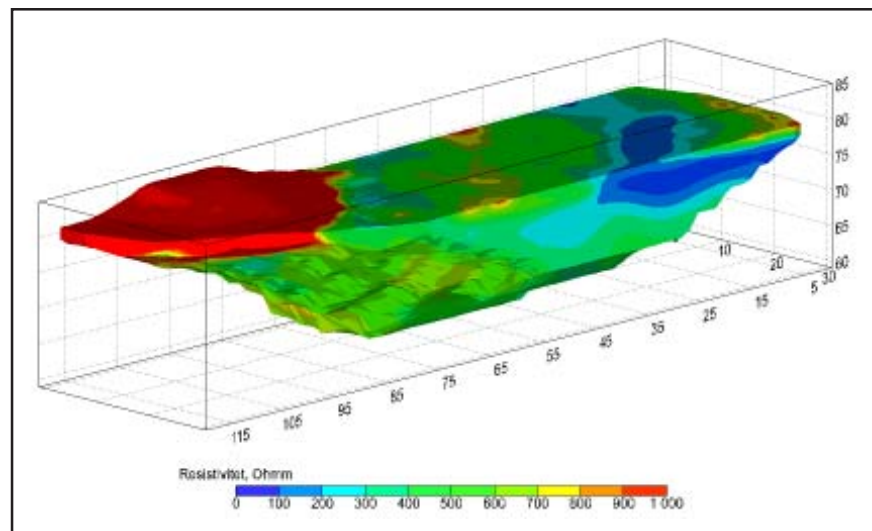


Geofysiska mätningar och visualisering för bedömning av heterogeniteters utbredning i en isälvsvlagring med betydelse för grundvattenflöde

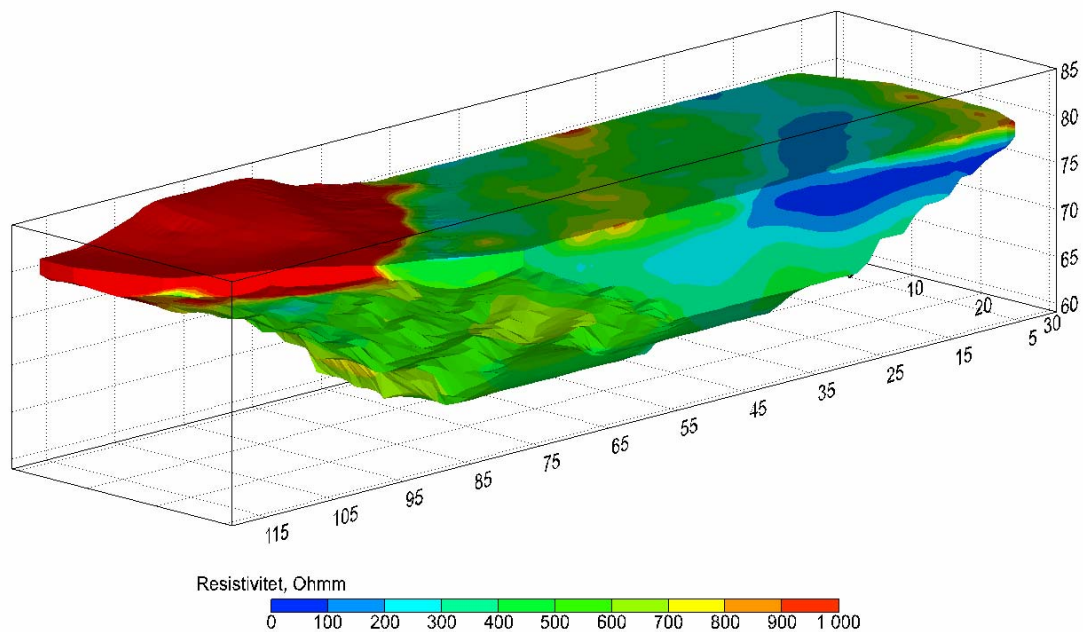
Anna Brunzell

Examensarbeten i Geologi vid
Lunds universitet - Kwartärgeologi, nr. 198



Geologiska institutionen
Centrum för GeoBiosfärsvetenskap
Lunds universitet
2006

Geofysiska mätningar och visualisering för bedömning av heterogeniteters utbredning i en isälvsavlagring med betydelse för grundvattenflöde



Anna Brunzell

Examination of geophysical methods and visualization for estimating the extent of heterogeneity in glaciofluvial deposits with significance for groundwater flow

Abstract – The purpose with this study is to identify and examine heterogeneities within the ground, which is important for the groundwater flow on a more local scale. Investigation of the geology within an area is normally done through observations in field, combined with studies of geological maps and documented drillings. Depending on drilling methods, varying results are obtained but often with a good result of the layer thickness and composition. When the purpose of the investigation is to obtain a general geological picture this could suffice. When a larger area is to be examined an extensive drilling program is expensive, why geophysical measurements can be a good complement. These measurements yield information about the physical condition within the ground, which reflects different geological layers and their features. A combination of different geophysical methods is sometimes necessary for interpretation of the results. Some complementing drillings may also be required for more accurate interpretations of the layer thickness and depth to the bedrock.

