



UPPSALA  
UNIVERSITET

UPTEC W 19032

Examensarbete 30 hp  
Augusti 2019

# Skyddsinfiltrationens influensområde för en fallstudie

- modellering och osäkerheter

---

Marcus Sigfridson

## REFERAT

För att uppskatta influensområdet till följd av skyddsinfiltration finns ett antal analytiska modeller att tillämpa. Dessa modeller tar hänsyn till parametrar så som hydraulisk konduktivitet och magasinkoefficient, men de följer också med en rad antaganden som i praktiken inte kan uppfyllas. En alternativt tillvägagång för att bestämma influensområdet är därför med hjälp av numeriska modeller, som i större grad kan göras plats specifika. Numeriska modeller är till följd av detta mer tidskrävande och behöver mer indata.

I denna studie undersöktes vilken metod som är bäst lämpad för att bestämma skyddsinfiltrationens influensområden för en fallstudie i Bromstens industriområde, belägen cirka 15 km nordväst om Stockholm centrum. Två numeriska modeller med varierande underlag av plats specifik data utvecklades över områdets geologi och grundvattenmagasin för att kunna simulera grundvattennivåer med och utan infiltration. Utöver detta beräknades influensområdet med fyra analytiska modeller. Modellerna testades sedan utifrån olika scenarion, där såväl dataupplösning som den plats specifika kännedomen över området stegvis ökades. Plats specifik data tillkom till följd av geotekniska undersökningar och hydrogeologiska tester. Studien ämnar även att besvara vilken data som är av störst vikt för att bestämma influensområdet med de analytiska respektive numeriska modellerna samt vilka skillnader som uppstår mellan analytiskt beräknade influensområden och numeriskt simulerade influensområden.

Resultaten visar att de numeriska modellerna i huvudsak är känsligast med avseende på den hydrauliska konduktiviteten, samt att den enklare numeriska modellen är känslig för magasinkoefficienten, något som indikerar att denna modell inte uppnår jämvikt i enlighet med vad som observerats i fält. Utöver detta stod det klart att vattenavgivningstalet inte hade någon nämnvärd inverkan på resultaten. Bland de analytiska modellerna råder den största känsligheten i magasinkoefficienten, följt av konduktiviteten. För Sichards formel, som inte tar hänsyn till magasinkoefficienten var konduktiviteten den känsligaste parametern. Akvifärens mäktighet, vilken reviderades mellan scenario 2 och 3, hade ingen betydande inverkan på de analytiska modellerna.

Vidare visade infiltrationstestet på stora skillnader i skyddsinfiltrationens influensområde med avseende på de olika modellerna och dataunderlaget. Den minsta avvikelsen mätt i residualer observerades för den komplexa numeriska modellen under scenario 4, vilket motsvarar det scenario då dataunderlaget var som störst. Trots att detta scenario tillsammans med modell anses vara det dyraste fallet, anses detta vara det bästa och samtidigt mest tillförlitligt metoden för att uppskatta skyddsinfiltrationens influensområde.

**Nyckelord:** Grundvattenmodellering, Scenario, Influensområde, Infiltration

*Institutionen för geovetenskaper, Luft-, vatten- och landskapslära, Uppsala University,  
Villavägen 16, SE-75236 Uppsala, Sweden. ISSN 1401-5765.*

## **ABSTRACT**

In order to evaluate the area of influence due to artificial infiltration several analytical models are available. Some of the parameters taken into account by these models are the hydraulic conductivity and storage coefficient, but with these models some assumptions, which in reality cannot be fulfilled, are made. An alternative approach to evaluate the area of influence is therefore with numerical models, which in a greater extent account for the site-specific conditions. Due to this, numerical models are more time consuming and require more input data.

This project aims to investigate the most effective approaches to evaluate the area of influence due to artificial infiltration for a case study in Bromsten, located 15 kilometers northwest of Stockholm. Two numerical models, with different background data due to the extent of site knowledge, were developed to represent the site's geological settings and groundwater properties to simulate the groundwater levels with and without infiltration. Moreover the area of influence were calculated with four analytical models. All of the models were then applied on four different scenarios, in which the data resolution and the site knowledge increased. Site-specific data was added as a result of geological surveys and hydrogeological tests. The study also aims to answer which data is most important in order to determine the area of influence with analytical and numerical models and what differences there are between the analytical solutions compared with the numerical solutions.

Among the methods investigated, constructing a more complex model with data from scenario 4, the scenario with the greatest data supply, resulted in the most reliable results and was therefore the best method and the method to choose for this case-study. Other results indicated that the numerical models first of all are sensitive to the conductivity and that the more simple numerical model is sensitive to the storage coefficient as well. The last result shows that this model does not reach the steady state conditions as observed in field, which highlights the importance of geotechnical investigation for the numerical models. Moreover none of the numerical models were sensitive to the specific yield. Among the analytical models the storage coefficient was the most important parameter followed by the conductivity. For one of the analytical models (Sichardts formula) the conductivity was the most sensitive parameter. The thickness of the aquifer had no significant impact on the analytical models.

**Keyword:** Groundwater modeling, Scenario, Area of influence, Infiltration

## **FÖRORD**

Detta examensarbete avslutar fem års studier på civilingenjörsprogrammet i miljö- och vattenteknik vid Uppsala universitet och Sveriges Lantbruksuniversitet. Arbetet omfattar 30 hp och genomfördes våren 2019 i samarbete med Ramboll Sverige.Handledare under arbetets gång var Jean-Marc Mayotte (PhD inom hydrologi), hydrogeolog och ansvarig teknisk ingenjör inom gruppen för vattenresurser på Ramboll Sverige. Ämnesgranskare var Fritjof Fagerlund, universitetslektor på institutionen för geovetenskaper på Uppsala universitet.

Jag vill rikta ett stort tack till Jean-Marc för hans fantastiska handledaregenskaper, tålamod och stöttning under arbetets gång. Jag vill även rikta ett stort tack till Mattisa von Brömssen och Robin Borgström, som utstått flertalet frågor i tid och otid, och som hjälpt mig i modellbygget och bidragit med ytterligare erfarenhet av modellering. Ett stort tack riktas också till Uppsala kontoret som tagit mig till sig och gjort min resa genom examensarbetet trivsamt och lärorikt. Slutligen ett stort tack till Fritjof, som trots sitt tajta schema tagit sig tid till frågor och möten.

Copyright© Marcus Sigfridson och institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet.  
UPTEC W 19 032, ISSN 1401-5765.

Publicerad digitalt vid Institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet, Uppsala, 2019.



## POPULÄRVETENSKAPLIG SAMMANFATTNING

En ökad urbanisering innebär en ökad belastning på många av samhällets viktiga funktioner, vilket höjer kraven på samhällets förmåga att hantera den exploatering som sker i dagens redan bebyggda områden. Den allt tätare urbaniseringen kan bland annat innebära att viktig infrastruktur flyttas under jorden. Undermarkskonstruktioner kan ha en stor påverkan på områdets hydrogeologi och inte minst grundvattnet.

Grundvatten förekommer i såväl jord som berg och har en viktig samhällsfunktion, inte minst ur en dricksvattenaspekt. Inför undermarkskonstruktioner kan grundvattnet oavsiktligen eller avsiktligen behöva sänkas av inom ett begränsat område. För att motverka utbredningen av det område som sänks av kan det bli aktuellt med infiltration av vatten. Denna typ av infiltration kallas skyddsinfiltration och är en åtgärd som vidtas då det finns risk för negativa konsekvenser som kan påverka infrastrukturen och således de boende i ett nyexploaterade området. Skyddsinfiltration är en åtgärd som framförallt kan komma att bli aktuell i de områden där grundvattnet sänks av och markens geologi har inslag av mer eller mindre lera. När grundvattenytan sjunker minskar markens portryck och risken för sättningar ökar, framförallt i lerområden, vilket kan påverka byggnader, vägar och andra konstruktioner negativt. I samband med insatser som kan komma att påverka grundvattnet behöver skyddsåtgärder utredas, en sådan är som tidigare nämnt skyddsinfiltration. För att studera effekten av en skyddsinfiltration finns olika verktyg och tillvägagångssätt. Bland annat finns analytiska modeller men också programvaror för att konstruera numeriska modeller som sedan används för att simulera effekten av en skyddsinfiltration. Grundvattenmodeller är ett vanligt sätt att undersöka hur grundvattnet i ett verkligt system reagerar på förändringar. Utöver möjligheten att beräkna och simulera skyddsinfiltrationens effekter och tillämpbarhet som en skyddsåtgärd kan även infiltrationstester utföras, vilka innebär att vatten infiltreras ner i marken varpå grundvattenresponsen observeras i ett antal utplacerade grundvattenrör.

Bromstens industriområde, 15 km nordväst om Stockholm centrum, planeras att omvandlas till en ny stadsdel med blandad bebyggelse. I samband med exploateringen av området kommer ny infrastruktur att byggas in och en temporär bortledning av grundvattnet bli aktuellt. För att motverka avsänknningen av grundvattennivån, behöver möjligheterna samt effekterna av skyddsinfiltration utredas. I detta arbete har olika tillvägagångssätt för att bestämma skyddsinfiltrationens utbredning, med avseende tillgänglig data och modeller, undersökts. Fyra analytiska modeller har tillämpats och två numeriska modeller konstruerats i ett program som använder beräkningsmodellen MODFLOW. De numeriska modellerna konstruerades genom att använda tillgänglig geologisk information om jordlagerföljder, jorddjup och jordarternas utbredning samt vissa antaganden om grundvattenbildning. Modellerna användes sedan för att beräkna skyddsinfiltrationens utbredning, och i de fall det är möjligt, grundvattennivåer.

Analysen av resultaten visar på en stor variation bland de beräknade influensområdena beroende på tillgängligt dataunderlag. Spridningen inom de numeriska modellerna är betydligt mindre än det som observerats bland de analytiska modellerna. Det mest optimala tillvägagångssättet för att bestämma skyddsinfiltrationens influensområde i denna fallstudie, med hänsyn tagen till kostnad och precision, är med ett stort dataunderlag till följd

av geotekniska undersökningar och fältstudier i kombination med numerisk modellering. Vidare stod det också klart att de numeriska modellerna i huvudsak är mest känsliga för den hydrauliska konduktiviteten (markens förmåga att leda vatten) följt av magasin-koefficienten (uttagbara grundvattens volymandel), samt att de analytiska modellerna i huvudsak är känsligast med avseende på magasin-koefficienten följt av konduktiviteten. I rådande fallstudie påvisade de analytiska modellerna inte någon nämnvärd känslighet mot akvifärens mäktighet vilket pekar på att en utförligare geoteknisk undersökning inte är av största betydelse för dessa ekvationer. Bland de numeriska modellerna uppvisades en bättre överensstämmelse mellan beräknade och observerade grundvattennivåer då en gedigen geoteknisk undersökning utförts, influensområdets horisontella utbredning visar dock inte på lika entydiga resultat.

## ORDLISTA

Specifik magasinkoefficient, $S_s$ :	Beskriver hur mycket vatten som jorden kan avge till följd av komprimering av porer och expanderings av vattnet.
Vattenavgivningstal, $S_y$ :	Den del av den totala volymen vatten som kan pumpas ut ur en öppen akvifer, till följd av dränering av akviferen.
Hudraulisk konduktivitet, $K$ :	Ett mått på markens vattenförande förmåga.
Jordlager:	Avser en sammanhängande volym som utgörs av samma material.
Friktionsmaterial:	Jordarter som utgörs av grus och sand, har goda vattenförande egenskaper.
Influensområde:	Avser det område inom vilket grundvattenet upplever en nivåändring motsvarande 0,3 meter.
MODFLOW:	Programvara för grundvattenmodellering.
SGU:	Sveriges Geologiska Undersökning.
GIS:	Geografiska Informationssystem.
Cell:	Diskret volym som bygger upp en modell och tilldelas egenskaper.
Raster:	En matris med datapunkter som används i bland annat GIS-baserade program.
Transient modellering:	Tidsberoende modell, där förändring med tiden studeras. Motsats till stationär.
Visual MODFLOW Flex:	Användargränssnitt för MODFLOW.
Stationärt tillstånd:	Tillstånd som inte förändras med tiden.

# INNEHÅLL

Referat	I
Abstract	II
Förord	III
Populärvetenskaplig sammanfattning	IV
Ordlista	VI
<b>1 Inledning</b>	<b>1</b>
1.1 Syfte och frågeställningar	1
1.2 Avgränsningar	2
<b>2 Teori</b>	<b>2</b>
2.1 Grundläggande hydrogeologiska principer	2
2.1.1 Grundvattenbildning	2
2.1.2 Grundvattenströmning	3
2.1.3 Grundvatten i berg	3
2.1.4 Hydraulisk konduktivitet	3
2.1.5 Magasinkoefficient och vattenavgivningstalet	6
2.1.6 Avsänkning av grundvatten i jordlager	6
2.2 Hydrogeologiska tester i fält	7
2.2.1 Fallstudier: Skyddsinfiltration	7
2.2.2 Pumpning- och infiltrationstest	8
2.3 Grundläggande principer för grundvattenmodellering	8
2.3.1 Tredimensionell modellering	9
2.3.2 Finita differensmetoden	11
2.3.3 Stationär och transient modellering	12
2.3.4 Konceptuell modell	12
2.3.5 Geologisk modellering	12
2.3.6 Randvillkor och initialvillkor	13
2.3.7 Kalibrering och känslighetsanalys	14
2.3.8 Test av modell	15
2.4 Modellering av influensområde	16
2.4.1 Empiriska samband	16
2.4.2 Analytiska metoder	16
2.4.3 Sammanställning av berörda analytiska ekvationer och empiriska samband	18
2.4.4 Numerisk modellering	19
<b>3 Fallstudie: Bromsten</b>	<b>20</b>
3.1 Topografi	20
3.2 Geologiska förhållanden	21
3.2.1 Jord	21
3.2.2 Berg	21
3.3 Grundvatten och markvatten	22

<b>4</b>	<b>Metod</b>	<b>24</b>
4.1	Analytiska beräkningar	26
4.2	Hydraulisk konduktivitet berg	26
4.3	Grundvattenbildning	27
4.4	Infiltrationsbrunn/Pumpbrunnen	28
4.5	Numerisk Modell 1	29
4.5.1	Konceptuell modell	29
4.5.2	Geologisk modell	31
4.5.3	Diskretisering	32
4.6	Numerisk Modell 2	33
4.6.1	Konceptuell modell	33
4.6.2	Geologisk modell	34
4.6.3	Diskretisering	35
4.7	Scenario 1	35
4.7.1	Hydraulisk konduktivitet jord	36
4.7.2	Magasinkoefficient och vattenavgivningstalet	36
4.7.3	Randvillkor	36
4.8	Scenario 2	37
4.8.1	Hydraulisk konduktivitet i jord	37
4.8.2	Magasinkoefficient och avgivningstalet	38
4.8.3	Randvillkor	38
4.8.4	Dataunderlag till de analytiska modellerna	39
4.9	Scenario 3	39
4.9.1	Randvillkor	39
4.10	Scenario 4	40
4.11	Manuell kalibrering av ursprungliga grundvattenytor	41
4.12	Känslighetsanalys/manuell kalibrering av scenario 2 och 4	41
4.13	Skyddsinfiltrationens influensområde	42
<b>5</b>	<b>Resultat</b>	<b>43</b>
5.1	Manuel kalibrering av opåverkade grundvattenytor	43
5.1.1	Scenario 1	43
5.1.2	Scenario 2	45
5.1.3	Scenario 3 och Scenario 4	47
5.2	Känslighetsanalys/manuell kalibrering scenario 2 och 4	49
5.2.1	Scenario 2	49
5.2.2	Scenario 4	53
5.3	Modelljämförelse vid beräkning av influensområde	56
<b>6</b>	<b>Diskussion</b>	<b>61</b>
6.1	Manuel kalibrering av opåverkad grundvattenyta för de numeriska modellerna	61
6.2	Känslighetsanalys/manuell kalibrering med data från pumptest	62
6.3	Uppskattade influensområden av skyddsinfiltration	64
6.3.1	Tolkning av simulerade och beräknade infiltrationsområden	64
6.3.2	Kostnad	66

6.3.3 Tillvägagångssätt med hänsyn till olika aspekter . . . . .	67
6.4 Indata . . . . .	68
6.5 Modellosäkerheter . . . . .	68
<b>7 Slutsats</b>	<b>71</b>
<b>Referenser</b>	<b>73</b>
<b>Bilagor</b>	<b>76</b>
<b>A Grundvattenrör</b>	<b>76</b>
<b>B Sonderingspunkter</b>	<b>76</b>
<b>C Parametrar Infiltrationstest</b>	<b>77</b>
<b>D Data</b>	<b>78</b>
D.1 Pumptest . . . . .	78
D.2 Infiltrationstest . . . . .	80

# 1 INLEDNING

En ökad urbanisering höjer kraven på samhällets förmåga att hantera grundvattenavsänkningar vid byggnation av bland annat tunnlar, vägar och nya byggnader. Känsliga områden för grundvattenavsänkningar, det vill säga områden där effekten av en grundvattensänkning är negativ, återfinns bland annat vid och i närheten av byggnationer placerade på lera. En avsänkning i det undre grundvattenmagasinet kan resultera i ett minskat portryck i lera vilket därför kan leda till konsolidering av leran och slutligen sättningar. Ytterligare en aspekt att ta hänsyn till är att avsänkningar i grundvattnet kan frilägga tidigare vattendränkta träpelare, vilka kan börja ruttna vid närvaro av syre (Broms & Fredriksson, 1976).

För att motverka de negativa effekterna av en grundvattenavsänkning och således minska riskerna för sättningar i ett nyexploaterat område, kan infiltration av vatten nyttjas. En sådan åtgärd kallas i dessa situationer för skyddsinfiltation. Skyddsinfiltation är framförallt aktuellt i och i närheten av avsänkingskänsliga områden där grundvattenytan upplever en avsänkning, vanligtvis 0,3 meter. Enligt SGU inkluderar dock influensområdet inom ett jordlager även de områden som upplever en avsänkning redan vid 0,1 meter. Enligt tidigare dombeslut har dock en avsänkning motsvarande 0,3 meter ansetts som riktvärden för ett influensområde (Miljööverdomstolen, 2004).

För att motverka den negativa effekten av grundvattenavsänkningar är det viktigt att veta vilka parametrar som styr storleken på skyddsinfiltationens influensområde samt vilka data som krävs för att kunna uppskatta skyddsinfiltationens utbredning innan ett byggprojekt påbörjas. I det här examensarbetet ska en enklare modell byggas, för ett relevant område, kopplat till ett byggprojekt där skyddsinfiltationens influensområde kan analyseras i en fallstudie. Detta för att få en bättre förståelse för vilka data och undersökningar som behövs för att göra en tillförlitlig och samtidigt kostnadseffektiv bestämning av skyddsinfiltationens influensområde, detta för att bibehålla en önskvärd grundvattennivå vid byggnationer som påverkar grundvattnet.

## 1.1 SYFTE OCH FRÅGESTÄLLNINGAR

Syftet med examenarbetet är att, med numerisk modellering samt med analytiska beräkningar och utvärdering av fältundersökningar, ta fram ett tillvägagångsätt för att bestämma utbredningen av skyddsinfiltationens influensområde för Bromstens industriområde, beläget 15 km nordväst om Stockholm centrum. Samt att utreda värdet av olika data för att bestämma skyddsinfiltationens influensområde och undersöka vilka osäkerheter som råder i modellparametrarna.

Examensarbetet syftar till att besvara följande frågeställningar:

- Är det möjligt att ta fram ett systematiskt tillvägagångsätt för att bestämma utbredningen av skyddsinfiltationens influensområde för fallstudien?
- Kan skyddsinfiltationens influensområde bestämmas i fallstudien med befintliga data?
- Hur skiljer sig influensområdet åt för fallstudien, beräknat med analytiska- och numeriska metoder?

- Vilka indata är av största vikt och hur påverkar dessa data utfallet i de analytiska och numeriska beräkningarna?

## 1.2 AVGRÄNSNINGAR

Studien har avgränsats till att endast undersöka vikten av geologisk data från sonderingspunkter samt vikten av platsspecifik information med avseende på den hydrauliska konduktiviteten och magasinkoefficienten till följd av pumpningstester för det vattenförande lagret, samt vattenavgivningstalet betydelse för resultaten. I studien studerades de analytiska modeller som Ramboll i dagsläget använder för att uppskatta influensområden, ytterligare modeller finns men har inte studerats i denna studie.

## 2 TEORI

Detta avsnitt ämnar att ge en övergripande förståelse för grundläggande hydrogeologiska principer, insikt i diverse hydrogeologiska tester samt kunskap inom grundvattenmodellering, samt att utgöra ett underlag för modellering av ett platsspecifik influensområde till följd av skyddsinfiltrationen.

### 2.1 GRUNDLÄGGANDE HYDROGEOLOGISKA PRINCIPER

#### 2.1.1 Grundvattenbildning

Grundvattenbildningen är en del i vattnets kretslopp och är den process som resulterar i påfyllnad av markens grundvattenmagasin. Landområden tillförs vatten genom nederbörd i form av snö eller regn, varpå en del av nederbörden direkt avgår till atmosfären i form av vattenånga. Resterande vatten lagras tillfälligt i marken som mark- och/eller grundvatten. Grundvattennivåerna varierar över tid som en följd av att nederbörd ( $P$ ) tillsammans med avdunstning ( $ET$ ) och avrinning ( $R$ ) till stor del är årstidsberoende. De viktigaste faktorerna för grundvattenbildning inom Sveriges geografiska utsträckning är nederbörd och avdunstning, eftersom de jordlager som i huvudsak återfinns i Sverige är så pass genomsläppliga att samtlig nederbörd och smältvatten kan infiltrera ner i marken (Eveborn et al., 2017). Den mängd vatten som kan magasineras i markvattenzonen beror av ett flertal faktorer, vilka bland annat utgörs av djupet till grundvattenytan, porositet, kornstorleksfördelning och växtlighet. Då markvattenzonen erhållit ett visst vatteninnehåll kan ytterligare vatten inte lagras, vid denna gräns har markvattenzonen nått sin fältkapacitet. Ytterligare tillförsel av vatten kommer medföra perkolations av vatten ned till grundvattennet, det vill säga grundvatten bildas (grundvattenbildning). För att beräkna magasinerad mängd vatten ( $\Delta S$ ), det vill säga mängden vatten som finns i form av ytvatten, vatten bundet i växter samt mark- och grundvatten, kan följande vattenbalanskvation användas

$$\Delta S = P - ET - R. \quad (1)$$

Genom mänsklig påverkan kan vattenbalansen också påverkas av att vatten leds bort eller tillförs genom exempelvis artificiell infiltration, pumpning eller dränerade undermarks konstruktioner. Dränering kan påverka såväl grundvattennivån som dess flöde och är en viktig aspekt att ta hänsyn till. Ytterligare en viktig aspekt att ta hänsyn till är att mer urbana miljöer i högre utsträckning består av hårdgjorda ytor vilket i regel ökar ytavrinningen. Till följd av de hårdgjorda ytorna kan grundvattenbildningen delvis eller helt utebli. Aastrup & Thunholm (2001) fann i sin studie att grundvattenbildningen i Stockholm är 20 procent jämfört med opåverkade förhållanden. Att beräkna grundvattenbildningen inom urbana miljöer ställer stora krav på uppgifter om dagvattenhantering,



dränering, hårdgjorda ytor samt om ledningar för vatten och avlopp med mera.

Grundvattenbildning kan bestämmas utifrån flera olika modeller. Från data på nederbörd, temperatur samt geologi och markanvändning har grundvattenbildningen med hjälp av hydrologiska modeller i genomsnitt bestämts till 150 – 200 mm/år för de nederbördsfattigare delarna av landet, medans de mer nederbördsrika delarna har en grundvattenbildning som i genomsnitt motsvarar 500 – 700 mm/år (Eveborn et al., 2017).

### 2.1.2 Grundvattenströmning

Den väg vattnet tar genom landskapet beror i hög utsträckning på topografi, geologiska förhållanden, markanvändning samt vegetation (Eveborn et al., 2017). Grundvatten flödar från områden med högre totalpotential till områden med lägre totalpotential (Artiola et al., 2004). Totalpotentialen är en kombination av lägespotentialen och tryckpotentialen och ger ett mått på den nivå grundvattnet skulle stiga om man till exempel observerade vattennivån i en brunn. Förändringen av totalpotentialen längs grundvattnets flödesväg benämns hydraulisk gradient, ju större gradient desto snabbare flöde (Artiola et al., 2004).

Genom en akvifer kommer grundvattnet flöda i den riktning som minst motstånd råder (Artiola et al., 2004), vilket i ett naturligt hydrogeologiskt system innebär att grundvattnet i vanliga fall följer markytan. I ett naturligt system kännetecknas högområden som ett inströmningsområde, det område där grundvattenbildning sker, och bildar sedan en gradient mot de lägre belägna utströmningsområdena. I postglacialt material strömmar grundvatten huvudsakligen genom grovkornigt sediment och om sprickzonsakviferer förekommer, strömmar grundvattnet företrädesvis genom de öppna och konduktiva sprickorna och undviker således den tätare jordmatrisen (Artiola et al., 2004). Ett hydrauliskt flöde genom berggrunden förutsätter att sprickor och sprickzoner har en apertur och är sammanhängande (Wahlgren et al., 2015), vilket innebär att de är öppna och kommunicerar hydrauliskt med varandra.

### 2.1.3 Grundvatten i berg

Bildning av berggrundsvatten är i stor grad platsspecifikt och kan troligen variera mycket mellan olika platser men också inom begränsade områden. I områden där avsänkta förhållanden, med avseende på grundvatten, råder kan flödet och bildningen av berggrundsvatten bli högre än för ostörda områden, detta till följd av att den hydrauliska gradienten ökar. Hur mycket flödet och bildningen påverkas är inte givet och är troligen platsspecifikt eftersom ytterligare faktorer, utöver hydrauliska gradienten, kan vara avgörande (Eveborn et al., 2017). Grundvatten i berggrunden tillförs huvudsakligen genom två processer, direkt via nederbörden då berget ligger i dagen eller genom tillförsel via överlagrande jordlager. För att grundvattnet ska kunna flöda mellan berg och jord måste jordlagren vara hydrauliskt förbundna med öppna eller delvis öppna sprickor i berggrunden (Wahlgren et al., 2015).

### 2.1.4 Hydraulisk konduktivitet

Hydraulisk konduktivitet är ett mått på jordens förmåga att leda vatten. Denna beror på jordens vattenhalt, porstorleksfördelningen och uppbyggnaden av porsystemet, men

även av vattnets tyngd och viskositet. Jordens förmåga att leda vatten varierar alltså mellan olika jordarter. Lera har en låg hydrauliska konduktivitet till följd av att dessa jordarter har små porer, medan jordarter med stora porer generellt har en god ledande förmåga (Grip & Rodhe, 2000). I den mättade zonen benämns jordens ledande förmåga oftast som mättad hydraulisk konduktivitet. Inom denna zon uppstår skillnader i den hydrauliska konduktiviteten mellan olika jordlager framförallt till följd av jordlagrens fysikaliska egenskaper (till exempel porositet). I tabell 1 presenteras en sammanställning av förväntad mättad hydraulisk konduktivitet för olika jordlager.

Tabell 1. Mättad hydraulisk konduktivitet för olika jordlager (Domenico & Schwartz (1998) och Knutsson & Morfeldt (1978)).

	Hydrauliska konduktivitet [m/s]
<b>Sorterade jordar</b>	
Grus	$3 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-2}$
Grovsand	$9 \cdot 10^{-7} - 6 \cdot 10^{-3}$
Finsand	$2 \cdot 10^{-7} - 2 \cdot 10^{-4}$
Lera	$1 \cdot 10^{-11} - 4,7 \cdot 10^{-9}$
<b>Moräner</b>	
Grusig morän	$1 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-7}$
Sandig morän	$1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-7}$
Moig morän	$1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-9}$
Lerig morän	$1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-10}$
<b>Berg</b>	
Sand	$3 \cdot 10^{-10} - 6 \cdot 10^{-6}$
Kalksten	$1 \cdot 10^{-9} - 6 \cdot 10^{-6}$
Sprucken magmatisk eller metamorf	$8 \cdot 10^{-9} - 3 \cdot 10^{-4}$
Tät magmatisk eller metamorf	$3 \cdot 10^{-14} - 2 \cdot 10^{-10}$

För att beskriva den hydrauliska konduktiviteten inom ett medium används ofta begreppen homogen och heterogen. Det förstnämnda innebär att ledningsförmågan inom mediumet är likformigt, medan heterogenitet innebär att den hydrauliska konduktiviteten varierar. Heterogena förhållanden uppstår bland annat då ett medium består av flera olika jordlager. Ytterligare två begrepp som används för att tydliggöra den hydrauliska konduktivitetens riktning beroende i ett medium är isotrop och anisotrop. Det förstnämnda innebär att den hydrauliska konduktiviteten är densamma i samtliga riktningar. Om ett medium är anisotrop innebär detta istället att den hydrauliska konduktiviteten är olika stor i skiftande riktningar, vilket är fallet i till exempel ett sprickigt berg eller i jordar där porositeten minskar med djupet (Domenico & Schwartz, 1998).

En viktig faktor för berggrundens vattenföring är enligt Wahlgren et al. (2015) graden av plastisk strukturell anisotropi. Till skillnad från anisotropa gnejsiga bergarter, karaktäriseras massformiga granitiska bergarter generellt av regelbundna, längre och mer sammanhängande sprickor. Av denna anledning bedöms en högre vattenföring vara gynnsam i massformiga graniter än i gnejsig berggrund (Olofsson et al. (2001), Knutsson & Morfeldt (2002)). Hydrauliska tester från borrhål i Tyskland visar att den hydrauliska

konduktiviteten i en sprickig, massformig granit är två tiopotenser högre än den gnejsiga berggrunden (Wahlgren et al., 2015). Sålunda innebär detta konceptuellt att områden där berggrunden karaktäriseras av en mer eller mindre utvecklad plastisk strukturell anisotropi kan förväntas ha en lägre konduktivitet och således lägre vattenföring än de berggrunder som ur en plastisk synpunkt betraktas som mer strukturellt isotrop (Wahlgren et al., 2015). Utöver graden av plastisk anisotropi, påverkas vattenföringen i berggrunden även av den mineralologiska sammansättningen samt kornstorleksfördelningen. Till exempel uppvisar sura bergarter, det vill säga bergarter med hög kiselhalt, en högre hydraulisk konduktivitet till följd av att dessa bergarter är sprödare än basiska bergarter (Wahlgren et al., 2015). Uppsprickningen av bergarter påverkas även av kornstorleksfördelningen, där finkorniga bergarter generellt ger upphov till en högre grad av uppsprickning än grovkorniga bergarter (Olofsson et al., 2001). För att en hög sprickbildning ska resultera i en högre vattenföring måste dock sprickorna vara öppna och sammanhängande (Wahlgren et al., 2015).

För att bestämma den hydrauliska konduktiviteten i berg kan man utnyttja den information som tas fram i samband med att bergsbrunnar installeras. Inför en brunnsinstallation bestäms en önskvärd kapacitet med vilket vatten ska kunna extraherats, borrningen upphör först när denna kapacitet är uppnådd. Utifrån vetenskapen om kapacitet tillsammans med antagandet att avsänkningen är lika stor som brunnsdjupet kan den hydrauliska konduktiviteten bestämmas (Gustafson, 2012). Ett samband mellan den hydrauliska konduktiviteten och kapaciteten härldes i Berggren (1998) som

$$K_{brunn} = \frac{Q}{Ls} \quad (2)$$

där  $Q$  är kapaciteten,  $s$  är avsänkningen och  $L$  är brunns djup.

Ovanstående uttryck uppskattar bergets hydrauliska konduktivitet i brunns direkta närområde. Enligt Naturvårdsverket (1997) kan statistiska metoder tillämpas för att erhålla ett regionalt representativt värde på den hydrauliska konduktiviteten. En statistiska metod består i att rangordna konduktiviteten från största till minsta värde, detta innebär att det största värdet får rank 1, nästkommande värde rank 2 och så vidare ( $m = 1, 2, 3, \dots, n$ ). Sannolikheten att  $K$  är mindre än  $K$  vid rank  $m$ ,  $P(K < K_m)$  ges sedan av Weibulls formel enligt

$$P = \frac{n}{m+1} \quad (3)$$

Vidare kan en lognormalfördelning anpassas till populationen  $K$  (bestående av  $n$  stycken hydrauliska konduktiviteter) för att få en statistisk modell över bergets hydrauliska konduktivitet. Den framtagna modellen beskrivs av ett medelvärde,  $\mu$ , och en standardavvikelse,  $\sigma_{\ln(K)}$ . Utifrån Matheron (1967) kan sedan den hydrauliska konduktiviteten på stor skala bestämmas enligt

$$K_{3D} = K_g e^{\frac{1}{6}\sigma_{\ln(K)}^2} \quad (4)$$

där  $K_g$  motsvarar det geometriska medelvärdet för populationen av den hydrauliska konduktiviteten. Den storskaliga konduktiviteten,  $K_{3D}$ , kan beräknas för olika djupintervall

och på så vis erhålls värden på den hydrauliska konduktiviteten som bäst representerar den hydrauliska konduktiviteten i det intressanta djupintervallet. Att beräkna den storskaliga hydrauliska konduktiviteten över olika djupintervall möjliggör också bestämmandet av den hydrauliska konduktivitets djupavtagande. Enligt [Naturvårdsverket \(1997\)](#) antas bergets vattengenomskläpplighet avta med djupet enligt

$$K = A \cdot d^{-b} \quad (5)$$

där  $d$  är det vertikala djupet under en given nivåyta, till exempel det ytligaste bergets överyta, samt  $A$  och  $b$  är konstanter. För att bestämma konstanterna anpassas ekvationen till mätdata, ofta med hjälp av så kallad regressionsanalys vilket resulterar i en regressionskurva.

