

Vann- og varmetransport i  
grunnvannsakviferen i Melhus sentrum -  
konseptuell vurdering.

**Inger Strøm Flugsrud**

Tekniske geofag

Innlevert: desember 2017

Hovedveileder: Randi Kalskin Ramstad, IGP

Medveileder: Sondre Gjengedal, IGP

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet  
Institutt for geovitenskap og petroleum





# OPPGA VETEKST

---

**Tittel:** Vann- og varmetransport i grunnvannsakviferen i Melhus sentrum – konseptuell vurdering.

**Student:** Inger Strøm Flugsrud

**Hovedveileder:** Randi Kalskin Ramstad, IGP

**Medveileder:** Sondre Gjengedal, IGP

**Oppgavetekst:**

- Litteratursøk:
  - Beskrivelse av relevante lab- og feltmetoder (f.eks. kornfordeling, porøsitet, hydraulisk permeabilitet, måling av grunnvannsnivå og grunnvannstemperatur, testpumping og varmeledningsevne)
  - Konveksjons- og diffusjonsbidrag i akviferer
  - Modellering av varmetransport i akviferer
- Beskrive strategi for valg og behandling av prøvedata.
- Beregne og vurdere hydrauliske gradienter og grunnvannshastighet i Melhus sentrum.
- Lage kvartærgeologisk 3D-modell i Subsurface Viewer og gjøre modellberegninger av varmetransport i akviferen. Vurdere samvirke mellom varmetransport ved konveksjon og diffusjon.
- Det skal legges vekt på god fremstilling av måledata, resultater og modeller i f.eks. diagrammer, 2D-tverrsnitt og kart.
- Diskusjon av resultater, konklusjon og videre arbeid.



# SAMMENDRAG

---

*Vann- og varmetransport i grunnvannsakviferen i Melhus sentrum – konseptuell vurdering* er en masteroppgave skrevet av Inger Strøm Flugsrud høsten 2017. Arbeidet er gjort i forbindelse med emnet TGB4935 Miljø- og hydrogeologi, masteroppgave ved Institutt for Geovitenskap og Petroleum ved Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet. Oppgaven er på 92 sider.

Oppgaven er tilknyttet forskningsprosjektet ORMEL (Optimal ressursutnyttelse av grunnvann til oppvarming og kjøling i Melhus og Elverum). Hovedmålet for prosjektet er å fremskaffe et faglig solid og bærekraftig grunnlag for en optimal utnyttelse og forvaltning av grunnvannsressursene i de to kommunesentrene. Hensikten med masteroppgaven er å undersøke hvordan vann og varme transporteres i bakken, og hvordan de hydrogeologiske forholdene på Melhus påvirker disse prosessene. Det fokuseres på hydraulisk konduktivitet beregnet ved Kozeny-Carman og Kenneys formler og samvirke mellom varmetransport ved konveksjon og diffusjon.

Kozeny-Carman og Kenney utviklet empiriske formler for beregning av hydraulisk konduktivitet. Kenney formel benytter  $d_5$ , diameteren som 5% av prøvens masse er mindre enn. Kozeny-Carman benytter spesifikt overflateareal  $S_0$  og poretallet  $e$ , og begge parameterne kan måles eller beregnes fra kornfordeling. Sammenlikning av resultater i oppgaven viser at for prøvemateriale er  $S_0$  tilnærmet omvendt proporsjonal med  $d_5$ , og for  $\frac{2}{3}$  av prøvematerialet er Kenney og Kozeny-Carmans formler tilnærmet like følsomme overfor endringer i mengden finstoff.

I et grunnvannsbasert grunnvarmeanlegg med åpent system pumpes grunnvann opp i en produksjonsbrønn og sendes gjennom en varmepumpe. Deretter blir vann med endret temperatur reinfiltret i akviferen gjennom en returbrønn. Oppgaven har brukt eksisterende data til å beregne hydraulisk gradient og hydraulisk konduktivitet. Deretter undersøkes det hvordan variasjon i disse parameterne påvirker temperaturspredningen fra returbrønnen. Dersom produksjons- og returbrønnene er plassert ugunstig i forhold til grunnvannstrømningen, vil temperaturforskjellen mellom brønnene kunne utjevnes. Det reduserer effektiviteten til systemet. Hvordan varmen forplanter seg i bakken vil ha betydning for gunstig plassering av returbrønn.

Varmetransport er modellert med et lite program lagd i Fortran i forbindelse med denne oppgaven. Programmet ser kun på temperaturdistribusjon som følge av konveksjon-diffusjonslikningen mellom to brønner med konstant grunnvannshastighet. Det medfører svært mange forenklinger. Fordelen med et slikt program er at man enkelt kan sette seg inn i matematikken som ligger bak, og at det er mulig å teste mange tilfeller ved å regulere få parametere. Det er svært godt egnet for å øke forståelse. Modellering av varmetransport i denne oppgaven er utført på forenklete, konseptuelle scenarier. Ut ifra modellering av injeksjon av kaldt vann i en trelags akvifer, ble følgende trender funnet:

- Størrelsen på varmeledningsevnen til akviferen påvirker i svært liten grad temperaturdistribusjonen.
- Økning i hydraulisk konduktivitet medfører en økt horisontal utstrekning av sonen hvor temperatur påvirkes. Varmetransport ved konveksjon blir dominerende.
- Økning i hydraulisk gradient medfører en redusert vertikal utstrekning av sonen hvor temperatur påvirkes, og økt horisontal utstrekning. Ved lav hydraulisk gradient vil varmetransport ved diffusjon spille en større rolle.

Tiltak for å reduseres sjansen for at produksjonsbrønnen påvirkes av temperaturendringer fra returbrønnen kan inkludere å øke avstanden mellom brønnene. Det vil redusere den hydrauliske gradienten, og varmen vil i større grad spres til over- og underliggende lag. Det vil være en fordel å plassere returbrønnen slik at den naturlige hydrauliske gradienten motvirker den kunstige som oppstår ved pumping. Plasseringen av andre nærliggende grunnvarmelanlegg vil påvirke hvor man kan plassere returbrønnen.

Videre arbeid kan inkludere å vurdere om Kozeny-Carmans formel i praksis krever måling av porøsitet, eller om det finnes bedre empiriske porøsitetsformler basert på kornfordeling. Videre kan det lages et program eller bruke eksisterende programvare som FEFLOW til vurdere varmetransport på Melhus i detalj for å kunne si noe om og eventuelt når termisk kortslutning vil kunne inntreffe.

## ABSTRACT

---

*Heat and water transport in the groundwater aquifer in Melhus – conceptual evaluation* is a master thesis written by Inger Strøm Flugsrud in the autumn of 2017. The thesis was written as part of the course *TGB4935 Environmental and Hydrogeology, Master's Thesis* at the Department of Geoscience and Petroleum at the Norwegian University of Technology and Science. The thesis has 92 pages.

The thesis is associated to [forms a part of] the research project ORMEL (Optimal resource utilization of groundwater for heating and cooling in Melhus and Elverum). The main aim of the project is to provide a scientific and sustainable foundation for optimal use and management of the ground water resources in the two municipal centres. The objective of the thesis is to explore how heat and water is transported in the ground and how these processes are influenced by the hydrogeological conditions in Melhus. The focus is on hydraulic conductivity as estimated by the formulae of Kozeny-Carman and Kenney, and on the heat transport by convection and diffusion.

Kozeny-Carman and Kenney developed empirical formulae for estimation of hydraulic conductivity. Kenney's method uses  $d_5$ , which is estimated from the grain size distribution. Kozeny-Carman's method uses the specific surface area  $S_0$  and the void fraction  $e$ , which may both be measured or estimated from the grain distribution. A comparison of results in the thesis shows that for the samples from Melhus  $S_0$  is approximately inversely proportional to  $d_5$ , and for  $\frac{2}{3}$  of the samples the formulae of Kenney and Kozeny-Carman are approximately as sensitive to changes in the amount of fine-grained material.

In a ground water based [heating/cooling] plant with an open system the ground water is pumped up [extracted] in a production well and sent through a heat pump. The water with changed temperature is then re-infiltrated into the aquifer through an injection well. The thesis has used existing [previous] data in order to estimate hydraulic gradient and hydraulic conductivity. The effect of variation in these parameters on temperature distribution from the injection well is then studied. If the production and injection wells are poorly placed in relation to the ground water current, the temperature difference between the wells may become equalized. This will



reduce the efficiency of the system. The transport of heat in the soil may be important for finding an optimal place for the injection well.

Heat transport was modelled by a small Fortran program made for this thesis. The program only considers the temperature distribution that results from the convection-diffusion equation between two wells with constant ground water velocity. This implies a number of simplifications. The advantage of such a program is that it is easy to explore the mathematics behind the model, and many different scenarios may be tested using a small number of parameters. This eases the understanding of the system. Modelling of heat transport in this thesis was performed using simplified, conceptual scenarios. Based on modelling of injection of cold water into a three-layered aquifer the following trends were found:

- The heat conductivity of the aquifer has only a very minor influence on the temperature distribution.
- Increased hydraulic conductivity leads to a wider horizontal range of the zone of temperature influence. Heat transport by convection becomes dominant.
- Increased hydraulic gradient leads to a reduced vertical range of the zone of temperature influence, and an increased horizontal range. With low hydraulic gradients heat transport by diffusion becomes more important.

Measures to reduce the risk of influence on the production well by temperature changes from the return well include increasing the distance between the wells. This will reduce the hydraulic gradient, and the heat will spread to the layers above and below as well. It will be advantageous to place the injection well such that the natural hydraulic gradient opposes the artificial [imposed] gradient from pumping. The location of other nearby ground water plants may [also] influence the placement of the injection well.

Further work may include an evaluation of whether the Kozeny-Carman formula in practice requires porosity measurements, or whether better empirical formulae may be found for porosity estimation based on grain size distribution. Furthermore, a customized program or existing software such as FELFLOW may be used to evaluate heat transport in Melhus in detail in order to conclude if and when thermal breakthrough might occur.

# FORORD

---

Bakgrunnen for masteroppgaven er et ønske om å øke forståelse for hvordan vann og varme transporteres i grunnen i forbindelse med et grunnvannsbasert grunnvarmeanlegg. Oppgaven er skrevet i forbindelse med ORMEL-prosjektet (Optimal ressursutnyttelse av grunnvann til oppvarming og kjøling i Melhus og Elverum). Det er et samarbeid mellom Melhus og Elverum kommune, Institutt for geovitenskap og petroleum og Institutt for energi- og prosessteknikk ved NTNU, Norges geologiske undersøkelse (NGU) og Asplan Viak. Undersøkelsesområdet for oppgaven ligger i Melhus sentrum. Oppgaveteksten er utformet av førsteamanuensis Randi Kalskin Ramstad og stipendiat Sondre Gjengedal.

Jeg vil takke mine veiledere Randi Kalskin Ramstad og Sondre Gjengedal for gode faglige samtaler og gode tilbakemeldinger. I tillegg vil jeg takke Anna Seither på NGU for god hjelp med 3D-modellering i SubsurfaceViewer. Jeg vil rette en spesielt stor takk til medstudent Martin Hovda Haugsand, som lagde et dataprogram for modellering av varmetransport til denne oppgaven. Til slutt vil jeg takke min far Ketil Flugsrud for veldig gode faglige samtaler, og min søster Signe Strøm Flugsrud for svært entusiastisk korrekturlesing.

Oslo, 31. desember 2017

Inger Strøm Flugsrud



# INNHALDSFORTEGNELSE

---

Oppgavetekst.....	i
Sammendrag .....	iii
Abstract .....	v
Forord.....	vii
Innholdsfortegnelse.....	ix
Figurliste .....	xiii
Tabelliste.....	xv
1 Innledning.....	1
2 Teori.....	3
2.1 Introduksjon til grunnvann.....	3
2.2 Hydraulisk konduktivitet.....	4
2.2.1 Væskens strømningssegenskaper .....	5
2.2.2 Jordartsklassifisering og kornfordelingsanalyse .....	5
2.2.3 Porøsitet .....	8
2.2.4 Permeabilitet .....	9
2.2.5 Spesifikt overflateareal: .....	9
2.3 Empiriske formler for hydraulisk konduktivitet.....	10
2.3.1 Kozeny-Carmans formel.....	11
2.3.2 Kenneys formel.....	11
2.4 Grunnvannshastighet.....	12
2.4.1 Darcys lov .....	13
2.4.2 Hydraulisk gradient.....	13
2.4.3 Gjennomsnittshastighet.....	13

2.5	Varmetransport.....	14
2.5.1	Konveksjon .....	15
2.5.2	Varmeledning.....	15
2.5.3	Termisk diffusjon.....	16
2.5.4	Konveksjon-diffusjon-likningen .....	16
2.5.5	Termisk kortslutning.....	17
2.6	Programvare .....	19
3	Områdebeskrivelse .....	21
3.1	Kvartærgeologi.....	22
3.2	Berggrunn.....	25
3.3	Grunnvarme i Melhus sentrum.....	26
4	Metoder.....	27
4.1	Datagrunnlag .....	27
4.1.1	Beskrivelse av brønner:.....	28
4.1.2	Prøvetakning ved boring .....	29
4.1.3	Datagrunnlag kategori 1: Kornfordelingsanalyser .....	31
4.1.4	Datagrunnlag kategori 2: Grunnvannsmålinger i brønn .....	31
4.1.5	Datagrunnlag kategori 3: Gravimetri .....	32
4.1.6	Datagrunnlag kategori 4: Varmeledningsevne til masseprøver .....	32
4.2	Steg 1: Beregning av parametere .....	33
4.2.1	Bruk av kornfordelingsanalyser .....	34
4.2.2	Grunnvannsmålinger.....	35
4.3	Steg 2: Forenkling av geologi .....	36
4.3.1	Sortering etter jordartsklassifisering:.....	36
4.3.2	Ekstrapolering.....	39

4.4	Steg 3: Valg av parametere for forenklet geologi .....	40
4.4.1	Hydrauliske parametere: .....	40
4.4.2	Varmeledningsevne: .....	40
4.4.3	Vannets egenskaper: .....	40
4.5	Steg 4: Modelling .....	41
4.5.1	Oppbygning av 3D-modell .....	41
4.5.2	Modelling av varmetransport.....	46
5	Resultater .....	51
5.1	Kvartærgeologisk modell .....	51
5.1.1	Forenkling av lagdeling .....	51
5.1.2	2D-tverrsnitt.....	53
5.1.3	3D-modell .....	53
5.2	Vanntransport .....	55
5.2.1	Hydraulisk konduktivitet .....	55
5.2.2	Hydraulisk gradient.....	60
5.2.3	Grunnvannshastighet.....	60
5.3	Varmetransport.....	63
5.3.1	Tilfelle 1-4 – variasjon i hydraulisk konduktivitet i lag med filter:.....	67
5.3.2	Tilfelle 5 og 6 – variasjon i hydraulisk konduktivitet i over- og underliggende lag	69
5.3.3	Tilfelle 4 og 7: Variasjon i varmeledningsevne .....	70
6	Diskusjon .....	73
6.1	Kvartærgeologisk modell .....	73
6.1.1	Bruk av modell.....	73
6.1.2	Valg av grunnlag for forenkling .....	74

6.2	Vanntransport .....	75
6.2.1	Pålitelighet til kornfordelingsanalyser .....	75
6.2.2	Porøsitet .....	76
6.2.3	Sammenlikning av Kozeny-Carman og Kenneys fomler: .....	77
6.2.4	Hydraulisk gradient og grunnvannshastighet.....	81
6.3	Varmetransport.....	82
6.3.1	Varmeledningsevne.....	83
6.3.2	Temperaturdistribusjonen .....	83
6.3.3	Plassering av returbrønn .....	84
7	Konklusjon.....	85
8	Videre abreid .....	87
9	Referanser.....	89
	VEDLEGG.....	I
A	Oversikt over elektriske vedlegg .....	I
B	2D-tverrsnitt.....	II

# FIGURLISTE

---

Figur 2.1: Prinsippskisse av vanninnhold i porerom i umettet og mettet sone .....	3
Figur 2.2: Prinsippskisse av a) åpen, b) lukket og c ) lekkende akvifer.....	4
Figur 2.3: Tetthet ( $\rho$ ) og viskositet ( $\mu$ ) til vann som funksjon av temperatur .....	5
Figur 2.4: Kornfordelingskurve for ulike avsetningsmiljø .....	7
Figur 2.5: Prinsippskisse av ensgradert og velgradert materiale .....	7
Figur 2.6: Korrelasjon mellom korndiameter $d_n$ og hydraulisk konduktivitet .....	12
Figur 2.7: Prinsipiell skisse av varmetransport grunnvannsstrømning fra returbrønn .....	14
Figur 2.8: Prinsippskisse av bruk av bakken som varmelager .....	18
Figur 3.1: Kart over Melhus sentrum med undersøkelsesområdet markert.....	21
Figur 3.2: Kvantærgeologisk kart over Melhus sentrum.....	23
Figur 3.3: Prinsippskisse som viser dannelsen av en randås.....	24
Figur 3.4: Dybde til fast fjell i moh.....	25
Figur 3.5: Brønner i Melhus sentrum, øst for Gaula .....	26
Figur 4.1: Undersøkelsesområdet i Melhus sentrum med 6 brønner.....	29
Figur 4.2: Luft- og kakstransport ved ODEX-boring med topphammerboring.....	30
Figur 4.3: Bruk av ettpunktsformelen ved avlesning av kornfordelingskurve.....	34
Figur 4.4: Grunnvannsnivå i Brannstasjon 1 (B1) og Brannstasjon 2 (B2) .....	35
Figur 4.5: Original (a) og forenklet (b) geologi i Brannstasjon 1 og 2.....	38
Figur 4.6: Illustrasjon av forskjellen på vektordata og rasterdata.....	42
Figur 4.7: TIN-filer for topografisk overflate og fjelldybde.....	42
Figur 4.8: Brønner i SubsurfaceViewer .....	44
Figur 4.9: TIN og brønner i SubsurfaceViewer .....	44
Figur 4.10: Samtlige 2D-tverrsnitt i 3D.....	45
Figur 4.11: Startside til program for modellering av varmetransport .....	46
Figur 4.12: Lagdeling til tilfelle 1-7 for modellering av varmetransport .....	49
Figur 5.1: Lagdeling basert på a) brønnlogger og b) forenklet lagdeling.....	52
Figur 5.2: 2D-tverrsnitt mellom Brannstasjon 1 og 2.....	53
Figur 5.3: 3D-oversikt over kvartærgeologien i Melhus sentrum .....	53
Figur 5.4: 3D-modell av undersøkelsesområdet fra nordøst laget i SubsurfaceViewer.....	54
Figur 5.5: 2D-tverrsnitt mellom Losjevegen 5 og Lenavegen 3 (1) og (2).....	54
Figur 5.6: Lagdeling i 3D-modell.laget i SubsurfaceViewer .....	55
Figur 5.7: Hydraulisk konduktivitet sortert etter jordartsklassifisering for Kenney og Kozney-Carman .....	56
Figur 5.8: Endring i andel finstoff ( $63 \mu\text{m}$ ) ved prøve 60 .....	57
Figur 5.9 Endring i andel finstoff ( $63 \mu\text{m}$ ) ved prøve 88.....	57
Figur 5.10 Endring i andel finstoff ( $63 \mu\text{m}$ ) ved prøve 94.....	58



<i>Figur 5.11: Sammenlikning av hydraulisk konduktivitet beregnet ved Kozeny-Carman og Kenney.....</i>	<i>59</i>
<i>Figur 5.12: Hydraulisk gradient mellom Brannstasjon 1 og 2 fra 22. juni 2016 til 21. april 2017.....</i>	<i>60</i>
<i>Figur 5.13: Grunnvannshastighet for samtlige masseprøver.....</i>	<i>61</i>
<i>Figur 5.14: Hastighetsprofil for tilfelle 1-7.....</i>	<i>62</i>
<i>Figur 5.15: Varmetransport tilfelle 1 og 2: Lav hydraulisk konduktivitet, liten og stor hydraulisk.....</i>	<i>63</i>
<i>Figur 5.16: Varmetransport tilfelle 3 og 4: Høy hydraulisk konduktivitet, liten og stor hydraulisk.....</i>	<i>64</i>
<i>Figur 5.17: Varmetransport tilfelle 5 og 6: Lav og høy hydraulisk konduktivitet, stor hydraulisk gradient i over- og underliggende lag.....</i>	<i>65</i>
<i>Figur 5.18: Varmetransport tilfelle 7: Høy varmeledningsevne (2,1 W/mK).....</i>	<i>66</i>
<i>Figur 5.19: Vertikal temperaturdistribusjon for hver tiende meter fra 0-130 meter for tilfelle 1-4.....</i>	<i>67</i>
<i>Figur 5.20: Sammenlikning av vertikal temperaturdistribusjon ved 130 meter for tilfelle 1-4.....</i>	<i>68</i>
<i>Figur 5.21: Sammenlikning av temperatur i nivå for infiltrasjon fra 0-130 meter for tilfelle 1-4.....</i>	<i>68</i>
<i>Figur 5.22: Sammenlikning av vertikal temperaturdistribusjon ved 130 meter for tilfelle 5 og 6.....</i>	<i>69</i>
<i>Figur 5.23: Sammenlikning av temperatur i nivå for infiltrasjon fra 0-130 meter for tilfelle 5 og 6.....</i>	<i>69</i>
<i>Figur 5.24: Sammenlikning av vertikal temperaturdistribusjon ved 130 meter for tilfelle 4 og 7.....</i>	<i>70</i>
<i>Figur 6.1: Sammenlikning av forenkling basert på klassifisering av jordarter og hydraulisk konduktivitet.....</i>	<i>75</i>
<i>Figur 6.2: Kornfordelingskurve til intakt slangekjerne og masseprøve fra rotasjonsboring.....</i>	<i>76</i>
<i>Figur 6.3: Sammenheng mellom graderinstallert Cu og porøsitet (n), poretallet (e) og porøsitetsfaktoren brukt i Kozeny-Carman (<math>E = e^{31} + e</math>).....</i>	<i>77</i>
<i>Figur 6.4: Sammenlikning av <math>S_0</math> med <math>d_5</math>, <math>d_{10}</math>, <math>d_{20}</math> og <math>d_{60}</math>.....</i>	<i>78</i>
<i>Figur 6.5: Porøsitetsfaktor i Kozeny-Carman sammenliknet med spesifikt overflateareal <math>S_0</math>.....</i>	<i>79</i>
<i>Figur 6.6: Porøsitetsfaktor i Kozeny-Carman sammenliknet med <math>d_5</math>.....</i>	<i>80</i>
<i>Figur 6.7: Sammenlikning av hydraulisk ledningsevne beregnet for samtlige masseprøver ved Kozeny-Carman og Kenney med <math>\beta = 0,5, 1,0</math> og <math>1,75 \cdot 10^{-3}</math>.....</i>	<i>81</i>
<i>Figur 6.8: Prinsippskisse av hydraulisk gradient mellom en produksjonsbrønn og en returbrønn.....</i>	<i>82</i>

# TABELLISTE

---

<i>Tabell 2.1: Inndeling av mineralske jordarter i fraksjoner etter kornstørrelse.....</i>	<i>6</i>
<i>Tabell 2.2: Jordartsklassifisering .....</i>	<i>6</i>
<i>Tabell 2.3: Gradering av jordart basert på Cu .....</i>	<i>8</i>
<i>Tabell 2.4: Kornformfaktor f (Loudon, 1952): .....</i>	<i>10</i>
<i>Tabell 4.1: Datagrunnlag brukt til 3D-modell og modellering av varmetransport.....</i>	<i>28</i>
<i>Tabell 4.2: Oversikt over brønner brukt til 3D-modell og modellering av varmetransport .....</i>	<i>29</i>
<i>Tabell 4.3: Masseprøver fra Brannstasjon 1 og 2 og Losjevegen 5 det er utført korfordelingsanalyser på .....</i>	<i>31</i>
<i>Tabell 4.4: Filterplassering til Brannstasjon 1 og 2 .....</i>	<i>32</i>
<i>Tabell 4.5: Masseprøver brukt til beregning av varmeledningsevne .....</i>	<i>33</i>
<i>Tabell 4.6: Varmeledningsevne til masseprøver fra Brannstasjon 2 og Rådhuset 2 .....</i>	<i>33</i>
<i>Tabell 4.7: Jordartsklassifisering av sand og grus .....</i>	<i>36</i>
<i>Tabell 4.8: Forenkling av lagdeling – tredelt klassifisering av jordarter.....</i>	<i>37</i>
<i>Tabell 4.9: Antall lag ved forenkling av lagdeling.....</i>	<i>37</i>
<i>Tabell 4.10: Filtyper som kan klargjøres i Excel før de importeres til SubsurfaceViewer .....</i>	<i>43</i>
<i>Tabell 4.11 Input-parametere til program for varmetransport .....</i>	<i>47</i>
<i>Tabell 4.12: Oversikt over tilfeller for varmetransportmodellering .....</i>	<i>49</i>
<i>Tabell 5.1: Antall masseprøver per jordartsklasse .....</i>	<i>51</i>
<i>Tabell 5.2: Lagdeling til SubsurfaceViewer .....</i>	<i>51</i>
<i>Tabell 5.3: Gjennomsnittlig hydraulisk gradient mellom Brannstasjon 1 og 2.....</i>	<i>60</i>
<i>Tabell 6.1: Benyttet laginndeling (jordartsklassifisering) og alternativ laginndeling (hydraulisk konduktivitet).....</i>	<i>74</i>



# 1 INNLEDNING

---

ORMEL er et forskningsprosjekt, hvor hovedmålet er å fremskaffe et faglig solid og bærekraftig grunnlag for en optimal utnyttelse og forvaltning av grunnvannsressursene i Melhus og Elverum kommune. Det står for *Optimal ressursutnyttelse av grunnvann til oppvarming og kjøling i Melhus og Elverum*, og er et samarbeid mellom Melhus og Elverum kommune, Institutt for geovitenskap og petroleum og Institutt for energi- og prosesssteknikk ved NTNU, Norges geologiske undersøkelse (NGU) og Asplan Viak (Melhus Kommune, 2017). Formålet med denne masteroppgaven er å se næyere på vann- og varmetransport mellom brønner som skal brukes i et grunnvannsbasert grunnvarmeanlegg. Oppgaven tar utgangspunkt i seks brønner i Melhus sentrum. Temperaturdistribusjon som følge av varmetransport vil undersøkes for konseptuelle tilfeller.

Grunnvarme er en betegnelse på varme som er lagret i bakken, og som kan brukes til energiformål. Den viktigste kilden til varme for grunn grunnvarme er solenergi som blir absorbert i overflaten. På dyp større enn 10 meter er temperaturen i liten grad påvirket av årstidsvariasjonen. I tillegg til solenergi vil man ha et bidrag fra geotermisk varmeflukt. Dette er varme som kommer fra jordens indre og stiger mot overflaten, også kalt geotermisk gradient. I områder der det ikke er vulkansk aktivitet eller andre anomalier, ligger den geotermiske gradienten på omkring 1-3°C per 100 meter (Banks, 2012).

Grunnvarme benyttes i en varmepumpe for å endre temperaturen til det som er ønsket for varme- eller kjøleformål. For *grunnvannsbasert* grunnvarme krever varmepumpen energi i form av varme eller kulde fra bakken via grunnvannet, i tillegg til elektrisk energi for å drive varmepumpen (Vangkilde-Pedersen *et al.*, 2012).

Grunnvarme kan utnyttes både i løsmasser og i fast fjell. De geologiske og hydrogeologiske forholdene til en akvifer vil være avgjørende for valg av metode. De to viktigste metodene er *lukket og åpent system*. I et lukket system overføres varmen mellom varmekilden og varmepumpens fordampner ved hjelp av en frostvæske (sekundærmedium), som sirkulerer i en lukket krets (kollektorsystem) (Sintef, 2017). Et slikt system kan bygges i mange ulike geologiske forhold, og benyttes ofte i fast fjell. I et åpent system har man en produksjonsbrønn og en returbrønn. Vann pumpes opp av akviferen i produksjonsbrønnen. Ved oppvarmingsformål

blir varme blir tatt ut av vannet, og ved kjøling blir varme tilført vannet. Deretter blir det reinfiltrert i akviferen gjennom returbrønnen. Slike anlegg krever spesielle geologiske betingelser. Grove sand- og grusforekomster er å foretrekke, for eksempel fluviale- og glasifluviale avsetninger. Åpne system er lønnsomt for middels til større anlegg dersom geologien og vannkjemien er tilfredsstillende (Banks, 2012).

Dersom brønnene er plassert ugunstig i forhold til grunnvannstrømning, eller avstanden mellom produksjons- og returbrønn ikke er tilstrekkelig, vil temperaturdifferensen mellom vannet som pumpes opp og det som reinfiltreres gradvis utjevnes. Termisk kortslutningstid er et begrep for den tiden det tar for det reinjiserte vannet å påvirke vannet rundt produksjonsbrønnen. Etter at termisk kortslutning har skjedd, vil temperaturen ved produksjonsbrønnen gradvis forandres. Dette vil føre til at effektiviteten til systemet reduseres (Lippmann *et al.*, 1980).

Hvorvidt termisk kortslutning vil inntreffe vil avhenge av strømmingsegenskapene til akviferen. I denne oppgaven vil akviferens hydrauliske konduktivitet undersøkes i detalj. Den hydrauliske konduktivitet beskriver hvordan et materiale lar seg gjennomstrømme, og avhenger av løsmassen og vannets egenskaper (Brattli, 2009). I konseptuelle forsøk vil det undersøkes hvordan temperaturdistribusjonen fra vannet som injiseres i akviferen gjennom returbrønnen vil fordeles ved ulike hydrauliske scenarier.

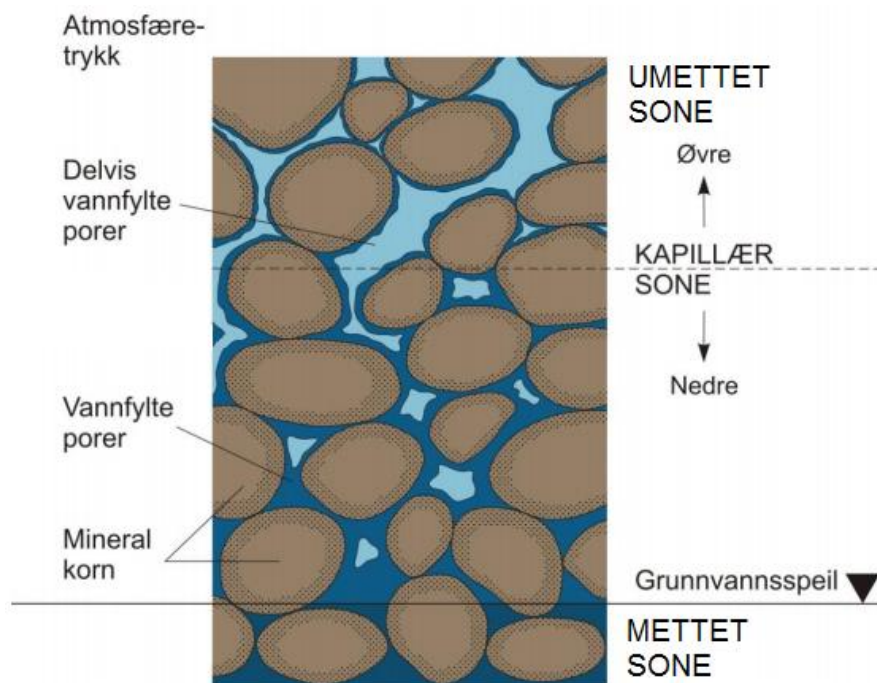
## 2 TEORI

---

For å beskrive vann- og varmetransport i en akvifer er det nødvendig å ha kjennskap til hvordan vann og varme forflytter seg i bakken. Det vil avhenge av blant annet hydraulisk konduktivitet, grunnvannets hastighet, og varmetransport ved konveksjon og varmeledning. I dette kapittelet vil disse konseptene bli beskrevet, samt hydrauliske parametere som er nødvendige for å beskrive dem. Innledningsvis vil det bli gitt introduksjon til grunnvann. Programvarer benyttet i forbindelse med oppgaven vil bli beskrevet til slutt.

### 2.1 Introduksjon til grunnvann

Vann finnes i bakken i sprekker og porer i berg og i porerommet mellom korn i løsmasser. Grunnen deles opp i umettet og mettet sone, avhengig av vannmetningsgraden. I umettet sone vil porene være delvis fylt med luft. I den mettede sonen vil alle porene være fylt med vann. *Grunnvannsspeilet* er en den grensen hvor det hydrostatiske trykket (poretrykket) er lik atmosfæretrykket. I mettet sone vil poretrykket være høyere enn atmosfæretrykket. *Grunnvann* er en betegnelse på det frie bevegelige vannet i mettet sone (Brattli, 2009). Vanninnholdet i mettet og umettet sone er illustrert i figur 2.1.



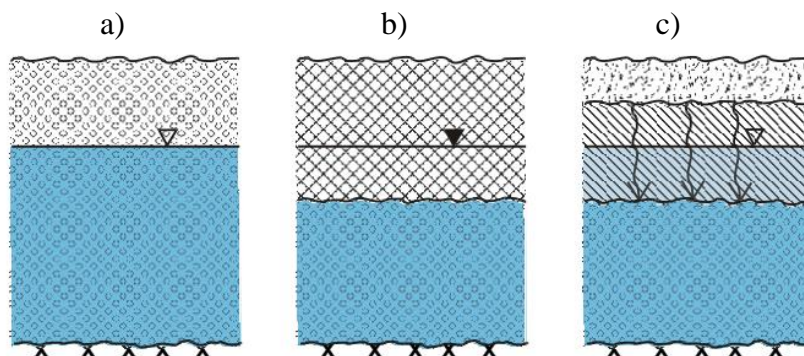
Figur 2.1: Prinsipp-skisse av vanninnhold i porerom i umettet og mettet sone (Brattli, 2009).

En *akvifer* defineres som en eller flere vannmettede geologiske formasjoner med tilstrekkelig porøsitet og permeabilitet til at grunnvann kan strømme gjennom eller utvinnes (NGU, 2016). Det skilles mellom *åpen* og *lukket* akvifer. Disse, samt *lekkende* akvifer er illustrert i figur 2.2.

I en *åpen* akvifer står grunnvannet i direkte kontakt med atmosfæren. Det begrenses av en fri grunnvannsflate, grunnvannsspeilet, med hydrostatisk trykk likt atmosfæretrykket.

En *lukket* akvifer har et overliggende impermeabelt lag. Trykkpotensialet, tilsvarende grunnvannsspeilet for den åpne akviferen, står over akviferens øvre grenseflate. Det betyr at grunnvannet står under trykk mot det tette laget (Brattli, 2009).

En *lekkende* akvifer er en form for lukket akvifer der det overliggende laget har en viss gjennomtrengelighet (NGU, 2016).



Figur 2.2: Prinsippskisse av a) åpen, b) lukket og c) lekkende akvifer (Brattli, 2009).

## 2.2 Hydraulisk konduktivitet

Hydraulisk konduktivitet ( $K$ ) beskriver hvor lett et geologisk materiale tillater væske å strømme fra pore til pore. Parameteren avhenger av både væskens og jordartens strømningssegenskaper (Brattli, 2009). Hydraulisk konduktivitet defineres som:

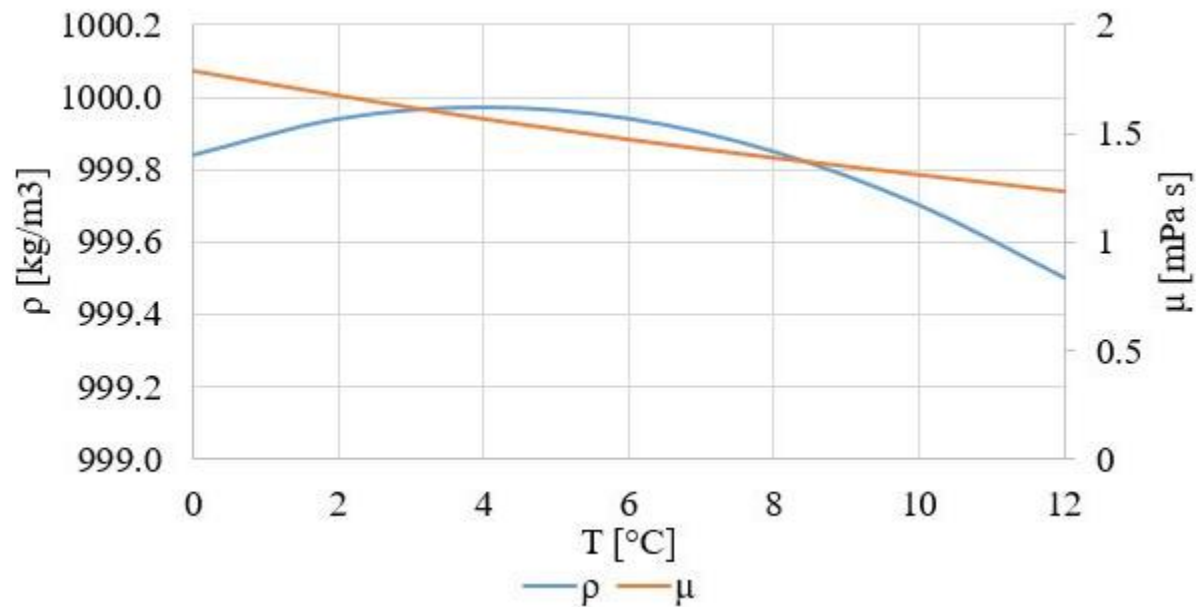
$$K = k \left( \frac{\gamma}{\mu} \right) \text{ [m/s]}, \quad (2.1)$$

der  $k$  er permeabilitet, og beskriver jordartens strømningssegenskaper. Væskens strømningssegenskaper beskrives av leddet  $\left( \frac{\gamma}{\mu} \right)$ .  $\gamma$  er væskens spesifikke vekt, og er et produkt av væskens tetthet,  $\rho$  [ $\text{kg/m}^3$ ] og tyngdens akselerasjon,  $g$  [ $\text{m/s}^2$ ].  $\mu$  er væskens dynamiske viskositet [ $\text{Pa}\cdot\text{s}$ ] (Brattli, 2009).

Videre vil væskens og jordartens strømningssegenskaper beskrives i detalj. For å beskrive jordartens strømningssegenskaper med empiriske formler, benytter man følgende tre parametere: porøsitet, permeabilitet og spesifikt overflateareal. Disse tre parameterne bruker kornfordelingen til jordarten som utgangspunkt for beregning.

### 2.2.1 Væskens strømningssegenskaper

Tetthet og viskositet til fluider avhenger av temperatur og trykk. Et fluids tetthet er definert som masse av fluid per enhetsvolum. Viskositet er et mål for fluidets motstand mot å gi etter for skjærkrefter når fluidet er i bevegelse. En senkning i temperatur fører til økning i viskositet (Bear, 2013). Figur 2.3 viser hvordan tetthet og viskositet til vann varierer med temperaturer mellom 0-12 °C.



Figur 2.3: Tetthet ( $\rho$ ) og viskositet ( $\mu$ ) til vann som funksjon av temperatur (Senese, 2015; Bear, 2013; Viscopedia, 2008).

### 2.2.2 Jordartsklassifisering og kornfordelingsanalyse

Mineralske jordarter deles inn etter fraksjoner. Hovedfraksjonene grus, sand og silt deles inn i underfraksjonene *fin*, *middels* og *grov* (Brattli, 2014). Inndelingen er presentert i tabell 2.1.



Tabell 2.1: Inndeling av mineralske jordarter i fraksjoner etter kornstørrelse (Statens vegvesen, 2005):

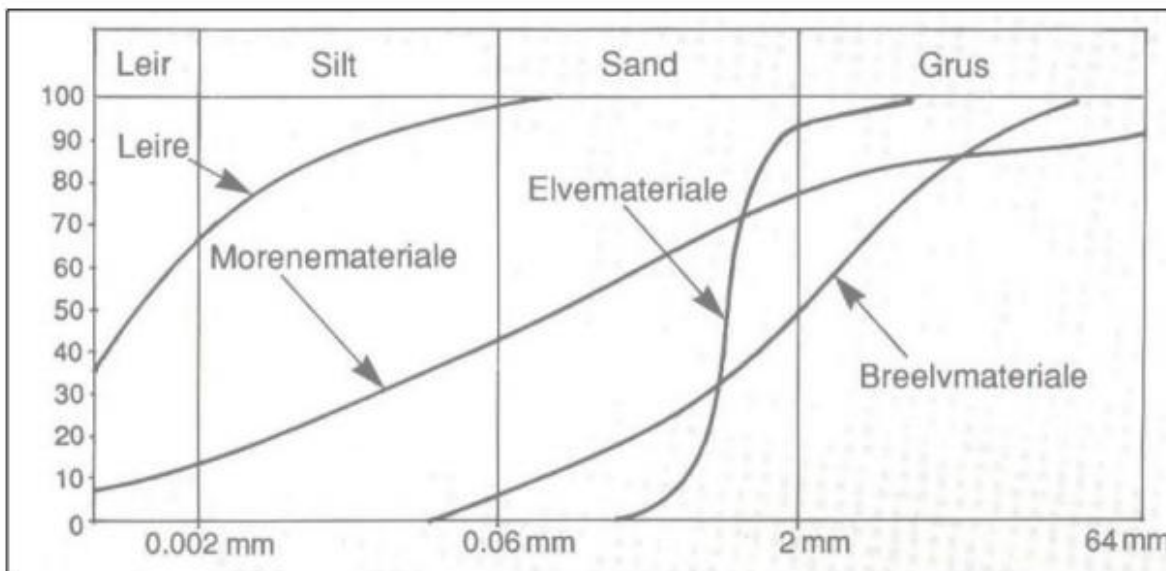
Fraksjon		Kornstørrelse [mm]	
Grovinndeling	Fininndeling		
<i>Blokk</i>	-	>	600
<i>Stein</i>	-	600	- 60
<i>Grus</i>	<i>Grov</i>	60	- 20
	<i>Middels</i>	20	- 6
	<i>Fin</i>	6	- 2
<i>Sand</i>	<i>Grov</i>	2	- 0.6
	<i>Middels</i>	0.6	- 0.2
	<i>Fin</i>	0.2	- 0.06
<i>Silt</i>	<i>Grov</i>	0.06	- 0.02
	<i>Middels</i>	0.02	- 0.006
	<i>Fin</i>	0.006	- 0.002
<i>Leir</i>	-	<	0.002

Innholdet av de ulike fraksjonene avgjør hvordan man navngir løsmassen. Dersom innholdet av leire er mindre enn 15 % klassifiseres en jordart bestående sand, grus eller stein ifølge Statens vegvesen (2005) som i tabell 2.2

Tabell 2.2: Jordartsklassifisering (Statens vegvesen, 2005):

Sand, grus eller steininhold	Navngivning:
≥ 60 %	Jordarten angis i substantivsform
20-60 %	Jordarten angis i adjektivsform, som sandig, grusig eller steining.
Ingen fraksjoner ≥ 60 %	Jordarten angis som «materiale» med de enkelte fraksjonen nevnt i adjektivsform etter avtakende masseandel.

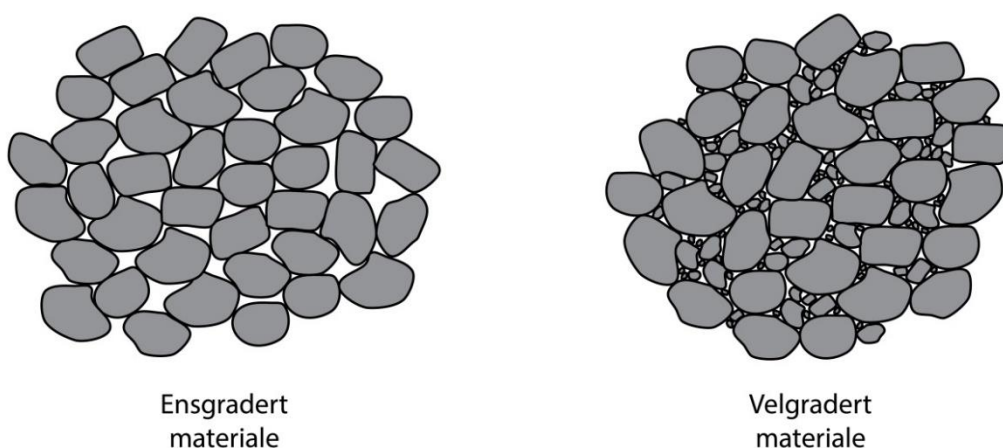
Den vanligste måten å presentere de relative mengdene av fraksjonene til en løsmasse er kumulative kornfordelingskurver. I en slik kornfordelingskurve vil x-aksen angi kornstørrelsen i logaritmisk skala, og y-aksen presentere vektprosenten i lineær eller logaritmisk skala. Kurvens form vil avhenge av avsetningsmiljøet (Brattli, 2014). Figur 2.4 viser en kornfordelingskurve for fire ulike avsetningsmiljø.



