



Grundvattenbildning till berg

En litteraturstudie samt fallstudie av
järnvägstunneln delen Varberg-Hamra

Sara Florén

2015

Miljövetenskap

Examensarbete för masterexamen 15 hp

Lunds universitet

Grundvattenbildning till berg

En litteraturstudie samt fallstudie av järnvägstunneln
delen Varberg-Hamra

Sara Florén

2015

Examensarbete för masterexamen 15 hp, Lunds universitet

Intern handledare: Charlotte Sparrenbom, Geologiska
institutionen, Lunds universitet

Extern handledare: Bertil Sundlöf, Tyréns AB

Abstract

Both globally and from an individual perspective, water is the most important resource we have on earth. Knowledge of groundwater and groundwater recharge is important from many perspectives, such as environmental, socio-economic and structural engineering. The thesis is written at Lund University in Environmental sciences and aims to highlight groundwater recharge to the crystalline bedrock and groundwater recharge when tunneling in hard rocks. The paper also houses a case study of Väst kustbanan part Varberg-Hamra, where local groundwater recharge is estimated. The question is what determinates groundwater recharge during normal geological conditions and when tunneling and whether these differ. The literature study shows that for Sweden, groundwater recharge to bedrock depends on several factors such as the hydraulic contact between soil and rock, rock mechanics and hydraulic properties as well as the overlying layers permeability. Groundwater recharge to bedrock takes place mainly through the soil and is greatest in topographic highs and in areas where the rock is heavily fractured. The study also shows that only a very small part of the groundwater in the soil forms groundwater in rock. Groundwater in rock is controlled largely by the rock fractures and fracture zones. Main groundwater recharge in tunnel areas works in the same way as for normal groundwater recharge to bedrock, the difference being an increase in recharge because a tunnel acts as a drainage center. The size of the increase is determined by the rate of leakage into the tunnel and drainage of groundwater and on the hydrogeological context. Calculation of hydraulic parameters is possible for both cases, however, computer simulations are more common to evaluate and predict local conditions in terms of groundwater recharge, leakage into the tunnel and lowering of the water table. In the case study, an estimated groundwater recharge is calculated to be $0.34 \text{ m}^3 / \text{m}^2 / \text{year}$ before tunneling under current conditions. The evaluation of the pumping test in Varberg gave a hydraulic conductivity of the pumped soil-bedrock aquifer to $5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$. The semipermeable layer had a vertical leakage rate which was estimated on average to $5 \times 10^{-8} \text{ m/s}$, resulting in a leakage from 6×10^{-4} to $3 \times 10^{-5} \text{ m}^3 / \text{s}$ at transient conditions. The leakage per day at transient conditions was calculated to 2300 l, which may result in negative environmental consequences.

Sammanfattning

Både globalt sett och ur ett individmässigt perspektiv är vatten den mest betydelsefulla resursen vi har på jorden. Kunskap om grundvatten och grundvattenbildning är viktigt ur många perspektiv, som exempelvis miljömässigt, samhällsekonomiskt och byggnadstekniskt. Denna uppsats är skriven vid Lunds Universitet inom Miljövetenskap och syftar till att belysa grundvattenbildning till kristallin berggrund och grundvattenbildning vid tunneldrivning i berg. Inom uppsatsen ryms även en fallstudie över Västkustbanan delen Varberg-Hamra där omfattningen av lokal grundvattenbildning uppskattas. Frågeställningen belyser vad som bestämmer grundvattenbildning vid naturliga förhållanden och vid tunneldrivning samt om dessa skiljer sig åt. Litteraturstudien visar att för Sverige, beror grundvattenbildning till berg på flera faktorer så som den hydrauliska kontakten mellan jord och berg, bergets mekaniska och hydrauliska egenskaper samt ovanliggande lagers vattengenomsläpplighet. Grundvattenbildning till berg sker i regel via jordlagret och är som störst i topografiska höjdpunkter och i områden där berget är kraftigt uppsprucket. Studien visar också att endast en mycket liten del av grundvattnet i jord bildar grundvatten i berg. Grundvatten i berg styrs till största delen av bergets sprickor och spricksystem. Grundvattenbildning vid tunneldrivning fungerar på samma sätt som normal grundvattenbildning till berg, med den stora skillnaden är att en ökning sker på grund av att en tunnel fungerar som ett dräneringscentrum. Hur stor ökningen blir bestäms av graden av inläckage och bortledning av grundvatten samt hur hydrogeologin ser ut i området. Beräkning av hydrauliska parametrar är möjligt för båda fallen, dock är datasimuleringar vanligare för att utvärdera och förutsäga lokala betingelser vad gäller grundvattenbildning, läckage till tunnel och avsänkning av grundvattenytan. I fallstudien kunde en uppskattad grundvattenbildning beräknas till $0,34 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{år}$ innan tunnelbygget under nuvarande förhållanden. Utvärderingen av provpumpningen vid kvarteret Renen i Varberg gav en hydraulisk konduktivitet för den pumpade jordbergakvifären på $5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$. Det semipermeabla lagrets vertikala läckagehastighet beräknades i medeltal till $5 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ vilket medför ett läckage på mellan 6×10^{-4} och $3 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$ vid pseudostationära förhållanden. Läckaget per dygn vid pseudostationära förhållanden beräknades således till 2300 l, vilket kan medföra negativa miljömässiga konsekvenser.

Förord

Det här examensarbetet har utförts på uppdrag av Tyréns AB med handledning av Bertil Sundlöf, anställd av Tyréns AB. Uppsatsen är skriven på magisternivå och omfattar 15 hp. Den har skrivits för Centrum för miljö- och klimatforskning (CEC) vid Lunds universitet. Charlotte Sparrenbom vid Geologiska institutionen har varit ämnesgranskare och examinator har Mats Rundgren vid Geologiska institutionen varit.

Jag vill tacka alla de personer som på något sätt bidragit till den här examensuppsatsen med inspiration, fakta och vägledning. Särskilt tack vill jag rikta till mina båda handledare, Bertil Sundlöf och Charlotte Sparrenbom. Jag vill även passa på att tacka Sandra Martinsson, hydrogeolog vid Tyréns AB, Per Möller vid Geologiska institutionen och Britta Smångs, bibliotekarie vid Geobiblioteket för värdefulla diskussioner. En stor eloge till min make för stöd och råd under processen.

Lund, april 2015

Sara Florén

Innehållsförteckning

Termer	9
1. Inledning	10
1.1 Syfte	10
1.2 Frågeställningar	10
1.3 Avgränsning.....	10
1.4 Miljövetenskaplig relevans.....	10
2. Metod.....	10
2.1 Litteraturstudie	11
2.2 Fallstudie.....	11
3. Litteraturstudie	11
3.1 Grundvatten.....	11
3.2 Grundvattenbildning i jord.....	14
3.3 Grundvattenbildning från jord till berg.....	18
3.4 Grundvattnets uppträdande i berg.....	19
3.4.1 Kristallina bergarter	21
3.4.2 Sprickor och sprickzoner	23
3.4.3 Flöde.....	25
3.4.4 Hydraulisk konduktivitet för kristallin berggrund.....	26
3.4.5 Metoder för att uppskatta grundvattenbildningens storlek	27
3.5 Tunnelldrivning.....	28
3.5.1 Störd grundvattenbildning vid tunnelldrivning.....	28
3.5.2 Läckage av grundvatten samt avsänkning av grundvattennivåer vid tunnelldrivning	31
3.5.3 Beräkning av hydrauliska parametrar, inläckage och avsänkning.....	35
4. Fallstudie.....	38
4.1 Studie Väst kustbanan Varberg-Hamra	38
4.2 Geologi och hydrogeologi.....	39
4.2.1 Berggrund	39
4.2.2 Jordarter	41
4.2.3 Hydrogeologi	43
4.3 Metodik.....	43
4.3.1 Provpumpning.....	43
4.3.2 Beräkningar	45
4.4 Resultat.....	47

5. Sammanfattning och diskussion	48
5.1 Litteraturstudie	48
5.2 Fallstudie	49
6. Slutsatser.....	51
7. Referenser	53
Bilagor.....	56

Termer

Akvifär: (grundvattenmagasin) geologisk bildning som är så genomtränglig att grundvatten kan utvinnas i användbar mängd.

Diamik: osorterad, innehåller alla kornstorlekar.

E-modul: elasticitetsmodul. Beskriver förhållandet mellan mekanisk spänning och deformation. $E = \sigma/\varepsilon$ (σ = spänning i materialet, ε = deformation)

Effektiv normalspänning: är summan av totalspänningen i en akvifär minus det uppåtriktade porvattentrycket. Totalspänningen är den sammanlagda spänningen som den ovanliggande bergsmassan och vattnets tyngd tillför på akvifärens skelett. Den effektiva normalspänningen är den spänning som akvifären i sig själv håller.

Evapotranspiration: Summan av avdunstning och växternas transpiration.

Hydraulisk gradient: Skillnaden i potential mellan två punkter dividerat med avståndet mellan punkterna.

Hydraulisk konduktivitet (K): Grundvattenflöde per tidsenhet genom en enhetsyta vinkelrät mot strömriktningen, när den hydrauliska gradienten är 1.

Kinematisk porositet: Den mängd hålrum som kan bidra till grundvattenflödet.

Perkolera: vatten som sjunker nedåt genom markzonen på grund av att gravitationskraften överstiger de kapillära krafterna.

Resistivitet: är kopplat till markens motstånd till att leda ström. Denna förmåga varierar mellan olika sorters jordarter och bergarter. Genom att mäta markens och berggrundens resistivitet kan man bygga upp modeller över hur marken är uppbyggd och se olika strukturer. På det viset kan man t.ex. förutsäga var grundvatten bör finnas.

Permeabilitet: en jord- eller bergarts materialspecifika förmåga att släppa igenom vatten.

Primär porositet: porositet som beror på kornens packning, form och arrangemang samt kornstorleksfördelningen.

Pseudostationära förhållanden: transienta förhållanden. Innebär att flödet och potentialerna varierar med tiden.

Transmissivitet: ett mått på hur mycket vatten som vid en viss gradient kan röra sig genom ett lager. D.v.s. den hydrauliska konduktiviteten multiplicerad med det vattenförande lagrets mäktighet. Se ekvation 5.

Sekundär porositet: porositet som uppkommit efter bergartens bildning, främst på grund av sprickbildning i kristallin berggrund.

Superpositionering: två eller flera lösningar adderas till en ekvation vilket ger en ny lösning.

Vattenbalans: en vattenbalans visar på förhållandet mellan nederbörd, evapotranspiration, avrinning och magasinförändring per tidsenhet. Se ekvation 1.

1. Inledning

1.1 Syfte

Denna rapport är en magisteruppsats på 15 högskolepoäng i Miljövetenskap vid Lunds universitet. Uppsatsen har två syften. Det första syftet är att redogöra för kunskapsläget för grundvattenbildning till kristallint berg samt grundvattenbildning till berg vid tunneldrivning. Det andra syftet är att göra en fallstudie på grundvattenbildning till berg med avseende på Västkustbanan delen Varberg-Hamra.

1.2 Frågeställningar

Det finns flera frågeställningar som den här uppsatsen försöker besvara. Dessa är:

1. Vilka faktorer är styrande för grundvattenbildning till berg?
2. Vilka faktorer är styrande för grundvattenbildning till berg vid tunnelbyggnation under byggfasen och driftfasen samt vid läckage?
3. Kan grundvattenbildning samt hydraulisk konduktivitet och läckage för fallstudien uppskattas?

1.3 Avgränsning

Uppsatsen avgränsas till, att utöver de inledande kapitlen endast gälla för kristallin berggrund. Vidare görs antagandet att den geologiska miljön är ett delvis uppsprucket kristallint urberg med ett tunnare moräntäcke ovanpå, om det inte i texten klart och tydligt anges att en annan geologisk miljö avses.

1.4 Miljövetenskaplig relevans

Att på ett säkert och miljömässigt hållbart sätt bygga underjordiska konstruktioner i form av exempelvis tunnlar för tågtrafik är av största vikt. Ett av de stora problemen vid tunnelbyggen är inläckaget av grundvatten till tunnelkonstruktionen. Inläckande vatten måste i regel pumpas bort vilket i de allra flesta fall leder till en avsänkning av grundvattenytan. En avsänkning kan leda till flera miljömässigt negativa effekter så som påverkan på vegetation, grundvattenberoende ekosystem, markstabilitet och förändringar i vattenkemi. Eftersom tunnlar fungerar som dräneringscentra ändras flödesriktningarna och vattenomsättningen i berg och jord. De ändrade flödesriktningarna kan i förorenade områden leda till föroreningsmigration och utläckage av föroreningar till grundvattenmagasin. Av dessa och andra skäl är det av yttersta vikt att kunna beräkna grundvattenbildningen till berg vid underjordiska bergskonstruktioner för att veta hur stort påverkansområdet blir vid en avsänkning. Att kunna göra bedömningar angående föroreningsmigration är av både miljömässiga och arbetsmiljömässiga skäl viktigt. Vi har idag minst två områden inom området för fallstudien som klassas som riskklass 1 enligt MIFO-metodiken (Länsstyrelsen Hallands Län, 2015). Både Lassabackadeponin och kvarteret Renen har höga halter av föroreningar. Det är av största vikt att dessa föroreningar inte migrerar och risken för kontamination av grundvatten eller bostads/arbetsmiljöer uppstår. Ett sätt är att genom beräkning av grundvattenbildning och inläckage till tunnel uppskatta grundvattenflödets riktningar och därav få information om lämpliga åtgärder för att förhindra föroreningsmigration.

2. Metod

Uppsatsen delas in i två delar, en litteraturstudie för bakgrundsinformation och aktuellt forskningsläge samt en fallstudie av Västkustbanan delen Varberg-Hamra.

2.1 Litteraturstudie

Huvudparten av uppsatsen är ett resultat av en litteraturstudie vad gäller frågeställning 1-2 samt en översiktlig genomgång av grundvatten och dess bildning. Litteraturstudien ämnar att samla in, värdera, bedöma och sammanställa information från skriftliga källor i form av böcker samt vetenskapliga artiklar och studier under främst de senaste 10 åren. Mer grundläggande fakta kommer även att samlas in från skriftliga källor som är äldre än 10 år.

De databaser som använts för litteratursökning är GeoRef och GeoBase samt LUBsearch och Libris. Även Google har använts. Sökorden var: groundwater recharge, groundwater hard rock, groundwater basement, groundwater estimations, tunneling in hard rock, tunnel groundwater, grundvattenbildning.

2.2 Fallstudie

Fallstudien har studerat de platsspecifika förhållandena för grundvattenbildning till berg vid tunneldrivning för den planerade järnvägstunneln på Västkustbanan mellan Varberg och Hamra. Järnvägstunneln kommer byggas ut från enkelspår till dubbelspår. Två olika sträckningar har föreslagits, CT(centrumtunnel) och nu gällande SMTÖ (Stadsmiljötunnel öst). Inom fallstudien har ett fältbesök gjorts. I fältstudien utfördes en provpumpning. På de data som produceras vid provpumpningen har det utförts beräkningar vad gäller hydraulisk konduktivitet^α för den aktuella bergarten samt beräkningar på platsspecifik grundvattenbildning. Utifrån dessa beräkningar har sedan eventuellt inläckage till tunneln uppskattas.

För att ge en bakgrund till fallstudien ges först en beskrivning av det aktuella projektet utifrån tidigare rapporter från Banverket och av Banverket anlitate konsulter (Banverket, 2003, Kozakowski et al., 2002). För att förstå de geologiska förutsättningarna som råder i området ges även en kortare inblick i Varbergs geologi och hydrogeologi.

3. Litteraturstudie

Litteraturstudien syftar till att ge både en teoretisk bakgrund till fallstudien samt ge en bild av nyare forskning inom området. I avsnitt 3.1-3.4 ges en översikt över grundvatten i allmänhet samt i jord och berg. I avsnitt 3.5 ges mer detaljerad information om grundvatten vid tunnelbyggnation specifikt. En sammanställning av termer finns på sidan 8. Förklarade termer är markerade i texten med symbolen α .

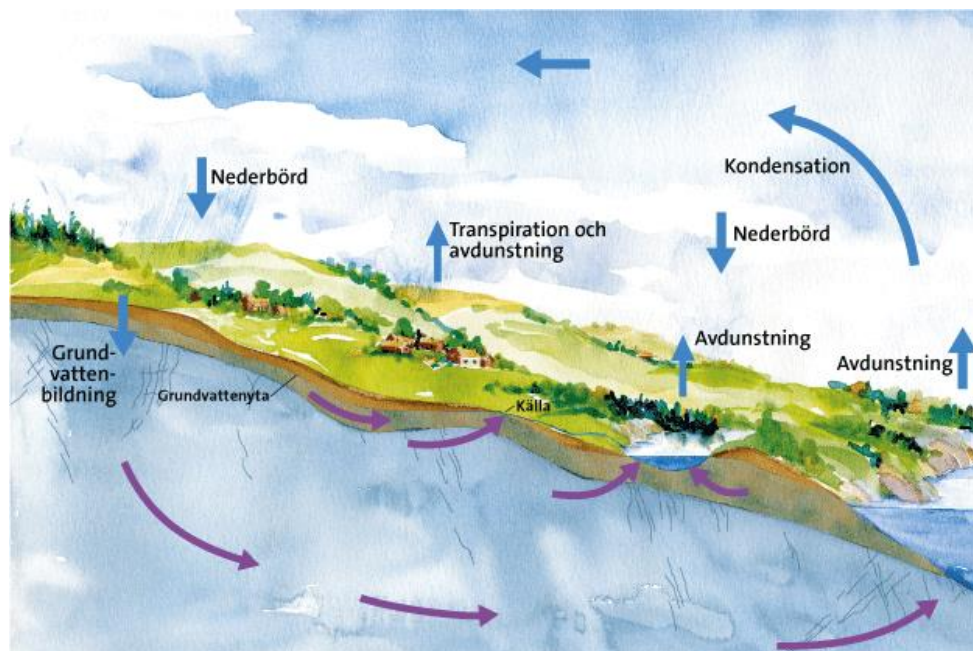
3.1 Grundvatten

Grundvatten är en helt livsnödvändig och viktig resurs både för människor, växter och djur. Rent grundvatten är viktigt både som dricksvatten, inom industrin och för ekosystem. 97 % av allt vatten på jorden är saltvatten och 2 % är vatten som är bundet i glaciärer. Den resterande procenten utgörs av sötvatten som finns i sjöar och vattendrag samt som grundvatten (Andréasson, 2006). Var grundvattnet finns och hur lätt det är att utvinna är olika från plats till plats. Grundvatten kan vara en bristvara i många länder medan det i andra länder finns i stora mängder. Volymen tillgängligt grundvatten är mycket varierande och beror på många olika faktorer, så som klimat och geologi. Grundvatten är en av våra viktigaste naturresurser men kan också ställa till med stora problem om det uppträder på fel plats och i fel mängder. Att känna till grundvattenbildningens storlek och förekomst är av största vikt när man exempelvis

bygger i jord och berg och är ofta ett av de större problemen vid byggnation. Vid tunnelbyggen är det extremt viktigt att ha en så god och tillförlitlig bild av rådande grundvattenflöden som möjligt eftersom inläckande grundvatten kan skapa stora problem både under byggfasen och senare under driftfasen (Gustavsson, 2009).

Grundvatten är en del av vattnets kretslopp, den hydrologiska cykeln, se Figur 1. Grundvatten är det vatten som infiltrerar ner genom marken och perkolerar^a (sjunker) vidare neråt genom markytan för att till sist nå grundvattenytan. Definitionen på grundvatten lyder "Grundvatten är det vatten, vilket fyller porer, sprickor och hålrum i grunden och vars portryck är högre eller lika med atmosfärstrycket" (Knutsson & Morfeldt, 2002).

Med grundvattenbildning menas i det här arbetet, infiltration av vatten genom markprofilen eller den uppspruckna berggrunden till dess att vattnet når grundvattenytan. Grundvattenbildning till berg kan även ses som ett läckage av vatten från ovanliggande jordlager.



Figur 1. Schematisk bild av vattnets kretslopp. Illustration: Anna Jonson, ArtAnna. Publicerad med tillstånd från SGU.

Vattnet cirkulerar ständigt i ett evigt kretslopp. Vatten avdunstar och bildar vattenånga. Vattenångan kondenserar till regn eller snö. Nederbörden tas upp av växterna, avdunstar, rinner ut i ytvattendrag eller infiltrerar som grundvatten. Grundvattnet rör sig sakta genom jord och berg tills det når havet, sjöar eller andra vattendrag.

För att beskriva och kvantifiera den hydrologiska cykeln så kan man använda sig av en vattenbalansberäkning även kallad vattenbudget, se ekvation 1. (Gustavsson 2009)

$$P = E + R + \frac{dM}{dt} \quad (1)$$

där P är nederbörden, E är evapotranspiration^a, R är avrinning och dM/dt är magasinförändring/tidsenhet. En vattenbalans^a är enligt Berzell (2011) att se som en

”frysning” av vattenomsättningen och visar endast en genomsnittlig situation för en viss tidsperiod.

Tidsramen för vattenbudgeten är viktig då ekvationen måste anpassas efter olika randvillkor. För ett kort tidsperspektiv (några år) måste vi ta hänsyn till variationer i temperatur, nederbörd och nederbördens art. Ekvationen blir då en annan, se ekvation 2, i Gustavsson (2009):

$$\int_t \int_A (P - E)dAdt = \int_t (Q_s + Q_G)dt + dM \quad (2)$$

där A är area (m^2), Q_s är ytvattenflöde (m^3/s) och Q_G är grundvattenflöde (m^3/s). För långa tidsperioder kan magasinförändringen antas vara noll vilket ger $P = E + R$

Vattenbalansenⁿ påverkas också av uttag från grundvattenmagasinet, se ekvation 3 nedan:

$$\int_t \int_A (P - E)dAdt = \int_t (Q_s + Q_G + Q_W)dt + dM \quad (3)$$

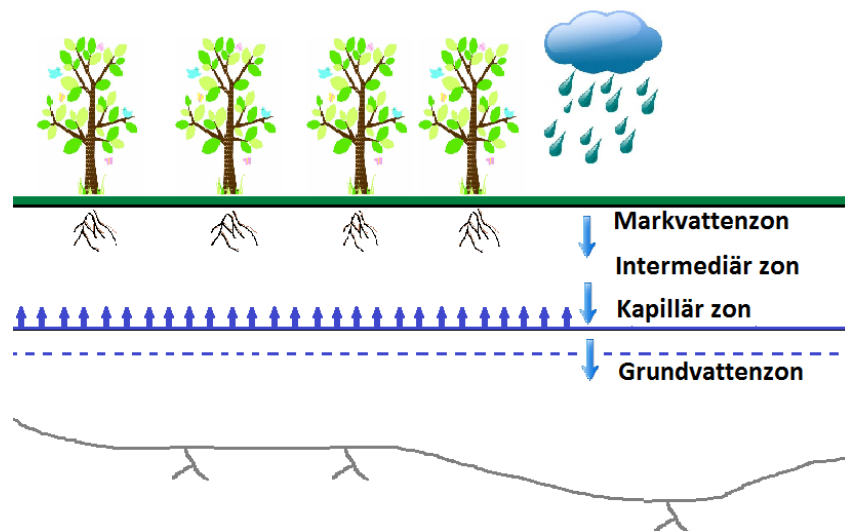
Där Q_W är flödet av bortpumpat vatten (m^3/s), dt är tidsenhet och dM är magasinförändring. Av ekvationen kan slutsatsen dras att varje uttag sker på bekostnad av ytvattenavrinningen och grundvattenavrinningen samt att grundvattenbildningen ökar ju mer grundvatten som tas ut då grundvattenbildning är möjlig (Gustavsson, 2009). Hur mycket vatten som bildar grundvatten styrs till stor del av platsens hydrogeologi samt hur mycket vatten som finns tillgängligt och där spelar klimatet en stor roll (Olsson, 1979). Storleken på grundvattenbildningen skiljer sig åt i olika delar av landet. Det är vanligt att dela in Sverige i sex översiktliga zoner (Sundqvist et al., 2009). Till exempel anges det att östra Götaland och Svealand har en grundvattenbildning på 24-28mm/år, Skåne har 114 mm/år och mest har västra delarna av Sverige med 250 mm/år (Sundqvist et al., 2009). Översiktliga bedömningar av grundvattenbildningens storlek kan man göra genom att titta på faktorer så som nederbördsförhållanden, vegetation, topografi och geologi, där topografin är av stor betydelse (Knutsson & Morfeldt, 2002).

Grundvatten strömmar från högre till lägre potential och vattnets strömning är i allmänhet laminärt. Strömningshastigheten är beroende av den hydrauliska gradientenⁿ och den hydrauliska konduktivitetenⁿ för den vattenförande formationen (Knutsson & Morfeldt, 2002). Man delar in vattenförande formationer (akvifärerⁿ) baserat på deras geologiska egenskaper. Definitionen på en akvifärⁿ är enligt Kresic (2007) ”*En geologisk formation, eller grupp av hydrauliskt sammanbundna formationer, som kan överföra signifikanta kvantiteter av grundvatten som kan tas ut i bruklig mängd.*” Akvifärer delas vanligen in i öppna akvifärer, slutna akvifärer och läckande akvifärer. Öppna akvifärer har en fri grundvattenyta vars tryck är lika med atmosfärstrycket. En sluten akvifärⁿ har en tryckyta som inte står i kontakt med atmosfärstrycket på grund av ett överliggande impermeabelt lager, t.ex. lera. En läckande akvifärⁿ är en akvifärⁿ som står i kontakt med ett semipermeabelt lager genom vilket vatten kan läcka antingen in i eller ut från akvifären. Vattentrycket i akvifärerna bestämmer läckagets riktning (Knutsson & Morfeldt, 2002).

Grundvattennivån ligger i Sverige relativt ytligt, i regel på några få meters djup, och följer oftast markytans topografi (Grip et al., 2003). Detta grundar sig på en studie från 1960-talet från Verkaå-området norr om Stockholm. I studien kom man fram till slutsatsen att eftersom det i Sverige vanligtvis är små eller mycket små mäktigheter på jordlagren och därmed begränsad genomsläpplighet kommer grundvattenflödet att tvingas ut till markytan i lokala lågpunkter. Infiltrationen sker vanligtvis i topografins höjdpunkter och vi får ett flöde som följer landskapets topografi. Jorddjupens mäktighet är tillsammans med den hydrauliska kontakten mellan jord och berggrund de enskilt största faktorerna som bestämmer grundvattenytans nivå och eftersom jorddjupen är relativt små i Sverige så har vi också en ytligt liggande grundvattenyta (Gustavsson, 2009). Berggrunden är i allmänhet täckt av ett lager av jord och grundvattenbildning till berg sker i regel genom infiltration från jordlagren till berggrunden. För att förstå hur grundvatten bildas i både jord och mellan jord och berg måste det finnas en förståelse för vad som sker i markzonen.

