

En evaluering av empiriske formler som
relaterer kornfordeling til hydraulisk
konduktivitet og deres egnethet til bruk i
fluviale og glasifluviale sedimenter

Håvard Marius Tømmerdal

Tekniske geofag

Innlevert: juni 2017

Hovedveileder: Bjørge Brattli, IGP

Medveileder: Sondre Gjengedal, IGP

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Institutt for geovitenskap og petroleum

Oppgavetekst

Tittel: En evaluering av empiriske formler som relaterer kornfordeling til hydraulisk konduktivitet og deres egnethet til bruk i fluviale og glasifluviale sedimenter.

Student: Håvard Tømmerdal

Hovedveileder: Professor Bjørge Brattli, IGP

Medveileder: Doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal

Oppgavebeskrivelse:

- Gjennomføre sikteanalyser av fluviale og glasifluviale sedimenter.
- Estimere hydraulisk konduktivitet ved bruk av åtte ulike empiriske formler.
- Måle hydraulisk konduktivitet gjennom permeameteresting i laboratoriet.
- Måle «in situ» hydraulisk konduktivitet ved pumpeesting i felt.
- Foreta en sammenligning av hydraulisk konduktivitet beregnet ut ifra kornfordelingsanalyser, hydraulisk konduktivitet målt ved permeameteresting og «in situ» hydraulisk konduktivitet målt i felt.
- Vurdere hvilken av de empiriske formlene som er best egnet til bruk basert på korrelasjonen de viser med målte verdier i permeametercella og målte verdier i felt.

Sammendrag

«En evaluering av empiriske formler som relaterer kornfordeling til hydraulisk konduktivitet og deres egnethet til bruk i fluviale og glasifluviale sedimenter» er en masteroppgave skrevet av Håvard Tømmerdal våren 2017. Oppgaven er skrevet i forbindelse med emnet *TGB4935 – Miljø – og hydrogeologi, masteroppgave*, ved Institutt for geovitenskap og petroleum ved NTNU. Oppgaven er på totalt 110 sider.

Oppgaven er tilknyttet ORMEL – prosjektet (Optimal Ressursutnyttelse av grunnvann til oppvarming og kjøling i Melhus og Elverum) og omhandler bruken av empiriske formler ved estimering av hydraulisk konduktivitet i fluviale og glasifluviale sedimenter i Elverum. Hydraulisk konduktivitet beskriver hvor lett en væske transporteres gjennom et porøst medium, og er en av de viktigste parameterne å undersøke ved etablering av grunnvannsbrønner. I forbindelse med denne oppgaven er det foretatt en statistisk analyse av ulike kornparameteres korrelasjon med den hydrauliske konduktiviteten. Videre er det foretatt en sammenligning av estimerte verdier for hydraulisk konduktivitet. Den hydrauliske konduktiviteten er målt ved permeameteresting i laboratoriet, samt beregnet ved bruk av de empiriske formlene utviklet av Hazen, Gustafson, Harleman, U.S. Bureau of Reclamation, Kozeny – Carman, Loudon, Hazen – Taylor og Kenney. Felles for de empiriske formlene er at alle benytter informasjon fra sedimentenes kornfordelingskurver ved estimering av hydraulisk konduktivitet. Oppgaven inkluderer også en analyse av to brønnpumpetester, men grunnet praktiske problemer har det ikke vært mulig å bruke disse i evalueringen av de empiriske formlenes validitet.

Resultatene fra denne oppgaven indikerer at d_5 gir en sterkere positiv korrelasjon med den hydrauliske konduktiviteten målt ved permeameteresting enn hva d_{10} gir. Kornstørrelsen d_{20} og graderingstallet C_u gir en svak korrelasjon med den hydrauliske konduktiviteten målt ved permeameteresting, mens porøsiteten gir en moderat til sterk korrelasjon. For feltområdet som er undersøkt gir Kozeny – Carmans formel og Loudons formel de mest presise estimeringene av den hydrauliske konduktiviteten. Kennes formel viser den sterkeste korrelasjonen med verdier for hydraulisk konduktivitet målt ved permeameteresting, men gir trolig et for konservativt estimat i forhold til «in situ» hydraulisk konduktivitet. Gustafsons formel og Hazens formel gir de største overestimeringene av den hydrauliske konduktiviteten målt ved permeameteresting, mens U.S. Bureau of Reclamations formel gir den svakeste korrelasjonskoeffisienten. Formlene til Hazen – Taylor og Harleman gir en underestimering av den hydrauliske konduktiviteten.

Abstract

«An evaluation of empirical formulas which relates grain – size distribution to hydraulic conductivity and their suitability for use in fluvial and glaciofluvial sediments» is a master thesis written by Håvard Tømmerdal during the spring semester of 2017. The thesis is written in the context of the subject *TGB4935– Environmental and Hydrogeology, Master’s Thesis* at the Department of Geoscience and Petroleum at NTNU. The thesis contains a total of 110 pages.

This thesis was done within the context of the ORMEL- project (Optimal utilization of groundwater for heating and cooling in Melhus and Elverum), and discusses the use of empirical formulas in estimating the hydraulic conductivity in fluvial and glaciofluvial sediments in Elverum. Hydraulic conductivity is a measure of how easily a fluid is transported through a porous media, and is one of the most important parameters to investigate before a well establishment. In this context, the correlation between different grain parameters and the hydraulic conductivity is investigated in a statistical analysis. Furthermore, a comparison is made between estimated values for the hydraulic conductivity. The hydraulic conductivity was measured using permeameter tests in the laboratory, and calculated using the empirical formulas developed by Hazen, Gustafson, Harleman, U.S Bureau of Reclamation, Kozeny – Carman, Loudon, Hazen – Taylor and Kenney. These are all formulas which uses information from the grain – size distribution of the sediments in the calculation of hydraulic conductivity. The thesis also contains an analysis of two well pumping tests, but due to practical problems, it was not possible to use these in the evaluation of the validity of the empirical formulas.

The results in this thesis indicates that d_5 provides a stronger correlation with the hydraulic conductivity measured by permeameter testing, than what d_{10} provides. d_{20} and the coefficient of uniformity C_U gives a weak correlation with the hydraulic conductivity, while the porosity gives a moderate to strong correlation. For the study site investigated, it was found that Kozeny – Carmans formula and Loudons formula provides the most precise estimates for the hydraulic conductivity. Kenneys formula gives the strongest correlation with the values of hydraulic conductivity measured by permeameter testing, but is likely to provide a conservative estimate relative to “in situ” hydraulic conductivity. Gustafsons formula and Hazens formula provides the greatest overestimations of hydraulic conductivity measured by permeameter testing, while U.S Bureau of Reclamations gives the weakest correlation coefficient. Hazen – Taylors formula and Harlemans formula tends to underestimate the hydraulic conductivity.

Innhold

Opgavetekst.....	iii
Sammendrag.....	v
Abstract	vii
Figurliste.....	xiii
Tabelliste	xv
Forord	xvii
1 Innledning.....	1
2 Teori	3
2.1 Generelt om grunnvann	3
2.2 Hydrogeologiske konsepter	5
2.2.1 Kornstørrelse og kornfordeling	5
2.2.2 Porøsitet.....	7
2.2.3 Tortuositet	9
2.2.4 Spesifikt overflateareal.....	10
2.2.5 Hydraulisk konduktivitet.....	12
2.2.6 Transmissivitet	13
2.2.7 Magasinkoeffisient	14
2.3 Beregning av effektiv porøsitet ved hjelp av heliumporøsimeter.....	15
2.4 Beregning av hydraulisk konduktivitet i laboratoriet	17
2.5 Empiriske formler som relaterer kornfordeling til hydraulisk konduktivitet	18
2.5.1 Hazen.....	19
2.5.2 Gustafson.....	20
2.5.3 Harleman	21
2.5.4 U.S Bureau of Reclamation.....	21
2.5.5 Kozeny – Carman og Loudon	22
2.5.6 Hazen - Taylor.....	23

2.5.7	Kenney	24
2.5.8	Sammenstilling av empiriske formler	25
2.6	Beregning av hydraulisk konduktivitet ved pumpetesting	26
2.7	Områdebeskrivelse	28
3	Metoder	31
3.1	Laboratoriearbeid.....	31
3.1.1	Permeameteresting	31
3.1.2	Kornfordelingsanalyser	36
3.1.3	Effektiv porøsitet.....	38
3.1.4	Bestemmelse av kornform.....	41
3.2	Kalibrering av temperatur.....	42
3.3	Beregning av parametere fra kornfordelingskurve	43
3.4	Klassifisering av korrelasjonsstyrke	44
3.5	Feltarbeid	44
3.5.1	Prøvetaking.....	45
3.5.2	Nedsetting av observasjonsbrønner.....	46
3.5.3	Prøvepumping av løsmassebrønner.....	48
3.6	Analyse av pumpetestdata i AQTESOLV	51
4	Resultater.....	55
4.1	Permeameteresting	55
4.2	Kornfordelingskurver	60
4.3	Porøsitet og spesifikt overflateareal	65
4.4	Sammenstilling av verdier for hydraulisk konduktivitet	66
4.5	Statistisk analyse av empiriske formlers validitet	70
4.6	Geologiske profiler Ydalir.....	76
4.7	Prøvepumping.....	77
5	Diskusjon.....	79

5.1	Evaluering av relasjonen mellom kornfordeling og hydraulisk konduktivitet	79
5.2	Sammenligning med tidligere utførte studier	85
5.3	Prøvepumping.....	88
5.4	Feilkilder.....	89
5.4.1	Prøvetakingsprosedyre	89
5.4.2	Preparering av prøvematerialet i laboratoriet.....	90
5.4.3	Permeameteresting	90
5.4.4	Kornfordelingsanalyser	93
5.4.5	Porositetsmålinger	94
5.4.6	Beregning av hydraulisk konduktivitet basert på kornfordelingsanalyser	95
5.4.7	Prøvepumping	96
6	Konklusjon	99
7	Videre arbeid	101
8	Referanseliste	103
	Vedlegg	1
	Vedlegg A : Borelogger NSB og Ydalir	2
	Vedlegg A1: NSB - miljø (Nr. 10).....	2
	Vedlegg A2: Ydalir - miljø (Nr. 11)	3
	Vedlegg A3: Ydalir (Nr. 13)	4
	Vedlegg A4: Ydalir (Nr. 14)	5
	Vedlegg A5: Ydalir (Nr. 16)	6
	Vedlegg B : Sonderboringer Ydalir	7
	Vedlegg C : Estimering av hydrauliske parametere ved prøvepumping av Ydalir (Nr. 12).....	9
	Vedlegg D : Estimering av hydrauliske parametere ved trinnvis prøvepumping av Ydalir (Nr. 13).....	13
	Vedlegg E : Kornfordelingskurver	15
	Vedlegg E1: NSB – miljø (Nr.10).....	15

Vedlegg E2: Ydalir (Nr. 14) og Ydalir (Nr. 16).....	18
Vedlegg E3: Ydalir – miljø (Nr. 11)	19
Vedlegg F : Visuell observasjon av kornform	21
Vedlegg G : Porøsitetmålinger utført med egendesignet oppsett	30
Vedlegg H : Oversikt over elektroniske vedlegg	31

Figurliste

Figur 2.1: Åpen, lukket og lekkende akvifer.....	4
Figur 2.2: Kornfordelingskurve for fire forskjellige løsmassematerialer	6
Figur 2.3: Sorteringsgrad påvirker porøsitet	8
Figur 2.4: Tilsynelatende strømningsvei L og faktisk strømningsvei L_e i porøst materiale.....	9
Figur 2.5: Diagram for visuell bestemmelse av kornformfaktor.....	11
Figur 2.6: Prinsippskisse for testing av hydraulisk konduktivitet ved konstant trykkehøyde. ..	17
Figur 2.7: Sammenheng mellom graderingstallet C_u og $E (C_u)$	21
Figur 2.8: Kvantærgeologisk kart over Elverum sentrum.	28
Figur 3.1: Oppsett av permeametercella	31
Figur 3.2: Permeametercella med inntegnede dysenivåer.....	32
Figur 3.3: Avlufting av vann ved bruk av vakuumpumpe	34
Figur 3.4: Bilde til venstre viser forsøk på å påføre vakuum i cella	35
Figur 3.5: Apparat brukt til splitting av prøver	37
Figur 3.6: Siktemaskin som ble benyttet i sikteanalysen	37
Figur 3.7: Oppsett for måling av porøsitet	38
Figur 3.8: Klargjøring av prøvematerialet til porøsitetsmåling.....	40
Figur 3.9: Heliumporøsimeteret brukt til bestemmelse av effektiv porøsitet.	41
Figur 3.10: Mikroskopet som ble brukt til å identifisere kornform.	42
Figur 3.11: Estimering av kornstørrelse i et ukjent punkt basert på to kjente punkt.	43
Figur 3.12: Oversikt over brønner hvor prøvematerialet er hentet ifra.	45
Figur 3.13: Sonderboring med pioner i Ydalir.....	47
Figur 3.14: En oversikt over lokalitetene i Ydalir hvor det ble forsøkt å utføre sonderboringer.	48
Figur 3.15: En oversikt over brønnene som er benyttet til pumpetesting i Ydalir	49
Figur 3.16: Bilde av pumpeutstyr ved Ydalir (Nr. 13).....	50
Figur 3.17: Presentasjon av senkningsdata i AQTESOLV	51

Figur 3.18: Tilgjengelige metoder for beregning av transmissivitet og magasinkoeffisient i en lekkende akvifer i AQTESOLV.	52
Figur 3.19: Estimering av optimal kurvetilpasning i AQTESOLV.	53
Figur 4.1: Resultater fra permeameteresting.	59
Figur 4.2: Kornfordelingskurve for prøver hentet ifra NSB – miljø (Nr. 10).	61
Figur 4.3: Kornfordelingskurve for prøve 2 hentet ifra Ydalir (Nr. 16).	62
Figur 4.4: Kornfordelingskurver for prøver hentet ifra Ydalir - miljø (Nr. 11).	63
Figur 4.5: Kornfordelingskurve for prøve 24 + 25 hentet ifra Ydalir (Nr. 14).	64
Figur 4.6: Målt og empirisk beregnet hydraulisk konduktivitet som funksjon av dyp under terrengoverflaten for NSB - miljø (Nr. 10)	68
Figur 4.7: Målt og empirisk beregnet hydraulisk konduktivitet som funksjon av dyp under terrengoverflaten for Ydalir - miljø (Nr. 11).....	69
Figur 4.8: Korrelasjon mellom korndiameter d_n og hydraulisk konduktivitet målt i permeametercella for kornstørrelsene d_5 , d_{10} og d_{20}	71
Figur 4.9: Gjennomsnittlig prosentvis avvik mellom beregnet og målt hydraulisk konduktivitet ved ulike korrigeringer av målte verdier i permeametercella	74
Figur 4.10: Gjennomsnittlig prosentvis avvik mellom beregnet og målt hydraulisk konduktivitet ved ulike korrigeringer av målte verdier i permeametercella	74
Figur 4.11: Geologisk profil basert på boreloggene i Ydalir (Nr. 12), Ydalir (Nr. 13) og Ydalir (Nr. 16).....	76
Figur 4.12: Geologisk profil basert på boreloggene til Ydalir (Nr. 14), Ydalir (Nr. 12) og Ydalir – miljø (Nr. 11)	77

Tabelliste

Tabell 2.1: Inndeling av jordart etter kornstørrelse.....	6
Tabell 2.2: Hydraulisk konduktivitet for noen typiske jordarter.....	12
Tabell 2.3: Effekt av temperatur på dynamisk viskositet.....	13
Tabell 2.4: En oversikt over empiriske metoder for estimering av hydraulisk konduktivitet og deres begrensninger.....	25
Tabell 2.5: Beregning av transmissivitet og magasinkoeffisient for lekkende og åpen akvifer.	27
Tabell 2.6: Beskrivelse av jordarter i prøvetakingsområdet..	29
Tabell 3.1: En oversikt over permeameterrestene som er gjennomført i forbindelse med denne oppgaven.	33
Tabell 3.2: Klassifisering av styrken til en korrelasjon mellom to datasett.	44
Tabell 3.3: Oversikt over brønnpunktens koordinater og høyde over havet i Elverum målt inn med GPS av merket Tesla Topcon.	44
Tabell 3.4: Oversikt over prøver som er brukt videre i denne oppgaven.	46
Tabell 4.1: Resultater fra permeameterresting av materialet fra NSB – miljø (Nr. 10).	56
Tabell 4.2: Resultater fra permeameterresting av materialet fra Ydalir - miljø (Nr. 11), Ydalir (Nr. 14) og Ydalir (Nr. 16).	57
Tabell 4.3: Usikkerhet i målbare parametere ved testing i permeametercella.	58
Tabell 4.4: Avleste verdier fra kornfordelingsanalysene.	60
Tabell 4.5: Resultater fra beregning av porøsitet, kornformfaktor og spesifikt overflateareal.	65
Tabell 4.6: Sammenstilling av hydraulisk konduktivitet målt i permeametercella og beregnet ut fra jordartens kornfordelingskurver.	67
Tabell 4.7: Korrelasjon mellom empiriske metoder og permeametercella.	72
Tabell 4.8: Kontinuerlig kortidsprøvepumping av Ydalir (Nr.12) og trinnvis prøvepumping av Ydalir (Nr. 13).....	78

Forord

Bakgrunnen for oppgaven er et ønske om å gjøre en evaluering av ulike empiriske formler som relaterer jordarters kornfordeling til hydraulisk konduktivitet. Det er av særlig interesse å undersøke formler som inkluderer porøsitet i beregningene, da bruken av disse virker å være lite utbredt i Skandinavia i dag. Oppgaveteksten er formulert av doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal, og ble utarbeidet i samråd med Professor Bjørge Brattli og Førsteamanuensis Randi Kalskin Ramstad. Oppgaven er gjennomført i forbindelse med ORMEL – prosjektet (Optimal Ressursutnyttelse av grunnvann til oppvarming og kjøling i Melhus og Elverum), som er et samarbeidsprosjekt mellom Asplan Viak AS, Melhus og Elverum kommune, instituttene geovitenskap og petroleum og energi – og prosesssteknikk ved NTNU og Norges geologiske undersøkelse (NGU).

Jeg vil takke min hovedveileder Bjørge Brattli for god faglig hjelp og gode tilbakemeldinger under hele prosessen. Jeg vil rette en spesiell takk til doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal, som har vært svært hjelpsom i forbindelse med utforming av oppgaven, feltarbeid og laboratoriearbeid. Videre vil jeg i forbindelse med utforming av oppgaveteksten takke førsteamanuensis Randi Kalskin Ramstad. En takk rettes også Torill Sørlokk, Odd Corneliussen og Roger Overå ved Institutt for geovitenskap og petroleum for hjelp i forbindelse med gjennomføring av laboratoriearbeid. Videre vil jeg takke Bernt Olav Hilmo ved Asplan Viak for god hjelp i forbindelse gjennomføring av sonderboringer og prøvepumping.

Til slutt vil jeg takke mine medstudenter for fem fine år ved NTNU.

Trondheim, 11. juni

Håvard Tømmerdal

1 Innledning

Hydraulisk konduktivitet beskriver hvor lett en væske transporteres gjennom et porøst medium, og er en av de viktigste parameterne å undersøke i forbindelse med etablering av grunnvannsbrønner. Målinger av hydraulisk konduktivitet kan relativt enkelt utføres ved hjelp av permeameteresting i laboratoriet. En av svakhetene ved måling av hydraulisk konduktivitet i laboratoriet er at prøvematerialet ikke vil representere et uforstyrret «in situ» materiale, og at metoden er noe tidkrevende. En enklere og mer kostnadseffektiv metode innebærer å utføre empiriske estimeringer av hydraulisk konduktivitet basert på jordartens kornfordeling. Resultatene fra de empiriske estimeringene brukes ofte som en indikator på den hydrauliske konduktiviteten i et tidlig stadium av feltundersøkelsene, og er også viktig i dimensjonering av filterstørrelse i en grunnvannsbrønn. Det er utledet en rekke ulike empiriske formler som forsøker å relatere hydraulisk konduktivitet til egenskaper ved jordarten, men det kan ofte være vanskelig å forutsi presisjonen til disse. I Norge har det tradisjonelt sett vært vanlig å bruke empiriske formler som kun benytter seg av en eller to parametere fra jordartens kornfordeling i estimering av hydraulisk konduktivitet. Empiriske studier har vist at den hydrauliske konduktiviteten også er sensitiv for faktorer som sedimentær lagdeling (Pryor, 1973), høy vektprosent av finstoff (Alyamani & Şen, 1993) og jordarters porøsitet (Kozeny, 1927; Carman, 1939). Et av formålene med denne oppgaven har derfor vært å foreta en studie av formler som kan være aktuelle å bruke i estimering av hydraulisk konduktivitet. I forbindelse med dette har det vært ønskelig å undersøke om empiriske formler som inkluderer flere av jordartens egenskaper vil gi mer presise estimeringer av den hydrauliske konduktiviteten enn hva de tradisjonelle formlene gir.

Datagrunnlaget i dette prosjektet er basert på testing av 12 prøver hentet fra fire ulike brønner i Elverum sentrum. Prøvematerialet består av fluviale/glasifluviale sedimenter og er samlet inn i forbindelse med ORMEL - prosjektet.

Hovedformålet med oppgaven er å undersøke hvilken empirisk formel som er best egnet til å estimere «in situ» hydraulisk konduktivitet. De åtte empiriske formlene som er inkludert i denne oppgaven er valgt ut basert på anvendelighet og at de bruker tilnærminger som er interessante å undersøke nærmere. Oppgaven innledes med en litteraturstudie av parametere som inngår i de empiriske formlene og en beskrivelse av hvordan metodikken bak formlene er bygd opp. Videre vil det bli foretatt en sammenligning av resultatene fra de empiriske beregningene og målingene utført i permeametercella. Samtidig blir ulike kornparameteres betydning for den

hydrauliske konduktiviteten undersøkt. Dette innebærer en evaluering av kornstørrelsene d_5 , d_{10} , d_{20} , graderingstallet C_u og porøsitet.

Det er også foretatt prøvepumping, hvor det opprinnelige formålet var å sammenligne «in situ» hydraulisk konduktivitet med de empirisk beregnede verdiene for hydraulisk konduktivitet. Dette lot seg ikke gjøre da det grunnet problemer med frost i bakken ikke var mulig å sette ned observasjonsbrønner i samme dyp som prøvematerialet ble hentet ifra. Det ble derfor besluttet å benytte observasjonsbrønner som var installert i en dypere akvifer med grovere masser ved beregning av «in situ» hydraulisk konduktivitet. Disse dataene er ikke direkte relevante for hovedformålet med denne oppgaven, men er likevel av interesse å inkludere da de gir viktig informasjon omkring strømningsforholdene rundt brønner som på et senere tidspunkt er aktuelle for bruk ved produksjon av grunnvarme.

Til slutt foretas det en evaluering av de empiriske formlenes validitet basert på korrelasjonen de viser med den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella og hvor store avvik formlene gir. Den eller de av formlene som viser en kombinasjon av den sterkeste korrelasjon og det laveste avviket vil bli ansett som den mest velegnede formelen, og dermed anbefalt til videre bruk ved estimering av hydraulisk konduktivitet.

2 Teori

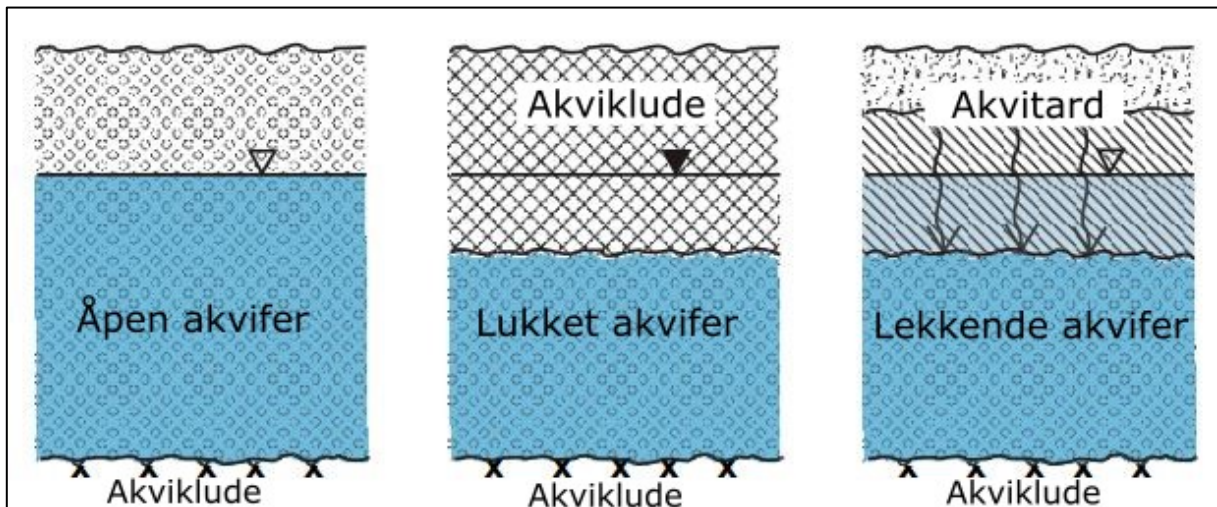
I dette kapittelet gis det en oversikt over relevant teori i forbindelse med beregning av hydraulisk konduktivitet. Det vil bli gitt en inngående beskrivelse av Darcys lov og hvordan loven kan brukes til å beregne hydraulisk konduktivitet. Videre vil hydrogeologiske parametere som har betydning for hydraulisk konduktivitet bli omtalt. Deretter blir teorien bak måling av hydraulisk konduktivitet ved brønnpumpetesting og i laboratoriet presentert samt at det vil bli gitt en beskrivelse av åtte ulike empiriske formler for estimering av hydraulisk konduktivitet. Til slutt gis det en kvartærgeologisk beskrivelse av Elverum.

2.1 Generelt om grunnvann

Basert på vanninnhold deles grunnen inn i en umettet og en mettet sone. Vanninnholdet i den umettede sonen vil kunne variere, mens vanninnholdet i den mettede sonen er konstant da alle frie porer er mettet med vann. Vann som fritt kan bevege seg i den mettede sonen betegnes som grunnvann. Grunnvannets overflate kalles grunnvannsspeilet, og er gitt som dybden hvor det hydrostatiske trykket er likt det atmosfæriske trykket. Overflaten til grunnvannsspeilet er undulerende, og vil variere med topografi og klima (Brattli, 2009).

En akvifer kan defineres som «en vannmettet geologisk formasjon, tilstrekkelig gjennomtrengelig for grunnvannsuttag i anvendbare mengder» (Brattli, 2009, s. 23). Det skilles mellom lukkede, lekkende og åpne akviferer, se figur 2.1. En lukket akvifer er avgrenset fra atmosfæren av et overliggende og et underliggende tett lag. Disse betegnes som akvikluder og kan eksempelvis bestå av finkornet leire eller tette bergarter (Hiscock, 2014). I en lukket akvifer er vanntrykket vanligvis høyere enn atmosfæretrykket, noe som skyldes at akviferen mates fra områder med høyere topografisk beliggenhet. Dette medfører at om det nedsettes en brønn i akviferen, vil vannivået i brønnen stige til over akviferens høyde (Brattli, 2009). En åpen akvifer er avgrenset av en underliggende akviklude, mens grunnvannsspeilet står i direkte kontakt med atmosfæren. Grunnvannsspeilet i en åpen akvifer vil derfor ha et trykk tilsvarende atmosfæretrykket (Kruseman & Ridder, 1990). En lekkende akvifer betegner akviferer som er tilnærmet tette, men som får en viss tilførsel av vann. De lavpermeable lagene som avgrenser akviferen fra atmosfæren betegnes som akvitarder og kan eksempelvis bestå av fluviale eller glasifluviale siltjordarter. Vanntrykket i en lekkende akvifer er større enn trykket i en åpen

akvifer og mindre enn trykket i en lukket akvifer (Kruseman & Ridder, 1990).



Figur 2.1: Åpen, lukket og lekkende akvifer. Modifisert av forfatter etter (Brattli, 2009).

Grunnvannstrømning forekommer i porerommet mellom jordartens korn, og er drevet av forskjellen i hydraulisk potensial mellom to punkter i grunnvannet (Fetter, 2001). Darcy (1856) utførte en rekke forsøk på vannstrømning gjennom sandfiltre ved ulike trykk. Forsøkene viste at strømningsraten q er proporsjonal med sandprøvens tverrsnittsareal A og forskjellen i hydraulisk trykkehøyde mellom to ulike nivåer i sandprøven $h_1 - h_2$. Samtidig viste forsøkene at strømningsraten var omvendt proporsjonal med lengden av prøven L (Freeze, 1994). Med utgangspunkt i dette utledet Darcy en ligning som i dag er kjent som Darcys lov. En mye brukt og anerkjent versjon av denne er gitt som (Hubbert, 1957):

$$Q = -KA \frac{h_1 - h_2}{L} \quad (2.1)$$

Hvor Q er strømningsrate [m^3/s], K er proporsjonalitetskonstanten [m/s], A er tverrsnittsareal til prøven [m^2], h_1 er hydraulisk trykkehøyde ved nivå 1 [m], h_2 er hydraulisk trykkehøyde ved nivå 2 [m] og L er lengden av prøven [m]. Proporsjonalitetskonstanten K er også kjent som hydraulisk konduktivitet. En mer detaljert beskrivelse av hydraulisk konduktivitet er gitt i delkapittel 2.2.5. Det negative fortegnet i Darcys lov indikerer at strømmingen går i retning mot avtakende hydraulisk potensial (Hubbert, 1957). Darcys lov ble utledet basert på at strømning var laminær, i tett granulert materiale og under stasjonære strømningsforhold. Samtidig antok Darcy at strømmingen var homogen, isoterm, inkompressibel og med en neglisjerbar kinetisk energi. Til tross for disse forutsetningene har det vist seg at Darcys lov også er gyldig

for umettet strømming, strømming i oppsprukket berg, strømming i heterogene systemer og strømming i anisotropiske materialer (Freeze & Cherry, 1979).

For å bestemme om strømmingen er laminær brukes Reynolds tall (Hubbert, 1957):

$$R = \frac{\rho_w q d}{\mu_w} \quad (2.2)$$

Hvor R er Reynolds tall [-], ρ_w er vannets tetthet [kg/m^3], q er darcyhastigheten [m/s], d er gjennomsnittlig kornstørrelse i jordarten [m], μ_w er vannets dynamiske viskositet [Pas, kg/ms]. Ifølge Hubbert (1957) vil ikke Darcys ligning være gyldig for turbulent strømming, det vil si når Reynolds tall er større enn 1. Bear (2013) foreslår at Darcys lov kan utvides til å gjelde for R mindre enn 10.

Ved å ta utgangspunkt i kontinuitetsligningen og Navier - Stokes ligning, kan Darcys ligning også utvides til å gjelde tredimensjonal strømming (Whitaker, 1986):

$$\langle v_w \rangle = -\frac{k}{\mu_w} [\nabla \langle p_w \rangle^w - \rho_w g] \quad (2.3)$$

Hvor $\langle v_w \rangle$ er gjennomsnittlig strømningshastighet til vannet [m/s], k er permeabiliteten til mediet [m^2], $\nabla \langle p_w \rangle^w$ er trykkgradienten til det gjennomsnittlige trykket i vannet og g er gravitasjonskonstanten [ms^{-2}]. For utledningen av Darcys lov for tredimensjonal strømming henvises det til Whitaker (1986).

2.2 Hydrogeologiske konsepter

I de påfølgende delkapitlene gis det en beskrivelse av generelle fysiske egenskaper og begreper innenfor hydrogeologi som er relevant for denne oppgaven.

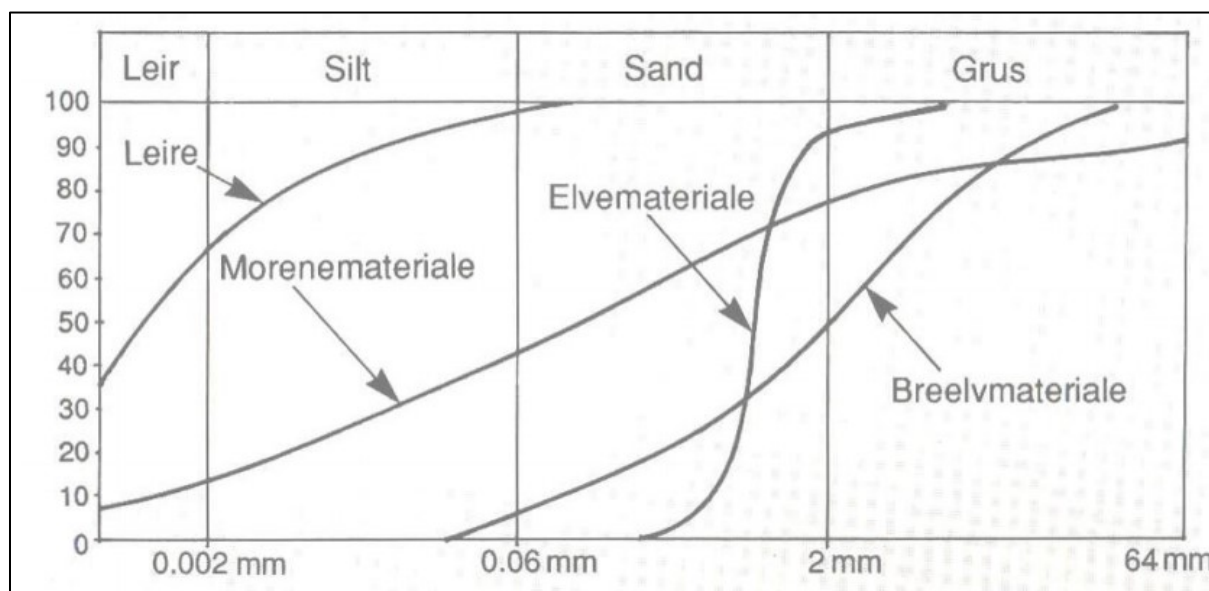
2.2.1 Kornstørrelse og kornfordeling

Tabell 2.1 viser hvordan jordarter klassifiseres etter kornstørrelse. Overgangen fra sand til silt representerer skillet mellom synlige og usynlige partikkelstørrelser. En visuell vurdering av silt og leire krever derfor mikroskop (Emdal, 2013). Fraksjonene grus, sand og silt deles inn i underfraksjonene grov, middels og fin (Brattli, 2014).

Tabell 2.1: Inndeling av jordart etter kornstørrelse. Modifisert av forfatter etter (Brattli, 2014).

Fraksjon		
Grovinndeling	Fininndeling	Kornstørrelse mm
Blokk		> 600
Stein		600-60
Grus	Grov	60-20
	Middels	20-6
	Fin	6-2
Sand	Grov	2-0,6
	Middels	0,6-0,2
	Fin	0,22-0,06
Silt	Grov	0,06-0,02
	Middels	0,02-0,006
	Fin	0,006-0,002
Leire		< 0,002

Kornfordeling er en av parameterne som har stor betydning for den hydrauliske konduktiviteten til en jordart. Kornfordeling representeres normalt ved å plote kornstørrelse i logaritmisk skala på x-aksen mot kumulativ vektprosent i aritmetisk skala på y-aksen, i det som betegnes som en kornfordelingskurve, se figur 2.2 (Brattli, 2014).



Figur 2.2: Kornfordelingskurve for fire forskjellige løsmassematerialer (Brattli, 2014).

En rekke av parameterne som brukes til estimering av hydraulisk konduktivitet kan leses rett ut ifra kornfordelingskurven. Generelt kan disse skrives på formen d_n , hvor d tilsvarer

kornstørrelsen ved n % siktegjennomgang (Fetter, 2001). De viktigste som er brukt i denne oppgaven er gitt ved $n = 5, 10, 20, 50$ og 60 .

For å si noe om kornkurvens form brukes graderingstallet C_u , gitt som (Statens vegvesen, 2005):

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (2.4)$$

Jo lavere graderingstallet er, jo bedre sortert er jordarten. Basert på graderingstallet gis det følgende klassifisering av jordarten (Brattli, 2014): Dersom C_u er under 5 er jordarten veldig godt sortert og benevnes som «ensgradert», dersom C_u er 5-15 er jordarten middels godt sortert og benevnes som «middels gradert» og dersom C_u er over 15 er jordarten dårlig sortert og benevnes som «velgradert».

Empiriske studier har vist at hydraulisk konduktivitet øker med en økende effektiv diameter d_{10} , og avtar med et økende graderingstall C_u . Dette skyldes at et høyt finstoffinnhold vil tette igjen porerommet mellom større korn og dermed redusere den hydrauliske konduktiviteten (Shepherd, 1990).

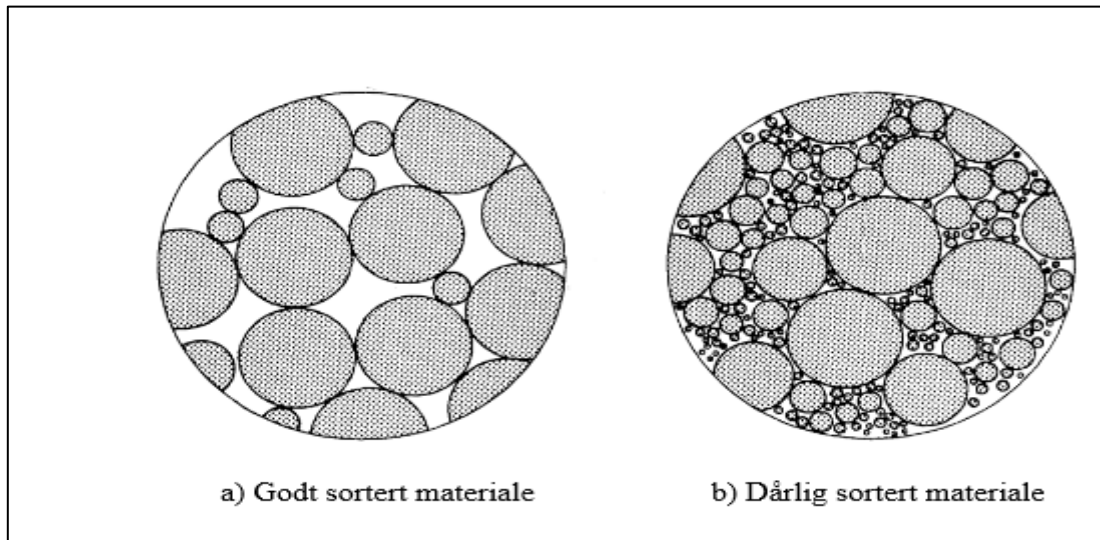
2.2.2 Porøsitet

Porøsitet angir hvor stort porevolumet i en bergart eller jordart er. Porøsiteten uttrykkes som prosentandelen porevolumet utgjør av det totale volumet. Det totale volumet er gitt som summen av porevolum og fast stoff (Fetter, 2001). Matematisk kan porøsiteten uttrykkes som (Loudon, 1952):

$$n = 100 \times \frac{V_v}{V_{tot}} \quad (2.5)$$

Hvor n er porøsiteten gitt i prosent, V_v er porevolum og V_{tot} er totalt volum. Porøsiteten avhenger av kornpakning, kornfordeling og kornform (Bear, 2013). Jordarter hvor kornene er sfæriske og av lik størrelse vil gi størst porøsitet. Denne pakningsformen kalles kubisk pakning, og gir en teoretisk porøsitet på 47,6 %. Hvis jordarten settes under trykk kan kornene forskyves i forhold til hverandre og gi en romboedrisk kulepakning med en teoretisk porøsitet på 25,96 %. Disse pakningsformene utgjør ekstremtilfellene for pakning av sfæriske korn for sand og grusjordarter (Fetter, 2001). Hvis jordarten er velgradert vil porøsiteten minke. Dette skyldes at

finere partikler kan tette porerommet mellom de større kornene, se figur 2.3. Kuleformede sfæriske korn gir en tettere pakning og fører til en lavere porøsitet enn hva som er tilfelle for korn med irregulær form. For irregulære korn har orientering av kornene betydning for porøsiteten. Andre faktorer som påvirker porøsiteten er komprimeringsgrad og sementering. Komprimeringsgrad vil variere med dybden under terrengoverflaten, noe som også betyr at porøsiteten vil variere med dybden under terrengoverflaten. I jordarter hvor det har foregått sementering i korn grensene vil porøsiteten kunne minke (Bear, 2013).



Figur 2.3: Sorteringsgrad påvirker porøsitet. Modifisert av forfatter etter (Bear, 2013).

Porøsiteten i ligning (2.5) viser til den totale porøsiteten i en jordart, og tar ikke hensyn til om porene er knyttet sammen eller ikke. Noen jordarter har høy porøsitet, men mangler forbindelse mellom porene. Leire har for eksempel generelt en høy porøsitet, men har meget små porer (Bear, 2013). Samtidig vil vannet som strømmer gjennom leire bindes adhesivt på grunn av leirmineralenes overflateegenskaper (Brattli, 2009). Dette fører til at leire får en ekstremt lav hydraulisk konduktivitet, til tross for sin høye porøsitet. Når strømning i porøse medier skal studeres er det derfor kun de porene som er knyttet sammen som er av interesse. Dette porevolumet kan uttrykkes gjennom den effektive porøsiteten (Bear, 2013):

$$n_{eff} = 100 \times \frac{V_e}{V_{tot}} \quad (2.6)$$

Hvor n_{eff} er effektiv porøsitet gitt i prosent og V_e er volumet av porer som er knyttet sammen. Ifølge Vukovic & Soro (1992) kan effektiv porøsitet også beregnes ved hjelp av jordartens

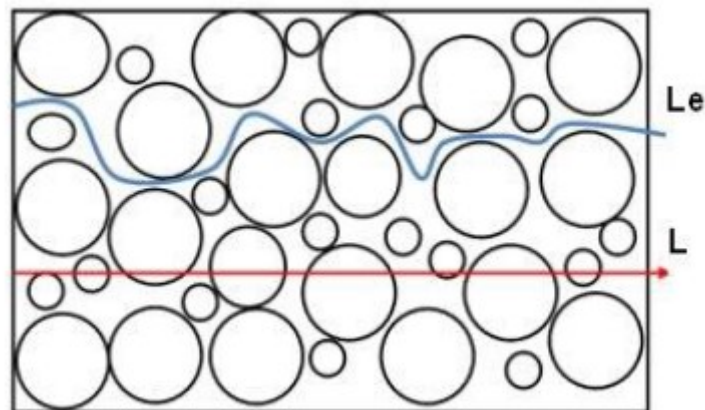
graderingstall. Basert på empiriske data ble det foreslått følgende sammenheng mellom effektiv porøsitet og graderingstall:

$$n = 0,255(1 + 0,83^{C_u}) \quad (2.7)$$

Det er ikke spesifisert om formelen gjelder for løst pakket eller komprimert sand, eller om den er begrenset til å gjelde for gitte graderingstall.

2.2.3 Tortuositet

Carman (1937) oppdaget gjennom sine eksperimenter at strømningslinjer i et porøst medium verken var fra er rette eller parallelle til hverandre. Den faktiske strømningsveien til en væske gjennom et porøst medium vil derfor alltid være lengre enn den tilsynelatende strømningsveien, se figur 2.4.



Figur 2.4: Tilsynelatende strømningsvei L og faktisk strømningsvei L_e i porøst materiale (Sarmah, 2016).

Denne effekten kan beskrives gjennom en dimensjonsløs parameteren kjent som tortuositet. Kvantitativt kan tortuositeten θ uttrykkes som (Matyka et al., 2008):

$$\theta = \frac{L_e}{L} \quad (2.8)$$

Hvor L_e er den faktiske lengden vannet strømmer gjennom en jordart og L er den tilsynelatende lengden vannet strømmer gjennom en jordart. Tortuositeten vil alltid være større eller lik 1 (Matyka et al., 2008). Tortuositet er ikke mulig å måle direkte. Carman (1937) brukte derfor

eksperimentelle data til å beregne en verdi for tortuositet. Gjennom sine forsøk kom han fram til at tortuositeten var konstant i jordarter med en porøsitet større enn 25%.

2.2.4 Spesifikt overflateareal

Spesifikt overflateareal er en parameter som angir kornenes overflateareal per enhetsvolum, og inngår som en viktig komponent i Kozeny – Carmans og Loudons formel for beregning av hydraulisk konduktivitet, se delkapittel 2.5.5. Hvis jordarten består av uniforme sfæriske korn med en korndiameter d , kan spesifikt overflateareal uttrykkes som (Chapuis, 2012)

$$S_p = \frac{6}{d\rho_s} \quad (2.9)$$

Hvor S_p er spesifikt overflateareal gitt som [m^2/kg] og ρ_s er jordartens kordensitet [kg/m^3]. Formelen viser at spesifikt overflateareal øker med minskende kornstørrelse og minskende kordensitet. Med utgangspunkt i ligning (2.9) foreslo Chapuis & Legare (1992) at følgende ligning kunne benyttes ved beregning av spesifikt overflateareal for friksjonsjordarter ut ifra jordartens kornfordelingskurve:

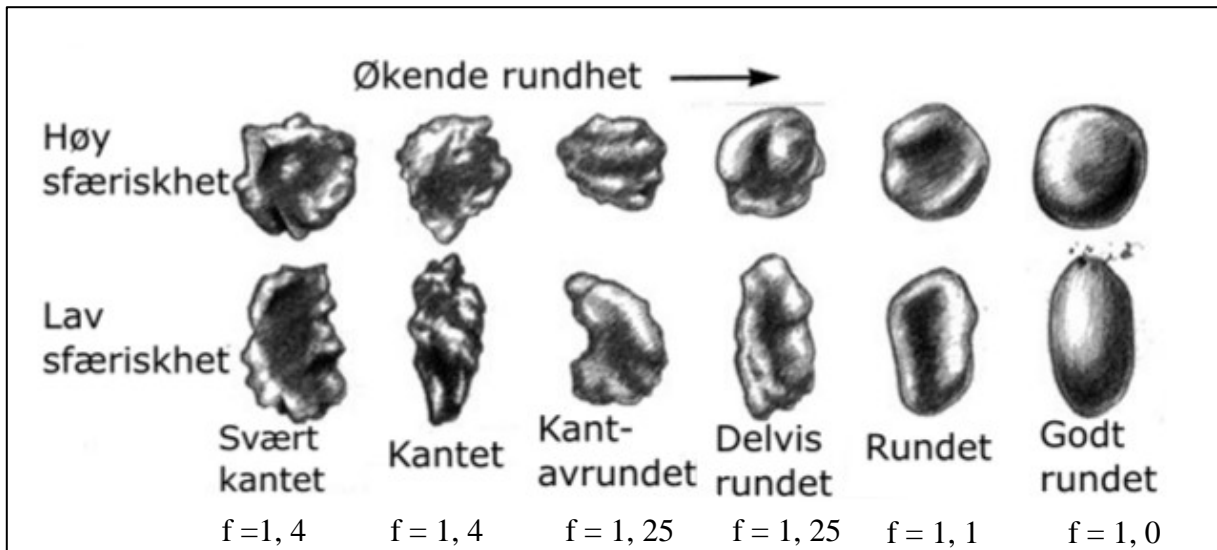
$$S_p = \frac{6}{\rho_s} \sum \frac{P_{No.D} - P_{No.d}}{d} \quad (2.10)$$

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

$$d_{eq} = \frac{1}{\sqrt{3}} d_{min} \quad (2.11)$$

Kantede korn gir et større spesifikt overflateareal enn avrundede korn (Cashman & Preene, 2001). Hvis kornene i en jordart ikke er perfekt avrundet må dette derfor tas hensyn til i beregningen av spesifikt overflateareal. Loudon (1952) tok hensyn til dette ved å innføre en kornformfaktor f basert på visuelle observasjoner av kornenes avrundingsgrad. Figur 2.5 viser hvordan kornene kan klassifiseres basert på kornform.



Figur 2.5: Diagram for visuell bestemmelse av kornformfaktor f . Modifisert av forfatter etter (Crain, 2000).

I jordarter hvor avrundingsgrad varierer med kornstørrelse, kan det være vanskelig å fastsette en kornformfaktor som er representativ for hele jordarten. I slike tilfeller kan det være hensiktsmessig å gi de ulike kornstørrelsene i prøven ulike kornformfaktorer. Ved å bruke denne tilnærmingen kan spesifikt overflateareal for ikke-sfæriske korn uttrykkes som:

$$S_p = \frac{6}{\rho_s} \sum f \frac{P_{No.D} - P_{No.d}}{d} \quad (2.12)$$

2.2.5 Hydraulisk konduktivitet

Hydraulisk konduktivitet er en skalar¹ som uttrykker hvor lett en væske transporteres gjennom et porøst medium (Bear, 2013). I umettet sone vil den hydrauliske konduktiviteten være avhengig av jordartens vanninnhold (Dirksen, 2000). Når vanninnholdet øker vil den hydrauliske konduktiviteten øke. Ved full vannmetning vil den hydrauliske konduktiviteten være på sitt maksimale, og vil da tilsvare den hydrauliske konduktiviteten i mettet sone (Brattli, 2009). Tabell 2.2 viser hydraulisk konduktivitet i noen typiske jordarter.

Tabell 2.2: Hydraulisk konduktivitet for noen typiske jordarter. Modifisert av forfatter etter (Lindmark, 2014).

Jordtype	Hydraulisk konduktivitet [m/s]	Hydraulisk konduktivitet [m/døgn]
Fin grus	10^{-1} - 10^{-3}	8640 - 86,4
Grov sand	10^{-2} - 10^{-4}	864 - 8,64
Medium sand	10^{-3} - 10^{-5}	86,4 - 0,864
Fin sand	10^{-4} - 10^{-6}	8,64 - $8,64 \times 10^{-2}$
Grov silt	10^{-5} - 10^{-7}	0,864 - $8,64 \times 10^{-2}$
Medium - fin silt	10^{-7} - 10^{-9}	$8,64 \times 10^{-2}$ - $8,64 \times 10^{-4}$
Leire	$< 10^{-9}$	$< 8,64 \times 10^{-4}$

Hydraulisk konduktivitet avhenger av både materialet som væsken strømmer gjennom og væskens egenskaper (Fetter, 2001). Materialeegenskapene som har betydning for hydraulisk konduktivitet er hovedsakelig kornstørrelse, kornfordeling, kornform, tortuositet, spesifikt overflateareal og porøsitet, mens viktige egenskaper ved væsken er tetthet og viskositet (Bear, 2013). Hydraulisk konduktivitet kan uttrykkes som (Fetter, 2001):

$$K = k \frac{\rho_w g}{\mu_w} \quad (2.13)$$

Viskositet kan sies å være et mål på en væskes motstand mot bevegelse. Dynamisk viskositet varierer med temperatur, og vil for væsker med lav tetthet avta når temperaturen øker, se tabell

¹ Matematisk objekt som har størrelse, men ikke retning

2.3. Den dynamiske viskositeten er også trykkavhengig, og for de fleste væsker vil viskositeten øke når trykket avtar, gitt at temperaturen er konstant. Unntaket er vann, hvor viskositeten avtar når trykket avtar og temperaturen er konstant. I de fleste praktiske situasjoner vil trykkendringen være såpass liten at dens effekt på viskositeten kan neglisjeres (Bear, 2013).

Tabell 2.3: Effekt av temperatur på dynamisk viskositet. Modifisert av forfatter etter (Kestin et al., 1978).

Temperatur [°C]	0	5	10	15	20
Dynamisk viskositet [Pas] x 10 ⁻³	1,787	1,519	1,307	1,138	1,002

Permeabiliteten avhenger av størrelsen til porene i en jordart, men er ikke avhengig av væskens egenskaper. Undersøkelser utført av Masch & Denny (1966) viser at permeabiliteten øker med økende kornstørrelse, og ifølge Loudon (1952) vil permeabiliteten for sandige jordarter øke med 13 % når porøsiteten øker med 1 prosent. Permeabiliteten kan uttrykkes som (Hubbert, 1957):

$$k = Nd_{50}^2 \quad (2.14)$$

Hvor N er en konstant [-].