Figur 2.4: Kornfordelingskurve for ulike avsetningsmiljø (Brattli, 2014).

Fra kornfordelingskurvene er det mulig å lese av kornstørrelsen  $d_n$  ved  $n$  % siktegjennomgang (Selmer-Olsen, 1954).  $d_5$ ,  $d_{10}$ , og  $d_{60}$  er relevante for estimering av porøsitet og hydraulisk konduktivitet.

Graderingstallet ( $C_u$ ) beskriver hvor velsortert en jordart er; hvorvidt jordarten består av partikler av en størrelse eller varierende størrelser. Graderingen vil påvirke porøsiteten og permeabiliteten til løsmasser. Figur 2.5 illustrerer forskjellen på ensgradert og velgradert materiale.



Figur 2.5: Prinsippkisse av ensgradert og velgradert materiale (Statens vegvesen, 2014a).

Graderingstallet er definert som (bl.a. Brattli (2014) og Statens vegvesen (2005)):

$$C_u = d_{60}/d_{10} \quad (2.2)$$

$d_{60}$  og  $d_{10}$  kan leses av en kornfordelingskurve. Graderingstallet beskriver kurvens form, og høyt stigningstall medfører lavt graderingstall. Elvematerialet i figur 2.4 er eksempel på ensgradert materiale, og kurven for morenemateriale viser velgradert materiale. Tabell 2.3 viser inndeling av gradering basert på en jordarts graderingstall:

Tabell 2.3: Gradering av jordart basert på  $C_u$  (Brattli, 2014):

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

### 2.2.3 Porøsitet

Porøsitet ( $n$ ) er en parameter som angir enhetsvolumet av porer ( $V_p$ ) prosentvis i forhold til totalvolumet ( $V_{tot}$ ). Totalvolumet inkluderer både porer og fast stoff. Det defineres som:

$$n = \frac{V_p}{V_{tot}} \cdot 100 \% \quad (2.3)$$

En løsmasse porøsitet avhenger av sorteringsgrad, kornstørrelse, kornform, pakningsgrad og orientering av kornene. Det skilles mellom total porøsitet og effektiv porøsitet ( $n_{eff}$ ). Den effektive porøsitet defineres av volumet av de drenerbare porene:

$$n_{eff} = \frac{V_{drenerbare\ porer}}{V_{tot}} \cdot 100 \% \quad (2.4)$$

Drenerbare porer er porer som er knyttet sammen, der vann kan strømme fritt (Brattli, 2009). Det er effektiv porøsitet som brukes ved beregning av hydraulisk konduktivitet. Det skyldes at det kun er vannet som kan være i bevegelse som har relevans for strømmingsegenskapene.

Det har blitt utviklet empiriske formler for estimering av effektiv porøsitet basert på kornfordeling. En av disse er av Vuković *et al.* (1992), som ser på en sammenheng mellom graderingstallet  $C_u$  og porøsitet:

$$n = 0,255(1 + 0,83^{C_u}) \quad (2.5)$$

I enkelte empiriske formler for beregning av hydraulisk konduktivitet benyttes poretalet ( $e$ ). Det er en dimensjonsløs parameter som avhenger av porøsiteten, og er definert som (Santamarina *et al.*, 2001):

$$e = \frac{n}{1 - n} \quad (2.6)$$

#### 2.2.4 Permeabilitet

Permeabilitet ( $k$ ) beskriver jordartens strømningssegenskaper. Parameteren avhenger av porestørrelse og hvordan porene er fordelt og sammenkoblet (Chapuis, 2012b). Dersom det porøse materiale består av kuler med lik diameter, kan permeabiliteten skrives som (Brattli, 2009):

$$k = C d^2 [\text{m}^2] \quad (2.7)$$

Proporsjonalitetsfaktoren  $C$  er en dimensjonsløs formfaktor og  $d$  er diameteren til kulene.

En løsmasse vil ikke bestå av uniforme, homogene kuler. Det er utviklet ulike formler for estimering av permeabiliteten til en jordart. To av dem vil utdypes i kapittel 2.3. I de fleste avsetninger vil den horisontale permeabiliteten  $k_h$  være større enn den vertikale permeabiliteten  $k_v$  (Carrier III, 2003).

#### 2.2.5 Spesifikt overflateareal:

Spesifikt overflateareal ( $S_p$ ) er en egenskap hos faste stoffer som beskriver materialets totale overflatearealet per enhetsvolum. Enkle geometriske betraktninger brukes for å estimere overflatearealet til en prøve. For en samling av uniforme sfæriske partikler med diameter  $d$  og tetthet  $\rho_s$  er det mulig å beskrive  $S_p$  som (Chapuis *et al.*, 1992):

$$S_p = \frac{6}{d \rho_s} [\text{m}^2/\text{kg}] \quad (2.8)$$

Dersom prøven ikke består av like store partikler, kan data fra kornfordelingsanalyse brukes (Chapuis *et al.*, 1992):

$$S_p = \frac{6}{\rho_s} \sum \frac{P_{No D} - P_{No d}}{d} \quad (2.9)$$

$(P_{NoD} - P_{No d})$  er vektprosenten av materiale mellom siktesatser med maskevidde på  $D$  og  $d$  mm. For restmateriale som er mindre enn minste siktesats som benyttes i kornfordelingsanalysen, må man definere en ekvivalent kornstørrelse  $d_{eq}$ . Chapuis *et al.* (1992) definerer denne som:

$$d_{eq} = \frac{d_{min}}{\sqrt{3}} \quad (2.10)$$

For ikke-sfæriske korn multipliseres en kornformfaktor  $f$  med overflatearealet.

Kornformfaktoren bestemmes ved visuell inspeksjon i mikroskop eller forstørrelsesglass (Loudon, 1952).

Tabell 2.4: Kornformfaktor  $f$  (Loudon, 1952):

Avrundet sand	$f = 1,1$
Middels kantet sand	$f = 1,25$
Kantet sand	$f = 1,4$

Det er også mulig å uttrykke spesifikt overflateareal per enhetsvolum av partikler,  $S_0$  [ $m^{-1}$ ].  $S_0$  kan beregnes fra  $S_p$  som (Carrier III, 2003):

$$S_0 = S_p \cdot \rho_s \text{ [m}^{-1}\text{]} \quad (2.11 \text{ a})$$

$$S_0 = 6 \sum \frac{P_{NoD} - P_{No d}}{d} \quad (2.11 \text{ b})$$

## 2.3 Empiriske formler for hydraulisk konduktivitet

Det har blitt utledet en rekke empiriske formler som benytter kornfordeling for å beregne en vannmettet jordarts hydraulisk konduktivitet. Tømmerdal (2017) sammenliknet verdier for hydraulisk konduktivitet, målt med permeameter i laboratoriet, med beregnede verdier fra empiriske formler utviklet av Hazen, Gustafson, Harleman, U.S. Bureau of Reclamation, Kozeny-Carman, Loudon, Hazen-Taylor og Kenney. Metodene ble testet ut på fluviale og glasifluviale sedimenter fra Elverum. For dette området ga Kozeny-Carmans og Loudons formler de mest presise estimatene av den hydrauliske konduktiviteten. Kenneys formel ga den høyeste korrelasjonskoeffisienten, men underestimerte generelt den hydrauliske konduktiviteten. Kozeny-Carman og Kenneys formler vil bli diskutert videre i denne oppgaven.

### 2.3.1 Kozeny-Carmans formel

Kozeny-Carman er ifølge Odong (2007); Chapuis (2012b) og Carrier III (2003) en av de best egnede empiriske formlene for beregning av hydraulisk konduktivitet. Kozeny-Carman er en semiempirisk, semiteoretisk formel som ble utledet av Kozeny i 1927 og videreutviklet av Carman i 1938 og 1956 (sisert i Carrier III (2003)):

$$K = \frac{\gamma}{\mu} \cdot \frac{1}{C_{K-C}} \cdot \frac{1}{S_0^2} \cdot \frac{e^3}{1+e} \text{ [cm/s]} \quad (2.12)$$

$C_{K-C}$  er  $4.8 \pm 0.3$ , og som regel satt lik 5 (Carrier III, 2003).

For Kozeny-Carmans formel antas det at betingelsene for Darcys lov gjelder. Det innebærer laminær strømning og lav porevannshastighet (se kapittel 2.4.1). Disse betingelsene er gyldige for silt, sand og grusig sand. Dersom porestørrelsen vannhastigheten øker må man ta hensyn til turbulent strømning. For grus og grovere materiale må derfor mer komplekse formler brukes. I Kozeny-Carmans formel tas det ikke hensyn til elektrokjemiske reaksjoner mellom jordpartiklene og vannet. Det medfører at formelen heller ikke er gunstig for leirige jordarter. Formelen antar at kornene er forholdsvis kompakte. Den er ikke gyldig for jordarter som inneholder mye flate partikler, slik som glimmer.

Kozeny-Carman tar ikke direkte hensyn til anisotropi. De fleste laboratoriumsforøk som har blitt brukt for å undersøke formelens gyldighet og for å bestemme konstanten  $C_{K-C}$  har vært basert på vertikal permeabilitet. Det vil si at  $k_{Kozney-Carman} \approx k_v$ . Metoden er uegnet for jordarter med  $d_{10} > 3$  mm (Carrier III, 2003). I følge Loudon (1952) har formelen en nøyaktighet på omkring  $\pm 20$  %.

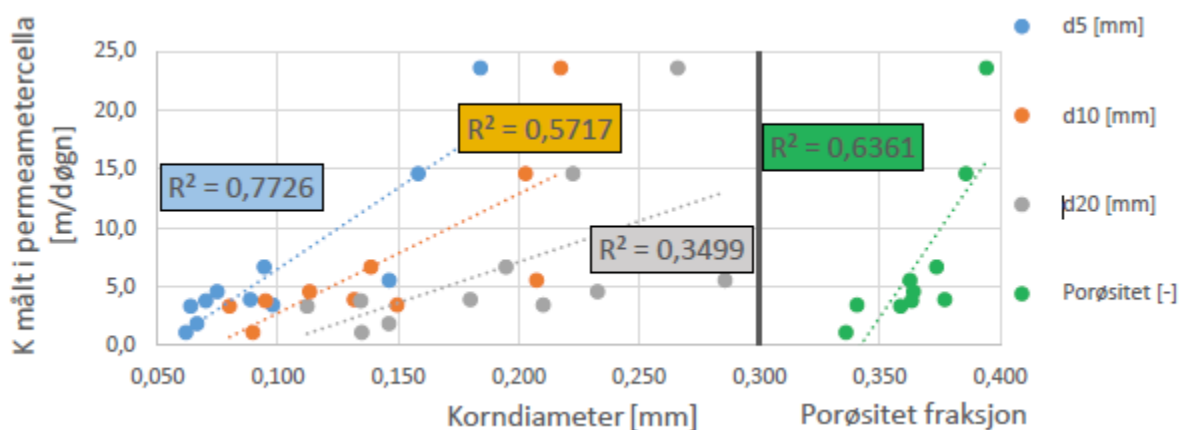
### 2.3.2 Kenneys formel

Kenney *et al.* (1984) testet permeabilitet på materialer av ulike kornstørrelser og –graderinger. De fant at permeabiliteten i hovedsak er avhengig av  $d_5^2$ , og var praktisk talt uavhengig av graderingstall og formen til jordartens kornkurve. Som Kozeny-Carman antar man at betingelsene for Darcys lov gjelder, og at det er laminær strømning gjennom et homogent porøst media. Formelen ble uttrykt som følger:

$$K = \frac{\rho g}{\mu} \cdot \beta \cdot d_5^2 \text{ [m/s]} \quad (2.13)$$

$\beta$  er en dimensjonsløs konstant, og for de fleste av testresultatene til Kenney *et al.* (1984) lå  $\beta$  mellom  $(0.5-1.0) \cdot 10^{-3}$ .  $d_5$  oppgis i mm. Formelen skiller seg fra de fleste andre empiriske formler for beregning av hydraulisk konduktivitet ved å bruke  $d_5$  og ikke  $d_{10}$  eller graderingstallet  $C_u$ .

Kornfordelingskurver, og parametere som avhenger av denne slik som  $C_u$ , blir betydelig påvirket av tilførsel av noen få store partikler. Permeabiliteten til en jordart vil derimot være tilnærmet upåvirket av en slik endring. Mellomrommet mellom store partikler vil være fylt av mindre partikler, og det vil være de små partiklene som bestemmer størrelsen på porekanalene. Små partikler, definert som  $d_5$ , vil derfor ha stor betydning for permeabilitetsegenskaper (Kenney *et al.*, 1984). Dette støttes av Tømmerdal (2017), som undersøkte korrelasjonen mellom  $d_5$ ,  $d_{10}$ ,  $d_{20}$  og porøsitet, og den hydrauliske konduktiviteten målt i en permeametercelle. Resultatet av analysen, illustrert i figur 2.6, viser høyest korrelasjon med  $d_5$  ( $R^2=0.77$ ).



Figur 2.6: 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 (Tømmerdal, 2017)

## 2.4 Grunnvannshastighet

Gjennomsnittlig grunnvannshastigheten kan beregnes ved bruk av Darcys lov for vannstrømning i porøse medier. Til dette er det nødvendig å ha kjennskap til hydraulisk konduktivitet og hydraulisk gradient.

### 2.4.1 Darcys lov

Darcys lov er en likning for å beregne vannstrømning i porøse medier, og ble utviklet av den franske ingeniøren Henry Darcy i 1856. Formelen for endimensjonal strømning er som følger (gjengitt i bl.a. NGU (2016); Brattli (2009); Hubbert (1956)):

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} = -KAI \quad (2.14)$$

hvor  $Q$  er strømningsrate,  $K$  er hydraulisk konduktivitet,  $A$  er gjennomstrømningsareal og  $I$  er hydraulisk gradient. Formelen defineres med negativt fortegn for å indikere at strømmingen går i retningen mot avvikende hydraulisk potensial. Grunnvannstrømning i mettet sone følger i de fleste tilfeller Darcys lov, gitt at strømmingen er laminær (Brattli, 2009).

### 2.4.2 Hydraulisk gradient

Hydraulisk gradient er endringen i total hydraulisk trykkehøyde, og er en vektorstørrelse (NGU, 2016). Grunnvannets overflate følger i store trekk terrengets overflate. Overflatevann som innsjøer og elver vil påvirke grunnvannsspeilet. Et ekvipotensialkart beskriver grunnvannsflaten til en åpen akvifer eller trykspotensialet for en lukket akvifer. Hydraulisk gradient tilsvarer helningen på grunnvannsspeilet. Den kan bestemmes fra to ekvipotensiallinjer med avstand  $L$  etter formelen (Brattli, 2009):

$$I = \frac{h_1 - h_2}{L} \quad (2.15)$$

### 2.4.3 Gjennomsnittshastighet

Når vann strømmer gjennom et åpent rør er strømningsraten  $Q$  lik produktet av hastigheten  $q$  og gjennomstrømningsarealet  $A$  (i bl.a. Durlofsky (1994) og Brattli (2009)):

$$Q = qA \quad (2.16)$$

$q$  er en avstandshastighet, og viser hvor fort vannet beveger seg langs en rett linje. Den kalles «Darcy-hastighet», spesifikk fluks og bruttohastighet. Beregningen vil gi for lav hastighet fordi vannmolekylene aldri vil bevege seg langs en rett linje i en akvifer. Derfor må parameteren tilpasses. Den andelen av arealet som vannet kan strømme gjennom tilsvarer den effektive porøsiteten ( $n_{eff}$ ). Gjennomsnittlig hastighet  $v$  kan da skrives som følger (Brattli, 2009):



$$v = \frac{q}{n_{eff}} = \frac{K}{n_{eff}} \cdot \frac{dh}{dl} = \frac{K}{n_{eff}} \cdot I \text{ [m/s]} \quad (2.17)$$

## 2.5 Varmetransport

Transport av varme skjer ved hjelp av tre hovedmekanismer; *konveksjon*, *varmeledning* og *stråling*. På 10-150 meters dyp, tilsvarende akviferen i Melhus sentrum, er det *konveksjon* i grunnvann og *varmeledning* fra mineraler eller porevæske som er de viktigste mekanismene for varmetransport (Clauser *et al.*, 1995).

I dette kapitlet vil konseptene nødvendig for å bruke konveksjon-diffusjon-likningen beskrives. Deretter vil konveksjon-diffusjon-likningen utdypes. Likningen blir brukt til modellering av varmetransport. Formålet med å undersøke varmetransport i akviferer er å motvirke termisk kortslutning. Termisk kortslutning beskrives i kapittel 2.5.5.

Konveksjon-diffusjon-likningen kan i enkelhet beskrives som (Baukal Jr *et al.*, 2000):

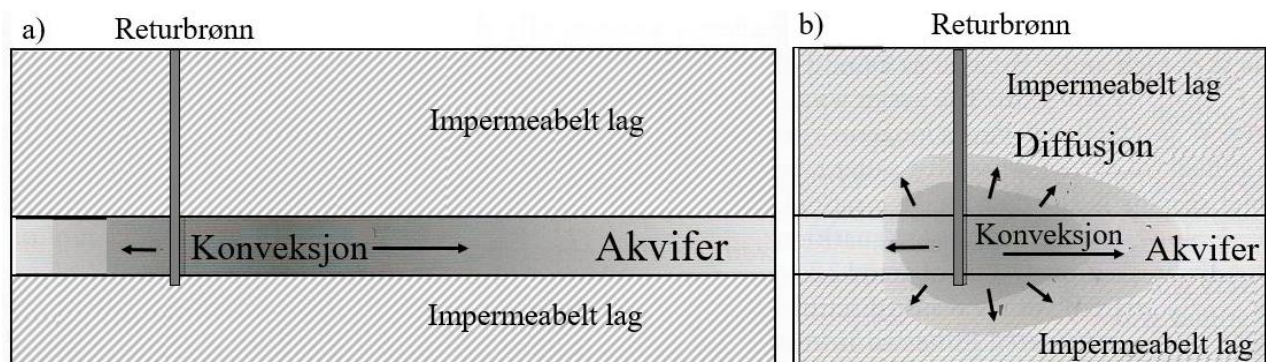
$$\text{massebevegelse} = \text{diffusjon} + \text{kilde} \quad (2.18)$$

*Massebevegelsen* beskriver varmetransport ved konveksjon. Den er avhengig av hvordan massen, det vil si grunnvannet, beveger seg i akviferen.

*Diffusjonsleddet* avhenger av løsmassens varmeledningsevne og varmekapasiteten til vannet.

*Kildeleddet* kan for eksempel beskrive termal energi som blir generert ved friksjon.

Figur 2.7 viser forskjellen på varmetransport ved konveksjon alene, og ved konveksjon og diffusjon.



Figur 2.7: Prinsipiell skisse av varmetransport grunnvannsstrømning fra returbrønn ved a) konveksjon og b) konveksjon og diffusjon. Modifisert etter Banks (2012).

### 2.5.1 Konveksjon

Konveksjon er varmetransport ved forflytning av et fluid. Ved konveksjon beveger fluidpartiklene seg og transporterer energi fra et sted med høy temperatur til et med lav temperatur (Banks, 2012). Konveksjon foregår mellom et fluid og et fast stoff, eller mellom to fluider med ulik temperatur (Thirumaleshwar, 2009). Konveksjon er en viktig mekanisme for varmetransport i en akvifer, og avhenger av hastigheten på grunnvannet. Dersom den hydrauliske konduktiviteten er tilstrekkelig høy og det finnes en drivende kraft, som hydraulisk gradient eller en pumpe, vil konveksjon kunne bli den dominerende formen for varmetransport. Det er spesielt fremtredende for godt sorterte løsmasseavsetninger, der effektiv porøsitet er høy (Clauser *et al.*, 1995).

### 2.5.2 Varmedledning

Varmedledning er en prosess hvor varme diffunderer gjennom et fast stoff eller et fluid ved interaksjon mellom molekyler. I et fast stoff er molekylene stasjonære, og høyenergipartikler overfører energi til partikler med et lavere energinivå. Det skjer ved at molekyler vibrerer. For fluider skjer energioverføringen ved kollisjoner og diffusjon av molekyler.

Varmestrømning ved varmedledning blir matematisk beskrevet av Fouriers lov (bl.a. Banks (2012) og Dubi *et al.* (2009)):

$$Q = -\lambda A \frac{dT}{dx} \text{ [W]} \quad (2.19)$$

Det er en empirisk lov som sier at varmestrømningsraten  $Q$  i en bestemt retning er proporsjonal med arealet normalt på retningen til varmestrømningen,  $A$ , og temperaturgradienten  $\frac{dT}{dx}$ . Proporsjonalitetskonstanten  $\lambda$  er varmedledningsevne, og er en materialeegenskap med enhet  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (Thirumaleshwar, 2009). Likningen tilsvare Darcys lov for vannstrømning i porøse medier.

Geologisk materiale har som regel varmedledningsevne på  $1\text{-}3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Løsmasser vil ha lavere varmedledningsevne enn bergmasse. De dårligste geologiske varmededere er porøse, tørre løsmasser, for eksempel tørr, velsortert sand og silt. Varmedledningsevnen øker med økende kvartsinnhold, og kvarts avgjør i stor grad varmedledningsevnen til en løsmasse. (Banks, 2012).

Varmeledningsevnen til en løsmasse avhenger av trykk, temperatur, porefluidets egenskaper og metningsgrad, porøsitet og mineralogisk sammensetning (Horai *et al.*, 1969; Clauser *et al.*, 1995). Variasjon i varmeledningsevne på grunn av trykk og temperatur vil være neglisjerbare ved grunn grunnvarme (Banks, 2012).

For å bestemme varmeledningsevnen til en prøve kan den enten måles, eller man kan benytte kjennskap til varmeledningsevne til mineraler og porefluid, og beregne et estimat. De to vanligste metodene for å måle varmeledningsevne er *steady state*- og *needle-probe-metode*. De er utdypet i blant annet Woodside *et al.* (1961). I prosjektoppgave av forfatter, Flugsrud (2017), beskrives formelverk for beregning av varmeledningsevne til en løsmasse ut ifra mineralinnhold.

### 2.5.3 Termisk diffusjon

Termisk diffusjon  $\alpha$  representerer hastigheten og med hvilken hastighet et varmesignal, eller varmpuls, forplanter seg gjennom et medium. Det avhenger av materialets varmeledningsevne. Begrepet er definert som (bl.a. i Hetnarski *et al.* (2009) og Banks (2012)):

$$\alpha = \frac{\lambda}{\rho c_p} \text{ [m}^2\text{/s]} \quad (2.20)$$

$\lambda$  er varmeledningsevne i W/mK,  $\rho$  er tetthet i kg/m<sup>3</sup> og  $c_p$  er spesifikk varmekapasitet i J/kgK.

### 2.5.4 Konveksjon-diffusjon-likningen

Konveksjon-diffusjon-likningen beskriver fysiske fenomen hvor partikler, energi eller andre fysiske kvantiteter forflyttes innen et fysisk system på grunn av konveksjon og diffusjon.

Likningen er som følger (sitert i bl.a. Baukal Jr *et al.* (2000) og Stocker (2011)):

$$\int_{\delta\Omega} \rho\phi \vec{v} \cdot \vec{n} dA = \int_{\delta\Omega} (\lambda \vec{\nabla}\phi) \cdot \vec{n} dA + \int_{\Omega} S_{\phi} dV \quad (2.21)$$

$\rho$  = vannets tetthet [kg/m<sup>3</sup>]

$\lambda$  = akviferens varmeledningsevne [W/mK]

$\phi = c_p \cdot T_W =$  vannets varmekapasitet  $\cdot$  vannets temperatur [J/kg].

$\vec{v} =$  hastighet [m/s]

$\vec{n} =$  enhetsvektor

$S_\phi =$  Surface factor (kildeleddet blir satt til 0 i denne oppgaven)

Ved bruk av likningen i denne sammenhengen antas det at det ikke er massetap i systemet. Det vil si at volumet ikke endres, og mengden vann som kommer inn er lik mengden vann som kommer ut. Det medfører at:

$$\int_{\delta\Omega} \rho\phi \vec{v} \cdot \vec{n} dA = 0 \quad (2.22)$$

Videre brukes Kelvin-Stokes teorem, kjent som curl-teoremet, for å presentere likning 2.21 på differensialform. For bruk av teoremet kreves det kontinuerlige betingelser (eng. «smooth conditions»). Det innebærer at formlene er deriverbare i alle retninger. Differensialformen av formel 2.21 er:

$$\vec{\nabla}(\rho\phi\vec{v}) = \vec{\nabla}(\Gamma\nabla\phi) + S_\phi \quad (2.23)$$

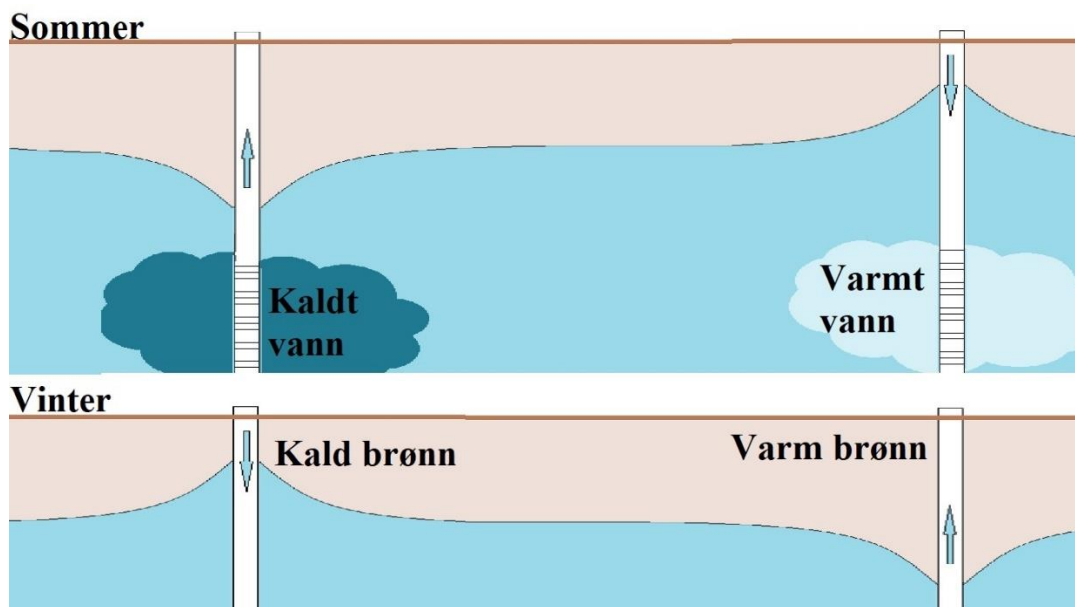
Denne formelen er brukt som utgangspunkt for programmet for modellering av varmetransport av Haugsand (2017).

### 2.5.5 Termisk kortslutning

Når kaldt eller varmt vann blir injisert i en akvifer, vil det oppstå en hydrodynamisk front, en trykkfront, der det reinjiserede vannet fortrenger det opprinnelige grunnvannet i akviferen. En termisk front vil også oppstå, og den bevege seg saktere enn den hydrodynamiske fronten. Dette skyldes at vannet avgir varme/kulde til mineral Kornene i akviferen ved varmeledning, og til grunnvannet som fortrenges ved konveksjon (Lippmann *et al.*, 1980).

Dersom brønnene er plassert ugunstig i forhold til grunnvannstrømning, eller avstanden mellom produksjons- og returbrønn ikke er tilstrekkelig, vil temperaturdifferensen mellom vannet som pumpes opp og det som reinjiseres gradvis utjevnes. Termisk kortslutningstid er et begrep for den tiden det tar for det reinjiserede vannet å påvirke vannet rundt produksjonsbrønnen. Etter at termisk kortslutning har skjedd, vil temperaturen ved produksjonsbrønnen gradvis forandres. Dette vil føre til at effektiviteten til systemet reduseres (Lippmann *et al.*, 1980).

Foruten termisk kortslutning, vil langvarig injeksjon av vann med en annen temperatur enn akviferen kunne påvirke andre brukere av akviferen eller varme hele akviferen opp over tid. Langtids temperaturforandringer kan føre til stabilitetsproblemer eller geokjemiske og mikrobiologiske komplikasjoner. En måte å forhindre dette på er å ha et reversibelt system, hvor man kan veksle på hva som er produksjonsbrønn og returbrønn ettersom systemet brukes til oppvarming eller kjøling. På den måten brukes bakken som varmelager, vist i figur 2.8 (Banks, 2012). Å øke avstanden mellom brønnene, eller å reversere hva som er retur- og produksjonsbrønn vil øke tiden det tar for termisk kortslutning betraktelig (Lippmann *et al.*, 1980).



*Figur 2.8: Prinsippskisse av bruk av bakken som varmelager for grunnvannsbasert grunnvarmeanlegg. Anlegget brukes til kjøling om sommer og oppvarming om vinter. Modifisert av forfatter etter Banks (2012)*

En geologisk barriere mellom produksjons- og returbrønn vil gjøre det mulig å redusere avstanden mellom produksjons- og returbrønn uten at det oppstår fare for termisk kortslutning. Et eksempel på dette er Arlanda flyplass i Stockholm, hvor akviferen er delt av krystallint grunnfjell (Banks, 2012).

## 2.6 Programvare

I forbindelse med denne oppgaven har fire dataprogram blitt benyttet; ArcGIS, SubsurfaceViewer MX, Matlab og et lite Fortran-program laget av Haugsand (2017) i forbindelse med denne oppgaven.

*ArcGIS* er et geografisk informasjonssystem (GIS) som er utviklet av Esri. Det har svært mange bruksområder, blant annet analyser av stedfestet informasjon, generering av kart, visualisering av stedfestet data, og samling og behandling av data (Esri, 2017). I denne forbindelsen har ArcGIS blitt brukt som et verktøy for å generere ulike kart samt forberede data til bruk i SubsurfaceViewer.

*SubsurfaceViewer* er et geologisk informasjonssystem. Det er spesielt utviklet for å visualisere og analysere geologiske data nær overflaten og for å lage struktur- og parametermodeller. Programvaren finnes i tre versjoner, SubsurfaceViewer Reader, XL og MX. I denne oppgaven har versjon *SubsurfaceViewer 7.2 MX* blitt brukt. I MX kan man lage strukturelle modeller av kvartær- og tertiærsedimenter og interpolere materialeegenskaper (INSIGHT, 2017).

*Matlab* (fra Matrix Laboratory) er et omfattende matematikkprogram. Det er utviklet av MathWorks, og integrerer beregninger, visualisering og programmering på en brukervennlig måte (MathWorks, 2017). I denne oppgaven har Matlab blitt brukt til databehandling i forbindelse med SubsurfaceViewer og utregning av hydrauliske parametere. I tillegg er det brukt til grafisk fremstilling av varmetransport.

Varmetransport blir simulert i et dataprogram lagd av Martin Hovda Haugsand i NAG Fortran Builder 6.1 i forbindelse med denne oppgaven. Programmet løser konveksjon-diffusjonslikningen (formel 2.21) med finite volume central difference scheme. Det er løst iterativt med point Gauss–Seidel-metoden. f



### 3 OMRÅDEBESKRIVELSE

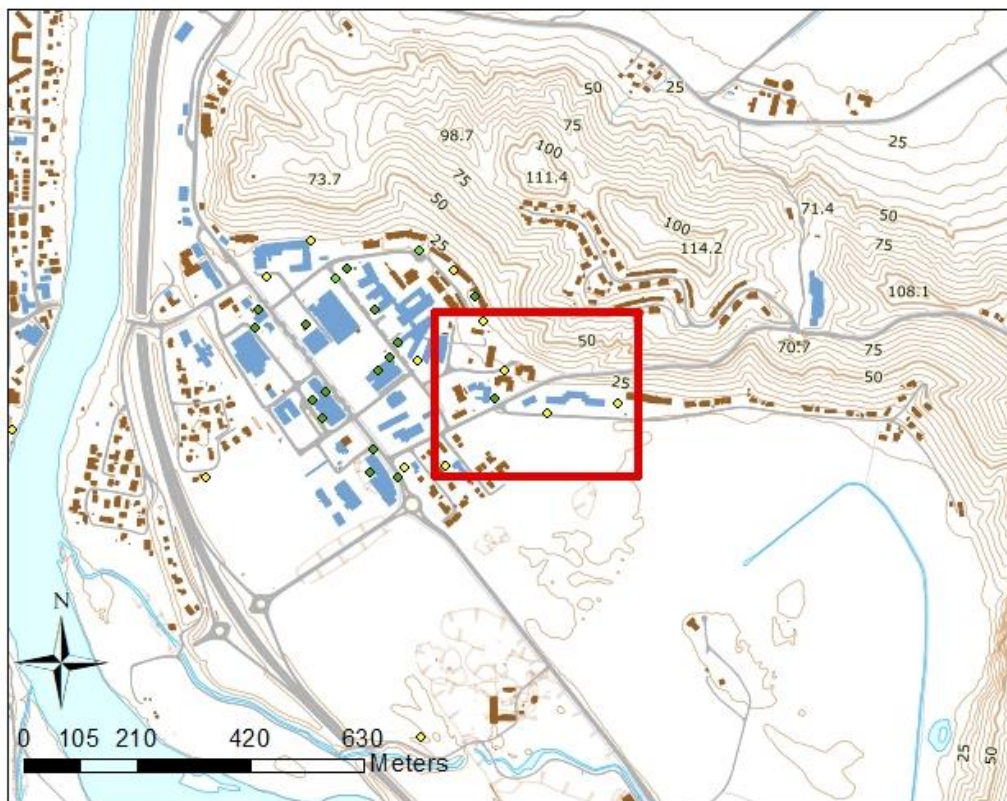
---

Denne masteroppgaven tar utgangspunkt i et område av Melhus sentrum i Sør-Trøndelag fylke. I dette kapittelet beskrives området og dets kvartærgeologi og berggrunn.

Melhus kommune ligger like sør for Trondheim. Kommunen består av syv tettsteder: Hovin, Lundamo, Ler, Kvål, Melhus, Korsvegen og Gåsbakken. Kommuneadministrasjonen ligger i Melhus sentrum, ca. to mil fra Trondheim. Tettstedet Melhus har omkring 6200 innbyggere og arealet er 2,91 km<sup>2</sup> (SSB, 2017). Melhus kommune ligger i Gauldalen, og elva Gaula renner gjennom Melhus sentrum.

Undersøkelsesområdet for denne oppgaven er rundt brannstasjonen i Melhus sentrum.

Brannstasjonen ligger øst i sentrum, og rett sør for Melhusryggen. Området er markert i rødt på kartet i figur 3.1.



Figur 3.1: Kart over Melhus sentrum med undersøkelsesområdet markert (Kartverket, 2017c)

På eiendommen har det blitt boret to undersøkelsesbrønner i forbindelse med ORMEL-prosjektet. Begge brønnene har terrengoverflate på omkring 16 m.o.h. De øverste 10-17 meterne



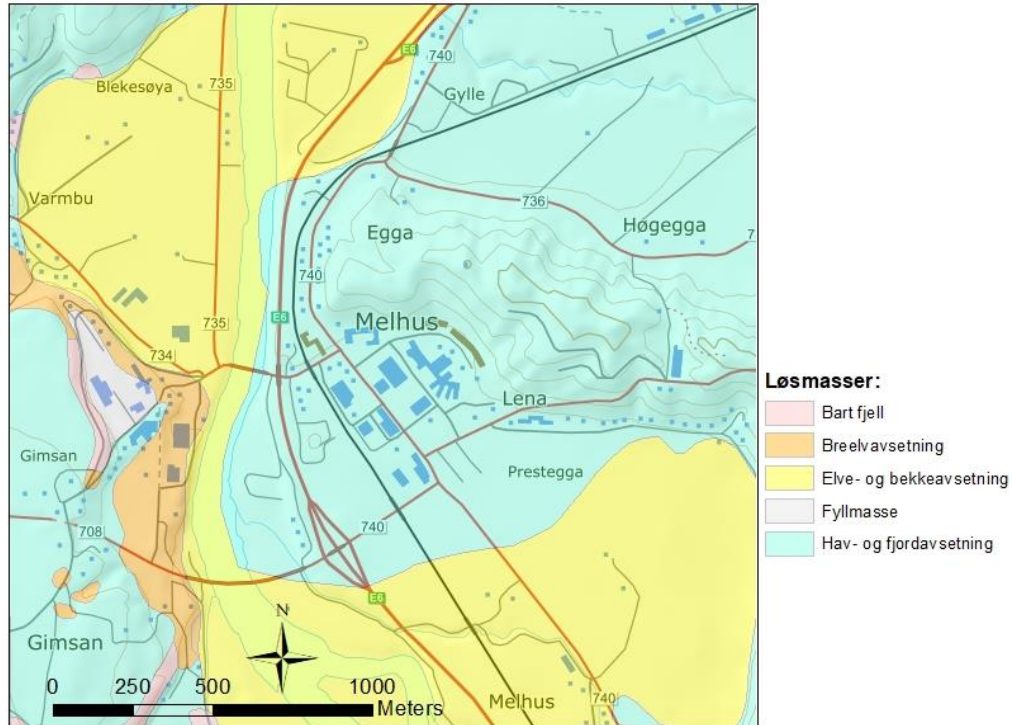
består av leire. Leirelaget øker i tykkelse i sørlig retning. Borelogger viser at massene under dette laget består av sand og grus. De blir i hovedsak mindre grovkornede i dypet (Granada, 2017). Ut ifra gravimetrimålinger er dybde til fjell her omkring 195 meter (Tassis *et al.*, 2015).

### 3.1 Kvartærgeologi

Avsetningsmiljøet vil påvirke løsmassenes egenskaper, inkludert kornstørrelse, sortering, porøsitet, permeabilitet og pakningsgrad. Sorterte, porøse jordarter, slik som fluviale og glasifluviale jordarter er som regel godt egnet for grunnvannsuttak (Thoresen, 2012).

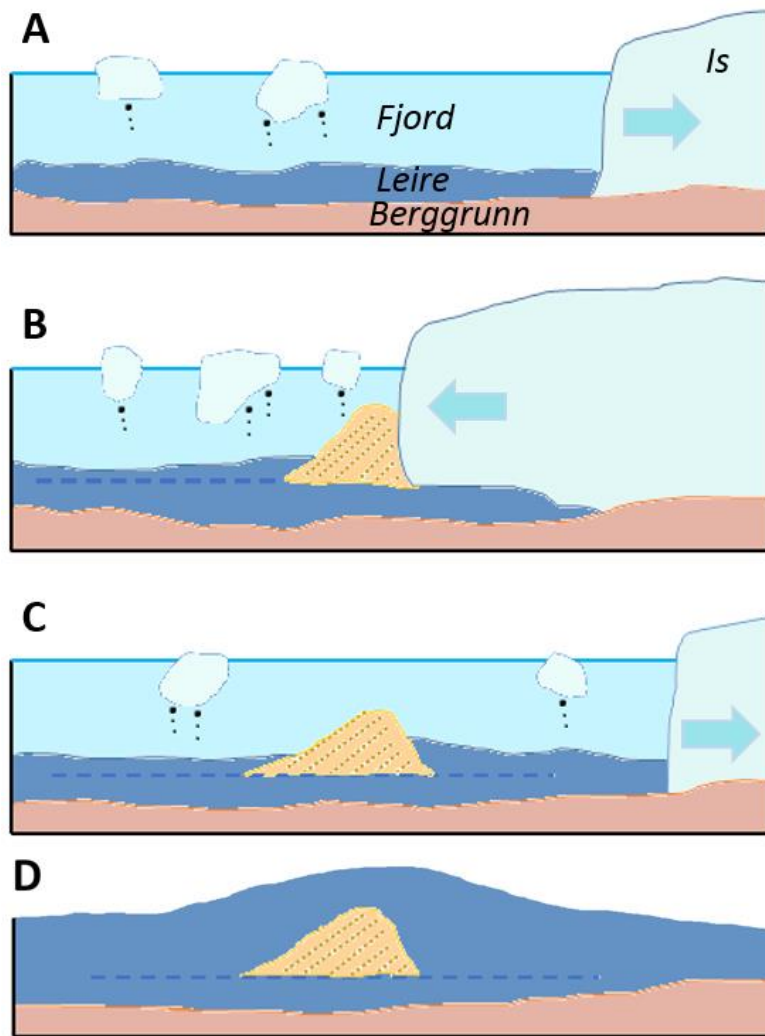
Løsmassene på Melhus, som de aller fleste steder i Norge har blitt avsatt i Kvartærtiden, den yngste og korteste tidsperioden i Jordas historie. Kvartærtiden omfatter de siste 2-3 millioner år, og har vært preget av mange og kraftige klimaforandringer (Thoresen, 2012). Perioden har vært dominert av istider, og flere ganger i løpet av dette tidsrommet har Norge vært dekket av en mektig iskappe. For omkring 20 000 år siden hadde den siste istiden størst utbredelse. Da dekket isen store deler av Skandinavia, og var opptil 3000 m tykk (Bryhni & Hagen, 2015). Vekten av de enorme ismassene presset jordskorpen ned, havet sto derfor flere hundre meter høyere enn den er i dag. Det høyeste nivået havet har nådd kalles marin grense. På Melhus er marin grense omkring 170 m.o.h. (Reite, 1983). Landhevingen begynte da isen tok til å smelte for omkring 15 000 år siden. Innlandsisen smeltet til det til slutt kun var oppbrutte brearmer igjen i daler og det som i dag er innsjøer. Landheving er en langsom prosess, da jordskorpen er lite tøyelig og bruker lang tid på akklimatisere seg nye forhold. Det gjorde at havet kunne flomme innover lavtliggende isfrie landområder og avsette marine sedimenter (Østmo, 1977).

Figur 3.2 viser et kvartærgeologisk kart over Melhus sentrum. Løsmassene i dagen domineres av tykke marine avsetninger, som stedvis er overlagret av fluviale sedimenter (Solberg, 2014). Store deler av området, spesielt på østsiden av Gaula, er dekket av marine sedimenter. Nord og sør for tettstedet, samt på vestsiden av Gaula, finner man fluviale avsetninger i dagen. På østsiden er det glasifluviale avsetninger i dagen. Under de marine avsetningene finner man også fluviale og glasifluviale avsetninger. Disse har blitt avsatt før isen trakk seg tilbake, og havet dekket området (Reite, 1983).



Figur 3.2: Kvartærgeologisk kart over Melhus sentrum. Basert på NGU (2017a) og Kartverket (2017b)

Rett nord for Melhus sentrum ligger Melhusryggen. Det er en israndavsetning avsatt i tidlig Yngre Dryas. Avsetningen består i hovedsak av breelvmateriale og er dekket av marin leire (Bargel *et al.*, 2007). Når en bre står i ro i kontakt med havet over lengre tid kan et isranddelta dannes. Smeltevann transporterer store mengder materiale av ulik størrelse gjennom istunneler under breen. På grunn av trykkgradienten fra breen har isbrevannet som går i tunneler under breen høy hastighet og trykk. Når det når brefronten, vil dette brått reduseres, og vannet mister kapasiteten til å bære med seg store deler av materialet. Det groveste materialet, stein og blokker avsettes nærmest brefronten. Deretter avsettes materiale med avtakende kornstørrelse utover, grus, sand, silt og leire. Silt og leire vil ikke avsettes før i sjøvannet, der partiklene vil holdes suspendert en stund i vannmassene før de også avsettes. Avsetningen bygges opp i distale lag som faller fra isranden og ut i havet. Dersom fjorden er dyp, eller breen ikke står lenge nok i ro vil avsetningen ikke bygges opp til havnivå. En slik avsetning kalles randås. Dersom den er avsatt på dypt nok vann vil den kunne være helt dekket av marine sedimenter. Det gjør at det kan være vanskelig å identifisere en randås (Brattli, 2014). Dette er tilfellet for Melhusryggen, som på det kvartærgeologiske kartet er markert som marine sedimenter. Leirlaget som dekker Melhusryggen er hovedsakelig 10-30 meter tykt (Solberg, 2014). Figur 3.3 viser oppbygningen av en randås.