3.2 Grundvattenbildning i jord

Grundvatten i jord bildas genom att ytvatten, nederbörd eller vatten från sjöar och vattendrag, infiltrerar ner genom markprofilen för att till slut nå den mättade grundvattenzonen. Den största delen av allt grundvatten bildas direkt genom att nederbörd perkolerar^a och endast en mindre del bildas genom att vatten från sjöar, åar, mossar och andra vattendrag indirekt infiltrerar till grundvattenmagasinet (Knutsson & Morfeldt, 2002).



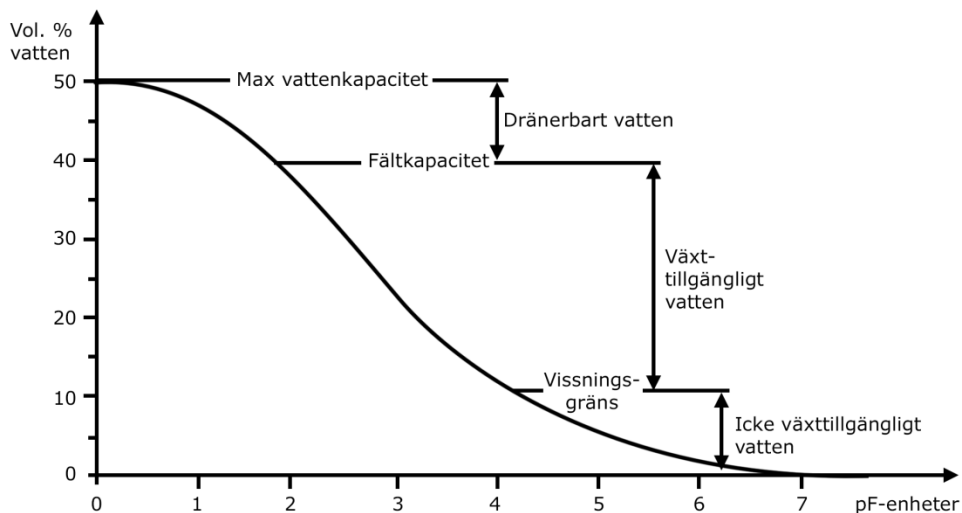
Figur 2. Schematisk indelning av markzonen. De mindre uppåtriktade pilarna indikerar kapillär stigning. Bilden är ej skalendig.

Kresic (2007) delar in markzonen i två zoner, den omättade zonen där både luft och vatten fyller porer och sprickor, samt den mättade zonen där vatten finns i alla porer och sprickor. Den omättade zonen kan sedan delas in i följande subzoner: markvattenzonen, intermediära zonen och kapillära zonen, se Figur 2. Markvattenzonens vattenhalt beror på jordartens permabilitet, se Tabell 1, klimatet och på växternas vattenupptag (Knutsson & Morfeldt, 2002).

Tabell 1. Värderna på hydraulisk konduktivitet för olika jordarter. Modifierad efter Grip & Rodhe (2003).

Jordart	K-värde (m/s)
Grus	10^0-10^{-3}
Sand	$10^{-2}-10^{-6}$
Silt	$10^{-5}-10^{-9}$
Lera	$< 10^{-9}$
Morän	$10^{-5}-10^{-10}$

Om fältkapaciteten inte är uppnådd tar markvattenzonen upp vatten tills vattenmättnaden är maximal (Gustavsson, 2009). Skillnaden mellan fältkapacitet och den absoluta vissningsgränsen, vid vilken växterna inte längre kan suga upp vatten, kallas det växttillgängliga vattnet. De olika vattenhalterna i markvattenzonen brukar åskådliggöras genom ett pF-diagram, se Figur 3.

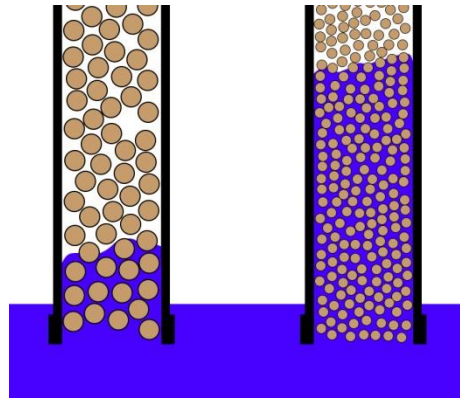


Figur 3. Schematisk bild över markzonens olika vattenhalter. Modifierad efter Knutsson (2002).

Om vattenhalten överskrider fältkapaciteten, som beskriver jordartens vattenhållande förmåga, börjar vatten att perkolera^r nedåt i systemet. Vattnet transporteras nedåt genom den intermediära zonen på grund av inverkan av gravitationen. Mäktigheten på den intermediära zonen varierar globalt sett kraftigt, från obefintlig till mer än 50 meters mäktighet (Kresic, 2007). Mäktighetens storlek bestäms av geologiska faktorer så som vittring och erosion. I Sverige är jordlagrens mäktighet ofta begränsad på grund av inlandisens erosiva påverkan på vittringsprofiler och jorddjup (Sundqvist et al., 2009).

Vattnet når efter en mer eller mindre lång tid ner till den kapillära zonen. Den kapillära zonen finner vi direkt ovanför grundvattenzonen, som räknas till den mättade zonen, och består av det vatten som hålls kvar av kapillära krafter. Vattnet kan endast stiga till den höjd då jämvikt råder mellan gravitationen och de kapillära krafterna. Kapillaritet består av både adhesiva och kohesiva krafter och varierar mellan olika jordarter (Kresic, 2007). Kapillär stighöjd är beroende av kornstorleken och är som störst i lera och som

minst i grus och sand, se Figur 4 (Knutsson & Morfeldt, 2002). Överskrids de kapillära krafterna fortsätter vattnet att sjunka ner till grundvattenzonen. Vid grundvattenytan råder det jämvikt mellan vattentrycket och det atmosfäriska trycket (Kresic, 2007). I den i Sverige så vanligt förekommande oregelbundna urbergsterrängen med liten täckning av morän ligger grundvattenytan relativt ytligt, oftast på någon meters djup.



Figur 4. Schematisk bild över kapillär stighöjd i grovt (th) och finare (tv) material. På grund av koheisva och adhesiva krafter stiger vattnet högre i det mer finkorniga materialet.

Hur mycket av nederbörden som infiltrerar genom jordlagren bestäms av i vilken form nederbörden kommer i, regn kan infiltrera direkt medan snö och hagel måste smälta först. Hur snabbt den kommer, ju snabbare tidsförlopp en given vattenmängd når markytan desto mer rinner av som ytavrinning. Även terrängens beskaffenhet, markens struktur och jordartstyp, markens vattenhalt, tryckytans läge samt jordlagrens hydrauliska konduktivitet^a bestämmer infiltrationen. I Sverige vid normal nederbörd, infiltreras det mesta eller allt vatten i de flesta jordarter, med undantag för lera (Knutsson & Morfeldt, 2002, Gustavsson, 2009). Det är av stor vikt att bestämma ett noggrant värde på markens genomsläpplighet, den hydrauliska konduktiviteten (K), för att kunna beräkna hur stor grundvattenbildningen blir vid en given tidpunkt. Olika jordarter har olika hydraulisk konduktivitet, där grus och sand har störst värde medan lera har minst, se Tabell 1. Morän är en osorterad jordart vilken täcker stora delar av Sveriges urbergsterräng. Att moränens sammansättning är så varierande innebär att det är mycket svårt att bestämma ett medelvärde för hydraulisk konduktivitet. Studier har försökt uppskatta den hydrauliska konduktiviteten i laboratorier för moränprover, men det har visat sig svårt att få en god överensstämmelse med den faktiska hydrauliska konduktiviteten. Anledningen till detta är att för morän har mikrostrukturer, sprickor och kornorienteringen en viktig betydelse till hur vattengenomtränglig jordarten är. Eftersom dessa strukturer förstörs antingen vid provtagningen eller vid själva laboratiemätningarna så tenderar K-värdet att underskattas. Fältbestämningar på svenska och norska moräner gav ett spann den hydrauliska konduktiviteten på 2×10^{-4} – 5×10^{-9} m/s, med ett medeltal på 3×10^{-6} m/s (Knutsson & Morfeldt, 2002). I moränens översta 0,5-1 meter är jordarten mer uppluckrad och tillåter ett högre flöde av ytnära grundvatten än längre ner i profilen. Vid nederbördstoppar bildar en stor andel av vattnet ytligt grundvatten i den översta delen av moränen och här kan det horisontella flödet bli så stort att mycket av nederbörden transporteras som ytnära grundvatten i denna övre mättade subzon av moränen. Under det mer uppluckrade skiktet är moränen

oftast hårdare packad och har lägre hydraulisk konduktivitet, därav är grundvattenflödet längre ner i moränen betydligt mindre (Lundin, 1982).

Tiden det tar för nederbörd att infiltrera genom markzonen ner till grundvattenzonen är beroende av flertalet faktorer. Vattnet binds kapillärt i jordens porsystem vilket gör att vattenhalten i den omättade zonen är en viktig faktor. Är marken torr så måste först marklagret suga upp vatten till dess att fältkapaciteten är nådd innan vidare perkolation kan ske (Gustavsson, 2009). I Sverige är i allmänhet markens infiltrationskapacitet större än nederbördens intensitet och i princip all nederbörd som faller som regn infiltreras (Grip et al., 2003). Om marken är mycket torr och består av finare kornstorlekar så som lera och silt kan det vid häftiga regn bildas ytavrinning av den fallande nederbörden. Detta sker dock endast till dess att systemets tröghet har övervunnits och vattnet åter börjar infiltrera i marken (Knutsson & Morfeldt, 2002). I inströmningsområdet infiltrerar vanligen merparten av allt vatten ner i jordmagasinet vilket får till följd att grundvattenytan stiger. Effekten blir att grundvattenutflödet i utströmningsområden ökar. Ökningen beror på ökning av den hydrauliska gradienten², ökad mäktighet av det vattenförande skiktet samt att den vattenledande förmågan ofta är större nära ytan. Stora mängder vatten kan snabbt transporteras som ytnära grundvatten vid nederbördstoppar och mycket av vattnet som transporteras i bäckar och andra vattendrag består av nyligen bildat utflödande grundvatten. Nederbörd som faller på utströmningsområden bildar ytavrinning (Grip et al., 2003). Tiden för infiltration kan vid vissa betingelser vara mycket kort men även mycket lång beroende på geologiska och hydrogeologiska faktorer. Grundvattnets omsättning är i större grad beroende av skillnaderna i konduktivitet mellan jordlager, berggrund och sprickzoner än av skillnaden i potential (Axelsson & Follin, 2000).

Grundvattenbildning är ett komplext system vilket gör att grundvattenbildning bara kan ske när vissa givna förutsättningar är uppfyllda. Exempelvis varierar grundvattenbildningen med årstidernas väderförhållanden. I slutet på våren och på sommaren är avdunstningen större och växterna tar upp mycket av det tillgängliga vattnet, vilket gör att det i många delar av Sverige inte sker någon grundvattenbildning då. Även under vintern sker det i stora delar av landet ingen grundvattenbildning på grund av att marken är tjälad och att nederbörden faller som snö. Detta gör att det i Sverige vanligtvis sker grundvattenbildning bara en kortare period på hösten och våren. I södra delarna av landet kan dock grundvattenbildning ske även under vinterhalvåret om marken inte har tjäle (Gustavsson, 2009).

Grundvattnet flödar ständigt genom den mättade markzonen i ett tredimensionellt system som beror på skillnader i tryckgradient mellan olika punkter i det tredimensionella systemet (Kresic, 2007). Knutson (2002) förklarar flödet med skillnader i tryckpotential och lägespotential, vilket gör att vattnet strömmar mot den lägre potentialen. Vattnets strömning kan bestämmas genom att använda Darcy's lag, se ekvation 4 nedan:

$$Q = -KA \frac{dh}{dL} \quad (4)$$

där Q är vattenflöde (m³/s), A är arean (m²) och K är den hydrauliska konduktiviteten (m/s) samt dh/dL är den hydrauliska gradienten² (Knutsson & Morfeldt, 2002). Darcy's lag innebär att storleken på flödet per ytenhet är proportionell mot tryckgradienten

multiplikerad med den hydrauliska konduktiviteten (Fetter, 2014). Det antas att vattnets densitet är densamma för alla tryck och temperaturer. Detta är givetvis inte fallet utan Darcy's lag kan behöva modifieras efter de givna betingelserna.

Grundvatten i jord hittar vi i Sverige främst i lösa sand- och grusavlagringar så som rullstensåsar, sandurfält och andra kvartära bildningar. Bland kvartära avlagringar är moräner i allmänhet dock relativt sett sämre på att lagra vatten och kapaciteten varierar på grund av jordartens inhomogena sammansättning (Knutsson & Morfeldt, 2002).

3.3 Grundvattenbildning från jord till berg

Grundvattenbildning till berg sker i regel via jordlagret. Endast där berggrunden är blottad och är tillräckligt genomsläpplig sker en infiltration direkt till berget. Eftersom majoriteten av all grundvattenbildning till berg sker via jord så är jordens vattengenomsläpplighet och den hydrauliska kontakten mellan jord och berg av största betydelse (Knutsson & Morfeldt, 2002). Sundqvist (2009) skriver att endast då det finns en god kontakt mellan sprickor i berget och vattenförande jordlager kan ett vertikalt grundvattenflöde från jord till berg ske. Lager av mindre genomsläppliga jordarter så som linser eller lager av lera verkar som ett stoppande skikt för det vertikala vattenflödet och gör att vattnet tvingas ta andra vägar (Olofsson, 1994).

Det är bara en liten del av den totala nederbörden som bildar grundvatten i berggrunden. En del av nederbörden rinner av som ytvatten, en del återgår till atmosfären som vattenånga vid avdunstning antingen direkt från mark/vattenytan eller från markvattenzonen, det mesta av nederbörden bildar grundvatten i jord och en del av det grundvattnet rinner sedan ut som grundvattenavrinning från exempelvis källsprång, och till våtmarker och bäckar (Gustavsson, 2009). Kvar finns bara en mycket liten del av nederbörden som kan perkolera^a vidare från grundvattenmagasinet i jord ner till berggrunden (Knutsson & Morfeldt, 2002) (Gustavsson, 2009).

Enligt Olofsson (1994) sker infiltration till berg endast på de platser där det finns lämpliga kombinationer av geologiska och hydrogeologiska förutsättningar. Detta är vanligtvis i topografiska höjdområden samt där bergets vattenförande strukturer så som sprickor och sprickzoner är hydrauliskt sammanbundna med vattenförande permeabla jordakvifärer eller vattenledande skikt så som sand- och grusigare partier i en annars heterogen jordart (Olofsson, 1994). Infiltrationen till det övre jord-bergsmagasinet kontrolleras enligt Lee & Lee (2000) av flödet genom den omättade zonen. När den omättade zonen har en större mäktighet bildas i viss mån mindre mängd djupare liggande grundvatten medan om den omättade zonens mäktighet är liten sker en direkt bildning av grundvatten. De visade även i sin studie att responsen till det övre magasinet var snabb efter nederbörd. Det tog längre tid för det undre, djupare liggande magasinet att svara på förändringar i nederbörd. Nivåvariationerna i grundvattenytan för det under magasinet fluktuerade inte lika mycket som för det övre magasinet, detta berodde enligt författarna på att det övre magasinet fungerade som en buffert samt att porsystemet skiljer sig åt mellan jord och berggrund (Lee & Lee, 2000) Även Sundqvist (2009) är av den uppfattningen att överlagrande jordmagasin har en utjämnande effekt på fluktuationer i grundvattennivå i berget vilket innebär att jordvattenmagasinet svarar snabbare på förändringar i nederbörd än vad berggrundsmagasinet gör. Om berggrunden ligger blottad eller om det finns en mycket god kontakt mellan jordlager och berggrund och om den hydrauliska konduktiviteten för jordarten är hög så svarar

emellertid berggrundsmagasinet snabbt på förändringar i nederbörd. Detta beror på den låga kinematiska (effektiva) porositeten² för berggrunden jämfört med jordakvifären. Den kinematiska porositeten² utgörs av den mängd hålrum som kan bidra till grundvattenflödet. Kristallin berggrund har en kinematisk porositet² på cirka 0,1 %. Den låga porositeten gör att även en liten påfyllnad till berggrundsmagasinet orsakar stora förändringar i grundvattennivån. Nivån i berggrunden kan höjas flera meter vid nederbördstoppar (Sundlöf, 2015).

Det är nödvändigt att kunna göra trovärdiga beräkningar på grundvattenbildningens storlek till berg, vid exempelvis vattenbudgetberäkningar för underjordskonstruktioner. Det är även av mycket stor vikt att kunna göra en trovärdig uppskattning av inläckagets storlek. Hänsyn måste då särskilt tas till den hydrauliska kontakten mellan jord och berg samt K-värdet för jordart respektive berggrund. Den hydrauliska kontakten mellan berg och jord är i Sverige ofta ganska skarp på grund av att inlandsisen rensat berget från vittringsprodukter och i vissa fall eroderat bort hela vittringszonen. Detta gör att det vanligen finns en stor skillnad i permeabilitet² mellan jordlagret och berggrunden. Storleksskillnaden är ofta flera tiopotenser (Sundqvist et al., 2009). Detta påverkar infiltrationen till berggrunden negativt och grundvattenbildning sker i regel där berget är uppsprucket. Även Gustavsson (2009) anger att det för urbergsområden som domineras av ett tunnare lager morän finns en konduktivitetskontrast mellan jord och berg med en faktor 10. Sundqvist (2009) skriver vidare i sin rapport att i många fall består berggrunden av en övre mer uppsprucken zon och en djupare liggande sprickfattigare zon. Denna övre zon fungerar ofta som en övergångszon mellan permeabilitetsskillnaderna och har ibland en lika hög hydraulisk konduktivitet² som jordlagren. I Sverige är den övre delen av berggrunden rik på belastningssprickor skapade av inlandsisens tyngd, vilka vanligtvis är parallella med markytan. Dessa så kallade bankningsplan ger den högre hydrauliska konduktiviteten i den övre zonen. Om K-värdet för jordlagret och den övre berggrunden är i samma storleksordning brukar man prata om att dessa bildar ett gemensamt konduktivt lager. Knutsson & Morfeldt (2002) benämner dessa som berg-jordakvifärer och karakteristiska för dessa är att de har god magasin förmåga och relativt hög hydraulisk konduktivitet. Denna dubbla typ av kvifär² har i studier påvisats ha en medeltransmissivitet² på 6×10^{-4} m/s (Baiocchi et al., 2014). Ibland råder också förhållanden där jordlagret i sig har en liten mäktighet eller måttligt K-värde vilket överlagrar ett i översta zonen mycket uppsprucket berg. Grundvattenbildningen till berg blir i dessa fall relativt stor och bergsmagasinet kan lagra stora mängder vatten (Knutsson & Morfeldt, 2002). Omsättningen av grundvattnet styrs främst av topografiska nivåskillnader och konduktivitetens djupberoende. Detta innebär att det är störst omsättning av grundvatten i det ytligare jordvattenmagasinet och i den överst belägna uppspruckna zonen av berggrunden. I de djupare delarna av berggrunden är omsättningen relativt blygsam (Gustavsson, 2009). Detta innebär att grundvatten i de övre lagren är betydligt yngre än det som finns djupare ner i berggrunden där omsättningen i praktiken närmar sig noll.

3.4 Grundvattnets uppträdande i berg

Grundvatten finns i kvifärer i kristallin berggrund över hela världen. Grundvatten i prekambrisk berggrund förekommer i vittrade, eroderade och sprickrika zoner (Davies et al., 2014) Det finns olika sorters bergarter som bildar berggrund. I denna rapport kommer fokus att ligga på kristallin, även kallad hård berggrund eller urberg. Sveriges berggrund domineras av urberg, mest granit och gnejs (Andréasson, 2006). Med

kristallin berggrund menas magmatiska bergarter så som granit och basalt samt metamorft omvandlade bergarter så som gnejs (Knutsson & Morfeldt, 2002). Grundvattenytan ligger ofta i Sverige endast på några meters djup och är en funktion av ringa jordlager och att berggrunden generellt sett har låg permeabilitet². Grundvattenytans nivå förändras ständigt på grund av naturliga variationer. Den varierar som en funktion av lufttrycksförändringar, nederbördsvariationer, klimatförhållanden och plötsliga händelser så som jordskalv eller ökning av externa laster. Man har sett att ett överliggande grundvattenmagasin i jord verkar utjämnande för grundvatten i berget. Drivande för grundvattenflöden är den hydrauliska gradienten² (Gustavsson, 2009).

Grundvattenmagasin i den här typen av bergarter saknar vanligtvis primär porositet² och vattnets flöde är istället helt beroende av den sekundära porositeten², vanligen i form av sprickor, sprickzoner och vittringszoner (Kresic, 2007). Hydrogeologiskt brukar man dela in grundvattenförekomster i berg efter vattnets strömning och hur det magasineras. Det finns fyra typer av akvifärer:

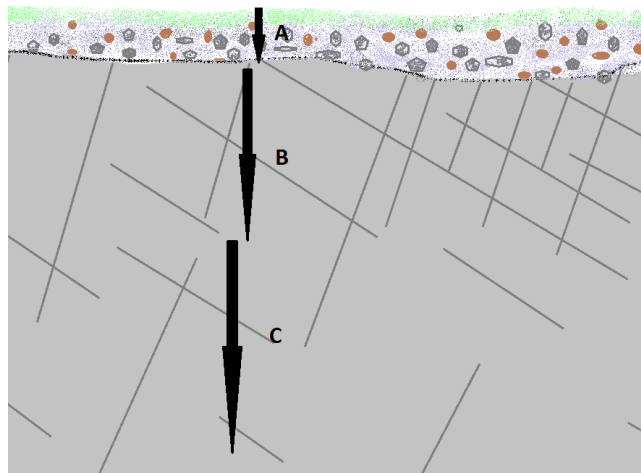
- Porakvifärer där vattnet strömmar genom bergartens primära porsystem, exempelvis okonsoliderade sandstenar eller porösa kalkstenar.
- Karstakvifärer som är grundvattenmagasin där vattnet strömmar genom kemiskt vidgade sprickor och gångar.
- Dubbelporositetsakvifärer där flödet beror på både primära porositeten² samt sprickor, exempelvis uppspruckna sandstenar.
- Sprickakvifärer där bergets sprickor fungerar som det vattenledande systemet (Sundqvist et al., 2009).

Sprickakvifärer uppvisar i regel en större heterogenitet än övriga ovannämnda akvifärtyper och de hydrauliska egenskaperna varierar mer även över kortare avstånd. Heterogeniteten beror på skillnaden i hydrauliska egenskaper mellan sprickorna och det omgivande berget samt den varierande graden av sammankoppling mellan sprickorna (David et al., 2014). En metod för att hitta grundvatten i kristallin berggrund är att använda sig av resistivitetsmätningar² (Janardhana Raju & Reddy, 1998).

Ett annat sätt är att dela in berggrunden i olika zoner beroende på skillnader i egenskaper. Lachassagne et al. (2014) delar in berggrunden i fyra olika zoner. Överst finns ett lager av järnutfällningar, bauxit eller kaolinit, sedan ett lager av vittringsprodukter (sapoliter), därefter ett sprickrikt lager med en mäktighet på några tiotals meter och med minskande sprickfrekvens med djupet och underst färskt berg som har låg sprickfrekvens, se Figur 5. De två översta lagren saknas under regel i svenska förhållanden, dels på grund av skillnader i klimat men även på grund av inlandsisens erosiva påverkan. Det är bra att känna till att berggrunden delas upp i zoner då även flera andra författare gör den här typen av indelning (Baiocchi et al., 2014, Krásný et al., 2014).

Grundvattenbildning till berggrund är bland annat beroende av berggrundens porositet, vilken kan vara antingen primär eller sekundär (Kresic, 2007). Berggrundens porositet definieras som volymandelen hålrum (Gustavsson, 2009). Kristallina bergarter är nästan vattentäta på grund av det sätt på vilket mineralen är sammanfogade med varandra (Gustavsson, 2009). Detta innebär att det är den sekundära porositeten², såsom sprickor, sprickzoner och krosszoner, som bestämmer permeabiliteten. Kinematisk porositet² är en term som är användbar för berggrundens porositet, då den anger den

mängd hålrum som kan bidra till grundvattenflödet. Många kristallina bergarter har så låg kinematisk porositet² som <0,1 % (Fetter, 2014). För ytlig berggrund i allmänhet kan man rangordna dessa från de vars primära porositet² är avgörande för grundvattenbildningens storlek till de som är beroende av sekundär porositet² för grundvattenbildning. Bäst förutsättningar för grundvattenbildning har porösa lavar och bergarter som bildar karstsystem, exempelvis kalksten, därefter kommer porösa och sprickiga sandstenar. Sämre förutsättningar för grundvattenbildning har kristallina bergarter som är helt beroende av den sekundära porositeten² för infiltrationens storlek. Minst infiltration sker i sprickfattig, sedimentär berggrund så som lerskiffer med lervittade partier (Knutsson & Morfeldt, 2002). Störst grundvattenbildning till berg sker i höjdpunkter i terrängen och om markprofilen är brant sker ett större grundvattenflöde på grund av den stora skillnaden i gradient. Viktigt är också att det finns god hydraulisk kontakt mellan berg och jord (Sundqvist et al., 2009). Genom att använda sig av vattenbalansberäkningar, hydrogeologiska data, spårämnesförsök (Knutsson & Morfeldt, 2002) eller peizometermätningar samt grundvattnets kemiska sammansättning (Lerner, 2002) kan man bestämma hur stor grundvattenbildningen är i det lokala område man är intresserad av.



Figur 5. Indelning av berggrunden i zoner. A: lager av vittringsprodukter, B: sprickrik övre berggrundszon, C: sprickfattigare nedre berggrundszon. Zonindelningen stämmer schematiskt överlag bra för svenska förhållanden, där dock lager A ofta består av ett tunnare moränlager. Bilden är ej skalenlig.