### 2.1.5 Magasinkoefficient och vattenavgivningstalet

Under transienta simuleringar anges en magasinkoefficienten, denna parameter beskriver hur mycket vatten som jorden kan avge till följd av komprimering av porer och expanderings av vattnet. Magasinkoefficienten för en sluten akviferen är typiskt [\(Todd, 1980\)](#)  $5 \cdot 10^{-3}$ , intervallet är dock stort och kan variera mellan  $5 \cdot 10^{-5}$  och  $5 \cdot 10^{-3}$ . Utöver magasinkoefficienten behövs även ett vattenavgivningstal. Detta är ett mått på den del av den totala volymen vatten som kan pumpas ut ur en öppen akvifer, till följd av dränering av en öppen akvifer. Enligt [Todd \(1980\)](#) är värdet för sandig morän och således det värde som ansätts friktionsmaterialet, cirka 0,20 men kan variera mellan 0,15 till 0,30.

### 2.1.6 Avsänkning av grundvatten i jordlager

Uttag av stora volymer grundvatten kan resultera i grundvattenavsänkningar, vilket i sin tur kan leda till marksättningar. Sättningarna uppstår till följd av att marken kompakteras då trycket som grundvattnet tidigare utgjorde försvunnit. Sättningskänsliga jordlager består vanligtvis av finkorniga sediment [\(Galloway & Burbey, 2011\)](#). Många områden som lider av marksättningar, gör detta till följd av att grundvatten pumpas bort eller till följd av undermarks konstruktioner (till exempel tunnlar). Tunnelbyggen i berg leder till att grundvattentrycket i berget sjunker och grundvattentillrinningen ökar därför, vilket resulterar i sjunkande grundvattennivåer i de kringliggande jordlagren. Detta sker inte minst i de områden där vattenförande sprickzoner förekommer i berget. Den avsänkning som sker i jordlagren är generellt mycket mindre än den som sker i berget eftersom grundvattenbildningen är större i jord än berg [\(Axelsson, 2000\)](#).

Enkelt kan grundvattnet delas upp i tre delar, ytligt berggrundvatten, djupt berggrundvatten och grundvatten i jordlager. Brunnar och jordlagren påverkas framförallt av den grundvattenavsänkning som ser i det ytliga berggrundvattnet. Avsänkning och således influensområdets utbredning i jordlagren bestäms av ett flertal faktorer. Influensområdet påverkas av jordens sammansättning och dess mäktighet. Om den hydrauliska konduktiviteten är stor, som fallet för sand- och grusavlagringar, kan läckaget till berggrunden bli stort och grundvattennivån i jordlagren påverkas då mycket. I de jordlager som består av tätare jordartsskikt kan grundvattnet inom jordskiktet komma att utgöra ett eget isolerat system, och jorden påverkas därför inte i samma utsträckning av en grundvattenavsänkning i underliggande berg. Ytterligare faktorer som påverkar ett influensområdes

storlek och form är sprickor och sprickzoners utbredning och egenskaper. Även den hydrauliska kontakten som råder mellan jord och underliggande berg är av betydelse för avsänkningen. I de fall då kontakten mellan sprickzonerna och vattenförande jordlager är låg sker en större avsänkning i berggrunden. Om kontakten däremot är god sker en mindre avsänkning på djupet, vilket istället vägs upp av en större avsänkning i jordlagren (Axelsson, 2000).

I de fall som en grundvattenavsänkning har skett finns i huvudsak tre tillvägagångssätt för att minska risken för sättningar: (1) att extrahera mindre grundvatten, om avsänkning sker till följd av tunnel, (2) utförligare tätning av till exempel tunnelväggarna (3) alternativt utföra skyddsinfiltration (Galloway & Burbey, 2011).

## 2.2 HYDROGEOLOGISKA TESTER I FÄLT

### 2.2.1 Fallstudier: Skyddsinfiltration

Inom influensområdet för undermarkskonstruktioner kan det bli aktuellt med skyddsinfiltration, för att skydda känsliga objekt från skadlig grundvattenavsänkning. Ett syftet med skyddsinfiltration är att upprätthålla en godtagbar grundvattennivå intill olika skyddsobjekt, detta för att motverka risken av sättningar (Lindahl & Berzell, 2017).

Skyddsinfiltration kan anläggas i jordlagrens övre och/eller undre grundvattenmagasin eller i berggrundens sprickzoner. Vanligtvis anläggs dock en skyddsinfiltration i den under grundvattenmagasinet. För att dimensioneras anläggningen behövs kunskap om jordlagrens eller berggrundens hydrogeologiska egenskaper, något som exempelvis erhålls från borrhundersökningar. En anläggning för infiltration av vatten kan antingen konstrueras med ett konstant vattenflöde för att upprätthålla en godtagbar grundvattennivå, alternativt regleras flödet genom styrning av en nivåvakt (Lindahl & Berzell, 2017).

I ett fältförsök utfört av Phien-vej et al. (1998) undersöktes effekten av artificiell infiltration för att motverka risken av sättningar. I studien fann de att jordens geotekniska egenskaper är viktiga för att uppskatta maximalt injektionstryck i det fall då trycksatt infiltration är aktuell. I samma studien konstaterade att den optimala infiltrationshastigheten är en tredjedel eller möjligtvis hälften av den maximala grundvattenuttaget, samt att stötviss återkommande infiltration är att föredra. Den stötvissa infiltrationen var fördelaktig då den möjliggör för rening av infiltrationszonen mellan infiltrationstillfällena och man kan på så vis undvika att infiltrationsbrunnen sätts igen.

Enligt Zhang et al. (2017) är pumpning- och infiltrationstester två av de absolut viktigaste testerna för att undersöka effektiviteten och applicerbarheten av artificiell infiltration, samt för att undersöka infiltrationsanläggningarnas läge och infiltrationshastighet. För att vidare uppskatta anläggningarnas optimala läge och infiltrationsflöde är numeriska modeller av stor nytta. I studien undersöktes, med numerisk modellering, den grundvattenrespons som erhölls av pumpning- och infiltrationstester för en sluten akvifer, det vill säga responsen i en vattentäkt som avskiljes från atmosfären via en akvifug eller en akviklud. Zhang et al. (2017) kunde från sin studie påvisa att sättningsrisken helt kan elimineras med en lämplig infiltrationshastighet samt korrekt placerade infiltrationsanläggningar.

### 2.2.2 Pumpning- och infiltrationstest

Ett pumpning- eller infiltrationstest innebär att vatten antingen pumpas från akviferen via en brunn (pumpningstest), eller att vatten från en extern källa injekteras in i akviferen (infiltration). Genom ett pumpningsförsök undersöks kapaciteten och kvaliteten hos en grundvattentillgång samt de hydrauliska egenskaperna hos olika vattenförande lager och sprickzoner (Knutsson & Morfeldt, 2002). Enligt Phien-wej et al. (1998) är varken utpumpning eller infiltration av vatten reversibla processer till följd av att brunnen och intilliggande markporer successivt sätts igen.

Det vanligaste pumpningstestet är av typen ”constant rate pumping test”, vilket innebär att en pumpbrunn pumpas med ett konstant flöde varpå avsänkingen observeras i ett antal omkringliggande observationsbrunnar. Två andra vanligt förekommande pumptester är de så kallade ”step-drawdown test” och ”recovery test”. Det första av dessa två tester avser att undersöka prestandan hos en brunn under variabla pumpflöden. Under detta test ökas flödet progressivt från ett initialt lågt flöde till ett högt flöde. Det tredje testet, ”recovery test”, är ett test som utförs i slutet av ett vanligt pumptest (till exempel ”constant rate pumping test” eller ”step-drawdown test”) där vattennivåresponsen, det vill säga återhämtningen från avsänkingen, observeras och mäts i en eller flera omkringliggande observationsbrunnar.

Som tidigare nämnts är målet med pumpningstest att bestämma de hydrauliska egenskaperna inom en akvifer och dess system. Från ”constant rate pumping test” vill man bestämma transmisiviteten, magasincoeffcienten samt horisontella och vertikala hydrauliska konduktiviteten. Tre tillvägagångssätt för att tolka erhållna data från detta test är att analysera: tid mot grundvattenavsänkning, radiellt avstånd mot grundvattenavsänkning och genom ”composite plot” (Domenico & Schwartz, 1998). Dessa tre analyser kan utföras i en mjukvara kallad AQTESOLV. AQTESOLV är en mjukvara, framtagen och utvecklad av HydroSOLVE, Inc., för att tolka data erhållna från olika akviferstester. Mjukvaran är applicerbar på slutna-, läckande-, och öppna akviferer och i akviferer där sprickor förekommer. Metoderna är väl beprövade i många tidigare studier (Mawlood & Mustafa (2016), Austin (2014) och Mesa et al. (2002)). Det teoretiska tillvägagångssättet för att utföra analyserna beskrivs utförligt i (Domenico & Schwartz (1998)).

## 2.3 GRUNDLÄGGANDE PRINCIPER FÖR GRUNDTVATTENMODELLERING

Grundvattenmodellering är ett effektivt verktyg för att få en god förståelse för hur störningar påverkar grundvattennivån. Trots att många modeller är av hög komplexitet är de förenklingar av verkligheten, och en stor utmaning är att förenkla verkligheten på ett vis som inte på ett negativt sätt påverkar noggrannheten och modellens förmåga att på ett tillfredsställande sätt generera goda resultat (Baalousha, 2008).

Grundvattenmodeller kan klassificeras in i tre kategorier: fysikaliska, analoga och matematiska. Lösningarna till de matematiska modellerna kan vara analytiska eller numeriska, och diskuteras närmare i avsnitt 2.4.2. Analytiska modeller, till skillnad från de flesta numeriska modeller, kräver inte så mycket data. Dessa modeller är dock begränsade i sin applicerbarhet och är framförallt endast tillämpbara på enklare problem. Numeriska

modeller kan hantera mer komplexa problem och med den snabba utvecklingen av datorprocesser har numerisk modellering ökat de senaste årtiondena (Baalousha, 2008).

Enligt Baalousha (2008) är finita differensmetoden och finita elementmetoden de vanligaste metoderna inom numerisk modellering av grundvatten. Metodvalet bestäms av problemets utformning och vid komplexa fall kan metoderna kombineras. Valet av metod är inte det enda som påverkar modellresultaten, även randvilkor, initialvilkor, tids- och rymddiskretisering samt datakvaliten påverkar resultaten.

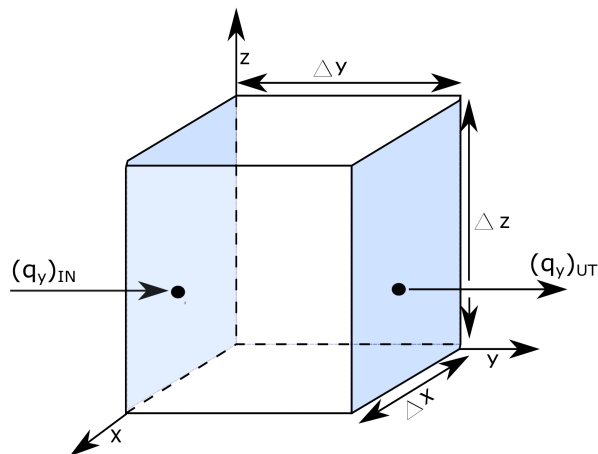
### 2.3.1 Tredimensionell modellering

Grundvattenflödet modelleras i regel med en styrande differentialekvation vilken tar hänsyn till "Lagen om massans bevarande" och "Darcy's lag" (ekvation 6)

$$q = -K \frac{\partial h}{\partial L} \quad (6)$$

där  $q$  är grundvattenflödet per areaenhet,  $K$  är hydrauliska konduktiviteten,  $h$  är den hydrauliska potentialen och  $L$  är sträcka (Anderson et al., 2015). Ekvation 6 beskriver ett endimensionellt flödet längs en godtycklig sträcka  $L$ . I vanliga och mer realistiska system sker ett flöde av grundvattnet i tre dimensioner vilket beskrivs utförligare nedan.

Den styrande differentialekvationen för grundvattenflödet i tre dimensioner kan härledas genom att studera flödet av vatten genom ett kub, se figur 1, med en representativ elementärvolym som ges av  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  och  $\Delta z$ .



Figur 1. Representativ elementärvolym ( $\Delta x \Delta y \Delta z$ ), vilken illustrerar flödet i y-led.

Flödet genom volymen, det vill säga vektorn  $\mathbf{q}$ , vars storlek uttrycks i komponenterna  $q_x$ ,  $q_y$  och  $q_z$  kan skrivas

$$\mathbf{q} = q_x \mathbf{i}_x + q_y \mathbf{i}_y + q_z \mathbf{i}_z \quad (7)$$



där  $i_x$ ,  $i_y$  och  $i_z$  är enhetsvektorer längs x, y respektive z-axeln. Enligt Lagen om massans bevarande fås vattenbalansen för den elementära volymen enligt

$$\text{utflöde} - \text{inflöde} = \Delta \text{lagring} \quad (8)$$

Betrakta nu flödet längs y-axeln i figur 1. Inflödet och utflödet genom ytan som utgörs av  $\Delta x \Delta z$  motsvarar  $q_{y_{in}}$  respektive av  $q_{y_{ut}}$ . Det volumetriska utflödet subtraherat med det volumetriska inflödet kan sedan skrivas

$$\frac{q_{y_{in}} - q_{y_{ut}}}{\Delta y} (\Delta x \Delta y \Delta z). \quad (9)$$

Genom att upphöra med flödesindex (*in* och *ut*) samt konvertera differensnotation till derivata erhålls flödesändringen genom kubens längs y-axeln enligt

$$\frac{\partial q_y}{\partial y} (\Delta x \Delta y \Delta z) \quad (10)$$

Ett liknande uttryck för flödesändringen kan sedan erhållas längst x- och z-axeln, och den totala flödesändringen genom den elementära volymen ges då, utifrån ekvation 8, som

$$\left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \Delta z = \Delta \text{lagring}. \quad (11)$$

Högerledet i ekvation 11, det vill säga förändringen i specifik lagring ( $\Delta S$ ) kan sedan uttryckas som volymen vatten ut från lagringen per ändring av  $h$  (Hydrauliska potentialen) och volymsändring av vattenlagringen i akviferen.

$$\Delta S = - \frac{\Delta V}{\Delta h \Delta x \Delta y \Delta z}. \quad (12)$$

Enligt konvention är  $\Delta V$  strikt positiv då  $\Delta h$  är negativ, med andra ord flödar vatten från lagringen då potentialen minskar (head). Ändringen av lagring i den elementära volymen uttrycks då som

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = -\Delta S \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (13)$$

Genom att kombinera ekvation 11 och 13 erhålls ett uttryck för vattenbalansen enligt

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = -\Delta S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (14)$$

Ekvationen ovan är dock till liten nytta, då det är svårt att mäta flödet  $\mathbf{q}$ . Det är därför önskvärt att uttrycka ekvation 13 i termer av potential, då detta är en enklare storhet att mäta. Utifrån Darcy's lag, se ekvation 6, som relaterar flödet till potentialen kan följande uttryck erhållas

$$\begin{aligned} q_x &= -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \\ q_y &= -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \\ q_z &= -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \end{aligned} \quad (15)$$



där  $K_x$ ,  $K_y$  och  $K_z$  beskriver den hydrauliska konduktiviteten längs x, y respektive z-axeln. Vidare ger en kombination av ekvation [14](#) och [15](#) ett uttryck för det transienta grundvattenflödet enligt

$$\frac{\partial}{\partial x}(K_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_y \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(K_z \frac{\partial h}{\partial z}) = \Delta S \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (16)$$

I de fall hydrogeologin är av högre komplexitet är inte ekvation [15](#) fullt tillräcklig för att beskriva flödet ([Anderson et al., 2015](#)). Detta till följd av att flödet i respektive riktning beror på potentialändringen i samtliga koordinatriktningar enligt

$$\mathbf{q} = \begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial h}{\partial y} \\ \frac{\partial h}{\partial z} \end{bmatrix} = -\bar{K} \nabla \mathbf{h} \quad (17)$$

där  $K_{xx}$ ,  $K_{xy}$  och så vidare beskriver den hydrauliska konduktiviteten i varje riktning. När Darcy's lag är beskriven enligt ekvation [17](#) erhålls följande differentialekvation för att beskriva det totala grundvattenflödet

$$\frac{\partial}{\partial x}(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} + K_{xz} \frac{\partial h}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} + K_{yz} \frac{\partial h}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial z}(K_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} + K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z}) = \Delta S \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (18)$$

### 2.3.2 Finita differensmetoden

Att designa ett rutnät utefter finita differensmetoden är en av de viktigaste men också svåraste stegen i att bygga upp en modell. Antalet noder i rutnätet avgör noggrannheten i lösningen, men även hur beräkningstid modellen blir. I numeriska modeller kan modelldomänen diskretiseras med hjälp av finita differensmetoden, se ekvation [19](#), vilken används för att approximera partiella differentialekvationer. Den vertikala diskretisering motsvarande den tredje termen i vänster och högerled, och bestäms av bredden/tjockleken på lagren som bygger upp modellen, där varje lager vanligtvis representerar en hydrogeologisk enhet.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{h_{i-1,j,k} - 2h_{i,j,k} + h_{i+1,j,k}}{(\Delta x)^2} + \frac{h_{i,j-1,k} - 2h_{i,j,k} + h_{i,j+1,k}}{(\Delta y)^2} + \frac{h_{i,j,k-1} - 2h_{i,j,k} + h_{i,j,k+1}}{(\Delta z)^2} \quad (19)$$

Rutnät baserade på finita differensmetoden är av typen strukturerade, men även ostrukturerad rutnät finns om andra metoder tillämpas. I en tre dimensionell modell med strukturerade celler kan en cell som mest vara kontakt med 6 andra celler, medan cellerna i ett ostrukturerat rutnät kan vara i kontakt med såväl fler som färre celler i varje riktning. Strukturerade rutnät byggs upp av rektangulära celler, där noderna vanligtvis är placerade i cellens mittpunkt, vilken också motsvarar den punkt i vilken modellen gör sina beräkningar. Noderna i respektive cell tillsätts ett index som anger i vilken rad (i), kolumn (j) och lager (k) som noden befinner sig. Med strukturerade celler kan det vara svårt att representera geologisk heterogenitet så som spricksystem och varierande jordlagerföljder, och det är av denna anledning som ostrukturerade celler har införts ([Anderson et al., 2015](#)).

I notationen för finita differensmetoden uttrycks också tidsderivatan, i ekvation [16](#), enligt

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_{ij}^{n+1} - h_{ij}^n}{\Delta t} \quad (20)$$

där  $n$  och  $n + 1$  anger nuvarande respektive efterföljande tidssteg.

### 2.3.3 Stationär och transient modellering

Grundvattenmodellering kan ske under dynamiska och stationära förhållanden. Under stationära förhållanden försöker modellen representera grundvattensystemet med hjälp av en massbalans där inflödet vägs upp av utflödet, det vill säga tidsberoendet i ekvation [16](#) alternativt [18](#) sätts till noll och de hydrauliska parametrarna: potential och flöde antas vara konstanta med tiden. Detta kan likställas vid att ekvation [19](#), för approximation av partiella differensialekvationer, blir noll. Att simulera under stationära förhållanden är användbart då genomsnittliga flödesmönster och flödeshastigheter undersöks.

Valet mellan en transient- och stationär simulering är i många fall självklar, då en stationär simulering är mycket enklare och kräver mindre indata. Trots denna fördel finns det situationer då en mer avancerad modell krävs, till exempel då daglig eller säsongsberoende fluktuationer i grundvattennivåer eller flöden ska analyseras ([Anderson et al., 2015](#)). Ytterligare situationer då transient modellering är att föredra är då man vill undersöka tiden för att uppnå stationära förhållanden.

### 2.3.4 Konceptuell modell

En konceptuell modell ger en beskrivning av ett grundvattensystem och har till uppgift att återspegla och återskapa de geologiska och hydrologiska förhållanden som råder. För att bygga upp en konceptuell modell behövs god information om geologi, hydrologi, randvillkor (beskriver flödesutbytet mellan modelldomänen och det externa systemet) och hydrauliska parametrar. En konceptuell modell ska optimalt svara och innehålla följande beskrivningar:

- akviferens geometri och modelldomänen.
- Randvillkor.
- Hydrauliska parametrar inom akviferen, så som hydraulisk konduktivitet, lagringskapacitet med flera.
- Grundvattenbildning.
- In- och utflöden.

När den konceptuella modellen är färdigställd, kan den matematiska modell som representerar den konceptuella modellen och dess antaganden i form av matematiska ekvationer lösas, antingen analytiskt eller numeriskt ([Baalousha, 2008](#)).

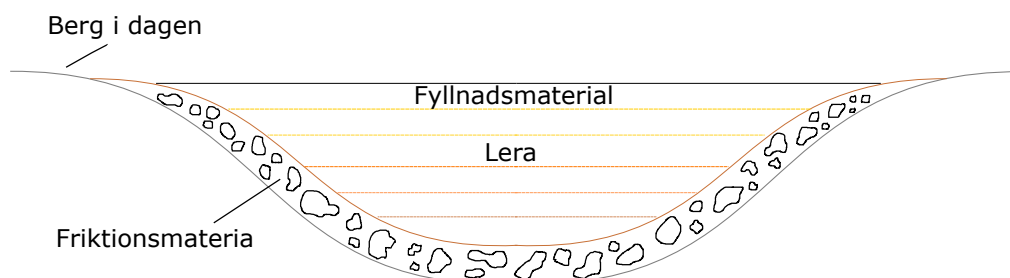
### 2.3.5 Geologisk modellering

Den geologiska modellen är en av grundpelarna i den konceptuella modellen och baseras på redan kända data och kunskap inom ett givet geografiskt område. Om okunskap inom det undersökta området råder, är det möjligt att ställa upp flera olika geologiska modeller

(Zhang et al., 2017). Utifrån den geologiska modellen fastställs flera av grundvatten-systemets viktiga aspekter, bland annat lokalisering av in- och utflöden samt vattnets flödesvägar. Den geologiska modellen beskriver även mäktigheten hos de ingående jordlagren, vilka tillsammans med konduktiviteten för respektive jordlager ger ett mått på transmissiviteten ( $T$ ), som i sin tur anger hastigheten hos grundvattenströmningen. Mäktigheten av ett geologiskt material är därför i teorin lika viktig att uppskatta som den hydrauliska konduktiviteten. I praktiken innebär det att den hydrauliska konduktiviteten inom rimliga ramar kan justeras i grundvattenmodellen till följd av att mäktigheten hos ett geologiskt material har underskattats.

En typisk jordföljd för Stockholm och Göteborg, beskriven av Gustafson (2012), består vanligtvis av fyra lager. Det undre lagret utgörs av berg, vilket följs av ett lager sand och ett lager lera. Det ytligaste lagret utgörs av fyllnadsmaterial och påträffas under såväl hus som gator och har i regel en hög genomsläpplighet. Fyllnadsmaterialet har med tiden utvecklats och förbättrats, vilket innebär att olika områden inom samma stad kan uppvisa olika geologiska egenskaper.

I en dalgång kan jordlagerföljden skilja sig något från den typiska jordlagerföljden som råder inom urbana områden (Knutsson & Morfeldt, 2002). I dessa områden överlagras berg, som i höglänta områden ligger i dagen, av ett friktionsmaterial vilket i Sverige vanligtvis utgörs av morän. Längre ner i dalgången överlagras moränen sedan av lera, se figur 2. I många områden används dessa dalgångar som odlingsareal, där ytterligare ett lager av fyllnadsjord har tillförts på leran.



Figur 2. Typisk jordlagerföljd i en dalgång, inspiration hämtad från Knutsson & Morfeldt (2002).

Utvecklingen av programvaror har lett till sofistikerade metoder för att modellera geologi. Vanligtvis utvecklas den geologiska modellen utifrån kombinationer av geologiska kontaktytorna, vilka tillsammans bygger upp en volym. Till grund för de geologiska kontaktytorna ligger oftast geotekniska undersökningar, vilka kan vara jord- och bergsondering eller jordlagertolkningar. En kontaktyta utgörs till exempel av en bergarts överyta eller överkanten av ett jordlager (Wang et al., 2016).

### 2.3.6 Randvillkor och initialvillkor

För att erhålla en unik lösning till den styrande differentialekvationen, ekvation 16, behövs information om systemets fysikaliska egenskaper, vilken beskrivs genom rand- och initialvillkor. För stationära lösningar behövs endast randvillkoren definieras, medans

såväl randvillkor som initialvillkor behövs för en transient lösning.

Val av randvillkor är ett ytterst viktigt steg för att konceptualisera och utveckla modeller över grundvattensystem. Två vanligt använda randvillkor för att modellera grundvatten är *konstant hydraulisk potential* samt *inget flöde*. Konstant hydraulisk potential, även känd som Dirichlet randvillkor, innebär att en konstant hydraulisk potential ansätts på de områden där grundvattenytan inte förändras, och kan ibland ansättas i modelldomänens ränder. Detta randvillkor lämpar sig även väl då ränderna till modellen sammanfaller med en sjö, flod, damm etc. Det andra randvillkoret, som denna rapport tar upp, innebär att inget flöde sker över modellranden. Detta randvillkor kan till exempel appliceras vid en flodbädd i vilken en linje kan definieras sådan att hastigheten av det vinkelräta grundvattenflödet är noll. Denna typ av villkor kan dock ändras med säsongvariationer, så en viss försiktighet måste vidtas när man definierar detta randvillkor (Batu, 2006). Ytterligare ett fall då detta randvillkor är användbart är där det i terrängen finns grundvattendelare.

Att specificera initialvillkor är, som tidigare nämnts, endast nödvändigt för transient grundvattenmodellering. Ett initialvillkor specificeras vanligtvis då tiden är noll. För finita differensmodeller anges vanligtvis ett initialvärde på potentialen i varje cell/voxel (tredimensionell cell). Som input till en transient modell är det också vanligt att man använder resultaten från en stationär lösning, till exempel simuleras en grundvattenyta fram under stationära förhållanden och sedan används denna som inparameter för initial grundvattenyta. Detta är att fördröja då modellen blir mer stabil och snabbare kan konvergera.

### 2.3.7 Kalibrering och känslighetsanalys

Kalibrering av en grundvattenmodell kan påbörjas så snart modellen är uppbyggd. I följande avsnitt kommer definitionen av kalibrering, målet med kalibreringen samt hur man utvärderar en kalibrering att beröras. Utöver detta kommer även begreppet och vikten av en känslighetsanalys att tas upp.

Kalibrering av en modell, vars avsikt är att modellera grundvattenflödet, innebär en process där valda modellparametrar justeras inom ett acceptabelt intervall tills dess att de modellpredikterade potentialerna, inom kriterierna för modellprestandan, motsvarar de uppmätta potentialerna. Om modelleraren har svårt att uppfylla de utstakade modellkriterierna ska modelleraren optimalt sett (1) ändra sina antaganden, (2) ändra ingående parametervärden, (3) på nytt undersöka geologin och hydrogeologin i området, (4) kontrollera känsligheten hos olika parametrar samt (5) undersöka den numeriska noggrannheten (Batu, 2006). När modellen kalibrerats enligt ovan finns utöver modellkriterierna också ett kalibreringsmål, vilket kopplar till observerade värden som modelleraren vill uppnå med sin modell. Innan en kalibrering av en modell kan påbörjas måste kalibreringsmålet vara specificerat. Målet specificeras utifrån tillgänglig data och utifrån syftet med modellen. Exempel på några kalibreringsmål inom grundvattenmodellering är uppmätta potentialer, grundvattenavsänkningar, flöden och hydrauliska gradienter. Först när dessa är uppfylla kan modelleraren gå vidare i processen. När modelleringsmålen är uppfylla ska kalibreringsresultaten utvärderas, vanligtvis undersöks bland annat residualerna, det vill säga skillnaden mellan observerade och modellerade värden. Under kalibreringen är målet att residualerna ska minimeras. För att illustrera skillnaden mellan observerad data

och simulerad data kan ett diagram över simulerad mot observerad data skapas. Datapunkternas placering jämförs sedan mot en teoretiskt ideal linje vars lutning är 1 och med skärningspunkt i origo. Optimalt sammanfaller samtliga datapunkter på den teoretiska linjen. Residualerna utvärderas också utifrån statistiska aspekter, där modellens förmåga att återspegla verkligheten generellt evalueras från ett medelvärde på residualerna. Tre vanligt använda mått är *the mean error*, *the mean absolute error* och *the root-mean-squared error*. Dessa tre mått beräknas enligt

$$\text{Mean error} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_m - h_s)_i \quad (21)$$

$$\text{Mean absolute error} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |(h_m - h_s)_i| \quad (22)$$

$$\text{Root - mean - squared error} = \left[ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_m - h_s)_i^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (23)$$

där  $n$  är antalet datapunkter som jämförs,  $h_m$  är till exempel observerad grundvattennivå i en given punkt  $i$  och  $h_s$  är den beräknade grundvattennivå i samma punkt ( $i$ ). Enligt [Anderson et al. \(2015\)](#) är root-mean-squared error det mest lämpade kvantitativa måttet om felen är normalfördelade. The mean error är inte att rekommendera då stora positiva och negativa fel kan kancellera ut varandra ([Batu, 2006](#)).

Känslighetsanalysen är en integrerad del som fortlöper genom hela modelleringsprocessen. Analysen blir viktigare allt eftersom osäkerheten i indatan ökar. Optimalt sett genomförs en känslighetsanalys genom att variera följande parametrar separat: (1) horisontell hydrauliska konduktivitet, (2) vertikal hydraulisk konduktivitet, (3) lagringskoefficienten, (4) grundvattenbildning, (5) marklagrens tjocklek, och (6) randvillkoren. Modellens känslighet kan uttryckas som en relativ förändring i utdata till följd av en given ändring i en insignal. Om en liten ändring i insignalen resulterar i en stor förändring av utsignalen, anses modellen vara känslig med avseende på den indata som ändrades. I de flesta grundvattenmodeller är hydrauliska konduktiviteten den mest känsliga parametern. När de mest känsliga parametrarna valts ut är det dags att bestämma ett intervall inom vilket en given parameter får anta värden. Inom detta intervall undersöks hur mycket modellersultatet varierar ([Batu, 2006](#)).

### 2.3.8 Test av modell

Ytterligare ett steg inom modelleringsprocessen är att testa modellen, en process som inkluderar modellverifikation och modellvalidering. Målet med verifikationsprocessen är optimalt att undersöka (1) noggrannheten hos modellens bakomliggande algoritm som används för att lösa den styrande differentialekvationen, se ekvation [16](#), och (2) att försäkra att modellens beräkningskod är fullt fungerande. En metod för att undersöka beräkningskodens noggrannhet och funktionalitet är att utföra beräkningar på utvalda problem hos vilka en analytisk lösning existerar. Att verifiera numeriskt komplex beräkningskod med analytiska lösningar har dock sina begränsningar. Till exempel finns det bara analytiska lösningar under mycket förenklade förhållanden. För att överkomma

dessa begränsningar jämförs resultaten från beräkningskoden som ska verifieras med resultat från andra generellt accepterade och verifierade beräkningskoder. Som ett sista steg i att testa modellen genomförs en validering. Vid en modellvalidering undersöka hur väl de teoretiska grunderna i modellen beskriver det verkliga systemets egenskaper, samt att jämföra fältdata med modellsimulerad data. En bra överensstämmelse ger indikationer på en acceptabel modellprestanda (Batu, 2006).

## 2.4 MODELLERING AV INFLUENSOMRÅDE

### 2.4.1 Empiriska samband

Många empiriska formler har tagits fram för att approximera influensområdets radie till följd av pumpning. Dessa empiriska samband baseras bland annat på: hydrauliska konduktiviteten och uttaget av vatten från en brunn. Exempel på några av dessa empiriska samband för att ta fram influensområdets radie (R) presenteras nedan:

$$R = \sqrt{2.25Tt/S} \quad (24)$$

$$R = 3000 s\sqrt{k} \quad (25)$$

där:

R	=	influensområdets radie (m)	T	=	transmisiviteten (m <sup>2</sup> /s)
t	=	tid (s)	S	=	magasinkoefficient
s	=	avsänkning/vattennivå vid brunn (m)	k	=	hydraulisk konduktivitet

Ekvation 24, även kallad Cooper Jacobs ekvation, uppskattar influensområdets radie för en sluten akvifer (Cooper & Jacob, 1946). I denna ekvation måste följande antaganden uppfyllas: avsänkning måste vara liten i förhållande till akviferens tjocklek (10 procent) och under transienta förhållanden ska brunnens lagringsförmåga vara försumbar. Ekvation 25, även kallad Sichardts formel, är framtagen i första hand för att beräkna influensområdet för öppna akviferer där kvasistationära förhållanden kan antas gälla. Denna formel har inget tidsberoende och är således inte transient (Fileccia, 2015).

