vannstandsdata i en enkeltbrønn mot nedbør og vannstand i Gaula, og konkluderte med at magasinet til dels mates av nedbør. Muligheten for at magasinet mates av infiltrasjon fra Gaula ble også foreslått, men at det også kunne være snakk om en trykkpåvirkning uten vannutveksling. Trykkeffekten går ut på at akviferen betegnes som lukket, og at Gaula kun påvirker den fluviale hydrostratigrafiske enheten som ligger over det marine leirelaget. Ved høy vannstand i Gaula vil trykket dermed øke i det øverste laget, og dermed utøve trykk på underliggende som forårsaker en tilsynelatende vannnivåøkning (Førde, 2015; Riise, 2015).



Figur 3.5 Figuren viser flerårs-fluktasjoner for grunnvannsnivået målt i produksjonsbrønnen ved Melhuset i perioden 2003-2014, med en rød trendlinje som viser en svak senkning (Riise, 2015)

Førde (2015) presenterte sin tolkning av strømningsforholdene gjennom en hydrogeologisk numerisk modell. Denne viser et strømningsbilde i akviferen som er preget av områdets lokale terreng, med gradienter ned fra Melhusryggen og sørøstover mot Gaula i de øverste lagene, men styres av regionale strømningsretningen i de underliggende lagene. Simuleringen i modellen viste at pumpe mengdene i hvert anlegg er såpass små i forhold til grunnvannsforekomstens vanngiverevne at forstyrrelsene i strømningsretning er minimale.

Grunnvannet i Melhus sentrum har fått påvist høye verdier for alkalitet, sulfat, kalsium, kalium jern og mangan. Dette indikerer at det kan dannes uønskede utfellinger, som også er påvist i flere av brønnene. Det er også blitt funnet et høyt innhold av sjøsalter som kan gi korrosiv virkning (Brøste, 2016; Storrø, 2000; Riise, 2015). Brøste (2017) og Riises (2015) undersøkelser viste at grunnvannet er svakt basisk, med høy ledningsevne og bufferkapasitet. Undersøkelsene til Solberg (2015) og Riise (2014) viser at pH og alkalitet fordeler seg jevnt i akviferen, mens ledningsevnen er variabel. Figur 3.6 viser registrert elektrisk ledningsevne i ulike brønner i Melhus av Brøste (2017) og Riise (2015).



Figur 3.6 Elektrisk ledningsevne fra vannprøver tatt fra: t.v.) ORMEL-brønnene av Brøste (2016) og b) produksjonsbrønnene av Riise (2015).

Solberg et al. (2014) konkluderte med at de høye verdiene av sjøsaltioner i grunnvannet skyldes at akviferen fortsatt bærer preg av det marine avsetningsmiljøet, beskrevet i delkapittel 2.1. At saltet fortsatt finnes i grunnvannet foreslås å skyldes innkapsling av marint saltvann i porene, såkalt fossilt saltvann, forårsaket av den overliggende marine leire. Dette, kombinert med de påståtte små grunnvannsgradientene i sentrum kan forårsake at det salte porevannet ikke blir skiftet ut. I tillegg kan avsetningens løsmassesammensetning føre til at grunnvannslommer kan ligge avgrenset av tettere lag, som også vil føre til en innestenging av porevann.

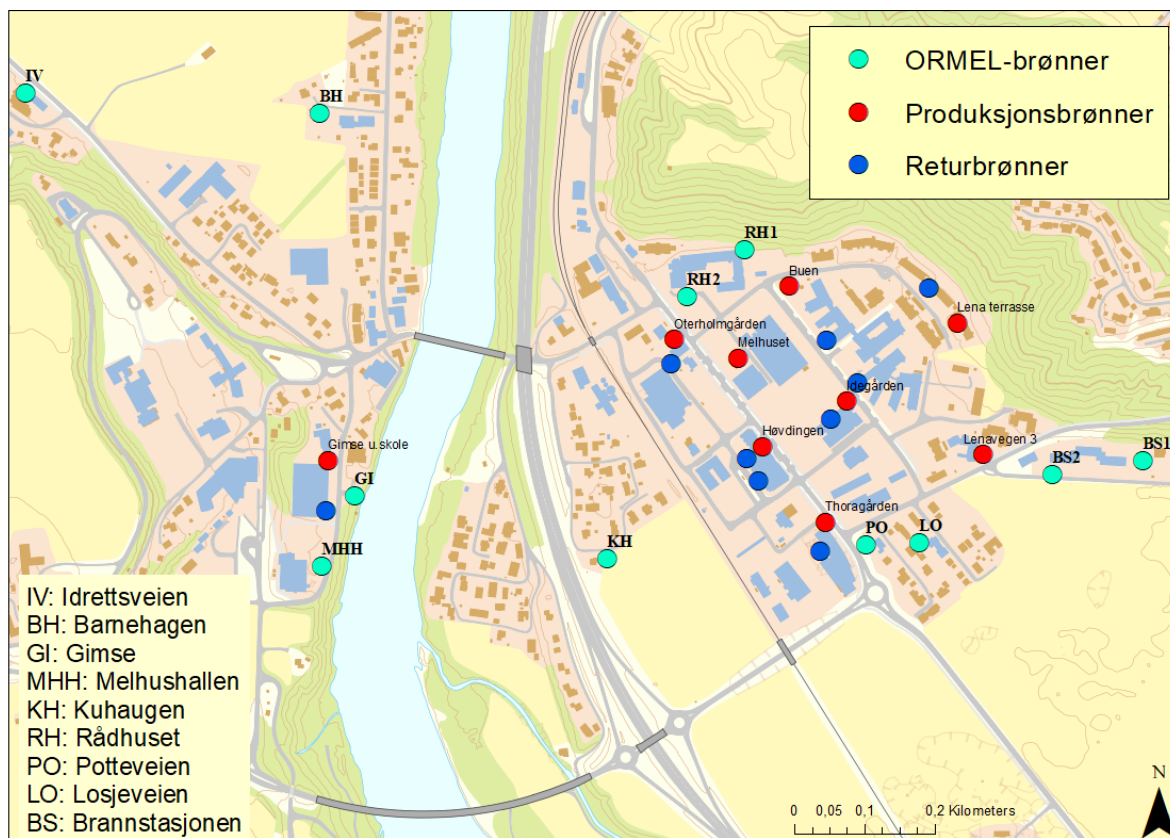
En annen forklaring er at salt fra det marine leirelaget gravis har lekket ut gjennom sakte perkolasjon av overflatevann gjennom den marine leira. Saltvannsnivået ble funnet til å være nærmere brakkevann enn havvann, som støtter den siste teorien. Riise (2014) fant at saltinnholdet er lavest i sør og øker mot nord, som kan skyldes større grad av marin leire og dypere filter ved de sørlige anleggene, eller at grunnvannsmagasinet har flere lag med ulikt saltinnhold. Brøste (2016) fant et høyere NaCl-innhold i brønnene ved rådhuset enn de andre nye brønnene, og foreslår enten påvirkning fra omliggende brønner, eller at filteret står i en lomme med saltere vann enn andre som mulig årsak.

3.5 Grunnvarmeanlegg og geotermiske forhold

I Melhus sentrum finnes det 9 grunnvarmeanlegg hvor 7 er i drift i på nåværende tidspunkt. Figur 3.7 gir en oversikt over plasseringen til disse anleggene, samt de nye ORMEL-brønnene, og tabell 3.1 oppsummerer nøkkefakta for grunnvarmeanleggene. Vedlegg B gir en oversikt over historikk og driftsdata til grunnvannsanleggene, hentet fra Riise (2015), Brøste (2017).

Tabell 3.1 De aktive grunnvannsanleggene i Melhus, med dagens uttaksrate, og uttaksrate ved maksimal kapasitet

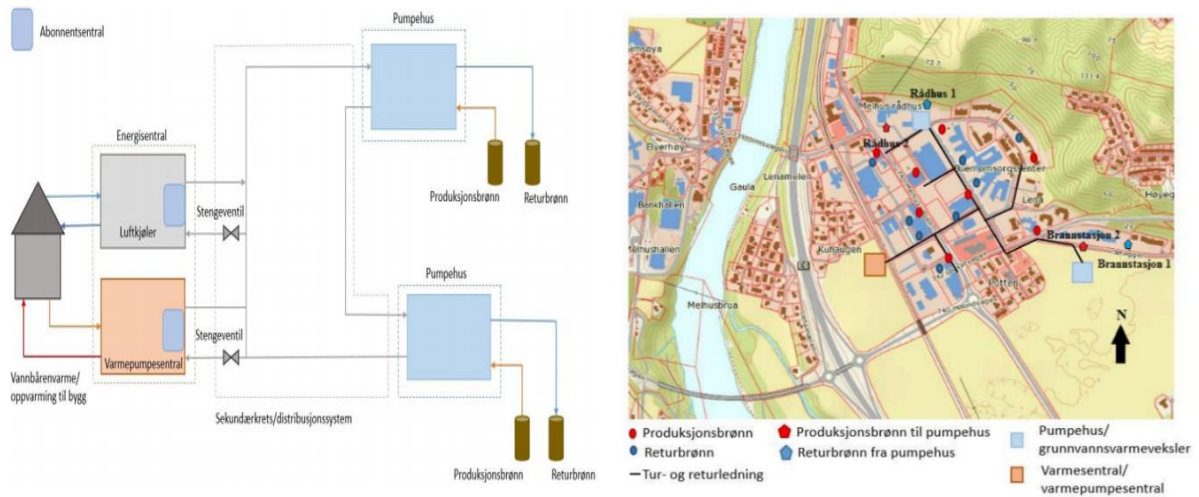
Anlegg	Bygg	År etablert	Brønn	Pumperate dagens uttak [l/s]	Pumperate maksimalt uttak [l/s]
Lena Terrasse	Leiligheter	2012	Produksjon	10,00	15,00
			Retur	-10,00	-15,00
Lenavegen 3	Avlastningssenter	2000/ 2013	Produksjon	15,00	15,00
Melhuset	Næringsbygg og kontorer	2000	Produksjon	4,00	7,00
Idegården	Næringsbygg og leiligheter	2008	Produksjon	4,00	9,60
			Retur	-4,00	-9,60
Thoragården	Næringsbygg og leiligheter	2012	Produksjon	7,60	9,00
			Retur	-7,60	-9,00
Buen Omsorgssenter	Sykehjem	2012	Produksjon	0,00	9,10
			Retur	0,00	-3,50
			Retur	0,00	-3,50
Høvdingen	Næringsbygg og leiligheter	2015	Produksjon	7,50	7,50
			Retur	-3,25	-3,25
			Retur	-3,25	-3,25
Oterholmsgården	Næringsbygg og kontorer	2010	Produksjon	4,00	5,70
			Retur	-4,00	-5,70
Gimse ungdomsskole	Skole og svømmehall	2009	Produksjon	0,00	23,60
			Retur	0,00	0,00



Figur 3.7 Oversikt over grunnvannsbrønnene, og ORMEL-brønnene i Melhus sentrum. Brønndata hentet fra GRANADA (2017). Bakgrunnskartet er hentet fra Statens kartverk (2017).

Grunnvannstemperaturen i Melhus er blant annet undersøkt av Riise (2015) gjennom enkeltmålinger gjort i grunnvannsanleggene. Det ble da funnet at grunnvannstemperaturen varierte fra 7,7°C til 10,4°C i anleggene, med filterplassering mellom 24-86 m dyp. Målingene viser at grunnvannstemperaturen øker i sørlig retning, og med dybde. Det ble også funnet tegn på termisk kortslutning i brønnene til anleggene ved Thoragården og Idegården.

Basert på anleggenes tette plassering, og risikoen for økt termisk kortslutning undersøkte Andersen (2017) muligheten for en felles uttaksløsning i sin masteroppgave. Denne løsningen er forklart i figur 3.8 og går ut på at det lages et felles vannuttak for hele Melhus sentrum. Tanken er at hver bruker har en varmepumpe, men at vannet sirkulerer i et fellesnett, og uttak og retur foregår ved en samlet sentral.



Figur 3.8 Felles energiforsyning. T.h.) Konseptskisse av energisystemet med felles vannuttak og fordeling via et distribusjonssystem. T.v.) Lokalisering av felles pumpehus, og forslag til distribusjonssystem. Figuren er hentet fra Andersen (2017)

4 METODE

4.1 Informasjonsinnhenting fra tidligere undersøkelser

Rapporter som omhandler tidligere undersøkelser utført i studieområdet er studert, og relevant informasjon er brukt til tolkingen av oppbygging og hydrogeologiske forhold i akviferen. Disse undersøkelsene er omtalt i delkapittel 3.2, og tabell 4.1 gir en oversikt over grunnlagsmaterialet som ble vektlagt i modelleringsprosessen. Figur 4.1 viser hvilke undersøkelser som er gjort, og hvor de ble utført.

Tabell 4.1 Oversikt over tidligere undersøkelser utført i studieområdet.

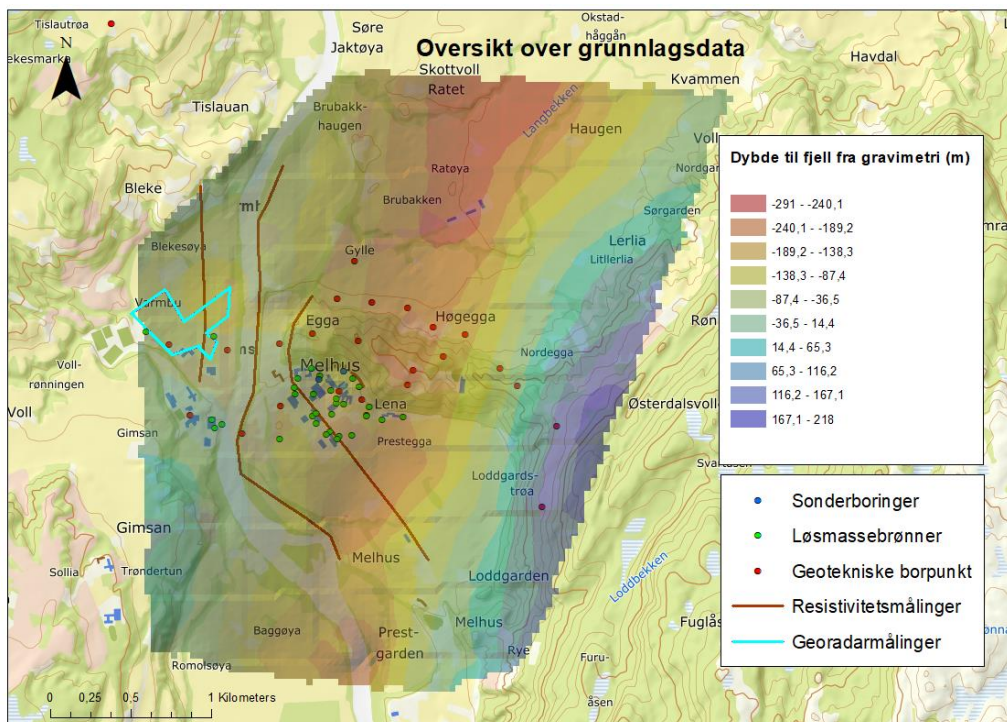
Undersøkelse/metode	Aktør	År	Beskrivelse	Omfang
Grunnvannskjemi og vannkvalitet	ORMEL/Brøst e	2016 2017	Masteroppgave: Vurdere vannkjemiske utfordringer	Prøvetagning i 7 brønner
Undersøkelsesbrønner (ORMEL-brønnene)	ORMEL/Gjengedal	2015 - 2017	Brønnboring og masseprøver. Logging av miljøindikatorer	11 brønner
Grunnvannskjemi og fysiske undersøkelser	ORMEL/Riise	2015	Masteroppgave: Vannprøver. fysiske parametre fra pumpetester	8 anlegg
Modellering	ORMEL/Førde	2015	Masteroppgave: Kvartær- og hydrogeologisk modell	Melhus sentrum
Gravimetrimålinger	NGU/Tassis et al.	2016	Bestemte dybde til fjell.	5 profiler
Resistivitetmålinger	NGU/Solberg et al.	2014	Løsmassefordeling ned til 160 m. Og vannprøver	3 profiler i sentrum
Energibrønner	NGU/GRANADA	1999 - 2014	Øvrige løsmassebrønner i studieområdet	22 brønner
Georadar	Asplan Viak	2007	Løsmassefordeling i 10 m dybde. Grunnvannsspeilet	Gimse/Varmbu
Geotekniske undersøkelser	SVV/Rambøll/Multiconsult+	1991 - 2013	Vei- og byggeprosjekter samt kvikkleirekartlegging	30 rapporter
Sedimentologiske undersøkelser	NGU/Hansen et al.	2007	Undersøkte rassedimenter i Gauldalen	5 lokaliteter i Melhus
Hydrogeologiske undersøkelser	NGU/Storrø	2000	Grunnvannsgradienten, og mulighet for reinfiltrasjon	3 peilebrønner og vannprøver

I denne masteroppgaven er data utledet av de nye ORMEL-undersøkelsesbrønnene brukt som hovedgrunnlag. Disse brønnenes plassering er vist i figur 3.7, og brønnenes nøkkelinformasjon er listet opp i tabell 4.2. Brønnene vil videre i teksten bli omtalt med sitt forkortede navn.

Metode

Tabell 4.2 Oversikt over de nye ORMEL-brønnene. Brønnene som logges er markert med fet skrift

Navn	Navn kort	X-koordinat [UTM32]	Y-koordinat [UTM32]	Høyde [moh.]	Dyp [m]	Boredato	Antall prøver
Rådhuset 1	RH1	564094	7018290	19,56	63	24.11.2015	24
Rådhuset 2	RH2	564013	7018219	18,8	48	30.03.2016	11
Brannstasjon 1	BS1	564664	7017985	16,52	70	26.11.2015	31
Brannstasjon 2	BS2	564534	7017966	16,4	66	16.03.2016	11
Losjeveien	LO	564339	7017868	16,87	86	02.12.2015	9
Gimse	GI	563540	7017936	9,03	30	25.11.2015	7
Barnehagen	BH	563490	7017994	7,1	36	02.12.2008	-
Pottevegen	PO	564268	7017866	17,9	94	10.05.2016	-
Kuhaugen	KH	563899	7017846	19	83	04.04.2016	-
Idrettsveien 1	IV	563071	7018510	10,5	66	12.04.2016	-



Figur 4.1 Oversikt over grunnlagsdataene benyttet i modelleringen. De geotekniske boringene er i flere tilfeller slått sammen til et fellespunkt, der de opptrer svært tett

Det er også hentet inn kart og data fra ulike databaser og nettportaler i arbeidet med oppgaven.

Tabell 4.3 gir en oversikt over hva som er benyttet, og hvor materialet er hentet.

Tabell 4.3 Kilder for datainnsamling

Portal/database	Aktør	Beskrivelse	Data hentet
Løsmassedatabasen	NGU	Kvartærgeologiske kart, med løsmassefordeling og symboler	Løsmassekart over studieområdet.
GRANADA	NGU	Oversikt over alle borede fjell- og løsmassekart i Norge	33 løsmassebrønner i studieområdet.
Senorge.no	Samarbeid mellom NVE, MI og kartverket	Døgnkart med data fra 1957 frem til i dag, basert på observert og interpolert temperatur og nedbør	Nedbør Avrenning Infiltrasjon Fordamping
Eklima.no	Meteorologisk institutt (MI)	Gratis tilgang til meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner	Observert nedbør fra målestasjon Skjetlein, ca. 10 km nord for Melhus sentrum
NVE-atlas.no	Norges Energi og Vassdragsetat (NVE)	Hovedkartløsningen som inneholder de fleste av NVEs tematiske kartdata	Infiltrasjon og avrenningsfordeling REGINE (Register over nedbørsfelt)
NVE - gaulfossen målestasjon	NVE	Data fra målestasjonen tilsendt etter epostkorrespondanse med ansvarlig ingeniør	Vannstandsdata fra gaulfossen ca. 20 km sør for Melhus sentrum.

4.2 Feltarbeid

4.2.1 Undersøkelsesbrønner og prøvetagning under ODEX-boring

ORMEL-brønnene boret med ODEX-boring. Denne metoden er tilpasset boring i løsmasser, som anses som mer komplisert enn å bore i fast berg. Dette skyldes at jordlagene kan være løst pakket, og fraksjonene kan endres raskt i vertikal og horisontal retning. ODEX boringen utføres ved at det bores et føringsrør ned i grunnen med en elektrisk roterende drillbit. Boringen utføres med mulighet for topphammerboring, og spyling

Boringene ble utført av Hallingdal Brønn og Graveservice AS. Parallelt med boringen ble det tatt masseprøver for å kunne bestemme dimensjoner til filteret, og vurdere akviferens oppbygging. Bearbeiding og anvendelse av disse masseprøvene er behandlet i delkapittel 4.3.2. Den 6. november 2017 ble det også boret en ny returbrønn for et planlagt anlegg som skal opprettes i OMREL-brønnen ved Losjeveien (brønn LO). Det ble tatt tre masseprøver under boringen, som skal brukes videre til å analysere kornfordelingen.

Under boringen av ORMEL-brønnene ble føringsrørstykker på 3 meter boret ned, og sveiset sammen underveis, se figur 4.3a. Masseprøvene ble tatt hver tredje meter, etter at gruslaget ble

Metode

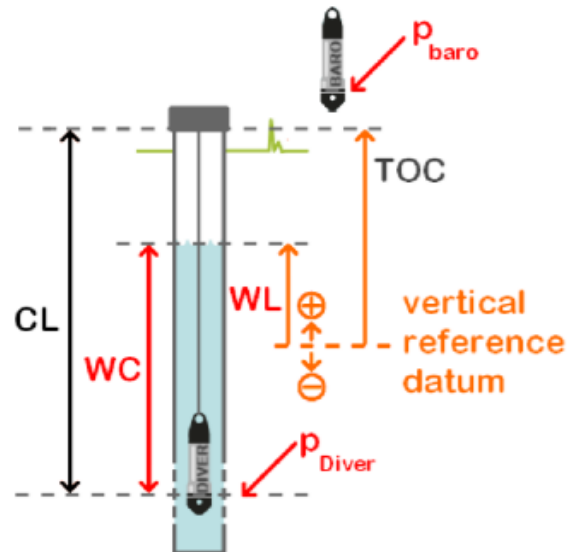
påtruffet. Under boringen av brønn LO2 ble masseprøvene tatt fra 63-69 m dyp. Prøvetagningen ble utført ved at det ble boret to meter, så stoppet, og foringsrøret ble spylt rent. Det ble deretter satt en bøtte under kanten på foringsrøret og boringen fortsatte den siste meteren, mens løsmassene ble spylt til overflaten med vannet, og samlet opp i bøtten, se figur 4.3b. Hver prøve ble så helt ut på bakken ved siden av hverandre for å gjøre en rask vurdering av prøvenes karakter. En representativ mengde av hver prøve ble så samlet i en prøvepose for fremtidige sikteanalyser på laboratoriet.

4.2.2 Datalogging av registrering av grunnvannsnivå, temperatur og elektrisk ledningsevne

Åtte av ORMEL-brønnene (se tabell 4.2) er utstyrt med en Mini Diver-datalogger, eller en CTD-datalogger fra Schlumberger, som overvåker registrere grunnvannsnivå og temperatur i brukerstyrt intervall. Elektrisk ledningsevne registreres i tillegg av CTD-loggeren. Målingene utføres med en laser som måler ekvivalent hydrostatisk trykk i vannet over sensoren, en temperatursensor og en trykksensor i CTD-loggeren. I Melhus er loggerne programmert til utføre registreringer hver fjerde time. I tillegg er en separat Baro-logger plassert i overflaten i brønn BS1, som måler barometriske trykkforandringer i atmosfæren. Disse målingene brukes til å korrigere trykkmålingene i brønnene for atmosfæriske variasjoner, se figur 4.2. Begge loggertypene har flere undertyper som er tilpasset forskjellig vanddyb. Her har lengden på vannsøylen over filteret i enkeltbrønnene i Melhus avgjort hvilken som er brukt. Tabell 4.4 gir en oversikt over hvilke spesifikasjoner som gjelder for de ulike loggerne (Schlumberger, n.d.).

Tabell 4.4 Spesifikasjoner for dataloggerne brukt til grunnvannsovervåking

Modell	Nr	Parameter	Intervall	Nøyaktighet	Oppløsning
Minidiver	Alle	Temperatur	-20 - 80°C	±0,1°C	0,01°C
	DI501	Trykk-1	10 m H ₂ O	±0,5cm H ₂ O	0,2 cm H ₂ O
	DI505	Trykk-2	50 m H ₂ O	±2,5cm H ₂ O	1,0 cm H ₂ O
	DI510	Trykk-3	100 m H ₂ O	±5,0cm H ₂ O	2,0 cm H ₂ O
CTD-diver	Alle	Temperatur	-20 - 80°C	±0,1°C	0,01°C
	Alle	Ledningsevne	30/120 mS/cm	±1,0%	±0,1%
	DI701	Trykk-1	10 m H ₂ O	±0,5cm H ₂ O	0,2 cm H ₂ O
	DI705	Trykk-2	50 m H ₂ O	±2,5cm H ₂ O	1,0 cm H ₂ O



Figur 4.2. Bruk av Mini-Divere. Viser hvilke forhold som må korrigeres for når vannstandsdata fra loggerne analyseres. CL: Lengde til diver fra topp, TOC: topp relatert til datum, WL: trykk av vannsøylen, p_{Diver} : trykk fra atmosfæren (Schlumberger, n.d.).

I løpet av arbeidet med masteroppgaven ble det samlet inn vannstands- og temperaturmålinger ved flere anledninger. Dette blir også gjort jevnlig av doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal. Målingene ble avlest ved at loggeren heises opp av brønnen, og kobles til en PC. Målerverdiene overføres så som Excel-filer. Etter hver avlesning blir det utført en manuell vannstandsmåling i brønnen, som brukes til å kalibrere den forrige serieperioden. Temperatur- og ledningsevnesensoren er forhåndskalibrert fra produsenten. Elastisitet i wiren gjør at loggerens posisjon endres mellom hver avlesning, som gjør nevnte korrigerings nødvendig. Vannstandsmålingene måles til brønntopp, for så å trekke fra brønnhøyde og terrenghøyde for å få dataene i moh.

I tillegg til datainnsamlingen ble det under feltarbeidet gjort innmålinger av Gaulas vannivå, og produksjon- og returbrønnen til Gimse Ungdomsskole, med GPS av merke Tesla Topcon. Bilder fra feltarbeidet er vist i figur 4.3c og d.

Metode



Figur 4.3 Feltarbeid. A) ODEX-boring av brønn LO2. B) Masseprøve 2 fra brønn LO2. C) GPS innmåling av vannstand i Gaula. D) Innhenting av mini-Diver-data fra brønn GI. Foto: Martina S. Hellestveit.

4.3 Systematisering og visualisering av grunnlagsdata

Dette delkapittelet presenterer metodene brukt under utførelsen og systematiseringen av kornfordelingsanalysene, samt innsamling og visualisering av vannstands- og temperaturseriene fra undersøkelsesbrønnene i studieområdet. Disse dataene brukes videre til å bygge opp og kalibere modellene.

4.3.1 Kornfordelingsanalyse

Bestemmelse av kornfordelingen til prøvene fra brønn LO2 ble gjort ved sikting. Sikteanalysen ble utført på Studentlaboratoriet til IGP. Fremgangsmåten fulgte Statens vegvesens (2005) Håndbok 014 Laboratorieundersøkelser, 14.432 - Kornfordeling ved sikting. I de tilfeller der metoden avviker fra håndboken blir dette nevnt.

Før prøvene siktes, bestemmes minste prøvemengde (M_{\min}) etter tabell 14.432-1 i standarden (gjengitt i tabell 4.5). Mengden bestemmes basert på D som er kornstørrelsen (sikteåpningen) som 100% av materialet passerer. Alle de siktede prøvene hadde D mellom 16 og 8, og bør derfor ha minste siktemengde mellom 2,6 og 0,6 kg. Fordi prøvestørrelsen omtrent lå i dette intervallet for alle prøvene, ble det valgt å sikte hele prøvevolumet.

Tabell 4.5 Minste prøvemengde for sikteanalyse (Statens vegvesen, 2005).

D [mm]	90	63	31,5	16	8	<4
M_{\min} [kg]	80	40	10	2,6	0,6	0,2

Selve sikteanalysen går ut på å vaske, tørke og tørresikte materialet, for så å bruke vekten av hver fraksjon til å bedømme korngraderingen til prøven. Kun tørrsikting kan benyttes hvis vasking kan endre prøvens fysiske egenskaper, men kun hvis finstoffinnholdet ($<63\mu\text{m}$) er under 5%, og når det ikke forekommer som belegg på prøvene. Prøvene som ble undersøkt hadde ett finstoffinnhold på 0,5% til 0,1%, som er godt under grenseverdien. Ettersom prøvene ble tatt ut under spyling var kornene allerede godt vasket for finstoff. Det ble derfor vurdert at vasking ikke var nødvendig, og prosedyren ble utført med kun tørrsikting.

Siktesatsene som ble brukt var 31,5mm, 16mm, 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 500 μm , 250 μm , 125 μm , og 63 μm . Siktenes diameter var 30 cm. Håndsikting ble utført for siktene med maskevidde 31,5, 16 og 8mm grunnet begrenset plass i siktemaskinen. De resterende siktene, 4 mm – 63 μm og bunn ble satt i siktemaskin i 10 minutter, se figur 4.4. Hver prøve ble delt inn i passende underprøver før den ble sendt gjennom siktemaskinen. Etter den maskinelle siktingen ble det foretatt kontrollsikting for hånd, ved å riste hver sikt med innhold over et hvitt A3-papir, også helle eventuelt nedfall over i neste sikt.



Figur 4.4 Siktemaskin som ble benyttet til sikteanalysen. Foto: Håvard Tømmerdal

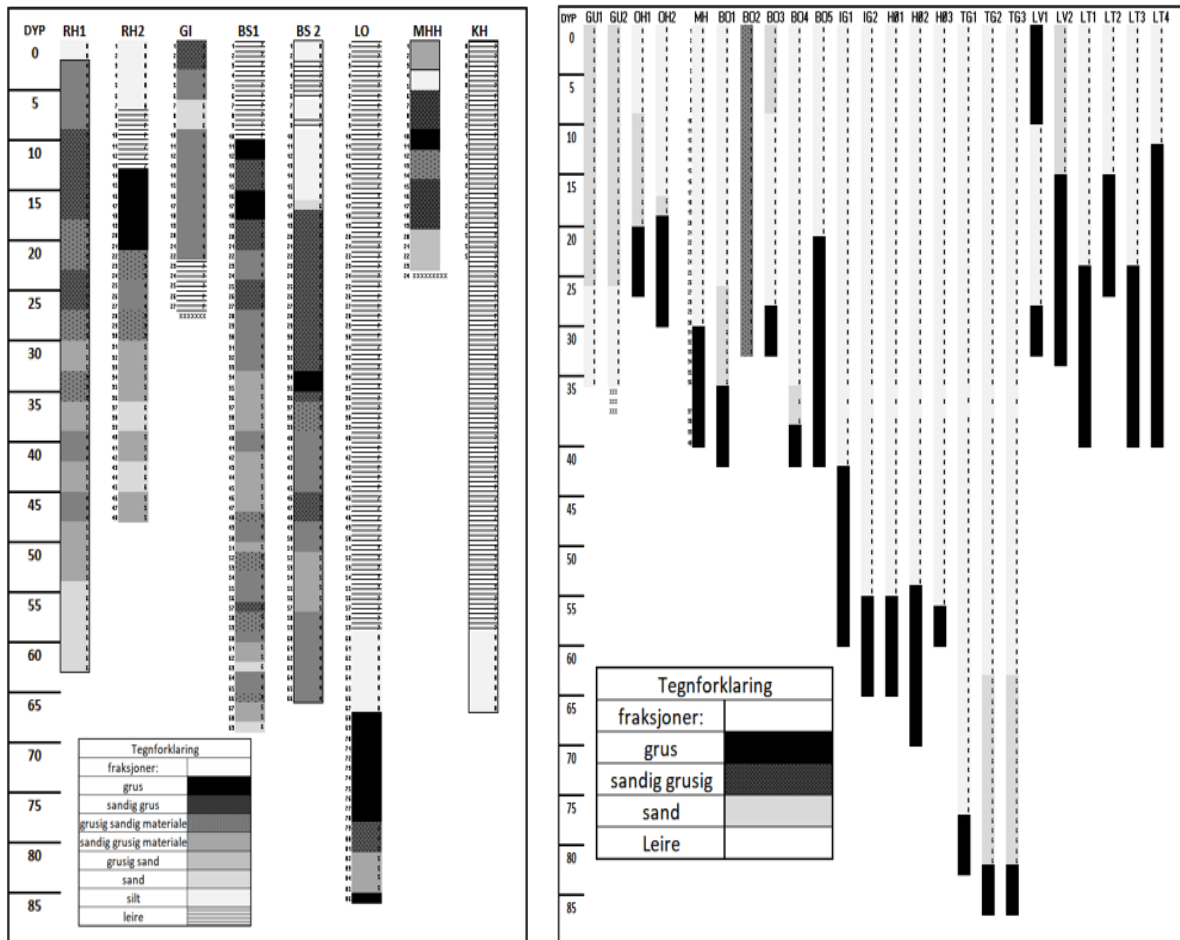
For at analysen skal regnes som gyldig må forskjellen mellom innveid tørr masse for hver prøve, og sum av separate veide masser etter sikting utgjøre mindre enn 1% av den innveide prøven. For prøvene siktet i denne analysen utgjør denne differansen 0,1-0,3%, altså godt under grenseverdien. Tabell 4.6 beskriver prøvematerialet fra Losjeveien 2.

Tabell 4.6 Beskrivelse av prøvemateriale fra brønn Losjeveien 2 (LO2)

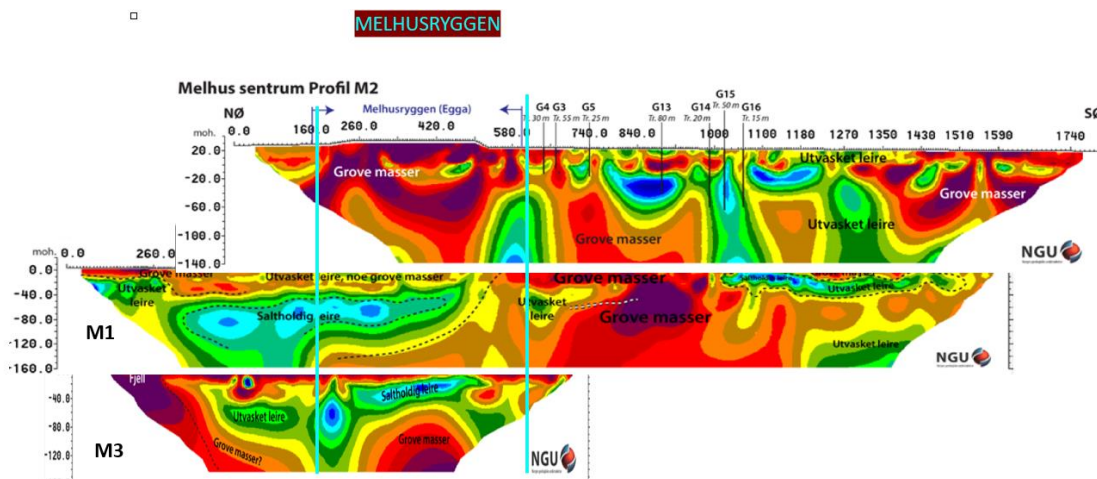
Prøvenr	Prøvenavn	Dybde (m)	Vekt (g)	Andel finstoff	Andel siktetap
1	LO2-1	63	3056,9	0,4 %	0,1 %
2	LO2-2	69	2221,5	0,5 %	0,1 %
3	LO2-3	66	3640,4	0,1 %	0,3 %

4.3.2 Systematisering av kornfordelingsanalyser og geofysikk

Sikteanalyse av prøvematerialet fra ORMEL-brønnene er utført av doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal eller NGU. Masseprøvene ble kun tatt for vannførende fraksjoner, og egner seg derfor godt til å bestemme en eventuell lagdeling i den glasifluviale avsetningen. Matlab ble brukt for å tegne opp løsmassetypen for hver prøve i Excel, basert på kornfordelingskurven til masseprøvene. I tillegg ble det laget visuelle brønnlogger fra 22 energibrønnlogger i Melhus Sentrum, via registrert løsmassetype GRANDA-databasen (2016), og samme matlabskript. Figur 4.5 viser de visuelle brønnloggene som ble laget. En forstørret utgave av borloggene finnes i vedlegg A. Resistivitetesmålingene utført av Solberg et al. (2014) ble brukt til å vurdere løsmassesammensetningen i dypet. De 3 profilene er sammenstilt og fremstilt i figur 5.6.



Figur 4.5 Visuelle borelogger. T.v.) For ORMEL-brønnene basert på kornfordeling. T.h.) For øvrige energibrønner i studieområdet basert på visuell inspeksjon under boring.



Figur 4.6 Sammenstilling av geofysikkprofilene fra Melhus sentrum. Profilenes traseer er tegnet opp i figur 4.1. Profilene er hentet fra Solberg et al. (2014).

4.3.3 Beregning av hydraulisk konduktivitet

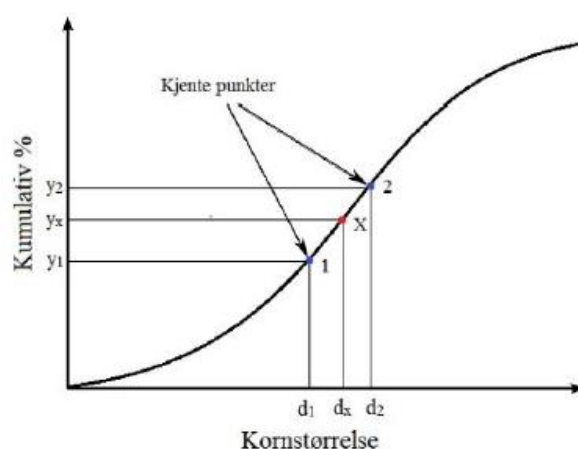
Beregning av hydraulisk konduktivitet ble gjort med Kozeny-Carmans formel, med metoden presentert i delkapittel 2.3. Alle parameterne ble utledet fra kornfordelingskurven til

Metode

masseprøvene og fra visuell inspeksjon av prøven, som også er beskrevet i samme delkapittel. En oversikt over inngangsparametrene for hver brønn er gitt i tabell 4.7

Bestemmelsen av kornstørrelsene d_{10} og d_{60} ble gjort ut fra to nærliggende punkt med kjent verdi langs kornfordelingskurven, illustrert i figur 4.7. Kornfordelingskurven antas til å være lineær mellom de to kjente punktene, og kornstørrelsen i det ukjente punktet kunne derfor beregnes med følgende formel for lineær interpolasjon:

$$d_x = d_c + \frac{y_x - y_1}{y_2 - y_1} (d_2 - d_1) \quad (4.1)$$



Figur 4.7 Lineær interpolasjon- Figuren viser prinsippet for hvordan d_{10} og d_{60} beregnes fra kornfordelingskurven via to kjente punkter, 1 og 2.

Hvor d_b den estimerte kornstørrelsen ved en gitt vektprosent y_b , mens d_a og d_c er kornstørrelsen i to kjente nærliggende punkt, og y_a og y_c er de tilhørende verdiene for kumulativ vektprosent.

Tabell 4.7 Sammendrag av resultatene av kornfordelingsanalysen og parameter-estimering på masseprøvene fra ORMEL-brønnene:

Brønn	Antall prøver	Vanligste løsmassetype	d_{10} [mm] $\mu \pm$ STD	d_{60} [mm] $\mu \pm$ STD	C_u [-] $\mu \pm$ STD	n_{eff} [-] $\mu \pm$ STD
RH1	24	Sandig grus	0,31 \pm 0,17	2,38 \pm 1,25	9,38 \pm 8,62	32 \pm 4
RH2	11	Middels sand	0,34 \pm 0,17	2,95 \pm 2,35	9,13 \pm 6,70	32 \pm 5
BS1	31	Middels sand	0,35 \pm 0,24	2,68 \pm 1,63	9,39 \pm 9,76	32 \pm 4
BS2	11	Grov sand	0,34 \pm 0,10	3,20 \pm 1,74	9,14 \pm 3,06	30 \pm 3
LO	9	Grov sand	0,56 \pm 0,50	4,10 \pm 3,26	8,61 \pm 8,30	31 \pm 7
GI	7	Grov sand	0,21 \pm 0,18	2,95 \pm 0,90	20,63 \pm 13,12	27 \pm 2
MHH	7	Grov sand	0,34 \pm 0,29	4,39 \pm 2,42	16,39 \pm 10,21	28 \pm 2

LO 2	3	Fin grus	$2,13 \pm 0,44$	$8,234 \pm 1,16$	$5,40 \pm 0,86$	30 ± 0
------	---	----------	-----------------	------------------	-----------------	------------

4.3.4 Visualisering av vannstands-, temperatur- og ledningsevnevariasjon

For å undersøke hvilke faktorer som påvirker temperaturen og vannstanden i grunnvannmagasinet ble de loggede miljøparameterne fremstilt grafisk. Vannstandsmåleseriene fra brønnene ble plottet mot vannstand i Gaula, målt ved Gaulfossen målestasjon (NVE, 2017), 20 km nedstrøms fra sentrum. Måleserien ble også sammenlignet med nedbørsmengde hentet fra Skjetlein målestasjon (eKlima, 2017), 7 km nord for sentrum. Måleserien med grunnvannstemperatur ble plottet mot lufttemperatur hentet fra Skjetlein målestasjon (eKlima, 2017), samt mot vannstand i Gaula. Den elektriske ledningsevnen ble også sammenlignet med nevnte måleserier. Det skal forsøkes å finne svar på følgende spørsmål:

- Er det hydraulisk og termisk kontakt mellom alle de undersøkte brønnene?
- Er det hydraulisk og termisk kontakt mellom Gaula og grunnvannsmagasinet?
- Kan det identifiseres noen tydelige strømningsmønstre?
- I hvor stor grad påvirkes magasinet av infiltrasjon av nedbør?
- Mates magasinet av andre kilder?
- I hvor stor grad påvirkes vannivået og temperatur av eksisterende pumping og reinfiltrasjon?

Underveis i den grafiske datafremstillingen ble det gjort en del valg. Det ble hovedsakelig valgt å undersøke brønner som er filtersatt, for å få et mest mulig korrekt bilde av vannstand- og grunnvannstrømning. Loggerne ble i begynnelsen av måleperioden plassert i foringsrøret, men ble flyttet til filterrøret underveis i måleperioden, da det ble oppdaget at temperaturvariasjoner enklere ble fank. En oversikt over måleperioden til de ulike brønnene, samt en spesifikaasjon for når loggerne ble flyttet til filteret er gitt i tabell 4.8.

Brønn IV ble i utgangspunktet logget, men måleserien ble avsluttet da det fremkom at brønnen var boret ned til fjell og derfor ikke representerte vannivå i grunnvannsmagasinet.. Det samme gjelder for brønn GI før den ble filtersatt i de glasifluviale massene den 25.09.2017. Derfor er kun den nye måleserien inkludert. Loggerne i begge brønnene ved Brannstasjonen fikk funksjonssvikt underveis i måleperioden, og ble ikke erstattet, delvis grunnet mangel på utstyr. Derfor har disse brønnene kortere dataserier enn resten.

Data fra Brønn BH ble valgt å ta med, selv om det under boring av brønnen oppstod et hull i fôringsrøret. Bruddet oppstod mest i en av de første skjøtene av fôringsrøret, som tilsier at det

Metode

ligger i de glasifluviale massene. Data fra loggeren bekrefter at det logges i riktig lagpakke, fordi det vises godt samsvar med de andre brønnene.