Figur 3.3: Prinsippskisse som viser dannelsen av en randås. Modifisert av forfatter etter Thoresen (2012)

A: Breen kalver og trekker seg tilbake. På fjordbunnen avsettes store mengder leire. Litt grus og stein sinker ned fra isfjell i fjorden (droppestein).

B: Breen rykker frem og blir liggende i ro en tid. Breelvene avsetter en randås, en stor rygg av grus og sand ved brekanten (oransje), mens mer leire blir bunnfelt lenger ut fra iskanten.

C: Breen trekker seg tilbake og det avsetter yngre leire på begge sider av randåsen.

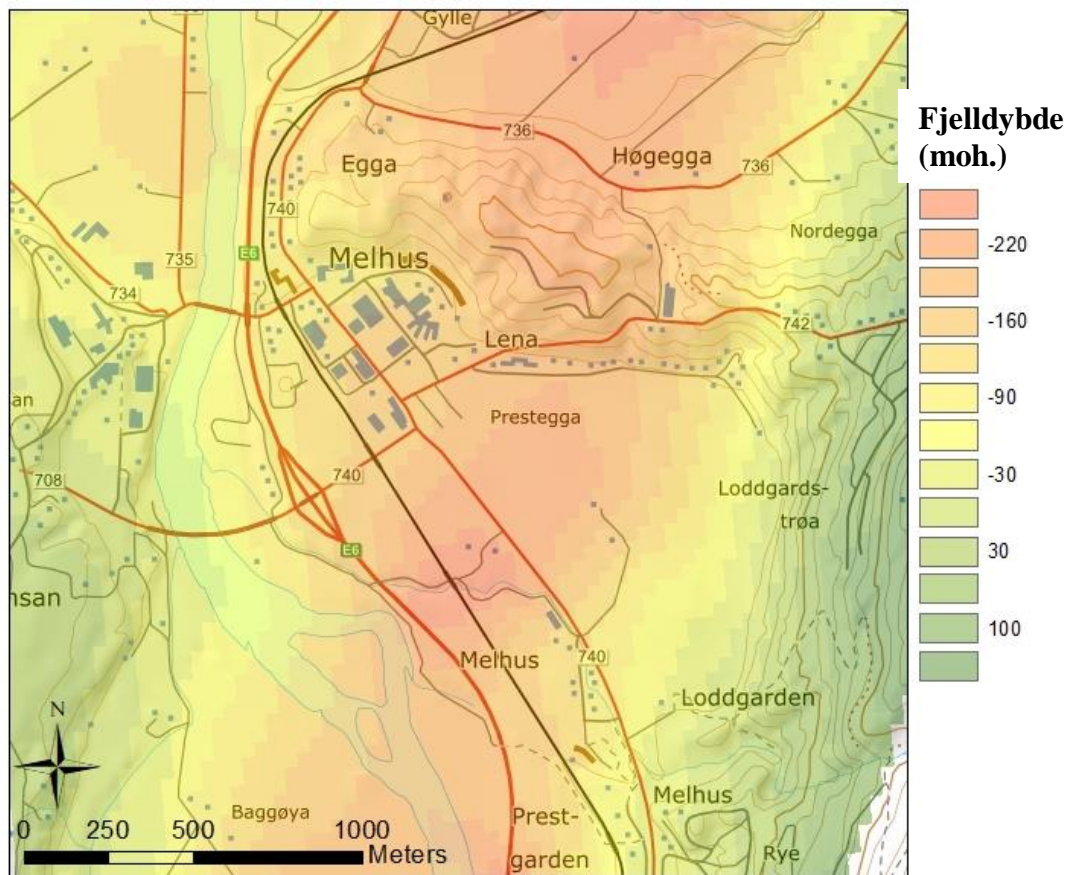
D: Profil gjennom dagens løsmasser, med Israndavsetningen som et høydedrag. Melhusryggen er dekket av leire.

Strandlinje er en tilnærmet vannrett skjæringslinje dannet ved havnivå. Som følge av landhevning og tilhørende senkning av havnivået har dette endret seg med tiden (Sigmond *et al.*, 2013). Under strandforsyning gravde Gaula seg dypt ned i løsmassene som ble avsatt av isbreer, og transporterte materiale lenger nedover i Gauldalen før det ble avsatt på elvesletter i dalbunnen og som deltaer i fjorden. Dette er prosess som fremdeles pågår i dag (Reite, 1983). Det antas at Melhusryggen ble bygd opp i hele dalens bredde, og at landheving og Gaula har skåret gjennom den (Solberg, 2014). I dag hever Melhusryggen seg over terrenget kun på østsiden av elva.

Undersøkelser gjort i grovfraksjonen til breelvavsetninger ved Melhus sentrum viser at avsetningene domineres av sandstein. Videre finnes det glimmerskifer, gabbro, gneis, granitt, grønnstein og kvarts (Reite, 1983).

## 3.2 Berggrunn

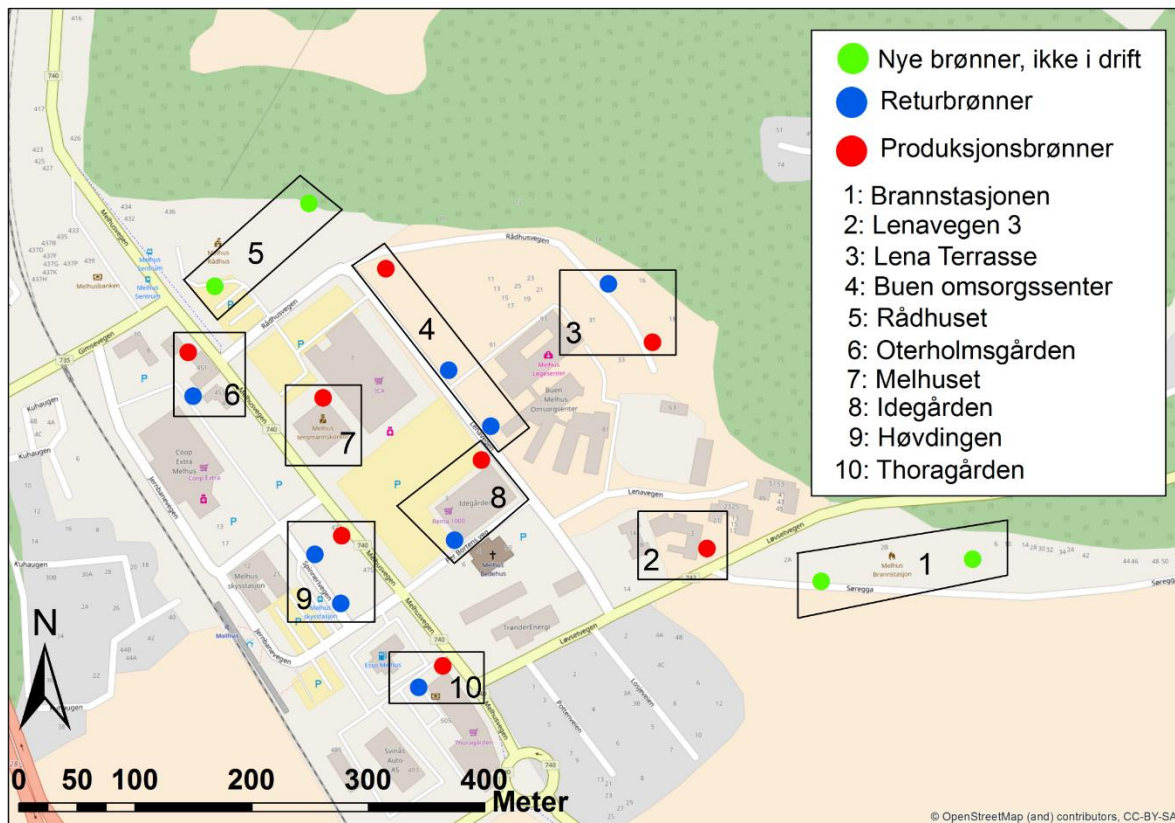
I området rundt Melhus sentrum består berggrunnen hovedsakelig av grønnstein og tuff. (Reite, 1983). Gravimetrisk målinger viser at dybde ned til fjell i og omkring Melhus sentrum er opptil 300 meter på det dypeste. Løsmassedekket er tykkest på østsiden av Gaula, og under Melhusryggen. (Tassis *et al.*, 2015). På vestsiden av Gaula, ved Gimse ungdomsskole, er løsmassedekket 27,5 meter tykt (Granada, 2017). Figur 3.4 viser et kart over fjelldybde i meter over havet funnet ved gravimetri.



Figur 3.4: Dybde til fast fjell i moh. etter Tassis *et al.* (2015). Bakgrunnskart: Kartverket (2017b)

### 3.3 Grunnvarme i Melhus sentrum

Grunnvannsbaserte grunnvarmeanlegg har blitt benytt i Melhus setnrum siden 1999 (Riise, 2015). Per dags dato er det ni grunnvannsanlegg i drift, åtte øst for Gaula og ett vest for Gaula, på Gimse. I tillegg er det et nytt under bygging øst for Gaula. Figur 3.5 gir en oversikt over anleggene på østsiden av Gaula.



Figur 3.5: Brønner i Melhus sentrum, øst for Gaula (Brøste, 2017)



## 4 METODER

---

I dette kapittelet vil metodene som har blitt benyttet i forbindelse med å lage 3D-modell og modellere varmetransport beskrives. Det inkluderer databehandling, beregninger av nødvendige parametere, forenklinger og bruk av programvare.

Arbeidet har foregått i fire steg:

1. Beregne relevante parametere for samtlige masseprøver (kapittel 4.2)
2. Forenkle geologien for å tilrettelegge for 3D-modell og modellering av varmetransport (kapittel 4.34.2)
3. Valg av parametere for forenklet geologi. Bruke de beregnede verdiene fra steg 1 og tilegne gjennomsnittlige verdier for den forenklete geologien fra steg 2 (kapittel 4.4).
4. Lage 3D-modell og modellere varmetransport med forenklet geologi og estimerte verdier (kapittel 4.5).

Før disse punktene gås gjennom i detalj, vil det bli gitt en beskrivelse av datagrunnlag fra tidligere undersøkelser som har blitt benyttet i oppgaven.

### 4.1 Datagrunnlag

Materiale fra tidligere undersøkelser har blitt benyttet som datagrunnlag i denne oppgaven. Metodene brukt for å innhente dataene påvirker prøveresultatene. Det vil derfor gis en kort beskrivelse av metodene som er brukt for innhenting av disse data i kapittel 4.1.2-0.

Datagrunnlaget kan deles opp i fire kategorier:

1. Borelogger og kornfordelingsanalyser av masseprøver
2. Grunnvannsmålinger av trykkflate og temperatur i brønn
3. Kartdata
4. Varmeledningsevne til masseprøver

Kornfordelingsanalysene av masseprøver og kart over topografi og dybde til fjell er benyttet til å lage 3D-modell og modellere varmetransport. Temperatur og trykkflate til grunnvannet samt varmeledningsevne til løsmassene er benyttet til å modellere varmetransport. Alle data med

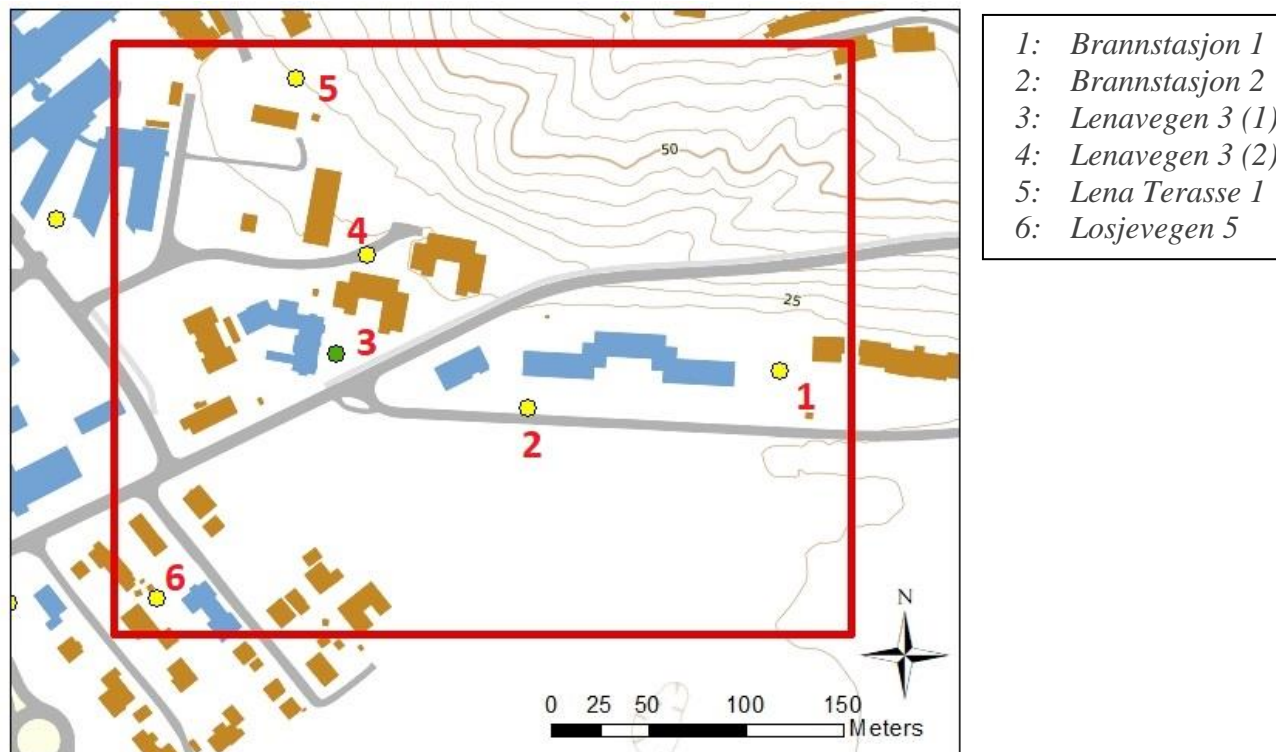
kilder er presentert i tabell 4.1. Videre følger en grundigere gjennomgang av brønnene som er brukt som grunnlag for 3D-modellen.

Tabell 4.1: Datagrunnlag brukt til 3D-modell og modellering av varmetransport

Datagrunn-lagskategori	Grunnlagsdata	Beskrivelse	Kilde
1	Borelogger	6 brønner. (Se figur 4.1 og tabell 4.2)	(Granada, 2017)
	Borelogger og masseprøver med kornfordelingsanalyse fra ORMEL	3 brønner. 51 masseprøver. (Se figur 4.1 og tabell 4.2, brønn 1, 2 og 6)	(Gjengedal, 2017)
2	Grunnvannsmålinger	Temperatur og trykkflate.	(Gjengedal, 2017)
3	Gravimetrisk undersøkelse	Dybde til fjell som DEM-fil. Brukes til å modellere dybde til fjell i 3D-modell.	(Tassis, 2017)
	Grunnkart	FKB3 WMS (1:12000) og Topografisk Norgeskart 4 WMS.	(Kartverket, 2017c, 2017b)
	Kvartærgeologisk kart	Oversikt over løsmasser i dagen	(NGU, 2017b)
	Terrengmodell	Landsdekkende digital terrengmodell (DTM). Gir høyden over havet for punkter på bakken i et rutenett på 10 x 10 meter. Brukes for å modellere terrengoverflate i 3D.	(Kartverket, 2017a)
4	Varmeledningsevne til masseprøver	Varmeledningsevne beregnet fra mineralsammensetning til masseprøver. 4 masseprøver.	(Flugsrud, 2017)

#### 4.1.1 Beskrivelse av brønner:

For å kunne bygge opp en 3D modell i SubsurfaceViewer trengs det informasjon fra borelogger. Til dette benyttes de to brønnene som ligger på tomte til Brannstasjonen samt fire nærliggende brønner. Samtlige er løsmassebrønner. De seks brønnene er beskrevet i figur 4.1 og tabell 4.2.



Figur 4.1: Undersøkellesområdet i Melhus sentrum med 6 brønner. (Kartverket, 2017c; Granada, 2017)

Tabell 4.2: Oversikt over brønner brukt til 3D-modell og modellering av varmetransport

Nr.	Brønn-ID (Granada, 2017)	Navn	Koordinater UTM 32		Terreng- høyde (moh.)	Totalt boredyp (m)	Masse- prøver
			ØV	NS			
1	92278	Brannstasjon 1	564664	7017985	16.5	70	32
2	92463	Brannstasjon 2	564534	7017966	16.4	66	17
3	80480	Lenavegen 3 (1)	564436	7017994	16.9	43	0
4	6809	Lenavegen 3 (2)	564452	7018045	19.6	34	0
5	8341	Lena Terrasse 1	564415	7018135	25.4	40	0
6	92268	Losjevegen 5	564344	7017869	16.9	85	30

#### 4.1.2 Prøvetakning ved boring

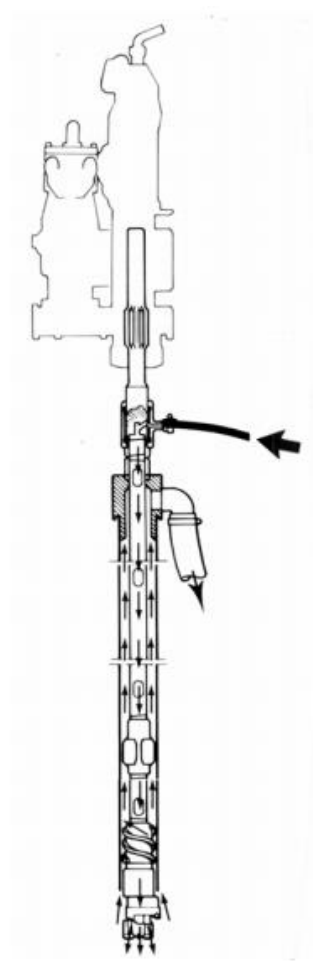
Brønnene Brannstasjon 1 og 2 og Losjevegen har blitt boret i forbindelse med ORMEL-prosjektet. Boringene ble utført av Hallingdal Brønn og Graveservice AS i perioden 26. november 2016 til 29. mars 2017. Boremetoden var Odex-boring, og det ble tatt masseprøver.

Å bore i løsmasser blir ansett som mer komplisert enn å bore i fast berg. Dette skyldes blant annet at jordlagene er løst pakket, og kornfordelingen kan ofte endres raskt både i vertikal og lateral retning. Odexboring er en eksentrisk boremetode som ble utviklet på 1970-tallet basert på



OD-metoden. OD kommer fra engelsk «overburden drilling», hvilket vil si boring i jord (Andersson *et al.*, 1984). Ved odexboring kombineres hulltaking og nedføring av fôringsrør i samme operasjon. Odexboring er egnet til blant annet til vekselvis boring og prøvetaking i friksjonsmasser og morener (Statens vegvesen, 2014b).

Under prøvetakning ved odexboring vil fôringsrøret forhindre forstyrrelse av prøven som kunne oppstått på grunn av erosjon av hullveggen. Til gjengjeld medfører utrustningen nederst i hullet flere vanskelige kakspassasjer. Dette gjør at noe grovere materiale kan bli filtrert bort. Materialet som når overflaten vil derfor være noe filtrert, samt blandet med materiale fra andre nivåer (Andersson *et al.*, 1984). I tillegg vil spyling rundt og under borkronen kunne fjerne finstoff (Statens vegvesen, 2014b). Figur 4.2 viser luft- og kakstransport ved ODEX-boring med topphammerboring.



Figur 4.2: Luft- og kakstransport ved ODEX-boring med topphammerboring. Atlas Copco (1975), hentet i Andersson *et al.* (1984)

Ved boring av brønnene Brannstasjon 1 og 2 og Losjevegen 5 var bormaskinene tilpasset rørlengder på tre meter. Det ble tatt masseprøver fra hver tredje meter. Det vil si at borer boret to meter, stoppet og spylte rent fôringsrøret, satte en bøtte under kanten på fôringsrør og samlet opp masseprøver fra den siste meteren. Massen i de mellomliggende to meterne ble vurdert visuelt under boring (Gjengedal, 2017).

#### 4.1.3 Datagrunnlag kategori 1: Kornfordelingsanalyser

Det har blitt tatt masseprøver og gjort kornfordelingsanalyser på brønnene Brannstasjon 1 og 2 og Losjevegen 5 i forbindelse med ORMEL-prosjektet. Resultatene av en kornfordelingsanalyse kan brukes til å beregne ulike hydrauliske parametere. De er nødvendige for å vurdere vann- og varmetransport i akviferen. Kornfordelingsanalyse kan gjøres ved hjelp av flere sikter med ulike maskediameter. Materialet ristes for hånd eller i en ristemaskin. Det registreres hvor mye av massen som blir igjen på hver sikt, det vil si hvilken massefraksjon som tilhører hvert kornstørrelsesintervall. Fremgangsmåten for prøvemetode er beskrevet i Statens vegvesen (2005).

Tabell 4.3 gir oversikt de masseprøver med tilhørende kornfordelingsanalyser som er benyttet i videre i oppgaven, og hvilket dyp disse starter på. Siktesatser som har blitt brukt for disse prøvene er 22 mm, 19 mm, 16 mm, 8.0 mm, 4.0 mm, 2.0 mm, 1.0 mm, 500 µm, 250 µm, 125 µm, 63 µm, i tillegg til bunn som samler opp materiale mindre enn 63 µm.

Tabell 4.3: Masseprøver fra Brannstasjon 1 og 2 og Losjevegen 5 det er utført kornfordelingsanalyser på

		<b>Brannstasjon 1</b>	<b>Brannstasjon 2</b>	<b>Losjevegen 5</b>
<b>Prøver</b>	<i>Antall</i>	31	11	9
	<i>Prøvenummer:</i>	36-66	113-123	87-95
<b>Dybde til 1. prøve</b>		12 m	36 m	66 m

#### 4.1.4 Datagrunnlag kategori 2: Grunnvannsmålinger i brønn

I forbindelse med ORMEL-prosjektet utføres det grunnvannsnivå- og temperaturovervåkning i 8 brønner i Melhus sentrum. Dette gjøres ved å plassere Mini-Diver dataloggere i brønnene. Hver diver er programmert til å måle absolutt trykk og temperatur hver fjerde time.

I denne oppgaven brukes grunnvannsnivå- og temperaturdata fra brønnene Brannstasjon 1 og 2. Dataene er fra tidsperioden 22. juni 2016 - 26. juli 2016, da det ble utført testpumping i Brannstasjonen 2 samt 26. juli - 21. april 2017 uten testpumping. Diverene er plassert ved filter i

begge brønnene. Filtrene er 6 meter lange, og informasjon om filterplassering er oppgitt i tabell 4.4.

Tabell 4.4: Filterplassering til Brannstasjon 1 og 2

Brønn	Filtertopp (moh.)	Filterbunn (moh.)
Brannstasjon 1	-36.98	-42.98
Brannstasjon 2	-29.1	-35.1

#### 4.1.5 Datagrunnlag kategori 3: Gravimetri

I forbindelse med ORMEL-prosjektet utførte NGU gravimetrisk undersøkelse i og omkring Melhus sentrum i september og oktober 2015. Formålet var å undersøke dybden til fjell og berggrunnens sammensetning. Gravimetri er en geofysisk metode som ser på forskjeller i Jordas gravitasjonsfelt, og en av de beste teknikkene for å estimere løsmassetykkelse. Sammenliknet med tilsvarende metoder er gravimetri rimelig og kan enkelt utføres i urbane strøk.

Datagrunnlaget for undersøkelsene ved Melhus sentrum består av 175 gravimetristasjoner. 133 av dem ble plassert langs 5 profiler med 100 meter avstand mellom dem. De resterende 42 er regionale målepunkter hovedsakelig plassert på fjellblotninger funnet utenfor de undersøkte løsmassene. Hvert profil starter og slutter på fast fjell. Datagrunnlaget for dybde til fjell består av gravimetrisk tolkning av dybder, boring av brønner i området som treffer fjell (6 stykker), blotninger av fjell i begynnelsen og enden av hvert profil, og seismiske tolkninger som ble digitalisert til dette formålet. Usikkerheten på disse målingene er estimert til å være  $\pm 10$  meter (Tassis *et al.*, 2015).

For 3D-modellering i forbindelse med denne oppgaven har Tassis (2017) oversendt datagrunnlaget for dybde til fjell i en rasterfil (DEM) med oppløsning på 40x40 meter, gjengitt i (Tassis *et al.*, 2015).

#### 4.1.6 Datagrunnlag kategori 4: Varmeledningsevne til masseprøver

Varmeledningsevnen til løsmassene i Melhus sentrum ble undersøkt i prosjektoppgaven til forfatter våren 2017 (se Flugsrud (2017)). Fire masseprøver ble benyttet i Flugsrud (2017), fra brønnene Brannstasjon 2 og Rådhuset 2. Sistnevnte ligger nordvest i Melhus sentrum, anlegg 5 i figur 3.5. Informasjon om prøvene er gitt i tabell 4.5.

Tabell 4.5: Masseprøver brukt til beregning av varmeledningsevne i Flugsrud (2017)

Brønn-ID (Granada, 2017)	Navn	Koordinater UTM 32		Prøve- nummer	Dyp (m)
		ØV	NS		
92463	Brannstasjonen 2	564534	7017966	109	24
92463	Brannstasjonen 2	564534	7017966	116	45
92465	Rådhuset 2	564013	7018219	127B	21
92465	Rådhuset 2	564013	7018219	133B	39

Varmeledningsevne ble beregnet fra prøvenes mineralsammensetning. Denne ble bestemt ved XRD-analyse, en metode for mineralbestemmelse som benytter røntgenstråler for å undersøke mineralstrukturen. Varmeledningsevnen til vannmettede prøver ble beregnet ved hjelp av tre empiriske formler; Krupiczka (1960), referert i Somerton (1982), Nekrasov (1940), referert i Dul'nev *et al.* (1967) og Russell (1935). De beregnede verdiene er vist i tabell 4.6.

Tabell 4.6: Varmeledningsevne til masseprøver fra Brannstasjon 2 og Rådhuset 2 (Flugsrud, 2017)

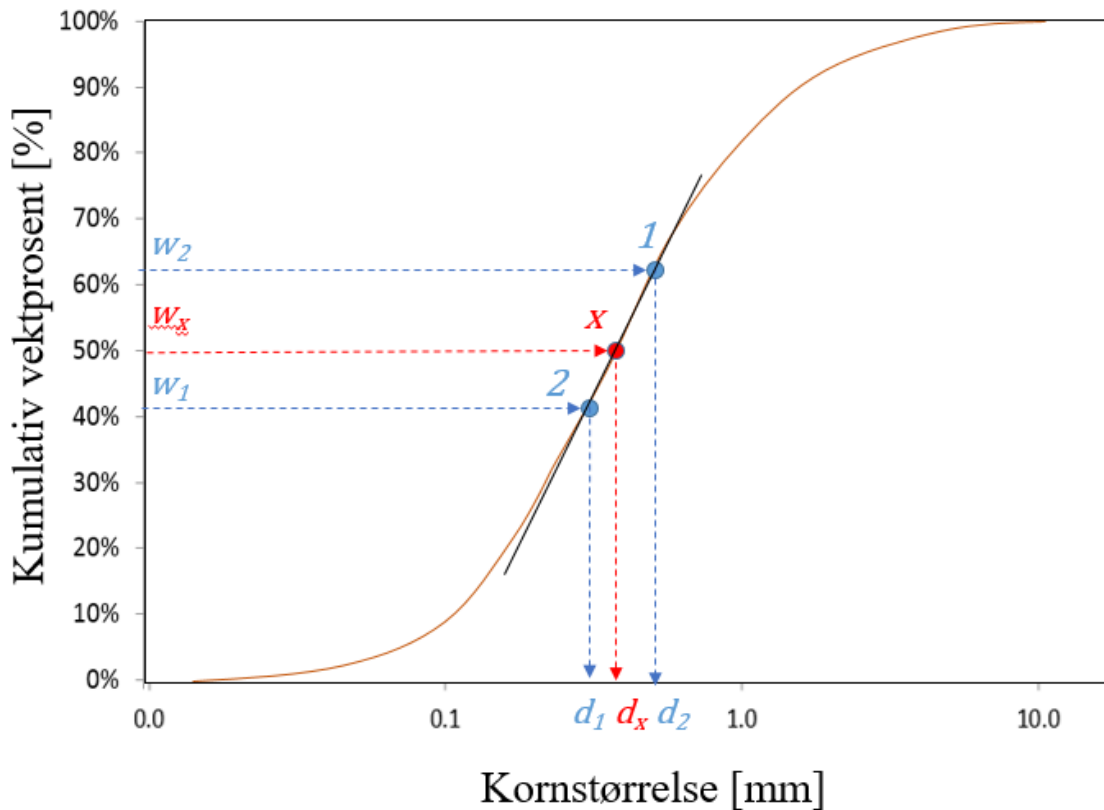
Brønn og prøvenr.	Metode	$\lambda$ [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]
Brannstasjon 2, 109	Krupiczka	1.9
	Russell	2.1
	Nekrasov	1.8
Brannstasjon 2, 116	Krupiczka	1.9
	Russell	2.1
	Nekrasov	1.9
Rådhuset 2, 127B	Krupiczka	1.9
	Russell	2.1
	Nekrasov	1.8
Rådhuset 2, 133B	Krupiczka	1.9
	Russell	2.1
	Nekrasov	1.9

## 4.2 Steg 1: Beregning av parametere

Grunnlaget for denne oppgavens beregninger av porøsitet, spesifikt overflateareal, permeabilitet og hydraulisk konduktivitet er kornfordelingsanalyser, utført på masseprøvene fra Brannstasjon 1 og 2 og Losjevegen 5, tabell 4.3. Verdier for hydraulisk gradient og temperatur tar utgangspunkt i grunnvannsmålinger.

### 4.2.1 Bruk av kornfordelingsanalyser

Fra kornfordelingskurvene er det mulig å avlese kornstørrelsen  $d_n$  ved  $n$  % siktegjennomgang. Nøyaktigheten til grafen vil avhenge av hvor mange punkter som blir registrert. Det vil si hvor mange sifter som benyttes ved kornfordelingsanalysen. Avlesning direkte fra grafen vil være lite nøyaktig. For bedre resultater kan man benytte *lineær interpolasjon*. Ved dette antas det at er en rett linje mellom to kjente punkt, punkt 1 og 2 i figur 4.3. Disse brukes til å finne kornstørrelsen ved en bestemt vektprosent,  $w_x$ .



Figur 4.3: Bruk av ettpunktsformelen ved avlesning av kornfordelingskurve

En rett linje mellom punkt 1 og  $x$  vil være som følger:

$$w_x - w_1 = a(d_x - d_1) \quad (4.1 \text{ a})$$

Ved å sette inn for stigningstallet  $a$  mellom de kjente punktene 1 og 2 kan man skrive formel

**Feil! Fant ikke referanseskilden.** a) som:

$$w_x - w_1 = \left( \frac{w_2 - w_1}{d_2 - d_1} \right) \cdot (d_x - d_1) \quad (4.1 \text{ b})$$

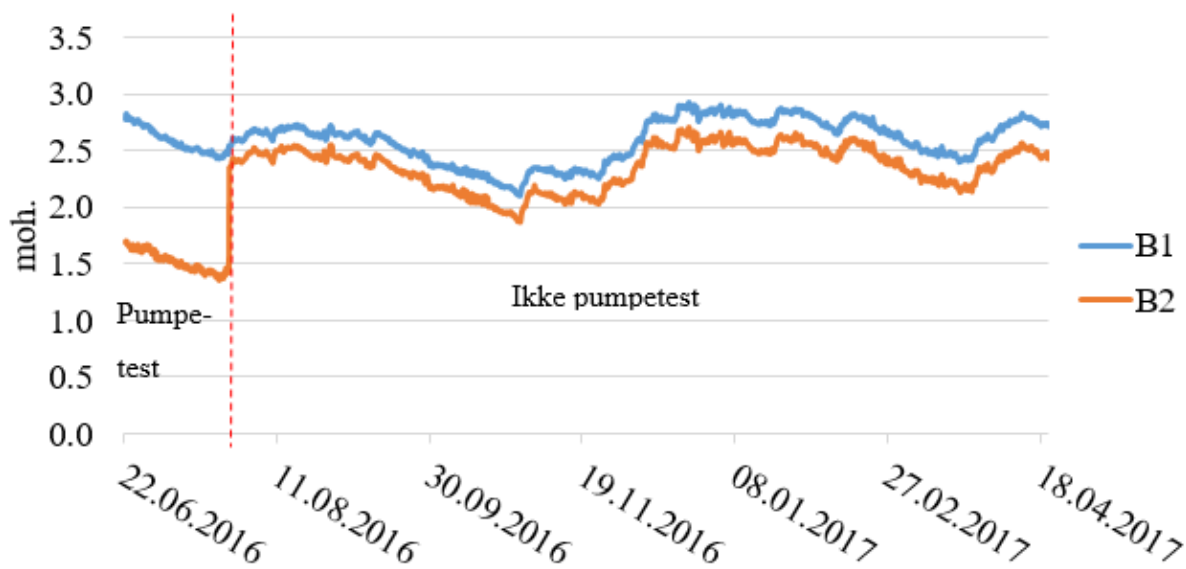
Dette medfører at kornstørrelsen ved en bestemt vektprosent kan beskrives som:

$$d_x = \frac{w_x - w_1}{\frac{w_2 - w_1}{d_2 - d_1}} + d_1 \quad (4.1 \text{ c})$$

Lineær interpolasjon har blitt benyttet for å finne  $d_5$ ,  $d_{10}$  og  $d_{60}$  fra kornfordelingskurver for samtlige prøver i tabell 4.3. **Feil! Fant ikke referanseskilden..** De beregnede verdiene for  $d_n$ , porøsitet, spesifikt overflateareal, og hydraulisk konduktivitet er oppgitt i det elektronisk vedlegget. Porøsitet er beregnet ved formel 2.5. Hydraulisk konduktivitet beregnes ved Kenney (formel 2.13) og Kozney-Carman (formel 2.12).

#### 4.2.2 Grunnvannsmålinger

Forskjell i grunnvannstand ved Brannstasjon 1 og 2 brukes som grunnlag for å beregne hydraulisk gradient. Brønnene er observasjonsbrønner, og er ikke i drift. Data fra pumpetest blir benyttet for simulere forskjellen i grunnvannstand mellom brønnene i et produksjonsscenario. Det blir beregnet to gradienter, med og uten pumpetest. Avstanden mellom brønnene er 131,4 m. De to gradientene er valgt for å illustrere forskjellen på varmespredning ved høy og lav grunnvannshastighet. Figur 4.4 viser grunnvannsnivået i Brannstasjon 1 og 2 i perioden, som beregningene tar utgangspunkt i.



Figur 4.4: Grunnvannsnivå i Brannstasjon 1 (B1) og Brannstasjon 2 (B2) fra 22. juni 2016 til 21. april 2017. Data hentet fra Gjengedal (2017)

## 4.3 Steg 2: Forenkling av geologi






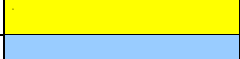


Utgangspunktet for geologiske informasjonen som benyttes for byggingen av 3D-modell og modellering av varmetransport er masseprøver og borelogger til brønnene i tabell 4.2. Geologien er for kompleks til å kunne modellere direkte. Derfor er det nødvendig å bearbeide informasjonen for å lage forenklede modeller. Modellene vil ikke vise den virkelige geologien. SubsurfaceViewer krever at det er definerte lag, og at tykkelsen til hvert lag er kjent i brønnene for å lage 3D-modell. Det finnes ulike måter å sortere dataene på. I denne oppgavene brukes jordartsklassifisering etter Statens vegvesen (2005) som grunnlag. Masseprøvene på Brannstasjon 1 og 2 blir sortert etter klassifisering, og en forenklet lagdeling blir bestemt ut fra dette. Deretter ekstrapoleres informasjonen til de fire andre brønnene. Dette vil nå bli beskrevet i detalj.

### 4.3.1 Sortering etter jordartsklassifisering:

Kornfordelingsanalyser av masseprøvene brukes til å klassifisere samtlige masseprøver i seks klasser. I tillegg brukes informasjon fra boreloggene om tykkelse på leire- og siltlag. Klassene er vist i

tabell 4.7.

Tabell 4.7: Jordartsklassifisering av sand og grus

Navn	Grusinnhold	Sandinnhold		Fargekoding
Grus	> 60 %	< 20 %	Grus > Sand	
Sandig grus	> 60 %	20-40 %	Grus > Sand	
Grusig sandig materiale	20-60 %	20-60 %	Grus > Sand	
Sandig grusig materiale	20-60 %	20-60 %	Grus < Sand	
Grusig sand	20-40 %	> 60 %	Grus < Sand	
Sand	< 20 %	> 60 %	Grus < Sand	
Silt				
Leire				

En slik klassifisering ga 25 ulike lag i Brannstasjon 1 og 15 i Brannstasjon 2. Det er derfor nødvendig å forenkle. Dette ble gjort ved å halvere antall jordartsklasser fra tabell 4.7. Det gir en oppdeling som vist i tabell 4.8:

Tabell 4.8: Forenkling av lagdeling – tredelt klassifisering av jordarter

Navn	Grusinnhold	Sandinnhold		Fargekoding
Grus	> 60 %	0-40%	Grus > Sand	
Grusig/sandig materiale	20-60 %	20-60 %	Grus ≈ Sand	
Sand	0-40 %	> 60 %	Sand > Grus	
Leire				

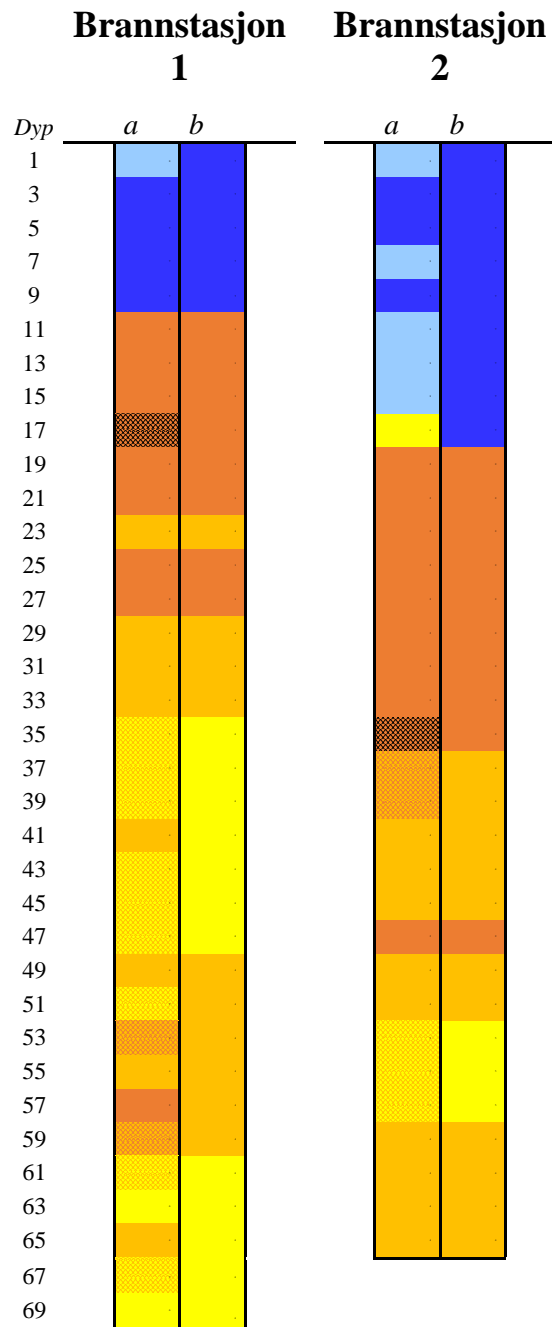
Lag som er tynnere enn 3 meter blir slått sammen med over- og underliggende lag. Det resulterer i en endelig forenklet lagdeling med 7 lag, som vist i tabell 4.9

Tabell 4.9: Antall lag ved forenkling av lagdeling

	<b>Brannstasjon 1</b>	<b>Brannstasjon 2</b>
<i>Originalt</i>	25	15
<i>Forenkling</i>	7	7

Figur 4.5 viser den opprinnelige løsmassesammensetningen basert på klassifisering av masseprøvene og den forenklede varianten med 3 klasser. Den forenklede varianten er brukt til å lage 3D-modell i SubsurfaceViewer. Ettersom det ikke er tilgjengelige data på hvor tykt det siste laget er, har det blitt bestemt at det siste laget skal kalles «ukjent».





Figur 4.5: Original (a) og forenklet (b) geologi i Brannstasjon 1 og 2 basert på jordartsklassifisering

### 4.3.2 Ekstrapolering

Ekstrapolasjon har blitt benyttet for å tallfeste tykkelsen på lagene i brønnene uten masseprøver, Lenavegen 3 (1) og (2) og Lena Terrasse. Metoden ble også benyttet på Losjevegen 5, til tross for at denne hadde egne massprøver. Det skyldes at det var ønskelig å modellere med utgangspunkt i brannstasjonen, da det er den som skal brukes til varmetransport.

Invers distanse-vektning (eng. inverse. distance weighting) ble brukt til ekstrapolasjon. Det er en metode utviklet av Shepard (1968) for todimensjonal interpolasjon for ujevnt spredde data. Metoden bygger på et vektet gjennomsnitt av verdier fra kjente datapunkt, hvor vektningen er en funksjon av avstanden fra de kjente punktene til det viss verdi man ønsker å avgjøre. Dersom man har datapunkter  $D_i$ , med koordinatene  $(x_i, y_i)$  og verdi  $z_i$ , og et punkt  $P(x, y)$  med verdi  $z$ , vil avstanden mellom disse være gitt av Pytagoras som følger:

$$d_i = \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2} \quad (4.2)$$

Verdien  $z$  til punkt  $P$  kan i følge Shepard (1968) da interpoleres ved følgende formel:

$$f_i(P) = \begin{cases} \frac{\sum_{i=1}^N (d_i)^{-u} \cdot z_i}{\sum_{i=1}^N (d_i)^{-u}}, & \text{hvis } d_i \neq 0 \text{ for alle } D_i \\ z_i, & \text{hvis } d_i = 0 \text{ for noen } D_i \end{cases} \quad (4.3)$$

Empiriske tester har vist at best resultater for generell overflatekartlegging og beskrivelse oppnås når eksponenten,  $u = 2$ .

Tykkelsen på forenklete lag i Brannstasjon 1 og 2 benyttes som kjente punkter. Det må bemerkes at de tykkelser på lag som beregnes ved hjelp av invers-distanse-vektning-metoden ikke blir betraktet som realistiske for de brønnene de skal representere. Beregningen blir gjort for å tallfeste verdier i ytterkanten av undersøksområdet. Ønsket med ekstrapolasjonen er å lage en modell med flere lag enn det er mulig å hente informasjon om i de fleste brønnene.

## 4.4 Steg 3: Valg av parametere for forenklet geologi

Hydrauliske parametere regnes til hver enkelt av masseprøvene. Ved modellering av varmetransport trengs det verdier for hydrauliske parametere og egenskaper til vann som skal være gyldige for hele eller deler av akviferen.

### 4.4.1 Hydrauliske parametere:

*Hydraulisk konduktivitet:* Konduktivitet er beregnet med Kozney-Carman for samtlige masseprøver. Prøvene er klassifisert etter jordartstype. Det lages et gjennomsnitt for hver jordartsklasse. Til modellering av varmetransport i denne oppgaven benyttes tre verdier for hydraulisk konduktivitet; *grus, grusig/sandig materiale og sand.*

*Hydraulisk gradient:* Det beregnes to hydrauliske gradienter, en for perioden med pumpetest (22. juni 2016 - 26. juli 2016) og en for perioden uten (26. juli 2016 - 21. april 2017). De to gradientene som benyttes er gjennomsnittet fra de to respektive periodene.

*Grunnvannets gjennomsnittshastighet:* Ved beregning av hastighet benyttes de gjennomsnittlige verdiene for hydraulisk gradient og konduktivitet.

