

Hydrogeologisk kartläggning av infiltrationsvattentransport genom resistivitetsmätningar

Mikael Lumetzberger

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,
kandidatarbete, nr 302
(15 hp/ECTS credits)



Geologiska institutionen
Lunds universitet
2012

Hydrogeologisk kartläggning av infiltrationsvattentransport genom resistivitetmätningar

Kandidatarbete
Mikael Lumetzberger

Geologiska institutionen
Lunds universitet
2012

Innehåll

1	Frågeställning och Uppgift	5
2	Bakgrund	5
2.1	Sammanfattning av forskningsprojekt - Den kapillära zonen	5
2.1.1	Tidigare experiment	5
2.2	Undersökningslokal för examensarbete - Infiltrationsdammar i Omma	6
3	Geologi	7
3.1	Sjöbo-Vombområdets geologi	7
3.1.1	Bergrundsgeologi	7
3.1.2	Jordarter runt Sjöbo-Vomb	8
3.2	Lokalens Geologi	9
4	Metodik för Resistivitetsmätning	9
4.1	Resistivitetsmätningar- Allmänt	9
4.1.1	Introduktion	9
4.1.2	Geometrisk faktor och elektroduppställningar	10
4.1.3	Multielektrodmätningar	11
4.1.4	Procedur för Multielektrodmätningar - Terrametrar	11
4.2	Fältmetodik för utförd undersökning	12
4.2.1	Dammarnas aktivitet	12
4.2.2	Profilens läge	12
4.2.3	Fältmätningar	12
4.1.2	Databehandling	13
5	Resultat	13
5.1	Time-Lapse pseudosektioner	14
5.2	Inversionsmodell	15
5.3	Time-Lapse Inversionsmodell	15
6	Tolkning	15
6.1	Time-Lapse pseudosektioner	15
6.2	Inversionsmodell	15
6.3	Time-Lapse Inversionsmodell	16
7	Diskussion	16
8	Slutsatser	17
9	Tack	17
10	Referenser	17
	Bilagor	

Hydrogeologisk kartläggning av infiltrationsvattentransport genom resistivitetmätningar

MIKAEL LUMETZBERGER

Lumetzberger, M., 2012: Hydrogeologisk kartläggning av infiltrationsvattentransport genom resistivitetmätningar. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 302, 18 sid. 15 hp.

Sammanfattning: Som en del av ett forskningsprojekt om vattentransport i den kapillära zonen söktes verktyg för att kunna följa infiltrationsvattentransport genom olika marklager. Med detta examensarbete utvärderades resistivitetundersökningars lämplighet för att följa infiltrationsvatten. Grundpremisen vilade på Terrameterns – resistivitetinstrumentets - förmåga att detektera infiltrationsvattnets rörelsemönster genom dess förhöjda kloridhalt. Kloridhalten sänker infiltrationsvattnets elektriska resistivitet tvåfaldigt jämfört mot det naturliga grundvattnet i systemet. För att kunna pröva metoden upprättades en resistivitetsprofil. Profilen löpte längsmed en grundvattengradient som följde en sluttning ned från en isälvsavlagringsterrass mot ett vattendrag. Från en dammanläggning uppe på terrassen infiltrerades stora mängder kloridhaltigt vatten. Vattnet förväntades sedan röra sig längs grundvattengradienten och sänka resistiviteten i de jordlager det då passerade genom, vilket är mätbart med Terrametern. Med erhållna mätdata modellerades resistivitetsektioner. Med befintlig dokumentation om lokalens geologi kunde sektionerna tolkas till geologiska lagerföljder. Samma profil mättes upprepade gånger inom en tidsperiod av tio dagar. Time-lapse modeller upprättades. Time-lapse profilerna framhävde förändringen i jordlagrens resistivitet, och visade därmed infiltrationsvattnets transport mellan mätpunkterna. Det är svårt att bedöma precisionen och träffsäkerheten i dataunderlaget för tolkningen utan en andra kompletterande metod. Med det sagt så går det att med tydlighet se en fortlöpande resistivitetssänkning längsmed profilen som följd av vattnets transport. Det går att bedöma hastigheten och utbredningen av infiltrationsvattnet och se hur det gradvis sprider sig längsmed profilen. Det går också att tydligt skilja ut grundvattenzonen, och se att majoriteten av infiltrationsvattentransporten skett inom denna. Den tillämpade metoden har fungerat väl för att följa det kloridhaltiga vattnets transport genom marken. Resultaten är lovande för resistivitetundersökningar som en metod för att följa vattentransporter i framtida undersökningar.

Nyckelord: Terrameter, resistivitet, infiltration, time-lapse, CVES

Handledare: Per Möller, Torleif Dahlin

Ämnesinriktning: Kvartergeologi

Mikael Lumetzberger, Geologiska institutionen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige. E-post: mikael.lumetzberger@gmail.com

Hydrogeological mapping of infiltrating water using resistivity surveys

MIKAEL LUMETZBERGER

Lumetzberger, M., 2012: Hydrogeological mapping of infiltrating water using resistivity surveys. *Dissertations in Geology at Lund University*, No. 302, 18 pp. 15 hp (15 ECTS credits).

Abstract: As a part of a research project investigating water movement in the capillary fringe subsurface layer, a method for tracking the transport of infiltrating water through different ground layers was sought. This thesis consists of a field evaluation of resistivity surveys as a method of following subsurface water transport. The method rests on the Terrameter's – the resistivity instrument's – ability to detect the infiltrating water through its increased chloride levels. The high chloride levels lowers the infiltration water's resistivity to less than half of the natural groundwater in the system. A resistivity profile (a straight line of interconnected electrodes) was established. The profile followed a slope from a glacialfluvial sand deposit towards a stream in a valley, following a hydraulic gradient. A water treatment facility at the top of the glacialfluvial deposit infiltrated large volumes of chloride-rich water. The water was expected to infiltrate through the sand layers and move along the hydraulic gradient downwards, towards the stream in the valley. Because of its low resistivity, the infiltration water was expected to decrease the resistivity of the soil layers through which it moved. It would thus be possible to track its transport in the ground using the Terrameter. Measured data was used to model resistivity sections of the profiles. Supported by existing documentation of the local geology, these models were interpreted into geological strata. The same profile was measured repeatedly in intervals during a ten day time period. These measurements were combined into time-lapse profiles. Time-lapse profiles show the change in soil layer resistivity over the time period, and thus show the transport of the infiltrating water in the soil layers during the time period. Without correlating methods, determining the precision and accuracy of the data is difficult. Though with that said, a gradual decrease of resistivity in the profile as a result of the infiltrating water's transport through the profile is clearly visible. It is possible to estimate the velocity and expanse of the infiltration water, and to discern a gradual transport from the source at the water treatment facility during the measurement period. The models show soil layer sections and the location of the ground water zone. The models indicate that the majority of the infiltration water transport has taken place in the ground water zone. The method has been capable of detecting the chloride-rich infiltration water's activity in the profile during the measurement period. The results indicate that resistivity surveys are a feasible method for tracking subsurface water transport in future projects.

Keywords: Terrameter, resistivity, infiltration, time-lapse, CVES.

Mikael Lumetzberger, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: mikael.lumetzberger@gmail.com

1 Frågeställning och uppgift

Uppgiften är att bedöma resistivitetsundersökningars lämplighet för att i fält studera vattentransporten i den kapillära zonen. En vald procedur ska genomföras i fält och utvärderas.

Målet är att i fält följa transporten av infiltrerat vatten genom en profil med hjälp av resistivitetsmätningar. Det infiltrerade vattnet har en över två gånger lägre resistivitet än det naturliga grundvattnet i marken, 8 Ωm jämfört med 22 Ωm .

Upprepade mätningar längs med samma profil ska utföras och insamlade mätdata ska behandlas och analyseras för att följa vattnets aktivitet i marken över mätperioden. En hydrogeologisk tolkning ska göras av lagerföljden.

2 Bakgrund

2.1 Sammanfattning av forskningsprojekt – Den kapillära zonen

Examensarbetet är en del av ett större forskningsprojekt som drivs av avdelningarna Teknisk Geologi och Teknisk Vattenresurslära på Lunds Tekniska Högskola med stöd av Sveriges Geologiska Undersökning. Projektet med titeln ”Water and Solute Transport Processes Across the Capillary Fringe” syftar till att dokumentera vattnets rörelser i den kapillära zonen (Dahlin & Persson 2010).

Den kapillära zonen är den delen av markvattenzonen, ovanför grundvattenytan, där porerna är delvis mättade med kapillärt vatten, i vilket det råder lägre tryck än i atmosfären (negativt porvattentryck). Detta är i kontrast till grundvattenzonen som ligger direkt under den kapillära zonen, där porerna är helt mättade med vatten och där det råder positivt porvattentryck (Dahlin & Persson 2010; U.S. Geological Survey 2012).

Kapillärvattenzonen ligger under den omättade markvattenzonen vars mineraler utgör grunden till den ekologiska näringskedjan. Den vertikala transporten av infiltrationsvatten fyller på de naturliga grundvattenmagasinen. Kapillärvattenzonen är också ett mellansteg i spridning av ytnära föroreningar ner till djupare grundvattenreservoarer som kan få långtgående konsekvenser. Projektledningen betonar att det därför är viktigt att studera och förstå hur passagen genom den kapillära zonen påverkar vattnets flöde och spridningen av föroreningar. Det finns många studier gjorda om förhållanden i den omättade respektive grundvattenzonen, men få om förhållandena i den kapillära zonen (Dahlin & Persson 2010).

Tidigare har den kapillära zonen behandlats som en gräns mellan den mättade och omättade zonen och ignorerats i modelleringar. Av de data som finns pekar projektets författare på indikationer om att de hydrogeologiska förhållandena i zonen inte helt liknar de i vare sig den omättade eller mättade zonen (Dahlin & Persson 2010). Forskare har observerat ett aktivt utbyte mellan kapillärvattenzonen och grundvattenzonen med både upp- och nedåtriktat flöde (Silliman *et al.*, 2002) samt en transport av mikrober från grundvattenzonen upp till kapillärvattenzonen (Dunn and Silliman, 2003). En annan studie har visat på en större dispersion av vatten i den kapillära zonen än i grundvattenzonen under vissa förhållanden (Klenk and Grathwohl 2002).

Med bakgrundsinformationen som stöd lägger projektet ”Water and Solute Transport Processes Across the Capillary Fringe” 2010 fram en hypotes som säger att den kapillära zonen signifikant påverkar grundvattenbildning och horisontal flödestransport i marken. Under vissa omständigheter är denna effekt så stor att den orsakar grova missberäkningar i flödesmodelleringar om den inte tas i beaktelse (Dahlin & Persson 2010).

2.1.1 Tidigare experiment

Forskningsprojektets syfte är att skapa en grundläggande förståelse för flödesförhållandena i den kapillära zonen. Nyckeln till detta är att genomföra en rad laboratorie- och fältexperiment där det genom databehandlingsprogram ska användas geoelektrik (3d-modellering genom resistivitetsmätning) och fotodokumentation (färgmärkt vatten spåras genom fotoanalys med en träffsäkerhet på 0,02 m^3) för att kunna dokumentera vattenflöden och koncentrationer. Till skillnad från tidigare studier kommer det produceras stora mängder högupplöst data som kan presenteras på ett lättövergripligt sätt med hjälp av bildanalyser. Ett mål är att ta fram parametrar för den kapillära zonen som kan inkorporeras i flödesmodelleringsprogram (Dahlin & Persson 2010).

Grundläggande frågeställningar rör vattenflödets respons på olika grundvatten- och markparametrar som infiltrationsflöden, jorduppbyggnad, hydraulisk gradient mm och hur dessa flöden övergår ned i grundvattnet. Det första steget blir att utföra en rad laboratorieexperiment med kontrollerbara hydrauliska parametrar (Dahlin & Persson 2010).

2011 publicerades en rad experimentresultat i projektet där det kartlagts laterala rörelsemönster för vatten

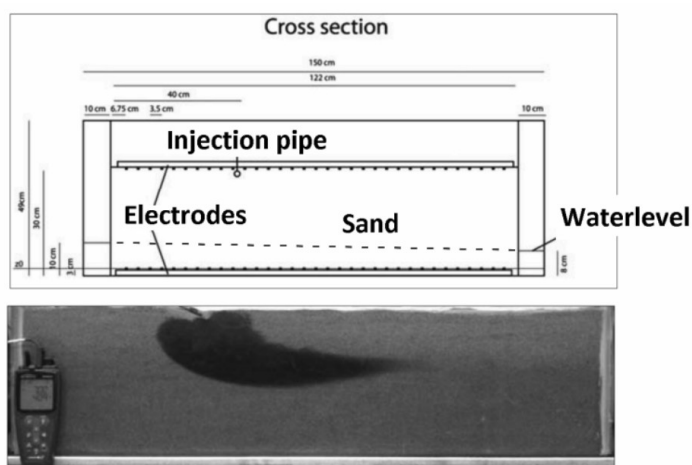


Fig. 1. Figuren visar en skiss över experimentsakvariet, samt ett foto av akvariet under experimentets gång med en färgad infiltrationsplym som rör sig längs vattengradienten (Pojmark *et al.* 2011).

som passerar genom den kapillära zonen. Experimentmetoden bygger på ett akvarium fyllt med sand med två vattenkammare på dess vänster- resp. högersida, se figur 1. Kammarnas sidor mot akvariet utgörs av ett geotextil

och kammarnas vattennivåer manipuleras för att skapa en artificiell grundvattengradient och grundvattenflöde i akvariet. Dessa varierar för att ge upphov till olika kapillära zoner (Pojmark *et al.* 2011).