2.2.6 Transmissivitet

I mange tilfeller er det hensiktsmessig å undersøke hvor mye vann som kan strømme gjennom hele akviferen. For å undersøke dette benyttes parameteren transmissivitet, som er et mål på hvor mye vann som per enhetsbredde kan strømme horisontalt gjennom en mettet akvifer under én enhets gradient. Transmissivitet defineres som produktet av hydraulisk konduktivitet og akviferens mektighet (Fetter, 2001):

$$T = K \times m \quad (2.15)$$

Hvor T er transmissivitet [m²/s] og m er akviferens mektighet [m]. Beregningen av transmissivitet forutsetter at strømmingen i akviferen er horisontal. I akviferer bestående av flere

lag med ulik hydraulisk konduktivitet, kan akviferens totale transmissivitet uttrykkes som summen av transmissiviteten i hvert lag (Fetter, 2001):

$$T = \sum_i^n T_i \quad (2.16)$$

2.2.7 Magasinkoeffisient

Magasinkoeffisienten er et mål på volumet vann som magasineres eller frigjøres per enhetsareal av akviferen per enhet endring i trykkehøyde. Når trykkehøyden avtar vil akviferens kornskjelett komprimeres grunnet en økning i effektivspenninger, og vann vil presses ut av akviferen. I tillegg vil vann frigis ettersom vannet utvider seg grunnet et avtagende vanntrykk. Summen av disse bidragene betegnes som den spesifikke magasinkoeffisienten og kan uttrykkes som (Fetter, 2001):

$$S_s = \rho_w g (\alpha + n\beta) \quad (2.17)$$

Hvor S_s er spesifikk magasinkoeffisient [1/m], α er kompressibiliteten til akviferen [1/(N/m²)] og β er kompressibiliteten til vann [1/(N/m²)]. I en lukket akvifer vil trykkehøyden være større enn akviferens mektighet og porene vil være fullt vannmettet. Magasinkoeffisienten i en lukket akvifer kan derfor uttrykkes som produktet av spesifikk magasinkoeffisient og akviferens mektighet (Fetter, 2001):

$$S = m \times S_s \quad (2.18)$$

Hvor S er magasinkoeffisienten [-]. For en lukket akvifer vil magasinkoeffisienten generelt være lavere enn 0,005 (Fetter, 2001).

I åpne akviferer vil porenes metningsgrad variere med mengden vann lagret i akviferen. Magasinkoeffisienten i en åpen akvifer er først og fremst knyttet til drenering og påfylling av porerom uttrykt ved vannavgivningstallet S_y . Videre vil magasinkoeffisienten også være en

funksjon av akviferens elastisitet beskrevet ved den spesifikke magasinkoeffisienten. Samlet kan magasinkoeffisienten for en åpen akvifer derfor uttrykkes som (Fetter, 2001):

$$S = S_y + hS_s \quad (2.19)$$

Vannavgivningstallet beskriver forholdet mellom fritt drenert vannvolum og totalt volum vann, og er således et mål for jordartens effektive porøsitet (Brattli, 2009). Bidraget fra den spesifikke magasinkoeffisienten vil være tilnærmet neglisjerbar i en åpen akvifer da bidraget fra vannavgivningstallet er mange ordener større. Magasinkoeffisienten i en åpen akvifer vil derfor i praksis tilsvare vannavgivningstallet som igjen tilsvare den effektive porøsiteten. For åpne akviferer vil størrelsen på vannavgivningstallet ligge innenfor intervallet 0,01 til 0,3 (Fetter, 2001).

2.3 Beregning av effektiv porøsitet ved hjelp av heliumporøsimeter

For å forstå hvordan porøsitet kan måles ved hjelp av et heliumporøsimeter er det nødvendig å gi en beskrivelse av prinsippet bak metoden. Følgende beskrivelse av prinsippene bak metoden er hentet fra Torsæter & Abtahi (2000). Metoden går ut på å beregne porøsitet basert på volumet av heliumgass som trenger inn i prøvematerialets porerom under et gitt trykk. Apparatet består av to trykkammer som er bundet sammen og som kan separeres med en ventil. Når ventilen er lukket har heliumgassen i den tomme sylindren i det ene kammeret et kjent volum V_1 og et referansetrykk p_1 . Sylindren som står i det andre kammeret er fylt med prøvematerialet og har et ukjent volum V_2 , og et kjent trykk p_2 . Trykket p_1 i referansekammeret er mange ganger større enn trykket p_2 i kammeret med prøvematerialet. Når ventilen mellom kamrene åpnes vil derfor et kjent volum heliumgass V_1 og et kjent trykk p_1 fra referansecella trenge inn i prøvematerialets poresystem. Det vil så innstille seg en likevekt med et resulterende likevektstrykk p og et likevektsvolum V [cm^3]. Ved hjelp av Boyles lov, se ligning (2.20), kan volumet V_2 [cm^3] beregnes forutsatt at ekspansjon av heliumgass inn i prøvematerialet skjer isotermisk. Ut ifra volumet V_2 kan prøvematerialets porøsitet beregnes:

$$p_1V_1 + p_2V_2 = p(V_1 + V_2) \quad (2.20)$$

Ved å løse for V_2 fås følgende uttrykk:

$$V_2 = \frac{(p - p_1)V_1}{p_2 - p} \quad (2.21)$$

Trykkene i ligning (2.21) uttrykkes som absolutte trykk. Absolutt trykk medfører at atmosfæretrykket settes lik 0 og trykk større enn atmosfæretrykket tilegnes en positiv verdi. For enkelthets skyld settes $p_1 = 100 \text{ psig}$ og $p_2 = 0 \text{ psig}$. Dette gir at ligning (2.21) blir redusert til følgende uttrykk:

$$V_2 = \frac{V_1(100 - p)}{p} \quad (2.22)$$

Hvor p er likevekstrykket avlest fra trykkmåleren [psig]. Videre er volumet av fast stoff $V_K[\text{cm}^3]$ i prøven gitt som:

$$V_K = V_1 - V_2 \quad (2.23)$$

Og porevolumet $V_P[\text{cm}^3]$ gitt som:

$$V_P = V_B - V_K \quad (2.24)$$

V_B er prøvematerialets bulkvolum [cm^3] gitt som:

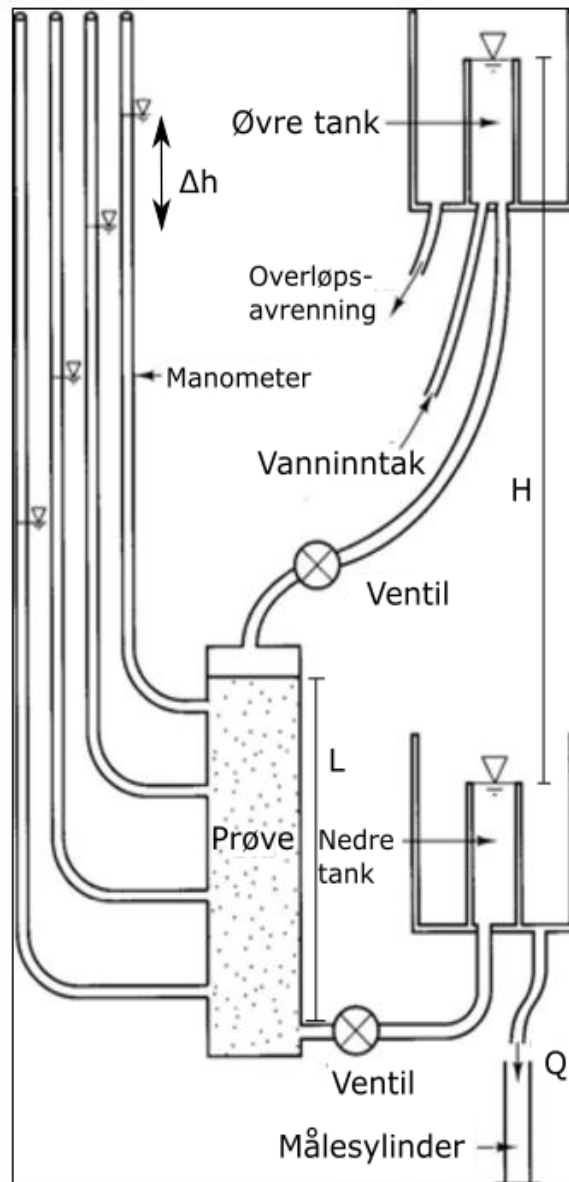
$$V_B = h \times \frac{\pi d_i^2}{4} \quad (2.25)$$

Hvor h er høyden fra bunn av stålbeholder opp til toppen av prøvematerialet [cm] og d_i er stålbeholderens indre diameter [cm]. Ut ifra dette kan jordartens porøsitet beregnes:

$$n = \frac{V_P}{V_B} \quad (2.26)$$

2.4 Beregning av hydraulisk konduktivitet i laboratoriet

Beregning av hydraulisk konduktivitet i laboratoriet kan utføres ved hjelp av testing med konstant trykkehøyde eller testing ved fallende trykkehøyde. Testing ved konstant trykkehøyde er basert på at vann beveger seg gjennom jordarten med konstant hydraulisk trykkehøydeforskjell, se figur 2.6.



Figur 2.6: Prinsippkisse for testing av hydraulisk konduktivitet ved konstant trykkehøyde. Modifisert av forfatter etter (Koliji, 2008).

Målingene foretas i en permeametercelle, også kjent som en Darcy – celle. Testapparatet er utstyrt med en justerbar øvre og nedre vanntank, noe som gjør det mulig å holde opprettholde en konstant trykkehøyde under testingen. Trykkehøyden måles ved hjelp av manometre tilkoblet

permeametercella. Før testingen begynner mettes prøven. Deretter måles tiden det tar for et visst volum av vannet å bevege seg gjennom jordarten, og vannføringen Q [m^3/s] kan dermed beregnes ved følgende ligning (Brattli, 2009):

$$Q = Vt \quad (2.27)$$

Hvor t er tid [s] og V er volum av gjennomstrømmet væske over tiden t [m^3]. Ved å måle lengden av cella L , tverrsnittsarealet A , den konstante trykkehøydeforskjellen Δh og vannføringen Q kan den hydrauliske konduktiviteten K beregnes ved hjelp av Darcys lov (Brattli, 2009):

$$K = \frac{QL}{A\Delta h} \quad (2.28)$$

Den andre metoden for beregning av hydraulisk konduktivitet i laboratoriet utføres ved fallende trykkehøyde. Metoden er ikke benyttet i denne oppgaven, og vil derfor ikke bli ytterligere diskutert.

2.5 Empiriske formler som relaterer kornfordeling til hydraulisk konduktivitet

Det er utledet en rekke ulike empiriske formler som benytter jordarters kornfordeling i beregningen av hydraulisk konduktivitet. Åtte av disse og deres angitte bruksområde vil bli presentert i denne oppgaven. Tradisjonelt sett er Hazens formel og Gustafsons formel de vanligste å benytte i Skandinavia. Formlene til Kozeny – Carman og Loudon er mindre omtalt i Skandinavisk litteratur. Disse er likevel interessante å undersøke, da de skiller seg ut fra de resterende formlene ved å inkludere flere parametere. De øvrige formlene som presenteres i dette kapittelet er utledet og beskrevet av Chapuis (2012), Harleman et al. (1963), U.S Bureau of Reclamation og Kenney et al. (1984), og har flere likehetstrekk med Hazens formel.

2.5.1 Hazen

Hazen (1892) utarbeidet følgende empiriske formel for sammenhengen mellom kornstørrelse og hydraulisk konduktivitet i mettede jordarter:

$$K = C_H \times d_{10}^2 \quad (2.29)$$

Hvor d_{10} oppgis i mm og C_H er Hazens empiriske konstant. Hazens formel gjelder for jordarter med en effektiv kornstørrelse d_{10} på mellom 0,1 og 3 mm, og hvor gradertingstallet C_u er lavere enn 5 (Loudon, 1952). Forsøk utført av Taylor (1948) viser at verdien for C_H kan ligge i området fra 0,0041 til 0,0146. I et flertall av forsøkene lå verdien for C_H innenfor området fra 0,0081 til 0,0117. En gjennomsnittlig verdi for Hazens empiriske konstant C_H er derfor vanligvis antatt å være 0,0100 ved en vanntemperatur på 10° C (Taylor, 1948; Loudon, 1952; Carrier III, 2003). I denne oppgaven settes C_H lik 0,01157, da dette er den mest brukte verdien i Skandinavisk litteratur (Andersson et al., 1984).

Temperaturen T [°C] til vannet som strømmer gjennom en jordart har effekt på den hydrauliske konduktiviteten, se ka2.2.5. I Hazens formel tas dette hensyn til ved å temperaturkorrigere den empiriske konstant C_H (Hazen, 1892):

$$C_{Hkorr} = C_H(0,7 + 0,03T) \quad (2.30)$$

Dette gir at ved 20° vil korrigeringsfaktoren tilsvare $1,3 \times C_H$, og den hydrauliske konduktiviteten vil være 30% større enn ved 10° (Carrier III, 2003). Ved å sette Hazens konstant lik 0,01157 samtidig som det tas hensyn til temperaturkorrigering, kan Hazens formel uttrykkes som:

$$K = 0,01157 \times d_{10}^2 \times (0,7 + 0,03 \times T) \quad (2.31)$$

Hazens formel er tradisjonelt sett den mest brukte for estimering av hydraulisk konduktivitet basert på jordarters kornfordeling (Carrier III, 2003). Formelen er enkel å bruke og gir en rask tilnærming til jordartens hydrauliske konduktivitet. Det er samtidig viktig å være klar over at

formelen ikke tar hensyn til viktige parametere som porøsitet, kornform og fordeling av kornstørrelser. Dette kan føre til store feil i estimering av hydraulisk konduktivitet (Loudon, 1952).

2.5.2 Gustafson

Gustafson kom i 1982 fram til en formel for estimering av hydraulisk konduktivitet basert på observasjoner gjort av kornfordelingskurver. Formelen ble utledet ved å sammenligne en rekke kornfordelingskurver med resultater fra hydrauliske pumpetester, og kan uttrykkes som (Andersson et al., 1984):

$$K = E(C_u) \times d_{10}^2 \quad (2.32)$$

Hvor d_{10} oppgis i m. Funksjonen $E(C_u)$ relateres til graderingstallet C_u via følgende sammenheng:

$$E(C_u) = 10,2 \times 10^6 \times \frac{e^3}{1+e} \times \frac{1}{g^2(C_u)} \quad (2.33)$$

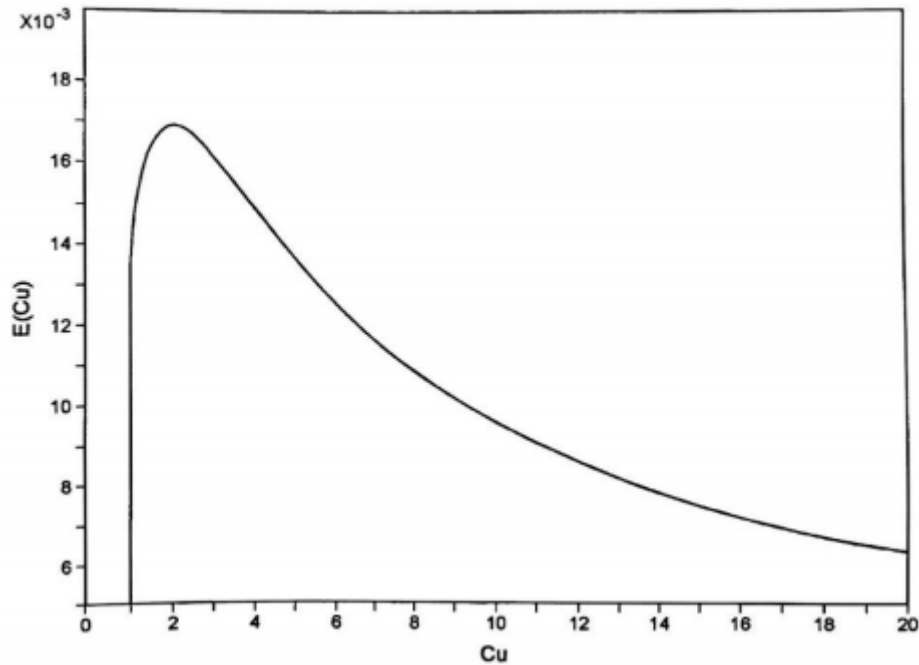
Hvor poretallet e er gitt som:

$$e = 0,8 \left(\frac{1}{2\ln(C_u)} - \frac{1}{C_u^2 - 1} \right) \quad (2.34)$$

Og funksjonen $g(C_u)$ er gitt som:

$$g(C_u) = \frac{1,30}{\log(C_u)} \times \frac{C_u^2 - 1}{C_u^{1,8}} \quad (2.35)$$

Formelen vil gi best resultater for jordarter hvor graderingstallet C_u ligger i intervallet $2,5 < C_u < 15$ (Gustafson, 1983), og er beregnet ut ifra en vanntemperatur på $10^\circ C$ (Andersson et al., 1984). Verdien til funksjonen E_{cu} kan også bestemmes grafisk som vist i figur 2.7.



Figur 2.7: Sammenheng mellom graderingstallet C_u og $E(C_u)$ (Brattli, 2009).

2.5.3 Harleman

Harleman et al. (1963) kom fram til at den hydrauliske konduktiviteten kunne relateres til vannets kinematiske viskositet og jordartens kornfordelingskurve. For enkelthets skyld vil denne formelen fra nå av betegnes som Harlemans formel. Harlemans formel kan uttrykkes som (Lu et al., 2012):

$$K = C_{HM} \frac{g\mu_w}{\rho_w} \times d_{10}^2 \quad (2.36)$$

Hvor d_{10} må oppgis i m og C_{HM} er konstant lik $6,54 \times 10^{-4}$ [-].

2.5.4 U.S Bureau of Reclamation

U.S Bureau of Reclamation (U.S.B.R.), vannforvaltningsetaten i USA, bruker følgende formel for estimering av hydraulisk konduktivitet (Rosas et al., 2015):

$$K = \beta_U \frac{g\rho_w}{\mu_w} \times (d_{20})^{2,3} \quad (2.37)$$

Hvor d_{20} oppgis i mm og β_U er lik $4,8 \times 10^{-4}$. U.S Bureau of Reclamations formel gjelder for middelskornet sandjordarter hvor graderingstallet C_u er mindre enn 5. Dette innebærer at formelen vil være begrenset til å gjelde jordarter med en d_{20} i intervallet $0,2 \text{ mm} < d_{20} < 0,6 \text{ mm}$ (Rosas et al., 2015).

2.5.5 Kozeny – Carman og Loudon

Kozeny (1927) utarbeidet en empirisk formel for sammenhengen mellom hydraulisk konduktivitet og jordartens poreegenskaper. I utledningen av denne ligningen ble det gjort antagelser om at et porøst medium kan ses på som en rekke kapillære rør av lik lengde, og med en felles hydraulisk radius. Ligningen ble senere modifisert av (Carman, 1956; Carman, 1937) og kan skrives som (Chapuis & Aubertin, 2003):

$$K = C \frac{g}{\mu_w \rho_w} \times \frac{e^3}{S_p^2 D_R^2 (1 + e)} \quad (2.38)$$

Hvor C er en faktor som tar hensyn til jordartens tortuositet og som er satt til 0,2 basert på eksperimentelle forsøk utført av Carman (1939), S_p oppgis i m^2/kg og D_R er jordartens spesifikke vekt gitt som:

$$D_R = \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (2.39)$$

Kozeny – Carman formel er utledet fra Darcys lov og er derfor bundet til de samme begrensningene, se delkapittel 2.1. I Kozeny – Carmans formel antas det at det ikke foregår elektrokjemiske reaksjoner mellom partiklene i jordarten og vann som strømmer gjennom jordartens porerom. Formelen vil derfor ikke være gyldig for kohesive jordarter, det vil si jordarter med en kornstørrelse d_{10} mindre enn 0,06 mm. Dette omfatter fraksjonene silt og leire. Samtidig vil ikke formelen være gyldig for jordarter med en partikkeldiameter d_{10} større en 3 mm. Strømningshastigheten øker med partikkeldiameter, og for partikler med diameter større enn 3 mm må turbulent strømming tas med i estimering av hydraulisk konduktivitet. Siden

Kozeny-Carmans formel er begrenset til laminær strømning, må andre metoder tas i bruk for å estimere hydraulisk konduktivitet i tilfeller hvor d_{10} er større enn 3 mm (Carrier III, 2003). Dette vil ikke være en aktuell problemstilling i dette prosjektet, og vil derfor ikke omtales nærmere.

Loudon (1952) videreutviklet formelen til Kozeny (1927) og Carman (1937) for sammenhengen mellom porøsitet og hydraulisk konduktivitet. Ved å variere pakningsgrad målte Loudon hydraulisk konduktivitet for ulike porøsiteter. Eksperimentene Loudon utførte viste at det kunne tilpasses en enkel empirisk sammenheng mellom porøsitet og hydraulisk konduktivitet:

$$K = \frac{10^{(1,365+5,15n)}}{S_p^2} \quad (2.40)$$

Hvor S_p oppgis i cm^2/cm^3 . Loudon (1952) konkluderte med at ligning (2.40) ga gode verdier for hydraulisk konduktivitet i tilfeller hvor porøsiteten ligger mellom 26 og 47 %.

2.5.6 Hazen - Taylor

Hazens formel beregner den hydrauliske konduktiviteten for løst pakket uniform sand. Dette medfører at jordartens porettall e antas å være konstant og tilnærmet lik det maksimale porettallet e_{maks} (Chapuis, 2012). Det finnes en rekke metoder som også beregner den hydrauliske konduktiviteten som funksjon av porøsitet. Taylor (1948) foreslo at den hydrauliske konduktiviteten kunne relateres til porettallet e ved følgende sammenheng:

$$K = A \frac{e^3}{1 + e} \quad (2.41)$$

Hvor A er en koeffisient med en unik verdi for hver jordart [m/s]. Koeffisienten A kan bestemmes ut ifra eksperimentelle verdier av hydraulisk konduktivitet og porettallet. Det er mulig å eliminere koeffisienten A ved å anta at den hydrauliske konduktiviteten i Hazens formel tilsvarer den hydrauliske konduktiviteten i Taylors formel når e er lik e_{maks} (Chapuis, 2012):

$$K = 0,01157 \times d_{10}^2 \times (0,7 + 0,03 \times T) = \frac{Ae_{maks}^3}{1 + e_{maks}} \quad (2.42)$$

Ved å løse ut for A og sette inn i ligning (2.41) kan den hydrauliske konduktiviteten uttrykkes som:

$$K = K_{Hazen} \times \frac{1 + e_{maks}}{e_{maks}^3} \times \frac{e^3}{1 + e} \quad (2.43)$$

Hvor K_{Hazen} er den hydrauliske konduktiviteten beregnet ved Hazens formel, e_{maks} er jordartens poreteall når jordarten er løst pakket og e er poreteallet når jordarten er komprimert.

2.5.7 Kenney

Kenney et al. (1984) undersøkte sammenhengen mellom permeabilitet og kornstørrelse ved å plote målt permeabilitet mot en gitt kornstørrelse i et dobbeltlogaritmisk diagram. For enkelthets skyld betegnes formelen fra nå av som Kenneys formel. Testene ble utført på jordarter som hadde et graderingstall i området $1 < C_U < 6$. Gjennom å studere disse plottene konkluderte Kenney et al. (1984) med at for det testede prøvematerialet var den hydrauliske konduktiviteten avhengig av d_5^2 og samtidig praktisk talt uavhengig av graderingstall og formen til jordartens kornkurve. Sammenhengen mellom d_5 og hydraulisk konduktivitet ble uttrykt gjennom følgende empiriske formel:

$$K = 10^{-2} \times \beta_K \times d_5^2 \quad (2.44)$$

Hvor β_K er en konstant, unik for hver jordart og d_5 oppgis i mm. Forsøkene som ledet til denne empiriske sammenhengen er utført ved en vanntemperatur på 21° C. Ved å sette β_K til å variere mellom 0,5 og 1 kunne d_5 i de fleste av prøvene som ble testet av Kenney et al. (1984) relateres til jordartens hydrauliske konduktivitet ved hjelp av ligning (2.44). Formelen er også omtalt i Chapuis (2012), men virker ellers å være lite brukt til beregning av hydraulisk konduktivitet. Det er likevel av interesse å teste formelen da det er få andre formler som benytter seg av d_5 ved estimering av hydraulisk konduktivitet.

2.5.8 Sammenstilling av empiriske formler

En sammenstilling av de empiriske formlene som er gjennomgått i denne oppgaven er vist i tabell 2.4 . Tabellen viser også formlenes begrensninger.

Tabell 2.4: En oversikt over empiriske formler for estimering av hydraulisk konduktivitet og deres begrensninger.

Metode	Formel	Variabel	Begrensninger
Hazen (1892)	$K = 0,01157 \times d_{10}^2 \times (0,7 \times 0,03 \times T)$	d_{10} [mm] T [°C]	$0,1 \text{ mm} < d_{10} < 3 \text{ mm}$
Gustafsson (1982)	$K = E(Cu) \times d_{10}^2$	$Cu = d_{60}/d_{10}$ d_{10} [mm]	$2,5 < Cu < 15$
Harleman (1963)	$K = 6,54 \times 10^{-4} \times \frac{g\mu_w}{\rho_w} \times d_{10}^2$	d_{10} [mm]	-
U.S Bureau of Reclamation (Rosas et al., 2015)	$K = \beta_U \frac{g\rho_w}{\mu_w} \times (d_{20})^{2,3}$	d_{20} [mm]	$0,2 \text{ mm} < d_{20} < 0,6 \text{ mm}$ $Cu < 5$
Kozeny - Carman (Kozeny, 1927,1953; Carman, 1937, 1956)	$K = C \frac{g}{\mu_w \rho_w} \times \frac{e^3}{S_p^2 D_R^2 (1 + e)}$	S_p [m ² /kg] Porositet n [-]	$0,06 \text{ mm} < d_{10} < 3 \text{ mm}$
Loudon (1952)	$K = \frac{10^{(1,365+5,15n)}}{S_p^2}$	S_p [cm ² /cm ³] Porositet n [-]	$0,06 \text{ mm} < d_{10} < 3 \text{ mm}$
Hazen - Taylor (2012)	$K = K_{Hazen} \times \frac{1 + e_{maks}}{e_{maks}^3} \times \frac{e^3}{1 + e}$	d_{10} [mm] Poretall e [-]	$0,1 \text{ mm} < d_{10} < 3 \text{ mm}$
Kenneys metode	$K = 10^{-2} \times \beta_K \times d_5^2$	d_5 [mm]	$1 < Cu < 6$

2.6 Beregning av hydraulisk konduktivitet ved pumpetesting

I dette delkapittelet gis det en beskrivelse av teorien bak pumpetester og hvordan pumpetester kan brukes til å beregne transmissiviteten og magasinkoeffisienten i lekkende og åpne akviferer. Pumpetester foretas på uforstyrret «in situ» prøvemateriale og er derfor en av de mest presise metodene for beregning av hydraulisk konduktivitet. Samtidig er det en krevende og kostbar metode som krever god forståelse av de geologiske formasjonene som grunnvannet strømmer igjennom (Kruseman & Ridder, 1990).

Ved pumpeforsøk skilles det mellom stasjonær strømning og transient strømning. Stasjonær strømning er uavhengig av tid, noe som betyr at det ved pumping er likevekt mellom vannmengden som strømmer inn i brønnens senkningstrakt og vannmengden som pumpes ut (Brattli, 2009). Stasjonær strømning kan forekomme når akviferen mates av en ekstern kilde. Eksempler på dette er nedbør eller åpent vann som står i direkte kontakt med akviferen. Transient strømning forekommer umiddelbart fra pumpingen starter til stasjonære forhold er nådd. For en akvifer med uendelig horisontal utstrekning vil det alltid være en viss grad av transient strømning. I praksis regnes derfor strømning som transient så lenge endringene i vannivå i pumpebrønnen og observasjonsbrønnene er målbare (Kruseman & Ridder, 1990).

Formelverket for beregning av hydrauliske parametere baserer seg på data fra senkningstrakten som oppstår når vann pumpes ut av en brønn med en konstant rate Q , under gitte geologiske og hydrogeologiske forhold. Pumpetestingen utføres ved å måle senkningen Δs i en eller flere observasjonsbrønner som funksjon av tiden t siden pumpestart. Underveis i testen transporteres oppumpet grunnvann vekk fra inflasjonsområdet for å hindre reinfiltrasjon av vann i akviferen (Odong, 2007). For at brønnpumpetesten beskrevet i dette avsnittet skal gi pålitelige verdier må følgende generelle kriterier være oppfylt (Kruseman & Ridder, 1990):

- Akviferen har en tilsynelatende uendelig utstrekning.
- Akviferen er homogen, isotrop og av uniform mektighet i området som påvirkes av pumpetesten.
- Innstrømningen til brønnen er transient og laminær.
- Akviferen pumpes med en konstant rate.
- Pumpebrønnen og observasjonsbrønnenes diameter er liten nok til at mengden vann som lagres i brønnrøret er neglisjerbart.
- Før pumpingen begynner ligger potensiometerflaten/grunnvannsnivået horisontalt over området som påvirkes av testen.

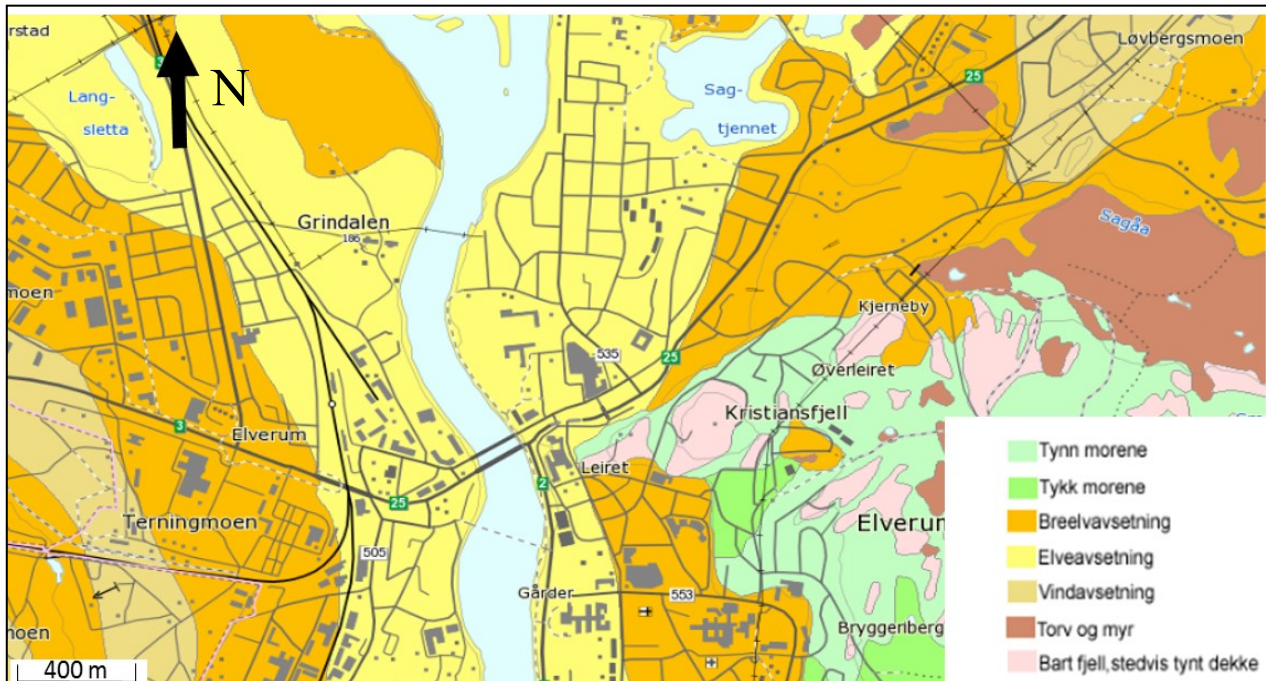
I tabell 2.5 presenteres de to metodene som er brukt til å beregne transmissivitet og magasinkoeffisient ved transient strømning i forbindelse med denne oppgaven. For en mer detaljert forklaring av metodene henvises det til Hantush & Jacob (1955) og Neuman (1972; 1974; 1975; 1987).

Tabell 2.5: Beregning av transmissivitet og magasinkoeffisient for lekkende og åpen akvifer.

Akvifertype	Metode	Formel	Forklaring
Lekkende	Hantush & Jacob	$T = \frac{Q}{4\pi S} W(u, \frac{r}{B})$ $S = \frac{4tu}{r^2} T$	<p>T er transmissivitet [m²/s] S er magasinkoeffisient [-] s er senkning [m] Q er pumperate [m³/s] r er avstand fra pumpebrønn til observasjonsbrønn [m] t er tid [s] W(u, r/B) er brønnpumpefunksjon u er et av argumentene i brønnpumpefunksjonen B er en lekkasjefaktor</p>
Åpen	Neuman	$T = \frac{Q}{4\pi S} W(u_A, u_B, \beta)$ $S = \frac{4tu_A}{r^2} T$	<p>T er transmissivitet [m²/s] S er magasinkoeffisient [-] s er senkning [m] Q er pumperate [m³/s] r er avstand fra pumpebrønn til observasjonsbrønn [m] t er tid [s] W(u_A, u_B, β) er brønnpumpefunksjonen u_A og u_B er argumenter i brønnpumpefunksjonen β er en funksjon av forholdet mellom vertikal og horisontal K</p>

2.7 Områdebeskrivelse

I dette delkapittelet gis det en oversikt over de viktigste kvartærgeologiske trekkene i prøvetakingsområdet. Elverum kommune ligger langs elva Glomma i Østerdalen, en dal som strekker seg fra Røros til Elverum. I figur 2.8 er det gitt en oversikt over løsmassefordelingen, og en tilhørende beskrivelse av løsmasseavsetningene er gitt i tabell 2.6.



Figur 2.8: Kvartærgeologisk kart over Elverum sentrum. Modifisert av forfatter etter (Norges geologiske undersøkelse, 2017b).

Løsmassefordelingen i Elverum er i stor grad preget av isens bevegelser mot slutten av siste istid. Øst for Glomma er det i enkelte deler av Elverum sentrum funnet morenemateriale. Morenematerialet ble avsatt den gangen isen dekket hele området, og vil derfor være av de eldste avsetningene. Det er også observert torv- og myrdannelser med en rekke fjellblotninger i området. Myrdannelsen tyder på at det er et tett lag i bunn som gir dårlig drenering av vann. Det tette laget kan være fjell med lav konduktivitet, eller fjordavsetninger avsatt da isen mot slutten av siste istid begynte å trekke seg tilbake, og havet trakk seg innover i landet (Hansen et al., 2005). Størsteparten av dalbunnen i Elverum sentrum består av breelv- og elveavsetninger. Tidligere utførte boringer viser at de nederste delene av avsetningen består av grusige masser. Nærmere terrengoverflaten består avsetningen av finkornede godt sorterte fluviale avsetninger, med en tykkelse på 20 – 30 meter. (Norges geologiske undersøkelse, 2017a). I forbindelse med uttak av grunnvann er det disse som er av størst interesse. Dannelsen av breelvavsetningene er tolket til å være et resultat av nedtappingen av Nedre Glomsjø for 9200 år siden. Nedre Glomsjø var en stor bredemt innsjø som ble dannet mellom den

midtnorske fjellkjeden og ismassene mot slutten av siste istid. Bresjøen strakk seg fra Atna i Glåmdalen og Åkrestrømmen i Rendalen i sør der iskanten lå, og nordover i begge disse dalførene. Etter hvert som mer og mer av isen smeltet, ble isdekket gradvis tynnere, og for 9200 år brøt vannmassene igjennom. Beregninger utført av Berthling & Sollid (1999) viser at vannmassene som flommet under isen sørover i Rendalen trolig hadde en vannføring omkring 170 000 kubikkmeter per sekund. Vannet løp ut i fjorden ved Elverum, hvor vannstanden steg 35 m på grunn av de enorme vannmassene. Massene som er avsatt ved nedtappingen av store Glomsjø har også gitt opphav til de mektige vindavsetningene som kan observeres i Elverum sentrum (Hansen et al., 2005).

Tabell 2.6: Beskrivelse av jordarter i prøvetakingsområdet. Modifisert av forfatter etter (Hansen et al., 2005).

Type	Beskrivelse	Dannelse og forekomst
Morenemateriale (Glasiale avsetninger).	Blanding av leire, silt, sand, grus og blokk med lav rundingsgrad og liten eller ingen lagdeling.	Avsatt etter transport av bre som har løsrevet og knust materialet fra fjell og løsmasser. Forekommer i sammenhengende eller usammenhengende løsmassedekker, ofte over store arealer.
Hav - og fjordavsetninger (Glasimarine avsetninger).	Silt og leire med mindre mengder finsand og grovere materiale. Kan være lagdelt eller massivt.	Avsatt som slam i hav og fjord som tilføres dette fine materialet fra elver. Grovere materiale kan være tilført av strømmer langs havbunnen, isfjell eller is fra elver.
Elveavsetninger (Fluviale avsetninger).	Lagdelt sand og grus. De enkelte korn er godt avrundet. Siltlag forekommer også.	Avsatt av elver på elvesletter, på terrasser, i vifter og i deltaer. Mye finkornet materiale er transportert til hav, fjord og innsjø.
Breelavsetninger (glasifluviale avsetninger).	Lagdelt grus og sand. De enkelte korn er forholdsvis godt avrundet.	Avsatt av strømmende smeltevann fra breer på sletter og i deltaer. Materialet kan også være avsatt i eller under breen og forekommer som rygger. Finsand, silt og leire er transportert bort til hav, bresjø eller innsjø.
Vindtransportert materiale (eoliske avsetninger).	Finkornet meget godt sortert sand.	Transportert av vind i luften, ved saltasjon og kryping og avsettes som sanddekker, rifler og sanddyner. Forekommer typisk i områder tilknyttet breelv - elve - og strandavsetninger hvor det er rikelig tilgang på finkornet materiale.
Torv - og myr.	Akkumulasjon av dødt organisk materiale.	Dannet ved vekst av organisk materiale i forsenkninger med dårlig drenering, der nedbrytingen har vært liten.

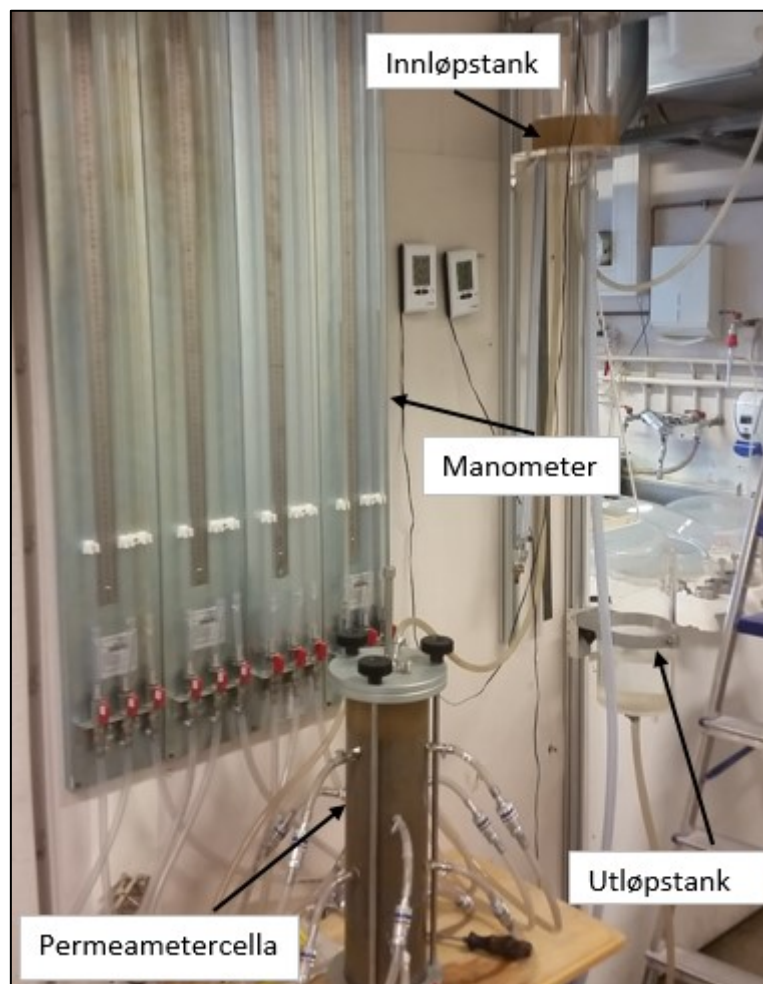
3 Metoder

3.1 Laboratoriearbeid

Laboratoriearbeidet beskrevet i dette delkapitlet ble utført i studentlaboratoriet ved Institutt for geovitenskap og petroleum ved NTNU i perioden fra september til oktober 2016, samt i perioden fra februar til mai 2017. Arbeidet er utført av undertegnede med veiledning fra doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal.

3.1.1 Permeameteresting

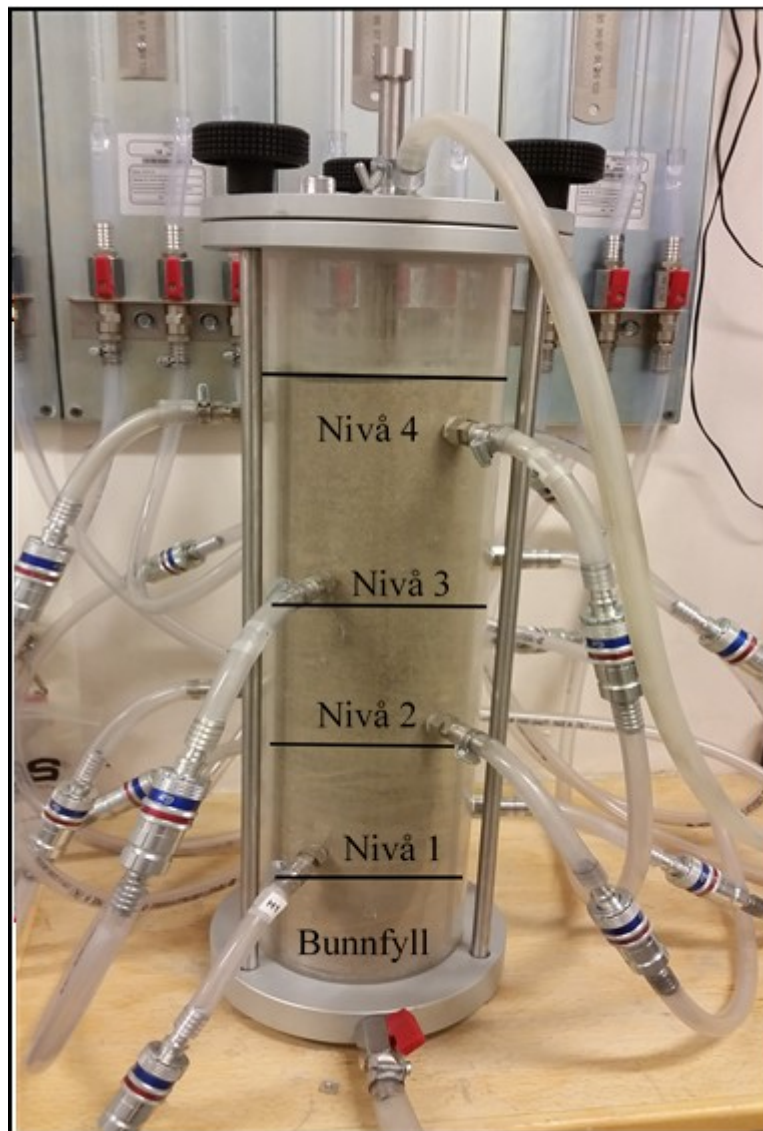
Testing av hydraulisk konduktivitet i laboratoriet ble utført ved hjelp av en permeametercelle av merket Matest S245 – 02, tolv manometerstativ av merket Matest S245 – 03 og en innløps- og utløpstank av merket Matest S245 – 04. Et bilde av oppsettet er vist i figur 3.1.



Figur 3.1: Oppsett av permeametercella. Foto: Håvard Tømmerdal.

Permeametercella som ble brukt i dette forsøket hadde fire ulike dysenivåer, med tre dyser i hvert nivå, se figur 3.2. Dette gjorde det mulig å måle hydraulisk konduktivitet i tre prøver av

gangen, og samtidig kontrollere at de ulike dysene viste korrekte verdier. Toppen og bunnen av cella var koblet til hver sin vanntank med justerbar høyde. Dette gjorde det mulig å kjøre forsøk med varierende høydeforskjell mellom den øverste og den nederste tanken.



*Figur 3.2: Permeametercella med innregnede dysenivåer.
Foto: Håvard Tømmerdal.*

Ved preparering av cella ble det først lagt et sandfilter i bunn for å hindre at partikler kunne strømme ut gjennom det nedre utløpet. Over filteret ble det lagt en sandprøve som kun skulle fungere som fyllmasse i cella. Videre ble prøvemateriale helt forsiktig opp i cella ved hjelp av en glasskolbe. Det kunne observeres en viss lagdeling med anrikning av finere materiale i enkelte deler av cella på grunn av dette. Prøvene ble lagt slik at de tre nederste nivåene med dyser ble liggende i hver sin prøve. Dysene i nivå tre og fire ble begge liggende i den øverste prøven. En oversikt over prøvenes plassering i permeametercella er vist i tabell 3.1.

Tabell 3.1: En oversikt over permeametertestene som er gjennomført i forbindelse med denne oppgaven.

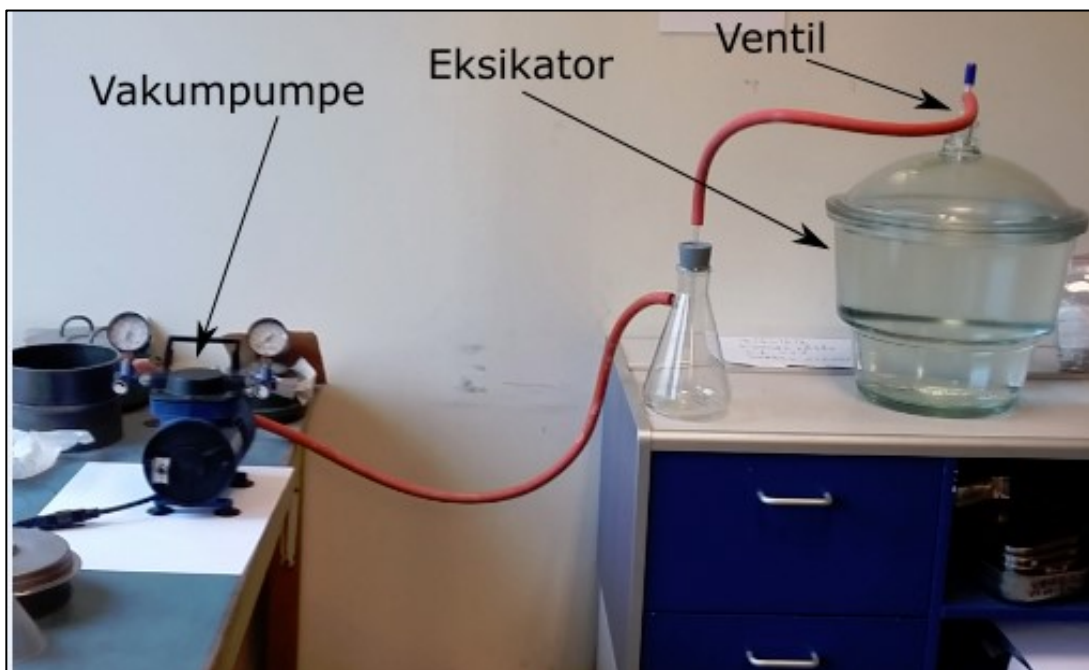
	Prøvenummer	Hentet fra (mut)	Nivå i cella
Permeametertest 1	10	21-24	1-2
	9	18-21	2-3
	8	15-18	3-4
Permeametertest 2	7	14-15	1-2
	6	12-14	2-3
	5	11-12	3-4
Permeametertest 3	16	13-15	1-2
	13+14	3-5	2-3
	15	8-9	3-4
Permeametertest 4	2	11-12	1-2
	12	2-3	2-3
	24 + 25	2-6	3-4

«In situ» komprimeringsgrad ble forsøkt etterlignet ved å pakke prøvematerialet med et sirkulært stempel i cella. Stemplet var laget i stål og hadde en vekt på 2800 gram. Det ble sluppet ned 5 ganger for hver gang en ny prøve ble lagt i cella. For å sørge for en tilstrekkelig komprimering ble stemplet i tillegg sluppet ned 5 ganger når halvparten av materialet fra hver prøve var tilsatt.

Permeametertest 1 og 2 ble foretatt i forbindelse med undertegnede fordypningsprosjekt i emnet TGB4530 – Miljø – og hydrogeologi, fordypningsprosjekt ved NTNU høsten 2016. Materialet ble vannmettet ved å la vann fra springen strømme inn i det nederste utløpet og ut gjennom det øverste utløpet. Erfaringsmessig ville dette føre til at lufta i prøven lettere ble presset ut. Det kunne likevel observeres noen luftlommer langs hele cella. For permeametertest 3 og 4

ble det derfor i samråd med doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal besluttet å modifisere oppsettet for å minske tilførselen og tilstedeværelsen av luft i cella. Disse testene ble foretatt våren 2017 i forbindelse med emnet TGB4935 – Miljø – og hydrogeologi, masteroppgave ved NTNU. Som en alternativ løsning til vann fra springen ble det benyttet romtemperert ionebyttet vann framstilt ved kjemisk -/mineralogisk laboratorium ved Institutt for geovitenskap og petroleum. Det ble forsøkt å avluften det ionebyttede vannet ved å bruke en vakuumpumpe av merket Millipore WP6111560. Avluftingsprosessen gikk ut på å fylle en eksikator med det ionebyttede vannet. En eksikator er utformet som en glassbolle og er en apparatur designet for

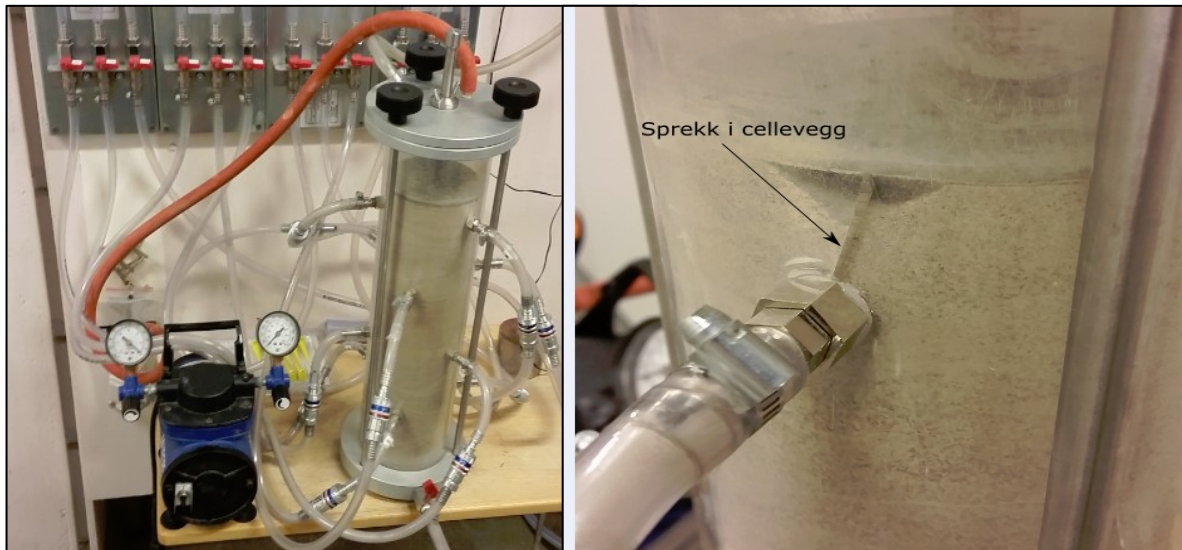
å tåle vakuum. Ved å sette på et glasslokk med en regulerbar ventil kan eksikatorene gjøres lufttett. Eksikatorene ble koblet via en glasskolbe til vakuumpumpen. Dette ble gjort for å hindre vann i å trekke rett inn i pumpen. Ved å sette på vakuumpumpen ble luft trukket ut av vannet, og det kunne leses av på et display på vakuumpumpen hvor stort undertrykk i forhold til atmosfæretrykk som ble skapt i eksikatorene. Vakuumpumpen som ble benyttet i disse forsøkene hadde en kapasitet på å skape 40 % undertrykk. Figur 3.3 viser oppsettet som ble brukt for å avlufte vannet. Når vakuumpumpen hadde stabilisert seg på 40 % undertrykk ble vakuumpumpen koblet fra og ventilen på eksikatorene regulert slik at systemet ble lufttett. Eksikatorene med det ionebyttede vannet ble så stående lufttett i omtrent fire timer før det ble brukt i permeameteretestingen.