Tabell 4.8 Måleperiode for miljøindikatorlogging, filterdyp og dato, og avstand til Gaula for ORMEL-brønnene

Brønn	Måleserie start	Måleserie slutt	Filtersatt	Logger i filter	Filterdyp [moh]	Avstand Gaula[km]
RH1	18.02.2016	09.04.2018	13.04.2017	13.11.2016	-28	0,40
RH2	24.05.2016	09.04.2018	19.04.2017	13.11.2016	-17	0,31
BS1	18.02.2016	16.10.2017	13.04.2016	17.11.2016	-36	1,00
BS2	27.04.2016	16.10.2017	20.04.2016	23.01.2017	-29	0,88
LV	23.02.2016	09.04.2018	Før	23.02.2016	-1	0,78
LO	23.02.2016	18.11.2016	09.12.2015	nei	-56	0,73
BH	21.04.2016	09.04.2018	Ikke filter	Ikke filter	0	0,21
GI	25.09.2017	09.04.2018	25.09.2017	25.09.2017	-5	0,05

4.3.5 Bestemmelse av infiltrasjon fra nedbør med vannbalanselikningen

Ved beregning av dM for grunnvannsmagasinet med vannbalanselikningen ble et eventuelt bidrag fra Gaula utelatt for å undersøke hvor stor del av grunnvannsnydannelsen som kan komme fra nedbør. dM omtales videre som infiltrasjon I.

Beregning av I med vannbalanselikningen ble utført med gjennomsnittsverdier for årsnedbør og evapotranspirasjon som ble funnet fra NVE-atlas (2017), og seNorge (2017). Parametrene er vist i tabell 4.9. Avrenning Q ble beregnet ved å inndele studieområdet i overflatetyper ved å studere arealdekkeflate studieområdet. Så ble spesifikk avrenning for hver arealform basert på avrenningsfaktorer fra Sæterbø (1998), som er gjengitt i tabell 2.3 bestemt. Disse ble så slått sammen til en felles avrenningfaktor. Ettersom akviferen er antatt til å være lekkende ble en justert avrenningfaktor også beregnet, som tar hensyn til at store deler av studieområdet er dekket av mektig leire, som vil være svært tett og tillate lite infiltrasjon. Dette ble gjort ved å anslå området dekket av mektig leire til 80% av studieområdet, og gi dette en avrenningfaktor på 0,9.

Tabell 4.9 Inngangsparametre ved bruk av vannbalanselikningen

Parameter [mm]	Nedbør (P)	Evapotranspirasjon
Årlig gjennomsnitt	789	442

4.4 Bestemmelse av kvartærgeologisk lagdeling i modellområdet

Tidlig i prosessen ble det laget håndtegnede profiler av studieområdet fra borelogger hentet fra GRANADA for å skaffe en viss oversikt over trender til lagdeling. Løsmassekart fra NGU og geotekniske rapporter brukt til å vurdere løsmassefordelingen nær overflaten. De systematiserte dataene fra ORMEL-brønnene ble brukt til å tolke oppbyggingen lenger nedover i dypet, og de 22 andre brønnene fra Granada ble brukt som et supplement, spesielt for å bestemme plasseringen av det marine leirelaget. Resistivitetesmålingene til Solberg et al (2004) ble brukt der det manglet data, men med visse forbehold, ettersom dataene inneholder vesentlige feilkilder, som er diskutert i delkapittel 6.5.1. Grensen til fjell ble funnet fra gravimetriundersøkelsene til Tassis (2017). I sentrum ble det gjort en del forenklinger fordi lagdelingen varierte mye over korte avstander. I områdene uten datapunkter ble lagdelingen antatt etter omliggende områder.

I sentrumsområdet viser boreloggene at det finnes det et topplag som består av grus, leire og sand. Dette stammer trolig fra flere leirskred datert til rundt middelalderen (Hansen et al, 2017). Laget er også tilstede på NGUs løsmassekart (figur 3.2), som fremstiller der som marin leire. For å forenkle modellen integreres dette det underliggende marine leirlaget, ettersom begge lagene vil være tette. Løsmassekartet viser at det er avsatt elvesedimenter fra Gaulas meandrering på flere steder i Gauldalen. Disse sedimentene kommer også frem på boreloggene, som sand og grus, avsatt over leire. Det fremkommer ikke tydelig hvor skillet mellom de fluviale sedimentene og de underliggende glasifluviale massene går når det ikke finnes marin leire mellom lagpakkene. Boreloggene tyder også på at dette fluviale laget ikke har høy mektighet på østsiden av elva. Derfor konsentreres dette laget nordvestsiden av Gaula, og nord der det fremkommer på løsmassekartet, og utelates der det ligger omsluttet av, eller under marin leire.







Den underliggende løsmassetypen er marin leire med varierende tykkelse. Ved Melhusryggen er kun et par meter leire registrert, men i området rundt LO er mektigheten økt til 70 m, så en økning sørover er tydelig. Det antas at dette laget følger samme trend nord for Melhusryggen; tynt proksimalt ryggen, og tykkere mer distalt.

Under leira ligger randåsavsetningen. Her varierer lagdelingen mye over korte avstander. Trenden er allikevel at de groveste massene ligger rett under leira i 10-30 m, og at massene blir finere lenger ned mot dybden. Avsetningen blir derfor delt inn i 3 ulike lag med gradvis minkende grovhet. Resistivitetesmålingene bekrefter også denne tolkningen, ved at den viser

Metode

en økt grad av forfining med dybde. Resistivitetesmålingene går kun ned til 100-120 m dyp, så derfor velges dette som bunnivå for den glasifluviale avsetningen. Dette bekreftes delvis av de dypeste boringene som treffer på et vanskelig lag på omtrent 90 m dyp. Basert på avsetningshistorien, gjennomgått i delkapittel 2.1, antas det at det ligger en kombinasjon av marin leire og bunnmorene mellom randåsavsetningen og fjell. Sedimentene i studieområdet blir delt inn i 6 lag i modellen:

Tabell 4.10 Kwartærgeologisk lagdeling i studieområdet

Lag	Navn	Avsatt	Beskrivelse	Karakteristikk	Farge
Lag 1	Sandgrus	Fluvialt	Elveavsetninger avsatt etter istid.	Tykkelse: 0-10 m. Tilstede på vestsiden og nord i studieområdet	
Lag 2	Marinleire	Glasimarint	Leire avsatt i havet samtidig og etter randåsen.	Tykkelse: 2-120m Finnes i hele studieområdet, minus i Gaulas løp	
Lag 3	Grus	Glasifluvialt	Øverste lag av randås. Består av grov grus og blokker	Tykkelse: 10-30 m. Finnes nesten i hele studieområdet	
Lag 4	Grussand	Glasifluvialt	Mellomste lag av randås. Består av grus iblandet litt sand	Tykkelse: 30-100 m. Finnes nesten i hele studieområdet	
Lag 5	Sand	Glasifluvialt	Nederste lag av randås. Består hovedsakelig av sand.	30-100 m. Finnes nesten i hele studieområdet	
Lag 6	Bunnleire og morene	Marint/ glasialt	Laget består av marin leire og bunnmorene fra før avsetningen av randåsen.	Laget går ned til fjell, i hele studieområdet.	

Det understrekes at det ble gjort en del forenklinger og antagelser for å bestemme inndeling, utstrekning og mektighet av de kvartærgeologiske sedimentene. I sentrum, øst for Gaula er boreloggskonsentrasjonen tett, og der ble her nødvendig å forenkle en hel del. Dette antas allikevel å være modellens mest nøyaktige område. Vest for Gaula er det også boreloggsinformasjon, men ikke like høy datatetthet, så området er ikke like nøyaktig. Nord for Melhusryggen finnes det kun informasjon fra geotekniske boringer, som regel er grunne, og kun bekrefter tilstedeværelsen av et leirelag, og hvor gruslaget begynner. Grunnvannsmagasinet utstrekning på nordsiden av Melhusryggen er kun antatt, etter

utstrekningen på sørsiden, og er gitt en mer slak helning ettersom den er tolket som distalsiden av randåsen.

4.5 Modellering

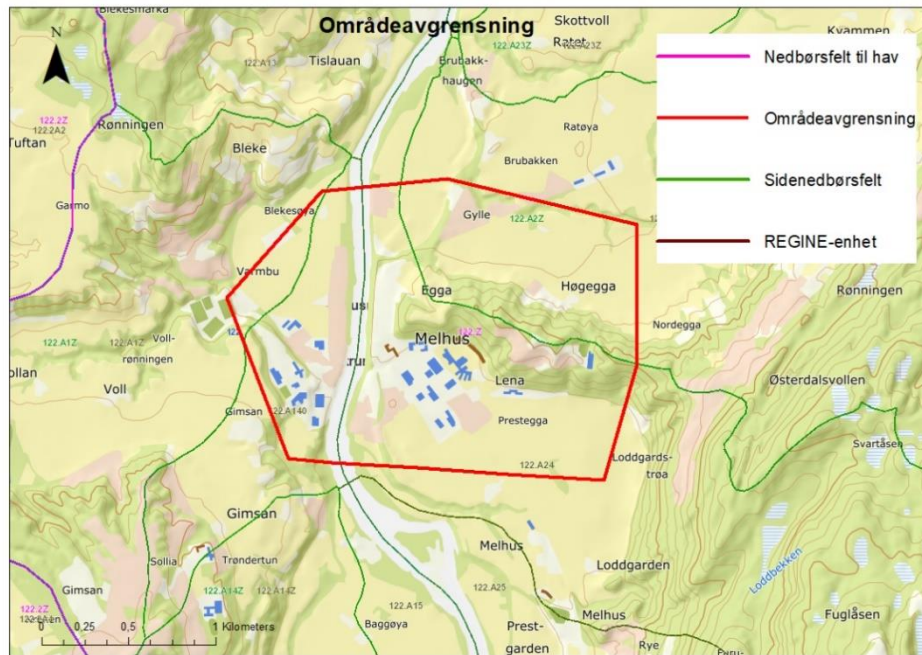
Gangen i grunnvannsmodellering som er fulgt i denne oppgaven er beskrevet i delkapittel 2.5. De neste delkapitlene går trinnvis igjennom hvordan hvert trinn ble utført. For å kunne svare på oppgavens problemstilling ble følgende modellformål definert:

- Bygge opp en modellstruktur som gir en mest mulig presist fremstilling av akviferens hydrostratigrafiske enheter.
- Bruke temporær miljøindikatordata til å kalibrere en presis strømnings- og varmetransportsmodell, som baserer seg på strukturen i den første modellen.
- Vurdere effekt av et økt grunnvanns- og grunnvarme uttak med dagens uttaksløsning og ved en fellesløsning med ulike uttaksvolum.

4.5.1 Avgrensning av modellområdet

Innledningsvis ble det bestemt å ha et modellområde som lå relativt konsentrert rundt brønnene, for å minke graden av ekstrapolering. Etter diskusjon med doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal ble det bestemt å sette grensen omtrent 500 m sør for Melhusryggen, ettersom det mest sannsynlig er vannførende masser i denne sonen, som vil svare til lesiden til randåsen.

Sentrumsområdet i Melhus deles av flere sidedebørsfelt, markert på figur 4.8. Grunnet ønsket modellstørrelse og innhold ble disse grensene sett bort fra. Grunnvannsressursen ligger stedvis så dypt at mindre elver trolig ikke vil påvirke den stort. I tillegg er sentrumsområdet i stor grad dekket av leire, så infiltrasjonene fra nedbør vil trolig ha en begrenset påvirkning. Studieområdet ble modifisert et par ganger under arbeidet med modelleringen, grunnet feil og mangler i grunnlagsdataene. Det endelige studieområdet er avbildet i figur 4.8. Områdets areal er på 3 320 969 m².

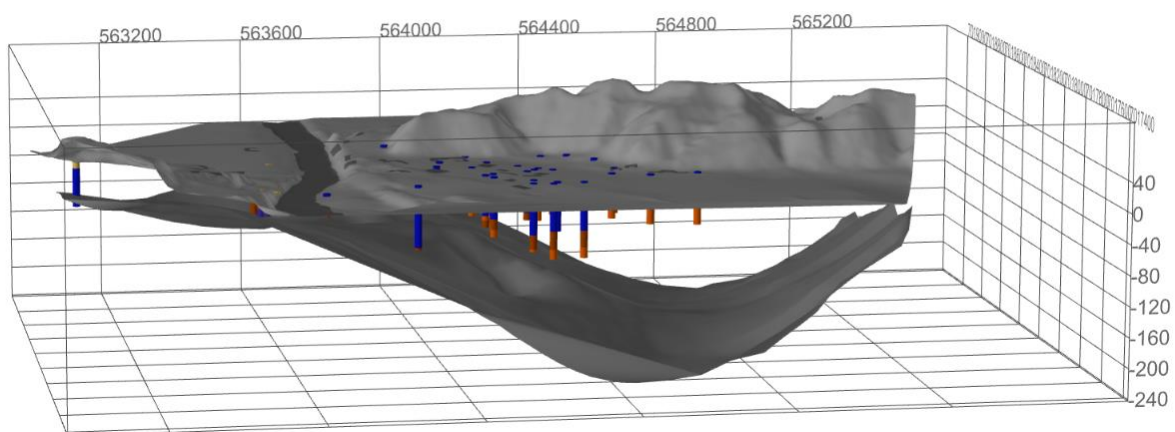


Figur 4.8 Kartet viser modellområdet markert med ett rødt polygon. Sentrum på øst og vestsiden av Gaula er tatt med, samt hele Melhusryggen og et område nord for denne

4.5.2 Oppbygging av modellstruktur i Subsurface Viewer

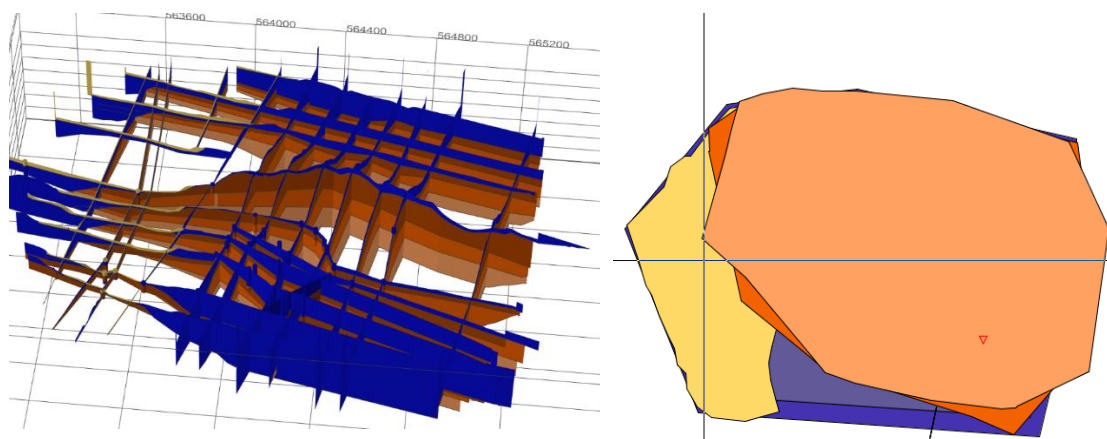
Første ledd av modelleringen innebærer å avgrense modellområdet lateralt, i topp og i bunn. En terrengmodell av studieområdet ble hentet fra kartverkets portal Høydedata(2017), og dybdemodell av fjellflate fått av NGU, ble lastet inn som en DEM-fil (Digital Elevation Model) i rasterformat. Disse filene fungerer kun for visualisering, ettersom Subsurface Viewer kun kan beregne lagflater fra vektorfiler. Derfor ble begge terrengflatene omgjort til TIN-filer og kuttet til ønsket modellstørrelse i ArcMap. I Subsurface Viewer fungerer disse TIN-flatene som såkalte modellkappende overflater, som avgrenser modellen i topp og bunn. Deretter ble det lastet opp shapefiler med bakgrunnskart som løsmassefordeling, bygninger, vei, og vannflate, for å forenkle visualiseringen under modelleringen.

Boreloggene som modelleringen baserer seg på ble deretter lastet inn i Subsurface Viewer gjennom fire tekstfiltyper som ble klargjort i Excel. Klargjøringen innebærer at boreloggene tolkes, og at oppbyggingen deles inn i forhåndsdefinerte lag. Excel-filen med alle filene er inkludert som digitalt vedlegg F. Boreloggene ble representert i programmet som søyler med ulike farge avhengig av type geologisk lag, illustrert i figur 4.9.



Figur 4.9 3D visning av alle Subsurface Viewer med modellinnngangsparametrene. Det grå topp og bunnlaget er modellkappende flater, og borkjernene med tolket lagdeling vises som søyler

Neste trinn i prosessen var å lage brukerdefinerte 2D-profiler av lagdelingen, ved å tegne korreleringslinjer mellom brønnloggene. Profilene ble tegnet i 2 hovedretninger som krysset omtrent vinkelrett på hverandre. I områder med mye data ble profilene tegnet tettere for å unngå en for grov interpolering. Det ble total tegnet 30 profiler. Etter profilene var tegnet måtte de ulike geologiske lagene område avgrensnes. Dette ble gjort ved å tegne inn polygoner som definerte utstrekningen til hvert lag. Det var nødvendig å strekke lagene utenfor modellens grense for å få riktig høyde i randen. Disse trinnene er illustrert i figur 4.10.



Figur 4.10 Modelleringsprosessen i Subsurface viewer. T.h.) Brukerdefinerte 2D-profiler som er basis for modellen. T.v.) Brukerdefinert avgrensning av lagflater.

SubsurfaceViewer bruker så 2D-profilene og lagenes laterale avgrensning til å interpolere til en 3D-modell. Programmet beregner topp- og bunnsflate til alle lagene ovenfra og nedover. Derfor må de underliggende lagene trekkes lenger ut enn de overliggende. Modellens nøyaktighet avhenger både av antall datapunkter, og antall profiler tegnet opp.

4.5.3 Strømningsmodell i FEFLOW

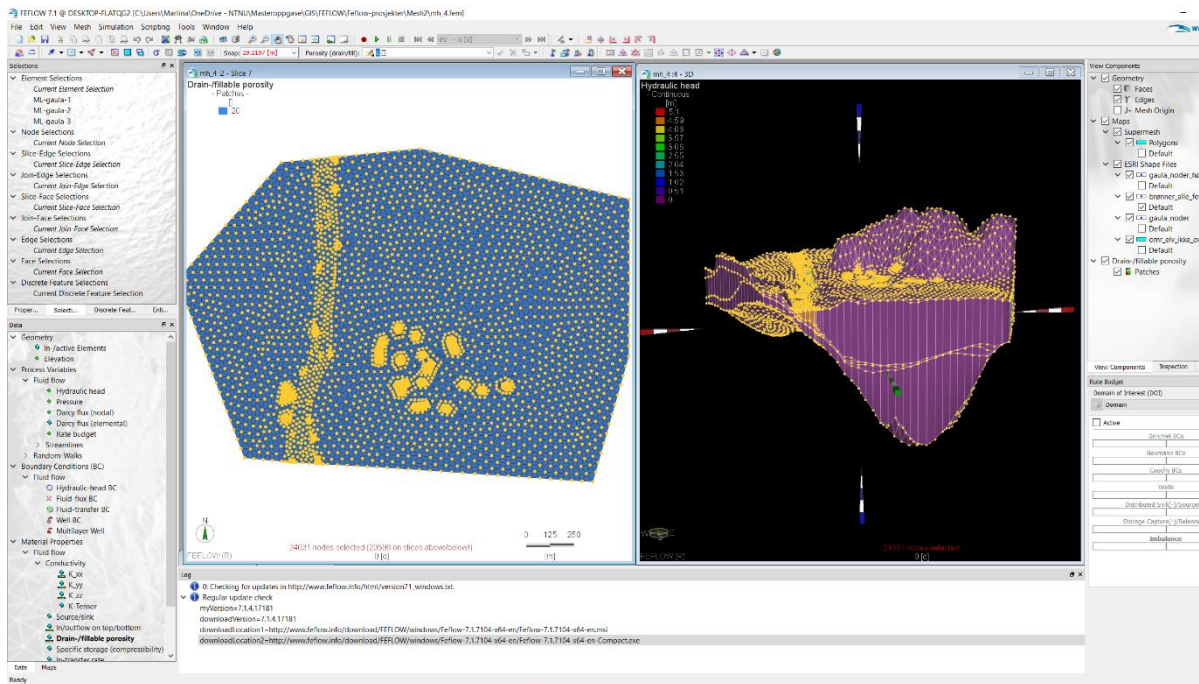
Modellstrukturen ble overført fra Subsurface Viewer til FEFLOW ved å laste inn en polygon med modellavgrensningen, en polygon med Gaulas utstrekning, og alle brønnpunktene som punktdata inn i programmet. Denne informasjonen ble brukt til å bygge opp et grid, eller et «Supermesh», som det kalles i FEFLOW. Dette gridet kan bygges ved 4 ulike algoritmer, hvor «Gridbuilder» ble valgt fordi den kan inkludere punktdata i grid-strukturen. Antall elementer ble valgt til 3000, og alle brønnpunktene fikk femdobbel grid-oppløsning for å øke sannsynligheten for riktige simuleringsresultater ved brønnene.

Neste trinn var å utvide modellen til lagene definert i Subsurface Viewer. Dette ble gjort ved å først spesifisere ønsket antall lag i FEFLOW, også tilegne disse lagene riktige høyder basert på punktdata med definerte høyder fra Subsurface Viewer. FEFLOW definerer hvert lag ved hjelp av topp- og bunnflater. De 6 lagene fra Subsurface Viewer ble derfor til 7 lagflater i FEFLOW. Tabell 4.11 viser en oversikt over modellens deler, og figur 4.11 viser modellen før og etter lagtykkelsene er definert.

Tabell 4.11 Feflow-gridets bestanddeler

Bestanddel	Lag	Lagflater	Noder	Elementer
Antall	6	7	24 031	40 308

Når FEFLOW importerte lagene fra Subsurface Viewer, strekker den automatisk alle lagene ut til gridets polygongrense. I den strukturelle modellen var ikke alle lagene like store, derfor vil denne funksjonen føre til feil struktur. Dette ble løst ved å tilegne de lagområdene som ikke skulle være der egenskaper til lagene over.

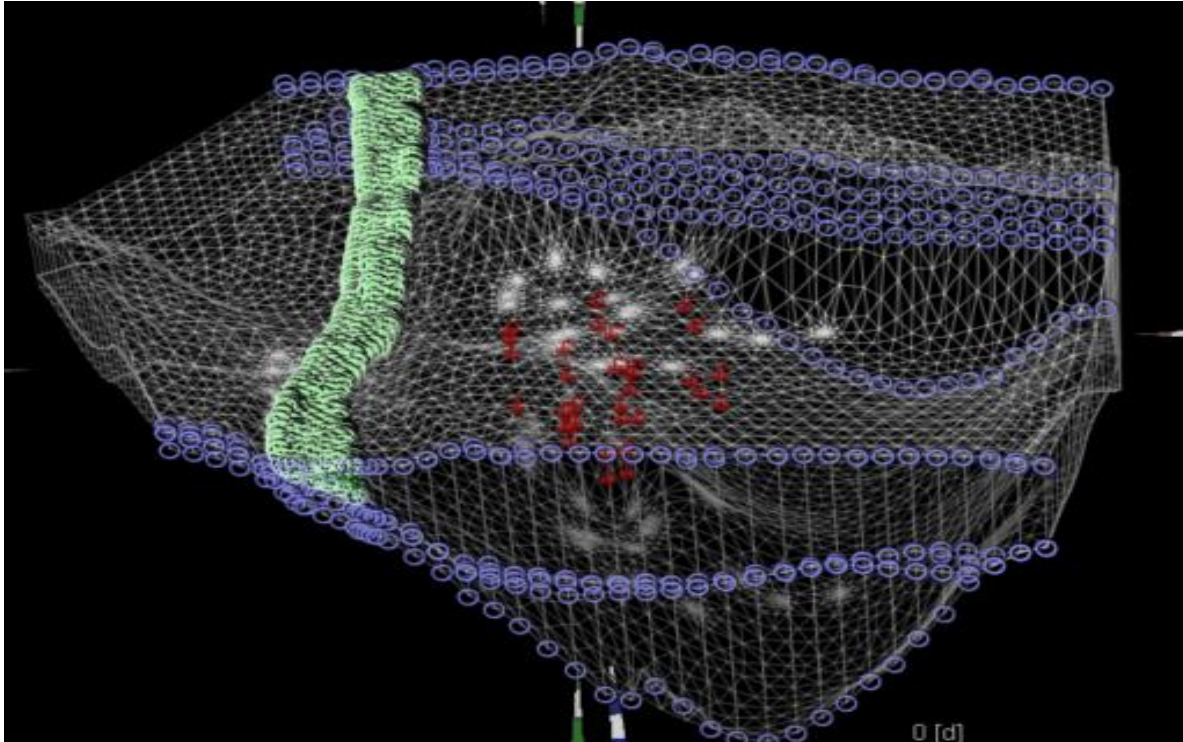


Figur 4.11 Skjermdump av FEFLOW-grensesnittet. T.v: Modellen i 2D med Gaula tegnet inn NS, og med noder selektert med gult. Nodene ligger tettest rundt vannflaten og brønnpunktene. T.h: Modellen er utvidet til 3D med alle nodene selektert.

Grensebetingelser (BC)

Som nevnt i delkapittel 2.5 finnes det tre hovedtyper grensebetingelser: Kjent trykkehøyde, kjent fluks og trykkavhengig fluks. I FEFLOW heter disse hhv. Hydraulic Head BC, Fluid Flux BC, og Fluid Transfer BC. I tillegg opererer programmet med en egen grensebetingelse for brønner, Wells BC, som er en utgave av kjent fluks grensebetingelse.

Modellen nordlige og sørlige modellgrense fikk tilført verdier for **kjent trykkehøyde** som tilsvarer Gaulas vannstand. Dette ble funnet ved å lese av høyde fra et lidarkart (Hoydedata, 2016) med data som ble samlet inn i juni 2015, og derfor vil svare til en periode med høy vannstand i Gaula. Ved stasjonær simulering svarte dette til 4,6 m i sør og 2,4 m i nord. Vannstand i Gaula ble lagt inn som **trykkavhengig fluks**-grensebetingelse, ved å laste inn elvas vannflatehøyde, også hentet fra lidar-kartet (Hoydedata, 2017). Denne grensebetingelsen inkluderer toveis **infiltrasjonsrate** mellom Gaula og grunnvannsmagasinet, som egentlig er en materialparameter (innflyt topp/bunn). Til slutt ble brønnenes pumpe- og infiltrasjonsrate og filterdybde lagt inn som en ESRI-shapefil under **brønn**-grensebetingelse. Siden den østlige og vestlige enden av modellområdet grenser mot fjell, eller i nærheten av fjell, og er dekket av leire ble det antatt «no-flow»- grenser her, som er et spesialtilfelle av kjent fluks.



Figur 4.12 Viser alle de aktive grensebetingelsene i modellen. Kjent trykkhøyde BC er markert med blå sirkler, og finnes på alle noder ved sørlig og nordlig grense. Grønne sirkler angir trykkavhengig fluks som er tilegnet Gaulas vannflate. Energibrønnene er markert med rødt, som viser til brønn-grensebetingelse.

Materialegenskaper

I FEFLOW defineres hydraulisk konduktivitet, effektiv porøsitet, og effektiv infiltrasjon som materialeegenskaper, som må tilegnes hvert element i gridet. Disse parameterne ble tilegnet lag for lag, for å fremstille mest mulig korrekte hydrogeologiske forhold.

Inngangsverdiene for **hydraulisk konduktivitet** ($K_{xx/yy/zz}$) og **porøsitet** (drain/fillable porosity) er for akviferen hentet fra konduktivitetsberegningene på prøvematerialet, utredet i delkapittel 4.3.3. Konduktiviteten i x og y retning ble gitt samme verdi, mens den vertikale ledningsevnen blir angitt som ti ganger lavere iht. anisotropigraden for grove materialer. For de resterende lagene er parameterverdiene hentet fra tabeller fra Brattli (2009), og fra resultatene til Førde (2015). **Infiltrert nedbør** (Inn/outflow on top/bottom) ble funnet gjennom vannbalanselikningen beskrevet i delkapittel 2.2.5. Gaulas kommunikasjon med akviferen representeres med strømningsratene **innflyt topp** og **innflyt bunn**, som kun er tilegnet elvevannflaten. Forskjellen i størrelse reflekterer at vann enklere strømmer fra akviferen til elva enn motsatt, grunnet at elva ofte inneholder mer finstoff, som bidrar til å blokkere porene. De endelige valg av materialparametre presenteres i tabell 4.12.

Tabell 4.12 Materialparametre tilegnet de ulike modellagene i strømningsmodellen

Lag	$K_{X/Y}$ [l/s]	K_Z [l/s]	n_{eff} [%]	I_{eff} [mm/år]	Innflyt topp [l/s]	Innflyt bunn [l/s]
Lag 1: SandGrus	1E-3	1E-4	35	139	1E-5	1E-3
Lag 2: Marinleire	1E-8	1E-9	20	-	1E-5	1E-3
Lag 3: Grus	1E-3	1E-4	30	-	-	-
Lag 4: Grussand	1E-3	1E-4	30	-	-	-
Lag 5: Sand	1E-4	1E-5	30	-	-	-
Lag 6: Bunnleire	1E-8	1E-9	20	-	-	-

Kalibrering og følsomhetsanalyse

Modellen ble kalibrert med vannstand- og temperaturdata fra brønnloggerne. For den stasjonære simuleringen ble det brukt gjennomsnittsverdier, mens den transiente ble kalibrert med de temporale målingene. Analysene ble utført manuelt i FEFLOW, ved å gradvis justere parametren som undersøkes opp og ned. Parametrene og faktorene som ble undersøkt var konduktivitets- og porøsitetsverdier for de ulike lagene, effektiv infiltrasjon, gradient til Gaula, vannstand i Gaula, tykkelse på det marine leirelaget langs Gaula, trykkehøyde ved østlig og vestlig grense og pumpe- og infiltrasjonsratene for de ulike brønnene. Det ble funnet ut at modellen var mest følsom for forandringer i hydraulisk konduktivitet

FEFLOW gir mulighet for å simulere for ulike akvifertyper. I kalibreringsfasen ble det prøvd å simulere for både åpen og lukket akvifer, ettersom akviferen er tolket til å være lekkende, og vil ligge et sted imellom. Det viste seg at åpen akvifer-modus gav den mest troverdige trykkflate-fordelingen i hele studieområdet, og alle lagene, men modellen ble for numerisk ustabil til å kunne gi troverdige resultater. Lukket akvifer-modus gav en trykkflate-fordeling i lag 3 som var høyere enn forventet under Melhusryggen, og sør-vest i studieområdet. Denne gav en tilfredsstillende trykkfordeling i sentrum, og var i tillegg numerisk stabil, så det ble derfor valgt å gjøre alle simuleringene i lukket akvifer-modus.

4.5.4 Varmeoverføringsmodell i FEFLOW

Da strømningsmodellen var ferdig kalibrert ble den videreutviklet til en varmetransportmodell. Dette ble gjort ved å utføre en finere grid-inndeling i området hvor det finnes brønner. Dette er nødvendig fordi transportmodeller krever høyere oppløsning på gridet for å gi pålitelige resultater enn strømningsmodeller (FEFLOW, 2018). Modellen ble tilegnet verdier fra de

Metode

temperaturloggede grunnvannsbrønnene. Grunnvannstemperaturen i Melhus sentrum ligger gjennomsnittlig på 6-9 °C. Vanlig varmeuttak ved de fleste anleggene er 2-3 °C, så temperaturen på vannet som reinfiltreres vil være 3-7 °C. FEFLOW definerer områder med kjent vanntemperatur med grensebetingelsen **Temperatur BC**. Denne grensebetingelsen ble tilegnet topp- og bunnlaget i modellen som gjennomsnittsverdien 8 °C, og de filtersatte observasjonsbrønnene ble tilegnet sin respektive loggede temperatur. Brønnene med reinfiltrasjon ble tilegnet antatt temperatur på infiltrasjonsvannet.

Akviferens varmeledningsevne representeres i FEFLOW som materialparametre. De ulike størrelsene er termisk konduktivitet (λ), spesifikk varmekapasitet (S_c) og volumetrisk varmekapasitet (S_{vc}). Verdiene ble tildelt lagvis, etter resultatene til Flugsrud (2017) og Førde (2015). Parametrene er angitt i tabell 4.13

Tabell 4.13 Materialparametre til de ulike modellagene i varmetransportsmodellen

Lag/område	Termisk konduktivitet λ [W/mK]	Spesifikk varmekapasitet S_c [kJ/kgK]	Volumetrisk varmekapasitet S_{vc} [kJ/m ³ K]
Lag 1: SandGrus	1,9	0,38	1037,5
Lag 2: MarinLeire	1,9	1,38	1326,2
Lag 3: Grus	1,9	0,38	1037,5
Lag 4: GrusSand	1,9	0,38	1689,75
Lag 5: Sand	1,9	0,38	2324,0
Lag 6: BunnLeire	1,9	1,38	1326,2
Vann	0,9	4,2	4199,9

4.5.5 Simulering i FEFLOW

Under simuleringen er målsetningen å fremskaffe nok informasjon til å kunne svare på problemstillingen. Det ble bestemt å simulere for 3 forskjellige uttaksscenarioer:

- 1) **Dagens vann- og varmeuttak (S1).**
- 2) **Maksimalt vann- og varmeuttak (S2)**
- 3) **Felles uttaksløsning (S3)**

Det første scenarioet er simulert primært for å kalibrere modellen. Det ble brukt informasjon fra de systematiserte vannstands- og temperaturmålingene for å prøve å gjenskape de forholdene som finnes under dagens uttaksforhold. Spesielt responsen i observasjonsbrønnene under pumpe-testene i ORMEL-brønnene ble vektlagt under kalibreringen. Maksimale uttak er

definert som maksimal dimensjonert kapasitet til grunnvarmeanleggene, samt hvor 4 av ORMEL-brønnene er omgjort til anlegg, hvorav 2 har reinfiltrasjon. Dette er for å undersøke kapasiteten til akviferen. Denne løsningen har en pumperate som er tre ganger så stor som dagens.

Det siste scenarioet undersøker effekten av fellesløsning for vannuttak som ble foreslått i masteroppgaven til Andersen (2017), se delkapittel3.5. Dette scenarioet er fremstilt i modellen ved å la brønnene ved Rådhuset og Brannstasjonen stå for hele uttaket og infiltrasjonen. Det understrekes at brønnen ikke er dimensjonert for uttak i dette størrelsesordenen, simuleringresultatet vil allikevel trolig gi en indikator på hvor egnet denne løsningen er. I oppgaven til Andersen (2017) blir det foreslått å ha to sentrale pumpestasjoner, som hver har en produksjonsbrønn, og en returbrønn. Fra et hydrogeologisk ståsted vil dette være en ugunstig løsning fordi kort avstand mellom produksjons- og returbrønn vil øke faren for termisk kortslutning. En mer hensiktsmessig løsning vil være å bevare de to sentrale pumpestasjoner, men la den ene ha produksjonsbrønner, og den andre ha returbrønner. Det er den siste løsningen som blir utforsket med simulering. Tabell 4.14 oppsummerer pumperate og filterplassering for grunnvarmeanleggene ved de ulike scenariene.

Tabell 4.14 Filterdybde og pumperate for grunnvannsanleggene ved de ulike scenarioene

Navn	Filtertopp [moh]	Filterbunn [moh]	Rate S1 [l/s]	Rate S2 [l/s]	Rate S3a [l/s]	Rate S3b [l/s]
Lenavegen 3 P	-21,50	-25,00	15,00	15,00	-	-
Melhuset P	-18,00	-22,00	4,00	7,00	-	-
Lena terrasse P	-10,00	-15,00	10,00	15,00	-	-
Lena terrasse R	-8,00	-18,00	-10,00	-15,00	-	-
Idegården P	-28,00	-42,00	4,00	9,60	-	-
Idegården R	-38,00	-47,00	-4,00	-9,60	-	-
Thoragården P	-61,00	-65,00	7,60	9,00	-	-
Thoragården R	-65,00	-69,00	-7,60	-9,00	-	-
Buen omsorg P	-12,00	-15,00	-	9,10	-	-
Buen omsorg R1	-41,00	-45,00	-	-3,50	-	-
Buen omsorg R2	-31,00	-33,00	-	-3,50	-	-
Høvdingen P	-44,00	-47,00	7,50	7,50	-	-
Høvdingen R1	-48,00	-51,00	-3,25	-3,25	-	-
Høvdingen R2	-39,00	-42,00	-3,25	-3,25	-	-
Oterholmsgården P	-16,00	-20,00	4,00	5,70	-	-
Oterholmsgården R	-8,00	-12,00	-4,00	-5,70	-	-
Gimse U-skole P	-3,60	-18,50	-	23,60	-	-
Gimse U-skole R	-	-	-	-	-	-
Rådhuset 1 P	-27,04	-33,04	-	15,00	26,00	81,00

Metode

Rådhuset 1 R	-15,80	-21,80	-	-15,00	-26,00	-81,00
Brannstasjon 1 P	-36,98	-42,98	-	15,00	26,00	81,00
Brannstasjon 2 R	-29,10	-35,10	-	-15,00	-26,00	-81,00
Gimse P	-5,97	-10,97	-	15,00	-	-
Losjeveien P	-55,99	-60,99	-	15,00	-	-
Samlet uttaksrate fra produksjonsbrønner		52,10		161,50	52,00	162,00
Samlet uttaksrate fra returbrønner		32,10		82,80	52,00	162,00
Netto uttaksrate (differanse)		20,00		78,70	0	0

Den første simuleringen ble kjørt i stasjonær tilstand uten å ta med produksjons- og infiltrasjonsbrønnene, for å gjenskape naturlige forhold, som anbefalt av United States Geological Survey (1987). Stasjonær tilstand vil si at det simuleres med gjennomsnittsverdier for inngangsparametrene. Parametrene fra denne simuleringen ble brukt som inngangsbetingelse for den stasjonære strømnings- og varmetransportmodellen som ble brukt som basis for å gjennomføre simuleringer ved de ulike scenariene.

Det ble også laget en modell for transient strømming- og varmetransport, som vil si at parameterne varierer med tid. Både nedbør og vannstand og brønnenes pumperate ble vurdert brukt som variable, men ettersom variasjonen i pumperaten er vanskelig å fremstille fordi den varierer automatisk etter varmebehovet, ble kun Gaulas vannstand og nedbør brukt som varierende parameter. Simuleringsperioden ble valgt til å foregå over 731 dager, fra 1.1.2016-31.12.2017, og tidssteg på en måned, så til sammen 24 tidssteg. Perioden med loggeperioden i brønnene for å kunne kalibreres av disse målingene.

Ettersom direktemålinger av Gaula ikke ble utført i måleperioden må variasjonens vannstand tolkes fra de andre dataene. Måledata fra Gaulfoss viste for dårlig detaljkorrelasjon til å være et godt estimat for vannstanden i Gaula. Det ble derfor valgt å ta utgangspunkt i vannstand i de brønnene som lå nærmest Gaula, brønn GI og BH, og anta fast gradient i elva, for så å justere hele vannflatens høyde i samsvar med de kjente punktene. Denne modellen gav lite pålitelige resultater under simuleringen, så resultatene presenteres derfor ikke .

5 RESULTAT

5.1 Grunnvannsnivå – variasjon i måleperioden

Resultat fra trykkmålinger i de 7 filtersatte brønnene presenteres i dette delkapittelet, og temperaturmålingene i det neste. Måleperioden er delt inn i fire underperioder:

- 1) Hele hovedmåleperioden (P1): **15. februar 2016 – 3. november 2017**
- 2) Pumpetestperioden (P2): **18. februar 2016 – 3. november 2016**
- 3) Etter P2 til målestopp i BS1+2 (P3): **3. november 2016 – 22. oktober 2017**
- 4) Fra målestart i GI til siste datafangst: (P4): **27. september 2017 – 9. april 2018**

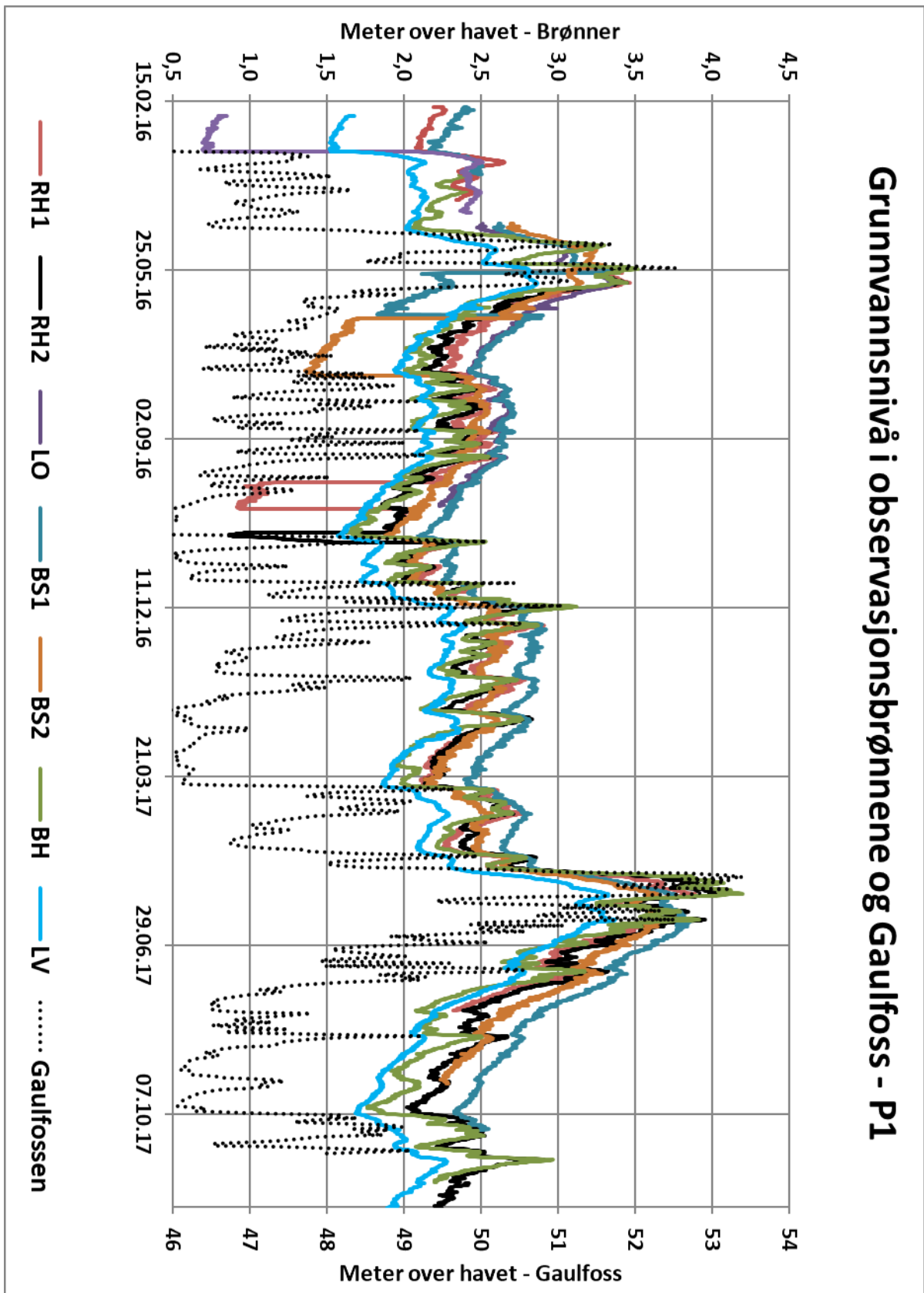
I periode 1 og 2 sitter loggerne i føringsrøret, mens de i periode 3 og 4 er flyttet til filteret i de fleste brønnene. Alle vannstandsmålinger er oppgitt i meter over havet.

5.1.1 Periode 1 - Observasjonsbrønnene og Gaulfoss

Vannivå i alle observasjonsbrønnene er plottet mot vannivå i Gaula målt ved Gaulfoss i figur 5.1. De plutselige og vedvarende nivåfallene som opptrer fem ganger i begynnelsen av måleperioden skyldes pumpetestester med pumperate på 13-15 l/s. Disse er sett nærmere på i delkapittel 5.2.2. Resultatet viser at alle brønnene hadde grunnvannsnivå under 4,3 moh. og over 1,5 moh. (ekskludert pumpetestene) i måleperioden. BS1 hadde oftest høyest vannstand, mens LV oftest hadde lavest vannstand, og forskjellen mellom disse er tilnærmet konstant på omtrent 50 cm i måleperioden.

Figur 5.1 viser at fluktuasjonene i vannivået i observasjonsbrønnene sammenfaller med fluktuasjonene i Gaula. De fleste vannstandstoppene i Gaulas samsvarer med topper i brønnene, og tilsvarende for bunner. Brønnene nærmest elva; GI, RH1&2, og BH ser ut til å respondere raskere på endring i Gaulas vannstand enn brønnene lenger vekk fra elva; LO, BS1&2 og LV. Plottet viser også at vannstanden i brønnene ser ut til å synke i sørlig retning, med unntak av LV.