3.4.1 Kristallina bergarter

Då en stor del, ca 75 %, av Sveriges berggrund består av kristallina bergarter så som granit och gnejs, tas dessa upp i ett eget avsnitt här nedan. Kristallina bergarter kan delas in i magmatiska och metamorfa bergarter.

Magmatiska bergarter

Magmatiska bergarter indelas beroende på kemisk uppbyggnad; uppdelningen baseras på andel kiseldioxid som ingår. De indelas i sura, intermediära, basiska och ultrabasiska. Sura bergarter såsom graniter innehåller mer än 63 % kiseldioxid, vilket gör dem lättflytande men också mer spröda efter kristallisation. Det är den låga draghållfastheten och en högre E-modul² (elasticitetsmodul²) som gör att de lättare spricker upp (Gustavsson, 2009). De basiska bergarterna som exempelvis gabbro, amfibolit och diabas har en kiseldioxidhalt på 45-52 viktprocent (Andréasson, 2006). De basiska bergarterna är mindre spröda på grund av lägre E-modul² och draghållfasthet vilket gör att de inte spricker upp lika lätt som de sura. Detta gör att de saknar de regelbundna bankningsplan som är karakteristiska för exempelvis graniter. Forskning vid Äspö-

laboratoriet har visat att bergarter med högt innehåll av kiseldioxid generellt sett har en högre hydraulisk konduktivitet (Knutsson & Morfeldt, 2002). Gångbergarter såsom diabas fungerar som täta zoner, vilket stoppar upp eller leder vattnet i andra riktningar. I kontaktzonen mellan gångbergart och moderbergart bildas ofta spricksystem som kan ha goda vattenförande egenskaper (Knutsson & Morfeldt, 2002). Anledningen till att det ofta bildas sprickzoner i kontaktytan mellan sura och basiska bergarter kan härledas till skillnaden i elasticitetsmodul². Den sura bergarten kommer att ta större last vid en rörelse i berggrunden på grund av den högre E-modulen² och spricka upp. Generellt så har sura bergarter ett högre värde på hydraulisk konduktivitet² än basiska bergarter på grund av att de innehåller mer sprickor och spricksystem. Basiska bergarter vittrar lättare än sura, vilket innebär att sprickorna oftare fylls igen av vittringsmaterial. Sura bergarter vittrar också men producerar inte lika mycket vittringsmaterial och detta påverka sprickornas konduktivitet (Gustavsson, 2009). Intrusioner av gångbergarter såsom diabas, pegmatit och kvartsvener i en bergartskropp ger i kontakten med moderbergarten upphov till kontaktmetamorfos och/eller ökad sprickbildning. Detta leder till att den lokala vittringen ökar så att det bildas fördjupade vittringszoner i kontakten med moderbergarten. Dessa vittringsprofiler kan vara upp till 100 meter djupa och om det inte skett någon nämnvärd lervittring kan de ha en god hydraulisk konduktivitet² (Lachassagne et al., 2014).

Metamorfa bergarter

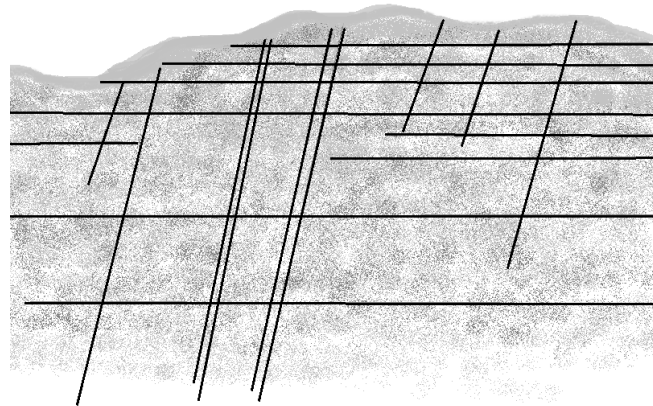
Metomorfa bergarter är bergarter som bildats genom metamorfos omvandling av andra bergarter. Det finns olika sorters metamorfa bergarter så som kvartsit, amfibolit och gnejs (Andréasson, 2006). Gnejserna kan ha magmatiskt, sedimentärt eller metamorft ursprung, men på grund av omvandlingen genom tryck och temperatur så tappar bergarten till olika stor grad sina primära egenskaper. Beroende på grad av metamorfos kan vi även tala om övergångsformer, som exempelvis gnejsgranit och granitisk gnejs. Ett typiskt drag hos många metamorfa bergarter är deras foliation eller skiktstruktur. Foliationen uppkommer genom plastisk tension i samband med omkristallisation i bergarten. Foliationen utgör en svaghetszon i vilken sprickor lättare uppstår (Gustavsson, 2009).

Skillnaden mellan granit och gnejs

För bakgrundsinformation till fallstudien ges här en kortfattad beskrivning av viktiga skillnader i hydrauliska egenskaper mellan granit och gnejs.

I granit sker uppsprickningen både som enstaka sprickor och spricksystem samt som regelbundna horisontella bankningsplan, se Figur 6. Sprickorna tillsammans med bankningsplanen bildar i granit spricksystem i tre dimensioner, vilka ofta är vattenförande. Bankningsplan uppkommer som en funktion av inlandisens tyngd och följer därför vanligtvis topografin (Sparrenbom, 2015). Den regelbundna sprickbenägenheten i graniter avtar mot djupet vilket också visar sig i att den hydrauliska konduktiviteten avtar i samma utsträckning. Graniters sprickor är mer uthålliga och oftare hydrauliskt sammanbundna än de i gnejs. Gnejs saknar ofta regelbundna bankningsplan på grund av att det är en metamorft omvandlad bergart vilket gör den mindre sprickbenägen, och om de uppkommer så återfinns de längs med svaghetszoner så som skiffrihetsplan eller foliationsplan. Foliationsplanen eller skiffrihetsplanen bildas vid metamorfosen och beroende på hur dessa är orienterade så varierar också den hydrauliska konduktiviteten. Gnejsers spricksystem ser annorlunda

ut jämfört med graniter på grund av att dessa oftare följer strukturer i gnejsen. Om sprickorna är vertikala är de att betrakta som isolerade sprickor medan om de har en flackare lutning är chanserna för sammanhängande vattensystem större (Knutsson & Morfeldt, 2002).



Figur 6. Exempel på horisontella bankningsplan samt vertikala sprickor och spricksystem i granit.

3.4.2 Sprickor och sprickzoner

Det är sprickorna och sprickzonerna i en kristallin bergmassa som leder vatten; därför är det av stor vikt att kunna karakterisera dessa. En sprickzon definieras genom att den har en sprickfrekvens som är minst 10 gånger högre än det omgivande berget (Gustavsson, 2009). En sprickzon består av olika delar. En sprickzon har en inre del med mycket hög sprickfrekvens som är omgiven av en övergångszon med hög sprickfrekvens. Om den innersta delen är så uppsprucken att den inte har någon vattenledande förmåga benämns den istället för krosszon. En sprickzon beskrivs med dess stupning och strykning. Detta betyder inte att de sprickor som utgör sprickzonen har samma orientering som sprickzonens huvudorientering (Gustavsson, 2009). Den hydrauliska konduktiviteten är 10-100 gånger större vad gäller berggrund med sprickzoner än en berggrund som saknar sådana (Follin et al., 2000). En krosszon kan om den är tillräckligt impermeabel fungera som en hydraulisk barriär, vilket gör att en avsänkning inte kan fortplanta sig i sidled från den ena sidan till den andra. Även en mycket konduktiv zon, såsom exempelvis ett ytvattendrag, kan ge samma effekt. Det vill säga att avsänkningen utbredning stannar upp. Dock är orsakerna till effekten olika då det i fallet med en hydraulisk barriär är omöjligt för avsänkningen att fortsätta i den riktningen, dock ökar istället avsänkningen vertikalt. Vid en konduktiv zon sker istället en påfyllnad av vatten vilket motverkar en vidare utbredning av avsänkningen i sidled (Gustavsson, 2009).

Att det är viktigt att kunna lokalisera och definiera sprickor och spricksystem är forskarkåren överens om. Orsakerna till sprickbildning i kristallin berggrund däremot fortfarande föremål för diskussion och tolkningar. Efter berggrundens bildande utsätts den för många processer och flera av dessa kan ge upphov till sprickbildning. Graden av sprickor och vittring berättar mycket om berggrundens historia, och detta reflekteras genom bland annat ålder, sammansättning, regional tektonik, intrusioner, paleoklimatologi, paleohydrologi samt ytnära erosion (Davies et al., 2014). Nedan följer några tolkningar av orsaker till sprickbildning:

- Tektoniska processer skapar stora spänningar i berggrunden och hur öppna sprickorna är beror på det spänningstillstånd som rådde i berggrunden när sprickorna bildades. Även senare reaktivering av sprickorna genom bland annat tektoniska processer kan påverka öppenheten (Knutsson & Morfeldt, 2002, Gustavsson, 2009, Kresic, 2007, Baiocchi et al., 2014).
- Avsvalningsprocesser, d.v.s. bergartsbildning där avkylning minskar volymen och ger sprickor (Knutsson & Morfeldt, 2002, Gustavsson, 2009, Kresic, 2007, Baiocchi et al., 2014).
- Bergskedjebildning (Gustavsson, 2009, Kresic, 2007).
- Avlastning genom erosion ger en minskning av vertikalspänningen. Avlastning från isens tyngd under deglaciationen ger upphov till avlastningssprickor, bankningsplan (Gustavsson, 2009).
- Glaciation som ger deformation inne i berggrunden på grund av stor last. Isens rörelse skapar skjuvkraft som påverkar sprickbildningen i det underliggande berget (Gustavsson, 2009).
- Frostvittring på grund av att smältvatten ger låg effektivitetsspänning i berget samt erosion och vittring som ger nya ytliga sprickor (Gustavsson, 2009, Baiocchi et al., 2014).
- Kontinentaldrift och plattetektonik ger storskaliga sprickmönster (Gustavsson, 2009).
- Havsnivåförändringar skapar fördjupade vittringsprofiler. Speciellt i viss äldre berggrund kan man hitta djupare vittringsprofiler än den i den översta vittringszonen. Eftersom vittringszoner även kan vara av hydraulisk vikt för en bergsmassas hydrauliska egenskaper är det viktigt att lokalisera dessa (Davies et al., 2014).
- Enbart vittringsprocesser som bestämmer graden av sprickbildning och den hydrauliska konduktiviteten i kristallin berggrund. Att det är så kan enkelt bevisas genom att den hydrauliska konduktiviteten är störst i den övre vittrade zonen av berggrunden och att K-värdet minskar med djupet. Även i den sprickrika delen av berggrunden är konduktiviteten lägre än i det översta lagret. De sprickor och spricksystem som berggrunden uppvisar kan inte förklaras av tektonik eller bildningsprocesser. Sprickorna uppstår istället som en funktion av att det genom vittringsprocessen skapas nya mineral genom omkristallisering i bergarten. Dessa mineral, vanligen biotit-hydrobiotit-vermiculit-lermineral, ger en ökning av volymen med 30-50 % vilket leder till att bergarten spricker upp (Lachassagne et al., 2014).

Sammanfattningsvis kan tilläggas att forskningsläget är tvetydigt och det finns flera teorier om hur sprickor i kristallin berggrund uppstår.

Olika typer av sprickor har olika stor vattenförande förmåga. Extensions- och tensionssprickor kan ha relativt goda vattenförande egenskaper med flöden upp till 10 l/s (Knutsson & Morfeldt, 2002). Det är viktigt att sprickan är relativt öppen för att flödet i den ska kunna ske. Sprickor är inte homogena strukturer utan man kan förvänta sig att sprickan är delvis fylld av bergfragment och sekundära mineral (Gustavsson, 2009). I Äspö finns SKB:s underjordiska forskningslaboratorium för utbränt kärnbränsle. Här har forskning gjorts på sprickors konceptuella uppbyggnad (Winberg et al., 2000). Slutsatserna som dragits av forskningen är att sprickvidden varierar längs sprickan. Sprickan är oftast inte bara en enda gång, utan små sidosprickor löper utmed huvudsprickan. Dessa sprickor är ofta stagnanta och kan inte leda vatten. Sprickor kan

innehålla utfällda mineral, bergartsfragment och bergartsmjöl. Detta tillsammans gör att flödet genom en spricka blir mycket komplext. Flödet kommer att följa sprickan där vidden är som störst, vilket innebär att flödet genom sprickan kommer vara ojämnt fördelat (Winberg et al., 2000). En enskild sprickas vattenförande egenskaper beror på hur öppen den är. Forskningen på Äspö visade att öppenhetsgraden varierar längs sprickans sträckning, vilket har stor inverkan på flödet. Flödet genom en spricka är proportionellt mot sprickvidden i kubik. Man vet att flödet i en spricka inte är laminärt utan koncentreras till vissa kanaler längs sprickytan där motståndet är minst och öppenheten störst. Detta gör att flödet kommer ha ett slingrande, virvlande mönster. Det sker också flöde i kontaktytorna mellan sprickor och mellan olika sprickplan. Sammantaget ger detta ett mycket komplext tredimensionellt flödesmönster (Winberg et al., 2000). Att sprickförekomsten minskar med djupet beror enligt Kresic (2007) på att trycket från den ökande överlagrande massan är större samt att ytliga sprickor är en funktion av avlastning. Spricksystemets orientering och sprickornas inbördes lutning har stor betydelse för hur mycket vatten magasinet kan lagra samt hur strömningen av grundvattnet ser ut. Öppna, brantstående sprickor som penetrerar markytan ger möjlighet till en hög infiltration. Är dessa hydrauliskt sammankopplade till de vanliga horisontella flackt stupande sprickorna ökar värdet på den hydrauliska konduktiviteten och transmissiviteten² (Gustavsson, 2009). Det finns en korrelation mellan sprickornas riktning och den största huvudspänningen (Knutsson & Morfeldt, 2002). Sprickornas riktning kan enligt Lachassagne et al. (2014) bero på spänningstillståndet i bergarten som uppstår genom vittringsprocesser. Forskning gjord på granit visar att det under vittring sker en ansamling av stress i både det horisontella ledet och det vertikala. De två största huvudspänningarna σ_1 och σ_2 ligger i det horisontella planet medan σ_3 , som är den minsta huvudspänningen, ligger i det vertikala planet. Sprickorna uppstår längs den minsta stressaxeln, det vill säga vertikalt för graniter. För metamorfa bergarter är det inte lika lätt att förutsäga sprickornas riktning beroende på huvudspänningarnas riktning då de ofta har flera veckaxlar och foiliationsstrukturer. Hur stor utbredning sprickan får kan beräknas av sambandet $2x$ vittingszonens utbredning (Lachassagne et al., 2014).

Hur lång tid vattnet stannar i ett geologiskt system beror, enligt studier gjorda av Katsuyama et al. (2010) på ett granitiskt område i Japan, på geologiska faktorer så som permeabilitet² och bergets hydrauliska egenskaper. Forskningen visar att det inte finns något sätt att ange en medeluppehållstid för vatten i kristallin berggrund utan att hänsyn måste tas till varje enskild lokalitet (Katsuyama et al., 2010).

3.4.3 Flöde

Grundvattnets flöde i kristallin berggrund sker i sprickor och spricksystem. Det kan vara en svårighet att bedöma vilken väg vattnet tar eftersom sprickor och sprickzoner kan leda vattnet i andra riktningar än beräknat. Vittringszoner och täta gångbergarter fungerar ibland som uppdämmande hinder som stoppar upp vattnet. Flödet sker då längs hindret till dess att detta upphör eller förändras och blir mer permeabelt (Knutsson & Morfeldt, 2002). Det är främst sprickporositeten, det vill säga funktionen av sprickornas öppenhet, avstånd, utbredning och sammankoppling, i berget som avgör hur stort flödet genom berggrunden blir (Kresic, 2007). Det är problematiskt att använda sig av Darcy's lag när det gäller vattenflöde genom sprickiga bergsmassor. Darcy's lag förutsätter att vattnet flödar laminärt genom ett homogent och poröst material. Då detta inte är fallet med de anisotropa sprickor och spricksystem som utgör flödesarean i sprickakvifärer måste också hänsyn tas till de fyra flödeskomponenterna,

de tre huvudriktningarna X, Y, Z samt oftast tid. Detta görs genom att integrera Darcy's flödesekvation med de hydrauliska ekvationerna genom flera set av sprickor och detta kan göras antingen deterministiskt eller stokastiskt. Vanligast är att använda ett stokastiskt förhållningsätt, men inom vissa fältgivna parametrar. Om man ska använda sig av Darcy's lag måste man veta den effektiva porositeten i sprickakvifären. Då kan man räkna ut arean för vilket flödet sker (Kresic, 2007). Borrning kan ge värdefull information om sprickornas geometri. Dock tenderar öppenheten att överskattas då borrning ofta ökar den naturliga vidden (Kresic, 2007). För att kunna karakterisera grundvattenflödet genom en bergart, måste man ta hänsyn till bergets porositet, permeabilitet^a och tryckförhållande, spricksystemets uppbyggnad och berggrundens stratigrafi (Gustavsson, 2009). Flödet genom kristallin berggrund med normal genomsläpplighet och flack topografi är i allmänhet mycket långsam, ofta cm/dygn till dm/dygn (Sundqvist et al., 2009).

3.4.4 Hydraulisk konduktivitet för kristallin berggrund

Den hydrauliska konduktiviteten bestäms vanligen genom provpumpningar i borrhål. Sundqvist et al. (2009) argumenterar för att begreppet transmissivitet^a bör användas istället för hydraulisk konduktivitet. Transmissiviteten^a ger ett värde på vattengenomsläppligheten integrerat över hela längden på en borrhålssektion. Ekvationen 5 beskriver transmissivitet^a - T (Knutsson & Morfeldt, 2002):

$$T = K \times b \quad (5)$$

där K är hydraulisk konduktivitet^a (m/s) och b är kvifärens mäktighet (m). Transmissiviteten^a ökar om den effektiva normalspänningen^a minskar. Detta är vad som händer vid borrning, pumpning och injektering, då dessa händelser ökar sprickvidden. Potentiellt ökar då den hydrauliska konduktiviteten (Fetter, 2014). Det är stor variation mellan olika bergarters värde på K, se Tabell 2 (Sundqvist et al., 2009). Transmissivitetens^a värde för sprickzonen gör att man kan bedöma grundvattnets omsättning och om denna är större i sprickzonen än i det omgivande berget. Gustavsson (2009) refererar till tester som visat att endast en mycket liten del av en bergsvolym står för en mycket stor del av vattenomsättningen, exempelvis så utgjorde bergsvolymen 7 % men stod för 54 % av transmissiviteten^a i ett av försöken (Gustavsson, 2009).

Tabell 2. Värden på hydraulisk konduktivitet för olika bergarter. Modifierad efter Gustavsson (2009) samt Knutsson och Morfeldt (2002).

Bergart	K-värde (m/s)
Granit	10 ⁻⁵ - 10 ⁻⁸
Gnejsgranit	10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁸
Smålandsgranit	10 ⁻⁶ - 10 ⁻¹⁰
Diorit	10 ⁻⁷ - 10 ⁻¹¹
Grönsten	10 ⁻⁵ - 10 ⁻¹¹
Gnejs	10 ⁻⁵ - 10 ⁻¹⁰

Som Tabell 2 visar är variationen på hydraulisk konduktivitet^a inom en bergart större än den är mellan olika bergarter. Orsaken till detta går att finna i att värdet på den

hydrauliska konduktiviteten är beroende på det heterogena spricksystemets uppbyggnad och storlek, och då detta är starkt varierande varierar också värdet på K. Det går alltså inte att använda generella K-värden för att få ett tillförlitligt värde på till exempel inläckagets storlek till en tunnel, utan man måste använda platsspecifika värden. Permabiliteten² är oftast större i den ytligare bergsmassan på grund av att nybildat grundvatten nära markytan kan vara aggressivt mot sprickmineral som fyllt ut sprickorna sekundärt, vilket gör att ytligt liggande sprickor är mer öppna. En annan anledning är att den hydrauliska konduktiviteten minskar med djupet på grund av att den ökande bergsspänningen tenderar att sluta sprickorna, vilket leder till en minskad sprickfrekvens (Gustavsson, 2009). Transmissiviteten² kan beräknas från provpumpningsdata genom att använda metoden framtagen av Jacob & Cooper 1946 (David et al., 2014). Hydraulisk konduktivitet² kan beräknas genom att analysera sluggtestdata från borrhål genom att använda Hvorslevs metod från 1951 eller Bower-Rice metoden från 1976 (David et al., 2014). Forskning har visat att den hydrauliska konduktiviteten för graniter varierar mellan 10^{-5} - 10^{-7} m/s, gnejsgranit har ett värde på mellan 10^{-5} - 10^{-8} m/s och sedimentgnejsjer varierar mellan 10^{-7} - 10^{-9} m/s (Knutsson & Morfeldt, 2002).

3.4.5 Metoder för att uppskatta grundvattenbildningens storlek

Kristallina sprickakvifärer utgör mycket heterogena och anisotropa system, och denna komplexitet samt varierande sammansättning gör det svårt att bedöma storleken på grundvattenbildningen till berg. Om provpumpningsdata används vid beräkning av grundvattenbildningens storlek är det viktigt att bedömningen av tillrinningsområdet är tillförlitlig (Knutsson & Morfeldt, 2002).

Det finns ett antal vanligen använda metoder för att beräkna och utvärdera grundvattenbildningens storlek. Inströmningen till ett grundvattenmagasin kan bestämmas med hjälp av spårämnen. Vanliga spårämnen är syreisotopen ^{18}O , väteisotoperna deuterium och tritium och salterna NaCl, KI och AlBr₃. Även olika metallkomplex så som Cr-EDTA kan användas (Knutsson & Morfeldt, 2002). En metod som också går att använda för uppskattning av grundvattenbildning är mätningar och analyser av grundvattennivåer tillsammans med vattenbalanskvationer. En försvårande faktor är att bestämma den effektiva porositeten och värdet på evapotranspirationen². Vattenbalansberäkningar ligger ofta till grund för modelleringar av grundvattenbildningen i ett område. Flödesmätningar på utströmmande grundvatten från exempelvis källor kan vara en annan metod för uppskattningen av grundvattenbildningens storlek. Flödesmätningar kan också göras på medelvattenföringen från ett ytvattendrag kopplat till området. Mängden utflödande vatten är grovt sett den maximala mängden naturligt bildat grundvatten (Knutsson & Morfeldt, 2002). Vid långtidsprovpumpningar i brunnar med mycket väl avgränsade tillrinningsområden är, vid stationära förhållanden, uttaget i jämnvikt med grundvattenbildningen (Grip et al., 2003).

Hur stor grundvattenbildningen blir är beroende av i vilken typ av miljö grundvattenbildningen sker. Faktorer som har negativ inverkan på den naturliga grundvattenbildningen är urbana miljöer med stor andel hårdgjord yta, moräntäcke och berg i dagen. Erfarenhetsbaserade studier visar på behovet av en grundvattenfaktor som multipliceras med den för området maximala grundvattenbildningen för att få ett mer verklighetsbaserat värde. Exempel på sådana faktorer är 1,0 för isälvsmaterial, 0,5 för morän, 0-0,3 för urban miljö samt 0,1-0,2 för berg i dagen. Isälvsmaterial har en faktor 1-

1 och ger då samma värde som det beräknade medan ett moräntäcke endast ger halva den beräknade grundvattenbildningen (Blom, 2015). Nyare forskning gällande grundvattenbildning i urbana miljöer pekar på att grundvattenbildningen faktiskt kan vara större än vid orörda förhållanden. Detta beror på att vattenledningssystem, avloppsledningar och dräneringssystem läcker vatten till marken eller berggrunden, och att en del av detta bildar grundvatten (Lerner, 2002). Till exempel har studier i Göteborg visat att av den totala volymen vatten i olika ledningssystem läcker 26 % av detta ut i omgivande mark (Norin et al., 1999). I vissa fall bildas mer grundvatten i urbana miljöer än i naturliga, vilket även det måste tas med vid beräkning av grundvattenbildningens storlek.

Beräkning av grundvattenbildning

En översiktlig beräkning av grundvattenbildning under ostörda förhållanden kan ske genom att använda ekvation 1. Magasinsförändringen kan antas vara försumbar över längre tidsperioder, vanligtvis 30 år (Gustavsson, 2009). Avrinningen (ytavrinning och grundvattenavrinning) kan för normala jordarter antas vara den samma som den maximala grundvattenbildningen på grund av att grundvatten måste nybildas i samma takt som det rinner av (Grip et al., 2003). Formeln för grundvattenbildning (Q_G) kan då skrivas som ekvation 6:

$$Q_G = P - E \quad (6)$$

3.5 Tunneldrivning

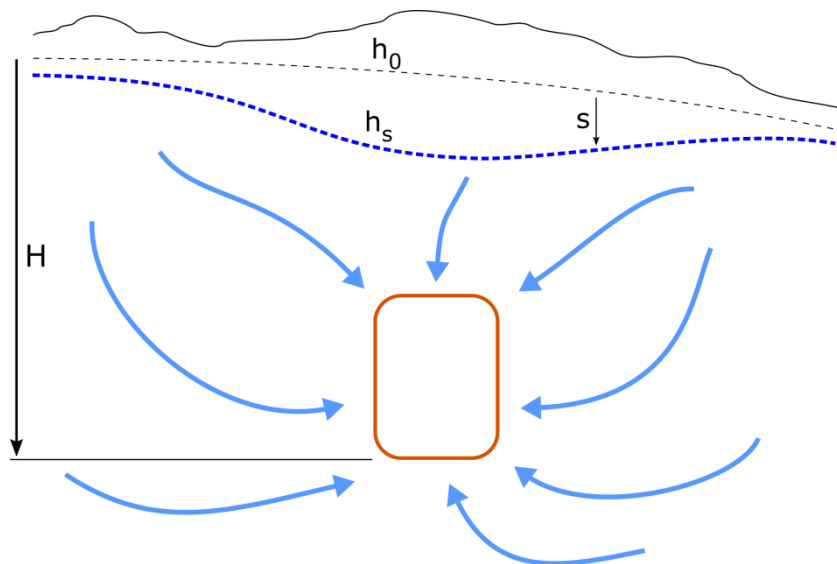
I Sverige har vi bra förutsättningar för att bygga underjordiska konstruktioner, i form av tunnlar eller bergrum. Vi har goda geologiska förutsättningar på grund av att största delen av berggrunden består av kristallint urberg, vilket är hårt och har stor egen bärförmåga. Inlandsisens framfart har effektivt skalat bort jordlager och det översta vittrade lagret från berggrunden, vilket gör att vi har små till måttliga jorddjup. Vi har en gruvtradition som sträcker sig långt bakåt i tiden samt en teknisk utveckling som hela tiden varit i framkant. Dessa faktorer har gjort att vi är duktiga på att bygga i kristallint berg. Trots den goda kunskapen återkommer ständigt problemet med grundvatten. Den stora majoriteten av tunnlar fungerar som dräneringscentra dit vatten från omgivande berggrund söker sig (Knutsson & Morfeldt, 2002). Inläckande grundvatten till tunnlar, avsänkning av grundvattenytan med tillhörande omgivningspåverkan, föroreningsmigration med flera är några av de problem som associeras med byggnation i berg. I det här avsnittet tas grundvattenbildning vid tunnelbyggnation, läckage till tunnel samt avsänkingsproblematik och beräkningar upp.