Figur 3.3: Avlufning av vann ved bruk av vakuumpumpe. Glasskolben i midten benyttes for å hindre vann i å gå inn i pumpen. Foto: Håvard Tømmerdal.

I tillegg til å avlufte vannet var det ved permeameteretest 3 og 4 opprinnelig planlagt å bruke vakuumpumpen til å skape et vakuum i cella før vannmetning, og dermed få ut mest mulig av luftlommene i prøvematerialet. Vakuumpumpen ble påmontert cella som vist i figur 3.4. Permeametercella var ikke spesialdesignet for å tåle vakuum, og det var derfor på forhånd usikkert om hvorvidt cella kom til å tåle undertrykket som ble skapt av vakuumpumpen. I det pumpa ble satt i gang kunne det tydelig observeres en luftlekkasje langs en sprekke i celleveggen, og det ble derfor raskt besluttet at det ikke var mulig å oppnå vakuum i cella, se figur 3.4. Sprekken er trolig et resultat av at en av dysene ble festet for hardt ved montering. Dette førte til at det også ved permeameteretest 3 og 4 var gjenværende luftbobler i prøvematerialet, noe

som tydelig kunne observeres langs veggene i permeametercella. Dette kan trolig ha ført til en underestimering av den hydrauliske konduktiviteten., noe som vil bli nærmere diskutert i delkapittelet 5.4.3, hvor feilkilder ved permeametercella presenteres.



Figur 3.4: Bilde til venstre viser forsøk på å påføre vakuum i cella. Bilde til høyre viser sprekken som trolig førte til lekkasjen. Foto: Håvard Tømmerdal.

Prøvematerialet ble vannmettet ved å kjøre vann inn det nederste utløpet og ut gjennom det øverste utløpet. Etter å ha mettet prøvene ble vannet kjørt inn gjennom den øverste utløpet samtidig som det nederste utløpet ble holdt stengt. Det nederste utløpet ble holdt stengt til trykkehøyden i manometrene hadde stabilisert seg på samme høyde som vannet i den øverste tanken. Det ble så gjort en nullavlesning av trykkehøyden i manometrene for å se hvilke som viste korrekte verdier. Etter at trykkmålerne hadde stabilisert seg ble ventilen til det nederste utløpet åpnet, og vannet begynte å strømme inn i den nederste tanken. Dette førte til et trykktap rundt dysene, og som en konsekvens av dette begynte trykkehøyden i manometrene å synke. Når trykkehøyden i manometrene hadde stabilisert seg på et nytt nivå ble trykkehøyden lest av. Vannføringen ut fra det nederste utløpet ble så målt. Dette ble gjort ved å måle tiden det tok å fylle opp 50 mL vann i et målebeger fra et utløp ut av den nederste tanken. Det ble gjort 3 avlesninger av vannføring for å være sikker på at stasjonære forhold var oppnådd. Gjennomsnittstiden for de tre målingene ble så brukt i videre beregninger. Ved å lese av trykkehøydeforskjellen mellom to ulike nivåer i cella og samtidig bruke den målte vannføringen, ble den hydrauliske trykkehøyden beregnet ved hjelp av ligning (2.1). L tilsvarer i dette tilfellet avstanden mellom to ulike tryknivå i permeametercella.

Temperaturen til vannet i innløps – og utløpstanken ble målt for korreksjon av vannets strømmingsegenskaper, se delkapittel 3.2. For permeameterrest 1 og 2 ble temperaturen på vannet som strømmet fra springen og inn i innløpstanken justert til å være mest mulig lik

romtemperaturen. Ved permeameterettest 3 og 4 ble det som tidligere nevnt benyttet ionebyttet vann som på forhånd var romtemperert. Dette ble gjort for at strømningssegenskapene til vannet skulle være konstant gjennom hele cella. For prøve 8, 9 og 10 ble den hydrauliske konduktiviteten beregnet ved fire ulike høydeforskjeller mellom innløps – og utløpstank. Grunnet tidsbegrensninger ble den hydrauliske konduktiviteten for prøve 5, 6 og 7 beregnet ved tre ulike høydeforskjeller og i de resterende prøvene beregnet ved én høydeforskjell mellom øvre og nedre tank. Den hydrauliske konduktiviteten ble målt ved ulike høydeforskjeller for få et større datagrunnlag å basere målingene på. Ved å øke avstanden mellom innløps – og utløpstanken vil trykkhøydeforskjellen øke i takt med vannføringen. Den hydrauliske konduktiviteten skal derfor i teorien være uavhengig av avstanden mellom øvre og nedre vanntank. Det ble gjort beregninger av Reynolds tall i henhold til ligning (2.2) for å være sikker på at strømmingen var laminær.

3.1.2 Kornfordelingsanalyser

Informasjon fra kornfordelingsanalyser inngår i alle de empiriske formlene for beregning av hydraulisk konduktivitet, se delkapittel 2.5. For å oppnå pålitelige verdier for hydraulisk konduktivitet er det derfor avgjørende at kornfordelingsanalysene utføres etter gitte retningslinjer. Kornfordelingsanalysene ble utført i henhold til International Organization for Standardization (2004a). Minimum siktevidde benyttet i denne oppgaven er $63 \mu\text{m}$, og alle kornstørrelser mindre enn $63 \mu\text{m}$ har derfor blitt slått sammen til en fraksjon gitt som $< 63 \mu\text{m}$. Før sikting ble siktematerialet tørket på 105°C i tørkeskap i ett døgn. Videre ble prøvematerialet splittet ned til passende mengde i henhold til prøvenes kornstørrelse. Splittingen ble utført ved hjelp av apparatet vist i figur 3.5. Apparatet er åpent i bunnen, og har en rekke «sklier» som går i to forskjellige retninger. Ved å tilsette prøvematerialet vil prøven derfor splittes i to tilnærmet like deler, som samles opp i hver sin boks plassert under splitteapparatet. Ved å bytte ut den ene boksen hvor halve prøvematerialet ligger med en tom boks, og deretter helle delprøven i apparatet igjen, kan prøven splittes ned til ønsket prøvemengde (Statens vegvesen, 2005). Basert på visuelle observasjoner virket ingen av prøvene å ha en d_{90} større enn 4,0 mm. Dette ble senere bekreftet gjennom kornfordelingsanalysene. Ifølge International Organization for Standardization (2004a) var det derfor påkrevd at prøvene hadde en minimumsvekt på 150 gram. Prøvematerialet ble splittet ned til en vekt på 160 – 250 gram.



Figur 3.5: Apparat brukt til splitting av prøver. Foto: Håvard Tømmerdal.

I siktingen ble det brukt standardsikt med maskevidder på 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm og 0,63 mm. I tillegg ble det lagt inn 4 ekstra sikt med maskevidder på 0,833 mm, 0,4 mm, 0,315 mm og 0,2 mm. Dette ble gjort for å få en mer presis beskrivelse av kornfordelingen i området hvor det var forventet at d_{10} , d_{20} og d_{60} ville ligge. Hver prøve ble siktet i 15 minutter i siktemaskinen vist i figur 3.6.



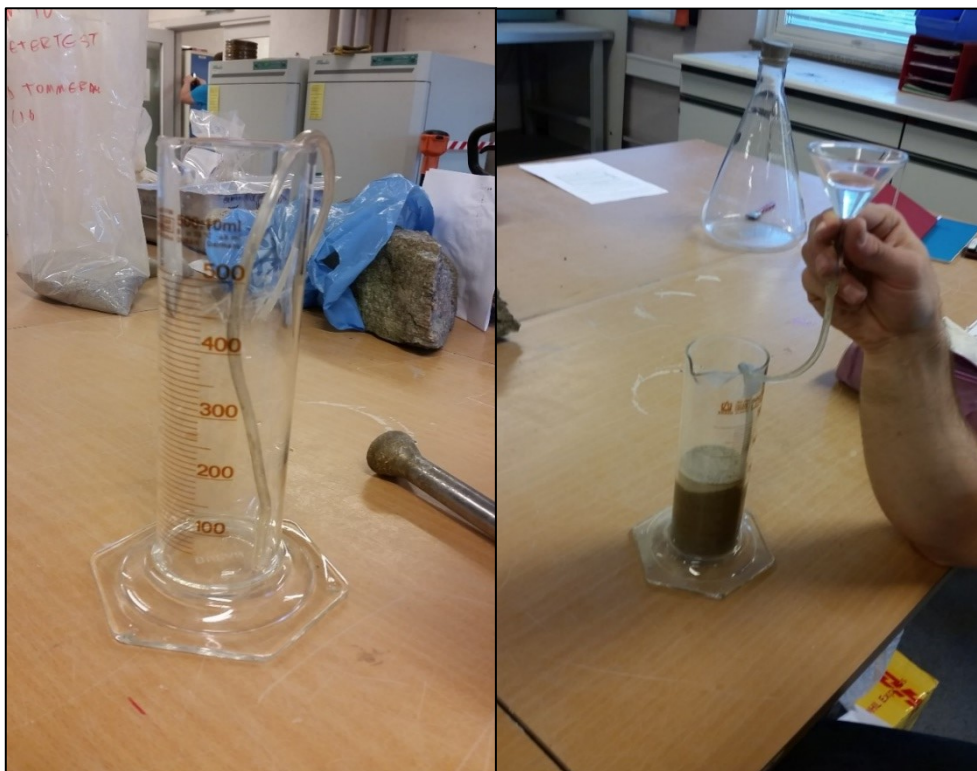
Figur 3.6: Siktemaskin som ble benyttet i sikteanalysen. Foto: Håvard Tømmerdal.

Vekten av prøvematerialet ble målt før og etter sikting i henhold til retningslinjene gitt i International Organization for Standardization (2004a). Vekten av prøvematerialet som lå igjen på hver siktesats etter sikting ble så målt. Det ble også kontrollert at mengden materiale på hver siktesats ikke overskred tillatte verdier.

Videre ble frekvensandelen til mengden materiale på hver siktesats beregnet. Ut ifra dette ble kumulativ vektprosent av prøvemateriale som hadde passert hver siktesats beregnet, og plottet som funksjon av siktemaskenes størrelse i et semilogaritmisk diagram.

3.1.3 Effektiv porøsitet

Porøsitet inngår som en viktig parameter i Kozeny – Carmans formel og Loudons formel, se delkapittel 2.5.5. I Kozeny – Carmans formel brukes porøsiteten opphøyd i tredje potens ved estimering av hydraulisk konduktivitet. Nøyaktigheten i målingene av porøsiteten vil derfor ha stor innvirkning på de estimerte verdiene av den hydrauliske konduktiviteten. Resultatene fra måling av porøsitet i laboratoriet vil representere jordartens effektive porøsitet, se delkapittel 2.2.2. Det ble forsøkt å finne en internasjonal standardmetode for måling av effektiv porøsitet i løsmasser, men dette virket ikke å eksistere. I samråd med doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal ble det derfor i første omgang besluttet å benytte et egendesignet oppsett som vist i figur 3.7.



Figur 3.7: Oppsett for måling av porøsitet. Prøven mettes nedenifra og opp ved å helle vann ned i en glasstrakt som er koblet til en plastslange. Plastslangen går ned til bunnen av målebegeret. Foto: Håvard Tømmerdal.

Oppsettet vist i figur 3.7 ble brukt ved måling av porøsitet for prøvematerialet hentet fra NSB – miljø (Nr. 10) i forbindelse med undertegnede prosjektoppgave. Porøsitetsmålingene ble utført ved først å fylle opp målebegeret med 300 mL sand. I samråd med doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal ble det antatt at prøvematerialet opprinnelig var så godt komprimert som det er mulig å oppnå i naturlig tilstand. Denne antagelsen var basert på dypet prøvematerialet ble hentet ut fra. Komprimeringsgraden ble forsøkt etterlignet ved å banke prøvematerialet 5 ganger med en sirkulær stang for hver 100 mL sand tilsatt. Stangen var laget av jern og hadde en vekt på 3000 gram. Volumet av vann som måtte tilsettes for at prøven gikk i metning ble så målt. Metningen ble definert som mengden vann som måtte tilsettes for at det skulle observeres en tydelig vannhinne i toppen av prøven. Prøven ble mettet ved å føre vannet igjennom en tynn plastslange ned til bunnen av målebegeret. Plastslangen ble koblet til en trakt for lettere å kunne tilsette vannet. Formålet med å mette prøven nedenifra og opp, var for lettere å få presset luft ut av porene. For å hindre unødvendig tilførsel av luft til prøven ble det ved tilsetning av vann sørget for en mest mulig konstant vannføring gjennom slangen. Ved å tilsette vann nedenifra og opp ble prøven tilnærmet fullt mettet, men det kunne ikke observeres en tydelig vannhinne i overflaten. For å få en full metning av prøven ble det til slutt tilført vann til prøven langs kanten av målebegeret. Med et kjent volum av sand og en målt mengde tilsatt vann kunne den effektive porøsiteten beregnes ut ifra ligning (2.6). Det ble også beregnet en verdi for maksimum og minimum porøsitet basert på usikkerheten i avlesninger av sandvolum og volum vann tilsatt. Det ble gjort korrigeringer for volumet slangen utgjorde i sandprøven, og for volumet vann som ble liggende igjen i slangen. Beregninger viste at disse volumene var tilnærmet neglisjerbare.

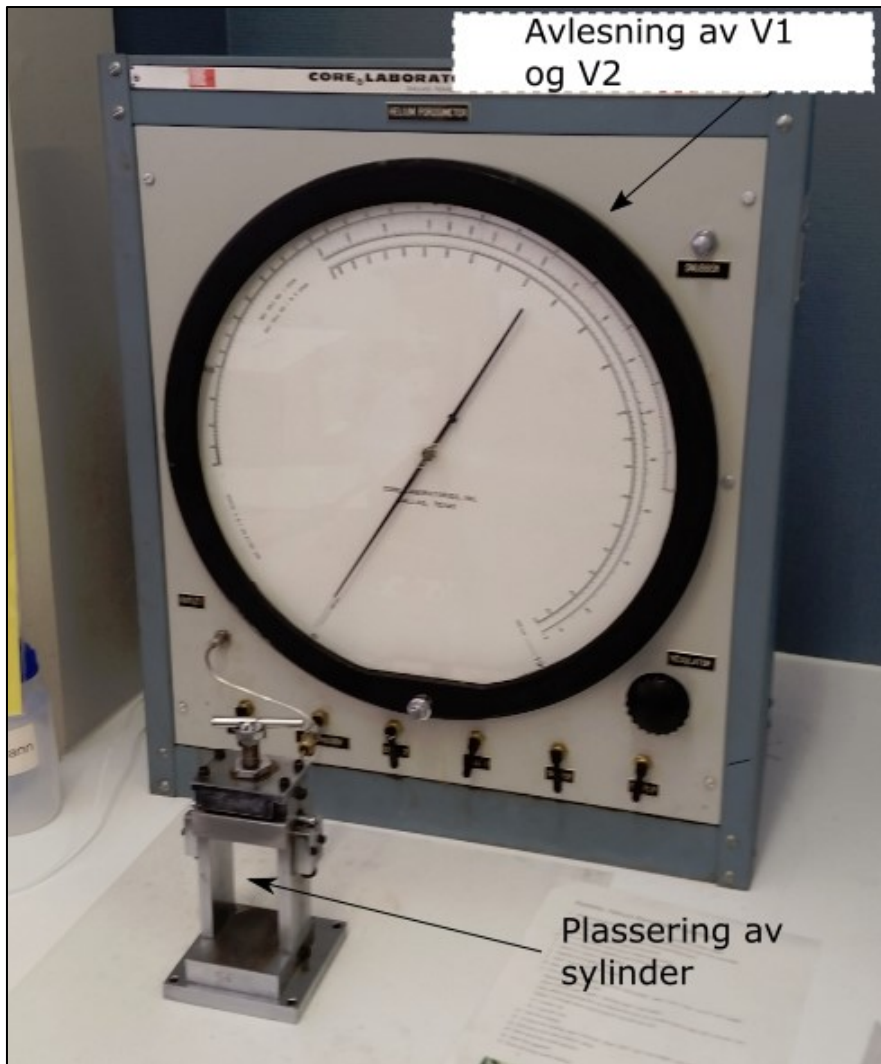
Ved måling av porøsitet for prøvene fra Ydalir – miljø (Nr. 11), Ydalir (Nr. 14) og Ydalir (Nr. 16) ble det besluttet å benytte heliumporøsimeter istedenfor å mette prøven med vann, se figur 3.8. Heliumgassen vil lettere trenge inn i prøvematerialets poresystem enn hva vann gjør, og således gi en mindre usikkerhet knyttet til gjenværende luft i poresystemet. Måling av porøsitet ved hjelp av et heliumporøsimeter er primært brukt på bergartskjerner i petroleumsindustrien, men det ble i samråd med avdelingsingeniør ved institutt for geovitenskap og petroleum, Roger Overå, besluttet å prøve metodikken i forbindelse med undertegnede masteroppgave. Målingene ble foretatt ved reservoarlaboratoriet til institutt for geovitenskap og petroleum ved NTNU. Metoden tar utgangspunkt i Boyles lov og dens beskrivelse av gassekspansjon, se ligning (2.20). For å klargjøre prøvematerialet til testing ble det fylt opp i en hul sylindereformet stålbeholder, se figur 3.8. Videre ble stålbeholderens indre diameter, totale høyde og høyde fra toppen av sylindereformet ned til prøvematerialet målt med en digital tommestokk. Høyden fra

toppen av stålbeholderen og ned til prøvematerialet ble tatt som et gjennomsnitt av tre målinger for å minimere usikkerhet. Ut ifra dette ble bulkvolumet beregnet ved hjelp av ligning (2.6). For å hindre små partikler i å trenge inn i heliumporøsimeteret ble det lagt et sirkulært papirfilter på toppen av prøvematerialet, se figur 3.8. Gjennom å måle porøsiteten til en bergartsprøve med en kjent porøsitet ble det bekreftet at filteret ikke hadde påvirkning på heliumgassens evne til å trekke inn i prøvematerialet.



Figur 3.8: Klargjøring av prøvematerialet til porøsitetmåling. Bilde til venstre viser papirfilteret som ble brukt for å hindre partikler i å trekke inn i måleapparatet. Foto: Håvard Tømmerdal.

Videre ble stålbeholderen festet til heliumporøsimeteret og heliumgass tilført under et gitt trykk. Ved å følge en standardisert framgangsmåte for heliumporøsimeteret kunne volumet V_2 så leses av i cm^3 på måleapparatet. Ved å gjenta samme prosedyre for stålbeholderen uten kjerneprøve kunne V_1 leses av som cm^3 på måleapparatet. Ut ifra dette ble porøsiteten beregnet ved hjelp av ligning (2.23), (2.24) og (2.25). For hver prøve ble det foretatt porøsitetmåling av løst pakket prøve og komprimert prøve. Dette ble gjort for å kunne beregne den hydrauliske konduktiviteten ved hjelp av formelen til Hazen - Taylor, se delkapittel 2.5.6. Komprimering av prøvematerialet ble gjort stegvis etter hvert som prøvematerialet ble fylt opp i stålbeholderen ved å banke prøvematerialet 5 ganger med en sirkulær stålkloss og en hammer med gummiovertrykket hode. Komprimeringen ble gjort i 3 steg for hver av prøvene. Metoden virket å gi troverdige verdier for porøsitet og det ble derfor besluttet å måle porøsiteten i alle prøvene ved hjelp av heliumporøsimeteret. Unntaket er prøve 24 + 25, hvor heliumporøsimeter ga urimelig høye porøsitetsverdier. Mulige årsaker til dette er nærmere forklart i delkapittel 5.4.3.



Figur 3.9: Heliumporosimeteret brukt til bestemmelse av effektiv porøsitet. Foto: Håvard Tømmerdal.

3.1.4 Bestemmelse av kornform

Kornform inngår som en viktig parameter i beregning av spesifikt overflateareal, se delkapittel 2.2.6, og det er derfor viktig at kornformen undersøkes ved visuelle observasjoner. For å beregne prøvenes spesifikke overflateareal ble det foretatt visuelle observasjoner av kornform ved hjelp av mikroskop av merket Nikon SMZ745T og et påmontert kamera av merket Lumenera Infinity 1, se figur 3.10. Mikroskopet var koblet til en datamaskin og ved hjelp av programvaren Infinity Analyze var det mulig å avbilde og analysere prøvematerialet. De visuelle observasjonene ble foretatt ved å legge prøvematerialet på et hvitt ark, som så ble lagt under mikroskopet. For å undersøke om kornformen varierte med kornstørrelse, ble det for prøve 10 foretatt visuelle observasjoner av alle siktefraksjonene beskrevet i delkapittel 3.1.2. Grunnet tidsbegrensninger og observasjoner som indikerte at kornform i liten grad var avhengig av kornstørrelse, ble det for hver av de resterende prøvene foretatt en visuell observasjon hvor

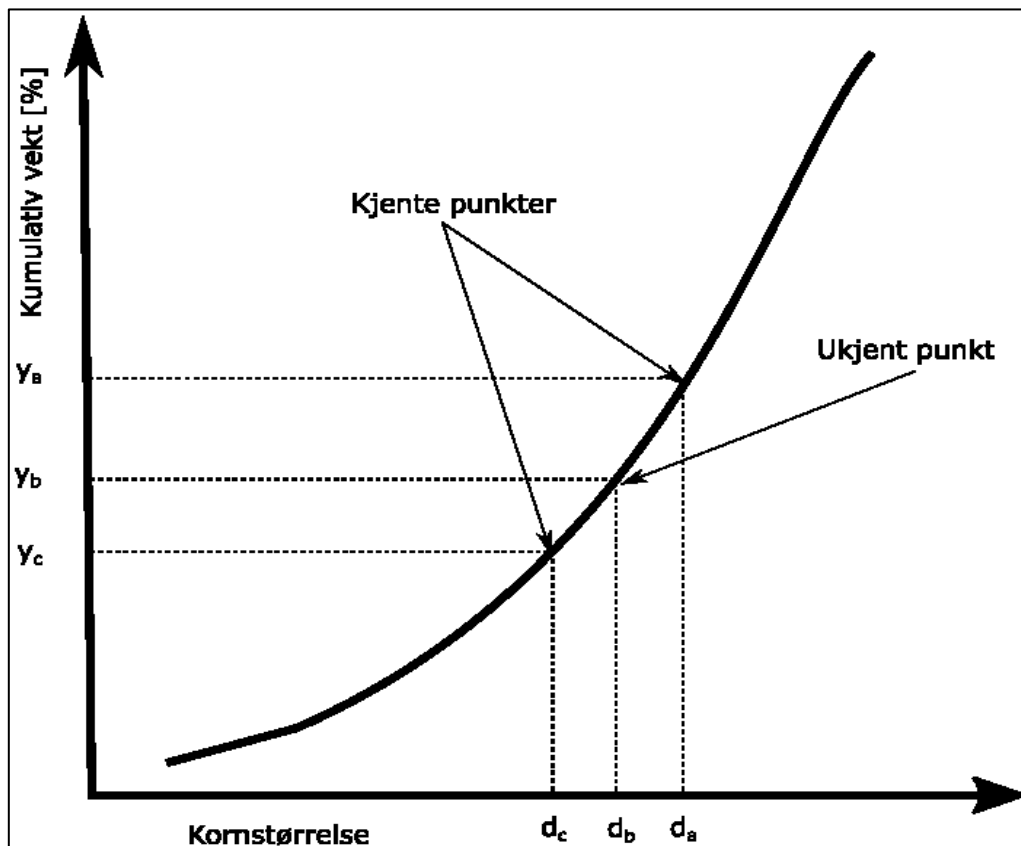
Det brukes en referansetemperatur på 10° C da dette tilsvarer gjennomsnittlig temperatur til grunnvannet (International Organization for Standardization, 2004b). 10 °C er også mye brukt som referansetemperatur i de empiriske formlene for beregning av hydraulisk konduktivitet.

3.3 Beregning av parametere fra kornfordelingskurve

Verdier for kornstørrelsene d_{10} , d_{20} , d_{50} og d_{60} ble beregnet ut ifra to nærliggende punkt med kjent verdi lang kornfordelingskurven, se figur 3.11. Dette ble gjort for å få en mer nøyaktig avlesning av parametere. Ved å anta at kornfordelingskurven var lineær mellom de to kjente punktene ble den ukjente kornstørrelsen beregnet ut ifra formelen for lineær interpolasjon:

$$d_b = d_c + \frac{y_b - y_c}{\frac{y_a - y_c}{d_a - d_c}} \quad (3.2)$$

Hvor d_b er den estimerte kornstørrelsen ved en gitt vektprosent y_b , 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.



Figur 3.11: Estimering av kornstørrelse i et ukjent punkt basert på to kjente punkt.

3.4 Klassifisering av korrelasjonsstyrke

Basert på korrelasjonskoeffisienten mellom empirisk beregnet og målt hydraulisk konduktivitet gis det følgende klassifiseringer av styrkeforholdet:

Tabell 3.2: Klassifisering av styrken til en korrelasjon mellom to datasett. Modifisert av forfatter etter (Agunbiade & Ogunyinka, 2013).

R^2	Korrelasjon
0,9 - 1,0	Veldig høy korrelasjon
0,7 - 0,9	Høy korrelasjon
0,5 - 0,7	Moderat korrelasjon
0,3 - 0,5	Lav korrelasjon
0,0 - 0,3	Neglisjerbar korrelasjon

Betegnelsen positiv korrelasjon vil videre bli brukt om sammenhenger hvor variablene som styrer datasett 1 og 2 varierer i takt (Agunbiade & Ogunyinka, 2013).

3.5 Feltarbeid

Feltarbeidet i forbindelse med denne masteroppgaven innebar prøvetaking av sedimenter, sonderboringer og prøvepumping. Feltarbeidet ble utført i tre omganger i løpet av perioden september 2016 til mars 2017. Til sammen er det benyttet data fra seks ulike grunnvannsbrønner, hvor fem av disse ligger i et nedlagt grustak betegnet som Ydalir. Den siste brønnen ligger ved Elverums jernbanestasjonen i et område betegnet som NSB. Brønnenes plassering ble målt inn nøyaktig ved hjelp av en GPS av merket Tesla Topcon. En oversikt over brønnpunktens koordinater og høyde over havet er gitt i tabell 3.3. I delkapitlene nedenfor blir det nærmere forklart hvilke data som er hentet ut ifra de ulike brønnene

Tabell 3.3: Oversikt over brønnpunktens koordinater og høyde over havet i Elverum målt inn med GPS av merket Tesla Topcon.

Brønn	Koordinatsystem	ØV - koordinater	NS - koordinater	Høyde over havet (moh)
NSB miljø (Nr.10)	WGS 84/ UTM 32 N	638322,9	6752562,8	189,40
Ydalir miljø (Nr.11)	WGS 84/ UTM 32 N	639973,3	6753546,9	194,67
Ydalir (Nr. 12)	WGS 84/ UTM 32 N	639970,7	6753540,1	194,67
Ydalir (Nr. 13)	WGS 84/ UTM 32 N	640031,2	6753566,3	194,89
Ydalir (Nr. 14)	WGS 84/ UTM 32 N	639937,4	6753473,1	194,93
Ydalir (Nr. 16)	WGS 84/ UTM 32 N	640154,3	6753576,3	202,06

3.5.1 Prøvetaking

Figur 3.12 viser ved hvilke grunnvannsbrønner prøvematerialet analysert i denne oppgaven er hentet ifra. Boring av NSB – miljø (Nr.10) og Ydalir – miljø (Nr. 11) ble gjennomført av Nordenfjeldske Brønn 13. og 14. september 2016. Ydalir (Nr. 14) og Ydalir (Nr. 16) ble boret av Brødrene Myhre AS 23. november 2016 og 25. januar 2017. Ved alle brønnene ble det benyttet Odex – boring som metode.



Figur 3.12: Oversikt over brønner hvor prøvematerialet er hentet ifra. Modifisert etter (Kartverket, 2017).

Prøvetakingen ble gjennomført i forbindelse med boring av brønnene og ble utført av undertegnede og doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal. Ved Odex – boring vil det være en kontinuerlig oppspyling av sedimenter under boring. Dette gjør det mulig å ta sedimentprøver fra ulike dyp nedover i brønnen (Gaut & Frengestad, 2011). For en mer detaljert beskrivelse av prinsippet bak Odex– boring henvises det til side 6.44 i Andersson et al. (1984). Prøvene ble tatt ved å samle materialet som ble spylt ut av brønnen i en bøtte. Der det var mulig ble det forsøkt tatt en prøve for hver meter eller for hver andre meter. Det ble foretatt visuelle observasjoner av prøvenes kornstørrelse, farge og vannføring. Videre vil forkortelsen mut (meter under terrengoverflaten) bli brukt om prøvedyp. Det ble til sammen tatt 26 løsmasseprøver fra de fire brønnene. En oversikt over hvilke av prøvene som er analysert i denne oppgaven er vist i tabell 3.4.

Tabell 3.4: Oversikt over prøver som er brukt videre i denne oppgaven.

Brønn	Prøvenummer	Dyp (mut)
NSB - miljø (Nr. 10)	5	11-12
	6	12-14
	7	14-15
	8	15-18
	9	18-21
	10	21-24
Ydalir (Nr. 16)	2	11-12
Ydalir -miljø (Nr. 11)	12	2-3
	13	3-4
	14	4-5
	15	8-9
	16	13-15
Ydalir (Nr. 14)	24	2-3
	25	5-6

3.5.2 Nedsetting av observasjonsbrønner

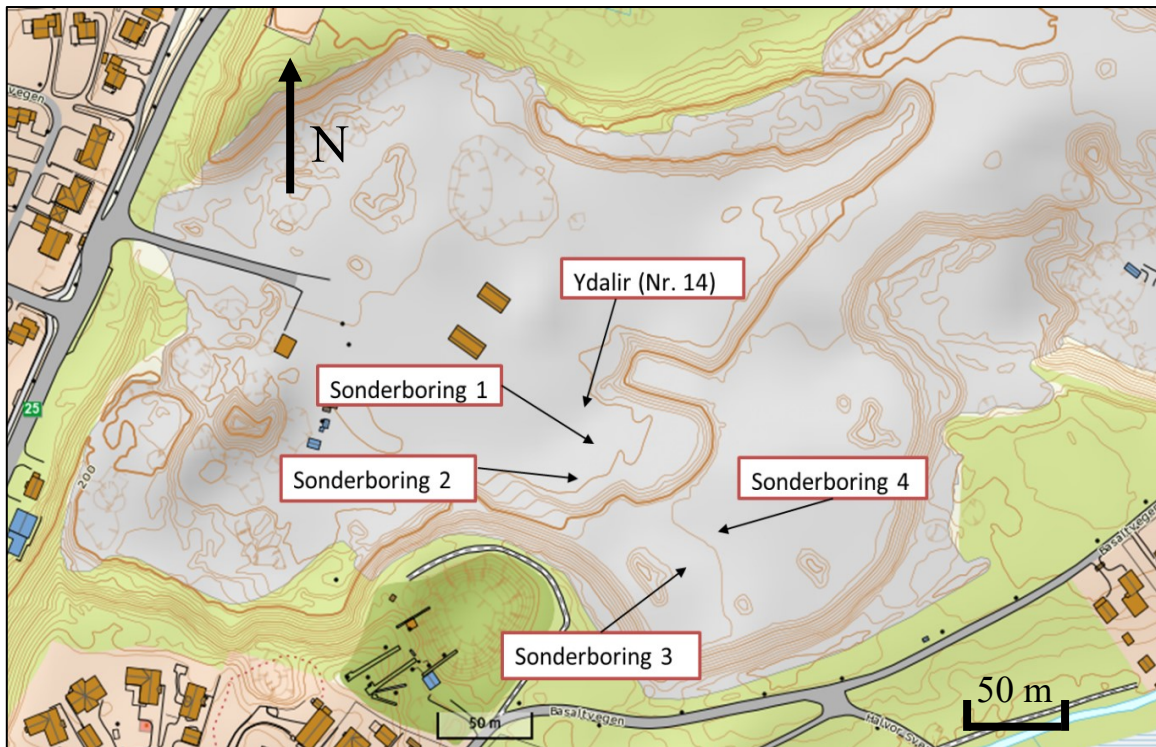
20. mars og 21. mars 2017 ble det forsøkt å etablere observasjonsbrønner ved ulike dyp under terrengoverflaten i området rundt brønn Ydalir (Nr. 14). Formålet med arbeidet var å bruke senkningsdata fra observasjonsbrønnene til å beregne «in situ» hydraulisk konduktivitet i de samme løsmassene som det ble utført tester på i permeametercella. Dette ville ha gjort det mulig å gjøre korrigeringer for eventuelle feilmarginer som oppstår testing ved testing av hydraulisk konduktivitet i permeametercella.

Det ble i samråd med doktor ingeniør Bernt Olav Hilmo ved Asplan Viak besluttet å foreta en sonderboringer for lettere å kunne sette ned observasjonsbrønnene. Sonderboringene ble utført ved å føre stenger med 25 mm diameter og en lengde på 1 meter ned i løsmassene ved hjelp av en håndholdt pioner, se figur 3.13. Ved hvert stangskifte ble de nedsatte stengene dreid rundt for å registrere friksjonslyden mellom stengene og sluttstykket. Friksjonslyden ble brukt til å gjøre en vurdering av løsmassenes sammensetning. Det ble også foretatt målinger av synkehastighet under driving av stengene.



*Figur 3.13: Sonderboring med pioner i Ydalir.
Foto: Håvard Tømmerdal.*

Et telelag skapte store problemer i forbindelse med sonderboringen. Basert på visuelle observasjoner og synkehastigheten under driving av stengene ble det anslått at telelaget gikk til omtrent 2 meter under terrengoverflaten. Det ble forsøkt å sonderbore med håndholdt pioner ved fire ulike lokaliteter i området rundt brønn Ydalir (Nr. 14), se figur 3.14. Ved lokalitet 1 og 2 var det ikke mulig å komme igjennom telelaget ved bruk av pioner. Det ble også forsøkt å trenge igjennom telelaget ved først å bruke en hjullaster med pigg og deretter sonderbore. Dette lyktes heller ikke da hjullasteren ikke fikk pigget dypt nok. Ved lokalitet 3 og 4 ble det boret gjennom telelaget, men et lag bestående av grov grus stoppet videre inndrift. En detaljert beskrivelse av sonderboringene er vist i vedlegg B. Som et resultat av problemene med tele og grusige masser var det ikke mulig å etablere noen av de planlagte observasjonsbrønnene i løpet av perioden hvor feltarbeidet fant sted.



Figur 3.14: En oversikt over lokalitetene i Ydalir hvor det ble forsøkt å utføre sonderboringer. Modifisert av forfatter etter (Kartverket, 2017).

3.5.3 Prøvepumping av løsmassebrønner

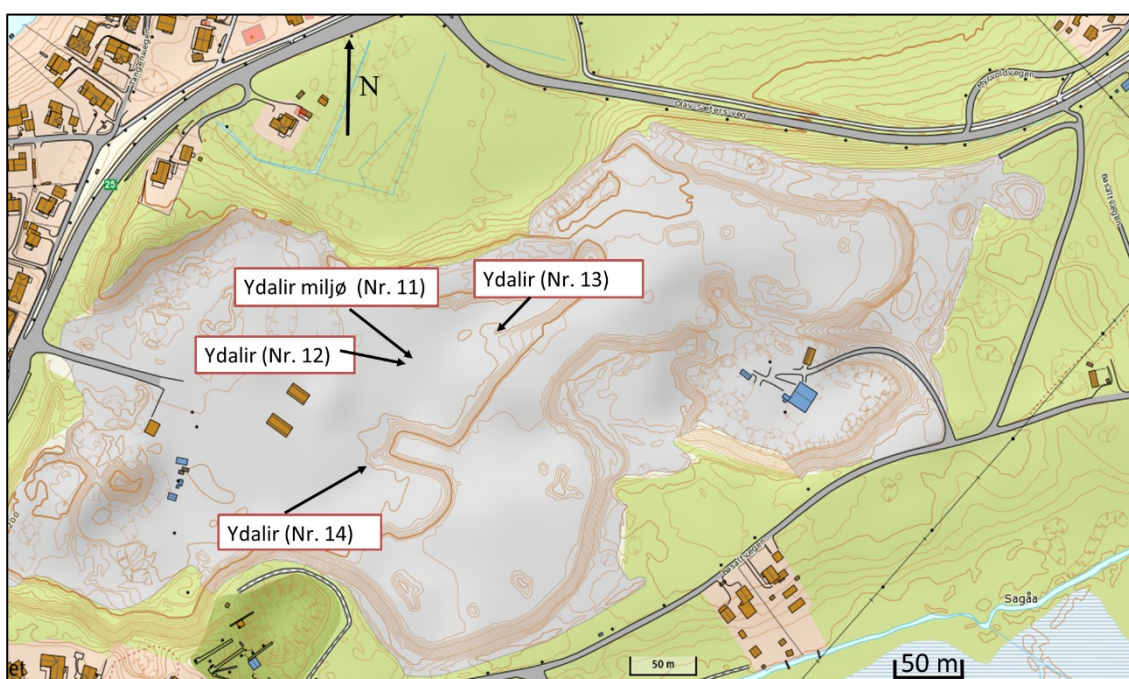
I november 2016 ble det foretatt kortidsprøvepumping av Ydalir (Nr. 12). Brønnen står i en ca. 4 meter tykk akvifer bestående av grusige masser fra 19 til 24 mut. Rett over akviferen ligger det et ca. 3 meter tykt lag bestående av silt/leire og lengre opp et ca. 2 meter tykt siltlag. Basert på disse observasjonene er det gjort antagelser om at akviferen kan betegnes som lekkende. Prøvepumpingen ble satt i gang 23.11.2016 og foregikk i 3 timer med en konstant pumperate på 3,95 L/sek. Pumperaten ble beregnet ved å måle tiden det tok å fylle en 1000 liter stor tank med vann. Det oppumpede vannet ble ledet vekk fra området via sammenkoblede brannslanger for å hindre reinfiltrasjon av vann i akviferen.

Som tidligere nevnt var det ønskelig å måle «in situ» hydraulisk konduktivitet i de samme løsmassene som det ble gjort tester på i permeametercella. Det var planlagt at dette skulle utføres ved å etablere observasjonsbrønner i ulike dyp i området rundt pumpebrønnen, og at «in situ» hydraulisk konduktivitet deretter skulle beregnes ut ifra senkningsforløpet i disse observasjonsbrønnene. Formålet med dette var å benytte målinger av «in situ» hydraulisk konduktivitet til å korrigere eventuelle feilmarginer som måtte oppstå ved måling av hydraulisk konduktivitet i permeametercella. Som nevnt i delkapittel 3.5.2 var det grunnet et telelag i

bakken ikke mulig å etablere de planlagte observasjonsbrønnene, og et av hovedformålene med brønnpumpetestingen i forbindelse med denne oppgaven ble derfor ikke realisert. I samråd med doktorgradsstipendiat Sondre Gjengedal ble det derfor valgt å fokusere på å beregne «in situ» hydraulisk konduktivitet i de allerede etablerte brønnene betegnet som Ydalir - miljø (Nr. 11), Ydalir (Nr. 13) og Ydalir (Nr. 14). Disse brønnene står ikke i den samme akviferen som prøvematerialet er hentet fra, og kan derfor ikke brukes til å korrigere den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella. I en større kontekst er det likevel av stor interesse å vite noe om «in situ» hydraulisk konduktivitet i løsmassene rundt disse brønnene. Først og fremst er dette av interesse å kartlegge da det kan bygges videre på denne informasjonen i framtidige undersøkelser knyttet til ORMEL - prosjektet. Det ble derfor besluttet å inkludere resultatene fra prøvepumpingen av Ydalir (Nr. 12) i denne oppgaven.

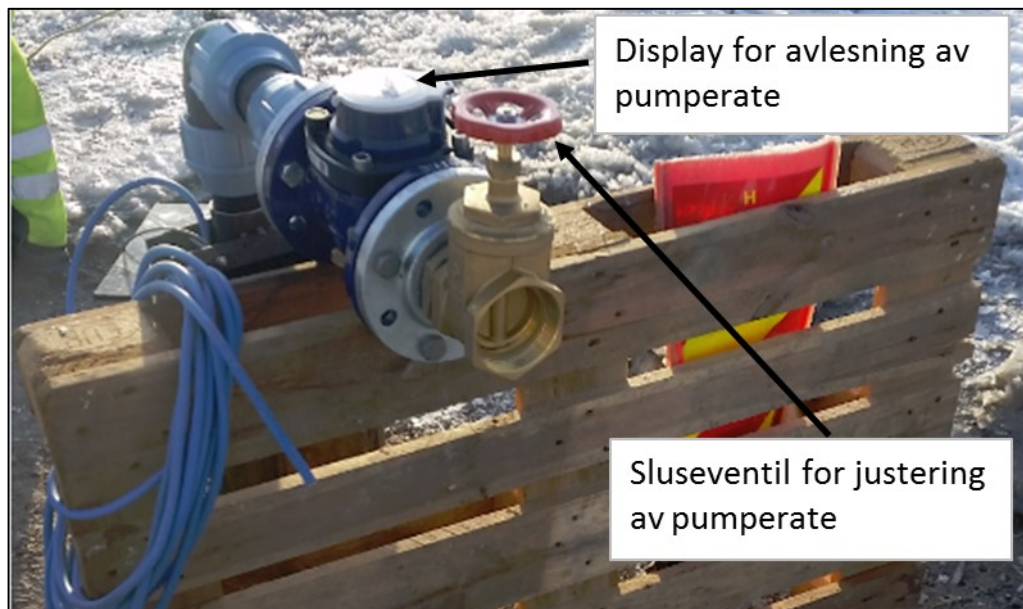
Senkningen i brønnene ble målt ved å plassere en Mini – Diver av merket Van – Essen i hver av brønnene. Mini – Diveren måler totaltrykket loggeren påføres, det vil si summen av atmosfæretrykk og vanntrykk. Atmosfæretrykket er ikke konstant og det må derfor gjøres kontinuerlige målinger av atmosfæretrykket parallelt med målinger av vanntrykket for å kunne separere vanntrykket. Målinger av atmosfæretrykket er foretatt med en Mini - Diver av tilsvarende modell som den brukt i måling av totaltrykket (Gjengedal, 2016a). Ut ifra måling av totaltrykk og atmosfæretrykk ble senkning som funksjon av tid beregnet.

I Ydalir (Nr. 13) og Ydalir (Nr. 14) ble Mini – Diveren programmert til å gjøre en måling hvert minutt, mens i Ydalir - miljø (Nr. 11) ble det foretatt en måling hvert tredje sekund. En oversikt over brønnenes plassering er vist i figur 3.15.



Figur 3.15: En oversikt over brønnene som er benyttet til pumpe­testing i Ydalir. Modifisert av forfatter etter (Kartverket, 2017).

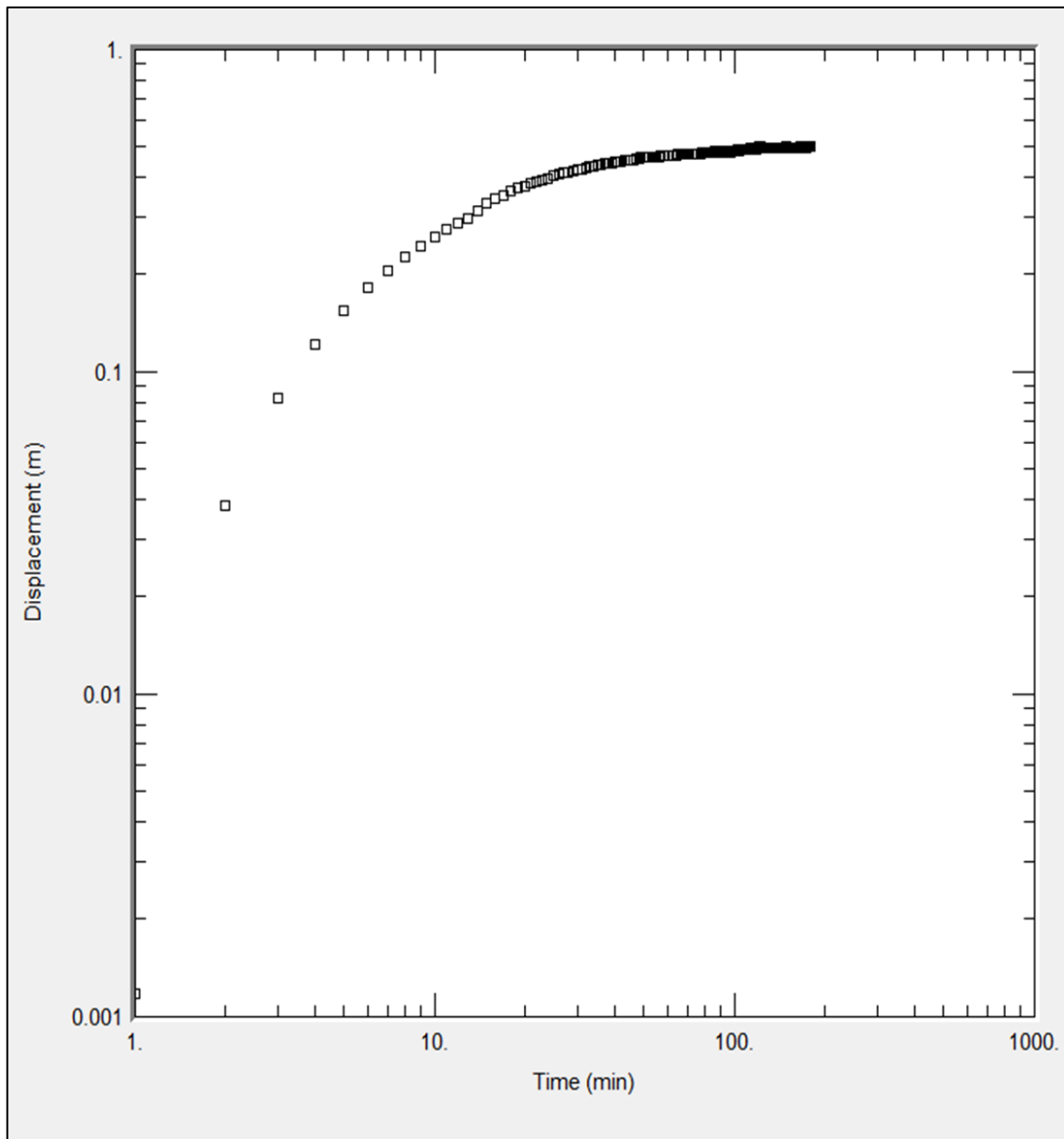
I mars 2017 ble det foretatt trinnvis prøvepumping av Ydalir (Nr. 13). En i økning uttaksmengden fra et trinn til det neste ble gjort ved å regulere en sluseventil, se figur 3.16. For å hindre reinfiltrasjon av oppumpet vann i akviferen ble prøvepumpingen foretatt ved å lede vannet vekk fra området via sammenkoblede brannslanger. Pumperaten ble kontrollert ved å lese av på et display tiden det tok å pumpe opp 100 L fra brønnen. Senkningen ble målt ved å plassere Mini – Divere i Ydalir (Nr. 14). I forbindelse med den trinnvise pumpe testen er det valgt å fokusere på senkningsdataene fra det første pumpetrinnet ved prøvepumping av Ydalir (Nr. 13). Pumperaten i det første pumpetrinnet ble målt til 6,3 L/s de første ti minuttene og deretter målt til å ha en konstant rate på 5,9 L/s. I likhet med brønnpumpe testen av Ydalir (Nr. 12), er brønnpumpe testen av Ydalir (Nr. 13) inkludert i denne oppgaven da dette er informasjon som er relevant og nyttig for framtidige undersøkelser i forbindelse med ORMEL – prosjektet.



Figur 3.16: Bilde av pumpeutstyr ved Ydalir (Nr. 13). Pumperaten justeres ved å rotere på den røde sluseventilen. Foto: Håvard Tømmerdal

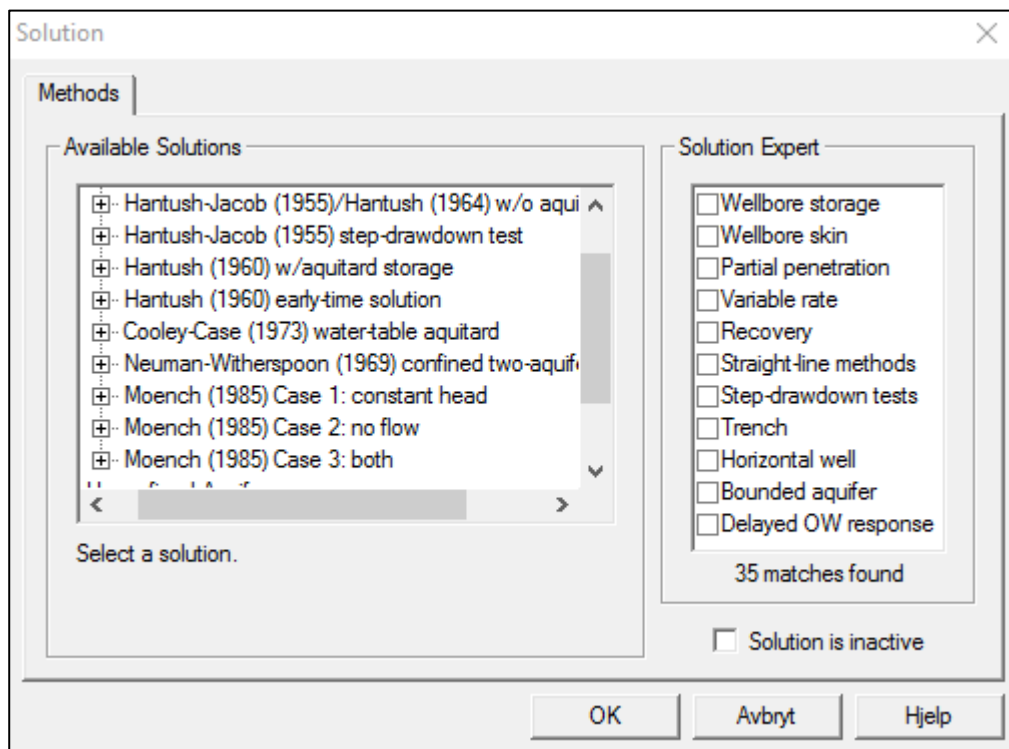
3.6 Analyse av pumpetestdata i AQTESOLV

AQTESOLV er en programvare utviklet for å analysere pumpetestdata for lukkede, lekkende og åpne akviferer i løsmasser, samt akviferer i oppsprukket fjell. Programmet ble utviklet av konsulentfirmaet HydroSOLVE, Inc. i Virginia i USA i 1989. Som inputparametere angis akviferens mektighet, avstand til observasjonsbrønner og brønnfilterets plassering i akviferen. Videre importeres senkningsdataene inn i programmet og senkning kan plottes mot tid som vist i figur 3.17.