For både 2016 og 2017 følger grunnvannsnivåets fluktusjon tilnærmet samme trend. Grunnvannsnivået begynner å stige i april-mai, og når maksimalt nivå i mai-juni, hvor toppen er omtrent 3,5-4 moh. Bunnivået nås rundt årsskiftet. Plottet viser også flere mindre fluktusjoner i mellom hovedtrendene.



Figur 5.1 Grunnvannsnivå gjennom hele hovedmåleperioden. Figuren viser at nivået i alle syv observasjonsbrønner sammenfaller med endringer i Gaulas vannstand

5.1.2 Periode 2 - Observasjonsbrønnene og Gaulfoss

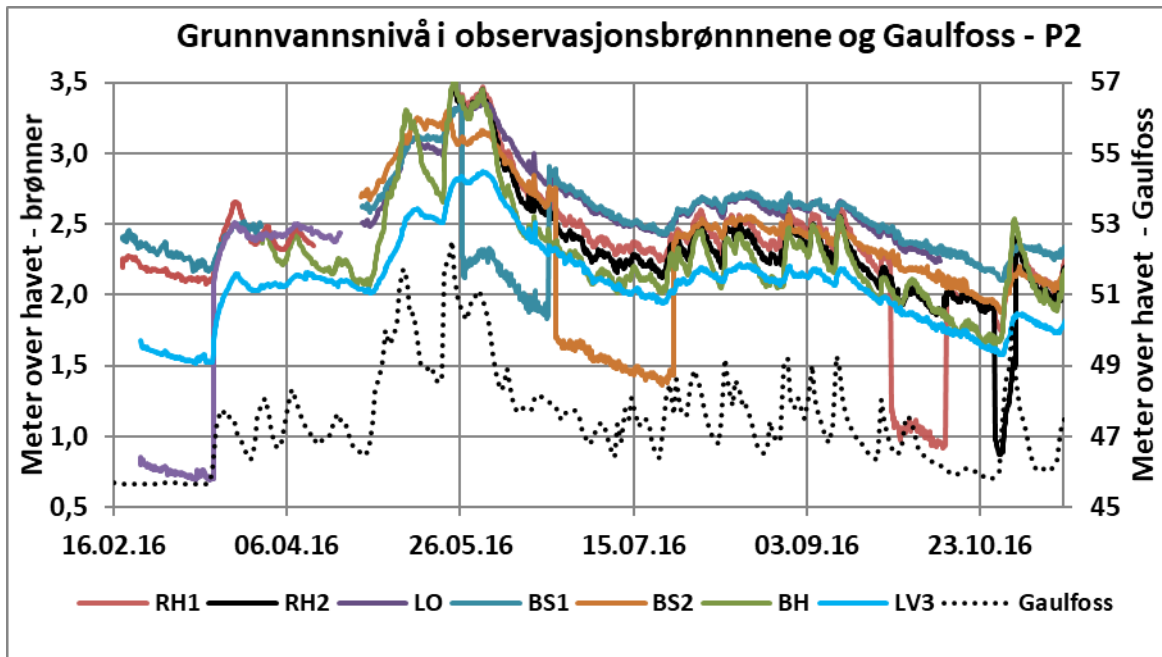
For å få frem hvilken effekt prøvepumpingen hadde på akviferens grunnvannsnivå, er vannstandsdata fra prøvepumpingsperioden fremhevet i figur 5.2. Varigheten til hver pumpetest er beskrevet i tabell 5.1. Plottet viser at både nivåsenkningen i brønnen etter at pumpen er skrudd på, og stigningen etter at pumpen er skrudd av, opptrer tilsynelatende momentant. Dette må sees i lys av at nivået kun registreres seks ganger i døgnet.

Tabell 5.1 Varighet for pumpetestene i ORMEL-brønnene

Brønn		Pumpetest start	Pumpetest slutt	Varighet	Pumperate [l/s]
Losjeveien	LO	18.02.2016	15.03.2016	27 dager	13-15
Brannstasjon 1	BS1	26.05.2016	20.06.2016	26 dager	13-15
Brannstasjon 2	BS2	22.06.2016	26.07.2016	35 dager	13-15
Rådhuset 1	RH1	27.09.2016	13.10.2016	17 dager	13-15
Rådhuset 2	RH2	27.10.2016	03.11.2016	7 dager	13-15

Prøvepumpingen i brønnen ved **Losjeveien (LO)** ble utført kort tid etter loggeperioden begynte, så forløpet før pumpingen er ukjent. Resultatet viser at avslutningen av pumpetesten etterfølges av en momentan nivåstigning på omtrent 1,7 m i LO. De andre brønnene viser også en sammenfallende stigning; 0,5 m i LV og omtrent 0,3 m i RH1 og BS1. Det skjer også en stigning i vannstanden til Gaulfoss parallelt med avsluttet pumping.

De to neste pumpetestene ble utført ved **Brannstasjonen**. Da pumpen ble igangsatt i BS1 oppstod det samtidig et vannstandstap i brønnen på omtrent 1 m, som holdt seg konstant under hele pumpeperioden. Pumpeperioden sammenfaller også med en liten senkning i BS2, LV og LO, på omtrent 0,11 cm. De andre brønnene viser ingen tydelig endring i denne perioden. Påfølgende pumpetest i BS2, sammenfaller med et nivåfall på rundt 1 m i nevnte brønn, samt en liten senkning i BS1, LV og LO. De siste pumpetestene ble utført i brønnene ved **Rådhuset**. Her viser plottet av pumpetesten i RH1 at pumpetesten sammenfaller med et nivåfall på omtrent 1 m i samme brønn, og rundt 0,2 m i RH2. Det kan se ut som det skjer ett lite nivåfall i alle brønnene, men en brå nivåstigning i Gaula, som speiles i brønnene gjør den første trenden vanskelig å identifisere.



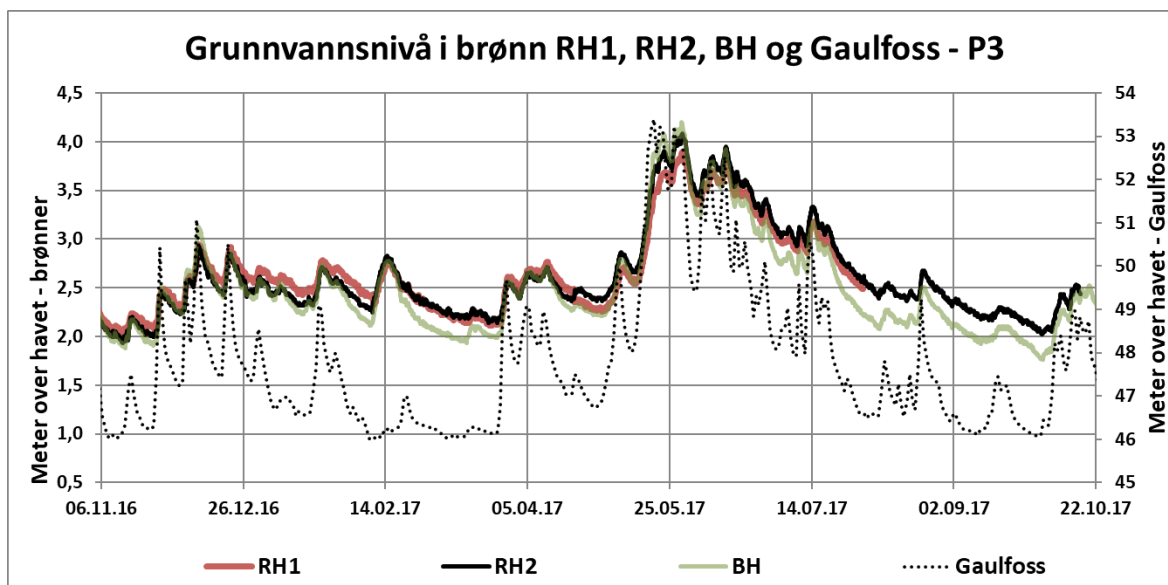
Figur 5.2 Grunnvannsnivået under pumpetestene. Figuren viser eventuell påvirkning de forskjellige pumpetestene har på vannivået i akviferen.

5.1.3 Periode 3 - Observasjonsbrønnene og Gaulfoss

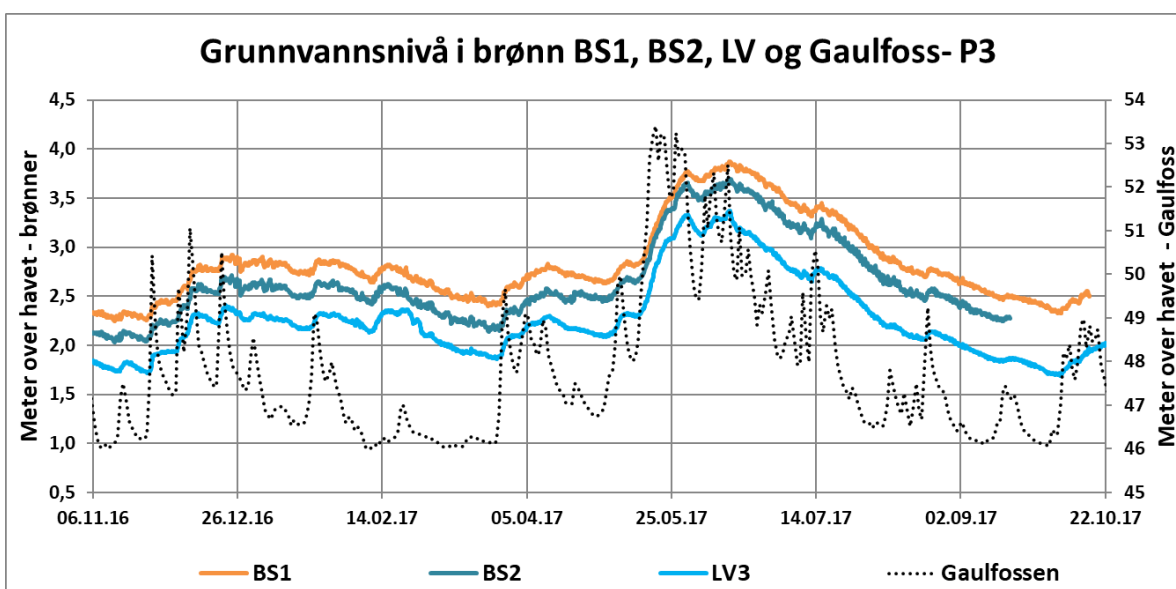
Observasjonsbrønnenes vannivå i periode 3 er plottet i to ulike diagram. Brønnene med størst likhet i kurveforløp ble plottet sammen. Figur 5.3 viser vannstand i RH1, RH2 og BH, som er brønnene som ligger nærmest Gaula. Figur 5.4 viser vannstand i BS1, BS2 og LO, som er brønnene med størst avstand til Gaula. Gaulas vannstand ved Gaulfoss er også med i begge plottene.

Figur 5.3 viser at vannstandsforløpet i brønnene er svært likt forløpet i Gaula, og fluktuasjonene ser ut til å opptre med lav forsinkelse mellom elv og brønner. Hovedtrenden er at RH1 og RH2 veksler mellom å ha høyest vannstand, med en differanse på maksimalt 0,1 m. BH ligger oftest omtrent 0,2 m under disse, men får høyest vannstand i de tilfellene hvor Gaula viser bratte vannstandstopper. Dette sees f.eks. i slutten av mai/begynnelsen av juni 2017. Plottet viser at vannstandsgradienten i observasjonsbrønnene er $RH1 > RH2 > BH$ i perioder hvor Gaula har høy vannstand, og $BH > RH2 > RH1$ når elva har lav vannstand.

Figur 5.4 viser et lignende kurveforløp som i det forrige, men hvor svingningene i vannivå opptre med en forsinkning fra toppene i Gaula, og en mer dempet amplitude. Vannstanden i BS1 er høyest, etterfulgt av BS2 som er omtrent 0,2 m lavere, og LV som er omtrent 0,3 m lavere enn BS1. Denne nivåangeringen er nærmest konstant i plotteperioden, men de to nederste brønnene nærmer seg den øverste i perioder med raskt økende vannstand i Gaula, f.eks. i slutten av mai/begynnelsen av juni 2017.



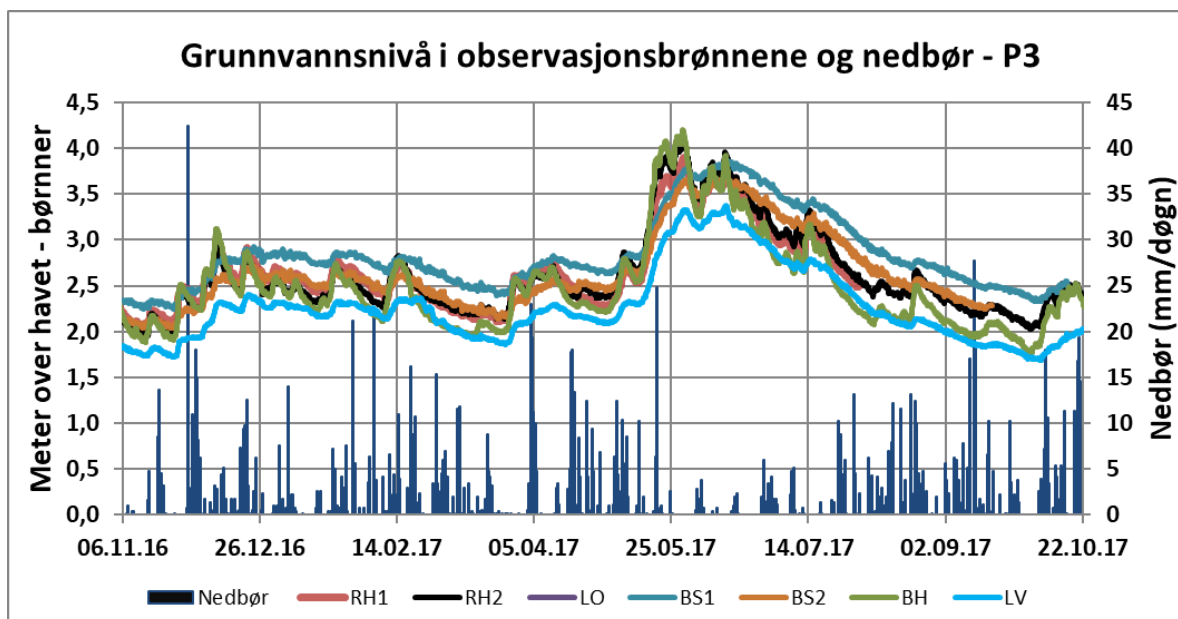
Figur 5.3 Grunnvannsnivå i brønnene nærmest Gaula



Figur 5.4 Grunnvannsnivå i brønnene med størst avstand til Gaula

Periode 3 - Observasjonsbrønnene og nedbør

Vannstand i alle observasjonsbrønnene er plottet mot gjennomsnittlig døggnedbør i figur 5.5. Figuren viser ingen tydelig sammenheng mellom nedbør og vannstand. Der nedbør og økt vannstand opptrer samtidig, opptrer det også en periode med høyvann i Gaula.

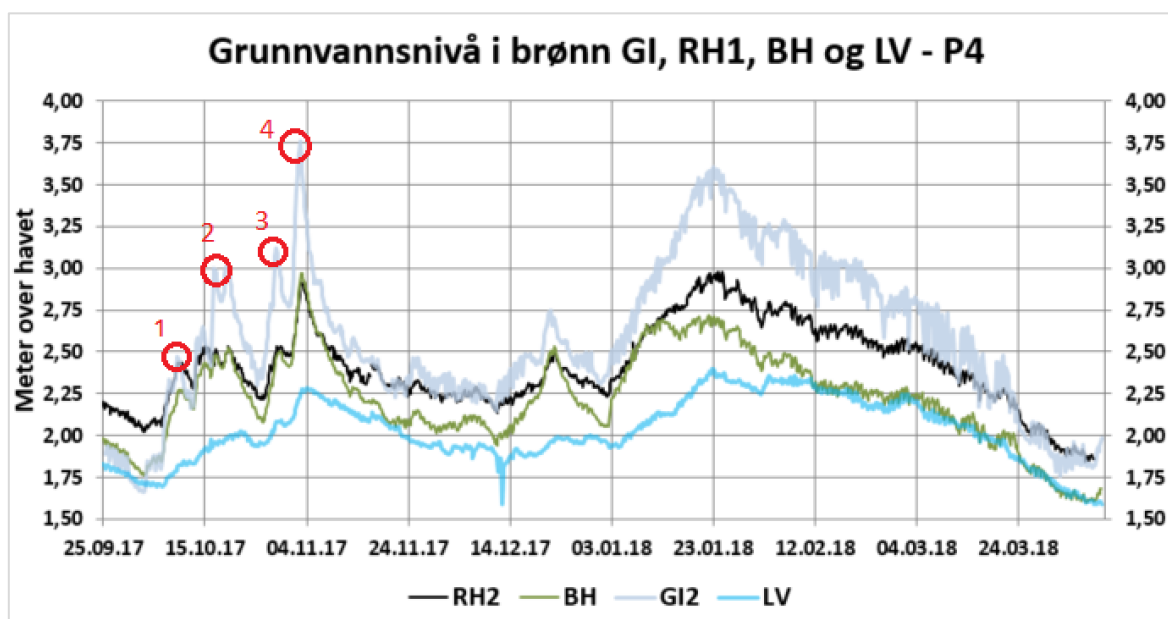


Figur 5.5 Grunnvannsnivå og gjennomsnittlig døgnetnedbør. Figuren viser ingen tydelig trend mellom nedbørsmengde og grunnvannsnivå.

5.1.4 Periode 4 - Observasjonsbrønnene og Gaulfoss

Brønnene med aktive loggere i periode 4 er plottet mot vannstand i Gaula i figur 5.6. Vannstanden i GI vil trolig være et godt estimat på vannstand i Gaula, grunnet brønnens korte beliggenhet til elvebredden. Hver brønn representerer en ytterkant av området med observasjonsbrønner; BH – nordvest, GI – sørvest, RH1 – nordøst, LV - sørøst.

Plottet viser at en økning i vannstand i GI etterfølges nesten umiddelbart av en økning i brønn BH og RH2. Etter en lenger forsinkelse følger en økning i LV. Amplituden til svingningene i RH og BH tilsvarer omtrent 50% av amplituden i Gaula, og i LV utgjør amplituden omtrent 25% av Gaula. Fire av de mest markante toppene og bunnene, markert med rød sirkel i plottet, er undersøkt nærmere. Tiden mellom toppnivå eller bunnivå fra den brønnen som når dette først, og til samme respons skjer i de tre andre brønnene er registrert. Resultatet er presentert tabell 5.2. For topp 4 viser tabellen at fra toppnivå i GI nås toppnivå i RH1 etter 6 timer, BH etter 7 timer, og LV etter 24 timer.



Figur 5.6 Grunnvannsnivå i brønn GI, RH1, BH og LV - P4

Tabell 5.2 Maksimalt og minimalt vannnivå for fire utvalgte topper og bunner fra figur 5.6. Tiden mellom hver topp og bunn opptrer i de fire brønnene er markert med grått.

		GIMSE	RÅDHUSET 1	BARNEHAGEN	LENAVEGEN
TOPP1	Maksimalt vannnivå [m]	2,47	2,44	2,27	1,85
	Minimalt vannnivå [m]	2,16	2,28	2,16	-
	Differanse [m] (ampx2)	0,31	0,16	0,12	-
	Tidsforskyvning topp (m)	0	22	23	28
	Tidsforskyvning bunn (m)	0	6	11	-
TOPP2	Maksimalt vannnivå [m]	3,03	2,53	2,52	2,02
	Minimalt vannnivå [m]	2,30	2,21	2,08	-
	Differanse [m] (ampx2)	0,73	0,32	0,45	-
	Tidsforskyvning topp (m)	0	2	3	-
	Tidsforskyvning bunn (m)	0	26	27	-
TOPP3	Maksimalt vannnivå [m]	3,12	2,53	2,50	2,09
	Minimalt vannnivå [m]		2,21	2,08	1,94
	Differanse [m] (ampx2)	0,82	0,32	0,42	0,16
	Tidsforskyvning topp (m)	0	22	15	24
	Tidsforskyvning bunn (m)	0	26	27	4
TOPP4	Maksimalt vannnivå [m]	3,76	2,91	2,97	2,28
	Minimalt vannnivå [m]	2,77	2,48	2,4	2,06
	Differanse [m] (ampx2)	0,99	0,43	0,60	0,22
	Tidsforskyvning topp (m)	0	6	7	32
	Tidsforskyvning bunn (m)	24	6	17	0

5.2 Grunnvannstemperatur og elektrisk ledningsevne – variasjon i måleperioden

Dette delkapittelet presenterer variasjonen i grunnvannstemperaturen og den elektriske ledningsevnen logget i observasjonsbrønnene. De fire måleperiodene presentert i delkapittel 5.1 er fortsatt gjeldende.

5.2.1 Periode 1 - Observasjonsbrønnene

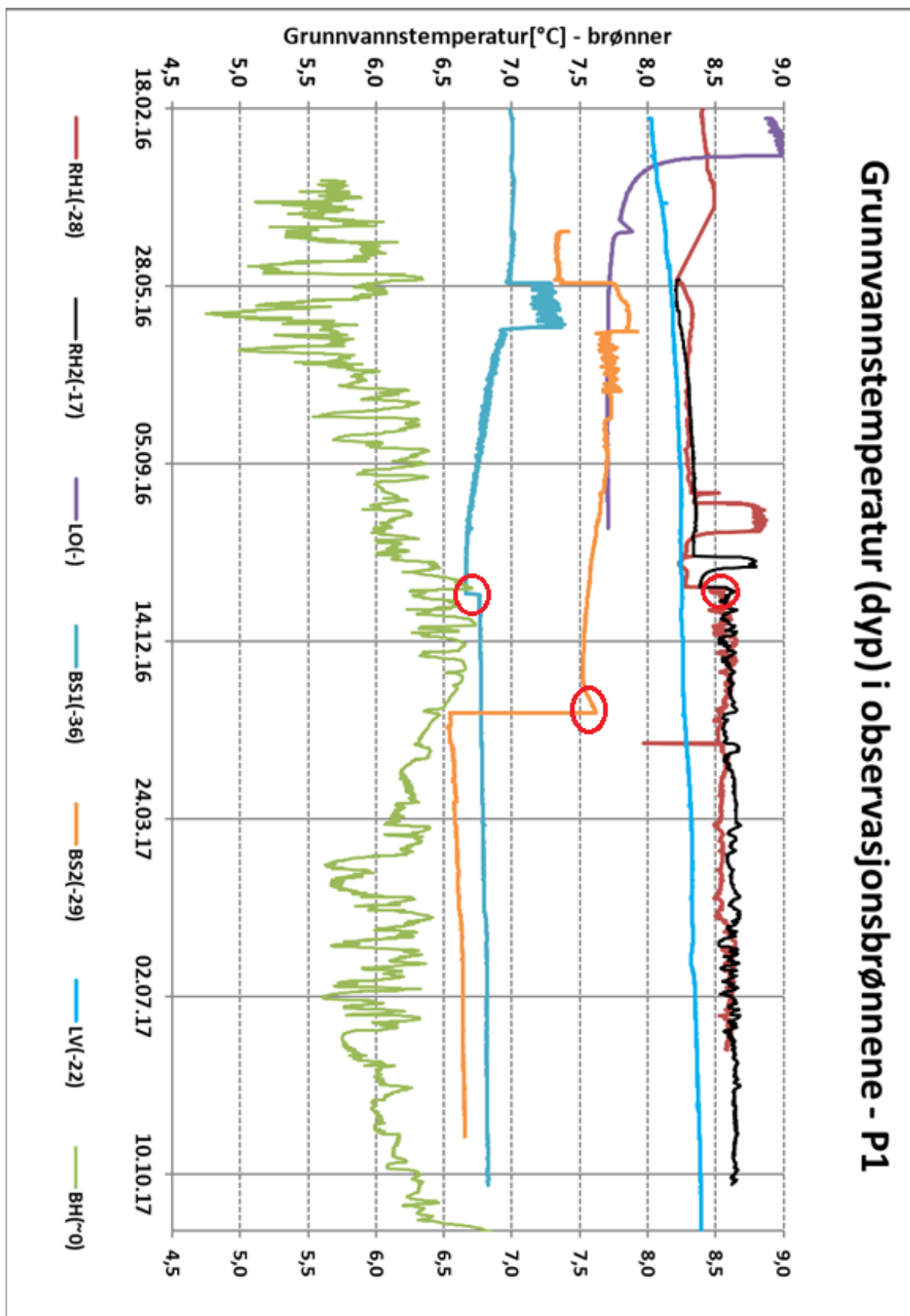
Figur 5.7 viser grunnvannstemperaturen for 7 av de loggede brønnene. De plutselige økningene i temperatur i grafens første halvdel skyldes pumpetestene, hvis varighet er spesifisert i delkapittel 5.1. Nivåendringene som opptrer midtveis i registreringsperioden først for brønn BS1, så for BS2 og til slutt for RH1 og RH2 og skyldes endret plassering av loggeren fra foringsrøret til filterrøret. Dette er markert med røde sirkler i figuren. Filterets dybde er oppgitt for hver brønn i figuren, ettersom denne vil påvirke både temperatur og svingninger etter at loggerne er flyttet til filteret.

I måleperioden ligger temperaturen for 6 av 7 brønner relativt konstant, på 6,6 °C – 8,6 °C. Den siste brønnen, BH, har mer vekslende temperatur, fra omtrent 4,8 °C til 6,9 °C. Brønnene ved Rådhuset og Lenavegen er de varmeste, etterfulgt av brønnene ved Brannstasjonen. Temperaturen i brønn BH er den kaldeste, og også den som har størst svingninger. Tabell 5.3 gir en oversikt over observasjonsbrønnenes registrerte temperaturintervall, etter at loggerne ble flyttet til filterrøret. I henhold til loggerspesifikasjonene, gjengitt i tabell 4.4, kan de registrerte temperaturene avvike med 0,1 grad fra reell.

Tabell 5.3 Oversikt over registrert temperaturintervall i observasjonsbrønnene i periode 3.

Brønn	Filterdyp [muh]	Min temp. [°C]	Maks temp. [°C]	Differanse [°C]
Barnehagen	0?	4,75	6,75	2,00
Gimse ²	5	5,45	5,95	0,50
Rådhuset 2	17	8,50	8,70	0,20
Rådhuset 1	28	8,45	8,65	0,20
Lenavegen	1	8,25	8,40	0,15
Brannstasjon 2	29	6,55	6,67	0,12
Brannstasjon 1	36	6,75	6,82	0,07

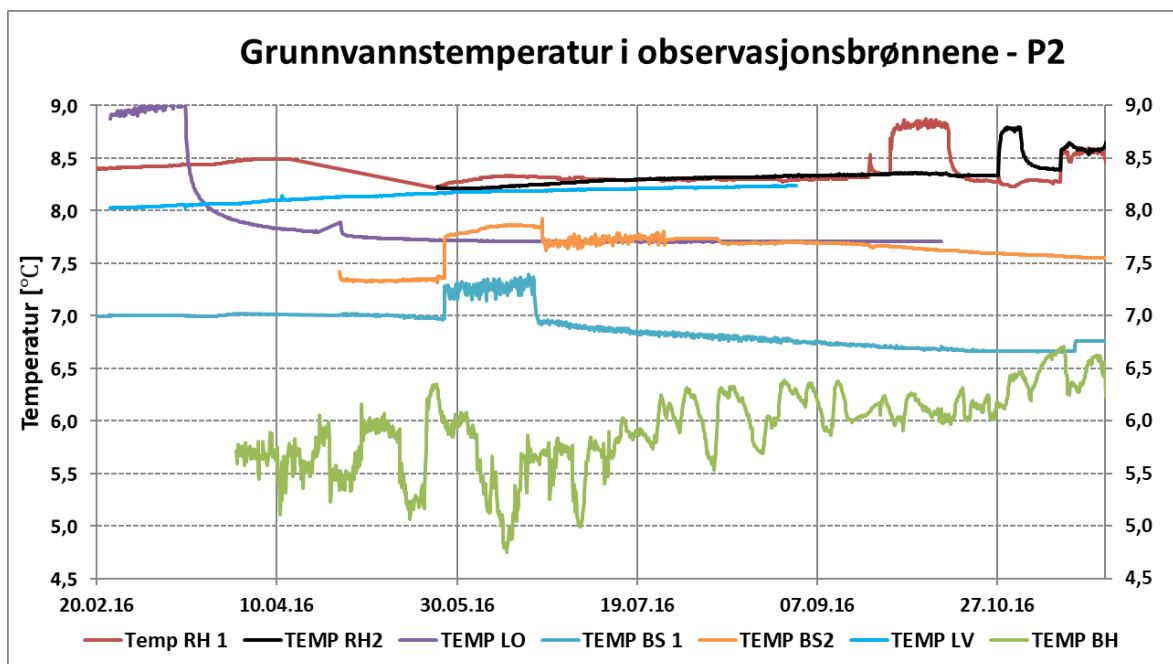
² Gimsebrønnen er kun logget fra sep.17-apr.17 (periode 4).



Figur 5.7 Grunnvannstemperatur i ORMEL-brønnene i hovedmåleperioden. I 2016 ble det utført 5 pumpetester som førte til en temperaturøkning i den pumpede brønnen. Midveis i måleperioden ble loggerne flyttet til filterøret, markert mer rød sirkel i plottet.

5.2.2 Periode 2 - Observasjonsbrønnene

Figur 5.8 viser at prøvepumpingen av de fem observasjonsbrønnene gav ulik temperaturrespons. Under pumpingen i LO, BS2 og RH1 ble det registrert en økning i grunnvannstemperaturen i brønnen som ble pumpet på 0,5-1 °C. Parallelt med pumpe testen i BS1 viser plottet en temperaturøkning på 0,5°C - 0,2°C i BS2 og RH1. Pumpe testen i brønn RH2 sammenfaller med ett lite temperaturfall i RH1 på omtrent 0,1°C.



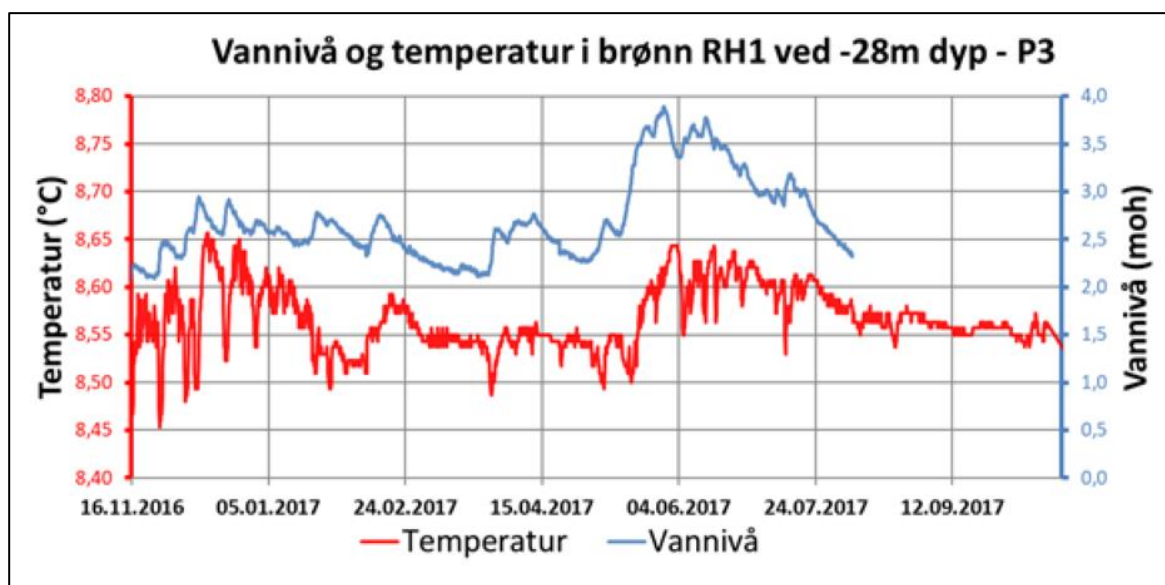
Figur 5.8 Grunnvannstemperaturen under pumpe tester i hhv brønn LO, BS1, BS2, RH1 og RH2. Plottet viser at temperaturen øker under pumpe testene. Grunnvannsloggerne sitter i foringsrøret under måleperioden.

5.2.3 Periode 3 - Enkeltbrønner

For å identifisere mulige sammenhenger mellom vannstand og temperatur er parameterne plottet sammen for hver observasjonsbrønn. Temperaturen er målt i observasjonsbrønnens filterrør.

Rådhuset 1 ved -28 m dyp

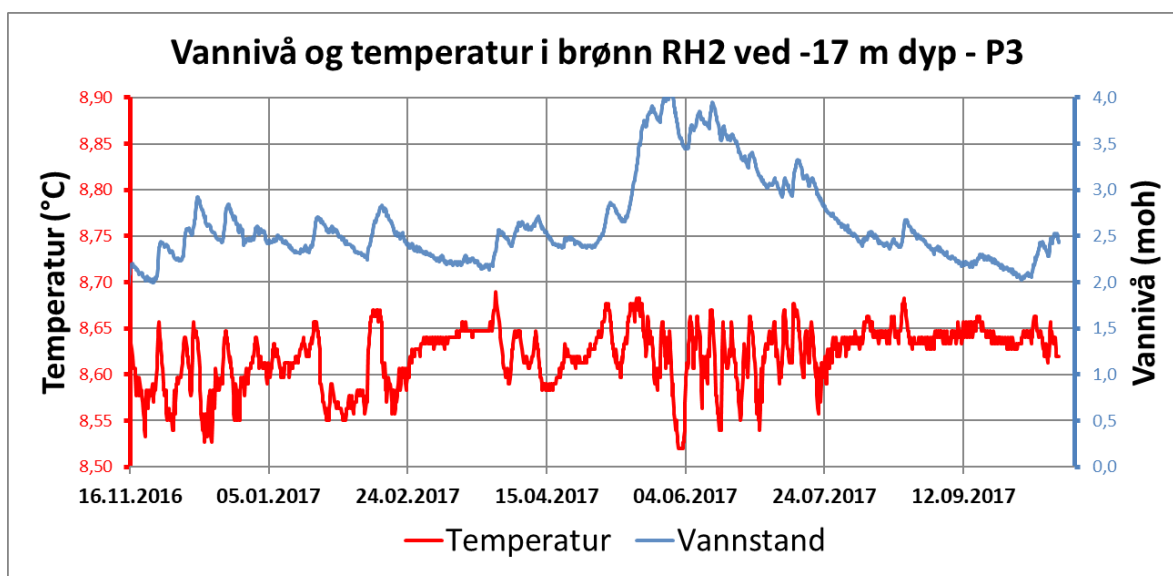
Figur 5.9 viser at grunnvannstemperaturen registrert på -28 m dyp i RH1 varierer innenfor omtrent 8,45 °C til 8,65 °C i måleperioden. Siste del av vannstandsserien er fjernet grunnet feil avlesninger i loggerne. Resultatet viser at temperaturen er ganske stabil, og det er ingen trend til overordnet økning eller nedgang. Temperatursvingningene har en uklar sammenheng med vannivået. De største kontinuerlige svingningene i temperaturen skjer rundt november til januar 2016. Det oppstår også en periode med økte svingninger fra juni til juli 2017.



Figur 5.9 Grunnvannstemperatur og vannstand i brønn RH1. Siste del av vannivåserien er tatt bort grunnet målefeil i loggerne.

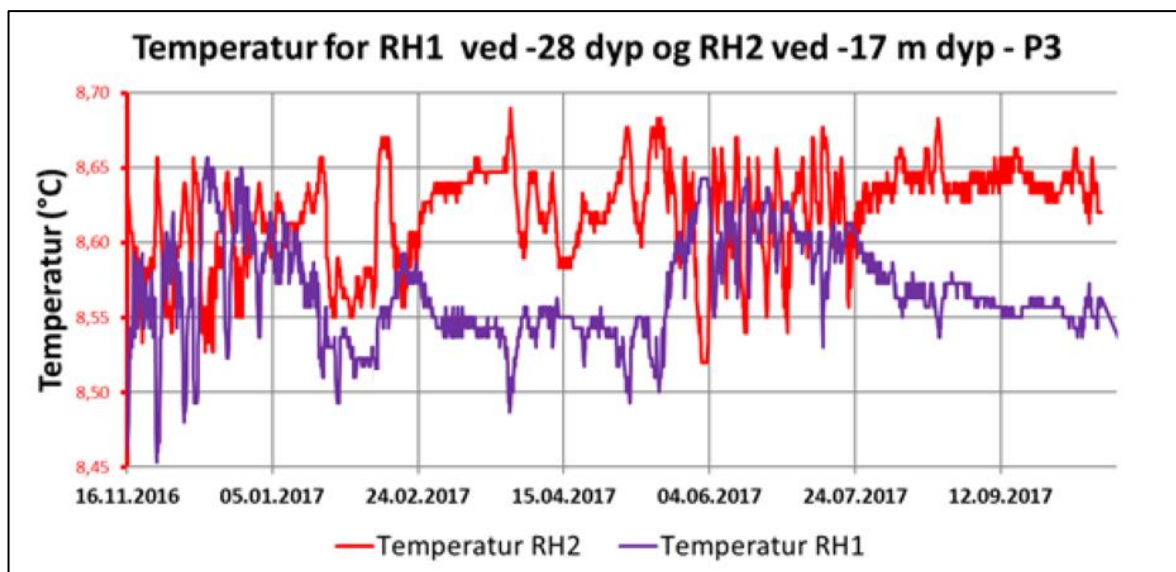
Rådhuset 2 ved dyp -17 m dyp.

Figur 5.10 viser at grunnvannstemperaturen registrert på -17 m dyp i brønn RH2 varierer innenfor omtrent 8,50°C til 8,70°C i måleperioden. Temperaturen er ganske stabil, og det er ingen trend til overordnet økning eller nedgang. Temperatursvingningene har en uklar sammenheng med vannivået.



Figur 5.10 Grunnvannstemperatur og vannstand i brønn RH2.

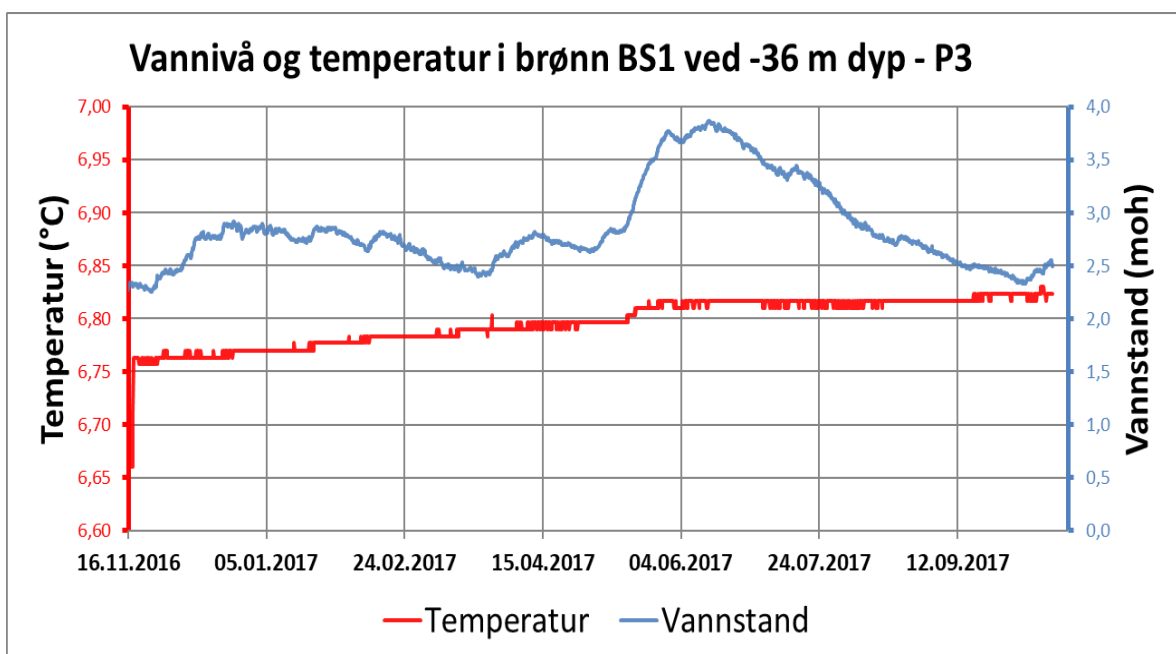
I figur 5.11 er temperatur registret i RH1 og RH2 fremstilt sammen. Plottet viser at seriene svinger motsatt proporsjonalt med hverandre; når RH2 går opp, går RH1 ned og motsatt. Figuren viser også at RH2 som har filter 10 m over RH1 er omtrent 0,05 °C varmere enn RH1. De største svingningene ser ut til å sammenfalle med årets kaldeste og varmeste måneder.



Figur 5.11 Grunnvannstemperatur i begge observasjonsbrønnene ved Rådhuset. Plottet viser at brønnene svinger motsatt proporsjonalt med hverandre, og at det grunneste brønnen har høyest grunnvannstemperatur.

Brannstasjonen 1 ved -36 m dyp

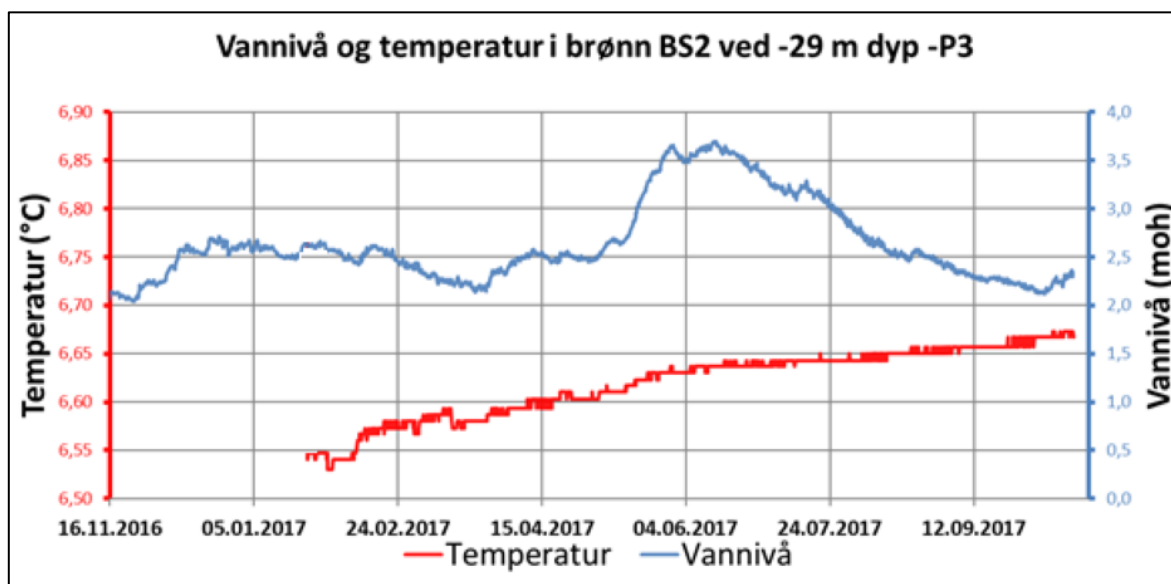
Grunnvannstemperaturen, vist i figur 5.12, registrert på -36 m dyp i BS1 varierer innenfor omtrent 6,75°C til 6,82°C i måleperioden. Temperaturutviklingen viser en svak stigning i måleperioden.



Figur 5.12 Grunnvannstemperatur og nivå i BS1. Figuren viser en stabil grunnvannstemperatur med svak økning, tilsynelatende uavhengig av vannivået.