3.5.1 Störd grundvattenbildning vid tunneldrivning

När man gör större ingrepp i berg eller jord ändras de förutsättningar som grundvattnet har anpassat sig efter. Genom att exempelvis bygga i berg, dränera eller leda bort grundvatten påverkar vi dessa förutsättningar och detta påverkar grundvattenflödet, grundvattenbildningen, grundvattenkvaliteten och flödesmönstret. Grundvattnet måste anpassa sig efter de nya förutsättningarna och det tar ofta 2-10 år innan ett nytt jämviktsläge har ställt in sig (Axelsson & Follin, 2000).

Man talar om störd grundvattenbildning när grundvattenbildningen påverkas av ett mänskligt ingrepp i naturen, så som att bygga tunnlar i berg. När man bygger en tunnel

ändrar man de hydrogeologiska förhållanden genom att tunneln fungerar som ett dräneringscentrum, se Figur 7. Flödet ändrar riktning och söker sig in mot tunneln från alla riktningar. Hur flödet förändras beror på hur geologin ser ut i berget samt i ovanliggande jordlager och om och i vilken grad tunneln tätas. Inläckage sker till alla tunnlar, oavsett om dessa tätas eller ej. Storleken på inläckaget är dock beroende av graden av injektering. Vid injektering tätas berggrundens sprickor genom att man sprutar in ett tätande medel i sprickor och sprickzoner. Om inläckaget är stort behövs vattnet pumpas bort. Genom att pumpa bort vatten från tunneln sänks grundvattentrycket runt om tunneln. Detta gör att flödet till tunneln ökar vilket leder till en ökad grundvattenbildning (Knutsson & Morfeldt, 2002). Berggrundens sprickor och spricksystem töms på grundvatten vilket gör att de får en större förmåga än tidigare att infiltrera nytt grundvatten. Det ökade avståndet mellan grundvattenytan och markytan får som effekt minskad ytavrinning, lägre markvattenhalt och ökad infiltration på grund av den ökade gradienten in mot tunneln. Friktionsjordar fungerar på samma sätt som berggrunden; porutrymmet dräneras på vatten vilket leder till att infiltrationen kan öka (Berzell, 2011). I anslutning till sprickzoner kan det uppkomma dubbla grundvattenytor vid dränering, en i jorden och en i berggrunden med en omättad zon i bergets övre del (Axelsson & Follin, 2000). Om uttaget från berggrunden fortsätter sker endast en vidare avsänkning i berggrundsmagasinet. Jordmagasinet förblir då opåverkat (Gustavsson, 2009). I vissa situationer så som närvaro av diabasgångar, lång pumptid och i de fall där tunneln skär större sprickzoner kan det ske en avsänkning av grundvattenytan i jord på större avstånd från tunneln. I de fall där sprickzonen har stor lateral utbredning kan vatten dräneras på stora avstånd från tunneln utan att en avsänkning av grundvattenytan i jord i tunnelns närhet påverkas (Knutsson & Morfeldt, 2002).



Figur 7. Vattnet söker sig in mot tunneln från alla riktningar då underjordskonstruktioner fungerar som dräneringscentra. H är tunneldjupet ner till tunnelbotten, h_0 är grundvattnets trycknivå, h_s är grundvattenytans nivå efter avsänkning och s är avsänkningen. Modifierad efter Gustavsson (2009).

Den ökade grundvattenbildningen är en funktion av det ökade vertikala flödet och beroende på vilken typ av akvifär² som överlagrar berget blir responsen olika. Om det ligger en öppen akvifär² ovanpå berggrunden och det finns en god hydraulisk kontakt mellan jord och berg kommer det sänkta grundvattentrycket runt om tunneln leda till att grundvatten via sprickor och sprickzoner dränerar ovanliggande jordakvifär. Om

jordakvifären är öppen, det vill säga att den har direkt kontakt med atmosfären, kommer en sänkning av grundvattennivån ske om inte grundvattenbildningen ökar. Grundvattenbildningen styrs av mängden tillgängligt vatten och den hydrauliska konduktiviteten för jordarten. Om det finns tillgängligt vatten kommer en ökad grundvattenbildning att ske för att motverka en sänkning av grundvattenytan i jordakvifären. Under perioder med minskad grundvattenbildning eller ingen grundvattenbildning alls kommer dräneringen av tunneln att skapa en avsänkning av grundvattenytan i jordakvifären. Medelnivån för grundvattnet kan sänkas i både jordakvifären och berggrundsakvifären. Detta märks då som en sänkning av grundvattenytan främst under torrperioden (Berzell, 2011). Sett över hela året är dock grundvattenytan relativt stabil och ingen avsänkning sker i jordlagren. Det kan dock ta flera år innan systemet anpassat sig efter de nya förutsättningarna och ett jämviktläge mellan utpumpad volym grundvatten och ökad grundvattenbildning infinner sig. Den ökade grundvattenbildningen sker på bekostnad av minskad ytavrinning och tillrinningsområdet för akvifären kan öka. Forskning har visat att den ökade grundvattenbildning som sker vid tunnelbyggnation och tunneldrift inte alltid sker enbart i tunnelns direkta närhet. På grund av berggrundens anisotropi och dess heterogena sprickuppbyggnad är inte den hydrauliska konduktiviteten homogen genom hela bergsmassan utan varierar med sprickor och sprickzoner. En del av dessa sprickor kan ha stor uthållighet och dränera grundvattenmagasin på stora avstånd från tunneln. Det kan innebära att en stor del av det vatten som läcker in vid tunnelbyggnationer inte är grundvatten som bildas i tunnelns närområde utan kommer från områden utanför avsänkingsområdet (Ragvald, 2012).

Mossmark et al. (2008) gjorde en studie på ytavrinning som funktion av pumpning i Gårdsjön, ett område strax norr om Göteborg. Geologin i området bestod av gnejsig granodiorit med tunnare moräntäcke ovanpå. Först gjordes en tre år lång förstudie av de naturliga förhållandena på platsen vad gäller ytavrinning och grundvattenbildning. Därefter pumpades en borrhälsbrunn under 2 år. Efter pumpstopp mättes nivåerna under två år innan studien avbröts. Resultatet man kom fram till var att grundvattenbildningen i området ökade som funktion av pumpningen och att ökningen stod i proportion till minskad ytavrinning. Ytavrinningen minskade mellan 40-61 % under tiden för pumpning och var vid pumpstopp 60 % mindre än i ett opåverkat kontrollområde. Vid studiens slut hade ytavrinningen återhämtat sig med 20 %, dock var ytavrinningen alltså cirka 40 % mindre än vad den var innan pumpstart. Författarna anger att återhämtning av vattenmättnad i det ytligt liggande berget och i de minsta sprickorna var försenad. Dessa system var under drift omättade vilket gör att systemet får en tröghet med vilken det tar flera år innan vattennivåerna är tillbaka på de ursprungliga (Mossmark et al., 2008). En fortsatt ökad grundvattenbildning är alltså att vänta sig under en längre period efter avslutad dränering eller utpumpning av inläckande grundvatten från en tunnel. Omsättningen av grundvattnet ökar när grundvattenbildningen till följd av pumpningen ökar. Detta kan leda till att de geokemiska förhållandena förändras vilket får som följd att vattenkemin förändras. Den ökade omsättningen kan också leda till att föroreningar kan spridas till andra djup och andra magasin än där föroreningen ursprungligen förekom (Knutsson & Morfeldt, 2002).

3.5.2 Läckage av grundvatten samt avsänkning av grundvattennivåer vid tunneldrivning

Inläckande grundvatten till tunnlar ger oftast stora problem. Byggnation av tunnlar fördröjs och kostar mer pengar om mycket vatten läcker in i tunneln (Li et al., 2009). Arbetsförhållandena i tunneln försvåras och avsänkning av grundvattenytan kan ge många olika negativa effekter som till exempel påverkan på vegetation och markstabilitet. Det kan även ge följder som minskad effekt i energibrunnar och bergsvärmeanläggningar samt att uttag i brunnar för vattenuttag kan minska (Cesano et al., 2000, Raposo et al., 2010).

Inflöde av grundvatten i en tunnel ger upphov till en trycksänkning i grundvattnet i berggrunden som omger tunneln. Trycksänkningen utbreder sig radiellt från tunneln till dess att jämvikt råder mellan inflödande och utpumpat grundvatten (Axelsson & Follin, 2000). Det tar ofta flera år innan en ny jämvikt mellan inläckande grundvatten till en tunnel och inflödande grundvatten till bergsmagasinet på nytt råder, det vill säga innan stationärt tillstånd råder (Knutsson & Morfeldt, 2002). Den naturliga grundvattenströmningen förändras i och med tunnelbygget och grundvattnet strömmar i sprickor och spricksystem in mot tunneln. Detta medför att den naturliga grundvattennivån i sprickor/spricksystem som står i kontakt med tunneln kommer att ändras (Axelsson & Follin, 2000) Under byggfasen och även i driftskedet kan en temporär eller permanent avsänkning av grundvattenytan uppkomma. Hur stor denna avsänkning blir beror på många parametrar så som vilken typ av akvifer^a som överlagrar bergakvifären, jordlagrens permeabilitet^a och berggrundens transmissivitet^a samt områdets topografi (Knutsson & Morfeldt, 2002). Det spelar även in hur väl tätning av tunneln utförts samt vilken täthetsgrad som Miljödomstolen kräver (Sparrenbom, 2015). I topografiska lågpunkter sker den största avsänkningen. Detta beror på att berggrunden ofta är mer uppsprucken i sänkor samt att jorddjupet är mäktigare vilket ger ett större vattenförande magasin i vilken avsänkningen kan ske. Axelsson & Follin (2000) menar att även områdets vattenbalans^a, jordlagrens magasin förmåga samt om grundvattenmagasinet har hydraulisk kontakt med större ytvattendrag, sjöar eller hav har stor betydelse för avsänkningens storlek. Förekomsten av och närheten till intrusiva gångbergarter såsom diabas påverkar också avsänkningen, detta genom att gångbergarter påverkar sprickförekomsten i berget. Avsänkningen minskar om grundvattenbildningen är stor (Axelsson & Follin, 2000). Om den hydrauliska kontakten mellan berg- och jordmagasin är dålig på grund av vittrad eller leromvandlad yta avsänks berggrundvattenmagasinet snabbt utan att jordlagret nödvändigtvis påverkas (Berzell, 2011). Grundvattenmagasinet i överlagrande jordlager kan påverkas av trycksänkningen i berggrunden med en avsänkning som följd. Avsänkning i jordlagren blir vanligtvis mindre än den i berggrunden främst på grund av större grundvattenbildning. Om jordlagrens permeabilitet är stor kan stora mängder grundvatten dräneras från relativt små ytor men är permeabiliteten liten blir istället det påverkade området större. Avsänkningen är som störst nära tunneln och minskar radiellt från dess centrum (Berzell, 2011). Avsänkningstrattens form är dock inte radiell utan ofta oregelbunden i formen på grund av heterogeniteten i berggrunden (Ragvald, 2012). Påverkansområdet är större i berg än för jord och man har sett i exemplet med Hallandsåsen att brunnar blev påverkade på flera kilometers avstånd från tunneln (Edling et al., 1998). För att minska de negativa effekterna av kraftig avsänkning av grundvattenytan vid tunnelbyggnation återförs ofta det utpumpade vattnet genom

konstgjord infiltration till jordlagren (Knutsson & Morfeldt, 2002). Infiltrationen kan ske genom att återföra vattnet till brunnar som har kontakt med den avsänkta akvifären eller genom att släppa ut det direkt på jordytan och låta det infiltrera själv alternativt genom infiltrationsbassänger.

Om det ovanför berggrunden finns ett lager med låg hydraulisk konduktivitet^a betecknas bergakvifären som en sluten akvifär^a. Den kan vid tunnelbygge på grund av bortpumpning av vatten bli till en sluten akvifär med läckage. Där läckaget induceras som följd av en ökad trycknivåskillnad mellan den pumpade akvifären och det ovanförliggande tätare lagret. Om lagret med mindre hydraulisk konduktivitet^a överlagras av en öppen akvifär^a kan vatten börja tränga igenom lagret från den ovanförliggande akvifären ner till berggrundsakvifären. Om det inte finns något vattenförande magasin ovanför det mindre permeabla lagret kommer det vatten som finns lagrat i det mindre permeabla lagret att dräneras (Knutsson & Morfeldt, 2002). Om jordlagret består av finkorniga jordarter så som tät moränlera, lera eller silt sker det ingen omedelbar avsänkning (Emmelin, 1998). Dock kan läckage från lagret uppkomma senare vilket leder till en volymminskning av lagret. Volymminskningen beror på ändring av porvattentrycket i jordarten och kan ge ändringar i markstabilitet och orsaka sättningseffekter. Exempelvis ger en grundvattensänkning på en meter i lera en ökad belastning motsvarande 1 ton/m² (Knutsson & Morfeldt, 2002). Avsänkning i lera eller lerig morän ger ingen eller liten påverkan på växtligheten eller grävda brunnar om inte avsänkningen är så stor att allt vatten dräneras (Axelsson & Follin, 2000).

Inläckage till en tunnel beror på den hydrauliska kontakten mellan jord och berg, berggrundens konduktivitet, berggrundens effektiva porositet, mängden tillgängligt vatten, tunnelns djup under grundvattenytan samt till viss del tunnelns radie (Berzell, 2011). Det finns flertalet faktorer som styr hur stora eller små läckagen blir in till en tunnel. Både stora och små läckage styrs bland annat av bergets fysiska egenskaper samt sprickornas öppenhet. Bergarten har en viss betydelse då olika bergarter spricker upp på olika sätt. Exempelvis har gnejs en mindre andel vattenförande och hydrauliskt sammanbundna sprickor och spricksystem än granit, varför tunnlar byggda i gnejs har en mindre tendens till läckage. Inläckaget till tunneln är oftast störst långt ner på tunnelväggen och vid tunnelbotten, vilket beror på att avsänkningen är större i tunnelns botten. En generell regel är att avsänkningen vid tunnelbotten är lika mycket större än vid tunneltaket som tunneln är hög (Gustavsson, 2009). Studier på Bolmentunneln (Cesano et al., 2000) har visat att det är olika processer som styr de mindre respektive de större inläckagen till en tunnel. Större läckage till en tunnel beror på topografi, mäktigheten på ovanliggande jordlager samt tunnelns djup. I normalfallet är det mesta av grundvattnet lagrat i jordakvifären och endast en mindre del i berggrunden, detta på grund av den stora skillnaden i hydraulisk konduktivitet^a mellan jord och berg. Jordlagren är som mäktigast i svackor i terrängen vilket gör att det finns mer grundvatten tillgängligt för läckage i topografiska lågpunkter. Det är i topografiska lågpunkter som berget är mest uppsprucket och är sprickorna vertikala eller svagt stupande så är det stor sannolikhet att dessa fungerar som dräneringssystem som effektivt leder grundvattnet från jordakvifären till tunneln. För att läckage ska ske enligt ovan så måste den hydrauliska kontakten mellan berg och jord vara god. Tunnelns djupposition spelar också en roll för läckagets storlek av den enkla anledningen att det finns större dränerbar bergsvolym runt omkring tunneln ju djupare den är belägen. Det gör att dräneringsradien och influensradien i berget ökar med tunnelns djupläge. För

mindre läckage är det volymandelen sprickor samt graden av förinjektering som styr inläckagets storlek. De mindre sprickorna är oftast inte vattenförande utan läckaget beror på dränering av det vatten som redan finns lagrat i sprickan (Cesano et al., 2000). För att ta reda på läckagens storlek kan det för de större läckagen vara användbart med resistivitetmätningar och för de mindre läckagen är seismiska och magnetiska metoder väl fungerande (Cesano et al., 2000). Det är viktigt att ta hänsyn till alla ovanstående parametrar när man modellerar en tunnels inläckage, då modelleringsanalyser tenderar att fokusera på bergets egenskaper istället för att se jordlagren och berggrunden som ett sammankopplat system. Detta gör att förutsägelser om inläckagets storlek baserat enbart på bergets och sprickornas egenskaper tenderar att bli felaktiga (Cesano et al., 2000).

Efter en tid kommer inläckaget till tunneln att minska. Detta har enligt Knutsson & Morfeldt (2002) tre olika orsaker:

1. Berget anpassar sig Bergmekaniska orsaker till de nya rådande spänningstillstånden, vilket gör att sprickornas vattenförande volym minskar och att mindre sprickor helt sluts.
2. På grund av att det inte enbart är grundvatten som fyller sprickor och sprickzoner utan även luft, uppkommer ett tvåfasflöde närmast tunneln. Luftbubblorna i sprickorna minskar flödet helt eller delvis genom sprickan.
3. Om det cirkulerande grundvattnet innehåller kalcium och järn kan dessa fällas ut som sprickmineral och minska flödesarean i sprickan eller helt läka vissa sprickor.

Dessa tre processer leder till minskad transmissivitet^a närmast tunneln, vilket får som effekt att inläckaget till tunneln minskar (Knutsson & Morfeldt, 2002). Enligt Gustavsson (2009) är vertikalflödet in i tunneln som störst rakt ovanför tunneln och 80 % av inflödet kommer ifrån en area som motsvarar ett område på upp till 3 tunneldjup från tunnelväggen. Vid för Sverige normala jord- och bergsförhållanden kan man även generalisera influensområdet till att bli 3-5 gånger tunneldjupet (Gustavsson, 2009).

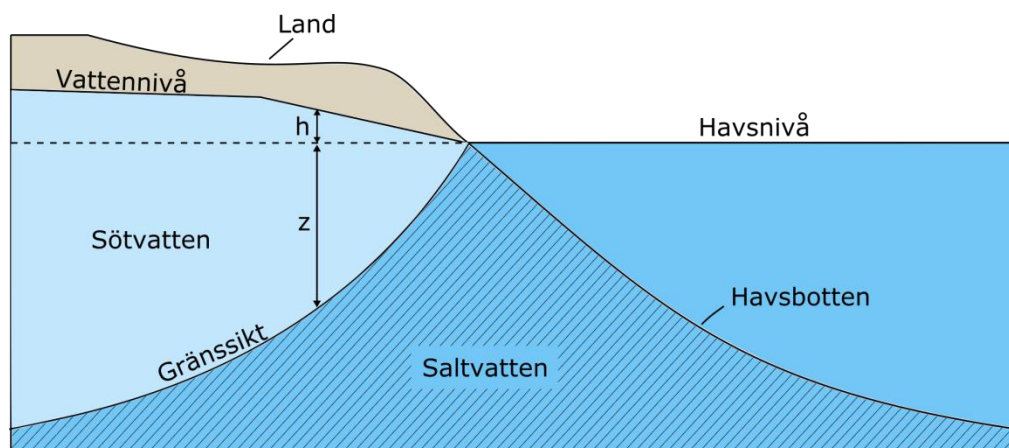
Injekteringens påverkan på läckagets storlek

Injektering av tätningsmedel minskar volymen inträngande grundvatten till tunneln. Hur mycket injekteringen påverkar beror på vilken injekteringsmetod och vilket injekteringsmedel man valt samt i vilken omfattning injekteringen har utförts. Effekten beror på det valda injekteringsmedlets partikeldiameter och hur små sprickorna är. Speciellt cementbaserade injekteringsmedel har svårighet att tränga in överallt på grund av att partikeldiametern är större än de minsta vattenförande sprickorna. Man kan inte helt tätta en tunnel endast genom användning av ett slags injekteringsmedel. En åtgärd kan vara att kombinera cementinjektering med något fintättningsmedel eller kemikaliebaserat tätningsmedel (Gustavsson, 2009). Om kemikaliebaserade tätningsmedel används måste det noga övervakas så att medlet inte läcker ut i grundvattnet runt omkring tunneln, såsom var fallet med tätningsmedlet RocaGil i Hallandsås (Edling et al., 1998). Om berget är starkt uppsprucket, räcker det oftast inte med att bara injektera för att nå den angivna tätheten. Ibland måste andra åtgärder som hel betonginklädnad av tunnel användas (Axelsson & Follin, 2000). Vid injektering i sprickzoner kan zonen mycket väl tätas, men risken finns att flödet i sprickorna omdirigeras till mindre sprickor vilket gör att problemet med läckage kvarstår (Gustavsson, 2009). Det som bestämmer injekteringens verkningsgrad är sprickornas öppenhet och storlek, val av injekteringsmedel och vilket tryck man använder vid

injekteringen. Förinjektering används innan berget tas ut och sprutas in i förborrade hål placerade i en solfjäderform runt den tänkta tunneln. Efter injektering borrar nya hål som vattenförlustmäts. Om tätheten uppfyller de krav som satts borrar/sprängs tunneln, i annat fall sker ytterligare injektering till dess att angiven täthet uppnåtts (Emmelin, 1998). Erfarenheter från injektering av Hallandsåstunneln visar att det genom normal förinjektering går att uppnå en verkningsgrad på 90 % (Edling et al., 1998).

Saltvatteninträngning

På grund av det förändrade flödesmönstret vid tunnelbyggnation finns det risk för uppträngning av salt grundvatten i framförallt kustnära områden. Då det finns en skillnad i densitet mellan sött grundvatten och salt grundvatten medför ändrade flödesmönster med avsänkning kring en tunnel att gränsskiktet mellan sött och salt vatten kan höjas. Saltvatten har ett högre vattentryck än sött vatten och kan därför trycka undan det söta vattnet vid avsänkningar. Om grundvattenytan sänks, höjs gränsskiktet med motsvarande belopp, vilket gör att det vid sänkningar under havsnivån alltid finns en risk för saltvatteninträngning i systemet (Gustavsson, 2009). I slutet av 1800-talet utvecklade två Europeiska forskare ett sätt att beräkna saltvattenintrusioner, även kallad Ghyben-Hertzbergs relation, se Figur 8. För beräkning av saltvatteninträngning se ekvation 7 och 8 nedan.



Figur 8. Förenklad bild av gränsskiktet mellan sötvatten-saltvatten i en kustnära akvifär. Modifierad efter Barlow (2003).

Beräkning av saltvatteninträngning genom Ghyben-Hertzbergs relation, ekvation 7 (Barlow, 2003):

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h \quad (7)$$

där z är saltvattnets nivå, h är sötvattnets nivå över havsnivån och ρ_f är saltvattnets densitet. ρ_s är sötvattnets densitet. Om man räknar med att temperaturen är 20° C är sötvattnets densitet 1.000 g/cm³ och saltvattnets densitet 1.025 g/cm³, kan ekvation 7 förenklas till ekvation 8:

$$z = 40h \quad (8)$$

Detta innebär att för varje meter av grundvatten ovanför havsnivån ligger gränsskiktet mellan grundvatten och saltvatten 40 meter under havsnivån, se Figur 8.

3.5.3 Beräkning av hydrauliska parametrar, inläckage och avsänkning

Beräkning av grundvattensänkning kring tunnlar med enkla modeller har enligt Axelsson & Follin (2000) störst tillämplighet på tunnelanläggningar i jord då jordlager har en större homogenitet vad gäller hydrauliska parametrar och i regel är lättare att karakterisera än berg. Urberg är heterogent, anisotropt och grundvatten finns inte närvarande överallt i bergsmassan. Detta gör att det krävs modelleringar för att uppskatta avsänkningen. Det finns många olika sorters modeller. Vanligt är att man kombinerar flera (Hokr et al., 2014).

Enligt Gustavsson (2009) så kan följande beräkningar appliceras på en tunnel:

Om man vill uppskatta storleken på inläckaget till tunneln kan tunneln liknas vid en horisontell brunn. Ekvationen för inflödet q kan då skrivas som ekvation 9:

$$q = \frac{2\pi KH}{\ln\left(\frac{2H}{r_t}\right)\epsilon} \quad (9)$$

där K är den hydrauliska konduktiviteten, H är djupet som tunneln är placerad på, r_t är tunnelns radie och ϵ är skinfaktorn. Skinfaktorn är en faktor som kompenserar för den tilläggsavsänkning som kan fås då det vattenförande borrhålet/sprickan är igensatt med en tunnt skikt av exempelvis biologiskt material (Gustavsson, 2009).

En tunnel kan ha olika utseende beroende på byggutförandet. Är tunneln borrhållad blir den automatisk cirkulär och radien kan enkelt beräknas som halva diametern. Om tunneln inte är cirkulär kan tunnelns hydrauliska radie fås ur ekvation 10:

$$r_t \approx \sqrt{A/\pi} \quad (10)$$

Theims brunnsekvation har stor användning inom hydrogeologiska beräkningar och kan skrivas som ekvation 11 (Gustavsson, 2009):

$$Q = -2\pi r \times T \frac{dh}{dr} \quad (11)$$

Där Q är flödet, T är transmissiviteten, dh är tryckhöjden och dr är borrhållsradien.