Figur 3.17: Presentasjon av senkningsdata i AQTESOLV, hvor senkningsdata fra en observasjonsbrønn er plottet mot tid i et dobbeltlogaritmisk diagram.

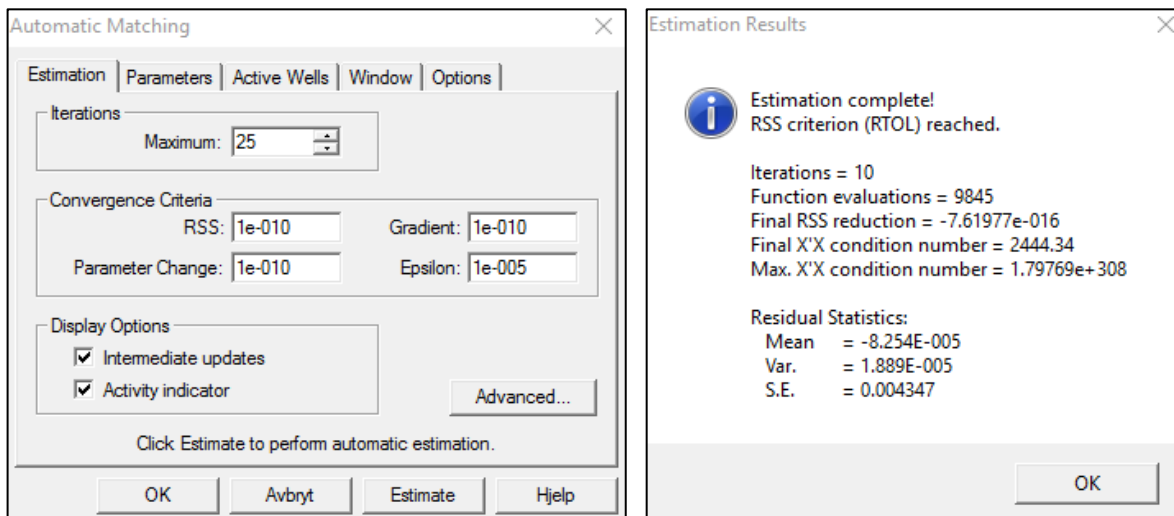
For å beregne transmissivitet og magasinkoeffisienten i AQTESOLV må det oppgis om akviferen er lukket, lekkende eller åpen. Innenfor hver av de tre akvifertypene kan det velges en rekke ulike metoder som beregner transmissivitet og magasinkoeffisient. Ut ifra hvordan pumpe testen er utført og hvor filteret er plassert plassering i akviferen velges den av metodene som er mest velegnet. I figur 3.18 er det vist et eksempel på noen av metodene som er tilgjengelig i AQTESOLV ved beregning av transmissivitet og magasinkoeffisient i en lekkende akvifer.



Figur 3.18: Tilgjengelige metoder for beregning av transmissivitet og magasinkoeffisient i en lekkende akvifer i AQTESOLV.

Ved å velge en egnet metode kjører AQTESOLV en automatisk estimering for å finne typekurven som gir den mest optimale tilpasningen til de observerte senkningsdataene. Brukeren definerer selv maksimalt antall iterasjoner programmet skal kjøre samt konvergenzkriteriet for tilfredsstillende korrelasjon. Estimeringen foregår til den forhåndsdefinerte verdien til residualsommen av kvadrater (RSS) er nådd, eller til maksimalt antall iterasjoner er foretatt, se figur 3.19. Residualsommen av kvadrater er et mål på forskjellen mellom de observerte dataene og estimeringsmodellen. Jo mindre residualsommen av kvadrater er, jo bedre samsvar er det mellom observerte og estimerte verdier (Kurtz, 1963). Når estimeringen er fullført oppgir programmet den estimerte verdien for akviferens transmissivitet og magasinkoeffisient, samt en graf som viser de observerte senkningsdataene plottet sammen

med den av typekurvene som gir lavest verdi for RSS. Verdien for akviferens hydrauliske konduktivitet kan så beregnes ved å bruke ligning (2.15).



Figur 3.19: Estimering av optimal kurvetilpasning i AQTESOLV. Figuren til venstre viser estimeringskriteriet som defineres av brukeren. Figuren til høyre vises når estimeringskriteriene er oppnådd.

I forbindelse med denne masteroppgaven ble AQTESOLV brukt til å analysere pumpestedataene fra brønnene Ydalir - miljø (Nr. 11), Ydalir (Nr. 13) og Ydalir (Nr. 14) ved pumping av brønn Ydalir (Nr. 12). I tillegg er programmet brukt til å analysere senkningsdataene fra det første pumpetrinnet i Ydalir (Nr. 14) ved trinnvispumping av Ydalir (Nr. 13).

Basert på boreloggene i vedlegg A2 og vedlegg A4 er det gjort antagelser om at det grusige laget i brønnene Ydalir - miljø (Nr. 11) og Ydalir (Nr.13) kan regnes som en lekkende akvifer med en mektighet på ca. 4 meter. For senkningsdataene i disse brønnene er det derfor valgt å bruke Hantush & Jacobs metode for lekkende akvifer i beregning av hydraulisk konduktivitet.

Boreloggen til Ydalir (Nr. 14) i vedlegg A tilsier at dette er en åpen akvifer med en mektighet på ca. 14 meter. Basert på dette er det valgt å bruke metoden utviklet av (Neuman, 1972; 1974; 1975; 1987) ved estimering av akviferens hydrauliske konduktivitet. Det ble også foretatt en analyse av pumpedataene fra Ydalir (Nr. 14) ved bruk av Hantush & Jacobs metode for å undersøke om Ydalir (Nr. 14) kunne tolkes til å være en lekkende akvifer.

Maksimum antall iterasjoner ble satt til 100, og konvergenskriteriene ble valgt til å være som vist i figur 3.19.

4 Resultater

4.1 Permeametertesting

En oppsummering av de viktigste resultatene fra permeametercella er vist i tabell 4.1 og tabell 4.2. En fullstendig oversikt over rådata fra permeametertestingen finnes i det elektroniske vedlegget «*Elektronisk vedlegg til masteroppgaven*», se vedlegg H. Basert på klassifiseringen i tabell 2.2 gir permeameterrestene verdier som er typiske for medium til fin sand.

Resultatene fra permeametertestingen av prøvene fra NSB – miljø (Nr. 10) er et gjennomsnitt fra testing med fire ulike avstander mellom innløps – og utløpstanken. For de resterende prøvene er det av praktiske årsaker kun gjort testing med én høydeforskjell mellom innløps – og utløpstank. Prøve 13 og 14 samt prøve 24 og 25 måtte slås sammen for å gi nok materiale til at de kunne testes i permeametercella.

Resultatene viser at den gjennomsnittlige verdien for hydraulisk konduktivitet i NSB – miljø (Nr. 10) varierer fra 1,88 m/døgn i prøve 8 til 23,3 m/døgn i prøve 5. I Ydalir – miljø (Nr. 11) varierer den hydrauliske konduktiviteten fra 1,12 m/døgn i prøve 12 til 6,68 m/døgn i prøve 16. I prøve 2 hentet fra Ydalir (Nr. 16) er den hydrauliske konduktiviteten målt til å være 3,44 m/døgn, og i prøve 24 + 25 hentet fra Ydalir (Nr. 14) er den hydrauliske konduktiviteten målt til å være 8,54 m/døgn.

Tabell 4.1: Resultater fra permeametertesting av materialet fra NSB – miljø (Nr. 10).

	Prøvenummer, Dyp (mut)	Parameter	Gjennomsnitt
NSB - miljø (Nr. 10)	5, 10-11	Reynolds tall	<<1
		K ved angitt T [m/s]	3,86E-04
		K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	2,73E-04
		K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	23,6
		K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	21,3
		K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	26,3
	6, 11-13	Reynolds tall	<<1
		K ved angitt T [m/s]	2,38E-04
		K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	1,69E-04
		K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	14,6
		K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	13,6
		K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	15,7
	7, 13-14	Reynolds tall	<<1
		K ved angitt T [m/s]	7,51E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	5,32E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	4,59
		K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	4,43
		K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	4,77
	8, 14-17	Reynolds tall	<<1
		K ved angitt T [m/s]	3,04E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	2,18E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	1,88
		K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	1,84
		K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	1,93
	9, 17-20	Reynolds tall	<<1
K ved angitt T [m/s]		6,30E-05	
K, korrigert for T = 10 °C [m/s]		4,53E-05	
K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]		3,91	
K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]		3,78	
K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]		4,06	
10, 20-23	Reynolds tall	<<1	
	K ved angitt T [m/s]	8,93E-05	
	K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	6,43E-05	
	K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	5,55	
	K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	5,32	
	K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	5,81	

Tabell 4.2: Resultater fra permeametertesting av materialet fra Ydalir - miljø (Nr. 11), Ydalir (Nr. 14) og Ydalir (Nr. 16).

	Prøvenummer, Dyp (mut)	Parameter	Gjennomsnitt
Ydalir (Nr. 16)	2, 11-12	Reynolds tall	<<1
		K ved angitt T [m/s]	5,85E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	3,99E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	3,44
		K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	3,33
		K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	3,56
Ydalir - miljø (Nr. 11)	12, 2-3	Reynolds tall	<<1
		K ved angitt T [m/s]	1,90E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	1,30E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	1,12
		K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	1,09
		K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	1,15
	13 + 14, 3-5	Reynolds tall	<<1
		K ved angitt T [m/s]	6,26E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	4,40E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	3,80
		K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	3,64
		K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	3,96
	15, 8-9	Reynolds tall	<<1
		K ved angitt T [m/s]	5,52E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	3,87E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	3,44
		K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	3,33
		K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	3,56
	16, 13-15	Reynolds tall	<<1
		K ved angitt T [m/s]	1,10E-04
		K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	7,73E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	6,68
		K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	6,37
		K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	7,01
Ydalir (Nr.14)	24 + 25, 2-6	Reynolds tall	<<1
		K ved angitt T [m/s]	1,45E-04
		K, korrigert for T = 10 °C [m/s]	9,88E-05
		K, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	8,54
		K min, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	8,14
		K maks, korrigert for T = 10 °C [m/døgn]	8,97

K min og K maks henviser til den maksimale og den minimale hydrauliske konduktiviteten som kan forventes basert på usikkerhet i avlesninger. Beregningene er gjort på grunnlag av en antatt usikkerhet i avlesning av de målbare parameterne vist i tabell 4.3.

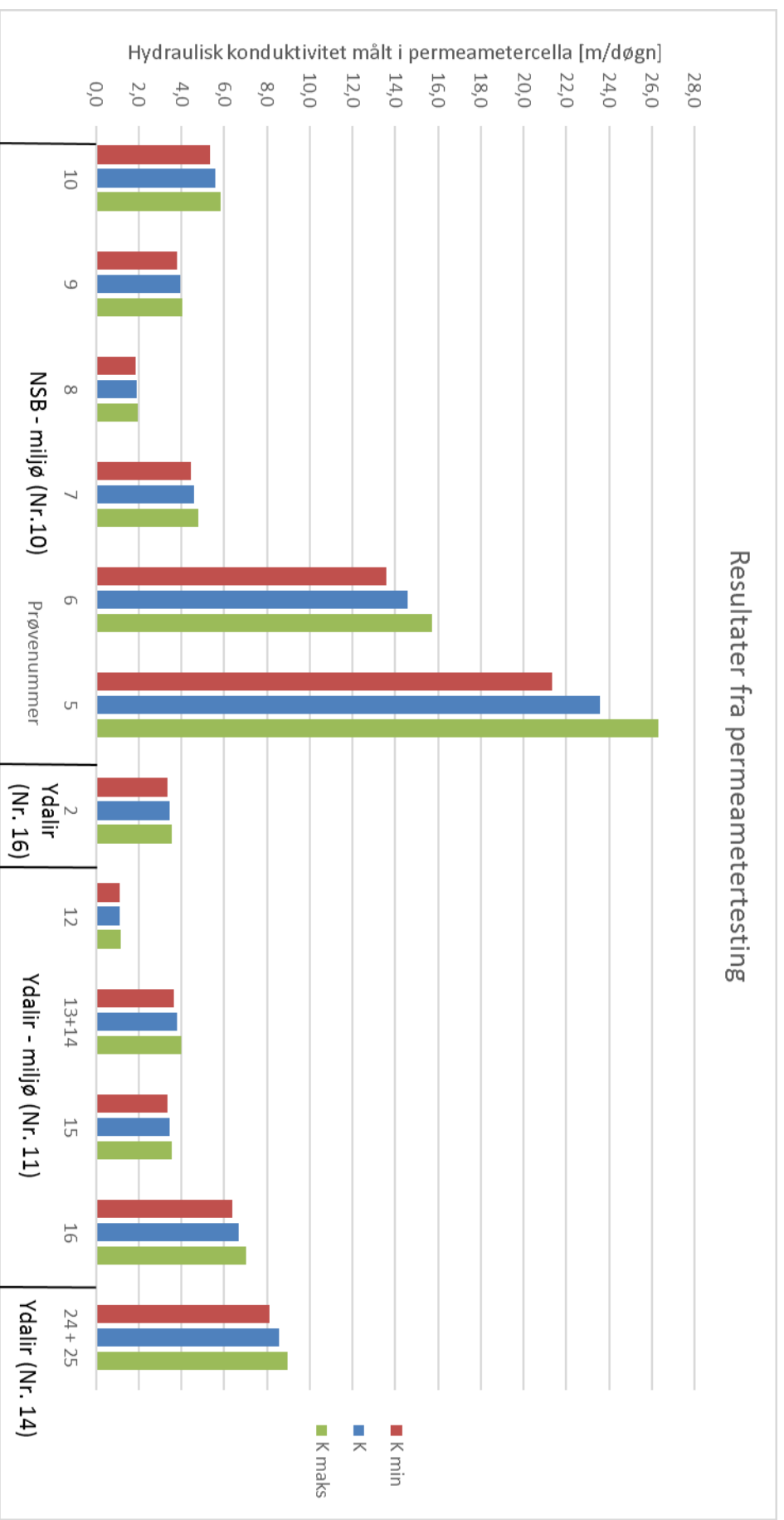
Tabell 4.3: Usikkerhet i målbare parametere ved testing i permeametercella.

Målt parameter	Usikkerhet
Tid [s]	± 1 s
Volum vann [mL]	± 1 mL
Trykkehøyde Δh [cm]	± 1 mm
Temperatur [$^{\circ}$ C]	± 1 $^{\circ}$ C

K min og K maks vil således avgrense intervallet den hydrauliske konduktiviteten ligger innenfor. Den hydrauliske konduktiviteten kan i teorien være hvilken som helst verdi mellom K min og K maks. Skal den hydrauliske konduktiviteten oppgis presist bør den derfor oppgis som det lukkede intervallet [K min, K maks]. Den hydrauliske konduktiviteten i NSB – miljø (Nr. 10) vil med dette variere innenfor intervallet [1,84 m/døgn, 26,3 m/døgn], mens den hydrauliske konduktiviteten i Ydalir – miljø (Nr. 11) vil variere innenfor intervallet [1,09 m/døgn, 7,01 m/døgn].

Ved alle forsøkene i permeametercella var Reynolds tall godt innenfor området som defineres som laminær strømming, noe som er en forutsetning for at disse resultatene skal være gyldige. Beregninger av Reynolds tall er gitt i det elektroniske vedlegg «*Elektronisk vedlegg til masteroppgaven*», se vedlegg H.

En grafisk framstilling av den temperaturkalibrerte hydrauliske konduktiviteten i de 4 brønnene er vist i figur 4.1. Figuren viser også verdier for K min og K maks.



Figur 4.1: Resultater fra permeameteresting. K min og K maks viser til den minste og den største hydrauliske konduktiviteten som kan ha blitt målt i permeametercella basert på usikkerhet i avleste verdier.

4.2 Kornfordelingskurver

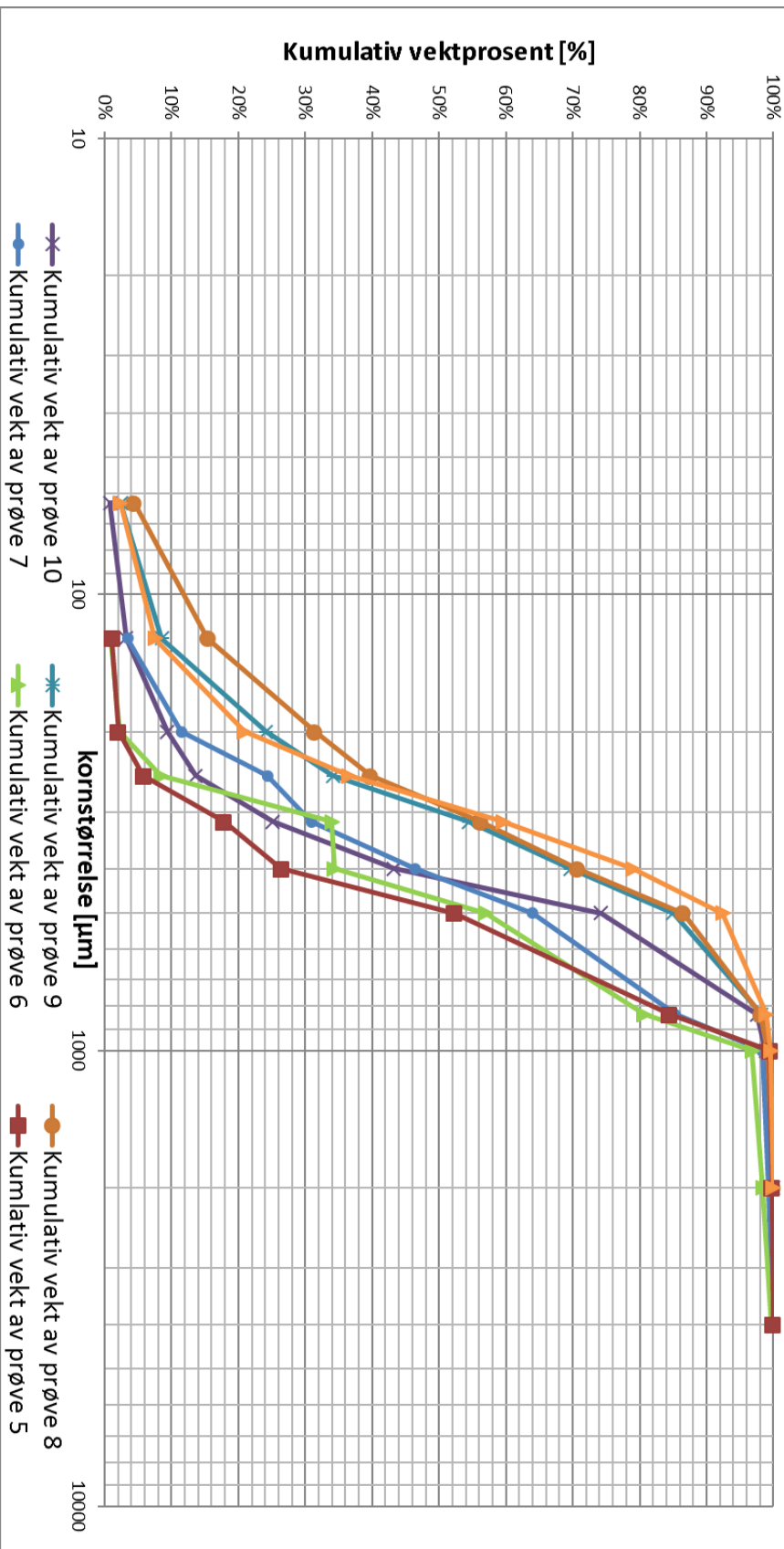
Kornfordelingskurvene er presentert figur 4.2, figur 4.3, figur 4.4 og figur 4.5. En oversikt over parametere hentet fra kornfordelingskurvene er vist i tabell 4.4.

Tabell 4.4: Avleste verdier fra kornfordelingsanalysene.

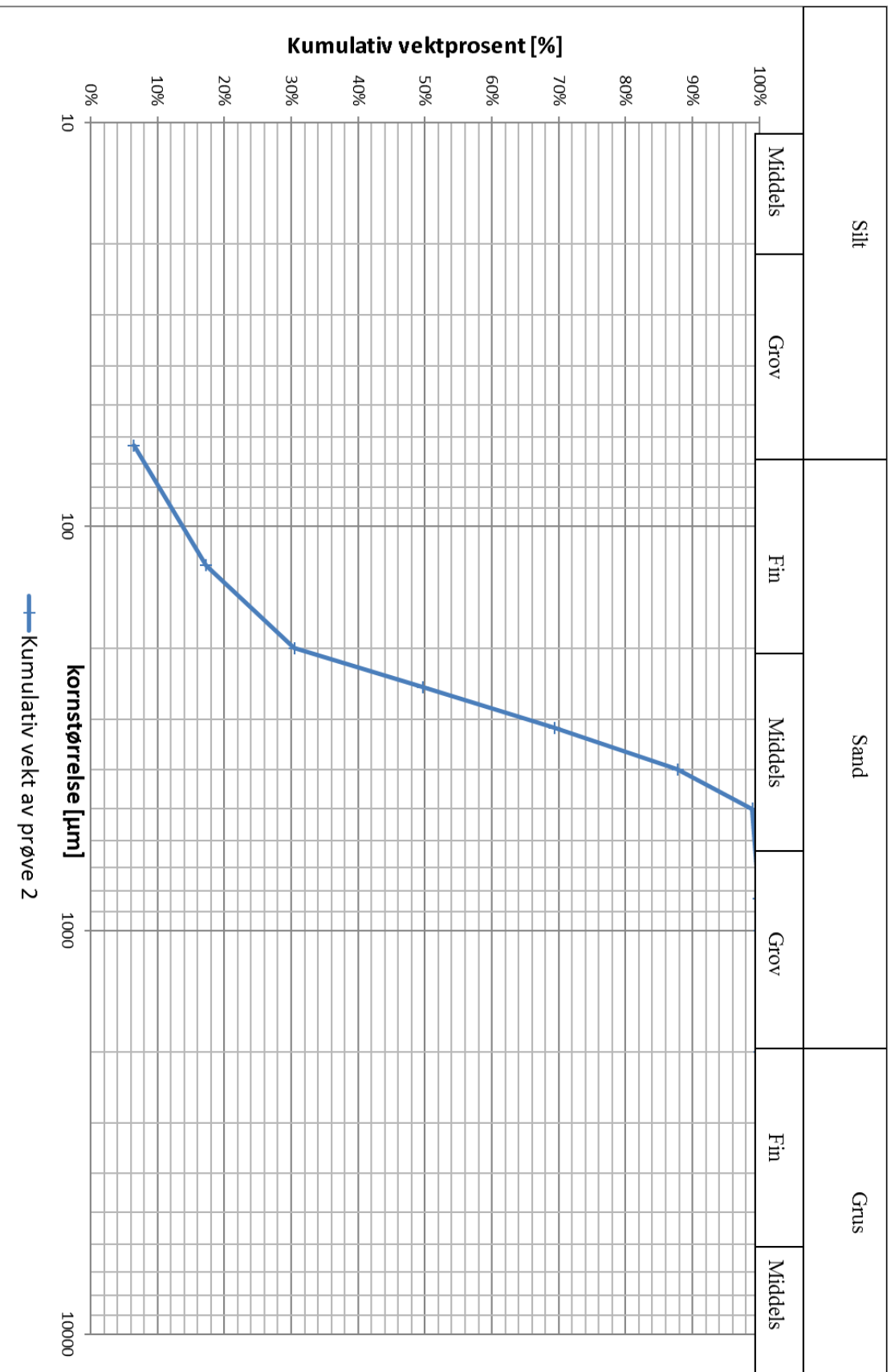
Brønn	Prøve	d_5 [mm]	d_{10} [mm]	d_{20} [mm]	d_{50} [mm]	d_{60} [mm]	$Cu = d_{60}/d_{10}$ [mm]
NSB - miljø (Nr.10)	5	0,184	0,217	0,266	0,392	0,424	1,95
	6	0,158	0,203	0,223	0,374	0,413	2,03
	7	0,075	0,113	0,233	0,332	0,477	4,21
	8	0,0664	0,0943	0,146	0,290	0,337	3,57
	9	0,0886	0,132	0,180	0,301	0,346	2,63
	10	0,146	0,208	0,286	0,422	0,454	2,19
Ydalir (Nr. 16)	2	0,0980	0,150	0,210	0,317	0,360	2,40
Ydalir - miljø (Nr.11)	12	0,0618	0,0897	0,135	0,215	0,240	2,67
	13 + 14	0,0702	0,0949	0,135	0,208	0,232	2,45
	15	0,0638	0,0799	0,112	0,179	0,200	2,50
	16	0,0943	0,139	0,195	0,288	0,317	2,28
Ydalir (Nr. 14)	24 + 25	0,0822	0,125	0,156	0,239	0,269	2,15

Alle prøvene fra NSB – miljø (Nr. 10) har en tilnærmet lik kornfordeling, hvor størsteparten av vektprosenten ligger innenfor fraksjonen middels sand. Prøve 8 og 9 har størst innhold av fint materiale, med en vektprosent på henholdsvis 20 og 15 innenfor fraksjonen fin sand. Prøve 5 og 6 har størst innhold av grovt materiale med en vektprosent på 35 innenfor fraksjonen grov sand. Avleste verdier fra kornfordelingskurvene viser at alle prøvene har et graderingstall lavere enn 5, og havner dermed innenfor kategorien «ensgradert sand». Prøve 5 har det laveste graderingstallet med en verdi på 1,95 og prøve 7 har det høyeste graderingstallet med en verdi på 4,21. Ellers viser resultatene at det er liten variasjon i verdiene for d_{10} , d_{20} , d_{50} og d_{60} . Prøven fra Ydalir (Nr. 16) har et graderingstall på 2,40, og havner dermed innenfor kategorien ensgradert sand. 70 vektprosent av prøvematerialet ligger innenfor fraksjonen middels sand, mens de resterende 30 ligger innenfor fraksjonen fin sand. Prøvene fra Ydalir – miljø (Nr. 11) har en tilnærmet lik kornfordeling, hvor alle prøvene har et graderingstall lavere enn 5. Prøve 16 har med et graderingstall på 2,28 det laveste graderingstallet, mens prøve 12 har det høyeste graderingstallet med en verdi på 2,67. Prøve 15 har størst innhold av finstoff, med en vektprosent på 60 innenfor fraksjonen fin sand og de resterende 40 vektprosentene innenfor fraksjonen medium sand. Prøve 16 er den grovste med 5 vektprosent innenfor fraksjonen grov sand, 75 vektprosent innenfor fraksjonen medium sand og den resterende vektprosenten innenfor fraksjonen fin sand. Ellers viser resultatene at det er liten variasjon i verdiene for d_{10} , d_{20} , d_{50} og d_{60} . Prøven fra Ydalir (Nr. 14) har et graderingstall på 2,15, og betegnes i likhet med de andre prøvene som ensgradert. 65 % av vektprosenten innenfor fraksjonen middels sand, 33 % innenfor fin sand og 2 % innenfor grov sand.

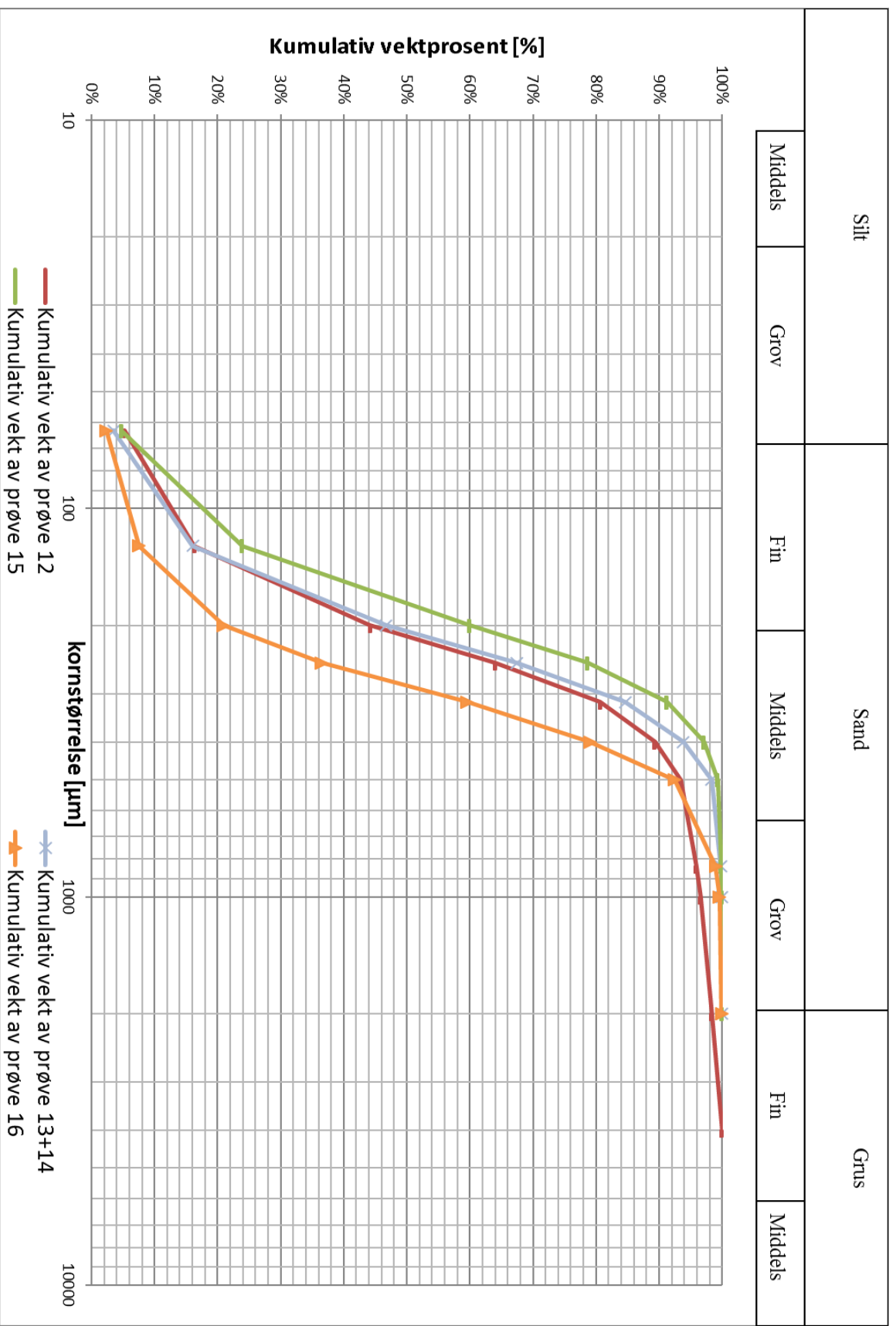
Silt		Sand			Grus	
Middels	Grov	Fin	Middels	Grov	Fin	Middels



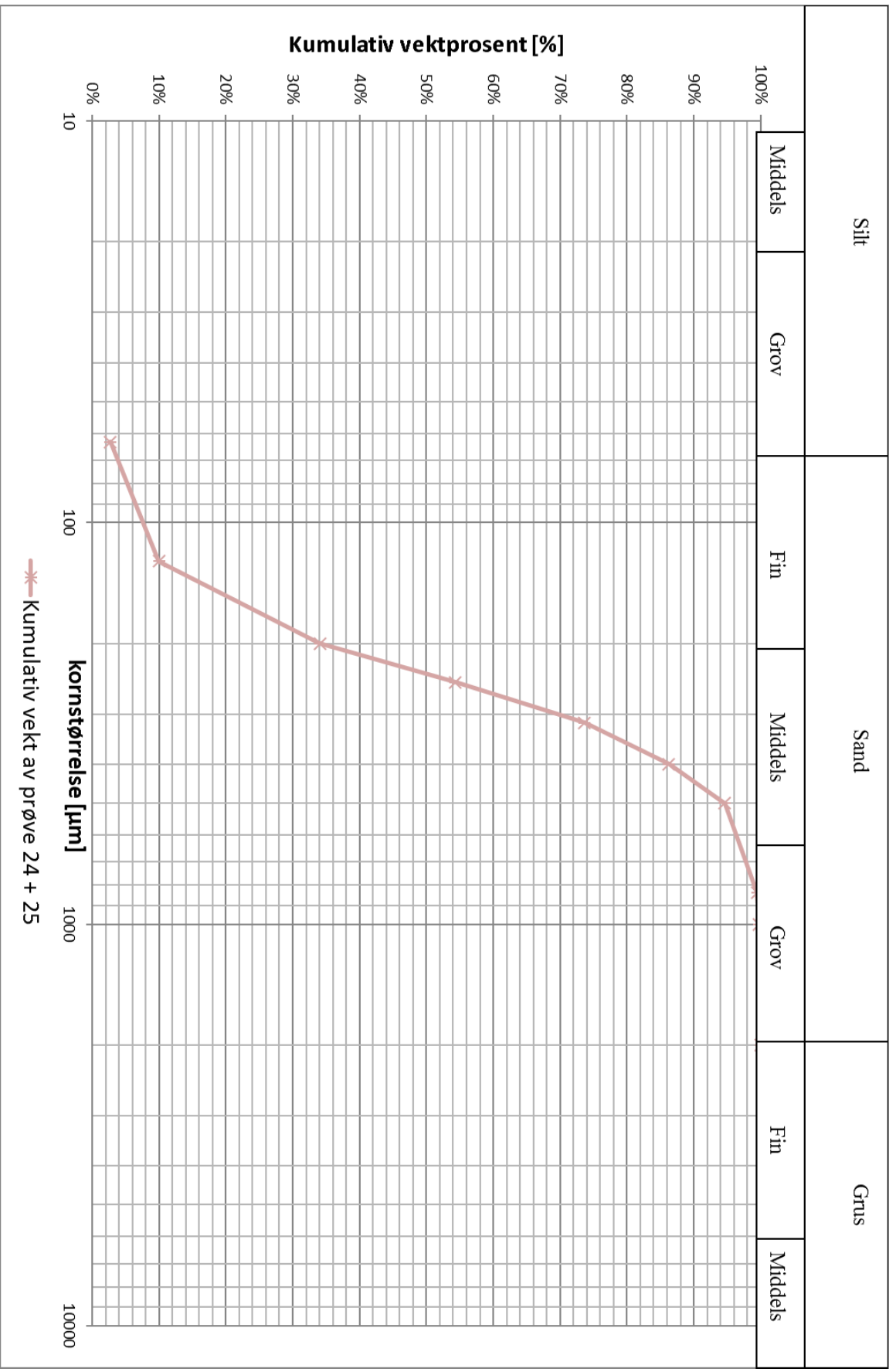
Figur 4.2: Kornfordelingskurve for prøver hentet ifra NSB – miljøø (Nr. 10).



Figur 4.3: Kornfordelingskurve for prøve 2 hentet ifra Ydallir (Nr. 16).



Figur 4.4: Kornfordelingskurver for prøver hentet ifra Ydallir - miljø (Nr. 11).



Figur 4.5: Kornfordelingskurve for prøve 24 + 25 hentet ifra Ydalir (Nr. 14).

4.3 Porøsitet og spesifikt overflateareal

Resultatene fra porøsitetmålingene utført i heliumporøsimeteret og beregning av spesifikt overflateareal er vist i tabell 4.5. Målingene markert med rødt ga urimelig høye porøsitetsverdier, og det er derfor valgt å se bort ifra disse i videre beregninger. Kornformfaktoren er bestemt ut ifra visuelle observasjoner av prøvematerialets kornform. Resultatene fra porøsitetmålingene utført med det egendesignede oppsettet er vist i vedlegg G. Disse målingene er ikke brukt videre i oppgaven da det er grunnlag for å tro at de har gitt en underestimert av porøsiteten, se delkapittel 3.1.1. En oversikt over bildene fra mikroskopering brukt for bestemmelse av kornform er vist i vedlegg F.

Tabell 4.5: Resultater fra beregning av porøsitet, kornformfaktor og spesifikt overflateareal.

Brønn	Prøve	Porøsitet ukomprimert %	Porøsitet komprimert %	Empirisk beregnet porøsitet %	Kornformfaktor	Spesifikt overflateareal [cm ² /cm ³]
10	5	46,0 %	39,4 %	43,2 %	1,10	240
	6	42,6 %	38,6 %	43,0 %	1,25	294
	7	44,3 %	36,4 %	39,1 %	1,10	368
	8	-	-	38,6 %	-	-
	9	44,1 %	37,7 %	41,1 %	1,25	402
	10	43,4 %	36,3 %	42,5 %	1,25	271
16	2	41,5 %	34,1 %	41,8 %	1,25	375
11	12	43,3 %	33,6 %	41,0 %	1,25	566
	13 + 14	45,3 %	36,3 %	41,7 %	1,25	568
	15	44,3 %	35,9 %	41,5 %	1,25	670
	16	43,8 %	37,4 %	42,2 %	1,10	353
14	24 + 25	59,9 %	53,8 %	41,7 %	1,10	418

Hele prøvemengden fra prøve 8 ble brukt i permeametercella, og det var derfor ikke mulig å foreta porøsitetmålinger eller visuelle observasjoner av dette materialet. For prøve 24 + 25 ble det målt urimelig høye porøsitetsverdier og det er derfor besluttet å se bort ifra denne prøven ved evaluering av de empiriske formlenes validitet. For de resterende prøvene ligger porøsiteten

ved ukomprimert prøve innenfor intervallet 41 til 46 %, mens porøsiteten etter komprimering av prøvematerialet ligger innenfor intervallet 33 til 40 %. Den empirisk beregnede porøsiteten gir verdier innenfor intervallet 38 til 44 %.

Basert på visuelle de observasjonene av prøvenes kornform ble det av undertegnede besluttet å klassifisere prøvene 7, 5, 16 og 24 + 25 som rundet. Disse ble derfor i henhold til figur 2.5 tildelt en kornformfaktor på 1,10. De resterende prøvene ble klassifisert som kantavrundet til delvis rundet og gitt en kornformfaktor på 1,25.

Resultatene i tabell 4.5 viser at prøve 15 har et spesifikt overflateareal på $669,8 \text{ cm}^2/\text{cm}^3$, mens prøve 5 har et spesifikt overflateareal på $240,1 \text{ cm}^2/\text{cm}^2$. De resterende prøvene har et spesifikt overflateareal som ligger imellom disse verdiene.

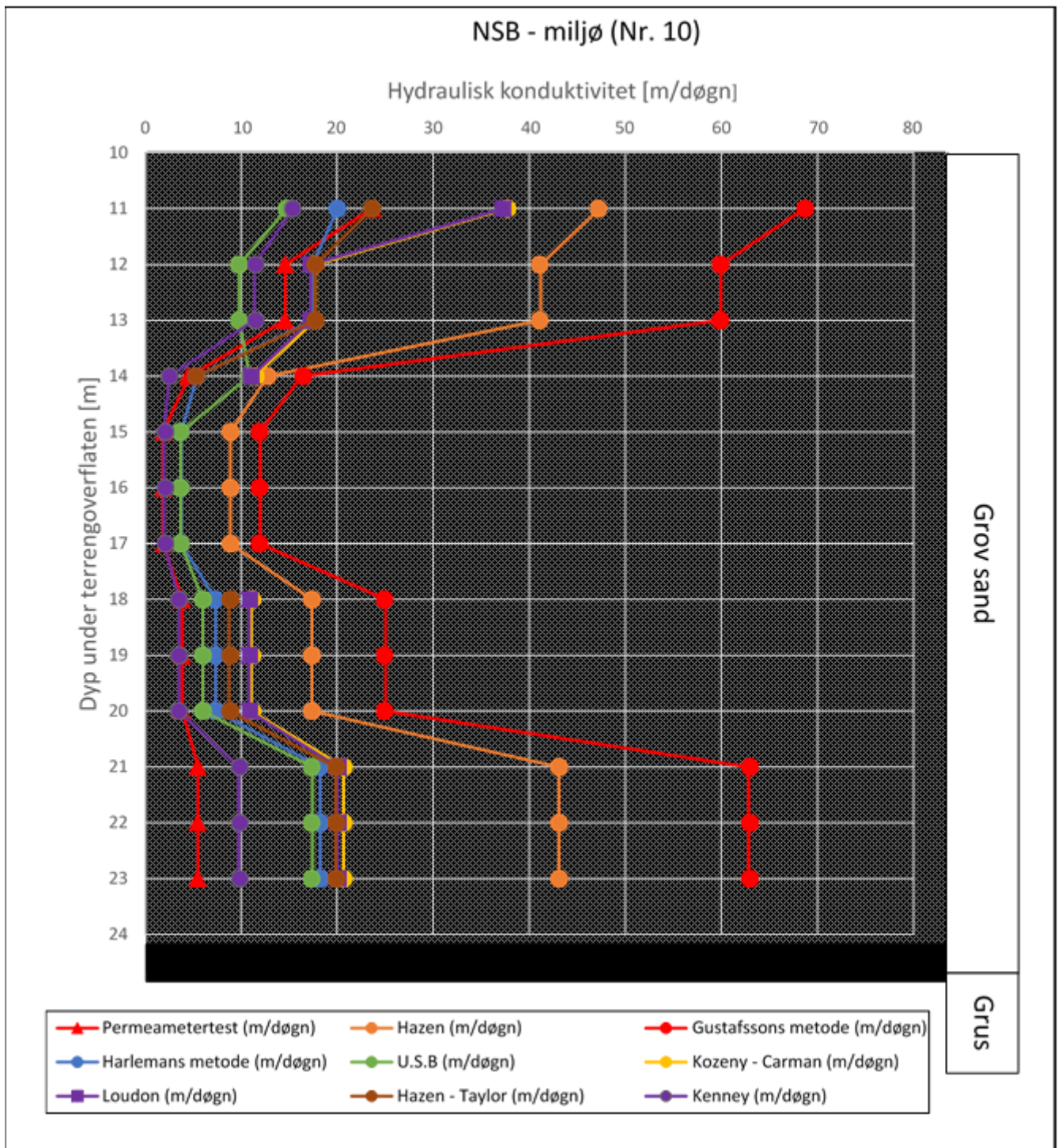
Porøsiteten beregnet ut ifra ligning (2.7) gir verdier som er 3 til 8 % prosentpoeng høyere enn porøsitetsmålingene foretatt på komprimert materiale. Samtidig gir korrelasjonskoeffisienten mellom målt og empirisk beregnet porøsitet en verdi på 0,21, og havner dermed innenfor kategorien neglisjerbar korrelasjon. Det er derfor besluttet å ikke benytte ligning (2.7) i videre beregninger, da denne metoden ikke virker å gi pålitelige verdier.

4.4 Sammenstilling av verdier for hydraulisk konduktivitet

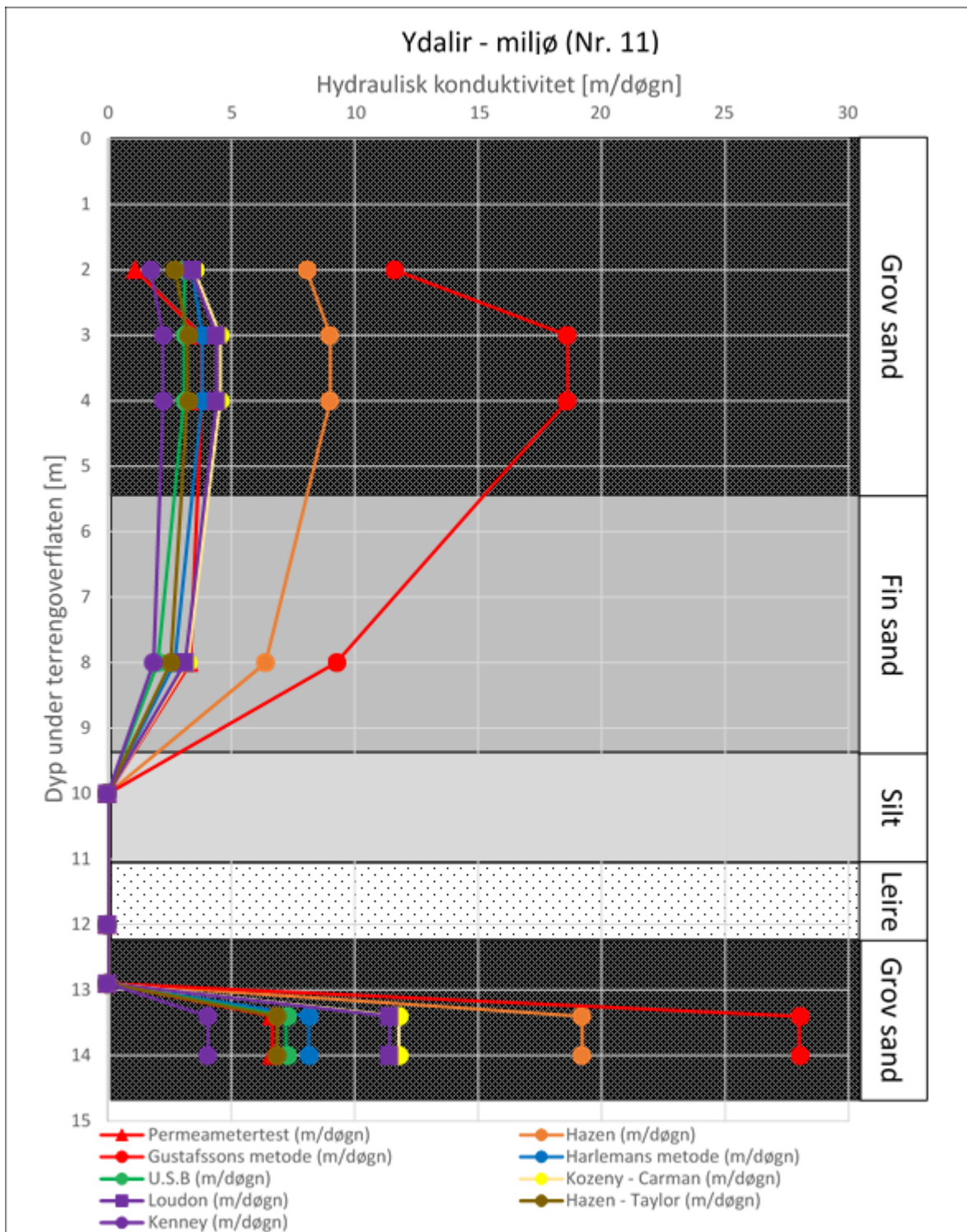
I dette delkapittelet gis det en samlet oversikt over den hydrauliske konduktiviteten målt ved permeameteresting og beregnet ut fra jordartenes kornfordelingskurver. Den samlede oversikten over resultatene er vist i tabell 4.6. Feltene markert med rød strek representerer prøvene hvor det ikke var nok prøvemateriale til å måle porøsiteten, mens feltene hvor teksten er markert med rød skrift representerer resultatene hvor porøsiteten ble målt til å være urimelig høy. En grafisk framstilling av den hydrauliske konduktiviteten som funksjon av dyp under terrengoverflaten for NSB – miljø (Nr. 10) og Ydalir – miljø (Nr. 11) er vist i figur 4.6 og figur 4.7. Figurene viser også tolkning av jordartstype ved de ulike dypene. Tolkningene basert på visuelle observasjoner gjort ved prøvetaking og kan således være noe unøyaktige. For en oversikt over utregningen av hydraulisk konduktivitet ved bruk av de empiriske formlene henvises det til «*elektronisk vedlegg til masteroppgaven*», se vedlegg H.

Tabell 4.6: Sammenstilling av hydraulisk konduktivitet målt i permeametercella og beregnet ut fra jordartens kornfordelingskurver.

		Empirisk metode								
Brønn	Prøvenummer	Hazen (m/døgn)	Gustafssons (m/døgn)	Harlemans (m/døgn)	U.S.B (m/døgn)	Kozeny - Carman (m/døgn)	Loudon (m/døgn)	Hazen - Taylor (m/døgn)	Kenney (m/døgn)	Permeameterest (m/døgn)
10	5	47,3	68,6	20,0	14,8	37,6	37,3	23,7	15,5	23,6
	6	41,2	60,0	17,5	9,85	17,8	17,2	17,7	11,4	14,6
	7	12,8	16,3	5,43	10,9	11,4	11,1	5,44	2,55	4,60
	8	8,90	12,0	3,78	3,73	-	-	-	2,01	1,88
	9	17,4	25,1	7,36	6,02	11,09	10,8	8,76	3,57	3,91
	10	43,1	62,8	18,2	17,5	20,7	20,1	19,8	9,75	5,55
16	2	22,4	32,5	9,50	8,61	8,37	8,08	9,68	4,37	3,44
11	12	8,04	11,6	3,41	3,10	3,48	3,36	2,73	1,74	1,12
	13+14	9,01	18,6	3,82	3,08	4,55	4,41	3,22	2,24	3,80
	15	6,39	9,24	2,71	2,03	3,24	3,14	2,55	1,85	3,35
	16	19,2	28,0	8,15	7,22	11,8	11,4	6,87	4,05	6,68
14	24 +25	15,6	22,7	6,61	4,34	54,07	67,47	8,48	3,08	8,54



Figur 4.6: Målt og empirisk beregnet hydraulisk konduktivitet som funksjon av dyp under terrengoverflaten for NSB - miljø (Nr. 10). Tolket fraksjon er hentet ifra boreloggen i vedlegg A.1.



Figur 4.7: Målt og empirisk beregnet hydraulisk konduktivitet som funksjon av dyp under terrengoverflaten for Ydalir - miljø (Nr. 11). Tolket fraksjon er hentet ifra boreloggen i vedlegg A.2.

Resultatene viser at den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella ligger innenfor intervallet [1 m/døgn, 15 m/ døgn]. Unntaket er prøve 5 hvor den hydrauliske konduktiviteten er på 23,6 m/døgn. Samtidig observeres det en stor variasjon mellom de empiriske formlenes estimerte verdier for den hydrauliske konduktiviteten. Eksempelvis gir Gustafsons formel at den hydrauliske konduktiviteten i prøve 6 er 60,0 m/døgn, mens Kenneys formel beregner en konduktivitet på 11,6 m/døgn. For alle 12 prøvene er det Hazens formel og Gustafsons formel som gir størst overestimering av den hydrauliske konduktiviteten, sammenlignet med resultatene fra permeametercella. Hazen beregner en hydraulisk konduktivitet som er 1,8 til 7,8 ganger større enn verdiene målt i permeametercella, og Gustafson gir verdier som er 2,7 til 11,3 ganger større.

I prøve 10, 9, 8, 2 og 12 er det Kenneys formel som treffer best og som har det minste avviket. For disse prøvene estimerer Kenney verdier som er 0,9 til 1,6 ganger verdiene målt i permeametercella. For de resterende prøvene beregner Kenneys formel en hydraulisk konduktivitet som er 0,4 til 0,8 ganger lavere enn verdiene målt i permeametercella.

I prøve 7, 6, 5, 13+14, 16 og 24 + 25 er det Hazen – Taylors formel som treffer best, med estimerte verdier som er 0,8 til 1,2 ganger verdiene målt i permeametercella. For resten av prøvene estimerer Hazen - Taylor en hydraulisk konduktivitet som er 0,8 til 3,6 ganger verdiene målt i permeametercella.