### 2.4.2 Analytiska metoder

Fördelen med analytiska metoder är att dessa går snabbare att lösa än numeriska metoder, de är numeriskt exakta (dock med många antaganden) samt kontinuerliga i tid och rum. Analytiska metoder kräver dock enklare geometri och randvillkor. Även fast de analytiska modellerna är mycket förenklade beskrivningar av verkligheten, finns det tillfällen då de är fullt tillräckliga. Till exempel används vanligtvis Thiems eller Theis ekvationer för att uppskatta den hydrauliska konduktiviteten efter pumpningstester. Utöver detta är de analytiska lösningarna användbara för att verifiera att en numerisk metod är korrekt utförd, samt kan agera som riktlinjer inom numerisk modellering.

Det finns många exempel på analytiska metoder och ovan nämndes två av dessa, nämligen Thiems och Theis ekvationer. Enligt Theis (1935) kan följande uttryck,

$$s = \left(\frac{Q}{4\pi T}\right) \int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} dy \quad (26)$$

härledd från värme-ledningsekvationen, användas för att beräkna grundvattnets avsänkning (nivåpåverkan  $s$ ) för en given tidpunkt ( $t$ ). I ekvationen motsvarar  $Q$  flödet med vilket vatten pumpas eller infiltrerar i brunnen,  $T$  är transmissiviteten (här beskriven som vattnets förmåga att flöda i akviferen) och  $y$  är en integrationsvariabel. Den under integrationsgränsen  $u$  kan skrivas som

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (27)$$

där  $r$  är det radiella avståndet från pumpbrunnen till en observationsbrunn,  $S$  är magasin-koefficienten,  $T$  är likt ovan transmissiviteten och  $t$  är tiden sedan pumpförsöket startades.

Integralen i ekvation [26](#) betecknas för enkelhetens skull som  $w(u)$  och kan uttryckas med följande serie ([Domenico & Schwartz, 1998](#))

$$w(u) = \int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} dy = -0,577216 - \ln(u) + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \frac{u^4}{4 \cdot 4!} + \dots \quad (28)$$

Teoretisk kan uttrycket för avsänkning, se ekvation [26](#), endast användas på vattenkroppar som (1) befinner sig helt omslutna av ett homogent sedimentlager, (2) som har en oändlig areal utsträckning, (3) där brunnen fullständigt genomborrar vattenkroppen, (4) transmissiviteten är konstant i tid och rum samt (5) där uttagsbrunnen har en infinitesimalt liten diameter ([Theis, 1935](#)). I praktiken har dock dessa teoretiska restriktioner en varierande effekt. Till exempel visade ett försök av [Theis \(1935\)](#) att en brunn som bara genomborrade en tredjedel av en akvifer fortfarande väl kan beskriva den avsänkning som sker.

En viktig modifikation och förenkling kan göras på ekvation [26](#) genom att studera serien (ekvation [28](#)) då värdet på  $u$  blir litet, det vill säga för stora värden på  $t$  och/eller  $r$  ([Domenico & Schwartz, 1998](#)). I dessa fall blir samtliga termer i serieutvecklingen efter andra termen försumbara. Detta får till följd att uttrycket för grundvattnets nivåpåverkan,  $s$ , kan förenklas till

$$s = \frac{Q}{4\pi T} (-0.5772 - \ln \frac{r^2 S}{4\pi T t}) \quad (29)$$

eller

$$s = \frac{Q}{4\pi T} (\ln \frac{4\pi T t}{r^2 S} - 0.5772). \quad (30)$$

Med logaritmiska räkneregler och basbyte kan följande uttryck erhållas

$$s = \frac{2,3Q}{4\pi T} \log \frac{2,25Tt}{r^2 S}. \quad (31)$$

En stort antagande som ligger till grund för Theis ekvation (ekvation [26](#)) är att denna endast gäller då det vatten som pumpas ut driekt avlägsnas från akviferens vattenmagasin. Det finns flera tänkbara scenarier då detta antagande inte kan antas gälla, till exempel då akviferen har direkt anslutning till vattendrag så att nybildning av grundvatten sker



kontinuerligt eller då det råder läckage från själva akviferen. En utförlig undersökning av läckande akviferer finns beskriven i [Hantush \(1961a\)](#) och [Hantush \(1961b\)](#). Följande uttryck för avsänkning,  $s$ , kan erhålls under mer komplexa förhållanden som

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u, \frac{r}{B}) \quad (32)$$

där  $W(u, \frac{r}{B})$  är det tabulerade värdet på brunnfunktionen relaterade till läckande akviferer. De tabulerade värdena av funktionen  $W(u, \frac{r}{B})$  finns angivna av [Domenico & Schwartz \(1998\)](#). Observerbart är att avsänkning som sker under en kort tidsperiod fortfarande beskrivs av Theis ekvation, medans långtida avsänkningar beskrivs av ekvationen ovan.

Ytterligare en ekvation för att beräkna grundvattnets nivåpåverkan är med hjälp av Thiems avståndsekvation, vilken är applicerbar på slutna akviferer, där akviferen kan antas ha en oändlig areal utsträckning. Akviferen ska också vara homogen, isotrop och enhetligt tjock. Före pumpningen ska den piezometrisk ytan vara horisontell och brunnen fullständigt genomborra akviferen på ett sådant vis att brunnen tillrinner med ett horisontellt och radiellt flöde. Thiems avståndsekvation kan härledas från Darcy's lag, se ekvation [6](#), samt från lagen om kontinuitet, härledningen beskrivs utförligt i [Carlsson & Gustafson \(1984\)](#) och Thiems (avståndsekvation) kan uttryckas enligt

$$s = s_w \left[ 1 - \frac{\ln(r/r_w)}{\ln(R_0/r_w)} \right] \quad (33)$$

där  $s$  är grundvattnets nivåpåverkan på avståndet  $r$  meter från brunnen,  $s_w$  är grundvattnets nivåändring i brunnen,  $r_w$  är brunnsradien och  $R_0$  är ett maximalt influensområde.  $R_0$  kan bland annat beräknas med Sichardts formel eller Cooper & Jacobs ekvation, se ekvation [25](#) och [24](#).

### 2.4.3 Sammanställning av berörda analytiska ekvationer och empiriska samband

Nedan följer en tabell över de analytiska ekvationer och empiriska formler som är mest centrala i denna studie, vilka tillämpas för att beräkna influensområden.

Tabell 2. Sammanställning av de analytiska och empiriska samband som studerats i denna studie.

Namn	Ekvation	Referens
Sichardts formel	$R = \sqrt{2.25Tt/S}$	<a href="#">(Fileccia, 2015)</a>
Cooper & Jacobs	$R = 3000 s\sqrt{k}$	<a href="#">(Cooper &amp; Jacob, 1946)</a>
Jacobs appr. av Theis	$r = \sqrt{\frac{2.25Kbt}{S 10^{\frac{4\pi sT}{2.3Q}}}}$	<a href="#">(Domenico &amp; Schwartz, 1998)</a>
Thiems avståndsekvation	$r = r_w e^{[(1-s/s_w) \cdot \ln(R_0/r_w)]}$	<a href="#">(Carlsson &amp; Gustafson, 1984)</a>



#### 2.4.4 Numerisk modellering

Numeriska modeller utför beräkningarna i diskreta punkter, så kallade noder, för en given tidpunkt. Dessa modeller kan lösa den transienta, tredimensionella, styrande heterogena och anisotropa ekvationen (ekvation 16) under komplexa initial- och randvillkor. Numeriska grundvattenmodeller tillämpar vanligtvis finita differensmetoden för att modellera grundvattenet, se avsnitt 2.3 (Anderson et al., 2015).

Enligt Sanford (2002) är grundvattenbildning en fundamental komponent inom ett grundvattensystem och i grundvattenmodeller anges denna vanligtvis som en uppmätt parameter eller så estimeras den under modellkalibreringen. Det mest lämpade tillvägagångssättet för att representera nybildandet av grundvatten i modellen beror både på fysikaliska faktorer samt målet med studien. I studien, utförd av Sanford (2002), ansattes i regioner med humida klimat eller i områden med en låg topografisk variation konstanta potentialer i ränderna. Omvänt antogs gälla att de områden där grundvattenytan låg relativt djupt, som i torrare regioner eller områden med hög topografisk variation. I dessa områden ansattes randvillkoren som ett specifikt flöde ("specified-flux"), vilket innebär att vattenutbytet in- och ut från grundvattnet specificeras, de vill säga i detta randvillkor kan potentialen förändras. Sanford (2002) menar dock att det vanligaste i de flesta modelleringsapplikationer är att blanda de olika villkoren för att uppnå en så effektiv modellering som möjligt.

Visual MODFLOW är en kraftfull mjukvara som tillhandahåller verktygen för att konstruera tredimensionella konceptuella och numeriska grundvattenmodeller (Waterloo HYDROGEOLOGIC, 2018). Det konceptuella tillvägagångssättet för att bygga en grundvattenmodell tillåter modelleraren att:

- Konstruera en konceptuell modell, före simuleringen, som tar hänsyn till geologiska formationer, randvillkor och modellegenskaper vilka alla designas utanför modelldomänen. Detta ger modelleraren möjlighet att justera grundvattensystemets framställan innan en diskretiseringsmetoden tillämpas för att slutligen konvertera den konceptuella modellen till en numeriska modell.
- Bygga en modell med minimal databearbetning.
- Generera och simulera regionala så väl som lokala modeller. Modelleraren tillåtes även att öka upplösningen i områden av modelldomänen som är av större intresse. Potentialer från regional modell kan då användas som randvillkor till den lokala modellen.
- Göra förändringar i modelldata och direkt se resultaten.

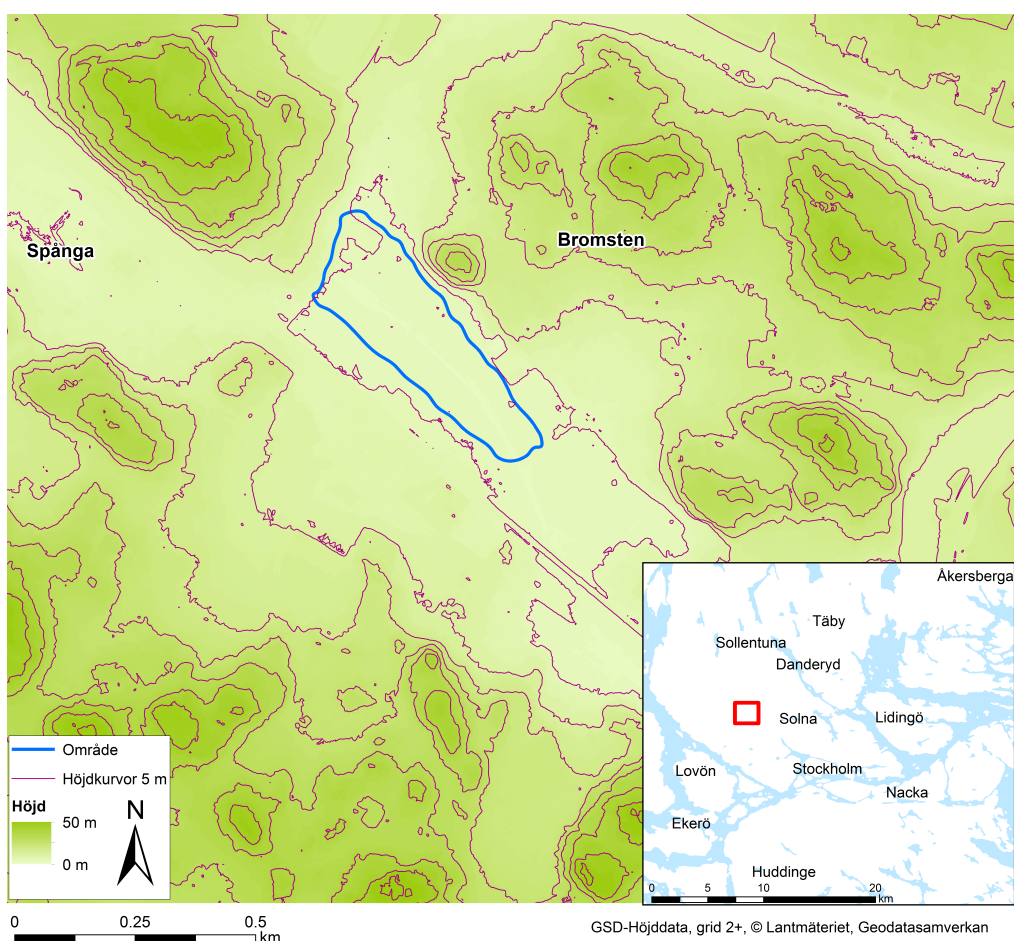
För modeller baserade på finita differansmetoden finns i programvaran Visual MODFLOW ett stort antal modultillägg. Bland annat Recharge Package, RCH, vilken används för att simulera grundvattenbildning. Utöver detta finns även ett tillägg kallat Wells, vilken används för att studera effekten av såväl pumpning som infiltration. En infiltrationsbrunn kan ses som en vattenkälla som inte påverkas av potentialen i akviferen.

### 3 FALLSTUDIE: BROMSTEN

Det område som är av intresse i denna studie ligger i Bromsten, en stadsdel inom Stockholms kommun tillhörande stadsdelsområdet Spånga – Tensta. Bromstens industriområde är beläget cirka 15 km nordväst om Stockholm centrum. Området planeras att omvandlas till en ny stadsdel med blandad bebyggelse, Bromstensstaden. I samband med exploatering av området kommer nya ledningar för vatten- och avlopp anläggas, befintliga ledningar dras om och utjämningsmagasin och pumpstationer anläggas och vatten ledas bort. I samband med detta kommer skyddinfiltration bli aktuellt för att motverka riskerna av sättningar.

#### 3.1 TOPOGRAFI

Höjddata erhållen från Lantmäteriet, se figur 3, visar att landskapstopograrfin varierar mellan +0 och +50 meter (RH2000). Strax nordost om det intressanta området, markerat med blått, reser sig en topp på cirka +40 meter. Utöver detta finns ett antal mindre kullar i närområdet. I övrigt är närområdet till utmarkerad yta relativt flackt, med höjdvariationer på +4 – +10 meter.



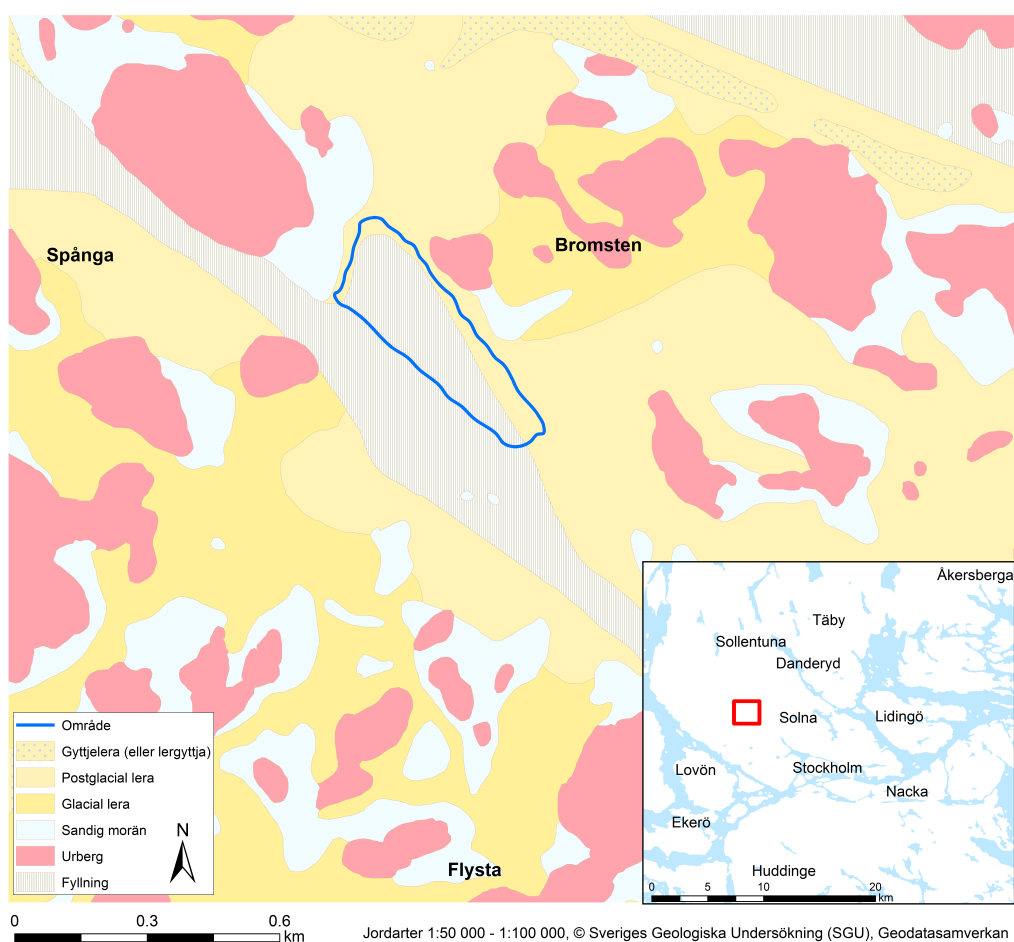
Figur 3. Topografisk karta över området med Bromstens industriområde markerat med blått. Koordinatsystem: Sweref 99 18 00, RH2000.

## 3.2 GEOLOGISKA FÖRHÅLLANDEN

Den ytliga geologin i hela området utgörs i huvudsak av berg och lera. Utöver detta finns inslag av sandig morän i anslutning till berget samt ett tunt lager av fyllningsmaterial i de lägre belägna partierna.

### 3.2.1 Jord

Enligt SGUs jordartskarta i skala 1:25 000, utgörs stora delar av den ytliga geologin av urberg i dagern, glacial- och postglacial lera, fyllnadsmaterial, samt inslag av sandig morän i berget närmoråden. Utöver dessa finns även mindre områden som utgörs av gyttjelera, se figur 4. I anslutning till det blåmarkerade området, utgörs det ytligaste materialet nästan uteslutande av fyllnadsmaterial och det underliggande lagret av gyttjelera.

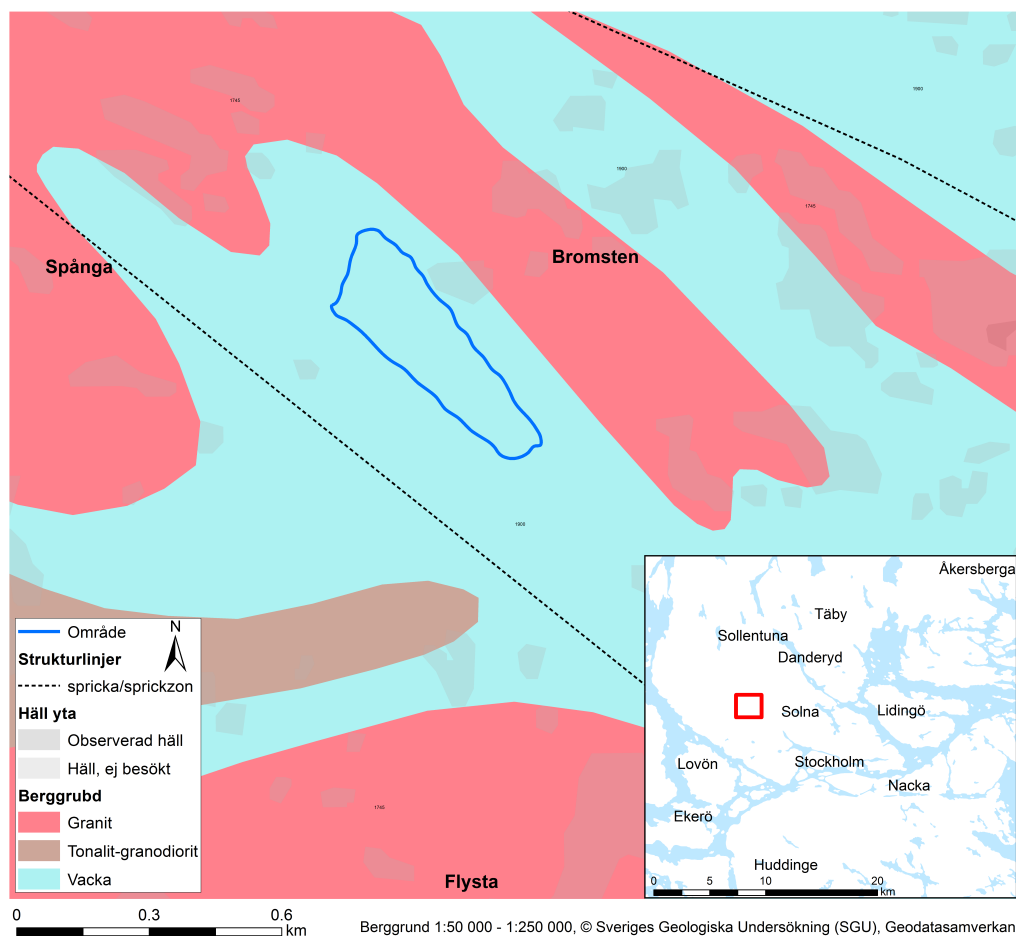


Figur 4. Jordartskarta från SGU. Bromstens industriområde markerat med blått. Koordinatsystem: Sweref 99 18 00, RH2000.

### 3.2.2 Berg

Utifrån SGUs jorddjupsmodell har bergöverytans topografi studerats. Bergytans läge varierar från -20 meter till +42 meter över havet, och utgör som tidigare nämnt bitvis delar av markytan. En mindre dalgång med en nordostlig utsträckning åtskiljer Spånga och Flysta från Bromsten. I anslutning till dalgångar/djupare bergsområden förekommer

sprickzoner i berget, se figur 5.

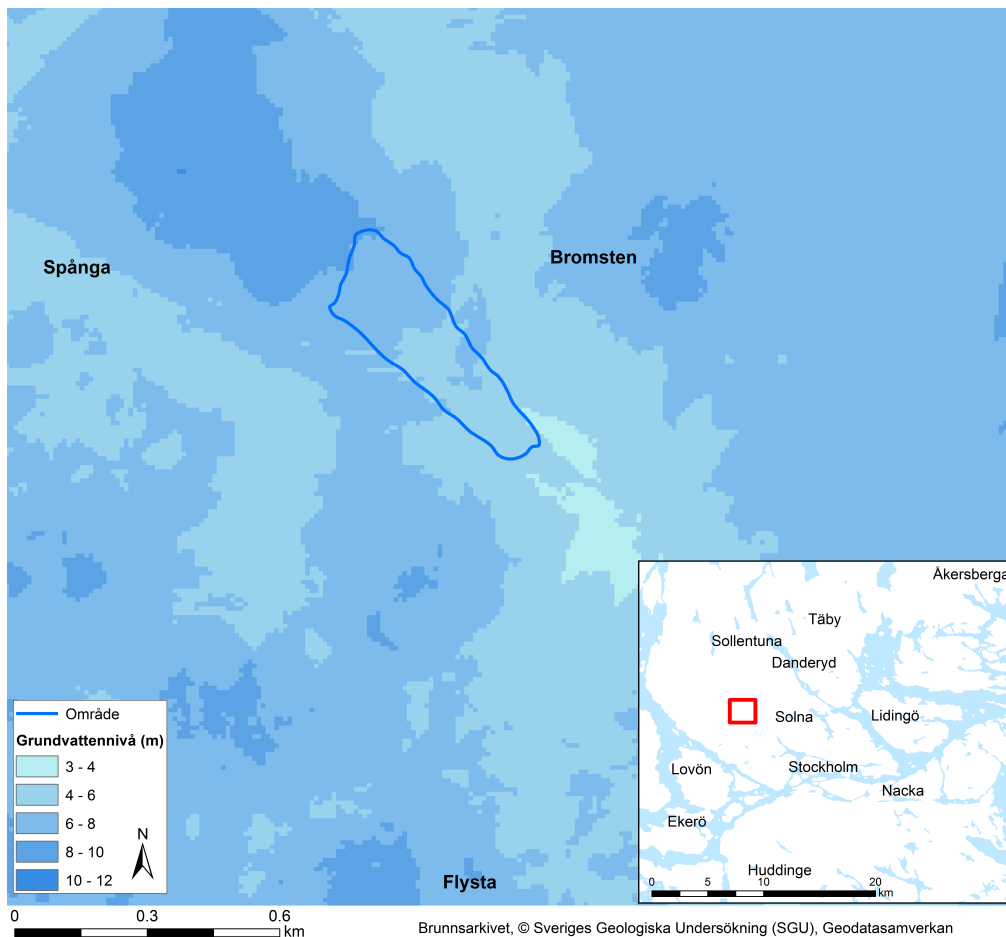


Figur 5. Berggrundskarta från SGU. Bromstens industriområde markerat med blått. Koordinatsystem: Sweref 99 18 00, RH2000.

Området, som ses i figuren ovan, består i huvudsak av granit (magmatisk bergart), vacca (sedimentär bergart) och tonalit-granodiorit (magmatisk intermediär bergart). Granit är en hård och ofta sprickfri bergart, vilket resulterar i låg permeabilitet. Vacca är en sedimentär bergart med omväxlande grövre sandiga lager och finare leriga lager.

### 3.3 GRUNDVATTEN OCH MARKVATTEN

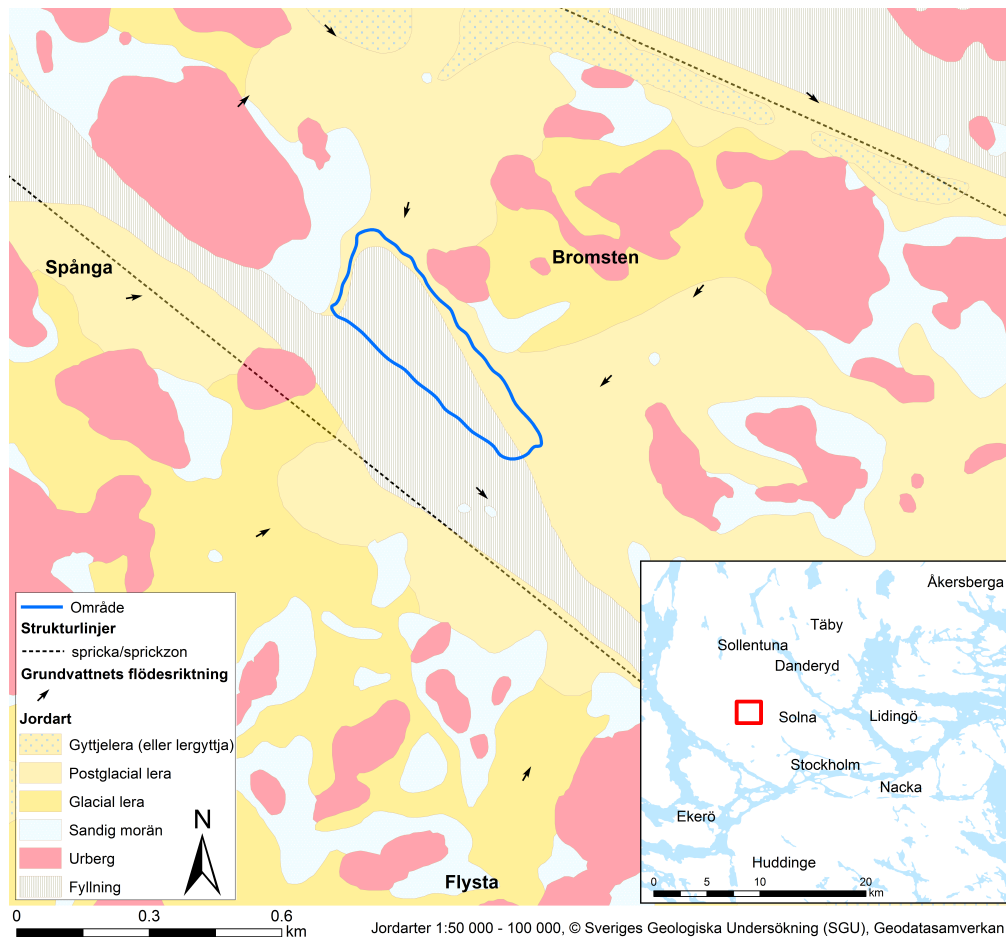
Grundvattennivåer från brunnarsarkivet samt data från grundvattenrör erhållen från Geoarkivet Stockholm användes för att uppskatta grundvattennivån inom ett större område, se figur 6. Data från brunnarsarkivet gäller framförallt för berggrundvattnet, men då dessa nivåer troligtvis nått jämvikt med grundvattnet i den slutna akviferen antas denna grundvattentyta vara representativ för grundvattennivån som skulle ha uppmätts i den slutna akviferen. Grundvattendatan hämtad från Geoarkivet Stockholm bestod av längre mätserier, för att tilldela varje grundvattenrör *en* grundvattennivå användes medelvärdet på respektive mätserie. Totalt användes data från sammanlagt 614 brunnar och 95 grundvattenrör. För att erhålla en grundvattentyta interpolerades data mellan punkterna, grundvattennivåerna uppskattades variera mellan 3 till 12 meter.



Figur 6. Interpolerad grundvattenyta från uppmätta grundvattennivåer erhållen från brunnarkivet samt Geoarkivet Stockholm. Bromstens industriområde markerat med blått. Koordinatsystem: Sweref 99 18 00, RH2000.

Grundvatten förekommer även i fyllnadsmassorna mellan leran och markytan. Förekommande grundvatten i fyllningsmassor bedöms inte stå i kontakt med grundvattnet i undremagasinet på grund av det tjocka lagret av lera som separerar undermagasinet och den överliggande fyllningen.

Vidare undersöktes även grundvattnets flödesriktning, se figur 7. Data på flödets riktning hämtades på Geoarkivet Stockholm. En viss osäkerhet råder dock i datan då denna var från 1996. Ett övergripande mönster tyder på att grundvattnet strömmar från nordväst till sydost. Flödet sker i stor utsträckning längsmed sprickzonerna och avgränsas av det berg som finns i dagern. Grundvattenströmning bedöms alltså huvudsakligen följa ytvattendraget i nordvästlig till sydostlig riktning.



Figur 7. Grundvattnets flödesriktning, med jordartskartan som bakgrundskarta. Bromstens industriområde markerat med blått. Koordinat-system: Sweref 99 18 00, RH2000.

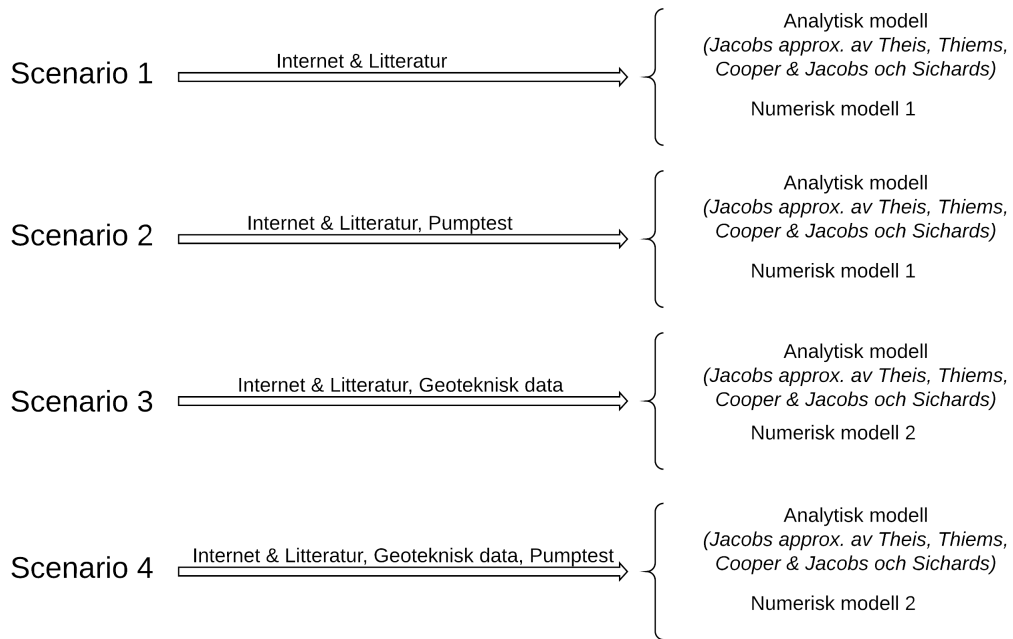
Genom området av intresse rinner även Bällstaån i södergående riktning. Under torra förhållanden är vattennivån i ån cirka +2,2 meter, men vid översvämningstillfällena har nivåobservationer motsvarande +4,5 meter gjorts och vid kraftiga regn riskerar markområden på den östra och västra sidan att översvämmas.