Den hydrauliska konduktiviteten (K) kan genom Thiems brunnsformel skrivas som ekvation 12:

$$K = \frac{q}{2\pi H} \ln \frac{R_0}{r_t} \quad (12)$$

Avsänkningen kan enligt Thiems brunnsformel beräknas med hjälp av ekvation 13:

$$s_t = \frac{q}{2\pi K} \ln \frac{R_0}{r_t} \quad (13)$$

En svårighet med ekvationen är att bestämma influensradien R_0 . Genom att använda sig av en tänkt fiktiv tunnel (spegeltunnel), där grundvattennivåhöjningen är lika stor som den verkliga avsänkningen för den verkliga tunneln, kan man räkna ut den verkliga avsänkningen S genom superpositioneringsprincipen². Metoden kallas spegling och är användbar för beräkning av grundvatteninflöde. Detta görs genom ekvation 14:

$$S = \frac{q}{2\pi K} \ln \frac{R_0}{r_t} - \frac{q}{2\pi K} \ln \frac{R_0}{2H} = \frac{q}{2\pi K} \ln \frac{2H}{r_t} \quad (14)$$

Analys av provpumpningsdata kan göras genom Theis-Waltons ekvationer för en sluten akvifär med läckage. För beräkning av transmissiviteten² genom kurvanpassning med matchpoint = 1 enligt Theis-Walton används ekvation 15:

$$T = \frac{Q}{4\pi s_m} \quad (15)$$

där T är transmissiviteten², Q är flödes hastigheten i den pumpade brunnen och s_m är avsänkningen på x-axeln för matchpoint=1.

Enligt samma metod med Theis-Waltons kan magasinskoefficienten för akvifären beräknas genom ekvation 16:

$$S = \frac{240Tt_m}{r^2} \quad (16)$$

där r är avståndet (m) till den pumpade brunnen och t_m är tiden (min) på y-axeln vid matchpoint=1. Magasinskoefficienten definieras som den volym vatten som avges från hela akvifärens mäktighet per horisontell enhetsyta per enhetssänkning av grundvattentrycket.

Den hydrauliska konduktiviteten för den pumpade akvifären kan beräknas genom ekvation 17:

$$K = \frac{T}{b} \quad (17)$$

där b är den pumpade akvifärens mäktighet i meter.

Läckagekoefficienten $\frac{K'}{b}$ kan beräknas genom ekvation 18 (Fetter, 2014).

$$\frac{K'}{b'} = \frac{\left(\frac{r}{\beta}\right)^2 T}{r^2} \quad (18)$$

$\frac{r}{\beta}$ är läckagefaktorn som fås genom kurvanpassning enligt Theis-Walton. Läckagekoefficienten kan sedan användas för att räkna ut läckaget enligt ekvation 19:

$$q_l = \frac{K'}{b'} \Delta h \quad (19)$$

där q_l är det semipermeabla lagrets vertikala läckagehastighet och Δh är tryckskillnaden mellan den pumpade akvifären och det semipermeabla lagret.

Eftersom en sprickakvifär är heterogen och anisotrop är det svårt att få värden på de hydrauliska parametrarna som är verklighetsförankrade genom att använda Theis och Jacobs brunnsekvationer. Istället bör ekvationer som tar hänsyn till bortledning av vatten tillämpas, vilket kan göras med exempelvis Boultons ekvation samt Gringarten & Witherspoons ekvationer (Gilli et al., 2012).

Enligt Brantenbergers (1998) modell kan grundvatteninläckage (q) till en ytligt förlagd icke injekterad tunnel beräknas genom ekvation 20:

$$q = \frac{2\pi K(H-R)}{\ln\left(\frac{2H}{R}\right) + \varepsilon} \quad (20)$$

där K är bergets hydrauliska konduktivitet^a (m/s), H är vattentrycket i meter, R är tunnelradien i meter och ε är skinfaktorn.

Från ekvation 20 kan då den hydrauliska konduktiviteten skrivas som ekvation 21:

$$K = \frac{q\left(\ln\left(\frac{2H}{R}\right) + \varepsilon\right)}{2\pi(H-R)} \quad (21)$$

Vid tunneldjup som överstiger 3-4 gånger tunneldiametern beräknas inläckaget genom ekvation 22 (Brantberger, 1998):

$$q = \frac{2\pi KH}{\ln\left(\frac{2H}{R}\right) + \varepsilon} \quad (22)$$

Konduktiviteten kan lösas ut från ekvation 22 och skrivs då som ekvation 23:

$$K = \frac{q\left(\ln\left(\frac{2H}{R}\right) + \varepsilon\right)}{2\pi H} \quad (23)$$

När man injekterar en tunnel för att minska inläckaget av grundvatten måste den hydrauliska konduktiviteten för den injekterade zonen tas med i ekvationerna. För injekterad ytligt liggande tunnel används då ekvation 24 för inläckage vilken är en modifiering av ekvation 22:

$$q = \frac{2\pi K_i H}{\ln\left(\frac{R+t}{R}\right) + \varepsilon} \quad (24)$$

där K_i är den injekterade zonens hydrauliska konduktivitet^a och t står för engelskans thickness och är den injekterade zonens mäktighet.

K_i kan lösas ut från ekvation 24 enligt ekvation 25.

$$K_i = \frac{q\left(\ln\left(\frac{R+t}{R}\right) + \varepsilon\right)}{2\pi H} \quad (25)$$

För djupt liggande injekterade tunnlar där konduktivitetsskillnaden mellan berget och den injekterade zonen är en tiopotens skillnad eller mer, gäller ekvation 26.

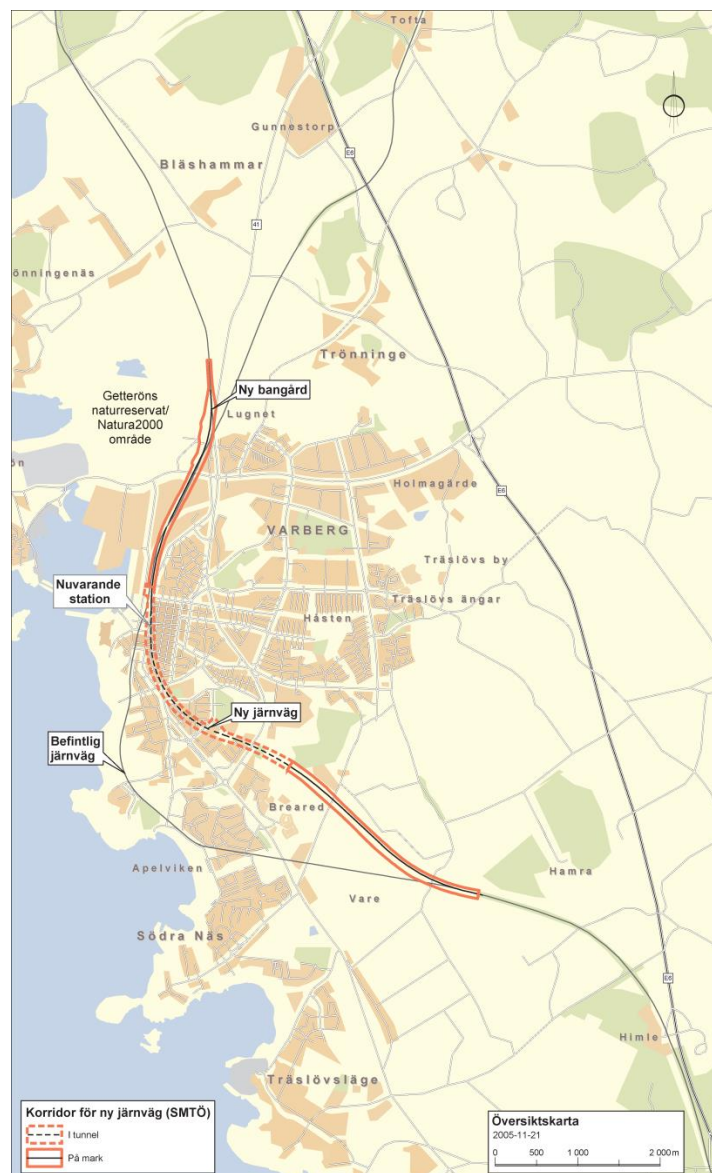
$$q = \frac{2\pi K_i H}{\ln\left(\frac{R+t}{R}\right) + \frac{K_i}{K} \ln\left(\frac{2H}{R+t}\right) + \varepsilon} \quad (26)$$

Om skillnaden är mindre än en tiopotens gäller ekvation 24.

4. Fallstudie

4.1 Studie Västkustbanan Varberg-Hamra

Fallstudien berör utbyggnaden av Västkustbanan sträckningen Varberg-Hamra, redovisad i Figur 9. Västkustbanan är en av Sveriges viktigaste järnvägslinjer och går mellan Lund och Göteborg. Utbygganden från enkelspår till dubbelspår påbörjades på 1980-talet och idag är 85 % av banan utbyggd. Kvar återstår tre sträckor; Varberg-Hamra, Hallandsås och Ängelholm-Helsingborg (Sundberg, 2014). Inom ramen för fallstudien var syftet att delta vid ett fältarbete och medverka vid en propvumpning. Därutöver skulle akvifärens hydrauliska egenskaper utefter givna propvumpningsdata beräknas.



Figur 9. Den nya järnvägens sträckning Varberg-Hamra. SMTÖ= Stadsmiljö tunnel öst. (Kozakowski et al., 2002).

4.2 Geologi och hydrogeologi

Varberg ligger på Hallands västkust, ungefär mitt emellan Halmstad i söder och Göteborg i norr. Varberg är en turist- och kurortsstad och var länge en viktig handelsstad. Varberg är känd för sin fästning som är byggd av den lokala bergarten charnockit. I Varberg bröt man länge granit och på många håll i kommunen kan man hitta gamla stenbrott. Järnvägen i Varberg byggdes under slutet av 1880-talet och har varit enkelspårig sedan dess. På 1980-talet beslöt sig myndigheterna för att bygga ut Västkustbanan, vilken passerar genom Varberg. Delen Varberg-Hamra är en av de sista etapperna att bli dubbelspåriga och i dagsläget genomförs intensiva undersökningar i området både vad gäller geologin och hydrogeologin. Det är av stor vikt att ha god insikt i bergets fysiska och hydrogeologiska egenskaper samt hur berggrunden och ovanliggande jordlager samverkar, för den framtida tunnelbyggnationen.

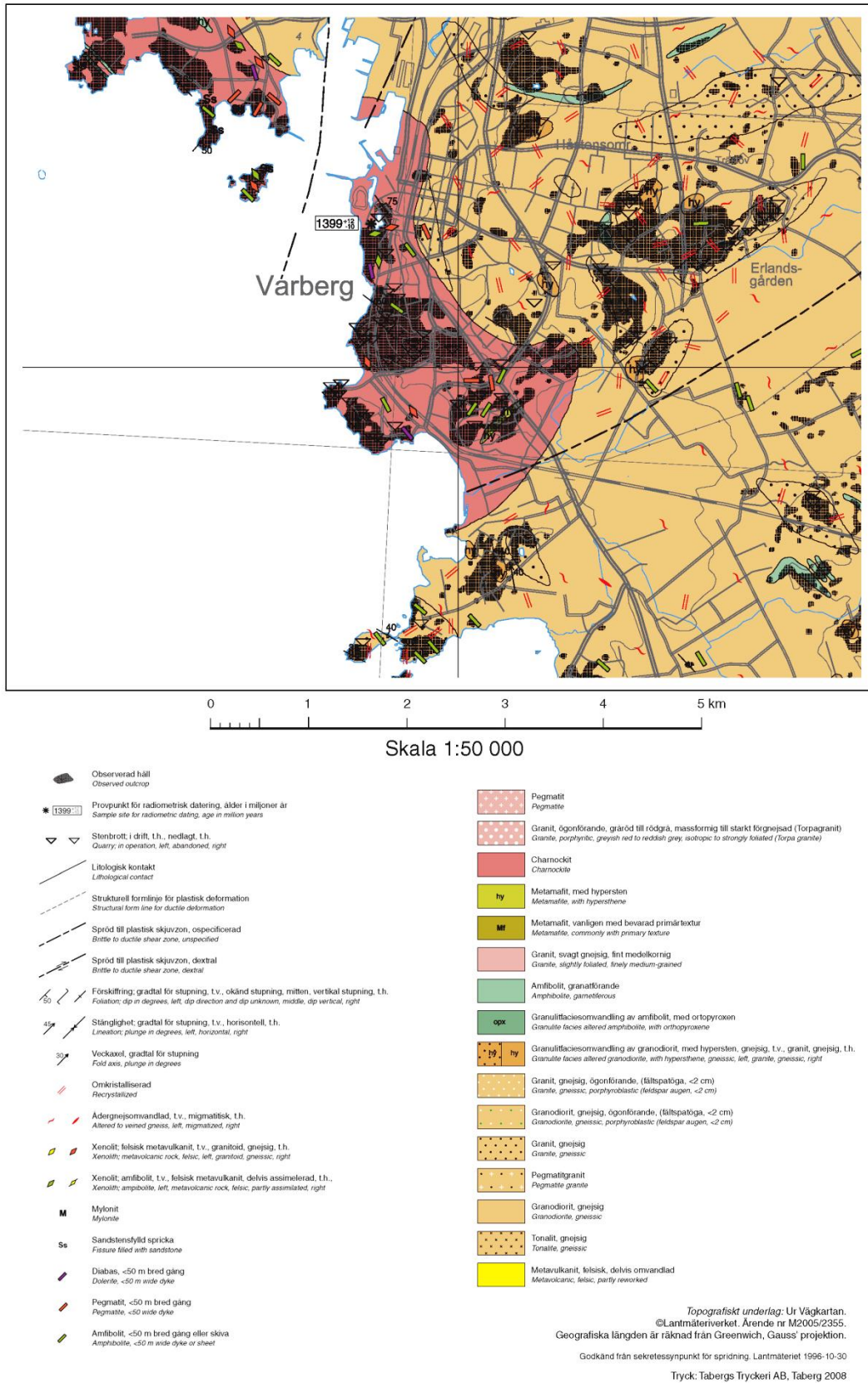
4.2.1 Berggrund

Sydvästsveriges berggrund är en del av den Fennoskandiska urbergsskölden. Bergarterna är prekambriskas vilket innebär att de är äldre än 542 miljoner år. Området har varit utsatt för flera bergskedjeveckningar, vilket starkt påverkat den ursprungliga granitiska och granodioritiska berggrunden till att även innefatta bland annat gnejser och charnockit (Lundqvist & Kero, 2008). Det finns tre dominerande bergarter i Varbergsområdet. I norr hittar vi olika graniter, längs kusten finns ett stråk av charnockit och i de södra och östra delarna breder grå till gråröd, medelkornig gnejsig granit ut sig. Se berggrundskarta Figur 10.

Tunnelsträckningen kommer mestadels att löpa i charnockiten (Banverket, 2003). Charnockit är en bergart som kan bildas på flera olika sätt. Forskning har visat att det är en bergart med granitisk sammansättning vilken även innehåller ortopyroxen. Bergarten kan bildas genom metamorfos, från kristalliserande magmor eller genom att bergarter utsätts för koldioxidrika eller saltrika lösningar. I Varbergsområdet är charnockiten massformig eller svagt folierad, fint medelkornig till grovkornig och har regelbundna bankningsplan. Färgen är gröngrå till mörkgrå. Charnockitens ursprung är mestadels magmatiskt och är daterad till 1380 ± 6 miljoner år (Ahall et al., 1997). En del av charnockitstråket har metamorft ursprung där omvandlingen skedde för 975-955 miljoner år sedan. Charnockiten sträcker sig i ett bälte från Apelviken i söder till Getterön i norr. Inom charnockitområdet finns det mindre partier där den övergår i röd ögonförande granit (Lundqvist & Kero, 2008). Det antas att det finns en övergångszon mellan charnockiten och gnejsen i de centrala delarna av Varberg, bland annat har detta iakttagits vid bergsborrning i centrala Varberg. Slutsatser som dragits av den undersökningen är att charnockiten har intruderat i den befintliga gnejsen. Man har lokaliserat flera amfibolitgångar samt flertalet sprick- och krosszoner i området (Banverket, 2003).

Seismiska undersökningar har visat att det finns 5 % sprickzoner i det undersökta området för gällande alternativ Stadsmiljötunnel öst (SMTÖ). Sprickzonerna kan vara upp till 10 meter breda (Banverket, 2003). Analyser från järnvägsutredningen utförd av Kozakowski et al. (2002) visade att de dominerande sprickgrupperna har en orientering på $30^\circ/90^\circ$ och $120^\circ/90^\circ$ samt innehåller subhorisontella bankningsplan. En stor del av sprickorna är brantgående. Alla sprickor är inte öppna och vattenförande utan en del är ihoplänkta av sprickmineral medan andra är täta på grund av att rester av lervittrat

material tätar sprickorna. Det förekommer sprickzoner i området med en förväntad orientering 280° - $300^{\circ}/90^{\circ}$ och $110^{\circ}/60^{\circ}$ (Banverket, 2003).



Figur 10. Berggrundkarta med legend över Varberg. © SGU 2015

4.2.2 Jordarter

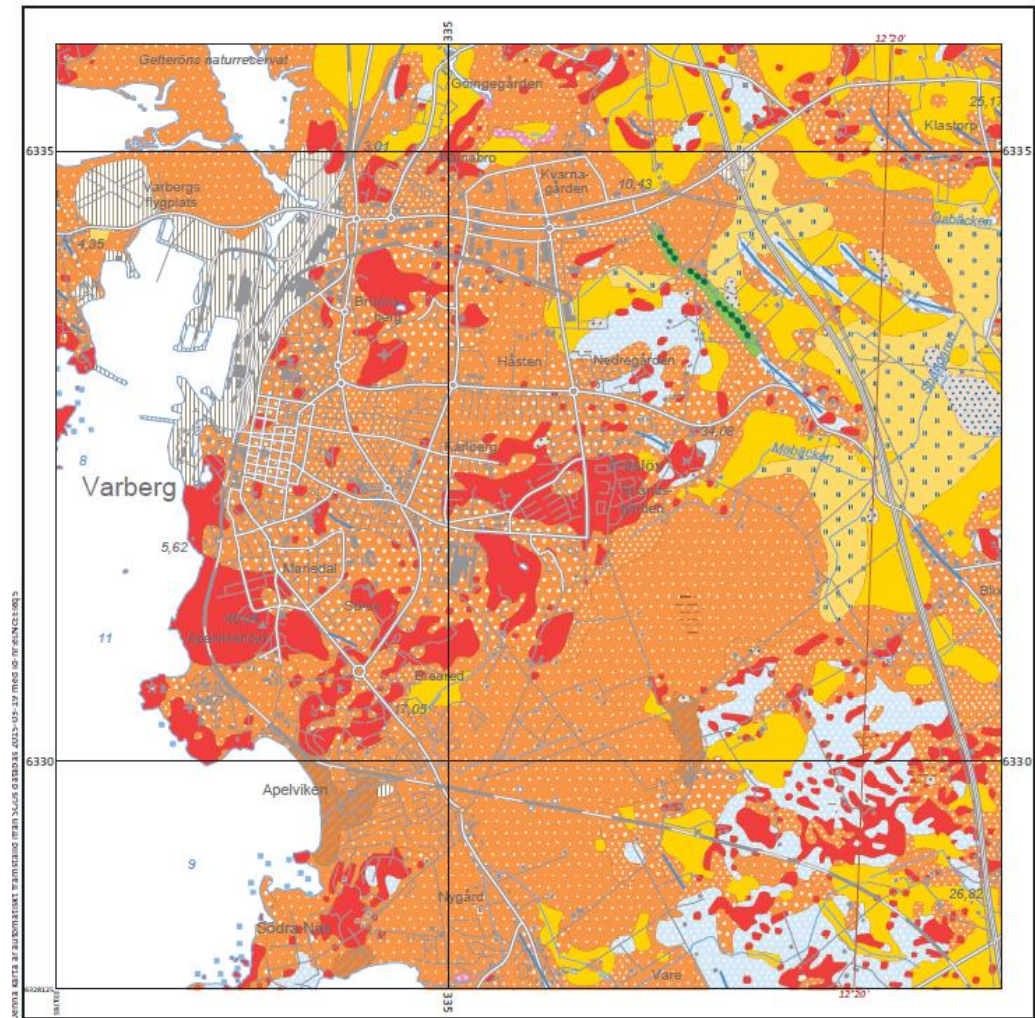
Enligt jordartskartan från SGU, se Figur 11, finns tre dominerande jordarter i Varbergsområdet: postglaciala avlagringar, glacial och postglacial lera samt morän (Påsse, 1990).

Morän är en glacial jordart som innehåller alla kornstorlekar. Moränen i Varbergsområdet är mestadels sandig och har oftast en liten mäktighet, vanligtvis endast runt ett par meter. Mäktigheten är som minst i de norra delarna och för att öka i de södra delarna och där det finns berg i dagen. Moränen bildar vanligtvis inte ytlager utan är oftast täckt med ett lager av postglacial sand. Inom vissa områden överlagras den sandiga moränen en lerig morän eller moränlera. Moränen i Varberg tillhör Hallands kustmoräner (Påsse, 1990).

Finkornigare glaciala jordarter finns också inom Varbergsområdet och utgörs vanligtvis av glacial lera. De glaciala lerorna har varierande sammansättning, lerhalt och ursprung. Den vanligaste typen av glacial lera har en lerhalt på mellan 35-55 % och är ljusgråblå. Den här leran har avsatts längre från iskanten än den skiktade leran som också förekommer. Den skiktade leran har linser av silt och sand och har avsatts närmare iskanten (Påsse, 1990).

De postglaciala avlagringarna har stor utbredning inom området och består mestadels av svallgrus, sand och silt. På nivåer som ligger under eller på 15 meter över havet är dessa de helt dominerande jordarterna. De postglaciala avlagringarna har vanligtvis en mäktighet på 1-2 meter och underlagras ofta av glacial lera. Även postglacial lera förekommer inom Varbergsområdet men har inte lika stor utbredning som övriga postglaciala jordarter (Påsse, 1990).

I Varbergsområdet dominerar i ytan postglaciala sandavlagringar. Enligt geologiska undersökningar utförda av Kozakowski et al. (2002) varierar lerans mäktighet i avrinningsområdena A-C (se Bilaga 1) mellan 8-30 meter, varav de största mäktigheterna hittas i norra området. Vid stationshuset är lerans mäktighet 8 meter. Moränen i området har en maximal mäktighet på 2 meter. Generellt i området finns följande lagerföljd: kraftigt uppsprucken berggrund, sandig morän, silt eller lerlager (glacial eller postglacial) och postglacial sand eller grus i ytan. Överst kan i vissa områden ett lager av fyllnadsmassor ligga (Kozakowski et al., 2002).



© Sveriges geologiska undersökning (SGU)

Huvudkontor:
 Boks 670
 751 28 Uppsala
 Tel: 018-17 90 00
 E-post: kundservice@sgu.se
 www.sgu.se

0 0,5 1,0 1,5 2,0 2,5 km

Skala 1:50 000

Topografiskt underlag: Ur GSD-Terrängkartan

©Lantmäteriet
 Rutnät i svart anger koordinater i SWEREF 99 TM.
 Gradnät i brunt anger latitud och longitud
 i referenssystemet SWEREF99.

- Krön på isälvsavlagring
- Moränrygg
- ▲▲▲▲▲ Hög blockfrekvens på annan jordart än morän
- Tunt eller osammanhängande ytlager av torv
- /// Underliggande lager av gyttjeler (eller gyttjeler)
- /// Underliggande lager av postglacial sand-grus
- Kärtorv
- Svåmsediment, sand
- Flygsand
- Gyttjeler (eller lergyttja)
- Postglacial lera
- Postglacial finsand
- Postglacial sand
- Svålsediment, grus
- Klapper
- Glacial lera
- Isälvs sediment
- Sandig morän
- Urberg
- Fyllning

Figur 11. Jordartskarta med legend över Varberg. © SGU 2015

4.2.3 Hydrogeologi

Varbergsområdet har indelats av Kozakowski et al. (2002) i tre avrinningsområden, se Bilaga 1.

I Varbergsområdet hittar vi flera olika sorters grundvattenmagasin. I den kristallina berggrunden dominerar sprickakvifärer. Ungefärligt värde på den hydrauliska konduktiviteten för kraftigt uppsprucket berg har från tidigare utredningar visat sig vara cirka $5-8 \times 10^{-6}$ m/s och för berg av god kvalitet cirka $1 \times 10^{-7}-5 \times 10^{-8}$ m/s (Kozakowski et al., 2002).

I de kvartära avlagringarna finns i sanden och delvis i moränen, grundvattenmagasin som kan vara både öppna och slutna. De mer finkorniga jordarterna som lera och silt fungerar som tätande lager eller läckande semipermeabla lager. Vid tätande lerlager kan det då bildas två från varandra separerade grundvattenmagasin som har var sin grundvattenyta. Det är främst i vissa områden utmed kusten som det finns relativt mäktiga lerlager. I många fall överlagras leran av sand vilken har en betydligt större hydraulisk konduktivitet² och kan innehålla betydande mängder grundvatten. Generellt i Varbergsområdet anses det finnas goda uttagsmöjligheter för grundvatten både från jordakvifärer och från bergakvifärer (Kozakowski et al., 2002)..

Saltvatteninträngning kan förekomma i framför allt bergbrunnar som ligger nära havet. Idag är inte detta något stort problem och för att det inte heller ska bli det i framtiden kommer tunneln tätas ordentligt så att grundvattensänkningen blir minimal. Flödesmönstret går från öster till väster och topografin är måttlig vilket innebär att saltvatteninträngning inte är ett problem så länge man håller sig inom de täthetskrav som satts för de olika delarna av tunnelsträckningen, exempelvis på 4 l/min/100 m tunnel för Varbergs centrum (Kozakowski et al., 2002). Om avsänkningen skulle bli större än förväntat kan detta åtgärdas med konstjord grundvattenbildning genom infiltration med sötvatten i de berörda områdena. För nu gällande tunnelsträckning för SMTÖ befaras det bli mest problem vid norra påslaget där stora mängder fyllnadsmassor och förorenad jord finns. I detta område tillåts inte att grundvattenytan sänks alls utan den måste hållas på dagens nivåer för att minska risken för föroreningsmigration (Kozakowski et al., 2002).

4.3 Metodik

För att undersöka en akvifärs eller vattenförande sprickzons hydrauliska egenskaper är det vanligt att man använder provpumpningsdata för utvärdering av olika egenskaper så som konduktivitet (Knutsson & Morfeldt, 2002). Inom ramen för detta arbete tillbringades tre dagar i Varberg för att delta i en korttidsprovpumpning. Då data från den provpumpningen inte fanns tillgänglig för utvärdering vid tidpunkten för examensarbetet har jag utvärderat en annan provpumpning i ett närliggande område.