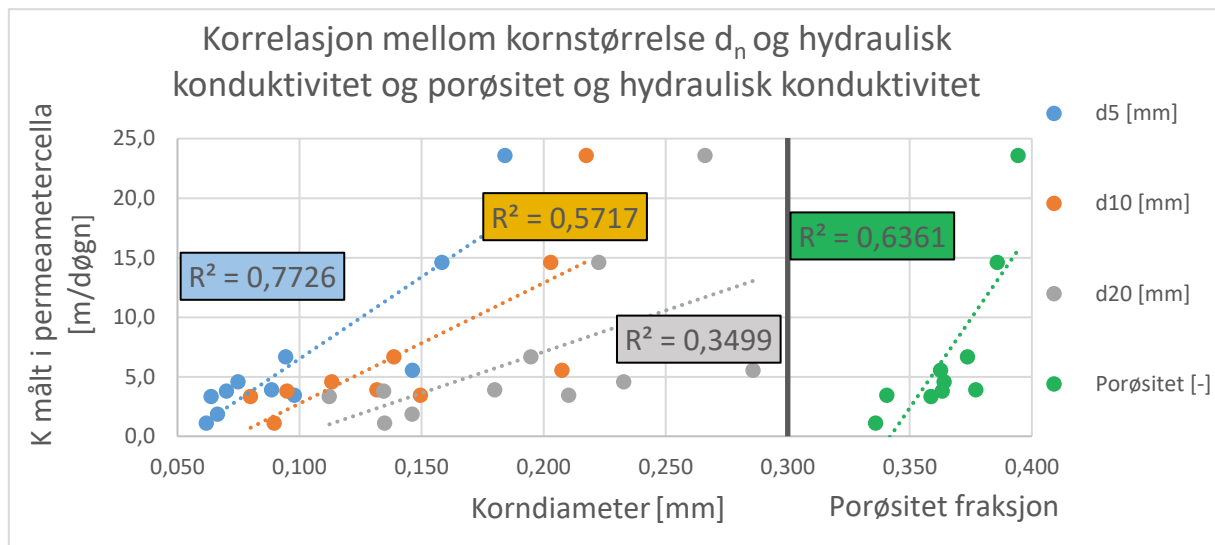
For prøve 15 er det Kozeny – Carmans formel og Loudons formel som treffer best med målingene i permeametercella. Formlene estimerer en hydraulisk konduktivitet som er henholdsvis 0,96 og 0,94 ganger verdien målt i permeametercella. For de øvrige prøvene estimerer Loudon og Kozeny – Carman en hydraulisk konduktivitet som er 1,2 til 3,6 ganger høyere enn konduktiviteten målt i permeametercella.

U.S.B.R. og Harlemans formel estimerer verdier som er 0,7 til 3,3 ganger verdiene målt i permeametercella

4.5 Statistisk analyse av empiriske formlers validitet

Det er foretatt en statistisk analyse av prøveresultatene for å sammenligne de ulike empiriske formlenes evne til å estimere hydraulisk konduktivitet. Alle prøvene bortsett ifra 8 og 24 + 25 er inkludert i en felles analyse for å få et størst mulig datagrunnlag å basere analysen på. Prøve 8 og 24 + 25 er ekskludert i analysen da det som tidligere nevnt ikke foreligger pålitelige resultater fra disse prøvene. Som vist i figur 4.8 er det foretatt en korrelasjonsanalyse mellom ulike kornstørrelser og den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella. Figuren

inkluderer også en korrelasjonsanalyse mellom porøsitet og hydraulisk konduktivitet. Alle kornparameterne er opphøyd i en faktor på 1.



Figur 4.8: Korrelasjon mellom korndiameter d_n og hydraulisk konduktivitet målt i permeametercella for kornstørrelsene d_5 , d_{10} og d_{20} samt korrelasjon mellom porøsitet og hydraulisk konduktivitet.

Figur 4.8 viser at korrelasjonskoeffisienten mellom d_5 og den hydrauliske konduktiviteten er på 0,77 og at korrelasjonen dermed betegnes som høy. Korrelasjonskoeffisienten mellom d_{10} og den hydrauliske konduktiviteten er på 0,57, og korrelasjonen betegnes dermed som moderat. Sammenhengen mellom d_{20} og den hydrauliske konduktiviteten gir en korrelasjonskoeffisient på 0,35. Dette viser at d_{20} gir den laveste korrelasjonen og således havner inn under betegnelsen lav korrelasjon. For alle disse parameterne er den generelle trenden at en økning i størrelsen til d_n fører til en økning i den hydrauliske konduktiviteten. Det er også foretatt en korrelasjonsanalyse mellom graderingstallet og den hydrauliske konduktiviteten. Sammenhengen gir en korrelasjonskoeffisient på 0,24, og havner inn under betegnelsen neglisjerbar korrelasjon. De målte porøsitetsverdiene og den hydrauliske konduktiviteten gir en korrelasjonskoeffisient på 0,64 og korrelasjon betegnes dermed som moderat til høy.

I tabell 4.7 er verdiene for korrelasjonskoeffisienten R^2 samlet i en tabell hvor også p-verdier er inkludert. Ved beregning av R^2 er det antatt en lineær sammenheng mellom datasettene med en trendlinje som krysser i origo.

Tabell 4.7: Korrelasjon mellom empiriske formler og permeametercella. Jo lavere p -verdi jo mer statistisk signifikant er sammenhengen.

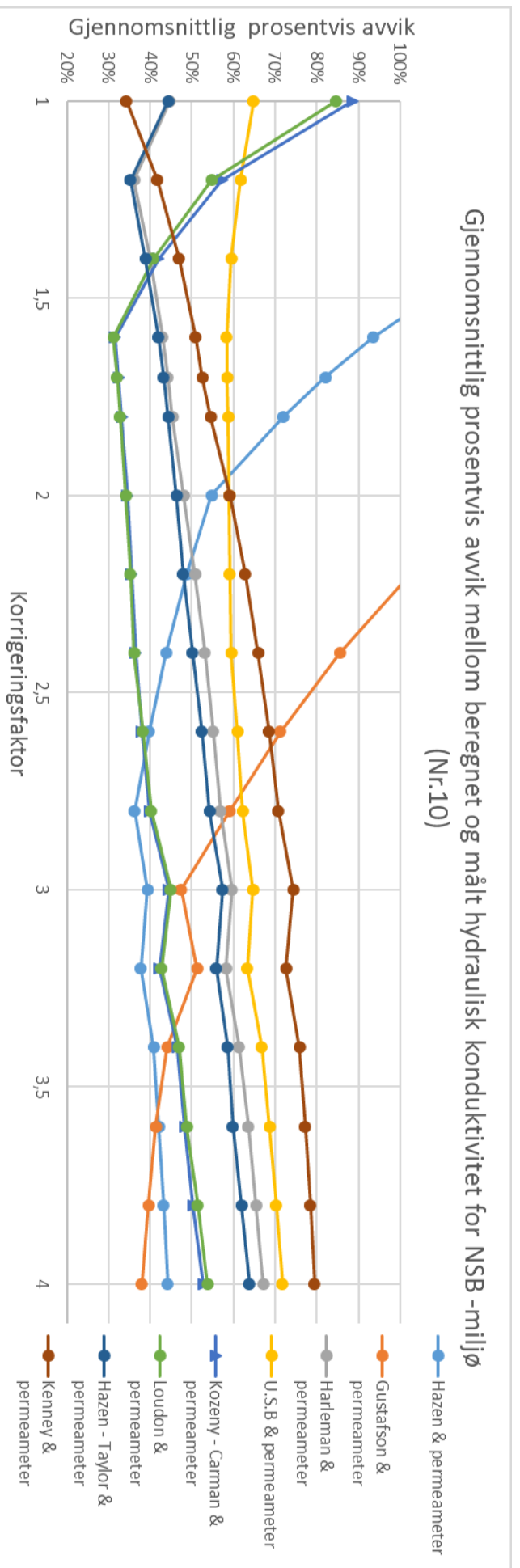
Metode	R ²	p - verdi
Hazen	0,65	2,6E-03
Gustafsson	0,65	2,6E-03
Harleman	0,65	2,6E-03
U.S.B	0,38	4,4E-02
Kozeny - Carman	0,83	8,8E-05
Loudon	0,84	7,9E-05
Hazen - Taylor	0,68	1,8E-03
Kenney	0,84	7,1E-05

Resultatene viser at det er Loudons formel og Kenneys formel med en verdi på 0,84, og Kozeny – Carmans formel med en verdi på 0,83 som gir de høyeste korrelasjonskoeffisientene. Disse viser en korrelasjon som betegnes som høy, se tabell 3.2. Formelen til U.S.B.R. har den laveste verdien med en korrelasjonskoeffisient på 0,38, noe som indikerer en lav korrelasjon. For Hazens, Gustafsons og Harlemans formel ligger korrelasjonskoeffisienten på 0,65, mens Hazen – Taylor gir en verdi på 0,68. Alle disse fire formlene viser dermed en korrelasjon som kan betegnes som moderat.

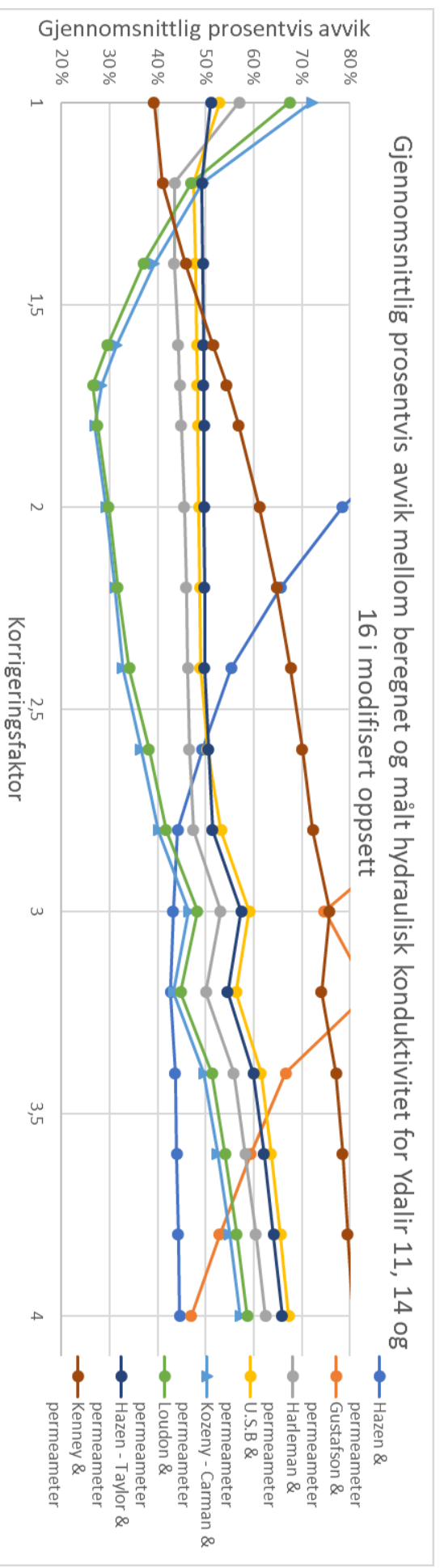
p-verdiene gir et mål på den statistiske signifikansen til resultatene, hvor en lavere p-verdi indikerer en sterkere statistisk signifikans. p-verdien gir med andre ord et mål på sannsynligheten for at en observert sammenheng kun er et resultat av tilfeldigheter. Beregningene i tabell 4.7 viser at Kenneys gir den laveste p-verdien med en verdi $7,1 \times 10^{-5}$, mens Loudon og Kozeny – Carman gir en p – verdi på henholdsvis $7,9 \times 10^{-5}$ og $8,8 \times 10^{-5}$. U.S.B.R. gir den største p – verdien med en verdi på $4,4 \times 10^{-2}$. For Hazens, Gustafsons og Harlemans formel er p – verdien beregnet til $2,6 \times 10^{-3}$, mens Hazen – Taylors formel gir en p – verdi på $1,8 \times 10^{-3}$.

Det er foretatt en sammenligning av det prosentvise avviket mellom beregnet og målt hydraulisk konduktivitet for de ulike empiriske formlene. Avviket er undersøkt som henholdsvis det prosentvis gjennomsnittlige avviket i prøvene fra NSB – miljø (Nr. 10) og det prosentvis gjennomsnittlige avviket for prøvene fra Ydalir 11, 14 og 16. Dette gir en prosentverdi som er lik 0 når avviket er null, og som øker når avviket øker. Hensikten med dette er å undersøke om det er vesentlige forskjeller i avviket mellom målt og empirisk beregnet konduktivitet for prøvene som er testet i det ikke – modifiserte oppsettet av permeametercella

sammenlignet med prøver testet i det modifiserte oppsettet. Som nevnt tidligere ble det observert gjenværende luftbobler i permeametercella ved testing, noe som trolig har ført til en viss underestimering av den hydrauliske konduktiviteten. For å få en reell vurdering av de empiriske formlenes evne til å estimere «in situ» hydraulisk konduktivitet er det derfor nødvendig at målingene fra permeametercella blir korrigert for en eventuell feilmargin. Denne feilmarginen er ukjent, da det ikke var mulig å foreta målinger av prøvematerialets «in situ» hydrauliske konduktivitet. I dette delkapittelet er det derfor undersøkt hvordan det gjennomsnittlige avviket mellom de empiriske formlene og permeametercella varierer ved ulike korrigeringsfaktorer for de målte verdiene i permeametercella. Figur 4.9 viser det prosentvis gjennomsnittlige avviket mellom de empiriske formlene og målte verdier i permeametercella for prøvene fra NSB – miljø (Nr. 11). Disse ble testet i det som betegnes som den ikke-modifiserte versjonen av permeametercella. Figur 4.10 viser det gjennomsnittlige prosentvise avviket mellom de empiriske formlene og målte verdier i permeametercella for prøvene hentet ifra Ydalir 11, 14 og 16. Disse ble testet i den modifiserte versjonen av permeametercella.



Figur 4.9: Gjennomsnittlig prosentvis avvik mellom beregnet og målt hydraulisk konduktivitet ved ulike korrigeringer av målte verdier i permeametercella. Beregningene er gjort for prøvene som ble testet i den ikke-modifiserte versjonen av permeametercella



Figur 4.10: Gjennomsnittlig prosentvis avvik mellom beregnet og målt hydraulisk konduktivitet ved ulike korrigeringer av målte verdier i permeametercella. Beregningene er gjort for prøvene som ble testet i den modifiserte versjonen av permeametercella

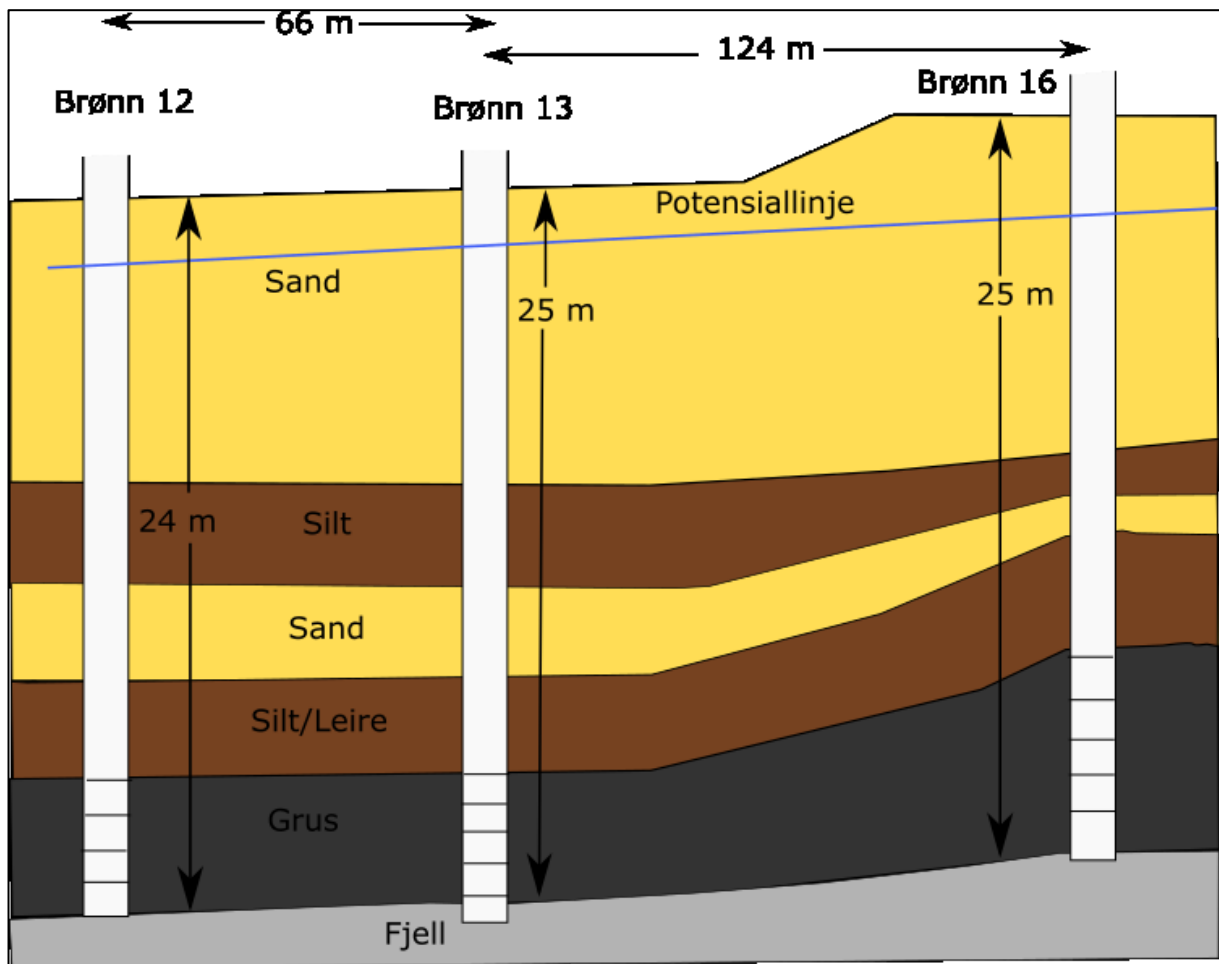
Figur 4.9 og figur 4.10 viser at er Kozeny – Carmans formel og Loudons formel gir det laveste gjennomsnittlige avviket av samtlige formler. Dette minimumsavviket inntreffer ved en korrigeringsfaktor på mellom 1,6 og 1,7, og ligger innenfor intervallet 27 og 31 %. I avsnittene nedenfor blir det gitt en mer detaljert beskrivelse av formlenes avvik ved ulike korrigeringsfaktorer.

Ut ifra figur 4.9 er det mulig å observere hvilke av de empiriske formlene som gir det laveste prosentvise avviket for prøvene fra NSB – miljø (Nr.10). Figuren viser at formlenes presisjon ved estimering av den hydrauliske konduktiviteten er avhengig av feilmarginen til permeametercella. Kenney treffer best med de ukorrigerede resultatene fra permeametercella, men gir raskt store avvik når korrigeringsfaktoren øker. For korrigeringsfaktorer i området 1,1 til 1,4 treffer Hazen – Taylor best. Videre gir Kozeny – Carman og Loudon det laveste avviket fram til en korrigeringsfaktor på 2,6. For korrigeringsfaktorer mellom 2,6 og 3,4 gir Hazen det laveste avviket. Gustafson gir det laveste avviket for korrigeringsfaktorer mellom 3,4 og 4,0.

Figur 4.10 viser hvilke av formlene som gir det laveste prosentvise avviket for prøvene fra Ydalir 11, 14 og 16. Kenney gir det laveste avviket for korrigeringsfaktorer mellom 1 og 1,3. Videre gir Loudon og Kozeny – Carman det laveste avviket fram til en korrigeringsfaktor på 2,9. For korrigeringsfaktorer mellom 2,9 og 4,0 gir Hazen det laveste avviket.

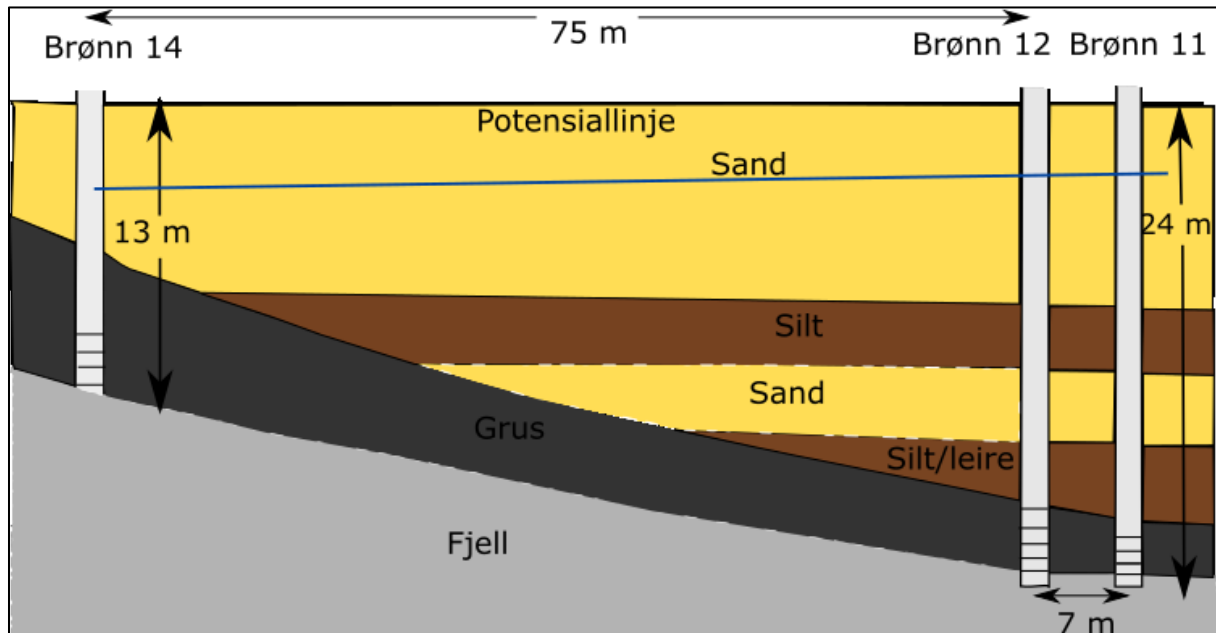
4.6 Geologiske profiler Ydalir

Basert på boreloggene i vedlegg A er det gjort en forenklet tolkning av geologien i Ydalir. Som figur 4.11 viser står brønnene Ydalir (Nr. 12), Ydalir (Nr. 13) og Ydalir (Nr. 16) i et lag bestående av grusige masser. Akviferen er betegnet som lekkende basert på antagelsen om at siltlaget og det siltige leirlaget vil være tilnærmet tette, men med en viss gjennomstrømning.



Figur 4.11: Geologisk profil basert på boreloggene i Ydalir (Nr. 12), Ydalir (Nr. 13) og Ydalir (Nr. 16). Tolket av forfatter etter (Gjengedal, 2016a).

Figur 4.12 viser en forenklet tolkning av geologien mellom Ydalir (Nr. 14), Ydalir (Nr. 12) og Ydalir - miljø (Nr. 11). Som figuren indikerer går gruslaget fra å være overdekt av tette lag ved Ydalir (Nr. 12) til å være overdekt av masser med en tilsynelatende større permeabilitet ved Ydalir (Nr. 14). Det er derfor gjort en antagelse om at Ydalir (Nr. 14) står i en åpen akvifer.



Figur 4.12: Geologisk profil basert på boreloggene til Ydalir (Nr. 14), Ydalir (Nr. 12) og Ydalir – miljø (Nr. 11). Tolket av forfatter etter (Gjengedal, 2016a).

4.7 Prøvepumping

I dette delkapittelet gis det en oversikt over resultatene fra prøvepumping av Ydalir (Nr. 12) og Ydalir (Nr. 13). Brønnpumpedataene er hentet fra Ydalir - miljø (Nr. 11), Ydalir (Nr. 13) og Ydalir (Nr. 14), og er analysert ved hjelp av programvaren AQTESOLV. En oppsummering av resultatene er vist i tabell 4.8, mens den grafiske framstillingen av senkningsdataene er vist i vedlegg C og vedlegg D. En fullstendig oversikt over prøvepumpingsdataene er gitt i det elektroniske vedlegget «elektronisk vedlegg til masteroppgaven», se vedlegg H. Ydalir (Nr. 12) ble pumpet med en konstant rate Q på 3,95 L/s. Ydalir (Nr. 13) ble pumpet med en rate på 6,3 L/s de første 10 minuttene og deretter en rate på 5,9 L/s. Ved beregning av hydraulisk konduktivitet er det gjort en antagelse om at akviferen har en mektighet på fire meter. Denne antagelsen er basert på boreloggene i vedlegg A.

Tabell 4.8: Kontinuerlig kortidsprøvepumping av Ydalir (Nr.12) med en rate på 3,95 L/s. Første trinn i trinnvis prøvepumping av Ydalir (Nr. 13) med en rate på 6,3 L/s de første 10 minuttene og deretter en konstant rate på 5,9 L/s.

Observasjonsbrønn	Avstand r fra brønn 12 [meter]	Metode	Magasinkoeffisient [-]	Transmissivitet [m^2/s]	Hydraulisk konduktivitet [m/s]	Hydraulisk konduktivitet [m/døgn]	r/B [-]
Pumping av brønn Ydalir (Nr.12)							
Ydalir (Nr. 11)	7,30	H & J	9,69E-04	7,61E-04	1,52E-04	13,2	0,11
Ydalir (Nr. 13)	65,9	H & J	1,46E-04	1,20E-03	2,40E-04	20,7	0,49
Ydalir (Nr. 14)	132	Neuman	6,08E-05	1,27E-03	2,54E-04	21,9	-
Ydalir (Nr. 14)	132	H & J	3,20E-05	4,35E-04	8,70E-05	7,52	0,35
Pumping av brønn Ydalir (Nr. 13)							
Ydalir (Nr. 14)	132,3	Neuman	3,46E-05	2,27E-04	4,54E-05	3,9	-
Ydalir (Nr. 14)	132,3	H & J	3,61E-05	3,00E-04	6,00E-05	5,2	0,95

Resultatene viser at magasinkoeffisienten i akviferen ligger innenfor intervallet [$3,20 \times 10^{-5}$, $9,69 \times 10^{-4}$]. Ved bruk av Hantush & Jacobs metode for lekkende akviferer er den hydrauliske konduktiviteten i akviferen beregnet til å være 7,52 m/døgn rundt Ydalir (Nr. 14), 13,2 m/døgn rundt Ydalir - miljø (Nr. 11) og 20,7 m/døgn rundt Ydalir (Nr. 13). Ved bruk av Neumans metode for åpne akviferer er den hydrauliske konduktiviteten rundt Ydalir (Nr. 14) beregnet til å være 21,9 m/døgn. Lekkasjefaktoren r/B er størst i Ydalir (Nr. 13) med en verdi på 0,49 og minst i Ydalir - miljø (Nr. 11) med en verdi på 0,11. I Ydalir (Nr. 14) er lekkasjefaktoren på 0,35.

En oppsummering av resultatene fra den trinnvise pumpingen av Ydalir (Nr. 13) er også vist i tabell 4.8. De hydrauliske parameterne er beregnet basert på det første pumpetrinnet, hvor raten var 6,3 L/s de første 10 minuttene og deretter konstant lik 5,9 L/s. Ved bruk av Neumans metode er magasinkoeffisienten beregnet til å være $3,46 \times 10^{-5}$ og den hydrauliske konduktiviteten beregnet til å være 3,9 m/døgn. Hantush & Jacobs metode gir at magasinkoeffisienten er lik $3,61 \times 10^{-5}$ og den hydrauliske konduktiviteten er lik 5,2 m/døgn. Lekkasjefaktoren r/B er beregnet til å være 0,95.

5 Diskusjon

5.1 Evaluering av relasjonen mellom kornfordeling og hydraulisk konduktivitet

Etter forfatterens mening er det Kozeny – Carmans og Loudons formel som er de mest egnede for estimering av hydraulisk konduktivitet. Dette er blant annet basert på at formlene gir en korrelasjonskoeffisient som er betydelig høyere enn korrelasjonskoeffisienten som oppnås ved bruk av de andre formlene. Unntaket er Kenneys formel som har den høyeste korrelasjonskoeffisienten, men som generelt virker å underestimere den hydrauliske konduktiviteten. I tillegg tar Kozeny – Carmans og Loudons formel hensyn til jordartens porøsitet, noe som gjennom denne oppgaven har vist å gi mer presise estimeringer. Formlene skiller seg også ut ved å gi det laveste prosentvise avviket i både den modifiserte og den ikke – modifiserte versjonen av permeametercella, gitt at permeametercella underestimerer den hydrauliske konduktiviteten. Det gjennomsnittlige minimumsavviket mellom formlene og de målte verdiene i permeametercella ligger på henholdsvis 27 % for prøvene testet i det ikke -modifiserte oppsettet og 31 % for prøvene testet i det modifiserte oppsettet. Det som først og fremst taler imot bruken av Kozeny – Carmans og Loudons formel er at de ikke er like brukervennlige som eksempelvis Hazens formel. Formlene er også noe mer tidkrevende å bruke og krever at det foretas porøsitetsmålinger og vurderinger av prøvematerialets kornform. Til tross for dette er Kozeny – Carmans og Loudons formel fortsatt å anbefale da de i dette prosjektet har gitt de mest pålitelige estimeringene av den hydrauliske konduktiviteten. Med en godt innarbeidet testprosedyre for måling av porøsitet og beregning av spesifikt overflateareal kan bruken av formelen, etter forfatterens mening, i tillegg gjøres tidseffektiv nok til å være en reell erstatter for Hazens formel. Ved å se på de øvrige formlene observeres det at Gustafson gir de klart største avvikene fra de korrigerede målingene i permeametercella med et avvik på over 200 %, etterfulgt av Hazen med et avvik på ca. 100 %. I tillegg gir formlene blant de svakeste verdiene for korrelasjonskoeffisienten. U.S.B.R. gir den klart laveste korrelasjonskoeffisienten, og virker å være lite egnet til å estimere den hydrauliske konduktiviteten. Etter forfatterens mening er det derfor viktig å være kritisk til resultatene som oppnås ved en eventuell bruk av disse tre formlene. De resterende formlene gir gjennomsnittlige avvik som ligger mellom avvikene til de to mest presise og de tre mest upresise formlene. Av disse tre er det Kenneys formel som utpeker seg som den mest interessante å undersøke nærmere, da det gjennom denne oppgaven har vist seg at d_5 er en parameter som er nært knyttet til den hydrauliske konduktiviteten.

I delkapittel 4.2 ble sammenhengen mellom kornparameterne d_5 , d_{10} , d_{20} og den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella undersøkt. Resultatene viser at den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella øker når d_5 og d_{10} øker. Av disse kornparameterne er det d_5 som gir den høyeste korrelasjonskoeffisienten, noe som indikerer at d_5 har større innvirkning på den hydrauliske konduktiviteten enn hva d_{10} har. Sammenhengen mellom d_{20} og den hydrauliske konduktiviteten virker å være mindre signifikant, og gir en korrelasjonskoeffisient som betegnes som lav. Dette indikerer at det er de fineste partiklene i jordarten som har størst betydning for den hydrauliske konduktiviteten. Det observeres at porøsiteten er størst i prøvene med høyest d_5 - og d_{10} - verdi. Dette viser tydelig at mengden finstoff i prøvene er avgjørende for den effektive porøsiteten. Samtidig observeres det at den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella øker når den effektive porøsiteten øker. Resultatene viser også at dette er en korrelasjon som eksempelvis er sterkere enn korrelasjonen mellom d_{10} og den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella. Den sterke positive korrelasjonen mellom effektiv porøsitet og hydraulisk konduktivitet kan forklares ved at en økning i effektiv porøsitet gir flere kanaler i jordarten hvor vannet kan strømme igjennom, noe som igjen resulterer i en høyere hydraulisk konduktivitet (Fetter, 2001).

I de påfølgende delkapitlene blir de empiriske formlenes egnethet til estimering av hydraulisk konduktivitet nærmere diskutert. Diskusjonen er basert på resultater fra 10 prøver hentet ved fire ulike brønner i Elverum. Det kan stilles spørsmål ved om dette prøveantallet er stort nok til at det kan trekkes noen sikre konklusjoner ut ifra analysen som er foretatt. En risiko er at resultater som skiller seg betydelig ut vil ha en større betydning for et lite prøveantall sammenlignet med et stort prøveantall. Det ble vurdert å inkludere flere prøver i analysen, men grunnet tidsbegrensninger og mangel på aktuelle prøver ble dette ikke gjort. En stor svakhet ved analysen er at det ikke er foretatt målinger av «in situ» hydraulisk konduktivitet for prøvematerialet som ble testet i permeametercella. Målinger av «in situ» hydraulisk konduktivitet ville ha styrket påstandene som er lagt fram i de påfølgende avsnittene, og samtidig gjort det mulig å gjøre presise korrigeringer av den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella. Det er derfor viktig å påpeke at den påfølgende diskusjonen blir gjort på et noe tynt grunnlag. Ved å se på tidligere utførte studier beskrevet i avsnitt 5.2, er det likevel grunn til å tro at resultatene i denne oppgaven gir en god indikasjon på hvilken av de empiriske formlene som er mest velegnet til å estimere den hydrauliske konduktiviteten.

Den hydrauliske konduktiviteten som måles i permeametercella vil representere et gjennomsnitt av den «in situ» vertikale seksjonen prøvene er hentet ifra. I og med at det ikke var mulig å

foreta «in situ» målinger av hydraulisk konduktivitet, er det vanskelig å vite i hvor stor grad permeametercella feilestimerer den hydrauliske konduktiviteten. Basert på observasjoner av gjenværende luftbobler i permeametercella ved testing av prøvematerialet, er det grunn til å tro at permeametercella vil gi en hydraulisk konduktivitet som er lavere enn «in situ» hydraulisk konduktivitet målt ved brønnpumpeforsøk.

Empiriske formler som tar utgangspunkt i jordarters kornfordeling bruker en rekke ulike tilnærminger for å estimere den hydrauliske konduktiviteten. Hazens formel baserer seg på å beregne den hydrauliske konduktiviteten ved å opphøye d_{10} i en faktor på 2 og multiplisere med en konstant som ved 10° C er gitt som $1,16 \times 10^{-2}$. Sammenstillingen av resultatene i tabell 4.6 viser at Hazen generelt gjør en kraftig overestimering av den hydrauliske konduktiviteten sammenlignet med resultatene fra permeametercella. Eksempelvis gir formelen et gjennomsnittlig avvik på 210 % fra målingene i den ikke – modifiserte versjonen av permeametercella, og et avvik på 254 % fra målingene i den modifiserte versjonen. Avviket mellom Hazen og permeametercella er størst i prøve 23, hvor avviket er på 37,6 m/døgn. Dette tilsvarer et prosentvis avvik på 677 %. Avviket er minst i prøve 15, hvor avviket er 3,0 m/døgn. Dette tilsvarer et prosentvis avvik på 91 %. Disse prøvene har den høyeste og den laveste verdien for d_{10} , og det kan dermed se ut til at Hazens formel treffer best med verdiene målt i permeametercella for prøver med lav d_{10} . En av årsakene til at resultatene avviker såpass mye fra de målte verdiene i permeametercella kunne ha vært forklart ved at enkelte av prøvene ligger utenfor formelens gyldighetsområde. Formelen stiller krav til at d_{10} ikke kan være mindre enn 0,100 mm. Dette kravet innfris ikke for prøve 8, 12, 13 + 14 og 15, hvor d_{10} ligger innenfor intervallet [0,080 mm, 0,095 mm]. Som nevnt virker Hazen å treffe best med verdiene målt i permeametercella ved lave verdier for d_{10} , noe som også inkluderer verdier som ligger utenfor det angitte bruksområde. Avviket er størst i prøvene med de høyeste verdiene for d_{10} , enda disse ligger innenfor formelens bruksområde. Dette kan tyde på at bruksområdet for formelen er noe unøyaktig og bør revurderes.

Gustafson beregner den hydrauliske konduktiviteten som produktet av d_{10} opphøyd i en faktor på 2 og funksjonen $E(C_u)$. Formelen er den eneste som inkluderer d_{60} ved estimering av hydraulisk konduktivitet. Sammenlignet med resultatene fra permeametercella er Gustafsons formel den av formlene som gir det klart største summerte avviket, med et avvik på henholdsvis 345 % og 443 % for det ikke – modifiserte og det modifiserte oppsettet av permeametercella. En av hovedgrunnene til dette er trolig bruken av graderingstallet ved estimering av hydraulisk konduktivitet. Som nevnt i kapittel 4.5 gir sammenhengen mellom graderingstallet og den målte

hydrauliske konduktiviteten en korrelasjonsfaktor på 0,24, og dette kan dermed betegnes som en neglisjerbar sammenheng. Dette innebærer at graderingstallet omtrent ikke har noen som helst innvirkning på den hydrauliske konduktiviteten, og Gustafsons bruk av denne parameteren virker derfor å være kritikkverdig. En interessant observasjon som kan gjøres ut ifra tabell 4.6 er at avviket mellom Gustafsons formel og resultatene fra permeametercella er minst i prøvene som har det laveste graderingstallet. Dette innebærer også prøvene som har et graderingstall lavere enn 2,5, og dermed ligger utenfor det angitte gyldighetsområde. Prøvene med de høyeste graderingstallene gir de største avviket fra permeametercella, selv om disse ligger innenfor formelens gyldighetsområde. I likhet med Hazens formel kan det derfor tyde på at gyldighetsområdet er noe upresist og derfor bør revurderes. Formelen gir den samme korrelasjonsfaktoren som Hazens formel, og er således en av formlene med den svakeste korrelasjonen. Etter forfatterens mening virker derfor Gustafsons formel å være lite egnet til å estimere den hydrauliske konduktiviteten.

Harlemans formel bruker i likhet med Hazens formel d_{10} opphøyd i en faktor på 2 til å estimere den hydrauliske konduktiviteten, men skiller seg fra Hazen ved at den benytter seg av en konstant med en lavere verdi, noe som gir et mer konservativt estimat. I motsetning til Hazens formel er det gjennom litterastudie i dette prosjektet ikke funnet litteratur som tilsier at Harlemans formel er begrenset til å gjelde visse kornstørrelser eller graderingstall. Formelen gir et avvik på 44 % fra de ukorrigerede målingene i det ikke – modifiserte oppsettet, og et avvik på 57 % i det modifiserte oppsettet. Harlemans formel er således en av formlene som gir det laveste avviket. Formelen gir i likhet med Hazens formel at avviket fra permeametercella øker når d_{10} øker. Som nevnt tidligere er det god grunn til å tro at «in situ» hydraulisk konduktivitet målt ved brønnpumpeforsøk vill være en gitt ukjent faktor større enn hydraulisk konduktivitet målt i permeametercella. Ut ifra figur 4.9 og figur 4.10 kan det observeres at dette vil føre til at avviket mellom Harleman og permeametercella øker, noe som for de fleste av prøvene skyldes en underestimering av den hydrauliske konduktiviteten. I likhet med Hazens formel gir Harlemans formel en korrelasjonskoeffisient på 0,65, da den eneste forskjellen mellom formlene er konstanten som benyttes.

Formelen til U.S.B.R. baserer seg på å beregne den hydrauliske konduktiviteten ved å opphøye d_{20} i en faktor på 2,3 og multiplisere med en konstant som ved 10° C er gitt som $3,60 \times 10^{-3}$. Denne konstanten er ca. 3 ganger lavere enn konstanten brukt av Hazen, og vil således gi et mer konservativt estimat av den hydrauliske konduktiviteten. Formelen gir en korrelasjonskoeffisient på 0,38, og er med det den av formlene som har den svakeste

korrelasjonen med resultatene fra permeametercella. En såpass lav korrelasjonskoeffisient kan tyde på at det er ganske tilfeldig om formelen overestimerer eller underestimerer den hydrauliske konduktiviteten, noe som bekreftes ved å se på sammenstillingen av resultatene gitt i tabell 4.6 og det gjennomsnittlige avviket i figur 4.9 og figur 4.10. Samtidig gir formelen den høyeste $p -$ verdien, og er med det den av formlene hvor det er størst sannsynlighet for at sammenhengen mellom den estimerte konduktiviteten og resultatene fra permeametercella kun er et resultat av tilfeldigheter. En av årsakene til den lave korrelasjonen kan forklares ved at enkelte av prøvene ligger utenfor det angitte gyldighetsområdet. Det stilles krav til at d_{20} ikke kan være mindre enn 0,200 mm. Dette kravet innfris ikke i prøve 8 og 9 hvor d_{20} er på henholdsvis 0,146 mm og 0,180 mm, samt for alle prøvene i Ydalir – miljø (Nr. 11,) hvor d_{20} ligger innenfor intervallet [0,112 mm, 0,195 mm]. I de resterende prøvene er d_{20} større enn 0,2 mm og prøvene ligger derfor innenfor formelens gyldighetsområde. Til tross for dette virker det å være nærmest tilfeldig om formelen overestimerer eller underestimerer den hydrauliske konduktiviteten i disse prøvene, med estimerte verdier som er 0,51 til 3,14 ganger de målte verdiene i permeametercella. Problemet med formelen er trolig bruken av d_{20} som parameter ved estimering av den hydrauliske konduktiviteten. Som figur 4.8 viser gir d_{20} en betydelig svakere korrelasjon med den hydrauliske konduktiviteten enn hva d_5 og d_{10} gir. Figuren indikerer også at det er de fineste partikkelstørrelsene som er av størst betydning for den hydrauliske konduktiviteten. Det kan virke som at de fineste partiklene ikke beskrives godt nok av parameteren d_{20} . Samtidig benytter formelen seg av en høyere eksponent enn Hazen og Harleman og vil derfor i større grad påvirkes av endringer i jordartenes kornfordeling. Etter forfatterens mening virker derfor formelen til U.S.B.R. å være lite egnet til estimering av hydraulisk konduktivitet.

Kozeny – Carmans formel skiller seg ut fra de tidligere nevnte formlene ved at den også inkluderer overflateareal og porøsitet i estimeringen av hydraulisk konduktivitet. Kozeny – Carmans formel viser en betydelig høyere korrelasjon med permeametercella enn hva Hazens, Gustafsons og Harlemans formel gjør. Hovedårsaken til dette skyldes trolig at Kozeny – Carmans i motsetning til de tidligere nevnte formlene benytter informasjon fra hele kornfordelingskurven samt observasjoner av kornform ved estimering av hydraulisk konduktivitet. Dette virker å gi et mer helhetlig bilde av jordartens kornfordeling og således et mer presist estimat av den hydrauliske konduktiviteten. Kozeny – Carmans formel inkluderer i tillegg jordarters effektive porøsitet i beregningene. Figur 4.8 viser at korrelasjonskoeffisienten mellom jordarters effektive porøsitet og den hydrauliske

konduktiviteten gir en verdi på 0,64, og at korrelasjonen dermed kan betegnes som moderat til høy. Dette indikerer at den hydrauliske konduktiviteten er avhengig av porøsiteten, noe som er en av forklaringene på hvorfor Kozeny – Carmans formel gir en høyere korrelasjonskoeffisient enn for eksempel Hazens formel. Kozeny – Carmans formel er begrenset til å gjelde jordarter med en d_{10} - verdi som større enn 0,06 mm og mindre enn 3 mm. Dette er et betydelig større gyldighetsområde enn hva Hazen benytter, noe som indikerer at Kozeny – Carmans formel er mer anvendelig. De gjennomsnittlige avvikene i figur 4.9 og figur 4.10 viser at gir Kozeny – Carmans formel sammen med Loudons formel gir det minste avviket av samtlige empiriske formler. Dette avviket inntreffer ved en korrigeringsfaktor på 1,6 til 1,7 og ligger på mellom 28 og 31 %.

Loudons formel er en forenklet empirisk tilnærming til Kozeny – Carman, og har det samme angitte gyldighetsområdet. I Loudons formel opphøyes ikke porøsiteten i en faktor, men blir selv benyttet som en eksponent. Resultatene i tabell 4.6 viser at formelen gir verdier for den hydrauliske konduktiviteten som samsvarer svært godt med resultatene Kozeny – Carman gir. Formelen gir en korrelasjonskoeffisient på 0,84 og en p-verdi på $7,9 \times 10^{-5}$, noe som er en tilnærmet neglisjerbar forskjell fra verdiene Kozeny – Carmans formel gir. Dette vises også i figur 4.9 og figur 4.10, hvor det summerte avviket mellom Kozeny – Carman og Loudon formel ligger på mellom 0 og 2 %.

Hazen – Taylors formel en modifisert versjon av Hazens formel, og inkluderer porøsiteten for komprimert og ukomprimert prøve opphøyd i en faktor på 3. I og med at formelen tar utgangspunkt i Hazen, vil den også være avgrenset av det samme gyldighetsområdet. Til tross for usikkerheten knyttet til porøsitetsmålingene, gir formelen en korrelasjonskoeffisient på 0,68, og har viser dermed en sterkere korrelasjon med permeametercella enn hva eksempelvis Hazens formel. Dette tyder igjen på at porøsiteten bør inkluderes ved beregning av hydraulisk konduktivitet, da det kun er et porøsitetsledd som skiller formlene fra hverandre. Resultatene i tabell 4.6 viser at formelen gir tilnærmet de samme verdiene som Harlemans. Årsaken til dette kan trolig forklares ved at det er liten variasjon i prøvenes porøsitet og at porøsitetsleddet i dermed blir tilnærmet konstant. I likhet med Harlemans formel virker Hazen – Taylors formel å gi et for konservativt estimat av den hydrauliske konduktiviteten.

Kenneys formel er bygd opp på samme vis som Hazens og Harlemans formel, men skiller seg fra disse ved at den benytter d_5 istedenfor d_{10} ved estimering av den hydrauliske konduktiviteten. Parameteren d_5 multipliseres med en konstant som settes til en verdi på mellom 0,5 og 1. Dette er noe problematisk da konstanten, etter hva forfatteren har forstått,

tilegnes en gitt verdi basert på subjektivt vurderinger. Formelen kan således gi en forskjell på opptil 50 prosentpoeng for den estimerte konduktiviteten ut ifra hvilken verdi konstanten tilegnes. I denne oppgaven ble konstanten satt lik 0,75 basert på at det virket fornuftig å bruke en gjennomsnittlig verdi. Formelen er begrenset til å gjelde for jordarter med et graderingstall mellom 1 og 6. Alle prøvene i denne oppgaven ligger dermed innenfor gyldighetsområdet. Til tross for usikkerheten i bestemmelse av konstanten og formelens enkle oppbygging, gir den en korrelasjonskoeffisient på 0,84, og er med det den av formlene som viser den sterkeste korrelasjonen med verdiene målt i permeametercella. Dette indikerer igjen at parameteren d_5 bedre beskriver variasjonen i hydrauliske konduktiviteten enn hva d_{10} gjør. Formelen gir også de lavest estimerte verdiene for den hydrauliske konduktiviteten, og er den av formlene som viser det laveste avviket fra de målte verdiene i permeametercella. I og med at det er forventet at «in situ» hydraulisk konduktivitet vil være en viss ukjent faktor høyere enn verdiene målt i permeametercella, indikerer figur 4.9 og figur 4.10 at Kenneys formel vil resultere i en underestimering av den hydrauliske konduktiviteten. Særlig gjelder dette for prøver med høyt innhold av finstoff og hvor d_5 derfor er lav. Kenney treffer best med de korrigerede verdiene fra permeametercella i prøvene som har størst d_5 – verdi. I og med at d_5 viser en såpass sterk korrelasjon med den hydrauliske konduktiviteten kunne formelen trolig gitt en mye bedre estimering av «in situ» hydraulisk konduktivitet ved å bruke en konstant med en høyere verdi. Grunnet tidsbegrensninger er dette ikke undersøkt nærmere i denne oppgaven.

5.2 Sammenligning med tidligere utførte studier

Det er foretatt en rekke tidligere studier som undersøker sammenhengen mellom jordarters kornfordeling og den hydrauliske konduktiviteten. Den generelle oppfatningen er at hydraulisk konduktivitet øker med en økende effektiv diameter og minsker med et økende graderingstall (Eggleston & Rojstaczer, 2001). Dette stemmer bra med observasjonene i denne oppgaven. Studier viser at den hydrauliske konduktiviteten også påvirkes av andre parametere som for eksempel sedimentær lagdeling (Pryor, 1973), innhold av finstoff (Alyamani & Şen, 1993) og jordarters porøsitet (Kozeny, 1927; Carman, 1939).

Det bekreftes også at enkelte av de empiriske formlene har en tendens til å overestimere den hydrauliske konduktiviteten sammenlignet med målinger i permeametercella. Eksempelvis utførte Lu et al. (2012) en studie av 12 ulike empiriske formlers egnethet til å estimere den hydrauliske konduktiviteten i elvesedimenter i Nebraska, USA. Studien viser at Hazens formel og Kozeny – Carmans formel gir overestimerte verdier sammenlignet med permeametercella, mens formlene til U.S.B.R. og Harleman gir underestimerte verdier. Enkelte av de empiriske

formlenes tendens til å overestimere den hydrauliske konduktiviteten i forhold til målte verdier i permeametercella bekreftes i studier utført av Chua et al. (2007). Studien viser at Hazens formel gir en hydraulisk konduktivitet som er omtrent 2 ganger større enn konduktiviteten i målt ved permeameteresting. I en omfattende studie utført av Chapuis (2012) sammenlignes målinger av den hydrauliske konduktiviteten gjort i laboratoriet med 45 ulike empiriske formler. Studien viser at permeametercella kan gi opptil 4 ganger for lave verdier for hydraulisk konduktivitet. Årsakene til dette vil bli nærmere omtalt i kapittel 5.4.3.

Tradisjonelt sett har Hazens formel vært den mest brukte og aksepterte for estimering av hydraulisk konduktivitet basert på jordarters kornfordeling (Eggleston & Rojstaczer, 2001; Fetter, 2001; Carrier III, 2003). I likhet med hva som er observert i denne oppgaven påpekes det i flere studier at dette likevel ikke betyr at den er den mest velegnede. I en artikkel skrevet av Carrier III (2003) argumenteres det for at Hazens formel gir for unøyaktige resultater, da den kun er basert på partikkelstørrelsen d_{10} . Samtidig kritiseres formelen for at konstanten C_H ikke er påvist å ha en entydig verdi, men kan variere innenfor intervallet fra 0,0041 til 0,10. Dette er ifølge Carrier III (2003) grunn nok i seg selv til at formelen ikke burde vært brukt til å estimere den hydrauliske konduktiviteten. Artikkelen trekker fram Kozeny – Carmans formel som et bedre alternativ og argumenterer for at det å inkludere hele jordartens kornfordeling, kornform og porøsitet vil resultere i mer presise verdier. Studier utført av Chapuis & Aubertin (2003) bekrefter at Kozeny – Carmans formel gir et godt estimat av hydraulisk konduktivitet, gitt at det foreligger presise beregninger av spesifikt overflateareal. Ifølge Loudon (1952) kan Kozeny – Carmans formel estimere den hydrauliske konduktiviteten for sand med en usikkerhet på $\pm 20\%$. Resultatene i denne oppgaven viser at det gjennomsnittlige avviket ligger på mellom 27 % og 31 %, noe som må sies å stemme bra med påstanden til Loudon (1952). I den omfattende studien utført av Chapuis (2012) bekreftes påstanden om at det finnes empiriske formler som gir mer presise estimeringer av hydraulisk konduktivitet enn hva den originale versjonen av Hazens formel gir. Studien foretok blant annet en evaluering av alle de åtte formlene undersøkt i denne oppgaven, og konkluderte med at Kozeny – Carmans formel og Hazen – Taylors formel var de mest egnede av samtlige formler. Dette stemmer relativt godt overens med observasjonene gjort i denne oppgaven. Hvorfor Loudons formel ikke trekkes fram som en av de mest egnede i studien til Chapuis (2012) er uvisst, men det er tydelig at formelen ikke har gitt like presise resultater som den har gitt i denne oppgaven. Pliakas & Petalas (2011) har utført en lignende studie ved å sammenligne 14 ulike empiriske formlers egnethet til å estimere den hydrauliske konduktiviteten, deriblant formlene til Hazen, Kozeny

– Carman, U.S.B.R. og Loudon. Studien innebar å sammenligne resultatene fra de empiriske formlene med målinger fra permeametercella for 212 sandprøver fra 4 ulike områder langs Nestoselva i Hellas. Basert på en statistisk analyse av resultatene konkluderes det med at Loudons formel gir de mest pålitelige estimatene ved estimering av hydraulisk konduktivitet. Med utgangspunkt i disse studiene samt observasjonene i denne oppgaven er det tydelige indikasjoner på at formler som inkluderer flere parametere gir en mer presis estimering av den hydrauliske konduktiviteten, sammenlignet med formler som kun inkluderer én parameter.