Predicted groundwater flow from general hydrogeological calculations of the hydraulic conductivity gives an average flow direction that can substantially deviate from the true flow directions and paths, all depending on the degree of heterogeneity and anisotropy of the geologic media. Geophysical investigations can be shown to have great potential for the investigation and interpretation of groundwater flow in these aspects. In particular, this study shows that two-dimensional resistivity surveys can be transformed into three-dimensional visualization models and that such an approach is both time and cost effective in hydrogeological investigations. A three-dimensional model further has the advantage of clear and easy visualization aiding in analysis and interpretation.

In a chosen survey area, situated in the south of Sweden, seven parallel profiles were constructed for two-dimensional geophysical measurements, such as resistivity, ground penetrating radar (GPR) and self-potential (SP). The results from the resistivity measurements were fed into the program *Mining Visualization System* (MVS) and interpolated to construct a three-dimensional model. The advantage of constructing a model in MVS is that statistic analysis can be conducted and that the model can be visualized in many different ways. This increases the possibility to detect heterogeneities which have an effect on groundwater flow.

Furthermore, the SP method was used to determine the direction of groundwater flow within the investigated area of geophysical measurements. To determine the general groundwater flow, observation of groundwater levels was done in existing and new observation pipes. GPR measurements were made along the profiles and were supposed to be correlated to the resistivity, but the penetration was too small. GPR measurements have otherwise shown to be a good complement to resistivity measurements, but in areas with clay and fine-grained material antennas with lower frequencies are to be preferred.

Geofysiska mätningar och visualisering för bedömning av heterogeniteters utbredning i en isälvsavlagring med betydelse för grundvattenflöde

Sammanfattning – Syftet med denna studie är att identifiera och undersöka heterogeniteter i marken, viktiga för hur grundvattnet rör sig i en mer lokal skala. Undersökningar av ett områdes geologi görs vanligen genom observationer i fält, kombinerat med studier av jord- och bergartskartor och dokumenterade provborrningar (borrprotokoll). Beroende på borrhälsmetod erhålls varierande, men ofta god information om jordlagrens mäktighet och sammansättning. Då syftet med undersökningen är att få en generell bild av de geologiska förhållandena inom ett område kan detta vara tillräckligt. Då ett stort område ska undersökas blir ett omfattande borrhälsprogram mycket kostsamt, varför geofysiska metoder kan vara ett bra komplement. Geofysiska mätningar ger information om markens fysikaliska förhållanden vilka avspeglar olika lagerenheter och dessas egenskaper. För att geofysiska mätdata ska kunna tolkas på ett bra sätt krävs emellertid en kombination av flera geofysiska metoder, kompletterade med borrhälsborrningar för att till exempel mer exakt bestämma jordlagrens mäktighet och djup till berggrunden – ett slags facit för de geofysiska undersökningarna.

Hydrogeologiska beräkningar av den hydrauliska konduktiviteten ger en huvudriktning för grundvattenflödet som kan avvika från den sanna flödesvägen och bestäms av markens heterogenitet och anisotropi. Geofysiska mätmetoder kan därför vara potentiella komplement vid undersökningar och tolkningar av de här aspekterna. Studien visar att två-dimensionell resistivitetsmätning kan visualiseras tre dimensionellt vilket är billigare och mindre tidskrävande. Ytterligare fördelar med den tredimensionella modellen är dess förmåga att visualisera geologi eller geofysiska mätresultat i flera dimensioner, vilket kan vara ett hjälpmedel vid tolkningsarbetet. Detta kan vidare användas som ett verktyg i presentationssyfte för ökad förståelse.

I undersökningsområdet, beläget i Skåne, upprättades sju parallella profiler för geofysiska mätningar, resistivitet, markradar (GPR) och självpotential (SP). Resultatet från resistivitetsmätningarna överfördes till programmet *Mining Visualization System* (MVS) där de interpolerades och skapade en tredimensionell modell. Fördelen med programmet MVS är att statistiska analyser kan göras och att modellen kan visualiseras på många olika sätt. Detta ökar möjligheten att upptäcka heterogeniteter som kan påverka grundvattenflödet.

Vidare, användes SP mätningarna för att bestämma grundvattenflödet inom det geofysiska undersökningsområdet. För att titta på den generella grundvattenströmningen inom området utfördes observationer i befintliga och nya grundvattenrör. Radarmätningar utfördes längs profilerna med avsikt att korreleras mot resistivitetsmätningarna för bestämning av djup till lagergränser, men nedträngningsdjupet blev för litet. Radar anses vara ett bra komplement till resistivitetsmätningar, men i områden som utgörs av lera eller andra finkorniga sediment bör antenner med lägre frekvens användas.

Handledare: Hans **Jeppsson**, SWECO VIAK Malmö, **Per Möller**, Geologiska institutionen, Lunds Universitet.