Vatten färgat med spårämnet Brilliant Blue FCF har sedan infiltrerats från akvariets topp och spårats via fotoanalys med bilder tagna var tredje minut. Resistivitetmätningar med en ABEM Terrameter LS via utplacerade elektrodlinjer under och över akvariet har samtidigt utförts för att sedan utföra en 3d-modellering (Pojmark *et al.* 2011). Experimentet används för att jämföra metoderna så att resistivitetstekniken kan utvärderas inför framtida fältanvändning där fotoanalys inte är möjlig (Dahlin & Persson 2010).

Resultaten visar en stor lateral transport i den kapillära zonen. Rörelsehastigheten ökar längre ned i zonen, som mest uppnåddes 60 % av den mättade zonen horisontala flödes hastighet. Det påpekas att i allmänhet ter sig flödesförhållandena mer som de i den mättade zonen än de i den omättade zonen (Pojmark *et al.* 2011). I och med att en betydande lateral transport sker redan i den kapillära zonen lyfts resultaten fram som underlag till att den kapillära zonen är av vikt vid till exempel förorenings-spridning och borde tas i åtanke i högre grad (Pojmark *et al.* 2011).

2d-resistivitetstomografi är en beprövad geoelektrisk teknik för markundersökningar. (Dahlin & Persson 2010) Efter att ha inverterat resistivitetsdata stämmer modelleringen väl överens med fotoanalysen av det färgade vattnets spridningsmönster, och borde vara en gångbar metod för fortsatta fältexperiment av den kapillära zonen (Pojmark *et al.* 2011).

Ett sätt att följa vattenflöden i marker är genom att göra en sk "time lapse" av upprepade tomografier (French and Binley, 2004; Dahlin & Persson 2010). På avdelningen Teknisk Geologi vid LTH finns sedan tidigare det internutvecklade instrumentet ABEM Terrameter LS som är väl lämpat för resistivitetmätningar. Tekniken gör det möjligt att samla in data med tillräckligt hög upplösning för att ommodellera vattenflödet och utbytet i den kapillära zonen över ett undersökningsområde (Dahlin & Persson 2010).

2.2 Undersökningslokal för examensarbete – Infiltrationsdammar i Omma

Området för undersökningarna ligger ca 3 km väster om Sjöbo vid ett björkskogsområde i nära anslutning till ett kommunalt avloppsreningsverk, se figur 2 och 3. Lokalen ligger 46 möh och befinner sig på den norra slutningen av en terrassformation av sand- och grusiga grovsediment som planar ut i ett fält täckt av organiska sediment, 33 möh, vars morfologi domineras av den meandrande Björkaån (Daniel 1992; Hebrand 1994). Björkaån är en av Vombsjöns två huvudsakliga tillflöden, och det är i denna å som vattnet från avloppsreningsverket rinner ut (Daniel 1992).

Vombsjön är en viktig vattenreservoar, med vilken det av flera kommuner ägda bolaget Sydvatten AB

distribueras 35 miljoner m³ rent vatten till hundratusentals människor i Sydsverige varje år (Sydvatten AB 2011; Sydvatten AB 2012).

Rening av avloppsvatten genom infiltration är en beprövad metod på vattenreningsverk och kan effek-

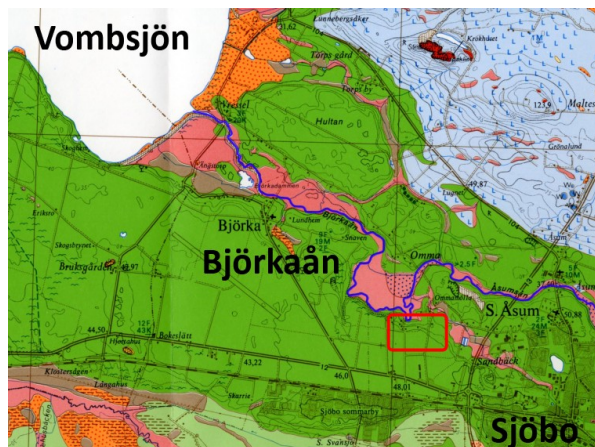


Fig. 2. Jordartskarta över Sjöbo-Vombområdet som visar Björkaåns gång. Satellitbilden av undersökningslokalen (figur 3) är markerad med en röd rektangel. De gröna områdena täcks av isälvsavlagringar, de rosa är organiska svämsediment i Björkaåns dalgång (Daniel 1992).

tivt sänka fosforhalter, organiskt material och mikroorganismer under skadliga gränsvärden. Det är även effektiv metod för att reducera kvävehalter men det har i regel bara getts en underordnad betydelse. I kombination med biologisk rening har behandlingsmetoden visat mycket goda resultat av kvävereducering (uppemot 100%). Att skapa de biologiska förutsättningarna på avloppsreningsverk är dock en kostsam och opraktisk process (Hebrand 1997).

Sweco (fd VIAK) startade på uppdrag av Sjöbo kommun en rad undersökningar av platsen. Avsikten var att anlägga infiltrationsdammar på terrasshöjden som utnyttjar områdets hydrogeologiska förhållanden för en naturlig kväverening av avloppsvattnet (Hebrand 1994; Hebrand & Vanek 2003).

Det renade avloppsvattnet innehåller förhöjda halter kväve i form av ammonium, och reningen består av en tvåstegsprocess. Först oxideras ammonium till nitrat av syre när vattnet infiltrerar ner genom porerna i det grovkorniga sedimentet på höjden, se figur 4. Därefter reduceras nitrat ut ur vattnet till kvävgas genom kontakt med de organiska sediment som finns i anslutning till Björkaån. Detta kräver endast att det renade avloppsvattnet släpps ut genom infiltrationsdammar kort väster om vattenreningsverket istället för rakt ut mot vattendraget (Hebrand & Vanek 2003).

Dammarna anlades som pilotprojekt 1994 (Hebrand 1994). Efter en förlängd provotid med flera undersökningar togs dammarna i bruk permanent och sedan 2002 infiltreras allt vatten från reningsverket (ca 1 miljon m³ år). Man har konstaterat kraftigt sänkta kvävehalter (över 75 %) och en minimal miljöpåverkan. Grundvattenytan direkt vid dammarna har

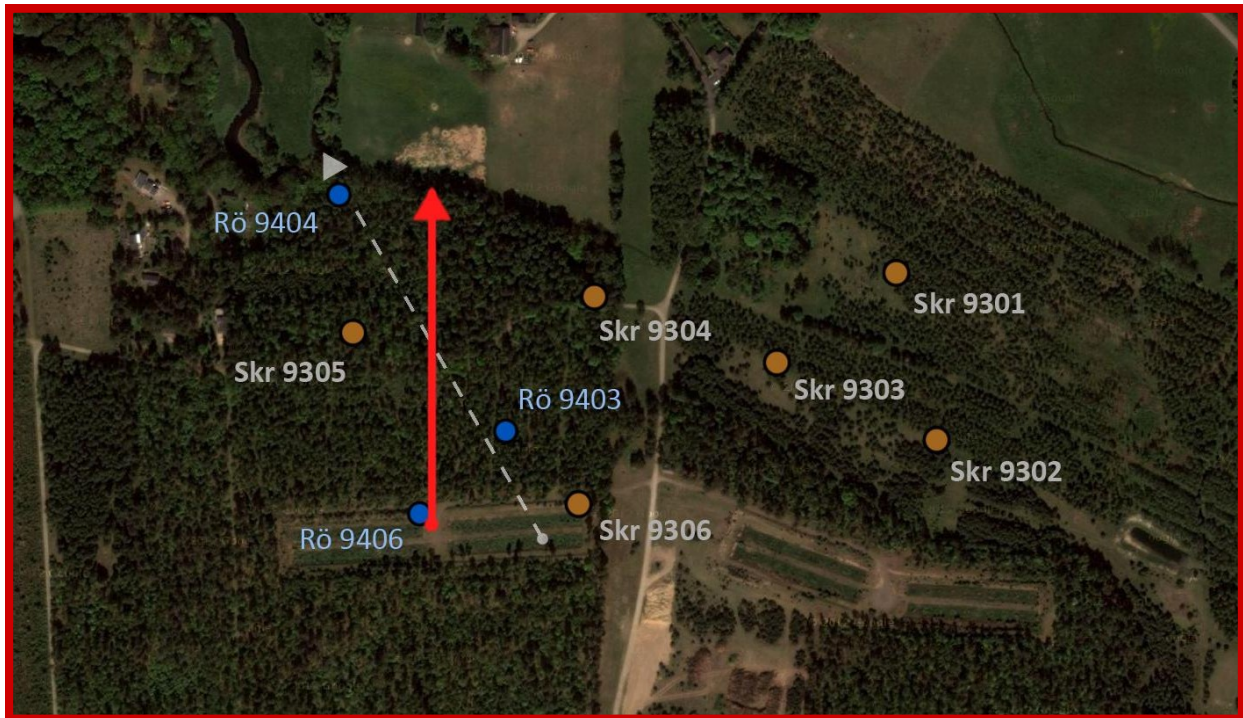


Fig. 3. Satellitbild över undersökningslokalen (<http://maps.google.se/>). Den röda linjen markerar den 250 meter långa profilen, vars start i infiltrationsdammarna är markerad med en punkt. Profilen slutar nere i dalgången c:a 60 m öster om Björkaån som meandrar norrut. De bruna cirklarna markerar skruvborrningspunkter där jordlagerföljden dokumenterats (se bilaga 1 och 2) och rörbrunnar för grundvattenobservationer upprättats. De blå cirklarna markerar läget för tre ytterligare rörbrunnar. Den streckade gråa linjen visar profillinjen för Sweco VIAK:s geologiska tvärsnitt (figur 5) vilken är baserad på provpunkterna i satellitbilden.



Fig. 4. Foto över infiltrationsdammsområdet uppe på isälvsavlagringarna när det är i bruk. Vatten forsar ur rören och rinner ner i marken innan det hinner ansamlas.

observerats öka med 3 m men detta är en mycket lokal effekt. Det behandlade vattnet som infiltrerar ut i Björkaån har en kraftigt sänkt elektrisk resistivitet till följd av dess förhöjda kloridhalt men detta beror på vattenreningsverket (Hebrand 1997; Hebrand & Vanek 2003; Vanek 2010).

3 Geologi

3.1 Sjöbo-Vombområdet geologi

3.1.1 Bergrundsgeologi

Vombsänkan är en nedsänkning i bergrunden i centrala Skåne. Bergrundens morfologi är formad av Tor-nquistzonens tektoniska aktivitet. Vombsänkan som är utsträckt i nordvästlig-sydöstlig riktning begränsas av förkastningar, med Romeleåsen respektive silurisk skifferberggrund i SV respektive NO (Erlström *et al.* 2004).

Under Mesozoikum avsattes stora mängder sediment i Vombsänkan. De äldsta lagren är röda sand-, silt- och lerstenar som daterats till Trias och vittnar om ett ökenklimat. De kretaceiska lagren består av sand och kalksten med varierande halter av glaukonit och organiskt material i lagerföljden, vilket tyder på en växling mellan lakustrina och marina förhållanden (Erlström *et al.* 2004).