Når det gjelder Kenneys formel virker ikke denne å være omtalt andre plasser enn i artikkelen til Kenney et al. (1984). Formelen er også testet i studien til Chapuis (2012), men uten å bli noe videre omtalt. I artikkelen til Kenney et al. (1984) konkluderes det med at den hydrauliske konduktiviteten er avhengig av d_5^2 og samtidig praktisk talt uavhengig av graderingstall og formen til jordartens kornkurve. Dette forklares ved at graderingstallet er basert på vektprosent, og derfor vil bli betydelig påvirket ved at et fåtall store partikler blir lagt til eller fjernes. Samtidig vil dette ha minimal effekt på den hydrauliske konduktiviteten, som i mye større grad er avhengig av mengden små partikler som kan tette igjen porerommene mellom de større kornene. I artikkelen argumenteres det derfor for at det er mengden små partikler i prøven, best beskrevet av partikkelstørrelsen d_5 , som er avgjørende for den hydrauliske konduktiviteten. Dette virker å stemme bra overens med observasjonene i denne oppgaven, hvor d_5 er den av kornparameterne som gir den sterkeste korrelasjon med målte verdier i permeametercella.

Det er gjennom denne oppgaven ikke lyktes å finne litteratur utenfor Skandinavia som beskriver Gustafsons formel. Det er derfor vanskelig å si noe om egnetheten til formelen basert på tidligere studier. Samtidig kan mangel på litteratur være et tegn på at formelen i liten grad er vurdert til å være egnet for estimering av den hydrauliske konduktiviteten. Dette er i så fall i samsvar med observasjonene gjort i denne oppgaven.

I Kozeny – Carmans formel er det gjort antagelser om at tortuositeten er konstant. Senere studier har vist at tortuositeten i større grad er avhengig av porøsitet enn hva Carman (1937) hevdet i sine studier. Knackstedt & Zhang (1994) viste til at tortuositeten varierer fra å være 1 i et åpent rør til å bli større enn 50 ved porøsiteter lavere enn 40 %. En rekke studier har foreslått ulike sammenhenger mellom porøsitet og tortuositet (Maxwell, 1881; Rayleigh, 1892; Weissberg, 1963; Tsai & Strieder, 1986) hvor alle påpeker at tortuositet er avhengig av porøsitet. Det kan derfor stilles spørsmål ved om Kozeny – Carmans formel tar nok hensyn til forskjellen i tortuositet mellom ulike jordarter ved estimering av hydraulisk konduktivitet. Grunnet tidsbegrensninger er dette ikke undersøkt nærmere

5.3 Prøvepumping

Prøvepumpingen er ikke foretatt i samme akvifer som prøvematerialet er hentet ifra, og er derfor ikke mulig å bruke i evaluering av de empiriske formlenes egnethet til estimering av hydraulisk konduktivitet. Prøvepumpingen gir likevel interessant informasjon om de hydrogeologiske forholdene i Ydalir. Disse resultatene vil således være relevant å bruke videre i framtidige kartlegginger av områdets potensiale for uttak av grunnvann i forbindelse med ORMEL – prosjektet. I dette delkapittelet blir derfor resultatene fra prøvepumpingen av Ydalir (Nr. 12) og Ydalir (Nr. 13) nærmere diskutert.

I forbindelse med boring av brønnene i Ydalir ble det som tidligere nevnt foretatt visuelle observasjoner av massene som ble spylt opp fra ulike dyp i området rundt brønnene. Basert på de visuelle observasjonene var det antatt at den prøvepumpede akviferen var lekkende og bestod av grusige masser, se delkapittel 4.1. Med utgangspunkt i tabell 2.2 var det derfor forventet at prøvepumpingen ville gi verdier for den hydrauliske konduktiviteten innenfor intervallet [86 m/døgn, 8640 m/døgn] da dette tilsvarer intervallet for grus. Resultatene fra prøvepumpingen av Ydalir (Nr. 12) og Ydalir (Nr. 13) viser at den hydrauliske konduktiviteten i områdene rundt brønnene Ydalir – miljø (Nr. 11), Ydalir (Nr. 13) og Ydalir (Nr. 14) ligger innenfor intervallet [5,2 m/døgn, 20,7 m/døgn] ved bruk av Hantush & Jacobs metode. Ifølge klassifiseringen av jordtyper i tabell 2.2 er dette verdier som er typiske for medium til grov sand, noe som ikke virker å stemme overens med antagelsen om at dette er grusige masser. En mulig årsak til at brønnprøvepumpingen gir lavere verdier enn forventet kan forklares ut ifra de geologiske profilene i figur 4.11 og figur 4.12. Profilene viser at det rett over gruslaget ligger et lag med silt/leire. Det er nærliggende å tro at det vil være en viss gradvis overgang fra de fine til de grove massene, og at grusen derfor vil ha et visst innhold av finstoff. De finere fraksjonene som ligger imellom gruspartiklene vil begrense vannets strømningshastighet og dermed føre til en lavere hydraulisk konduktivitet enn hva som er forventet av en grusjordart.

Ved beregning av hydraulisk konduktivitet i Ydalir (Nr. 14) ble det basert på de visuelle observasjonene av prøvematerialet først antatt at brønnen stod i åpen akvifer, og den hydrauliske konduktiviteten ble derfor beregnet ved hjelp av Neumans metode for åpne akviferer. Beregningene ga en verdi for magasinkoeffisienten på henholdsvis $3,2 \times 10^{-5}$ og $3,6 \times 10^{-5}$ ved prøvepumping av Ydalir (Nr. 12) og Ydalir (Nr. 13). Samtidig kunne det ved begge pumpe-testene observeres et tydelig avvik mellom observerte senkningsdata og tilpasset typekurve, se vedlegg C og vedlegg D. Disse verdiene for magasinkoeffisienten er ifølge Fetter (2001) altfor lave til å være for en åpen akvifer, og tilsier derfor at brønnen er plassert i en

lekkende eller lukket akvifer. Dette er også noe som kan forklare avviket mellom de observerte senkningsdataene og den tilpassede typekurven ved bruk av Neumans metode for åpne akviferer. Ved å benytte Hantush & Jacobs metode for lekkende akviferer var det mulig å tilpasse typekurver som ga et mye bedre samsvar med de observerte senkningsdataene. Det ble også observert at transmissiviteten rundt Ydalir (Nr. 14) virket å samsvare med verdiene beregnet ut ifra de andre brønnene som var plassert i samme akvifer. Samtidig viser resultatene fra pumping av Ydalir (Nr. 13) at lekkasjefaktoren i Ydalir (Nr. 14) er dobbelt så stor som i Ydalir (Nr. 13), og ni ganger så stor som i Ydalir – miljø (Nr. 11). Dette er derfor tolket som at Ydalir (Nr. 14) er en del av den samme lekkende akviferen som de andre brønnene står i, men at akvikluden som ligger over Ydalir (Nr. 14) har en noe høyere permeabilitet, og dermed gir en større innlekkasjefaktor r/B .

Prøvepumpingen av brønnene i Ydalir har som tidligere nevnt en begrenset relevans for hovedformålet med denne oppgaven, og det er utenom disse to pumpetestene derfor ikke foretatt noen ytterlig analyse av de hydrogeologiske forholdene i området. Det er for eksempel ikke undersøkt hvordan de hydrogeologiske parameterne i akviferen påvirkes av at brønnrøret står 1 meter ned i fast fjell eller at akviferen har en viss helning. Det som likevel kan nevnes er at de hydrogeologiske forholdene virker å være komplekse, og at det derfor bør gjøres ytterligere undersøkelser før det med sikkerhet kan trekkes noen endelige konklusjoner om hvorvidt beregningene av de hydrauliske parameterne i denne oppgaven er korrekte eller ikke.

5.4 Feilkilder

I dette kapitlet gis det en beskrivelse av aktuelle feilkilder knyttet til prøvepumping, laboriemetoder og empiriske beregninger av hydraulisk konduktivitet.

5.4.1 Prøvetakingsprosedyre

Prøvematerialet ble samlet inn samtidig med nedsettelse av brønnene betegnet som NSB – miljø (Nr. 10) og Ydalir 11, 14 og 16. Ved prøvetaking av materiale er det viktig å påpeke at en begrenset del av kornfraksjonene fra brønnen vil være representert i prøven. Bruk av metoden fører til at deler av det grovere materialet i brønnen vil knuses ned når borkrona roteres mot dypet. De fineste fraksjonene vil heller ikke være representert i prøven. Dette skyldes at de fineste fraksjonene ikke vil sedimentere i prøvekarer samtidig som noe av det finkornede materialet vil bli transport vekk av vinden når det kommer opp til terrengoverflaten. Det spyles opp masser mer eller mindre kontinuerlig under boringen og det er derfor ofte vanskelig å si eksakt hvilke dyp i brønnen materialet kommer fra. Dette er faktorer som fører til at prøvene

nødvendigvis ikke vil være helt representativ for jordarten de er tatt fra (Gaut & Frengestad, 2011).

5.4.2 Preparering av prøvematerialet i laboratoriet

Preparering av prøvematerialet ble gjort i et avlukke med avtrekk for å hindre inhalering av de fineste fraksjonene. Det kunne observeres at en god del finstoff ble trukket ut av rommet ved splitting av prøvene og da prøvematerialet ble fylt opp i cella. Hvor stor mengde dette tilsvarer er vanskelig å bedømme, men basert på visuelle observasjoner kan det ha utgjort en betydelig andel av de fineste fraksjonene. Et lavere finstoffinnhold kan i så fall ha ført til en overestimering av den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella.

Det er gjort en antagelse om at prøvematerialet opprinnelig var så godt komprimert som det er mulig å oppnå i naturlig tilstand. Det er vanskelig å bedømme i hvor stor grad materialet i cella ble konsolidert ved hjelp å bruke stampelet som beskrevet i delkapittel 3.1.1. Hvis prøvematerialet er for løst konsolidert kan dette ha ført til en overestimering av den hydrauliske konduktiviteten. Samtidig påpeker Chapuis (2012) at om prøvematerialet komprimeres for kraftig kan dette føre til at enkelte korn knuses og at det dermed blir et forhøyet innhold av finstoff. Dette kan igjen gi feilaktig lave verdier både ved måling av porøsitet og hydraulisk konduktivitet. Det er heller ikke gjort undersøkelser av «in situ» komprimeringsgrad, og det ligger derfor også en viss usikkerhet i om materialet opprinnelig var maksimalt komprimert.

5.4.3 Permeametertesting

I prosessen fra materialet hentes opp fra bakken til det ligger i permeametercella er det en rekke faktorer som påvirker kornfordeling, pakningsgrad og poreform. Det er særlig i forbindelse med prøvetaking og preparering av materialet i laboratoriet at prøvene vil bli forstyrret. Resultatene fra permeametercella vil derfor aldri gi en fullverdig avspeiling av «in situ» hydraulisk konduktivitet. Det er likevel forventet at permeametertestingen gir en god indikasjon på størrelsen til den hydrauliske konduktiviteten gitt at prøvematerialet er 100 % vannmettet ved testing (Eggleston & Rojstaczer, 2001).

Det kunne tydelig observeres en akkumulering av finstoff i enkelte deler av cella da prøvematerialet ble tilsatt. Det ble forsøkt å minimere denne effekten ved å mikse materialet godt i en glasskolbe, før det ble lagt i cella. Akkumuleringen av finstoff kunne også observeres ved at enkelte manometre ved samme nivå i permeametercella viste ulike trykkehøyder. Dette kan ha ført til feilaktig lave målinger i enkelte deler av permeametercella.

For å lettere presse luft ut av prøvematerialet ble permeametercella mett nedentil og oppover. Underveis i testingen kunne det likevel observeres små luftbobler i grensen mellom prøvematerialet og celleveggene. Som Chapuis (2012) påpeker i sin artikkel vil denne metoden å mette jordarter på føre til en metningsgrad som ligger i området 80 – 85 % for sandjordarter og så lavt som 65 % for siltige sandjordarter. Hvis prøvematerialet ikke er 100 % vannmettet, vil luftbobler i poresystemet minske antall kanaler i jordarten vannet kan strømme igjennom, noe som igjen kan føre til at den estimerte hydrauliske konduktiviteten blir for lav (Fetter, 2001). Ifølge Chapuis (2012) vil den hydrauliske konduktiviteten øker med en faktor på 4 hvis jordarten går fra å være 80 til 100 % vannmettet. Da det er antatt at «in situ» materiale er 100 % hevder artikkelen at permeametercella i verste fall kan måle verdier som er opptil 4 ganger for lave. For å få en 100 % metningsgrad anbefales det å påføre permeametercella et vakuum før prøvematerialet vannmettes og at det deretter benyttes avluftet vann for å minimere tilførselen av luft ved metning av materialet. I tråd med anbefalingene gitt av Chapuis (2012) ble det derfor forsøkt å påføre cella et vakuum for permeametertest 3 og 4. Vakuomet ble påført ved å bruke en vakuumpumpe med en kapasitet på å skape et undertrykk på 40 % . En sprekke i celleveggen førte imidlertid til innlekkasje av luft, og det var derfor ikke mulig å påføre vakuum. Samtidig er ikke permeametercella spesialdesignet for å tåle vakuum, og det er derfor usikkert om dette ville vært mulig å gjennomføre selv hvis celleveggen ikke hadde sprukket opp. Sprekken i veggen oppstod ved preparering av materiale før permeametertest 3 og ble reparert igjen før permeametertest 4. Sprekken kan ha ført til et visst trykktap i permeametercella ved testing av prøve 13 + 14, 15 og 16, noe som igjen kan ha ført til at manometrene viste for lave verdier. Betydningen av lekkasjen i celleveggen er vanskelig å bedømme, men om trykktapet i området rundt sprekken er stort kan dette ha ført til en feilestimering av den hydrauliske konduktiviteten. For å gi en høyere vannmetning burde vannet fått lov til å sirkulere gjennom prøvematerialet over en lengre periode. Dette underbygges ved at en rekke av manometrene ved permeametertest 1 og 4 hadde gått fra å være tette til å vise korrekte verdier da prøvematerialet sto vannmettet over natten. Chapuis (2012) bekrefter også dette og påpeker at i hans egne forsøk måtte porevolumet erstattes 60 til 100 ganger for å oppnå en vannmetning på 100 %, noe som tok flere dager eller uker.

Det ble også foretatt en avlufting av vannet som ble brukt til å mette prøvematerialet. Vannet ble avluftet ved å bruke vakuumpumpa med en kapasitet på 40 % undertrykk, og deretter la vannet stå i en lufttett eksikator i 3 til 4 timer. Det var vanskelig å verifisere i hvor stor grad dette fungerte da det fortsatt kunne observeres luftbobler i vannet som var avluftet. Ideelt sett

burde det vært brukt en vakuumpumpe med en større kapasitet på å skape et undertrykk. Det er vanskelig å si i hvor stor grad prøvematerialet analysert i denne oppgaven ble vannmettet. Det er lite sannsynlig å tro at det ble oppnådd 100 % vannmettet da det ikke var mulig å påføre cella vakuum, men det er likevel grunn til å tro at avluftingen av vannet ga en viss økning i prøvematerialets metningsgrad. I framtidige forsøk anbefales det derfor å fortsette med avlufting av vannet samtidig som muligheten for å påføre vakuum bør undersøkes nærmere.

Det ligger en viss usikkerhet i om prøvematerialet ble presset tett nok inn mot sideveggene i permeametercella. Hvis materialet ikke er tett nok presset inn mot sideveggene, vil vann kunne strømme utenom prøvematerialet og dermed føre til en feilaktig høyere målt hydraulisk konduktivitet (Fetter, 2001). Det er i tillegg viktig at permeametercellas indre diameter er 8 til 10 ganger større enn de største partiklene i jordarten som testes. Hvis ikke vil det inn mot veggene i permeametercella kunne oppstå en kunstig jordartspakning med for store porerom. Denne pakningsgraden kan føre til at permeametercella måler en feilaktig høy hydraulisk konduktivitet. Effekten med kunstig pakning vil typisk bre seg radielt i en avstand som tilsvarer 4 til 5 ganger partikkeldiameteren til den største partikkelen i prøvematerialet. For å forhindre at den innerste delen av cella får en kunstig pakning, må diameteren til permeametercella derfor være 8 til 10 ganger større enn den største partikkeldiameteren (Chapuis, 2012). Permeametercella som ble brukt i denne oppgaven hadde en indre diameter på 0,114 m, og maksimal partikkelstørrelse kunne derfor ikke være større enn 1,14 til 1,43 cm for å hindre at det oppstår en kunstig pakning inn mot celleveggene. I prøvene testet i denne oppgaven var maksimal partikkelstørrelse 0,2 cm, og effekten av kunstig pakning kunne derfor ses bort ifra.

Prøvematerialet hadde en lav hydraulisk konduktivitet, og det tok derfor lang tid for vannet å strømme igjennom cella. Dette kan potensielt føre til at vanntemperaturen endres underveis i cella, noe som igjen har betydning for den hydrauliske konduktiviteten. Dette gjelder for de to første permeameterrestene hvor vannet strømmet direkte fra vasken og inn i den øverste tanken. Studier utført av Kell (1975) viser at en temperaturøkning av vann fra 10° C til 45°C ga en dobling i estimert hydraulisk konduktivitet. For å hindre uønskede effekter knyttet til endring av vannets temperatur ble det forsøkt å holde innløpsvannets temperatur konstant lik romtemperatur. Ved å justere temperaturen i vasken før tilførselsslangen til cella ble påmontert var det mulig å romtemperere vannet. Forskjell i vannets temperatur mellom innløp og utløp lå innenfor intervallet 2,4 – 4,7 °C. Trolig er denne endringen i temperatur lav nok til å resultatene ikke har blitt påvirket. Ved permeameterrest 3 og 4 var vannet på forhånd romtemperert for å forhindre uønskede effekter knyttet til temperaturendringer.

Laboratoriestudier utført av Narasimha Rao & Mathew (1995) på marin leire viser at hydraulisk konduktivitet påvirkes av kationer som adsorberes på jordartens overflate. En økning i valensen til de adsorberte kationene vil øke den hydrauliske konduktiviteten. For en konstant valens, vil en økning i de adsorberte kationenes hydratiserte radius gi en lavere konduktivitet. Reduksjonen i hydraulisk konduktivitet skyldes mekanismer som dispersjon og hydratisering. Buelow et al. (2015) viser til at det er særlig nærvær av Na^+ og K^+ som påvirker den hydrauliske konduktiviteten, da disse har lav valens og en høy hydratisert radius. Et høyt innhold av Na^+ og K^+ vil derfor kunne bidra til å redusere den hydrauliske konduktiviteten. Effekten vil være størst i leirjordarter grunnet leiras store spesifikke overflateareal og høye ionebyttekapasitet, men det kan også forventes en viss effekt i finkornet til mellomkornet sand (Brattli, 2014). Hvor mye dette har å si for den hydrauliske konduktiviteten er vanskelig å fastslå uten å gjøre ytterligere undersøkelser av prøvematerialets ionebyttekapasitet. For å minimere denne effekten ble det ved permeameterettest 3 og 4 benyttet ionebyttet vann.

Det er vanskelig å si om det modifiserte oppsettet av permeametercella faktisk resulterte i en høyere prosentvis vannmetning av prøvematerialet. Hvis det modifiserte oppsettet hadde gitt en betydelig høyere vannmetning av prøvematerialet ville dette trolig resultert i at det gjennomsnittlige minimumsavviket mellom empirisk og målt hydraulisk konduktivitet i figur 4.9 og figur 4.10 hadde inntruffet ved en lavere korrigeringsfaktor. Dette virker ikke å være tilfellet da minimumsavviket inntreffer ved en korrigeringsfaktor på 1,6 til 1,7 for begge oppsettene. En av årsakene til dette kan forklares ved at enkelte av prøvene testet i det modifiserte oppsettet har et høyere innhold finstoff, noe som trolig har resultert i en lavere vannmetning og således en feilaktig høy underestimering av den hydrauliske konduktiviteten. Samtidig er det ikke blitt anledning til å påføre permeametercella vakuum, noe som trolig også forklarer hvorfor det virker å være liten forskjell i graden av metning i prøvene testet i de to ulike oppsettene.

Beregninger av Reynolds tall viser at strømmingen ligger godt innenfor området for laminær strømning. Etter en viss tid stabiliserte vannføringen ut fra cella seg, noe som tyder på at stasjonære forhold ble oppnådd.

5.4.4 Kornfordelingsanalyser

Siktematerialet ble splittet ned til en passelig størrelse ved hjelp av splittemetodikken beskrevet i delkapittel 3.1.2. Dette ble gjort for at siktematerialet skulle være mest mulig representativt for hver prøve. Det ligger likevel generelt en ganske stor usikkerhet i at en prøvemengde på 160

– 250 gram skal være representativ for en vertikal seksjon på 1-3 meter. Hvis siktematerialet inneholder anomalier i form av store korn vil disse gi betydelige utslag på vektprosenten til de grovere fraksjonene. Dette kan føre til at kornfordelingskurven får en feilaktig forskyvning mot høyre noe som igjen vil kunne gi en overestimering av den hydrauliske konduktiviteten. For et mer presist resultat kan det derfor være aktuelt å foreta flere sikteanalyser fra hver prøve, og deretter bruke en summert kornfordelingskurve i videre beregninger. Dette har ikke blitt gjort i denne oppgaven grunnet tidsbegrensninger. Samtidig er prøvematerialet fra alle fire brønnene godt innenfor det som betegnes som ensgradert materiale. Det kunne heller ikke observeres korn med en kornstørrelse som skilte seg betydelig ut fra resten av prøvematerialet. En kornfordelingsanalyse på 160 – 250 gram vil derfor trolig være representativ for disse prøvene. En av usikkerhetene knyttet til sikteprosedyren er om noe av materialet går tapt underveis i siktingen. For at resultatene fra sikteanalysene skal være gyldig kan derfor ikke forskjellen mellom vekten til tørr masse før sikting og summen av oppveide masser etter sikting overskride 1 % (International Organization for Standardization, 2004a). Dette ble kontrollsjekket for hver av prøvene.

En potensiell feilkilde ved framstilling av kornfordelingskurver kan oppstå hvis mengden materiale som siktes er for stor. Dette kan føre til at materiale som blir liggende igjen på hver siktesats hindrer kornstørrelser mindre enn den gitte siktestørrelsen i å passere gjennom siktet. Dette kan gi en feilaktig kornfordelingskurve med en forhøyet andel av grovere fraksjoner (International Organization for Standardization, 2004a). Ved å måle vekten av materiale som lå igjen på hver siktesats etter at kornfordelingsanalysen var utført ble det forsikret om at dette ikke var tilfellet.

5.4.5 Porøsitetmålinger

Porøsitetmålingene ble i første omgang utført ved å bruke et egendesignet måleapparat beskrevet i delkapittel 3.1.1. Ved bruk av dette apparatet kunne det tydelig observeres gjenværende luftbobler i prøvematerialet etter vannmetning, og det ble derfor konkludert med at denne måleteknikken ville føre til en underestimering av porøsiteten. Porøsitetmålingene ble foretatt på nytt i et heliumporøsimeter. Resultatene viste at heliumporøsimeteret ga verdier som i snitt var ca. 5 prosentpoeng høyere enn verdiene målt i det egendesignede oppsettet, se vedlegg G. Dette stemmer bra med antagelsen om at luftboblene i det egendesignede oppsettet gir en underestimering av porøsiteten. Som nevnt i delkapittel 3.1.1 skyldes dette at heliumgass i større grad enn vann klarer å trenge inn i jordartens porerom og dermed gi en større

metningsgrad. En usikkerhet ved testing i heliumporøsimeteret er knyttet til om prøvematerialet ble korrekt komprimert før porøsiteten ble målt. En feilaktig komprimering sammenlignet med «in situ» komprimeringsgrad kan ha ført til en underestimering eller overestimering av den hydrauliske konduktiviteten. Det har ikke lyktes forfatteren å finne tidligere studier hvor heliumporøsimeteret er brukt på løsmasser, og det er derfor vanskelig å si hvor stor feilmargin metoden eventuelt gir ved måling av porøsitet i jordarter. Bruken av heliumporøsimeteret på bergartskjerner er utbredt innenfor petroleumsbransjen og det er derfor grunn til å tro at metoden også gir pålitelige målinger ved testing av jordarter. Resultatene tilsier også at metoden gir fornuftige porøsitetsverdier, med målinger for komprimert materiale som ligger innenfor intervallet 33,5 til 39,5 %. Denne påstanden styrkes ved de empiriske metodene som inkluderer porøsiteten ga høye korrelasjonskoeffisienter. Unntaket er prøve 24 + 25, hvor målingene ga en verdi på 53,8 % for komprimert prøvemateriale. Hvorfor denne prøven ga en urimelig høy verdi vites ikke, da prøvens kornfordeling ikke skiller seg nevneverdig ut fra de resterende prøvene. Det er verdt å nevne at prøven av praktiske grunner ble testet én måned senere enn de andre prøvene. En mulig forklaring kan derfor være at avleste verdier og komprimering av prøvematerialet ikke ble foretatt på eksakt samme måte som for de resterende prøvene, og at summen av ulike usikkerheter har ført til en betydelig feilmargin.

5.4.6 Beregning av hydraulisk konduktivitet basert på kornfordelingsanalyser

En av de største feilkildene ved bruk av empiriske beregningsmetoder ligger i avlesning av parametere fra kornfordelingskurven. For å minimere denne usikkerheten ble parameterne beregnet ved hjelp av ligningen for lineær interpolasjon beskrevet i avsnitt 3.3. For å hindre effekten av temperatur på den hydrauliske konduktiviteten ble alle metodene korrigert til å gjelde for en temperatur på 10 °C. For de av metodene hvor temperaturen ikke var spesifisert ble det antatt at de gjaldt for en temperatur på 10 °C. Resultatene fra disse metodene skiller seg ikke oppsiktsvekkende ut fra de resterende metodene, og det virker derfor som at dette var en rimelig antagelse. Hvis disse formlene er utledet ved en temperatur høyere enn 10 °C kan dette ha ført til en overestimering av den hydrauliske konduktiviteten. Eksempelvis vil den hydrauliske konduktiviteten, i henhold til temperaturkorrigeringen i ligning (3.1), være 23 % prosent lavere ved en temperatur på 10 °C enn ved en temperatur på 20 °C.

En annen potensiell feilkilde kan oppstå hvis de empiriske metodene brukes på jordarter som ligger utenfor deres angitte gyldighetsområde. Dette er diskutert nærmere i delkapittel 5.1 og vil derfor ikke bli gjentatt her. Ved bruk av Kozeny – Carmans formel er en av de store usikkerhetene knyttet til målingen av porøsitet, da porøsiteten opphøyes i en faktor på 3.

Eksempelvis vil en usikkerhet på ett prosentpoeng ved måling av porøsiteten kunne gi en feilmargin på ca. 10 prosentpoeng ved beregning av hydraulisk konduktivitet. I tillegg vil den subjektive vurderingen av kornform potensielt kunne gi en feilmargin på ca. 49 prosentpoeng. Til tross for dette gir metodene en av de høyeste korrelasjonskoeffisientene, noe som tyder på at porøsitetmålingene og vurderingen av kornform virker å ha gitt pålitelige verdier. I likhet med Kozeny – Carmans formel kan feilmålte porøsitetsverdier være en betydelig feilkilde i Hazen – Taylors formel. Eksempelvis vil en usikkerhet på ett prosentpoeng ved måling av porøsitet kunne gi en feilmargin på ca. 20 prosentpoeng ved beregning av hydraulisk konduktivitet. Metoden gir likevel en korrelasjonskoeffisient som er høyere enn Hazens metode, noe som bekrefter at porøsitetmålingene virker å ha gitt pålitelige verdier.

5.4.7 Prøvepumping

Ved prøvepumpingen i Ydalir ble pumperaten beregnet ved å lese av tiden det tok å pumpe opp en gitt mengde vann, for eksempel 100 L. Tiden ble avlest ved jevne mellomrom for å sikre at pumperaten var konstant. I og med at tiden ble avlest manuelt, vil det være en viss usikkerhet omkring nøyaktigheten til pumperaten. I tillegg er det vanskelig å kontrollere at pumperaten er konstant gjennom hele pumpe testen. Ved oppstart av pumpa vil det ta en viss tid før pumperaten er konstant. Når det skal gjøres en kurvetilpasning mellom de observerte senkningsdataene og en teoretisk typekurve bør de første observerte senkningsdataene derfor ses bort ifra (Kruseman & Ridder, 1990). Dette er det tatt hensyn til ved beregning av transmissivitet og magasinkoeffisient i AQTESOLV, noe som tydelig kan observeres ved å se på kurvetilpasningene i vedlegg C og vedlegg D.

Ved bruk av Hantush & Jacobs metode for lekkende akviferer er den gjort en rekke forutsetninger som skal sørge for at metoden gir pålitelige verdier. Det forutsettes at strømmingen i akviferen er horisontal og at strømmingen i den overliggende akvitarden er vertikal. Ved å se på skisseringen i figur 4.11 og figur 4.12 observeres det at akviferen har en viss helning. Dette betyr at det i tillegg til en horisontal strømningskomponent også vil være en vertikal strømningskomponent til stede i akviferen. I tillegg står ca. 1 meter av Ydalir (Nr. 13) plassert i fast fjell. Hvordan dette påvirker beregningene er vanskelig å si uten å gjøre ytterligere undersøkelser. For å ta hensyn til dette kunne det vært aktuelt å benytte mer sofistikerte metoder tilpasset skrående akviferer. I tillegg antar metoden at akviferen er av uendelig utstrekning, homogen og isotropisk og med en uniform tykkelse innenfor området som blir påvirket av pumpe testen. Dette er antagelser som aldri vil være oppfylt i virkeligheten og som derfor kan være kilde til en betydelig feilmargin. Resultatene fra prøvepumpingen bør derfor ses på som

et mål på størrelsesorden til den hydrauliske konduktiviteten, og ikke en presis fasitverdi. Det er likevel antatt at prøvepumpingen gir den mest pålitelige estimering av hydraulisk konduktivitet, da testing foregår på uforstyrret «in situ» materiale.

6 Konklusjon

Gjennom arbeidet med denne masteroppgaven kan følgende slutninger trekkes:

- Kornparameteren d_5 viser en positivt sterkere korrelasjon med den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella, enn hva kornparameteren d_{10} viser. Kornparameteren d_{20} viser en positiv lav korrelasjon med den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella.
- Graderingstallet C_u viser en neglisjerbar korrelasjon med den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella.
- Målte porøsityetsverdier viser en positivt moderat til sterk korrelasjon med den hydrauliske konduktiviteten målt i permeametercella.
- Generelt gir de empiriske formlene som benytter porøsitet de mest presise estimeringene av hydraulisk konduktivitet.
- Estimering av hydraulisk konduktivitet ut ifra jordartens kornfordeling kan gi store feilmarginer dersom en uegnet formel benyttes.
- Kozeny – Carmans formel og Loudons formel virker å være best egnet for estimering av hydraulisk konduktivitet. Dette er formler som inkluderer porøsitet, kornform og informasjon fra hele kornfordelingskurven i beregningene.
- Kenneys formel gir sterkest korrelasjon med den hydrauliske konduktiviteten. Dette kan forklares ved at formelen benytter parameteren d_5 i beregningene. Formelen gir et for konservativt estimat av hydraulisk konduktivitet, noe som tyder på at konstanten som inngår i formelen bør revurderes.
- Gustafsons formel og Hazens formel gir en kraftig overestimering av den hydrauliske konduktiviteten og virker således å være lite egnede til bruk. Resultatene viser også at formlenes gyldighetsområde bør revurderes.
- U.S Bureau of Reclamations formel gir den laveste korrelasjonskoeffisienten av samtlige empiriske formler, og det anbefales derfor at formelen ikke benyttes videre. Grunnen til dette er bruken av d_{20} ved estimering av den hydrauliske konduktiviteten.
- Harlemans formel og Hazen – Taylors formel gir begge et for konservativt estimat av den hydrauliske konduktiviteten.
- Permeameteresting viser at den hydrauliske konduktiviteten i NSB – miljø (Nr. 10) varierer innenfor intervallet [1,84 m/døgn, 26,3 m/døgn] i området fra 10 til 23 meter under terrengoverflaten. Den hydrauliske konduktiviteten varierer innenfor intervallet

[1,12 m/døgn, 6,38 m/døgn] for prøvene hentet fra Ydalir – miljø (Nr. 11). For de to prøvene hentet fra Ydalir (Nr. 14) og Ydalir (Nr. 16) ligger den hydrauliske konduktiviteten på 8,54 m/døgn og 3,44 m/døgn.

- Permeametercella gir målinger av hydraulisk konduktivitet som er en viss faktor lavere enn «in situ» hydraulisk konduktivitet målt ved brønnpumpetesting. Dette skyldes hovedsakelig at prøvematerialet ikke blir tilstrekkelig vannmettet. Det ligger derfor et forbedringspotensial i å øke metningsgraden. Størrelsen på korrigeringsfaktoren er ikke mulig å forutsi, da det av praktiske grunner ikke er foretatt sammenligninger med «in situ» hydraulisk konduktivitet.
- Prøvepumpingen gir en hydraulisk konduktivitet innenfor intervallet [7,52 m/døgn, 20,7 m/døgn].
- Resultatene fra prøvepumping av akviferen i Ydalir ga en lavere hydraulisk konduktivitet enn hva som var forventet basert på visuelle observasjoner av materiale fra akviferen. Dette skyldes trolig at innholdet av finstoff i akviferen er høyere enn først antatt.

7 Videre arbeid

I dette avsnittet gis det en punktvis oversikt over forslag til videre arbeid:

- Foreta en modifisering av permeametercella slik at det blir mulig å påføre vakuum før prøvematerialet vannmettes. Dette vil forhåpentligvis føre til en høyere vannmetning av prøvematerialet og dermed gi verdier som stemmer bedre overens med «in situ» hydraulisk konduktivitet.
- Bruk av brønnpumpetestdata fra samme dyp som prøvematerialet er hentet fra ville gitt et bedre grunnlag for å bedømme de empiriske formlenes validitet. Dette ville også gjort det mulig å bedømme feilmarginen ved måling av hydraulisk konduktivitet i permeametercella.
- Undersøke hvilken betydning andre parametere som for eksempel mineralinnhold, komprimeringsgrad og poreorientering har for den hydrauliske konduktiviteten.
- Utarbeide en framgangsmåte som gjør det enklere å benytte Kozeny – Carmans formel og Loudons formel. Dette vil også innebære en testprosedyre for måling av porøsitet og bestemmelse av kornform.
- Foreta en evaluering av konstanten i Kenneys formel, og undersøke hvilken konstant som gir den beste tilnærmingen til «in situ» hydraulisk konduktivitet.

8 Referanseliste

- Agunbiade, D. A. & Ogunyinka, P. I. (2013) Effect of Correlation Level on the Use of Auxiliary Variable in Double Sampling for Regression Estimation, *Open Journal of Statistics*, 3 (5), s. 312 - 318. doi: 10.4236/ojs.2013.35037.
- Alyamani, M. S. & Şen, Z. (1993) Determination of Hydraulic Conductivity from Complete Grain - Size Distribution Curves, *Ground Water*, 31 (4), s. 551-555. doi: 10.1111/j.1745-6584.1993.tb00587.x.
- Andersson, A.-C., Andersson, O. & Gustafson, G. (1984) *Brunnar: undersökning, dimensionering, borrning, drift. Rapport R42:1984*. Stockholm: Statens råd för byggnadsforskning. 262 s.
- Bear, J. (2013) *Dynamics of fluids in porous media*. 1. utg. Haifa: Technion - Israel Institute of Technology, Department of Civil Engineering. 800 s.
- Berthling, I. & Sollid, J. L. (1999) The drainage history of glacial lake Nedre Glåmsjø, southern Central Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 53 (4), s. 190-201. doi: 10.1080/002919599420785.
- Brattli, B. (2009) *Fysisk og kjemisk hydrogeologi*. 3. utg. Trondheim: Norges teknisk - naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk. 233 s.
- Brattli, B. (2014) *Ingeniørgeologi løsmasse*. 1. utg. Trondheim: Norges teknisk - naturvitenskapelige universitet, Institutt for geologi og bergteknikk. 128 s.
- Buelow, M. C., Steenwerth, K. & Parikh, S. J. (2015) The effect of mineral-ion interactions on soil hydraulic conductivity, *Agricultural Water Management*, 152, s. 277-285. doi: 10.1016/j.agwat.2015.01.015.
- Carman, P. C. (1937) Fluid flow through granular beds, *Transactions-Institution of Chemical Engineeres*, 15, s. 150-166. doi: 10.1016/S0263-8762(97)80003-2.
- Carman, P. C. (1939) Permeability of saturated sands, soils and clays, *The Journal of Agricultural Science*, 29 (2), s. 262-273. doi: 10.1017/S0021859600051789.
- Carman, P. C. (1956) *Flow of gases through porous media*. 1. utg. New York: Butterworths Scientific Publications. 182 s.

- Carrier III, W. D. (2003) Goodbye, Hazen; Hello, Kozeny-Carman, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 129 (11), s. 1054-1056. doi: 10.1061/(ASCE)1090-0241(2003)129:11(1054).
- Cashman, P. M. & Preene, M. (2001) *Groundwater lowering in construction: a practical guide*. London: Spon Press. 673 s.
- Chapuis, R. P. (2012) Predicting the saturated hydraulic conductivity of soils: a review, *Bulletin of engineering geology and the environment*, 71 (3), s. 401-434. doi: 10.1007/s10064-012-0418-7.
- Chapuis, R. P. & Aubertin, M. (2003) On the use of the Kozeny-Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils, *Canadian Geotechnical Journal*, 40 (3), s. 616-628. doi: 10.1139/T03-013.
- Chapuis, R. P. & Legare, P.-P. (1992) A simple method for determining the surface area of fine aggregates and fillers in bituminous mixtures, i Meininger, R. C. (red.) *Effects of aggregates and mineral fillers on asphalt mixture performance*. Philadelphia: ASTM International.
- Chua, L. H., Lo, E. Y., Freyberg, D. L., Shuy, E., Lim, T., Tan, S. & Ngonidzashe, M. (2007) Hydrostratigraphy and geochemistry at a coastal sandfill in Singapore, *Hydrogeology Journal*, 15 (8), s. 1591-1604. doi: 10.1007/s10040-007-0195-8.
- Crain, E. R. (2000) *Crain's Petrophysical Handbook*. Tilgjengelig fra: <https://www.spec2000.net/12-phibasics.htm> (Hentet: 04. februar 2017).
- Darcy, H. (1856) *Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application* Paris: Victor Dalmont. 647 s.
- Dirksen, C. (2000) Unsaturated Hydraulic Conductivity, i Smith, K. A. & Mullins, C. E. (red.), *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods*. 2.utg. New York: Marcel Dekker, s. 183-237.
- Eggleston, J. & Rojstaczer, S. (2001) The value of grain-size hydraulic conductivity estimates: Comparison with high resolution in-situ field hydraulic conductivity, *Geophysical Research Letters*, 28 (22), s. 4255-4258. doi: 10.1029/2000GL012772.
- Emdal, A. (2013) *Introduksjon til geoteknikk*. Trondheim: Norges teknisk - naturvitenskapelige universitet, Geoteknikk Tapir akademisk forlag, Kompandieforlaget. 191 s.

- Fetter, C. W. (2001) *Applied hydrogeology*. 4. utg. Upper Saddle River, N.J: Prentice-Hall. 598 s.
- Freeze, R. A. (1994) Henry Darcy and the fountains of Dijon, *Ground Water*, 32 (1), s. 23-30 doi: 10.1111/j.1745-6584.1994.tb00606.x.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. (1979) *Groundwater*. 1. utg. Englewood Cliffs, N.J: Prentice-Hall. 604 s.
- Gaut, S. & Frengestad, B. (2011) *Beskyttelse av grunnvannsanlegg - en veileder*. Trondheim: Norgs geologiske undersøkelse. 47 s. Tilgjengelig fra: http://www.grunnvanninorge.no/GiN_veiledere/BeskyttelseAvGrunnvannsanlegg_web.pdf (Hentet: 11. mars 2017).
- Gjengedal, S. (2016a) *Borelogg Elverum*. Trondheim Norges teknisk - naturvitenskapelige universitet, Insitutt for geologi og bergteknikk. Upublisert manuskript.
- Gustafson, G. (1983) *Brunnsystem för värmelagring och värmeutvinning i akviferer. Rapport R39:1983*. Stockholm: Statens råd för byggnadsforskning 154 s.
- Hansen, L., Rohr - Torp, E., Tønnesen, J. F., Rønning, J. S. & Muring, E. (2005) *Grunnvann og grunnvarme fra dype dalryllinger langs Glåma*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 45 s.
- Hantush, M. S. & Jacob, C. E. (1955) Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 36 (1), s. 95-100. doi: 10.1029/TR036i001p00095.
- Harleman, D., Mehlhorn, P. & Rumer, R. (1963) Dispersion-permeability correlation in porous media, *Journal of the Hydraulic Division*, 89 (2), s. 67-85.
- Hazen, A. (1892) Some physical properties of sands and gravels, with special reference to their use in filtration, *Annual report of the State Board of Health of Massachusetts*, 24, s. 539-556.
- Hiscock, K. M. (2014) *Hydrogeology: principles and practice*. 2. utg. New York: John Wiley & Sons. 389 s.
- Hubbert, M. K. (1957) Darcy's law and the field equations of the flow of underground fluids, *Hydrological Sciences Journal*, 2 (1), s. 23-59. doi: 10.1080/02626665709493062.

- International Organization for Standardization (2004a) *ISO/TS 17892-4 Geotechnical investigation and testing—Laboratory testing of soil—Part 4: Determination of particle size distribution*. Geneve: ISO Copyright office.
- International Organization for Standardization (2004b) *ISO/TS 17892 - 11 Determination of permeability by constant and falling head*. Geneve: ISO Copyright office.
- Kartverket (2017) *Norgeskart*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no> (Hentet: 06. mars 2017).
- Kell, G. S. (1975) Density, thermal expansivity, and compressibility of liquid water from 0. deg. to 150. deg. Correlations and tables for atmospheric pressure and saturation reviewed and expressed on 1968 temperature scale, *Journal of Chemical and Engineering Data*, 20 (1), s. 97-105. doi: 10.1021/je60064a005
- Kenney, T. C., Lau, D. & Ofoegbu, G. I. (1984) Permeability of compacted granular materials, *Canadian Geotechnical Journal*, 21 (4), s. 726-729. doi: 10.1139/t84-080.
- Kestin, J., Sokolov, M. & Wakeham, W. A. (1978) Viscosity of liquid water in the range— 8 C to 150 C, *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 7 (3), s. 941-948. doi: 10.1063/1.555581.
- Knackstedt, M. & Zhang, X. (1994) Direct evaluation of length scales and structural parameters associated with flow in porous media, *Physical Review E*, 50 (3), s. 2134 - 2138. doi: 10.1103/PhysRevE.50.2134.
- Kozeny, J. (1927) Über kapillare Leitung des Wassers im Boden, *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien*, 132 (2a), s. 271 - 309.
- Kruseman, G. P. & Ridder, N. A. (1990) *Analysis and evaluation of pumping test data*. 2. utg. Wageningen: International Institute for Land Reclamation and Improvement. 377 s.
- Kurtz, T. E. (1963) *Basic statistics*. Englewood Cliffs, N.J: Prentice-Hall. 327 s.
- Lindmark, P. (2014) *Grundvatten*. Tilgjengelig fra: <http://slideplayer.se/slide/2827253/> (Hentet: 10. mars 2017).
- Loudon, A. G. (1952) The Computation of Permeability from Simple Soil Tests, *Géotechnique*, 3 (4), s. 165-183. doi: 10.1680/geot.1952.3.4.165.
- Lu, C., Chen, X., Cheng, C., Ou, G. & Shu, L. (2012) Horizontal hydraulic conductivity of shallow streambed sediments and comparison with the grain-size analysis results, *Hydrological Processes*, 26 (3), s. 454-466. doi: 10.1002/hyp.8143.

- Masch, F. D. & Denny, K. J. (1966) Grain size distribution and its effect on the permeability of unconsolidated sands, *Water Resources Research*, 2 (4), s. 665-677. doi: 10.1029/WR002i004p00665.
- Matyka, M., Khalili, A. & Koza, Z. (2008) Tortuosity-porosity relation in porous media flow, *Physical Review E - Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, 78 (2), s. 1-8. doi: 10.1103/PhysRevE.78.026306.
- Maxwell, J. C. (1881) *A treatise on electricity and magnetism*. 1. utg. Oxford: Clarendon press. 554 s.
- Narasimha Rao, S. & Mathew, P. K. (1995) Effects of exchangeable cations on hydraulic conductivity of a marine clay, *Clays and Clay Minerals*, 43 (4), s. 433-437.
Tilgjengelig fra: <http://www.clays.org/journal/archive/volume%2043/43-4-433.pdf>
(Hentet: 15. mars 2017).
- Neuman, S. P. (1972) Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table, *Water Resources Research*, 8 (4), s. 1031-1045. doi: 10.1029/WR008i004p01031.
- Neuman, S. P. (1974) Effect of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response, *Water Resources Research*, 10 (2), s. 303-312. doi: 10.1029/WR010i002p00303.
- Neuman, S. P. (1975) Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response, *Water Resources Research*, 11 (2), s. 329-342. doi: 10.1029/WR011i002p00329.
- Neuman, S. P. (1987) On methods of determining specific yield, *Ground Water*, 25 (6), s. 679-684. doi: 10.1111/j.1745-6584.1987.tb02208.x.
- Norges geologiske undersøkelse (2017a) *GRANADA - Nasjonal grunnvannsdatabase*.
Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/granada/?lang=Norwegian> (Hentet: 17. februar 2017).
- Norges geologiske undersøkelse (2017b) *Løsmasser - Nasjonal løsmassedatabase*.
Tilgjengelig fra: <http://download.ngu.no/download/ShoppingServlet?dataset=600>
(Hentet: 19. februar 2017)
- Odong, J. (2007) Evaluation of empirical formulae for determination of hydraulic conductivity based on grain-size analysis, *Journal of American Science*, 3 (3), s. 54-

60. Tilgjengelig fra: <http://www.sciencepub.net/american/0303/10-0284-Odong-Evaluation-am.pdf> (Hentet: 21. mars 2017).
- Pliakas, F. & Petalas, C. (2011) Determination of Hydraulic Conductivity of Unconsolidated River Alluvium from Permeameter Tests, Empirical Formulas and Statistical Parameters Effect Analysis, *An International Journal - Published for the European Water Resources Association (EWRA)*, 25 (11), s. 2877-2899. doi: 10.1007/s11269-011-9844-8.
- Pryor, W. A. (1973) Permeability-porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies, *AAPG Bulletin*, 57 (1), s. 162-189. Tilgjengelig fra: <http://archives.datapages.com/data/bulletns/1971-73/data/pg/0057/0001/0150/0162.htm> (Hentet: 24. mars 2017).
- Rayleigh, L. (1892) LVI. On the influence of obstacles arranged in rectangular order upon the properties of a medium, *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 34 (211), s. 481-502. doi: 10.1080/14786449208620364.
- Rosas, J., Jadoon, K. & Missimer, T. M. (2015) New empirical relationship between grain size distribution and hydraulic conductivity for ephemeral streambed sediments, *Environmental Earth Sciences*, 73 (3), s. 1303-1315. doi: 10.1007/s12665-014-3484-2.
- Sarmah, A. (2016) *Chemical Transport in Soils*. Forelesningsnotater publisert i emnet ENVENG 341 - Environmental Engineering 2 ved University of Auckland, Auckland den 12. mai 2016.
- Shepherd, R. G. (1990) Correlations of permeability and grain size *Ground Water*, 27 (5), s. 633-638. doi: 10.1016/0148-9062(90)94977-2.
- Statens vegvesen (2005) *Håndbok 014 Laboratorieundersøkelser*. Oslo: Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: http://www.vegvesen.no/s/vegnormaler/hb/014/Kvalitetsikrede%20_filer/Vedlegg/VE_DLEGG_1_april_2005.pdf (Hentet: 13. mars 2017)
- Taylor, D. (1948) *Fundamentals of Soil Mechanics*. New York: John Wiley & Sons. 700 s.
- Torsæter, O. & Abtahi, M. (2000) *Experimental reservoir engineering laboratory work book*. Trondheim: Norges teknisk - naturvitenskapelige universitet, Institutt for petroleumsteknologi og anvendt geofysikk. 93 s.

Tsai, D. S. & Strieder, W. (1986) Effective conductivities of random fiber beds *Chemical Engineering Communications*, 40 (1), s. 207-218. doi: 10.1080/00986448608911698.

Vukovic, M. & Soro, A. (1992) *Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition*. Littleton: Water Resources Publications. 83 s.

Weissberg, H. L. (1963) Effective diffusion coefficient in porous media, *Journal of Applied Physics*, 34 (9), s. 2636-2639. doi: 10.1063/1.1729783.

Whitaker, S. (1986) Flow in porous media I: A theoretical derivation of Darcy's law, *Transport in porous media*, 1 (1), s. 3-25. doi: 10.1007/BF01036523.