Examensarbete 20 poäng i Geologi - Kvarterärgeologi, Vt 2006. (*Examensarbeten i Geologi vid Lunds universitet – Kvarterärgeologi, nr. xxx*) Centrum för GeoBiosfärsvetenskap, Geologiska institutionen, Lunds universitet.

Innehållsförteckning

1	INLEDNING	5
2	HETEROGENITETER	6
3	REGIONAL OCH LOKAL GEOLOGI	7
3.1	BERGGRUND	7
3.2	KVARTÄRA BILDNINGAR	8
4	HYDROLOGI	8
5	PRINCIPER FÖR GEOFYSISKA METODER	10
5.1	RESISTIVITET	10
5.2	GEORADAR	11
5.3	SJÄLVPOTENTIAL (SP).....	11
6	TIDIGARE UNDERSÖKNINGAR	12
7	METODIK	12
7.1	POSITIONERING.....	12
7.2	HYDROGEOLOGISK MODELLERING.....	12
7.3	RESISTIVITETS MÄTNINGAR.....	13
7.4	LOKALT KOORDINATSYSTEM.....	15
7.5	AVVÄGNING	15
7.6	PROVTAGNING AV MATERIAL TILL SIKTANALYS	15
7.7	SJÄLVPOTENTIALMÄTNINGAR	15
7.8	GEORADAR	15
7.9	MVS – MINING VISUALIZATION SYSTEM.....	15
8	RESULTAT OCH TOLKNING	16
8.1	LOKAL HYDROGEOLOGI.....	16
8.2	RESISTIVITET	18
8.3	SJÄLVPOTENTIAL.....	21
8.4	GEORADAR.....	23
8.5	MVS - TREDIMENSIONELL MODELL.....	23
9	DISKUSSION	28
10	VIDARE UNDERSÖKNINGAR	30
11	SLUTSATSER	30
12	TACKORD	30
	REFERENSER	31
	BILAGA 1 BORRPROTOKOLL	32
	BILAGA 2 RADARGRAM	33

1 Inledning

Undersökningar av grundvattenflöden baseras oftast på grundvattenytans läge uppmätt i utsatta observationsrör. Detta ger endast en generell bild av den egentliga flödesbilden inom ett heterogent område. Inom bl.a. ett vattenskyddsområde är det viktigt att utifrån geologiska undersökningar uppskatta markens heterogenitet för att kunna bedöma eventuella spridningsrisker vid förorening. Vid uttag av grundvatten flödar vatten mot uttagsplatsen med en hastighet som bestäms av sedimentens hydrauliska konduktivitet och akviferens hydrauliska gradient. Beräkningar av transporttiden utgår normalt från att en akvifer är isotrop och homogen, vilket emellertid sällan eller aldrig är fallet. Geologiska heterogeniteter i marken kan innebära att transporttiden lokalt kan vara mycket längre eller kortare än vad genomsnittsberäkningar visar. Detta kan därför leda till allvarliga missbedömningar vad beträffar spridningshastigheter vid en eventuell förorening. I ett område med isälvsmaterial kan det förekomma långsträckta kroppar med grövre sediment i en större avsättning dominerad av finkornigare sediment. Avsättningarna kan ha bildats under isens sista avsmältningssfas då istäcket var tunnare och mindre smältvattenkanaler ofta ändrade färdväg. Dyliga sedimentkroppar av grövre material minskar transporttiden lokalt för grundvattnet, vilka kan vara svåra att upptäcka utifrån hydrogeologiska beräkningar. Geofysiska undersökningar kan därför vara ett bra komplement för att närmare kunna undersöka sedimentens utbredning och variation i vertikal- och horisontalled. Det är också ekonomiskt fördelaktigare att utföra geofysiska mätningar då en stor mängd information kan erhållas med relativt begränsade insatser.

Geofysiska mätningar ger tolkningar av marken, varför det kan vara bra att använda minst två olika metoder och korrelera dessa mot varandra. Radar

är en bra metod att använda för korrelation mot resistivitets mätningar för att visa djup till olika lagergränser och därmed underlätta tolkningar av de slutliga resistivitetsmodellerna. Nackdelen med radar är att man inte säkert kan avgöra mellan vilka material lagergränsen befinner sig. Ett viktigt hjälpmedel är att göra ett flertal borrhningar inom undersökningsområdet för att bestämma djupet till olika lagergränser och olika jordlagars mäktighet och använda dessa resultat som ett "facit" för de geofysiska undersökningarna.

Självpotentialmätningar kan ge indikationer på var bl.a. lagergränser och områden med sediment innehållande organiskt material och hög vattenhalt befinner sig men är framförallt användbart för undersökningar av grundvattenflöden i marken.