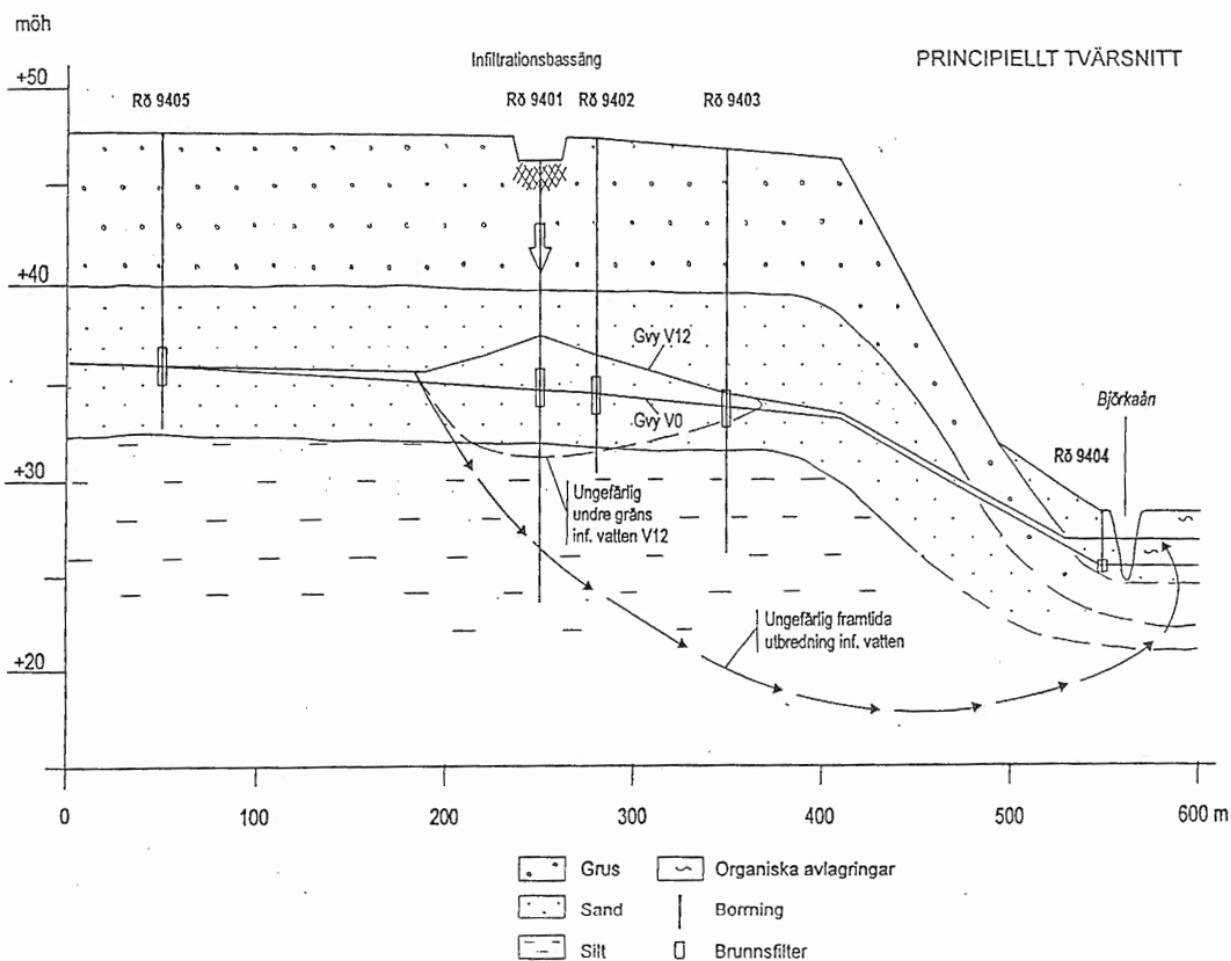


Fig. 5. Figur som "grovt förenklat" (Hebrand 1995) visar den geologiska lagerföljden längsmed isälvterrasens norra slutning ner mot Björkaåns dalgång (se streckad vit linje i figur 3), tillsammans med uppmätta grundvattenytor från observationsrör. Gvy V12 jämförelsevis mot Gvy V0 visar den lokala höjningen av grundvattenytan som infiltrationen orsakar.

3.1.2 Jordarter runt Sjöbo-Vomb

I Vombsänkan finns utbredda kvartära avlagringar med stor mäktighet. Flera isälvsavlagringar förekommer som ytjordarter och i området mellan Sjöbo – Vombsjön dominerar dessa landskapet. De grövsta fraktionerna består av stenig sand och avlagringarna ligger som ett flackt, mycket utbredd och mäktigt (15 m nämns i jordartsbeskrivningen, Daniel 1992) parti. Detta avgränsas norrut med en brant sluttning ned mot Björkaåns dalgång. Norr om dalgången fortsätter återigen en terrassliknande grovkornig isälvsavlagring (Daniel 1992).

I isälvsavlagringarna i Vombsänkan syns på många håll en gradvis övergång till finkornigare issjösediment. Sedimentationsmönstren och fraktionerna vittnar på en övergång från isälvsmyning till issjöförhållanden med säsongsvariationer (Daniel 1992; Hebrand 1994). Det förekommer lokala mellanlagringar av leriga finsediment, mindre terrasser på olika nivåer och skiktningens mönster som tyder på en sandurstruktur. Vomb-Sjöbofältets uppbyggnad vittnar om en komplex bildningshistoria i cykler där dödis har kunnat ligga kvar och sedimentera tunna skikt av morän (Daniel 1992).

På majoriteten av det platta Vombfältet finns det stora ytor av issjösediment, som huvudsakligen utgörs av finsand med varierande inslag av grovsilt och mellan-sand. På vissa områden förekommer dock metertjocka lager av siltig lera som också tolkats som issjösediment. Jordarterna avsattes efter isälvsedimenten när Vombsänkan var fylld av glaciellt smältvatten (Daniel 1992; Sveriges Geologiska Undersökning 2012). Runt Vomb-Sjöbofältet underlagras issjösedimenten de grövre isälvsavlagringarna på en höjd av c:a 30-35 möh och uppträder de som sandiga-siltiga sediment (Hebrand 1994).

Eoliska avlagringar av väl sorterad finsand förekommer fläckvis ovanpå istidsavlagringarna i hela området. Sanden består delvis av eroderade issjösediment från Vombområdet och ligger i några fall som metertjocka dyner i landskapet vid Vombsjöns söderkant. Det finns inte någon större utbredning av morän i området runt Vomb-Sjöbo. Lokala moränbäddar har stötts på i landskapet, och ofta även i borringar där den mellanlagras issjösediment. I vissa fall är den avlagrad från dödisblock. I Vombområdet finns också utbredda svämsediment, finkorniga avlagringar med varierande organiskt innehåll. Svämsediment bildas i lågt belägna områden

där vattendrag ringlat fram (Daniel 1992; Hebrand 1994). I Vombområdet finns dessa huvudsakligen i närhet till Klingälvsån och Björkarån, de två åar som tillsammans utgör majoriteten av Vombsjöns tillflöde. Den dominerande kornstorleken på svämsedimenten varierar mellan sand och silt. Svämsedimenten i Björkaåns dalgång utgörs av lerig silt och är något finkornigare än dess motsvarighet på Vombfältet. Detta beror på sedimenten i vattendragets avvattningsområde (Daniel 1992).

3.2 Lokalens geologi

För att skapa en mer detaljerad bild av fältundersökningslokalens geologi har information från SGU:s jordartskartering kompletterats med Sweco:s egna undersökningar av platsen (Daniel 1992; Hebrand 1994). Dessa inbegriper bland annat en hydrogeologisk modell över området samt en jordlagerföljd upprättad på grundval av provborrningar och kornstorleksanalyser, se figur 5. Jordlagerföljden domineras (ur hydrogeologisk synpunkt) av ”torra och välsorterade friktionsjordar”, och grundvattenytan har lokaliserats genom en serie borrningar. De grova avlagringarna (syftande på sten till finsand) tros underlagras av finare sediment (Hebrand 1994).

Området befinner sig på den norra änden av en plan terrassformation, 46 möh, som består av isälvsavlagringar av fraktionerna grusig, stenig sand med en mäktighet på c:a 10 m. Därefter blir isälvsavlagringen något finare och de understa c:a 5 m består av blandade fraktioner sand. Lagerföljden i borrhålen är avbruten på åtminstone tre ställen av mycket tunna skikt av finkorniga sediment (varierande silt och sand) (Hebrand 1994, 1995). Denna skiktning kan vara kopplad till områdets periodiska deglaciationshistoria (Daniel 1992). Isälvsavlagringen överlagras på flera ställen av tunna linser eolisk sand, vilket även har observerats i rotvältor under fältarbetet. 500 m västerut ligger en mindre lägre belägen subterrass med generellt finare fraktioner (Daniel 1992; Hebrand 1994).

Den norra änden på terrassen med infiltrationsanläggningen avgränsas av en brant naturlig slänt som skär ned genom den grovkorniga avlagringen och efterhand blottar de finkornigare sedimenten som successivt närmar sig markövertytan. Slänten upphör och öppnar sig i Björkaåns dalgång vid 34 möh där tunna organiska avlagringar vilar på en bädd av issjösediment (Hebrand 1994).

Direkt nordöst om dalgången finns ytterligare en terrass som i mycket liknar undersökningslokalens. Denna plåtå är dock i stor del urholkad efter en omfattande täktverksamhet och hålrummen brukas idag delvis som deponi (Hebrand 1994).

De finkorniga sediment som underlagras undersökningslokalens isälvsediment ligger på en höjd av c:a 36 möh i en kilformad, böljande utbredning. Dessa issjösediment utgörs huvudsakligen av lera och silt med inslag av morän från dödis. Man vet inte hur långt ner deras mäktighet sträcker sig men den tros vara ”betydande”

och större än isälvsavlagringarna. Kornstorleken minskar med djupet vilket troligen är kopplat till de periodiska deglaciationsförloppen i området (Daniel 1992; Hebrand 1994).

De organiska sedimenten i Björkaådalens lågt belägna områden består av sandig siltig lera som längs vattendraget är 1-4 m mäktiga, och det finns även mindre partier av kärrtorv i de allra lägsta delarna (Hebrand 1994).

Den naturliga grundvattenytan står vid terrassens norra sluttning på c:a 36 möh och lutar svagt norrut. Då den når dalen ligger grundvattenytan på ca 30 möh. Gradienten är således inte alls lika brant som sluttningen men det finns ett kontinuerligt flöde norrut på en bred front från terrassen ut i Björkaån. Grundvattenytan ligger längs med hela sluttningen i de grovkorniga avlagringarna där vatten med lätthet kan infiltrera och kan därmed betraktas som ett öppet magasin (Hebrand 1994).

4 Metodik för Resistivitetmätning



Fig. 6. Nedslagen elektrod inkopplad till en multiledarkabel vid en resistivitetmätning.

4.1 Resistivitetmätningar - Allmänt

4.1.1 Introduktion

En resistivitetmätning undersöker markens elektriska ledningsförmåga. Denna uttrycks i resistivitet - elektriskt strömmingsmotstånd - där ett högt värde indikerar en dålig ledare (t ex grus ovan grundvattenytan) och vice versa (grus under gvy) (Jeppson 2012).

Resistivitetmätningar bygger på den grundläggande ellära om en elektrisk krets. Två sammankopplade elektroder (C) sätts ned i marken (figur 6), vilken används för att sluta den elektriska kretsen (figur 8). Ström slås på och ytterligare två elektroder (P) används för att mäta potentialskillnaden mellan två punkter i marken. Genom ohms lag erhålls resistansen i kretsen, vilken är beroende av de interna avstånden. Med detta i åtanke går det att beräkna resistiviteten, se figur 7. Denna är oberoende av

$$R = \frac{V}{I} \quad \rho = R \frac{A}{L}$$

Fig. 7. i) Ohms lag – förhållandet mellan resistivitet (R), spänning (V) och ström (I) samt ii) förhållandet mellan resistiviteten ρ och resistansen för en elektrisk ledare med arean A och längden L (Jeppson 2012).

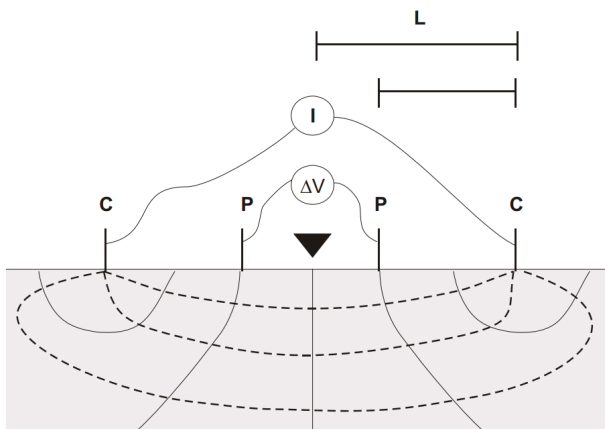


Fig. 8. Figuren visar hur en elektroduppställning används för att utföra en resistivitetsmätning (Jeppson 2012). En ström (I) leds mellan strömelektrodena (C) genom marken. De streckade linjerna illustrerar hur strömmen fördelas genom marken. Potentialelektrodena (P) mäter en spänningsskillnad (ΔV) mellan två punkter i potentialfältet. Genom Ohms lag och elektroдавståndet (L) så kan markens resistivitet beräknas. Mätningen använder fyra elektroder och ger en datapunkt i marken (Jeppson 2012).

elektroдавståndet och är en materialegenskap – markens resistivitet för den uppmätta punkten (Jeppson 2012).