### 4.4.2 Varmeledningsevne:

Gjennomsnittet av beregningene i tabell 4.6 brukes, og varmeledningen i hele akviferen settes til 1,9 W/mK.

### 4.4.3 Vannets egenskaper:

Temperaturen i grunnvannvannet antas å være konstant, uavhengig av dybde. Den tar utgangspunkt i temperaturmålinger i Brannstasjon 1 og 2 i perioden 27. april 2016 - 21. april 2017. Grunnvannstemperaturen er tilnærmet 7,0°C. Temperatur på injisert vann er satt til 4,0°C.

Ved 4,0-7,0°C varierer vannets tetthet fra 1000,0-999,9 kg/m<sup>3</sup>. Vannets viskositet varierer fra 1,4-1,6·10<sup>-3</sup> Pa·s. I modellering antas vannets tetthet, viskositet og varmekapasitet å være konstante, til tross for temperaturdifferansen mellom grunnvann og injisert vann.

## 4.5 Steg 4: Modellering

Dette kapitlet vil beskrive oppbygning av 3D-modell og modellering av varmetransport.

### 4.5.1 Oppbygning av 3D-modell

For oppbygning av 3D-modell av kvartærgeologien i Melhus Sentrum blir informasjon fra borehull og kartdata benyttet i SubsurfaceViewer MX.

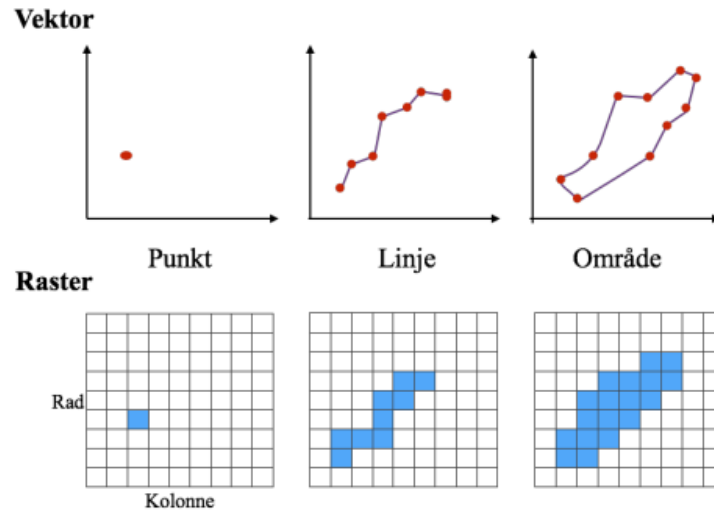
En modell i SubsurfaceViewer bygges opp ved følgende trinn:

1. Laste inn overflater (terrengoverflate og dybde til fjell)
2. Laste inn borehullsinformasjon
3. Lage 2D-tverrsnitt
4. Kalkulere overflate til alle lag for 3D-modell.

Det anbefales å bruke både INSIGHT (2017) *Manual SubsurfaceViewer XL and SubsurfaceViewer MX 6.0* og British Geological Survey (2011) *GSI3D 2011 Software manual and methodology*. Den sistnevnte er manualen til en edlere utgave av programmet. Den har gode beskrivelser av blant annet filformat.

*Steg 1: Laste inn overflater (terrengoverflate og dybde til fjell)*

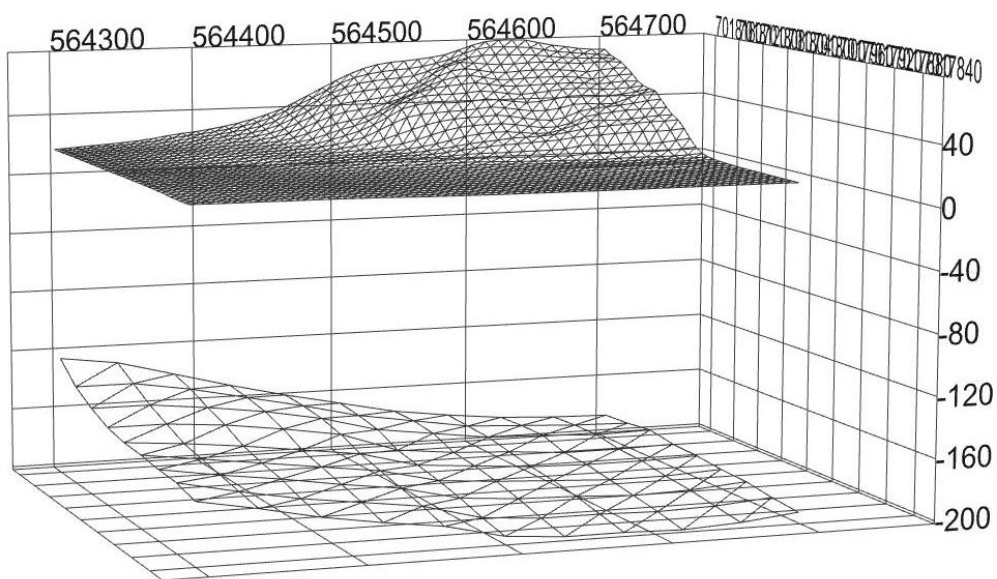
Kartdata kommer hovedsakelig i to fundamentalt forskjellige strukturer; raster og vektor. Rasterdatamodeller består av rutenett (eng. *grids*) eller matriser som har en definert oppløsning. Hver celle i rutenettet har en verdi. Verdiene kan representere for eksempel høyde, farge, sensorverdi eller antall observasjoner. Vektordatamodeller representerer verden ved hjelp av punkt, linjer og polygoner (Nossum *et al.*, 2014). Dette er illustrert i figur 4.6.



Figur 4.6: Illustrasjon av forskjellen på vektordata og rasterdata (Sandbakken, 2016).

*TIN* (*Triangulated Irregular Networks*) er en vektorbasert representasjon av en kontinuerlig flate bestående av triangulære elementer. *DEM* (*Digital elevation model*) er en rasterbasert representasjon av en kontinuerlig flate. Både ArcGIS og SubsurfaceViewer støtter begge formatene, men det anbefales å bruke TIN-filer.

Rasterfilene som er brukt som grunnlag for TIN-filer er beskrevet i tabell 4.1. De er begge DEM-filer som har blitt kuttet til riktig størrelse og så konvertert til ASCII-filer i ArcGIS. TIN-filene for terrengoverflate og dybde til fjell er vist i figur 4.7.



Figur 4.7: TIN-filer for topografisk overflate og fjelldybde

### Steg 2: Laste inn borehullsinformasjon

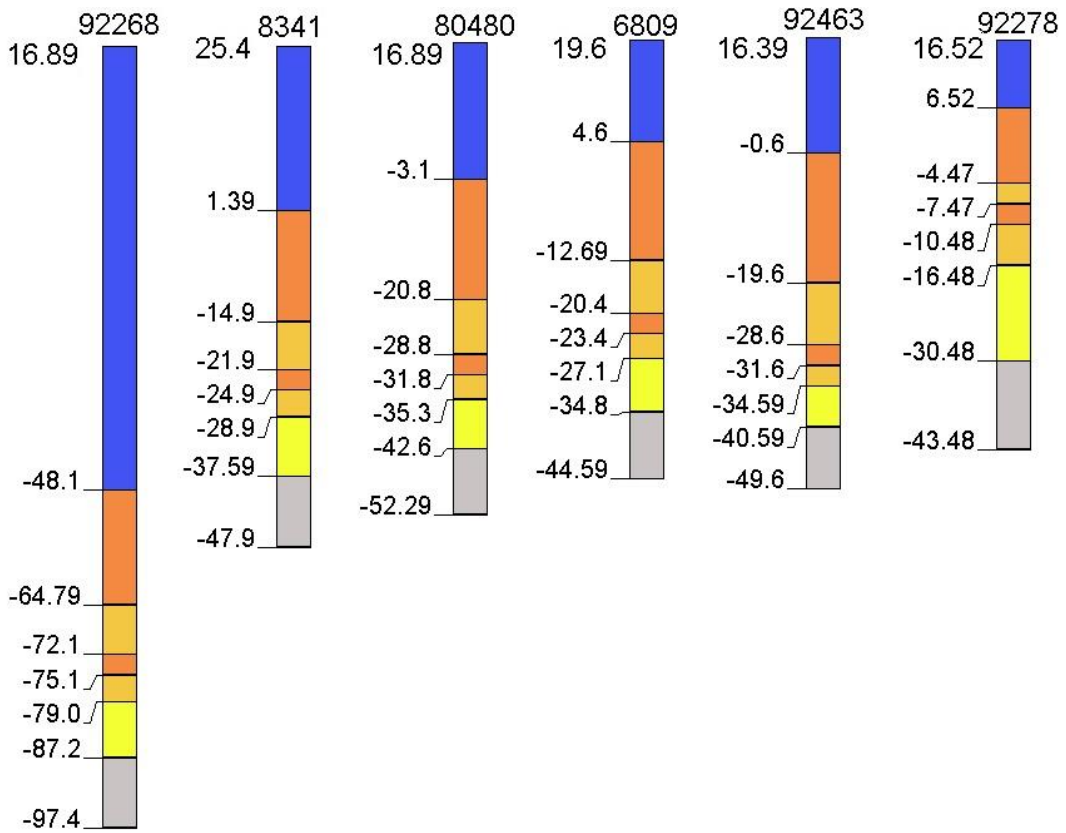
Loggdata fra borehull er blant den viktigste formen for data for undersøkelse og visualisering av geologiske strukturer. Borehullslogger kan benyttes i SubsurfaceViewer dersom de har riktig format. Data fra loggene kan systematiseres i tabeller i Excel, og så lastes inn i SubsurfaceViewer i filformatene beskrevet i tabell 4.10. Samtlige av filene skal være tabulator delt.

Tabell 4.10: Filtyper som kan klargjøres i Excel før de importeres til SubsurfaceViewer (INSIGHT, 2017)

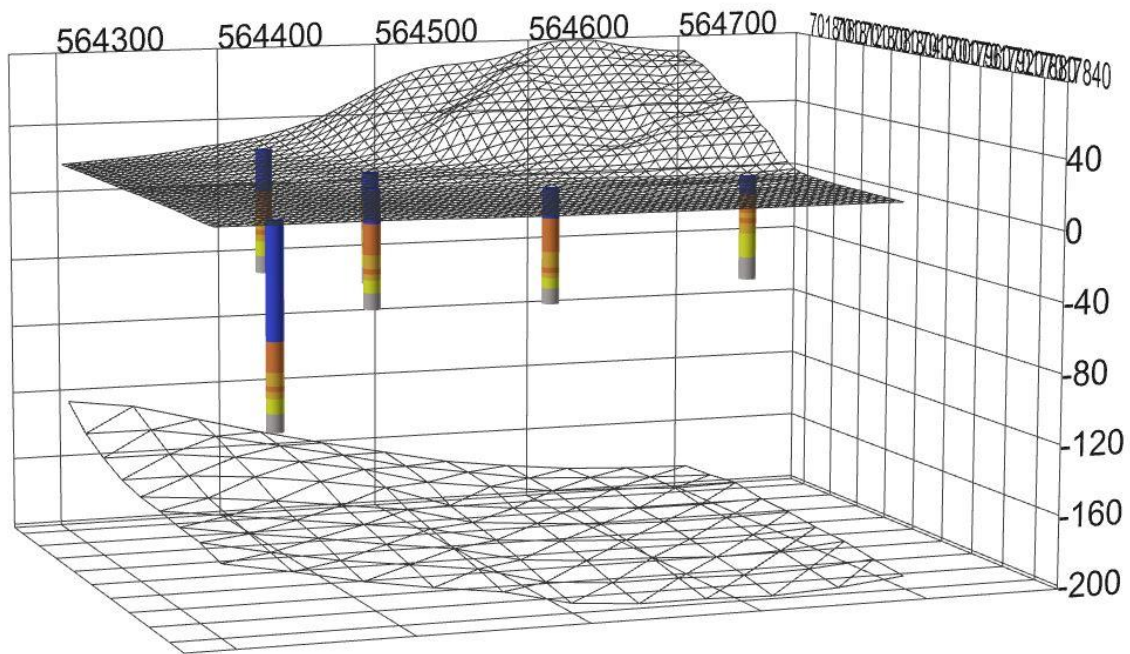
Navn	Filending	Innhold	Heading
Borehole master data	*.bid	Borehulls-ID. X- og Y-koordinater og høyde.	Nei
Layer data	*.blg	All beskrivelse av alle borehull. Borehulls-ID, dyp til hvert lag fra startpunkt, litografisk kode.	Nei
General Vertical Section	*.gvs	Beskrivelse av den vertikale sekvensen av lag som ligger oppå hverandre. Navn på lag, lag-ID, stratigrafi og litologi .	Ja
Legend	*.gleg	I denne filen kan man bestemme farge og tekstur for representasjonen av lag og borehullslogger.	Nei

Heading er den første raden i tabellen inneholder en beskrivelse av dataene. SubsurfaceViewer leser ikke filen dersom dette er feil. Filene brukt til modellering i denne oppgaven er å finne i det elektroniske vedlegget.

Resultatet av BLG-filen som beskriver av alle borehull, BID-filen som gir koordinater og høyde, og GLEG-filen er illustrert figur 4.8. I denne vises samtlige borehull slik de fremstår i SubsurfaceViewer. Figur 4.9 viser resultatet av steg 1 og 2, det vil si brønnene med terreng- og fjelloverflate.



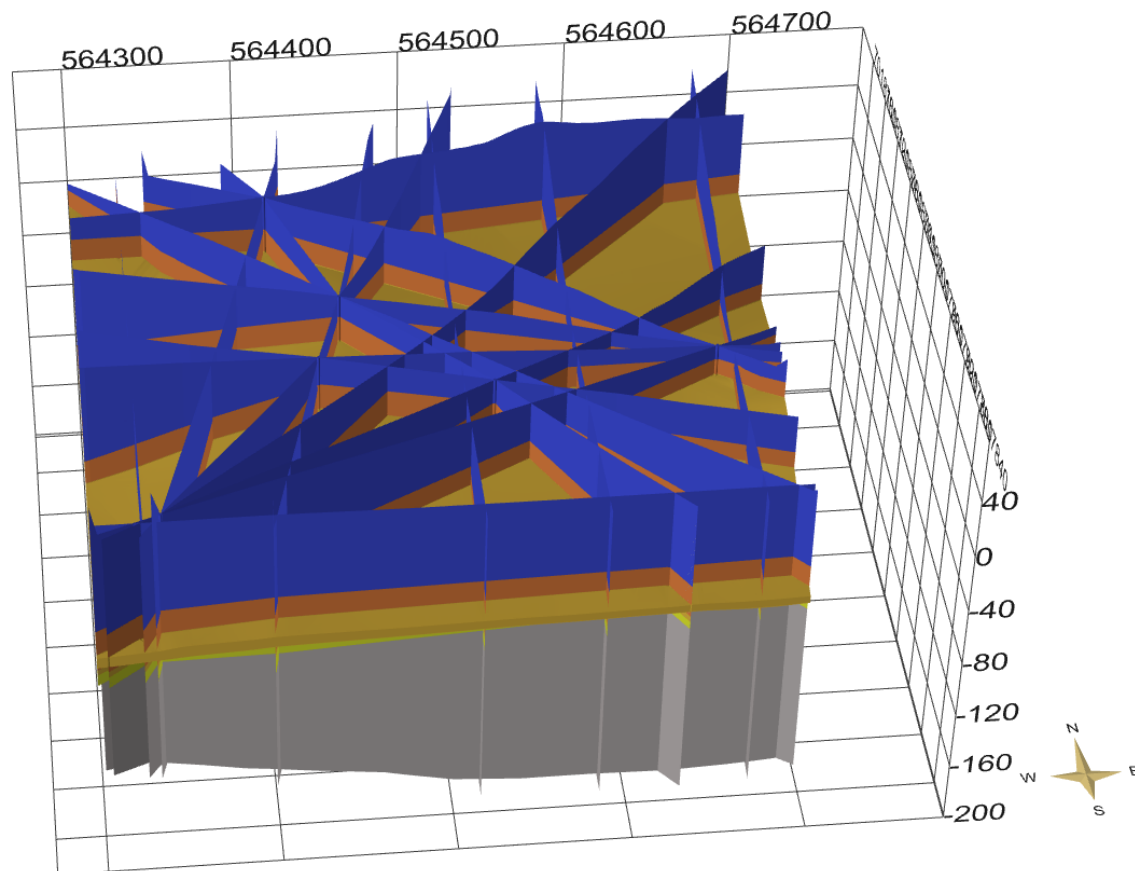
Figur 4.8: Brønner i SubsurfaceViewer



Figur 4.9: TIN og brønner i SubsurfaceViewer

### *Steg 3: Lage 2D-tversnitt*

Det har blitt lagd 18 tversnitt. De første 1-10 går gjennom minst to borehull. De resterende 8 går gjennom ett eller ingen borehull, men krysser de eksisterende tversnittene. Både borehull og krysningspunkter med andre tversnitt brukes som grunnlag for lage nye tversnitt. Figur 4.10 viser samtlige 2D-tversnitt i 3D.



*Figur 4.10: Samtlige 2D-tversnitt i 3D*

### *Steg 4: Kalkulere overflate til alle lag for 3D-modell*

SubsurfaceViewer kalkulerer samtlige flater basert på de tversnittene som er laget, og setter det sammen til en ferdig 3D-modell. En 3D-modell fra SubsurfaceViewer kan benyttes ved modellering av vann- og varmetransport i FEFLOW. Det var formålet med denne modellen. På grunn av tidsmangel, ble det benyttet en enklere programvare, omtalt i kapittel 4.5.2. Den krever ytterligere forenklinger. 3D-modellen i denne oppgaven blir derfor kun brukt til å visualisere akviferen.



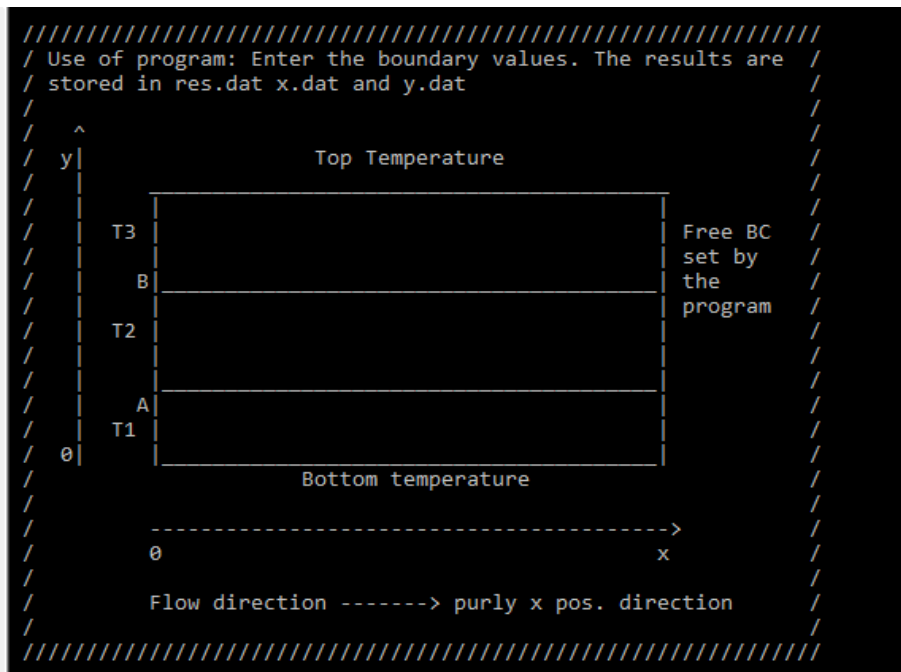
### 4.5.2 Modellering av varmetransport

Det blir modellert varmetransport mellom brønnene Brannstasjon 1 og 2. Programvare for modellering av varmetransport er laget av Haugsand (2017) i forbindelse med denne masteroppgaven. Programmet bruker konveksjons-diffusjons-likningen (formel 2.21) og beregner 2D temperaturdistribusjonen i systemet når likevekt (steady state) er oppnådd. Deretter benyttes Matlab for å lage en grafisk fremstilling av resultatene.

Programmet har to viktige begrensninger:

- **Massebevaring:** Det antas at det ikke er massetap i systemet. Det vil si at volumet ikke endres, og mengden vann som kommer inn er lik mengden vann som kommer ut. Etersom man har en 2D-modell, medfører det at vannhastigheten i hvert lag må være konstant. Det vil ikke være tilfelle i virkeligheten, da hastigheten vil være høyest ved returbrønnen, og så reduseres radielt fra den.
- **Horisontale lag:** Modellen krever horisontale lag.

Programmet er laget for en 3-lags modell. Figur 4.11 viser startside til programmet, som inneholder en skjematisk figur av akviferen som undersøkes. Det er mulig å tilegne hvert lag spesifikke temperaturer og hastigheter.



Figur 4.11: Startside til program for modellering av varmetransport med prinsippkisse av akvifer (Haugsand, 2017)

For å bruke programmet er det nødvendig med 15 parametere. De bestemmer størrelse på modell, temperatur i hvert lag, hastighet i hvert lag, grensebetingelser og oppløsning. Input-parametere er gitt i **Feil! Fant ikke referansekilden.**

Tabell 4.11 Input-parametere til program for varmetransport

Input-parameter	Beskrivelse
Length of the model (m)	Avstand mellom brønner
Height of the model (m)	Tykkelse på akvifer, dvs. summen av tykkelsen til de tre lagene i figur 4.11.
Height of point A (m)	Tykkelse på lag A
Height of point B (m)	Tykkelse på lag A + B
Temperature of T1 (K)	Temperatur i lag 1 i Kelvin
Speed of section T1 (m/s)	Hastighet i lag 1
Temperature of T2 (K)	Temperatur i lag 2 i Kelvin
Speed of section T2	Hastighet i lag 2
Temperature of T3 (K)	Temperatur i lag 3 i Kelvin
Speed of section T3 (m/s)	Hastighet i lag 3
Top temperature (K)	Grunnvannstemperatur i toppen av akviferen
Bottom temperature (K)	Grunnvannstemperatur i bunnen av akviferen
Number of x divisions	Se forklaring under
Number of y divisions	Settes lik antall høyde på modellen.
Initial temperature guess (K)	Antatt temperatur i midten av modellen. Jo riktigere det er, jo færre iterasjoner må programmet utføre. Programmet fortsetter til forskjellen mellom to utregninger av midttemperaturen er mindre enn $10^{-6}$ . Oppgis i Kelvin

Antall x- og y-inndelinger beskriver hvor mange celler programmet skal regne ut temperaturen i. Stort antall gir god oppløsning, men programmet bruker lenger tid. Lengden på hver celle i x-retning er  $dx$ , og kan regnes ut med følgende formel:

$$dx \leq \frac{2\lambda}{\rho c_p v} \quad 4.4$$

$\rho$  og  $c_p$  er tetthet og varmekapasitet til vann, med  $\lambda$  er varmeledningsevnen til akviferen.

Dersom avstanden mellom brønnene er  $L$ , vil nødvendig antall x-inndelinger  $n_x$  vær:

$$n_x \geq \frac{L}{dx} \quad 4.5)$$

## Utgangspunkt for simuleringer

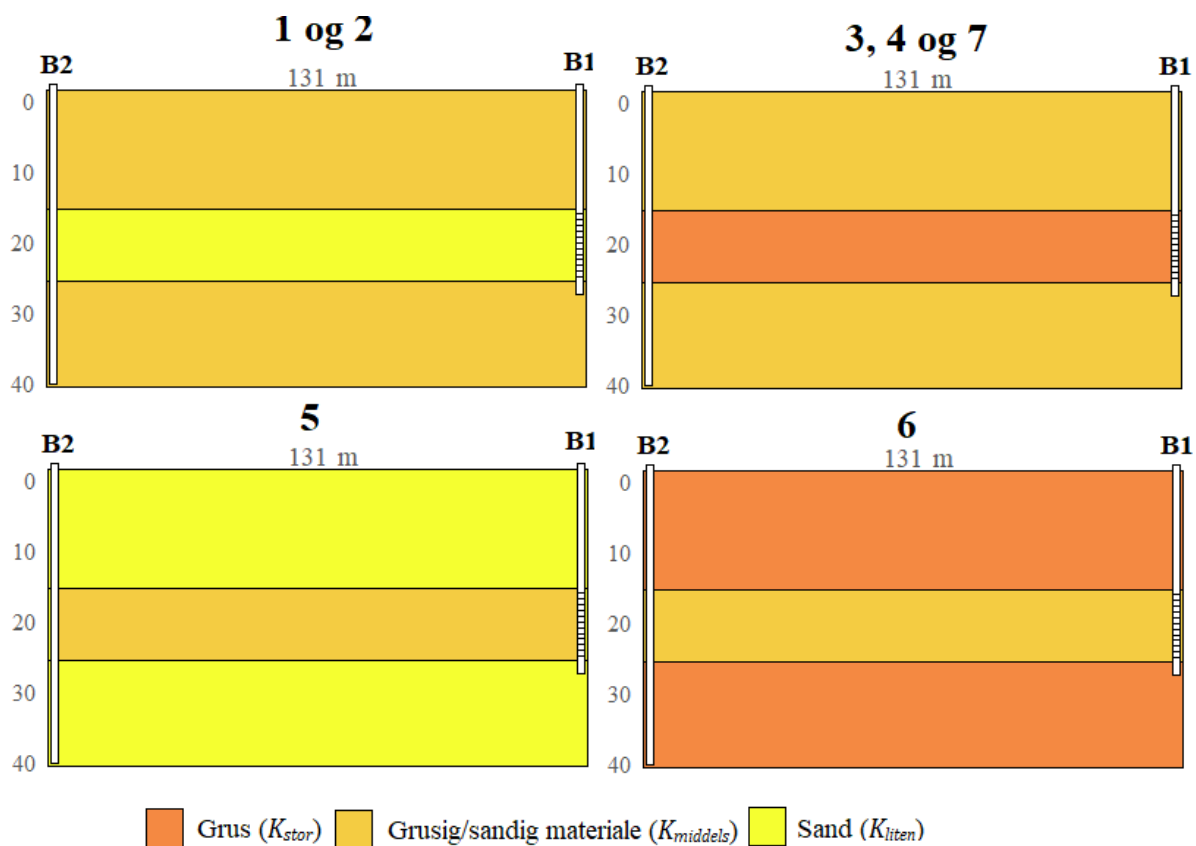
For beregning av stor hydraulisk gradient benyttes data fra pumpetest i Brannstasjon 2. Derfor antas det i modellering av varmetransport at Brannstasjon 2 er produksjonsbrønn og Brannstasjon 1 er returbrønn. Det medfører at man ser på strømming fra Brannstasjon 1 til 2, fra øst mot vest. Det gjøres følgende antagelser:

1. Modellen viser kun en teoretisk akvifer. Leirelaget, som har 10-17 meter tykkelse ved Brannstasjon 1 og 2, er ikke tatt med.
2. Samtlige tilfeller består av tre lag. Lagene består av grus, grusig sandig materiale eller sand. Rekkefølgen vil variere ettersom man undersøker lag med høy eller lav hydraulisk konduktivitet.
3. Det antas en 40 meter tykk akvifer, med tre lag. Lag 1 og 3 er 15 meter tykke, lag 2 er 10 meter tykt. Dette er for at grensebetingelsene skal påvirke i like stor grad i over- og underkant av modellen
4. I hvert tilfelle undersøkes det hvordan temperaturen vil fordeles dersom det midterste laget har en annen temperatur ved Brannstasjon 1 enn resten av akviferen. Det antas derfor at det er filter i lag 2. Det dekker hele laget, og er derfor 10 meter tykt, fra 15-25 meters dyp.
5. Det blir ikke presisert hvor filteret på Brannstasjon 2 er plassert. Det vil i stedet bli undersøkt hvilke plasseringer som er gunstige ettersom hvordan varmen fordeler seg.
6. Det antas at temperaturen i lag 1 og 2, samt ved topp og bunn av akviferen har samme initialtemperatur.

Varmetransport modelleres for syv konseptuelle tilfeller. Tilfelle 1-4 undersøker hvordan temperaturdistribusjonen varierer dersom den hydrauliske konduktiviteten og hydrauliske gradienten der filteret står (det midtre laget) endres. Tilfelle 5 og 6 undersøker hvordan det hydrauliske konduktiviteten til over og underliggende lag påvirker temperaturdistribusjonen. Tilfelle 7 har de samme hydrauliske forutsetningene som tilfelle 4, og undersøker betydningen av varmeledningsevnen til akviferen. Samtlige tilfeller er beskrevet i tabell 4.12. Den geologiske lagdelingen til tilfellene er vist i figur 4.12.

Tabell 4.12: Oversikt over tilfeller for varmetransportmodellering

Tilfelle	Hydraulisk konduktivitet	Hydralisk gradient	Lag som undersøkes	Varmeledningsevne (W/mK)
1	Lav	Liten	Med filter	1,9
2	Lav	Stor	Med filter	1,9
3	Høy	Liten	Med filter	1,9
4	Høy	Stor	Med filter	1,9
5	Lav	Stor	Over- og underliggende	1,9
6	Høy	Stor	Over- og underliggende	1,9
7	Høy	Stor	Med filter	5,0



Figur 4.12: Lagdeling til tilfelle 1-7 for modellering av varmetransport



## 5 RESULTATER

---

I dette kapittelet vil resultatene fra kvartærgeologisk modellering, vann- og varmetransport presenteres.

### 5.1 Kvartærgeologisk modell

Den kvartærgeologiske modelleringen har bestått i å forenkle geologien slik at den kan brukes til beregning i av vann- og varmetransport.

#### 5.1.1 Forenkling av lagdeling

Klassifisering av masseprøvene fra Brannstasjon 1 og 2 og Losjevegen 5 etter jordart ga følgende resultater, presenter i tabell 5.1








Tabell 5.1: Antall masseprøver per jordartsklasse

Jordartsklasse	Antall prøver	Jordartsklasse (forenklet)	Antall prøver
Grus	4	Grus	14
Sandig grus	10		
Grusig sandig materiale	6	Grusig/sandig materiale	22
Sandig grusig materiale	16		
Grusig sand	13	Sand	15
Sand	2		

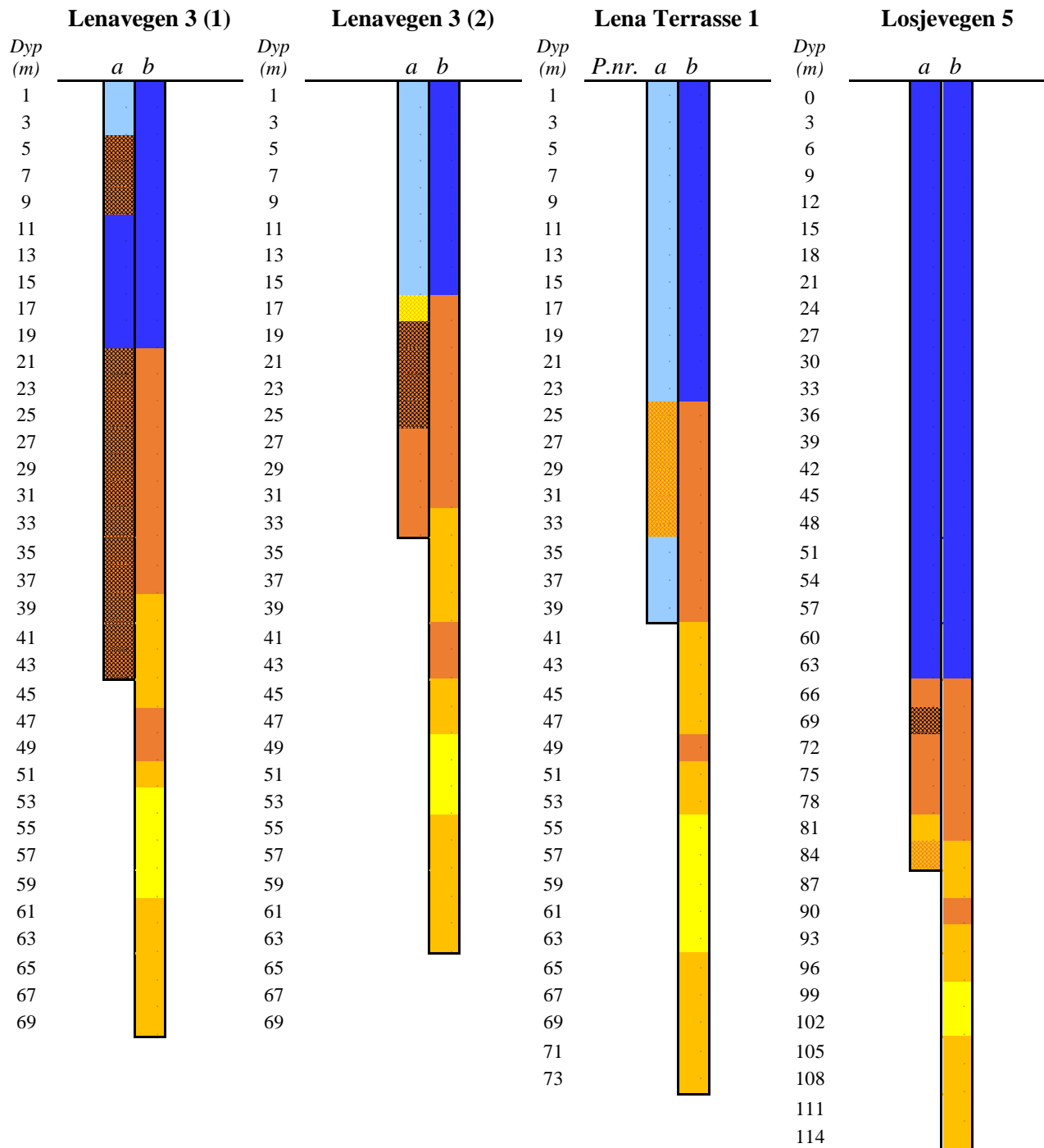
Forenkling av lagdeling tar utgangspunkt i disse klassene. Det har resultert i en 7-lagsmodell.

Lagene, brukt til modellering i SubsurfaceViewer, er vist i tabell 5.2.

Tabell 5.2: Lagdeling til SubsurfaceViewer

Lag nr.	Lagnavn	Forkortelse	Fargekode
1	Leire	L	
2	Grus_1	G1	
3	Grus_sand_1	GS1	
4	Grus_2	G2	
5	Grus_sand_2	GS2	
6	Sand_1	S1	
7	Ukjent	U	

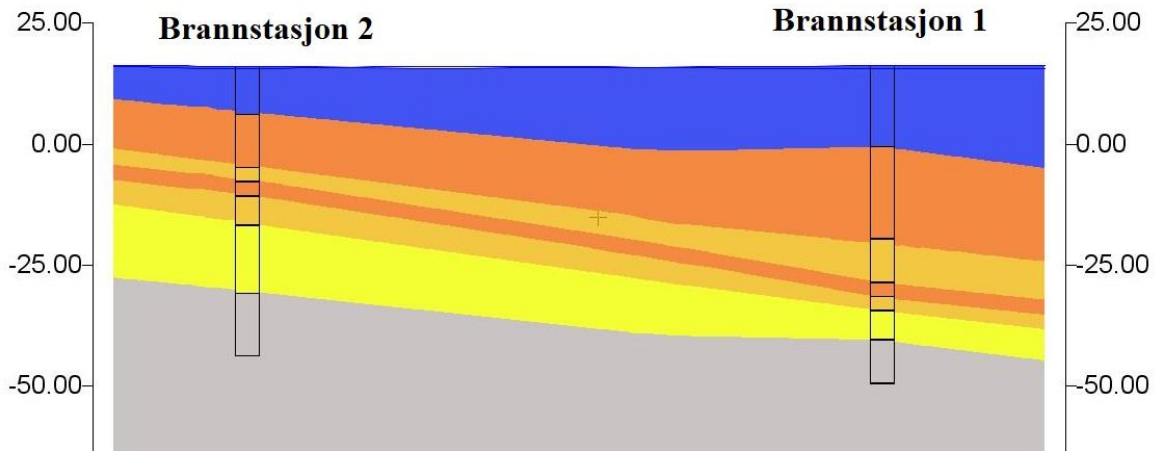
De opprinnelige brønnloggene (a) og resultatet av ekstrapoleringen (b) er vist i figur 5.1. Informasjonen fra kolonne (b) er brukt som utgangspunkt for 3D-modell.



Figur 5.1: Lagdeling basert på a) brønnlogger og b) forenklet lagdeling fra ekstrapolasjon fra Brannstasjon 1 og 2. b) vil brukes som utgangspunkt for 3D-modell.

### 5.1.2 2D-tverrsnitt

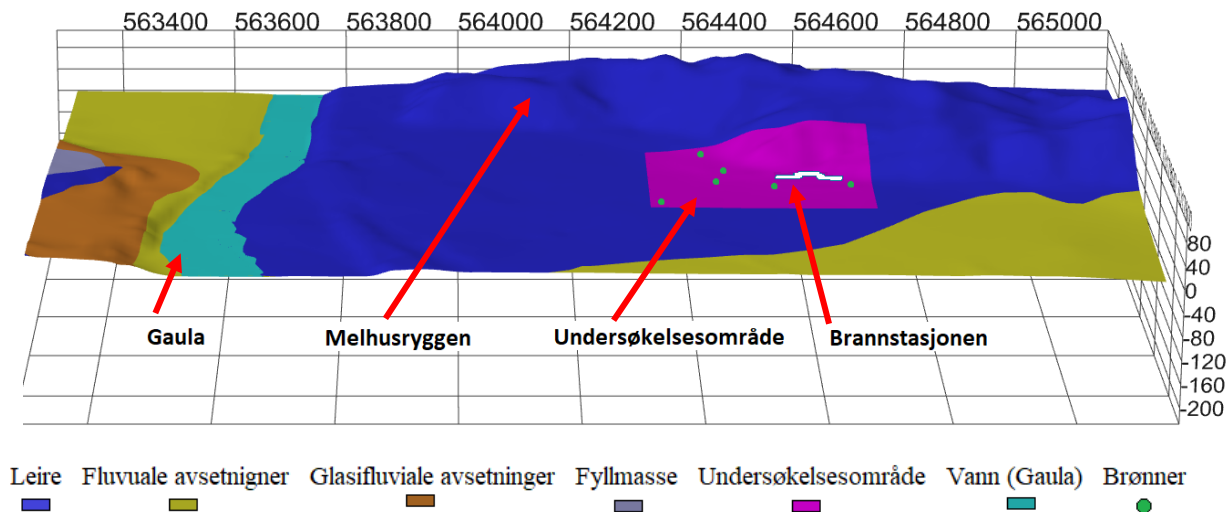
Figur 5.2 viser 2D-tverrsnitt mellom Brannstasjon 1 og 2. Modellering av varmetransport videre i oppgaven tar utgangspunkt i disse to brønnene. Det har totalt blitt lagd 18 tverrsnitt. Samtlige tverrsnitt er listet i vedlegg B.



Figur 5.2: 2D-tverrsnitt mellom Brannstasjon 1 og 2

### 5.1.3 3D-modell

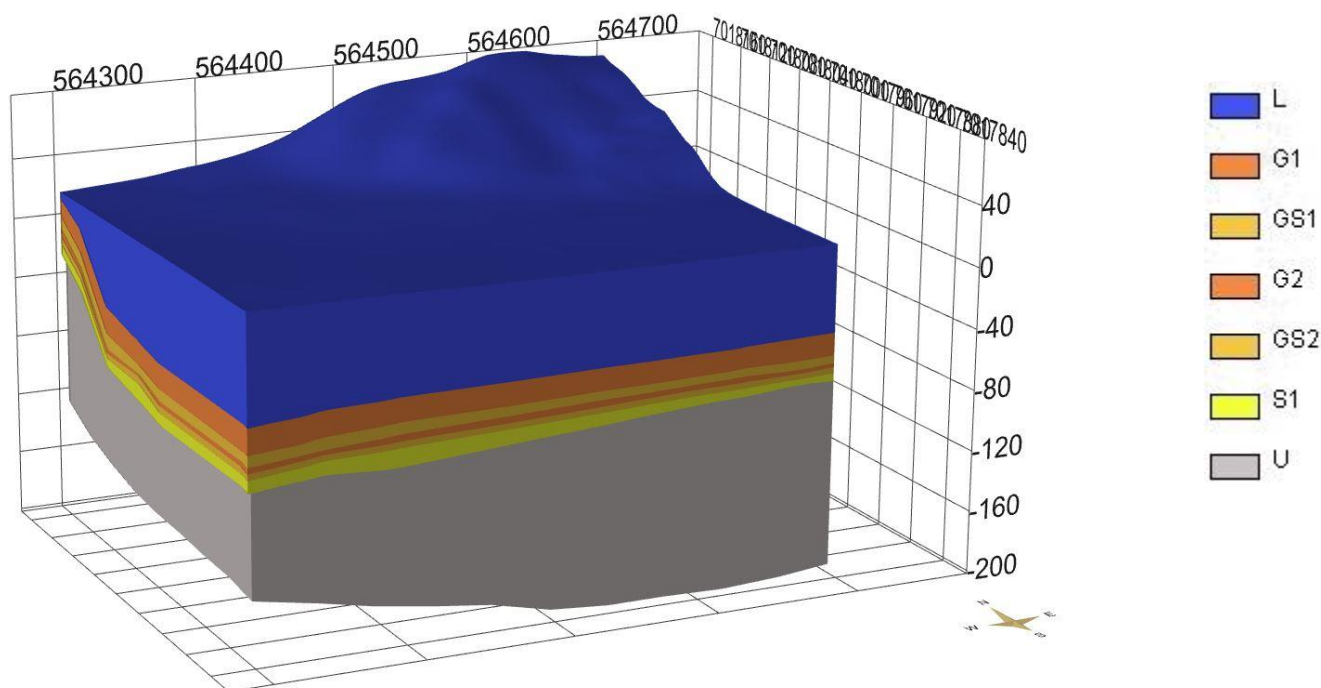
3D-modell av undersøkelsesområdet er laget i SubsurfaceViewer. Figur 5.3 viser et kvartærgeologisk oversiktskart i 3D over Melhus sentrum, inkludert Gaula i vest. Nord for sentrum vises Melhusryggen, dekket av marine sedimenter. Undersøkelsesområdet er markert i rosa.



Figur 5.3: 3D-oversikt over kvartærgeologien i Melhus sentrum. Undersøkelsesområdet er markert i rosa. Laget i SubsurfaceViewer.

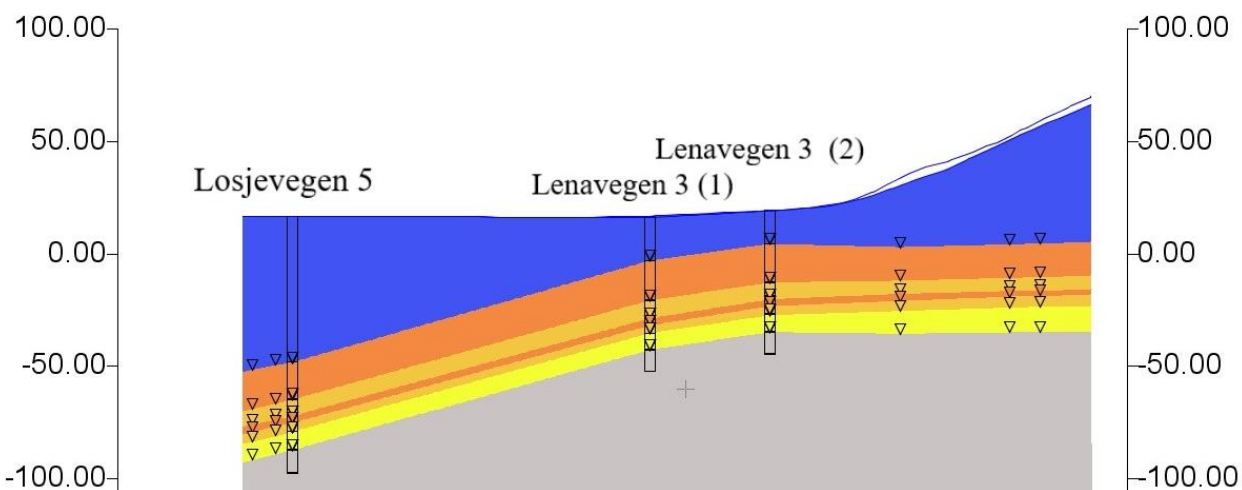


Figur 5.4 er en 3D-modell av undersøkelsesområdet mot nordøst. Undersøkelsesområdet er flatt bortsett fra i nordøst, der Melhusryggen reiser seg. Lagpakken skråner ned mot sørvest, og tykkelsen på leirelaget øker i samme retning.