#### 4 METOD

I metoden ges en utförlig beskrivning av modelleringsprocessen, det vill säga uppbyggnad av de numeriska modellerna samt en beskrivning av hur de analytiska modellerna som användes i studien tillämpades på detta specifika fall. Som en sista del i metoden beskrivs även kalibrerings- och känslighetsanalysen utförande samt hur modellerna utvärderades utifrån datatillgänglighet kopplat till dess förmågan att beräkna ett tillförlitligt influensområde.

Fyra analytiska modeller användes för att beräkna influensområdet utbredning. Ytterligare två numeriska modeller, med utgångspunkt i varsin konceptuell modell, byggdes i programmet Visual MODFLOW Flex. Samtliga modeller användes för att simulera skyddsinfiltrationens influensområde, baserat på olika indata med ökad vetskap om platspecifika

förhållanden, se figur 8. Allt som allt testades fyra olika scenarier, baserade på graden av platsspecifik kännedom.



Figur 8. En enkel illustration som visar metoduppställningen samt vilken data som respektive scenario baseras på och hur de numeriska modellerna hänger samman med de analytiska modellerna.

I det första scenariot byggdes en enkel numerisk modell med den data som fanns att tillgå från litteratur och internet, denna data utgjorde även grunden till de analytiska modellerna i detta scenario. I det andra scenariot Kalibrerades/känslighetstestas de analytiska modellerna och den enkla numeriska modellen manuellt mot ett utfört pumpningsförsök, där konduktiviteten, specifika magasinkoefficienten och vattenavgivningstalet varierades utifrån den information som erhöles från pumpningstestet. Inför det tredje scenariot byggdes en ny, mer komplex numerisk modell, baserad på platsspecifika geotekniska undersökningar. I detta scenario fanns även god vetskap kring grundvattenståndet, dock är värden på den hydrauliska konduktiviteten tillsammans med specifika magasinkoefficienten och vattenavgivningstalet hämtad från litteraturen. I det fjärde och sista scenariot används återigen den mer komplexa modellen, och liksom scenario två, med vetskap om resultaten från pumpningsförsöket kalibrerades och studerades känsligheten av specifika magasinkoefficienten, vattenavgivningstalet och konduktiviteten en sista gång för de analytiska och den numeriska modellen.

De numeriska grundvattenmodellerna skapades i MODFLOW och implementerades i gränssnittet Visual MODFLOW Flex. Inledningsvis konstrueras två konceptuella modeller, baserat på graden platsspecifik kunskap. De konceptuella modellerna transformeras sedan till numeriska modeller med finita differansmetoden.



I samtliga modeller ansågs influensområdet inkludera de områden som upplever en nivåändringen av grundvattenytan på motsvarande 0,3 meter. Här avser en nivåförändring skillnaden i grundvattennivån mellan en simulerad opåverkad grundvattenyta och en grundvattenyta som påverkats av infiltrtion/pumpning. Influensområdet bestämdes utifrån olika parameteruppsättningar, där den platsspecifika kännedomen successivt ökades allt eftersom tidigare fältundersökningar analyserades. Detta för att i ett senare skede kunna föra ett resonemang kring vikten av olika indata och i vilken noggrannhet skydds-infiltrationens influensområde kan bestämmas.

#### 4.1 ANALYTISKA BERÄKNINGAR

Skyddsinfiltationens influensområde beräknades analytiskt med hjälp av fyra ekvationer: Jacobs approximation av Theis ekvation, fortsättningsvis kallad Jacobs ekvation, Thiems avståndsekvation, Sichardts formel samt Cooper & Jacobs ekvation, se tabell 2. För att tillämpa Thiems avståndsekvation behövdes ett maximalt influensområde först bestämmas, dessa beräknades med Sichardts empiriska formel och Cooper & Jacobs ekvation. Parametrarnas värden presenteras under respektive scenario.

#### 4.2 HYDRAULISK KONDUKTIVITET BERG

För att uppskatta bergets hydrauliska konduktivitet har data från befintliga energibrunnar placerade i berg (data från SGUs brunnsarkiv) inventerats. Information hämtades från totalt 613 bergsborrade brunnar, och i de fall brunnarna låg nära och innehöll identisk information exkluderades data för att inte vara missvisande i den statistiska modellen. Även de brunnar som saknade information om kapacitet exkluderade, då denna information var väsentlig för att beräkna konduktiviteten enligt ekvation 2. För att tillämpa ekvation 2 antogs att avsänkningen i brunnen motsvarar brunnsdjupet, det vill säga  $s = L$ .

Beräknad hydraulisk konduktivitet delades sedan in i 3 grupper utifrån dess djup. För respektive grupp etablerades en statistisk modell enligt teorin i avsnitt 2.1.4. Utifrån den beräknade sannolikheten och hydrauliska konduktiviteten anpassades en logaritmisk normalfördelning för de hydrauliska konduktiviteterna i respektive grupp. För de anpassade lognormalfördelningarna beräknades ett geometriskt medelvärde,  $\mu$ , samt standardavvikelsen,  $\sigma_{\ln(K)}$ . Utifrån Matherons antagande, se ekvation 4, beräknades även den hydrauliska konduktiviteten för stor skala,  $K_{3D}$  (se tabell 3). Dessa värden låg sedan till grund för den kurvanpassning som utfördes för att beskriva den hydrauliska konduktivitetens djupavdatande i berg.

Tabell 3. En statistisk beskrivning av den hydrauliska konduktivitetens djupavtagande i berg.

Grupp	Djup [m]	$K_g$	$\sigma_{\ln(K)}$	$K_{3D}$
1	$\leq 50$	$1,8 \cdot 10^{-7}$	1,9	$3,3 \cdot 10^{-7}$
2	$\leq 100$	$2,3 \cdot 10^{-8}$	2,4	$6,1 \cdot 10^{-8}$
3	$\leq 200$	$3,0 \cdot 10^{-9}$	1,9	$5,4 \cdot 10^{-9}$

I enlighet med teorin antogs att den hydrauliska konduktivitetens djupavtagande i berg kan beskrivas med ekvation 5. Utifrån konceptet "trial and error" bestämdes konstanterna



$A$  och  $b$  till  $5,0 \cdot 10^{-5}$  och  $-1,9$  respektive och formeln för djupavtagandet fås då som

$$K = 5,0 \cdot 10^{-4,5} \cdot d^{-1,9}. \quad (34)$$

Den hydrauliska konduktivitet som ansattes berglager 5 och 6 beräknades sedan med ekvation 34 för medeldjupet av respektive berglager räknat från den ytligaste bergöverytan. I berglager 1 och 2, vilka ansågs ligga relativt ytligt i förhållande till de berg som ekvation 34 baseras på, antogs den hydrauliska konduktiviteten vara  $1,0 \cdot 10^{-6}$  och  $1,0 \cdot 10^{-7}$  respektive. Dessa värden baseras på ett resonemang som fördes inom avdelningen för Vattenresurser på Ramboll, samt från tabell 1. I tabell 4 presenteras samtliga ansatta konduktiviteter för respektive berglager. Dessa värden användes i de båda numeriska modellerna.

Tabell 4. Hydraulisk konduktivitet i respektive berglager.

Berg (Lager)	Djup [m]	Hydraulisk konduktivitet [m/s]
1 (3)	1	$1,0 \cdot 10^{-6}$
2 (4)	9,5	$1,0 \cdot 10^{-7}$
3 (5)	52,5	$8,5 \cdot 10^{-8}$
4 (6)	112,5	$2,0 \cdot 10^{-8}$

### 4.3 GRUNDVATTENBILDNING

En första uppfattning om grundvattenbildningen inom modelldomänen bestämdes utifrån årsmedelvärden på nederbörd, temperatur och avdunstning. Data på nederbörd och temperatur, framtagen genom simuleringar av SMHI:s nationella värdemodell, hämtades från SMHI:S luftweb. Årsmeldvärdena hämtades för standardperioden 1991 – 2017 och jämfördes sedan med föregående standardperiod (1961 – 1990). Från jämförelsen observerades att nederbörden i området hade ökat med cirka 30 mm mellan de olika perioderna. Baserat på medelvärdet över samtliga årsmedelvärden i den senare standardperioden valdes nederbörden till 600 mm/år och temperaturen till  $7^\circ \text{C}$ . På liknande vis valdes avdunstningen till 450 mm/år baserat på ett regionsvärde för standardperioden 1961 – 1990. För att styrka värdet på den årliga avdunstningen användes Turcas formel,

$$E_t = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{P}{360+25T+0,05T^2}\right)^2}} \quad (35)$$

där  $P$  är nederbörden och  $T$  är temperaturen. Med en approximerad temperatur och nederbörd beräknades avdunstningen enligt Turcas formel till 410 mm/år, vilket är något lägre än den som hämtades från SMHI. Grundvattenbildningen uppskattades variera mellan 150 – 190 mm/år, vilket motsvarar skillnaden mellan den approximerade nederbörden och avdunstningen.

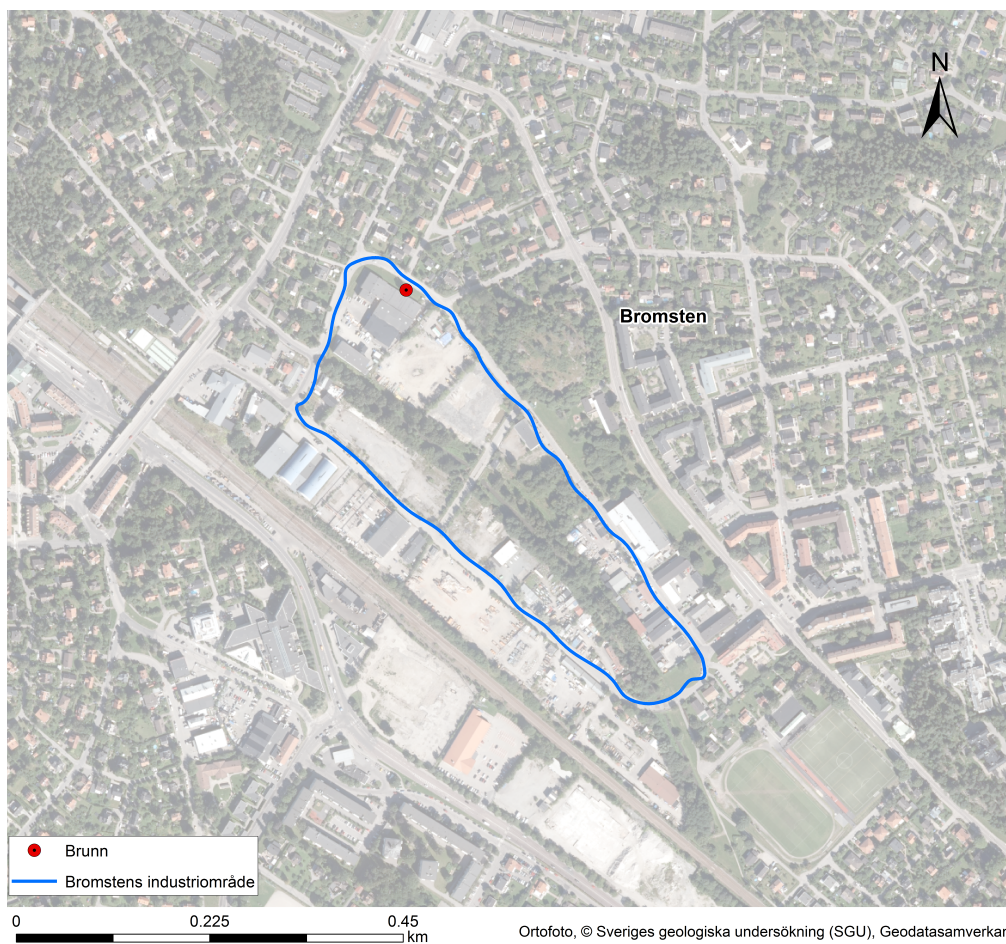
Vidare kan en indelningen av naturmark och urban miljö inom modelldomänen studeras, detta till följd av att urbana miljöer består av mer hårdgjorda ytor vid vilket grundvattenbildningen begränsas. I denna studie har dock den uppskattade grundvattenbildningen ovan endast valt att jämföras med den grundvattenbildning som Rodhe et al. (2004) tog

fram för svenska typjordar. För det aktuella området uppskattade Rodhe et al. (2004) en grundvattenbildning på 75 – 150 mm/år, vilket ligger något under den som beräknats ovan. En högre trovärdighet lades till Rodhe et al. (2004) uppskattade perkulation, således valdes grundvattenbildningen i modellerna till 100 mm/år.

I de numeriska modellerna implementerades grundvattenbildningen med tillägget *Recharge*, se avsnitt 2.4.4.

#### **4.4 INFILTRATIONSBRUNN/PUMPBRUNNEN**

Infiltrationsbrunnen är placerad i modelldomänernas nordliga delar. Brunns placering, se figur 9, är sedan tidigare bestämd och baseras på den planerade exploatering som kan komma att ske. I Visual MODFLOW Flex implementerades brunnen med tillägget *Wells*, där man definieras brunns geografiska placering, filtrets placering i markprofilen, brunns vertikala utsträckning samt infiltrationsflödet. I modellerna antogs att filtret endast är placerad i friktionsmaterialet, där filterlängden således motsvarar akviferens mäktighet. I samtliga scenarion användes ett infiltrationsflöde som motsvarar ett övertryck på 4 meter i brunnen, vilket svarar för den maxgräns med vilket Ramboll känner sig bekväma med att infiltrera. För att beräkna ett influensområdet till följd av skyddsinfiltration med Jacobs ekvation, behöver ett infiltrationsflöde anges. Värdet på detta flöde antogs till 42 l/min i samråd med Rambolls kompetensgrupp för utförandet av infiltrationsstest. För de scenarion då modellerna känslighetstestades och manuellt kalibrerades mot pumpningstestet användes ett uttagsflöde motsvarande 58 l/min.



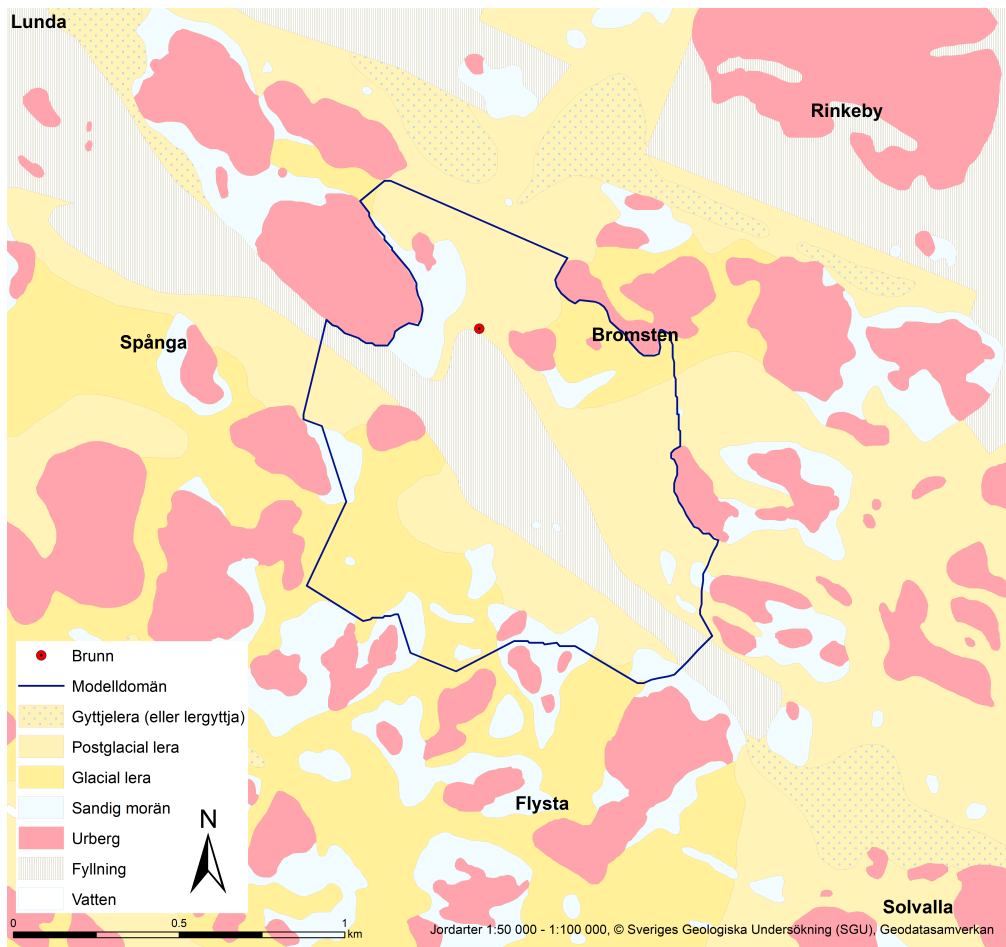
Figur 9. Pump- och infiltrationsbrunnens geografiska placering. Koordinatsystem: Sweref 99 18 00, RH2000.

#### 4.5 NUMERISK MODELL 1

Den numeriska modellen byggdes upp i ett flertal steg, bestående av en konceptuell modell där modelldomänen och jordlagerföljden fastställdes. Vidare bestämdes den geologiska modellen innan modellen konverterades till en numerisk modell med hjälp av finita differensmetoden. Övrig indata till modellen presenteras under respektive scenario.

##### 4.5.1 Konceptuell modell

Som ett första steg i den konceptuella modellen avgränsades en modelldomän. Inför avgränsningen analyserades dels delavrinningsområdet enligt SMHI samt höjddata från Lantmäteriet. Utifrån höjddata kunde ett avrinningsområde bestämmas i ArcGIS genom att först beräkna lutningen och sedan flödesriktningen, vilken sedan användes för att dela in området i ytterligare ett avrinningsområde. Avrinningsområdena återspeglar dock bara ytvattnets flödesväg och grundvattnets flödesvägar kan avvika från dessa. Därför behöver även grundvattnets flödesvägar studeras, se figur 7. Utifrån grundvattnets flödesriktning samt med antagandet att inget flöde sker in och ut ur modellen i anslutning till berg i dagen kunde modelldomänen successivt växa fram, se figur 10.



Figur 10. Modelldomän som avgränsats utifrån ytavrinning och grundvattenest flödesriktning.

Ett andra steg i den konceptuella modellen bestod av att bestämma jordlagerföljden och modelldomänens vertikala diskretisering. Modelldomänen diskretiserades i sex lager. Lerlagret utgör det ytligaste lagret och agerar som en akviklud. Lerlagret följs sedan av ett underliggande friktionsmaterial, vilket således bildar en sluten akvifer. Friktionsmaterialet åtföljs sedan av berg, vilket diskretiserades i fyra lager, se figur 11. I den numeriska modellen kommer det översta jordlagret delvis ersättas av friktionsmaterial och även bitvis av berg i dagern. Även friktionsmaterialet ersattes delvis av berg i de områden där berg tränger genom även detta lager.



Figur 11. Konceptuell jordlagerföljd, siffrorna inom parentes anger lagernummernummer. Den vertikala utsträckningen är inte skalenlig.

Ett tredje steg i den konceptuella modellen består av att fastställa in- och utflöden i modelldomänen. Inflöden sker dels till följd av grundvattenbildning, vilket antas ske i de områden där friktionsmaterialet ersätter leran i det ytligaste jordlagret. Utöver detta sker in- och utflöden till och ut ur systemet i de områden där en konstant potential ansattes i randen till modellen. Grundvattnet strömmar in från nordliga, östliga samt västra delarna av modelldomänen och ut i den sydöstra delen av modelldomänen.

#### 4.5.2 Geologisk modell

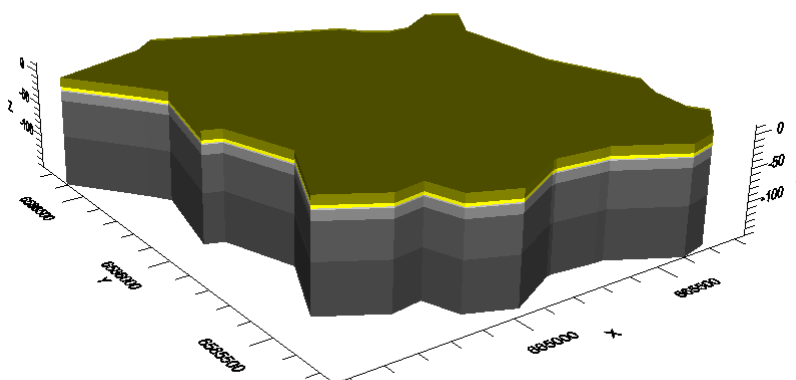
För att utveckla den geologiska modellen användes information om jorddjup och bergöveryta, information som tillhandahölls av SGU. Jorddjupsdata laddades ner i rasterformat med upplösningen 10 x 10 meter och bergöverytan erhöles som raster i upplösningen 50 x 50 meter. Kubisk interpolation användes sedan för att uppnå en enhetlig upplösning (10 x 10 meter) mellan de två rasterformaten. Markytan beräknades, i ett första försök, som summan av bergöverytan och jorddjup, erhållen markyta motsvarar då överkant på den jordart som befinner sig i dagern. Det vill säga i de fall då leran är det ytligaste lagret motsvarar markytan lerans överkant, då friktionsmaterialet är i dagern motsvarar markytan dennes överkant och så vidare. För den enkla modellen (modell 1) uppstod dock problematik om hänsyn togs till hela områdets topografi, detta till följd av att data (online-data) på uppmätta grundvattennivåer endast fanns i ett fåtal punkter där den uppmätta grundvattennivån i många fall låg under den höjdnivå som akviferen befann sig på i de högre belägna områdena. Till följd av denna brist på data antogs platta lager inom hela modelldomänen för den enkla modellen. Utifrån denna förenkling bestämdes markytan höjdnivå från de områden i inom modelldomänen som hade högst topografi, vilket visade sig vara cirka 15 meter.

Den vertikala utsträckningen av respektive lager varierade för de numeriska modellerna. I samtliga modeller försumrades fyllnadsmaterialet, då mäktigheten av detta lager var så

pass liten att ett eventuellt flöde av vatten genom fyllnadsmediet bör vara försumbart. Dessutom var fyllnadsmediet inom modelldomänen ytterst osammanhängande vilket styrker antagandet av att denna öppna akvifer troligtvis inte skulle påverka underliggande akvifer. I den enkla modellen bestämdes lerans underyta från den nivå inom modelldomänen där leran hade sin lägsta nivå. Vidare beräknades mäktigheten på akviferen till 4,5 meter vilket är ett medeldjup av friktionsmediet inom området. Antagandet baseras på data från SGUs brunnarkiv.

Utöver ytorna för lera och friktionsmediet skapades även fyra ytor i berget för att kunna variera av den hydrauliska konduktiviteten med djupet. Genom att subtrahera 2 meter från underkanten av akviferen kunde det ytligaste bergets underkant bestämmas. Vidare ansattes botten för resterande tre underkanter på djupen 20, 75 respektive 150 meter från akviferens underkant, dessa ytor bestämdes i samråd med experter på Ramböll. Antalet berglager motiveras av att konduktiviteten i berg avtar med djupet och att detta i modellen kan bidra till mer stabilitet.

Utifrån framtagna ytor skapades sedan sju stycken volymer, vilka tolkas som zoner alternativt lager i den numeriska modellen. Dessa lager illustreras i figur 12 nedan.

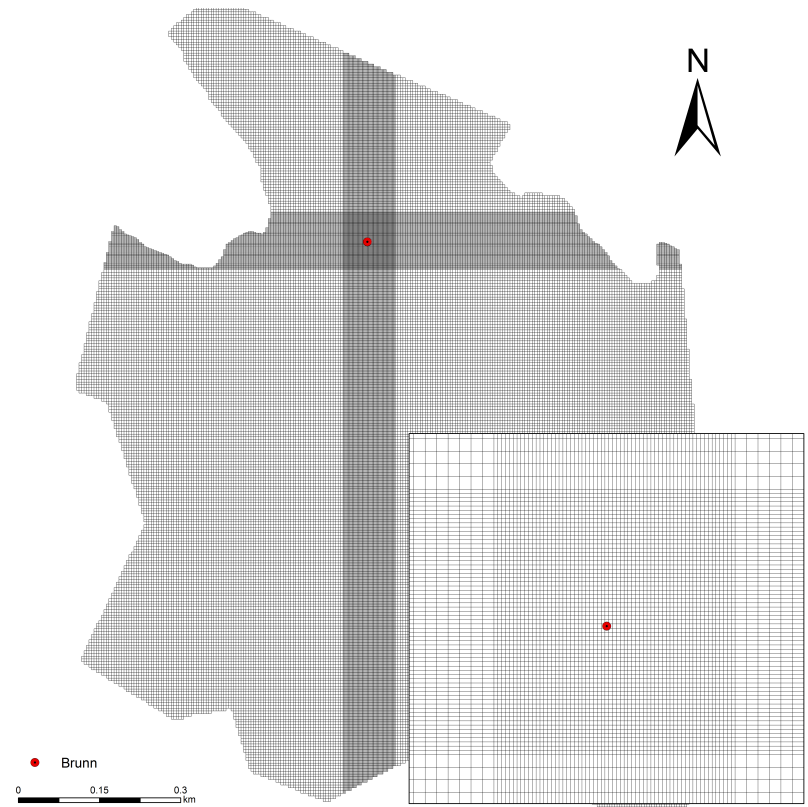


Figur 12. Geologisk modell, som illustrerar den vertikala diskretiseringen. Noterbart är att det ytligaste berglagret (lager 3) inte är synligt i ränderna till modellen.

### 4.5.3 Diskretisering

Modelldomänen diskretiserades med hjälp av finita differansmetoden, vilket resulterar i ett strukturerat rasternät. I närområdet till infiltrationsbrunnen förfinades upplösningen (cellstorleken minskades) för att uppnå en högre numerisk stabilitet samt noggrannhet, se figur 13.





Figur 13. Modelldomänens honisnotella diskretisering i strukturerade celler. Observera att området kring brunnen har en mindre cellstorlek.

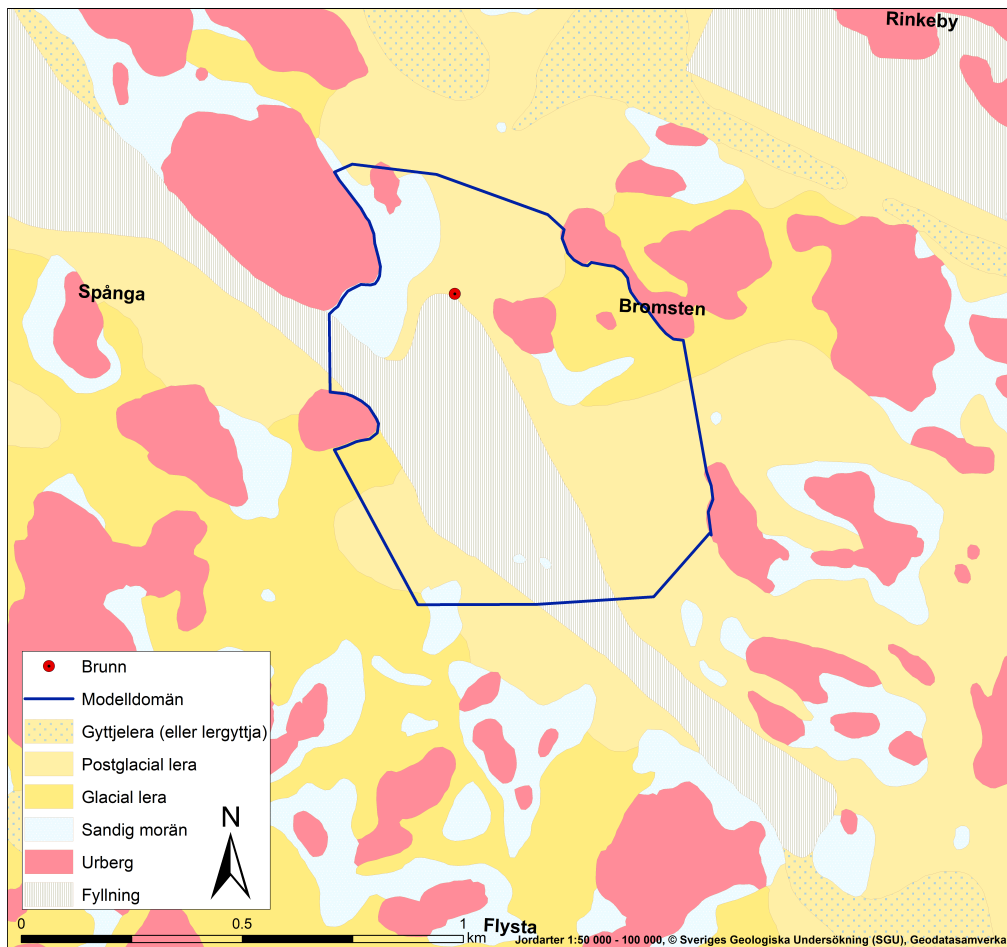
Den vertikala diskretiseringen består av den jordlagerföljd som beskrivs av den geologiska modellen och presenteras i avsnitt [4.5.2](#).

## 4.6 NUMERISK MODELL 2

Likt den första numeriska modellen fastställdes en konceptuell modell bestående av modelldomän och jordlagerföljd, följt av en geologiska modellen innan den konceptuella modellen konverterades till en numerisk modell med hjälp av finita differansmetoden.

### 4.6.1 Konceptuell modell

En andra konceptuell modell konstruerades efter det att tillgången på mer platsspecifik data fanns att tillgå. Utifrån denna data kunde nya isolinjer för grundvattnet konstrueras och en bättre uppfattning av dess flödesväg fastställas. Som tidigare observerats är det övervägande flödet från nordväst till sydost. Utifrån den nyvunna kunskapen om grundvattens flödesvägar tillsammans med tidigare vetskapen om ytvattnets avrinningsområde kunde en ny, något mindre, modelldomän fastställas, se figur [14](#).



Figur 14. Geologisk modell, som illustrerar den vertikala diskretiseringen. Noterbart är att friktionsmaterialet (lager 2) och ytligaste berglagret (lager 3) inte är synligt i ränderna till modellen.

Den vertikala diskretiseringen kvarstår från föregående konceptuella modell, det vill säga modelldämnen består av en markyta följt av en lerunderyta och bergöveryta, därefter användes ytterligare fyra bergunderytter för att skapa stabilitet i modellen samt möjliggöra effekten av en djupberoende konduktivitet. Utifrån dessa ytor skapas sex zoner/lager där den ytligaste består av lera, vilken åtföljs av friktionsmaterialet och fyra berglager.

Utöver detta antas som tidigare nämnt ett grundvattenflöde från nordväst till sydost, vilket innebär att grundvattnet strömmar in i modelldämnen i de nordligare partierna och ut i de sydostliga partierna av modelldomänen. För randvillkor se avsnitt [4.9.1](#).

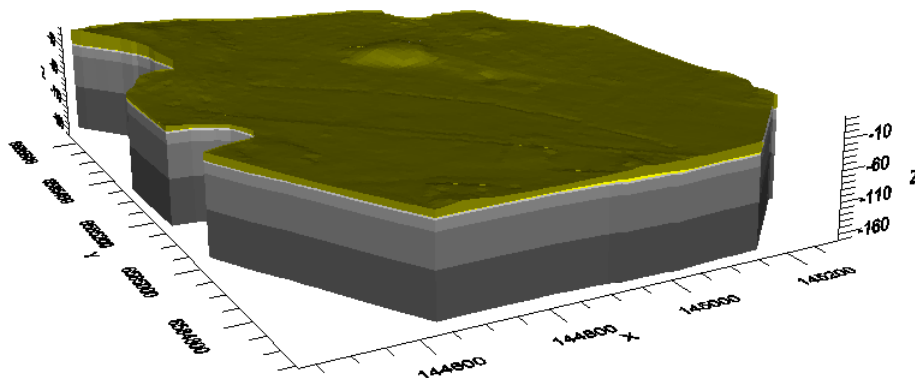
#### 4.6.2 Geologisk modell

Till grund för den andra geologiska modellen fanns cirka 45 sonderingspunkter att tillgå. Dessa sonderingspunkter innehöll information om lerans underkant samt bergets överkant. Denna data exporterades till ArcGIS, i vilken en interpolation utfördes för att konstruera respektive yta. Vidare hämtades höjddata från Lantmäteriet med upplösningen 2x2 meter, detta raster fick utgöra markytan i modelldomänen. Likt föregående geologiska modell förbisågs fyllnadsmaterialets effekt, då detta lager antogs ha en försumbar



inverkan på underliggande grundvattenmagasin. Från bergöverkanten skapades sedan fyra bergunderytan, den första bergunderytan konstruerades genom att subtrahera 2 meter från bergöverytan. Resterande bergunderytan placerades på 20, 75 och 150 meter under friktionsmaterialets underkant (akviferens botten).

Utifrån de framtagna ytorna skapades sex stycken volymer, se figur 15 nedan. Volymen för den slutna akviferen (friktionsmaterialet) är till följd av sin låga vertikala utbredning inte sammanhängande genom hela den horisontella ytan, utan trunkeas bitvis av det underliggande berget.