En jordarts mineraluppbyggnad och hur mineralkornen är formade och ligger strukturerade påverkar resistiviteten. Generellt har dock de flesta geologiska material en hög resistivitet, dvs de är dåliga elektriska ledare. Deras ledningsförmåga styrs i stor grad av porinnehållet (figur 9). Om porerna är fyllda med luft, som har hög resistivitet, kommer också det geologiska materialet uppvisa en hög resistivitet (Jeppson 2012).

Närvaron av vätska i porerna kommer att dramatiskt sänka resistiviteten. Därför är resistiviteten i grundvattnen i regel låg, medan den varierar i markvattnen beroende på vattenmättnadsgrad. Resistiviteten påverkas därifrån av ett antal relaterade faktorer, bl a porositeten i materialet, porfyllnadsgraden (med avseende på vätska/gas) och porvätskans resistivitet. Denna beror ofta i hög grad på kloridinhållet (Jeppson 2012). Som exempel uppmättes det utsläppta vattnet från reningsverket vid undersökningslokalen till 22 Ωm jämfört med det naturliga ytvattnet i Björkaån 8 Ωm pga förhöjda kloridhalter från reningsprocessen (Hebrand 1995).

$$\rho = a\varphi^{-m}s^{-n}\rho_w$$

Fig. 9. Archies lag beskriver sambandet mellan porositeten (φ), porfyllnadsgraden (s), porvätskans resistivitet (ρ_w) och materialets resistivitet (ρ) (Jeppson 2012).

Resistivitetsintervallen för olika geologiska material är breda och överlappande. Det är nödvändigt med kompletterande information och geologiska förutsättningar för att kunna tolka resultaten, endast resistivitetsvärden är inget tillförlitligt underlag (Jeppson 2012).

4.1.2 Geometrisk faktor och elektroduppställningar

Utifrån elektroduppställningens uppmätta resistans R beräknas resistiviteten ρ , som är oberoende av de interna elektroдавståndet. Denna fås genom den geometriska faktorn G, vilken varierar beroende på elektroдавståndet samt elektroduppställningen för mätpunkten (Jeppson 2012):

$$\rho = R \cdot G$$

Resistivitetsmätningar kan utföras med flera olika elektroduppställningar. Dessa skiljer sig åt vad gäller vertikal respektive horisontell upplösning, djupnedträngning och störningskänslighet. Därför lämpar sig olika uppställningar sig olika väl beroende på mätförutsättningarna (Jeppson 2012).

När ström färdas genom en elektrod alstrar elektroden ett spänningsfält. Detta är format som en halvsfär i marken där elektroden sitter i centrum. Spänningsbortfallet ökar längsmed radien. Beroende på plus- och minuselektrodens position i förhållande till varandra skapas en viss kombination av två potentialfält. Den geometriska faktorn är en funktion av hur dessa två fält förhåller sig till varandra. Därför beräknas den geometriska faktorn på olika sätt för olika elektroduppställningar (Jeppson 2012).

För fältundersökningarna har gradientuppställning valts. ”Gradientuppställningen har god djupnedträngning och god upplösning av såväl vertikala som horisontella diskontinuiteter” (Jeppson 2012).

Ofta förekommer en viss brusspanning u i marken som ger upphov till felaktiga resistiviteter. Genom att höja signalstyrkan U kan man minimera brusförhållandet:

$$\rho = \frac{(U + u)}{I} \cdot G$$

Omvänt påverkar även den geometriska faktorn signalstyrkan då en liten geometrisk faktor förstärker U gentemot bakgrundsspänningen (ρ är konstant):

$$U = \frac{\rho \cdot I}{G}$$

Då U från (C) elektrodernas potentialfält avtar mot djupet försämras brus-signalförhållandet när man mäter punkter djupare ner i marken och mindre av den utsända strömmen når fram (Jeppson 2012).

Den beräknade resistiviteten för en datapunkt är baserad på potentialskillnaderna (P) kring två punkter i marken och blir därför ett medelvärde på resistiviteten för materialen i intervallet – en skenbar resistivitet. Detta stämmer bara som punktvärde om materialet är helt homogent vilket sällan är fallet i verkligheten. Skenbar resistivitet är ett stort problem med resistivitetsmätningar. Desto högre upplösning man har på data (mindre elektroдавstånd), desto närmre kommer man den verkliga resistiviteten. Detta medför också att data blir mindre tillförlitliga på större undersökningsdjup (Jeppson 2012; Loke 2012).

4.1.3 Multielektrodmätningar

Genom att flytta elektroduppsättningen och ändra de interna elektrodavstånden längs en linje kan resistiviteten mätas på olika laterala avstånd respektive djup. Med modern utrustning placeras uppemot 100 elektroder ut längs en linje som kopplas till ett instrument som automatiskt samlar in hundratals datapunkter genom att använda olika kombinationer av de tillgängliga elektroderna, se figur 10.

En sådan så kallad multielektrodmätning (på engelska

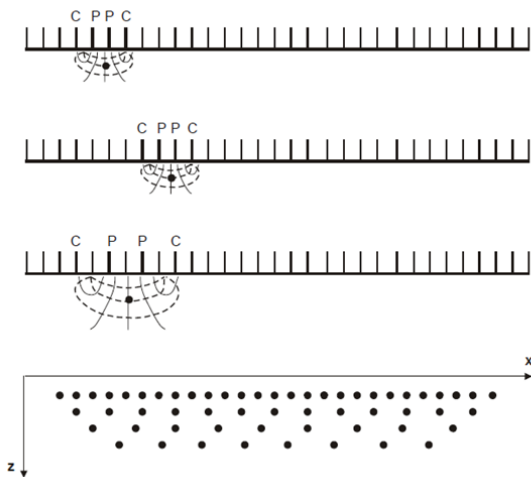


Fig. 10. Figuren visar hur en terrameter automatiskt växlar vilka elektroder från en uppsatt profillinje som används mellan varje mätning. På så sätt flyttas mätpunkten i marken varje gång (Jeppson 2012).

CVES: Continuous Vertical Electrical Sounding) gör det möjligt att konstruera en tomografisk bild av markens resistivitet. Detta är ett mycket kraftfullt verktyg för att kunna konstruera och tolka modeller över områdets geologiska uppbyggnad, se figur 11 (Dahlin & Persson 2010; Jeppson 2012).

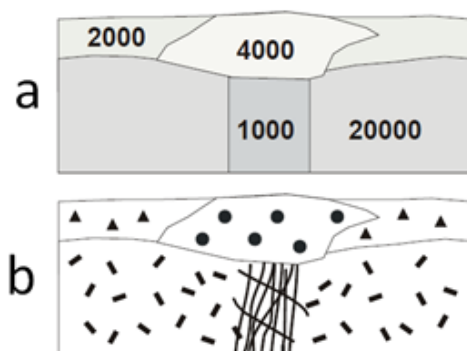


Fig. 11. Genom att identifiera sektioner olika sektioner i en resistiviteitsprofil (a) och koppla dem till geologiska material med olika elektrisk ledningsförmåga så kan man använda resistiviteitsdata som underlag för en tolkning av en geologisk lagerföljd (b) (Jeppson 2012).

4.1.4 Procedur för Multielektrodmätningar - Terrametrar



Fig. 12. ABEM Terrameter LS (mitten) – resistiviteitsmätinstrument – med elektroder (a) och ledarkablar (b) och annan tillhörande utrustning (ABEM Instrument AB 2012).

Under en multielektrodmätning placeras elektroderna med jämna avstånd längs en profillinje (figur 13). Elektroderna ansluts med klämmor till multiledarkablar som kopplas till en Terrameter, se figur 12. Terrametern kontrollerar strömfördelningen till elektroderna och samlar automatiskt in mätdata. (ABEM Instrument AB 2012; Jeppson 2012).

Instrumentet förbereds via mjukvaran med avseende på bl a vad för elektrodavstånd och kabelutlägg som ska användas, vilka elektroduppställningar som ska användas och hur många datapunkter som ska samlas in. Instrumentet som använts i fält - ABEM Terrameter LS - kan mäta upp till 12 datapunkter samtidigt. För varje datapunkt utnyttjas dock fortfarande endast fyra elektroder (2C+2P) (ABEM Instrument AB 2012; Jeppson 2012).

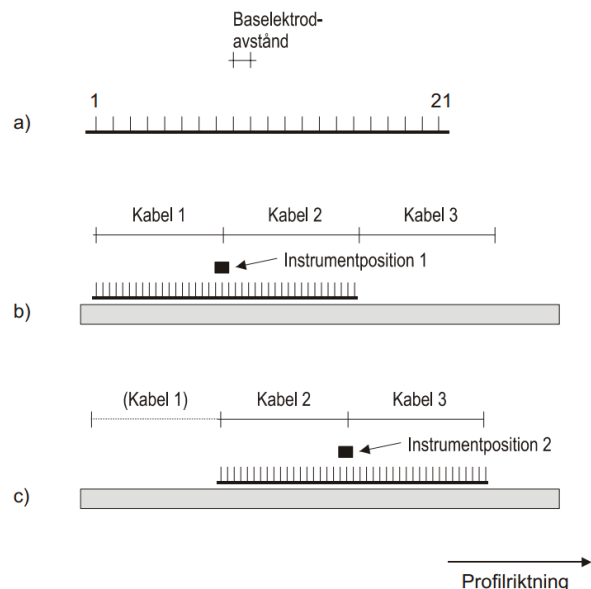


Fig. 13. Elektrodlinjen (a) är för lång för att täckas av en enda mätning. Instrumentet kopplas in mellan de två kablar vars elektroder ska mätas in (b). Efter mätningen så flyttas instrumentet fram en kabellängd varefter en kompletterande mätning görs (c). Datapunkter för hela elektrodlinjen (a) har då mätts in (Jeppson 2012).

Instrumentet kopplas alltid in mellan två kabellängder, och utnyttjar båda kablarnas elektroder för mätningen. Om kablarnas längd inte täcker hela den önskade mätprofilen används flera kablar och instrumentet flyttas fram ett snäpp till nästa mittpunkt för varje mätning tills datapunkterna täcker hela profilen (figur 13).

Innan varje mätning kan genomföras måste instrumentet testa att varje elektrod har en tillräckligt god kontakt med marken för att ström ska kunna passera. Testet lyckas sällan och problemet består oftast av att elektroden inte har en tillräckligt stor kontaktyta med marken pga att luft ligger i mellanrum i hålen, speciellt om materialet är grovkornigt. Det är i regel nödvändigt kontrollera och förbättra ett antal elektrodernas markkontakt genom att täta hålen med tex bentonitlera som man blöter ned med vatten (ABEM Instrument AB 2012; Jeppson 2012).

4.2 Fältmetodik för utförd undersökning

4.2.1 Dammarnas aktivitet

Som dataunderlag inför mätningarna utnyttjades tidigare utförda undersökningar från Sweco med borrhålsarkiv och jordlagerföljd, hydrogeologisk modell över sluttningen och provtagna konduktivitetvärden för det naturliga respektive det infiltrerade avloppsvattnet (Hebrand 1994, 1995).

Förhoppningen var att kunna följa det infiltrerade vattnet genom resistivitetsmätningar på grund av dess förhöjda konduktivitetshalt gentemot det naturliga grundvattnet. För att kunna se dess rörelseförlopp tydligt var det nödvändigt att låta så mycket av det befintliga renade avloppsvattnet som möjligt rinna ut ur grundvattnetsystemet. Sjöbo kommun stängde därför av dammanläggningarna måndagen den 2 april, 8 dagar innan fältarbetet påbörjades, varefter grundvattenflödet tilläts förändra sig mot sin naturliga balans.

Efter att den första mätningen erhållits på onsdagen den 11 april, avsedd som referensmätning, återstartades sedan infiltrationsanläggningarna. Förhoppningen var att avloppsvattnet vid den här tidpunkten hunnit rinna bort och därmed ökat konduktivitetsgradienten mellan det befintliga grundvattnet och infiltrationsvattnet för att ge ett tydligare tolkningsunderlag.



Fig. 14. Foto av profilens startpunkt i det inhägnade dammområdet, se satellitbildden figur 3.

4.2.2 Profilens läge

Mätningarna utfördes längs en 250 m nordgående profil från infiltrationsdammen (figur 3). Arbetet utfördes under tisdagen den 10 april tom lördagen den 14 april samt lördagen den 21 april. På grund av tidsbrist och oförutsedda problem utfördes ingen mätning under måndagen, och under tisdagen och onsdagen mättes endast de första 200 m av profilen.

Infiltrationsdammarna är utspridda över ett par hundra meter längs sluttningen ner mot Björkaåns dalgång. Profilen läge valdes av flera skäl: (i) det valda dammområdet var det som låg närmast sluttningen och ån, (ii) profilen hade en rakt nordgående sluttning mot ån och vinkelrätt mot dammen; genom detta minimerades en skev sluttning på profilen och en god överensstämmelse med grundvattenflödets riktning erhöles, och slutligen, (iii) profilläget kom att ligga ett relativt jämn topografiskt läge med en något mindre dramatisk brant på slutet. Profilen drogs också för att undvika privat bebyggelse nordväst om dammområdet, varför den slutar ca 50 m öster Björkaån och inte i vattendraget.