Brannstasjonen 2 ved -29 m dyp

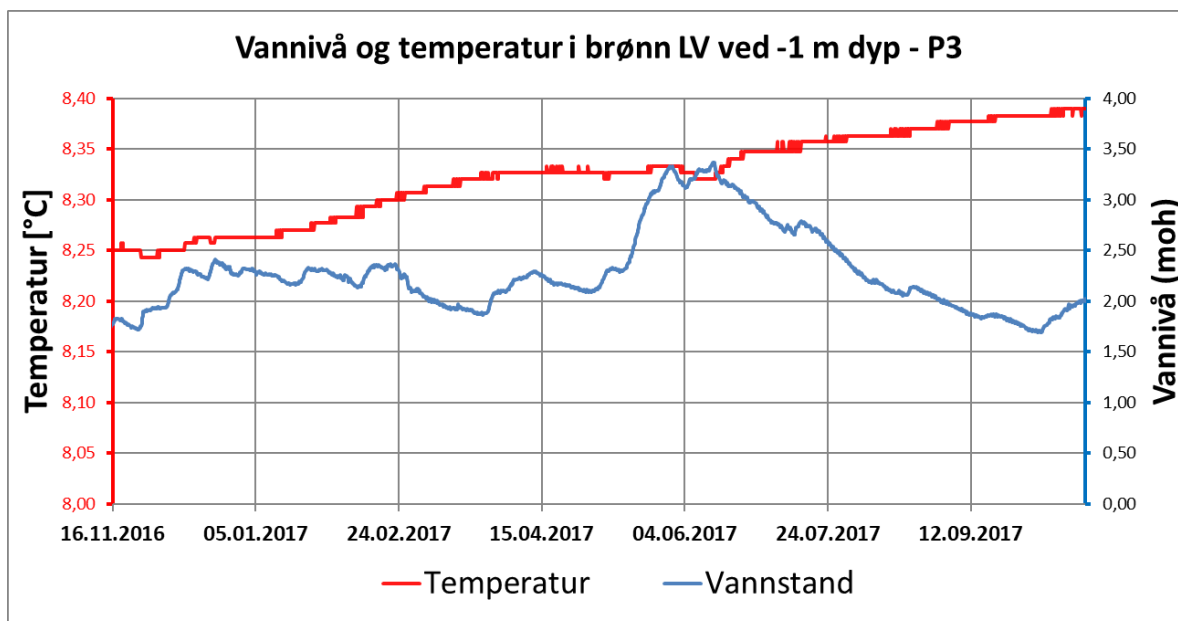
Grunnvannstemperaturen, vist i figur 5.13, registrert på -29 m dyp i brønn BS2 varierer innenfor omtrent 6,55°C til 6,67°C i måleperioden. Temperaturutviklingen følger ellers de samme trendene som BS1.



Figur 5.13 Grunnvannsnivå og temperatur i BS2. Figuren viser en stabil grunnvannstemperatur med svak økning, tilsynelatende uavhengig av vannivået.

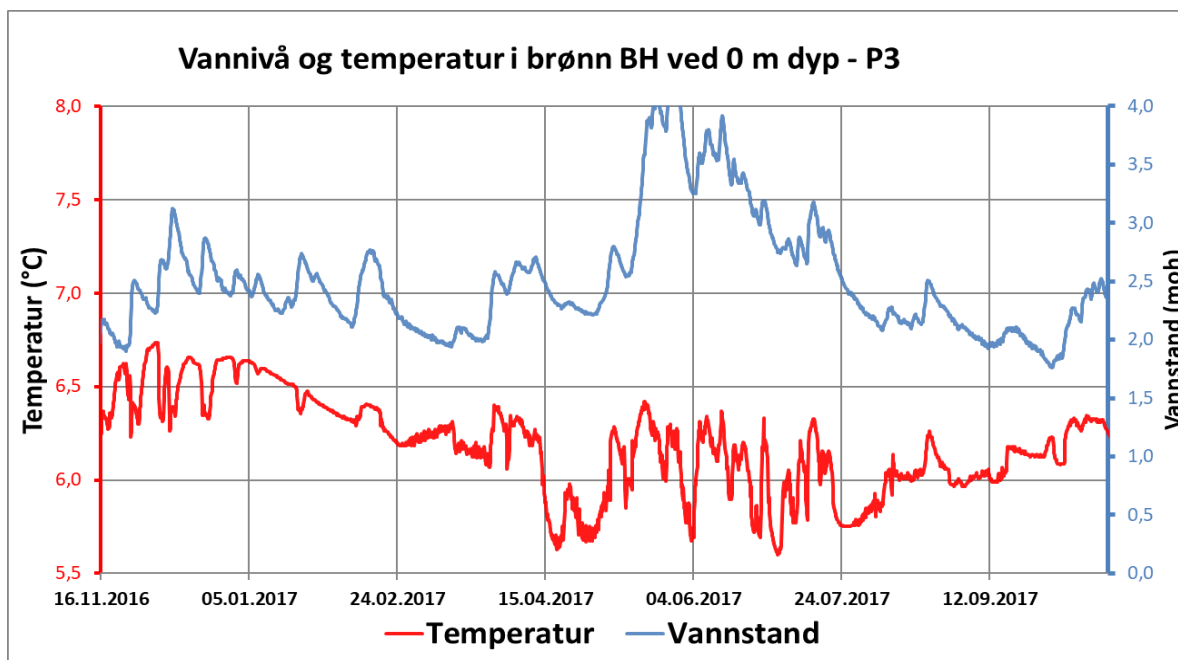
Lenavegen 3 ved -1 m dyp

Grunnvannstemperaturen registrert på -1 m dyp i LV varierer innenfor omtrent 8,25°C til 8,40°C i måleperioden, vist i figur 5.14. Grunnvannstemperaturen har en jevn stigning i perioden, bortsett fra lite fall rundt midten av juni 2017, når vannstand i Gaula har sitt maksimale nivå.



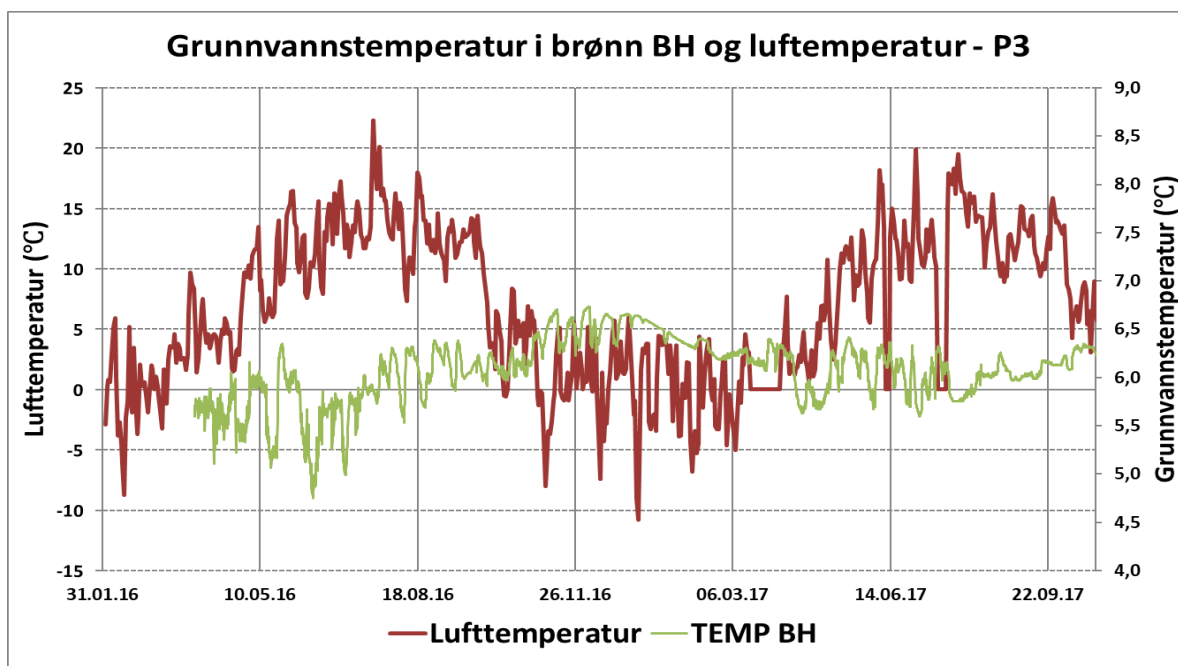
Figur 5.14 Grunnvannstemperatur og nivå i LV. Figuren viser en stabil grunnvannstemperatur med svak økning. Et litt temperaturfall sammenfaller med en vannstandstopp i begynnelsen av juni 2017.

Barnehagen ved 0 m dyp viser at grunnvannstemperaturen registrert på 0 m dyp i BH varierer innenfor omtrent 4,75°C til 6,75°C i måleperioden. Ettersom loggeren sitter relativt grunt i magasinet kan vannstanden være påvirket av både lufttemperatur og vannstand i Gaula. Figuren viser at temperaturen har en uklar sammenheng med vannivå.



Figur 5.15 Grunnvannstemperatur og nivå i BH. Brønnens filter sitter høyere enn de andre observasjonsbrønnene. Temperaturen svinger også innenfor et større intervall.

Figur 5.16 viser grunnvannstemperaturen i BH plottet mot lufttemperaturen. Plottet viser at vanntemperaturen følger samme svingninger som lufttemperaturen, men faseforskjøvet med omtrent 6 måneder.

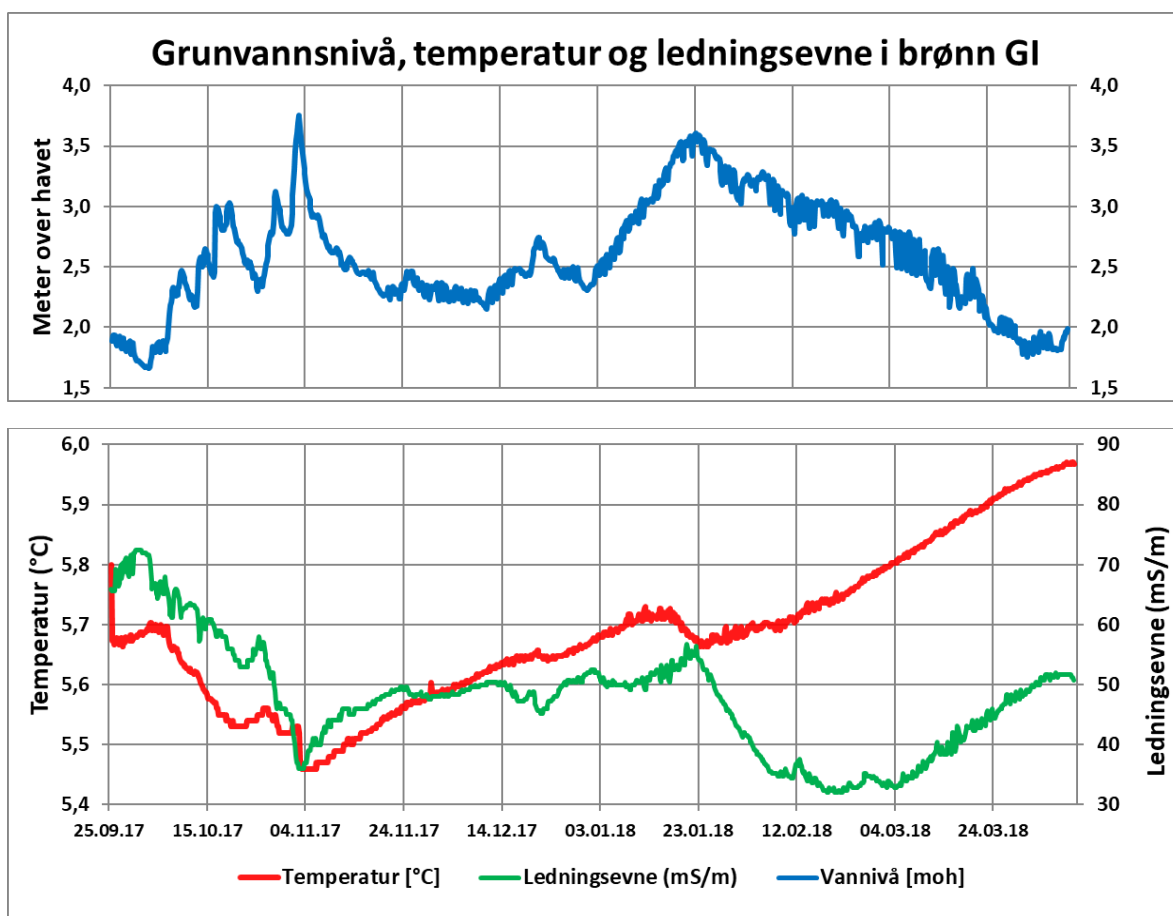


Figur 5.16 Grunnvannstemperatur i BH og gjennomsnittlig lufttemperatur. Plottet viser at temperaturene svinger i takt med omtrent 6 måneders forsinkelse.

5.2.4 Periode 4 - Temperatur, vannstand og elektrisk ledningsevne i brønn GI, RH1 og BH

Brønn GI

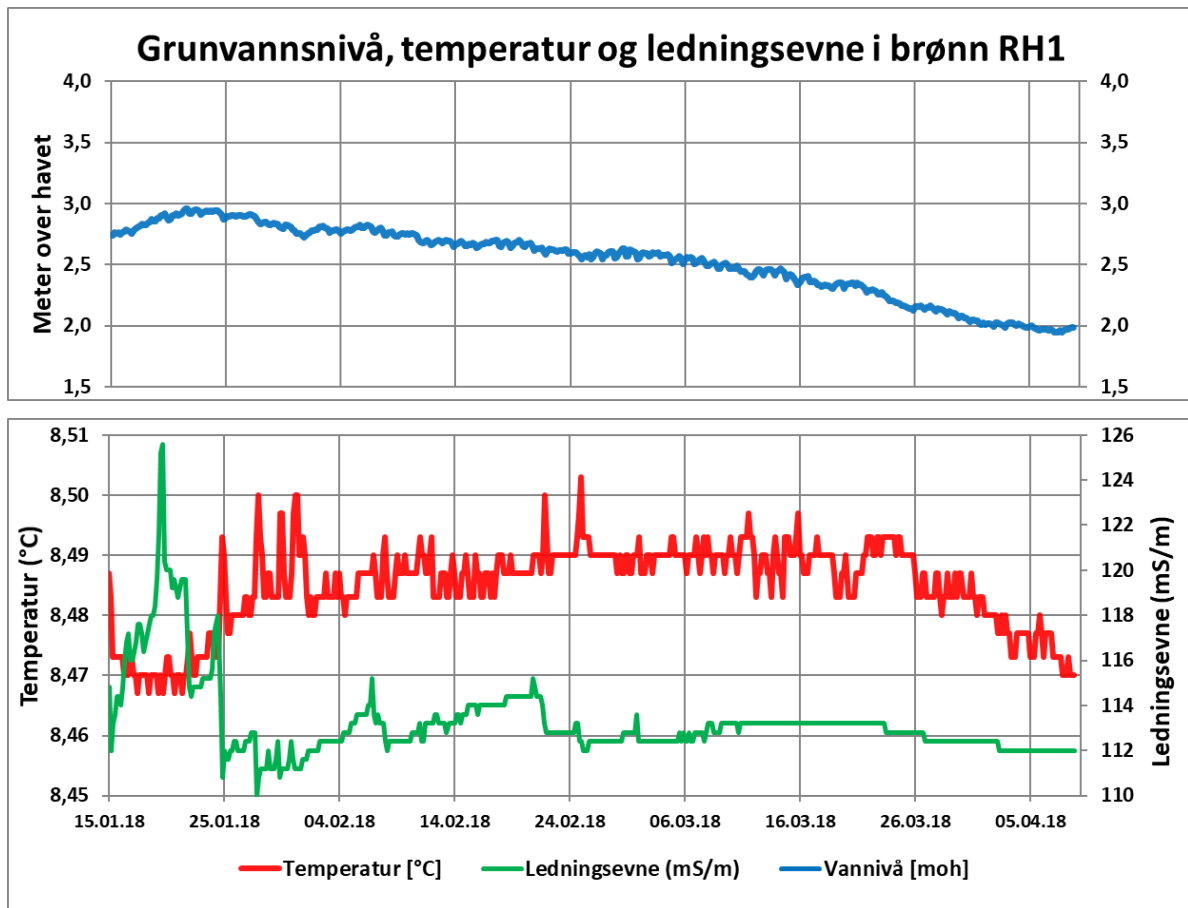
Figur 5.17 viser temperatur, elektrisk ledningsevne og vannivå registrert i GI. Den elektriske ledningsevnen varierer fra omtrent 30-70 mS/m i måleperioden. Plottet viser en trend som tyder på at de to førstnevnte parameterne har negativt proporsjonalt forhold med vannivået. Når nivået i brønner øker, går ledningsevne og temperatur ned, og når vannstanden i brønnen synker, går ledningsevne og temperatur opp.



Figur 5.17 Vannivå, temperatur og ledningsevne i GI målt ved -5 m dyp.. Figuren viser et tilsynelatende inverst forhold mellom vannstand, og temperatur og ledningsevne

Brønn RH1

Figur 5.18 viser temperatur, elektrisk ledningsevne og vannivå i RH1 for siste del av måleperiode 4. Den elektriske ledningsevnen varierer fra omtrent 110-126 mS/m i måleperioden.

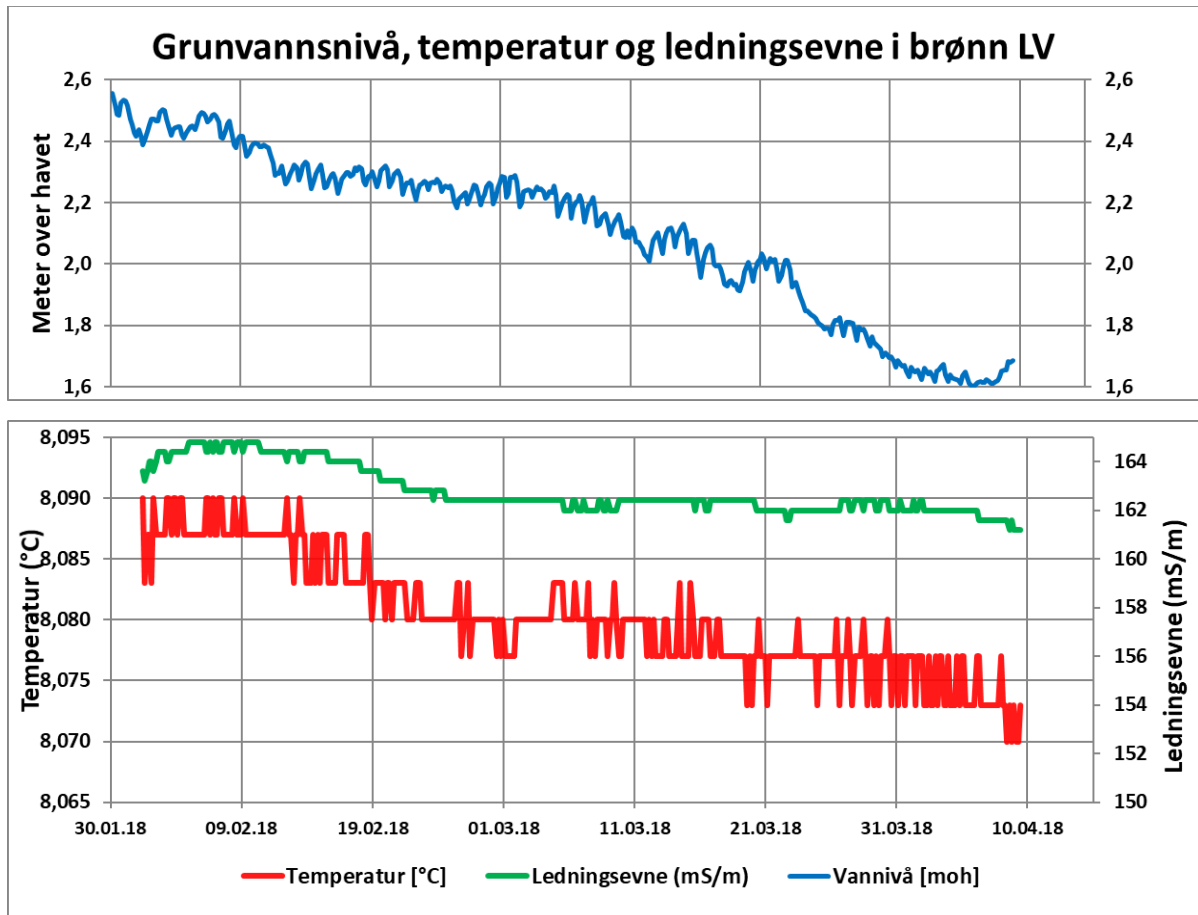


Figur 5.18 Grunnvannsnivå, temperatur og ledningsevne i RH1.

Resultat

Brønn LV

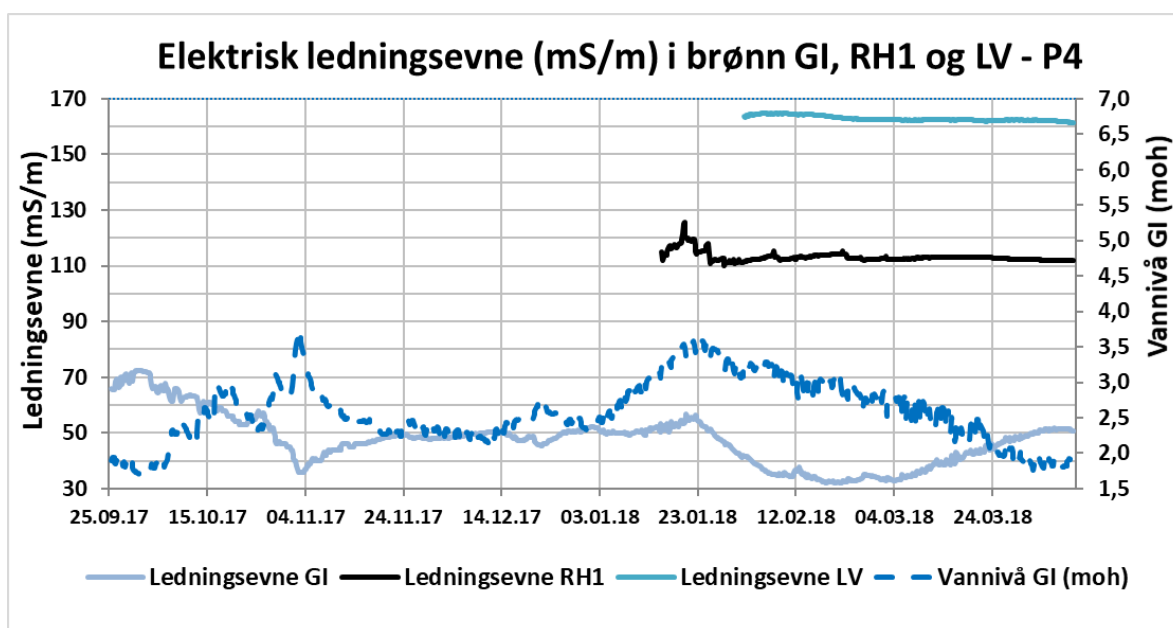
Figur 5.19 viser temperatur, elektrisk ledningsevne og vannstand i registrert i LV for siste del av måleperiode 4. Den elektriske ledningsevnen varierer fra omtrent 161-165 mS/m i måleperioden.



Figur 5.19 Grunnvannsnivå, temperatur og ledningsevne i LV

Brønn GI, RH1 og LV

Figur 5.20 viser alle registreringer av ledningsevne i måleperioden, plottet sammen med vannstand i GI. Frem til 3. januar viser plottet at konduktivitetsverdien svinger inverst med vannstanden i GI. Etter denne datoen begynner en gradvis stigning av vannivået som foregår over tre uker. Plottet viser at denne toppen sammenfaller med topper i konduktivitetsmålingene i GI og RH1. Plottet illustrerer at vannstandsøkningen i GI sammenfaller med en økning i ledningsevne i RH1. Målingene i LV ble igangsatt for sent til å kunne fange opp eventuell økning i konduktivitet i dette tidsrommet.



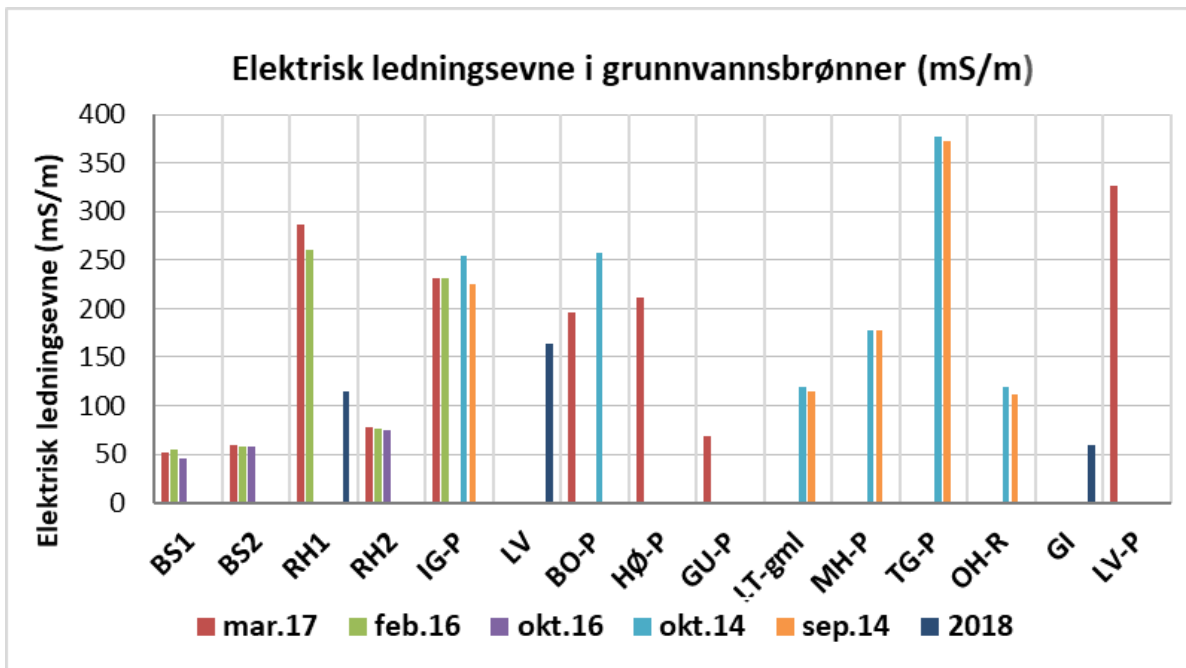
Figur 5.20 Elektrisk ledningsevne i brønn GI, RH1 og LV - P4

5.2.5 Ledningsevнемålinger fra tidligere studier

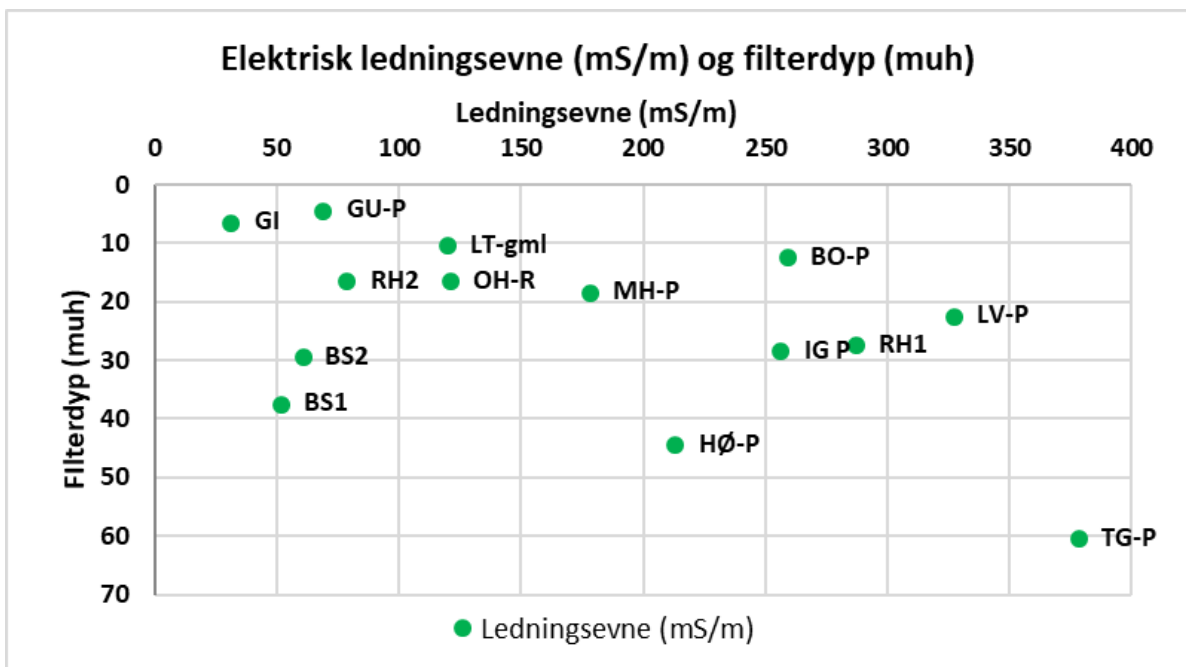
Figur 5.21 viser resultatet fra elektrisk ledningsmålinger utført av Riise (2014) (okt.14 og sep.14), og Brøste (2016) (okt.16, feb.17, mar.17), samt et gjennomsnitt av målingene utført i avsnittet over (2018). Målingene er utført både i produksjonsbrønner (markert med P) og ORMEL-brønner. Figuren viser at det i Thoragården (377 mS/m) og LV (365) er registret de høyeste verdiene for elektrisk ledningsevne. RH1, Idegården, Buen omsorgssenter, Høvdingen, Lena Terrasse, Melhuset, og Oterholmgården har verdier mellom 300 og 100 mS/m. BS1 og BS2, RH2, Gimse Ungdomsskole og GI har alle verdier under 100 mS/m. Brønnene viser stort sett liten variasjon mellom måletidspunkt, med ett unntak. Ved brønn RH1 er det en forskjell på omtrent 150 mS/cm mellom prøvetagningen mars 2017 og mars 2018.

Resultat

Figur 5.22 viser et utvalg av målingene utført i oktober 2014 og mars 2017, plottet mot filterdyp. Dette plottet viser at det er en sterk korrelasjon mellom filterdyp og ledningsevneverdi, med noen unntak, blant i brønnene ved Brannstasjonen.



Figur 5.21 Elektrisk ledningsevne målt i ORMEL-brønner og grunnvannsanlegg

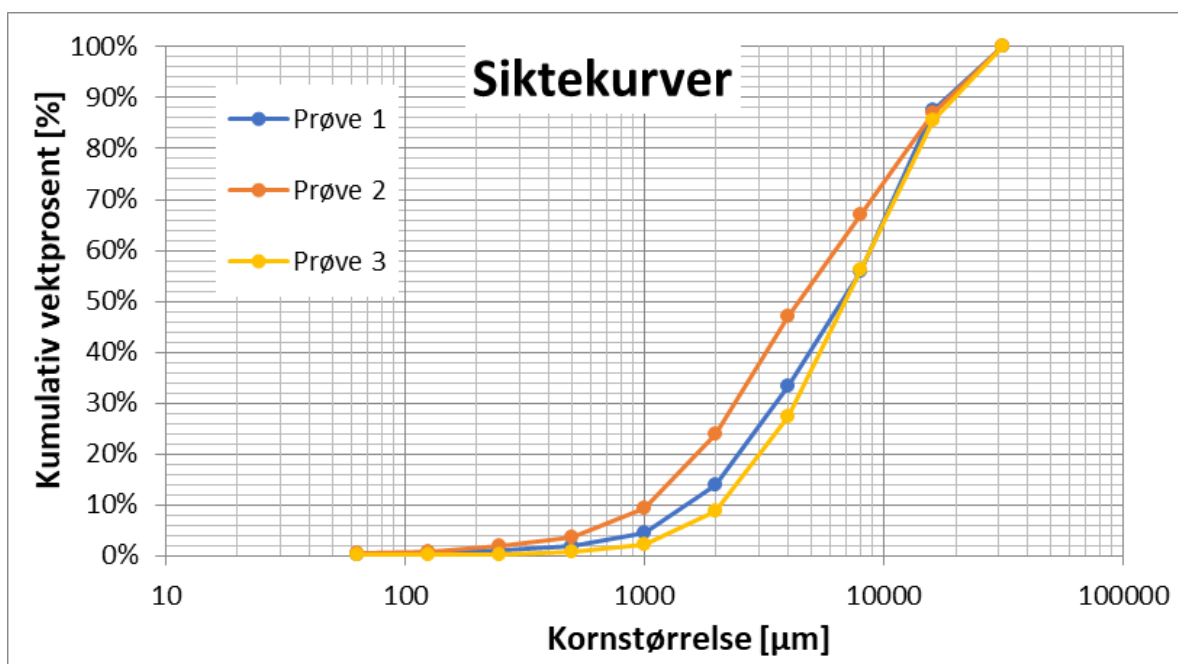


Figur 5.22 Elektrisk ledningsevne plottet mot filterdyp

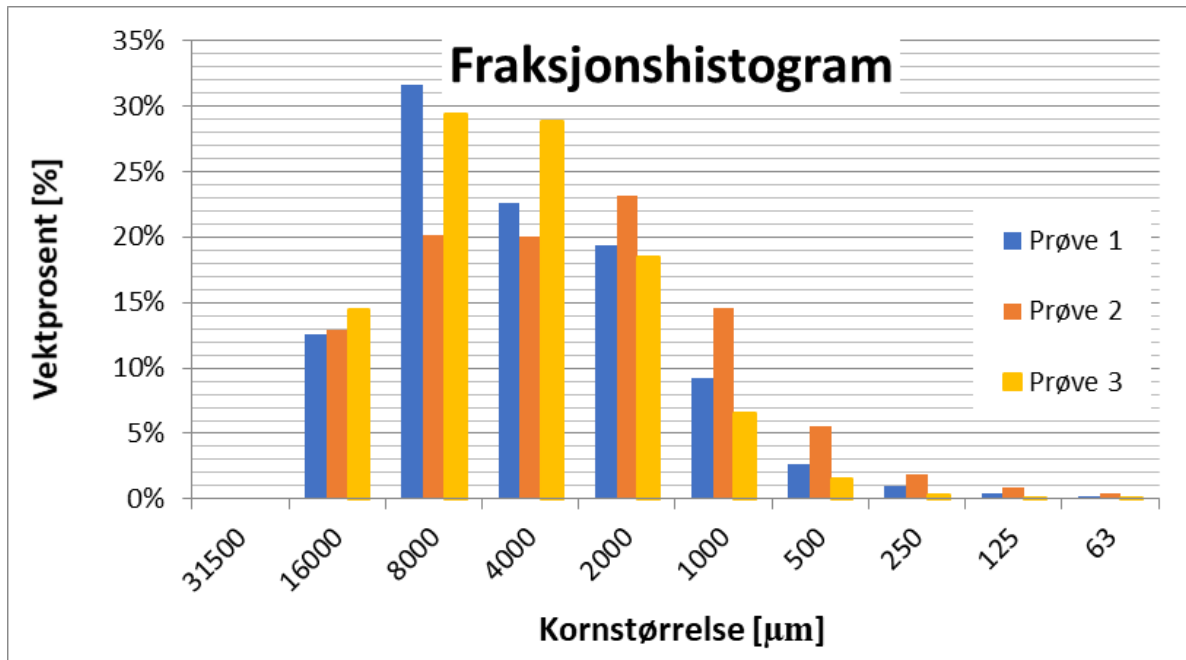
5.3 Kornfordelingsanalyser og beregning av hydraulisk konduktivitet, og nedbørsinfiltrasjon

5.3.1 Masseprøvene fra brønn LO2

Siktekurvene og fraksjonshistogrammet for de 3 prøvene fra brønn LO2 er presentert i figur 5.23 og figur 5.24. Materialet fra de tre prøvene klassifiseres som ens til middels gradert sandig grus.



Figur 5.23 Siktekurver for prøvene fra brønn LO2



Figur 5.24 Fraksjonshistogram for prøvene fra brønn LO2

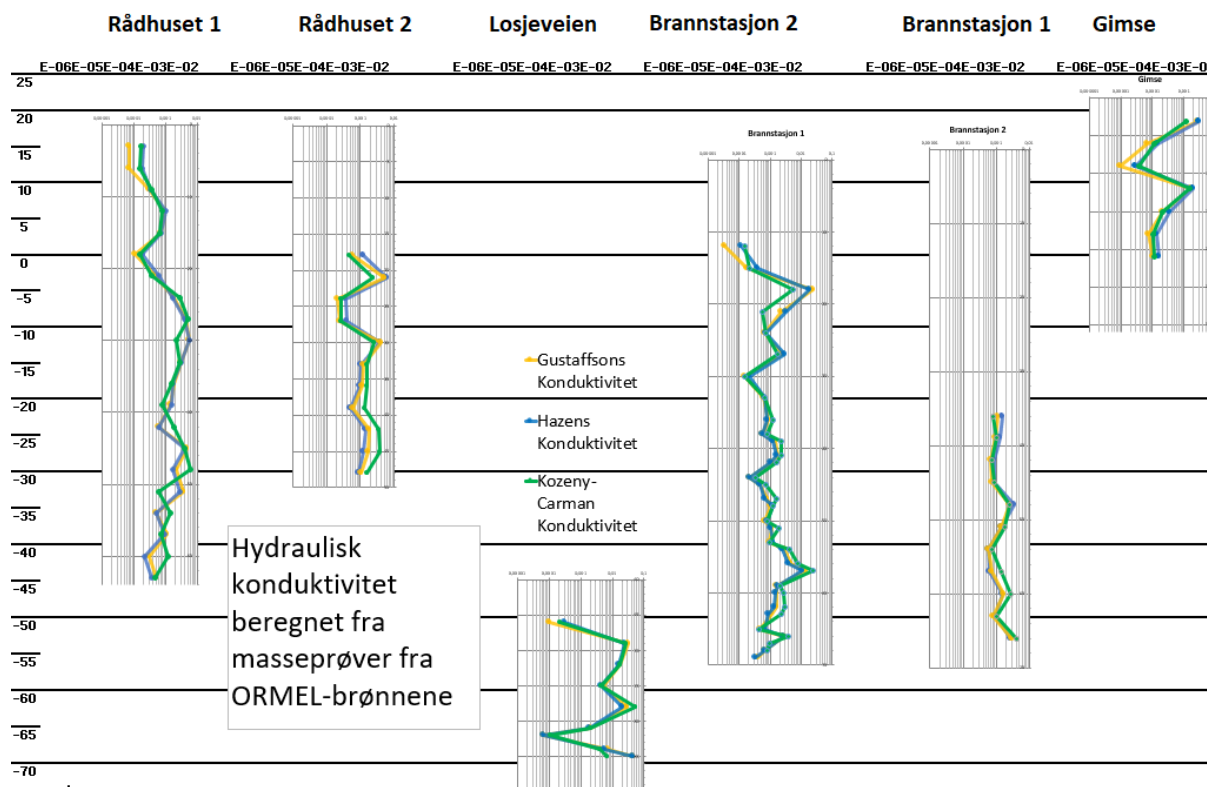
Tabell 5.4 Inngangsparametre og beregnet hydraulisk konduktivitet for prøvene fra brønn LO2

Prøve	d ₁₀ [mm]	d ₆₀ [mm]	U _{60/10}	Konduktivitet [m/s]		
				Hazen	Gustafsson	Kozeny-Carman
1	1,58	9,05	5,72	4,15E-02	3,24E-02	4,03E-02
2	1,05	6,60	6,29	1,83E-02	1,36E-02	5,89E-03
3	2,13	9,05	4,25	7,53E-02	6,69E-02	2,09E-02

5.3.2 Beregning av hydraulisk konduktivitet med Kozeny-Carmans formel

Vedlegg C.c presenterer konduktivetsverdier for alle de siktede masseprøvene fra OMREL-brønnene utregnet med Kozeny-Carmans formel for hydraulisk konduktivitet. Detaljerte utregninger kan finnes i digitalt vedlegg F. Høyeste beregnede konduktivetsverdi er 1,2E-2 m/s mens laveste er 3,36E-5 m/s. Gjennomsnittlig verdi ligger på 2,8E-3 m/s.

For å visualisere variasjonen i dypet er den beregnede konduktivetsverdien plottet mot dybde for de ulike brønnene i figur 5.25. Plottet viser en stor variasjon i beregnet konduktivitet, både mellom de enkelte brønnene, og i dypet. De tidligere beregnede konduktivetsverdiene med Hazens og Gustavssons metode er også fremstilt i plottet. Figuren viser at alle metodene viser de samme trendene i beregnet konduktivitet, men i de tilfellene det er forskjell viser Kozeny-Carman stort sett høyest konduktivetsverdier. Forstørrelser av de enkelte plottene finnes i vedlegg C.d.



Figur 5.25 Hydraulisk konduktivitet for masseprøvene fra ORMEL-brønnene. Y-aksen angir moh.

5.3.3 Beregnet infiltrasjon fra nedbør

Tabell 5.5 viser beregnet avrenning og infiltrert nedbør beregnet med vannbalanseligningen.

Beregningene finnes i digitalt vedlegg F

Tabell 5.5 Beregnet overflateavrenning og infiltrert nedbør for de ulike avrenningsfaktorene

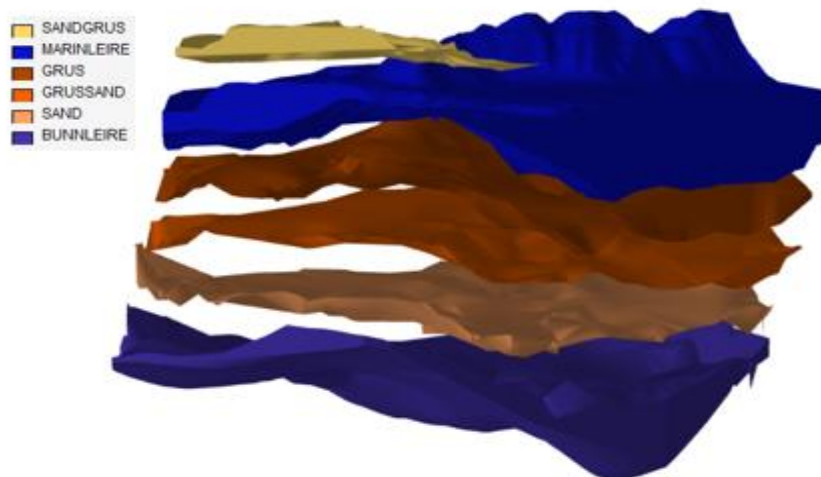
Avrenningsfaktor	Overflateavrenning g (Q) [mm/år*m ²]	Infiltrert vann (I) [mm/år*m ²]	Infiltrasjonsrate [l/s] A= 3 320 969 m ²
C_{felt1}: 0,50	208	139	14,8
C_{felt2}: 0,87 *justert -lekkende akvifer	302	45	5,8

Basert på at akviferen trolig er lekkende vil den laveste verdien trolig være mest riktig.

5.4 Grunnvannsmodeller

5.4.1 Kvartærgeologisk modell

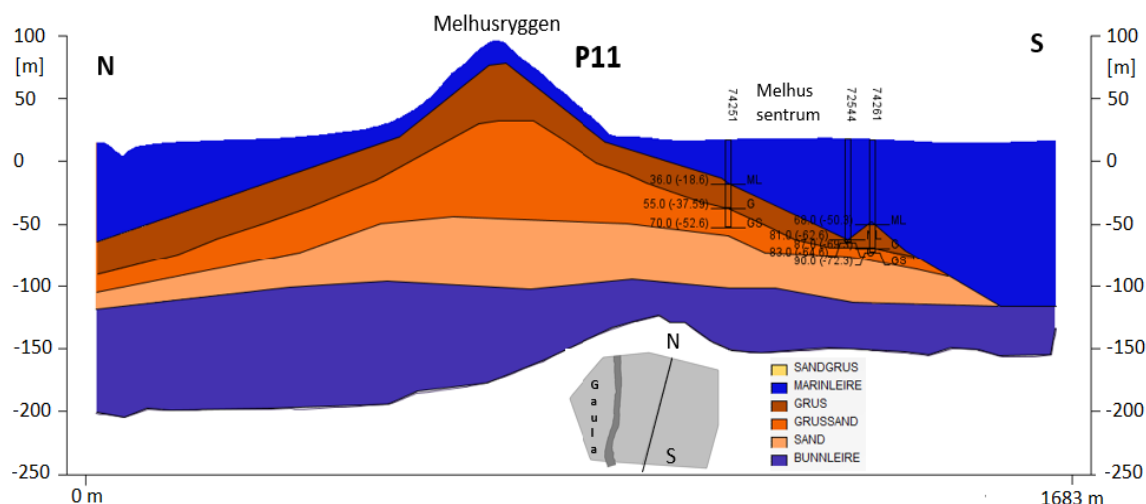
I dette delkapittelet vil 3D-modellen av studieområdet bli presentert, sammen med 6 utvalgte profiler.. Områder med høy datatetthet er vektlagt i beskrivelsen. Brønnlogger med tolket lagdelinger er også inkludert i profilet der disse krysser. Alle profilene har en vertikal overdrivelse på 1:2. Bunnen av det nederste laget markerer grense til fjell. Hele modellen vises i Figur 5.26. Store utgaver av profilene kan finnes i vedlegg A.g.