Syftet med föreliggande undersökningar är att pröva olika geofysiska metoders möjlighet att upptäcka heterogeniteter i marken av praktisk betydelse för grundvattenflödet. Utifrån dessa undersökningar är syftet vidare att upprätta en lokal tredimensionell geologisk/hydrogeologisk modell för tolkning av vattnets flödesväg. Modellen skapas utifrån resistivetsdata i programmet *MVS (Mining Visualization system)*, som vanligtvis används för visualisering av geologiska modeller från borrhdata eller vid undersökningar av olika kemiska ämnens utbredning i marken. Således är målet att undersöka möjligheterna med denna tredimensionella modell för att underlätta tolkning av geologin i tre dimensioner. Denna undersökning är därför en metodstudie med huvudsyfte att bestämma vilka geofysiska metoder som är att rekommendera som komplement för bedömning av grundvattnets flödesväg i vertikal- och horisontalled.

Det valda undersökningsområdet för grundvattenobservationer och geofysiska mätningar är beläget i nordvästra Skåne mellan Toarp och

Oderljunga i Perstorps kommun (Fig. 1). Platsen ansågs lämplig för examensarbetet eftersom ett basmaterial fanns tillgängligt p.g.a. att ett flertal undersökningar gjorts i området, utförda av VIAK AB och SWECO VIAK AB 1974-2004. För att bestämma huvudriktningen på grundvattenflödet valdes ett större område i Bäljaneåns dalgång väster om Oderljunga för observationer av grundvattenytans läge i ett flertal

befintliga observationsrör. För de geofysiska mätningarna valdes ett mindre område i Bäljaneåns dalgång intill den kommunala återinfiltrationsanläggning ca en km OSO Toarp. Storleken på detta område bestämdes utifrån den måttäthet som ansågs lämplig för att återge en tredimensionell modell som anses stämma bra överens med den verkliga geologin.

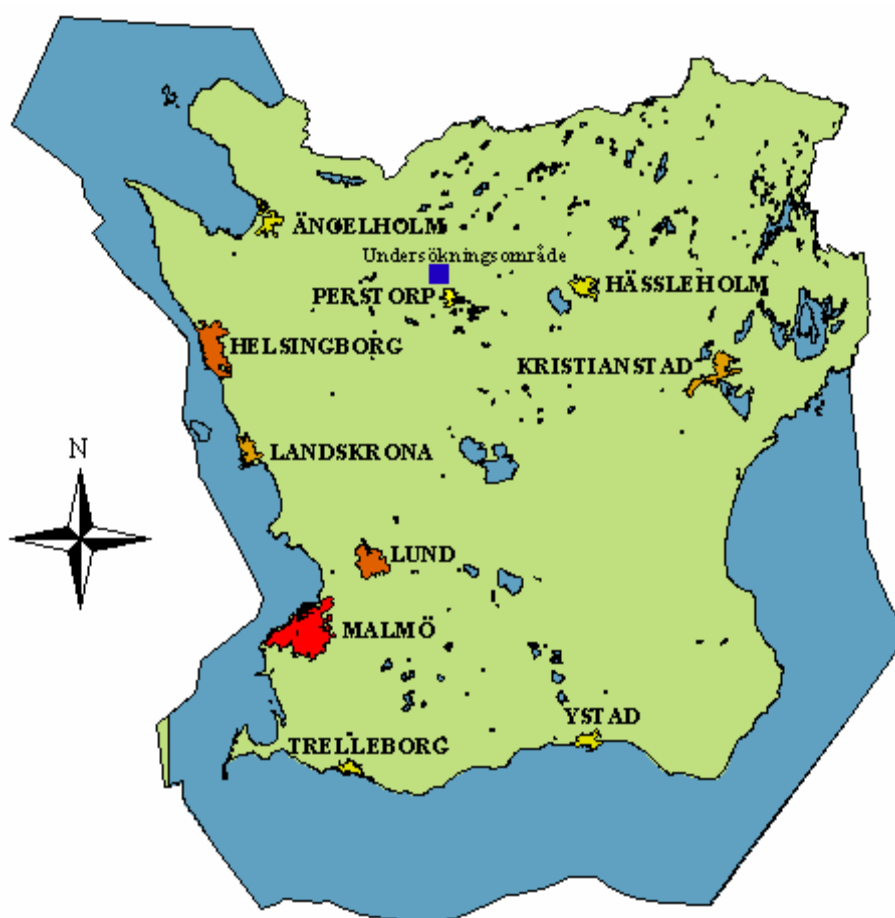


Fig. 1. Undersökningsområdet (markerat med blå kvadrat) i norra Skåne (röda kartan, lantmateriverket.se).

2 Heterogeniteter

”Ett heterogent system är någonting innehållande olikartade beståndsdelar” (ne.se). Avsättningsmiljön har stor betydelse för sedimentens kornstorleksfördelning, textur och struktur tillsammans med utbredning och mäktighet. En moräns uppbyggnad beror på om den avsatts sub- eller supraglaciale, tillgången på material och sträckan som materialet har transporterats. Oavsett

avsättningsmiljö är en morän uppbyggd av flera olika kornstorlekar tillsammans med block och kan därför i högsta grad anses som heterogen (Bennett och Glasser 1996).