4.2.3 Fältmätningar

Mätningen eftersträvade en hög upplösning och därför valdes ett elektrodavstånd på 2,5 m. Profilens första elektrod slogs ned 7,5 meter in i det inhägnade infiltrationsområdet, se profilens startpunkt (figur 14). Därifrån togs kompassriktningen 0 grader nord av person 1. Person 2 gick norrut längs profilen med ett mätband och markerade elektrod-punkterna var 2,5:e meter. Under noggrant överseende av person 1 navigerade person 2 runt träd, kvistar och snår så att mätbandet kunde spännas i en rak linje utan knyckar.

Elektroden slogs lätt ned i områdets tunna jordmån ner i den grusiga sanden och kopplades in till kablarna med klämmor. Kabelvindorna som användes var 100 m långd med 5 m elektrodavstånd (21 elektroder per kabel). För att uppnå detta lades två ledarkablar förskjutna i x-led parallellt med varandra. Varannan elektrod kopplades således in till varannan kabel (2x21 elektroder på 100m). Den ena kabelns elektroder användes som strömförare (C) och den andra som spänningsmätare (P). Kablarna separerades på var sin sida av elektrodlinjen, och behövde läggas med så god markkontakt som möjligt (skogen är snårig och kabeln behöver navigeras runt ris, grenar och kvistar).

Jordartens grova fraktioner gav en liten kontaktyta mot elektroden och det var nödvändigt att vidga och täta hålen med vattnad bentonitlera. De preparerade hålen med elektroden lämnades kvar och användes fortlöpande för senare dagars mätning. Uttorkning och uppsprickning gjorde det nödvändigt att vattna och återfylla flera av hålen lördagen den 21 efter en längre period av torrt väder.

Vid startpunkten passerade kablarna nära ett grundvattenrör, det vill säga en vertikalt utsträckt metallisk struktur.

100 m in i skogen där det första parallellparet av kablar tog slut placerades den första mätstationen (figur 15). Terrameter kopplades in till det ovan nämnda kabelparet



Fig. 15. Foto av upprättad mätstation med terrametern inkopplad till ledarkablar och övrig utrustning.

samt till det nästa, nordliga 100 m paret av kabelvindor inkopplade till ytterligare 40 elektroder (sammanlagt 82 elektroder). Terrametern kopplades sedan in till relän, strömförsörjningen och kablarna. När instrumentet slagits på startades protokollet och uppgiften och ett elektrodtest utfördes (ABEM Instrument AB 2012). Efter att problemelektrodena åtgärdats utför instrumentet mätningarna automatiskt. Den vanligaste åtgärden som krävdes var ytterligare tätning med blöt bentonitlera men det förekom även lösa eller felkopplade kontakter och dåliga markförhållanden.

Mättiden varierade mellan ca en halvtimme under gynnsamma förhållanden upp till fyra timmar, med avbrott för felsökning och åtgärder (fom att mätningen initierats).

Kablarnas längd räckte inte för hela profillängden. (totalt 250 m), Resterande 50 m av profilmätningen fick utföras efter en så kallad "roll along", vilket innebär flyttning av instrumentet (Jeppson 2012). Mätstationen flyttades härvid ytterligare 100 m norrut till slutet av det andra kabelparet, för att här kopplas in tillsammans med början av det tredje kabelparet. Därefter utfördes en ny mätning enligt samma procedur. Insamlade mätprofildatan består av 2338 datapunkter från 103 elektroder, fördelade över tre kabelpar enligt 2×21 (100 m) + 2×21 (100 m) + 2×11 (50 m). Det räckte med att mäta 50 meter på det sista partiet för att täcka hela profilen. Det ovan beskrivna arbetet utgör en dags mätning och erhållna data användes för att skapa en tomografisk bild över sluttningens resistivitet.

På 18 meters avstånd från profilens startpunkt fanns grundvattenröret Rö 9406 (figur 3). Grundvattenytan mättes med ett ljuslod till 8,25 m under markytan.

4.2.3 Databehandling

Exporterad mätdata visas i s k pseudosektioner med skenbar resistivitet som punktvärden, vilket är ett medelvärde för resistiviteten mellan markytan och strömmens nedträngningsdjup. För att generera en modell av markens verkliga resistivitet användes inversionsprogrammet res2dinv. Programmet genererar möjliga modeller med punktvärden som vid en mätning skulle ge upphov till samma skenbara resistivitetsvärden som de man mätt upp i fält. När en trovärdig modell erhållits vars pseudosektion stämmer med den uppmätta, kan modellen användas som underlag för tolkning av markens uppbyggnad (Jeppson 2012).

Inversionen kan utföras med olika inställningar. Profilen ritas upp i ett nät av celler, vilkas bredd sattes till halva elektroavståndet ($2,5\text{m}/2$) för att få en högre upplösning på data.

Programmet genererar bara förslag på möjliga modeller, och karaktären på förslagen kan regleras med olika inställningsparametrar. En Robust inversion accentuerar till exempel resistivitetsgradienter mellan sektioner i en profil, och försöker minska sektionernas interna variation. Detta gör metoden lämplig för homogena lagerföljder som skiljer sig starkt åt i elektrisk ledningsförmåga. I en lagerföljd där resistiviteten istället gradvis varierar i marken skulle en robust inversion passa sämre, och försöka förstärka skarpa gradienter som inte finns i verkligheten. Då lämpar sig en Least square inversion bättre, där programmet disponerar ut resistivitetsgradienterna mjukt över profilen (Geotomo Software SDN BHD 2012).

Då en isälvsavlagring och en grundvattenyta förväntades i lagerföljden användes metoden robust inversion.

5 Resultat

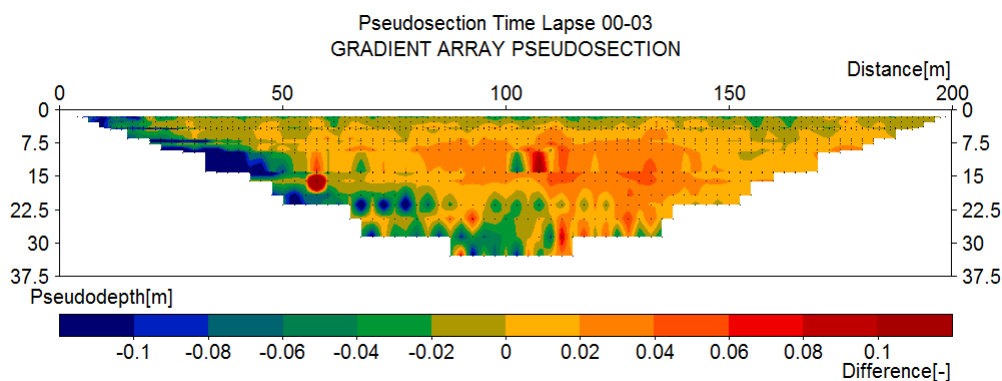


Fig. 16. Pseudosektion time-lapse från mätdata mellan mättag 0 och 3

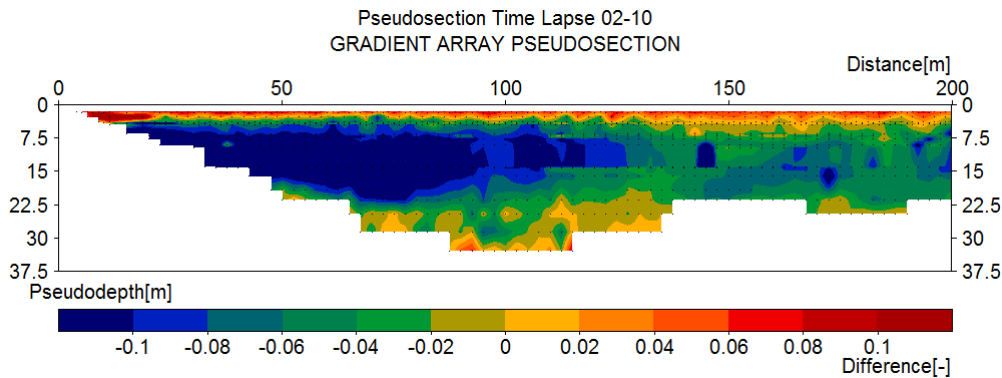


Fig. 17. Pseudosektion time-lapse från mätdata mellan mättag 2 och 10

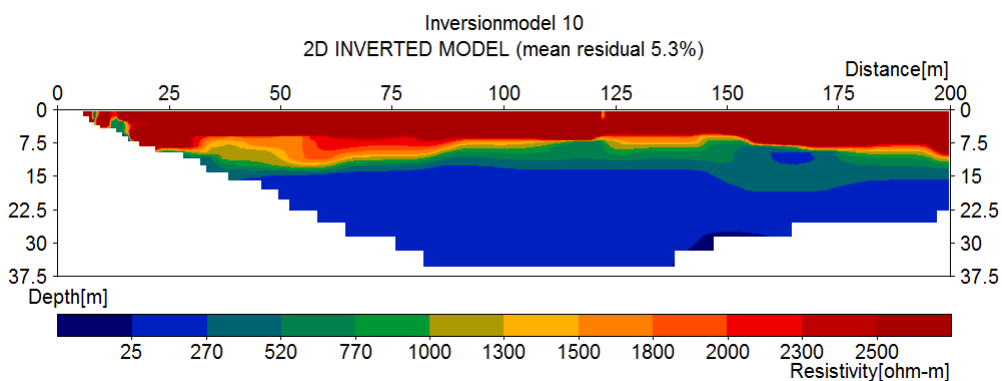


Fig. 18. Inversionmodell

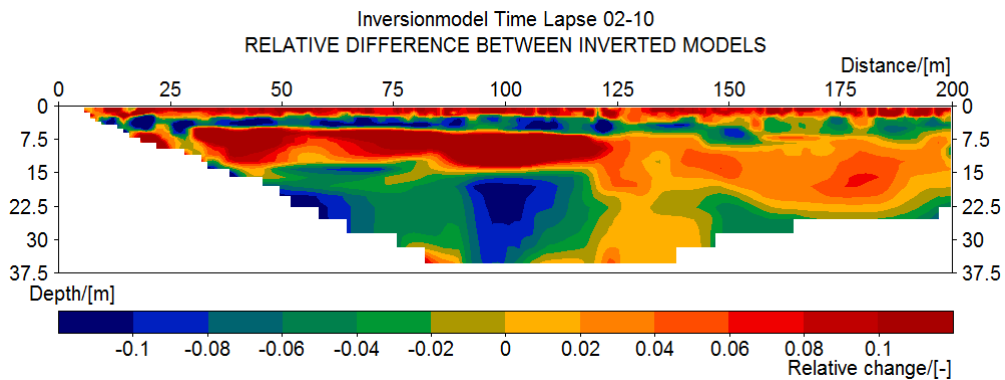


Fig. 19. Fig. 1. Inversionmodell time-lapse mellan dag 02 och 10

5.1 Time-Lapse pseudosektioner

Figurerna 16 och 17 är så kallade time-lapse resistivitesprofiler. De visar hur markens skenbara resistivitet förändras genom profilen över fältförsökens gång. Förändringarna kan ses som ett medelvärde för hur markens resistivitet har förändrats men kan inte användas för detaljerade tolkningar. Värdet 0 på höjdskalet markerar markytan vid infiltrationsdammen där första elektroden placerades. Färgskalet visar procentuell förändring i resistivitet där blå respektive röd färg motsvarar en sänkt respektive ökad resistivitet på över 10%, medan gula färg motsvarar mer eller mindre

oförändrad resistivitet.

Figur 16 visar den uppmätta resistivitetsförändringen tre dagar efter att infiltrationen återupptagits. Figur 17 visar förändringen som skett mellan dag två och tio efter att infiltrationen återupptagits. Det går att urskilja en trend av kraftigt sänkt resistivitet (över 10%) som breder ut sig på ett pseudodjup mellan c:a 7,5 och 22,5 m i riktning höger över en sträcka på ca 30 m under perioden mellan de två tidpunkterna. I övrigt så uppvisar figur 16 generellt en svar resistivitetsökning på 0-4% efter tre dagar. Figur 17 visar att det, under loppet av åtta dagar, i den högra halvan av profilen skett en svag sänkning av resistiviteten i intervallet 0-6%

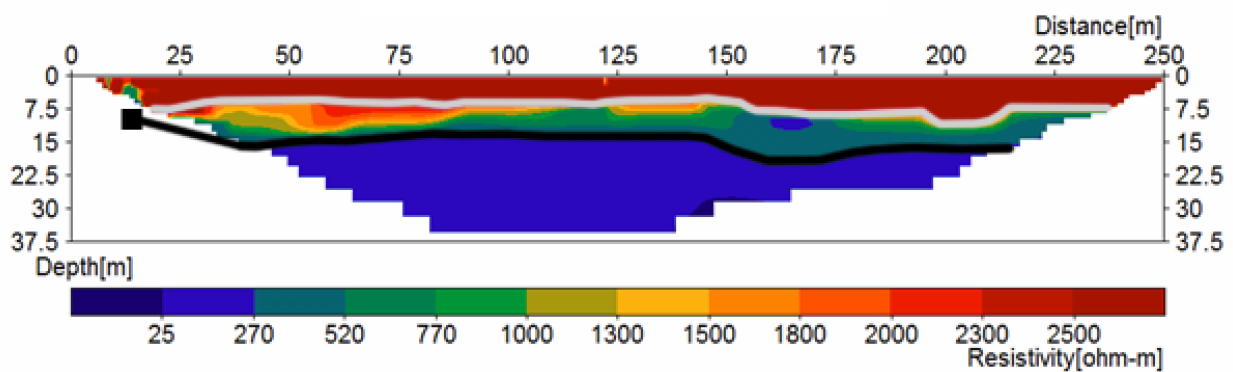


Fig. 20. Tolkad inversionsmodell med markerat läge för lagergräns (grå) samt grundvattenyta (svart). Fyrkanten markerar den uppmätta grundvattenytan i rör Rö 9406, se satellitbilden figur 3.