Figur 15. Geologisk modell, som illustrerar den vertikala diskretiseringen. Noterbart är att friktionsmaterialet (lager 2) och yttligaste berglagret (lager 3) inte är synligt i ränderna till modellen.

#### 4.6.3 Diskretisering

Likt föregående modell diskretiserades modelldomänen med hjälp av finita differansmetoden och upplösningen förfinades i infiltrationsbrunnens närområde. Den vertikala diskretiseringen består av den jordlagerföljd som beskrevs av den geologiska modellen och presenteras i avsnitt 4.6.2.

#### 4.7 SCENARIO 1

Det första scenariot tillförlitar sig helt på den data och kännedom om området som går att hämta från databaser och litteratur. Två exempel på databaser som användes var Geoarkivet Stockholm (för grundvattennivåer) och SGUs brunnarsarkiv för ytterligare grundvattennivåer. Litteraturen användes framförallt för att erhålla typvärden på den hydrauliska konduktiviteten, specifika magasinkoefficienten samt vattenavgivningstalet för respektive jordlager. Vid de analytiska beräkningarna av influensområdet användes endast värden på konduktiviteten och magasinkoefficienten för friktionsmaterialet, med avseende på övriga parametrar se tabell C.2 i Bilagor. Övrig data som presenteras nedan är specifik för den enkla numeriska modellen.

#### 4.7.1 Hydraulisk konduktivitet jord

För att ansätta värden på den hydrauliska konduktiviteten användes tabellerade litteraturvärden för respektive jordlager, se tabell 5. Då inget tabellerat värde för friktionsmaterialet kunde erhållas, antogs att konduktiviteten för detta lager motsvarar konduktiviteten för en sandig morän.

Tabell 5. Hydraulisk konduktivitet i respektive jordlager.

Jordart (Lager)	Hydraulisk konduktivitet
Lera (1)	$4,7 \cdot 10^{-9}$ m/s
Friktionsmaterial (2)	$1,0 \cdot 10^{-4}$ m/s

Den numeriska indelningen av konduktivitzoner i lager 1 och 2 baseras på SGUs jordartskarta, där de områden som bestod av friktionsmaterial och berg i dagern ersatte leran i lager 1 och i de områden där berg även trängde genom friktionsmaterialet i lager två ersattes dessa områden med berg. Till skillnad från jordlagren antas samtliga lager under friktionsmaterialet (berglagren) vara homogena och isotropa. Den hydrauliska konduktiviteten för berglagren presenteras i avsnitt 4.2.

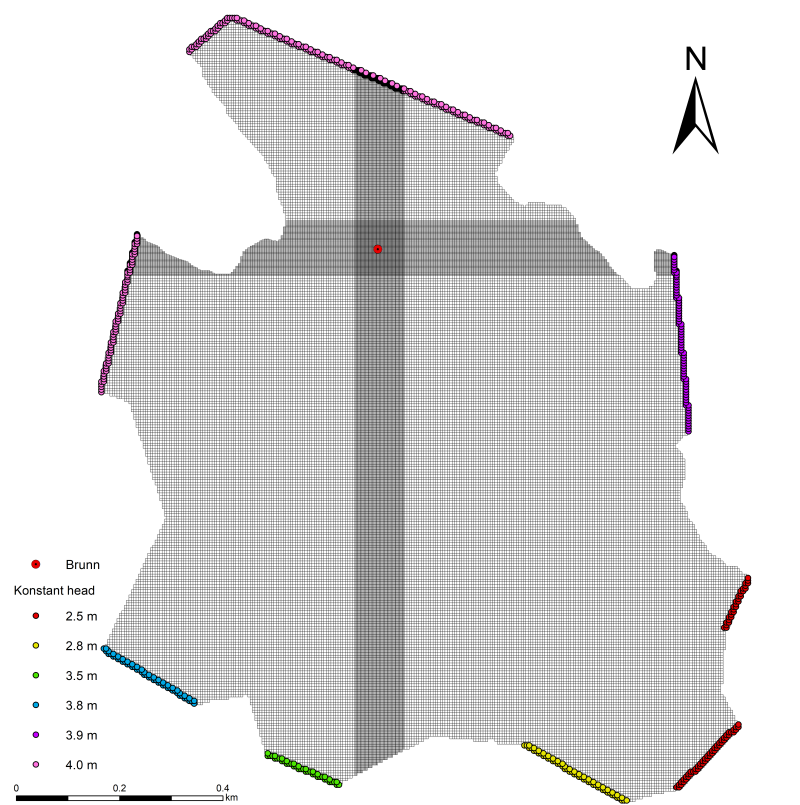
#### 4.7.2 Magasinkoefficient och vattenavgivningstalet

Under den transienta simuleringen behövde en magasinkoefficienten anges. För en sluten akviferen antogs värdet av denna parameter till  $5 \cdot 10^{-3}$ . Utöver magasinkoefficienten behövdes även ett vattenavgivningstal anges. Enligt Todd (1980) är värdet för sandig morän och således det värde som ansätts friktionsmaterialet, cirka 0,20 men kan variera mellan 0,15 till 0,30.

#### 4.7.3 Randvillkor

Modelldomänen skapades utifrån den konceptuella modellen, se figur 10. I samtliga områden där modellens ränder sammanfaller med berg i dagern antogs ett noll-flöde, det vill säga varken ett in- eller utflöde av grundvatten sker i modellen (så kallad grundvattendelare). I MODFLOW återskapas dessa förhållanden med ett *No Flow Boundary Condition*, vilket innebär att en cell inaktiveras.

I övriga områden tillsattes en konstant trycknivå till de celler som utgör modellens ränder, se figur 16. Trycknivån baseras på data erhållen från uppmätta grundvattennivåer hämtade från Geoarkivet Stockholm och randvillkoren kalibrerades sedan in för att återspegla de fem grundvattenobservationer som tillhandahölls. Kalibreringen beskrivs utförligare i avsnitt 4.11



Figur 16. Randvillkoren med angivna trycknivåer för respektive sektion. I de områden där ingen trycknivå angivits sker inget flöde över modelldomänen.

#### 4.8 SCENARIO 2

Scenario 2 förlitar sig dels på data från ett utfört pumpningstest, dels på data från litteratur. Från de 12 nyinstallerade observationsrören som användes vid pumpningstestet erhöles, till skillnad från scenario 1, uppdaterad information om grundvattennivån i området. Dessa observationer tillsammans med pumpningstestet användes dels för att kalibrera in en ny grundvattenyta dels för att kalibrera in samt undersöka känsligheten i den hydrauliska konduktiviteten, magasinkoefficienten och vattenavgivningstalet. I scenario 2 användes likt scenario 1 den enkla numeriska modellen. För att kalibrera samtliga analytiska modeller mot pumpningstestet behövs data på en rad parametrar, dessa sammanställs i tabell [6](#).

##### 4.8.1 Hydraulisk konduktivitet i jord

Den hydrauliska konduktiviteten för scenario 2 baseras som tidigare nämnt dels på data från utvärderat pumpningstest dels från tabellerade litteraturvärden. Utifrån pumpningstestet erhöles data på avsänkningen i 12 observationsrör över en tvåveckorsperiod. Denna data hade sedan behandlats i mjukvaran AQTESOLV, där Thies samt Cooper & Jacobs kurvanpassning applicerats för att erhålla information om den hydrauliska konduktiviteten i friktionsmaterialet. Utifrån analysen framkom att den hydrauliska konduktiviteten varierade mellan  $3,52 \cdot 10^{-3}$  till  $5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s. Den hydrauliska konduktiviteten med avseende på övriga lager antogs vara densamma som scenario 1, då ingen ytterligare information

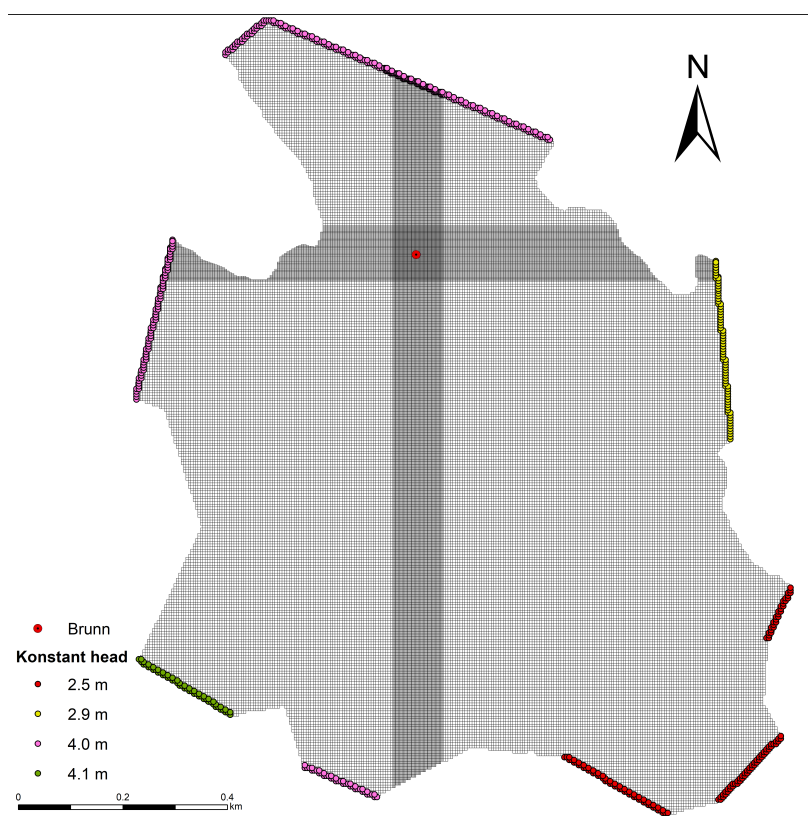
om dessa fanns att tillgå.

#### 4.8.2 Magasinkoefficient och avgivningstalet

Utifrån utförda hydrogeologiska tester (pumpningstestet) framgick även att magasinkoefficienten i området varierade mellan  $3,52 \cdot 10^{-2}$  till  $7,21 \cdot 10^{-15}$ . Efter ett resonemang med avdelningen för vattenresurser på Ramboll tillsammans med litteratur (Todd, 1980) togs beslutet att avfärda dessa beräknade magasinkoefficienter och istället låta magasinkoefficienten variera mellan  $5,0 \cdot 10^{-5}$  till  $5,0 \cdot 10^{-3}$ . Vattenavgivningstalet tilläts variera mellan 0,15 till 0,3 för att undersöka effekten av även denna parameter.

#### 4.8.3 Randvillkor

De grundvattenobservationer som gjordes inför pumpningstestet var uppmätta senare än de observationer som hämtades från Geoarkivet Stockholm, vilka var från 2008. Till följd av detta exkluderades de sistnämnda från scenario 2. Detta fick till följd att de randvillkoren som redovisades under scenario 1 behövde revideras. Den konstanta tryckpotentialen reviderades sådan att den simulerade grundvattenytan relativt väl stämde överens med de 12 stycken nya grundvattenobservationerna. Kalibreringsprocessen presenteras i senare skede. De nya randvillkoren återges i figur 17.



Figur 17. Randvillkoren med angivna trycknivåer för respektive sektion (Modell 1, scenario2). I de områden där ingen trycknivå angivits sker inget flöde över modelldomänen.

#### 4.8.4 Dataunderlag till de analytiska modellerna

Flera parametrar användes vid beräkning av de analytiska modellerna, samtliga parametrar presenteras i tabell 6 nedan. I de tabellceller som angivits som *variant*, innebär detta att parametern ändrades under kalibrering/känslighetsanalysen. Detta är bland annat fallet för Thiems avståndsekvation, där beräknad maximal influensradie dels används från Sichardts ekvation dels från Cooper & Jacobs ekvation. Dessa variabla parametrar presenteras närmare under beskrivningen av känslighetsanalysen/kalibreringen.

Tabell 6. Indata till samtliga analytiska modeller i scenarion 2. "x" markerar vilken data som *direkt* relaterar till vilken modell. Parametervärden är angivna för kalibreringen/känslighetsanalysen. En beskrivning av parametrarna ges i teoriavsnitt 2.4.2.

Parameter	Sichardts	Jacobs	Cooper & Jacobs	Thimes	Parametervärde	
					Pumptestet	Enhet
K	x	x	x		Variant	[m/s]
b		x	x		4,5	[m]
t		x	x		14	[dagar]
S		x	x		Variant	[-]
s		x	x	x	0,3	[m]
Q		x			-58	[m <sup>3</sup> /s]
$r_w$				x	0,135	[m]
$s_w$	x			x	-7,8	[m]
$R_0$				x	Variant	[m]

Tiden,  $t$ , angiven ovan baseras på den tid det tog innan jämvikt uppnåddes under pumpningsförsöket och flödet  $Q$  motsvarar det flöde som användes under pumpningstestet.

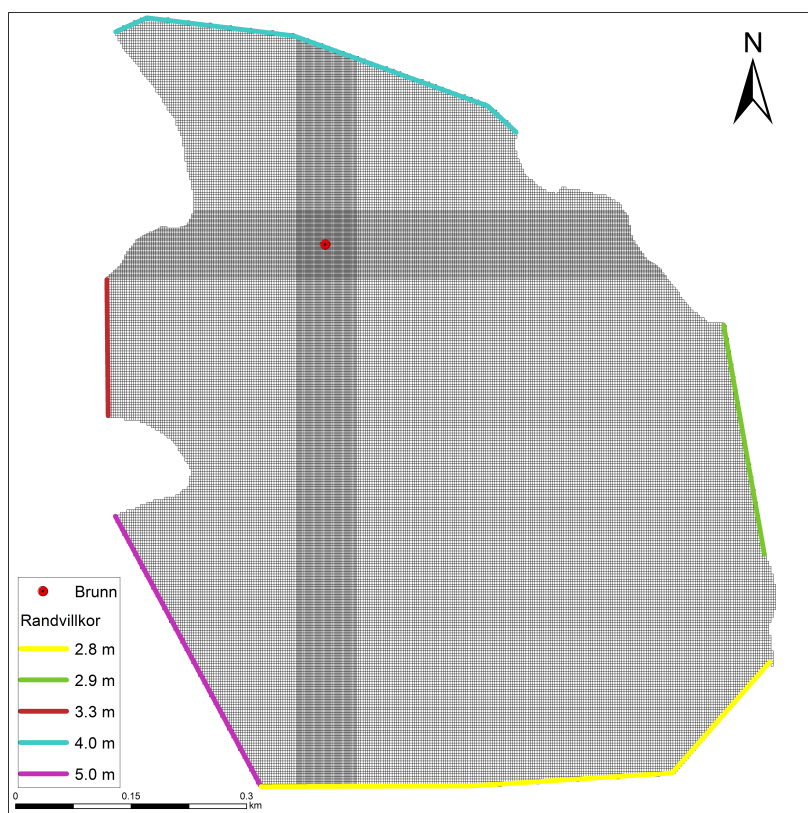
### 4.9 SCENARIO 3

Dataunderlaget, med avseende på hydraulisk konduktivitet, specifik magasinkoefficient och vattenavgivningstalet, till det tredje scenariot baserades likt första scenariot på litteratürvärderna, och presenteras löpande genom beskrivningen av scenario 1. Till skillnad från det första scenariot användes dock nytilkommen data med avseende på geologin för att bygga upp den andra den andra numeriska modellen beskriven i avsnitt 4.6.2. Tillsammans med de geotekniska undersökningarna tillhandahölls information om grundvattnets trycknivåer i en större utsträckning än vad som tidigare (i scenario 1 och 2) var känt. Denna information blev underlaget till de randvillkor som ansattes modellområdets ränder, vilket presenteras nedan. Under scenario 3 finns ingen information från pumpningstestet, således kan detta scenario inte utvärderas mot pumpstestet för att erhålla den bästa parameteruppsättningen med avseende på magasinkoefficienten, vattenavgivningstalet och konduktiviteten.

#### 4.9.1 Randvillkor

Likt föregående scenarion sker inget flöde i de områden av modellranden som ligger i direkt anslutning till berg, i övriga områden på randen antogs ett konstant grundvattentryck, se figur 18. De konstanta trycknivåerna baserades på grundvattenmätningar i den slutna akviferen, vilka utförts av Ramboll. Trycknivåerna varierar mellan 2,8 meter till

5,0 meter vilket överlag resulterade i ett nordvästligt till sydöstlig grundvattenströmning under opåverkade förhållanden, det vill säga då pumpning inte pågick. Randvillkoren kalibrerades för att i största grad simulera en grundvattenyta som svarar mot samtliga 42 grundvattenobservationer i området.



Figur 18. Randvillkoren med angivna trycknivåer för respektive sektion (Modell 2). I de områden där ingen trycknivå angivits sker inget flöde över modelldomänen.

#### 4.10 SCENARIO 4

Likt scenario 2 finns även i scenario 4 vetskap om pumpningstestet, således varierades indatan med avseende på hydraulisk konduktivitet, specifika magasinkoefficient och vattenavgivningstalet likvärdigt i dessa två scenarion för att hitta de parametrar som tillsammans med modellerna bäst beskriver pumpningstestet. Det som skiljer scenario 2 från 4 är att scenario 4 baseras på den mer komplexa numeriska modellen som tar hänsyn till platsspecifika geotekniska data samt att tillgången på grundvattenobservationer var större. Utöver detta är randvillkoren för det fjärde scenariot desamma som användes och kalibrerades in till scenario 3. Även för scenario 4 genomfördes en kalibrering/känslighetsanalys med avseende på hydraulisk konduktivitet, magasinkoefficient och vattenavgivningstalet vilken utvärderades mot pumpningstestet. Samtliga parametrar, bortsett från akviferens mäktighet, som användes till de analytiska modellerna är de samma som de för scenario 2, och presenteras i tabell 6. akviferens medelmäktighet,  $b$ , beräknades under scenario 4 (med högre dataupplösning) till 3,6 meter.

#### 4.11 MANUELL KALIBRERING AV URSPRUNGLIGA GRUNDVATTENYTOR

En manuell kalibrering av de numeriska modellerna genomfördes för respektive scenario för att simulera, en för dataunderlaget, acceptabel grundvattenyta vid frånvaro av pumpning och infiltration. Kalibreringen genomfördes som en iterativ process där randvilkoren justerades tills det att grundvattennivåerna i hela området uppfyllde kalibreringsmålet. Kalibreringsmålet bestod av att den största residualen inte fick vara större än 0.5 meter. Residualen,  $\epsilon$ , beräknades som

$$\epsilon(\mathbf{x}) = |h_i(\mathbf{x}) - h_{obs}(\mathbf{x})| \quad (36)$$

där  $h_i(\mathbf{x})$  är simulerad grundvattennivån i punkten  $\mathbf{x}$  och  $h_{obs}(\mathbf{x})$  är den observerade grundvattennivå i samma punkt. Residualerna evaluerades också utifrån ett statistiskt medelvärden: *Root – mean – squared error* (kvadratisk medelvärde) (se ekvation 23). Detta statistiska medelvärde tillämpades då de anses mer pålitligt än *Mean error* (se ekvation 21), där stora positiva fel kan döljas av stora negativa fel. Önskvärt vara att erhålla ett så lågt RMSE som möjligt.

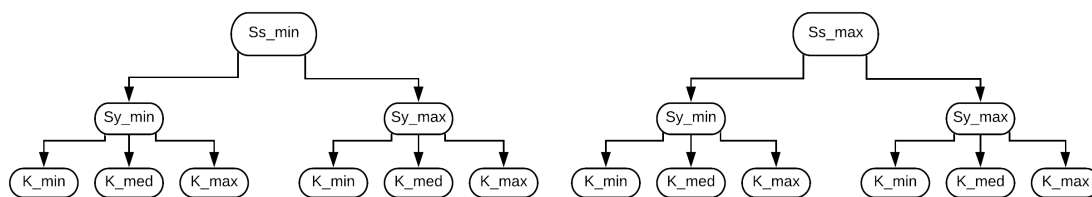
Efter kalibreringen uppmärksammades att kalibreringsmålet inte fullständigt kunde uppfyllas, möjligtvis skulle det vara uppnåeligt om konduktiviteten specificerades cellvis.

#### 4.12 KÄNSLIGHETSANALYS/MANUELL KALIBRERING AV SCENARIO 2 OCH 4

Med grundvattenmodellering följer osäkerheter, dessa återfinns bland annat i data, den hydrogeologiska konceptueliseringen och i simuleringsresultaten. En känslighetsanalys har därför utförts på scenario 2 och 4 för att undersöka i vilken grad konduktiviteten, magasincoeffcienten och vattenavgivningstalet påverkar modellresultaten och i vilken riktning. Detta är ett viktigt steg för att finna realistiska värden på de parametrar som är svårbestämda och således är viktiga att ha god vetskap om. Känslighetsanalysen utfördes genom att studera en parameter i taget och låta resterande vara konstanta. På så vis kan den studerade parameterns inverkan på resultaten bestämmas. Känsligheten kan bestämmas genom att studera utparameterns förändring,  $\Delta f(x)$ , mot ändringen i inparametern,  $x$ , se ekvation 37.

$$Känslighet = \frac{\Delta f(x)}{x} \quad (37)$$

I denna studie har, som tidigare nämnts, känslighetsanalysen avgränsats till att studera konduktiviteten, magasincoeffcienten och avvattningsstalet i friktionsmaterialet, se figur 19, för scenario 2 och 4. Anledningen till att endast scenario 2 och 4 berördes av denna analys förklaras av att det i dessa två scenarion fanns data tillgänglig från ett pumpningsförsök, vilket inte är fallet för övriga två scenarior, och analysen blir därför i större grad genomförbar under manuella förhållanden. För scenario 1 och 3 hade en känslighetsanalys behövt inkludera flera parametrar, då vetskapen om uttagsflöde, tid för pumpning med mera tillsammans med den hydrauliska konduktiviteten, magasincoeffcienten och vattenavgivningstalet hade resulterat i en alldeles för omfattande och tidskrävande analys för att inkluderas i studien omfång.



Figur 19. Uppställning av manuell kalibrering och känslighetsanalys med avseende på specifik magasinskoefficient, vattenavgivningstalet och hydraulisk konduktivitet.

Parametrarna i resterande lager analyserades inte då övriga lager har betydligt lägre konduktivitet samt betydligt lägre uttagbar volymsandel av grundvattnet och förväntas således inte påverka resultaten i samma utsträckning.

#### 4.13 SKYDDSFILTRATIONENS INFLUENSOMRÅDE

Efter kalibrering och utförd känslighetsanalys med avseende på scenario 2 och 4, beräknades skyddsinfiltrationens influensområde utifrån respektive scenario. De parameteruppsättningar som valdes för scenario 2 och 4 baseras på den känslighetsanalys/kalibrering som utfördes, där de parameteruppsättningar som resulterade i bästa resultaten med avseenden på max residual och RMSE valdes. Detta urval gjordes med enklighet för de numeriska modellerna samt Jackobs ekvation där residualerna kunde beräknas. För övriga analytiska modeller, där residualerna inte kunde beräknas, valdes den parameteruppsättning som genererade en influensradie som bäst stämde överens och således avvek minst mot den maximala influensradien som observerades under pumpningstestet (cirka 122 meter). Samtliga parametrar som ansattes respektive modell och scenario presenteras i bilaga [C](#).

De simulerade och beräknade influensområdena jämfördes sedan med ett utfört infiltrationstest, där grundvattens påverkan fanns observerad i sju stycken observationsrör. För de numeriska modellerna samt med Jacobs ekvation utvärderades resultaten med avseenden på skillnad i beräknad och uppmätta grundvattennivåer. Nackdelen med övriga analytiska modeller är att dessa inte kan användas för att beräkna grundvattnets påverkan i olika punkter och några residualer kunde därför inte beräknas. Influensområdena från dessa modeller fick istället utvärderas utifrån den maximala influensradien som observerades under infiltrationstestet (cirka 122 meter). Infiltrationen fortskred i 4 dagar och det är detta influensområde som beräknades och simulerades med respektive modell.



## 5 RESULTAT

Resultat från simuleringar i Visual MODFLOW Flex samt från de analytiska modellerna redovisas utifrån 4 olika scenarier, med olika bakgrundsdata. Influensområdets simulerade och beräknade utbredning till följd av skyddsinfiltration redovisas i avsnitt [5.3](#).

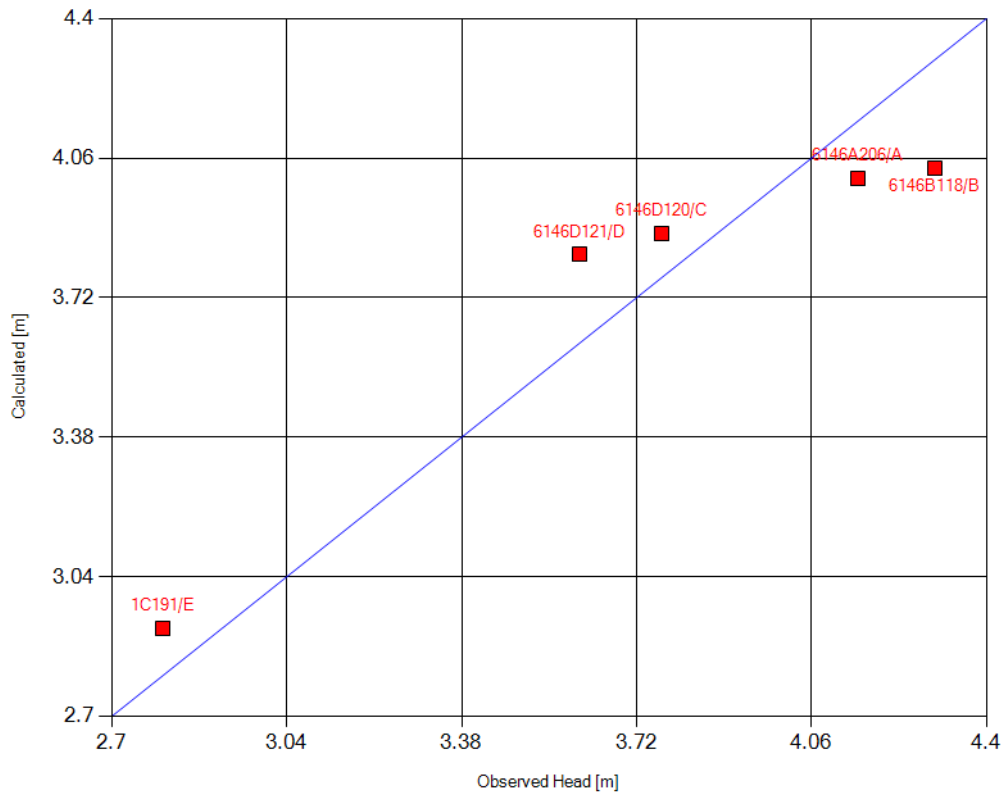
### 5.1 MANUEL KALIBRERING AV OPÅVERKADE GRUNDVATTENYTOR

För att erhålla ett tillförlitligt utgångsläge inför infiltrationstestet kalibrerades en opåverkad grundvattenyta för respektive scenario med avseende på de numeriska modellerna.

#### 5.1.1 Scenario 1

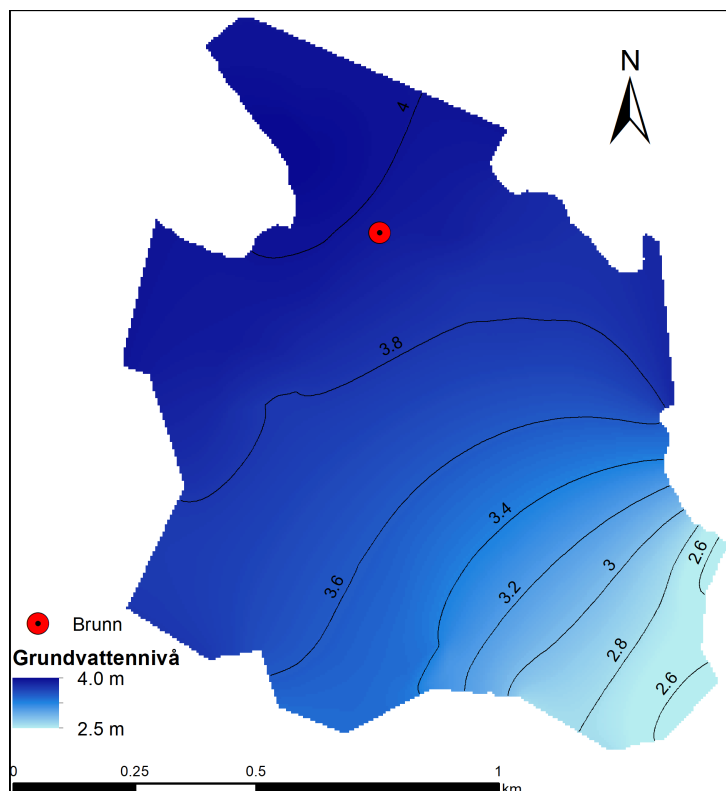
Inför kalibrering av det första scenariot fanns endast data från ett fåtal (5 st) grundvattenrör (med filtret placerat i friktionsjorden) tillgängliga, av denna anledning är kalibreringen inte fullt pålitlig men kan ge indikationer på att modellen simulerar rimliga grundvattennivåer innan infiltrationen sker. Denna data erhöles från Geoarkivet Stockholm. Modellen kalibrerades genom att variera randvillkoren och på så vis generera en grundvattenyta som återspeglar de fem grundvattenobservationerna. Efter kalibreringen var den största residualen på -0,27 meter och modellen genererade ett RMSE på motsvarande 0,18 meter.

Figur [20](#) visar simulerade mot observerade grundvattennivåer/trycknivåer från kalibreringen. Den största avvikelser (största residualen) observeras för grundvattenröret 6146B118/B, vilket motsvarar det nordligaste observationsröret, se figur [A.1](#) i Bilagor. Avvikelsen i grundvattenröret närmast infiltrationsbrunnen, 6146D120/D, motsvarar cirka 0,11 meter.



Figur 20. Resultat från kalibrering av, scenario 1, numerisk modell 1. Blå linje motsvarar en optimal passning, för varje grundvattenrör (röda markering) kan de observerade och simulerade värdena utläsas.

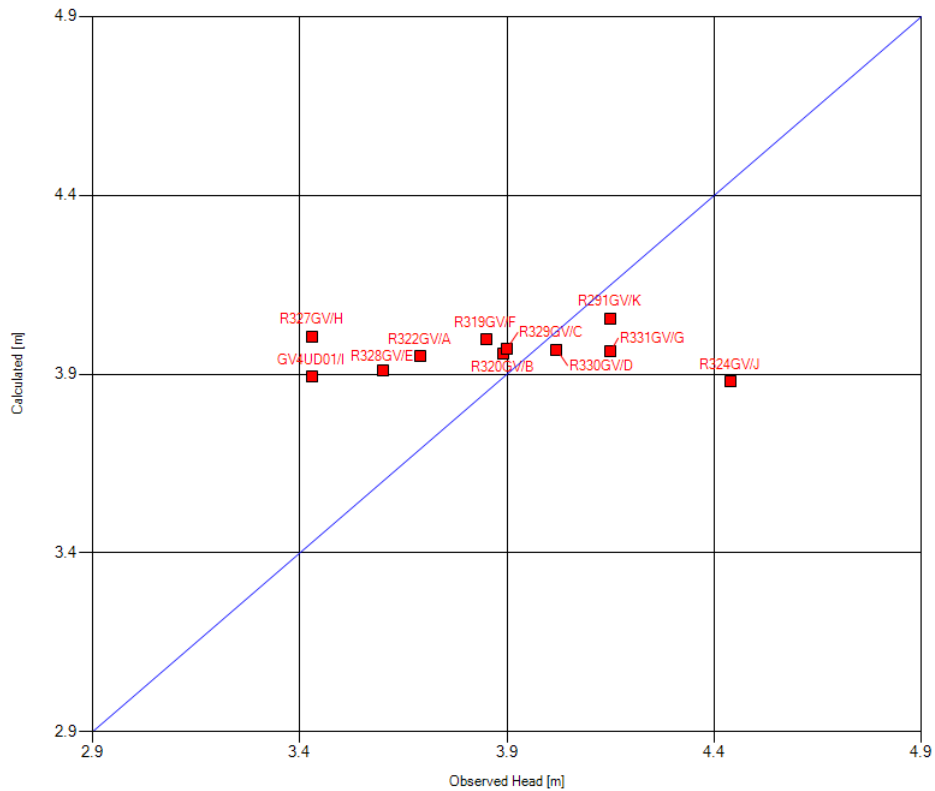
En opåverkad grundvattenyta för scenario 1, se figur 21, simulerades utifrån den bästa kalibreringen. Grundvattenytan inom modelldomänen varierar mellan cirka 2,5 och 4,0 meter, den högsta grundvattenytan observeras i norr och den lägsta i sydost. I området nära infiltrationsbrunnen simulerades en grundvattenyta på strax under 4,0 meter.



Figur 21. Simulerade grundvattennivåer för scenario 1, numerisk modell 1.