Isälvsediment kan anses vara mer homogena till följd av mindre kornstorleksvariationer. Det är främst avsättningsmiljön tillsammans med vattenenergin, tillgången på material och under hur lång tid ett vattenflöde förekommit som påverkar sedimentens vari-

ation och utbredning. Vid avsättningar i en lågenergimiljö förekommer vanligtvis mindre variationer av sedimentens kornstorlekssammansättning. Dessa avsättningar kan anses vara mer homogena än avsättningar i en högenergimiljö. Lagerenheters utbredning i vertikalled och horisontalled kan vara mindre, vilket gör att helheten kan anses som heterogen. I en isälv avsätts det grövsta materialet först och finare material längre bort från källan. Hur långt materialet transporteras beror på vattenenergin, som varierar med årstid, vilket kan ge stora variationer i sedimentens sammansättning. Det finkornigaste materialet avsätts vanligtvis där isälvar mynnar ut i issjöar eller hav, vilket leder till att sjö- och havssedimenten oftast är relativt homogena. Även här påträffas variationer av kornstorlekssammansättning i sedimenten till följd av flödes/årstidsvariationer (Bennett och Glasser 1996).

Heterogeniteter förekommer i stor utsträckning i alla sediment; frågan är utifrån vilken skala sedimentens volym ska anses vara hetero- eller homogena. I en mindre skala (cm^3 till dm^3) betraktas de flesta sedimentära avlagringar som heterogena eftersom den hydrauliska konduktiviteten (K) varierar mellan olika porer (Fetter 2001). Utifrån en större skala (m^3) kan t.ex. en sorterad sand eller grusavlagring anses som homogen. Avlagringen kan bestå av individuella lagerenheter med olika K -värden som i mindre skala anses som heterogena men hela enheten kan anses som homogen då variationerna av K är små. Denna typ av avsättning kallas för en lagerheterogenitet och kan förekomma både i vertikal- och horisontalled. En deltaavlagring där kornstorleksförändringar kan förekomma inom samma lager med påföljande förändringar av den hydrauliska konduktiviteten, kan också betraktas som en heterogenitet (Fetter 2001).

Vattnets snabbaste transportväg i marken behöver inte alltid vara den kortaste sträckan mellan två punkter.

Flödesvägen i horisontal- och vertikalled styrs av sedimentens egenskaper att släppa igenom vatten. En enhet som anses vara isotrop har lika stor permeabilitet i alla riktningar och vatten kan lättare röra sig fritt. I en anisotrop avlagring med varierande porstorlek är permeabiliteten större eller mindre i olika riktningar, vilket gör att vattnet kan ha en huvudströmriktning genom enheten. I en heterogen miljö är det därför svårare att bestämma vattnets verkliga flödesväg genom sedimenten.

Vid beräkningar av grundvattenflöden i marken antas oftast sedimenten vara homogena, vilket emellertid sällan eller aldrig är fallet. För att genomföra olika beräkningar av heterogena sediment krävs noggranna undersökningar och provtagningar för beräkningar av de olika sedimentens genomsläpplighetsförmåga. Den hydrauliska konduktiviteten kan variera kraftigt inom små områden och därför ge komplexa, och därför svårtolkade flödesvägar. Det är därför viktigt att använda sig av olika metoder för att undersöka grundvattenflödet genom marken.

3 Regional och lokal geologi

3.1 Berggrund

Undersökningsområdet är beläget N-NO om den fennoskandiska randzonen (Daniel 1980) som även kallas för ”den skånska diagonalen” (Lindström *et al.* 2000). Randzonen skiljer den i norr liggande fennoskandiska urbergsskölden, där urberget ligger nära markytan eller går i dagen, från den dansk-polska sänkan i söder och väst (Daniel 1980). Den dansk-polska sänkan utgörs av mäktiga sediment från olika tidsåldrar (Lindström *et al.* 2000) som är avbrutna av ett flertal uppstickande horstar vilka sträcker sig i NV - SO riktning. Urberget utgörs av prekambrisk granitoid gnejs som vanligen är fin- till medelkornig och varierar i färg från röd till grå. Denna gnejs tillhör de sydsvenska gnejserna och förekommer i ett stråk

från västra Värmland till Romeleåsen i Skåne och bedöms ha en ålder av 1,7 – 1,65 Ga. Inom området förekommer flera yngre diabasgångar som har en huvudriktning i NV-SO. Diabasgångarna har bildats under Karbon till Perm till följd av tensionsrörelser under orogenesisen i Centraleuropa (Lindström *et al.* 2000).

3.2 Kvartära bildningar

Den låga förekomsten av blottad berggrund inom kartbladet Helsingborg NO (SGU, Ae 42, Daniel 1980) medför att få räffelokaler påträffats i området. De räfflor som förekommer visar i huvudsak på två isrörelseriktningar, en äldre från NNO och en yngre från N45°-65°O (Daniel 1980). Den senare stämmer väl överens med huvudriktningen för ryggsformade isälvsavlagringar och transversellt liggande ändmoränryggar.