5.2 Inversionsmodell

Figur 18 är en inversionsmodell av profilen uppmätt den tionde dagen. Y-axeln visar verkligt djup och profilen kan användas för att tolka geologin. Modellen kan delas in i tre distinkta sektioner.

Den röda sektionen har en mycket hög resistivitet (över 2500 ohm-m). Den blå sektionen har en låg resistivitet (under 270 ohm-m). Mellan dessa finns det en gul-grön sektion i ett intervall med gradvis sjunkande medelhög resistivitet (c:a 1500-500 ohm-m). Den röda sektionen har en relativt jämn tjocklek (c:a 7,5 m, ökande i profilens kanter). Den medelresistiva sektionen varierar kraftigt i mäktighet (c:a 3-10 m) som en följd av att gradienterna mot den låg- respektive högresistiva sektionen skiljer sig mot varandra.

5.3 Time-Lapse Inversionsmodell

Figur 19 visar en inversionsmodell av hur markens resistivitet har förändrats i profilen mellan den andra och tionde dagen efter att infiltrationen startades. Liksom pseudofigurer så visar färgskalan de procentuella förändringarna i markens elektriska ledningsförmåga. Här finns ett tjockt rött horisontellt stråk av förhöjd resistivitet (över 10 % i profilens vänstra del) mellan c:a 7,5 och 15 meters djup. Ovanför detta så finns ett mycket tunt skikt av kraftigt minskad elektrisk resistivitet. Under 15 meters djup så finns en utbredd zon av sänkt resistivitet. Ökningen i denna är kraftigast i profilens nedre vänstra del: c:a 10% och därefter 4-6%.

6 Tolkning

6.1 Time-Lapse pseudosektioner

Figurerna 16 och 17 visar att det har skett en stark netosänkning av resistiviteten i profilens vänstra del efter att infiltrationen pågått i tio dagar (över 10% i blåa områden). Vid jämförelse av figur 16 med figur 17 kan

man konstatera att sänkningen har ökat med tiden och att den rört sig in från vänster mot höger, dvs i grundvattengradientens riktning och att den verkar vara koncentrerad runt ett ungefärligt djup på 15 m. Detta pekar på att det är infiltrationsvattnet som har rört sig med grundvattnet och orsakat en markant resistivitetssänkning.

Isolerade punkter med avvikande värden beror i regel på dåliga mätdata snarare än faktiska förhållanden i marken. Sådana s k "outliers" är antagligen orsaken till bl a den högresistiva pricken på drygt 15 meters djup c:a 60 meter från profilens startpunkt i figur 16 (Løke 2012).

6.2 Inversionsmodell

Den röda högresistiva sektionen i figur 18 är mest troligt grovkornigt isälvsmaterial ovanför grundvattenytan. Fraktionerna varierar med lagerföljden som beskrivits i avsnittet om lokalens geologi och i borrhålsloggningen men summeras som grusig sand med steninga partier upp på höjderna, vilket skulle motsvara profilens början.

Den gul-gröna sektionen tolkas som finkornigare sediment, mest troligt finsand i form av de issjösediment som ofta förekommer i samband med isälvsavlagringarna i området. Materialet har en lägre resistivitet än isälvsavlagringarna men befinner sig ovanför grundvattenytan. Sektionen har en med djupet gradvis sjunkande resistivitet. Issjösediment i området har ofta en kornstorlek som minskar med djupet, vilket skulle ge upphov till detta. Sektionen ligger samtidigt mellan ett område med extremt hög respektive låg resistivitet som kan utöva en skenbar resistivitetseffekt på sektionen och det är svårt att säga hur mycket detta påverkar modellen. Sektionens tjocklek varierar längs profilen. Vid profilens startpunkt i figur 18 så syns grunden samt ett anlagt observationsrör som en mindre respektive litet större vertikal struktur (figur 3). På litet över 25 m avstånd syns en vertikal gräns som skulle kunna vara uppgrävd. Vid c:a 120 meters avstånd så syns en resistivitetssänkning vid markytan där en grusväg skär profilen (figur 3). På c:a 125 till 175 m avstånd så

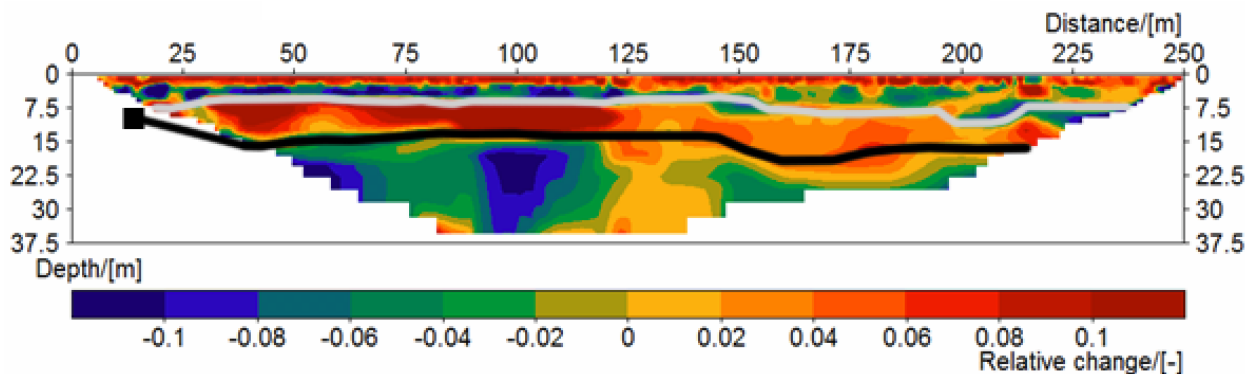


Fig. 21. Tolkad inversionsmodell time-lapse med markerat läge för lagergräns (grå) samt grundvattenyta (svart) från inversionsmodellern figur 17. Fyrkanten markerar den uppmätta grundvattenytan i rör Rö 9406, se figur 3.

sjunker resistivitet i sektionen från c:a 1300 till c:a 700, detta indikerar på att sedimentet är något finkornigare i profilen högra del.

När resistiviteten sjunker under 400 Ohm-m i den blå zonen så är grundvattenytan troligtvis nådd, och det är längsmed denna gradient som man skulle förvänta sig att infiltrationsvattnet påverkar konduktiviteten i marken. Baserat på modellen så går det inte att dra några ytterligare slutsatser om lagerföljden. Swecos undersökningar nämner gradvis finkornigare issjösediment av lera och silt. (Hebrand 1994)

Den grå linjen i figur 20 visar den tolkade gränsen mellan isälvs- och issjösedimenten medan den svarta linjen visar läget för den tolkade grundvattenytan.

6.3 Time-Lapse Inversionsmodell

Den grå linjen i figur 21 visar den tolkade gränsen mellan isälvs- och issjösedimenten medan den svarta linjen visar läget för den tolkade grundvattenytan (från figur 18). Det horisontella röda stråket är troligen relaterat till att markvattenzonen var påverkad av regn under de första mätningarna och därefter dränerats på vatten och fått en förhöjd resistivitet. Nederbörd för Sjöbo under de dagar mätningar utförts finns markerad i figur 22. Den underliggande zonen uppvisar en sänkning av resistiviteten inom grundvattenzonen i profilens vänstra halva. Detta skulle kunna vara en effekt av infiltrationsvattnet som först skulle färdats rakt vertikalt från infiltrationspunkten och sedan långsamt horisontalt längs med profilen. Resistivitetsökningen inom den tolkade grundvattenzonen i profilens högra halva skulle då omvänt kunna vara en effekt av att äldre, kvarvarande infiltrationsvatten har fortsatt dränerats ut längre ned i systemet.

Det tunna horisontella blå-gröna skikten på c:a 5 meters djup indikerar en resistivitetssänkning precis längsmed den kraftiga resistivitetsgradienten mellan isälvsavlagringarna (över 5000 ohm-m) och issjösedimenten (c:a 1300 ohm-m). Om skiktets resistivitetssänkning är kopplad till infiltrationsvattnet så skulle det indikera en andra lateral transportzon som är separerad från den undre grundvattenytan. Skiktet skulle då

fungera som en hängande grundvattenyta som ligger ovanpå issjösedimenten.

Transporten genom ett dränerat sandlager borde vara vertikal och inte lateral. Det är möjligt att det finkorniga sandlagret är mer eller mindre mättat och fungerar som en hängande grundvattenyta vilket leder till att en bädd av infiltrationsvattnet flödar ovanpå finsanden i botten av den steniga grusiga sanden.

Det kan finnas en tunn lins av lera eller silt mellan de två lagren som gör att issjösedimenten dräneras på regnvatten snabbare än vad infiltrationsvattnet hinner infiltrera genom linsen och istället färdas lateralt.

Prognoshistorik för Sjöbo

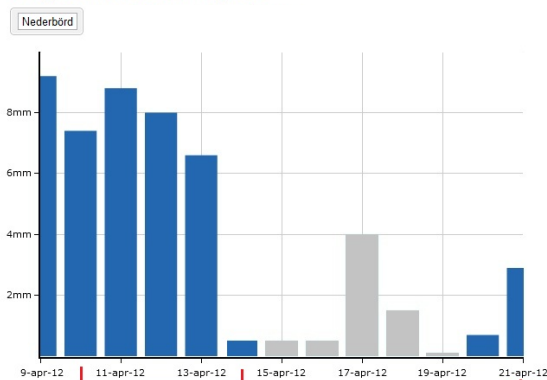


Fig. 22. Nederbördshistorik i Sjöbo under de två mätperioderna: i) dag 0 tom 3 den 10 till 13:e april & ii) dag 10 den 21 april (Klart.se, 2012)

7 Diskussion

De genomsnittliga förändringarna som pseudosektionerna (figur 16 och 17) är avgränsade till samma hållt i profilen som förändringarna i grundvattnet i figur 18. Detta styrker att modelleringen är rimlig och att infiltrationsvattnet har nått den tolkade öppna akvifären. Den uppmätta grundvattenytan i rör Rö 9406 är markant högre än den tolkade grundvattenytan ett tjugotal meter längre in i profilen. Detta stämmer med den bild av en mycket lokal kraftigt höjd grundvattenyta som uppstår under infiltrationsdammarna, (figur 5,

Hebrand 1995).

Examensarbetets undersökningar syftade till att följa infiltrationsvattentransport i allmänhet och den kapillära zonen lokaliseras inte i tolkningen av lagerföljden (figur 20). Denna skulle troligtvis vara mycket liten i så pass grova avlagringar och upplösningen i mätningarna gör den svår att lokalisera.

Det fanns inte mycket underlag för att bedöma hur träffsäkra resistivetsgradienterna som gränsar av sektionerna i figur 18 var. Det som fanns (strukturerna vid markytan, se tolkningsavsnittet, och de bedömda lagermäktigheterna från tidigare undersökningar) korresponderade väl med uppmätta data, vilket indikerar på en god träffsäkerhet. Direkt korrelation från en borrhälsföljd skulle utgöra ett starkare underlag.

För att säkerställa källan till den tunna horisontella resistivetsänkningen (figur 19) behövs mer fältdata. TDR-sonder, som mäter vattenhalter, och jordprover skulle besvara frågan om vattenflöden, och kunna bekräfta teorier om olika typer av lateral vattentransport, mätfel eller felaktig modellering.

Förekomsten av det tunna skiktet är intressant då den förväntade transportvägen för vattnet är rakt vertikalt ner genom den grovkorniga isälvsavlagringen under infiltrationsdammen och sedan långsamt norrut längsmed den svagt lutande grundvattengradienten (Hebrand 1995). Då dammarna hade vilat i en vecka så infiltrerades större mängder vatten än vanligt och det är möjligt att en liten del av vattnet då runnit upp över issjösedimenten och gett upphov till skiktet. Detta vatten borde dock i så fall dränera ner genom de finsandiga issjösedimenten.