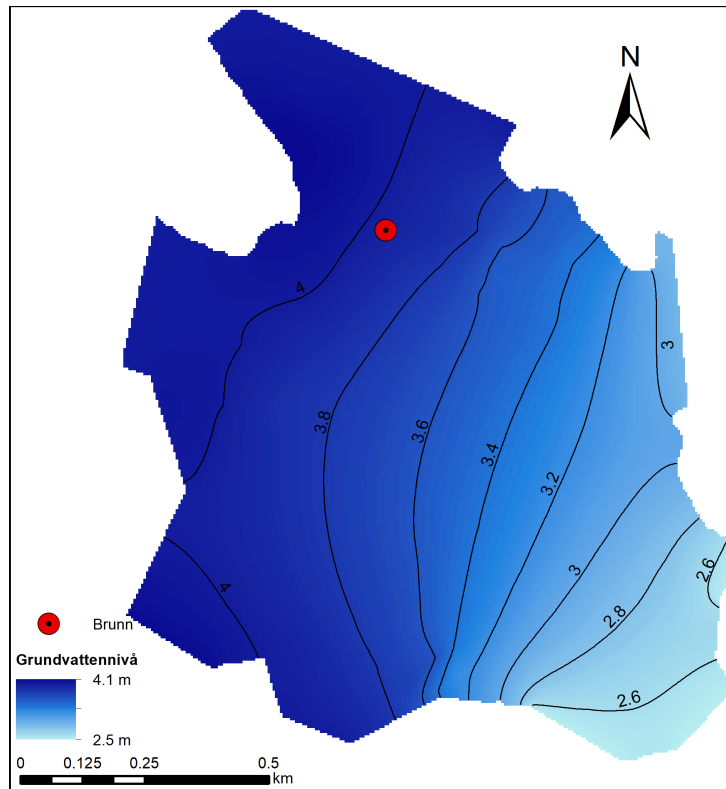
### 5.1.2 Scenario 2

Under scenario 2 fanns data från ytterligare 12 grundvattenrör tillgängliga. Då denna data var mer uppdaterad relativt den data som erhöles från de fem grundvattenrör hämtade från Geoarkivet Sockholm, användes endast data från de 12 nya grundvattenrören under kalibreringen. Efter kalibreringen erhöles en max residual på 0,57 meter och ett RMSE på motsvarande 0,32 meter. Figur 22 illustrerar simulerade grundvattennivåer mot beräknade grundvattennivåer från kalibreringen. Den största avvikelser observerades för grundvattenrör R327GV/H och det grundvattenrör där nivån avvek som minst var för R330GV/D. I observationsröret närmast den kommande pump- och infiltrationsbrunnen avvek grundvattennivån med 0,07 meter.



Figur 22. Resultat från kalibrering av, scenario 2, modell 1. Blå linje motsvarar en optimal passning, för varje grundvattenrör (röda markering) kan de observerade och simulerade värdena utläsas.

I figur 23 redovisas de grundvattennivåer som simulerades utifrån den bästa kalibreringen under scenario 2. Inom modelldomänen varierar grundvattennivåerna mellan 2,5 meter i de sydöstra delarna till 4,1 meter i de nordliga och västra delarna. Grundvattnet strömmar i huvudsak från nordväst till sydöst. I anslutning till pumpnings- och infiltrationsbrunnen är grundvattennivån strax under 4 meter.

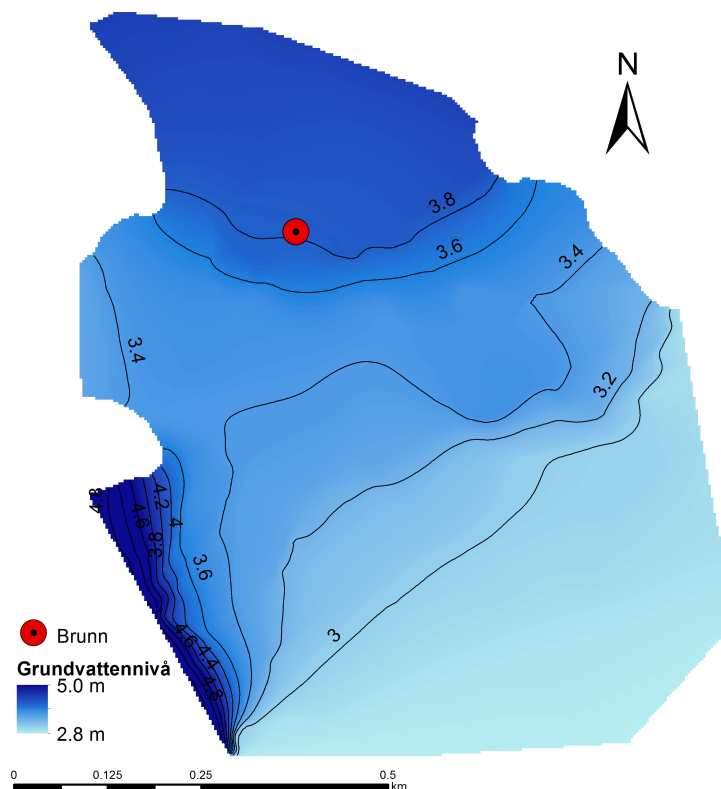


Figur 23. Simulerade grundvattennivåer för scenario 2, numerisk modell 1.

### 5.1.3 Scenario 3 och Scenario 4

Då nära på likvärdig data fanns att tillgå med avseende på kalibrering av randvillkoren för scenario 3 och 4, kommer resultaten för denna kalibrering att presenteras gemensamt. Likt scenario 1 och 2 genomfördes kalibreringen som en iterativ process där resultaten från den bästa kalibreringen presenteras i figur 24 och 25 nedan. Kalibreringen baserades på 43 grundvattenobservationer inom modelldomänen och resulterade i en maximal avvikelse mellan observerad och simulerad grundvattennivå motsvarande 0,52 meter och ett RMSE på 0,28 meter. Största avvikelsen erhöles för grundvattenrör "16K08GVO", vilken befinner sig 480 meter från den punkt där infiltration kommer ske.





Figur 25. Simulerade grundvattennivåer för scenario 3 och 4 med Modell 2.

## 5.2 KÄNSLIGHETSANALYS/MANUELL KALIBRERING SCENARIO 2 OCH 4

Känslighetsanalysen med avseende på hydraulisk konduktivitet, magasinkoefficienten och vattenavgivningstalet för friktionsmaterialet under scenario 2 och 4, presenteras nedan. Analysen baseras på ett pumpningstest, där avsänkningen observerats i 12 grundvattenrör över en 10 dagarsperiod (den tid det tog innan en jämvikt observerades i de tolv grundvattenrören). Under dessa dagar observerades en influensradie på motsvarande 122 meter. Rådata från pumpstestet redovisas i Bilagor [D.1](#).

### 5.2.1 Scenario 2

En analys med avseende på magasinkoefficienten, vattenavgivningstalet och den hydrauliska konduktiviteten med sin grund i den data som fanns tillgänglig för scenario 2 presenteras, för såväl de analytiska som numeriska modellerna, i tabellerna nedan. I tabell [7](#) och [8](#) undersöktes känsligheten samt bästa parameteruppsättningen för den numeriska modellen. Vid en övergripande undersökning observeras att vattenavgivningstalet inte hade någon observerbar effekt på resultaten, samt att en hög hydraulisk konduktivitet inte resulterar i en avsänkning som är större eller lika med 0,3 meter (vilket är det mått som denna studie avser för en grundvattenpåverkan). I de sex fall som baseras på en låg magasinkoefficient erhålls den minsta radien då den hydrauliska konduktiviteten antog sitt medelstora värde. Dock resulterade detta i en större max residual samt ett högre värde på RMSE, relativt om en liten konduktivitet ansattes, se tabell [7](#).

Tabell 7. Känslighetsanalys, scenario 2, med avseende på låg magasinkoefficient  $S_{s_{min}}$ , vattenavgivningstal,  $Sy$ , och hydraulisk konduktivitet,  $K$ . ( $S_{s_{min}} = 5 \cdot 10^{-5}$ ,  $Sy_{min} = 0.15$ ,  $Sy_{max} = 0,3$ ,  $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s)

	<u><math>S_{s_{min}}</math></u>					
	<u><math>Sy_{min}</math></u>			<u><math>Sy_{max}</math></u>		
	$K_{min}$	$K_{med}$	$K_{max}$	$K_{min}$	$K_{med}$	$K_{max}$
Area [ha]	13,56	3,25	0	13,56	3,25	0
Max R [m]	207,24	105,66	0	207,24	105,66	0
Min R [m]	91,37	54,58	0	91,62	54,58	0
Max $\epsilon$ [m]	0,89	1,71	1,93	0,89	1,71	1,93
RMSE [m]	0,62	0,9	0,96	0,62	0,9	0,96

I de sex efterföljande fallen med ett högt värde på magasinkoefficienten erhöles även då den minsta arean när konduktiviteten antog sitt medelstora värde, dock med en större avvikelse mellan observerade och simulerade grundvattennivåer, relativt fallet med en låg konduktivitet.

Tabell 8. Känslighetsanalys, scenario 2, med avseende på stor magasinkoefficient  $S_{s_{max}}$ , vattenavgivningstal,  $Sy$ , och hydraulisk konduktivitet,  $K$ . ( $S_{s_{max}} = 5 \cdot 10^{-3}$ ,  $Sy_{min} = 0.15$ ,  $Sy_{max} = 0,3$ ,  $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s)

	<u><math>S_{s_{max}}</math></u>					
	<u><math>Sy_{min}</math></u>			<u><math>Sy_{max}</math></u>		
	$K_{min}$	$K_{med}$	$K_{max}$	$K_{min}$	$K_{med}$	$K_{max}$
Area [ha]	5,30	1,39	0	5,30	1,39	0
Max R [m]	121,93	58,56	0	121,93	58,56	0
Min R [m]	73,19	38,42	0	73,19	38,42	0
Max $\epsilon$ [m]	1,19	1,78	1,94	1,19	1,78	1,94
RMSE [m]	0,80	0,95	0,97	0,80	0,95	0,97

Från kalibreringen av den första numeriska modellen erhöles de bästa resultaten med avseende på max residual och RMSE under de fall då en låg hydraulisk konduktivitet antogs. Detta gäller för samtliga fall med såväl en låg- som hög magasinkoefficient. Den simulerade radien stämmer bättre överens med den observerade influensradien då magasinkoefficienten antog sitt större värde. Utifrån de 12 fallen presenterade ovan är det tydligt att vattenavgivningstalet inte har någon effekt på resultaten, när magasinkoefficienten ökades minskade arean med faktor på uppemot 2,6 och när konduktiviteten minskades från sitt minsta värde till sitt medelvärde minskade arean med en faktor 4.



Utöver de numeriska modellerna utfördes även en analys för scenario 2 med grund i de analytiska modellerna, se tabell 9, 10, 11 och 12. Ingen av de analytiska modellerna tog hänsyn till vattenavgivningstalet och för samtliga metoder utom Jacobs beräknades inga residualer, till följd av begränsningar som råder för några av dessa modeller.

I tabell 9 presenteras resultaten baserade på Jacobs ekvation. Från resultaten framgår tydligt att ekvationen är mycket känslig för val av magasinkoefficient, där skillnaden i exponenten för magasinkoefficient i fallen nedan direkt återspeglas i influensområdets areala utsträckning. Den minsta arean erhöles då magasinkoefficienten ansattes det största värdet och konduktiviteten sitt medelvärde, detta motsvarar även det fall då avvikelserna mellan observerade och beräknade grundvattennivåer var som lägst. I de händelser som konduktiviteten sattes till sitt största värde erhöles ett influensområde vars radie och således area var noll meter respektive hektar. Detta förklaras troligen av att konduktiviteten i dessa fall var tillräcklig i friktionsmaterialet för att förse pumpen med vatten utan att avsänkning i området skulle överskrida 0,3 meter. Mellan ett lågt- och ett medelstort värde på konduktiviteten är skillnaden i influensradien liten. Den parameteruppsättning som genererade de bästa resultaten med avseende på såväl radiell utbredning, max residual och RMSE var  $S_{S_{max}}$  tillsammans med  $K_{med}$ .

Tabell 9. Känslighetsanalys av scenario 2, för Jacobs ekvation, med avseende på stor magasinkoefficient  $S_{S_{min}}$  och hydraulisk konduktivitet,  $K$  för de analytiska modellerna. ( $S_{S_{min}} = 5 \cdot 10^{-5}$ ,  $S_{S_{max}} = 5 \cdot 10^{-3}$ ,  $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s)

	$S_{S_{min}}$				$S_{S_{max}}$			
	Area [ha]	Radie [m]	Max residual [m]	RMSE [m]	Area [ha]	Radie [m]	Max residual [m]	RMSE [m]
$K_{min}$	2100	2568	-5,88	4,64	21	257	-2,76	1,58
$K_{med}$	2000	2527	-1,36	0,88	20	253	1,14	0,55
$K_{max}$	0	0	2,76	1,24	0	0	2,81	1,28

Precis som för Jacobs ekvation är även Cooper & Jacobs ekvation mycket känslig för val av magasinkoefficienten, i denna ekvation observeras även en stor känslighet med avseende på den hydrauliska konduktiviteten. Den minsta radien erhöles med ett stort värde på magasinkoefficienten samt ett litet värde på konduktiviteten, vilket utifrån ekvation Jacobs ekvation i tabell 2 var väntat. Denna parameteruppsättning är troligtvis även den utav de sex uppsättningarna som bäst representerar resultaten från det riktiga pumptestet. En anmärkningsvärd observation är hur olika Jacobs ekvation och Cooper & Jacobs ekvation förhåller sig till konduktiviteten, där influensradien minskar med ökande konduktivitet för Jacobs ekvation medan det motsatta gäller för Cooper & Jacobs ekvation. Den parameteruppsättning som genererade de bästa resultaten med avseende på radiell utbredning var  $S_{S_{max}}$  tillsammans med  $K_{med}$ .

Tabell 10. Känslighetsanalys av scenario 2, för Cooper & Jacobs, med avseende på magasinkoefficient  $S_s$  och hydraulisk konduktivitet,  $K$  för Cooper & Jacobs ekvation. ( $S_{s_{min}} = 5 \cdot 10^{-5}$ ,  $S_{s_{max}} = 5 \cdot 10^{-3}$ ,  $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s)

	$S_{s_{min}}$		$S_{s_{max}}$	
	Area [ha]	Radie [m]	Area [ha]	Radie [m]
$K_{min}$	3500	3336	35	334
$K_{med}$	12700	6369	127	637
$K_{max}$	238500	27555	2385	2755

Sichardts formel är den enklaste av de analytiska ekvationerna, ur en hydrogeologisk aspekt tar denna ekvation endast hänsyn till den hydrauliska konduktiviteten. Av denna anledning presenteras endast tre fall från känslighetsanalysen där konduktiviteten varierades, se tabell [11](#). Likt Cooper & Jacobs är denna ekvation känslig för den hydrauliska konduktiviteten och influensradien ökar med en ökad konduktivitet. Således erhöles den minsta arean för det fall då konduktiviteten ansattes till det minsta värdet. Den parameteruppsättning som genererade de bästa resultaten med avseende på radiell utbredning var då  $K_{min}$  ansattes.

Tabell 11. Känslighetsanalys av scenario 2, för Sichardts formel, med avseende på hydraulisk konduktivitet,  $K$  för Sichardts formel. ( $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s).

	Area [ha]	Radie [m]
$K_{min}$	10	178
$K_{med}$	40	340
$K_{max}$	680	1471

Den sista analytiska ekvationen som studerades var Thiems avståndsekvation. Till skillnad från samtliga redan presenterade ekvationer så tar denna form av Thiems avståndsekvation inte hänsyn till olika geohydrologiska parametrar. Effekten av dessa bakas in i det redan beräknade maximala influensområdet som beräknats med Sichardts formel och Cooper & Jacobs ekvation. I tabell [12](#) presenteras resultaten från analysen med avseende på Thiems avståndsekvation. Det minsta influensområdet erhöles i det fall de den maximala influensradien är som minst, vilket kan ses som trivialt. Således återspeglas känsligheten av respektive parameter i Cooper & Jacobs ekvation samt i Sichardts formeln, vilka var ekvationerna för att beräkna  $R_0$ . De mest överensstämmande influensområdena erhöles då  $R_0$  baserades på  $K_{min}$  för såväl Cooper & Jacobs ekvation som för Sichardts formel. Då residualerna studeras erhöles de minsta avvikelserna mellan observerad och beräknad grundvattennivå under de fall som  $R_0$  baseras på ett stort värde av produktiviteten. Av rimlighetsskäl anses de beräknade influensområdena under detta fall orimligt stora i förhållande till det observerade influensområdet från pumptestet och resultatet av residualerna ansågs därför vara av liten betydelse i detta fall.

Tabell 12. Känslighetsanalys av scenario 2, för Thiems avståndsekvation, med avseende på magasinkoefficienten,  $S_s$ , och hydraulisk konduktivitet,  $K$ , för Thiems avståndsekvation.  $R_0$  är beräknad från Cooper Jacobs ekvation samt Sichardts ekvation. ( $S_{s_{min}} = 5 \cdot 10^{-5}$ ,  $S_{s_{max}} = 5 \cdot 10^{-3}$ ,  $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s).

	$S_{s_{min}}$					$S_{s_{max}}$					$R_0$ -metoden
	$R_0$ [m]	Area [ha]	Radie [m]	Max residual [m]	RMSE [m]	$R_0$ [m]	Area [ha]	Radie [m]	Max residual [m]	RMSE [m]	
$K_{min}$	3336	1906	2467	3,15	7,05	334	19	247	2,14	3,68	Cooper & Jacobs
	178	6	135	1,82	2,71	178	6	135	1,82	2,71	Sichardts
$K_{med}$	6369	5568	3336	0,91	2,08	637	66	460	0,68	2,08	Cooper & Jacobs
	340	20	252	0,59	1,02	340	20	252	0,59	1,02	Sichardts
$K_{max}$	27555	93131	17218	0,06	0,15	2755	1112	1881	0,04	0,09	Cooper & Jacobs
	1471	332	1027	0,04	0,09	1471	332	1027	0,04	0,09	Sichardts

## 5.2.2 Scenario 4

Känslighetsanalysen med avseende på den hydrauliska konduktiviteten, magasinkoefficienten och vattenavgivningstalet för den numeriska modellen i scenario 4 presenteras i tabell 13 och 14. Den hydrauliska konduktiviteten varierades återigen mellan  $3,53 \cdot 10^{-3}$  till  $5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s, magasinkoefficienten mellan  $5,00 \cdot 10^{-3}$  till  $5,00 \cdot 10^{-5}$  och vattenavgivningstalet mellan 0,15 till 0,30. En första observation är att i samtliga fall då  $K_{max}$  användes fick modellen svårt att konvergera, således erhöles inga numeriska resultat från dessa fall. Under de sex första körningarna, då magasinkoefficienten antog sitt minsta värde erhöles de största areorna i de fall då en låg hydraulisk konduktivitet ansattes, dock är skillnaderna i minsta och största influensradie mellan de olika fallen av liten skillnad.

Tabell 13. Känslighetsanalys, scenario 4, med avseende på låg magasinkoefficient  $S_{s_{min}}$ , vattenavgivningstal,  $S_y$ , och hydraulisk konduktivitet,  $K$ . ( $S_{s_{min}} = 5 \cdot 10^{-5}$ ,  $S_{y_{min}} = 0,15$ ,  $S_{y_{max}} = 0,3$ ,  $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s).

	$S_{s_{min}}$					
	$S_{y_{min}}$			$S_{y_{max}}$		
	$K_{min}$	$K_{med}$	$K_{max}$	$K_{min}$	$K_{med}$	$K_{max}$
Area [ha]	7,85	7,04	–	7,72	6,78	–
Max R [m]	172,74	178,75	–	172,29	175,89	–
Min R [m]	60,03	59,37	–	60,32	59,96	–
Max $\epsilon$ [M]	-0,94	0,54	–	-0,93	0,76	–
RMSE [m]	0,55	0,35	–	0,54	0,43	–

I de efterföljande sex fallen, då  $S_{s_{max}}$  användes, genererades de största influensradierna i de fall då den hydrauliska konduktiviteten antod sitt medelvärde, vilket är motsatsen till de första sex fallen.

Tabell 14. Känslighetsanalys, scenario 4, med avseende på stor magasin-koefficient  $S_{s_{max}}$ , vattenavgivningstal,  $S_y$ , och hydraulisk konduktivitet,  $K$ . ( $S_{s_{max}} = 5 \cdot 10^{-3}$ ,  $S_{y_{min}} = 0.15$ ,  $S_{y_{max}} = 0.3$ ,  $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s).

	$S_{s_{max}}$					
	$S_{y_{min}}$			$S_{y_{max}}$		
	$K_{min}$	$K_{med}$	$K_{max}$	$K_{min}$	$K_{med}$	$K_{max}$
Area [ha]	6,66	7,04	–	6,62	6,78	–
Max R [m]	154,73	179,7	–	151,05	175,44	–
Min R [m]	60,91	60,19	–	60,91	60,39	–
Max $\epsilon$ [m]	-0,63	0,75	–	-0,63	0,76	–
RMSE [m]	0,39	0,42	–	0,39	0,43	–

Det minsta värdet på den maximala residualen samt RMSE erhöles med kombinationen  $S_{s_{min}}$ ,  $S_{y_{min}}$ ,  $K_{med}$  och den största erhöles från kombinationen  $S_{s_{min}}$ ,  $S_{y_{min}}$ ,  $K_{min}$ . Observerbart är att dessa inte sammanföll med vare sig det minsta eller det största influensområdet. I de 6 fall som baseras på maximal magasin-koefficient erhöles stort area under de situationer som ett medelstort värde på den hydrauliska konduktiviteten, vilket skiljer sig från fallen med en låg magasin-koefficient, där det minsta beprövade värdet på konduktiviteten resulterade i den största arean. Den simulerade radien stämmer bäst överens med den observerade influensradien då magasin-koefficienten och vattenavgivningstalet antog sitt större värde och konduktiviteten sitt minsta värde. Vattenavgivningstalet, har likt scenario 2, en liten betydelse för resultaten.

Även för scenario 4 genomfördes en känslighetsanalys av de analytiska modellerna, dock inte på Sichardts formel då denna blir densamma som under scenario 2. Inga residualer beräknas vare sig med avseende på Cooper & Jacobs ekvation eller Thiems avståndsekvation då dessa endast kan användas för att beräkna influensradien och inte avsänkning i några punkter. Således kunde inga beräknade grundvattennivåer jämföras med observerade grundvattennivåer för dessa ekvationer. För Jacobs ekvation beräknades maximala residualen samt RMSE, tillsammans med influensområdets radie och area för respektive parameteruppsättning, se tabell 15. Då likvärdiga parametervärden antogs för de numeriska analytiska modellerna under scenario 2 och 4, är den skillnad som presenteras i tabellerna kopplad till akviferens mäktighet, vilken i scenario 2 uppskattades till 4,5 meter medans den i scenario 4, utifrån sonderingspunkterna, uppskattades till 3,6 meter.

I tabell 15 presenteras resultaten från Jacobs ekvation, och till skillnad från scenario 2 så erhöles det största influensområdet för respektive magasin-koefficient i de fall där ett medelstort värde på konduktiviteten antagits. Lik scenario 2 är det fallet med hög magasin-koefficient och medelstor konduktivitet som resulterar i de bästa resultaten med avseende på residualerna.

Tabell 15. Känslighetsanalys av scenario 4, för Jacobs ekvation, med avseende på magasinkoefficient  $S_s$  och hydraulisk konduktivitet,  $K$  för Jacobs ekvation. ( $S_{s_{min}} = 5 \cdot 10^{-5}$ ,  $S_{s_{max}} = 5 \cdot 10^{-3}$ ,  $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s).

	$S_{s_{min}}$				$S_{s_{max}}$			
	Area [ha]	Radie [m]	Max residual [m]	RMSE [m]	Area [ha]	Radie [m]	Max residual [m]	RMSE [m]
$K_{min}$	1900	2431	-7,90	5,90	19	243	-3,99	2,10
$K_{med}$	2300	2699	-1,72	1,20	23	270	0,74	0,47
$K_{max}$	0	0	2,71	1,22	0	0	2,78	1,27

Trots en relativt låg residual samt RMSE med avseende på den sista parameteruppsättningen noterades att influensområdets radie, likt motsvarande fall i scenario 2, blev 0 meter. Den parameteruppsättning som resulterade i det mest överensstämmande influensradien mot det som observerades var då  $S_{s_{max}}$  och  $K_{min}$  ansattes, detta resulterade dock i relativt stora residualfel.

I tabell 16 presenteras resultaten från Cooper & Jacobs. Trenderna följer de som tidigare presenterats för scenario 2, dock med en något mindre influensradie för samtliga fall till följd av att akviferens mäktighet under scenario 4 var något mindre. Återigen observeras en stor känslighet mot såväl magasinkoefficienten som konduktiviteten. Likt scenario 2 erhöles den mest representativa influensradien då  $S_{s_{max}}$  och  $K_{min}$  ansattes.

Tabell 16. Känslighetsanalys av scenario 4, för Cooper & Jacobs ekvation, med avseende på magasinkoefficient  $S_s$  och hydraulisk konduktivitet,  $K$  för Cooper & Jacobs ekvation. ( $S_{s_{min}} = 5 \cdot 10^{-5}$ ,  $S_{s_{max}} = 5 \cdot 10^{-3}$ ,  $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s).

	$S_{s_{min}}$		$S_{s_{max}}$	
	Area [ha]	Radie [m]	Area [ha]	Radie [m]
$K_{min}$	3000	2984	30	298
$K_{med}$	10200	5696	100	570
$K_{max}$	180800	24646	1900	2465

Nedan presenteras resultaten med avseende på Thiems avstämdeekvation, där den maximala influensradien,  $R_0$  beräknats med Cooper & Jacobs ekvation. Den maximala influensradien representeras i tabellen parvis baserat på vilken konduktivitet som använts för att beräkna denna, för varje par av  $R_0$  presenteras en area och radie för vardera magasinkoefficient, se tabell 17. Likt scenario 2 erhöles den minsta influensradien då  $R_0$  var liten, vilket också motsvarar de fall som genererar det influensområde som bäst återspeglar det observerade influensområdet. Känsligheten med avseende på konduktiviteten och magasinkoefficienten återspeglas i resultaten för Cooper & Jacobs ekvation ovan. Likt scenario 2 bidrog residualerna med liten information gällande trovärdigheten i resultaten, då ett av de största influensområdena genererade ett av de lägsta avvikelserna mellan observerade och beräknade grundvattennivåer.

Tabell 17. Känslighetsanalys av scenario 2, Thiems avståndsekvation, med avseende på stor magasinkoefficient  $S_{smin}$  och hydraulisk konduktivitet,  $K$  för Thiems avståndsekvation.  $R_0$  är beräknad från Cooper Jacobs ekvation. ( $S_{smin} = 5 \cdot 10^{-5}$ ,  $S_{smax} = 5 \cdot 10^{-3}$ ,  $K_{min} = 5,79 \cdot 10^{-5}$  m/s,  $K_{med} = 2,11 \cdot 10^{-4}$  m/s,  $K_{max} = 3,53 \cdot 10^{-3}$  m/s).

	$S_{smin}$					$S_{smax}$				
	$R_0$	Area [ha]	Radie [m]	Max residual [m]	RMSE [m]	$R_0$	Area [ha]	Radie [m]	Max residual [m]	RMSE [m]
$K_{min}$ {	2984	1296	2031	4,08	9,26	298	15	222	2,60	4,38
$K_{med}$ {	5696	4493	3782	1,15	2,67	570	54	413	0,83	1,56
$K_{max}$ {	24646	75147	15466	0,08	0,19	2465	897	1690	0,06	0,13

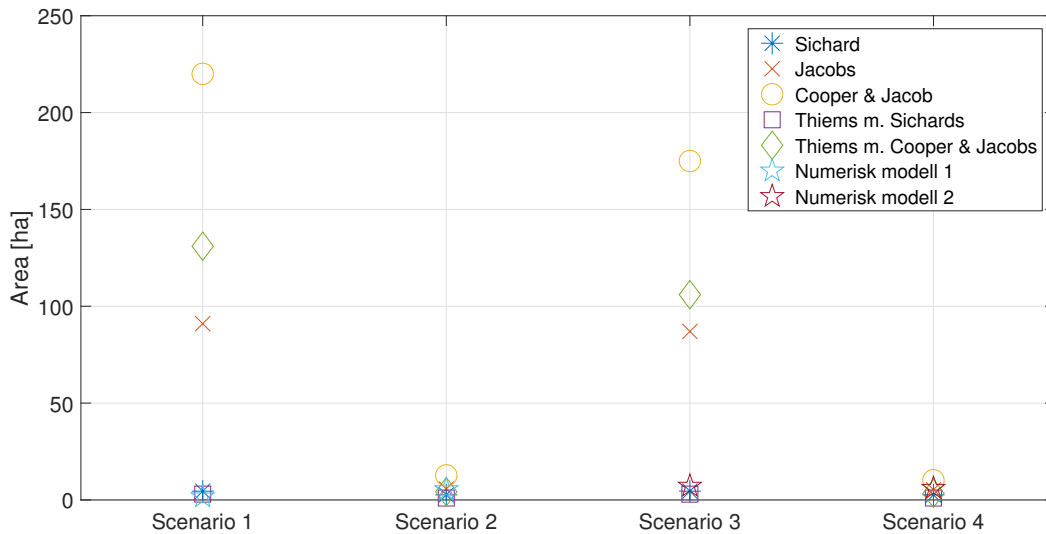
### 5.3 MODELLJÄMFÖRELSE VID BERÄKNING AV INFLUENSOMRÅDE

I tabell 18 sammanställs de simulerade och beräknade influensområdena till följd av infiltration under samtliga scenarion för såväl de numeriska som analytiska modellerna. I tabellen visas de influensområden som erhöles efter 4 dagars infiltration (vilket motsvarar den tid som det verkliga testet genomfördes). Beräknade och simulerade influensområden jämförs sedan med det influensområde som observerades efter infiltrationstestet, i vilket den horisontella utsträckning bedömdes vara minst 122 meter i sydväst, 103 meter i nordnordost och 73 meter öst (relativt infiltrationsbrunnen). Utöver detta undersöktes även, i de fall det var möjligt, skillnaden i observerade och simulerade/beräknade grundvattennivåer. I tre av fyra scenarier, beräknade med de numeriska modellerna, uppskattas influensområdet vara mellan 5,4 till 7,2 hektar, dock blev influensområdet betydligt mindre för scenario 1. För de analytiska modellerna är spannet av influensområdets utbredning betydligt större. För dessa varierar influensområdet mellan 0,99 till 220 hektar, vilket visar på vikten av platsspecifik data med avseende på magasinkoefficienten och konduktiviteten för de analytiska modellerna. Det minsta influensområdet beräknades med Thiems ekvation i kombination med Sichardts beräknade  $R_0$ . En viktig observation från tidigare känslighetsanalys har gett indikationer på att trovärdigheten av beräknade residualer för Thiems avståndsekvation bör ges liten vikt vid fortsatt bearbetning av resultaten. Det kan dock snabbt nämnas att de bästa resultaten med avseende på residualer beräknade med Thiems ekvation erhöles under scenario 2.

Tabell 18. Simulerad influensområde från skyddsinfiltration med numeriska och analytiska modeller.