Figur 5.26 Viser 3D-modellen med de 6 lagene adskilt, sett SV-NØ

Profil 11: N-S gjennom Melhus sentrum via Melhusryggen.

Figur 5.27 viser profilet som går fra nord til sør, omtrent midt i studieområdet og krysser både Melhusryggen og sentrumsområdet. Den glasifluviale avsetningen er markert med de tre oransje lagene. Avsetningen går ned til omtrent -120 m. og skråner ned mot type i begge ender av ryggen. Det marine leirlaget, som stedvis omdannet til tørrskorpeleire dekker ryggen med ca. 20 m tykkelse i dette området. Stedvis vil laget være tykkere. Fjelldypet varierer fra omtrent -200m lengst sør, til -150 i nord.

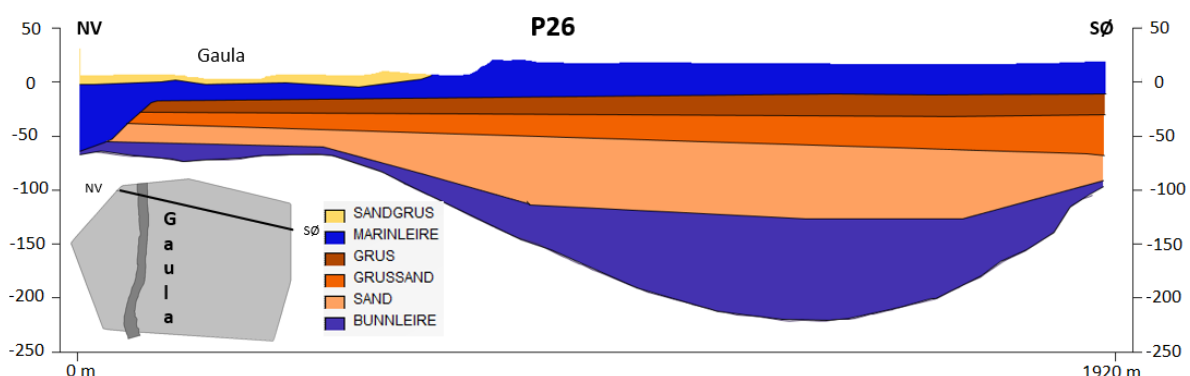


Figur 5.27 Profil 11: N-S gjennom Melhus sentrum via Melhusryggen.

Profil 26: Langs nordlige områdeavgrensning

Figur 5.28 viser profilet som går fra nordvest til sørøst, i nordlig ende av studieområdet, parallelt med Melhusryggen. Fluviale avsetninger finnes i dagen i den østlige enden av profilet, med

tykkelse på 5-10m. Disse er underlagt av marin leire med en mektighet på 20-50m, og er tynneste under Gaula. Den glasifluviale avsetningen er tilstede på nesten hele profilet, med høyest mektighet vest for Gaula, hvor det går ned til omtrent -120 m. Massene opphører i vestre ende.

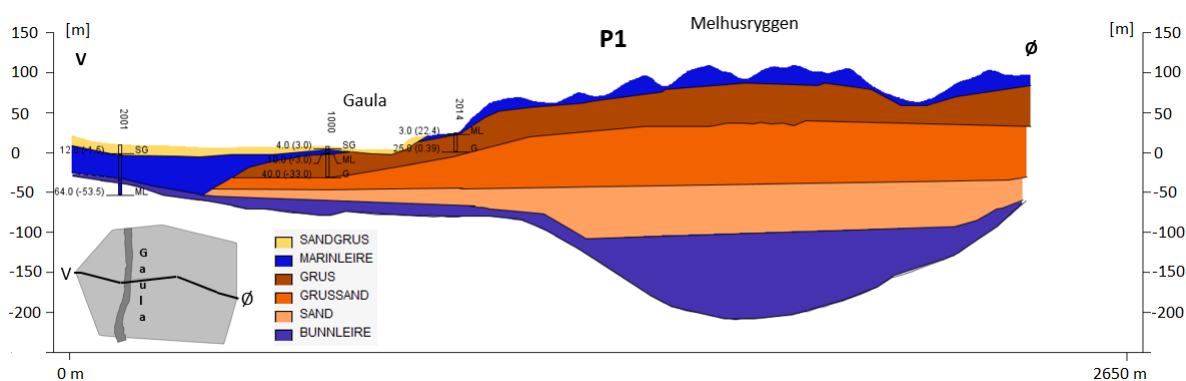


Figur 5.28 Profil 26: Langs nordlige områdeavgrensning

Profil 1: Parallelt med Melhusryggen topp.

Figur 5.29 viser profilet som går langs Melhusryggens toppnivå og følger toppen av ryggens lengdeakse til vestsiden av Gaula. Den glasifluviale avsetningen begynner et stykke vest for Gaula, og fortsetter til helt til øst. Den østlige modellenden avsluttes rett før den avgrenses av den østlige fjellsiden. Avsetningen har en mektighet på omtrent 40 m sør for Melhusryggen og opp til 180 m under ryggen. Det øverste grove laget har en mektighet på 30m i området mer borelogger. Dybden til fjell varierer fra -50 m i vest til -225 i øst. Det fluviale laget finnes i toppen på vestsiden, og under Gaula. Leirlaget er tilstede i hele studieområdet, bortsett fra under Gaula, hvor det er erodert bort. Dette er basert på observert god hydraulisk kontakt mellom Gaula og brønn BH som er markert som borelogg 1000 på profilet. Over Melhusryggen har leirlaget varierende tykkelse, som er sannsynlig, ettersom det har gått flere leirras i området (Hansen et al., 2007).

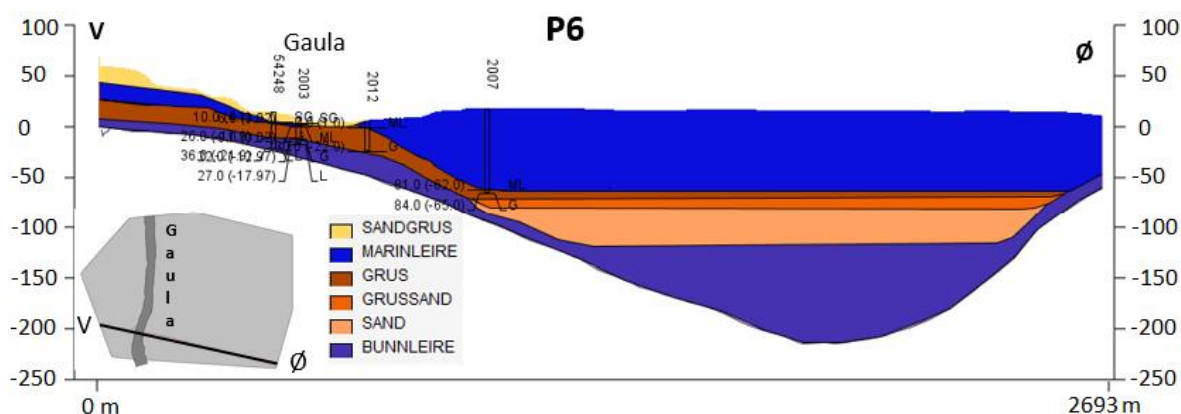
Resultat



Figur 5.29 Profil 1: Parallelt med Melhusryggen topp.

Profil 6: Langs sør-enden av modellområdet, parallelt med Melhusryggen

Figur 5.30 viser profilet som går fra gimseområdet i vest til loddegård i øst. På vestsiden av Gaula finnes det fluviale avsetninger ved overflaten, underlagt av lag med leire, som er erodert bort under Gaula. Neste lag er glasifluvial grus med mektighet på omtrent 20 m. Fjellnivå begynner på 0m, og skråner slakt ned til 25 på denne siden av elva. Bunnlaget er leirig morene, som er påvist i borelogg 54248 og 2003. På østsiden av Gaula skråner fjellflaten steilt ned til omtrent -225 m dyp. Det marine leirelagt har er en mektighet på omtrent 70m, som fortsetter ned til den glasifluviale avsetningen som opphører ved -120 m. Grunnet den brå overgangen til det mektige avsetningene, er det ikke sikkert at det er kommunikasjon mellom grunnvannsmagasinet på østsiden og vestsiden i dette området. Modellen har tatt utgangspunkt i at det finnes en kommunikasjon i dypere lag.

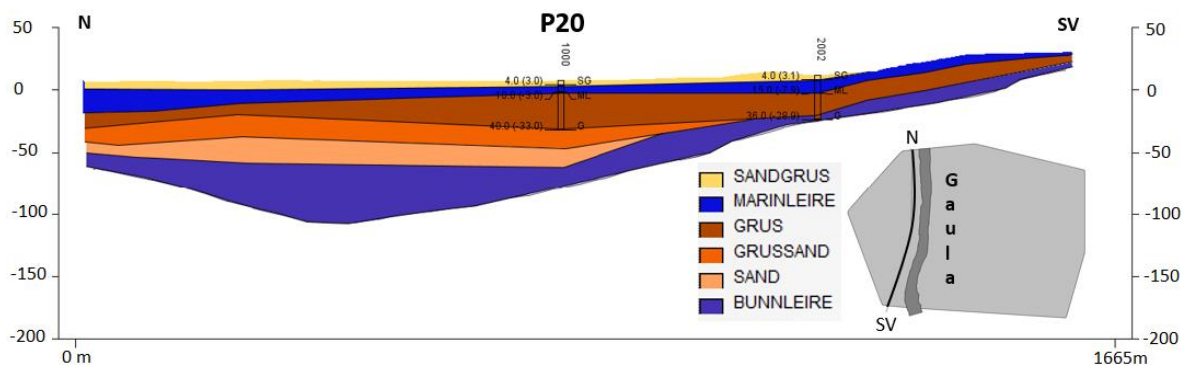


Figur 5.30 Profil 6: Langs sør-enden av modellområdet, parallelt med Melhusryggen

Profil 20: Parallelt og vest for Gaula

Figur 5.31 viser profilet som følger Gaulas elveløp på vestsiden av elva. Fra nordlig ende er det fluviale laget tilstede langs nesten hele profilet, med en mektighet på omtrent 7 m. Det marine leirlaget er neste lagpakke, og varierer med en tykkelse fra 5-10 m. De tre glasifluviale lagene er representert i første halvdel av profilet, mens kun gruslaget fortsetter til sørlig profilene.

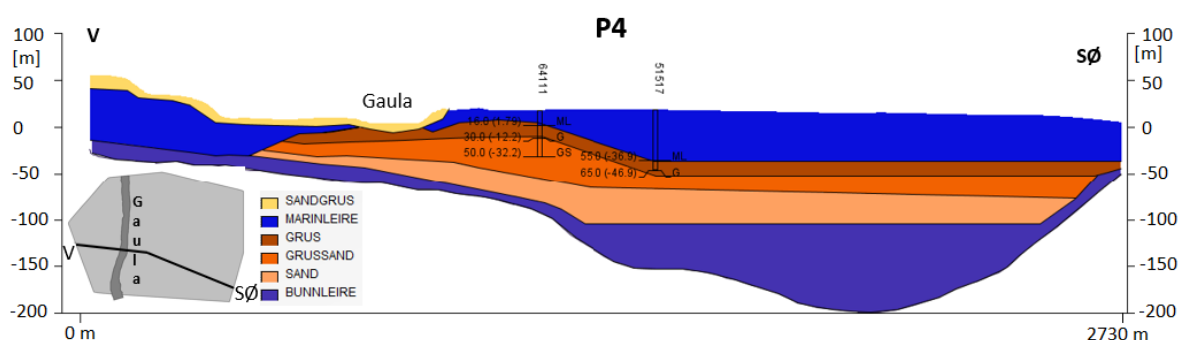
Gruslaget har en mektighet på 10-30 m. Neste lag er bunnleire, som fortsetter ned til fjell. Høyest fjelldyp er i nordenden av profilet på -100m. I sør stiger fjellflaten opp til 0 m.



Figur 5.31 Profil 20: Parallelt og vest for Gaula

Profil 4: Parallelt med Melhusryggen, gjennom sentrum

Figur 5.32 viser profilet som går fra gimseområdet, via sentrum og til den østlige modellavgrensingen. Dybde til fjell og laginndeling følger trenden fra profil 6. Det glasifluviale gruslaget har en mektighet på rundt 15 meter der profilet går igjennom sentrumsområdet.



Figur 5.32 Profil 4: Parallelt med Melhusryggen, gjennom sentrum

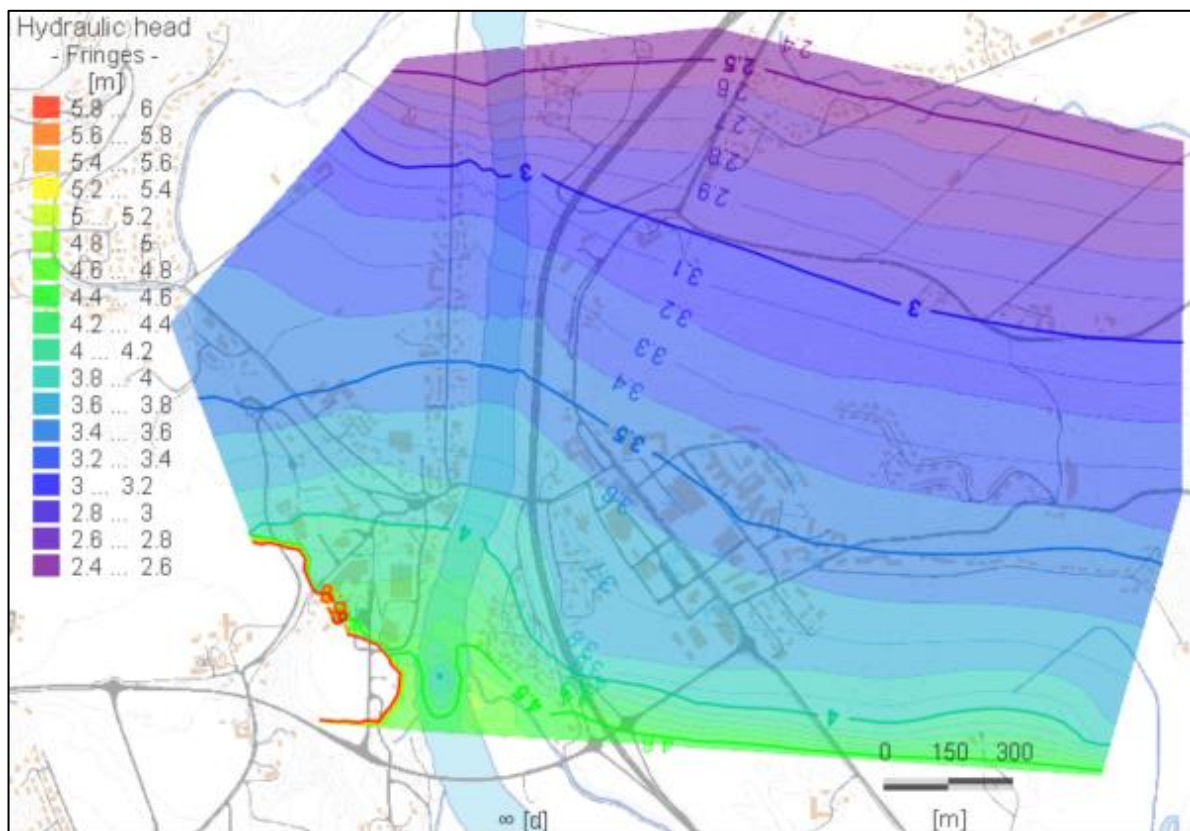
5.4.2 Strømningsmodell

Resultatet presenteres for lag 4 i strømningsmodellen, som er der de fleste brønnfiltrene sitter. Alle simuleringene er gjort i steady state-modus med gjennomsnittlige parameterverdier. Brønnene er markert som blå kryss på alle simuleringsfigurene. Modellens sørvestlige hjørne inneholder en strukturell feil som gjør at vanntrykket blir kunstig høyt. Dette området er derfor fjernet fra presentasjonsbildene.

Først presenteres resultatet fra simulering uten påvirkning av brønner. Så presenteres resultatet fra simuleringen fra de ulike scenarioene som ble presentert i delkapittel 4.5.5. Ett tips for å følge med på hvordan vannivået endrer seg fra scenario til scenario, er å følge med på 3,5m-vannivåisolinen, og hvordan denne forandrer seg fra figur til figur. Flere resultatbilder finnes i vedlegg D.

S0: Grunnvannsnivå i akviferen uten grunnvannsutttak

Modellen viser at grunnvannsnivået følger Gaulas gradient som går fra sør til nord med en viss forsinking, både øst og vest for Gaula, fremstilt i figur 5.33. I sentrumsområdet, nord for området hvor det marine leirelaget har høyest mektighet, flater vannspeilet delvis ut. Vestsiden av Gaula viser en gradient som er mer styrt av elva. Grunnvannsnivået ligger omtrent på 3,5m i sentrum, og isolinjen beveger seg via brannstasjonen, Buen Omsorgssenter og Rådhuset.



Figur 5.33 S0: Grunnvannsnivå uten grunnvannsutttak. Figuren viser vannivåfordelingen i lag 4 i akviferen. Trykkkurvene viser at vannivået i akviferen følger Gaula gradient fra sør til nord.

S1: Dagens grunnvannsutttak

Simuleringen som viser effekten av uttak ved dagens pumpe- og infiltrasjonsrater med 6 aktive anlegg, hvor 4 har reinfiltrasjon er fremstilt i figur 5.34. Netto uttaksrate er 22 l/s. Under modelleringen førte en programfeil til at infiltrasjonsbrønnen ved Idegården infiltrerte med en for høyt volum. Denne infiltrasjonsbrønnen er derfor fjernet her, og i de neste simuleringene.

Resultatet viser at senkningstraktene som sirkulære punkter med lavere verdi enn omliggende masser, og stigningstopper, som sirkulære punkter med høyere verdi enn omliggende masser. Figuren viser at det er dannet senkningstrakter ved produksjonsbrønnene ved Lena terrasse, Lenavegen 3, Thoragården og Høvdingen. Den synlige traktens radius er i snitt 15 m. Størst senkningstrakt observeres ved produksjonsbrønnen til Lenavegen 3, som har størst

uttaksvolum, og ingen reinfiltrasjon. Modellen viser at grunnvannstanden er senket med omtrent 10-20 cm i sentrumsområdet som følge av grunnvannsuttaket.

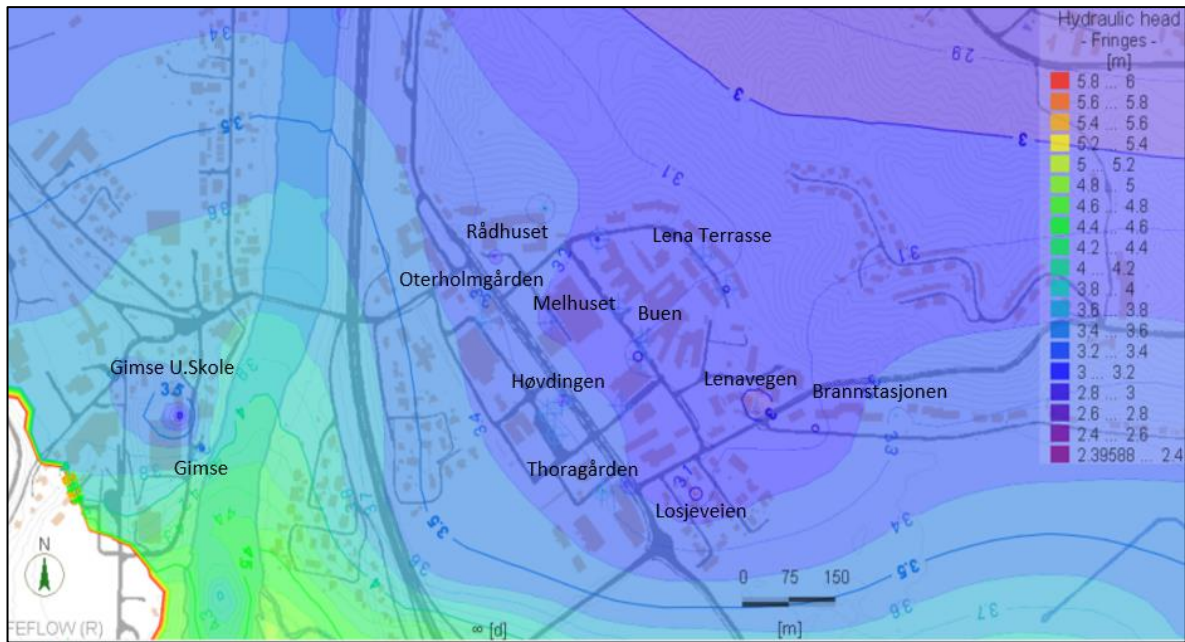


Figur 5.34 S1: Dagens grunnvannsuttak. Figuren viser grunnvannsnivå i lag 4 i Melhus sentrum, med et uttak som tilsvarer dagens. Samlet uttaksrate: 52 l/s, samlet reinfiltrasjonsrate: 30 l/s.

S2: Maksimalt grunnvannsuttak

Simuleringen er gjort for maksimal uttaksrate ved alle grunnvannsanleggene, samt pumping og reinfiltrasjon ved filtersatte ORMEL-brønnene. Dette gir totalt 12 aktive anlegg, hvor 7 har reinfiltrasjon. Netto uttaksrate er 80 l/s. Resultatet vises i figur 5.35. Øst for Gaula er grunnvannsnivået i sentrum senket med 20 – 40 cm sammenlignet med scenario 1. Maksimal nivåsenking i flere av traktene er til omtrent 2,8 - 3 moh. Nord for Melhusryggen og nordvest i studieområdet opprettholdes det upåvirkede strømningsmønsteret.

Vest for Gaula er det uttak ved to nærliggende brønner, uten reinfiltrasjon. Resultatet viser anlegget i brønn GI viser en maksimal senkning ned til 3,3 moh., mens produksjonsbrønnen ved anlegget til Gimse Ungdomsskole senkes til 2,8 moh., som er en meter senkning fra upåvirket tilstand. Anlegget ved Gimse ungdomsskole gir også en senkningstrakt med større utbredelse.



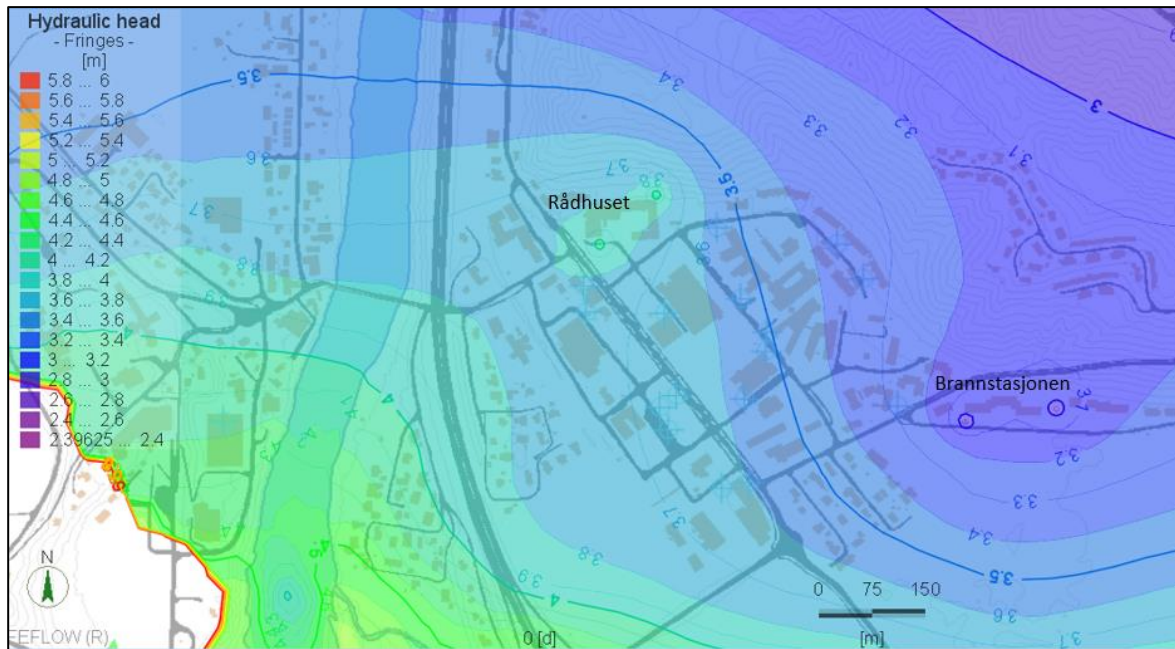
Figur 5.35 S1: Maksimalt grunnvannsuttak. Figuren viser grunnvannsnivå i lag 4 i Melhus sentrum, med et uttak som tilsvarer alle anlegg på maksimal kapasitet. Samlet uttaksrate: 162 l/s, samlet infiltrasjonsrate: 82 l/s.

S3 Felles uttaksløsning

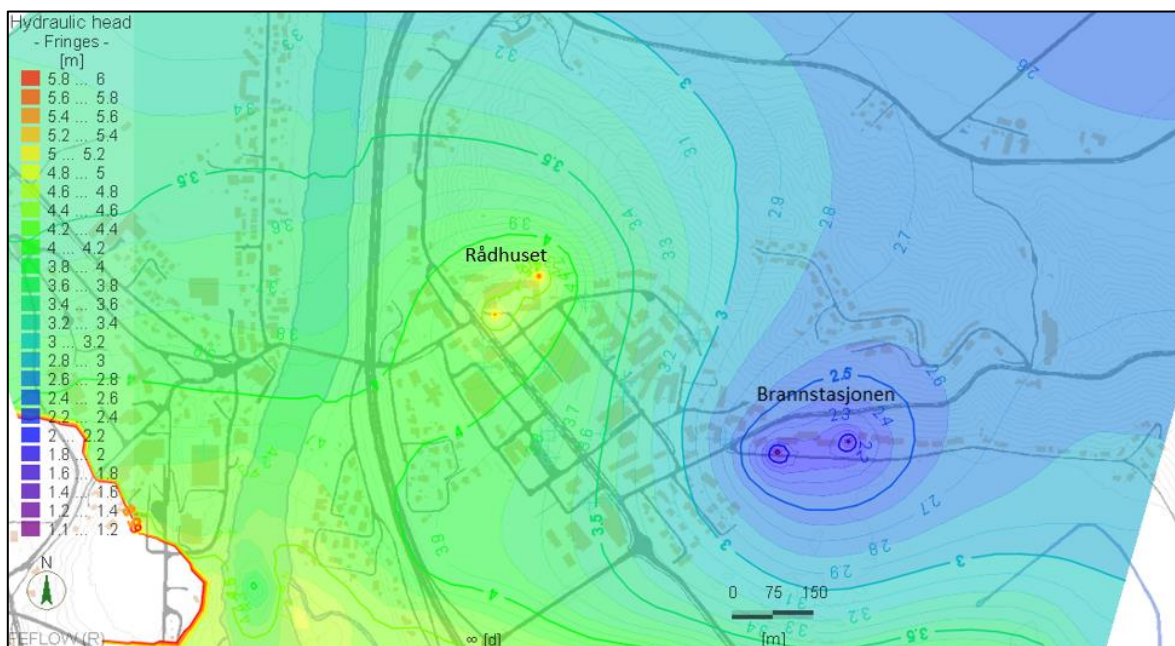
Simuleringen som innebærer en fellesløsning med dagens uttaksvolum, og er fremstilt i figur 5.36. Resultatet av simuleringen viser at begge produksjonsbrønnene får en maksimal senkning ned til 2,8 m over brønnen som pumpes. Returbrønnene får stigningstopper til maksimalt 4,0 m over brønnen som reinfiltrerer. Vannivået i sentrum preges av uttaks- og infiltrasjonsaktiviteten, men nord for Melhusryggen reetableres det naturlige strømningsmønsteret. Gradienten fra returområdet til produksjonsområdet er omtrent 0,2%.

Det er også gjort en simulering med fellesløsning med maksimalt uttaksvolum, som er fremstilt i figur 5.37. I dette tilfellet får vannstanden i produksjonsbrønnene en senkning ned til 1,1 (BS2) og 1,4 (BS1) m, og vannstanden over infiltrasjonsbrønnene en stigning til 5,5 (BS1) og 5,9 (BS2) m. Vannivået i sentrum preges i enda høyere grad av uttaks- og infiltrasjonsaktiviteten, men nord for Melhusryggen reetableres det naturlige strømningsmønsteret som i det forrige scenarioet. Gradienten fra returområdet til produksjonsområdet er omtrent 0,7%. Isosirkelen med omtrent 100 m radius rundt BS1 og BS2 ligger på 2,5 moh.

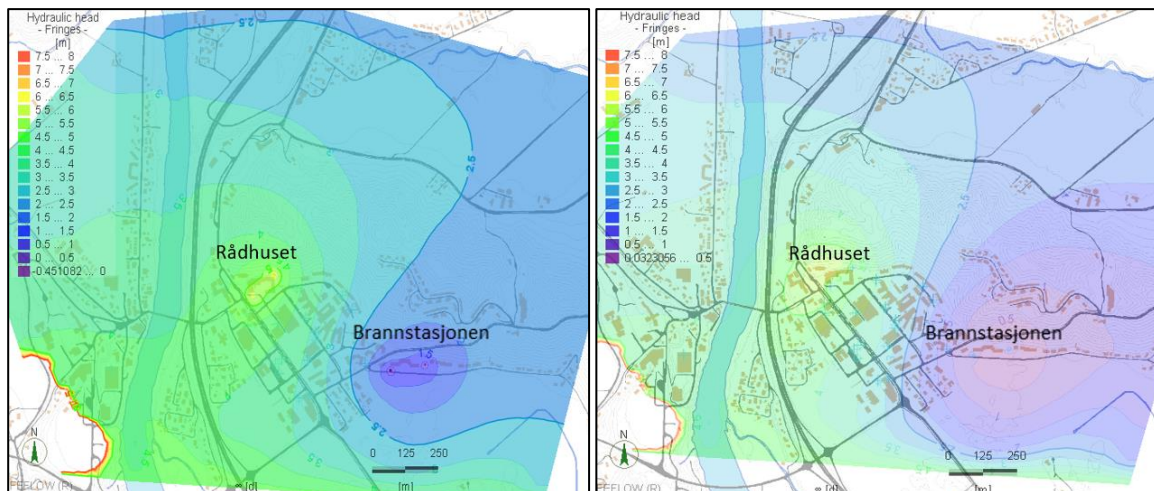
Til sist er det gjort en simulering hvor dagens uttaksmengde er femdoblet, til 260 l/s inn og ut, og tidoblet med 520 l/s inn og ut, fremstilt i figur 5.38. I det første tilfellet øker gradienten fra returområdet til 1,2%, og i det andre til 0,8%. Isosirkelen med omtrent 100 m radius rundt produksjonsområdet ligger på 1,5 moh i det første tilfellet og 0,5 i det andre. Isosirkelen rundt returområdet ligger på 5 i det første tilfellet og 4,5 m i det andre tilfellet.



Figur 5.36 S3 Felles uttaksløsning med dagens uttaksvolum for lag 4. Samlet uttaksrate: 52 l/s, samlet infiltrasjonsrate: 52 l/s.



Figur 5.37 S3 Felles uttaksløsning med maksimalt uttaksvolum for lag 4. Samlet uttaksrate: 162 l/s, samlet infiltrasjonsrate: 162 l/s.

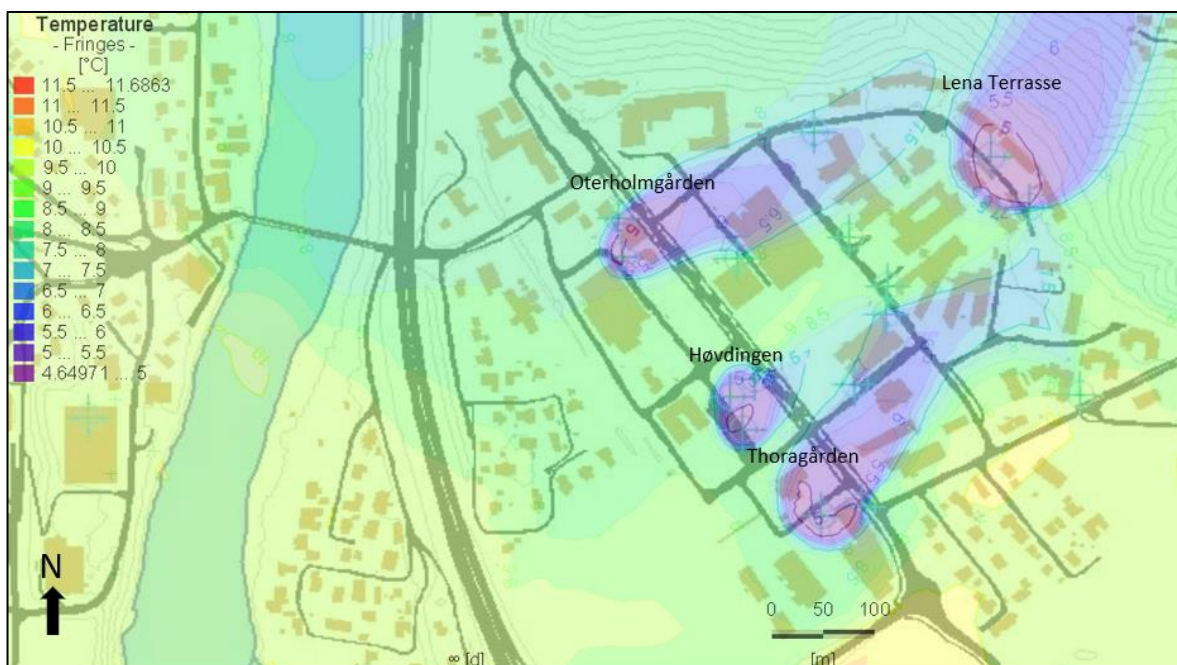


Figur 5.38 Felles uttaksløsning med pumperater på fem ganger dages uttak – 260 l/s (t.v.) og ti ganger dages uttak 520 l/s (t.h.).

5.4.3 Varmeoverføringsmodell

S1: Dagens uttaksløsning

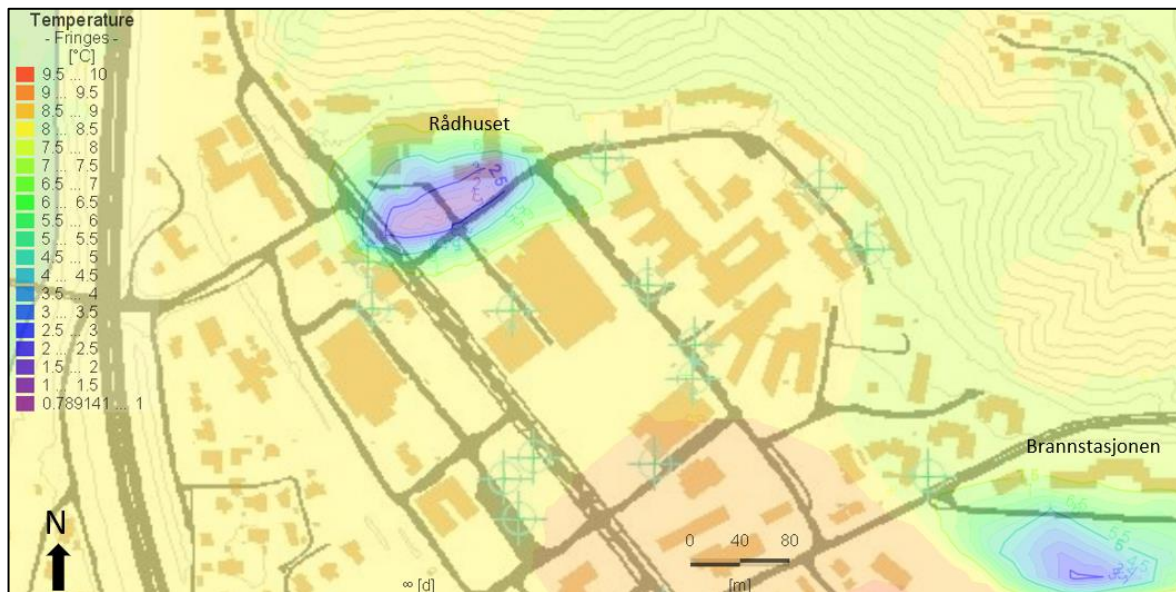
Resultatet, fremstilt i figur 5.39, viser at grunnvannstemperaturen ligger jevnt på 7-9 °C i upåvirkede områder. Reinfiltrasjonen ved Oterholmgården til en nedkjøling av grunnvannstemperaturen til 5 °C i en liten sone rundt, brønnen med spredning i østlig retning. I det sørlige sentrumsområdet bidrar reinfiltrasjonsbrønnen ved Høvdingen og Thoragården til en større sone med kuldespredning som beveger seg nordover.



Figur 5.39 Varmetransport ved dages uttaksmengde.

S2: Felles uttaksløsning

Resultatet for scenarioet med en samlet uttaksløsning er presentert i figur 5.40. Det er simulert med en produksjonsbrønn og en returbrønn både ved Brannstasjonen og Rådhuset, fordi modellen ble ustabil når retur og produksjonsbrønnene stod sammen. Modellen viser at graden av kuldespredning er mindre enn for de andre scenarioene, men at temperaturen ved Rådhuset kryper ned til 1 °C, selv om temperaturen på det reinfiltreerte vannet er 5 °C.



Figur 5.40 Varmetransport ved felles uttaksløsning, med dagens uttaksmengde.

6 DISKUSJON

6.1 Grunnvannsmagasinet oppbygging og egenskaper

6.1.1 Grunnvannivåets fluktuasjoner og samspill med Gaula

Naturlig grunnvannsfluktuasjon

Grunnvannsnivåets fluktuasjoner er observert gjennom en måleserie på 2,5 år via de 8 observasjonsbrønnene i studieområdet. I løpet av studieperioden lå den maksimale variasjonen i vannstand på litt over 2 meter, som er vanlig for glasifluvialt materiale, ifølge Kirkhusmo og Sønsterud (1988). Filtrene til brønnene sitter i intervallet 0 til 36 m.u.h. Det at brønnene viser tilnærmet likt grunnvannsnivå og fluktuasjonsmønster tilsier at hele dette intervallet tilhører samme hydrostratigrafiske enhet.

Vannivåets sesongvariasjoner passer i hovedtrekk med fremstillingen i Pedersen et al. (2003), vist i figur 2.6, selv om det gjelder for en selvmatende akvifer. Ettersom akviferen i Melhus sees på som en lekkende infiltrasjonsakvifer som mates av Gaula (se delkapittel 6.1.4 kan likheten forklares med at de samme faktorene som påvirker infiltrasjonen (nedbør, snøsmelte og evapotranspirasjon), også styrer Gaulas vannføring. Tilfellene med ulikheter kan komme av at Gaulas vannstand reguleres av hydrologiske forhold i hele elvas vassdragsområde, som er vist i figur 4.3. Riises (2015) studier av sesongvariasjonene over en 10-årsperiode viser også at sesongvariasjonene er relativt konstante hvert år, med noen avvik som skyldes flomhendelser.

Samspillet med Gaula

På basis av datagrunnlaget som da var tilgjengelig kunne ikke Førde (2015) eller Riise (2015) konkludere med Gaula påvirket akviferen gjennom kommunikasjon eller ved en trykkeffekt. Grunnvannsloggeren i brønn GI har hjulpet med å kaste mer lys over dette. Den inverse sammenhengen mellom vannivå på den ene siden og temperatur og elektrisk ledningsevne på den andre er en sterk indikator på at det foregår strømming av varmt og ionerikt vann ut av akviferen når det er lav vannstand i Gaula, og kaldere ionefattig vann inn i akviferen ved høy vannstand i elva. Ettersom filteret til brønn GI sitter på -5 til -10 m dyp, kan det konstateres et minimumsdyp og avstand fra elv, for hvor grunnvannstemperaturen blir påvirket av elvevannet.

Generelt sett tolkes akviferen til å stå i svært god hydraulisk kontakt med elva. Dette bases på det liknende vannivået og fluktuasjonsmønsteret i elva og akviferen, i tillegg til momentet i avsnittet over. Den korte faseforskyvningen og lav dempning av fluktuasjonene i brønnene nærme elva, og den lengre faseforskyvning, og en mer dempet amplitude fra elvebredden, viser at akviferen demper responsen lateralt. Dempningen i brønnene med lengst avstand til Gaula

Diskusjon

kan vitne at de ligger i et mer tett område av akviferen, men det har trolig like mye å gjøre med avstanden. De geotekniske rapportene og boreloggene studert i denne oppgaven vitner om områder langs elvebredden som er svært permeable, og andre som består av kontinuerlig mektig leire i flere titalls meters dyp. Infiltrasjonen fra elva vil derfor trolig foregå ved spesifikke permeable områder i elvebredden. Det er ikke uvanlig at ekstra permeable områder kan stå for opptil 80% av infiltrasjonen fra elver som kommuniserer med akviferer ifølge Colleuille et al. (2005).

Grunnvannsgradienter og strømningsmønster

Analyse av miljøindikatorerne viser at det er to ulike gradienter som påvirker akviferen strømningsmønster, og begge er styrt av infiltrasjon fra Gaula. Den første bestemmes av Gaulas korttidsfluktuasjoner, som forårsaker strømning i den øverste delen av akviferen som dempes lateralt fra elva.

Den andre gradienten følger Gaulas strømningsgradient, som går fra sør til nord, og kommer til uttrykk ved at vannivået i observasjonsbrønnene synker i nordlig retning. En av brønnene ved brannstasjonen, BS2, og den nærliggende brønn LV bryter tilsynelatende med sør-nord-gradienten. Dette skyldes trolig grunnvannsuttak i den nye produksjonsbrønnen ved Lenavegen 3, hvor det pumpes med en rate på 17 l/s, uten reinfiltrasjon. Det er trolig at denne uttaket fører til dannelsen av en senkningstrakt som kunstig senker grunnvannsnivået i de to sideliggende brønnene. I observasjonsbrønnene er sør-nord gradienten forholdsvis konstant, men brytes ved tilfeller med raske store fluktuasjoner i Gaula. Dette skyldes trolig at elvepåvirkningen er mest markant i observasjonsbrønnene nærmest elva.

I grunnvannsundersøkelsene til Storrø (2000) ble grunnvannsgradienten tolket til å gå ned fra Melhusryggen og mot elva. I lys av denne oppgavens resultater det lite som tilsier at det går en gradient ned fra Melhusryggen. Hvis dette var tilfellet burde det være en konstant nivåforskjell mellom brønnene ved Rådhuset, når de i virkeligheten har svært lav nivåforskjell som veksler avhengig av Gaulas nivå. Det er i tillegg flere kilder som peker på at Melhusryggen er drenert i høyden (Kummeneje, 1978; Førde, 2015), som også er brukt som utgangspunkt i denne oppgaven.

Et viktig spørsmål er om det forekommer strømning i dypet, eller om vannet her står relativt stagnert. I følge Fetter (1994) ligger forholdene til rette for at det finnes en regional grunnvannsgradient i Melhus. Den salte grunnvannskjemien som er påvist av Riise (2014) og Brøste, tyder på at vannet har hatt svært lang oppholdstid, og fortsatt består av en del salt fra

avsetningsmiljøet. Det er imidlertid vist at vannkjemien også kan skyldes utlekking av salt porevann fra den marine leire. En viss grad av strømming i dypet er derfor en sannsynlighet. Denne tolkningen åpner for at magasinet mottar tilsig fra sør, lenger oppe i nedbørsfeltet. Dette er ofte tilfellet i elvesletter som mates av ellevann, ifølge Colleuille et al. (2004b). Størrelsen- og strømningsraten til dette tilsiget er utfordrende å estimere ettersom det ikke kan måles direkte, og det vil derfor være uvisst i hvor stor grad det bidrar til nydannelse i grunnvannsmagasinet. Det mektige marine leirelaget i den sørlige delen av studieområdet vil kunne fungere som en barriere for eventuelt tilsig. Langs Gaulas løp, og vestover er løsmassesammensetningen mer uklar, og kan derfor være et mulig tilsigsområde.