Att få tillräckligt stor kontaktyta mot den grovkorniga ytjordarten med spetselektroden var ett problem, och det är mycket möjligt att bättre resultat skulle uppnås om de byttes ut mot skivelektroder inför en framtida mätning.

Fältarbetet sjuksattes i hast då instrumentet endast fanns tillgängligt i Lund under en vecka. Detta var innan Swecos konsultundersökningar från Sjöbo Kommun tillhandahölls. Om en ny mätning skulle göras så vore det klokt att lägga profilen så att den direkt korsar åtminstone ett av skruvborrhålen (figur 3).

För att kunna göra en detaljerad geologisk tolkning så behöver profilens topografi mätas in och implementeras i resistivetsfigurerna 16 till 21. Två fältförsök till detta gjordes inom tidsramen för arbetet, båda avbröts pga felfungerande utrustning.

8 Slutsatser

- Utifrån resultaten från pseudosektionerna (figur 16 och 17) så går det att konstatera att infiltrationsvattnet har rört sig genom marken i den förväntade flödesriktningen och sänkt resistiviteten.
- Det har gått att mäta hur mycket markens elektriska ledningsförmåga förändrats och det har gått att följa vattnets hastighet och utbredning

längsmed profilen (c:a 110 meter efter tio dagar).

- Det har gått att modellera en geologisk lagerföljd baserad på mätningarna som både i) korrelerar med de tidigare utförda borrhälsningarna och geologiska undersökningarna av platsen ii) visar hur vattenflöden orsakar resistivetsförändringar på olika djup och lagerföljder (figur 21). Målet med arbetet har därmed uppnåtts.

Resistivetsförändringen som utgör det tunna blå skiktet i figur 19 har inte med säkerhet kunnat härledas till en transport av infiltrationsvattnet. För att generellt kunna särskilja infiltrationsflöden ur resistivetsförändringar vid tolkningsvårigheter, behöver den tillämpade resistivetsmetoden korreleras med andra samtida flödesmätningar. Förutsatt att man kan lokalisera den kapillära zonen i en lagerföljd, och mäter med en tillräckligt hög upplösning relativt mot den kapillära sonens mäktighet, så är resistivetsundersökningar ett lämpligt fältverktyg för att studera vattnets transport genom denna.

9 Tack

Jag vill tacka fältmedhjälparna David Weibull, Ellinor Martin, Björn Sylvén och Jari Leskelä för deras handtag, tålmod och sällskap, utan vilka arbetets omfattning inte hade varit möjlig.

Det är tack vare samarbetsviljan från Jesper Andersson och Ingemar Olsson på VA-enheten hos Sjöbo Kommun som fältexperimentet överhuvudtaget kunde utföras, och de har på varje steg i vägen assisterat med stor vänlighet. Det tillhandahållna bakgrundsmaterialet rörande undersökningslokalen har varit en viktig hörnsten för att kunna tolka mätresultaten.

Professor Torleif Dahlin på Teknisk Geologi, LTH, har i sin roll som handledare entusiastiskt delat med sig av sina stora kunskaper om terrametrier och hur man utför en fältundersökning.

Professor Per Möller på Geologiska Institutionen har som handledare bidragit till tolkningen av resultaten med sin stora erfarenhet av hydrogeologi samt med välbehövad granskning av skriften.

Jag vill också tacka Kristofer Hellman på Teknisk Geologi, LTH, och professor Magnus Persson på Teknisk Vattenresurslära, LTH, som har hjälpt till med praktiska förberedelser och demonstration av utrustning.

10 Referenser

ABEM Instrument AB, 2012: Instruction Manual Terrameter LS. ABEM Instrument AB, 88 pp. Opulicerat.

Dahlin, T., Günther, T., Persson, M., Pojmark, P. & Rumpf, B., 2011: Resistivity Imaging and Image Analysis for Estimating Water and Solute Transport Across

- the Capillary Fringe in Laboratory Experiments. *Vatten* 67, 193–198.
- Daniel, E., 1992: Beskrivning till jordartskartorna Tomelilla SV och Ystad NV. *Sveriges Geologiska Undersökning Ae 99–100*, 149 pp.
- Dunn, A.M., Silliman, S.E., Dhamwichukorn, S. & Kulpa, C.F., 2005: Demonstration of microbial transport into the capillary fringe via advection from below the water table. *Journal of Hydrology* 306, 50–58.
- Erlström, M., Kornfält, K.-A., Sivhed, U., Wik, H., 2004: Beskrivning till berggrundskartorna 2D Tomelilla NV, NO, SV, SO, 2E Simrishamn NV, SV, 1D Ystad NV, NO, 1E Örnahusen NV. *Sveriges Geologiska Undersökning Af 212–214*, 136 pp.
- French, H. & Binley, A., 2004: Snowmelt infiltration: monitoring temporal and spatial variability using time-lapse electrical resistivity. *Journal of Hydrology* 297, 174–186.
- Geotomo Software SDN BHD, 2012: RES2DINV ver. 3.59 for Windows XP/Vista/7 Manual. Geotomo Software SDN BHD., Gelugor. 58 pp. Opublicerat.
- Hebrand, M., 1994: Förutsättningar för avloppinfiltration. Rapportnummer: 90135.000 Kund: Sjöbo Kommun. Konsult: VBB VIAK AB, Division Väg- och Vatten, Malmö. 9 pp. Opublicerat.
- Hebrand, M., 1995: Lägesrapport från infiltrationsförsök: Etapp 1. Rapportnummer: 19990135. Kund: Sjöbo Kommun. Konsult: VBB VIAK AB, Region Syd. 15 pp. Opublicerat.
- Hebrand, M., 1997: Omma avloppsinfiltration Miljökonsekvensbeskrivning. Uppdragsnummer: 19990135. Kund: Sjöbo Kommun. Konsult: VBB VIAK AB, Södra Regionen, Malmö. 17 pp. Opublicerat.
- Hebrand, M. & Vanek, V., 2003: Sjöbo Avloppsreningsverk Prövotidsredovisning Bilaga A: Infiltrationsanläggningen. Uppdragsnummer: 1240162 000. Kund: Sjöbo Kommun. Konsult: Sweco VIAK, Södra Regionen, Malmö. 30 pp. Opublicerat.
- Jeppsson, H., 2012: Geoelektriska metoder inom tillämpad geofysik. Geologiska institutionen, Lunds universitet. 58 pp. Opublicerat.
- Klenk, I.D. & Grathwohl, P., 2002: Transverse vertical dispersion in groundwater and the capillary fringe. *Journal of Contaminant Hydrology* 58, 111–128.
- Loke, M.H., 2012: Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Geotomo Software SDN, Gelugor. BHD. 170 pp. Opublicerat.
- Persson, M. & Dahlin, T., 2010: Water and Solute Transport Processes Across the Capillary Fringe, 8 pp.
- Silliman, S., Berkowitz, B., Simunek, J. & van Genuchten, M.T., 2002: Fluid flow and solute migration within the capillary fringe. *Ground Water* 40, 76–84.
- Sydvatten AB, 2011: Produktionsrapport 2010. Sydvatten AB, Malmö. 24 pp. Opublicerat.
- Vanek, V., 2010: Avloppsinfiltration Omma: Ytvattenpåverkan under 2010. Uppdragsnummer: 1240162.000. Kund: Sjöbo Kommun. Konsult: Sweco Environment AB, Vatten & Miljö, Malmö. 16 pp. Opublicerat.

Källor från internet

- Klart.se, 2012: Nederbördshistorik för Sjöbo <http://www.klart.se/vader-sjo-bo.html?v=historik> (20-05-2012)
- Sveriges Geologiska Undersökning, 2012: Lera – sediment på sjö- och havsbottnar <http://www.sgu.se/sgu/sv/geologi/jordtacket/underistiden/lera.html> (14-05-2012)
- Sydvatten AB, 2012: Vårt uppdrag <http://www.sydvatten.se/om-sydvatten> (14-5-2012)
- U.S. Geological Survey, 2012: Unsaturated Zone http://toxics.usgs.gov/definitions/unsaturated_zone.html (15-05-2012)



Bilaga 1. Borrplan över området med skruboringspunkterna markerade (Hebrand 1994).

Bilaga 2

SJÖBO KOMMUN
SANDBÄCK

MARKUNDERSÖKNING

Förkortningar

My = Markyta	st = stenig
möh = meter över havet	gr = grusig
mumy = meter under markytan	sa = sandig
	si = siltig
Skr = Skruvprovtagning	f = fin
Rö = Rör för observation av grundvatten	m = mellan
	g = grov
m = med	mullh = mullhaltig
ngt = något	enst = enstaka

Borrningarna är utförda under perioden 1993-11-23/25

Uppgift	My (möh)	Djup (mumy)	Material	Prov (mumy)
Skr9301 +36 (Rö9301)		0,00 - 0,10	Brun ngt mullh sand	
		0,10 - 1,10	Brun msa finsand	0,70
		1,10 - 1,90	Brun st ngt gr sand	1,60
		1,90 - 2,10	Brun msa finsand	
		2,10 - 2,40	Brun ngt si finsand	
		2,40 - 3,10	Brun si finsand	2,80
		3,10 - 3,30	Brun fsa silt med tunna skikt av lera	3,20
		3,30 - 3,50	Brun finsand	
		3,50 - 4,10	Brun silt med skikt av finsand	
		4,10 - 4,50	Mörkbrun fsa silt	
		4,50 - 4,90	Mörkbrun si finsand	4,70
		4,90 - 5,10	Brun si lera med skikt av finsand	
		5,10 - 5,20	Grå fsa silt	
		5,20 - 5,40	Grå lera med enst skikt av silt och finsand	5,30
		5,40 - 5,60	Grå silt	
		5,60 - 6,10	Grå si finsand	
		6,10 - 6,50	Grå si finsand med enst tunna skikt av silt	
		6,50 - 6,60	Grå silt	
		6,60 - 6,70	Grå silt med skikt av finsand	
		6,70 - 7,00	Grå lera med skikt av silt och finsand	

Bilaga 2. Kornstorleksloggar från skruvboringar vid markundersökning av lokalen. Borrpunkternas positioner är markerade i figur 3 samt bilaga 1. (Hebrand 1994).

7,00	-	7,70	Grå finsand	7,50
7,70	-	7,90	Grå fsa silt	
7,90	-	8,10	Grå fsa silt med tunna skikt av lera	
8,10	-	8,80	Grå silt med enst tunna skikt av lera	8,60
8,80	-	9,50	Grå l silt	
9,50	-	10,70	Grå silt	
10,70	-	11,10	Grå l silt	
11,10			Borrningen avbruten, fortsatt borrning är möjlig	

Grundvattenyta 3.37 mumy (1993-11-25)

Skr9302 +39 (Rö9302)	0,00	-	0,20	Brun mullh si sand	
	0,20	-	1,00	Brun si sand med skikt av mullh sand och l silt	
	1,00	-	1,60	Brun si lera med tunna skikt av silt	1,40
	1,60	-	2,90	Brun ngt st gr sand	1,80
	2,90	-	4,60	Brun ngt st ngt gr sand	
	4,60	-	5,10	Brun finsand med skikt av lera vid övre gränsen	
	5,10	-	6,10	Brun silt med skikt av si finsand	
	6,10	-	7,10	Brun silt med enstaka skikt av finsand	
	7,10			Borrningen avbruten, fortsatt borrning är möjlig	

Grundvattenyta 5.89 mumy (1993-11-25)

Skr9303 +39 (Rö9303)	0,00	-	0,30	Brun mullh ngt si sand	
	0,30	-	0,70	Brun fsa mellansand	0,60
	0,70	-	0,85	Brun ngt sa silt	0,80
	0,85	-	0,90	Brun fsa mellansand	
	0,90	-	0,95	Brun ngt sa silt	
	0,95	-	1,60	Brun st gr sand	1,50
	1,60	-	1,65	Brun fi finsand med spår lera	
	1,65	-	2,10	Brun st gr sand	
	2,10	-	2,80	Brun st gr sand med tre tunna skikt av lera	2,10 2,80
	2,80	-	3,60	Brun ngt gr sand	
	3,60	-	4,10	Brun ngt gr sand med två tunna skikt av lera	3,60
	4,10	-	5,10	Brun fsa silt med enst skikt av finsand	4,60
	5,10	-	5,80	Brun fsa silt med enst skikt av finsand	5,60

Bilaga 2 forts... Kornstorleksloggar från skrivborrningar vid markundersökning av lokalen. Borrpunkternas positioner är

5,80	-	6,10	Brun svagt l silt med skikt av silt och finsand	
6,10			Borrningen avbruten, fortsatt borrhning är möjlig	

Grundvattenyta 5.49 mummy (1993-11-25)