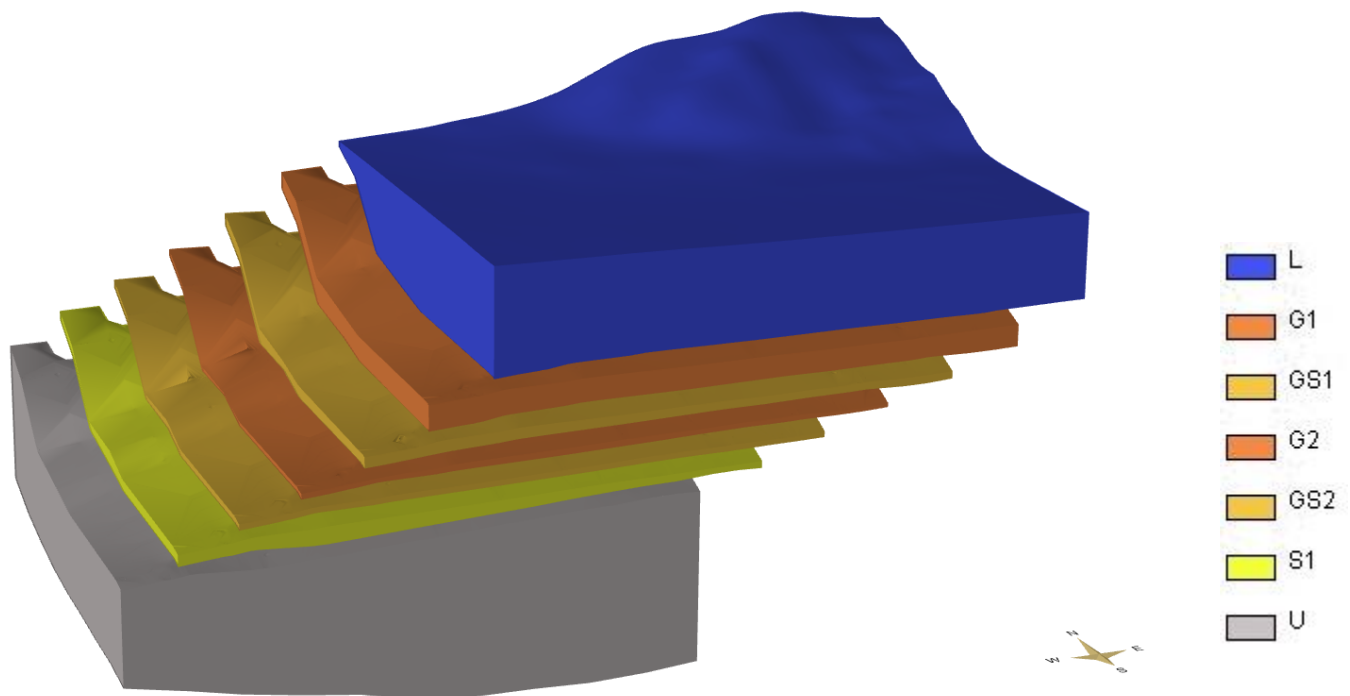
Figur 5.4: 3D-modell av undersøkelsesområdet fra nordøst laget i SubsurfaceViewer.

Lagenes helning mot sørvest er vist i 2D-tverrsnittet mellom Losjevegen 5 og Lenavegen 3 (1) og (2), figur 5.5. Høydedraget i nordøst er begynnelsen på Melhusryggen.



Figur 5.5: 2D-tverrsnitt mellom Losjevegen 5 og Lenavegen 3 (1) og (2)

Figur 5.6 tydeliggjør lagdeling i 3D-modellen.



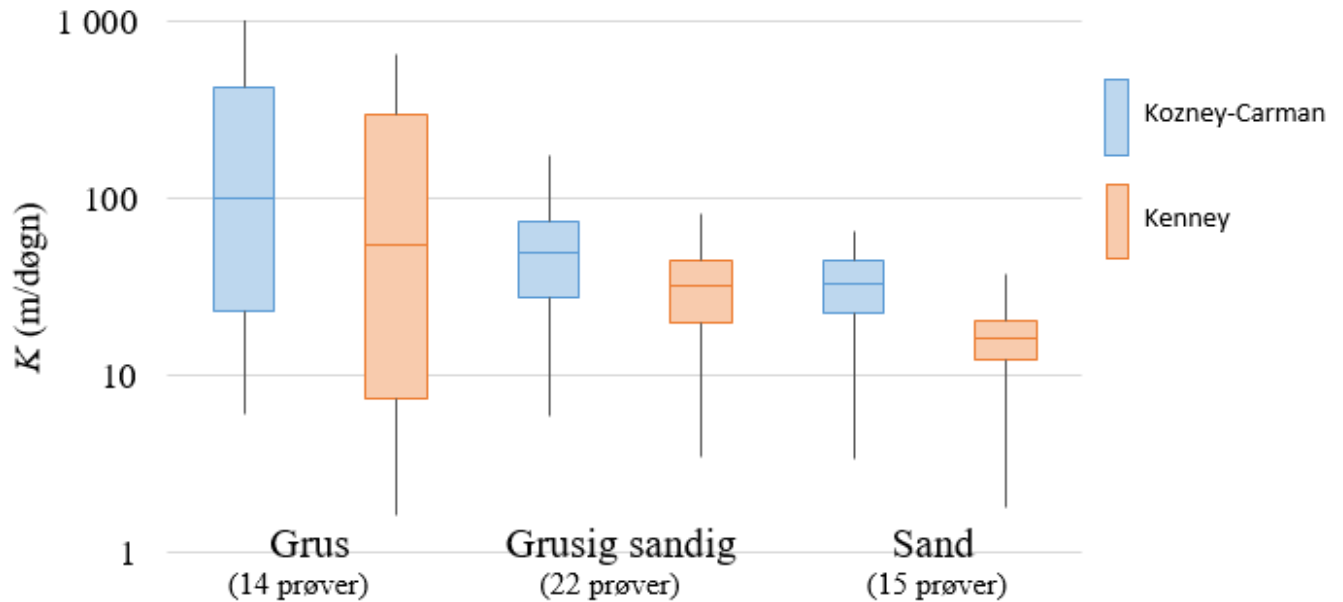
Figur 5.6: Lagdeling i 3D-modell.laget i SubsurfaceViewer

## 5.2 Vanntransport

Resultatene fra beregning av vanntransport har blitt brukt til modellering av varmetransport.

### 5.2.1 Hydraulisk konduktivitet

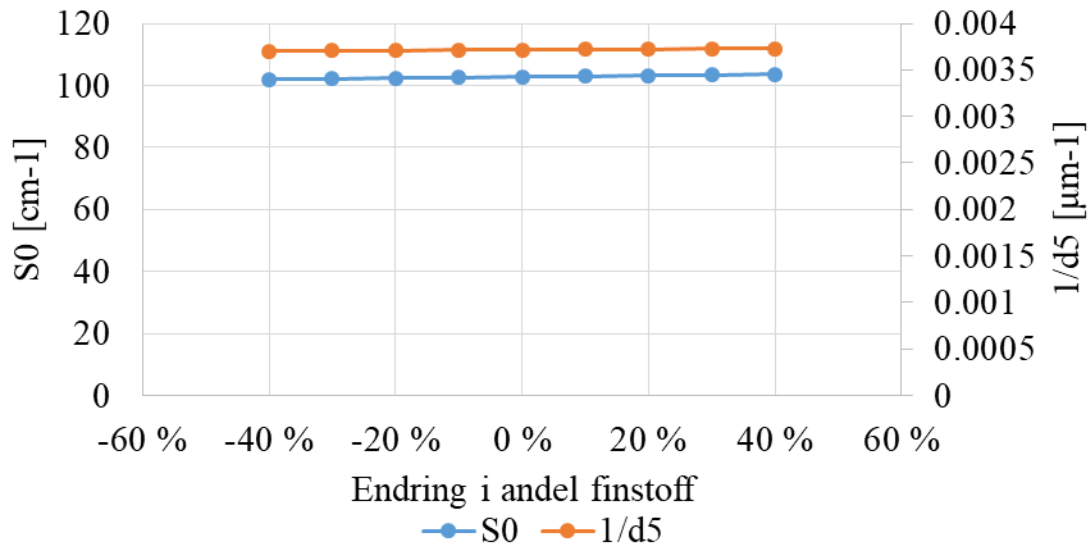
Figur 5.7: Hydraulisk konduktivitet sortert etter jordartsklassifisering for Kenney og Kozney-Carman  
Figur 5.7 viser boksplo av hydraulisk konduktivitet til masseprøvene gruppert etter kategoriene *grus*, *grusig/sandig materiale* og *sand*. Et boksplo beskriver en gruppe verdier, og markerer median, øvre og nedre kvartiler samt største og minste observasjon. Median, øvre og nedre kvartil beskriver de verdier som 50 %, 25 % og 75 % av observasjonene er mindre enn. Hydraulisk konduktivitet beregnet med Kennes formel er konsekvent mer konservativ enn ved Kozney-Carman. Minste og største beregnede hydrauliske konduktivitet ved Kozney-Carman er 6 m/døgn og 1017 m/døgn. Tilsvarende verdier beregnet ved Kenney er 2 m/døgn og 644 m/døgn.



Figur 5.7: Hydraulisk konduktivitet sortert etter jordartsklassifisering for Kenney og Kozney-Carman

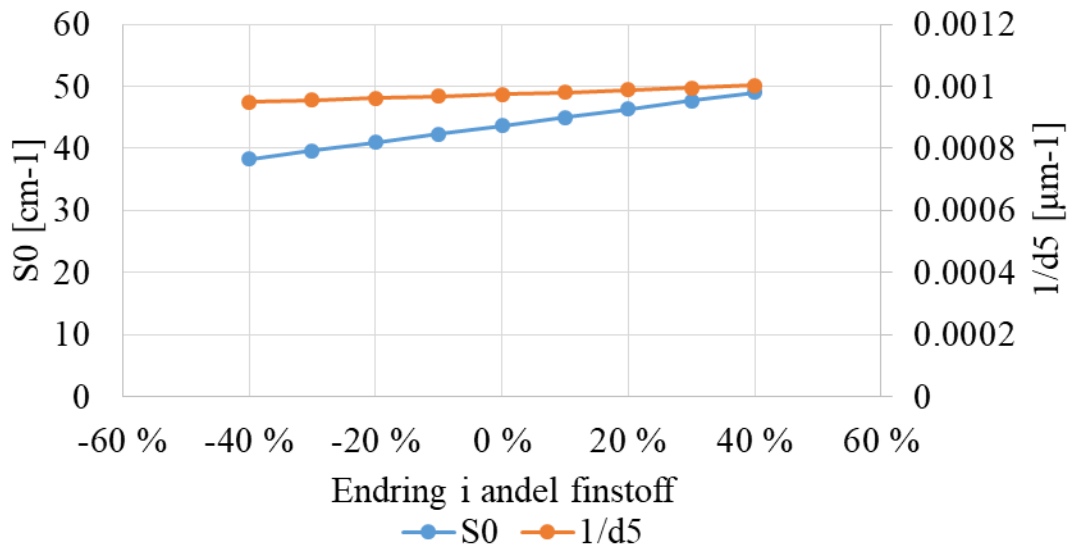
Gjennomsnittsverdiene beregnet ved Kozney-Carman har blitt brukt videre i beregninger av grunnvannshastighet og varmetransportmodellering. De er 238 m/døgn, 59 m/døgn og 33 m/døgn for henholdsvis grus, grusig/sandig materiale og sand.

Følsomheten til formlene overfor endringer i finstoffandelen ble undersøkt. Det ble gjort ved å undersøke den hydrauliske konduktiviteten dersom 63  $\mu\text{m}$ -fraksjonen ble endret med  $\pm 10\text{-}40\%$ . Resten av prøvemateriale er skalert ned, slik at den totale massen er uendret. Resultatet av undersøkelsen er dersom man *øker* andelen finstoff (63  $\mu\text{m}$ ), *øker*  $S_0$  og  $d_5$  *minker*. Dette medfører reduksjon i hydraulisk konduktivitet i begge formler. For  $\frac{2}{3}$  av prøvene reagerer Kozeny-Carman og Kenney omtrent likt og lineært, slik som i figur 5.8 for prøve 60.



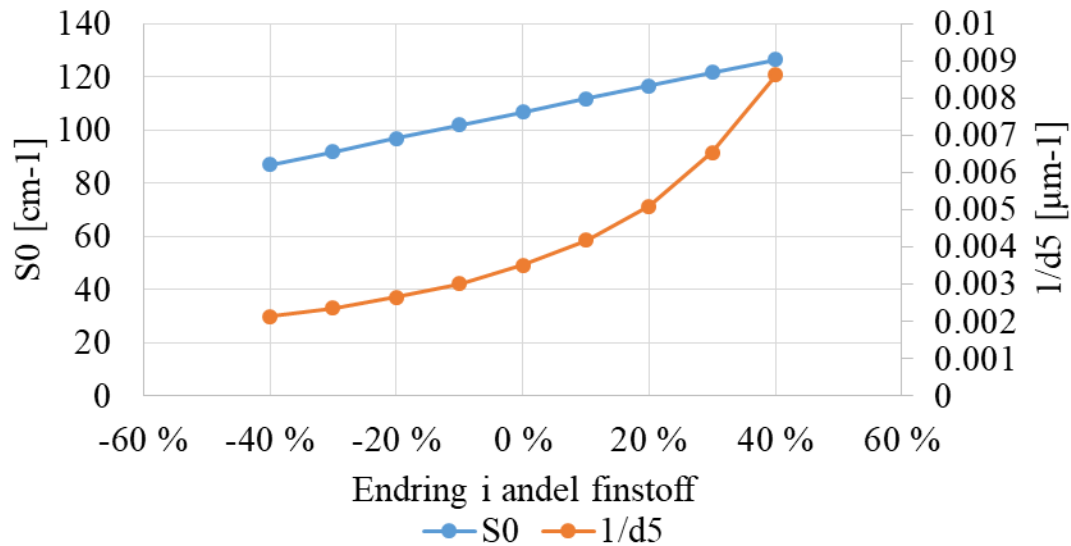
Figur 5.8: Endring i andel finstoff (63 µm) ved prøve 60. Midtre akse viser  $S_0$  [cm<sup>-1</sup>], høyre akse  $1/d_5$  [µm]

I prøver med svært lite finstoff (88, 89, 91 og 36) er Kozeny-Carmans formel mest følsom. Det medfører at  $S_0$  har større stigningstall enn  $\frac{1}{d_5}$  som vist i figur 5.9 for prøve 88.



Figur 5.9 Endring i andel finstoff (63 µm) ved prøve 88. Midtre akse viser  $S_0$  [cm<sup>-1</sup>], høyre akse  $1/d_5$  [µm]

I prøver med mye finstoff og grovt materiale, men lite i de midtre fraksjonene er Kennneys formel mest følsom for endringer i mengden finstoff. Det medfører at  $\frac{1}{d_5}$  har størst stigningstall, som vist i figur 5.10 for prøve 94. Responsen for  $\frac{1}{d_5}$  er ikke lineær.

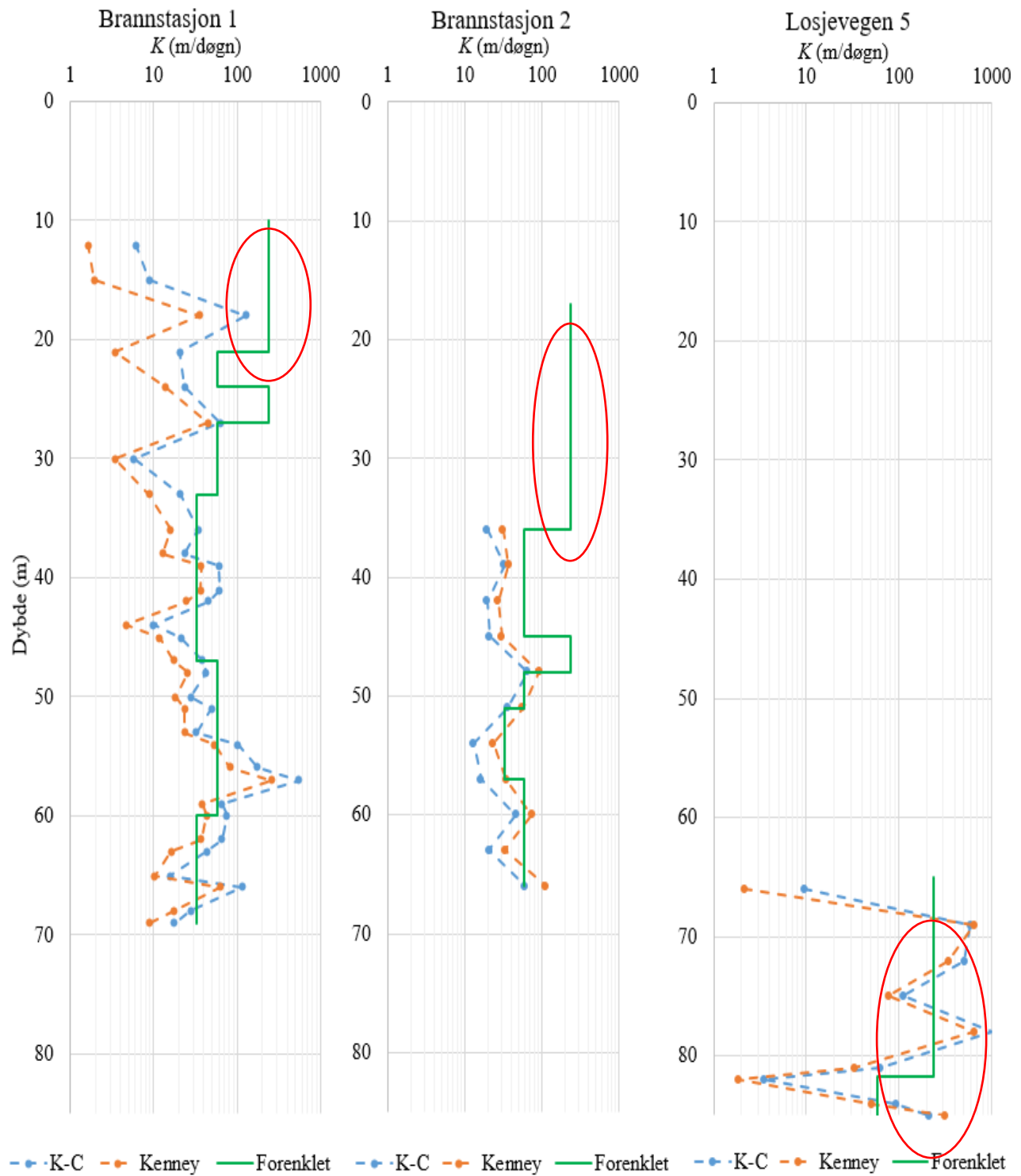


Figur 5.10 Endring i andel finstoff (63  $\mu\text{m}$ ) ved prøve 94. Midtre akse viser  $S_0$  [ $\text{cm}^{-1}$ ], høyre akse  $1/d_5$  [ $\mu\text{m}$ ]

Figur 5.11 sammenlikner den hydrauliske konduktiviteten til hver enkelt masseprøvene beregnet med Kozeny-Carman og Kenney med den forenklede lagdelingen beskrevet i tabell 5.2.

Verdiene for den hydrauliske konduktiviteten til den forenklede lagdelingen er gjennomsnittsverdiene beregnet ved Kozeny-Carman for de tre klassene grus, grusig/sandig materiale og sand. De tre brønnene har tilnærmet lik terrengoverflate på 16,5 moh.

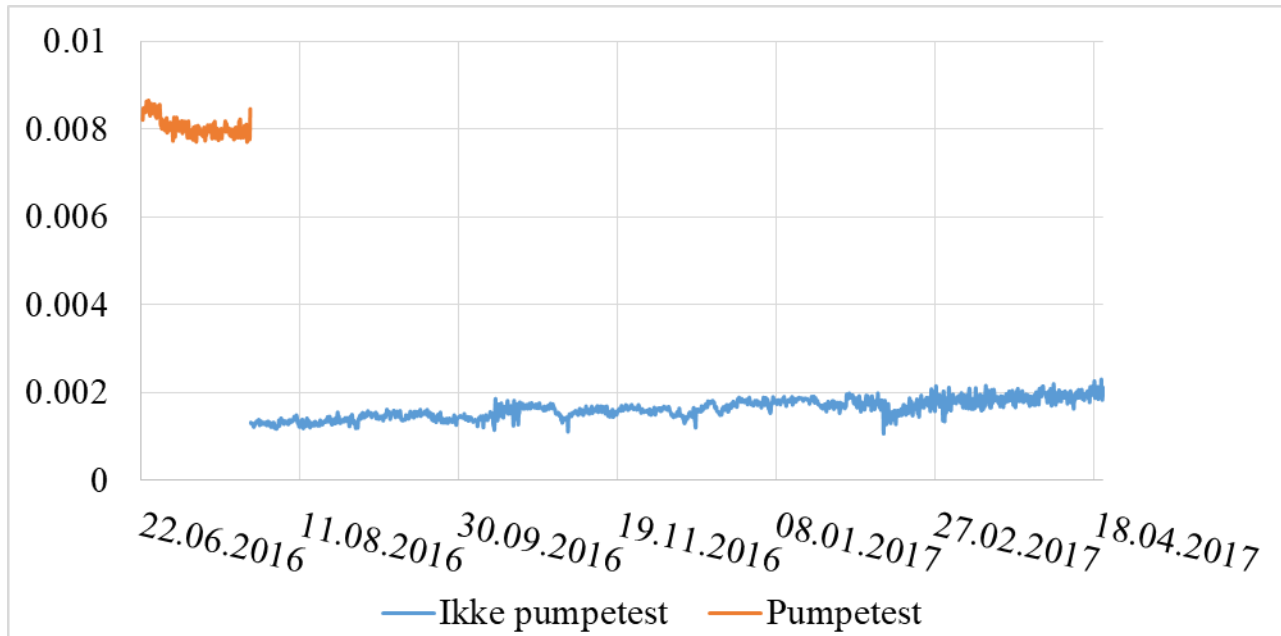
Som vist i den kvartærgeologiske modellen (figur 5.4 og figur 5.5) heller lagpakken mot sørvest. Det antas derfor at det er det samme gruslaget som er markert med rød sirkel i de tre brønnene i figur 5.11. For Brannstasjon 2 er det ikke masseprøver i dette området, og vurderingen av klassifisering er basert på visuell inspeksjon under boring.



Figur 5.11: Sammenlikning av hydraulisk konduktivitet beregnet ved Kozney-Carman og Kenney for hver enkelt masseprøve, og gjennomsnittsverdier beregnet fra Kozney-Carman for forenklet lagdeling basert på jordartsklassifisering. Det øverste sandlaget er markert med rød sikler i de tre brønnene.

### 5.2.2 Hydraulisk gradient

Hydraulisk gradienten for perioden 22. juni 2016 - 21. april 2017 med og uten pumpe-test er illustrert i figur 5.12. Gradienten er positiv i retningen fra Brannstasjon 1 til 2, fra øst mot vest.



Figur 5.12: Hydraulisk gradient mellom Brannstasjon 1 og 2 fra 22. juni 2016 til 21. april 2017

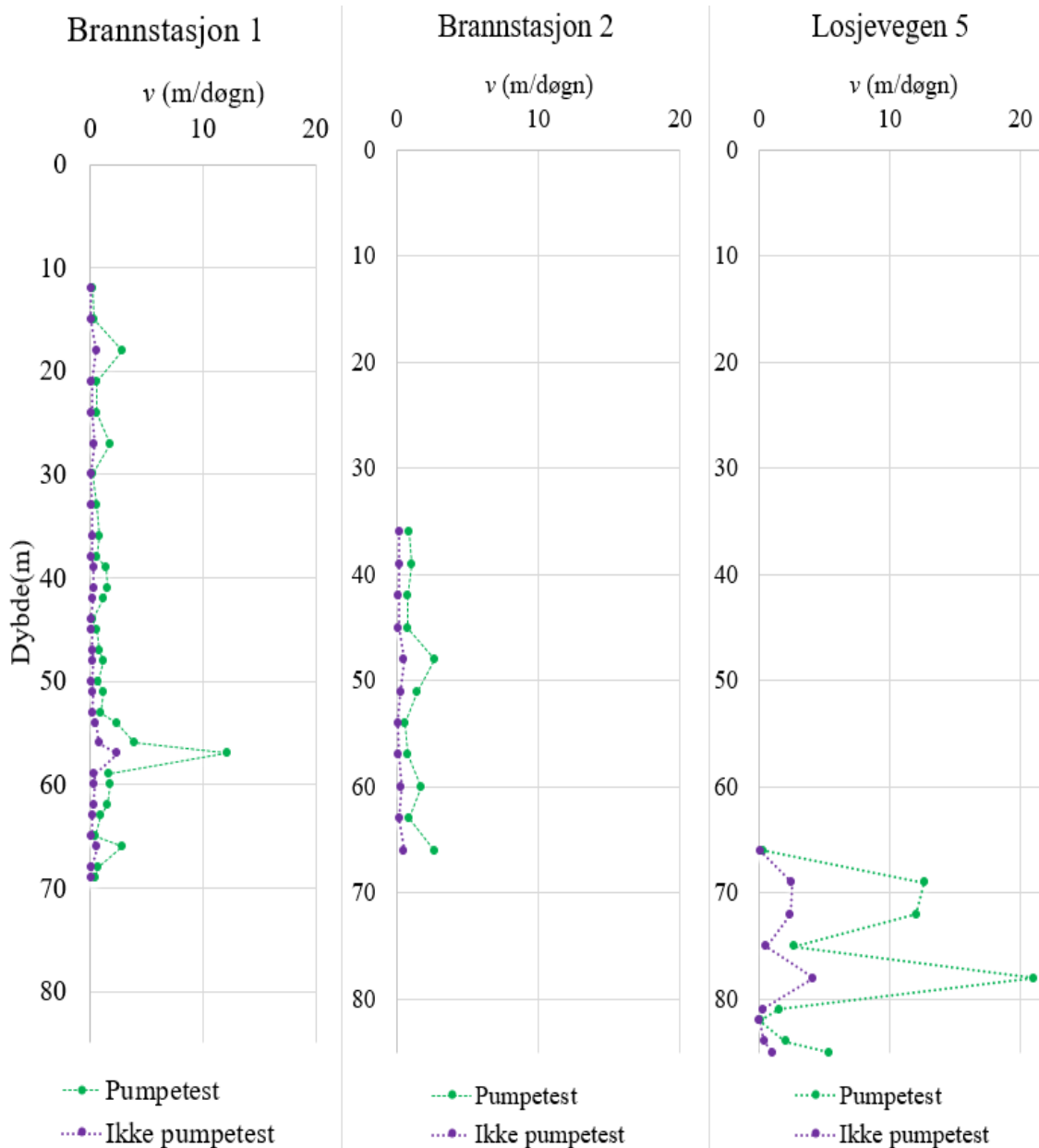
I modellering av varmetransport benyttes gjennomsnittsgradientene for de to periodene. Datoer for målinger samt gjennomsnittlig høydeforskjell og hydraulisk gradient er oppgitt tabell 5.3.

Tabell 5.3: Gjennomsnittlig hydraulisk gradient mellom Brannstasjon 1 og 2

	Dato	Antall målinger	Gjennomsnittlig høydeforskjell [m]	Gjennomsnittlig hydraulisk gradient [-]
<i>Med pumpe-test</i>	22. juni 2016 – 26. juli 2016	1610	1,1	$8,1 \cdot 10^{-3}$
<i>Uten pumpe-test</i>	26. juli 2016 – 21. april 2017	204	0,2	$1,6 \cdot 10^{-3}$

### 5.2.3 Grunnvannshastighet

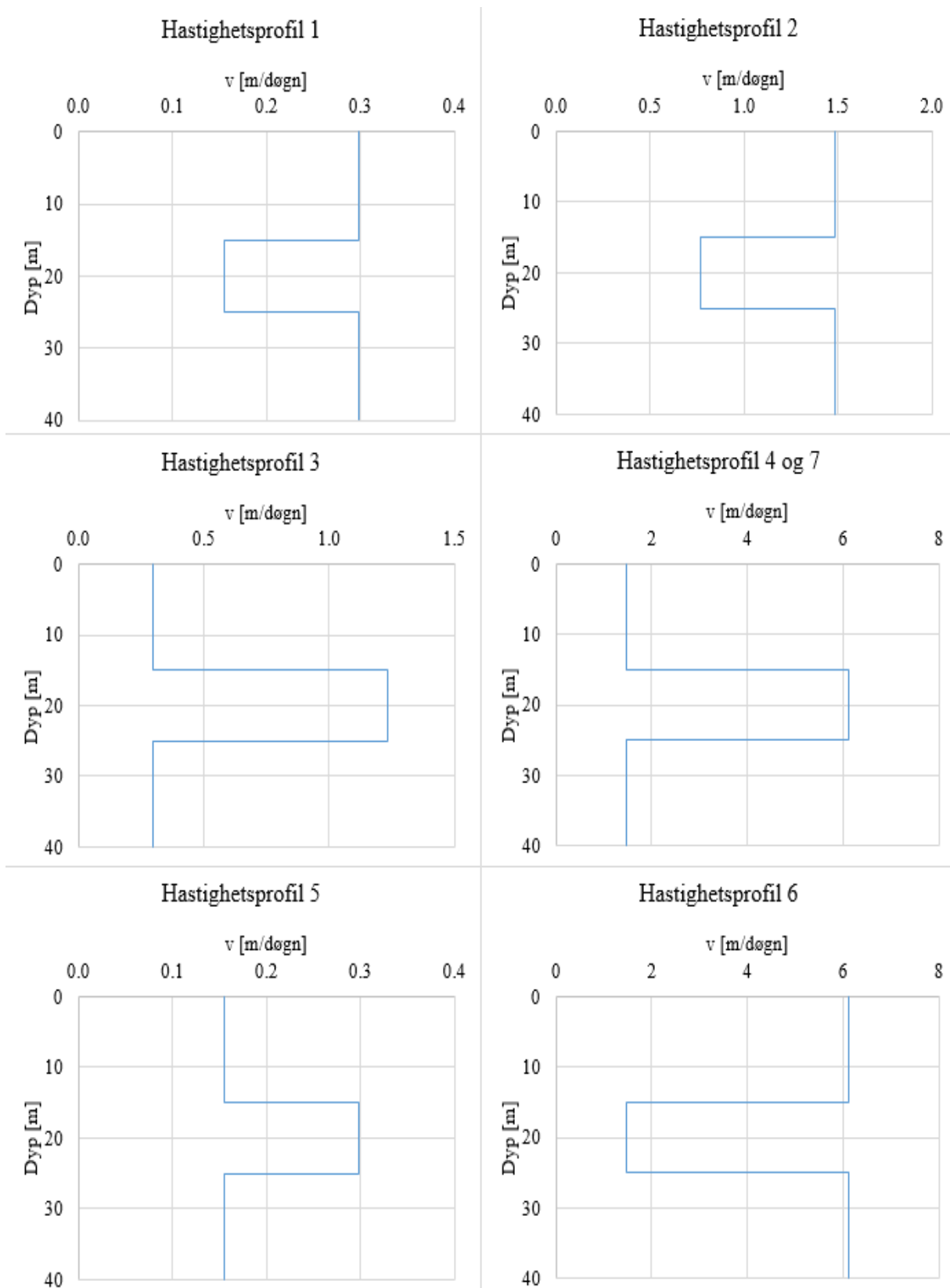
Gjennomsnittshastighet til grunnvannet er beregnet ved formel 2.17. Figur 5.13 viser variasjon i grunnvannshastigheten, beregnet for hver enkelt masseprøve. Den er beregnet ved to ulike hydrauliske gradienter, gjennomsnittene for periodene med og uten pumpe-test i tabell 5.3.



Figur 5.13: Grunnvannshastighet for samtlige masseprøver, beregnet med høy hydraulisk gradient (pumpetest) og lav hydraulisk gradient (ikke pumpetest).

I modellering av varmetransport beregnes vannets hastighet med gjennomsnittsverdiene for de to hydrauliske gradientene i tabell 5.3 og gjennomsnittsverdiene for hydraulisk konduktivitet beregnet med Kozeny-Carman for hver jordartsklasse. Forskjellene i hydraulisk konduktivitet og hydraulisk gradient medfører ulike hastighetsprofiler, vist i figur 5.14. Hastighetsprofilene til tilfelle 4 og 7 er like.

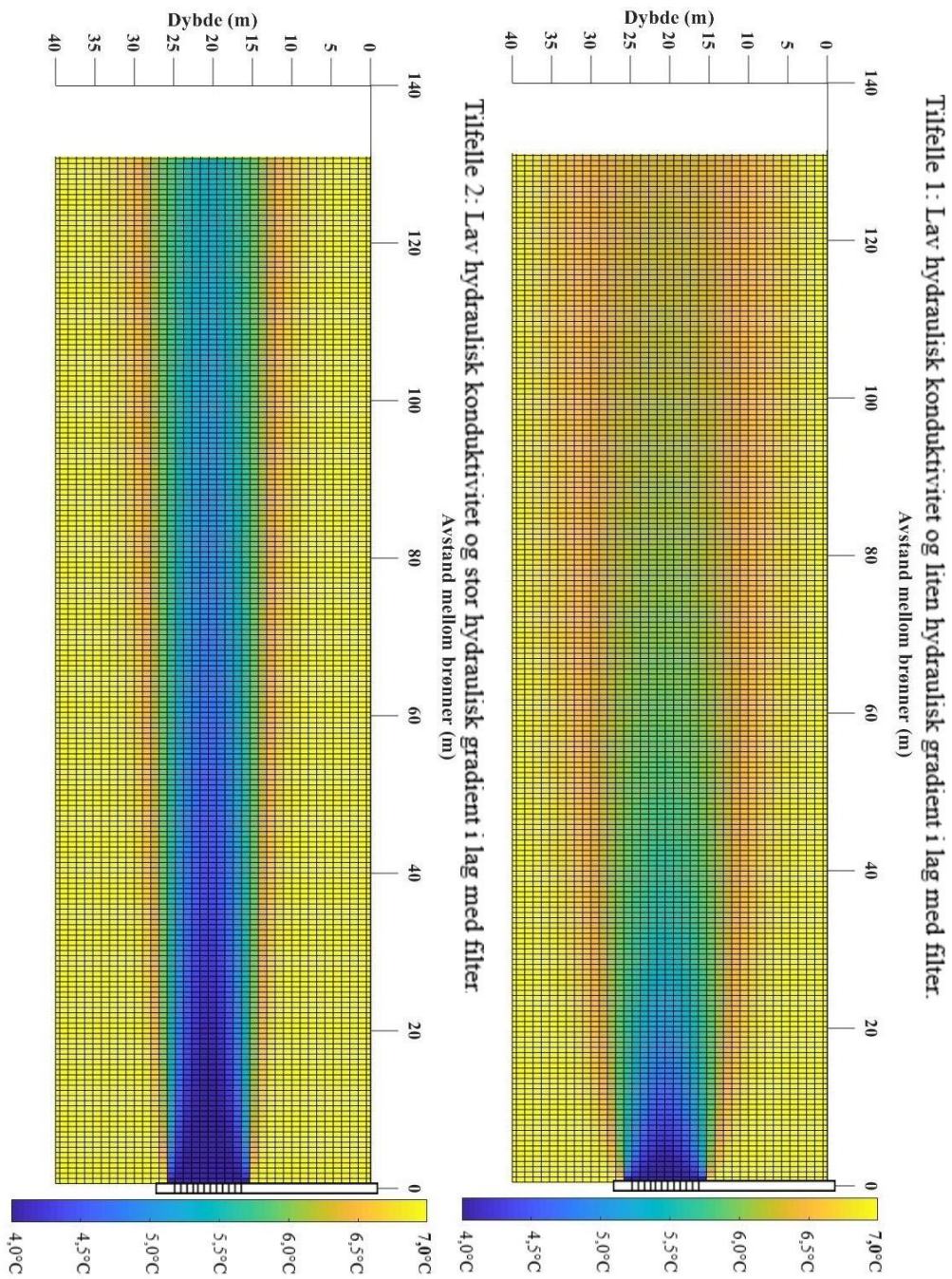




Figur 5.14: Hastighetsprofil for tilfelle 1-7

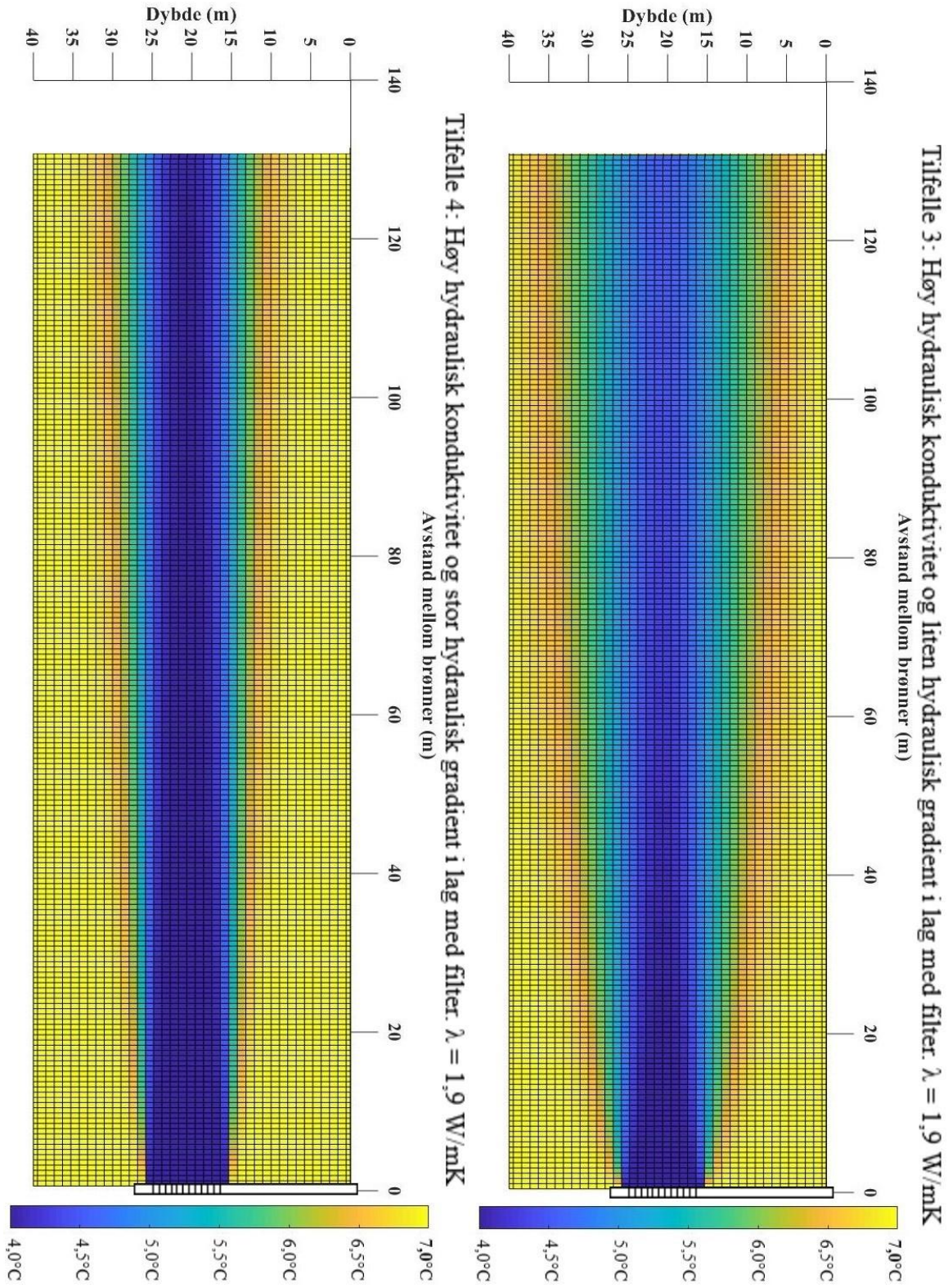
### 5.3 Varmetransport

Varmetransport er modellert for syv tilfelle, beskrevet i tabell 4.12. Modelleringen resulterer i en temperaturdistribusjon når likevekt er oppnådd. Resultatene fra modellering av varmetransport er vist i figur 5.15-5.18. Temperaturen på det opprinnelige grunnvannet er satt til 7,0°C, og det injiserte vannet er 4,0°C.