6.1.2 Temperaturvariasjoner

Brønnene som ligger nærmest Gaula: BH og GI viser som de eneste observasjonsbrønnene en trend hvor grunnvannstemperaturen svinger med lufttemperaturen, faseforskjøvet med ½ år. Denne svingningen skyldes trolig at filteret er plassert grunt i grunnvannet, og at terreng høyden her kun er på 7-9 m, sammenlignet med 15-20 m øst for Gaula. Responsen kan også være et utslag på påvirkning fra elvetemperatur, ettersom elektrisk ledningsevne også viser den samme trenden. Ved brønn GI viser grunnvannstemperaturen som nevnt tegn på at den svinger motsatt med vannstand. Det at temperaturen allikevel viser en faseforskjøvet trend med luft- og elvetemperatur så nærme elva tyder på at grunnvannet har god kapasitet for å dempe temperatursvingninger. Dette vil imidlertid avhenge av infiltrasjonens omfang.

De andre loggede brønnene viser en relativt konstant grunnvannstemperatur som ikke påvirkes av lufttemperaturen, eller elvefluktuasjoner. Filtrenes dybde er alle under -17 m, så dette er heller ikke forventet. Unntaket er LV som viser stabil temperatur ved -1 m dyp. Dette kan skyldes brønnens avstand fra elva, og at det overliggende tette og mektige marine laget virker som en isolator. Det er vanlig at grunnvannstemperaturen øker med dybden i henhold til den geotermale gradienten. Dette er ikke alltid tilfellet i akviferen i Melhus, av grunner som diskuteres videre i de neste avsnittene.

Brønnene ved Brannstasjonen er de kaldeste av de dype brønnene. BS2, som ligger 8 m under BS1, viser lavest grunnvannstemperatur. Dette kan forklares med at BS1 er påvirket av grunnvannsuttaget ved Lenavegen 3, og får en kunstig forhøyet temperatur. Denne årsaken kan også forklare den høye temperaturen i LV, som ved upåvirkede forhold trolig ikke ville ligget omtrent 1,5°C over temperaturen registrert i BS1 og BS2. Som vist i figur 5.8, stiger grunnvannstemperaturen under pumping. Denne effekten skyldes trolig en kombinasjon av at vannet pumpes fra dypere hold, hvor det vil være varmere, og at pumpa bidrar til å varme opp

Diskusjon

vannet. Brønnene ved brannstasjonen; BS1, BS2 og LV, viser en svak temperaturstigning i løpet av måleperioden. Dette kan også være en konsekvens av uttaket ved Lenavegen 3.

Brønnene ved Rådhuset logger den varmeste grunnvannstemperaturen på omtrent 8,6°C. Begge brønnene har tilnærmet identisk stabil grunnvannstemperatur, men med en svak variasjon, som viser en spesiell trend. Temperaturkurvene ser ut til å svinge inverst av hverandre, som om de skulle vært sinus og cosinusfunksjoner. Denne trenden kan henge sammen med at Rådhuset ligger nedstrøms for alle grunnvarmeanleggene i sentrum, og er derfor et tilfelle av termisk kortslutning. Både Oterholmgården, Høvdingen, Thoragården, Idegården, Buen og Lena terrasse har reinfiltrasjon, og kan muligens påvirke temperaturen ved Rådhuset. Hvor stor påvirkningen blir avhenger av hastigheten til grunnvannstømmingen, og akviferens varmeledningsevne, som bestemmer hvor langt vannet må strømme før det stiger i temperatur.

Selv i de dypeste observasjonsbrønnene ved Brannstasjonen ble det funnet en svak variasjon i grunnvannstemperatur, hvor svingningene reflekterer utetemperaturen. Riises (2015) undersøkelser av grunnvannsanleggene i sentrum fant de samme trendene. Sammenhengen kan skyldes et indirekte forhold. Kulde fører til økt varmeuttak, som gjør at infiltrasjonsvannet blir kaldere, som igjen kan påvirke målt grunnvannstemperatur i nærliggende brønner. ORMEL-brønnene ved Rådhuset viser mest temperatursvingninger om sommeren og om vinteren, muligens fordi er da hhv. varmeuttaket og kundeuttaket er størst. Selv om brønnene ved Brannstasjonen ligger oppstrøms for grunnvarmeanleggene, kan allikevel området påvirkes av varme og kuldeuttak, fordi grunnvannstrømmingen i dypet er trolig er langsom. Resultatet fra varmeoverførings-simuleringene viser at sonen som påvirkes reinjisert kaldt vann er flere hundre meter i området rundt Brannstasjonene. Riise (2015) har også funnet spor av termisk kortslutning ved grunnvarmeanleggene ved Idegården og Thoragården, som ligger vest for Brannstasjonen.

6.1.3 Elektrisk ledningsevne

Måleserien med elektrisk ledningsevne i GI, RH1 og LV peker på at ledningsevnen har samme strømningsbetingede sammenheng som temperatur med vannivået. Den registrerte stigningen i elektrisk ledningsevne i brønn RH1 som sammenfaller med en vannstandstopp i Gaula, se figur 5.28, indikerer at infiltrasjonen tilsynelatende påvirker grunnvannet helt nede på 28 m dyp. Denne trenden er imidlertid kun påvist en gang. En lenger måleserie og gjerne også elektrisk ledningsevne målinger på flere steder er nødvendig for å kunne påvise at det er en reell sammenheng.

Sammenstillingen av målt ledningsevne fra flere studier viste at parametren ser ut til å øke med dypet. Brannstasjonen-området skiller seg fra denne trenden, ved at det ved brønnens dype filter blir registrert lavere ledningsevneverdier sammenlignet med prøver tatt fra tilsvarende dyp og elveavstand. Ved Brannstasjonen er det kun et tynt dekke av marin leire over den glasifluviale avsetningen. Det er dermed flere titalls dybdemeter mellom den marine leiren til filterrøret. Området rundt brønnene hvor det er registrert høye ledningsevne målinger har omtrent dobbel til tredobbel mektighet på det marine leirlaget over akviferen, og et filter som ikke har lang avstand til det overliggende marine laget. Dette tyder på at den høye ledningsevnen i noen av brønnene trolig henger sammen med utlekking av salt porevann fra det marine leirelaget, beskrevet av Solberg et al. (2014), og avhenger av tykkelsen på leirelaget, og filterets nærhet til leiren. De lave verdiene ved brannstasjonen kan også være et tegn på utvanning ved nedbørsinfiltrasjon. Det tas forbehold om at de høye utslagene i ledningsevnen kan fange opp andre løste stoffer enn havsalt, og at parameteren dermed ikke kan gi entydige resultater.

Elektrisk ledningsevne, målt i februar og mars 2017 av Brøste (2017), viser at ledningsevnen er betraktelig høyere i RH1 enn i RH2. I måleperioden for denne oppgaven ble det også registrert en mye lavere verdi for RH1 enn Brøstes. Ettersom filteret sitter dypt, og akviferen i dette området er overdekt av et tynt leirelag er det vanskelig å forklare hvorfor denne verdien er høyere enn i nabobrønnen, og med verdien målt i år. Det er mulig at det har skjedd en feil under prøvetagningen utført av Brøste, og verdien har blitt kunstig høy. En annen forklaring kan være påvirkning av reinfiltret vann. Ettersom dette trolig påvirker temperaturen ved Rådhuset, vil det ikke være usannsynlig at ledningsevnen også blir berørt.

6.1.4 Akvifertype

Det er ikke helt entydig hvilken akvifertype akviferen i Melhus kategoriseres under. I delkapittel 2.2.4 er det gitt en gjennomgang av hvordan utviklingen av senketrakten vil forløpe i ulike akvifertyper under pumpetester etter Kruseman og de Ridder (1970). I følge denne oppfører akviferen seg i Melhus som en lukket akvifer grunnet den raske etableringen av likevektstilstand og størrelsen på senkningstrakten under de utførte pumpetestene.

I en lukket akvifer skal vannivået stå i trykk under det tette laget ifølge flere definisjoner. Lekkede akviferer kan imidlertid ha vannspeil som står i kontakt med atmosfæren, og har atmosfærisk trykk ifølge Kruseman og de Ridder (1970). I Melhus viser borelogger fra RH1 og BS1 at vannivået ligger 10 m og 4 m under leirelaget, som viser at nivået er atmosfærisk i dette området. Samtidig er det antatt nydannelse av grunnvann hovedsakelig stammer fra Gaula, så

Diskusjon

da vil det bli mer presis å kalle akviferen lekkende-infiltrasjonstypen, i henhold til definisjonene i tabell 2.1.

I sørenden av modellområdet hvor det marine leirelaget øker i mektighet mot dypet avgrenses vannivået av det tette laget, så akviferen oppfører seg lukket. Både Riise (2015) og Lefstad (2007) har påvist en viss grad av nedbørsinfiltrasjon ved Lenaområdet, som peker mot at magasinet er delvis selvmatende. Beregningene av nedbørsinfiltrasjon gjort i delkapittel 5.3.3, og de lave ledningsevneverdiene registrert ved Brannstasjonen tyder også på dette. I sammenstillingen av nedbørsmengder og elveinfiltrasjon ble det ikke funnet noen tydelig sammenheng mellom nedbør og vannstandsvariasjoner. Dette kan imidlertid skyldes at vannet oppholder seg lang tid i umettet sone før det infiltrerer, noe mektigheten og løsmassetypen sannsynliggjør. Det kan også tenkes at nedbørsbidraget blir overskygget av det store elvebidraget.

Oppsummert viser dette at akviferen oppfører seg ulikt avhengig av beliggenhet. Den karakteriseres imidlertid av infiltrasjon fra Gaula, og kan sies å være lekkende til åpen i nordre del av studieområdet, mens den er mer lukket i søndre del av området, med en liten grad av nedbørsinfiltrasjon.

6.2 Kapasitet og effekt av grunnvanns og -varmeuttak

Dette delkapittelet gir en samlet vurdering av akviferens kapasitet. Effekten av grunnvannsuttaket med de ulike uttaksratene og løsningene blir også vurdert. Hovedfokuset blir lagt på strømnings- og temperaturforhold. Grunnvannsmodellen i FEFLOW baserer seg på at akviferen mottar et betydelig tilsig fra sør i tillegg til infiltrasjon av fra Gaula, se delkapittel 6.6. Ettersom akviferen tolkes til å motta mest nydannelse fra Gaula vil modellresultatet trolig gi et feil bilde av kapasiteten. Basert på dette kommer FEFLOW-resultatene til å bli nevnt i den videre diskusjonen, men resultatene fra grunnvannsovervåkingen, og tidligere studier blir vektlagt mer i vurderingen. Infiltrasjon fra nedbør er heller ikke tatt med i vurderingen, ettersom den er vurdert til å ikke utgjøre en betydelig del av grunnvannsnydannelsen.

6.2.1 Kapasitet

De utførte pumpetestene i undersøkelsesbrønnene vitner om en akvifer med svært høy kapasitet og vanngiverevne. Dette baseres på hvor lite påvirkning pumpingen har på vannivået i nærliggende observasjonsbrønner, hvor rask likevekt oppnås etter påbegynt pumping, og normalbetingelser reetableres etter avsluttet pumping. Riise (2015) studier av driftsdata over en 10-årsperiode frem til 2014 viser ingen nedgang i grunnvannsnivået på denne tiden, og det

er heller ikke påvist under måleperioden i denne oppgaven, som viser at vannivået ikke har sunket grunnet uttaket. I tillegg indikerer sedimentenes høye hydraulisk konduktivitetsverdier svært god vanngiverevne. Temperaturloggingen viser også at brønnene nærmest elva og med grunne filter er noe påvirket av elvevannet, men resten av observasjonsbrønnene viser ingen påvirkning. Dette kan tyde på at akviferen har høy varmeledningsevne, og god evne til å dempe temperaturen fra elvevannet.

6.2.2 Dagens uttaksløsning

Resultater fra strømningsmodellen i FEFLOW med dagens uttakssrate (netto uttak på 20 l/s) viser at traktdannelsen rundt produksjons- og returbrønnene er små, men at grunnvannstanden får en stabil senkning på 10-20 cm i et avgrenset område rund produksjonsbrønnene. Det er i dag ingen aktive produksjonsbrønner i nærheten av elva, som minimerer sannsynligheten for at senketraktene kan bidra til økt elveinfiltrasjon.

FEFLOW-simuleringen viser og at når uttaket økes med tredobbel mengde (netto uttak på 80 l/s) vil grunnvannsnivået få en stabil senkning på 20-40 cm i et avgrenset område rundt brønnen. Uavhengig av modelleringsresultatet kan det tenkes at tredobbelt uttak som ikke kompenseres fullstendig for med reinfiltrasjon kan føre til økt infiltrasjon av elvevann, og muligens senkning av elvevannstanden. Den økte infiltrasjonen vil også kunne påvirke grunnvanntemperaturen, spesielt hvis elvevannet ikke har lang nok oppholdstid til at temperaturen blir utjevnet. De fleste anleggene i Melhus sentrum har enten har dype filtre, eller ligger et stykke unna elva, som minimerer risikoen for at dette skal inntreffe. Anlegget til Gimse Ungdomsskole som ligger vest for Gaula utgjør et viktig unntak. Filterets dyp på 7 muh, og korte avstand til Gaula gjør at det står i fare for å bli påvirket av infiltrasjon av elvevann hvis uttaket øker. Anlegget har en returbrønn som ikke er i bruk. Denne ligger imidlertid oppstrøms for produksjonsområdet, som vil kunne føre til at det kalde returvannet fører til termisk kortslutning i anlegget.

En annen konsekvens av inndratt elvevann er påvirkning på grunnvannskjemien. Som vist av Brøstes vannkjemiske studier (2016) er grunnvannet i Melhus svært sensitivt for jern- og manganutfellinger som skyldes tilførsel av oksygen. Dette forårsaker allerede driftsproblemer hos flere av de aktive grunnvarmeanleggene. Ved økt uttak og inndragning av elvevann vil trolig dette problemet øke i omfang fordi elvevannet vil være mer oksygenrikt enn grunnvannet, og dermed fremprovosere utfellingene. Økt oksygentilførsel vil også kunne fremme risikoen for korrosjon.

Diskusjon

Simuleringen med varmeoverføringsmodellen i FEFLOW med dagens uttaksrate viser at anleggene i sentrum som returnerer kjølig grunnvann bidrar til en betydelig sone med nedkjøling av grunnvannstemperaturen som brer seg mot sørøst, drevet av lateral strømming fra Gaula, og den regionale strømningsretningen. I virkeligheten er det ikke påvist så stor kuldespredning som modellen indikerer. Men tegnene på termisk kortslutning ved Rådhuset og Brannstasjonen, ved Idegården og Thoragården, funnet av Riise (2015), viser at problemet eksisterer, og at et økt vann- og varmeuttak kan forsterke det, slik at akviferens kapasitet blir påvirket. En mulig løsning vil være at anleggene også utnytter grunnvannet for kjøling. Dette vil føre til at returvannet kan få tilnærmet samme temperatur som ved uttak. Men ettersom behovet for varme vil være større om vinteren er løsningen trolig vanskelig å implementere.

Et annen effekt av et økt uttak med reinfiltrasjon er nedsatt stabilitet i løsmassene grunnet utvasking av salter fra den marine leiren. Dette temaet har ikke vært fokus for denne oppgaven, men er behandlet av Førde (2015). Hvordan vannkjemien påvirkes av grunnvannsuttaket i Melhus er også behandlet mer grundig av Brøste (2017). Leseren henvises til disse verkene for mer informasjon.

6.2.3 Felles uttaksløsning

Simuleringen i FEFLOW viste at uttak ved en fellesløsning hvor uttaks- og reinfiltrasjonsrate er balansert førte til en omfattende senkningstrakt og topp. Uavhengig av simuleringen vurderes fellesløsningen til å være en svært god uttaksstrategi, fordi den vil kunne eliminere problemene nevnt i avsnittene over gjennom optimal plassering av produksjons- og returområdet, og dimensjonering. Løsningen som er valgt under simuleringen vil trolig være et godt alternativ. Med produksjonsområde ved Brannstasjonene som ligger oppstrøms returområdet, vil risikoen for termisk kortslutning forminskes. Det er sannsynlig at traktdannelsen ved produksjons- og returområdet vil gjøre at returvann strømmer mot produksjonsbrønnene. Dette gjør avstanden mellom områdene viktig for at den normale grunnvannstemperaturen kan reetableres. Brannstasjonens avstand fra elva vil også sørge for at eventuelt inndratt ellevann får lang oppholdstid før det når produksjonsbrønnen. Dyp filterplassering trolig også redusere innblanding fra ellevann. Ideelt sett bør filteret til returbrønnene være dypere enn produksjonsbrønnene, fordi kaldt vann er tyngre enn varmt. Varmeoverføringssimuleringen i FEFLOW viste at ved infiltrasjonsområdet ble temperaturen rundt returbrønnen senket mer enn temperaturen på returvannet. Hvis dette er tilfellet i virkeligheten bør trolig infiltrasjonsområdet fordeles ut over flere brønner, for å utnytte akviferens varmeledningsevne bedre.

Med tanke på fremtidig vekst av Melhus sentrum er det interessant å vite noe om akviferens maksimale kapasitet for vann- og varmeuttak. Dette ble undersøkt med FEFLOW-simuleringer for felles uttaksløsning gjennom å øke dagens grunnvannsuttak med en faktor på fem og ti. Resultatet fra simuleringen viser svært store senkningstrakter og stigningstopper, men løsningen var ikke helt numerisk stabil. Uttaket i denne størrelsesordenen vil trolig føre til svært endringer av strømningsforhold i akviferen, som kan få konsekvenser for vannføringen i Gaula, og den stabile grunnvannstemperaturen i magasinet. Infiltrasjonen ved returbrønnen kan i verste fall bli så høy at den forårsaker lokal flomdannelse i Gaula, og den store senkningen vil føle til at både vann fra elva, og kaldt returvann kan strømme mot produksjonsområdet. En lokal senkning av elvevannstanden kan også forekomme. Hvis ikke oppholdstiden er lang nok til at temperaturendringen dempes, vil anleggenes kapasitet nedsettes.

Den maksimale uttakskapasiteten for en løsning uten fullstendig reinfiltrasjon vil trolig begrenses av hvor mye vann som kan infiltrere fra Gaula, og hvor stor evne akviferen har til å motvirke temperaturendringen. Avstanden mellom området med produksjonsbrønner og området med returbrønner vil også være en begrensende faktor hvis uttaket er balansert med reinfiltrasjon. Akviferens utbredelse vil også være en svært viktig faktor. Jo større volum akviferen utgjør, jo mindre vil den la seg påvirke av uttak av vann og varme. En del usikkerheter er knyttet til akviferens endelige utbredelse, utdypet i delkapittel 6.5.3.

6.3 Beregning av hydraulisk konduktivitet

I denne oppgaven er hydraulisk konduktivitet beregnet med Kozeny-Carmans empiriske formel. Det er flere momenter som gjør at disse konduktivitetsverdiene må benyttes med forbehold. Disse blir diskutert i dette delkapittelet.

6.3.1 Prøvetagning under brønnboring

Masseprøvene som konduktivitetsberegningene er basert på ble hentet under boring av undersøkelsesbrønnene. Det kan likevel ikke antas at prøvene er representative for hele grunnvannsmagasinet ettersom det er en del avstand mellom brønnene, og brønnloggene viser stor grad av variasjon. Prøvetagningsmetoden vil også føre til at avsetningens naturlige struktur med sortering og lagdeling blir ødelagt, som betyr at materialet ikke vil kunne være helt representativt uavhengig av prøvetagningsintervall. Å bruke parametre avledet fra pumpestedata vil være en mer presis måte for å estimere hydraulisk konduktivitet, grunnet testens insitu utførelse. Dette ble ikke gjort i denne studien grunnet mangel på kvalitetsdata fra utførelsen av testene.

Diskusjon

Masseprøvetagningen ble utført ved vannspyling under brønnboringen. I følge Andersson et al. (1984) vil vannet vil føre til finmaterialet i prøven vaskes bort, og dermed vil denne fraksjonen være underrepresentert i prøvematerialet. Andelen finstoff i en løsmasse henger sammen med redusert konduktivitet, så en underrepresentasjon i det prøvetatte materialet vil kunne føre til kunstige høye konduktivitetsverdier. Under prøvetagningen vil også grovt materiale vil også knuses opp under boringen, som fører til en underrepresentasjon av de største fraksjonene i prøven. Figur 6.1 viser et eksempel på kornfordelingsanalyser for prøvetagning gjort ved ODEX-boring (stiplet linje) sammenlignet med analyser av en kjerneprøve tatt med slange (heltrukket linje) (Andersson et al., 1984). ODEX-prøven viser underrepresentasjon, både i det grove og fine sjiktet. Masseprøven samles inn ved at den spyles opp gjennom hull i borkronen, se figur 6.1, hvis diameter vil begrense størrelsen på materialet som føres opp gjennom kronen. Dette vil også kunne føre til en underrepresentasjon av fraksjonen.

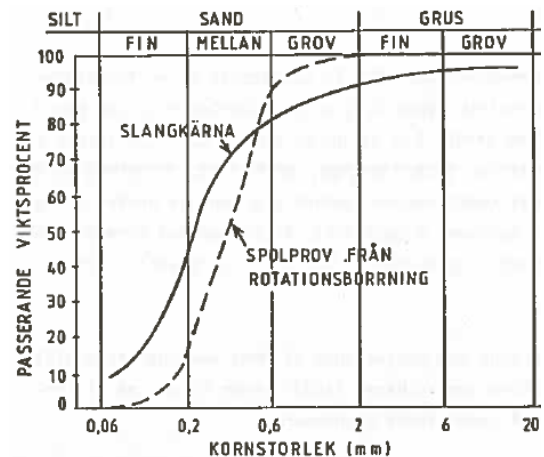


Fig 7.6 Olika provtagningsmetoder, 19 - 21 m.

Figur 6.1 Usikkerhetsmomenter ved prøvetakning under brønnboring. T.v.) Hullene i borkronene på 219 mm begrenser størrelsen på grovfraksjonen i prøvematerialet (Foto: Sondre Gjengedal). T.h.) Kornfordelingskurve fra rotasjonsboring sammenlignet med slagkjerne for å illustrere tap av materiale fra grovfraksjon og finfraksjon i førstnevnte. Modifisert etter Andersson et al. (1984)

6.3.2 Sikteanalyser

Prøvematerialet fra ORMEL-brønnene ble siktet på ulike laboratorier, av ulike personer. Prøvene siktet på NGU har i mange tilfeller mindre prøvevolum enn det Statens Vegvesen (2005) anbefaler som minimumsvolum. Det er også mulig at de ulike laboratoriene brukte ulike fremgangsmåter, f.eks. ulikt antall sikter, som gjør at prøvene ikke vil være helt sammenlignbare. For prøvene siktet av forfatter ble det ikke brukt tørrsiktning, mens dette ble gjort for prøvene siktet av Gjengedal. Resultatet viser at prøvene forfatteren siktet er forskjøvet

mer mot de grove fraksjonene enn prøvene siktet av Gjengedal, noe som tilsier at de fineste fraksjonene er underrepresentert.

6.3.3 Beregning med Kozeny-Carmans formel

Empiriske formler som baserer seg på prøvematerialets kornfordelingskurve bruker en rekke tilnærmelser for å estimere den hydrauliske konduktiviteten. De forutsetter også at mange antagelser må være tilfredsstiltes for at resultatet skal være gyldig. I denne oppgaven hadde omtrent 10 % av prøvene et graderingstall under 5, og omtrent 3 % et graderingstall over 15 som bryter med gyldighetsintervallet for hhv. Hazens og Gustavsens metode. Alle prøvene var innenfor gyldighetsområdet for Kozeny-Carmans formel. Alle de tre formlene antar en vanntemperatur på 10 °C, mens i Melhus er grunnvannstemperaturen på 6-9 °C. Lavere temperatur medfører lavere viskositet, som gjør vannet mer sakteflytende, og nedsetter dermed den hydrauliske konduktiviteten (Fetter, 1994). En temperaturkorrigering hadde dermed vært nyttig, men ble ikke gjort for konduktivitetsberegningene i denne oppgaven. En annen potensiell feilkilde er unøyaktig avlesning av parameterne d_{10} og d_{60} fra kornfordelingskurven. Denne ble minimert ved å bruke formelen for lineær interpolasjon.

Resultatet viste at de beregnede konduktivitetsverdiene med Kozeny-Carman var i flere tilfeller ikke svært forskjellig fra verdiene beregnet med de andre metodene. Årsaken til dette kan trolig være at porøsitet og spesifikt overflateareal er funnet ved empiriske sammenhenger, istedenfor målt på laboratoriet. Chaupuis og Aubertin (2003) har utført studier som viser at Kozeny-Carman formelen gir gode estimater av hydraulisk konduktivitet, forutsatt at beregningene av spesifikt overflateareal er presise. I denne oppgaven ble denne parametren blant annet estimert gjennom en kornformfaktor, som ideelt sett burde gis med visuell bestemmelse. Ettersom prøvematerialet ikke lenger var tilgjengelig måtte det brukes en gjennomsnittsfaktor for alle prøvene, som vil gjøre at formfaktoren ikke fanger opp variasjonen av rundingsgrad. Det kan også stilles ved hvor presis den empiriske formelen til Vukovic og Soro (1992). Formelen spesifiserer hverken hvilken pakningsgrad den gjelder for, eller et intervall for graderingstall, som blir gjort i de andre formlene. Ideelt sett bør porøsiteten måles på laboratoriet, som f.eks. kan gjøres med et heliumporøsimeter (Tømmerdal, 2017).

6.4 Estimering av infiltrasjon fra nedbør

Metoden for å beregne vannbalansen gjelder egentlig for hele nedbørsfelt. Ettersom studieområdet kun utgjør en liten del av nedbørsfeltet er det noen forhold som ikke blir helt korrekte. Avrenningen blir kun beregnet fra nedbørsmengden i området. I realiteten vil det være et bidrag fra avrenning som kommer fra andre områder, spesielt vassfjellet i øst som vil fungere

som et vannskille. Denne tilleggsavrenningen vil kunne infiltrere, og føre til en høyere I. (Sæterbø et al., 1998). Kart fra seNorge.no (2017) viser en høyere nedbørsmengde over vassfjellet enn Melhus sentrum. Avrenningen vil hovedsakelig legge seg i sideelver, som etter hvert mater Gaula. Loddgårdsbekken er en slik bekk som ligger sør i studieområdet. Denne er vurdert til å ikke ha stor påvirkning på akviferen, fordi det ligger et mektig leirelag i mellom. Etersom akviferen er ganske tett vil bidraget trolig uansett være lite.

Vannbalanseformelen bruker årsgjennomsnitt for nedbør, avrenning og evapotranspirasjon. Alle tre faktorene varierer mye i løpet av året som tilsier at det i perioder kan infiltrere mye mindre, og i perioder mye mer. Dette gjelder spesielt om høsten, hvor det er mye nedbør og lite evapotranspirasjon.

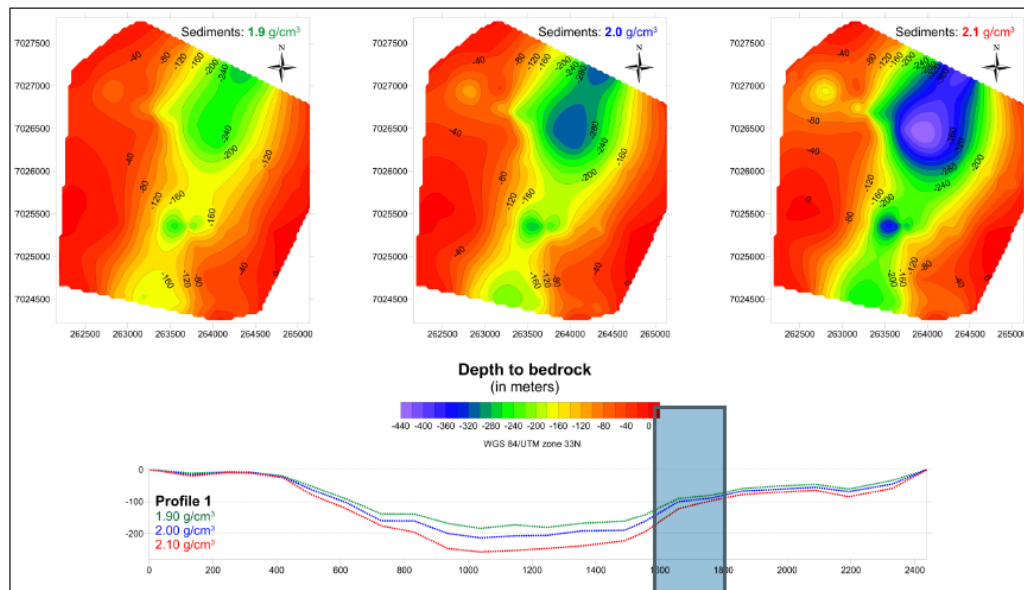
6.5 Modelling i Subsurface Viewer

6.5.1 Usikkerhet til grunnlagsdata

I modelleringen er det brukt en rekke grunnlagsdata som det er knyttet en grad av usikkerhet til. Fordi dette vil påvirke kvaliteten til modellen blir de viktigste feilkildene til grunnlagsdataene redegjort for i dette delkapittelet.

Gravimetrimålinger

Det største usikkerhetsmomentet ved gravimetriundersøkelser er at sedimenters tetthet må antas. Figur 6.2 illustrer denne usikkerheten, med dybdeforskjell på nesten 100 m ved forskjell i antatt tetthet på $0,25 \text{ g/cm}^3$. Tassis et al. (2017) anslår at tetthetsusikkerheten kan forårsake en variasjon på +/- 25m. I modellen skapt i Subsurface Viewer ble gravimetrimålingene brukt til å fastsette fjelldyp. Etersom akviferen er antatt til å ligge et godt stykke over fjelldyp, vil en feilestimering av dypet trolig ikke ha så mye å si for de videre simuleringene. Ett unntak er ved Gimse-området hvor det stedvis kun er et titalls meter ned til berg. Her vil feilaktig estimering fjelldyp enten kunne førte til over- eller underestimering av akviferens kapasitet, avhengig av hvilken vei feilen går.



Figur 6.2 Forskjell i estimert fjelldybde med sedimenttetthet på hhv 1.9 g/cm^3 , 2.0 g/cm^3 og 2.1 g/cm^3 modifisert fra Tassis et al. (2017).

Resistivetsmålinger

Resistivetsmålinger tolkes ved at verdiene sammenlignes med vanlig resistivetsverdi for de ulike løsmassetyperne. Det er imidlertid flere resistivetsintervall som gjelder for mer enn en løsmasstype. Problemstillinger som oppsto som følge av dette er gått videre inn på i neste delkapittel. Resistivetesmålingene ble utført med en elektrodeavstand på 10 meter, hvilket betyr at lag med en lavere mektighet enn 10 meter ikke vil gi utslag. Dette gjør at lagdelingen kan fremstå som mindre kompleks enn den egentlig er. I studieområdet førte dette til at det øverste laget med leireige rasmasser ikke fremkom på resistivetsprofilene. Resistivetesmålingene vil ellers være mest nøyaktig i overflaten, og bør derfor ikke vektlegges i stor grad i dypet.. Av den grunn er ikke resistivetesmålingene vektlagt i stor grad der det er annen informasjon tilgjengelig (Solberg et al, 2014).

Hydrologiske og kvartærgeologiske data og kart

Brønnloggene som brukes som inngangsdata i modelleringen i Subsurface Viewer er hentet fra databasen GRANADA som er driftet av NGU. Loggene er rapportert inn av boreseskapene som har utført undersøkelsene. Posisjonene stemmer ikke alltid overens med reell brønnlokalisitet, som kan skyldes bruk av en unøyaktig GPS. Riise (2015) utførte nøyaktig innmåling av posisjonene til noen av brønnene i sentrum, men posisjonen til resten av brønnene boret utenfor ORMEL-prosjektet kan være unøyaktig. Et annet usikkerhetsmoment er at det ikke alltid vil være erfaren hydrogeolog til stede når brønnboringen utføres, og løsmasstype på basis av

Diskusjon

visuell inspeksjon. Hvis det heller ikke blir tatt masseprøver som analyseres på laboratoriet kan det så forekomme feiltolkninger i brønnloggene.

Løsmassekartet hentet fra NGUs løsmassedatabase og baserer seg på at de skal leses i målestokk 1:50 000. Hvis det zoomes inn lenger enn dette, vil ikke grensene mellom løsmassetypene være riktige. Under arbeidet med den kvartærgeologiske modelleringen ble løsmassekartets grense mellom marin leire og fluvial grus fulgt. På bakgrunn skalaforskjellen vil ikke denne grensa være nøyaktig.

6.5.2 Programmets begrensninger

3D-modellens kvalitet avhenger av både av grunnlagsdataenes kvalitet, og modellskapers vurderinger. Resultatet blir en tolkning, som vil se forskjellig ut avhengig av hvem som utfører modelleringen. Etersom Subsurface Viewer baserer seg på manuell korrelering av boreloggene, krever det mye tolkning av modellskaper, og det gir rom for manuelle feil.

Å bruke to forskjellige program for å lage en modell har både fordeler og ulemper. I dette arbeidet har det godt å bruke Subsurface Viewer til å opprette strukturen fordi det er et intuitivt og relativt enkelt program og sette seg inn i, som er spesielt tilpasset geologer. FELOW har også funksjoner som tillater oppbygging av modellstruktur fra borekjerner. Dette programmet er imidlertid mye mer komplisert å sette seg inn i, så det ville tatt lenger til å få resultater å gå videre med. Fordelen med å bruke samme program til hele jobben er at det er enklere å tilpasse modellen underveis. Under arbeidet med modellen var det tilfeller hvor det ville vært ønskelig å endre den strukturelle modellen i FEFLOW, men problemene ble løst på andre måter fordi det ble sett på som for tidkrevende å endre strukturen i Subsurface Viewer, for så reopplaste den til FEFLOW. Om en velger en eller to ulike programmer bør avgjøres av tidsbruk, og om en kommer til å benytte programmet i fremtiden.

En alternativ programvare som også kan brukes til 3D-modellering av løsmasse-lagdeling er ArcScene, som er utviklet av ESRI, som også står for ArcMap, og har tilsvarende funksjoner som Subsurface Viewer. Programmets store fordel er at det er kompatibelt med ArcMap, som ble brukt til å ferdigstille grunnlagsdataene til modelleringen. En del tid ble brukt på å konvertere filformater mellom ArcMap og Subsurface Viewer, og kunne muligens vært unngått ved bruk av ArcScene.

6.5.3 Valg av modellens oppbygging og størrelse

Da løsmassesammensetningen i Melhus sentrum skulle forenkles til modellen, ble det valgt å slå sammen løsmassetyper med liknende hydrogeologiske egenskaper. Sammenslåingen av

rasavsetningene og det marine leirelaget ble gjort på basis av at de etterfulgte hverandre i en del av boreloggene. Begge løsmasstepene består av leire og silt, og vil derfor ha lignende hydrogeologiske egenskaper, så dette vurderes som en holdbar forenkling. De glasifluviale og fluviale sedimentene ble også slått sammen i de områdene lagene etterfulgte hverandre i boreloggene, som også sees på som en holdbar forenkling grunnet lik dannelsesmekanikk. Akviferens inndeling er strukket ut i hele modellområdet, men dette vil ikke gjenspeile virkeligheten. Kun dype boringer i hele modellområdet vil kunne gi et inntrykk av akviferens reelle oppbygging.

Resistivitetesmålingene brukt til å tolke løsmassesammensetningen i dypet har en viktig feilkilde. I de tilfellene hvor de glasifluviale avsetningene har svært salt porevann, vil løsmasstepen feiltolkes som marin leire (Solberg et al., 2014). I Melhus sentrum ble denne effekten korrigert for ved å kalibrere det resistivitetsprofilen som går igjennom sentrum med vannprøver. For de to resterende resistivitetsprofilene ble det imidlertid ikke foretatt noen vannprøver, så det er mulig det er foretatt feiltolkinger. Målingene i dette området ble valgt å se bort ifra ved en del tilfeller hvor de stod imot forventet løsmassteper i dypet. Dette gjelder spesielt i varmbuområdet på vestsiden av Gaula og under og sør for Melhusryggen hvor målingene indikerer leire, men utfra resten av magasinet oppbygging vil det være forventet grove masser. Om dette ikke stemmer vil magasinet ha mindre kapasitet enn modellert. Reell løsmassteper kan fastslås ved å utføre vannprøver i disse områdene. Akviferen ble også antatt til å være tilstede på nordsiden av Melhusryggen, som også kan føre til feilaktig overestimert kapasitet, hvis det ikke stemmer.

Modellen åpner for å fremstille kommunikasjon med Gaula ved å ha noen åpninger i det marine leirelaget langs elveløpet, der dette er påvist i nærliggende borekjerner. Det er også laget noen veldig tette områder der borekjernene indikerer dette. Mangel på detaljert informasjon i elveløpet gjør at det er vanskelig å gi en komplett belysning av muligheten for kommunikasjon mellom elva og akviferen.

6.6 Modellering i FEFLOW

Simuleringene med strømning- og varmetransportmodellen viste at modellen gjenskapte et realistisk bilde av vannivået i Melhus sentrum og forventet størrelse på senkningstraktene som fremkom av dagens grunnvannsuttak. Samspillet mellom Gaula og akviferen ble fremstilt uten korttidsvariasjoner grunnet den stasjonær simuleringsmodus. Modellen mottar også en større andel nydannelse fra tilsig fra sør enn fra Gaula, som ikke gjenspeiler det reelle systemet, sånn som det er tolken i denne oppgaven. Modellen fremstilte ikke det forventede

varmetransportsbildet nøyaktig, simuleringene viste en større grad av kuldespredning enn hva de registrerte dataene viser. Mulige årsaker til dette beskrives i avsnittene under, samt en vurdering av forholdene som påvirker modellenes kvalitet, og dermed simuleringsresultatene.

6.6.1 Grensebetingelser

Når grensebetingelser angis i modellen, vil den tilegnede verdien holde seg konstant gjennom simuleringsløpet (USGS, 1987). For denne modellen ble kjent trykkehøyde grensebetingelsen satt til sørlig og nordlig modellgrense. Den sørlige modellgrensen vil derfor simuleres som kilde for utømmelige vanntilførsel. Dette førte til at modellen mottok et større vannbidrag fra sør, enn fra infiltrasjon fra Gaula som er tolket til å stå for mest nydannelse. Den trykkavhengige grensebetingelsen som sammen med modellstrukturen regulerer elveinfiltrasjonen, er kompleks å kalibrere, derfor ble ikke dette rettet opp. Dette medførte at Gaulas bidrag ble undervurdert som tilsigskilde, og at områder oppstrøms for studieområdet i stedet gav et betydelig bidrag til grunnvannsnydannelsen. Dette medfører at modellen trolig ikke er så egnet for å bestemme maksimal kapasitet.

Ved den parametersettingen av varmeoverføringsmodellen ble reinfiltret kaldt vann representert ved punktdata som måtte tegnes langs hele vertikalaksen til laget, istedenfor kun filteret. Dette skyldes en begrensning på hvor mange grensebetingelser som kan tegnes hver node. Influensområdet for temperaturutvekslingen i modellen blir derfor kunstig stort. Modellen er derfor lite egnet til å bedømme vertikal kuldespredning. Den kan imidlertid brukes til å bedømme vertikal kuldespredning, som ifølge undersøkelsene til Flugsrud (2017) utgjør den største delen av temperaturspredningen ved pumping.

Modellen ble kalibrert til å fungere som en strømningsmodell. Ettersom det ikke var tilgang på like mye data om akviferens termiske egenskaper er varmetransportsmodellen mindre presis. Dette reflekteres i simuleringsresultatene, som ikke gjenspeiler kuldespredningen slik som den er kjent fra loggerdataene.

6.6.2 Modellavvik

Et viktig hjelpemiddel for å vurdere kvaliteten på simuleringene er beregningsfeilen, som angis etter hver simuleringsrunde. I strømningsmodellen reflekterer denne om stasjonær tilstand er oppnådd, ved at den totale vannbalansen blir beregnet. Alt vann som passerer grensebetingelsene er med i budsjettet. FEFLOW oppgir et tak på 0,001 for hvor stor feiltoleransen kan være før betingelsen om stasjonær tilstand er brutt (FEFLOW, n.d.). De fleste simuleringene som ble utført med oppgavens modell hadde en beregningsfeil på 0,01 til 0,02

altså 10- 20 ganger høyere. Programvarens manual (FEFLOW, n.d.) understreker at en beregningsfeil som er noe høyere enn feiltoleransen i modellen kan aksepteres, uten at modellen sees på som numerisk ustabil.

Modellens vannbudsjett fordelt på areal viser at noen områder av modellen viser en betydelig feil i vannstrømningen, trolig grunnet strukturelle feil i modellen knyttet til det tynne laget med marin leire under Gaula. Dette medførte feil fremstilt vanntransport mellom lag to (leire) og lag tre (topplag akvifer). Området ligger imidlertid et stykke unna sonene med brønner, og ser ikke ut til å påvirke simuleringsresultatene i dette området nevneverdig. Det ville vært mulig å rette opp i modellfeilen, men dette ville medført at alle modellparametrene måtte tilegnes på nytt, noe det ikke var tid til da feilen ble oppdaget. En forenkling av lagenes geometri ville trolig kunne forhindre at feilen oppstod.

6.6.3 Stasjonær- og transient simulering

Oppgavens scenarioer er modellert med stasjonær tilstand, altså med gjennomsnittsverdier for nedbør, lufttemperatur, elvevannstand. Derfor blir ikke korttidsfluktuasjonene i akviferen og elva fremstilt, men heller en likevektstilstand. Modellen kan allikevel brukes til å fange opp effekter som på sikt vil kunne forskyve likevektstilstanden, som hvis uttaket ville medført en gradvis senkning av grunnvannsspeilet.

En vellykket transient simulering krever tilgang på gode temporale data. Data fra grunnvannsloggerne med målefrekvens på seks ganger muliggjør kalibreringen av en svært presis modell. Ulempen er at korte tidssteg gjør simuleringene fort kan bli svært kompliserte, og at den store datamengden gjør at simuleringen tar svært lang tid å gjennomføre (Ersland et al., 1992). Under arbeid med den transiente modellen ble steglengden satt til 1 måned, fordi dataserien må kombineres med estimert vannstand i Gaula, som ikke er pålitelig nok til å lage mindre intervall.

Det kan være flere grunner til at den transiente simuleringen i oppgaven ikke gav anvendbare resultater. En ting er at Gaula vannstand ikke var direkte målt og at den konstruerte vannstanden ikke var presis nok. En annen er at er at modellen generelt sett ikke er presis nok til å kunne fange opp denne gradientens endring, og overføre denne til akviferen. Ved å inkludere loggerdata fra elva er det trolig mulig å lage en transient modell som kan gi en realistisk fremstilling av korttidsfluktuasjoner og elvekommunikasjon.

7 KONKLUSJON

Basert resultatene fra det utførte arbeidet kan følgende konklusjoner trekkes:

- Løsmassene i Melhus sentrum ble avsatt i kvartærtiden. Gjennom datasammenstillingen ble følgende adskilte lagenheter definert: Fra toppen i studieområdet: 1) Fluvial grus. 2) Marin leire med varierende mektighet. 3) Glasifluvial randåsavsetning som utgjør grunnvannsmagasinet. 4) Mektig leire og morene ned til fjell.
- Grunnvannsmagasinet kan beskrives som en lekkende akvifer, hvor infiltrasjon fra Gaula er hovedkilden for nydannelse, og det marine leirelaget i en viss grad hindrer nedbørsinfiltrasjon. Det er god hydraulisk kommunikasjon mellom grunnvannet og elva. Grunnvannsnivået fluktuerer med vannstanden i Gaula, men en viss treghet, som avhenger av avstand til elvebredden. Basert på likt fluktuasjonsmønster i alle brønnene tolkes grunnvannsforekomsten til å bestå av ett sammenhengende magasin.
- To strømningsmønster styrer grunnvannet. Den første styres av korttidsfluktasjoner i Gaula og går to veier: Ved vannstandstopper vil vannet strømme fra elva og over i akviferen, og ved vannstandsfall vil vannet strømme fra akviferen og over i elva. Den andre gradienten styres av Gaulas gradient, og den regionale grunnvannsgradienten som går fra sør mot nord.
- Grunnvannstemperaturen i magasinet ligger stabilt på 6-8°C avhengig av plassering. I nærheten av elva vil temperaturen påvirkes av elvevannet, men denne effekten dempes med dyp og avstand fra elvebredden.
- Ut fra prøvepumpingen og miljøindikatoranalysen kan det konkluderes med at grunnvannsforekomsten har høy kapasitet for vannuttak, og takler dagens nettouttak på 20 l/s uten senkning i grunnvannstanden. Observasjonsbrønnene ved Rådhuset og Brannstasjonen viser små tegn på termisk tilbakekobling som følge av uttaket.
- Et økt vann og varmeuttak uten fullstendig reinfiltrasjon vil kunne føre til økt infiltrasjon av elvevann fra Gaula, som kan føre til nedsatt temperatur og utfellingsproblematikk. Økte pumpe- og reinfiltrasjonsrater vil også kunne øke graden av termisk tilbakekobling, som kan redusere anleggenes kapasitet.
- Grunnvanns- og varmeuttak ved en fellesløsning og fullstendig reinfiltrasjon vil være et godt alternativ til dagens uttak ved enkeltanlegg, også med en økt uttakrate. Ved optimal plassering og dimensjonering kan uttaksløsningen begrense problemene som

vil oppstå med dagens uttaksløsning. Plassering av produksjonsområdet ved Brannstasjonen og returområdet ved Rådhuset er en løsning som vil kunne fungere godt.