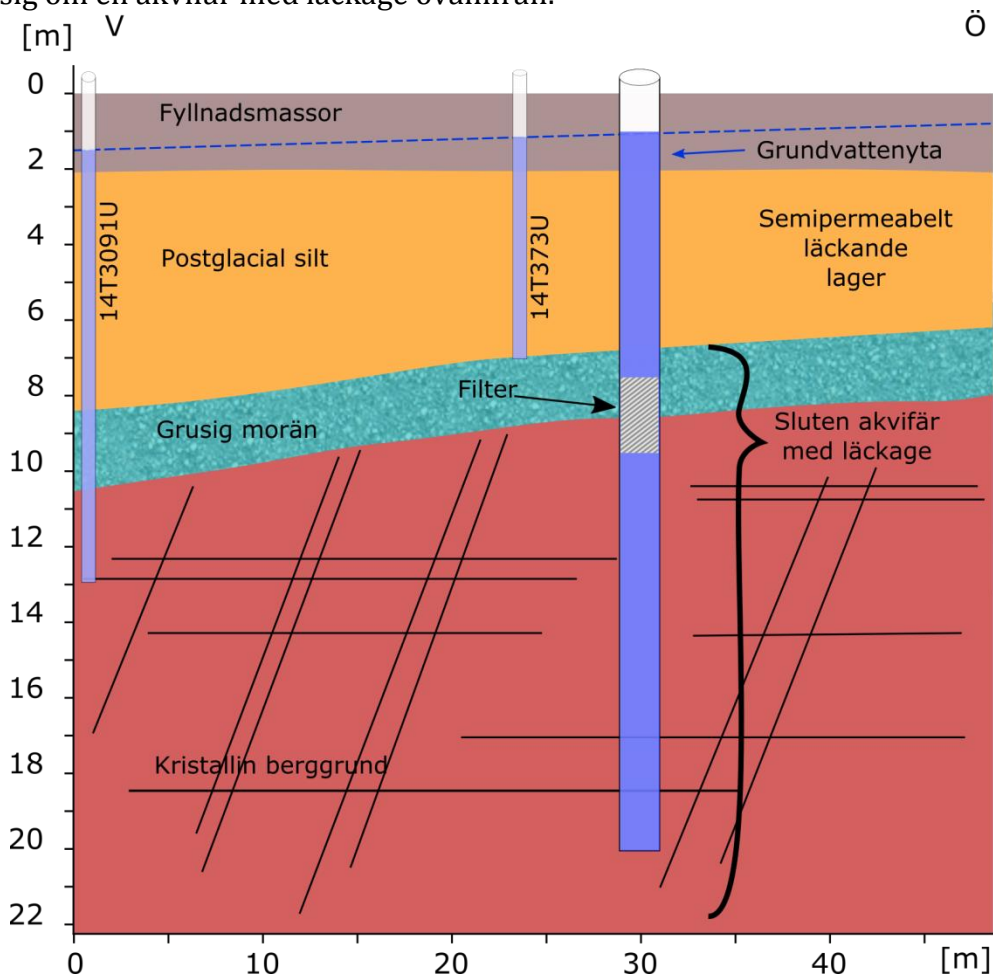
4.3.1 Provpumpning

Information om provpumpningen vid kvarteret Renen har givits av Sandra Martinsson, hydrogeolog vid Tyréns AB.

Provpumpningen utfördes vid kvarteret Renen, strax norr om Varbergs station, se Bilaga 2. Provpumpningen genomfördes i en jord-bergakvifär bestående av en grusig morän samt översta delen av den uppspruckna berggrunden, se Figur 12. Provpumpningen gjordes för att utvärdera jord-bergakvifärens hydrauliska egenskaper samt kontakten

mellan jord och berg. Brunnen borrades 20 meter ner, varav de sista 10-12 metrarna i berggrunden. Ovanför berggrunden finns ett lager grusig morän av cirka en meter mäktighet vilket överlagras av ett siltlager med 5,5 meters mäktighet. På toppen ligger fyllnadsmassor av varierande mäktighet. Den pumpade akvifärens mäktighet har av Sundlöf (2015) uppskattats till 7 meter. Ett filter installerades 10-12 meter under markytan. Filterlängden är 2 meter och slitsvidden 0,25 mm. 11 observationsrör installerades i området. I Tabell 3 ges beteckningarna på observationsrören samt deras filterdjup och avstånd till pumpbrunnen. Grundvattennivåerna mättes med automatiska divers i alla obs-rören samt i pumpbrunnen. Mätvärdena korrigerades efteråt mot uppmätt lufttryck. Manuella mätningar utfördes i en del av obs-rören samt i pumpbrunnen för att kontrollera omgivningspåverkan. Flödet mättes med en analog flödesmätare. Pumpningen startades 141112 och avslutades 141116. Pumpbrunnen pumpades med ett flöde på $1,37 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$ (Martinsson, 2015).

Man har genom geologiska underökningar i fält kommit fram till att siltlagret i vissa punkter har en mäktighet på 5,5 meter. På grund av uppsatsens tidsbegränsning antas att siltlagret har en jämn mäktighet över hela den area som provpumpningen gäller. Samma antagande görs för den pumpade akvifärens mäktighet. På grund av det täckande lagrets vanligtvis låga permeabilitet^a utvärderas akvifären enligt hypotesen att det rör sig om en akvifär med läckage ovanifrån.



Figur 12. Konceptuell bild över lagerföljden vid pumpbrunnen. Den pumpade akvifären finns i övergången mellan morän och kristallin berggrund i filtrets höjd. Grundvattenytan för den pumpade akvifären har en tryckyta som ligger i fyllnadsmassorna. Grundvattenflödet går från öster till väster och grundvattenytan har en viss gradient åt väster. Två av observationsrören är inritade vid deras verkliga avstånd från pumpbrunnen.

Tabell 3. Obs-rörens relation till pumpbrunn, djup samt akvifärtyp. Sandra Martinsson, Tyréns AB.

Observationsrör	Filterdjup och akvifär	Avstånd till filterbrunn, 14T3085U
14T373RU	7 m u my (grusig morän/berg)	5 m
14T3073U	7 m u my (grusig morän/berg)	101 m
14T3087U	Borrhål öppet mot berg-formationen 9,5-20 m u my	5 m
14T3090U	11 m u my (grusig morän/berg)	96 m
14T3091U	13 m u my (silt, grus/berg)	30 m
14T3092U	11 m u my (grusig morän/berg)	31 m
14T3100U	2 m u my (bärlager/berg)	71 m
GSIG-B1	djup saknas (berg)	152 m
GSIG-GKB1	35 m under markytan (berg)	139 m

4.3.2 Beräkningar

Grundvattenbildning

En grov uppskattning av grundvattenbildningen inom tunnelsträckningens område, vilket omfattar avrinningsområdena A, B och C (Bilaga 1) kan göras genom att använda ingångsdata från SMHI vad gäller nederbörd och avdunstning. Enligt SMHI var nederbörden 825 mm för Varberg år 2014 (SMHI, 2014b). 10 % av denna föll som snö, och eftersom det är svårt att uppskatta hur mycket av snönederbörden som kan infiltrera vid snösmältning så har hela snönederbörden tagits bort ur beräkningen. Effektiv nederbörd blir då $825 \times 0,9 = 742,5$ mm. Det motsvarar $742,5$ l/m²/år. Årsmedelavdunstningen för området var ca 400 mm/år, dvs. 400 l/m²/år. Arean för totalavrinningsområdet uppskattas till 21 km². Vid beräkning enligt ekvation 6 och ekvation 27 blir den maximalt potentiella grundvattenbildningen för hela området $7,2 \cdot 10^6$ m³/m²/år.

$$Q_G = P - E = 742,5 - 400 \quad Q_G = 342,5 \text{ l/m}^2/\text{år}$$

$$Q_T = Q_G \times A \quad (27)$$

$$Q_T = 342,5 \times 21 \cdot 10^6 \quad Q_T = 7,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{år}$$

Beräkningsexempel - utvärdering propumpning av kvarteret Renen

I Tabell 4 nedan visas de värden som beräknats. I detta avsnitt visas konkret vilket tillvägagångssätt som valts. Tillvägagångssättet har varit detsamma för alla utvärderade observationsrör. Avsänkingskurvorna, Bilaga 3, för obs-rören har plottats i log-log och utvärderats med hjälp av kurvanpassning enligt Theis-Waltons typkurvor samt beräknats med ekvationer (nr 15-18) för akvifärer med läckage. Jord-bergakvifärens mäktighet är uppskattad av Sundlöf (2015) till i medeltal 7 meter. För detta exempel visas en utvärdering av propumpningsdata, se Bilaga 4, för observationsrör 14T3092U.

1) Avsänkning mot tid plottades i ett log-log Excel-diagram för kurvanpassning enligt Theis-Waltons typkurvor. Vid matchpoint=1 blev värdet på s_m och t_m för det aktuella obs-röret 0,19 meter respektive 3,5 min.

2) Transmissiviteten^a (T) för den pumpade akvifären beräknades genom att använda ekvation 15.

$$T = \frac{Q}{4\pi s_m} = \frac{0,000137}{4\pi \cdot 0,19} = 5,7 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

3) När transmissiviteten^a beräknats kunde det värdet användas i ekvation 16 för magasincoeffient (S). Avståndet r till pumpbrunnen var i detta fall 31,5 meter.

$$S = \frac{240Tt_m}{r^2} = \frac{240 \times 5,7 \times 10^{-5} \times 3,5}{31,5^2} = 4,8 \times 10^{-5}$$

4) Den hydrauliska konduktiviteten (K_a) för den pumpade akvifären beräknades genom att använda ekvation 17.

$$K_a = \frac{T}{b} = \frac{4,8 \times 10^{-5}}{7} = 8,14 \times 10^{-6} \text{ m/s}$$

5) Läckagekoefficienten beräknades genom att använda ekvation 18. Läckagefaktorn $\frac{r}{\beta}$ avlästes genom kurvanpassningen och för obs-rör 14T3092U var den 0,5.

$$\frac{K'}{b'} = \frac{\left(\frac{r}{\beta}\right)^2 T}{r^2} = \frac{0,5^2 \times 5,7 \times 10^{-5}}{31,5^2} = 1,2 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$$

6) Genom kännedom om läckagekoefficienten kunde det läckande lagrets vertikala hydrauliska konduktivitet^a beräknas. Det semipermeabla lagret har en mäktighet på 5,5 meter. Genom att multiplicera värdet för b' till läckagefaktorn erhöles den hydrauliska konduktiviteten^a K' för det semipermeabla siltlagret:

$$K' = 1,2 \times 10^{-8} \times 5,5 = 6,6 \times 10^{-8} \text{ m/s}$$

7) Storleken på det semipermeabla lagrets vertikala läckagehastighet beräknades med ekvation 19. Som Δh har värdet på avsänkningen för respektive obs-rör använts, vilket är skillnaden mellan den pumpade akvifären och det semipermeabla lagrets trycknivåer.

$$q_{l=\frac{K'}{b'}\Delta h} = 1,2 \times 10^{-8} \times 0,33 = 4 \times 10^{-9} \text{ m/s}$$

8) När läckagehastigheten hade beräknats kunde det verkliga läckaget uppskattas genom ekvation 28 (Sparrenbom, 2015):

$$Q_l = \int_A q_l dA \quad (28)$$

där A är påverkansområdets area och dA är förändringen i arean. Arean går att räkna ut med ekvation 10 då vi genom provpumpningsdata kan uppskatta influensradien, se Bilaga 5, vid pseudostationära^a förhållanden. Influensradien uppskattades till 46 meter vilket gav en area A_i enligt följande:

$$A_i = r^2 \pi = 46^2 \pi = 6647.6 \text{ m}^2$$

På grund av för få mätvärden gick det inte att uppskatta den exakta formen på påverkansområdets area, utan påverkan antas vara densamma i alla riktningar, vilket ger en cirkulär påverkansarea runt om pumpbrunnen. På grund av att arean är homogen kunde ekvation 28 förenklas till:

$$Q_l = q_l A = 4 \times 10^{-9} \times 6647,6 = 2,7 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s} \text{ (1,6 l/min=2304 l/dygn)}$$

4.4 Resultat

Resultatet av beräkningarna på de hydrauliska parametrarna för kvarteret Renen ses i Tabell 4. Transmissiviteten ligger i medeltal på $6 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Den hydrauliska konduktiviteten (K_a) för den pumpade akvifären ligger i medeltal på $5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ medan det semipermeabla siltlagret har en hydraulisk konduktivitet (K') i medeltal på $1 \times 10^{-5} \text{ m/s}$. Inläckagets storlek vid pseudostationära^a förhållanden skiljer sig relativt mycket åt mellan obs-rören och varierar mellan 7×10^{-4} och $3 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$.

Tabell 4. Utvärdering av provpumpningsdata från kvarteret Renen med uppmätta och beräknade parametrar. s_m =avsänkning från avläsning av Theis kurvpasning, t_m =tid från avläsning från Theis kurvpasning, r/β =läckagefaktor från avläsning av Theis kurvpasning, r =avstånd till pumpbrunn, b_a =den pumpade akvifärens mäktighet, b' =det läckande lagrets mäktighet, Q =flöde hastighet i pumpbrunn, A_i =påverkansområdets area, Δh =maximal avsänkning, T =akvifärens transmissivitet, S =akvifärens magasinskoefficient, K_a =akvifärens hydrauliska konduktivitet, K'/b' =läckagekoefficient, K' =vertikal hydraulisk konduktivitet för det läckande lagret, q_l =det semipermeabla lagrets vertikala läckagehastighet och Q_l =verkligt inläckage per m^2 . För beräkningsförfarande se texten (avsnitt 4.3.2). Medelvärdet är beräknat på alla obs-rör med undantag för 14T3087U.

Obs-rör	s_m (m)	t_m (m)	r/β	r (m)	b_a (m)	b' (m)	Q (m^3/s)	A_i (m^2)
14T373U	0.25	4.5	0.4	5.20	7.0	5.5	1.37E-04	6.65E+03
14T3087U	0.19	1.5	0.3	5.40	9.5	5.5	1.37E-04	6.65E+03
14T3091U	0.18	2.5	0.4	29.60	13.0	5.5	1.37E-04	6.65E+03
14T3092U	0.19	3.5	0.5	31.50	11.0	5.5	1.37E-04	6.65E+03
Medelvärde	0.16	3.5	0.43	22.10	10.3	5.5	1.37E-04	6.65E+03

Obs-rör	Δh (m)	T (m^2/s)	S	K_a (m/s)	K'/b' (s^{-1})	K' (m/s)	q_l (m/s)	Q_l (m^3/s)
14T373U	0.49	4.00E-05	1.70E-03	5.71E-06	7.00E-06	3.80E-05	1.00E-07	6.65E-04
14T3087U	0.53	5.70E-05	7.00E-04	6.00E-06	1.70E-07	9.30E-07	9.30E-08	6.18E-04
14T3091U	0.39	6.00E-05	4.10E-05	4.62E-06	1.10E-08	6.00E-08	4.30E-09	2.86E-05
14T3092U	0.33	5.70E-05	4.80E-05	5.18E-06	1.20E-08	6.60E-08	4.00E-09	2.66E-05
Medelvärde	0.40	5.23E-05	5.96E-04	5.17E-06	2.34E-06	1.27E-05	5.03E-08	3.35E-04

5. Sammanfattning och diskussion

5.1 Litteraturstudie

Då grundvatten är vår absolut viktigaste resurs är det av stor vikt att skaffa sig så bra kunskap som möjligt om grundvattnets bildning och uppträdande vid ingrepp i naturen som kan påverka den naturliga grundvattennivån. Den här uppsatsens syfte är att klargöra vilka parametrar som är viktiga vid grundvattenbildning till berg och grundvattenbildning till berg vid tunneldrivning samt vad som skiljer dessa olika situationer åt. Inom fallstudien är syftet att uppskatta platsspecifik grundvattenbildning samt utvärdera bergets hydrauliska egenskaper vid provpumpning.

Grundvattenbildning sker som regel i och via jordlagret och endast en mycket liten del sker direkt via uppsprucket ytberg. Grundvattenbildning beror på många faktorer. I markzonen spelar jordartens kornstorlek och kornorientering roll på grund av att de inverkar och bestämmer jordartens hydrauliska konduktivitet. Den hydrauliska konduktiviteten är ett mått på hur vattengenomsläpplig jordarten är. Ju grövre kornstorlek desto större är det porutrymme som vattnet transporteras genom. En vanlig jordart i Sverige är morän. Morän är en diamikt^a jordart vilket gör att den är mycket heterogen i sin uppbyggnad, vilket gör det svårt att uppskatta den hydrauliska konduktiviteten för morän. Även markzonens vattenhalt och topografiska läge spelar stor roll för grundvattenbildningen. Den största grundvattenbildningen sker i topografiska höjdområden. I Sverige infiltrerar i stort sett all nederbörd som faller som regn i marken och mycket av grundvattnet transporteras i den översta delen av grundvattenzonen i mark vid flödestoppar. I jord är grundvattnets flöde vanligen laminärt medan för berggrund är flödet av icke laminär art och följer sprickornas öppnare delar. Grundvattenbildning till berg är beroende av grundvattenbildningen till jord och de parametrar som är viktiga för grundvattenbildning till jord påverkar även grundvattenbildningen till berg. För grundvattenbildning till berg är den hydrauliska kontakten mellan jord och berg av största vikt och endast om den är god kan ett nämnvärt flöde ske till berggrunden. Berggrundens kinematiska porositet^a bestämmer hur stor grundvattenbildningen och flödet blir genom berggrunden. Den kinematiska^a porositeten bestäms av sprickornas och spricksystemens uppbyggnad. Dessa hänger i sin tur samman med bergartens sammansättning och historia. Sura magmatiska bergarter så som granit spricker lättare upp än basiska och metamorfa bergarter. Graniter har av den anledningen större hydraulisk konduktivitet^a än gnejs, men variationen inom bergarten kan vara stor. Generellt för bergarter är att den hydrauliska konduktiviteten minskar med djupet, detta beroende på att sprickfrekvensen minskar.

Grundvattenbildning vid tunneldrivning beror på samma parametrar som för all grundvattenbildning, dock ökar grundvattenbildningen som en funktion av att tunnlar fungerar som dräneringscentra dit vattnet söker sig från alla riktningar. Vatten läcker in i alla tunnlar i mer eller mindre grad. Inläckagets storlek beror på bergartens sprickfrekvens och vattenledande förmåga, tunnels djup och tätningsgrad, vilken typ av grundvattenmagasin som överlagrar berggrunden samt om det finns en god hydraulisk kontakt mellan berg och jord. Beroende på graden av inläckage behöver varierande mängd vatten pumpas bort. Bortpumpning av grundvatten eller dränering av tunneln leder till en ökad grundvattenbildning. Grundvattenbildningen ökar i proportion mot uttaget av grundvatten. På grund av att grundvattenbildning till berg är relativt blygsam sker en avsänkning av grundvattennivån i berget. Denna avsänkning kan fortplanta sig

och även breda ut sig i ovanförliggande jordakvifär med negativa effekter som följd. Avsänkningens storlek beror på geologiska, hydrogeologiska, metrologiska samt antropogena parametrar.

Skillnaden mellan grundvattenbildning till orörd berggrund respektive vid tunneldrivning är att den vid tunneldrivning ökar på grund av inläckage av grundvatten till tunneln, det vill säga på grund av att gradienten ökar. Dränering av grundvatten runt en tunnel gör även att det nedåtriktade flödet av grundvatten i bergsmassan ökar, vilket leder till en ökning av grundvattenbildningen till berg. På grund av sprickors och sprickzoners laterala utbredning kan grundvattenbildningen öka på stora avstånd från tunneln.

5.2 Fallstudie

Grundvattenbildningen för avrinningsområdena A, B och C uppskattades genom vattenbalansberäkning till ca 340 mm/m²/år. För beräkning har data från SMHI använts, då data på evapotranspirationen^a ej fanns att tillgå användes istället värden för potentiell avdunstning. Evapotranspirationen^a är större än avdunstningen, så detta innebär en osäkerhet vid beräkningen som leder till ett något förhöjt värde. Vid beräkning har endast nederbörd som faller som regn tagits med, detta på grund av svårigheten att bestämma hur mycket av snön som infiltrerar vid avsmältning. Antagandet är en felkälla som kan påverka värdet på den uppskattade grundvattenbildningens storlek. Den specifika medelavrinningen för området är 360 l/m²/år (Smhi, 2014a). Detta värde stämmer relativt väl överens med den grova uppskattningen av grundvattenbildningen i området. Skillnaden kan bero på att en del av den specifika medelavrinningen består av ytvatten även om det mesta av avrinningen består av utflödande grundvatten (Grip et al., 2003). Värdet ligger högre för området än vad Sundqvist et al. (2009) anger i rapporten om förorenad mark. Sundqvist et al. (2009) anger 250 mm grundvattenbildning för västra delarna av Sverige. Det uppskattade värdet ligger på ca 100 mm mer per år, denna skillnad har sin förklaring i den förenklade modellen som använts för uppskattningen samt att Sundqvist et al. (2009) har beräknat ett medelvärde över ett större område medan jag har räknat i ett betydligt mer lokalt perspektiv. Då den verkliga infiltrationskapaciteten med stor sannolikhet är lägre på grund av att det finns en hel del berg i dagen i området och ställvis moräntäckning av berggrunden kommer det faktiska värdet på grundvattenbildningen bli något mindre än vad som beräknats. Anders Blom vid WSP har försökt att erfarenhetsmässigt hitta koefficienter för att få ett mer verklighetstroget värde på grundvattenbildningen och han anger att grundvattenbildningsfaktorn för morän ligger på 0,5 och för berg i dagen på 0,1-0,2 (Blom 2015).

Gällande huruvida den urbana miljön påverkar grundvattenbildningens storlek negativt eller positivt, är det svårt att förutsäga om det sker en minskning av grundvattenbildningen på grund av stora områden med hårdgjorda ytor (Blom, 2015), eller om grundvattenbildningen ökar på grund av läckande vattenledningar (Lerner, 2002). Med hänsyn till att tunnelsträckningen går igenom ett starkt bebyggt område samt att moräntäckning och berg i dagen förekommer, kan man sluta sig till att den verkliga grundvattenbildningen är något mindre än den uppskattade. För att få ett mer verklighetsförankrat värde bör undersökningar av den faktiska infiltrationskapaciteten utföras. Man bör också titta vidare på hur grundvattenbildningen påverkas av läckande vattenledningssystem genom inventering av dessa samt vattenbalansberäkningar.

Utvärderingen av provpumpningen i jord-bergakvifären i kvarteret Renen i Varberg gjordes genom att behandla kvifären som om den vore en sluten kvifär^a med läckage ovanifrån. Kurvanpassningen skedde genom Theis-Waltons typkurvor med tillhörande ekvationer för de hydrauliska parametrarna. Två av de uppritade kurvorna kan även matchas med Theis-Boultons typkurvor för öppna kvifärer och det går att diskutera huruvida kvifären är öppen eller sluten med läckage. Med hänsyn till tidsramen för den här uppsatsen är kvifären endast utvärderad som en sluten med inläckage.

Vid beräkning antogs att den pumpade jord-bergakvifärens mäktighet är 7 meter och att det semipermeabla lagrets mäktighet är 5,5 meter. Man har genom geologiska underökningar i fält kommit fram till att siltlagret i vissa punkter har en mäktighet på 5,5 meter. På grund av uppsatsens tidsbegränsning antogs det att siltlagret har en jämn mäktighet över hela den area som provpumpningen gällde. Samma antagande gjordes för den pumpade kvifärens mäktighet. Då detta är en förenkling av verkligheten för att kunna hålla tidsramen för uppsatsen inför det därmed en felkälla i bedömningarna. En annan felkälla är att divermätningarna från obs-rör 14T 3087U inte är korrekt korrigerade för manuella mätningar i det obs-röret. Av den anledningen är medelvärdet för varje parameter exkluderat för det obs-röret, vilket visas i Tabell 4.

I området finns totalt 11 observationsrör, det är dock enligt Martinsson (2015) endast tre av dessa som vid rapportens utförande gick att utvärdera korrekt, bland annat för att de inte var korrigerade för lufttryck och att de manuella mätningarna hade dålig överensstämmelse med divermätningarna. De beräknade medelvärdena kan ändras och förfinas när övriga obs-rör är korrigerade och kan utnyttjas för utvärdering. Transmissiviteten^a för jord-bergakvifären låg i intervallet $4-6 \times 10^{-5}$ m²/s och den hydrauliska konduktiviteten mellan $4-6 \times 10^{-6}$ m/s. Transmissiviteten^a ligger en tiopotens lägre än medeltransmissiviteten för jord-bergakvifärer i allmänhet (Baiocchi et al., 2014). Detta beror sannolikt på de geologiska förutsättningarna på platsen med ett semipermeabelt överlagrande siltlager. Den hydrauliska konduktiviteten för den pumpade kvifären ligger inom intervallet för både morän och kristallin berggrund, vilket kan anses rimligt. Den hydrauliska konduktiviteten för det ovanliggande siltlagret uppskattades till 1×10^{-5} m/s. Det semipermeabla lagrets vertikala läckagehastighet beräknades i medeltal till 5×10^{-8} m/s vilket medför ett läckage på mellan 6×10^{-4} och 3×10^{-5} m³/s vid pseudostationära förhållanden. Läcket varierar således inom påverkansområdet och tyder på att förhållandena är heterogena och anisotropa. Läcket är beroende av pumphastighet och hur stort läcket blir beror på vilken avsänkning som genereras och under vilken tid pumpningen sker. Inläcket kommer att variera tills dess att stationära förhållanden uppnås. Det beräknade läcket gäller endast för just den här tidpunkten och skiljer sig antagligen något från läcket vid stationära förhållanden. Beräknat inläckage är även beroende av en homogen area. Då influensområdets area i verkligheten inte är homogen utan har en oregelbunden form beroende på berggrundens anisotropi inför detta en felkälla i beräkningen. Volymen inläckande vatten bestäms förutom av läckagehastigheten även av mängden dränerbart vatten samt av tätningsgraden av tunneln. Mängden dränerbart vatten beror på grundvattenbildningens storlek i området och inläcket kan aldrig bli större än volymen bildat grundvatten. Inläcket genom siltlagret bedöms som litet till måttligt.