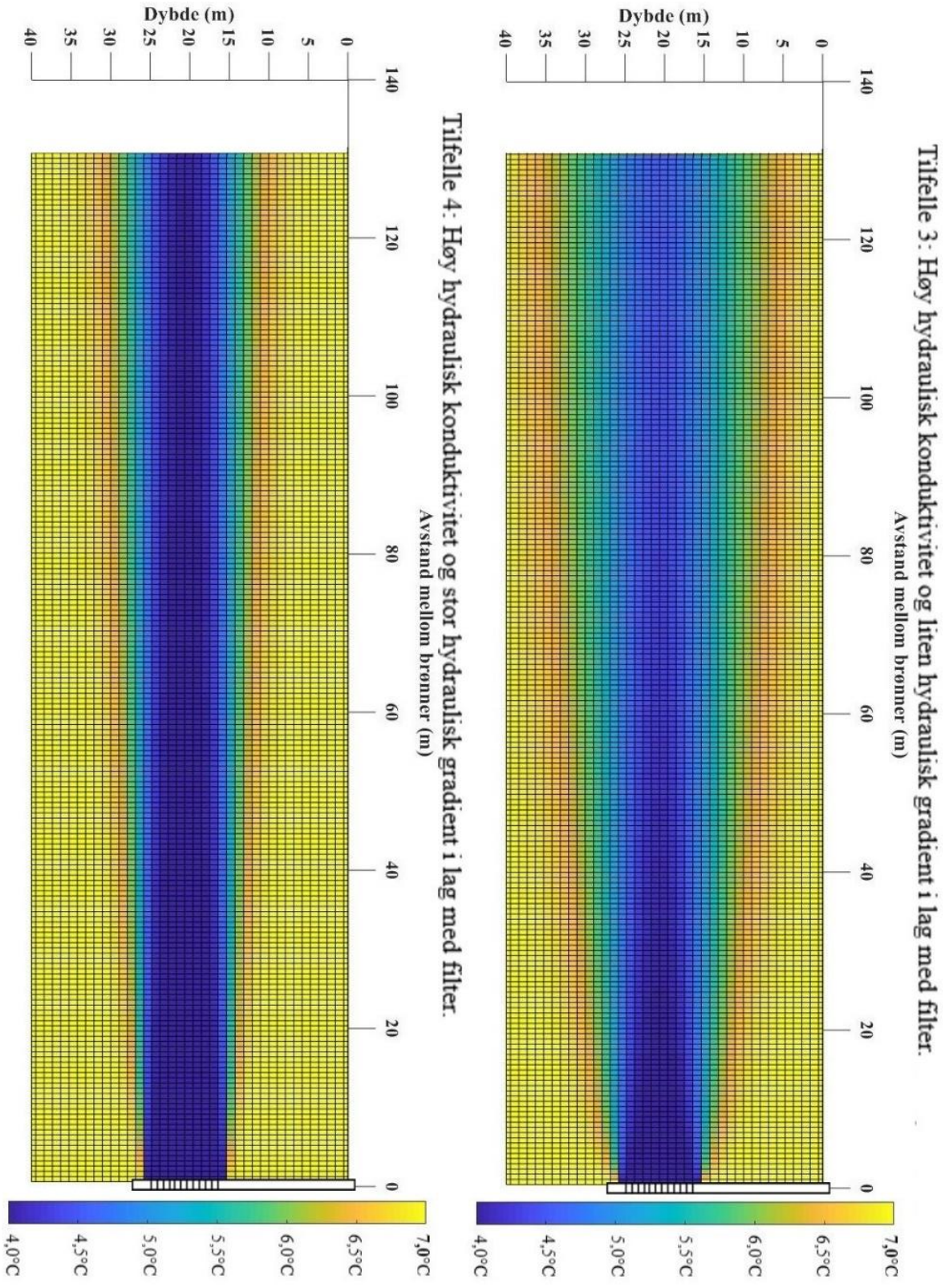
Figur 5.15: Varmetransport tilfelle 1 og 2: Lav hydraulisk konduktivitet, liten og stor hydraulisk gradient i lag med filter



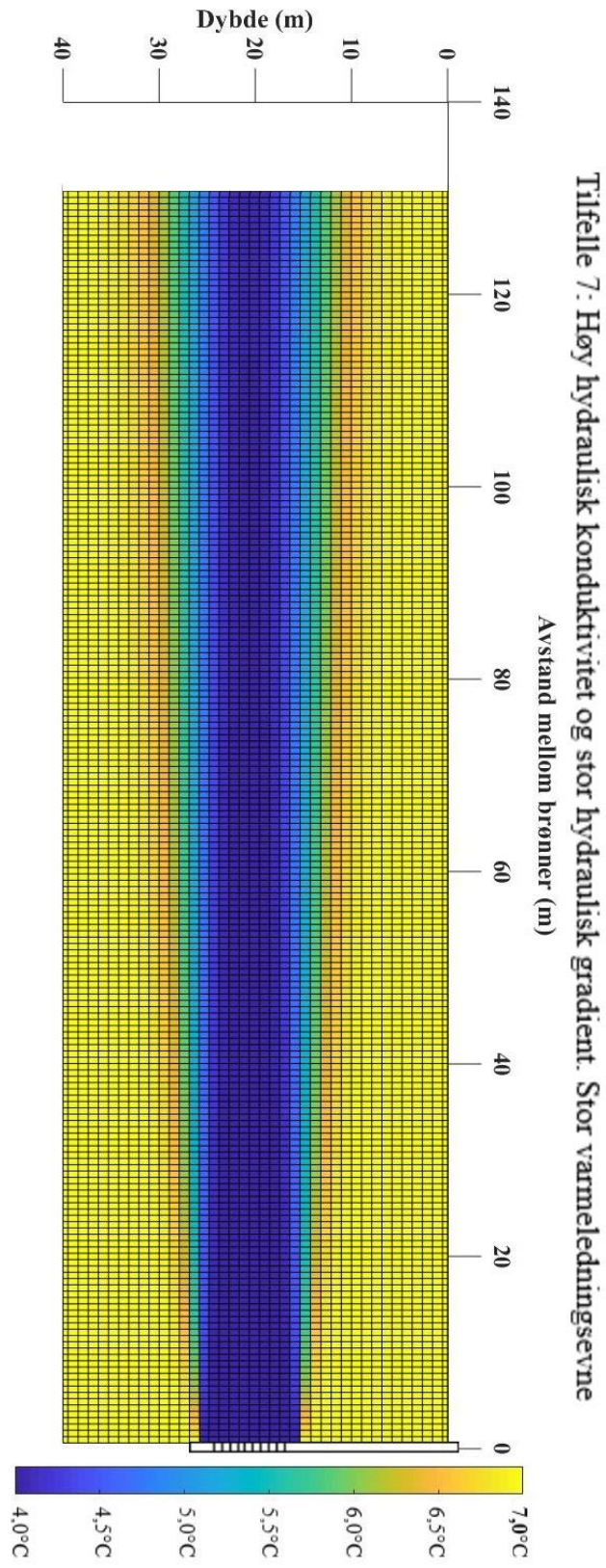


Figur 5.16: Varmetransport tilfelle 3 og 4: Høy hydraulisk konduktivitet, liten og stor hydraulisk gradient i lag med filter





Figur 5.17: Varmetransport tilfelle 5 og 6: Lav og høy hydraulisk konduktivitet, stor hydraulisk gradient i over- og underliggende lag

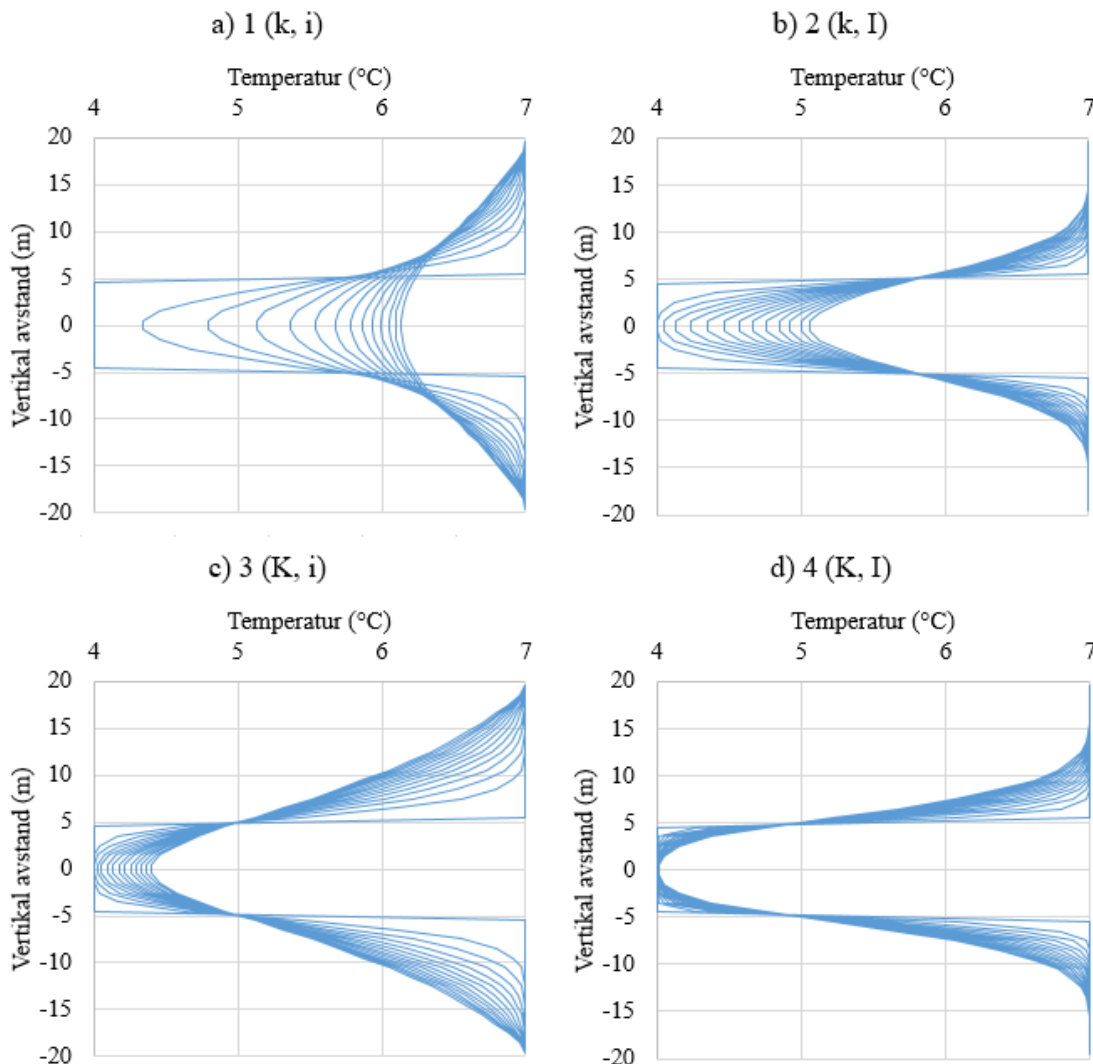


Figur 5.18: Varmetransport tilfelle 7: Høy varmeledningsevne (2,1 W/mK), høy hydraulisk konduktivitet, stor hydraulisk gradient i lag med filter

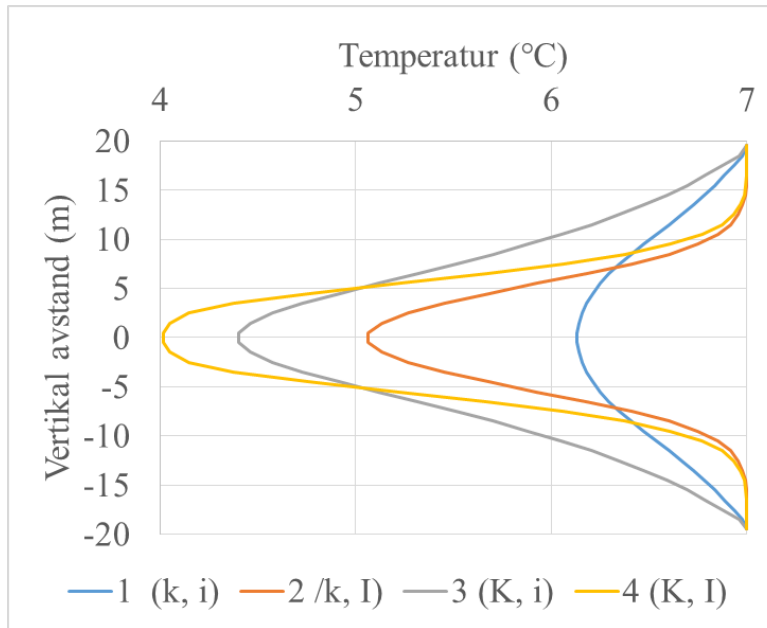


### 5.3.1 Tilfelle 1-4 – variasjon i hydraulisk konduktivitet i lag med filter:

Figur 5.19 viser vertikale temperaturfordelinger for hver tiende meter fra 0-130 meter for tilfelle 1-4. I figur 5.20 vises en sammenlikning den vertikale temperaturfordelingen til de fire tilfellene ved 130 meter. Det fremgår av figurene av tilfellene med høy hydraulisk ledningsevne (3 og 4) har lengst vertikal sone der det injiserte vannet i liten grad påvirkes av det opprinnelige grunnvannet. Det medfører en lang sone hvor temperaturen forblir på 4°C. Tilfellene med liten hydraulisk gradient (1 og 3) har størst vertikal sone som påvirkes av temperaturen til det injiserte vannet.

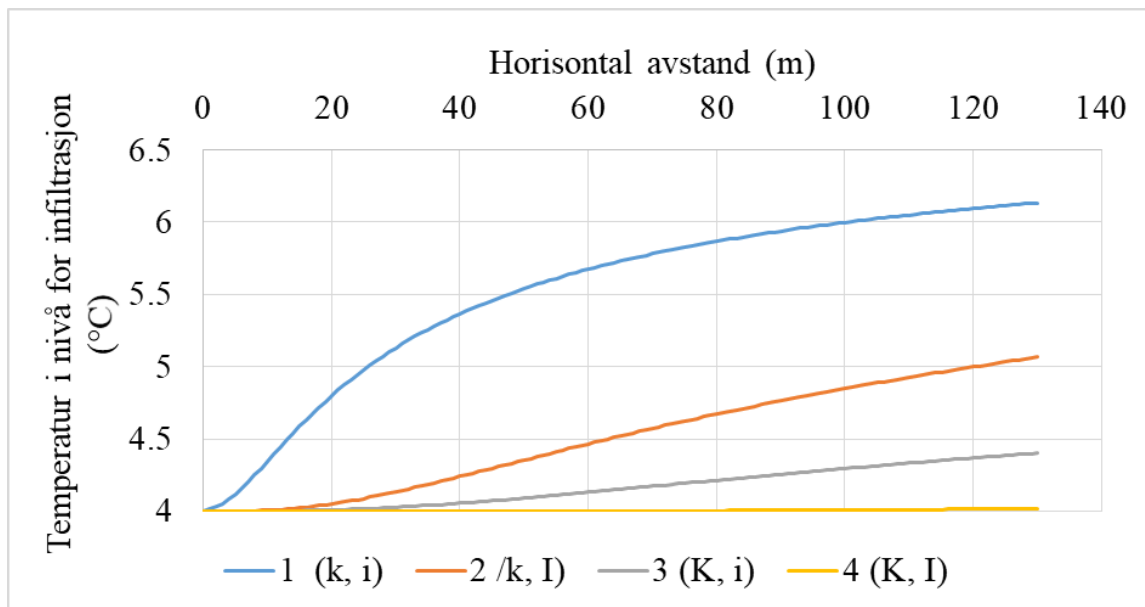


Figur 5.19: Vertikal temperaturfordeling for hver tiende meter fra 0-130 meter for tilfelle 1-4. (a-d).  $k$  = lav hydraulisk konduktivitet,  $i$  = liten hydraulisk gradient,  $K$  = høy hydraulisk konduktivitet,  $I$  = stor hydraulisk gradient. Vann med temperatur 4°C er injisert i akviferen mellom 5 og -5 meter. Akviferen har en initialtemperatur på 7°C.  $\lambda = 1,9 \text{ W/mK}$



Figur 5.20: Sammenlikning av vertikal temperaturdistribusjon ved 130 meter for tilfelle 1-4.  $k$  = lav hydraulisk konduktivitet,  $i$  = liten hydraulisk gradient,  $K$  = høy hydraulisk konduktivitet,  $I$  = stor hydraulisk gradient. Vann med temperatur  $4^{\circ}\text{C}$  er injisert i akviferen mellom 5 og -5 meter.

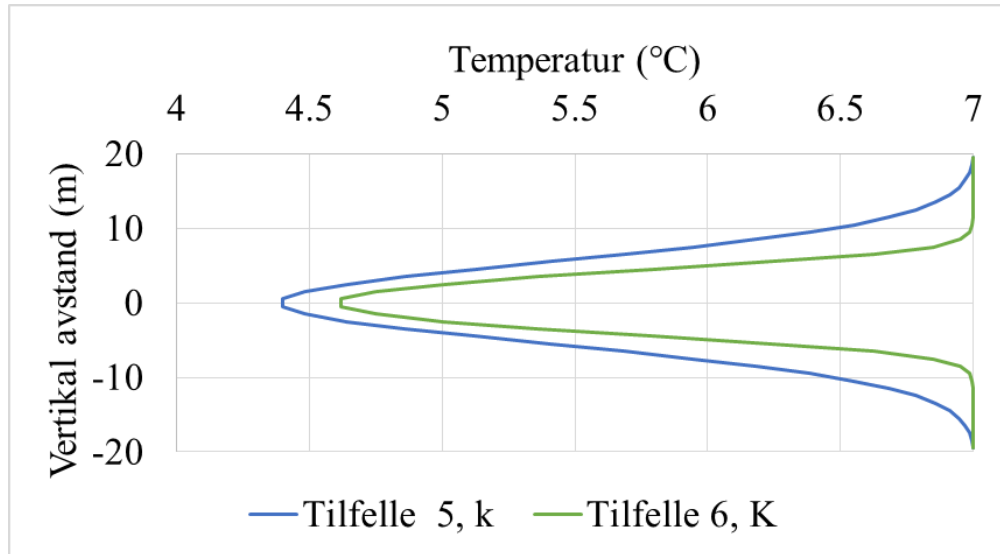
Figur 5.21 viser vannets temperatur for tilfelle 1-4 i nivået for infiltrasjon. Figuren illustrer hvordan vannet i tilfellene med høy hydraulisk konduktivitet (3 og 4) beholder en temperatur nær  $4^{\circ}\text{C}$  gjennom hele undersøkelsesdistansen.



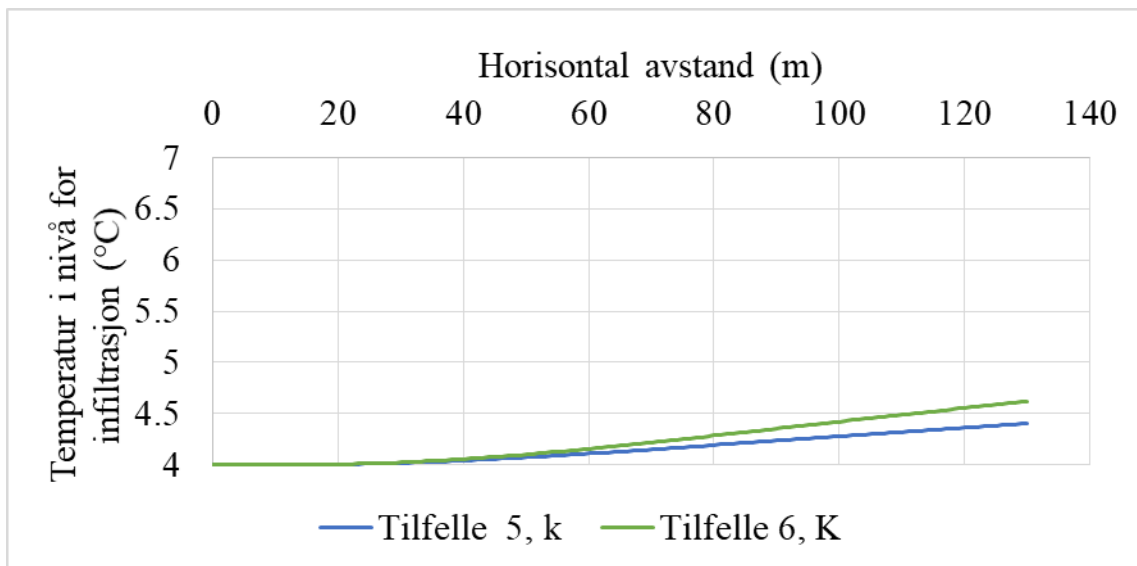
Figur 5.21: Sammenlikning av temperatur i nivå for infiltrasjon fra 0-130 meter for tilfelle 1-4.  $k$  = lav hydraulisk konduktivitet,  $i$  = liten hydraulisk gradient,  $K$  = høy hydraulisk konduktivitet,  $I$  = stor hydraulisk gradient. Temperatur til injisert vann er  $4^{\circ}\text{C}$ . Akviferen har en initialtemperatur på  $7^{\circ}\text{C}$ .  $\lambda = 1,9 \text{ W/mK}$

### 5.3.2 Tilfelle 5 og 6 – variasjon i hydraulisk konduktivitet i over- og underliggende lag

Figur 5.22 viser sammenlikning av vertikal temperatur temperaturdistribusjon ved 130 meter for tilfelle 5 og 6. Etter denne distanse har det injiserte vannet i tilfellet 5, hvor den hydrauliske konduktivitetene er lavere enn i laget med filter, påvirket en større vertikal sone enn ved tilfelle 6. Tilfelle 5 har også en lenger vertikal sone som er påvirket av det injiserte vannet, vist både i figur figur 5.22 og figur 5.23.



Figur 5.22: Sammenlikning av vertikal temperaturdistribusjon ved 130 meter for tilfelle 5 og 6. Tilfelle 5 har lav hydraulisk ledningsevne i over- og underliggende lag, tilfelle 6 har høy.  $\lambda = 1,9 \text{ W/mK}$

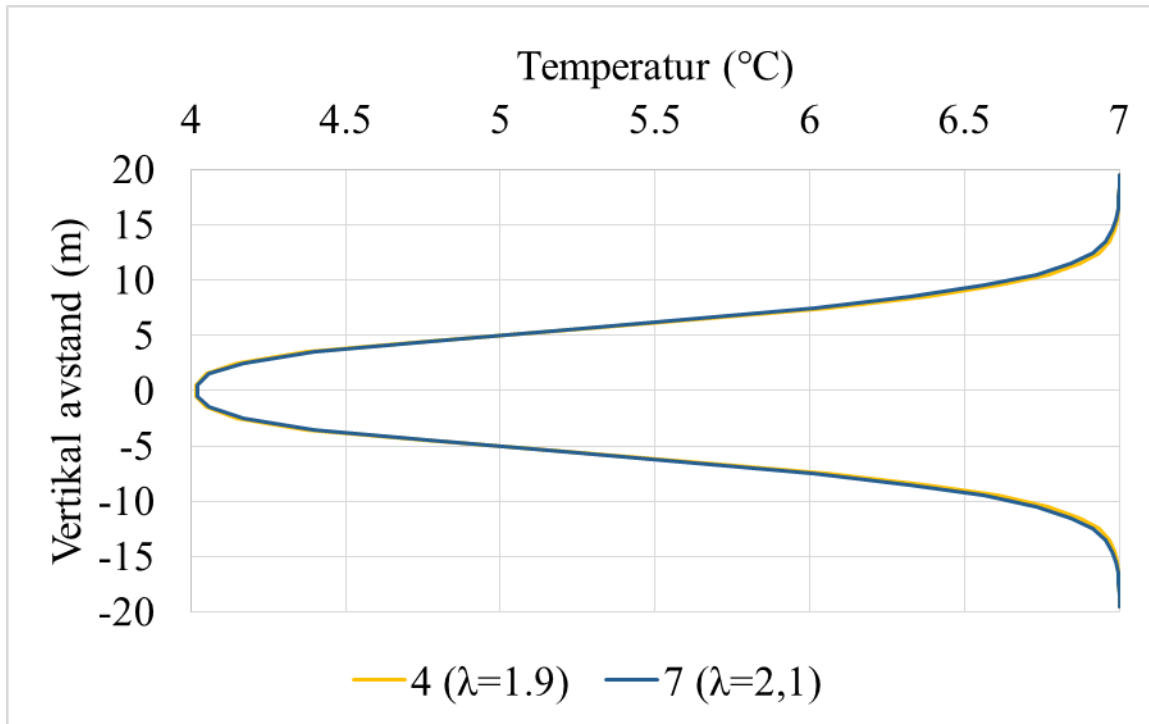


Figur 5.23: Sammenlikning av temperatur i nivå for infiltrasjon fra 0-130 meter for tilfelle 5 og 6. Tilfelle 5 har lav hydraulisk ledningsevne i over- og underliggende lag, tilfelle 6 har høy.  $\lambda = 1,9 \text{ W/mK}$



### 5.3.3 Tilfelle 4 og 7: Variasjon i varmeledningsevne

Figur 5.24 sammenlikner vertikal temperaturdistribusjon ved 130 meter ved varmeledningsevne tilsvarende akviferen i Melhus sentrum, 1,9 W/mK i tilfelle 4 og tilsvarende ren kvartssand, 2,1 W/mK i tilfelle 7. Temperaturfordelingene er tilnærmet like, med en meget svak økning av den vertikale sonen for tilfelle 7. Det var ingen målbar ending i den horisontale sonen som påvirkes av temperaturen til det injiserte vannet.



Figur 5.24: Sammenlikning av vertikal temperaturdistribusjon ved 130 meter for tilfelle 4 og 7.  $\lambda = 1,9$  W/mK for tilfelle 4,  $\lambda = 2,1$  for tilfellet 7, tilsvarende kvartssand. Vann med temperatur 4°C er injisert i akviferen mellom 5 og -5 meter. Akviferen har en initialtemperatur på 7°C.





## 6 DISKUSJON

---

### 6.1 Kwartærgeologisk modell

Den kvartærgeologiske 3D-modellen gir en visuell fremstilling av tykkelse og helning på løsmassene i undersøkelsesområdet. En slik modell preges av bakgrunnskunnskapen og forenklinger som er gjort av den som lager modellen.

#### 6.1.1 Bruk av modell

Brønnene som er brukt i oppbygning av 3D-modellen ble valgt ut ifra deres nære beliggenhet til brannstasjonen, ettersom det var dette området som skulle undersøkes for varmetransport. Etter gjennomgang av disse brønnene har det blitt klart at det ville vært bedre å velge brønner som utgangspunkt for modellering basert på hvor gode data de har, heller enn deres beliggenhet. Ettersom informasjonen om lagdelingen i Lenavegen 3 (1) og (2), Lena Terrasse og Losjevegen ble ekstrapolert fra Brannstasjon 1 og 2, vil 3D-modellen viser derfor ikke et realistisk bilde av hvordan sand- og gruslagene er i virkeligheten. Helningen på leirelaget heller fra nord mot sør er basert på brønninformasjonen til samtlige brønner, og er mer pålitelig.

3D-modellen skulle brukes for modellering av varmetransport i FEFLOW, et program for simulering av grunnvannsstrømning, massetransport og varmetransport i et porøst og oppsprukket medium. Programmet benyttet finite element analyser til å løse grunnvannsstrømningslikninger. På grunn av tidsrammene til masteroppgaven ble det underveis i prosessen bestemt å bruke et mye enklere, spesialisert program i stedet.

Fordelen med et lite, spesialisert program som Haugsand (2017) sitt, er det lett å forstå hvordan modellen bygges opp og tolke resultater. Det er mulig å ha oversikt over matematikken som ligger som grunnlag for programmet. Fordi programmet baseres seg på en enkel geologisk modell, er enkelt og raskt å endre parametere for å undersøke ulike tilfeller. Programmet gir god forståelse for konseptuelle tilfeller.

Ulemper med å bruke slike program er at det vil kun belyse en enkelt del av en kompleks problemstilling. Programmet benyttet i denne oppgaven krever store forenklinger, og geologien som beskrives tilsvarer ikke de virkelige forholdene. Det medfører at det ikke gir realistiske verdier, og kan ikke benyttes til å beskrive den konkrete situasjonen på Melhus. Programmet

viser kun temperaturdistribusjonen ved steady state, men sier ikke noe om hvor lang tid det tar før den tilstanden oppnås. Det vil si at man ut ifra resultatene ikke kan si noe om innenfor hvilket tidsrom termisk kortslutning eventuelt vil inntreffe. For å kunne bruke resultater av modellering av varmetransport for planlegging av posisjonen til returbrønn i forhold til produksjonsbrønn må man derfor bruke mer sofistikert software, som FEFLOW.

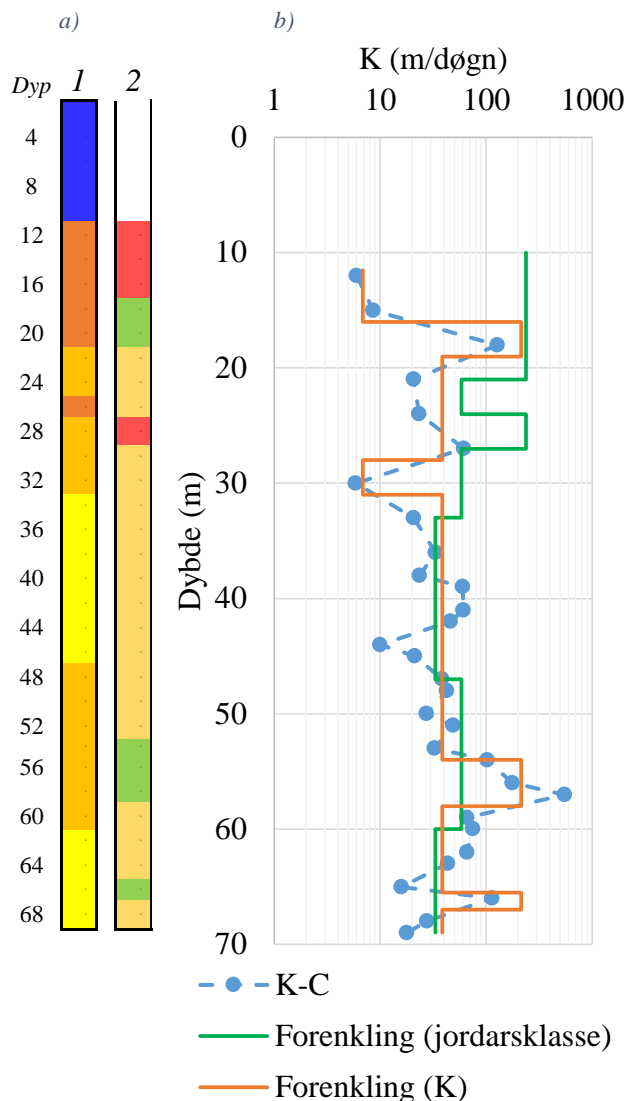
### 6.1.2 Valg av grunnlag for forenkling

Inndelingen av lag har vært basert på hvilken jordartsklasse masseprøvene tilhører. Ettersom det er strømningsegenskapene som er undersøkt videre, ville en annen mulighet ha vært å dele inn lag etter hydraulisk konduktivitet. I figur 5.7 ser man at konduktiviteten synker fra grus til sand, men det er stor spredning innen hver kategori. Kategorien for grus har spesielt stor spredning. Det skyldes at den inneholder prøvene med både høyest og lavest hydraulisk konduktivitet. Tabell 6.1 viser den benyttede laginndeling sammenliknet med en alternativ inndeling basert på hydraulisk konduktivitet.

Tabell 6.1: Benyttet laginndeling (jordartsklassifisering) og alternativ laginndeling (hydraulisk konduktivitet)

Benyttet laginndeling		Alternativ laginndeling basert på hydraulisk konduktivitet	
	Leire		-
	Grus		$K > 100$ m/døgn
	Grusig sandig		$K = 15 - 100$ m/døgn
	Sand		$K < 15$ m/døgn

Figur 6.1 viser en sammenlikning av den laginndelingen basert på jordartsklassifisering som er benyttet og en mulig forenkling av lagdeling ved bruk av klassene for hydraulisk konduktivitet i tabell 6.1.



Figur 6.1: Sammenlikning av forenkling basert på klassifisering av jordarter og hydraulisk konduktivitet

a) sammenlikning av lagdeling ved forenkling etter (1) jordartsklassifisering og (2) hydraulisk konduktivitet for Brannstasjon 1.

b) Sammenlikning av hydraulisk konduktivitet beregnet for hver masseprøve, og de to typene lagdeling i a).

## 6.2 Vanntransport

Beskrivelse av vanntransport vil avhenge av metodene som er benyttet til å fremskaffe grunnlagsmateriale, og formerverket som benyttes for beregninger av parametere.

### 6.2.1 Pålitelighet til kornfordelingsanalyser

Korfordelingskurver har blitt brukt som utgangspunkt jordartsklassifisering og for beregning av graderingstall, porøsitet og hydraulisk konduktivitet. Usikkerheten til parameterne avhenger av hvor representative masseprøvene er for det dypet i brønnene de representerer samt utførelsen av kornfordelingsanalyser.

Ved prøvetaking under boring vil noe finstoff blir skylt ut, og grovere materiale kan filtreres bort eller knuses ved boring. Derfor vil ikke kornfordelingskurvene brukt som utgangspunkt jordartsklassifisering og for beregning av hydraulisk konduktivitet være 100 % representativ. Figur 6.2 viser hvordan kornfordelingskurven til en masseprøve fra rotasjonsboring vil avvike fra en intakte slangekjerneprøve.

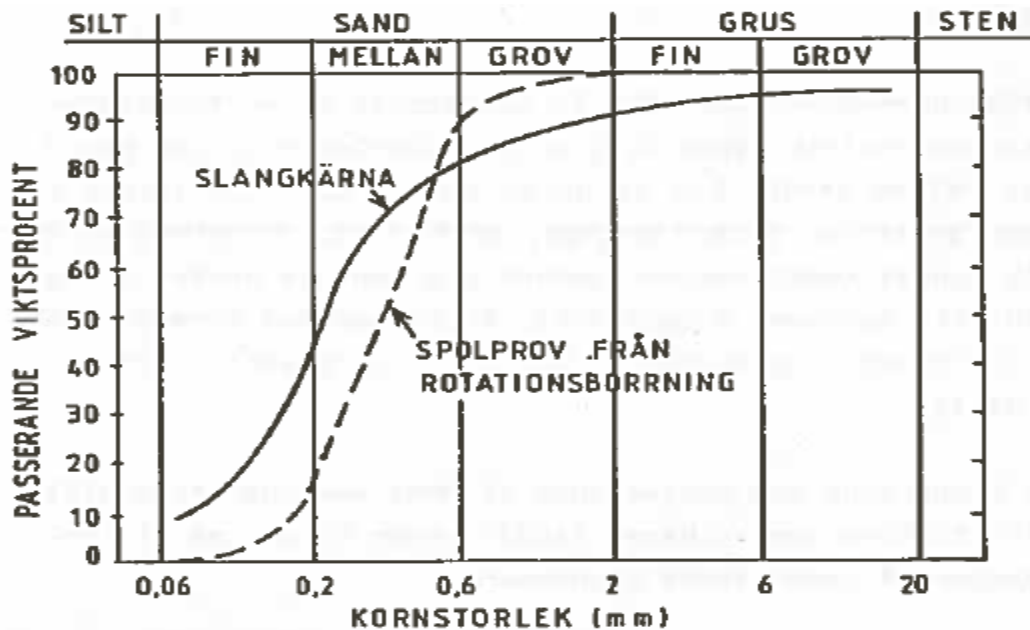


Fig 7.6 Olika provtagningsmetoder, 19 - 21 m.

Figur 6.2: Kornfordelingskurve til intakt slangekjerne og masseprøve fra rotasjonsboring (Andersson *et al.*, 1984)

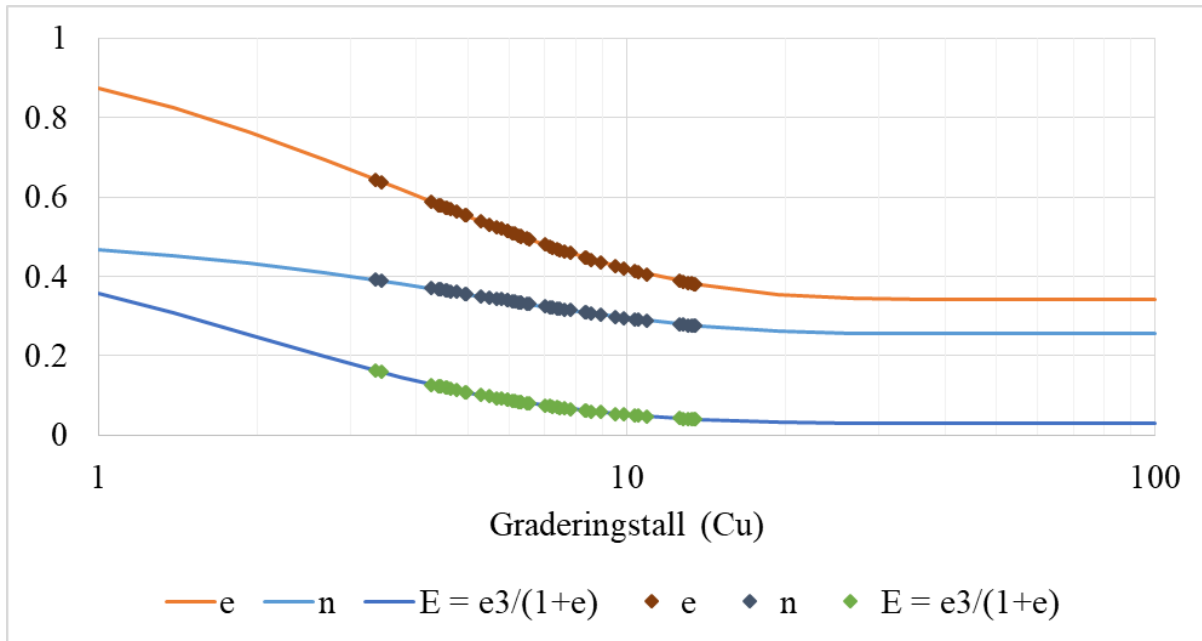
Miste prøvemengde ved analyse av prøver med materiale opptil 22 mm er følge i Statens vegvesen (2005) 5,5 kg. Stor prøvemengde er viktig for å gi et riktig bilde av den grove delen av prøven. Kornfordelingsanalysene til samtlige masseprøver benyttet i denne oppgaven har blitt utført med for små prøver. Prøvemengdene har vært 10-45% av kravet.

## 6.2.2 Porøsitet

Vuković *et al.* (1992) sin empiriske formel for porøsitet, formel 2.5, avhenger av graderingstallet  $C_u$ . Figur 6.3 viser hvordan porøsitet beregnet ved denne formelen, poretalet  $e$  og porøsitetsfaktoren som benyttes i Kozeny-Carman,  $E = \frac{e^3}{(e+1)}$ , påvirkes av graderingstallet.

Beregninger fra samtlige masseprøver er markert. Av formel 2.5 og figur 6.3 fremgår det at

dersom  $C_u$  øker går porøsiteten mot 0.255. For materiale med  $C_u$  større enn 34, vil porøsiteten, og dermed også  $e$  og  $E$  være like. Grenseverdien til  $e = 0,343$  og til  $E = 0,030$ .



Figur 6.3: Sammenheng mellom graderinstallet  $C_u$  og porøsitet ( $n$ ), poretallet ( $e$ ) og porøsitetsfaktoren brukt i Kozeny-Carman ( $E = \frac{e^3}{1+e}$ ). Samtlige masseprøver er marker. Tømmerdal (2017) fant liten korrelasjon mellom graderingstallet og målt porøsitet. Han vurderer porøsitet beregnet ved formel 2.5 som upålitelig. I følge Chapuis (2012b) er denne formelen fysisk meningsløs, da den påstår at hver kornfordelingskurve har én enkelt porøsitet. Chapuis (2012a) foreslår to empiriske formler som skal gi et godt estimat for største og minste poretall ( $e_{max}$  og  $e_{min}$ ) til en prøve. Formlene benytter graderingstallet  $C_u$  og en formfaktor  $RF$ , som kan bestemmes visuelt.

### 6.2.3 Sammenlikning av Kozeny-Carman og Kenneys fomler:

Kozeny-Carman formel består av fire ledd, og Kenneys består av tre. Det første leddet er beskriver vannets strømningssegenskaper, og er likt. De andre er markert under:

$$K_{K-C} = \frac{\gamma}{\mu} \cdot \left( \frac{1}{C_{K-C}} \right) \cdot \left( \frac{1}{S_0^2} \right) \cdot \left( \frac{e^3}{1+e} \right)$$

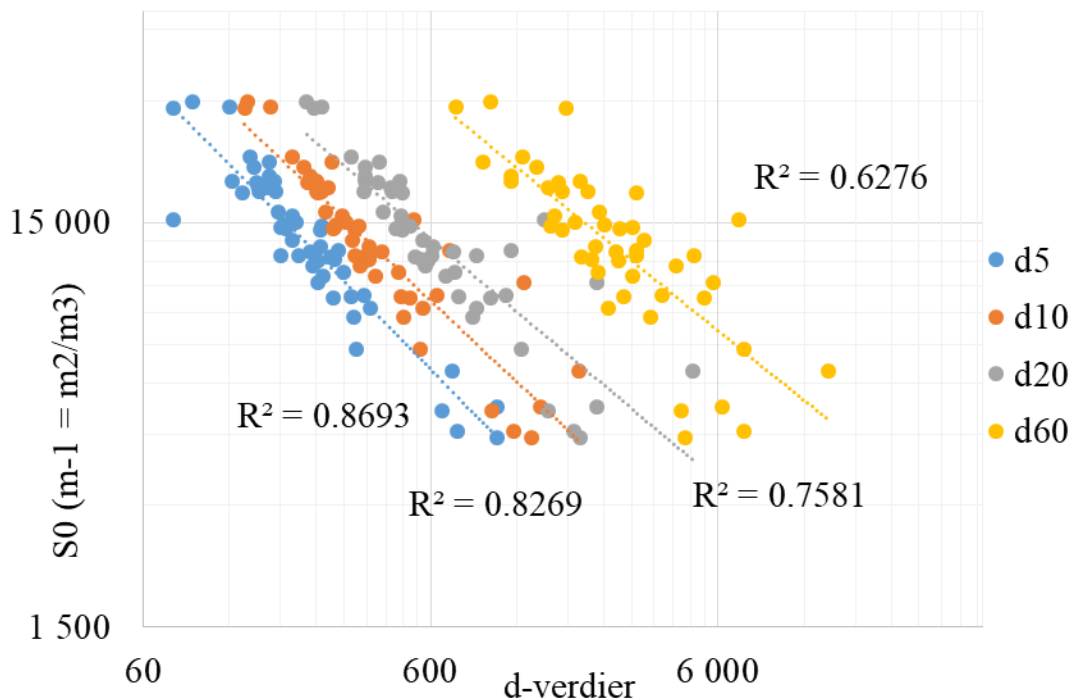
$$K_{Kenney} = \frac{\gamma}{\mu} \cdot \left( \beta \right) \cdot \left( d_5^2 \right)$$



Markert med grønn sirkel er konstantledd, og leddet markert med rødt sirkel avhenger av kornfordeling. Den blå sirkelen i Kozeny-Carman avhenger av porøsitet.

**Rødt ledd – fra kornfordeling:**

Kozeny-Carman benytter hele kornfordelingskurven ved beregning av parameteren spesifikt overflateareal,  $S_0$ . Kennneys formel bruker kun  $d_5$ . Sammenlikning av  $S_0$  med  $d_5$ ,  $d_{10}$ ,  $d_{20}$  og  $d_{60}$  er vist i figur 6.4. Høyest korrelasjon oppnås med  $d_5$  og  $d_{10}$ .



Figur 6.4: Sammenlikning av  $S_0$  med  $d_5$ ,  $d_{10}$ ,  $d_{20}$  og  $d_{60}$

Stigningstallet for klyngen av prøver for  $d_5$  og  $d_{10}$  er omkring -1. Det medfører at  $S_0$  og  $d_5$  og  $d_{10}$  er tilnærmet omvendt proporsjonalt. Dersom  $\alpha_1$  og  $\alpha_2$  er konstanter, kan det skrives som:

$$S_0 \approx \alpha_1 \frac{1}{d_5} \text{ og } S_0 \approx \alpha_2 \frac{1}{d_{10}}$$

For samtlige prøver sammen er stigningstallet noe lavere enn -1. Det skyldes X prøver med lite finstoff, og tilsvarende stor  $d_5$ .

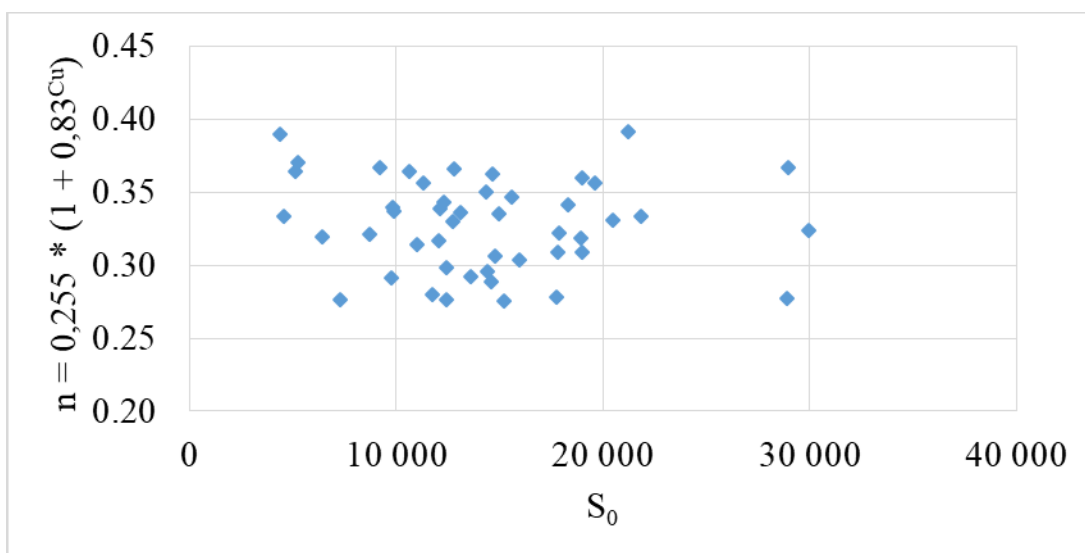
Det ble funnet at  $d_5$  og  $S_0$  omtrent like følsomme for endringer i finstoffandel for  $\frac{2}{3}$  av prøvene som er undersøkt. Prøvene der  $d_5$  og  $S_0$ , og dermed Kozeny-Carman og Kenney oppfører seg forskjellig var ulike varianter av ekstreme tilfeller. Med det menes enten svært mye finstoff, mye

finstoff og grovt materiale men lite av middels grovhet, eller svært grove prøver. Dette medfører at det røde leddet i Kenneys og Kozeny-Carmans formler beskriver omtrent det samme for materiale undersøkt i denne oppgaven.