Den mer storskaliga topografin inom kartbladet karakteriseras av de uppstickande urbergshorstarna med mellanliggande slätter. Slättområdena är småkuperade med morfologi skapad under Weichselglaciationens deglaciation. Inlandsisens avsmältningens riktning inom undersökningsområdet var mot nordost och nordvästra Skåne blev isfritt för ca 13 000 år sedan. Dalgångarna fylldes med isälvs sediment och åsformade ryggar och kullar framträdde vid den sista avsmältningen av kvarvarande isblock. Åsarna har troligen avsatts subaerilt i sprickor mellan isblock i utkanten av ett sönderfallande istäcke. Åsryggarna är ett tiotal meter breda och två till fem meter höga och har en huvudsaklig NNO-SSV orientering. Avlagringarna intill och mellan åsryggarna är uppbyggda av finkornigare material, eventuellt avsatt uppe på isöverytorna och/eller i ett senare stadium av nedsmältningen.

Undersökningsområdet ligger i Bäljaneåns dalgång (Fig. 2.) ovanför den regionala nivån för högsta kustlinjen (55-57 m.ö.h.; Daniel 1980) och kännetecknas därför av isälvs sediment och landformer typiska för deglaciation

i en terrestrisk miljö. Vid undersökningsområdet utgörs de övre sedimenten av isälvs material, torv och, intill Bäljaneån, svämsediment. Torven har hög humifieringsgrad i de översta metrarna och övergår till lägre humifieringsgrad och högre minerogenhalt på större djup. Svämsedimentet utgörs av finsand-mellansand och har avsatts vid översvämningar och muddring av ån (Daniel 1980). Åsmaterialet utgörs av sandigt grus med hög förekomst av större block (Bilaga 1)

Dalgångarna omges av högre terräng bestående av småkuperad morän. Moränen i de sydvästliga delarna utgörs av kalk- och lerhaltiga moräner med låg blockhalt p.g.a. den sedimentära berggrunden. I de nordöstra delarna är moränen rik på urbergsmaterial med hög förekomst av block och låg lerhalt. Torvavlagringar fyller frekvent ut de lägre partierna av det småkuperade området (Daniel 1980).



Fig. 2. Utsnitt ur jordartskartan Helsingborg NO (SGU, Ae 42, Daniel 1980). Infälld rektangel motsvarar den detaljerade kartan i Fig. 4.

4 Hydrologi

Vatten som tillförs marken via nederbörd avdunstar åter till atmosfären, rinner av som ytvatten eller lagras temporärt i marken. Vattenbalanskvationen (1) uttrycker att dessa parametrars summa utgör den totala mängden nederbörd över en markyta (Grip 1994).

$$(1) \quad P = E + R + \Delta S$$

P = nederbörd

E = direktavdunstning och transpiration

R = yt- och grundvattenavrinning

ΔS = lagring

Enligt vattenbalansekvationen kan vatten som nått marken via nederbörd lagras (ΔS) i större eller mindre magasin, avrinna (R) som yt- och grundvatten eller avdunsta (E) från våta ytor, snö, bar markyta eller via vegetationen. Innan nederbörden avdunstar eller avrinner lagras det temporärt i olika magasin som i träd Kronor, på växter, snötäcken, markvatten och grundvatten (Grip 1994).

Grundvattenbildning sker främst över topografiska höjdområden med genomsläppliga jordlager där inströmning av nederbörd kan ske. Storleken på inströmning av vatten till ett grundvattenmagasin bestäms av jordlagrens genomsläpplighet och om grundvattensystemet är ett öppet eller slutet system. I ett öppet grundvattenmagasin sker nybildningen av grundvatten direkt från infiltrerad nederbörd. För slutna grundvattenmagasin tillförs vatten via randzoner eller läckage genom det semipermeabla lager som pålagrar magasinet. De ytliga jordmaterialens genomsläpplighet bestämmer mängden vatten som kan infiltreras och transporteras neråt från markytan. Då allt vatten inte kan tränga igenom ytskiktet rinner det av ytligt, antingen på markytan eller i rotzonen, mot lägre terräng där även utströmning av grundvatten sker (Fetter 2001).

Vid nederbörd över områden med hög genomsläpplighet blir ytavrinningen normalt låg, eftersom stora delar av nederbörden infiltreras ner i marken och lagras som mark- och grundvatten innan det rinner av mot vattendrag eller sjöar. Under växtsäsongen förbrukas en stor del av det infiltrerade vattnet under dess väg ner genom markvattenzonen och en mycket

liten del bildar grundvatten. Då nederbörds mängden är hög och markens infiltrationskapacitet överskrids bildas tillfälliga vattensamlingar på markytan och ytavrinningen ökar mot vattendrag eller sjöar. Områden som utgörs av sand och grus har hög infiltrationsförmåga, vilket gör att allt eller stor del av vattnet infiltreras och endast vid kraftiga skyfall kan ytavrinning förekomma (Fetter 2001).