- Akviferens maksimale uttakskapasitet vil begrenses av akviferens utstrekning, varmeledningsevne og infiltrasjonsmengde fra Gaula. Samtidig vil grunnvannaleggenes plassering, dimensjonering og grad av reinfiltrasjon også være en begrensende faktor.
- Modellen i FEFLOW gir trolig ikke en korrekt fremstilling av magasinets nydannelse fordi infiltrasjon fra Gaula gir et for lavt bidrag. Modellen kan utbedres med temporale målinger av Gaulas vannflate.
- Grunnvannslogging med miljøindikatorene trykk, temperatur og ledningsevne har vist seg å være en gunstig måte å tolke samspill mellom elv og akvifer. Metoden forutsetter at loggeren sitter i filterrøret for å fange opp variasjoner av ledningsevne og temperatur, ikke i foringsrøret, som er vanlig praksis ved grunnvannslogging.
- Beregnede verdier for hydraulisk konduktivitet med Kozeny-Carmans metode viser at den glasifluviale avsetningen har svært variert sammensetning, men at den generelt har svært gode strømningssegenskaper: Gjennomsnittlig konduktivitetsverdi er $2,8E-3$ m/s. Kozeny-Carmans formel er mer presis enn de mer brukte Hazens- og Gustavssons formel, fordi førstnevnte bruker informasjon fra hele kornfordelingskurven.

7.1 Anbefalinger og videre arbeid

Akviferens endelige utstrekning er vanskelig å kvantifisere grunnet få boringer i områdene utenfor sentrum. For å enklere kunne vurdere maksimalutstrekning og endelig uttakskapasitet anbefales:

- Dype boringer nord for Melhusryggen for å verifisere at det finnes gode vannførende masser i dette området.
- Brønner i Varmbu-Blekesøya-området med vannprøvetakning for å kunne bestemme om det forekommer glasifluviale masser i dypet eller om det er marin leire, som det tilsynelatende ser ut som fra resistivitetsprofilene til Solberg et al. (2014).

Analysen av miljøindikatorer som ble logget i ORMEL-brønnene har gitt verdifull informasjon om strømningsmønsteret i akviferen, og samspillet mellom akvifer og elv. For å bestemme omfanget av elveinfiltrasjonen og mer effektivt overvåke endringer som oppstår ved et økt uttak foreslås det å:

- Bytte ut alle mini-diverene i sentrum med CTD-divere som også måler elektrisk ledningsevne. Undersøkellesbrønnene nærmest elva bør prioriteres under overvåkingen.
- Utføre en pumpetest i brønn GI med høy pumpehastighet og CTD-logger å se hvor mye pumping som skal til før det begynner å inndra betydelige mengder elvevann. Dette vil sees som en senkning i hydraulisk ledningsevne og en økning eller senkning i temperatur avhengig av temperaturen på elvevannet. Resultatet kan brukes til å vurdere dette områdets uttakskapasitet med tanke på retablering av anlegget til Gimse ungdomsskole.
- Utføre grunnvannslogging direkte i Gaula både oppstrøms og nedstrøms for studieområdet. Dette vil kunne gi informasjon om hvordan elvegradienten fluktuerer gjennom året. Målingene vil forenkle en kvantifisering av samspillet mellom elv og grunnvann, og kan brukes til å kalibrere en presis transient modell i FEFLOW.

Grunnvannsuttag ved en felles løsning ser ut til å være den utnyttelsesstrategien som vil være mest optimal for Melhus sentrum i fremtiden, spesielt med tanke på fremtidig vekst og økt energibehov. Ved en eventuell etablering av denne løsningen foreslås det at følgende momenter tas i betraktning:

- Kompensere hele uttaket med reinfiltrasjon, for å hindre for stor grad av inndragning av elvevann som kan påvirke temperatur og føre til utfellingsproblematikk.
- Tilstrekkelig stor avstand mellom returområdet og produksjonsområde for å sørge for at returvannet har lang nok oppholdstid til å reetablere normaltemperaturen før den eventuelt gjenbrukes i produksjonsområdet.
- Fortsette den pågående overvåkingen av grunnvannsstand, temperatur og elektrisk ledningsevne i både observasjonsbrønner, returbrønner og anlegg for å forutse eventuelle problemer som kan oppstå på sikt.

8 REFERANSER

- Andersen, A. B. S. (2017) *Grunnvannsbaserte varmepumper - Tilrettelegging for bruk av grunnvann til oppvarming og kjøling i Melhus sentrum - sentralisert løsning*. Masteroppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Andersson, A., Andersson, O. og Gustavson, G. (1984) *Brunnar. Undersökning - Dimensionering - Boring - Drift*. Stockholm: Statens råd för byggnadsforskning.
- Banks, D. et al. (1997) *Kjemisk kvalitet av grunnvann i fast fjell i trøndelagsfylkene*. (NGU-rapport 98.089). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse (NGU). Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/kjemisk-kvalitet-av-grunnvann-i-fast-fjell-i-trondelagsfylkene> (Hentet: 03.02.2018).
- Banks, D. (2012) *An Introduction to Thermogeology: Ground Source Heating and Cooling*. 2. utg. Wiley-Blackwell.
- Bargel, T. H., Lagerback, R. og Nenonen, K. (2007) *Beskrivelse til kvartærgeologisk kart over Midt-Norden*. (NGU-rapport 2007.024). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse (NGU). Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/beskrivelse-til-kvart-rgeologisk-kart-over-midt-norden> (Hentet: 02.09.2017).
- Brattli, B. (2009) *Fysisk og kjemisk hydrogeologi - Kompendium i faget TGB4205 Hydrogeologi*. . 3. utg. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Brattli, B. (2014a) *Ingeniørgeologi løsmasse* 1. utg. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Brattli, B. (2014b) *Beskrivelse av vanntransportert materiale - Forelesningsnotat i Ingeniørgeologi Grunnkurs*. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Brøste, H. M. (2016) *Grunnvarmeanlegg i Melhus - Vurdering av vannkjemien*. Prosjektoppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Brøste, H. M. (2017) *Vannkvalitet knyttet til grunnvannsbaserte grunnvarmeanlegg i Melhus og Elverum*. Masteroppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Carter III, W. D. (2003) Goodbye, Hazen; Hello, Kozeny-Carman, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 129(11), s. 3. doi: 10.1061/(ASCE)1090-0241(2003)129:11(1054).
- Chapuis, R. P. og Legare, P. P. (1992) *A simple method for determining the surface area of fine aggregates and fillers in biruminous mixtures*. Philadelphia: ASTM International.
- Chapuis, R. P. og Aubertin, M. (2003) On the use of the Kozeny-Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils, *Canadian Geotechnical Journal*, 40(3), s. 13. doi: 10.1139/T03-013.
- Clauser, C. og Huegins, E. (1995) *Thermal Conductivity of Rocks and Minerals - Rock physics & phase relations: a handbook of physical constants*. Washington D. C: American Geophysical Union.
- Colleuille, H., Pedersen, T. S. og Dimakis, P. (2004a) *Formål og metoder*. (Elv og grunnvann - Analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark Rapport 1). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE).
- Colleuille, H. et al. (2004b) *Materiale og feltmålinger*. (Elv og grunnvann - Analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark Rapport 2). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)).
- Colleuille, H., Wong, W. K. og Dimakis, P. (2004c) *Grunnvannsmodellering*. (Elv og grunnvann - Analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark Rapport 3). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE).
- Colleuille, H., Wong, W. K. og Dimakis, P. (2005) *Oppsummering og anbefalinger*. (Elv og grunnvann Sluttrapport). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)).

- Dahl, R. og Brattli, B. (2005) *Kvartærtiden og dens avsetninger i Norge*. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Dingman, S. L. (2008) *Physical Hydrology*. 2. utg. Waveland Press.
- Dyrud, I. F. (2008) *Kartlegging av grunnvarmepotensialet i Seljord* Masteroppgave, Høgskolen i Telemark.
- Eckholt, E., Finsrud, R. og Snekkerbakken, A. M. (1995) *Grunnvann - Kunstig infiltrasjon*. (GIN-veileder 11): Norges geologiske undersøkelse (NGU), Miljøverndepartementet. Tilgjengelig fra: http://www.grunnvanninorge.no/GiN_veiledere/gv-11.pdf (Hentet: 22.10.2017).
- eKlima (2017) *Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner*. Tilgjengelig fra: www.eklima.met.no (Hentet: 02.01.2017).
- Ersland, B.-G. et al. (1992) *Numerisk modellering av grunnvannsstrømning - en introduksjon*. (NGU-rapport 92.258): Norges Geologiske Undersøkelse, IBS Scientific Centre Bergen. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/numerisk-modellering-av-grunnvannsstromning-en-introduksjon> (Hentet: 03.02.2018).
- FEFLOW (n.d.) *FEFLOW 7.1 Documentation*. Tilgjengelig fra: http://www.feflow.info/html/help71/feflow/mainpage.htm#t=02_News%2Fnews.html (Hentet: 07.03.2017).
- Fetter, C. W. (1994) *Applied Hydrogeology*. 3. utg. University of Michigan: Macmillan.
- Flugsrud, I. S. (2017a) *Vann- og varmetransport i grunnvannsakviferen i Melhus sentrum - konseptuell vurdering*. Masteroppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Flugsrud, I. S. (2017b) *Minaralogisk sammensetning og varmeledningsevne i løsmasser i Melhus sentrum*. Prosjektoppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Folkehelseinstituttet (2016) *Kjemisk og fysisk vannkvalitet*. Tilgjengelig fra: <https://www.fhi.no/nettpub/mihe/vann/Vannkvalitet/> (Hentet: 15.04.2018).
- Førde, M. J. (2015) *Numerisk 3D-modellering av kvartærgeologi og hydrogeologi i Melhus sentrum*. Masteroppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- GRANADA (2017) *Nasjonal Grunnvannsdatabase*. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/granada/> (Hentet: 20.09.2017).
- Grunnvann i Norge (2015) *Grunnvann i Norge*. Tilgjengelig fra: http://www.grunnvanninorge.no/grunnvann_i_norge.php (Hentet: 01.11.2018).
- Grunnvann i Norge (2016a) *Hva er grunnvann*. Tilgjengelig fra: http://www.grunnvanninorge.no/grunnvann_hva_er.php (Hentet: 21.02.2018).
- Grunnvann i Norge (2016b) *Hydrogeologisk ordbok*. Tilgjengelig fra: http://www.grunnvanninorge.no/top_ordbok.php (Hentet: 08.10.2017).
- Gustafson, G. (1983) *Brunnsystem för värmelagring och värmeutvikling i akviferer*. (R39:1983). Göteborg: Buggforskningsrådet.
- Hansen, L. et al. (2007) Facies characteristics, morphology and depositional models of clay-slide deposits in terraced fjord valleys, Norway, *Sedimentary Geology*, 202, s. 710-729. doi: doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.08.004.
- Hilmo, B. O. (2007) *Grunnvannsføremønstre i Melhus Kommune - Risiko- og statusvurdering*. Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), Asplan Viak.
- Hiscock, K. M. og Bense, V. F. (2014) *Hydrogeology - Principles and Practice*. 2. utg. Wiley-Blackwell.
- Hoydedata (2017) *Hoydedata.no*. Tilgjengelig fra: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/> (Hentet: 15.09.2017).

- Insight (2014) *Manual - Subsurface Viewer XL and Subsurface Viewer MX 6.0*. Tilgjengelig fra: <http://subsurfaceviewer.com/ssv/> (Hentet: 15.11.2017).
- Kalskin, R. og Hilmo, B. O. (1999) *Kartlegging av potensialet for grunnvarmeuttak fra løsmasser i Elverum*. (NGU-rapport 99.008): Norges geologiske undersøkelser (NGU), Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE).
- Kirkhusmo, L. A. og Sønsterud, R. (1988) *Overvåing av grunnvann - Landsomfattende grunnvannsnett (LGN)*. (NGU-rapport 88.046). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse (NGU).
- Kruseman, G. P. og de Ridder, N. A. (1970) *Analysis and Evaluation of Pumping Test data*. Wageningen: International Institute for Land Reclamation and Improvement.
- Kummeneje, O. (1978) *Melhus Kommune - Reguleringsplan Høgegga. Orienterende grunnundersøkelser*. Kummeneje.
- Lefstad, O. (2007) *Datarapport fra grunnundersøkelse - Boligfelt Lenamelen - Melhus*. Trondheim: Rambøll.
- Loudon, A. G. (1952) The computation of Permeability from Simple Soil Tests, *Geotechnique*, 3(4), s. 163-183. doi: 10.1680/geot.1952.3.4.165.
- Mathers, S. J., Wood, B. og Kessler, H. (2011) *GSI3D - Software manual and methodology*. Nottingham: British Geological Survey.
- Mauring, E. (1992) *Refraksjonsseismiske målinger på Melhus, Melhus kommune, Sør-Trøndelag*. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse (NGU).
- Melhus kommune (2015) *Om kommunen*. Tilgjengelig fra: <http://www.melhus.kommune.no/om-kommunen.341790.no.html> (Hentet: 03.02.17 2017).
- Nedre Romerrike Vannverk (n.d.) *Vannanalyser og grenseverdier*. Tilgjengelig fra: <http://www.nrva.no/index.php/laboratoriet/vannanalyser-og-grenseverdier>.
- Norges geologiske undersøkelse (2014) *Geofysiske Metoder*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/geofysiske-metoder> (Hentet: 10.03.17 2017).
- Norges geologiske undersøkelse (2015 a) *Seismiske metoder*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/fagomrade/seismikk> (Hentet: 10.03.17 2017).
- Norges geologiske undersøkelse (2015 b) *Gravimetri*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/fagomrade/gravimetri> (Hentet: 10.03.2017 2017).
- Norges geologiske undersøkelse (2016) *Elektriske metoder*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/elektriske-metoder> (Hentet: 10.03.17 2017).
- Norges vassdrags- og energidirektorat (2017) *NVE- atlas: Hovedkartløsning som inneholder de fleste av NVEs tematiske kartdata*. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/karttjenester/kartverktoy/nve-atlas/> (Hentet: 01.09.2017).
- Odong, J. (2008) Evaluation of Empirical Formulae for Determination of Hydraulic Conductivity based on Grain-Size Analysis, *The Journal of American Science*, 3(3), s. 7. Tilgjengelig fra: <http://www.sciencepub.net/american/0303/10-0284-Odong-Evaluation-am.pdf> (Hentet: 05.11.2017).
- Pedersen, T. S., Kirkhusmo, L. A. og Kannick, H. (2003) *Overvåkning av grunnvann. Landsomfattende grunnvannsnett*. (Rapport nr. 1/2003). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE).
- Postawa, A. og Colin, H. (2013) *Best Practice Guide on the Control of Iron and Manganese in Water Supply*. London: IWA Publishing.
- Ramstad, R. K. (2011) *Grunnvarme i Norge - Kartlegging av økonomisk potensial*. (1503-0318). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), Asplan Viak.
- Reite, A. J. (1983) *Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1621 IV - M 1:50 000*. (Nr. 391). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse (NGU).

- Reite, A. J., Seian, H. og Erichsen, E. (1999) *Trondheim fra istid til nåtid - landskapshistorie og løsmasser*. (Gråsteinen 0807 - 4801). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse (NGU).
- Reynolds, J. M. (2011) *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2. utg. Wiley-Blackwell.
- Riise, M. H. (2015) *Praktisk guide for grunnvarmeanlegg basert på oppumpet grunnvann*. Masteroppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Rød, J. K. (2015) *GIS - verktøy for å forstå verden*. Trondheim: Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke.
- Sandven, R. et al. (2015) *Geotechnics - Field and Laboratory Investigations*. Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Schlumberger (n.d.) Groundwater Monitoring Solutions - Diver, i Service, S. W. (red.). The Netherlands: Schlumberger Water Service.
- seNorge (2016) *Kart over snø-, vær-, og vannforhold og klima for Norge*. Tilgjengelig fra: www.xgeo.no (Hentet: 02.11.2017).
- Solberg, I. L., Dagestad, A. og Dalsegg, E. (2014) *2D resistivetsmålinger ved Brubakken, Melhus sentrum og Skjerdingsstad i Melhus kommune, Sør-Trøndelag. Data og tolkninger*. (NGU-rapport 2014.022). Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse (NGU). Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/publikasjon/2d-resistivetsma-linger-ved-brubakken-melhus-sentrum-og-skjerdingsstad-i-melhus-kommune> (Hentet: 04.03.2017).
- Statens kartverk (2017) *FKB3 WMS (1:12000)*. Tilgjengelig fra: <http://wms.geonorge.no/skwms1/wms.fkb3?service=WMS&request=GetCapabilities> (Hentet: 10.09.2017).
- Statens Vegvesen (2005) Håndbok 014 Laboratorieundersøkelser *Kornfordeling ved sikting* (s. 5).
- Statens vegvesen (2013) *Georadar*. Tilgjengelig fra: <http://www.vegvesen.no/fag/teknologi/Vegteknologi/Tilstandsregistrering+p%C3%A5+veg/Georadar> (Hentet: 10.03.17 2017).
- Statistisk Sentralbyrå (2016) *Kommunefakta Melhus*. Tilgjengelig fra: <https://www.ssb.no/kommunefakta/melhus> (Hentet: 03.02.17 2017).
- Stene, J. (2000) *Varmepumper for oppvarming og kjøling av bygninger*. Trondheim: SINTEF Energiforskning AS.
- Storrø, G. (2000) *Grunnvannsundersøkelser i tilknytning til planlagte energibrønner i Lena-området, Melhus sentrum*. Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse (NTNU).
- Tassis, G., Gellein, J. og Rønning, J. S. (2017) *Depth to bedrock and bedrock morphology from gravity measurements at Melhus, Melhus Municipality, Sør-Trøndelag*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse (NGU).
- Tømmerdal, H. M. (2017) *En evaluering av empiriske formler som relaterer kornfordeling til hydraulisk konduktivitet og deres egenhet til bruk i fluviale og glasifluviale sedimenter*. Masteroppgave, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Tørum, E. (2006) *Kvikkleirekartlegging, Melhus Geoteknisk Datarapport*. Trondheim: Multiconsult.
- United States Geological Survey (1987) *Definition of Boundary and Initial Conditions in the Analysis of Saturated Ground-Water Flow Systems - An Introduction*. Washington: United States Geological Survey (USGS).
- Vukovic, M. og Soro, A. (1992) *Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition*. Littleton.
- Wolff, F. C. (1979) *Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kart Trondheim og Østersund 1:250 000*. (Skrifter 353). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse (NGU).

VEDLEGGSLISTE

Vedlegg A: Grunnlagsdata til Subsurface Viewer

Vedlegg B: Grunnvarmeanleggene i Melhus

Vedlegg C: Kornfordelingsanalyser

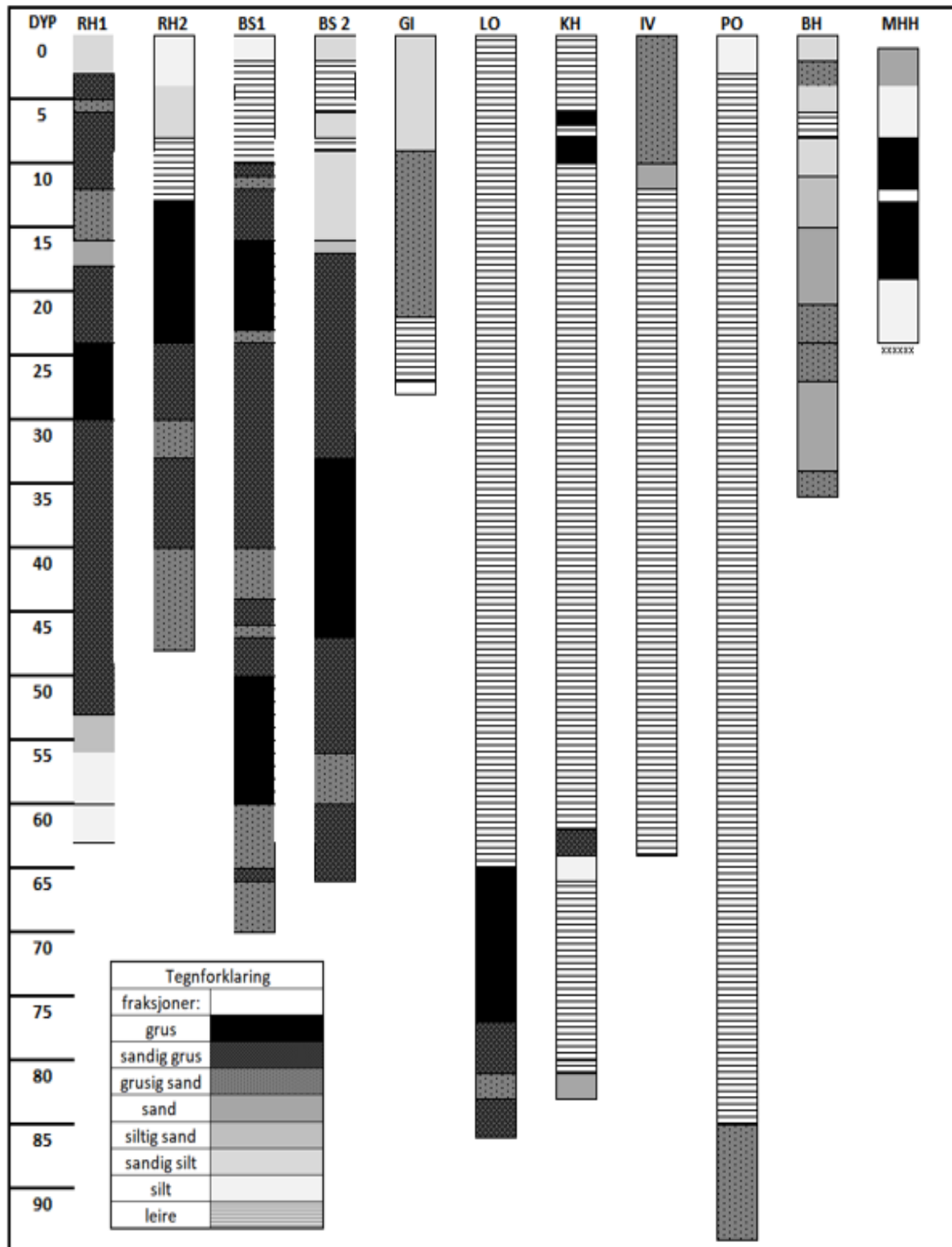
Vedlegg D: FEFLOW: Resultatbilder

Vedlegg E: Beregninger av infiltrert nedbør

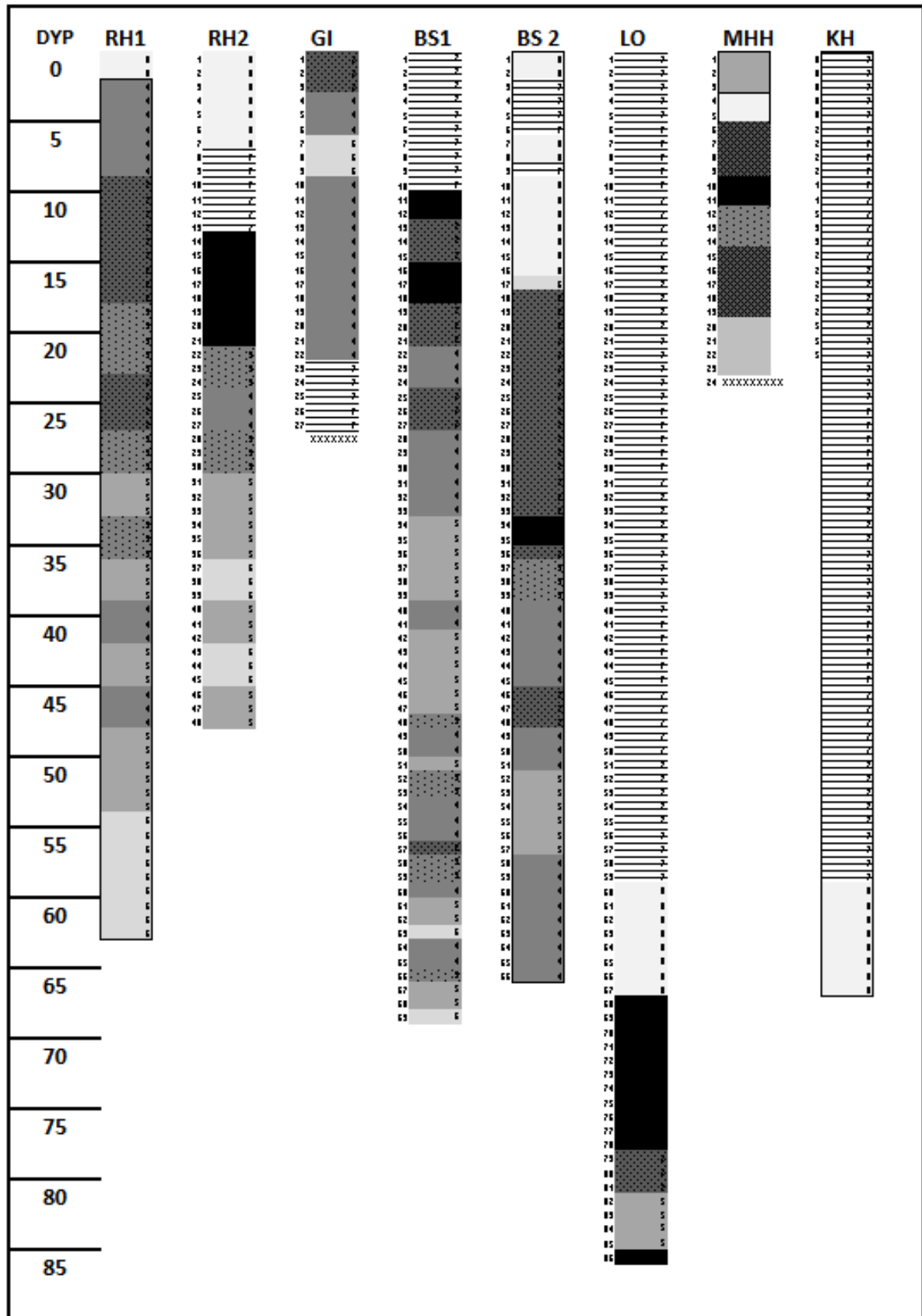
Vedlegg F: Digitale vedlegg

Vedlegg A: Grunnlagsdata til Subsurface Viewer

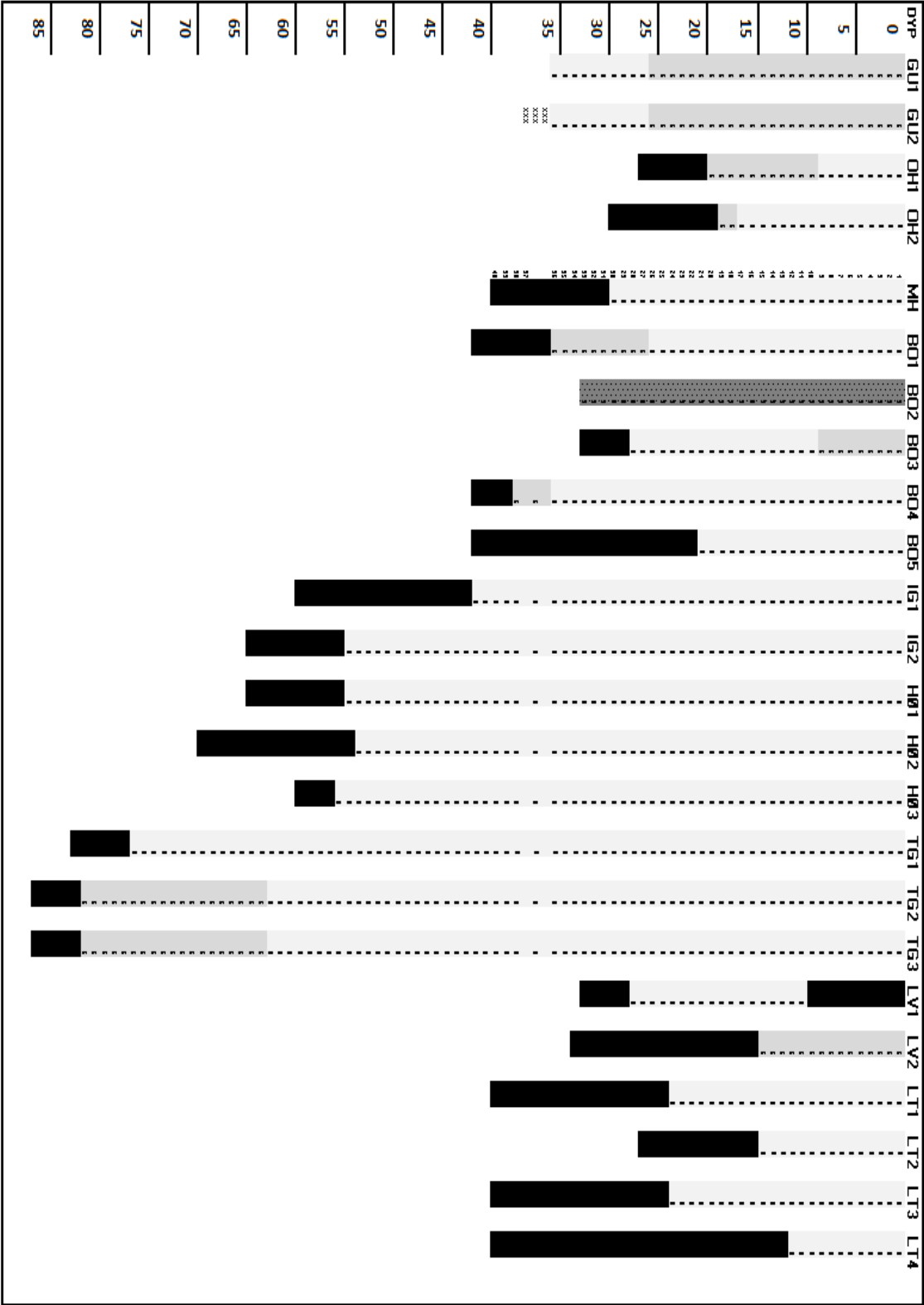
A.a: Borelogger fra ORMEL-brønnene. Visuell inspeksjon



A.b: Borelogger fra ORMEL-brønnene. Kornfordelingsanalyse.



A.c: Borelogger fra øvrige løsmassebrønner. Fra visuell inspeksjon



A.d) Borelogg fra Losjeveien 2 – inkludert vanngiverevne og sannsynlig filterdyp

Dyp (m):	Fraksjon (visuelt)	MP	Slamfarge	Vannføring	Ferdig brønn	VP	Kommentarer og merknader:
0							
1							
2							
3							
4							sandig, siltig leire. Mest leire.
5							
6							
7							Siltig leire.
8							
9							
10							
11							
12							Leire.
13							
14							
15							
16							
17							
18							
19							
20							
21							
22							
23							
24							
25							
26							
27							
28							
29							
30							
31							
32							
33							
34							
35							
36							
37							
38							
39							
40							
41							
42							
43							
44							
45							
46							
47							
48							
49							
50							
51							
52							
53							
54							
55							
56							
57							
58							
59							Grov grus og stein. Noe rundte.
60							
61							
62							
63		1					5 meter filter. Plassering noe usikkert
64							1 mm slisser de 4 første meterne
65							
66		3					
67							
68							0,75 mm slisser siste meteren.
69		2					
70							

69 meter

A.e Geotekniske rapporter benyttet i tolkningen

År	Aktør	Sonderinger	Sonderingsdyp	Piezometer	Masseprøver	Område	Resultat	Referanse
2006	MC	4		? ja, ikke grunnvann	5	Melhusryggen ny bru over gaula, utenfor stud.område	ca 30 m leire, så grus	
1991	SVV	7		7 ja, ikke grunnvann	-	ny bru over gaula, utenfor stud.område	Sandig, siltig leirig materiale	Hove, 1991
2000	SVV	5 profiler		? ja, ikke grunnvann	-	stud.område Lenalmellen boligfelt,		Hove, 2001
2007	RMBL	2		30 ja, ikke grunnvann	-	gaulas østre banke	Leire, så 30 m grus. Glasifluvi	Lefstad, 2007
2001	SC	5		12 ja, ikke grunnvann	-	Lena	leire11 m.u.t, så grus	Kristiansen, 2001
2005	RMBL	3		9 ja, ikke grunnvann	-	MHR vestre flanke	Leire 2-5 m, så grovt	Lyche, 2005
2005	RMBL	5		11 ja, ikke grunnvann	2	MHR vestre flanke	Leire 2-5 m, så grovt	Lyche, 2005
2011	RMBL	7		30 ja, ikke grunnvann	10	Melhus Omsorgscenter	Tørrskorpeleire/matjord 1 m, så friksjonsmasser, sand grus	Pedersen, 2011
2013	RMBL	8		25 ja, ikke grunnvann	2	Almåsgården Melhus	3 m tørrskorpeleire, så sandgrus	Søreide, 2013
2008	MC	3		9 nei	-	Gaula, N for Gimsebru	grovt hele veien. Fluvialt+glasifluvi	Solheim, 2008
1974	KJ	5		20 nei	1	Skoletomt ved løvsetveie, høgga	marin leire, stedvis høy sensitivitet	Kummeneje, 1974
1987	KJ	10		19 nei	3	Melhusryggen	silt og leire	Kummeneje, 1987
1985	KJ	5		6 nei	2	Gimse videregående skole	tørrskorpeleire/sand og grus	Eggereide, 1985
1995	KJ	3		13 nei	2	Høgga	Tørrskorpeleire	Emaus, 1996
1998	SC	3		18 nei	2	Brubakken/Gylle	Leire/tørrskorpe/kvikk	Eggereide, 1998
1977	SVV	9 profiler		10 nei	-	Åsvegen, langs melhusryggens nordre fot	steder grovt materiale fom. 6-	Tautra, 1977

A.f: ORMEL-brønnene

Dette avsnittet gir en oversikt over de borede undersøkelsesbrønnene knyttet til ORMEL-prosjektet. Samtlige brønner er boret av Hallingdal Brønn og Graverservice AS med ODEX-boring. Under mange av boringene ble det tatt masseprøver hver 3. meter i noen intervaller.

Rådhuset 1 (RH) ble boret 24.11.15 ned til 63 m under terreng, med en borediameter på 168mm. Boringen ble stoppet grunnet slitasje på krone. Det ble tatt 24 masseprøver. Filterrør på 6 m med 1 mm åpning og 134 mm diameter ble satt 18.04.16.

Rådhuset 2 (RH2) ble boret 30.03.2016 ned til 48 m under terreng, med en borediameter på 219 mm. Vanskelige forhold stoppet boringen. Det ble tatt 13 masseprøver. Filterrør på 6 m med 1 mm åpning og 165 mm diameter ble satt 19/4-16.

Brannstasjonen 1 (BS1) ble boret i perioden 26.11.15 – 01.12.15 ned til 70 m under terreng, med en borediameter på 168mm. Det ble tatt 32 masseprøver under boringen. Slitasje på borkrone stoppet boringen. Filterrør på 6 m med 1 mm åpning og 134 mm diameter ble satt 13.04.16.

Brannstasjonen 2 (BS2) ble boret i perioden 16.03.16 – 29.03.2016 ned til 63 m under terreng, med en borediameter på 168mm. Det ble tatt 24 masseprøver. Filterrør på 6 m med 1 mm åpning og 134 mm diameter ble satt 20.04.16.

Gimse (GI) ble boret 25.11.2015 ned til 30 m under terreng, med en borediameter på 168mm. Det ble tatt 9 masseprøver. Fjell ble truffet ved 27,5 m. Filterrør på 6 m med 1 mm åpning og 134 mm diameter ble satt 25.09.17

Barnehagen (BH) ble boret i perioden 15.03.16 ned til 36 m under terreng, med en borediameter på 168 mm. Det ble tatt 11 masseprøver. Det oppstod et brudd på foringsrøret da det skulle bores videre fra 36 m. Boringen ble derfor avsluttet her, og det var ikke mulig å filtersette brønnen. Bruddet antas å være i en av de første skjøtene.

Losjeveien (LV) ble boret i perioden 02.12.15 – 08.12.15 ned til 86 m under terreng, med en borediameter på 219 mm. Det ble tatt 30 masseprøver under boringen. Slitasje på borkrone stoppet boringen. Filterrør på 4 m med 1 mm åpning, 1 m med 0,75 mm åpning nederst og 165 mm diameter ble satt 09.12.16.

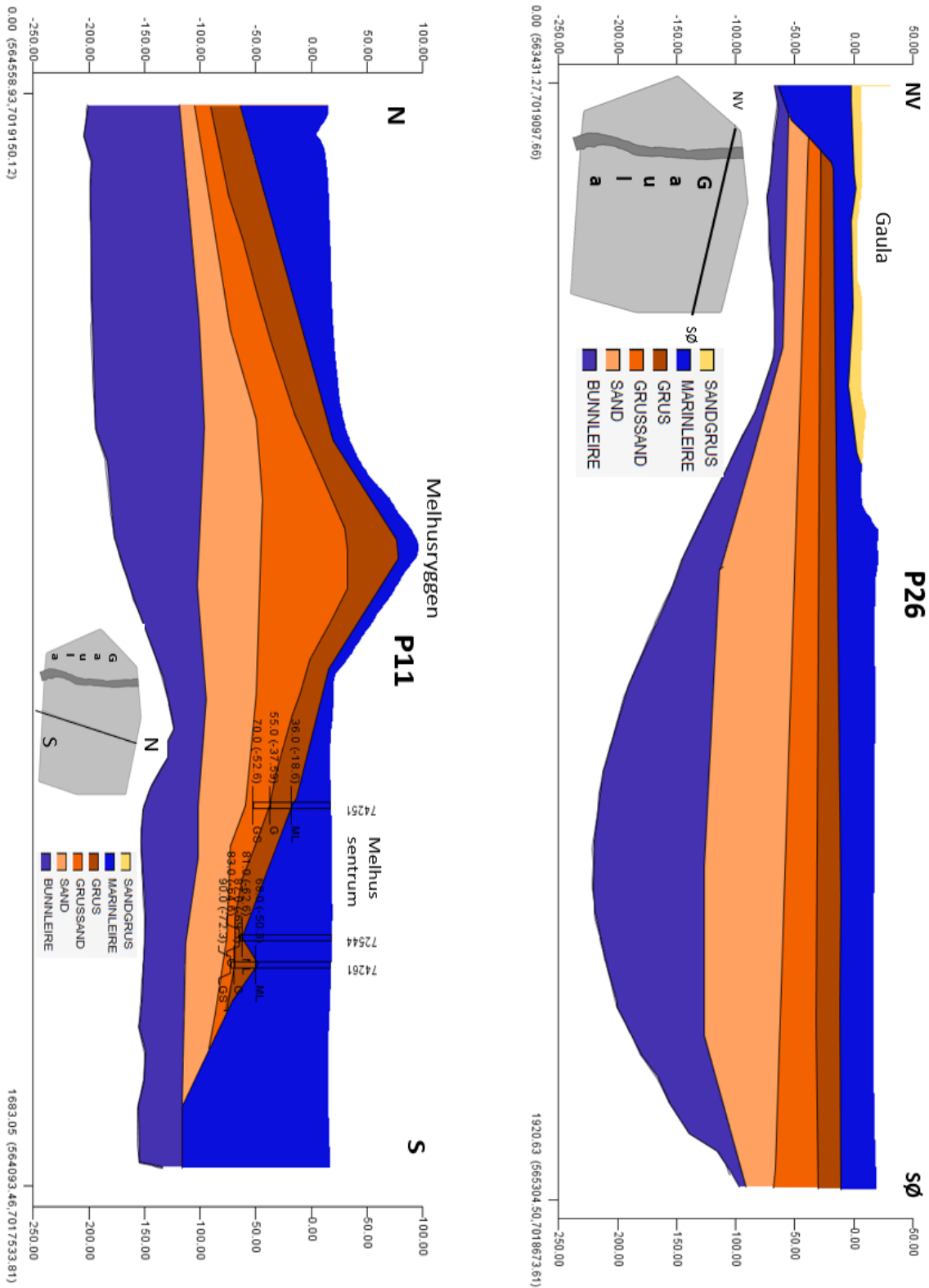
Pottevegen (PO) ble boret 10.05.16 ned til 94 m under terreng, med en borediameter på 219 mm. Boringen ble stoppet grunnet vanskelig inndrift. Det ble tatt 6 masseprøver. Filtterrør ble ikke satt fordi det ikke ble påtruffet masser med god vannføringsevne.

Kuhaugen (KH) ble boret 04.04.16 ned til 83 m under terreng, med en borediameter på 219 mm. Boringen ble stoppet grunnet vanskelig inndrift. Det ble tatt 2 masseprøver. Filtterrør ble ikke satt fordi det ikke ble påtruffet masser med god vannføringsevne.

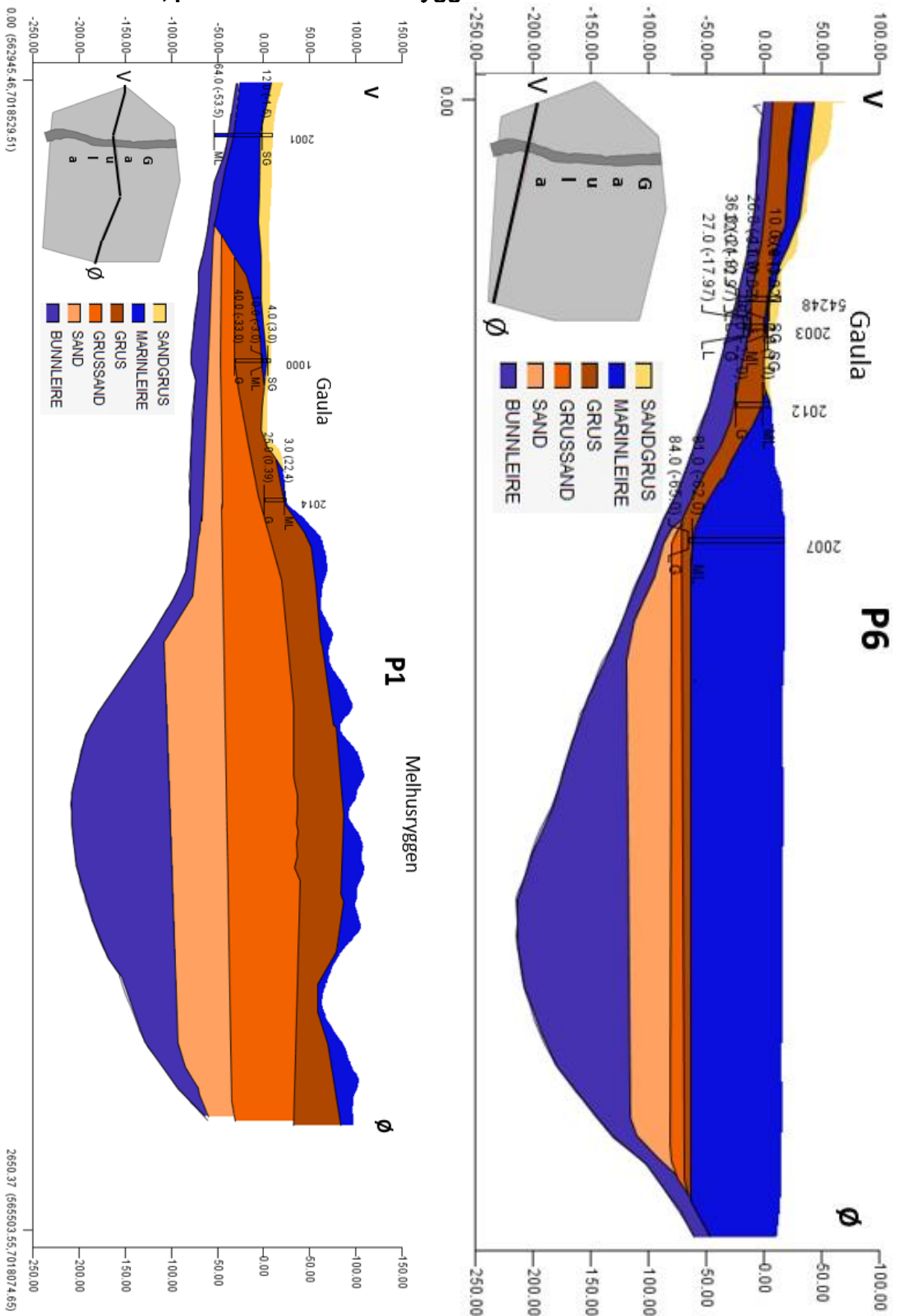
Idrettsveien (IV) ble boret 12.04.16 ned til 66 m under terreng, med en borediameter på 168 mm. Boringen ble stoppet grunnet truffet fjell ved 64 m. Det ble tatt 2 masseprøver. Filtterrør ble ikke satt.