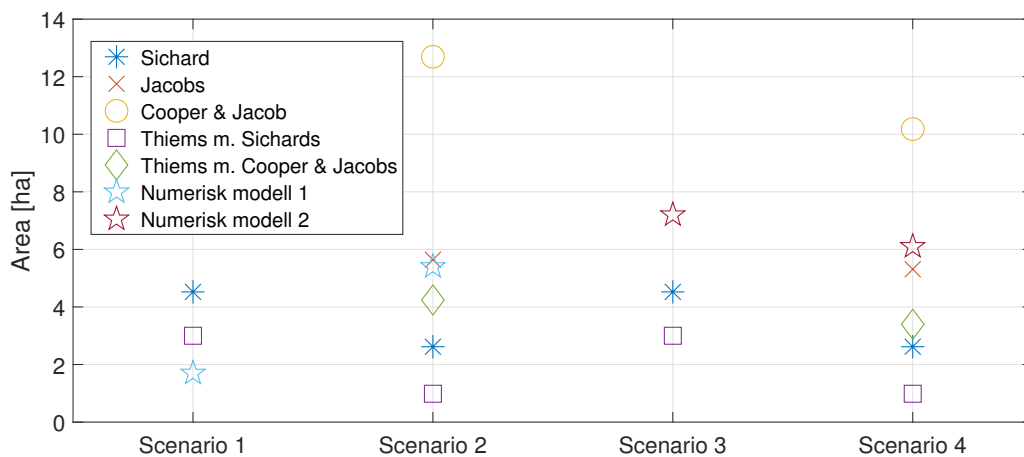
	Modell	Radie [m]		Area [ha]	Max $\epsilon$ [m]	RMSE [m]
		Min	Max			
Scenario 1	Numerisk modell 1	38	72	1,71	1,35	0,65
	Sichardts		120	4,52	–	–
	Cooper & Jacobs		837	220	–	–
	Jacobs		537	91	-1,07	0,73
	Thiems m. -Sichardts 1		100	3	1,78	3,88
	-Cooper & Jacob		646	131	1,88	6,52
Scenario 2	Numerisk modell 1	62	129	5,43	1,41	0,70
	Sichardts		93	2,62	–	–
	Cooper & Jacobs		201	12,69	–	–
	Jacobs		135	5,64	-0,94	0,53
	Thiems m. -Sichardts		56	0,99	1,07	1,91
	-Cooper & Jacobs		116	4,24	1,63	2,15
Scenario 3	Numerisk 2	61	179	7,21	1,087	0,71
	Sichardts		120	4,52	–	–
	Cooper & Jacobs		748	175	–	–
	Jacobs		525	87	-1,45	1,02
	Thiems m. -Sichardts		100	3	2,17	3,35
	-Cooper & Jacob		580	106	4,69	7,77
Scenario 4	Numerisk modell 2	61	172	6,10	0,84	0,54
	Sichardts		93	2,62	–	–
	Cooper & Jacobs		180	10,18	–	–
	Jacobs		130	5,31	1,42	0,67
	Thiems m. -Sichardts		56	0,99	1,34	2,04
	-Cooper & Jacob		104	3,40	2,23	2,44

I figur 26 och 27 illustreras arean av det influensområde som beräknades för respektive scenario med de olika modellerna. Den andra figuren, av dessa två, visar bara arean för de modeller som genererade ett influensområde med maximal area på 12,7 hektar, detta för att på ett tydligare vis kunna påvisa vilka areala skillnader som råder mellan de modeller som genererade ett något mer trovärdigt resultat. I den första av dessa figurer tydliggörs effekten av ökad platsspecifik kunskap med avseende på den hydrauliska konduktiviteten och magasinlkoefficienten, där varken Cooper & Jacobs, Jacobs eller Thiems avståndsekvation någorlunda kunde återspegla det observerade infiltrationstestets utbredning på motsvarande 1,67 hektar till 4,67 hektar. Under Scenario 2 och 4 resulterar de numeriska modellerna i snarlik storlek på skyddsinfiltrationsens influensområde.



Figur 26. Beräknad area för samtliga modeller och scenarier

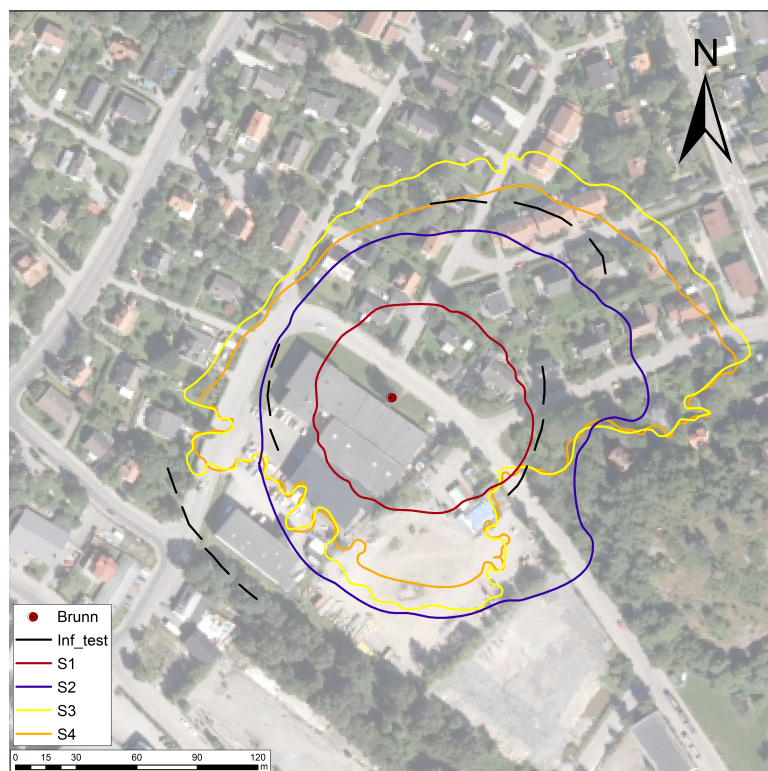
I figur 26 illustreras den spridning som trots allt råder inom, men även mellan olika scenarion även då de extrema influensområdena är bortsållade. Influensområdet beräknade med de numeriska modellerna ökade från det första till det tredje scenariot, för att sedan återigen minska under scenario 4. Som påvisades redan i tabell 18 varierar inte influensområdets area mellan scenario 1 och 3 samt mellan scenario 2 och 4.



Figur 27. Beräkade sinfluensområden, in-zoomad version av figuren ovan.

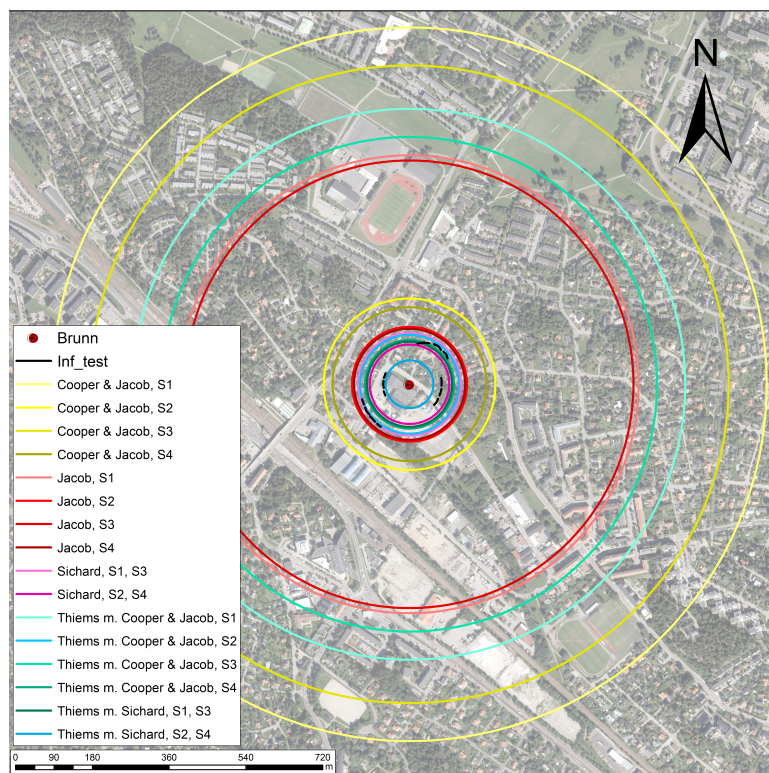
En geografisk representation av skyddsinfiltrationens influensområde ges i figur 28 och 29 för de numeriska respektive analytiska modellerna. Med de numeriska modellerna erhöles snarlika influensområden mellan scenario 3 och 4 medan skillnaderna är större mellan scenario 1 och 2. Samtliga scenarion kan ur någon aspekt anses återspegla det observerade influensområdet som erhöles vid infiltrationstestet.





Figur 28. Simulerade influensområden för scenario 1 – 4 med de numeriska modellerna. Svarta markeringa återger observerat influensområde från infiltrationstestet.

Utifrån de analytiska modellerna erhöles helt cirkulära influensområden med varierande radie, se figur 29. Precis som tabellen ovan visade genererade Cooper & Jacobs för de två största influensområdena, följt av Jacobs ekvation. Den minsta radien erhöles av Thiems avståndsekvation i kombination med Sichardts formel. I scenario 1 och 3 är det endast Sichardts formel som någorlunda kan återskapa den observerade utbredningen från infiltrationstestet, övriga analytiska modeller under dessa scenario överskattar kraftigt influensområdet. Under scenario 2 och 4 är spridningen betydligt mindre och flertalet analytiska modeller beräknar ett influensområde som ligger i närheten av det observerade.



Figur 29. Beräknade influensområden för scenario 1 – 4 med de analytiska modellerna. Svarta markeringa återger observerat influensområde från infiltrationstestet.

## 6 DISKUSSION

Denna studie ämnade att besvara huruvida det är möjligt att ta fram ett systematiskt tillvägagångssätt för att bestämma skyddsinfiltrationens influensområde för en specifik plats i Bromsten. I studien undersöktes även hur noggrant influensområdet kunde bestämmas genom att jämföra beräknade och simulerade influensområden med de observationer som gjordes under ett infiltrationstest. Utöver detta undersöktes även hur influensområdena skiljer sig åt beroende på om de beräknats numeriskt eller analytiskt samt vilka för och nackdelar detta medför, samt slutligen vilken indata som är av största vikt för att bestämma influensområdet. Ett resonemang kommer nedan att föras för att tillsammans med resultaten svara på dessa frågor.

### 6.1 MANUEL KALIBRERING AV OPÅVERKAD GRUNDVATTENNYTA FÖR DE NUMERISKA MODELLERNA

Som ett första steg i att bestämma influensområdets utbredning med de numeriska modellerna behövde en opåverkad grundvattenyta modelleras. För samtliga scenarion definierades en grundvattenyta utifrån den data som fanns tillgänglig och i generella drag överensstämmer dessa grundvattenytor med den översiktliga grundvattenyta som presenteras i Områdesbeskrivningen, se avsnitt 3.3. Under det första scenariot fanns endast grundvattenobservationer från 5 stycken grundvattenrör tillgängliga, där den senaste inrapporterade mätningen var från 2008. Utifrån dessa grundvattenrör simulerades en relativt väl överensstämmande grundvattenyta där avvikelserna mellan observerad och beräknad grundvattennivå var relativt liten. Huruvida det skett någon större förändring i området sedan 2008 har inte utretts, det är därför viktigt att hålla i åtanke att den grundvattennivå som observerades kan avvika från dagens grundvattennivåer och således påverka resultaten från infiltrationstestet. Under scenario 2 fanns grundvattenobservationer från ytterligare 12 grundvattenrör, från vilka observationer var betydligt senare relativt data från Geoarkivet Stockholm. För att undvika osammanhängande grundvattenobservationer, som kan beror på den tidsskillnad som råder mellan de grundvattenobservationer är cirka 10 år nyare än de från Geoarkivet Stockholm, exkluderades observationerna från Geoarkivet Stockholm. Kalibreringen visar på en något sämre överensstämmelse mellan observerade och simulerade grundvattennivåer än för scenario 1. En möjlig orsak till dessa skillnader kan vara att antalet observationer att kalibrera in grundvattennivån var färre under scenario 1 och således lättare att kalibrera in. Möjligtvis hade dessa avvikelser dock kunnat kalibreras in genom att cellvis ändra den hydrauliska konduktiviteten för respektive lager. Ur en tidsaspekt är detta dock inte möjligt att genomföra manuellt. Som verktyg kan därför optimeringsprogrammet PEST användas, vilket optimerar utvalda parametrar efter observerade grundvattennivåer i olika punkter. Dessvärre råder för det låga datorkapacitet på de tillgängliga datorerna och en kalibrering med PEST skulle därför ta oerhört lång tid. Den grundvattenyta som simulerades för scenario 3 och 4 var möjligtvis överlag något lägre än de ytor som producerats under föregående scenarion. Orsaken till detta är att data från närmare 43 grundvattenrör fanns tillgängligt i dessa fall och således kunde återge grundvattnets rumsliga nivåvariation bättre. Trots det rigorösa dataunderlaget var överensstämmelsen mellan observerade- och simulerade grundvattennivåer inte fullt så bra som för scenario 1.

Vid en inbördes jämförelse mellan de tre simulerade grundvattennivåerna observeras såväl likheter som olikheter. Under samtliga scenarion finns ett övervägande samband där grundvattenströmningen har en nordsydlig flödeskomponent. När datatillgängligheten ökade mellan scenario 1 till 2 erhöles även en västlig strömningskomponent och således en resulterande flödesriktning i nordvästlig till sydostlig riktning, vilket stämmer bättre överens med den grundvattenströmning som presenterades i områdesbeskrivningen. När antalet observationer återigen ökade under scenario 3 och 4 minskade den västliga komponenten och grundvattenströmningen blev återigen mer sydlig. Det kan vara svårt att säga vilket av dessa scenarion som bäst beskriver den verkliga flödesriktningen, då den flödesriktning som presenteras under områdesbeskrivningen är från år 1996. Grundvattennivåerna avviker dock inte så mycket mellan de olika scenariorna.

## 6.2 KÄNSLIGHETSANALYS/MANUELL KALIBRERING MED DATA FRÅN PUMPTEST

Nästa steg i modelleringen bestod av att undersöka vilken effekt magasinkoefficienten, vattenavgivningstalet samt den hydrauliska konduktiviteten, för samtliga modeller under scenario 2 och 4, har på de influensområden som beräknades. Till grund för denna analys ligger ett genomfört pumpningstest. Scenario 2, under vilken bland annat den enkla numeriska modellen tillämpades, visade resultaten att denna är som mest känslig för den hydrauliska konduktiviteten följt av magasinkoefficienten. Modellen är dock helt okänslig för val av vattenavgivningstalet inom det intervall med vilket [Todd \(1980\)](#) angett som typiska värden. Det är dock tänkbart att om ett högre värde på vattenavgivningstalet antagits, hade mer vatten tillåtits att pumpas ur akviferen och en större avsänkningsträtt erhållits. Men under mätade förhållanden i akviferen har vattenavgivningstalet i teorin ingen inverkan på resultaten. Analysen visar också att ett stort värde på magasinkoefficienten resulterade i ett mindre influensområde för den numeriska modellen. Det är dock viktigt att ha i åtanke att effekten av magasinkoefficienten bör avta med tiden eftersom effekten av denna parameter bör vara noll när stationära förhållanden uppnås. Detta är också en viktig observation som visar att modellen inte uppnått jämvikt trots att en uppskattad jämvikt observerades i de 12 observationsrören som var aktuella under pumpningstestet. En vidare analys för att studera tiden det tar för modellen att simulera en jämvikt skulle kunna vara ytterligare en aspekt att titta på för att studera modellens riktighet. I såväl tabell [7](#) som [8](#) ses även att då det högsta värdet på konduktiviteten, motsvarande  $3,53 \cdot 10^{-3} m/s$ , antogs erhöles inget område med vilket grundvattennivån upplevde en avsänkning på minst 0,3 meter. Detta kan förklaras av att denna konduktivitet tillsammans med akviferens mäktighet, det vill säga transmissivitet, var tillräcklig för att förse pumpen med vatten utan att resultera i någon avsänkning.

Tyldiga skillnader men också likheter observeras mellan de numeriska modellerna under scenario 2 och 4 där magasinkoefficienten hade liten påverkan i den mer komplexa modellen än vad som observerades i den enklare. Troligtvis uppnådde den komplexa modellen jämvikt snabbare och återspeglar bättre de observationer Rambolls konsulter gjorde ute i fält. Detta tyder på att den geotekniska undersökningen var av betydelse för att öka de numeriska modellernas förmåga att återspegla verkligheten med avseende på jämvikt. Konduktiviteten var den känsligaste parametern under scenario 4 med den numeriska modellen, vattenavgivningstalet hade dock en försumbar effekt vilket följer

teorin.

Från de analytiska beräkningarna under scenario 2 observeras en stor skillnad mellan de olika modellerna, för samtliga modeller utom Jacobs ekvation ökade influensområdet i samband med att den hydrauliska konduktiviteten ökades. Detta är något som enligt teorin är motsägelsefullt då konduktiviteten beskriver jordens ledande förmåga. En hög sådan, bör således resultera i att det vattenledande lagret (i detta fall friktionsmaterialet) kontinuerligt bör förses med mer vatten än om en låg konduktivitet ansattes. Vid ett vattenuttag bör således det uttagna vattnet snabbare ersättas och ett mindre influensområde erhållas, vilket är fallet för de numeriska modellerna utom Jacobs ekvation. Vidare analys av Jacobs ekvation, där gränsvärdet av influensradien, då transmissiviteten går mot oändligheten, genomfördes nedan för att undersöka rimligheten i resultaten nedan.

Antag att transmissiviteten går mot oändligheten för Jacobs ekvation enligt

$$\lim_{T \rightarrow \infty} r(T) = \sqrt{\frac{2,25Tt}{S 10^{\frac{4\pi sT}{2,3Q}}}} = 0 \quad (38)$$

där parametrarna under denna analys valdes godtyckligt till:  $t = 9,5 \cdot 10^5$  sekunder,  $s = 0,3$  meter och  $Q = 8,33 \cdot 10^{-4}$  kubikmeter per sekund. Denna analys visar att erhållna resultat ur en matematisk aspekt är korrekta och att influensområdet, under rådande förhållanden, matematiskt ska minska med ökande transmissivitet, vilket implicerar att influensområdet också ökar med ökande konduktivitet. Resultaten från denna analys kan dock ställas mot motsvarande analys, men i fallet då man undersöker transmissivitetens inverkan på influensradien, om avståndet till en opåverkad grundvattenyta undersöks, det vill säga  $s = 0$  meter. Nedan analys belyser skillnaden i dessa två fall.

Antag återigen att transmissiviteten går mot oändligheten för Jacobs ekvation, med den skillnad att avsänkningen,  $s$ , är noll meter enligt

$$\lim_{T \rightarrow \infty} r(T) = \sqrt{\frac{2,25Tt}{S}} = \infty \quad (39)$$

där samtliga parametervärden är de samma som fallet ovan. I denna analys observeras att influensområdet ökar med ökad transmissivitet, vilket implicerar att radien också ökar med ökad konduktivitet. Således kan det nu konstateras att ett motsattförhållande råder då avstånden till noll meter avsänkningar och 0,3 meter avsänkning undersöks.

Ett generellt samband som gäller för samtliga analytiska ekvationer som undersöktes och som tog hänsyn till magasinkoefficienten visar att dessa är mycket känsliga mot denna parameter. Känsligheten är långt större med avseende på magasinkoefficienten än den är för konduktiviteten, vilket är något som skiljer de analytiska från de numeriska modellerna. Sichardts formel är den enda av de analytiska modellerna som inte tar hänsyn till magasinkoefficienten, vilket följer av att denna modell inte är transient. Med avseende på de analytiska modellerna, råder som väntat, inga skillnader i känsligheten hos de berörda parametrarna mellan scenario 2 och 4. Den skillnad som observeras mellan de två scenarierna är till följd av att akvifersmäktigheten minskades från 4,5 meter i scenario



2 till 3,6 meter i scenario 4. De resulterande influensområden avviker dock endast lite och akviferens mäktighet kan därför ses som en relativt okänslig parameter. Överlag erhöles ett något mindre influensområde med avseende på de analytiska modellerna under scenario 4.

En fördel med Jacobs ekvation och Thiems avståndsekvation, men som inte berördes i denna studie är att dessa ekvationer kan tillämpas sådant att olika influensradier i olika riktningar kan beräknas under förutsättning att data från pumptest i kombination med observationsrör finns tillgängliga (Zaadnoordijk, 1998). Detta är något som i vidare studier kan vara av intresse att studera för att öka precisionen i bland dessa analytiska modeller och göra dem mer "konkurrenskraftiga" mot de numeriska modellerna. Genom en sådan tillämpning av de analytiska modellerna är det tänkbart att influensområdets variation till följd av ett pump- eller infiltrationstest bättre fångas in och vilket kan resultera i bättre resultat. Det är dock viktigt att hålla i åtanke att användarvänligheten med avseende på tid minskar med detta tillvägagångssätt. Ytterligare en aspekt att titta vidare på är den utformning av Thiems avståndsekvation som denna studie har berört, vilken beskrivs i Carlsson & Gustafson (1984). Denna ekvation avviker från, men är härledd från Thiems klassiska brunnsekvation

$$h_2 - h_1 = \frac{Q}{2\pi T} \cdot \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad (40)$$

där  $h$  motsvarar den hydrauliska potentialen i punkt 1 och 2 vilka relaterar till radien,  $r_1$  och  $r_2$  mätt från brunnen. Pumpnings-/infiltrationsflödet ges av  $Q$  och transmissiviteten som  $T$ . Om denna framställning av Thiems ekvation hade använts i studien skulle ett beräknad maximal influensradie inte behövs i Thiems ekvation och osäkerheterna i resultaten troligtvis minskat (Wenzel, 2199).

## 6.3 UPPSKATTADE INFLUENSOMRÅDEN AV SKYDDSFILTRATION

### 6.3.1 Tolkning av simulerade och beräknade infiltrationsområden

Vid utförandet av infiltrationstestet simulerades ett influensområde med de numeriska modellerna som varierade mellan 1,7 hektar för scenario 1 till 7,2 hektar under scenario 3. Under scenario 2, 3 och 4 varierar influensområdets areala utsträckning med cirka 1,8 hektar. I scenario 1 och 3, där information från pumpningstestet inte fanns att tillgå, åtskiljs det simulerade influensområdets utbredning med cirka 6 hektar från den enkla modellen till den mer komplexa. Mellan scenario 2 och 4 som båda hade specifik platsinformation från pumpningstestet är den areala avvikelserna betydligt mindre än den som råder mellan scenario 1 och 3. Detta tyder på att god kännedom om en platspecifik konduktivitet och en bättre uppskattad magasin-koefficient resulterar i bättre förutsättningar för att lyckas med tillfredsställande resultat. Vid en närmre undersökning observerades att avvikelserna mellan beräknade och observerade grundvattennivåer var som minst under scenario 4 med avseende på såväl max residual som RMSE. Bland övriga scenarion erhöles till exempel den största residualen bland de numeriska modellerna under scenario 2 och den lägsta under scenario 3. Detta kan då tyda på att en god geologisk kännedom är att föredra framför god kännedom om den hydrauliska konduktiviteten och magasin-koefficienten. Det lägsta värdet bland scenario 1 till 3 med avseende på RMSE observerades under scenario 1. Detta tyder på att residualerna sammantaget är mindre

under scenario 1 än scenario 2 och 3, det är dock viktigt att poängtera att skillnaderna är små. Att scenario 1 genererar ett lägre RMSE kan eventuellt förklaras av att dess ursprungliga grundvattennivåer redan från start är något högre nära infiltrationsbrunnen och således bättre återspeglar den grundvattennivå som erhålls av infiltrationen, detta trots att det kanske inte är till följd av infiltration. Som tidigare påpekats finns indikationer på att den enkla modellen behöver längre tid för att uppnå jämviktsförhållande, det är därför också tänkbart att denna modell under scenario 1 och 2 behöver mer tid för att generera lika stora influensområden som den mer komplexa modellen simulerar och således inte fullt ut kan återspegla verkligheten lika bra som den mer komplexa modellen.

Bland de analytiska modellerna avvek skyddsinfiltrationens influensområde avsevärt, från 0,99 hektar med Thiems avståndsekvation i kombination med Sichardts formel (under scenario 2/4) till 220 hektar (under scenario 1) med Cooper & Jacobs ekvation, se tabell 18. Sichardts formel, vilken endast tar hänsyn till den hydrauliska konduktiviteten och infiltrationstrycket (vilken är konstant), resulterar i samma influensområde under scenario 1 och 3 respektive scenario 2 och 4. Detta ger en viss svaghet till modellen, men dess enkelhet möjliggör dess applicering i de fall där det råder brist på data. Det är dock viktigt att poängtera att Sichardts ekvation är en empirisk formel framförallt framtagen för att beräkna influensområdet med avseende på öppna akviferer. Detta skulle kunna innebära att den akvifer som studerades i denna studie inte fullt ut är sluten. För övriga analytiska ekvationer behövs mer data tillgänglig än vad som är fallet för Sichardts ekvation, vilket dock är till deras nackdel.

Genom att studera figur 28 och 29 erhålls en god förståelse för influensområdets utbredning i respektive riktning. Enligt utförd infiltrationstets observerades, efter fyra dagar, ett influensområde vars horisontella utsträckning bedömdes vara minst 122 meter i åt sydväst, 103 meter åt nordnordost och 73 meter öst relativt infiltrationsbrunnen. I samtliga numeriska modeller simulerades ett influensområde som hade sin kortaste utsträckning i den sydvästra riktningen och det framgår av resultaten att dessa modeller underskattar influensområdet utbredning i denna riktning. Underskattning kan tänkas bero på den, relativt lerlagret, höga konduktiviteten och grundvattenbildningen som ansattes i de områden där friktionsmaterialet ligger i dagen strax nordväst om infiltrationsbrunnen. I dessa områden kan akviferen inte anses vara sluten då ingen lera täcker över friktionsmaterialet. Däremot stämmer influensområdets utbredning för scenario 4 relativt väl överens med den observerade utbredningen i den nordnordvästra riktningen. Dock var det endast scenario 1 som uppvisade en någorlunda bra överensstämmelse med den utbredning som observerades i den östra riktningen. Utöver detta underskattas influensområdet i scenario 1. Resulten från analysen av influensområdets utbredning pekar dock på att influensområdet noggrannhet ökar med ökad vetskap om platspecifika data. Dock är skillnaderna mellan scenario 3 och 4 relativt små och vinningen med det pumptest som utfördes i scenario 4 skulle kunna ifrågasättas om man tar hänsyn till kostnadsaspekten. I figur 29 illustreras de influensområden som beräknats med respektive analytisk modell, samtliga med en konstant radie. Sichardts formel under scenario 4 kunde bäst beskriva den utbredning som observerades i den sydöstra riktningen, däremot var det Thiems ekvation i kombination med Cooper & Jacobs beräknade  $R_0$  som bäst beskriver influensområdet i den nord-nordostliga riktningen. Sex beräknade

influensområden hamnar inom ett 41 meter brett intervall, utöver dessa tillkommer de influensområden som beräknades med de analytiska modellerna under scenario 1 och 3 (bortsett från Sichardts formel), vilka till följd av bristande data resulterade i kraftigt överskattade influensområden. Även med Cooper & Jacobs ekvation under scenario 2 och 4 beräknade ett betydligt större influensområden än för de övriga modellerna.

En brist bland samtliga analytiska modeller, fränsett Jacobs ekvation samt Thiems ekvation, är att de i sin enkla form inte är tillämpbara för att beräkna avsänkning i olika punkter ett givet avstånd från infiltrationsbrunnen. Denna brist i modellerna gör det svårt att validera resultaten mot uppmätta grundvattennivåer. För att validera resultaten i dessa modeller krävs en hög densitet av grundvattenrör där man kan undersöka i vilken punkt och således vid vilket avstånd från infiltrationspunkten som en avsänkning inte längre sker. Men större antal grundvattenrörsinstallationer ökar dock kostnaden.

Genom att jämföra scenario 1 och 2 samt scenario 3 och 4 studeras den effekt som erhålls av att ha en bättre kännedom av den hydrauliska konduktiviteten, magasincoeffcienten och vattenavgivningstalet för de numeriska modellerna. För den första modellen hade vetenskapen om dessa parametrar en stor effekt på det influensområde som simulerades, där den areala utsträckningen ökade från 1,71 hektar till 5,43 hektar. För den andra modellen påvisades inte en lika stor effekt, vilket återigen tyder på att en modell som är uppbyggd på sonderingsdata inte är lika känslig för val av konduktivitet, magasincoeffcient och vattenavgivningstal. Genom att studera figur 28 observeras att influensområdets utbredning mellan scenario 3 och 4 är relativt lika och följs åt väl, dock med en avvikelse motsvarande cirka 1,1 hektar. Trots dessa likheter så råder stora skillnader i den simulerade avsänkning, vilket resulterat i att scenario 3 erhållit sämre residualer. Om man då endast ser till det område som påverkas och inte den faktiska avsänkningningen är det tänkbart att scenario 3 är mer lämplig ur såväl en tids- som kostnadsaspekt.

### 6.3.2 Kostnad

Kostnaden för respektive modell och scenario uppskattas variera mycket, dels till följd av den faktiska kostnad som tillkommer från den geotekniska undersökningen, dels från pumpstestet och installation av grundvattenrör. Utöver detta tillkommer även kostnader i form av kontorstid, dataanalys, modellkonstruktion och litteratursökning. Utifrån en relativ jämförelse av scenarion och berörda modeller kan en gradering av kostnaden för respektive scenario och modell genomföras. Den första observationen som kan göras är att scenario 1 är det billigast scenariot och scenario 4 det dyraste scenariot. Det står även klart att scenario 2 är betydligt billigare än scenario 3, detta till följd av att scenario 3 baseras på en geoteknisk undersökning utförd i 530 punkter samt ett 40-tal grundvattenrörsinstallationer. Detta kan jämföras med de 12 grundvattenrör som installerades inför pumpningstestet under scenario 2. Konsulttimmarna, till följd av dataanalys, modellkonstruktion och litteratursökning, kan i sammanhanget ses som försumbara i relation till den geotekniska undersökningen samt installationen av grundvattenrör och utförandet av pumpningstestet. Denna kostnad kommer dock ha en stor betydelse för den inbördes jämförelsen av modellerna i respektive scenario.



Som väntat är de analytiska modellerna klart billigare än de numeriska modellerna oavsett om de jämförs med den enkla eller mer komplexa numeriska modellen. För att rangordna kostnaden av respektive analytisk modell, kommer denna behöva baseras på den data som behövs till respektive modell, trots detta är kostnadsskillnaden mellan modellerna mycket liten, därför kommer jämförelsen mellan hur väl de återskapar influensområdet samt användarvänligheten vara av större betydelse. Utifrån nödvändig data anser jag att Sichardts formel är den som är billigast, följt av Cooper & Jacobs ekvation, Jacobs approximation och slutligen Thiems avståndsekvation. Denna rangordning kan ifrågasättas, bland annat beroende på vilken metod som används för att beräkna maximala influensradien som inparameter till Thiems ekvation. Det kan därför tänkas att Jacobs ekvation kan vara av större komplexitet och således, ur ett databehov, anses dyrare än Thiems avståndsekvation. Det är också viktigt att poängtera att till exempel Sichardts formel har samma kostnad under scenario 1 som 3, trots att kostnadsskillnaden mellan scenario 1 och 3 är mycket större. Detta förklaras av att Sichardts formel inte baseras på så mycket data. Kostnaden för de numeriska modellerna följer samma resonemang som kostnaden av de olika scenarierna.

### **6.3.3 Tillvägagångssätt med hänsyn till olika aspekter**

Med hänsyn tagen till vilket scenario och modell som agerade bäst utifrån RMSE, överensstämmande radie och area tillsammans med kostnadsaspekt går det att finna olika tillvägagångssätt att välja på beroende på vad som i det specifika fallet är viktigast att ta hänsyn till. Om störst hänsyn tas till RMSE och max residual står det klart att scenario 4 med den numeriska modellen agerar bäst, detta trots den kostnad som tillkommer i detta scenario. Om man fortsatt lägger stor vikt på RMSE och max residualen men låter kostnaden väga något mer än föregående är det mycket möjligt att scenario 2 med Jacobs ekvation presterar bäst. Denna modell presterar inte bara näst bäst med avseende på RMSE och max residualer utan är även betydligt billigare än de numeriska modellerna tillämpade under scenario 3 och 4. Om man istället tittar till den areala utsträckningen i kombination med radie och kostnad så blir resultaten annorlunda. Bland de numeriska modellerna är det svårt att avgöra om det är scenario 2, 3 eller 4 som presterar bäst, vilket ur en kostnadsaspekt bör innebära i att den numeriska modellen under scenario 2 är att fördras framför scenario 3 och 4. Trots att den numeriska modellen under scenario 1 är den enda som ligger inom intervallet för den area som uppskattades från infiltrationstestet är denna inte tillräcklig för att beskriva utbredningen i respektive riktning. Bland de analytiska modellerna står det klart att den information som erhålls från ett pumptest är ytterst viktig för att generera representativa resultat, således kan det direkt sägas att scenario 1 och 3 inte är tillräckliga för att beräkna influensområdet med de analytiska modeller som tar hänsyn till magasinkoefficienten. Dock beskriver Sichardts formel, under scenario 1 och 3, relativt väl den areala utsträckningen som observerades under infiltrationstestet. Då scenario 1 är det absolut billigaste scenariot och Sichardts formel lika så kan detta anses vara ett av de mest optimala tillvägagångssätten för att initialt bestämma ett influensområde om hänsyn i första hand tas till konstant och andra hand tillförlitlighet.

För att erhålla en god tillförlitlighet till resultaten av beräknat influensområde till följd av skyddsinfiltration, utan att behöva utföra ytterligare infiltrationstester, bör

tillvägagångssättet för att bestämma ett sådant följa scenario 4, det vill säga under förutsättning att budgeten för projektet ger utrymme för detta. Det resonemang som ligger bakom detta val av tillvägagångssätt backas upp med hänsyn tagen till den komplexitet som råder vid prediktioner av grundvattnen. Detta är något som även [Javandel et al. \(1984\)](#) påpekar i sin bok, där de numeriska modellerna, som tidigare nämnt, är fördelaktiga under komplexa och mer svårbestämda förhållanden. Att tillämpa numeriska modeller förutsätter dock att budgeten tillåter en gedigen geoteknisk undersökning, vilken sedan bör kompletteras med installation av grundvattnrör för att få en god förståelse för grundvattens nivåer och strömningsmönster, slutligen bör även ett pumpningstest utföras för att på så vis kunna kalibrera modellen. Om budgeten inte tillåter någon form av fälttest eller geoteknisk undersökning, visar resultaten från denna studie att influensområdet med fördel kan beräknas med Sichardts formel.