Skr9304 +40 (Rö9304)	0,00	-	0,10	Brun mullh sand	
	0,10	-	0,55	Brun ngt msa finsand	
	0,55	-	1,10	Brun svagt si msa finsand	0,80
	1,10	-	1,30	Brun si sand	1,20
	1,30	-	2,10	Brun finsand, tunnt skikt av lera vid 1.60	1,50
	2,10	-	2,90	Brun finsand med enst skikt av msa finsand	
	2,90	-	3,10	Brun fsa silt	3,00
	3,10	-	3,40	Brun st ngt gr sand med spår av lera	
	3,40	-	4,10	Brun st ngt gr sand	3,60
	4,10	-	4,30	Brun l silt nedåt succesivt övergående till si lera	4,20
	4,30	-	5,30	Brun sand	
	5,30	-	6,10	Brun svagt si sand	
	6,10	-	7,10	Brun st gr sand	6,60
	7,10	-	7,45	Brun fsa silt med skikt av finsand	
	7,45	-	7,60	Brun silt	
	7,60	-	7,80	Brun si lera	
7,80	-	8,10	Brun ngt fsa silt		
8,10	-	9,10	Brun silt		
9,10			Borrningen avbruten, fortsatt borrhning är möjlig		

Grundvattenyta 7.77 mummy (1993-11-25)

Skr9305 +46	0,00	-	0,10	Brun svagt mullh sand	
	0,10	-	1,10	Brun sand	0,60
	1,10	-	1,60	Brun ngt gr sand	1,40
	1,60	-	2,10	Brun ngt st gr sand, tunnt skikt av grå silt vid 1.60	1,80
	2,10	-	3,10	Brun ngt st ngt gr sand, tunnt skikt av grå silt vid 2.45	2,70
	3,10	-	3,50	Brun ngt st ngt gr sand	
	3,50	-	4,40	Brun finsand	3,70
	4,40	-	5,10	Brun ngt st ngt gr sand	4,70
	5,10	-	6,10	Hugg av sten (inget mtrl på skruven)	5,80
	6,10	-	7,10	Mörkbrun ngt st gr	6,80

Bilaga 2 forts... Kornstorleksloggar från skruvborrningar vid markundersökning av lokalen. Borrpunkternas positioner är markerade i figur 3 samt bilaga 1. (Hebrand 1994).

			sand (lite prov)	
7,10	-	8,10	Hugg av sten (inget mtrl på skruven)	
8,10	-	9,10	Troligen sand (inget mtrl på skruven)	
9,10			Borrningen avbruten, hålet rasar igen, mkt stort uppdragningsmotstånd	

Ingen grundvattenyta, torrt

Skr9306	+47	0,00	-	0,10	Brun mulh sand	
		0,10	-	1,10	Brun ngt gsa fsa mellansand	0,60
		1,10	-	2,10	Brun ngt gsa fsa mellansand	1,60
		2,10	-	3,10	Brun ngt gsa fsa mellansand	2,60
		3,10	-	3,90	Brun ngt gsa fsa mellansand	3,70
		3,90	-	4,10	Brun gr sand, fast och ngt cementerad	4,00
		4,10	-	5,10	Brun ngt st ngt gr sand	4,60
		5,10	-	7,10	Brun ngt gr sand	5,60
		7,10	-	7,70	Hugg av sten (inget mtrl på skruven)	
		7,70	-	8,10	Troligen sand (inget mtrl på skruven)	
		8,10	-	9,10	Brun sand	8,60
		9,10	-	10,10	Troligen sand (inget mtrl på skruven)	
		10,10			Borrningen avbruten, hålet rasar igen, mkt stort uppdragningsmotstånd	

Ingen grundvattenyta, torrt

Skr9307	+48	0,00	-	0,20	Brun svagt mulh msa finsand	
		0,20	-	1,10	Brun msa finsand	0,60
		1,10	-	1,50	Brun msa finsand	1,50
		1,70	-	2,40	Brun ngt gr sand	
		2,40	-	3,10	Brun msa finsand	2,60
		3,10	-	4,10	Brun msa finsand, enst hugg av sten	3,60
		4,10	-	5,10	Brun msa finsand, enst hugg av sten	4,60
		5,10	-	6,10	Brun st gr sand	5,60
		6,10			Borrningen avbruten, hålet rasar igen, mkt stort uppdragningsmotstånd	

Ingen grundvattenyta, torrt

Bilaga 2 forts... Kornstorleksloggar från skruvborrningar vid markundersökning av lokalen. Borrpunkternas positioner är markerade i figur 3 samt bilaga 1. (Hebrand 1994).

**Tidigare skrifter i serien
”Examensarbeten i Geologi vid Lunds
Universitet”:**

253. Åkesson, Maria, 2010: Mass movements as contamination carriers in surface water systems – Swedish experiences and risks.
254. Löfroth, Elin, 2010: A Greenland ice core perspective on the dating of the Late Bronze Age Santorini eruption. (45 hskp)
255. Ellingsgaard, Óluva, 2009: Formation Evaluation of Interlava Volcaniclastic Rocks from the Faroe Islands and the Faroe-Shetland Basin. (45 hskp)
256. Arvidsson, Kristina, 2010: Geophysical and hydrogeological survey in a part of the Nhandugue River valley, Gorongosa National Park, Mozambique. (45 hskp)
257. Gren, Johan, 2010: Osteo-histology of Mesozoic marine tetrapods – implications for longevity, growth strategies and growth rates. (15 hskp)
258. Syversen, Fredrikke, 2010: Late Jurassic deposits in the Troll field. (15 hskp)
259. Andersson, Pontus, 2010: Hydrogeological investigation for the PEGASUS project, southern Skåne, Sweden. (30 hskp)
260. Noor, Amir, 2010: Upper Ordovician through lowermost Silurian stratigraphy and facies of the Borensult-1 core, Östergötland, Sweden. (45 hskp)
261. Lewerentz, Alexander, 2010: On the occurrence of baddeleyite in zircon in silica-saturated rocks. (15 hskp)
262. Eriksson, Magnus, 2010: The Ordovician Orthoceratite Limestone and the Blommiga Bladet hardground complex at Horns Udde, Öland. (15 hskp)
263. Lindskog, Anders, 2010: From red to grey and back again: A detailed study of the lower Kundan (Middle Ordovician) ‘Täljsten’ interval and its enclosing strata in Västergötland, Sweden. (15 hskp)
264. Rääf, Rebecka, 2010: Changes in beyrichiid ostracode faunas during the Late Silurian Lau Event on Gotland, Sweden. (30 hskp)
265. Petersson, Andreas, 2010: Zircon U-Pb, Hf and O isotope constraints on the growth versus recycling of continental crust in the Grenville orogen, Ohio, USA. (45 hskp)
266. Stenberg, Li, 2010: Geophysical and hydrogeological survey in a part of the Nhandugue River valley, Gorongosa National Park, Mozambique – Area 1 and 2. (45 hskp)
267. Andersen, Christine, 2010: Controls of seafloor depth on hydrothermal vent temperatures - prediction, observation & 2D finite element modeling. (45 hskp)
268. März, Nadine, 2010: When did the Kalahari craton form? Constraints from baddeleyite U-Pb geochronology and geo-chemistry of mafic intrusions in the Kaapvaal and Zimbabwe cratons. (45 hp)
269. Dyck, Brendan, 2010: Metamorphic rocks in a section across a Sveconorwegian eclogite-bearing deformation zone in Halland: characteristics and regional context. (15 hp)
270. McGimpsey, Ian, 2010: Petrology and lithochemistry of the host rocks to the Nautanen Cu-Au deposit, Gällivare area, northern Sweden. (45 hp)
271. Ulmius, Jan, 2010: Microspherules from the lowermost Ordovician in Scania, Sweden – affinity and taphonomy. (15 hp)
272. Andersson, Josefin, Hybertsen, Frida, 2010: Geologi i Helsingborgs kommun – en geoturistkarta med beskrivning. (15 hp)
273. Barth, Kilian, 2011: Late Weichselian glacial and geomorphological reconstruction of South-Western Scania, Sweden. (45 hp)
274. Mashramah, Yaser, 2011: Maturity of kerogen, petroleum generation and the application of fossils and organic matter for paleotemperature measurements. (45 hp)
275. Vang, Ina, 2011: Amphibolites, structures and metamorphism on Flekkerøy, south Norway. (45 hp)
276. Lindvall, Hanna, 2011: A multi-proxy study of a peat sequence on Nightingale Island, South Atlantic. (45 hp)
277. Bjerg, Benjamin, 2011: Metodik för att förhindra metanemissioner från avfallsdeponier, tillämpad vid Albäcksdeponin, Trelleborg. (30 hp)
278. Pettersson, Hanna, 2011: El Hicha – en studie av saltstappsediment. (15 hskp)
279. Dyck, Brendan, 2011: A key fold structure within a Sveconorwegian eclogite-bearing deformation zone in Halland, southwestern Sweden: geometry and tectonic implications. (45 hp)
280. Hansson, Anton, 2011: Torvstratigrafisk studie av en trädstamshorisont i Viss

- mosse, centrala Skåne kring 4 000 - 3 000 cal BP med avseende på klimat- och vattenståndsförändringar. (15 hp)
281. Åkesson, Christine, 2011: Vegetationsutvecklingen i nordvästra Europa under Eem och Weichsel, samt en fallstudie av en submorän, organisk avlagring i Bellinga stenbrott, Skåne. (15 hp)
282. Silveira, Eduardo M., 2011: First precise U-Pb ages of mafic dykes from the São Francisco Craton. (45 hp)
283. Holm, Johanna, 2011: Geofysisk utvärdering av grundvattenskydd mellan väg 11 och Vombs vattenverk. (15 hp)
284. Löfgren, Anneli, 2011: Undersökning av geofysiska metoders användbarhet vid kontroll av den omättade zonen i en infiltrationsdamm vid Vombverket. (15 hp)
285. Grenholm, Mikael, 2011: Petrology of Birimian granitoids in southern Ghana - petrography and petrogenesis. (15 hp)
286. Thorbergsson, Gunnlaugur, 2011: A sedimentological study on the formation of a hummocky moraine at Törnåkra in Småland, southern Sweden. (45 hp)
287. Lindskog, Anders, 2011: A Russian record of a Middle Ordovician meteorite shower: Extraterrestrial chromite in Volkhovian-Kundan (lower Darriwilian) strata at Lynna River, St. Petersburg region. (45 hp)
288. Gren, Johan, 2011: Dental histology of Cretaceous mosasaurs (Reptilia, Squamata): incremental growth lines in dentine and implications for tooth replacement. (45 hp)
289. Cederberg, Julia, 2011: U-Pb baddelyit datering av basiska gångar längs Romeleåsen i Skåne och deras påverkan av plastisk deformation i Protoginzonen (15 hp)
290. Ning, Wenxing, 2011: Testing the hypothesis of a link between Earth's magnetic field and climate change: a case study from southern Sweden focusing on the 1st millennium BC. (45 hp)
291. Holm Östergaard, Sören, 2011: Hydrogeology and groundwater regime of the Stanford Aquifer, South Africa. (45 hp)
292. Tebi, Magnus Asiboh, 2011: Metamorphosed and partially molten hydrothermal alteration zones of the Akulleq glacier area, Paamiut gold province, South-West Greenland. (45 hp)
293. Lewerentz, Alexander, 2011: Experimental zircon alteration and baddeleyite formation in silica saturated systems: implications for dating hydrothermal events. (45 hp)
294. Flodhammar, Ingrid, 2011: Lövestads åsar: En isälvsavlagring bildad vid inlandsisens kant i Weichsels slutskede. (15 hp)
295. Liu, Tianzhuo, 2012: Exploring long-term trends in hypoxia (oxygen depletion) in Western Gotland Basin, the Baltic Sea. (45 hp)
296. Samer, Bou Daher, 2012: Lithofacies analysis and heterogeneity study of the subsurface Rhaetian–Pliensbachian sequence in SW Skåne and Denmark. (45 hp)
297. Riebe, My, 2012: Cosmic ray tracks in chondritic material with focus on silicate mineral inclusions in chromite. (45 hp)
298. Hjulström, Joakim, 2012: Återfyllning av borrhål i geoenergisystem: konventioner, metod och material. (15 hp)
299. Letellier, Mattias, 2012: A practical assessment of frequency electromagnetic inversion in a near surface geological environment. (15 hp)
300. Lindenbaum, Johan, 2012: Identification of sources of ammonium in groundwater using stable nitrogen and boron isotopes in Nam Du, Hanoi. (45 hp)
301. Andersson, Josefin, 2012: Karaktärisering av arsenikförorening i matjordsprofiler kring Klippans Läderfabrik. (45 hp)
302. Lumetzberger, Mikael, 2012: Hydrogeologisk kartläggning av infiltrationsvattentransport genom resistivitetsmätningar. (15 hp)



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
Lunds universitet
Sölvegatan 12, 223 62 Lund