Under perioder med hög nettoneederbörd stiger grundvattenytan i områden med hög genomsläpplighet. Detta kan ge upphov till en ökad hydraulisk gradient mot vattendragen, vilket leder till ett ökat grundvattenflöde mot och ut i vattendrag. Vattenståndet i bäckar och åar sammanfaller oftast med grundvattensytans läge i marken (Grip 1994).

Infiltrationen i marken drivs av gravitation och tryckkrafter som gör att vattnet färdas neråt. Då tryckgradienten avtar minskar även infiltrationskapaciteten och slutligen når den ett konstant värde som överensstämmer med den mättade hydrauliska konduktiviteten. Den hydrauliska konduktiviteten är ett mått på jordens vattenledningsförmåga och har stor betydelse för markens infiltrationskapacitet. Infiltrationskapaciteten och hydraulisk konduktivitet varierar med jordens fuktighetsgrad, dess textur och struktur, kornstorlek samt biologisk påverkan (Grip 1994). Enheten för den hydrauliska konduktiviteten anges i m/s och kan beräknas utifrån Darcy's lag (Fetter 2001):

$$(2) \quad Q = -KA (dh/dl)$$

Q = vattenflöde (m^3/s)

A = tvärsnittsarea hos det betraktade markskiktet (m^2)

K = markens hydrauliska konduktivitet (m/s)

dh = höjdskillnad mellan två närliggande punkter (m)

dl = avståndet mellan dessa punkter (m)

Undersökningsområdet är beläget i en isälvsavlagring med åsnät som kan indikera en heterogen sedimentuppbyggnad med varierande hydrauliska konduktiviteter och grundvattenflöden. Grundvattenytan i en isälvsavlagring befinner sig ofta nära markytan och nederbörd infiltreras direkt till den underliggande akviferen. Läckage av ett farligt ämne kan därför infiltreras direkt till grundvattenförekomsten och transporteras med grundvattnet som kan få förödande konsekvenser på en grundvattentäkt.

5 Principer för geofysiska metoder

5.1 Resistivitet

Resistivitetsmetoden syftar till att bestämma olika jordlagars elektriska strömningsmotstånd (resistivitet) i marken. Resistiviteten beror främst på jordpartiklarnas elektriska ledningsförmåga, porositet och porvattnets elektrolytiska egenskaper (Andersson *et al.* 1984). När elektrisk ström tillförs ett medium kan resistensen beräknas med Ohm's lag:

$$(3) \quad R = V/I$$

R = resistensen mellan två ekvipotentialytor (Ohm, Ω)

V = potentialskillnaden (Volt, V)

I = strömflödet (Ampere, A)

I fallet med en endimensionell ledare med längd (L) och arean (A) kan resistiviteten beräknas enkelt eftersom längden är proportionell mot resistensen och omvänt proportionell mot arean. Resistiviteten (ρ) kan därför beräknas enligt formeln:

$$(4) \quad \rho = VA/IL \text{ (}\Omega\text{m)}$$

där A/L är en geometrisk faktor.

Då marken är att betrakta som tredimensionell blir den geometriska faktorn mer komplicerad och beror bl.a. på elektroduppställningen. Det beräk-

nade resistivitetsvärdet är bara representativt för marken då denna betraktas som en homogen enhet. Eftersom detta sällan eller aldrig är sant så är det uppmätta värdet en skenbar resistivitet som motsvarar medelresistiviteten mellan markytan och strömmens nedträngningsdjup. Nedträngningsdjupet ökar med ökat elektrodavstånd, vilket innebär mindre mätpunktstäthet och sämre upplösning på större djup. Den skenbara resistiviteten beror i huvudsak på andelen markfukt, mängden lösta partiklar, kornstorlek, textur och struktur, organiskt innehåll och mineraltyp. Resistivitmätningar kan även användas för att visa föroreningars utbredning i marken. T.ex. klorid sänker markens naturliga resistivitet och kan därför lokaliseras då det förekommer informationen om markens sediment utifrån borrhningar (Aaltonen 2001).

Det förekommer tre huvudtyper av uppställningar: Wenner-, Schlumberger- och dipol- dipoluppställning¹. En typ av Wenner-uppställning är Wenneralpha-uppställningen. Denna består av två yttre strömelektroder (C_1 och C_2) mellan vilka strömpulsen sänds, samt två inre potentialelektroder (P_1 och P_2) som mäter den spänning som uppstår (Fig. 3).

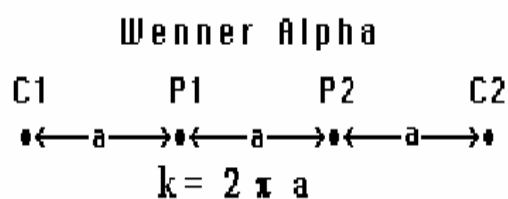


Fig. 3. Wenneralpha-uppställning (Loke 1999).