Muntlig kommunikasjon

Gjengedal, S., (2017): Doktorgradsstipendiat ved Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU

Hilmo, B.O., (2017): Doktor ingeniør ved Asplan Viak AS

Vedlegg

Vedlegg A: Borelogger NSB og Ydalir

Vedlegg A1: NSB - miljø (Nr. 10)

Dyp (m):	NSB-miljø(Nr. 10)	Prøveid.	Fraksjoner:	Symbol	Meter over havet for borepunkt	Grunnvannsnivå mut (Målt	
0			Morene		189,39		
1			Grus				
2			Sand (grov)				
3		1	Sand (medi)				
4			Sand (fin)				
5			Silt				
6		2	Leire				
7			Fjell				
8		3					
9		4					
10		5					
11		6					
12		7					
13		8					
14		9					
15		10					
16		11					
17							
18							
19							
20							
21		11					
22							
23							
24							
25							
26							
27							
28							
29							
30							

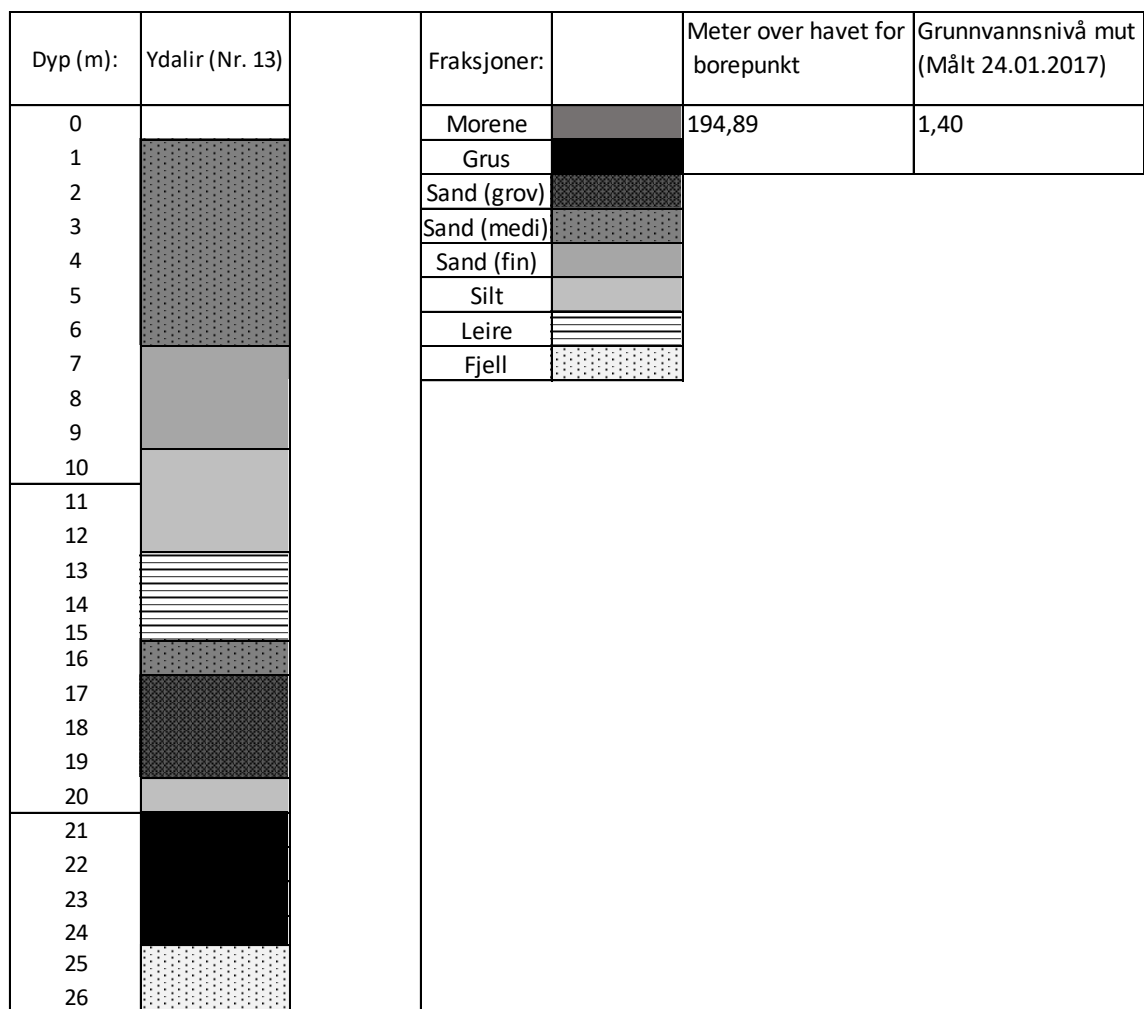
Figur A.1: Borelogg NSB - miljø (Nr. 10). Modifisert av forfatter etter (Gjengedal, 2016a).

Vedlegg A2: Ydalir - miljø (Nr. 11)

Dyp (m):	Ydalir miljø (Nr. 11)	MP	Fraksjoner:	Symbol	Meter over havet for borepunkt	Grunnvannsnivå mut (Målt 22.11.2016)
0			Morene		189,39	2,69
1			Grus			
2		12	Sand (grov)			
3		13	Sand (medi)			
4		14	Sand (fin)			
5			Silt			
6			Leire			
7			Fjell			
8		15				
9						
10						
11						
12						
13		16				
14						
15						
16						
17						
18						
19						
20		17				
21						
22		18				
23						

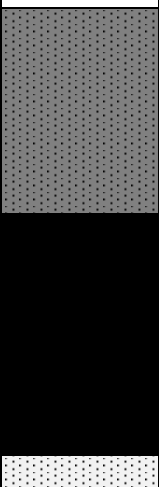

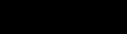






Figur A.2: Borelogg Ydalir - miljø (Nr. 11). Modifisert av forfatter etter (Gjengedal, 2016a).

Vedlegg A3: Ydalir (Nr. 13)



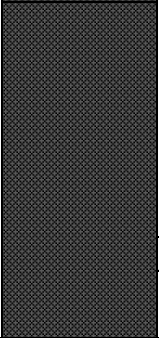
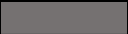
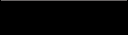






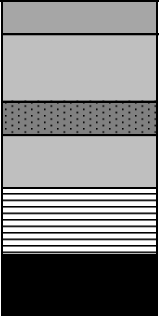
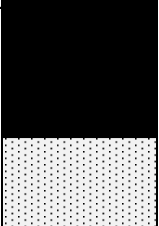
Figur A.3: Borelogg Ydalir (Nr. 13). Modifisert av forfatter etter (Gjengedal, 2016a).

Vedlegg A4: Ydalir (Nr. 14)

Dyp (m):	Ydalir (Nr. 14)	MP	Fraksjoner:	Symbol	Meter over havet for borepunkt	Grunnvannsnivå mut (Målt 24.01.2017)
0			Morene		194,93	3,88
1			Grus			
2		24	Sand (grov)			
3			Sand (medi)			
4			Sand (fin)			
5		25	Silt			
6			Leire			
7			Fjell			
8		26				
9						
10						
11		27				
12						
13		28				
14						

Figur A.4: Borelogg Ydalir (Nr. 14). Modifisert av forfatter etter (Gjengedal, 2016a).

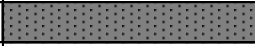
Vedlegg A5: Ydalir (Nr. 16)

Dyp (m):	Ydalir (Nr. 16)	MP	Fraksjoner:		Meter over havet for borepunkt	Grunnvannsnivå mut (Målt 25.01.2017)
0			Morene		202,64	7,84
1			Grus			
2			Sand (grov)			
3			Sand (medi)			
4			Sand (fin)			
5			Silt			
6			Leire			
7			Fjell			
8		MP1				
9						
10						
11		MP2				
12						
13						
14						
15						
16						
17						
18						
19						
20						
21						
22						
23						
24						
25						
26						
27						

Figur A.5: Borelogg Ydalir (Nr. 16). Modifisert av forfatter etter (Gjengedal, 2016a).

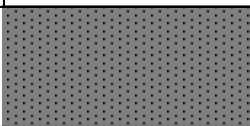
Vedlegg B: Sonderboringer Ydalir

Vedlegg B1: Borelogg fra sonderboring 1 Ydalir

Dyp (m):	Sonderboring 1	Fraksjon
0		
0,2-0,8		Medium sand
0,8	Stopp grunnet tele	-

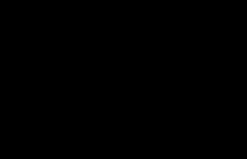

Figur B.1: Borelogg fra sonderboring 1 i Ydalir.

Vedlegg B2: Borelogg fra sonderboring 2 Ydalir

Dyp (m):	Sonderboring 2	Fraksjon
0		
0,2 -1,8		Medium sand
1,8	Stopp grunnet tele	-


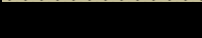
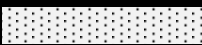
Figur B.2: Borelogg fra sonderboring 2 i Ydalir.
Laget av forfatter etter (Hilmo, 2017).

Vedlegg B3: Borelogg fra sonderboring 3 Ydalir

Dyp (m):	Sonderboring 3	Fraksjon
0		
0,2 -3,5 m		Grus
3,5		Fjell

Figur B.3: Borelogg fra sonderboring 3 i Ydalir.
Laget av forfatter etter (Hilmo, 2017).

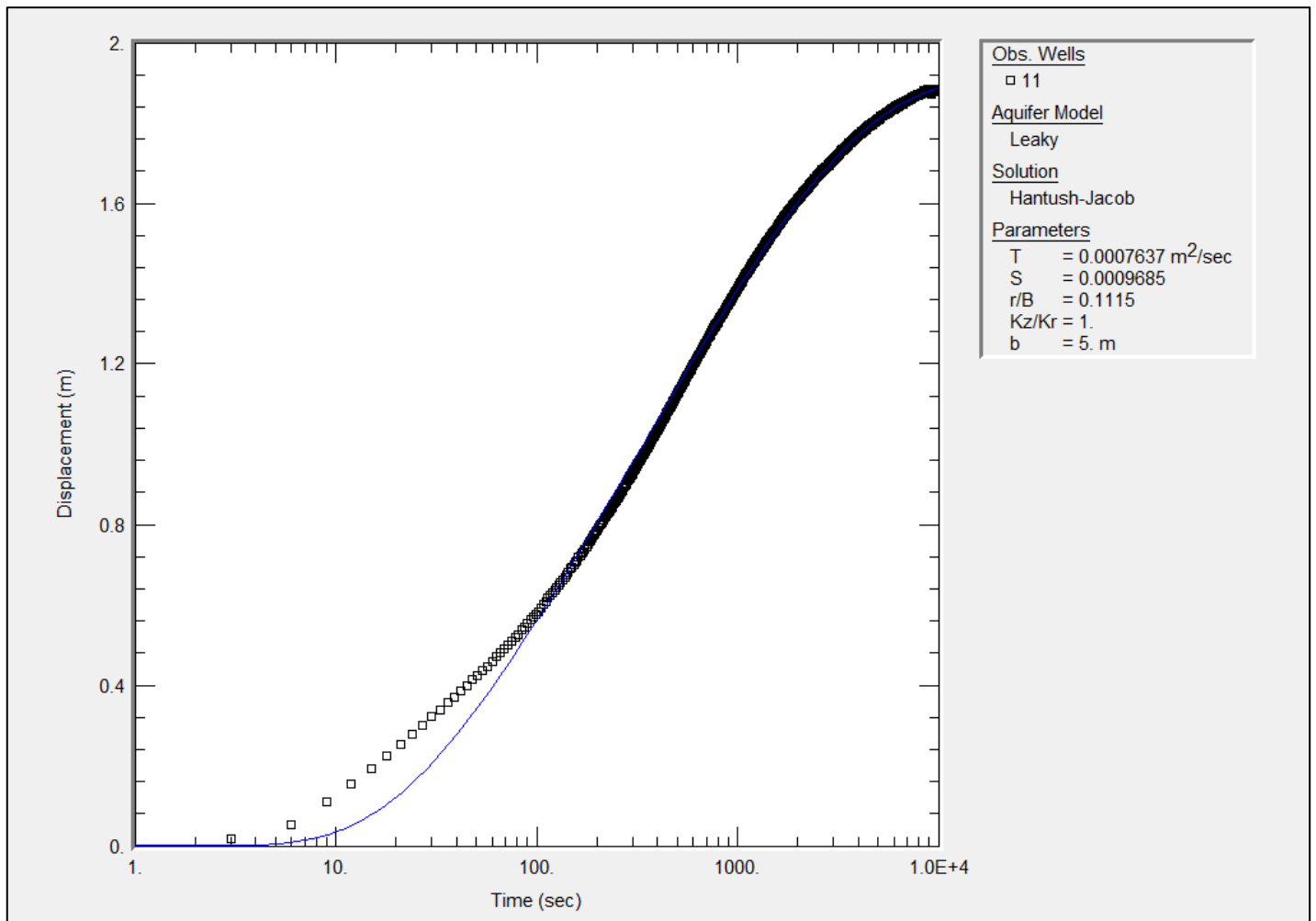
Vedlegg B4: Borelogg fra sonderboring 4 Ydalir

Dyp (m):	Sonderboring 4	Fraksjon
0		
0,2 - 1,8		Grusig sand
2,8 - 3,4		Grus
3,4		Fjell

Figur B.4: Borelogg fra sonderboring 4 i Ydalir.

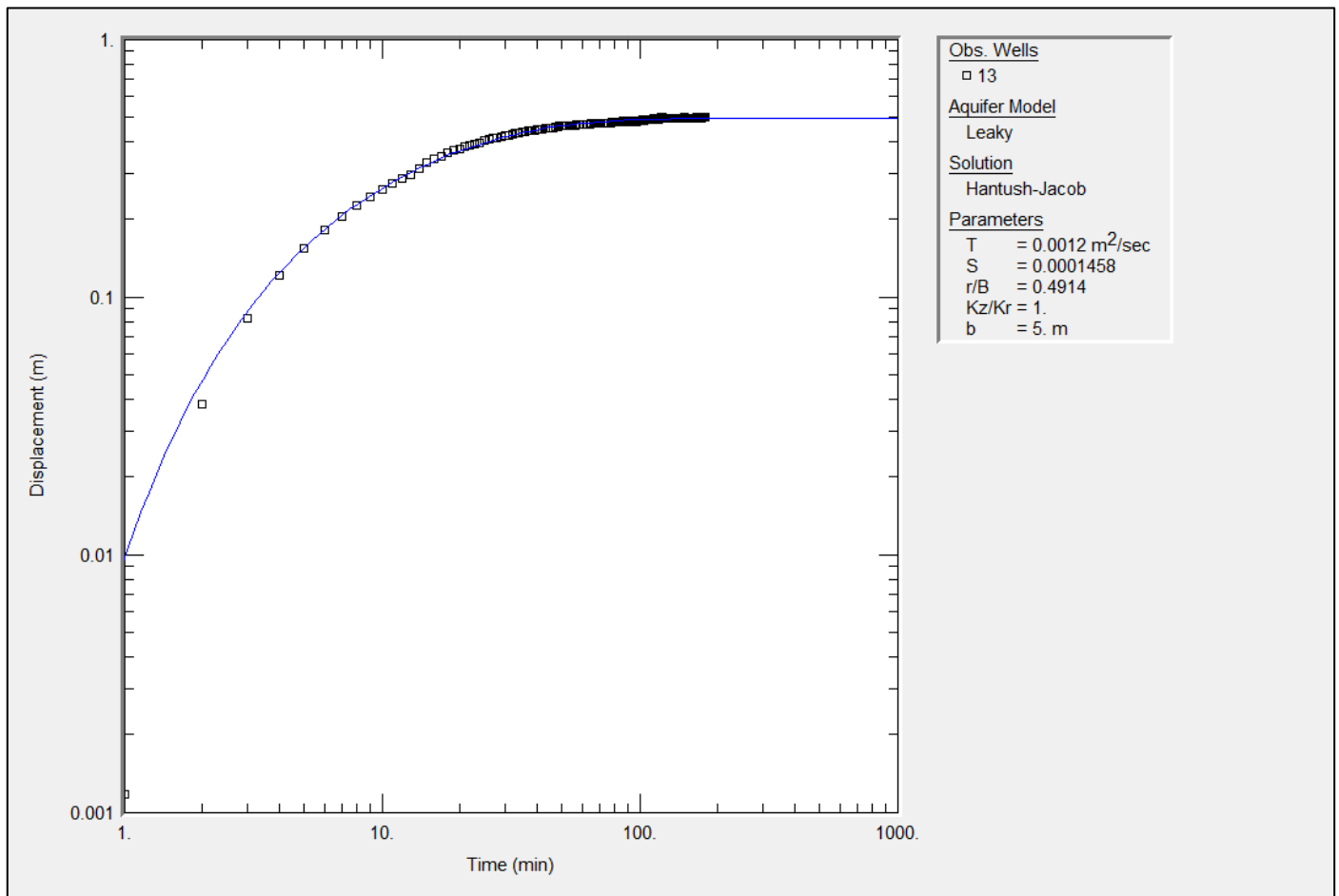
Vedlegg C: Estimering av hydrauliske parametere ved prøvepumping av Ydalir (Nr. 12)

Kortidspumping av Ydalir (Nr. 12) med en konstant rate på 3,95 L/s resulterte i følgende senkningskurve i Ydalir - miljø (Nr. 11). Den tilpassede Hantush & Jacobs – kurven estimert i AQTESOLV er markert med blått. K_z/K_r viser til forholdet mellom vertikal og horisontal hydraulisk konduktivitet, og er satt til å være lik 1 i dette tilfellet.



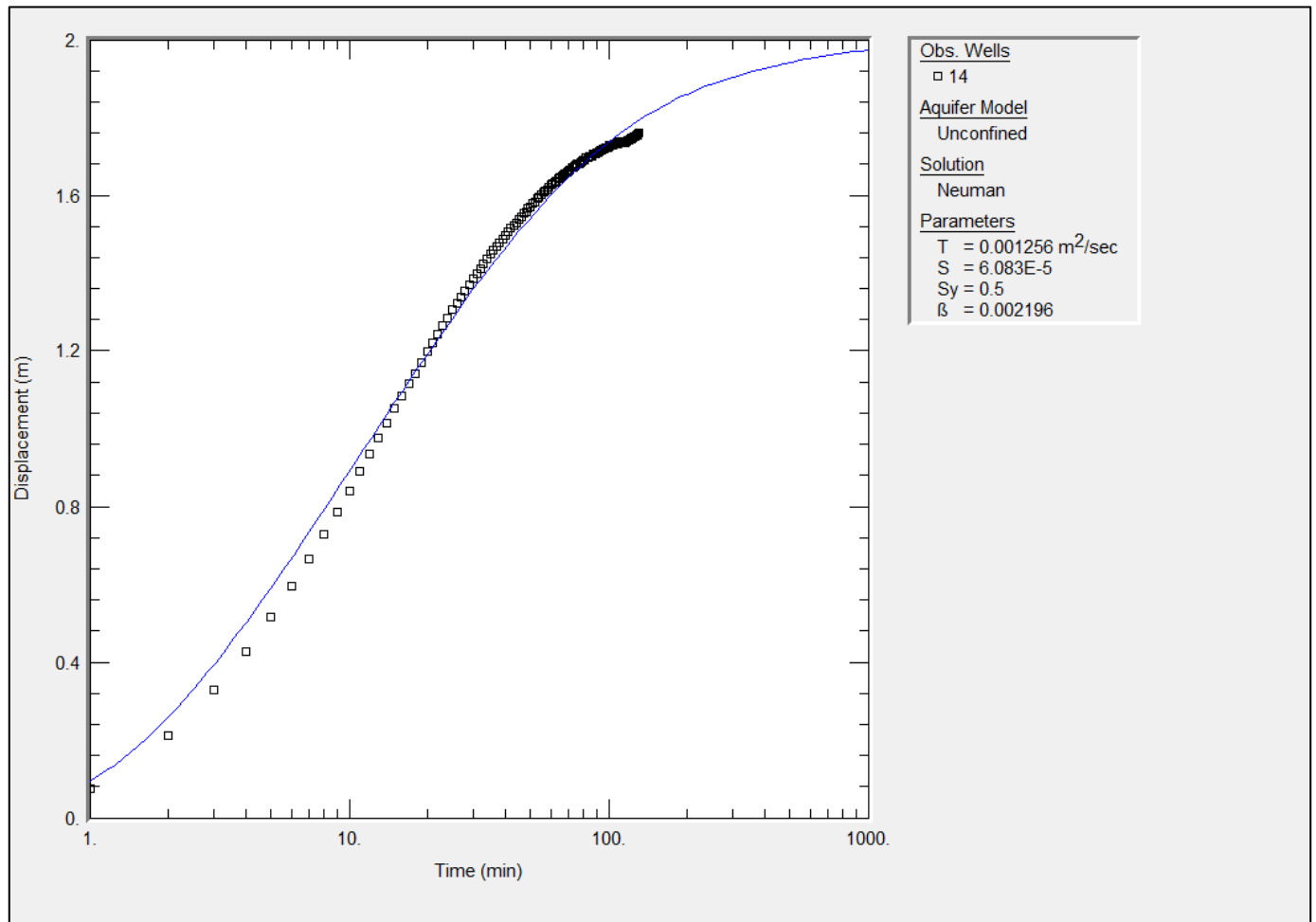
Figur C.1: Hantush & Jacobs - typekurve og observerte senkningsdata i Ydalir – miljø (Nr. 11) ved pumping av Ydalir (Nr.12). Kurvetilpasningen er utført i AQTESOLV.

Korttidspumping av Ydalir (Nr. 12) med en konstant rate på 3,95 L/s resulterte i følgende senkningskurve i Ydalir (Nr. 13). Den tilpassede Hantush & Jacobs – kurven estimert i AQTESOLV er markert med blått og forholdet Kz/Kr er satt til å være lik 1.



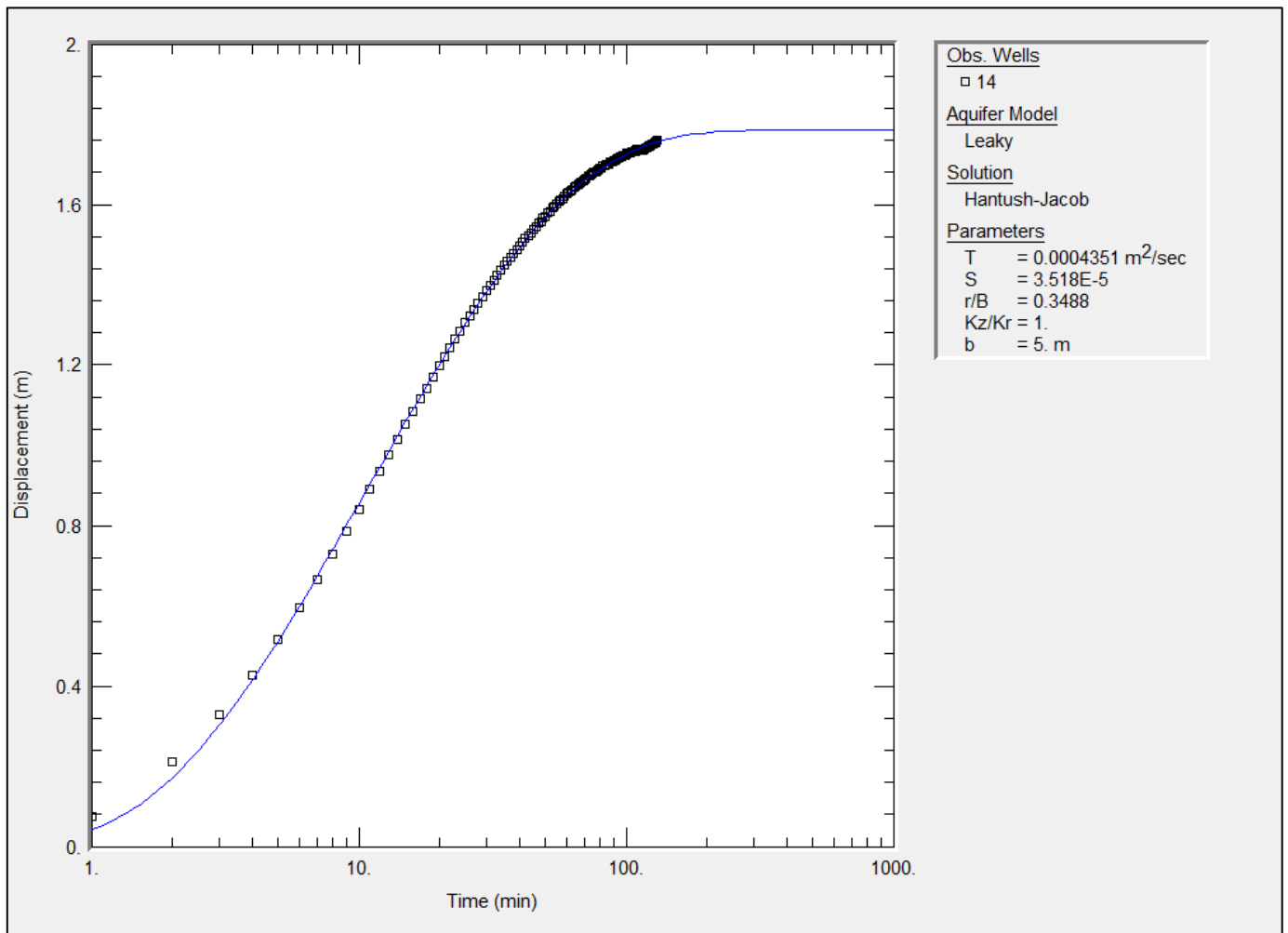
Figur C.2: Hantush & Jacobs - typekurve og observerte senkningsdata i Ydalir (Nr. 13) ved pumping av Ydalir (Nr. 12). Kurvetilpasningen er utført i AQTESOLV.

Korttidspumpling av Ydalir (Nr. 12) med en konstant rate på 3,95 L/s resulterte i følgende senkningskurve i Ydalir (Nr. 14). Den tilpassede Neuman - kurven estimert i AQTESOLV er markert med blått og forholdet Kz/Kr er satt til å være lik 1.



Figur C.3: Neumans - typekurve og observerte senkningsdata i Ydalir (Nr. 14) ved pumpling av Ydalir (Nr. 12). Kurvetilpasningen er utført i AQTESOLV.

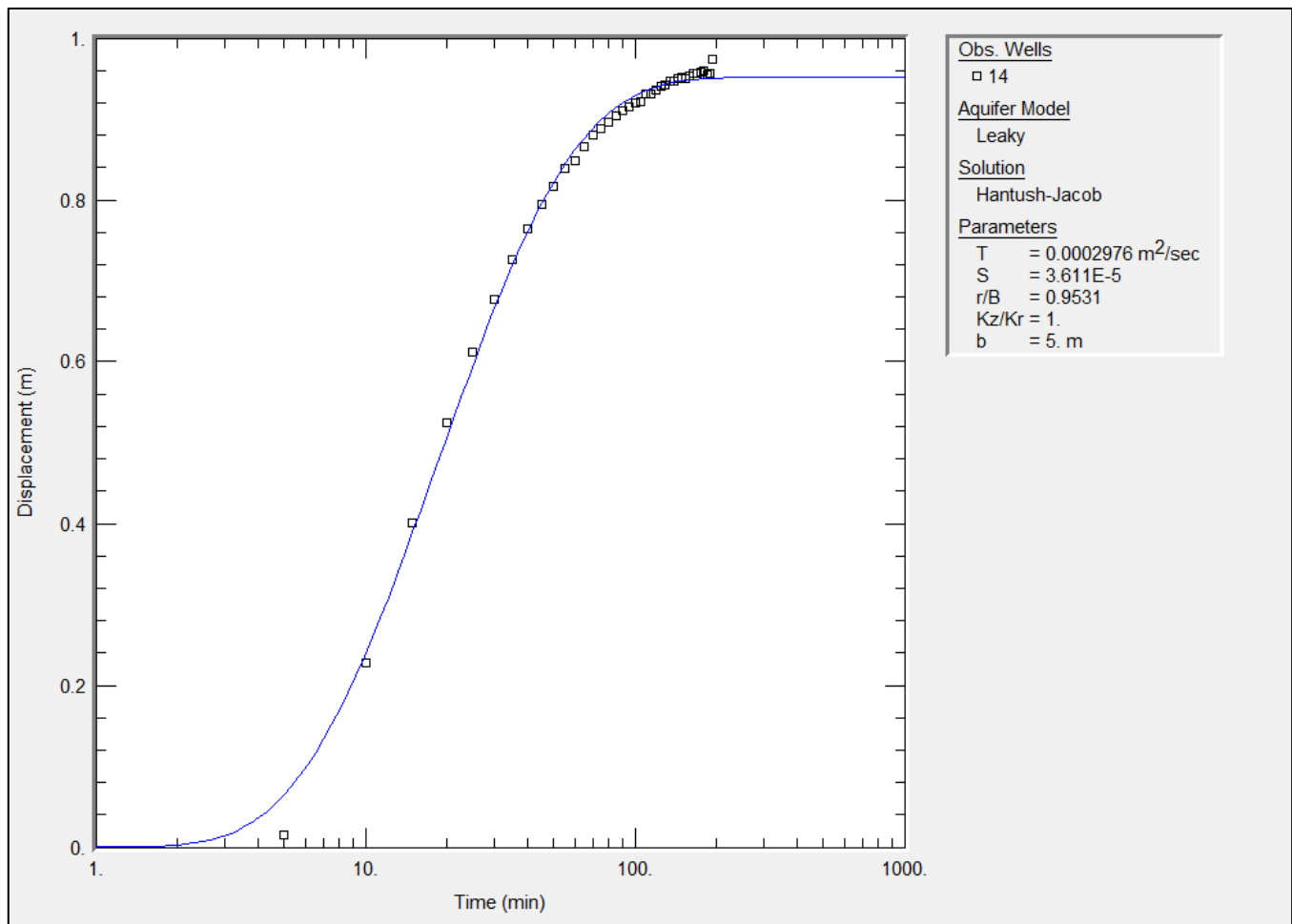
Korttidspumping av Ydalir (Nr. 12) med en konstant rate på 3,95 L/s resulterte i følgende senkningskurve i Ydalir (Nr. 14). Den tilpassede Hantush & Jacobs- kurven estimert i AQTESOLV er markert med blått og forholdet Kz/Kr er satt til å være lik 1.



Figur C.4: Hantush & Jacobs - typekurve og observerte senkningsdata i Ydalir (Nr. 14) ved pumping av Ydalir (Nr. 12). Kurvetilpasningen er utført i AQTESOLV.

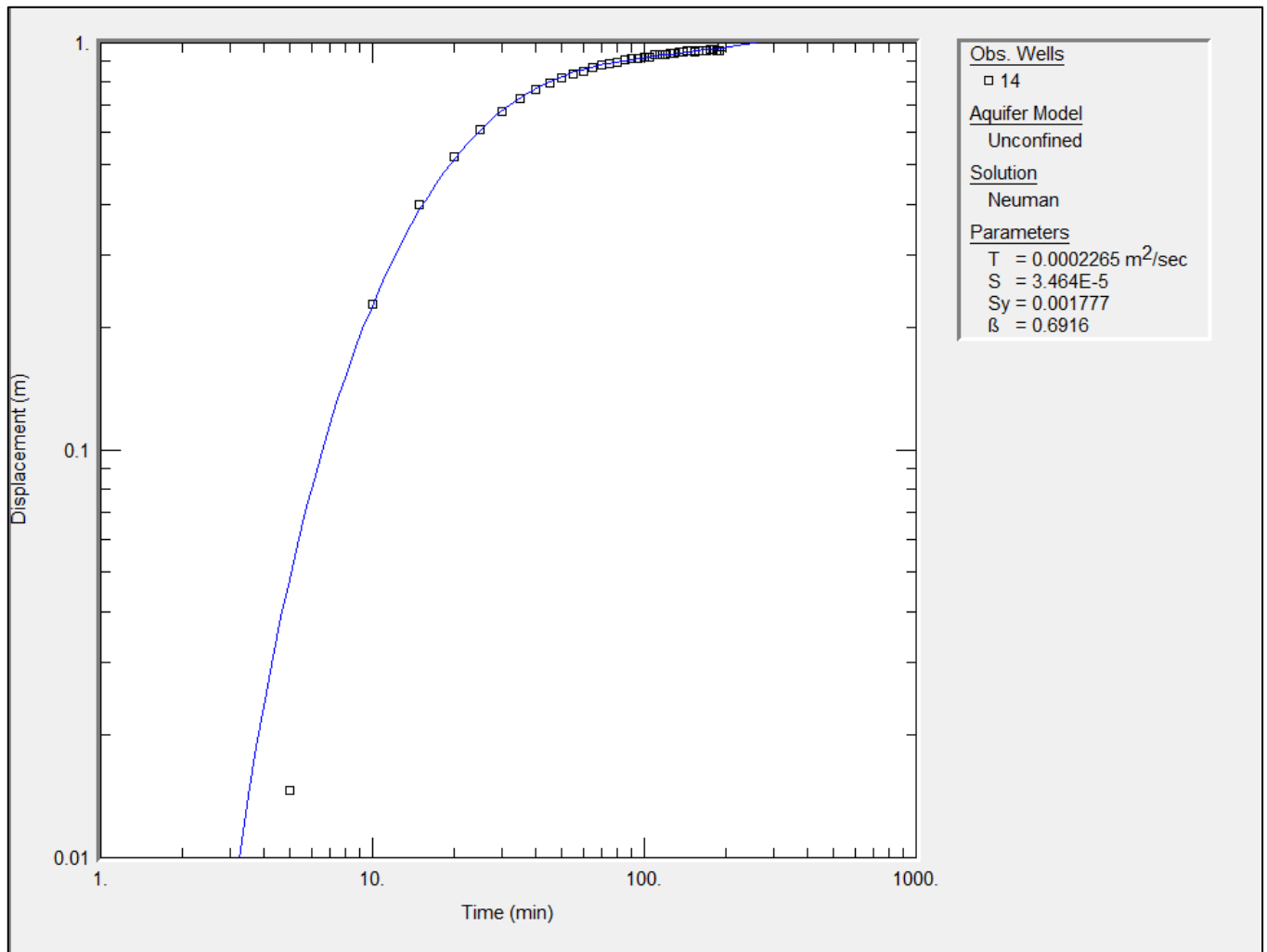
Vedlegg D: Estimering av hydrauliske parametere ved trinnvis prøvepumping av Ydalir (Nr. 13)

Det første pumpetrinnet i den trinnvise prøvepumpingen av Ydalir (Nr. 13) med en rate på 6,3 L/s de første 10 minuttene og deretter en konstant rate på 5,9 L/s resulterte i følgende senkningskurve i Ydalir (Nr. 14). Den tilpassede Hantush & Jacobs- kurven estimert i AQTESOLV er markert med blått og forholdet Kz/Kr er satt til å være lik 1.



Figur D.1: Hantush & Jacobs - typekurve og observerte senkningsdata i Ydalir (Nr. 14) ved pumping av Ydalir (Nr. 13). Kurvetilpasningen er utført i AQTESOLV.

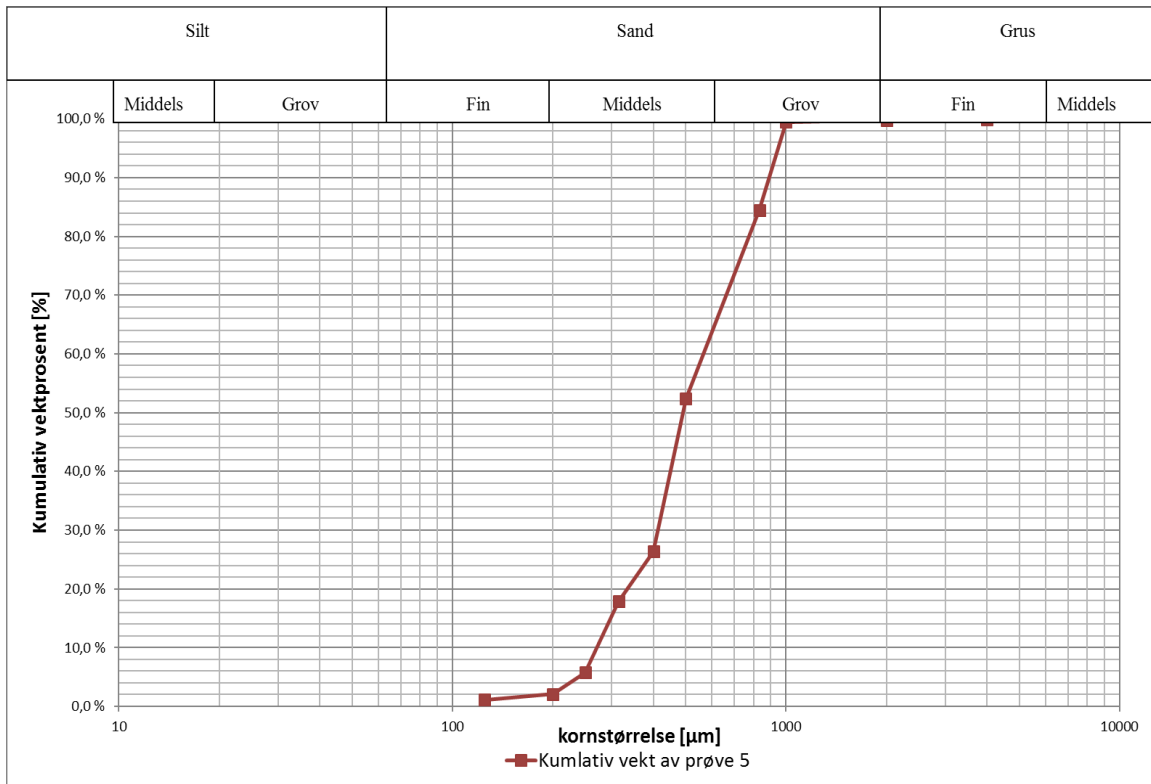
Det første pumpetrinnet i den trinnvise prøvepumpingen av Ydalir (Nr. 13) med en rate på 6,3 L/s de første 10 minuttene og deretter en konstant rate på 5,9 L/s resulterte i følgende senkningskurve i Ydalir (Nr. 14). Den tilpassede Neuman- kurven estimert i AQTESOLV er markert med blått og forholdet Kz/Kr er satt til å være lik 1



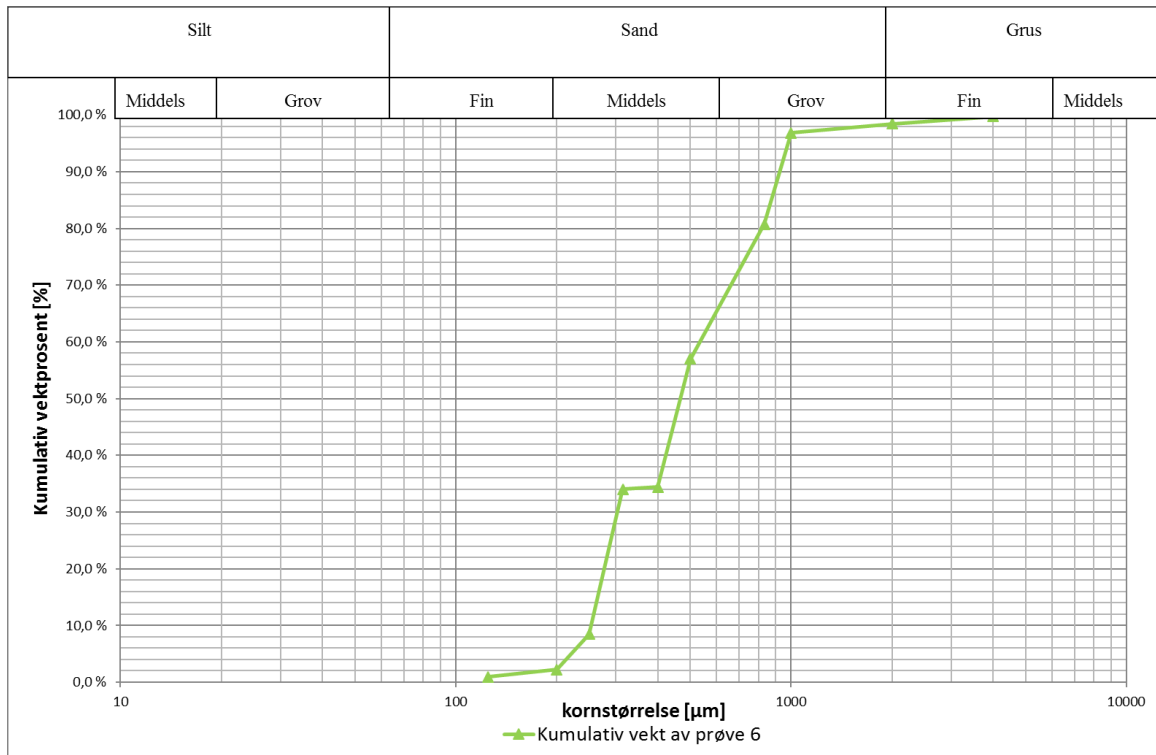
Figur D.2: Neumans - typekurve og observerte senkningsdata i Ydalir (Nr. 14) ved pumping av Ydalir (Nr. 13). Kurvetilpasningen er utført i AQTESOLV.

Vedlegg E: Kornfordelingskurver

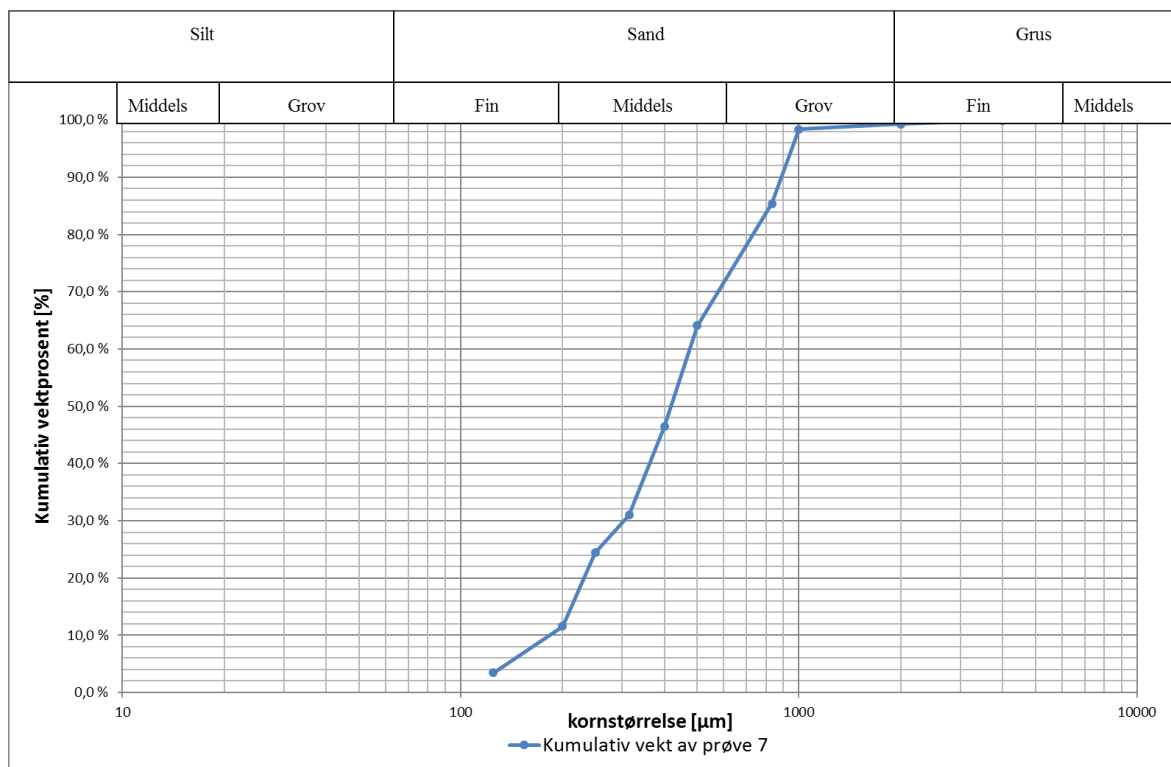
Vedlegg E1: NSB – miljø (Nr.10)



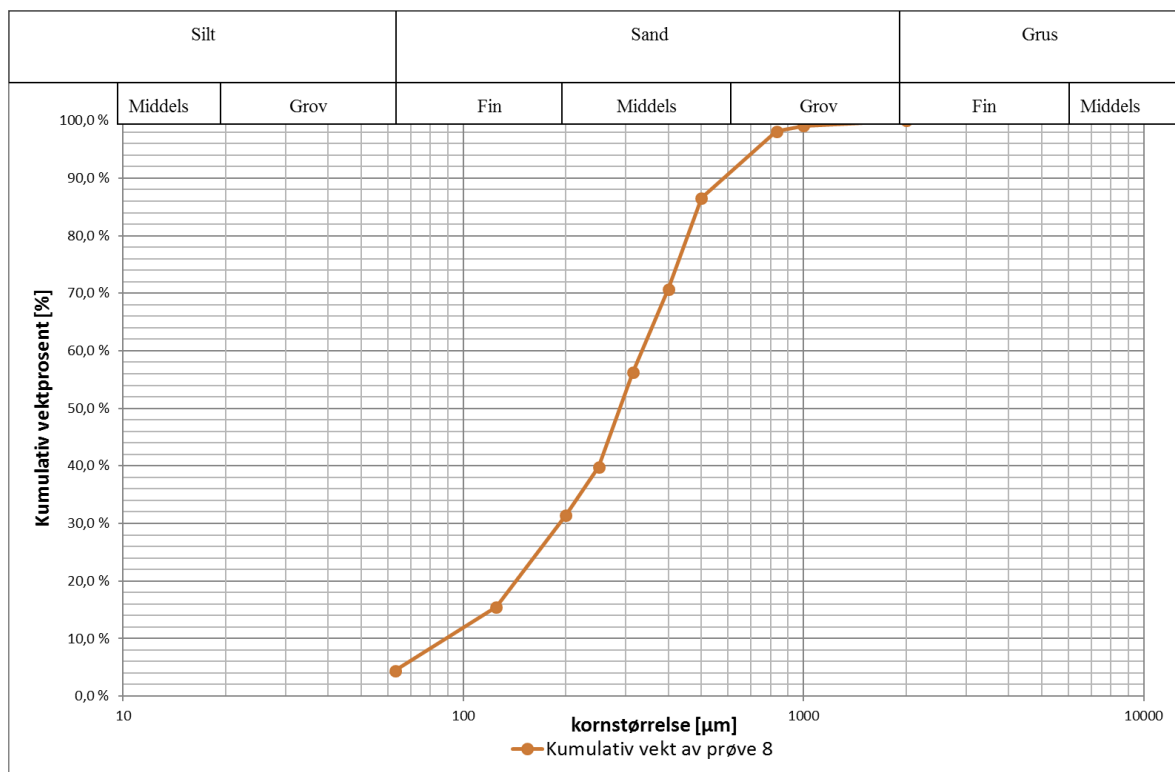
Figur E.1: Kornfordelingskurve prøve 5.



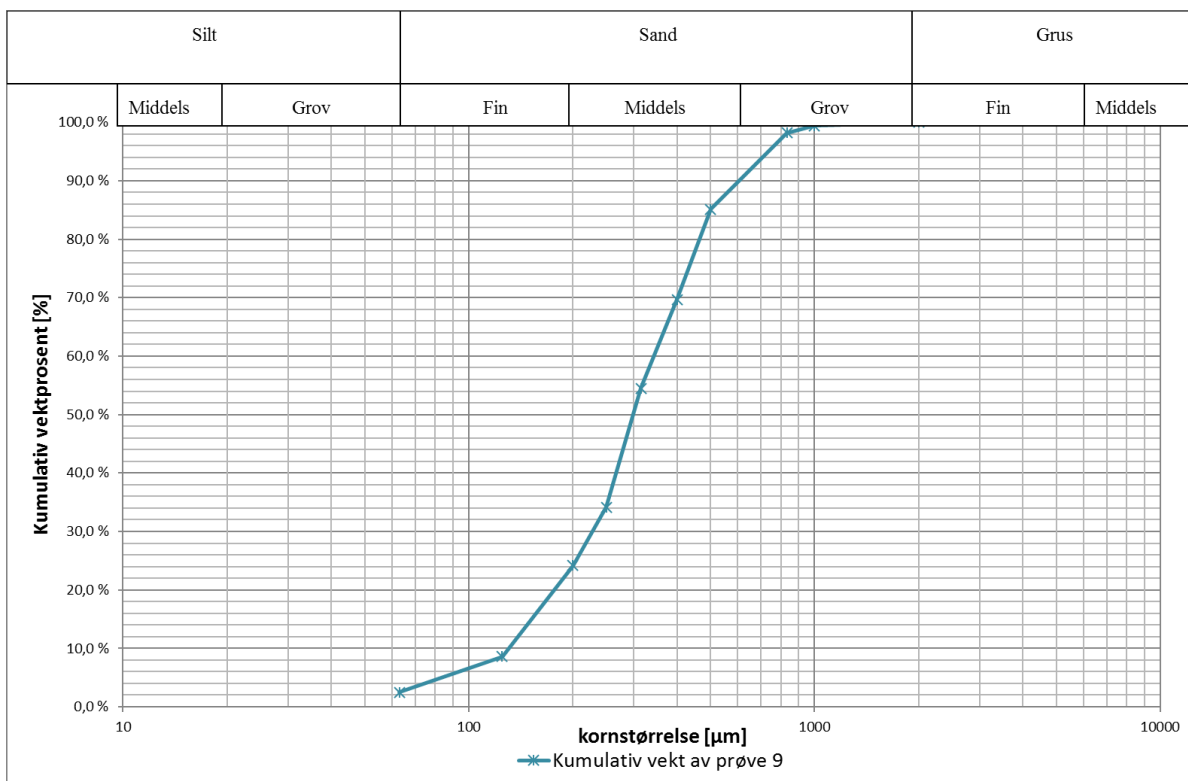
Figur E.2: Kornfordelingskurve prøve 6.



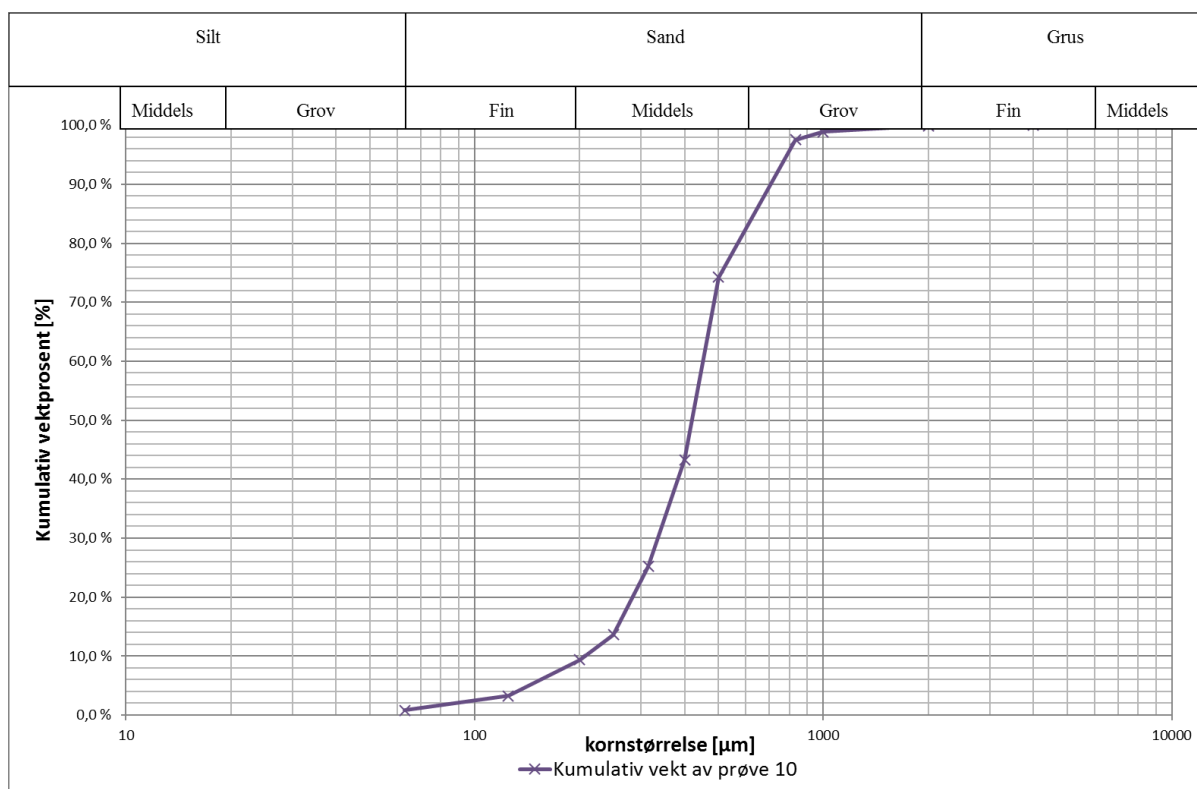
Figur E.3: Kornfordelingskurve prøve 7.



Figur E.4: Kornfordelingskurve prøve 8.