6. Slutsatser

De slutsatser man kan dra av litteraturstudien är:

- En vattenbudget kan användas för att uppskatta grundvattenbildningens storlek.
- Grundvattenbildningens storlek till jord är beroende av mängden tillgängligt vatten, markzonens uppbyggnad, jordartens hydrauliska parametrar, grundvattenytans läge samt markens topografi.
- Grundvattenbildning till berg sker i regel via jordlagret. Mängden jordgrundvatten som perkolerar^a och bildar grundvatten i berggrunden beror på i vilken omfattning berggrunden är uppsprucken och hur sprickorna och sprickzonerna är relaterade till varandra samt den hydrauliska kontakten mellan jord och berg. Endast en mindre del av jordgrundvattnet bildar grundvatten i berg.
- Berggrundens sprickor och sprickzoner är av yttersta intresse vid tunnelbyggnation då grundvattenflöde i berg sker via den sekundära porositeten^a. Sprickornas öppenhet är av särskild vikt för flödet då detta sker där sprickan har som störst vidd. Flödet är av icke laminär art och borrhningar kan ge värdefull information om sprickornas öppenhet och orientering. Simuleringar ger den med verkligheten bäst överensstämmande uppskattningen om flödets väg och storlek, detta på grund av de många variablerna och den stora datamängden som krävs. Alternativet är fältundersökningar.
- Vid tunneldrivning ökar grundvattenbildningen på grund av dränering av inläckande grundvatten till tunneln. Ökningen av grundvattenbildningen står i proportion till uttaget vid stationärt tillstånd. Om stationärt tillstånd inte hunnit infinna sig sker en avsänkning av grundvattenytan. Avsänkningen är störst direkt ovanför tunneln och utsträcker sig radiellt från denna.
- Inläckagets storlek beror på tunnelns djup, berggrundens mekaniska och hydrauliska egenskaper, kontakten mellan jord och berggrund samt mängden tillgängligt vatten. Inläckaget kan uppskattas genom beräkning utifrån provpumpningsdata. Injektering minskar inläckaget till tunneln. Effekten är beroende av injekteringsmetod och injekteringsmedel, trycket vid vilket injektering sker samt hur sprickorna i berget är uppbyggda och sammankopplade.

De slutsatser som kan dras av fallstudien är:

- Den maximala potentiella grundvattenbildningen kan i det platsspecifika fallet (Varberg, avrinningsområde A-C) uppskattas till ca 350 mm/år. Det bör dock påpekas att värdet ligger i överkant och att den verkliga grundvattenbildningen ligger lägre.
- Utvärderingen av provpumpningen i jord-bergakvifären i kvarteret Renen i Varberg gjordes genom Theis-Waltons kurvanpassningsmetodik. Detta ansågs

fungera väl då värdena på de beräknade hydrauliska parametrarna bedömdes ligga i ett fullt rimligt intervall. Transmissiviteten^r för jord-bergakvifären låg i intervallet $4-6 \times 10^{-5}$ m²/s och den hydrauliska konduktiviteten i intervallet $4-6 \times 10^{-6}$ m/s. Det semipermeabla lagrets vertikala läckagehastighet beräknades i medeltal till 5×10^{-8} m/s vilket medför ett läckage på mellan 6×10^{-4} och 3×10^{-5} m³/s vid pseudostationära förhållanden. Läcket varierar således inom påverkansområdet och tyder på att förhållandena är heterogena och anisotropa. Inläcket genom siltlagret bedöms som litet till måttligt.

- För den miljövetenskapliga relevansen kan det påpekas att läcket från det semipermeabla lagret uppgår till 2304 l/dygn. Om detta antas vara den inläckande mängden grundvatten till 100 m tunnel, kan det kan medföra arbetsmiljömässiga och miljömässiga problem då det uppumpade vattnet är förorenat av bland annat klorerade lösningsmedel.

7. Referenser

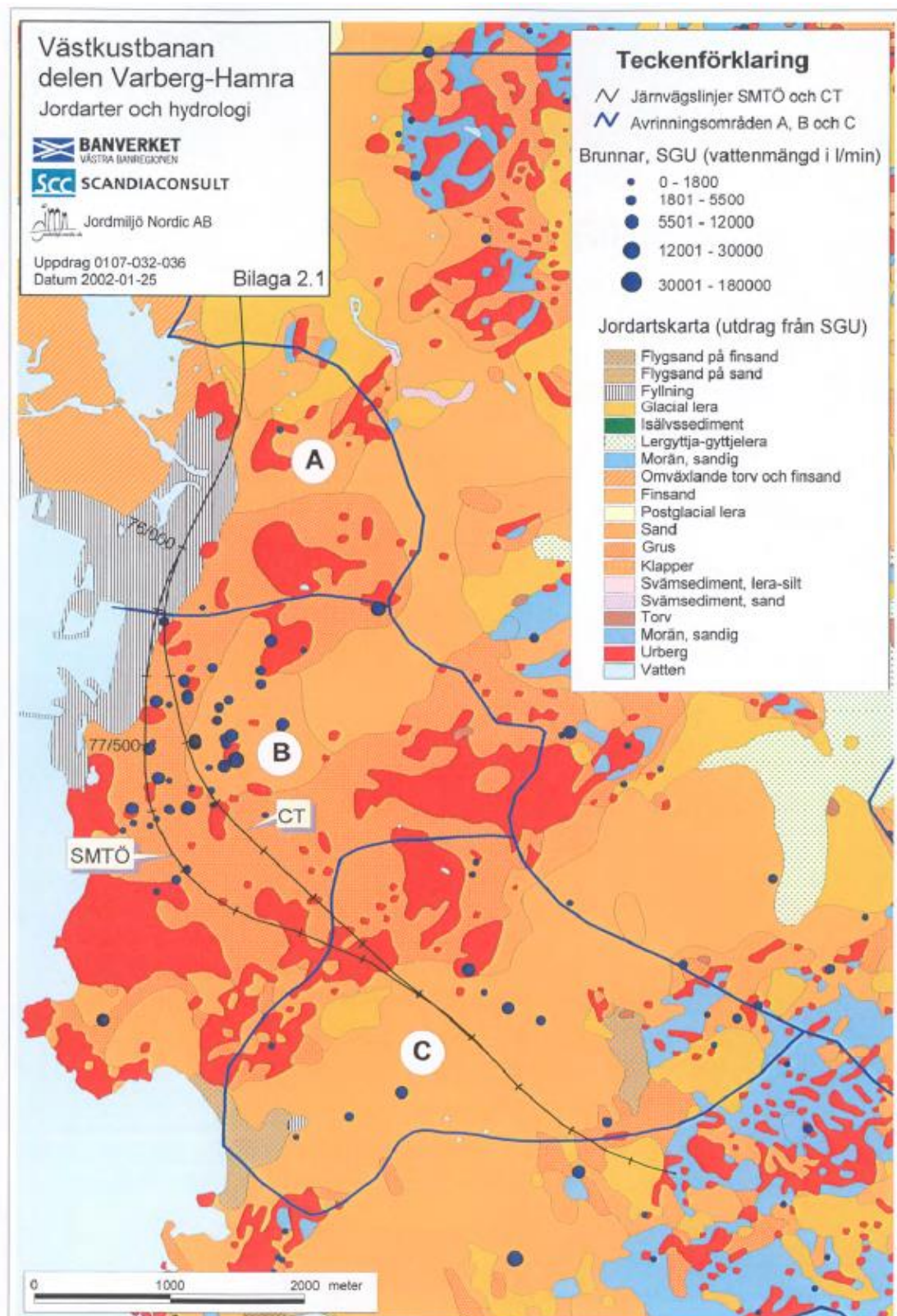
- Ahall, K. I., Samuelsson, L. & Persson, P. O. 1997. Geochronology and structural setting of the 1.38 Ga Torpa granite; implications for charnockite formation in SW Sweden. *GFF*, 119, 37-43.
- Andréasson, P.-G. 2006. *Geobiosfären : en introduktion*, Lund, Studentlitteratur.
- Axelsson, C. L. & Follin, S., 2000. Grundvattensänkning och dess effekter vid byggnation och drift av ett djupförvar. Report R-00-21, Stockholm, Svensk Kärnbränslehantering AB. 1-92.
- Baiocchi, A., Dragoni, W., Lotti, F. & Piscopo, V. 2014. Sustainable yield of fractured rock aquifers: The case of crystalline rocks of Serre Massif (Calabria, Southern Italy). Sharp, J. M. (ed.) *Fractured Rock Hydrogeology*, 383, 79-99. Leiden, CRC Press/Balkema.
- Banverket, 2003. Järnvägsutredning Väst kustbanan delen Varberg-Hamra Delrapport Bergteknik. Report BRVT 2003:09:17, Banverket Västra Banregionen. 1-14.
- Barlow, P. M. 2003. *Ground water in freshwater-saltwater environments of the Atlantic Coast*, U. S. Geological Survey, Reston, VA, United States.
- Berzell, A., 2011. E4 Förbifart Stockholm PM Hydrogeologi. Report 0G14H032, Stockholm, Trafikverket. 1-174.
- Blom, A. 2015. *Grundvattenbildningsfaktorer*. Muntl. E-Mailkontakt 150226.
- Brantberger, M., 1998. Styrande faktorer för tätheten kring en förinjekterad tunnel. Report Trita-AMI. Report, 1400-1306 ; 3049, Stockholm. 1-47.
- Cesano, D., Olofsson, B. & Bagtzoglou, A. C. 2000. Parameters regulating groundwater inflows into hard rock tunnels—a statistical study of the Bolmen tunnel in Southern Sweden. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 15, 153-165.
- David, K., Liu, T. & David, V. 2014. Use of several different methods for characterising a fractured rock aquifer, case study Kempfield, New South Wales, Australia. Sharp, J. M. (ed.) *Fractured Rock Hydrogeology*, 383, 291-307. Leiden, CRC Press/Balkema.
- Davies, J., Robins, N. & Cheney, C. 2014. Similarities in groundwater occurrence in weathered and fractured crystalline basement aquifers in the Channel Islands and in Zimbabwe. Sharp, J. M. (ed.) *Fractured Rock Hydrogeology*, 383, 13-47. Leiden, CRC Press/Balkema
- Edling, A., Franke, S., Gunnarsson, G. & Orrenius, S., 1998. Miljö i grund och botten - erfarenheter från Hallandsåsen. Report SOU 1998:137, Stockholm, Tunnelkommisionen. 1-356.
- Emmelin, A., 1998. Att bygga i berg- villkor och angreppssätt. Report SOU 1998:60, bilaga 3, Hämtad 150122, från <http://www.riksdagen.se/sv/Dokument-Lagar/Utredningar/Statens-offentliga-utredningar/sou-1998-60-GMB360/>. 148-158.
- Fetter, C. W. 2014. *Applied hydrogeology*, Essex, Pearson Education.
- Follin, S., Askling, P., Carlsten, S. & Strähle, A., 2000. Smålandsgranitens vattengenomsläpplighet : jämförelse av borrhålsdata från Äspö, Laxemar och Klipperås. Report 1402-3091 ; 00:46, Stockholm, Svensk Kärnbränslehantering AB. 1-51.
- Gilli, É., Mangan, C. & Mudry, J. 2012. *Hydrogeology : objectives, methods, applications*, Enfield, N.H. , Science
- Grip, H., Rodhe, A. & Lehman, I. 2003. *Vattnets väg från regn till bäck*, Uppsala, Hallgren & Fallgren.

- Gustavsson, G. 2009. *Hydrogeologi för bergbyggare*, Värnamo, Fälth & Hässler.
- Hokr, M., Balvín, A., Skarydova, I. & Rálek, P. 2014. Tunnel inflow in granite - fitting the field measurements with hybrid model of discrete fractures and continuum. Sharp, J. M. (ed.) *Fractured Rock Hydrogeology*, 383, 225-241. Leiden, CRC Press/Balkema.
- Janardhana Raju, N. & Reddy, T. V. K. 1998. Fracture pattern and electrical resistivity studies for groundwater exploration. *Environmental Geology*, 34, 175-182.
- Katsuyama, M., Tani, M. & Nishimoto, S. 2010. Connection between streamwater mean residence time and bedrock groundwater recharge/discharge dynamics in weathered granite catchments. *Hydrological Processes*, 24, 2287-2299.
- Knutsson, G. & Morfeldt, C.-O. 2002. *Grundvatten teori & tillämpning*, Stockholm, Svensk Byggtjänst AB.
- Kozakowski, P., Sander, P. & Anfinset, S., 2002. Järnvägsutredning Väst kustbanan delen Varberg-Hamra Delrapport Hydrogeologi. Report BRVT 2002-02-07, Banverket Västra Banregionen. 1-29.
- Krásný, J., Sharp, J. M. & Troeger, J. U. 2014. IAH Commission on Hardrock Hydrogeology (HyRoC): Past and present activities, future possibilities. Sharp, J. M. (ed.) *Fractured Rock Hydrogeology*, 383, 1-13. Leiden, CRC Press/Balkema
- Kresic, N. 2007. *Hydrogeology and groundwater modeling*, Boca Raton, Taylor & Francis Group.
- Lachassagne, P., Dewandel, B. & Wyns, R. 2014. The conceptual model of weathered hard rock aquifers and its practical application. Sharp, J. M. (ed.) *Fractured rock hydrogeology*, 383, 14-47. Leiden, CRC Press/Balkema.
- Lee, J.-Y. & Lee, K.-K. 2000. Use of hydrologic time series data for identification of recharge mechanism in a fractured bedrock aquifer system. *Journal of Hydrology*, 229, 190-201.
- Lerner, D. N. 2002. Identifying and quantifying urban recharge: A review. *Hydrogeology Journal*, 10, 143-152.
- Li, D., Li, X., Li, C. C., Huang, B., Gong, F. & Zhang, W. 2009. Case studies of groundwater flow into tunnels and an innovative water-gathering system for water drainage. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 24, 260-268.
- Lundin, L., 1982. Mark- och grundvatten i moränmark och marktypens betydelse för avrinningen = Soil moisture and ground water in till soil and the significance of soil type for runoff. Naturgeografiska inst., Uppsala Universitet. Report 91-506-0320-5, Uppsala. 1-216.
- Lundqvist, I. & Kero, L. 2008. Beskrivning till berggrundskartan 5B Varberg NO. Sveriges geologiska undersökning (SGU).
- Länsstyrelsen. 2015. *30-lista för Regionalt program 2015 Hallands län*. Hämtad 150210, från <http://www.lansstyrelsen.se/halland/SiteCollectionDocuments/Sv/miljo-och-klimat/verksamheter-med-miljopaverkan/forenade-omraden/tillsyn-och-bidrag/30-lista%202015%20regionalt%20program.pdf>.
- Martinsson, S. 2015. *Provpumpning Renen*. Muntl. E-Mailkontakt 150306.
- Mossmark, F., Hultberg, H. & Ericsson, L. O. 2008. Recovery from groundwater extraction in a small catchment area with crystalline bedrock and thin soil cover in Sweden. *Science of The Total Environment*, 404, 253-261.
- Norin, M., Hulthen, A. M. & Svensson, C. 1999. Groundwater studies conducted in Goteborg, Sweden. *International Contributions to Hydrogeology*, 21, 209-216.
- Olofsson, B. 1994. Flow of groundwater from soil to crystalline rock. *Applied Hydrogeology*, 2, 71-83.

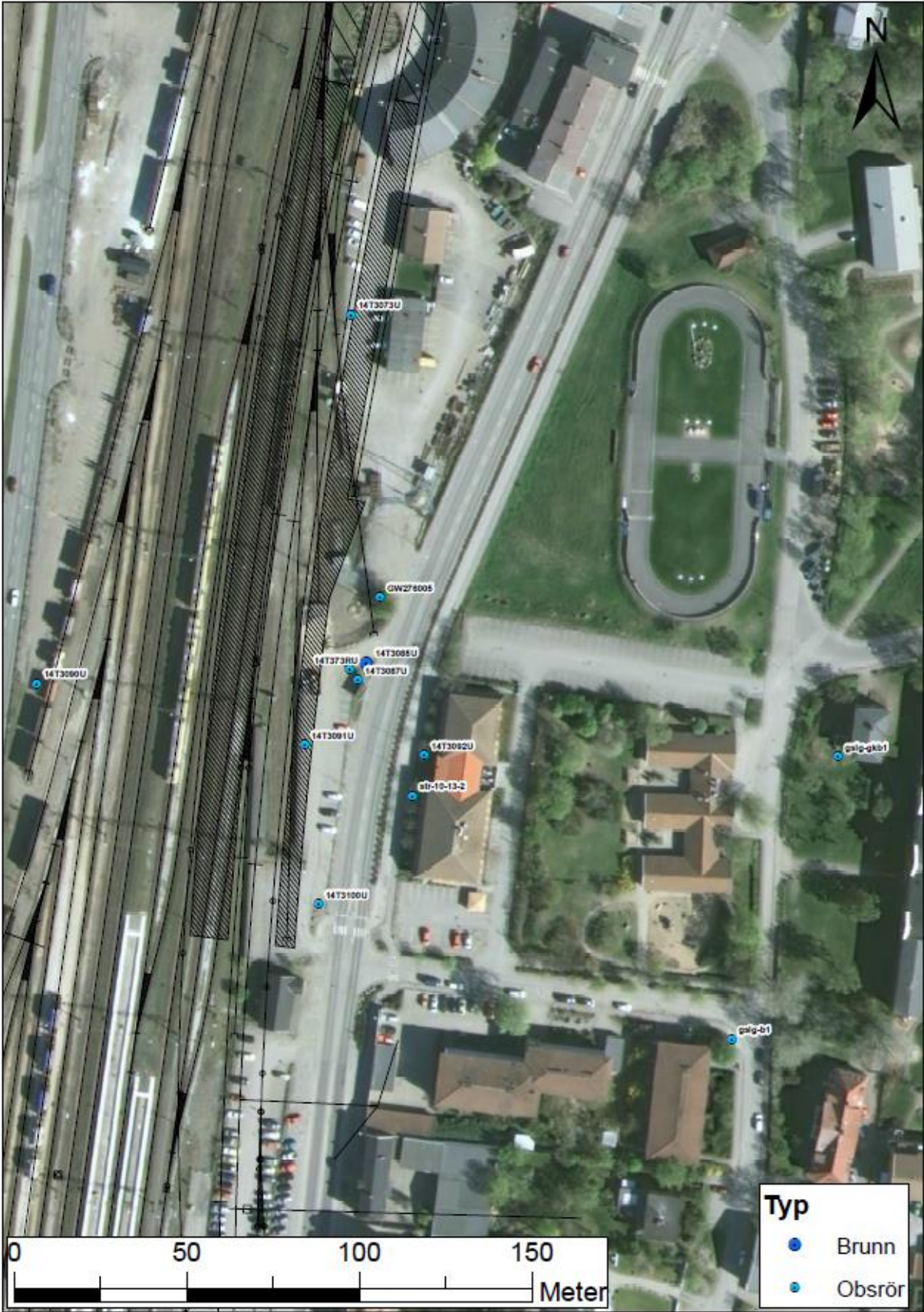
- Olsson, T. 1979. *Hydraulic properties and groundwater balance in a soil-rock aquifer system in the Juktan area, northern Sweden*, Uppsala, Societas Upsaliensis pro geologia quaternaria [Kvartärgeologiska fören.].
- Påsse, T. 1990. *Jordartskartan. 5B Varberg NO. Beskrivning = Description to the quaternary map Varberg NO*, Uppsala, Sveriges geologiska undersökning (SGU).
- Ragvald, J. 2012. *Ett gruvschakts påverkan på grundvattnets nivå och strömning i det omgivande berget*. Uppsala, Uppsala Universitet. 1-78.
- Raposo, J. R., Molinero, J. & Dafonte, J. 2010. Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models. *Engineering Geology*, 116, 323-332.
- Smhi. 2014a. *Sveriges avrinning och vattenföring*. Hämtad den 150224, från http://www.smhi.se/polopoly_fs/1.26064.1398235741!/image/Hydromap.png/gen/derivatives/Original_1004px/Hydromap.png.
- Smhi. 2014b. *Vattenwebb delavrinningsområde Varberg*. Hämtad den 150224, från <http://vattenwebb.smhi.se/modelarea/>.
- Sparrenbom, C. 2015. *Personlig kommunikation*. Muntl. 150316.
- Sundberg, A. 2014. *Planlägningsbeskrivning Varbergstunneln, Västkustbanan, Varberg-Hamra*. Hämtad den 150222, från http://www.trafikverket.se/contentassets/7845c067f65a4e88975ad8de17a0afa6/planlaggningsbeskrivning_varbergstunneln_141023.pdf: Trafikverket. 1-5.
- Sundlöf, B. 2015. *Personlig kommunikation*. Muntl. 150304.
- Sundqvist, U., Graffner, O., Lindblad, T. & Borg, G. C., 2009. *Undersökning av förorening i berggrund*. Report 5930, Bromma, Naturvårdsverket. 1-92.
- Winberg, A., Andersson, P., Hermanson, J. & Byegård, J., 2000. *Äspö Hard Rock Laboratory : final report of the first stage of the tracer retention understanding experiments*. Report 1404-0344 ; 00:07, Stockholm, Svensk Kärnbränslehantering AB. 1-233.

Bilagor

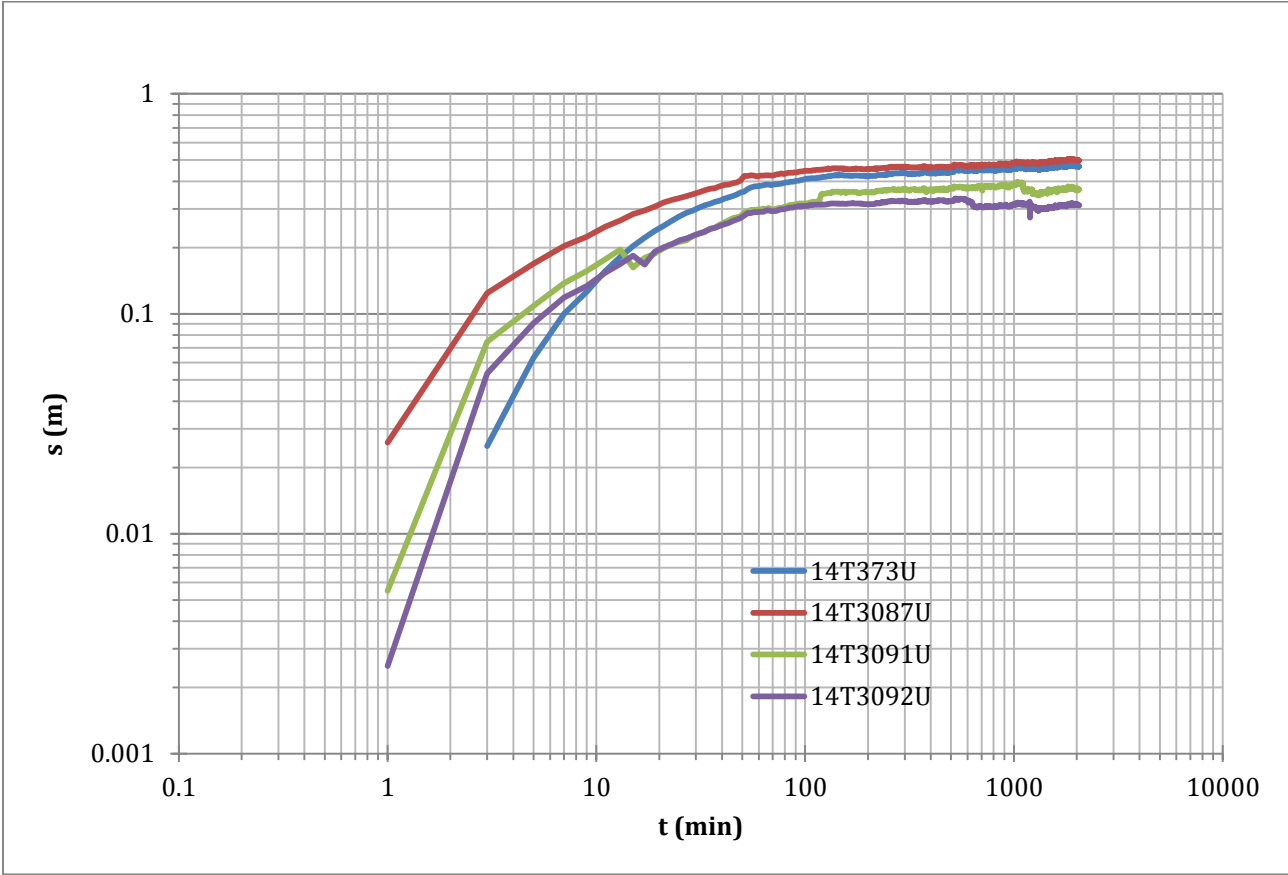
Bilaga 1. Jordartskarta över Varbergsområdet med avrinningsområden. Från SGU, modifierad av Banverket 2002. CT och SMTÖ är de utredda tunnelalternativen.



Bilaga 2. Karta över kvarteret Renen med pumpbrunn och obs-rör. Tyréns AB 2015.



Bilaga 3. Avsänkingskurvor (avsänkning-tid) för obs-rör. Obs: ej enligt korrekt logaritmisk skala.



Bilaga 4. Provpumpningsdata tid/avsänkning för kvarteret Renen. Tyréns AB 2015.