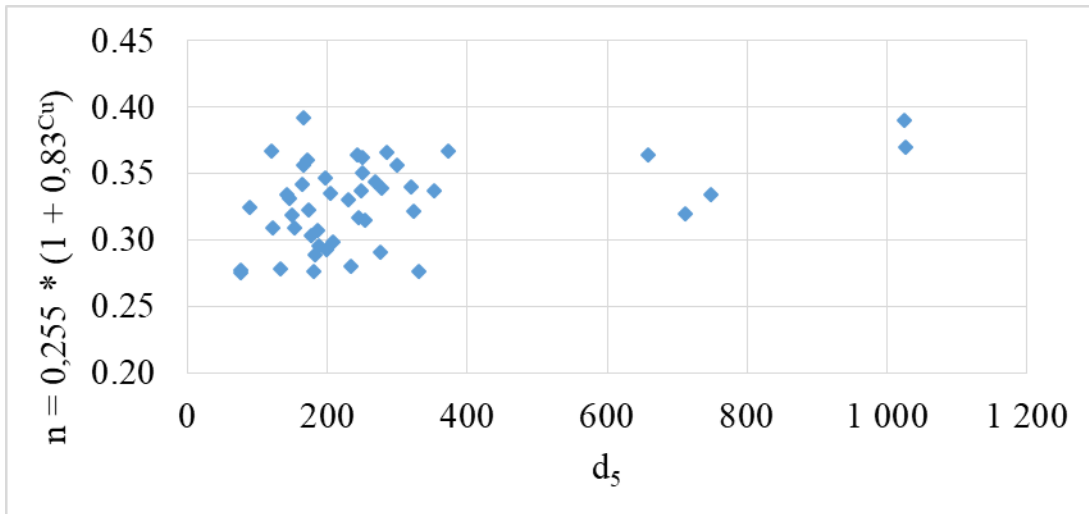
#### Blått ledd – fra porøsitet:

Porøsitet er kun med som faktor i Kozeny-Carman, ikke i Kenneys formel. I følge Chapuis (2012b) tar ikke formler som ikke bruker porøsitet hensyn til hvor komprimert materialet er. Dersom det benyttes empiriske formler for beregning av porøsitet, som Vuković *et al.* (1992) sin formel 2.5, vil det heller ikke tas hensyn til. Ved videre analyser på dette området må derfor enten porøsitetsmåling benyttes eller empiriske formler som tar hensyn til dette (beskrevet i kapittel 6.2.2).

Etttersom porøsiteten i denne oppgaven er beregnet med formel 2.5, bør man ikke trekke for mange konklusjoner om påvirkningen av porøsitetsleddet i Kozeny-Carman. Formel 2.5 viser ingen tydelig sammenheng med hverken  $d_5$  eller  $S_0$ . Sammenlikning av porøsitetsleddet i Kozeny-Carman,  $E = \frac{e^3}{e+1}$ , og  $d_5$  eller  $S_0$  er vist i figur 6.5 og figur 6.6. For masseprøvene i denne oppgaven varierer  $E$  fra 0,030-0,162. Dersom  $S_0$  er urelatert til  $E$ , vil to prøver med samme  $S_0$  kunne variere med en faktor større enn 5 basert på  $E$  i denne analysen, for eksempel fra 100 m/døgn til 500 m/døgn. Dersom Kozeny-Carman benyttes uten porøsitetsmålinger er det derfor svært viktig å undersøke at formelen brukt for å beregne porøsitet gir realistiske resultater.



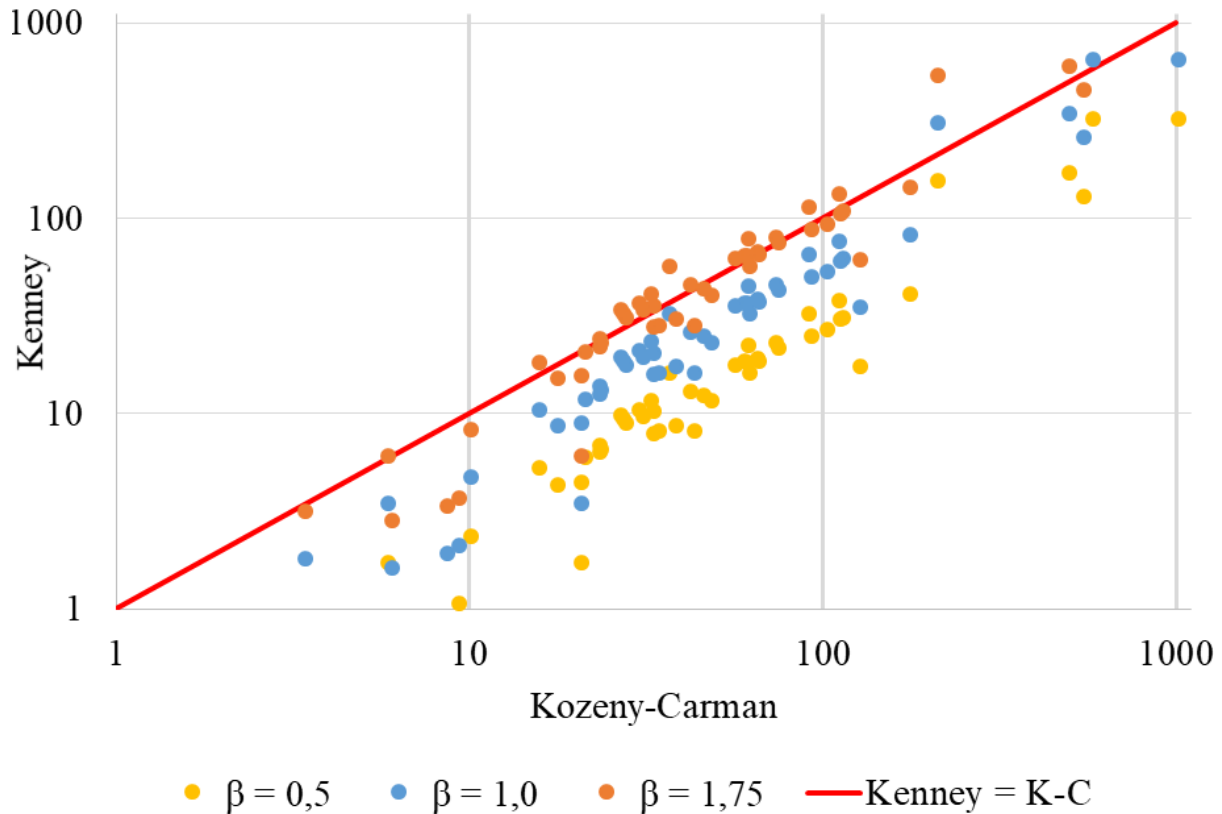
Figur 6.5: Porøsitetsfaktor i Kozeny-Carman sammenliknet med spesifikt overflateareal  $S_0$



Figur 6.6: Porøsitetsfaktor i Kozeny-Carman sammenliknet med  $d_5$

### Grønt ledd - konstant

Ved sammenlikning av resultater fra Kozeny-Carman og Kenney, ble det observert at Kenneys formel ga mer konservative estimat for hydraulisk konduktivitet. Det stemmer overens med Tømmerdal (2017) sine funn. I følge Kenney et al. (1984) skal den empirisk bestemte konstanten  $\beta$  være  $(0,5-1,0) \cdot 10^{-3}$ . Figur 6.7 viser en sammenlikning av hydraulisk konduktivitet til samtlige masseprøver beregnet med Kozeny-Carman (x-akse) og Kenney (y-akse). Kenney er beregnet med tre ulike verdier for  $\beta$ ;  $0,5 \cdot 10^{-3}$ ,  $1,0 \cdot 10^{-3}$  og  $1,75 \cdot 10^{-3}$ . Figuren gir høyest korrelasjon mellom Kozeny-Carman og Kenney dersom  $\beta = 1,75 \cdot 10^{-3}$ .



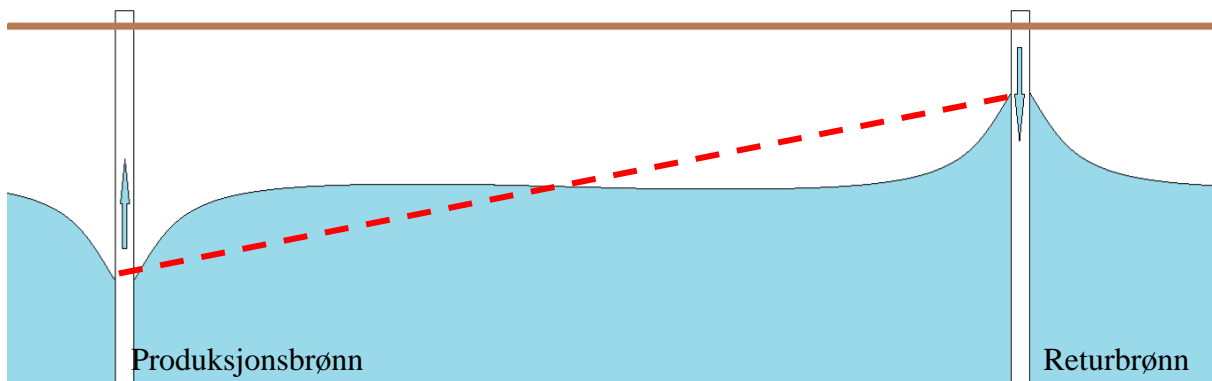
Figur 6.7: Sammenlikning av hydraulisk ledningsevne beregnet for samtlige masseprøver ved Kozeny-Carman og Kenney med  $\beta = 0,5, 1,0$  og  $1,75 \cdot 10^{-3}$ . Ved den røde linjen beregninger ved Kenney lik beregninger ved Kozeny-Carman.

I denne oppgaven har man ikke målt permeabiliteten for å kalibrere noen av formlene. Det er derfor ikke mulig å uttale seg om hvorvidt det er Kenney som er konservativ, eller Kozeny-Carman som overestimerer. Figur 6.2 må derfor ikke brukes for å konkludere om det skal brukes en høyere  $\beta$ . Det figuren viser er at for de fleste av prøvene undersøkt i denne oppgaven er  $K_{K-C} \approx \alpha K_{Kenney}$ , hvor  $\alpha$  er et forholdstall.

#### 6.2.4 Hydraulisk gradient og grunnvannshastighet

Fra figur 2.15 fremgår det at den hydrauliske gradienten gradvis øker for perioden uten prøvepumping, 26. juli 2016 - 21. april 2017. Det skyldes at forskjellen i grunnvannsmålingene mellom Brannstasjon 1 og 2 øker med omkring 10 cm i denne perioden, fra 17 cm til 27 cm. Vannivået i begge brønner øker, men det stiger mest i Brannstasjon 1. Mulige forklaringer på dette kan være påvirkning av produksjon i nærliggende brønner, for eksempel Lenavegen 3, eller årstidsvariasjon.

Den hydrauliske gradienten som er brukt for å beregne gjennomsnittshastigheten til grunnvannet er en grov forenkling. I et grunnvannsbasert grunnvarmeanlegg i produksjon vil ikke den hydrauliske gradienten være en konstant. Det vil oppstå en senkningstrakt ved produksjonsbrønn og omvendt senkningstrakt ved returbrønn. Det er vist i figur 6.8, hvor den røde linje illustrerer en hypotetisk lineær gradient mellom de to brønnene.



Figur 6.8: Prinsippskisse av hydraulisk gradient mellom en produksjonsbrønn og en returbrønn i en åpen akvifer. Den røde linje illustrerer senkningen brukt til å beregne hydraulisk gradient er beregnet i denne oppgaven. Fra formel 2.17 fremgår det at grunnvannets hastighet  $\vec{v}$  er proporsjonal med den

hydrauliske konduktiviteten og den hydrauliske gradienten til materialet. Ettersom den hydrauliske gradienten ikke er konstant mellom de to brønnene, vil, vil hastigheten reduseres radielt fra returbrønnen. Slik hastighetsendring er ikke tatt med i modelleringen av varmetransport.

### 6.3 Varmetransport

I denne oppgaven har man undersøkt effekten av konveksjon og diffusjon ved steady state, det vil si når likevekt er oppnådd. Dersom man antar at kildeleddet i konveksjon-diffusjonslikningen er null, kan formel 2.21 skrives som:

$$\int_{\delta\Omega} \rho\phi \vec{v} \cdot \vec{n} dA = \int_{\delta\Omega} (\lambda \vec{\nabla}\phi) \cdot \vec{n} dA \quad (6.1)$$

↑
↑  
Konveksjon
Diffusjon

Ved modellering i denne oppgaven har det blitt antatt at tetthet og varmekapasitet til vann er konstante, til tross for at de er svakt temperaturavhengige. Det medfører at dersom

varmetransport ved konveksjon øker, vil også varmetransport ved diffusjon øke. Ettersom vannets egenskaper og varmeledningsevnen blir antatt å være konstante, vil varmetransportsbidraget ved konveksjon og diffusjon begge avhenge av grunnvannets hastighet  $\vec{v}$ .

### 6.3.1 Varmeledningsevne

Usikkerheten ved beregning av varmeledningsevne til et vannmettet porøst medium er 30 % ved Krupiczkas metode. Forskjellen i varmeledningsevne mellom de fire prøvene som er undersøkt er mindre enn 5 %. Da usikkerheten er større enn variasjonene i varmeledningsevne kan man ikke uttale seg detaljert om variasjonen mellom prøvene. Det er derfor bli benyttet én verdi for varmeledningsevne for samtlige lag ved modellering av varmeledningsevne i denne oppgaven.

Økning av varmeledningsevnen øker fra 1,9 W/mK til 2,1 W/mK tilsvarer endring fra løsmasser med 40-50 % kvarts til ren kvartssand (100 % kvarts). Modellering av dette førte ikke til noen målbare endring i lengden på den horisontale sonen som påvirkes av temperaturen til det injiserte vannet er. Figur 5.24 viser en meget svak økning i den vertikale sonens om påvirkes av temperaturforandringer. Resultatene tyder på at ved de hydrauliske konduktivitetene for sand og grus undersøkt i denne oppgaven, vil forholdet mellom diffusjon og konveksjon i en vannmettet løsmasse i hovedsak påvirkes av grunnvannshastigheten. Det bekrefter Clauser *et al.* (1995) påstand om at dersom hydrauliske konduktiviteten er tilstrekkelig høy og det finnes en drivende kraft, som hydraulisk gradient eller en pumpe, vil konveksjon kunne bli den dominerende formen for varmetransport.

Med dette som utgangspunkt anses det som en holdbar forenkling å anta konstant varmeledningsevne for hele akviferen.

### 6.3.2 Temperaturdistribusjonen

Fra likning 6.1 ble det vist varmetransport ved konveksjon og diffusjon øker ved økende hastighet. I modelleringen antas det at vann ikke beveger seg mellom lag, men strømmer i endimensjonalt uten massetap. Det gjør at konveksjonsbidraget på temperaturdistribusjonen i denne modellen alltid vil virke i horisontal retning. Vertikal utstrekning av påvirkningsområdet skyldes derfor varmetransport ved diffusjon. Diffusjon bidrar til både vertikal og horisontal temperaturspredning. Fra modellering av varmetransport i tilfelle 1-4 (figur 5.21) vises det at en

økning i hydraulisk konduktivitet medfører en økt horisontal utstrekning av sonen hvor temperatur påvirkes. Høy hydraulisk konduktivitet gjør det mulig å flytte partiklene raskere over lengre avstander uten å påvirkes av det lokale miljøet. Lav hydraulisk konduktivitet fører til at vannpartiklene får lengre oppholdstid i hvert punkt, og slik kan påvirkes av temperaturen til vannet i akviferen og mineralkorn. Økning i hydraulisk gradient medfører en redusert vertikal utstrekning av sonen hvor temperatur påvirkes, og økt horisontal utstrekning. Ved lav hydraulisk gradient vil varmetransport ved diffusjon spille en større rolle. Ved lavere hastigheter utgjør varmetransport ved diffusjon et større relativt bidrag enn ved høye hastigheter.

### **6.3.3 Plassering av returbrønn**

Ved planlegging av et grunnvannsbasert grunnvarmeanlegg med åpent system er det ønskelig å plassere filteret i et lag med høy hydraulisk konduktivitet. Pumping medfører stor hydraulisk gradient. Fra figur 5.20 og 5.21 kommer det frem at dette er den typen tilfeller med høyest relativ horisontal påvirkningssone fra temperaturen til det injiserte vannet. En lokasjon som er godt egnet for grunnvannsutttak er i den største risikogruppen for termisk kortslutning av de undersøkte tilfellene. Det medfører at plassering av returbrønnen i forhold til produksjonsbrønnen vil ha stor betydning for levetiden til anlegget.

Som beskrevet over er det i hovedsak hastigheten som avgjør hvorvidt varmetransport skjer ved diffusjon eller konveksjon, og derav hvor langt den termiske fronten vil rekke i horisontal og vertikal retning. Ettersom farten er lineær med hydraulisk gradient og hydraulisks konduktivitet vil man kunne redusere hvor langt den termiske fronten går ved å redusere en eller begge disse faktorene. Da plasseringen av brønnen er valgt som følge av den hydrauliske konduktiviteten, vil denne parameteren være låst. Farten kan derfor reduseres ved å senke den hydrauliske gradienten. En måte å gjøre det på kan være å plassere returbrønnen på en slik måte at den naturlige gradienten som oppstår på grunn av helninger i grunnvannsspeilet motvirker den kunstige som oppstår ved pumping. I følge Lippmann *et al.* (1980) vil det å øke avstanden mellom brønnene, eller å reversere hva som er retur- og produksjonsbrønn øke tiden den vil ta for termisk kortslutning betraktelig. Dersom det er naturlig geologisk bareiere mellom de to brønnene er det mulig å redusere avstanden mellom produksjons- og returbrønnen uten at termisk kortslutning inntreffer (Banks, 2012).

## 7 KONKLUSJON

---

Bruk svært forenklaede modeller av kvartærgeologi og et lite, spesialisert dataprogram gjør det mulig å forstå konsepter bak varmetransport i en akvifer. Resultatene i oppgaven kan ikke brukes til å si noe om konkret om hvor lang tid det vil ta for termisk kortslutning mellom to brønner på Melhus.

Masseprøvene består av 14 prøver grus, 22 prøver grusig/sandig materiale og 15 prøver sand. Over sand- og gruslagene er undersøkelsesområdet dekket av leire. Den øker i mektighet mot sørvest.

Ved undersøkelse av vanntransport benyttes Kozeny-Carmans og Kenneys formler. For det undersøkte prøvemateriale ble følgende trender funnet:

- For prøvemateriale er  $S_0$  tilnærmet omvendt proporsjonal med  $d_5$ . Det medfører at leddet i formlene som avhenger av kornfordelingskurvene er tilnærmet proporsjonale.
- For  $\frac{2}{3}$  av prøvematerialet er Kenney og Kozeny-Carmans formler tilnærmet like følsomme overfor endringer i mengden finstoff. De vil derfor få omtrent samme utslag dersom finstoff genereres eller mistes under prøvetaking.
- Det som i størst grad skiller formlene er at Kozeny-Carman benytter porøsitet.

Fra modellering av injeksjon av kaldt vann i en trelags akvifer, ble følgende trender funnet:

- Størrelsen på varmeledningsevnen til akviferen påvirker i svært liten grad temperaturdistribusjonen.
- Økning i hydraulisk konduktivitet medfører en økt horisontal utstrekning av sonen hvor temperatur påvirkes. Varmetransport ved konveksjon blir dominerende.
- Økning i hydraulisk gradient medfører en redusert vertikal utstrekning av sonen hvor temperatur påvirkes, og økt horisontal utstrekning. Ved lav hydraulisk gradient vil varmetransport ved diffusjon spille en større rolle.
- Hastigheten på grunnvannet styrer i stor grad varmetransport både ved konveksjon og diffusjon.



Et grunnvannsbasert grunnvarmeanlegg vil normalt sett plasseres slik at filteret står i et lag med høy hydraulisk konduktivitet. Tiltak for å redusere sjansen produksjonsbrønnen påvirkes av temperaturendringer fra returbrønnen vil da inkludere:

- Øke avstanden mellom brønnene. Det vil redusere den hydrauliske gradienten og hastigheten på vannet.
- Plassere returbrønnen slik at naturlig gradient motvirker kunstig gradient fra pumping, og slik redusere hastigheten på vannet.
- Bruke bakken som varmelager ved å skifte på hva som er produksjonsbrønn og returbrønn ettersom om den skal brukes til oppvarming eller nedkjøling.
- Dersom mulig: plassere brønnene slik at det er en geologisk barriere mellom produksjons- og returbrønn. Da kan avstanden mellom brønnene reduseres.

## 8 VIDERE ABREID

---

Forslag til videre arbeid er som følger:

- Vurdere om Kozeny-Carmans formel i praksis krever måling av porøsitet, eller om det kan benyttes finnes bedre empiriske porøsitetsformler basert på kornstørrelse. Med det som utgangspunkt gjøre en vurdering av empiriske formler for estimering av porøsitet. Deretter kan det gjøres nye sammenlikninger av Kenney og Kozeny-Carmans formler og vurdere om Kenney gir tilstrekkelig nøyaktige resultater.
- Lage et program eller bruke eksisterende programvare som FELFLOW til vurdere varmetransport på Melhus i detalj. Det kan benyttes til å si noe konkret om og eventuelt når termisk kortslutning vil inntreffe. Det bør lages modell for anlegg i produksjon med temperaturmålinger. Da vil man kunne kalibrere modellen, og så bruke for nye anlegg.



## 9 REFERANSER

---

- Andersson, A.-C. *et al.* (1984) *Brunnar: undersökning, dimensionering, borrning, drift.* (9154041082). Stockholm: Statens råd för byggnadsforskning.
- Banks, D. (2012) *An introduction to thermogeology: ground source heating and cooling.* 2. utg. Chichester, UK: John Wiley & Sons.
- Bargel, T. H. *et al.* (2007) *Beskrivelse til kvartærgeologisk kart over Midt-Norden.* (NGU-rapport 2007.024 ): Norges Geologiske Undersøkelse.
- Baukal Jr, C. E. *et al.* (red.) (2000) *Computational fluid dynamics in industrial combustion* CRC press.
- Bear, J. (2013) *Dynamics of fluids in porous media.* Dover Publications, New York: Courier Corporation.
- Brattli, B. (2009) *Fysisk og kjemisk hydrogeologi.*, 3. utg. Trondheim: Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet, Institutt for Geologi og Bergteknikk.
- Brattli, B. (2014) *Ingeniørgeologi løsmasse.* Trondheim: Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet, Institutt for Geologi og Bergteknikk.
- British Geological Survey (2011) *GSI3D 2011 Software manual and methodolgy.* Tilgjengelig fra: <http://nora.nerc.ac.uk/13841/1/OR11020.pdf> (Hentet: 3. november 2017).
- Brøste, H. M. (2017) *Vannkvalitet knyttet til grunnvannsbaserte grunnvarmeanlegg i Melhus og Elverum.* Trondheim. Masteroppgave, Institutt for Geovitenskap og Petroleum, Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet.
- 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).
- Chapuis, R. P. og Legare, P.-P. (1992) A simple method for determining the surface area of fine aggregates and fillers in bituminous mixtures, *Effects of aggregates and mineral fillers on asphalt mixture performance.* doi: 10.1520/STP24217S.
- Chapuis, R. P. (2012a) Estimating the in situ porosity of sandy soils sampled in boreholes, *Engineering geology*, 141. doi: 10.1016/j.enggeo.2012.04.015.
- Chapuis, R. P. (2012b) Predicting the saturated hydraulic conductivity of soils: a review, *Bulletin of engineering geology and the environment*, 71(3), s. 401-434.
- Clauser, C. og Huenges, E. (1995) Thermal conductivity of rocks and minerals, i Ahrens, T. J. (red.) *Rock physics & phase relations: a handbook of physical constants.* American Geophysical Union, s. 105-126. doi: 10.1029/RF003p0105.
- Dubi, Y. og Di Ventura, M. (2009) Fourier's law: Insight from a simple derivation, *Physical Review E*, 79(4 042101). doi: 10.1103/PhysRevE.79.042101.
- Dul'nev, G. og Sigalova, Z. (1967) Effective thermal conductivity of granular materials, *Journal of Engineering Physics and Thermophysics*, 13(5). doi: 10.1007/BF00832355.
- Durlofsky, L. J. (1994) Accuracy of mixed and control volume finite element approximations to Darcy velocity and related quantities, *Water Resources Research*, 30(4), s. 965-973. doi: 10.1029/94WR00061.
- Esri (2017) *Work smarter with ArcGIS - the mapping and analytic platform.* Tilgjengelig fra: <http://www.esri.com/arcgis/about-arcgis> (Hentet: 13. desember 2017).

- Flugsrud, I. S. (2017) *Mineralogisk sammensetning og varmeledningsevne i løsmasser i Melhus sentrum*. Prosjektoppgave, Institutt for Geovitenskap og Petroleum, Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet.
- Gjengedal, S. (2017) *Borelogg Melhus. Upublisert rådata fra ORMEL-prosjektet*. Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet.
- Granada (2017) *Granada - Nasjonal grunnvannsdatabase*. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/granada/> (Hentet: 26. august 2017).
- Haugsand, M. H. (2017) Fortran-program for bruk av konveksjon-diffusjon-likningen mellom to borehull.
- Hetnarski, R. B. *et al.* (2009) *Thermal stresses: advanced theory and applications*. Springer. doi: 10.1007/978-1-4020-9247-3.
- Horai, K.-i. og Simmons, G. (1969) Thermal conductivity of rock-forming minerals, *Earth and Planetary Science Letters*, 6(5). doi: 10.1016/0012-821X(69)90186-1.
- Hubbert, M. K. (1956) Darcy's law and the field equations of the flow of underground fluids. doi: 10.1080/02626665709493062.
- INSIGHT (2017) *Manual SubsurfaceViewer XL and SubsurfaceViewer MX 6.0*. Tilgjengelig fra: <http://subsurfaceviewer.com/ssv/> (Hentet: 24. oktober 2017).
- Kartverket (2017a) *Digital terrengmodell 10 m, UTM 32*. Tilgjengelig fra: <http://data.kartverket.no/download/content/digital-terrengmodell-10-m-utm-32> (Hentet: 13. september 2017).
- Kartverket (2017b) *Topografisk Norgeskart 4*. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/uuid/f004268c-d4a1-4801-91cb-daa46236fab7>.
- Kartverket (2017c) *FKB3 WMS (1:12000)*. Tilgjengelig fra: <http://wms.geonorge.no/skwms1/wms.fkb3?service=WMS&request=GetCapabilities> (Hentet: 10. september 2017).
- Kenney, T. *et al.* (1984) Permeability of compacted granular materials, *Canadian Geotechnical Journal*, 21(4). doi: 10.1139/t84-080.
- Lippmann, M. J. og Tsang, C. F. (1980) Ground-Water Use for Cooling: Associated Aquifer Temperature Changes, *Ground Water*, 18(5). doi: 10.1111/j.1745-6584.1980.tb03420.x
- Loudon, A. (1952) The computation of permeability from simple soil tests, *Geotechnique*, 3(4). doi: 10.1680/geot.1952.3.4.165.
- MathWorks (2017) *Matlab*. Tilgjengelig fra: <https://se.mathworks.com/products/matlab.html> (Hentet: 13. desember 2017).
- Melhus Kommune (2017) *Program halvdagsseminar ORMEL Melhus*. Tilgjengelig fra: <http://www.melhus.kommune.no/?find=ormel&x=0&y=0> (Hentet: 27. april 2017).
- NGU (2016) *Grunnvann i Norge - Hydrogeologisk ordbok*. Tilgjengelig fra: [http://www.grunnvanninorge.no/top\\_ordbok.php](http://www.grunnvanninorge.no/top_ordbok.php) (Hentet: 14. august 2017).
- NGU (2017a) *Løsmasser (Kvartærgeologisk kart: LosmasseFlate og LosmasseGrense)*. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlasting> (Hentet: 8. september 2017).
- NGU (2017b) *Løsmasse - Nasjonal løsmassedatabase*. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> (Hentet: 15.02 2017).
- Nossum, A. S. og Díaz, A. A. (2014) A practical introduction to becoming a GIS professional using QGIS, *Norkart Webatlas*, s. 99.
- Odong, J. (2007) Evaluation of empirical formulae for determination of hydraulic conductivity based on grain-size analysis, *Journal of American Science*, 3(3). Tilgjengelig fra:

- <http://www.jofamericanscience.org/journals/am-sci/0303/10-0284-Odong-Evaluation-am.pdf>.
- Reite, A. J. (1983) *Trondheim: Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1621 IV-M 1: 50000 (med fargetrykt kart)*. Norges Geologisk Undersøkelse: Skrifter 46, Nr. 391. Oslo: Universitetsforlaget.
- Riise, M. H. (2015) *Praktisk guide for grunnvarmeanlegg basert på oppumpet grunnvann- Hydrogeologiske forundersøkelser, etablering, drift og oppfølging med utgangspunkt i erfaringer fra etablerte anlegg i Melhus sentrum* Masteroppgave, Institutt for Geologi og Bergteknikk, Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet.
- Russell, H. (1935) Principles of heat flow in porous insulators, *Journal of the American Ceramic Society*, 18(1-12). doi: 10.1111/j.1151-2916.1935.tb19340.x.
- Sandbakken, M. E. (2016) *3-dimensjonal visualisering av grunnvannsmagasinet i Elverum sentrum - Hydrogeologisk og kvartærgeologisk forståelse*. Trondheim. Masteroppgave, Institutt for Geologi og Bergteknikk, Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet.
- Santamarina, J. C. *et al.* (2001) Soils and waves: Particulate materials behavior, characterization and process monitoring, *Journal of Soils and Sediments*, 1(2). doi: 10.1007/BF02987719.
- Selmer-Olsen, R. S. (1954) *Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet*. Oslo: I kommisjon hos Aschehoug. Tilgjengelig fra: [http://urn.nb.no/URN:NBN:no-nb\\_digibok\\_2007061101070](http://urn.nb.no/URN:NBN:no-nb_digibok_2007061101070). Tilgjengelig fra: [http://urn.nb.no/URN:NBN:no-nb\\_digibok\\_2007061101070](http://urn.nb.no/URN:NBN:no-nb_digibok_2007061101070)
- Senese, F. (2015) *Water Density Calculator*. Tilgjengelig fra: <http://antoine.frostburg.edu/chem/senese/javascript/water-density.html> (Hentet: 2017 31. oktober).
- Shepard, D. (1968) A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data, i *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference*. ACM, s. 517-524.
- Sigmond, E. *et al.* (2013) Norsk geologisk ordbok: Med engelsk-norsk ordliste, *Akademika forl.*
- Sintef (2017) *Grunnvarmebaserte varmepumpesystemer for oppvarming og kjøling av bygninger*. Tilgjengelig fra: <https://www.sintef.no/projectweb/annex29/grunnvarme/> (Hentet: 17. oktober 2017).
- Solberg, I.-L., Dagestad, Atle, Dalsegg, Einar (2014) *2D resistD resistivitetsmålinger ved Brubakken, Melhus sentrum og Skjerdingsstad i Melhus kommune, Sør-Trøndelag: Data og tolkninger*. (NGU Rapport 2014.022). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Somerton, W. H. (1982) Porous Rock-Fluid Systems at Elevated Temperatures and Pressures i Narasimhan, T. N. (red.) *Recent Trends in Hydrogeology, Special Paper 189*. Geological Society of America, s. 183-198. doi: 10.1130/SPE189-p183.
- SSB (2017) *Tettsteder. Folkemengde og areal, etter kommune. 1.januar 2016*. Tilgjengelig fra: <https://www.ssb.no/befolkning/statistikker/befte/aar> (Hentet: 16. september 2017).
- Statens vegvesen (2005) Håndbok 014 Laboratorieundersøkelser: Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <http://www.vegvesen.no/s/vegnormaler/hb/014/> (Hentet: 3. februar 2017).
- Statens vegvesen (2014a) *Planlegging og utførelse av komprimeringsarbeid for ubundne materialer - Varige veier 2011 - 2014. Rapport nr. 284*. Tilgjengelig fra: <http://docplayer.me/8680-Planlegging-og-utforelse-av-komprimeringsarbeid.html> (Hentet: 3. desember 2017).
- Statens vegvesen (2014b) Håndbok R211 Feltundersøkelser: Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: [https://www.vegvesen.no/\\_attachment/111560/binary/964097](https://www.vegvesen.no/_attachment/111560/binary/964097) (Hentet: 18. september 2017).

- Stocker, T. (2011) *Introduction to climate modelling*. Springer Science & Business Media. doi: 10.1007/978-3-642-00773-6.
- Tassis, G. *et al.* (2015) *Depth to bedrock and bedrock morphology from gravity measurements at Melhus, Melhus Municipality, Sør-Trøndelag*. (NGU report 2016.011): Norges Geologiske Undersøkelse.
- Tassis, G. (2017) Oversendelse av DEM-fil av dybde til fjell fra gravimetriundersøkelser i Melhus sentrum fra ORMEL-prosjektet. *Personlig kommunikasjon.*, 29. september 2017.
- Thirumaleshwar, M. (2009) *Fundamentals of Heat and Mass Transfer*. Dorling Kindersley India, licensees of Pearson Education. Tilgjengelig fra: [https://books.google.no/books?id=b2238B-AsqcC&printsec=frontcover&hl=no&source=gbs\\_ge\\_summary\\_r&cad=0#v=onepage&q&f=false](https://books.google.no/books?id=b2238B-AsqcC&printsec=frontcover&hl=no&source=gbs_ge_summary_r&cad=0#v=onepage&q&f=false). Tilgjengelig fra: [https://books.google.no/books?id=b2238B-AsqcC&printsec=frontcover&hl=no&source=gbs\\_ge\\_summary\\_r&cad=0#v=onepage&q&f=false](https://books.google.no/books?id=b2238B-AsqcC&printsec=frontcover&hl=no&source=gbs_ge_summary_r&cad=0#v=onepage&q&f=false)
- Thoresen, M. K. (2012) *Kvartærgeologisk kart over Norge, Tema: Jordarter*. 4. utg. Orkanger: Grytting AS.
- Tømmerdal, H. M. (2017) *En evaluering av empiriske formler som relaterer kornfordeling til hydraulisk konduktivitet og deres egnethet til bruk i fluviale og glasifluviale sedimenter*. Trondheim. Masteroppgave, Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet.
- Vangkilde-Pedersen, T. *et al.* (2012) Shallow geothermal energy in Denmark, *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 26. Tilgjengelig fra: [http://www.geus.dk/DK/publications/geol-survey-dk-gl-bull/26/Documents/nr26\\_p37-40.pdf](http://www.geus.dk/DK/publications/geol-survey-dk-gl-bull/26/Documents/nr26_p37-40.pdf) (Hentet: 3. februar 2017).
- Viscopedica (2008) *A free encyclopedia for viscosity - Water*. Tilgjengelig fra: <http://www.viscopedica.com/viscosity-tables/substances/water/> (Hentet: 31. oktober 2017).
- Vuković, M. og Soro, A. (1992) *Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition*. Water Resources Pubns.
- Woodside, W. og Messmer, J. (1961) Thermal conductivity of porous media. I. Unconsolidated sands, *Journal of applied physics*, 32(9). doi: 10.1063/1.1728419.
- Østmo, S. R. (1977) Kvartærgeologisk kartlegging med spesiell vekt på registrering og undersøkelser av sand- og grusforekomster i Ullensaker kommune, *NGU Rapport O-75045*, s. 6-24.

# VEDLEGG

---

## A Oversikt over elektriske vedlegg

### 1. Hydrauliske parametere

- a.  $d_5$  [mm]
- b.  $d_{10}$  [mm]
- c.  $d_{60}$  [mm]
- d. Graderingstallet ( $C_u$ ) [-]
- e. Spesifikt overflateareal ( $S_0$ ) [ $\text{cm}^{-1}$ ]
- f. Porøsitet ( $n$ ) [-]
- g. Hydraulisk konduktivitet (Kozeny-Carman) [m/s]
- h. Hydraulisk konduktivitet (Kenney) [m/s]
- i. Hydraulisk konduktivitet (Kozeny-Carman) [m/døgn]
- j. Hydraulisk konduktivitet (Kenney) [m/døgn]
- k. Jordartsklasse

### 2. Filer for SubsurfaceViewer

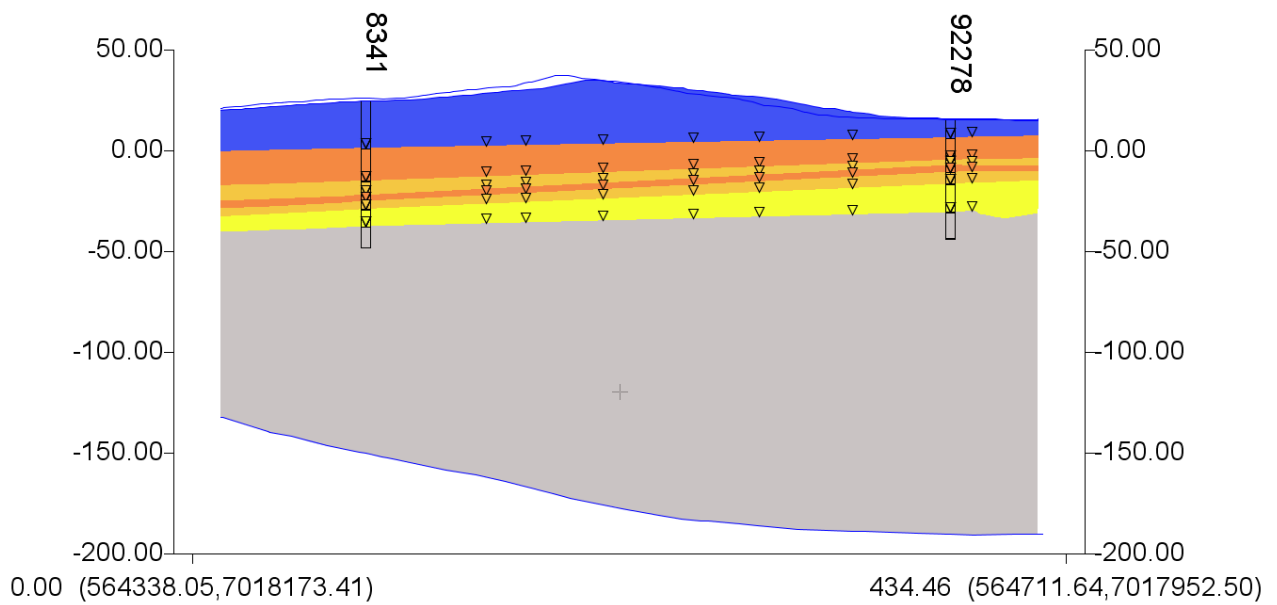
- a. GVS
- b. GLEG
- c. BID
- d. BLG



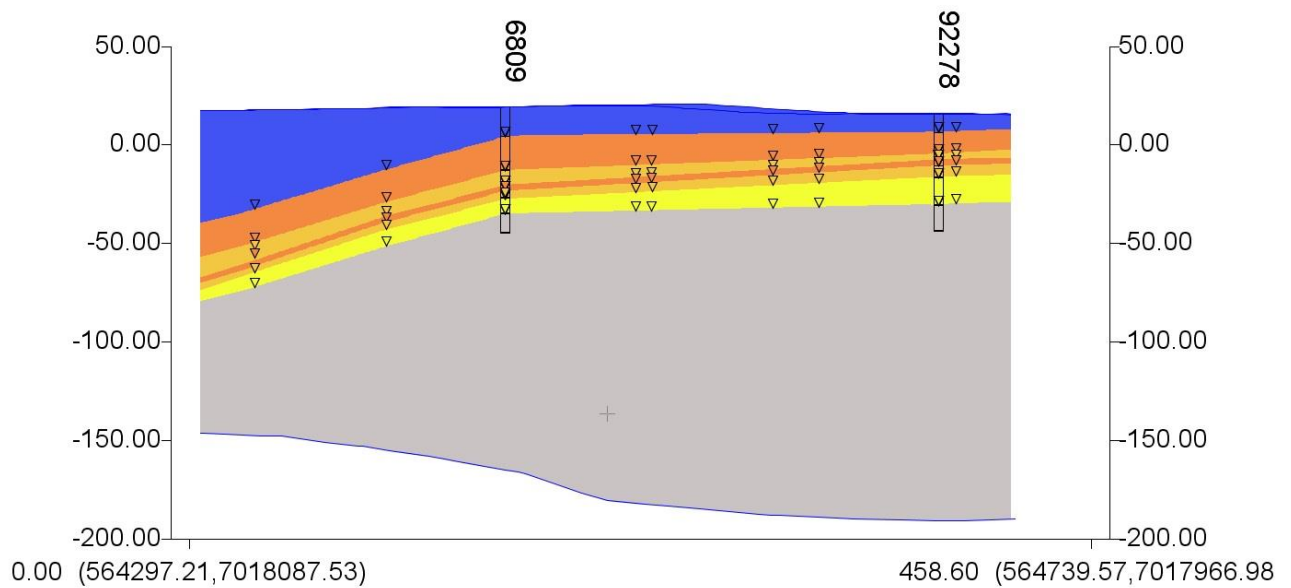
## B 2D-tverrsnitt

Tabell.1: 2D-tverrsnitt i SubsurfaceViewer

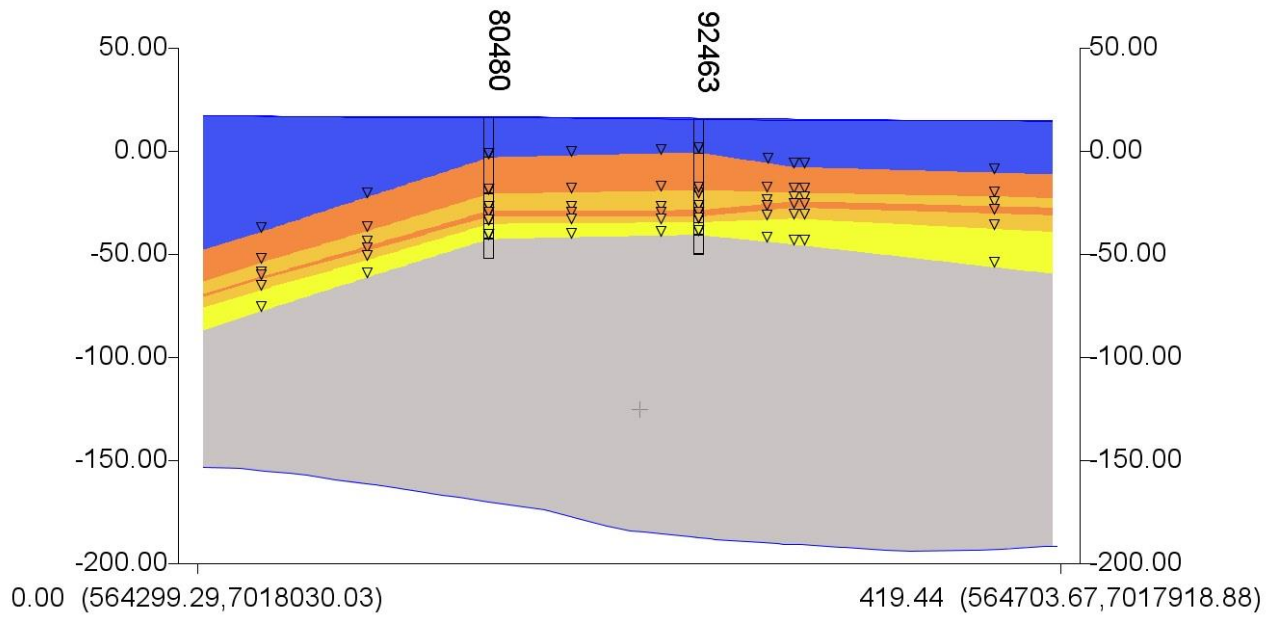
Nr.	Start	Slutt	Lengde(m)	Borehull ID	Borehull (navn)
1	564338.05 7018173.41	564711.64 7017952.5	434.46	8341 92278	Lena Terasse 1 Brannstasjonen 1
2	564297.21 7018087.53	564739.57 7017966.98	458.6	6809 92278	Lenavegen 3 (2) Brannstasjonen 1
3	564299.29 7018030.03	564703.67 7017918.88	419.44	80480 92463	Lenavegen 3 (1) Brannstasjonen 2
4	564298.24 7017995.92	564780.47 7017978.66	482.61	80480 92278	Lenavegen 3 (1) Brannstasjonen 1
5	564271.1 7017840.81	564702.71 7018047.35	478.78	92268 92463	Losjevegen 5 Brannstasjonen 2
6	564300.06 7017811.86	564530.93 7018172.12	430.43	92268 80480 6809	Losjevegen 5 Lenavegen 3 (1) Lenavegen 3 (2)
7	564324.88 7017820.13	564428.29 7018177.94	372.46	92268 8341	Losjevegen 5 Lena Terasse 1
8	564398.3 7017844.95	564483.17 7018169.1	335.21	80480 6809	Lenavegen 3 (1) Lenavegen 3 (2)
9	564384.86 7018180.01	564635.7 7017846.5	422.27	8341 6809 92463	Lena Terasse 1 Lenavegen 3 (2) Brannstasjonen 2
10	564298.8 7017852.46	564746.81 7018013.51	476.1	92268 92278	Losjevegen 5 Brannstasjonen 1
11	564579.77 7018194.36	564586.12 7017836.34	358.08	-	Mellom Brannstasjon 1 og Brannstasjon 2
12	564515.57 7018174.38	564517.02 7017827.23	347.15	-	Mellom Lenavegen 3 (2) og Brannstasjon 2
13	564299.64 7018134.96	564702.39 7018135.98	402.75	8341	NV → NØ Inkl. Lena Terasse 1
14	564673.71 7018172.58	564672.07 7017841.03	331.56	-	NØ → SØ
15	564298.82 7017861.76	564704.08 7017863.02	406.61	-	SV → SØ
16	564328.58 7018172.97	564328.81 7017846.17	326.8	-	NV → SV
17	564283.47 7018182.15	564722.87 7017838.45	557.92	6809	NV → SØ Ink. Lenavegen 3 (2)
18	564292.73 701784257	564709.5 7018182.15	538.55	92268	SV → NØ Losjevegen 5