A.g: Store profiler

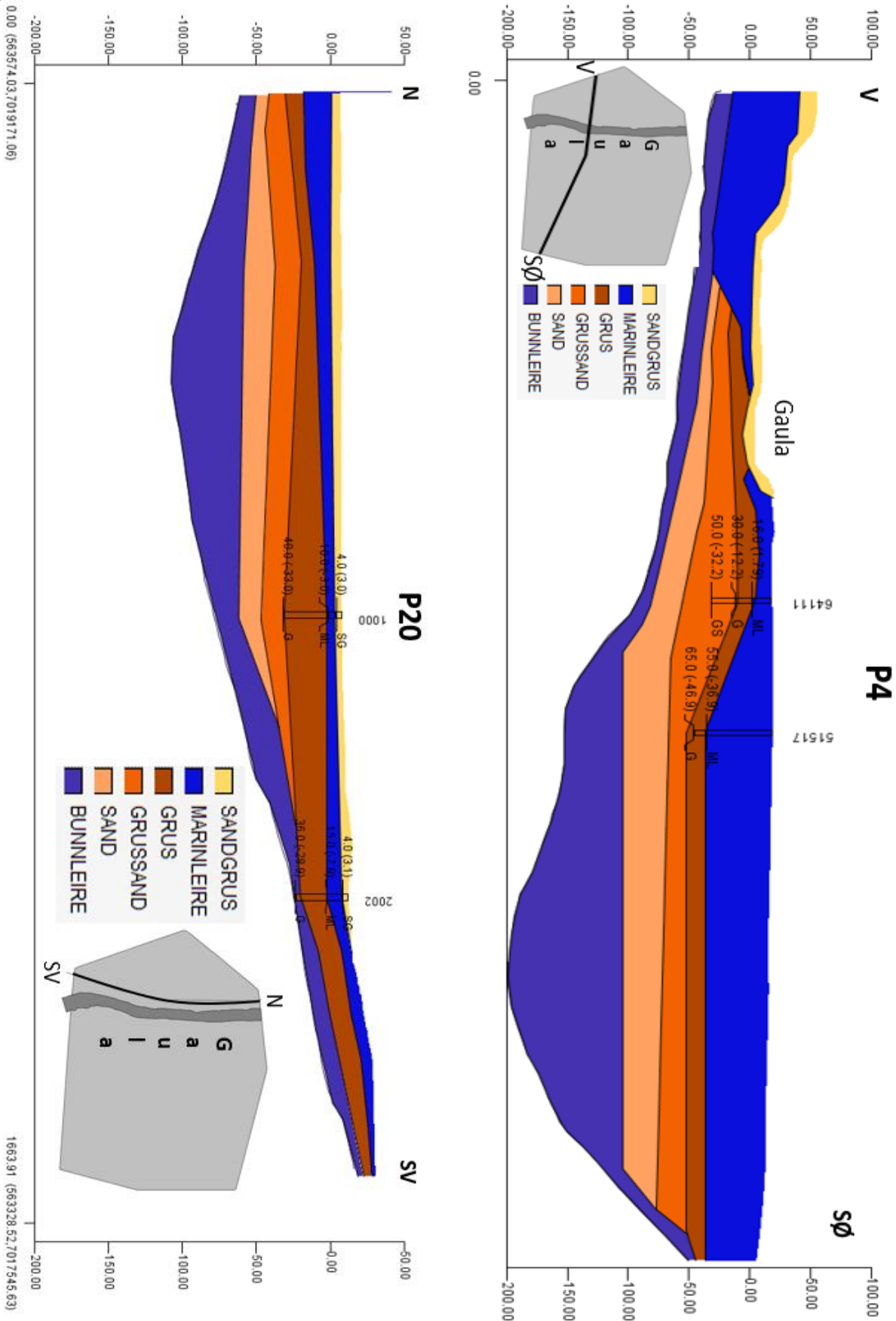
Profil 11: N-S gjennom Melhus sentrum via Melhusryggen og profil 26: Langs nordlige områdeavgrensning



Profil 1: Parallelt med Melhusryggen topp og profil 6: Langs sør-enden av modellområdet, parallelt med Melhusryggen



Profil 20: Parallelt og vest for Gaula og profil 4: Parallelt med Melhusryggen, gjennom sentrum



Vedlegg B: Grunnvarmeanleggene i Melhus

Lenavegen 3 er et anlegg som er knyttet til en rehabiliteringsinstitusjon og har vært i drift siden 1999. Anlegget har ingen returbrønn, men sender returvannet ut i Gaula. Det oppstod en brønnskollaps påsken 2013, da brønnen gikk tom for vann, og grunnvannspumpa begynte å ta inn rustrødt vann som ødela varmeveksleren. Anlegget kom tilbake i drift februar 2014, etter det hadde blitt opprettet en ny produksjonsbrønn.

Melhuset er et forretningsbygg, som fikk etablert et grunnvannsanlegg i 1999. Dette anlegget sender også returvannet ut i Gaula. I 2014 ble det oppdaget et rustutfellingsbelegg på omtrent en cm i returrøret etter varmeveksleren. Dette ser ikke ut til å ha påvirket driften i stor grad

Lena terrasse er et boligfelt knyttet til et grunnvannsanlegg som kom i drift i 2003. Anlegget har returbrønn, som reinfiltrerer vannet tilbake i grunnvannsmagasinet. Etter drift i tre år oppstod det store problemer med gjentetting av pumpe, varmeveksler og brønnene, som førte til overflømminger i returbrønnen. Både produksjonsbrønnen og returbrønnen ble syresatt for å fjerne utfellinger. I 2009 måtte anlegget likevel stenge. En videoinspeksjon av produksjonsbrønnen viste rustutfelling i nedre del av brønnrøret og øvre del av brønnfilteret. Dette skyldes antagelig at pumpa har stått i filteret slik at grunnvannsnivået i perioder har vært under øvre filterkant, noe som sender oksygen inn i systemet. Videoinspeksjon av returbrønnen viste stor slamdannelse fra 23. m dyp. Det ble boret en ny brønn, og anlegget er i drift igjen i dag.

Idegården er et bygg som huser forretningslokaler, kontorer og leiligheter. Gårdens grunnvarmeanlegg ble igangsatt i 2008 og består av en produksjonsbrønn og en returbrønn. Anlegget benyttes oppvarming og kjøling. En tredjedel av kapasiteten brukes til kjøling, hvor vannet får en temperatur på omtrent 30°C. Resten av vannet benyttes til oppvarming hvor det får en temperatur på ca. 8°C. Vann fra begge prosesser blandes, og får da en temperatur på ca. 12°C før det reinjiseres i grunnvannsmagasinet. Motoren i grunnvannspumpen har gått to ganger grunnet for høy pumpehastighet over lenger tid. Dette resulterte i at vannet trengte inn i motoren og dannet et rustbelegg som førte til slitasje. Etter installasjon av en frekvensomformer som kontrollerer pumpehastigheten har det ikke vært problemer med anlegget.

Thoragården består av kontorlokaler, leiligheter, butikker og treningssenter. Grunnvarmeanlegget har produksjons- og returbrønn, og ble satt i drift i 2013. Grunnvannet benyttes til oppvarming av bygget og avkjøling av kjølebatteriet til byggets ventilasjonsanlegg

og kompressorene til butikkdriften. Et filter er plassert foran varmeveksleren for å hindre gjentetting av sedimenter. En strømstans etter et års drift førte til at anlegget ble stående stille i 10 timer. Etter dette klarte ikke returbrønnen å ta unna alt vannet, noe som førte til at brønnkummen ble oversvømt flere ganger. Uttaket til produksjonsbrønnen er prosjektert til 13,7 l/s, men returbrønnen kunne ikke ta unna mer enn 2,8 l/s og uttaket ble derfor justert ned.

Oterholmgården består av næringsbygg og kontorer. Anlegget ble etablert i 2010. I løpet av det første driftsåret hadde returbrønnen problemer med å ta unna alt infiltrasjonsvannet. For å imøtekomme dette problemet ble det installert en frekvensomformer for å styre grunnvannspumpen etter varmpumpens behov. Dette har løst problemet, men fører også til at grunnvannspumpen stopper og starter ofte som igjen øker sjansen for at luft kommer inn i systemet. Det er derfor anbefalt å aldri stoppe pumpingen helt, men i stedet å justere uttaket til et minimum når varmebehovet er lavt.

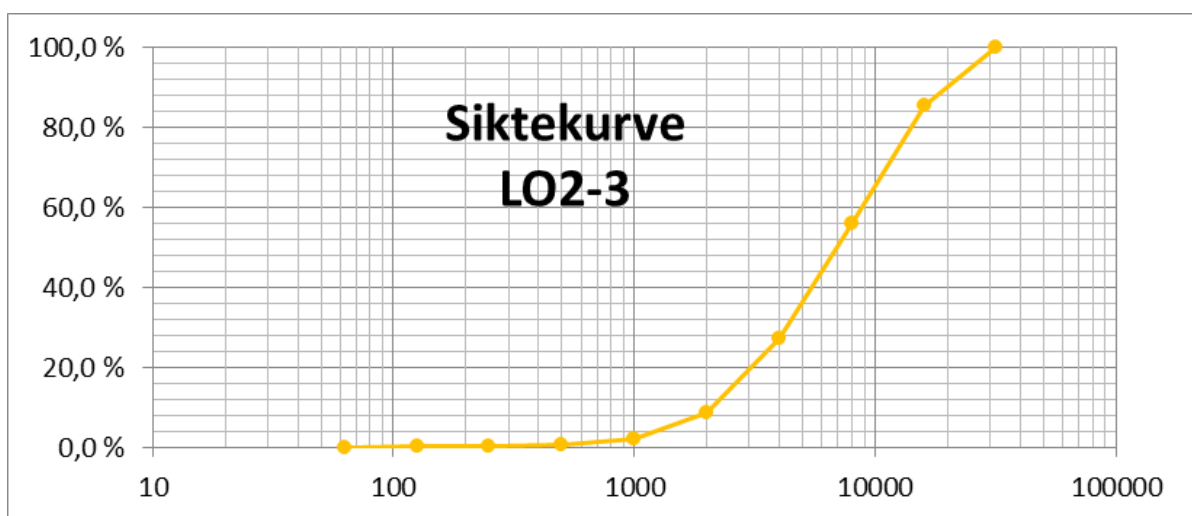
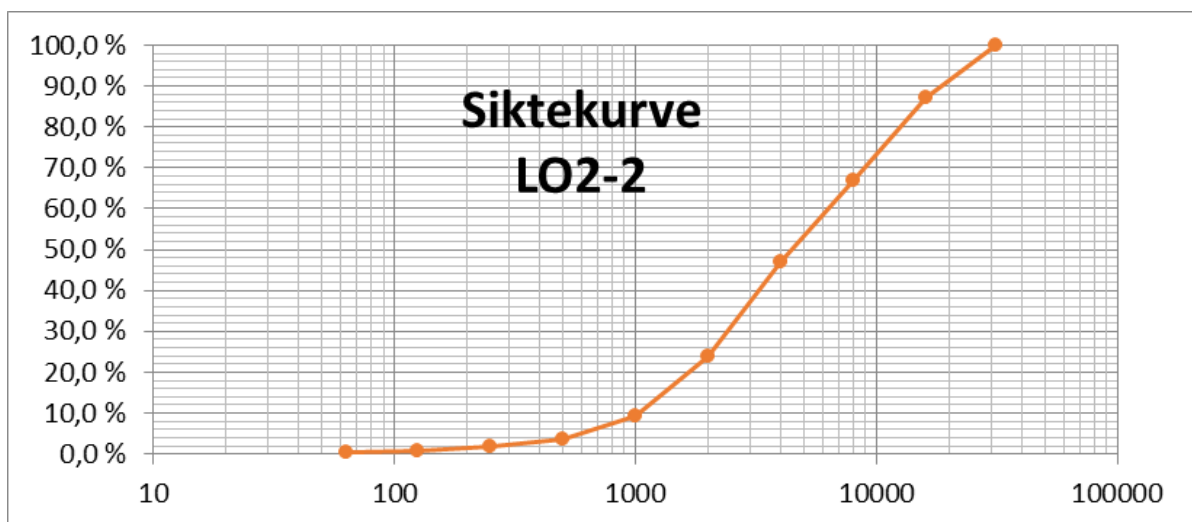
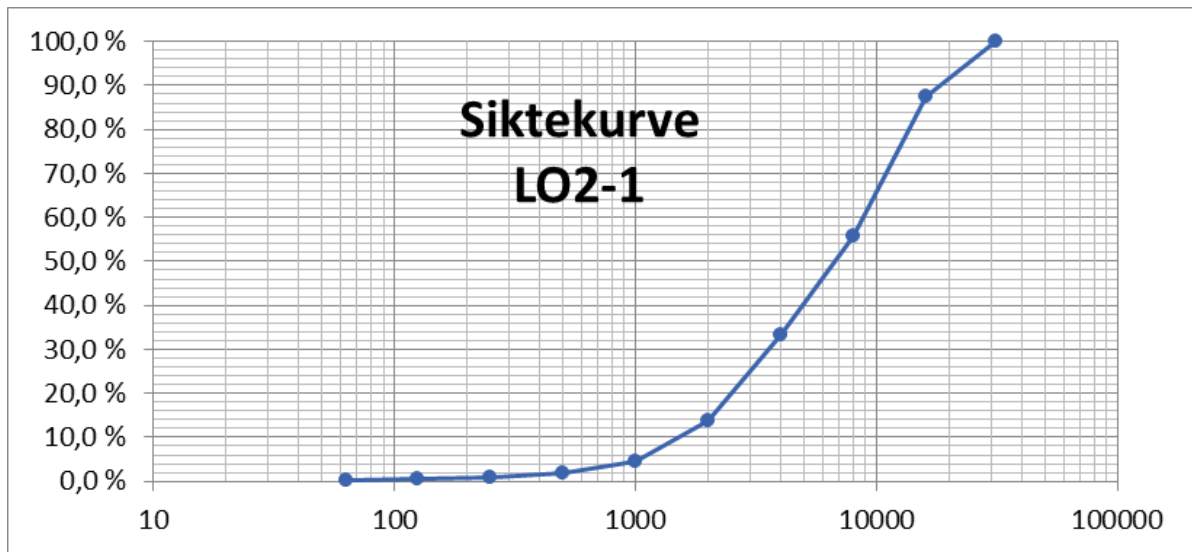
Buen omsorgssenter har blitt varmet opp med grunnvarme siden 2013. Anlegget har en produksjonsbrønn og to returbrønner, men kun en av returbrønnene ble brukt. Det oppstod etter hvert problemer med anlegget da grus ble suget inn pumpa, antagelig som følge av en kollaps av filteret. Anlegget er stengt, og en ny produksjonsbrønn må bores for at det skal komme tilbake i drift.

Høvdingen er et næringsbygg som består av en restaurant og leiligheter som ble ferdigstilt i 2015. Det tilhørende grunnvarmeanlegget benyttes til å varme opp bygget. Det består av en produksjonsbrønn og to returbrønner. Det ble boret to returbrønner grunnet erfaringen med anlegget på Thoragården. Anlegget har hatt problemer med suspenderte partikler, og et filter er derfor installert før varmeveksleren. Filteret har blitt byttet en gang på grunn av gjentetting. Nå renses det en gang i uka (Riise, 2015; Brøste, 2016).

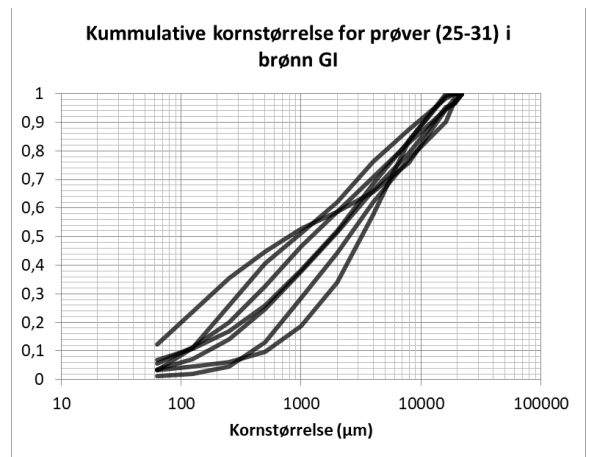
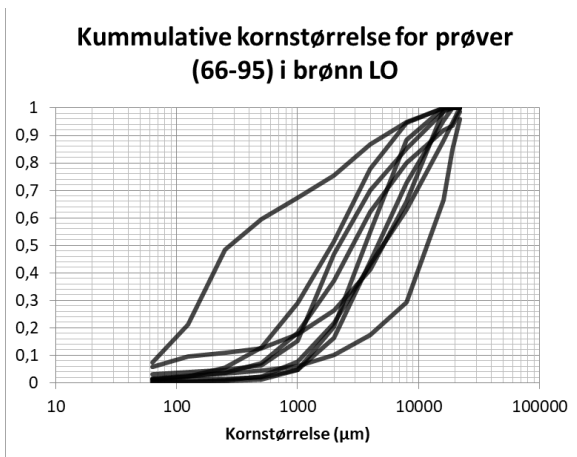
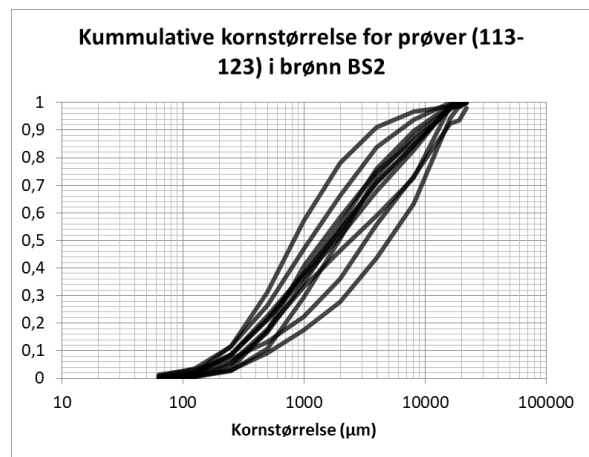
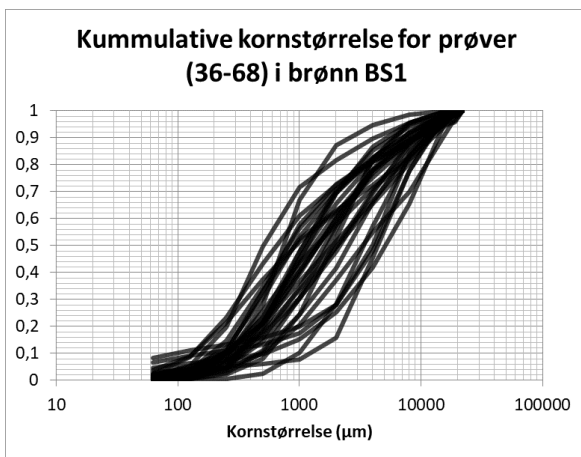
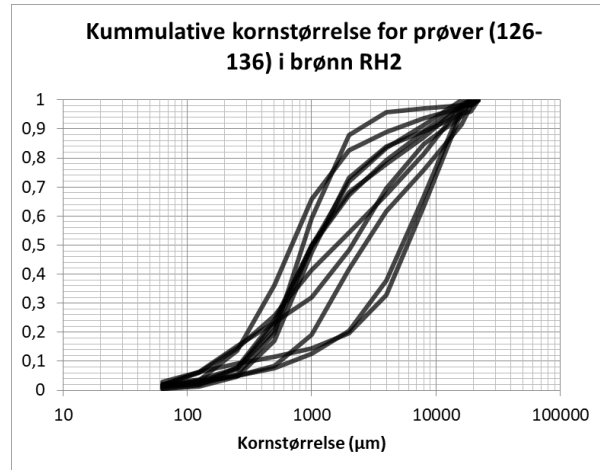
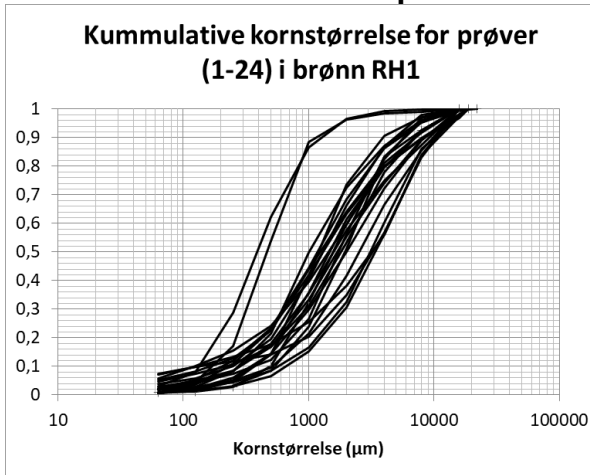
Gimse ungdomsskole er tilknyttet et anlegg bestående av en produksjons- og en returbrønn, som ligger ved Bankhallen på vestsiden av Gaula. Anlegget er ikke i drift i dag. Produksjonsbrønnen har 15 m filter, mens returbrønnen ikke er filtersatt, så vannet blir sendt direkte ut i Gaula.

Vedlegg C: Kornfordelingsanalyser

C.a: Siktekurver for masseprøvene fra brønn LO2



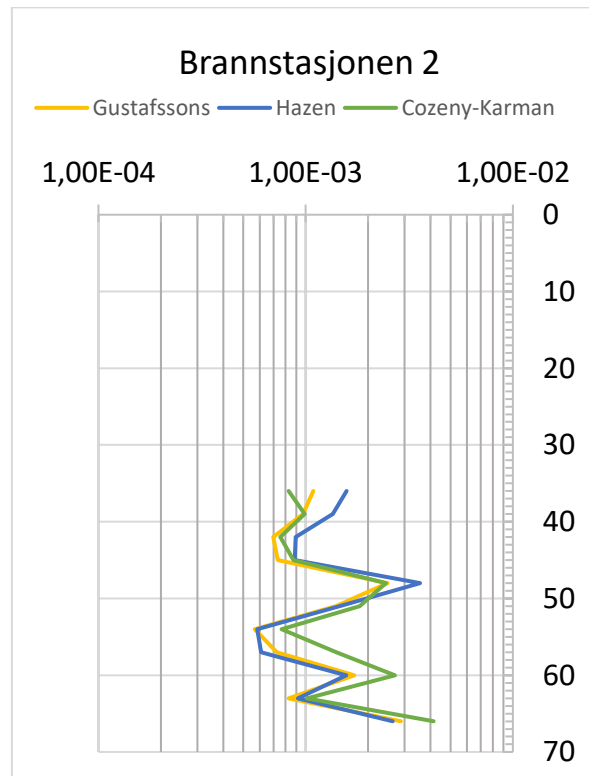
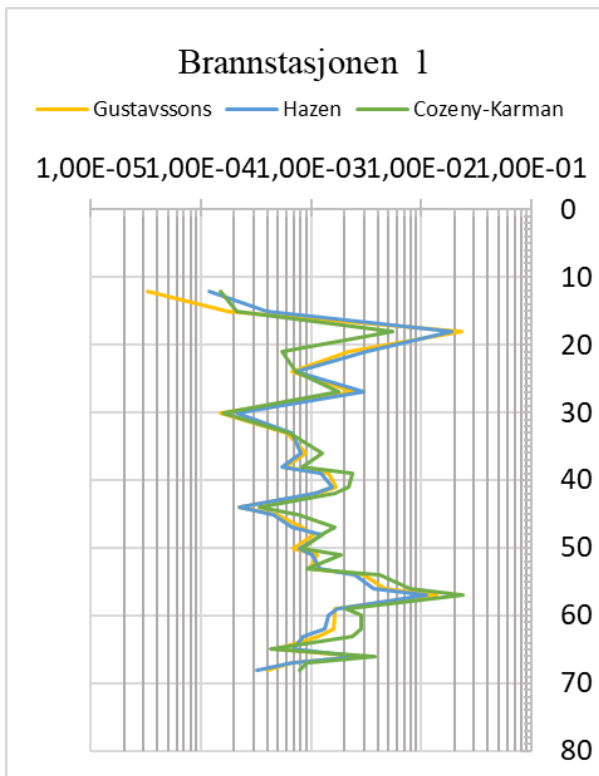
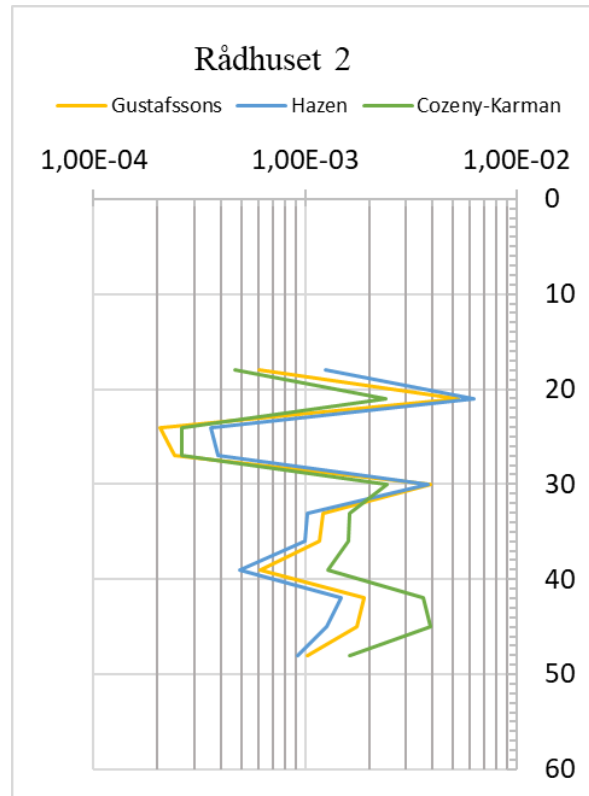
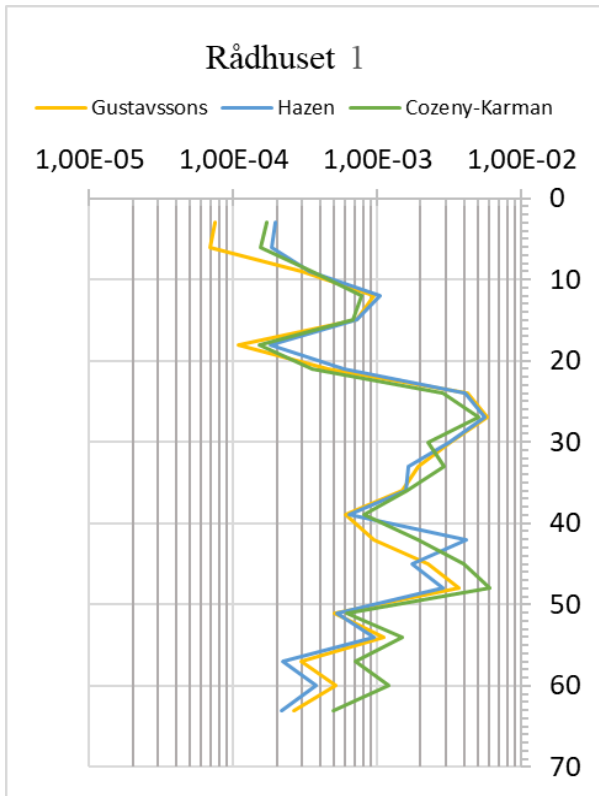
C.b: Siktekurver for masseprøvene fra ORMEL-brønnene

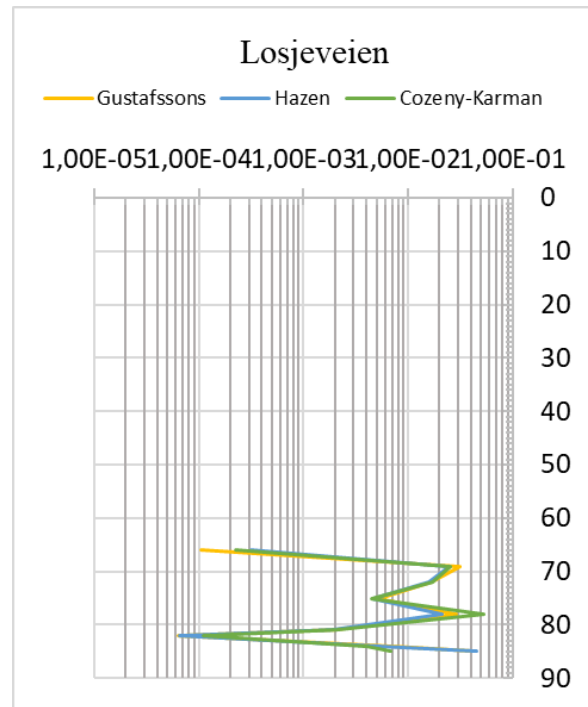
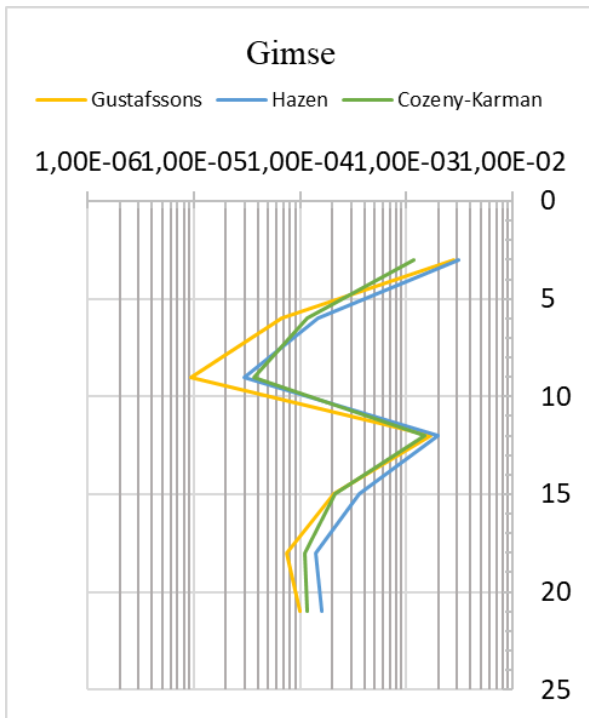


C.c: hydraulisk konduktivitet med Kozeny-Carmans formel

Brønn RH1 + RH2				Brønn BS1 + BS2				Brønn LO + GI	
P.nr	KC-kond [m/s]	P.nr	KC-kond [m/s]	P.nr	KC-kond [m/s]	P.nr	KC-kond [m/s]	P.nr	KC-kond
1	1,72E-04	18	4,66E-04	36	1,48E-04	60	2,83E-03	66	2,24E-04
2	1,55E-04	21	2,39E-03	37	2,14E-04	61	2,83E-03	69	2,56E-02
3	3,53E-04	24	2,61E-04	38	5,55E-03	62	2,38E-03	72	1,72E-02
4	7,75E-04	27	2,60E-04	39	5,49E-04	63	4,25E-04	75	4,51E-03
5	6,80E-04	30	2,44E-03	40	7,23E-04	65	3,77E-03	78	5,29E-02
6	1,52E-04	33	1,61E-03	41	1,75E-03	66	9,20E-04	81	2,10E-03
7	3,54E-04	36	1,61E-03	42	1,58E-04	67	7,91E-04	82	1,11E-04
8	1,63E-03	39	1,28E-03	43	6,44E-04	58	2,39E-02	84	4,00E-03
9	2,85E-03	42	3,59E-03	44	1,24E-03	**	*****	85	6,73E-03
10	5,02E-03	45	3,89E-03	45	8,20E-04	113	8,28E-04	**	*****
11	7,19E-04	48	1,62E-03	46	2,36E-03	114	9,90E-04	25	1,18E-03
12	2,23E-03	**	*****	47	2,21E-03	115	7,55E-04	26	1,16E-04
13	2,89E-03	126	4,66E-04	48	1,64E-03	116	8,74E-04	27	3,63E-05
15	1,60E-03	127	2,39E-03	49	3,38E-04	117	2,44E-03	28	1,48E-03
16	8,10E-04	128	2,61E-04	50	7,56E-04	118	1,82E-03	29	2,13E-04
17	1,93E-03	129	2,60E-04	51	1,62E-03	119	7,66E-04	30	1,09E-04
18	4,02E-03	130	2,44E-03	52	1,24E-03	120	1,41E-03	31	1,16E-04
19	6,02E-03	131	1,61E-03	53	8,21E-04	121	2,70E-03		
20	6,17E-04	132	1,61E-03	54	1,87E-03	122	1,01E-03		
21	1,48E-03	133	1,28E-03	55	9,29E-04	123	4,14E-03		
22	7,06E-04	134	3,59E-03	56	4,23E-03				
23	1,21E-03	135	3,89E-03	57	7,88E-03				
24	4,92E-04	136	1,62E-03	59	2,09E-03				

C.d: Hydraulisk konduktivitet med Kozeny-Carmans-, Gustavssons- og Hazens metode





Vedlegg D: FEFLOW: Resultatbilder

D.a: Darcyflux

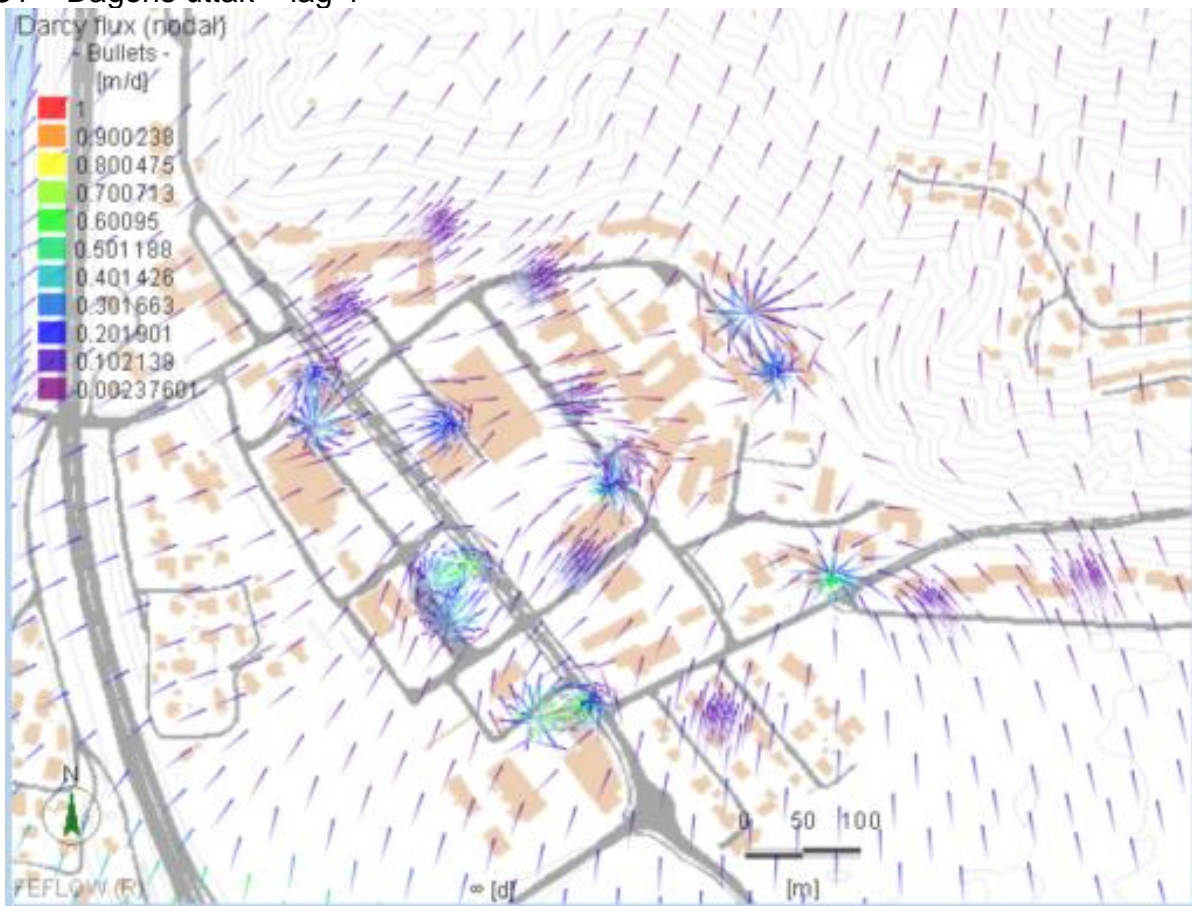
S0 – Uten brønn – Lag3



S0 – Uten brønn – Lag 4



S1 – Dagens uttak – lag 4

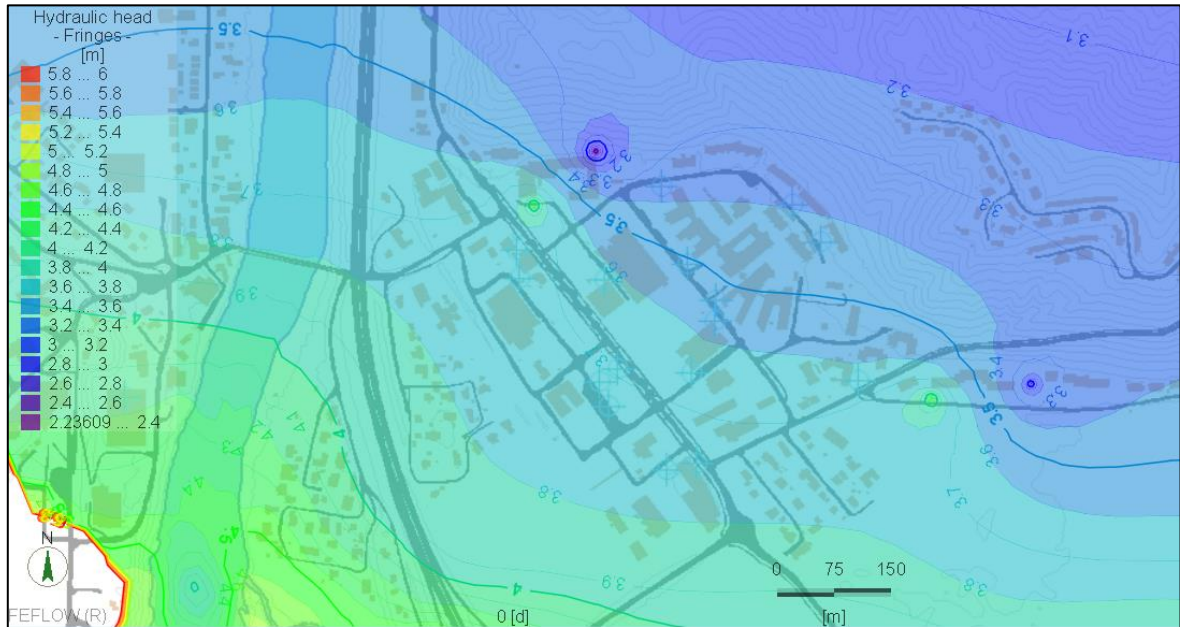


S2 – Maksimalt uttak – Lag 4

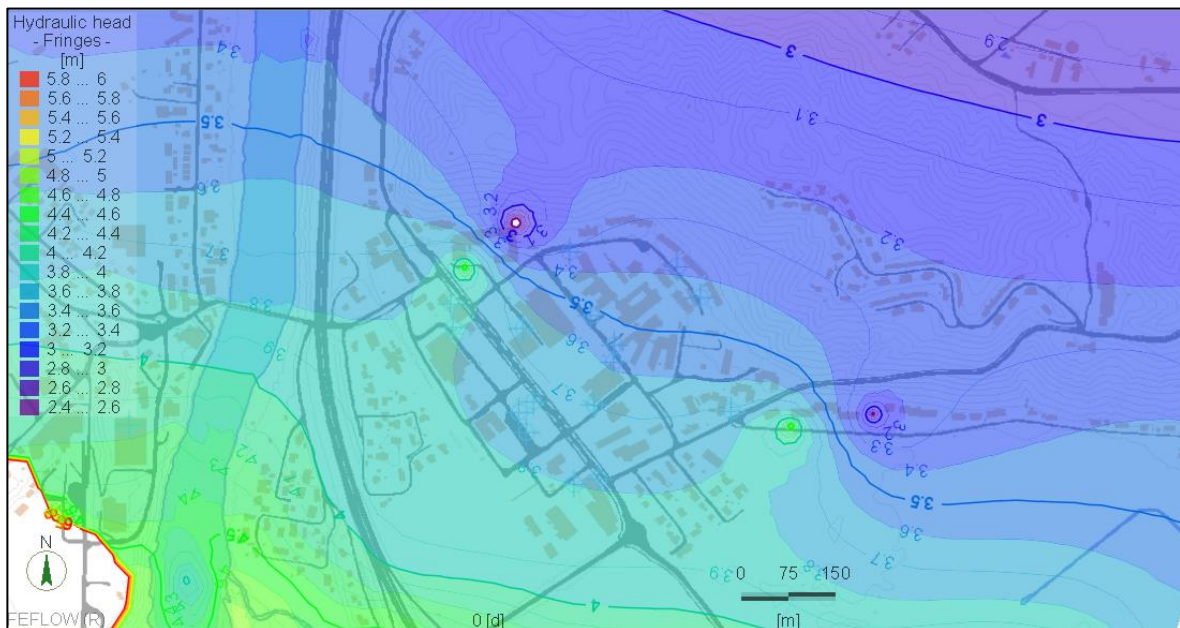


D.b Samlet løsning – lag 4 – Andersens design: Uttak og infiltrasjon ved siden av hverandre

Dagens uttaksvolum



Maksimalt uttaksvolum



Vedlegg E: Beregninger med vannbalanselikningen

Tabell 6: Beregning av samlet avrenningsfaktor C-felt med avrenningsfaktorer fra Sæterbø (1998), og avrenning

Overflate	Avrenningsfaktor C [-]	Areal A m ²	A _n /A _{tot}	C*(A _n /A _{tot})
Vanlig				
A ₁ : Skog	0,35	467646,6	0,3	0,105
A ₂ Urbane område	0,75	467646,6	0,4	0,3
A ₃ Dyrket mark	0,3	623528,8	0,3	0,09
	A_{tot}	1558822	C₁	0,50
	Q ₁ =C ₁ *P →		Q₁	280
Justert				
A ₄ : Impermeabelt	0,9	-	80%	
A ₅ : Permeabelt	0,3	-	20%	
	A_{tot}	100%	C₂	0,87
	Q ₂ =C ₂ *P →		Q₂	320

Tabell 7 Beregning av infiltrert nedbør med vannbalanselikningen

	Infiltrasjon	=	Nedbør	-	Avrenning	-	ET
Formel	I	=	P	-	Q	-	ET
Q-Vanlig	139	=	789	-	280	-	442
Q-Justert	45	=	789	-	320	-	442

Tabell 8 Gjennomsnittlig nedbørsinfiltrasjonsrate over studieområdets areal

Infiltrasjon	[l / m ² * år]	[l / m ² * s]	[l / s]
I-vanlig	139	4,5E-06	14,8
I-justert	45	1,4E-06	4,8
Studieområdets areal: 3 320 969 m ²			

Vedlegg F: Digitale vedlegg

F.a: Beregning av hydraulisk konduktivitet

F.b: Strukturmodell i Subsurface Viewer

F.c: Strømnings og temperaturmodell i FEFLOW