Obs-rör	14T373U	14T3087U	14T3091U	14T3092U	Obs-rör	14T373U	14T3087U	14T3091U	14T3092U
Tid (min)	Avsänkning (m)				Tid (min)	Avsänkning (m)			
0	0	0	0	0	501	0.44	0.466	0.3705	0.3255
1	0	0.026	0.0055	0.0025	503	0.442	0.466	0.3705	0.3255
3	0.025	0.124	0.0745	0.0535	505	0.44	0.466	0.3705	0.3255
5	0.063	0.169	0.1085	0.0905	507	0.44	0.464	0.3705	0.3245
7	0.1	0.203	0.1375	0.1185	509	0.44	0.466	0.3705	0.3245
9	0.126	0.224	0.1565	0.1335	511	0.44	0.464	0.3705	0.3255
11	0.156	0.248	0.1765	0.1535	513	0.44	0.464	0.3705	0.3255
13	0.181	0.266	0.1955	0.1685	515	0.44	0.472	0.3785	0.3255
15	0.203	0.284	0.1625	0.1835	517	0.445	0.477	0.3765	0.3295
17	0.222	0.295	0.1795	0.1675	519	0.451	0.475	0.3785	0.3325
19	0.238	0.307	0.1875	0.1915	521	0.454	0.475	0.3765	0.3325
21	0.251	0.32	0.1985	0.2005	523	0.456	0.473	0.3765	0.3325
23	0.265	0.329	0.2075	0.2075	525	0.454	0.475	0.3765	0.3345
25	0.277	0.336	0.2125	0.2155	527	0.452	0.475	0.3765	0.3325
27	0.288	0.343	0.2155	0.2205	529	0.452	0.473	0.3765	0.3325
29	0.295	0.35	0.2265	0.2265	531	0.452	0.473	0.3765	0.3305
31	0.304	0.357	0.2315	0.2315	533	0.451	0.473	0.3765	0.3325
33	0.311	0.364	0.2345	0.2365	535	0.449	0.473	0.3765	0.3325
35	0.316	0.37	0.2435	0.2425	537	0.451	0.473	0.3745	0.3325
37	0.323	0.373	0.2465	0.2455	539	0.449	0.472	0.3745	0.3305
39	0.327	0.38	0.2545	0.2505	541	0.449	0.472	0.3745	0.3325
41	0.334	0.385	0.2605	0.2555	543	0.447	0.472	0.3745	0.3305
43	0.338	0.387	0.2655	0.2585	545	0.447	0.472	0.3745	0.3295
45	0.343	0.392	0.2715	0.2635	547	0.449	0.472	0.3745	0.3305
47	0.348	0.396	0.2745	0.2685	549	0.45	0.475	0.3795	0.3335
49	0.355	0.403	0.2765	0.2715	551	0.45	0.473	0.3795	0.3335
51	0.359	0.423	0.2885	0.2795	553	0.45	0.475	0.3775	0.3335
53	0.369	0.423	0.2915	0.2865	555	0.45	0.473	0.3775	0.3335
55	0.375	0.426	0.2965	0.2865	557	0.45	0.473	0.3775	0.3335
57	0.379	0.424	0.2965	0.2895	559	0.45	0.475	0.3775	0.3335
59	0.38	0.421	0.2975	0.2895	561	0.45	0.473	0.3775	0.3335
61	0.382	0.424	0.2975	0.2905	563	0.448	0.473	0.3745	0.3325
63	0.384	0.424	0.3005	0.2905	565	0.45	0.473	0.3745	0.3325
65	0.387	0.426	0.2995	0.2945	567	0.45	0.473	0.3775	0.3325
67	0.387	0.426	0.3025	0.2945	569	0.45	0.473	0.3745	0.3325
69	0.384	0.425	0.2975	0.2925	571	0.45	0.471	0.3745	0.3325
71	0.388	0.426	0.2975	0.2925	573	0.448	0.471	0.3715	0.3325
73	0.388	0.43	0.3005	0.2935	575	0.448	0.473	0.3745	0.3305
75	0.389	0.432	0.3025	0.2965	577	0.448	0.471	0.3745	0.3305
77	0.391	0.435	0.3025	0.2985	579	0.45	0.471	0.3745	0.3325
79	0.393	0.432	0.3055	0.2985	581	0.447	0.471	0.3745	0.3325
81	0.396	0.435	0.3065	0.3005	583	0.447	0.471	0.3715	0.3325

83	0.396	0.437	0.3095	0.3025	585	0.447	0.471	0.3745	0.3285
85	0.398	0.437	0.3125	0.3035	587	0.448	0.471	0.3715	0.3305
87	0.398	0.437	0.3125	0.3035	589	0.447	0.471	0.3745	0.3285
89	0.4	0.439	0.3145	0.3055	591	0.448	0.469	0.3715	0.3305
91	0.402	0.439	0.3125	0.3065	593	0.447	0.469	0.3745	0.3285
93	0.403	0.442	0.3175	0.3085	595	0.447	0.467	0.3745	0.3285
95	0.405	0.444	0.3175	0.3065	597	0.447	0.469	0.3715	0.3285
97	0.407	0.444	0.3175	0.3085	599	0.447	0.469	0.3745	0.3285
99	0.409	0.446	0.3175	0.3085	601	0.445	0.469	0.3715	0.3245
101	0.41	0.446	0.3175	0.3095	603	0.445	0.469	0.3715	0.3225
103	0.412	0.446	0.3175	0.3085	605	0.445	0.471	0.3715	0.3195
105	0.412	0.447	0.3205	0.3115	607	0.447	0.469	0.3715	0.3205
107	0.414	0.447	0.3205	0.3115	609	0.45	0.472	0.3745	0.3235
109	0.414	0.449	0.3235	0.3115	611	0.45	0.472	0.3715	0.3235
111	0.414	0.449	0.3205	0.3135	613	0.448	0.472	0.3745	0.3255
113	0.414	0.451	0.3235	0.3135	615	0.448	0.472	0.3745	0.3235
115	0.416	0.451	0.3235	0.3135	617	0.448	0.472	0.3745	0.3235
117	0.415	0.451	0.3255	0.3135	619	0.45	0.474	0.3745	0.3235
119	0.418	0.453	0.3475	0.3135	621	0.45	0.472	0.3745	0.3235
121	0.418	0.451	0.3515	0.3145	623	0.448	0.472	0.3745	0.3235
123	0.421	0.454	0.3505	0.3135	625	0.448	0.472	0.3715	0.3205
125	0.419	0.454	0.3515	0.3145	627	0.448	0.474	0.3745	0.3225
127	0.421	0.454	0.3535	0.3145	629	0.448	0.472	0.3745	0.3205
129	0.423	0.458	0.3545	0.3165	631	0.448	0.472	0.3715	0.3205
131	0.422	0.454	0.3545	0.3165	633	0.448	0.472	0.3745	0.3205
133	0.423	0.456	0.3535	0.3175	635	0.448	0.474	0.3745	0.3105
135	0.425	0.458	0.3595	0.3175	637	0.448	0.47	0.3765	0.3075
137	0.425	0.458	0.3585	0.3175	639	0.448	0.472	0.3745	0.3075
139	0.427	0.458	0.3575	0.3175	641	0.446	0.47	0.3735	0.3075
141	0.425	0.458	0.3585	0.3175	643	0.446	0.47	0.3745	0.3065
143	0.427	0.458	0.3585	0.3165	645	0.448	0.47	0.3765	0.3075
145	0.425	0.456	0.3575	0.3175	647	0.446	0.472	0.3745	0.3065
147	0.427	0.458	0.3595	0.3165	649	0.446	0.47	0.3715	0.3075
149	0.427	0.458	0.3545	0.3165	651	0.448	0.47	0.3715	0.3045
151	0.427	0.456	0.3575	0.3175	653	0.448	0.472	0.3735	0.3045
153	0.425	0.458	0.3585	0.3165	655	0.448	0.47	0.3735	0.3065
155	0.425	0.454	0.3585	0.3165	657	0.448	0.47	0.3715	0.3045
157	0.425	0.454	0.3535	0.3165	659	0.446	0.47	0.3735	0.3045
159	0.425	0.456	0.3575	0.3165	661	0.446	0.472	0.3735	0.3045
161	0.425	0.454	0.3575	0.3175	663	0.448	0.472	0.3765	0.3045
163	0.423	0.454	0.3595	0.3175	665	0.446	0.47	0.3735	0.3045
165	0.425	0.454	0.3575	0.3175	667	0.448	0.47	0.3735	0.3045
167	0.423	0.456	0.3575	0.3175	669	0.446	0.47	0.3735	0.3035
169	0.423	0.454	0.3575	0.3195	671	0.451	0.475	0.3815	0.3085
171	0.425	0.456	0.3595	0.3175	673	0.451	0.475	0.3815	0.3085
173	0.425	0.456	0.3575	0.3175	675	0.451	0.475	0.3785	0.3085
175	0.425	0.458	0.3575	0.3175	677	0.451	0.473	0.3785	0.3085

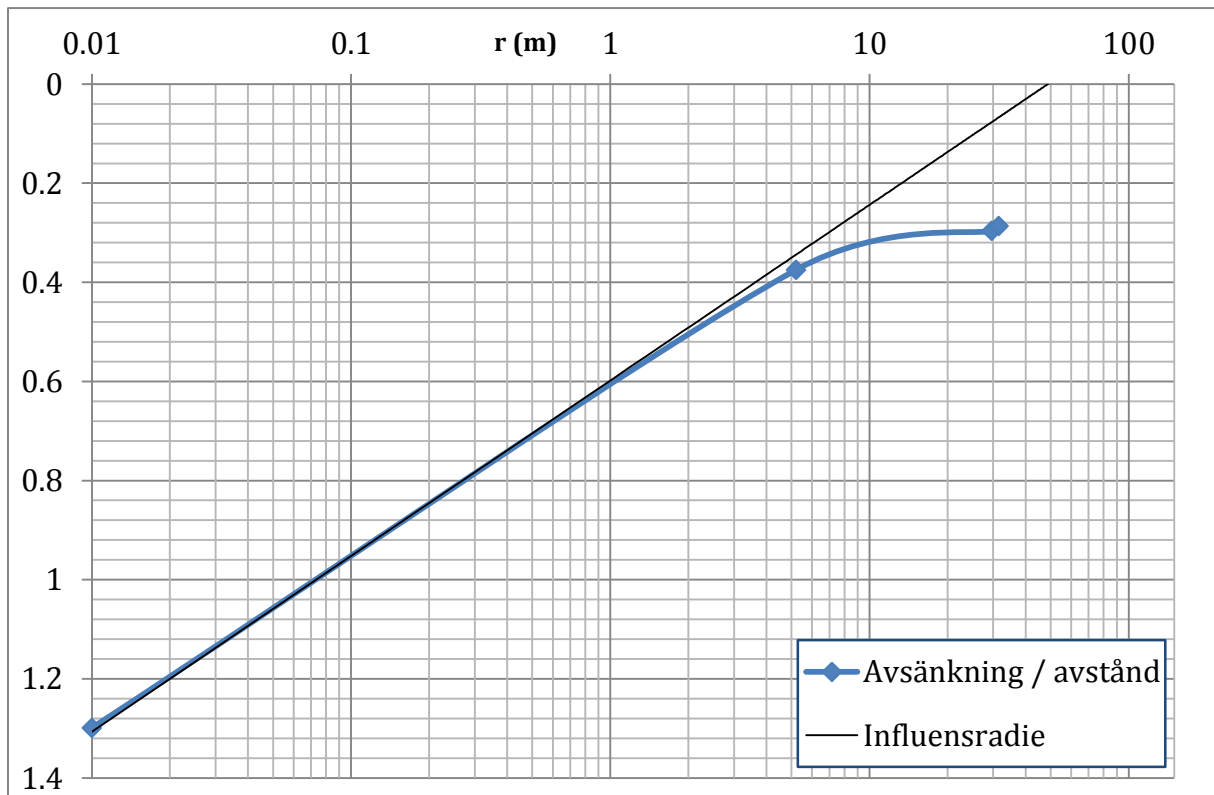
177	0.425	0.456	0.3575	0.3175	679	0.453	0.475	0.3785	0.3085
179	0.425	0.456	0.3535	0.3175	681	0.451	0.475	0.3785	0.3085
181	0.425	0.456	0.3535	0.3175	683	0.453	0.475	0.3785	0.3085
183	0.423	0.456	0.3535	0.3165	685	0.451	0.475	0.3785	0.3085
185	0.423	0.454	0.3565	0.3175	687	0.451	0.475	0.3815	0.3085
187	0.423	0.456	0.3565	0.3175	689	0.449	0.475	0.3815	0.3085
189	0.423	0.454	0.3565	0.3155	691	0.451	0.473	0.3785	0.3065
191	0.425	0.454	0.3565	0.3155	693	0.451	0.473	0.3785	0.3085
193	0.423	0.454	0.3565	0.3155	695	0.451	0.475	0.3785	0.3085
195	0.421	0.454	0.3585	0.3155	697	0.449	0.475	0.3785	0.3065
197	0.423	0.456	0.3555	0.3155	699	0.451	0.473	0.3785	0.3065
199	0.423	0.454	0.3555	0.3155	701	0.451	0.477	0.3815	0.3065
201	0.421	0.456	0.3555	0.3145	703	0.449	0.475	0.3765	0.3065
203	0.423	0.454	0.3555	0.3155	705	0.449	0.47	0.3625	0.3045
205	0.423	0.456	0.3575	0.3155	707	0.449	0.472	0.3765	0.3045
207	0.423	0.456	0.3575	0.3155	709	0.449	0.472	0.3785	0.3045
209	0.423	0.456	0.3555	0.3155	711	0.448	0.472	0.3785	0.3045
211	0.423	0.456	0.3575	0.3155	713	0.448	0.473	0.3785	0.3035
213	0.423	0.454	0.3555	0.3155	715	0.448	0.473	0.3785	0.3045
215	0.423	0.458	0.3585	0.3155	717	0.448	0.473	0.3785	0.3045
217	0.423	0.458	0.3585	0.3175	719	0.448	0.473	0.3785	0.3065
219	0.425	0.456	0.3585	0.3195	721	0.448	0.473	0.3785	0.3065
221	0.427	0.459	0.3625	0.3175	723	0.448	0.473	0.3765	0.3065
223	0.427	0.456	0.3625	0.3175	725	0.448	0.473	0.3785	0.3045
225	0.427	0.458	0.3625	0.3195	727	0.448	0.475	0.3765	0.3065
227	0.428	0.458	0.3625	0.3175	729	0.45	0.477	0.3805	0.3065
229	0.428	0.458	0.3625	0.3195	731	0.45	0.475	0.3805	0.3085
231	0.427	0.458	0.3635	0.3195	733	0.45	0.475	0.3785	0.3065
233	0.428	0.46	0.3635	0.3225	735	0.45	0.475	0.3785	0.3065
235	0.428	0.46	0.3605	0.3205	737	0.45	0.475	0.3805	0.3065
237	0.428	0.46	0.3635	0.3225	739	0.45	0.475	0.3785	0.3085
239	0.43	0.46	0.3655	0.3205	741	0.451	0.475	0.3785	0.3065
241	0.428	0.46	0.3655	0.3205	743	0.45	0.475	0.3785	0.3065
243	0.43	0.458	0.3625	0.3205	745	0.45	0.475	0.3785	0.3065
245	0.43	0.46	0.3655	0.3225	747	0.45	0.475	0.3805	0.3065
247	0.428	0.46	0.3625	0.3225	749	0.448	0.475	0.3785	0.3065
249	0.434	0.464	0.3665	0.3245	751	0.448	0.475	0.3785	0.3065
251	0.434	0.464	0.3665	0.3245	753	0.45	0.475	0.3785	0.3065
253	0.434	0.462	0.3665	0.3245	755	0.451	0.475	0.3785	0.3055
255	0.432	0.464	0.3665	0.3235	757	0.45	0.477	0.3805	0.3065
257	0.432	0.466	0.3665	0.3245	759	0.45	0.475	0.3805	0.3065
259	0.434	0.466	0.3665	0.3245	761	0.45	0.475	0.3785	0.3085
261	0.432	0.464	0.3665	0.3265	763	0.45	0.477	0.3785	0.3065
263	0.434	0.464	0.3665	0.3245	765	0.45	0.475	0.3785	0.3085
265	0.434	0.466	0.3695	0.3245	767	0.45	0.475	0.3785	0.3065
267	0.434	0.464	0.3665	0.3245	769	0.45	0.475	0.3745	0.3065
269	0.434	0.466	0.3665	0.3245	771	0.45	0.475	0.3785	0.3065

271	0.434	0.464	0.3665	0.3245	773	0.45	0.475	0.3785	0.3065
273	0.436	0.466	0.3645	0.3245	775	0.448	0.475	0.3805	0.3065
275	0.434	0.466	0.3645	0.3245	777	0.45	0.475	0.3785	0.3055
277	0.434	0.466	0.3675	0.3245	779	0.45	0.474	0.3805	0.3065
279	0.434	0.464	0.3675	0.3245	781	0.45	0.474	0.3805	0.3065
281	0.434	0.467	0.3645	0.3245	783	0.45	0.475	0.3785	0.3065
283	0.434	0.466	0.3675	0.3265	785	0.45	0.475	0.3805	0.3065
285	0.436	0.464	0.3645	0.3235	787	0.451	0.475	0.3805	0.3065
287	0.438	0.466	0.3665	0.3245	789	0.449	0.474	0.3795	0.3055
289	0.438	0.466	0.3665	0.3265	791	0.449	0.474	0.3795	0.3055
291	0.434	0.466	0.3665	0.3265	793	0.449	0.474	0.3795	0.3055
293	0.438	0.466	0.3665	0.3245	795	0.449	0.476	0.3795	0.3075
295	0.436	0.464	0.3695	0.3245	797	0.449	0.474	0.3795	0.3075
297	0.436	0.467	0.3665	0.3245	799	0.449	0.474	0.3795	0.3075
299	0.436	0.466	0.3665	0.3265	801	0.449	0.473	0.3795	0.3055
301	0.434	0.464	0.3695	0.3235	803	0.449	0.473	0.3795	0.3075
303	0.436	0.466	0.3685	0.3265	805	0.447	0.474	0.3795	0.3055
305	0.434	0.467	0.3685	0.3245	807	0.449	0.474	0.3795	0.3055
307	0.434	0.464	0.3655	0.3245	809	0.449	0.474	0.3795	0.3055
309	0.434	0.466	0.3655	0.3235	811	0.449	0.476	0.3775	0.3075
311	0.433	0.463	0.3655	0.3215	813	0.447	0.476	0.3795	0.3075
313	0.433	0.463	0.3625	0.3215	815	0.449	0.476	0.3775	0.3075
315	0.431	0.463	0.3625	0.3215	817	0.449	0.474	0.3775	0.3055
317	0.433	0.463	0.3625	0.3235	819	0.449	0.474	0.3735	0.3075
319	0.433	0.463	0.3675	0.3215	821	0.449	0.474	0.3775	0.3075
321	0.435	0.464	0.3675	0.3215	823	0.447	0.474	0.3775	0.3075
323	0.431	0.464	0.3675	0.3235	825	0.447	0.474	0.3775	0.3075
325	0.433	0.464	0.3675	0.3215	827	0.449	0.476	0.3795	0.3055
327	0.435	0.463	0.3675	0.3215	829	0.449	0.476	0.3795	0.3055
329	0.435	0.463	0.3675	0.3215	831	0.449	0.476	0.3795	0.3055
331	0.433	0.461	0.3675	0.3235	833	0.45	0.476	0.3795	0.3075
333	0.431	0.461	0.3675	0.3235	835	0.449	0.476	0.3795	0.3075
335	0.433	0.461	0.3695	0.3235	837	0.449	0.476	0.3795	0.3075
337	0.433	0.463	0.3675	0.3235	839	0.449	0.476	0.3795	0.3075
339	0.435	0.463	0.3645	0.3215	841	0.449	0.476	0.3795	0.3075
341	0.435	0.463	0.3645	0.3235	843	0.45	0.476	0.3775	0.3075
343	0.435	0.464	0.3645	0.3215	845	0.45	0.478	0.3795	0.3095
345	0.435	0.463	0.3645	0.3235	847	0.45	0.476	0.3795	0.3075
347	0.435	0.463	0.3645	0.3235	849	0.449	0.476	0.3795	0.3075
349	0.433	0.464	0.3675	0.3235	851	0.454	0.482	0.3835	0.3115
351	0.435	0.461	0.3675	0.3255	853	0.454	0.48	0.3835	0.3115
353	0.433	0.463	0.3645	0.3235	855	0.453	0.478	0.3835	0.3115
355	0.433	0.463	0.3645	0.3255	857	0.454	0.48	0.3835	0.3115
357	0.435	0.463	0.3645	0.3235	859	0.453	0.48	0.3835	0.3095
359	0.436	0.463	0.3675	0.3235	861	0.454	0.48	0.3835	0.3115
361	0.435	0.464	0.3675	0.3255	863	0.454	0.48	0.3815	0.3095
363	0.436	0.464	0.3645	0.3255	865	0.453	0.48	0.3835	0.3115

365	0.435	0.466	0.3675	0.3255	867	0.453	0.48	0.3835	0.3095
367	0.436	0.464	0.3685	0.3255	869	0.454	0.482	0.3835	0.3095
369	0.44	0.47	0.3725	0.3295	871	0.454	0.478	0.3835	0.3095
371	0.44	0.47	0.3725	0.3295	873	0.454	0.478	0.3835	0.3095
373	0.442	0.47	0.3705	0.3295	875	0.454	0.478	0.3835	0.3095
375	0.44	0.468	0.3705	0.3295	877	0.454	0.478	0.3835	0.3095
377	0.44	0.466	0.3605	0.3295	879	0.453	0.478	0.3835	0.3095
379	0.44	0.466	0.3605	0.3245	881	0.453	0.478	0.3835	0.3095
381	0.437	0.463	0.3565	0.3245	883	0.453	0.478	0.3835	0.3095
383	0.437	0.463	0.3605	0.3245	885	0.453	0.478	0.3835	0.3095
385	0.439	0.459	0.3605	0.3225	887	0.453	0.478	0.3835	0.3095
387	0.437	0.463	0.3625	0.3225	889	0.453	0.478	0.3815	0.3085
389	0.437	0.463	0.3625	0.3245	891	0.453	0.48	0.3835	0.3095
391	0.435	0.463	0.3675	0.3245	893	0.453	0.478	0.3815	0.3095
393	0.437	0.464	0.3675	0.3245	895	0.454	0.48	0.3835	0.3095
395	0.435	0.464	0.3675	0.3255	897	0.453	0.478	0.3815	0.3095
397	0.435	0.464	0.3675	0.3255	899	0.453	0.478	0.3835	0.3085
399	0.439	0.466	0.3675	0.3245	901	0.453	0.478	0.3835	0.3095
401	0.435	0.464	0.3645	0.3225	903	0.453	0.48	0.3815	0.3085
403	0.437	0.464	0.3675	0.3245	905	0.453	0.477	0.3835	0.3085
405	0.435	0.464	0.3655	0.3245	907	0.453	0.478	0.3815	0.3085
407	0.435	0.463	0.3675	0.3245	909	0.457	0.481	0.3855	0.3125
409	0.437	0.463	0.3655	0.3245	911	0.457	0.482	0.3875	0.3135
411	0.435	0.463	0.3605	0.3225	913	0.455	0.482	0.3875	0.3125
413	0.435	0.463	0.3675	0.3245	915	0.455	0.482	0.3855	0.3125
415	0.435	0.463	0.3655	0.3245	917	0.455	0.482	0.3815	0.3105
417	0.435	0.464	0.3655	0.3245	919	0.455	0.481	0.3765	0.3125
419	0.435	0.464	0.3655	0.3245	921	0.455	0.481	0.3765	0.3105
421	0.437	0.464	0.3685	0.3245	923	0.453	0.481	0.3765	0.3095
423	0.433	0.463	0.3655	0.3255	925	0.451	0.479	0.3765	0.3095
425	0.437	0.464	0.3655	0.3245	927	0.451	0.477	0.3765	0.3095
427	0.437	0.464	0.3655	0.3245	929	0.451	0.477	0.3745	0.3075
429	0.44	0.466	0.3685	0.3285	931	0.449	0.477	0.3795	0.3075
431	0.44	0.467	0.3685	0.3285	933	0.449	0.479	0.3765	0.3075
433	0.44	0.467	0.3685	0.3285	935	0.449	0.477	0.3815	0.3075
435	0.438	0.466	0.3685	0.3285	937	0.449	0.477	0.3765	0.3075
437	0.438	0.464	0.3685	0.3255	939	0.449	0.477	0.3785	0.3065
439	0.438	0.464	0.3685	0.3275	941	0.449	0.475	0.3755	0.3065
441	0.438	0.466	0.3655	0.3285	943	0.449	0.477	0.3755	0.3075
443	0.44	0.466	0.3715	0.3275	945	0.449	0.475	0.3785	0.3075
445	0.438	0.466	0.3685	0.3275	947	0.449	0.475	0.3785	0.3075
447	0.438	0.466	0.3685	0.3275	949	0.449	0.477	0.3755	0.3075
449	0.438	0.466	0.3655	0.3275	951	0.449	0.477	0.3815	0.3075
451	0.438	0.466	0.3655	0.3275	953	0.449	0.479	0.3815	0.3075
453	0.438	0.466	0.3685	0.3275	955	0.451	0.479	0.3815	0.3095
455	0.44	0.466	0.3685	0.3275	957	0.451	0.477	0.3855	0.3095
457	0.44	0.466	0.3715	0.3275	959	0.449	0.479	0.3815	0.3075

459	0.438	0.466	0.3655	0.3255	961	0.451	0.479	0.3785	0.3095
461	0.438	0.464	0.3715	0.3255	963	0.451	0.479	0.3815	0.3075
463	0.438	0.466	0.3715	0.3275	965	0.451	0.479	0.3815	0.3095
465	0.438	0.464	0.3655	0.3255	967	0.451	0.479	0.3815	0.3075
467	0.438	0.464	0.3655	0.3255	969	0.454	0.482	0.3815	0.3125
469	0.438	0.464	0.3655	0.3235	971	0.454	0.482	0.3845	0.3135
471	0.438	0.464	0.3685	0.3255	973	0.454	0.482	0.3845	0.3135
473	0.436	0.464	0.3655	0.3255	975	0.454	0.482	0.3845	0.3125
475	0.438	0.464	0.3655	0.3235	977	0.454	0.482	0.3845	0.3125
477	0.438	0.462	0.3655	0.3235	979	0.454	0.482	0.3845	0.3125
479	0.44	0.464	0.3685	0.3255	981	0.456	0.484	0.3815	0.3135
481	0.438	0.464	0.3655	0.3235	983	0.456	0.484	0.3845	0.3125
483	0.438	0.462	0.3685	0.3235	985	0.456	0.484	0.3845	0.3125
485	0.436	0.464	0.3715	0.3235	987	0.456	0.485	0.3885	0.3125
487	0.438	0.464	0.3685	0.3255	989	0.458	0.485	0.3905	0.3135
489	0.438	0.464	0.3685	0.3235	991	0.456	0.485	0.3885	0.3135
491	0.44	0.466	0.3705	0.3255	993	0.458	0.485	0.3885	0.3155
493	0.44	0.466	0.3735	0.3255	995	0.456	0.485	0.3885	0.3135
495	0.442	0.466	0.3735	0.3255	997	0.458	0.485	0.3885	0.3135
497	0.442	0.466	0.3735	0.3245	999	0.458	0.487	0.3905	0.3125
499	0.442	0.464	0.3705	0.3255	1001	0.458	0.485	0.3885	0.3135

Bilaga 5. Uppskattning av influensradien vid pseudostationära² förhållanden genom att plotta avsänkning-avstånd. Genom att kurvanpassa med en rät linje har influensradien uppskattats till 46 m.





LUNDS UNIVERSITET

Miljövetenskaplig utbildning
Centrum för klimat- och
miljöforskning
Ekologihuset
22362 Lund