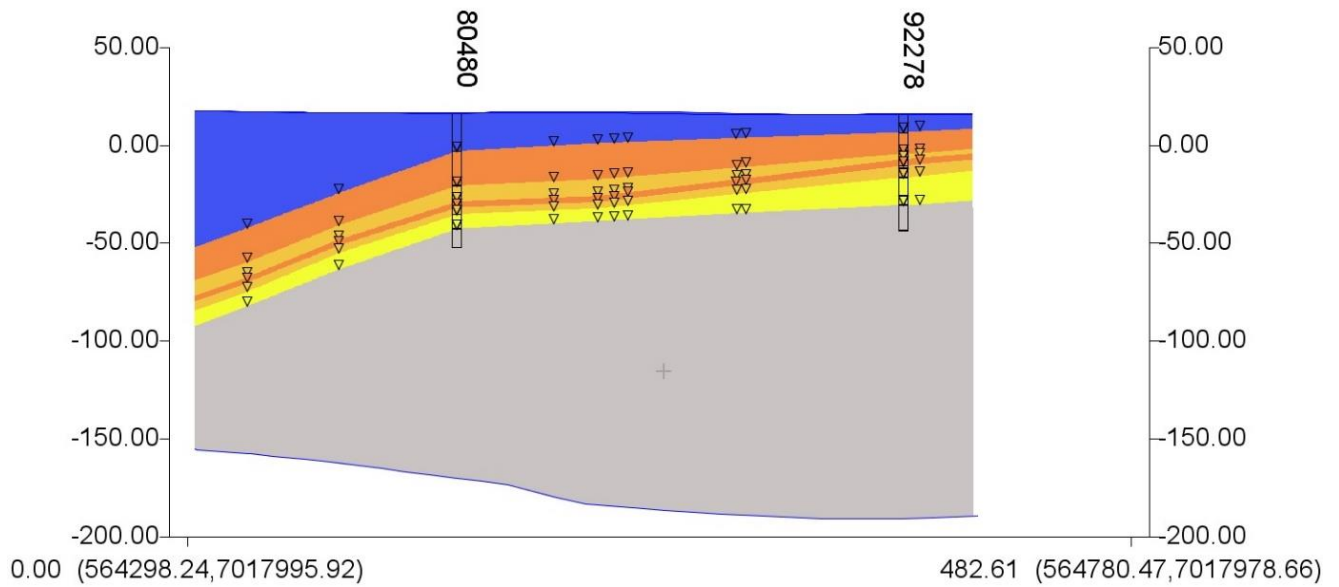
Figur 1: Tverrsnitt 1: Lena Terrasse 1 → Brannstasjonen 1



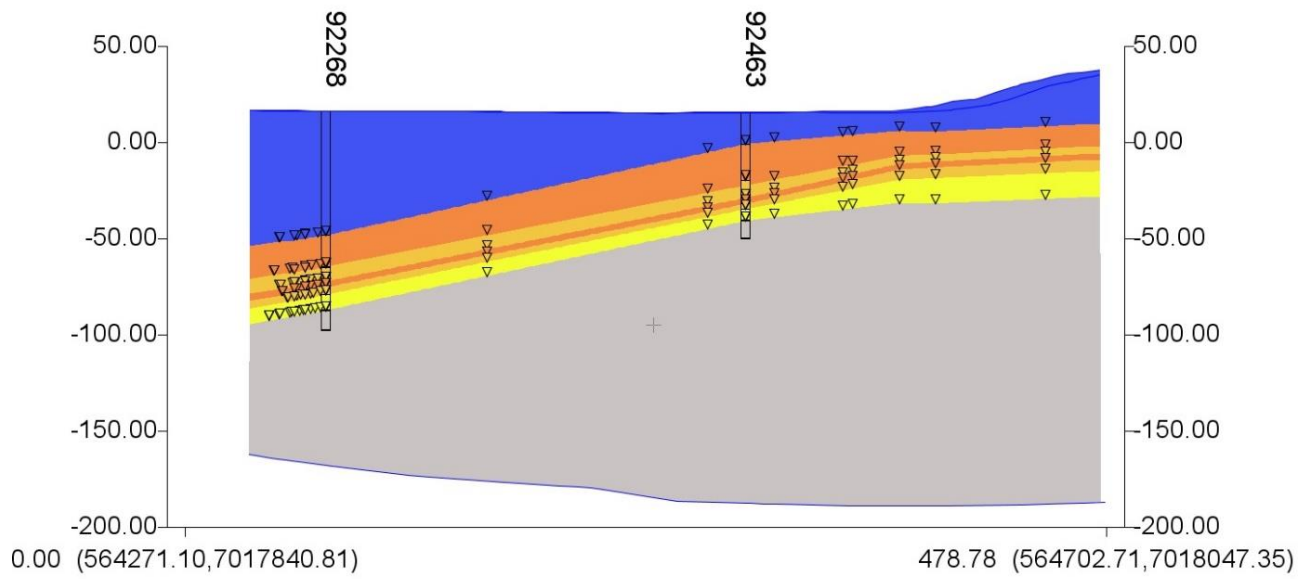
Figur.2: Tverrsnitt 2: Lenavegen 3 (2) → Brannstasjonen 1



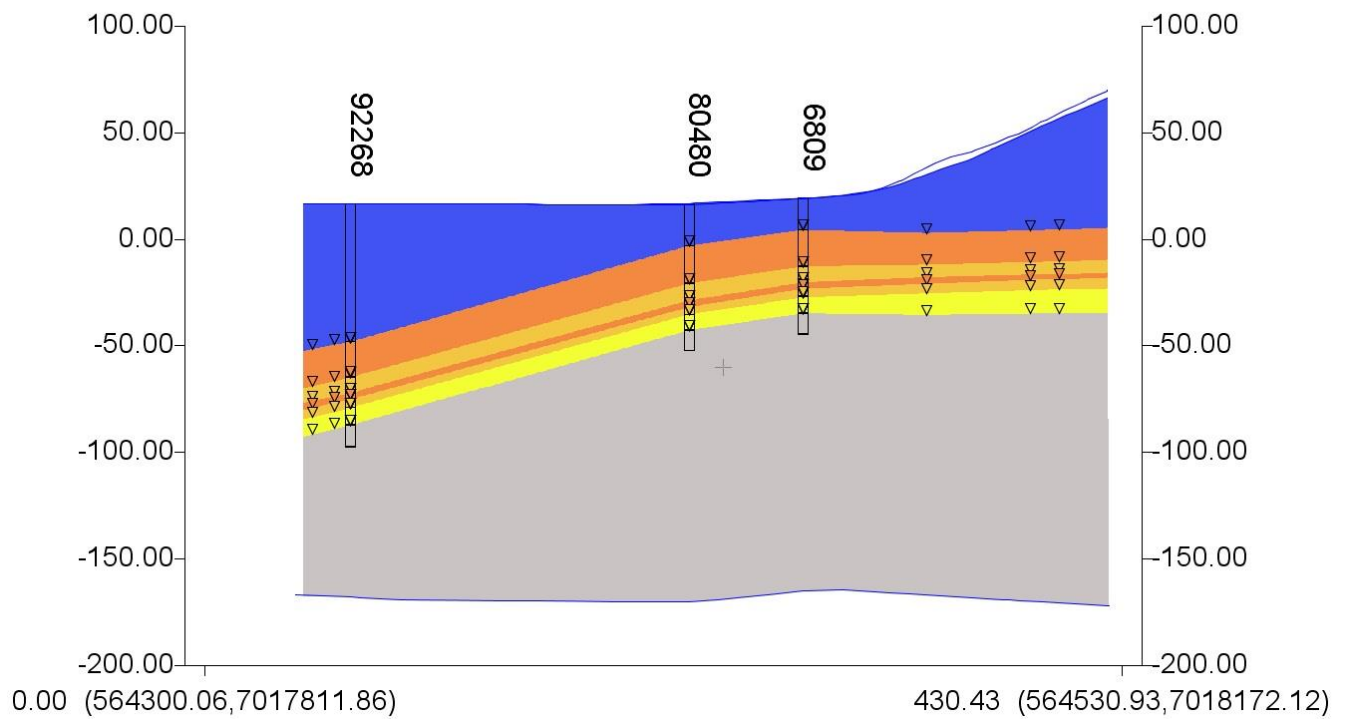
Figur 3: Tverrsnitt 3: Lenavegen 3 (1) → Brannstasjonen 2



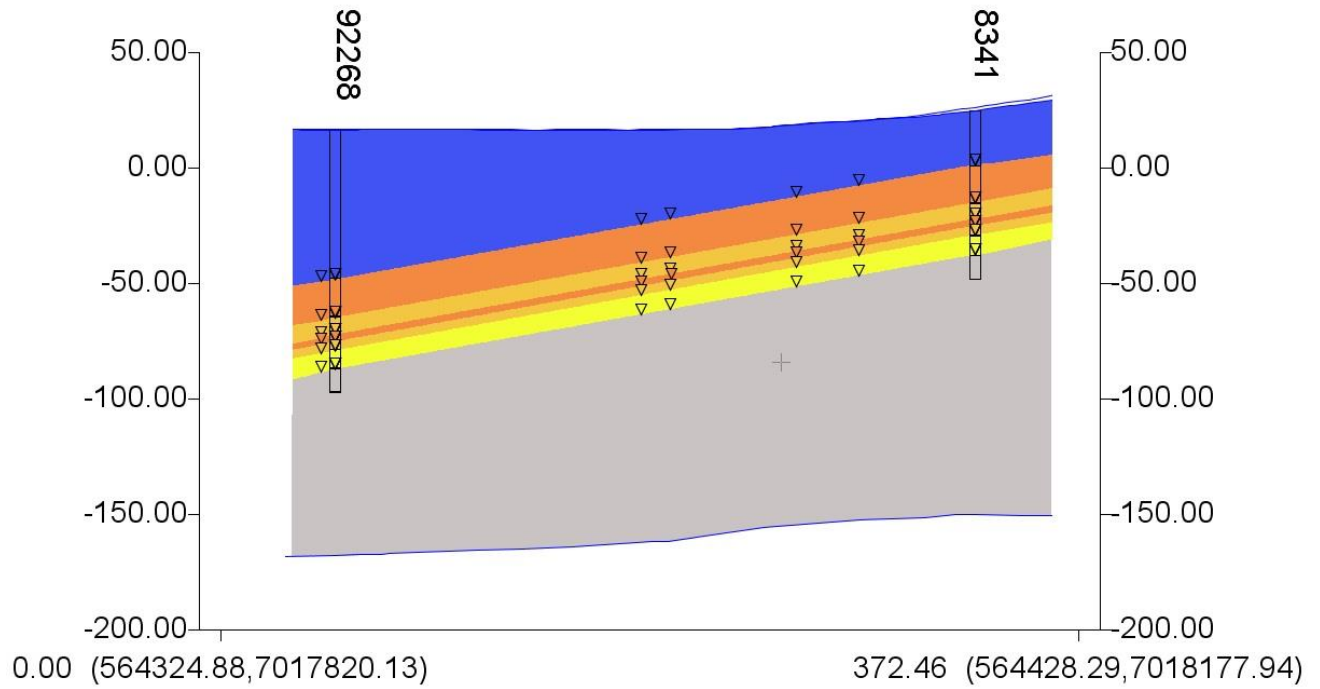
Figur 4: Tverrsnitt 4: Lenavegen 3 (1) → Brannstasjonen 1



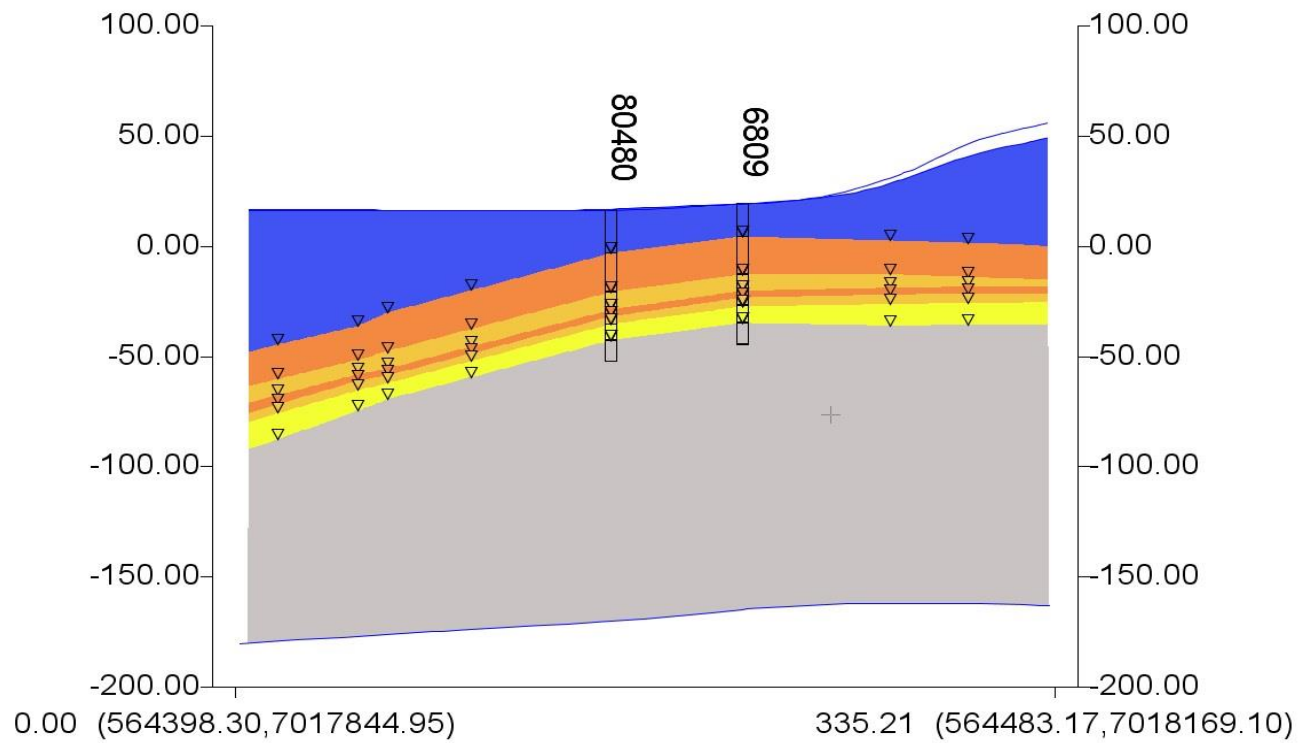
Figur 5: Tverrsnitt 5: Losjevegen 5 → Brannstasjonen 2



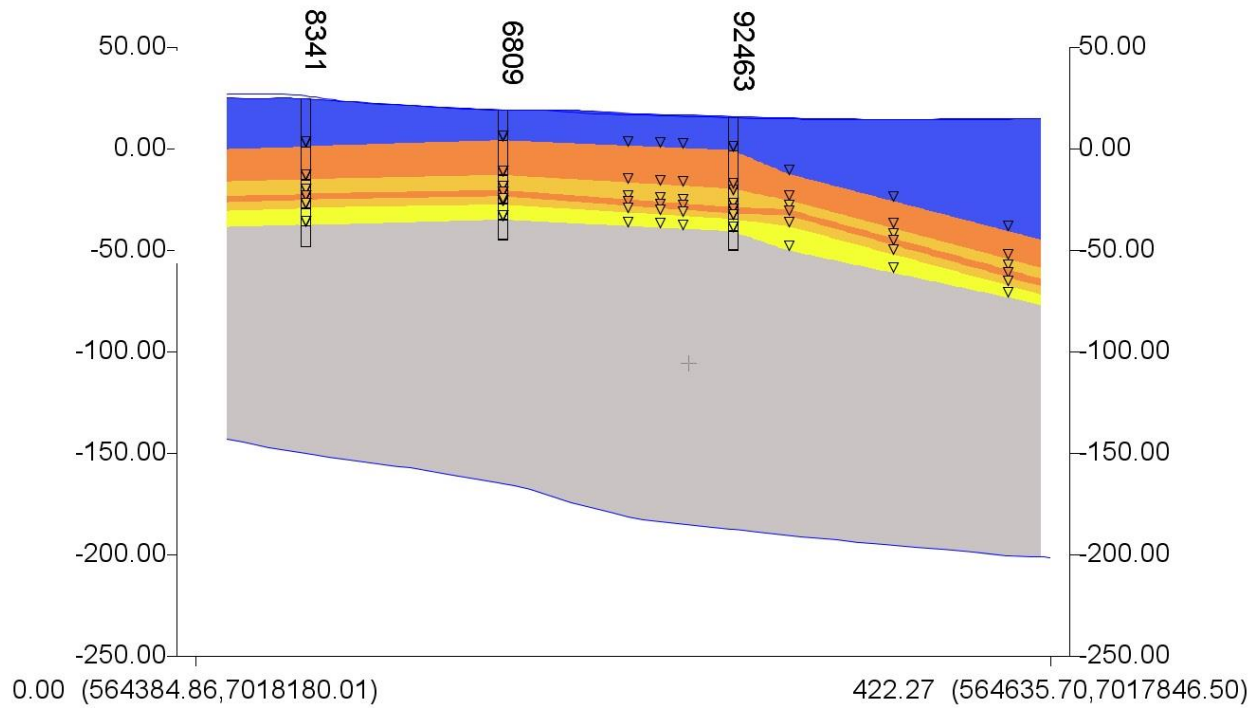
Figur 6: Tverrsnitt 6: Losjevegen 5 → Lenavegen 3 (1) → Lenavegen 3 (2)



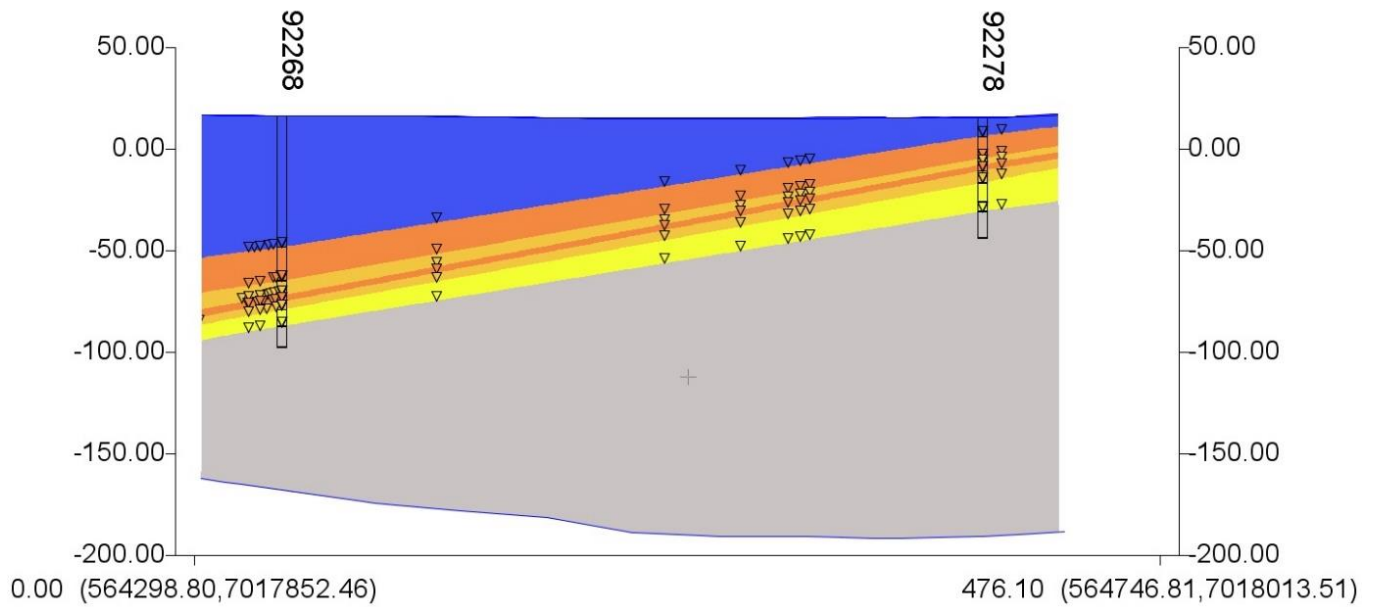
Figur 7: Tverrsnitt 7: Losjevegen 5 → Lena Terrasse 1



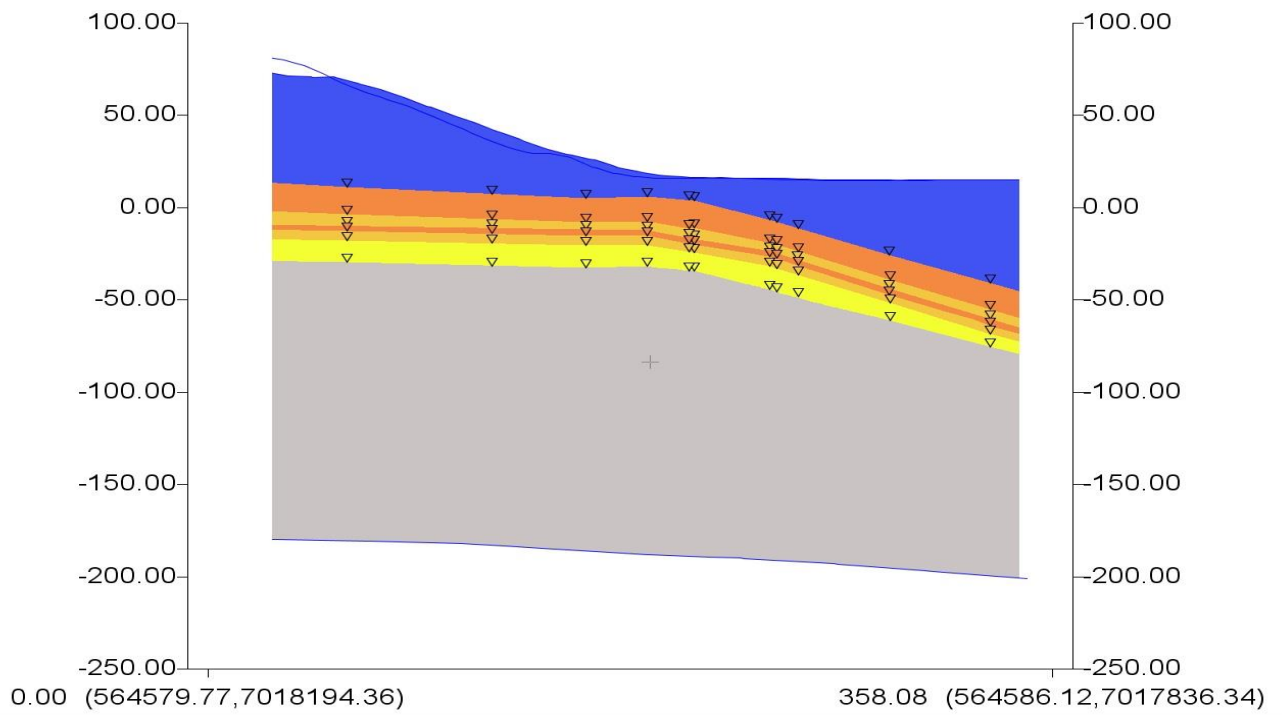
Figur 8: Tverrsnitt 8: Lenavegen 3 (1) → Lenavegen 3 (2)



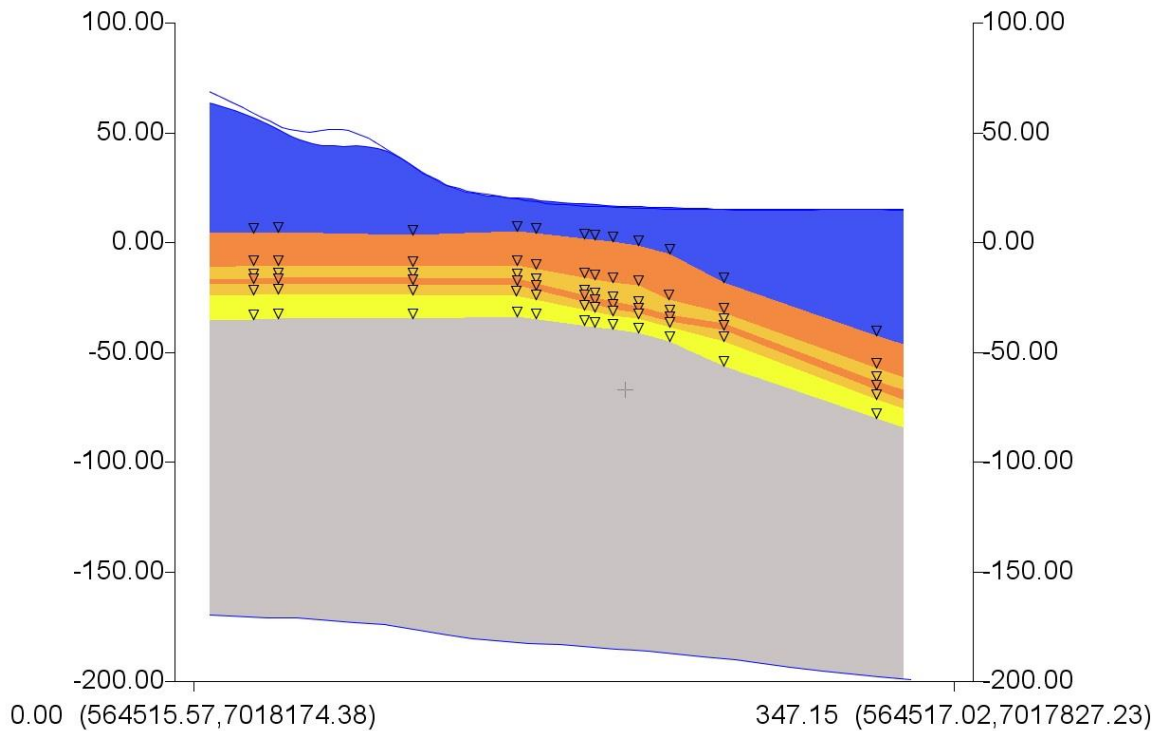
Figur 9: Tverrsnitt 9: Lena Terrasse 1 → Lenavegen 3 (2) → Brannstasjonen 2



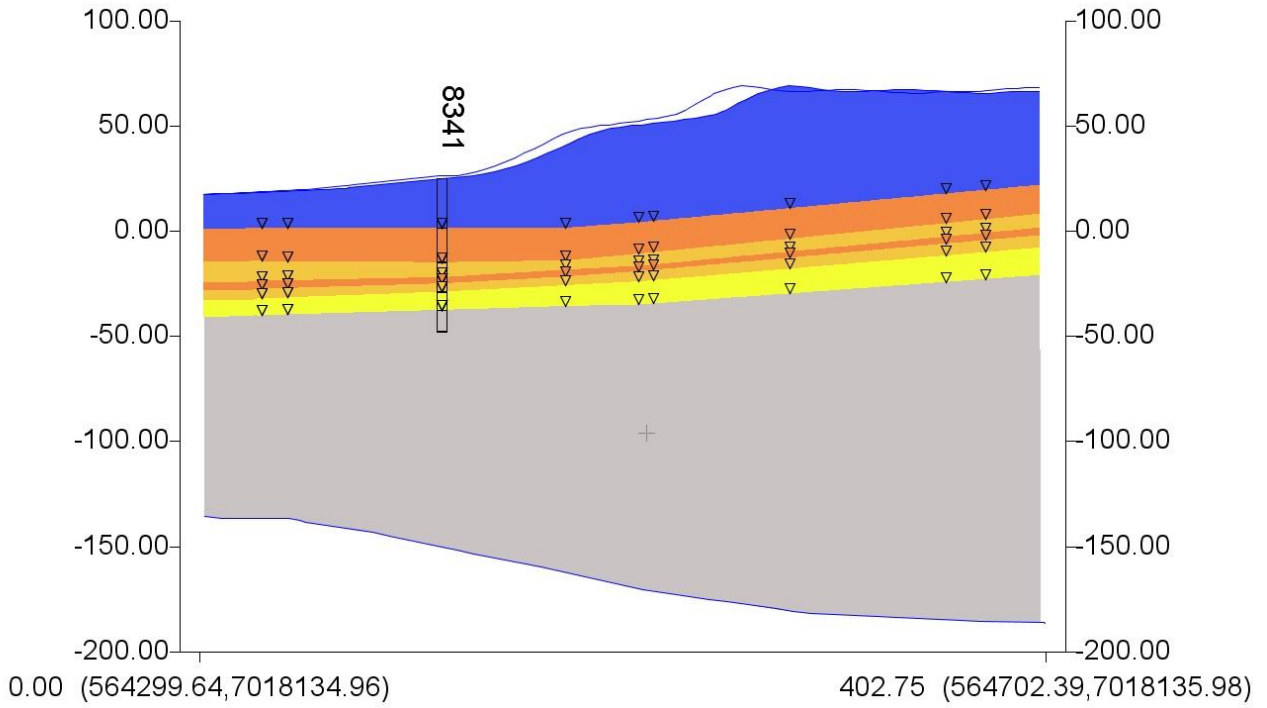
Figur 10: Tverrsnitt 10: Losjevegen 5 → Brannstasjonen 1



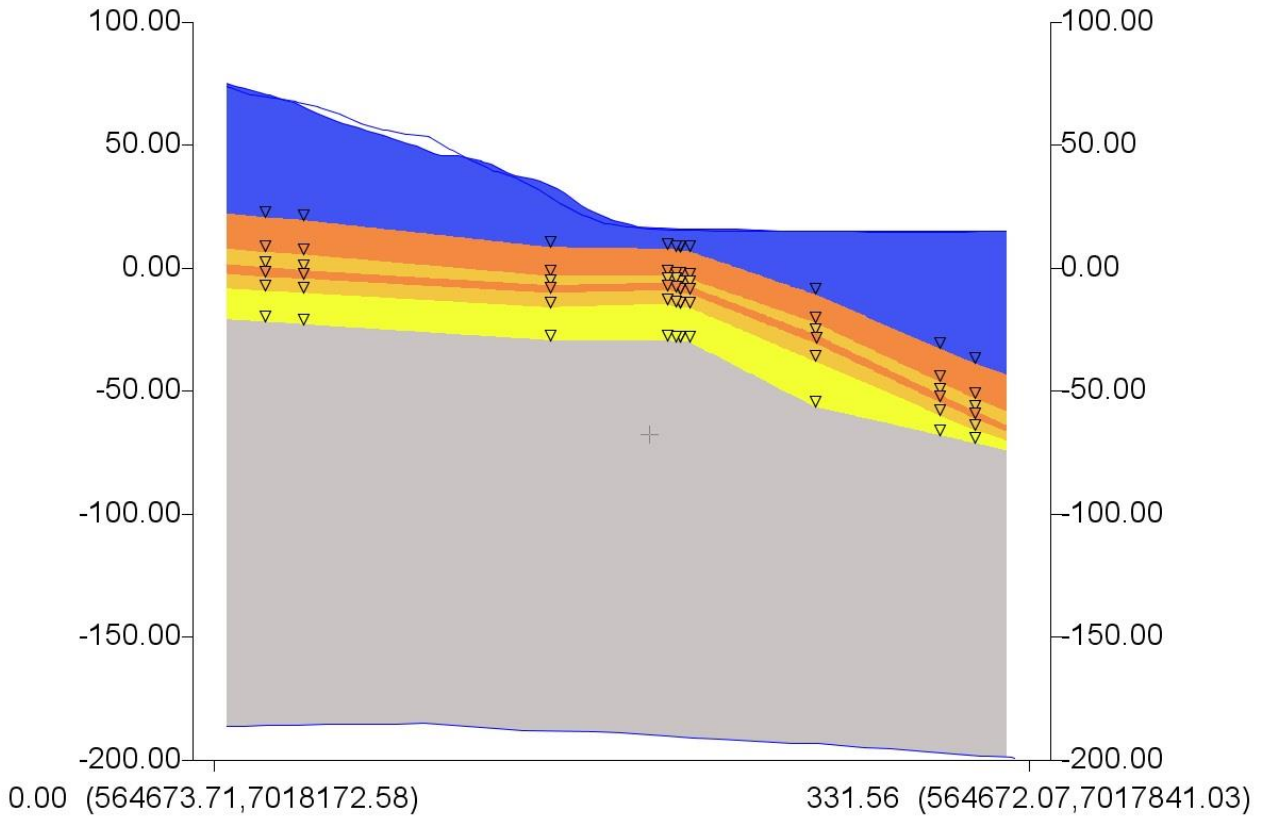
Figur 11: Tverrsnitt 11: Mellom Brannstasjon 1 og Brannstasjon 2



Figur 12: Tverrsnitt 12: Mellom Lenavegen 3 (2) og Brannstasjon 2

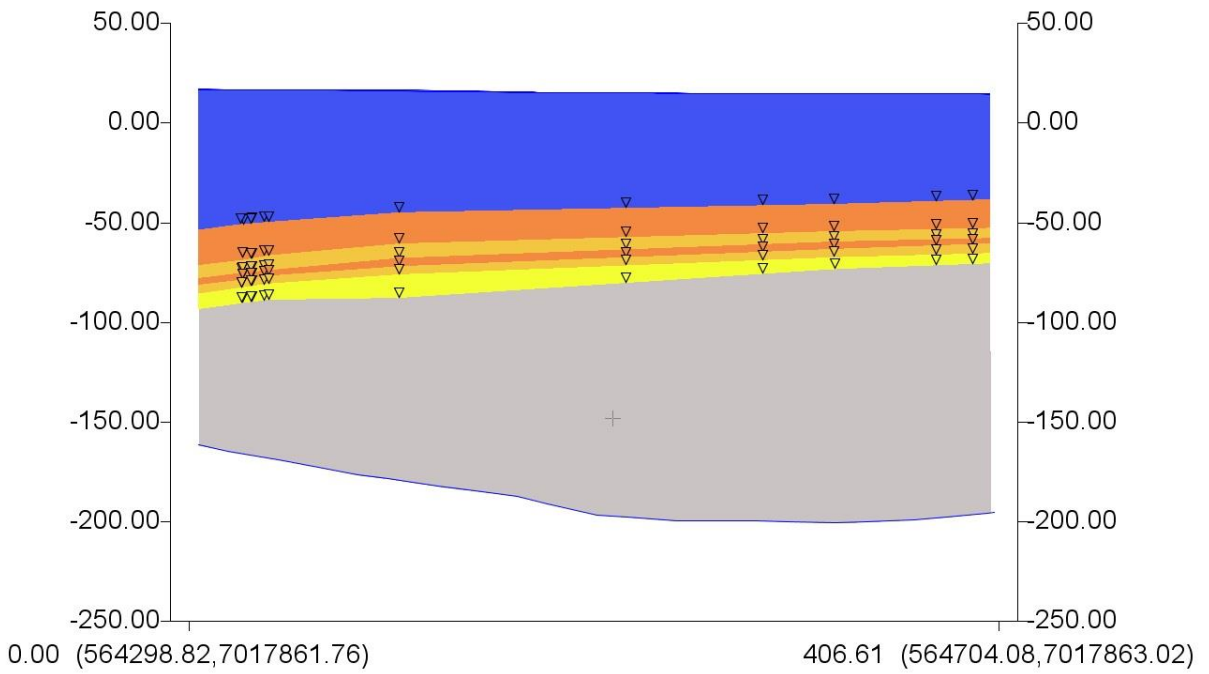


Figur 13: Tversnitt 13: NV → Lena Terrasse 1 → NØ

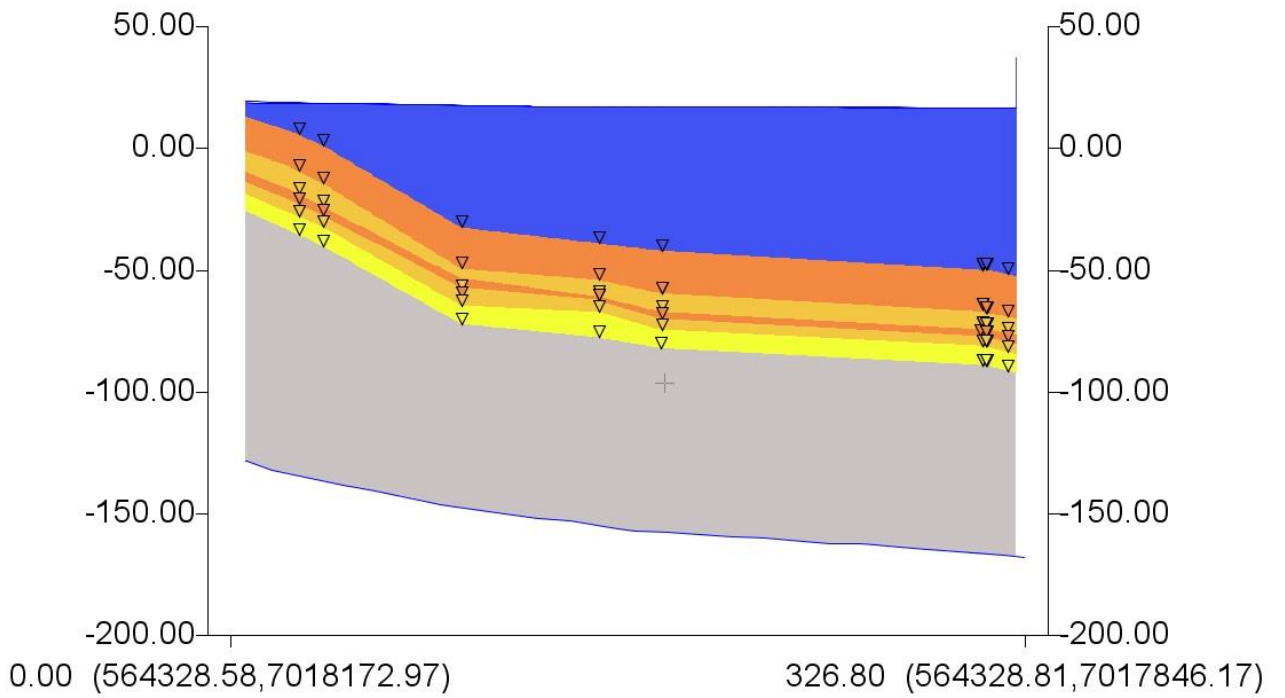


Figur 14: Tversnitt 14: NØ → SØ

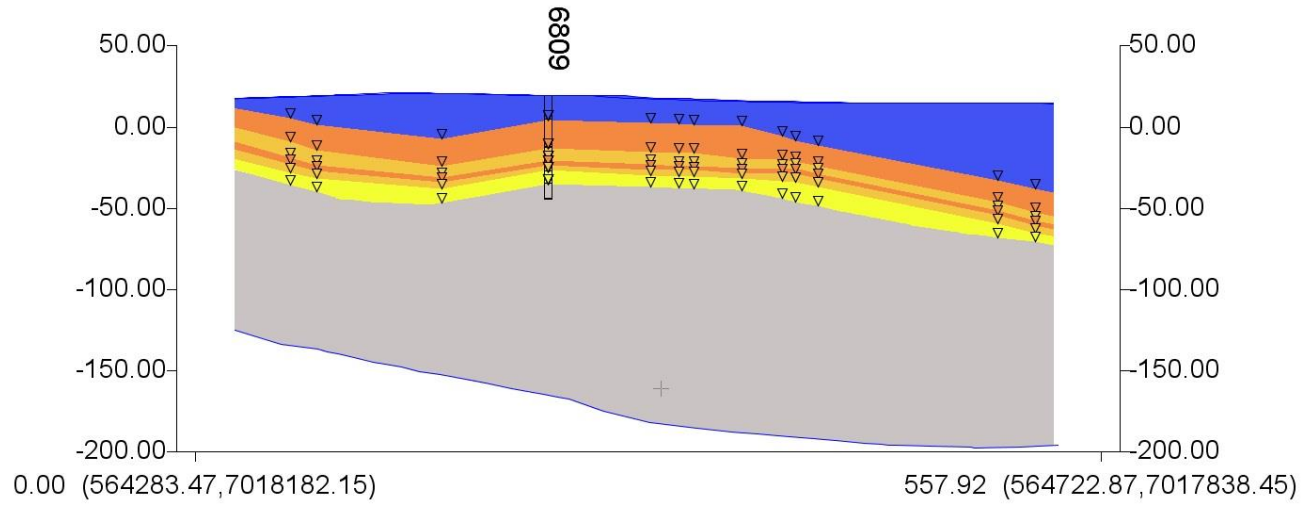




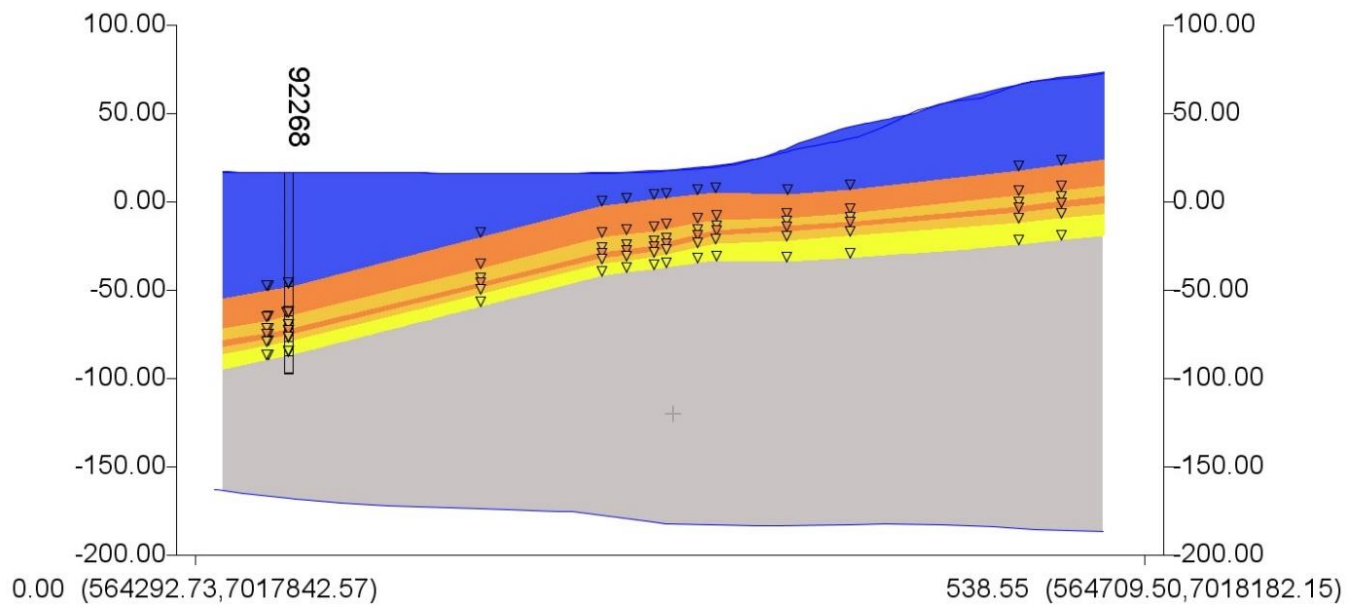
Figur 15: Tverrsnitt 15: SV → SØ



Figur 16: Tverrsnitt 16: NV → SV



Figur 17: Tverrsnitt 17: NV → Lenavegen 3 (2) → SØ



Figur 18: Tverrsnitt 18: SV → Losjevegen 5 → NØ