#### 6.4 INDATA

I de numeriska modellerna, som till skillnad från de analytiska modellerna, bland annat tar hänsyn till grundvattenbildning antogs denna till 100 mm/år. Detta värde antogs utifrån differensen mellan nederbörd och avdunstning under en 30-årsperiod. Värdet jämfördes sedan med det värde som [Rodhe et al. \(2004\)](#) tog fram för det berörda området. Detta värde var något lägre än de värden som enkelt uppskattades från differensen mellan nederbörden och avdunstningen och ansågs väga tyngre. Såldes valdes värdet 100 mm/år vilket ligger inom det intervall som [Rodhe et al. \(2004\)](#) angivit. För att vidare undersöka effekten av grundvattenbildningen kunde en känslighetsanalys med avseende på denna parameter genomförts, denna analys ligger utanför ramarna av denna studie.

I scenario 1 och 3 baserades den hydrauliska konduktiviteten och magasinkoefficienten för respektive lager i de numeriska modellerna på typ-värden från litteratur. Konduktiviteten har antagits vara densamma i horisontalled som i vertikalled och isotopa förhållanden antogs i samtliga berlager. I det lager som motsvarar friktionsmaterialet finns inslag av berg och i lerlagret finns inslag av såväl friktionsmaterial som berg, vilket ger dessa lager inslag av anisotrop karaktär. Konduktiviteten för samtliga lager, utom friktionsmaterialet, kalibrerades inte till följd av att konduktiviteten för dessa lager varierade inom en skala som var långt lägre än den som ansattes för friktionsmaterialet och således inte antogs påverka resultatens utfall. I det fall som skillnaden mellan konduktiviteten för friktionsmaterialet och övrigt lager är som minst är skillnaden fortsatt fyra tiopotenser.

#### 6.5 MODELLOSÄKERHETER

Som i alla resultat med bakgrund i en modell finns osäkerheter relaterade till bakomliggande antaganden, matematiska modeller och liknande ([Baalousha, 2008](#)). I de numeriska modellerna uppkommer även osäkerheter till följd av programvara, och till följd av konceptuella fel då modellens underlag innehåller antagande och osäkerheter. Numeriska osäkerheter till följd av programvara och liknande kommer inte beröras nämnvärt, fokus kommer ligga på de antaganden som berör den konceptuella modellen och ur den aspekten kan påverka arbetets resultat.

I den konceptuella modellen antogs inget flöde ske i ränderna där modelldomänen låg i

anslutning till berg i dagen. Detta antagande kan ifrågasättas och ha stora effekter på de resultat som uppvisats. Om modellområdena i dessa områden istället placerats på berget där en grundvattendelaren kan identifieras kan detta resultera i en ökad grundvattenbildningen. Detta till följd av att den nederbörd som i verkligheten faller på berget antingen direkt kan infiltrera till grundvattnet till följd av bergets sprickbildning alternativt rinna längsmed berget och sedan perkolera ner i de mer konduktiva zonerna längsmed foten på berget, vilket ofta kantas av friktionsmaterial. Om grundvattenbildningen till följd av detta har underskattats är det tänkbart att ett mindre influensområde skulle observerats under pumpningstestet. För att undersöka denna effekt kan modellranden i de berörda områdena flyttas alternativt kan grundvattenbildningen i de aktuella friktionsmaterialen varieras. Det är samtidigt viktigt att poängtera den generalisering och osäkerhet som råder i antagandet om en grundvattenbildningen i moränområdena är 100 mm/år samt att ingen grundvattenbildning förekommer i lerområdena. Utifrån detta resonemang står det klart att grundvattenbildningen är en viktig parameter att hålla i åtanke när resultaten från beräkningarna analyseras.

I varken den enkla eller den komplexa numeriska modellen tas hänsyn till de sprickbildningar som finns i berggrunden, redovisade under områdesbeskrivningen. Dessa sprickbildningar kan i synnerhet påverka den hydrauliska konduktiviteten i de ytligaste berglagren. Hur dessa sprickor skulle påverka resultaten är dock inte trivialt, då sprickorna tänkbart kan vara vattenfyllda och således inte tillåta en ökad vattenföring. Om detta inte är fallet är det fullt möjligt att effekten av infiltration i friktionsmaterialen minskar eller helt uteblir. De närmaste sprickorna ligger dock i utkanten av samtliga beräknade och modellerade influensområden och bör således inte påverka resultaten i en allt för stor utsträckning.

Likt sprickbildningen tas ingen hänsyn till det vattendrag som rinner genom Bromstens industriområde. En tänkbar och intressant aspekt att undersöka vidare är om vattendraget har någon hydraulisk kontakt med det under vattenmagasinet, om så är fallet bör effekten av såväl pumpningstestet som infiltrationstestet överskattats i denna studie.

Ytterligare en osäkerhet i de numeriska modellerna är filtrets placering i pump- / infiltrationsbrunnen. I modellerna har denna antagits vara placerad i hela friktionsmaterialens vertikala utsträckning. Om så inte är fallet kan det innebära att influensområdet över eller underskattats beroende på filtrets faktiska placering. Detta är också en viktig aspekt att ta hänsyn till vad gäller de analytiska modellerna vilka baseras på antagandet att brunnen fullständigt genomborrar akviferen i fråga.

Det är också viktigt att ha i åtanke att beräknade och simulerade grundvattennivåer är utvärderade dels mot ett pumpningstest som är utfört under juni månad dels mot ett infiltrationstest som är utfört under november månad. Under dessa två perioder är det tänkbart att grundvattennivåerna varierar mycket och att effekter av testerna därför kan vara olika. En möjlighet är att grundvattennivåerna under pumpningstestet var sådana att en jämvikt kunde observeras efter 14 dagar, medan en jämvikt under infiltrationstestet i november månad kan ta såväl kortare som längre tid att uppnå.

Enligt Zhang et al. (2017) kan osäkerheterna inom såväl numerisk som analytiska modellresultat minskas genom att tillämpa flera modeller för att få en förståelse för den spridning som kan förekomma i resultaten inom området av intresse. För fortsatta studier kan detta vara av intresse, dock är detta en process som kan göra bestämmandet av ett influensområde mer tidskrävande och således mindre önskvärt.

## 7 SLUTSATS

Numerisk modellering är ett bra tillvägagångssätt för att erhålla ett mer tillförlitligt influensområde än vad som är fallet för de flesta analytiska modellerna, detta kommer dock med en större kostnad. I de fall budgeten för projektet tillåter, bör en gedigen geoteknisk undersökning utföras, vilken sedan bör kompletteras med installation av grundvattnrör för att få en god förståelse för grundvattens nivåer och strömningsmönster, slutligen bör även ett pumpningstest utföras för att på så vis kunna kalibrera modellen. Fördelar med numeriska modeller är att dessa ger en bättre förståelse för den hydrogeologi som råder i området, detta dels till följd av att modellen måste byggas vilket innebär att modelleraren måste tillförskaffa sig kunskap kring områdets hydrogeologi som sedan kan underlätta arbetets gång framgent. Utifrån rapportens resultat och diskussion har följande slutsatser dragits:

- Utifrån resultaten är det svårt att peka på ett entydigt tillvägagångssätt som är optimalt för att bestämma skyddsinfiltrationens influensområde i detta specifika fall. Det kvarstår dock att med ökad kunskap om området och bättre upplösning på data med avseende på såväl hydraulisk konduktivitet och markens geologi minskar felmarginalerna mot de observationer som gjorts i fält, detta kommer dock till en hög kostnad.
- Med befintlig data (scenario 1) bestämdes influensområdets area analytiskt till 4,52 hektar och till 3 hektar med Sichardts formel respektive Thiems ekvation i kombination med Sichardts formel. Övriga influensområden beräknade med avseende på scenario 1 och de analytiska modellerna anses orimligt stora vid jämförelse med utförd infiltrationstest. Sichardts influensområde svarar väl mot den utbredning som observerades åt sydost, i övriga riktningar är avvikelserna större. Numeriskt bestämdes influensområdet till 1,71 hektar med en maximal avvikelse på 1,35 meter mellan observerade och beräknade grundvattennivåer samt ett RMSE-värde på motsvarande 0,65 meter. Influensområdets observerade utbredning kunde inte återskapas av modellen.
- De analytiskt fastställda influensområdet varierar mellan 0,99 hektar till hela 220 hektar beroende på modell och dataunderlag och de numeriska varierar mellan 1,71 hektar till 7,21 hektar.
- Den hydrauliska konduktiviteten är den viktigaste parametern för det numeriska modellresultatet, följt av magasinkoefficienten. Det är dock nämnvärt att effekten av magasinkoefficienten avtar med tiden. Utöver detta stod det klart att vattenavgivningstalet hade en försumbar effekt. Resultaten visar också att en överlag bättre modell och således modellresultat erhålls då god datatillgång över markens geologi finns tillgänglig. Till skillnad från de numeriska modellerna så var magasinkoefficienten den parameter som var klart känsligast i samtliga analytiska modeller utom i Sichardts formel (som till följd av jämvikts beräkning inte tar hänsyn till denna parameter). Därefter är konduktiviteten den parameter som är av största vikt. Att ha

god kännedom om geologin i området hade dock ingen påtaglig effekt i de analytiska modellerna.

För att uppnå bättre resultat med avseende på de numeriska modellerna kan dessa med fördel kompletteras med en utförligare kalibrering av samtliga parametrar och en gedigen känslighetsanalys utföras. Det är däremot svårt att med de analytiska modellerna som tillämpades erhålla bättre och mer trovärdiga resultat. Andra analytiska modeller finns och utvecklade varianter av de analytiska modeller tillämpades i denna studie finns också framtagna, med dessa ökar dock återigen databehovet

## REFERENSER

- Aastrup, M. och Thunholm, B. (2001). Heavy Metals in Stockholm Groundwater – Concentrations and Fluxes. *Water, Air and Soil Pollution: Focus*, , Vol. 1, sid. 25–41, DOI: <http://dx.doi.org/10.1023/A:1017535601625>.
- Anderson, M. P., Woessner, W. W. och Hunt, R. J. (2015) *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport.*: Academic Press.
- Artiola, J. F., Pepper, I. L. och Brusseau, M. L. (2004) *Environmental Monitoring and Characterization*. Burlington, UNITED STATES: Elsevier Science & Technology.
- Austin, E. (2014). Estimates of Recharge to the Unconfined Aquifer and Leakage to the Confined Aquifer in Greene County, Missouri. *MSU Graduate Theses*.
- Axelsson, C.-L. (2000) *Grundvattensänkning och dess effekter vid byggnation och drift av ett djupförvar.*: SKB.
- Baalousha, H. (2008). FUNDAMENTALS OF GROUNDWATER MODELLING. sid. 19.
- Batu, V. (2006) *Applied Flow and Solute Transport Modeling in Aquifers: Fundamental Principles and Analytical and Numerical Methods*.
- Berggren, M. (1998) *Hydraulic conductivity in Swedish bedrock estimated by means of geostatistics: a study based on data recorded in the Archive on Wells at the Geological Survey of Sweden*. in , Thesis report series, No. 1998:9, Uppsala.
- Broms, B. B. och Fredriksson, A. (1976). LAND SUBSIDENCE IN SWEDEN DUE TO WATER-LEAKAGE INTO DEEP-LYING TUNNELS AND ITS EFFECTS ON PILE SUPPORTED STRUCTURES. sid. 14.
- Carlsson, L. och Gustafson, G. (1984) *Provpumpning Som Geohydrologisk Undersökningsmetodik*. Stockholm: Statens råd för byggnadsforskning :.
- Cooper, H. H. och Jacob, C. E. (1946). A Generalized Graphical Method for Evaluating Formation Constants and Summarizing Well-Field History. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, , Vol. 27, sid. 526–534, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/TR027i004p00526>.
- Domenico, P. A. och Schwartz, F. W. (1998) *Physical and Chemical Hydrogeology*. New York: Wiley 2:a uppl.
- Eveborn, D., Vikberg, E. och Thunholm, B. (2017). Grundvattenbildning och grundvattentillgång i Sverige. sid. 57.
- Fileccia, A. (2015). Some Simple Procedures for the Calculation of the Influence Radius and Well Head Protection Areas (Theoretical Approach and a Field Case for a Water Table Aquifer in an Alluvial Plain). *Acque Sotteranee - Italian Journal of Groundwater*, , Vol. 4, DOI: <http://dx.doi.org/10.7343/as-117-15-0144>.
- Galloway, D. L. och Burbey, T. J. (2011). Review: Regional Land Subsidence Accompanying Groundwater Extraction. *Hydrogeology Journal*, , Vol. 19, sid. 1459–1486, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-011-0775-5>.

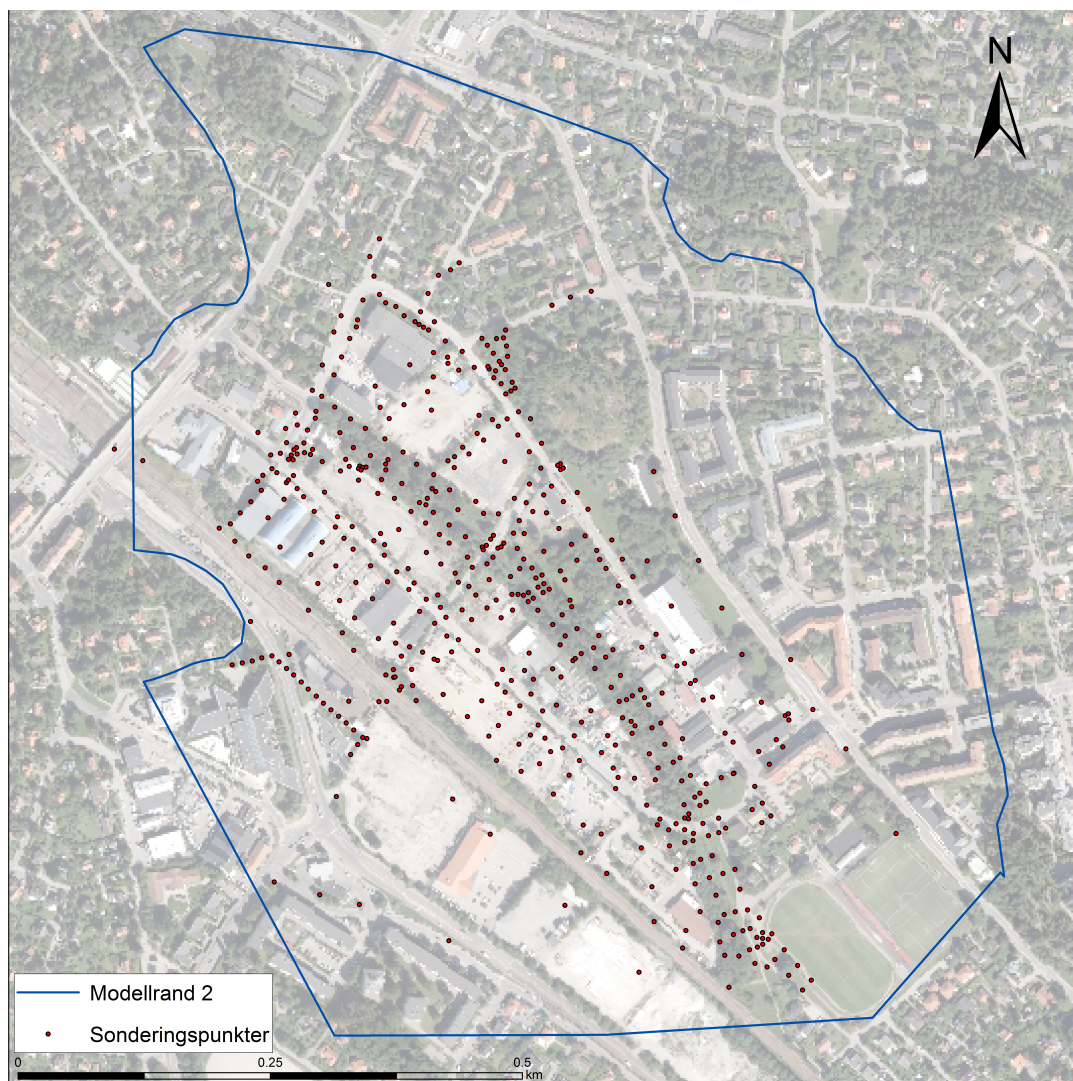
- Grip, H. och Rodhe, A. (2000) *Vattnets Väg Från Regn till Bäck*. Uppsala: Hallgren & Fallgren.
- Gustafson, G. (2012) *Hydrogeology for Rock Engineers*. in , T / Swedish Research Council Formas, No. 2009:2, Stockholm: Rock Engineering Research Foundation (BeFo) english ed uppl.
- Hantush, M. (1961a) *Aquifer tests on partially penetrating wells.*: Jour. of the Hyd. Div., Proc. of the Am. Soc. of Civil Eng.
- Hantush, M. (1961b) *Drawdown around a partially penetrating well.*: Jour. of the Hyd. Div., Proc. of the Am. Soc. of Civil Eng.
- Javandel, I., Doughty, C. och Tsang, C.-F. (1984) *Groundwater Transport: Handbook of Mathematical Models*. LBL-8014175, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Knutsson, G. och Morfeldt, C.-O. (1978) *Vatten i jord och berg*. Stockholm: Ingenjörskögl. 2:a uppl.
- Knutsson, G. och Morfeldt, C.-O. (2002) *Grundvatten: teori och tillämpning*. Stockholm: Svensk Byggtjänst 3:e uppl.
- Knutsson, G. och Morfeldt, C.-O. (2002) *Grundvatten. Teori & tillämpning.*: Svensk Byggtjänst utgåva 3 uppl.
- Lindahl, E. och Berzell, A. (2017) Miljökonsekvensbeskrivning - Miljöprovning för tunnelbana från Kungsträdgården till Nacka och söderort. Miljökonsekvensbeskrivning, Stockholm.
- Matheron, G. (1967) *Elements pour une theorie des milieux poreux.* Paris: Masson, OCLC: 299934660.
- Mawlood, D. och Mustafa, J. (2016). Comparison between Neuman (1975) and Jacob (1946) Application for Analysing Pumping Test Data of Unconfined Aquifer. sid. 10.
- Mesa, W., Mill, U. och Utah, N. B. (2002) *Hydro Geo Chem, Inc.*.
- Miljööverdomstolen (2004) MÖD 2004:26. may, URL: <https://lagen.nu/dom/mod/2004:26>.
- Naturvårdsverket ed. (1997) *Grundvattenströmning i kristallint berg*. in , Rapport / Naturvårdsverket, No. 4818, Stockholm: Naturvårdsverket.
- Olofsson, B., Jacks, G., Knutsson, G. och Thunvik, R. (2001) *Grundvatten i hårt berg - en analys av kunskapsläget.*, Stockholm.
- Phien-vej, N., Giao, P. och Nutalaya, P. (1998). Field Experiment of Artificial Recharge through a Well with Reference to Land Subsidence Control. *Engineering Geology*, , Vol. 50, sid. 187–201, DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952\(98\)00016-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952(98)00016-7).



- Rodhe, A., Lindström, G., Rosberg, J. och Pers, C. (2004). Grundvattenbildning i svenska typjordar. sid. 35.
- Sanford, W. (2002). Recharge and Groundwater Models: An Overview. *Hydrogeology Journal*, , Vol. 10, sid. 110–120, DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-001-0173-5>.
- Theis, C. V. (1935). The Relation between the Lowering of the Piezometric Surface and the Rate and Duration of Discharge of a Well Using Ground-Water Storage. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, , Vol. 16, sid. 519–524, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/TR016i002p00519>.
- Todd, D. (1980). Groundwater Hydrology. *John Wiley Sons, New York*, , Vol. 2.
- Wahlgren, C.-H., Mellqvist, C., Bovin, K., Jelinek, C., Persson, L., Thunholm, B. och Wåhlén, H. (2015). Grundvatten i kristallin berggrund, en pilotstudie baserad på SGUs data. sid. 72.
- Wang, Z., Qu, H., Wu, Z., Yang, H. och Du, Q. (2016). Formal Representation of 3D Structural Geological Models. *Computers & Geosciences*, , Vol. 90, sid. 10–23, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2016.02.007>.
- Waterloo HYDROGEOLOGIC (2018) Visual MODFLOW Flex 5.1. [https://www.waterloohydrogeologic.com/help/vmodflex/index.html?installation\\_and\\_licensing.htm](https://www.waterloohydrogeologic.com/help/vmodflex/index.html?installation_and_licensing.htm), Hämtad: 2019-01-23.
- Wenzel, L. K. The Thiem Method for Determining Permeability of Water-Bearing Materials. sid. 71.
- Zaadnoordijk, W. J. (1998). Transition from Transient Theis Wells to Steady Thiem Wells. *Hydrological Sciences Journal*, , Vol. 43, sid. 859–873, DOI: <http://dx.doi.org/10.1080/02626669809492183>.
- Zhang, Y.-Q., Wang, J.-H., Chen, J.-J. och Li, M.-G. (2017). Numerical Study on the Responses of Groundwater and Strata to Pumping and Recharge in a Deep Confined Aquifer. *Journal of Hydrology*, , Vol. 548, sid. 342–352, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.018>.







Figur B.1. Sonderingspunkter (530 st) som användes för att konstruera en lerunderyta och en underyta för friktionsmaterialet till den andra numeriska modellen.

## C PARAMETRAR INFILTRATIONSTEST

I tabell [C.1](#) och [C.2](#) nedan presenteras den data som specifikt användes under simulering samt beräkning av infiltrationens influensområde för de numeriska respektive analytiska modellerna.

Tabell C.1. Parametervärden för friktionsmaterialet under den numeriska simulering av infiltrations influensområde för respektive scenario med avseende på magasin-koefficienten, vattenavgivningstelet samt den hydrauliska konduktiviteten.

Parameter	Scenario 1	Scenario 2	Scenario 3	Scenario 4	Enhet
K	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,11 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,11 \cdot 10^{-4}$	[m/s]
Ss	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	[-]
Sy	0,2	0,15	0,2	0,15	[-]

Utöver ovan nämnda parametrar användes ett infiltrationsflöde på motsvarande 42 l/min.

För de analytiska beräkningarna av influensområdet användes den data som presenteras i tabell **C.2**.

Tabell C.2. Parametervärden för den analytiska beräkningen av infiltrationens influensområde för respektive scenario med avseende på magasinkoefficienten, vattenavgivningstelet samt den hydraulisk konduktiviteten.

Parameter	Sichards	Jacobs	Cooper & Jacobs	Thimes	Scenario 1	Scenario 2	Scenario 3	Scenario 4	Enhet
K	x	x	x		$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,11 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,11 \cdot 10^{-4}$	[m/s]
b		x	x		4,5	4,5	3,6	3,6	[m]
t		x	x		4	4	4	4	[dagar]
Ss		x	x		$5,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	[-]
s		x	x	x	0,3	0,3	0,3	0,3	[m]
Q		x			42	42	42	42	[l/min]
$r_w$				x	0,135	0,135	0,13	0,135	[m]
$s_w$	x			x	+4	+4	+4	+4	[m]
$R_0$				x	Variant	Variant	Variant	Variant	[m]

Under samtliga scenarion anges  $R_0$  som *variant*, detta till följd av att denna beror på om Sichards formel eller Cooper & Jacobs ekvation användes för att bestämma  $R_0$  till Thiems avståndskvotient. I nedanstående punktlista presenteras de beräknade värdet på  $R_0$  för respektive scenario med Sichards formel respektive Cooper & Jacobs ekvation.

- Scenario 1: 120 respektive 837 meter
- Scenario 2: 93 respektive 201 meter
- Scenario 3: 120 respektive 748 meter
- Scenario 4: 93 respektive 180 meter

## D DATA

### D.1 PUMPTEST

Vid utförandet av pumpningstestet med 58 l/min i filterbrunnen R322 erhöles en påverkan i planet på cirka 122 m avstånd (maximal influensradie). I tabell **D.1** redovisas de grundvattnivåobservationer som gjordes i respektive grundvattenrör vid pumpningstestet. Dessa redovisas för 12 grundvattenrör och pumpbrunnen.

Tabell D.1. Grundvattenobservationer under pumptestet för sex olika tidpunkter. Koordinater angivna i Sweref 99 18 00. Pumpningen startade den 6/20/2017. Observationer innan detta datum motsvarar en opåverkad grundvattenyta.

Brunns Id	Koordinater		Observed Head	Head Observation Date
R322GV	144713.751	6585344.253	3.69	6/11/2017
R322GV	144713.751	6585344.253	-2.4536	6/20/2017
R322GV	144713.751	6585344.253	-3.44002	6/21/2017
R322GV	144713.751	6585344.253	-3.54847	6/22/2017
R322GV	144713.751	6585344.253	-3.68879	6/26/2017
R322GV	144713.751	6585344.253	-3.82675	6/30/2017
R320GV	144709.436	6585346.989	3.89	6/11/2017
R320GV	144709.436	6585346.989	1.86609	6/20/2017
R320GV	144709.436	6585346.989	1.27325	6/21/2017
R320GV	144709.436	6585346.989	1.174	6/22/2017
R320GV	144709.436	6585346.989	1.04817	6/26/2017
R320GV	144709.436	6585346.989	0.94217	6/30/2017
R329GV	144694.687	6585355.721	3.9	6/11/2017
R329GV	144694.687	6585355.721	2.55808	6/20/2017
R329GV	144694.687	6585355.721	2.01475	6/21/2017
R329GV	144694.687	6585355.721	1.92558	6/22/2017
R329GV	144694.687	6585355.721	1.79975	6/26/2017
R329GV	144694.687	6585355.721	1.69283	6/30/2017
R330GV	144717.995	6585378.029	4.02	6/11/2017
R330GV	144717.995	6585378.029	4.01275	6/20/2017
R330GV	144717.995	6585378.029	3.826	6/21/2017
R330GV	144717.995	6585378.029	3.60117	6/22/2017
R330GV	144717.995	6585378.029	3.20217	6/26/2017
R330GV	144717.995	6585378.029	2.89175	6/30/2017
R328GV	144737.737	6585314.579	3.6	6/11/2017
R328GV	144737.737	6585314.579	3.59075	6/20/2017
R328GV	144737.737	6585314.579	3.47016	6/21/2017
R328GV	144737.737	6585314.579	3.35591	6/22/2017
R328GV	144737.737	6585314.579	3.04591	6/26/2017
R328GV	144737.737	6585314.579	0.88358	6/30/2017
R319GV	144676.276	6585368.575	3.85	6/11/2017
R319GV	144676.276	6585368.575	2.9985	6/20/2017
R319GV	144676.276	6585368.575	2.52575	6/21/2017
R319GV	144676.276	6585368.575	2.43075	6/22/2017
R319GV	144676.276	6585368.575	2.30775	6/26/2017
R319GV	144676.276	6585368.575	2.20425	6/30/2017
R331GV	144740.696	6585401.292	4.15	6/11/2017
R331GV	144740.696	6585401.292	3.90742	6/20/2017
R331GV	144740.696	6585401.292	3.18934	6/21/2017
R331GV	144740.696	6585401.292	3.076	6/22/2017
R331GV	144740.696	6585401.292	2.92809	6/26/2017
R331GV	144740.696	6585401.292	2.80934	6/30/2017

...				
R327GV	144647.237	6585344.626	3.43	6/11/2017
R327GV	144647.237	6585344.626	3.125	6/20/2017
R327GV	144647.237	6585344.626	2.81642	6/21/2017
R327GV	144647.237	6585344.626	2.74042	6/22/2017
R327GV	144647.237	6585344.626	2.64675	6/26/2017
R327GV	144647.237	6585344.626	2.57292	6/30/2017
GV4UD01	144783.419	6585321.558	3.43	6/11/2017
GV4UD00	144783.419	6585321.558	3.44	6/20/2017
GV4UD01	144783.419	6585321.558	3.4	6/21/2017
GV4UD01	144783.419	6585321.558	3.39	6/22/2017
GV4UD01	144783.419	6585321.558	3.27	6/26/2017
GV4UD01	144783.419	6585321.558	3.12	6/30/2017
R324GV	144777.71	6585305.261	4.44	6/11/2017
R324GV	144777.71	6585305.261	4.30884	6/20/2017
R324GV	144777.71	6585305.261	3.85642	6/21/2017
R324GV	144777.71	6585305.261	3.71009	6/22/2017
R324GV	144777.71	6585305.261	3.54492	6/26/2017
R324GV	144777.71	6585305.261	3.40567	6/30/2017
R291GV	144619.724	6585386.615	4.15	6/11/2017
R291GV	144619.724	6585386.615	4.14	6/20/2017
R291GV	144619.724	6585386.615	4.1	6/21/2017
R291GV	144619.724	6585386.615	4.09	6/22/2017
R291GV	144619.724	6585386.615	3.98	6/26/2017
R291GV	144619.724	6585386.615	3.87	6/30/2017
16K02GVU	144644.5	6585247.7	3.16	6/11/2017
16K02GVU	144644.5	6585247.7	3.03	6/20/2017
16K02GVU	144644.5	6585247.7	2.78	6/21/2017
16K02GVU	144644.5	6585247.7	2.7	6/26/2017
16K02GVU	144644.5	6585247.7	2.65	6/30/2017
R323GV	144612.931	6585275.888	2.85	6/11/2017
R323GV	144612.931	6585275.888	3.15	6/20/2017
R323GV	144612.931	6585275.888	3.02	6/21/2017
R323GV	144612.931	6585275.888	3.02	6/22/2017
R323GV	144612.931	6585275.888	2.99	6/26/2017
R323GV	144612.931	6585275.888	2.96	6/30/2017

## D.2 INFILTRATIONSTEST

Påverkansområdet från infiltrationen bedöms vara minst 122 m sydväst, 103 m nordnord-ost och 73 m öst om brunn R322GV (infiltrationsbrunnen) där infiltrationen skedde under en period av 4 dygn. I tabell **D.2** redovisas de grundvattennivåobservationer som gjordes i respektive grundvattenrör vid infiltrationstestet. Dessa redovisas för 6 grundvattenrör och infiltrationsbrunnen.

Tabell D.2. Grundvattenobservationer under infiltrationstest med start 10/15/2018 för sex olika tidpunkter. Tidigare observationer motsvarar en opåverkad grundvattenyta. Koordinater angivna i Sweref 99 18 00.

Well Id	X	Y	Observed head	Head Observation Date
R322GV	144713.751	6585344.253	3.541	6/11/2017
R322GV	144713.751	6585344.253	3.54959	10/15/2018
R322GV	144713.751	6585344.253	6.21679	10/16/2018
R322GV	144713.751	6585344.253	6.22184	10/17/2018
R322GV	144713.751	6585344.253	6.23612	10/18/2018
R322GV	144713.751	6585344.253	6.24504	10/19/2018
R329GV	144694.687	6585355.721	3.663	6/11/2017
R329GV	144694.687	6585355.721	3.66342	10/15/2018
R329GV	144694.687	6585355.721	4.48724	10/16/2018
R329GV	144694.687	6585355.721	4.50671	10/17/2018
R329GV	144694.687	6585355.721	4.51338	10/18/2018
R329GV	144694.687	6585355.721	4.51772	10/19/2018
R327GV	144647.237	6585344.626	3.261	6/11/2017
R327GV	144647.237	6585344.626	3.26552	10/15/2018
R327GV	144647.237	6585344.626	3.5284	10/16/2018
R327GV	144647.237	6585344.626	3.53505	10/17/2018
R327GV	144647.237	6585344.626	3.54865	10/18/2018
R327GV	144647.237	6585344.626	3.54788	10/19/2018
R291GV	144619.724	6585386.615	3.871	6/11/2017
R291GV	144619.724	6585386.615	3.87587	10/15/2018
R291GV	144619.724	6585386.615	3.87486	10/16/2018
R291GV	144619.724	6585386.615	3.86505	10/17/2018
R291GV	144619.724	6585386.615	3.8657	10/18/2018
R291GV	144619.724	6585386.615	3.86753	10/19/2018
R323GV	144612.931	6585275.888	2.64	6/11/2017
R323GV	144612.931	6585275.888	2.64437	10/15/2018
R323GV	144612.931	6585275.888	2.68225	10/16/2018
R323GV	144612.931	6585275.888	2.68508	10/17/2018
R323GV	144612.931	6585275.888	2.69789	10/18/2018
R323GV	144612.931	6585275.888	2.69512	10/19/2018
R296GV	144749.199	6585408.179	4.198	6/11/2017
R296GV	144749.199	6585408.179	4.16411	10/15/2018
R296GV	144749.199	6585408.179	4.42828	10/16/2018
R296GV	144749.199	6585408.179	4.45627	10/17/2018
R296GV	144749.199	6585408.179	4.48026	10/18/2018
R296GV	144749.199	6585408.179	4.48519	10/19/2018
GV4UD01	144783.419	6585321.558	5.198	6/11/2017
GV4UD01	144783.419	6585321.558	4.13414	10/15/2018
GV4UD01	144783.419	6585321.558	4.14324	10/16/2018
GV4UD01	144783.419	6585321.558	4.19395	10/17/2018
GV4UD01	144783.419	6585321.558	4.22092	10/18/2018
GV4UD01	144783.419	6585321.558	4.23646	10/19/2018