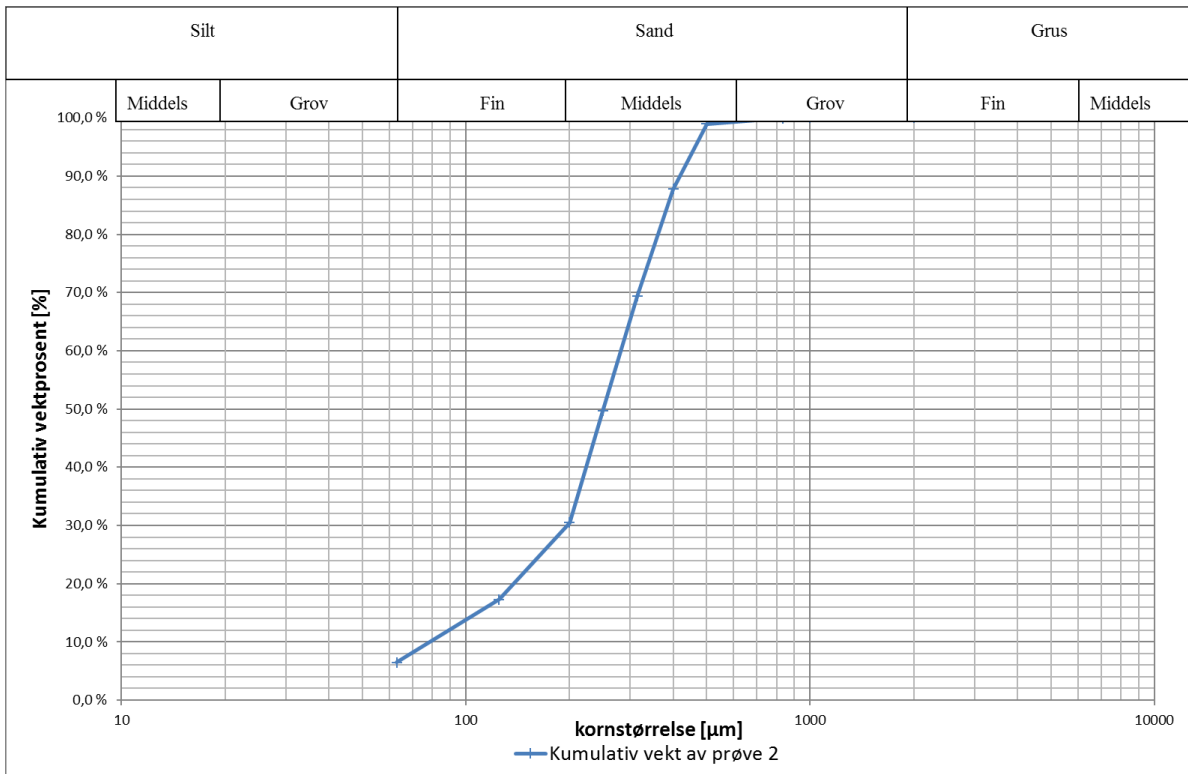


Figur E.5: Kornfordelingskurve prøve 9.



Figur E.6: Kornfordelingskurve prøve 10.

Vedlegg E2: Ydalir (Nr. 14) og Ydalir (Nr. 16)

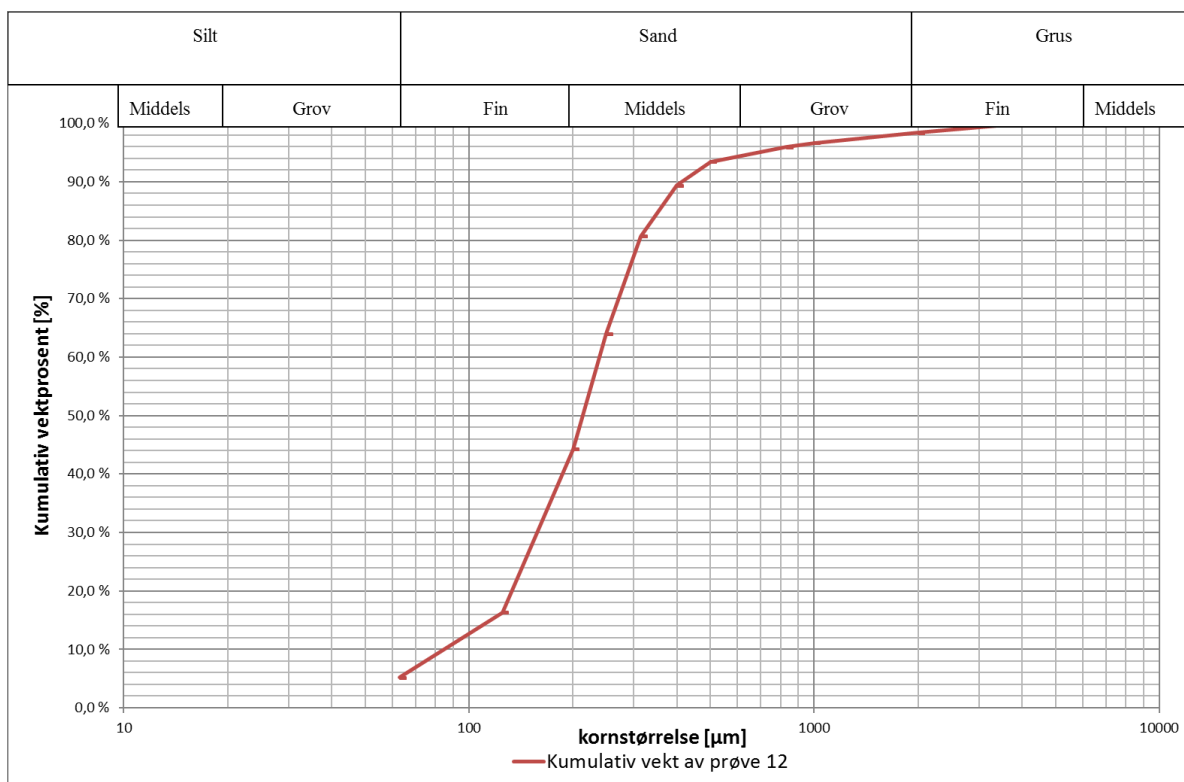


Figur E.7: Kornfordelingskurve prøve 2.

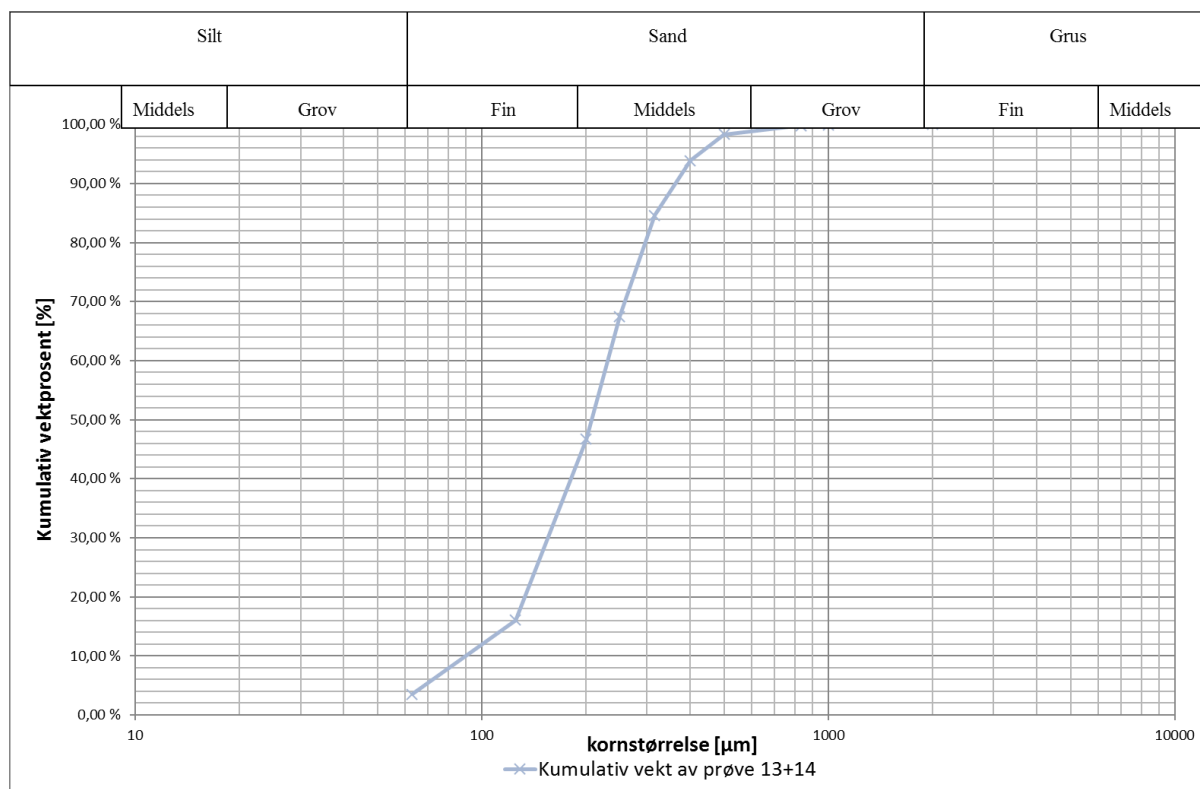


Figur E.8: Kornfordelingskurve prøve 24 + 25.

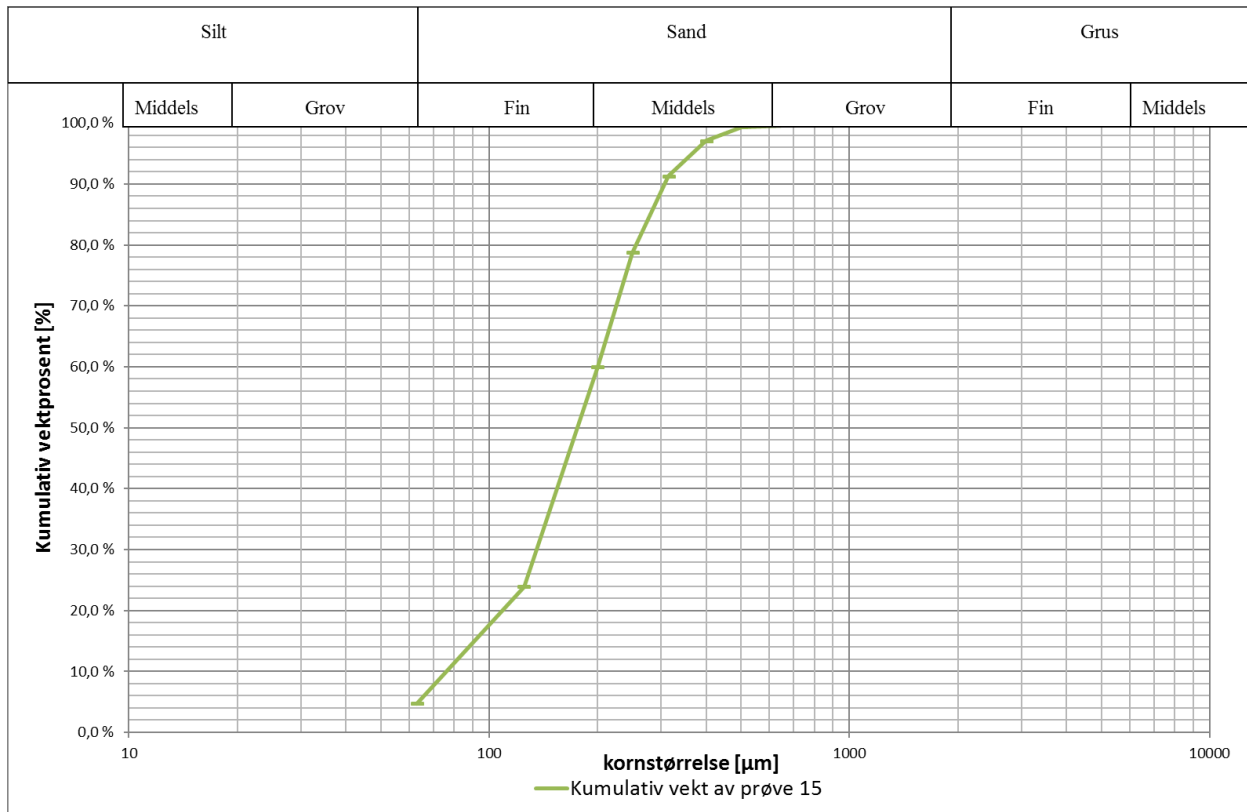
Vedlegg E3: Ydalir – miljø (Nr. 11)



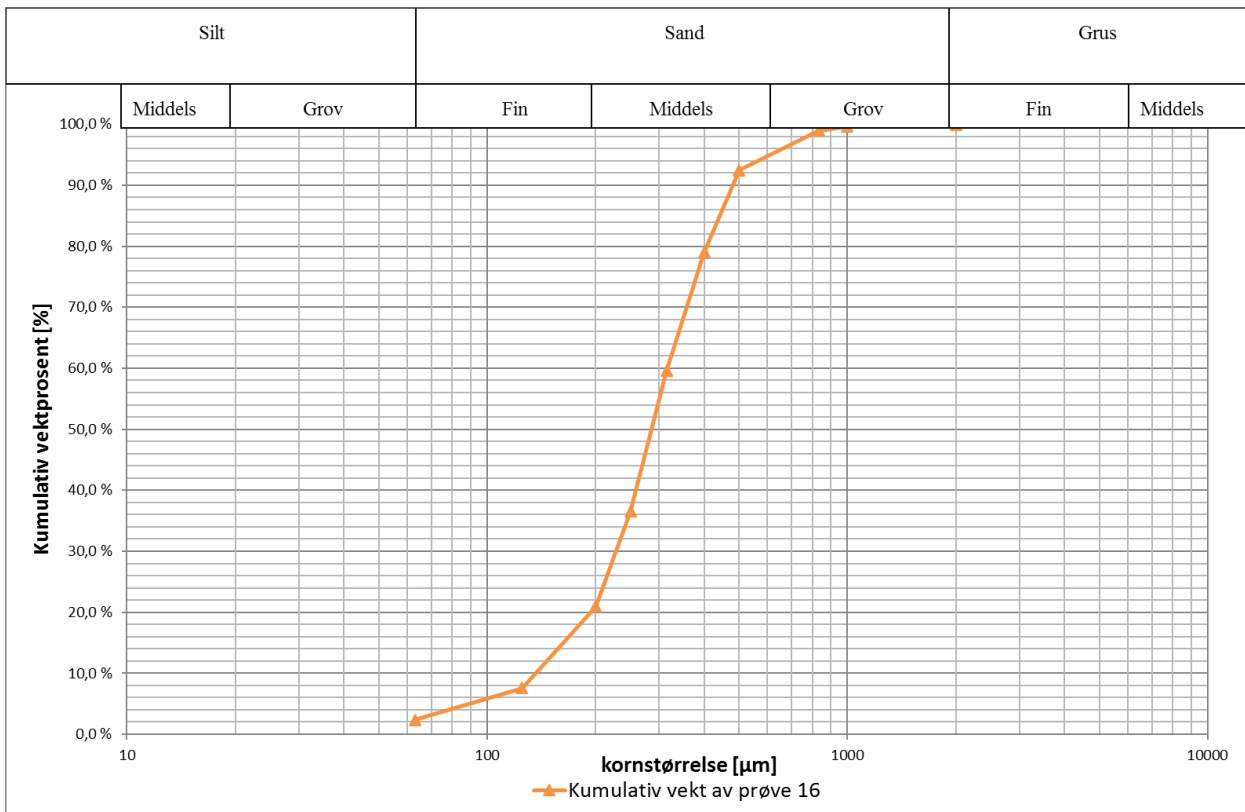
Figur E.9: Kornfordelingskurve prøve 12.



Figur E.10: Kornfordelingskurve prøve 13 + 14.

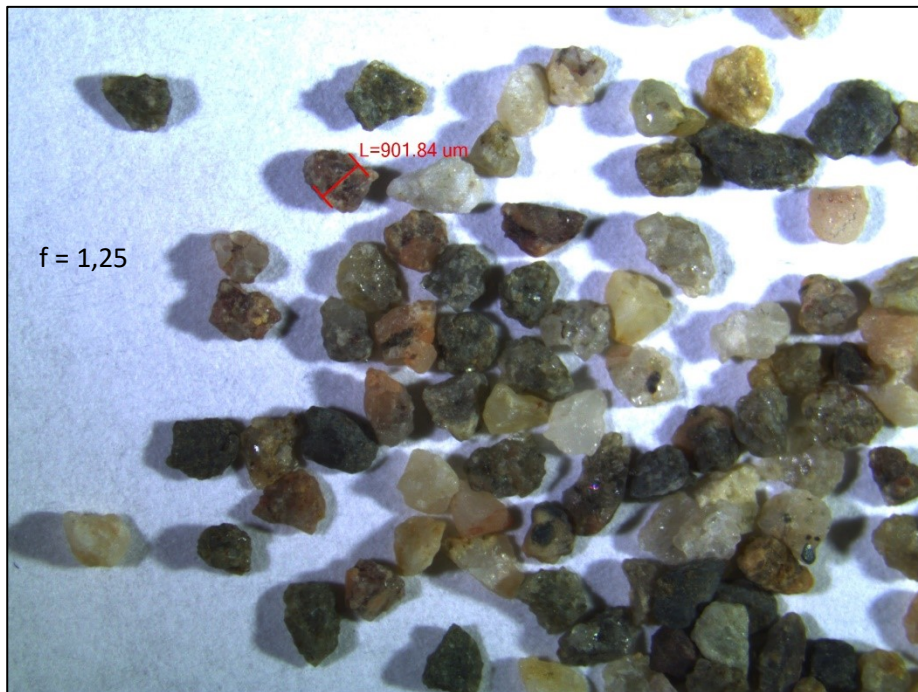


Figur E.11: Kornfordelingskurve prøve 15.



Figur E.12: Kornfordelingskurve prøve 16.

Vedlegg F: Visuell observasjon av kornform



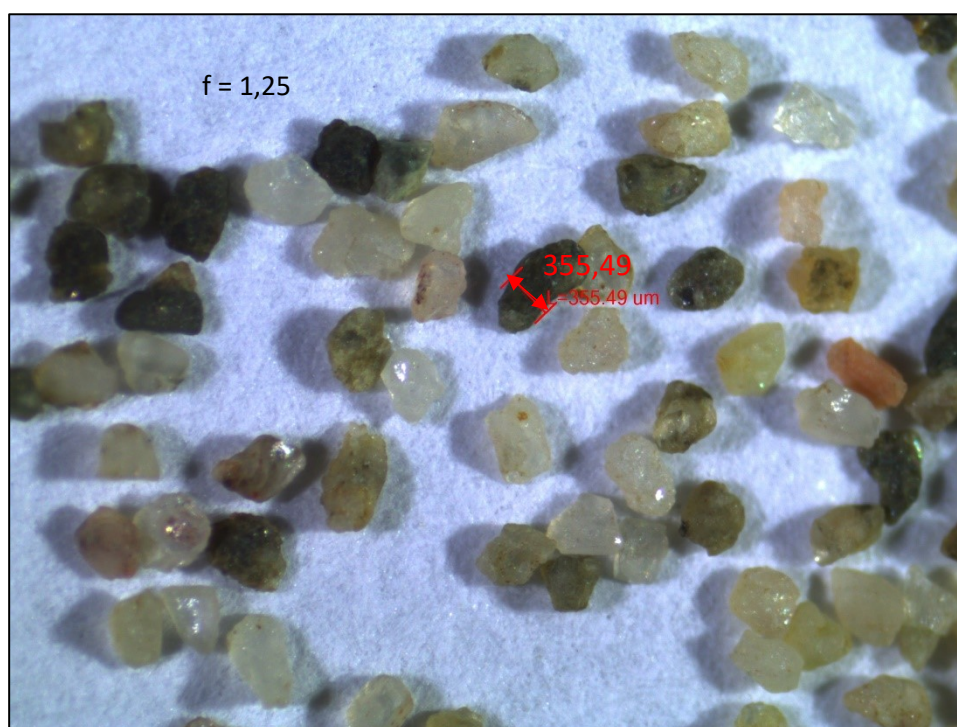
Figur F.1: Visuell observasjon av fraksjonen 0,833 mm til 1 mm i prøve 10.



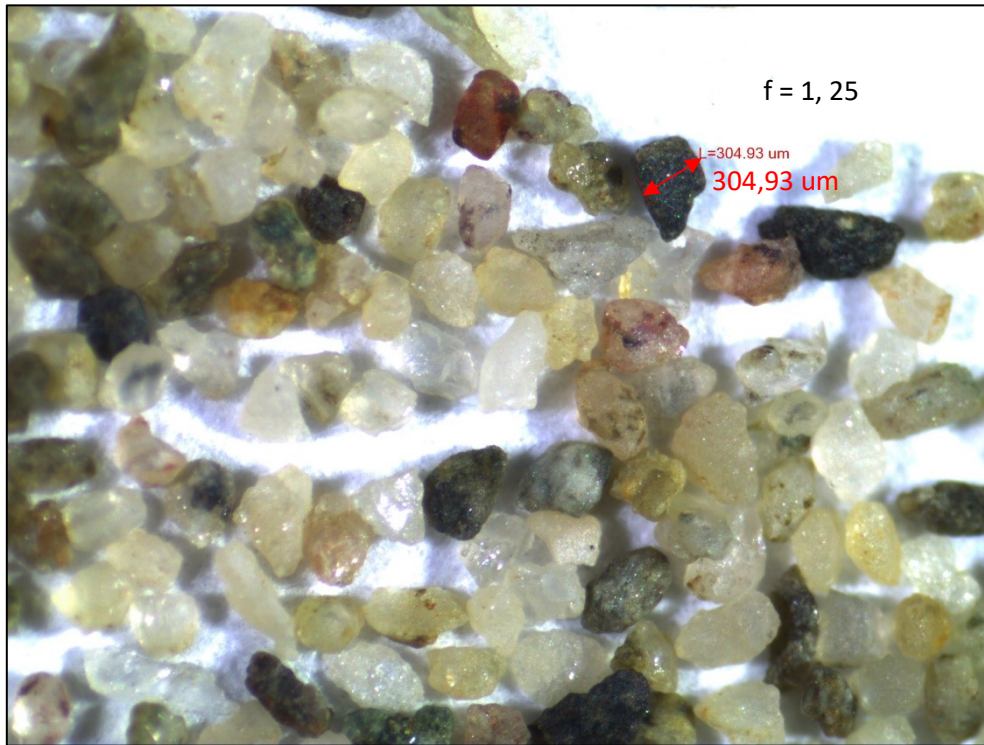
Figur F.2: Visuell observasjon av fraksjonen 0,500 mm til 0,833 mm i prøve 10.



Figur F.3: Visuell observasjon av fraksjonen 0,4 mm til 0,5 mm i prøve 10.



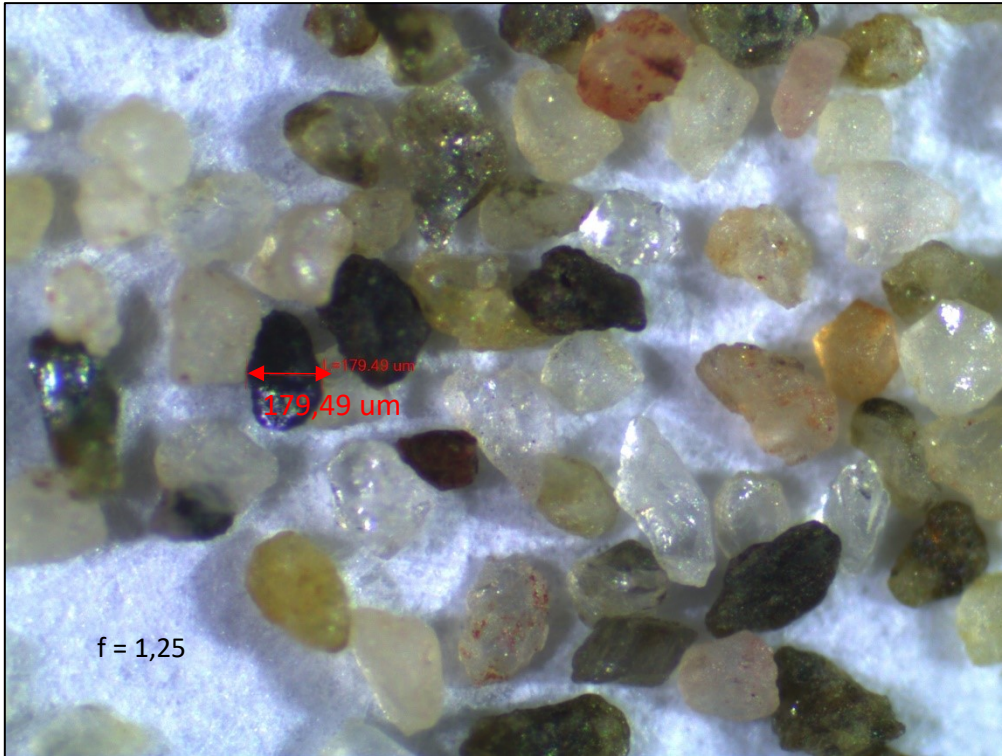
Figur F.4: Visuell observasjon av fraksjonen 0,315 mm til 0,400 mm i prøve 10.



Figur F.5: Visuell observasjon av fraksjonen 0,250 mm til 0,315 mm i prøve 10.



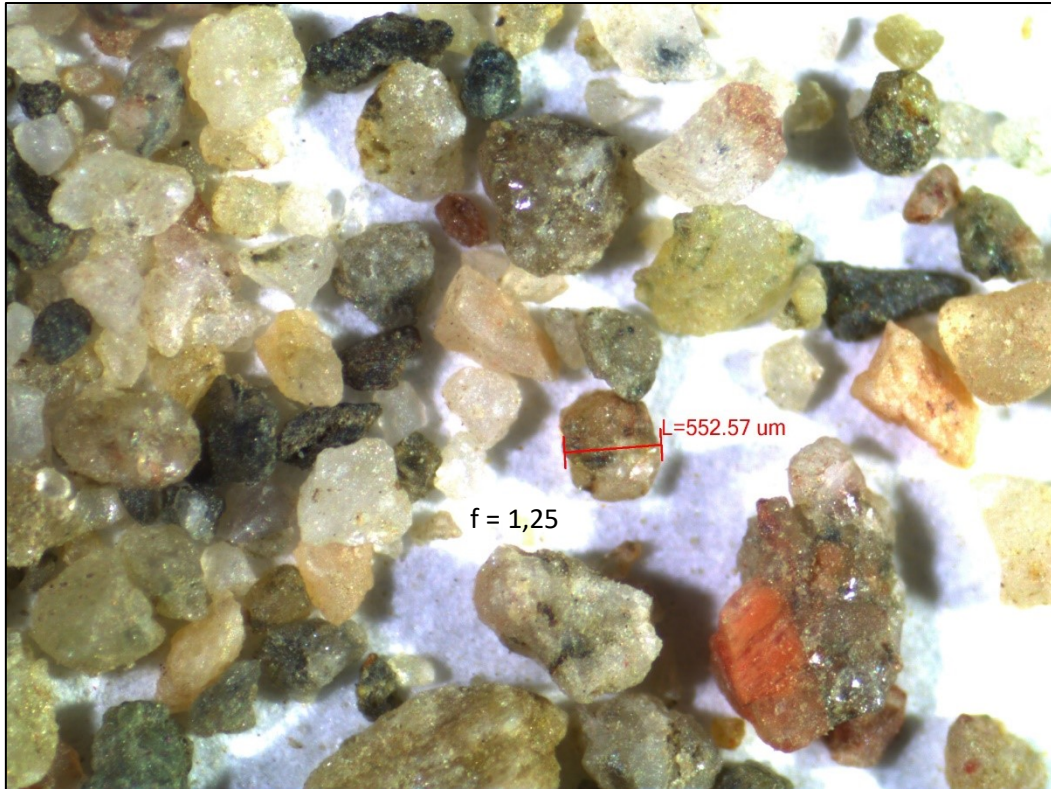
Figur F.6: Visuell observasjon av fraksjonen 0,200 mm til 0,250 mm i prøve 10.



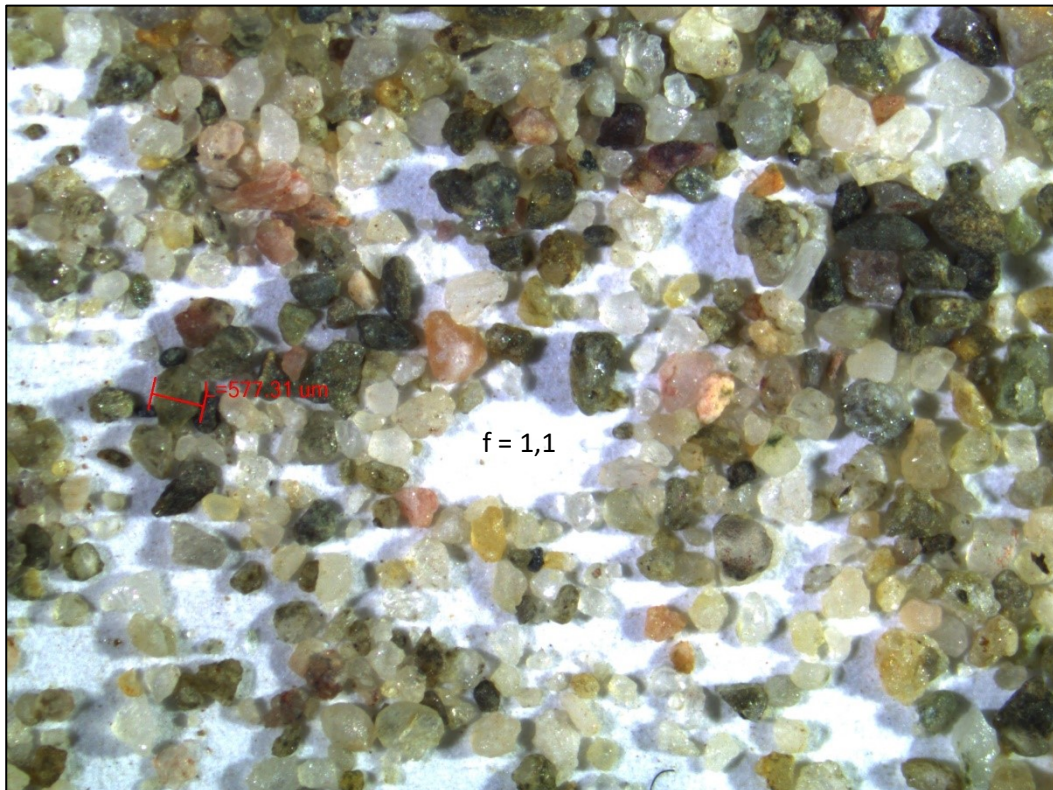
Figur F.7: Visuell observasjon av fraksjonen 0,125 mm til 0,200 mm i prøve 10.



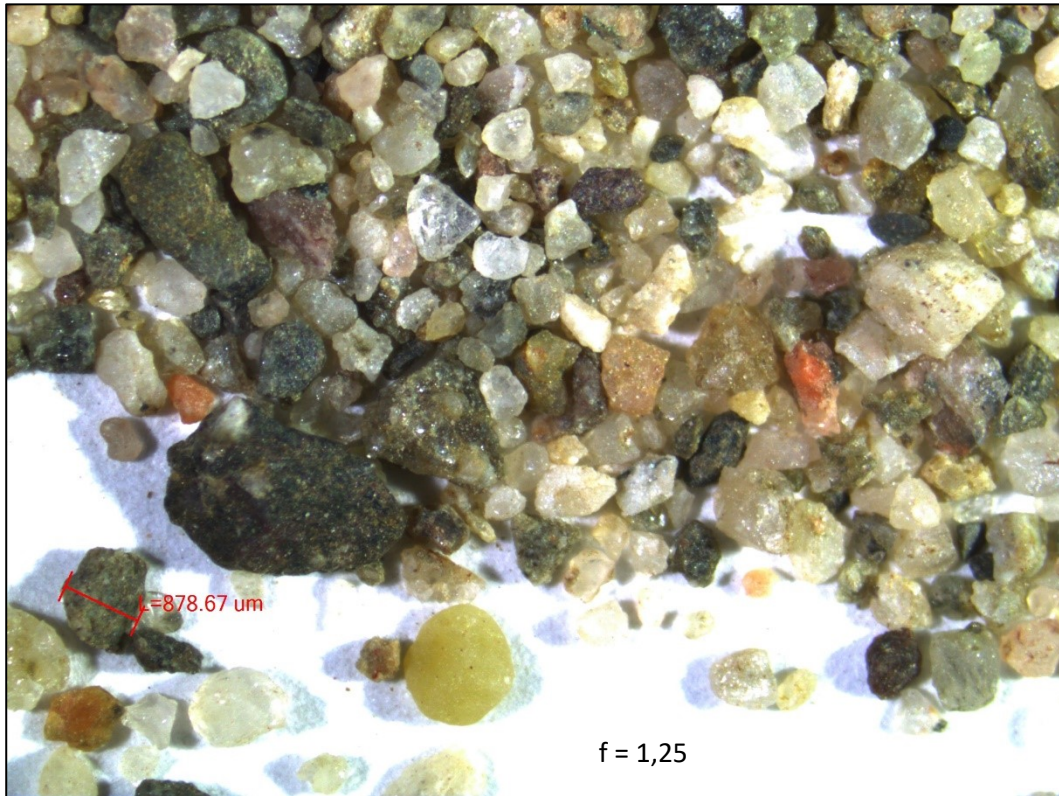
Figur F.8: Visuell observasjon av fraksjonen 0,063 mm til 0,125 mm i prøve 10.



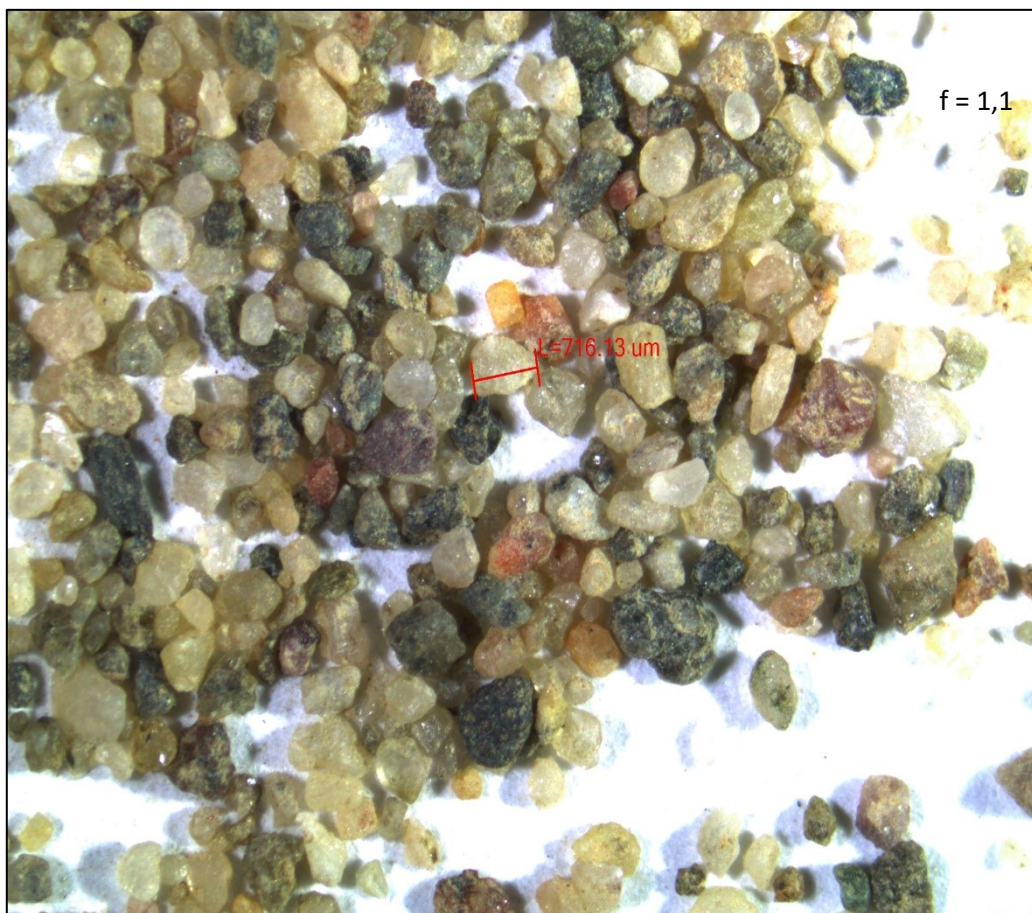
Figur F.9: Visuell observasjon av prøve 9 usiktet.



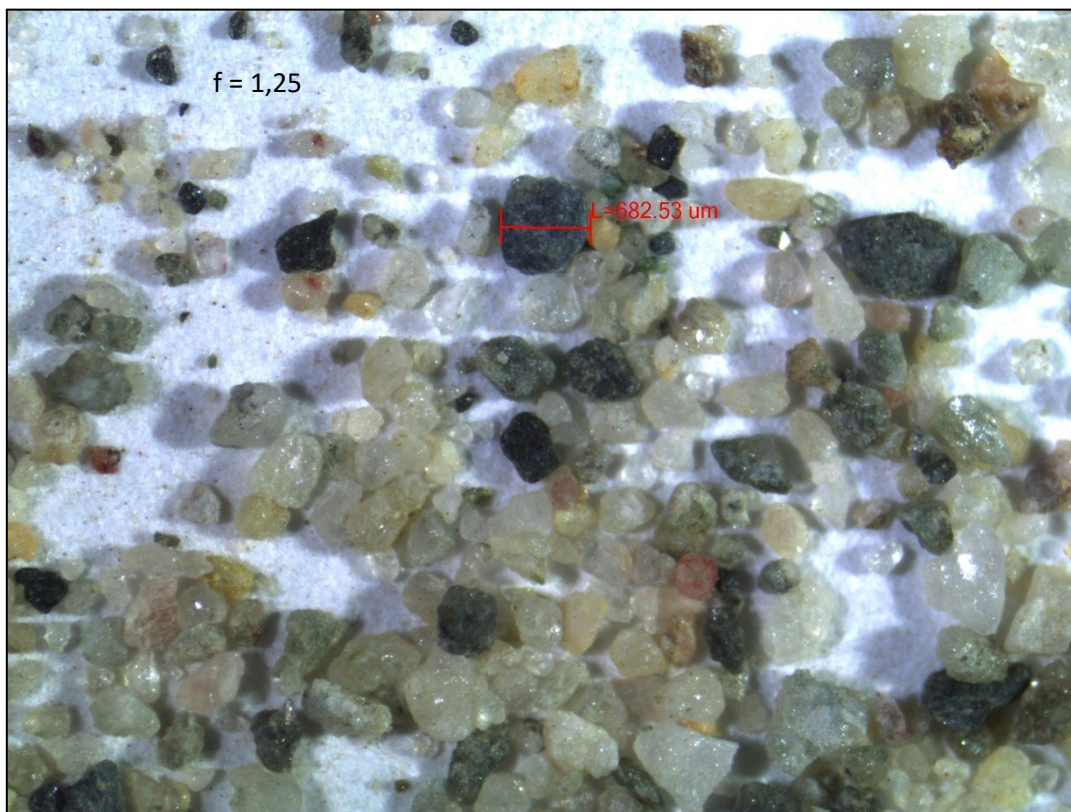
Figur F.10: Visuell observasjon av prøve 7 usiktet.



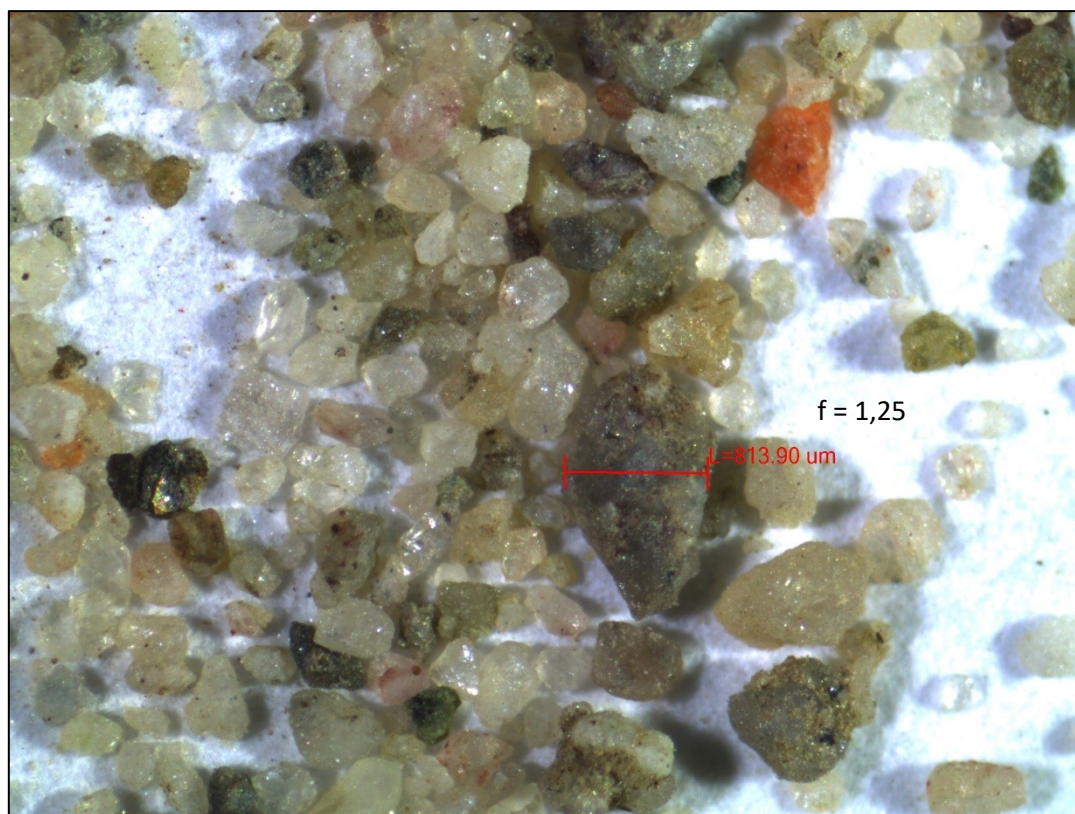
Figur F.11: Visuell observasjon av prøve 6 usiktet.



Figur F.12: Visuell observasjon av prøve 5 usiktet.



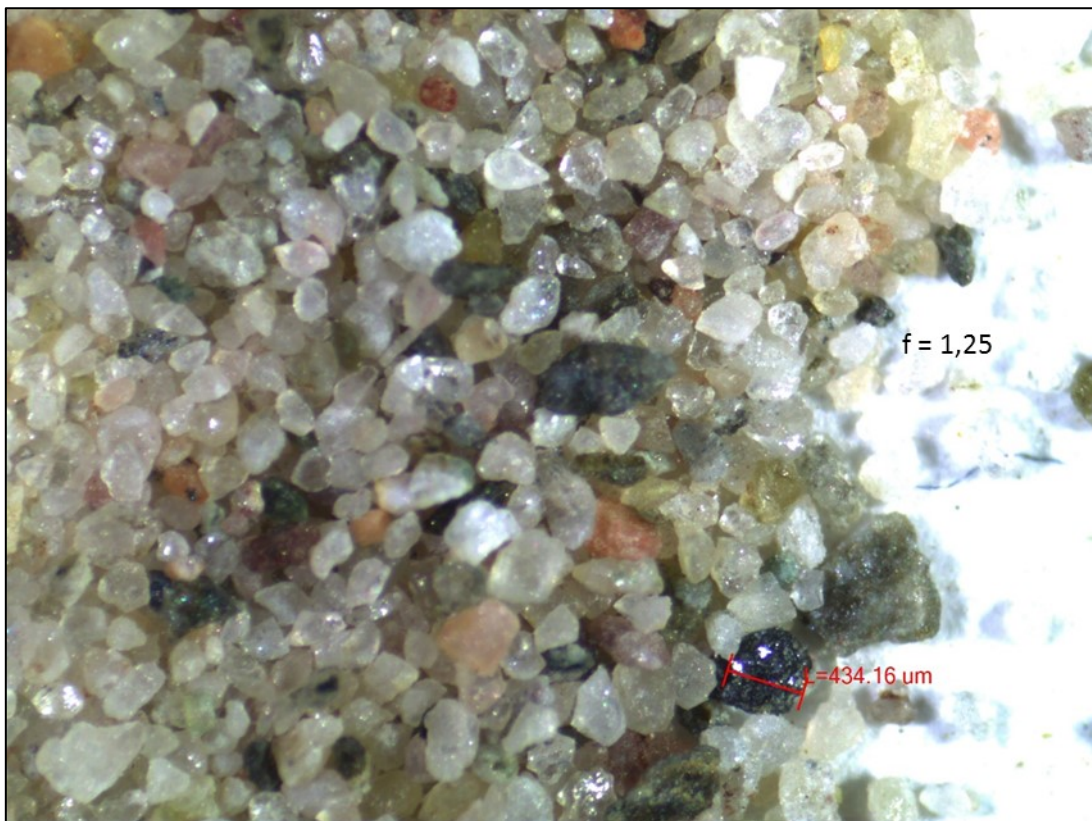
Figur F.13: Visuell observasjon av prøve 2 usiktet.



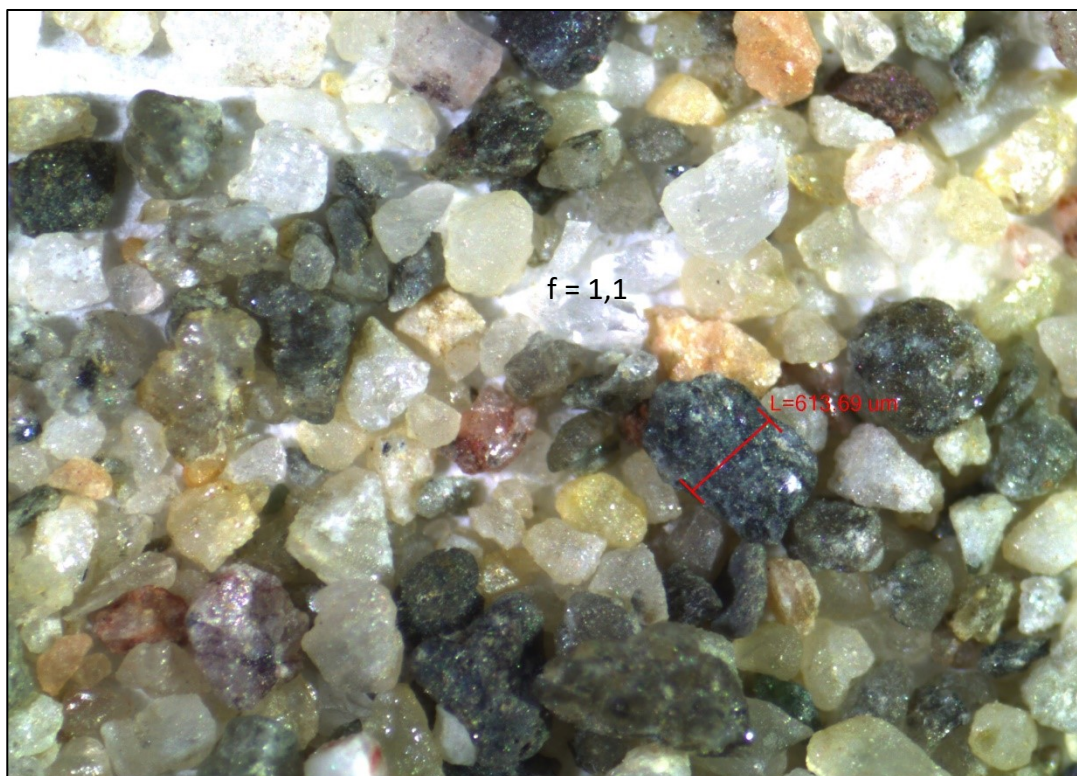
Figur F.14: Visuell observasjon av prøve 12 usiktet.



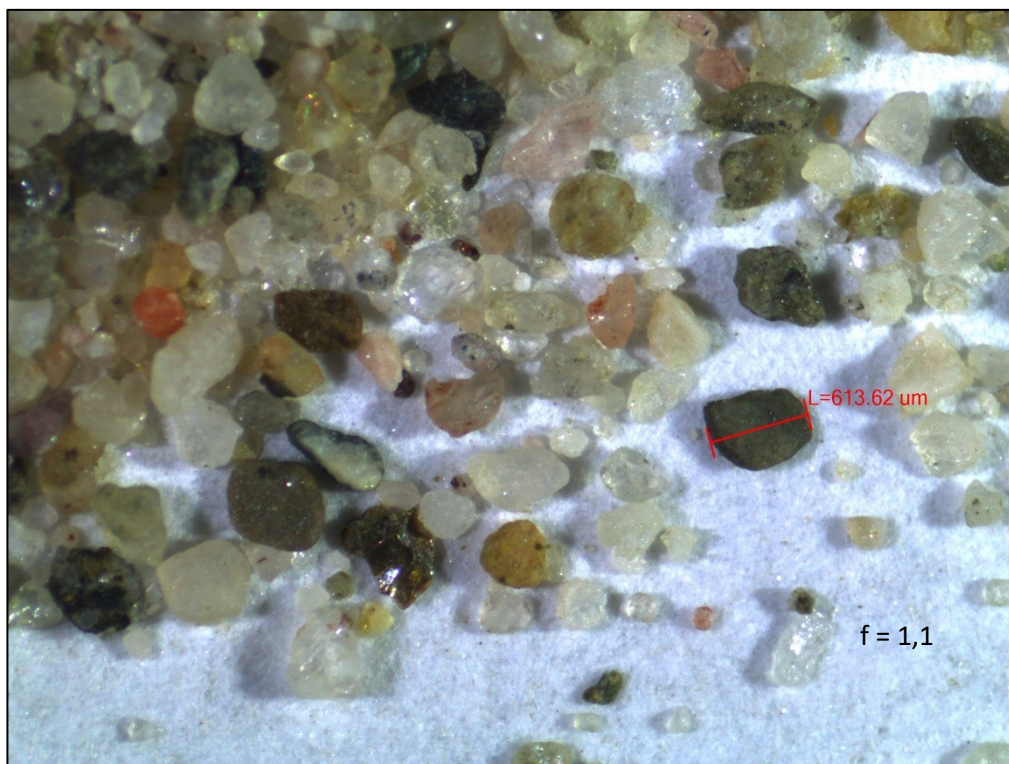
Figur F.15: Visuell observasjon av prøve 13 + 14 usiktet.



Figur F.16: Visuell observasjon av prøve 15 usiktet.



Figur F.17: Visuell observasjon av prøve 16 usiktet.



Figur F.18: Visuell observasjon av prøve 24 + 25 usiktet.

Vedlegg G: Porøsitetmålinger utført med egendesignet oppsett

Porøsitetmålinger med det egendesignede oppsettet beskrevet i delkapittel 3.1.1 ga følgende resultater:

Tabell G.1: Porøsitetmålinger utført med egendesignet oppsett.

Prøve	Volum sand	Volum vann	Effektiv porøsitet
10	300	94,4	31,7 %
9	300	96,4	32,4 %
8	250	69,4	28,0 %
7	300	91,4	30,7 %
6	300	102,4	34,4 %
5	300	96,4	32,4 %

Vedlegg H: Oversikt over elektroniske vedlegg

I Excelfilen “*Elektroniske vedlegg til masteroppgaven*” ligger alt av rådata som er benyttet i forbindelse med denne masteroppgaven. Excelfilen inneholder følgende ark:

- «*Permeameterertest 1*», «*permeameterertest 2*», «*permeameterertest 3*» og «*permeameterertest 4*» som viser rådataene fra permeameterertestene.
- «*Permeameter samlet*» viser sammenstillingen av resultatene fra permeametercella.
- «*Prøvepumping*» viser rådataene fra pumpingen av Ydalir (Nr. 12) og Ydalir (Nr. 13).
- «*Kornfordelingsanalyser*» viser rådataene fra kornfordelingsanalysene samt parameterne hentet ut ifra kornfordelingsanalysene.
- «*Empirisk beregning av K*» viser beregningene av den hydrauliske konduktiviteten, sammenstilling av de empiriske resultatene og permeametercella samt den hydrauliske konduktiviteten plottet som funksjon av dyp.
- «*Stat. Analyse K*» viser beregninger av avviket mellom empiriske verdier og målte verdier for hydraulisk konduktivitet og de beregnede korrelasjonskoeffisientene.
- «*p-verdier*» viser beregnede p – verdier og diverse andre statistiske parametere.
- «*Porøsitet og Spes. overflate*» viser rådata fra porøsitetstesting og sammenstilling av verdier for porøsitet, spesifikt overflateareal og kornformfaktor.