Elektroden som används under en mätning är placerade på lika avstånd (a), t.ex. $a = 2$ meter, $a = 4$ meter etc. Det är alltid bara fyra elektroder som används under en mätning, men under en hel mätepisode används alla elektro-

¹ Wenner-uppställningen är den som använts vid undersökningen och kommer därför att förklaras mer ingående. Vidare läsning om Schlumberger och dipol- dipoluppställningarna finns i bl.a. Reynolds 1997, s.427-433.

der med minimalt och maximalt avstånd för att få bästa resultat. När ström tillförs marken kan den skenbara resistiviteten genom en Wenner-alpha-uppställning beräknas enligt formeln:

$$(5) \quad \rho_s = 2\pi a \Delta V/I \ (\Omega m)$$

Fördelen med en Wenner-uppställning är att den har hög vertikal upplösning i ett medium med horisontella avsättningar och därför hög känslighet för laterala heterogeniteter.

5.2 Georadar

Georadar används för att lokalisera och djupbestämma föremål, grundvattnets läge, lagergränser, inre strukturer och djup till underliggande berg (Bjelm *et al.* 1982). Elektromagnetiska vågor inom spektrat för radarvågor (normalt 50 – 500 MHz) skickas iväg och tas emot med hjälp av en eller två antenner (Reynolds 1997). Antennens storlek och frekvens väljs utifrån det penetreringsdjup och upplösning som är relevant för undersökningen. Den valda frekvensen avgör storleken på antennen; lägre frekvens ger större antenn och högre frekvens ger mindre antenn. Lägre frekvens ger längre våglängd och därför större penetrationsdjup, men kan generellt inte upptäcka föremål som är mindre än halva våglängden (Bjelm *et al.* 1982). Högre frekvens ger lägre penetrationsdjup och större upplösning.

Det finns två typer av antenner, en där både sändare och mottagare är placerade i en antenn, och en där sändare och mottagare är var för sig. Då sändare och mottagare är separerade mäts centrumpunkten mellan de båda. Radiovågor sänds ut från sändaren flera 1000-tals gånger per sekund (Reynolds 1997). När radiovågorna färdas från ett medium till ett annat ändras hastigheten vilket gör att energi reflekteras tillbaka till mottagaren (Bjelm *et al.* 1982). De reflekterade signalerna registreras och skickas till en kontrollenhet med skrivare som är kopplad till antennen och skrivs ut på ett radargram. Radargram-

met ger en grafisk bild med vertikalskala i tid och en horisontalskala i meter. Vertikalskalan är angiven i nanosekunder och visar den tid det tar för en puls att färdas från sändaren till en reflektor i marken och tillbaka till mottagaren. Denna tid kallas även för ”Two Way Time” (Bjelm *et al.* 1982). Radargrammet matas fram i vald hastighet anpassad till undersökningen där avståndsregistrering görs för att lättare kunna veta var i verkligheten föremål befinner sig.

5.3 Självpotential (SP)

Självpotential är elektriska potentialskillnader som förekommer naturligt i marken där två olika material eller två elektrolyter med olika koncentrationer kommer i kontakt med varandra, eller då en vätska rör sig genom ett kapillärt system. Den naturliga markpotentialen består av två komponenter, en komponent som bestäms av elektrokemiska processer och en komponent som varierar med tid. Variationerna kan bero på flera faktorer, däribland kraftiga regnfall, jordens magnetfält, temperaturförändringar och framförallt grundvattenflöden (Reynolds 1997).

Självpotentialmetoden är en passiv metod där markens naturliga potential mäts mellan två punkter. Två ickepolariserande elektroder används vid mätningarna för att inte ge någon störning till den naturliga potentialen. Den ena elektroden är stationär och utgör baspunkten vid mätning och den andra förflyttas över undersökningsområdet. Elektrodernas markkontakt kan variera beroende på jordartstyp, kemiska variationer och fuktigheten i materialet, vilket utgör en felkälla.

Potentialskillnaderna som uppkommer då en vätska rör sig genom marken kallas även för strömningspotential. Strömningspotential uppkommer bl.a. vid grundvattenflöden genom marken, då vattnet fungerar som en elektrolyt som löser och transporterar olika mineraler i marken. Vattnet flödar från negativa till mer positiva potential-

värden. En ökning eller minskning av självpotential beroende på strömningspotentialen kan orsakas av en förändring av porositet, vattenmättnadsgrad eller permeabilitet. En ökning av porositet, vattenmättnadsgrad eller permeabilitet ger en ökning av självpotential och vice versa. Positiva anomalier kan även representera vattenflöden under markytan, utåtriktade flöden från enskilda sediment eller erhållas från material med hög lerhalt. Negativa anomalier kan orsakas av infiltration eller sprickor i berggrunden. En plötslig förändring av självpotentialen kan också uppkomma vid kontakt mellan två olika sediment (Davenport *et al.* 1985).

6 Tidigare undersökningar

1974 genomfördes de första grundvattenundersökningarna i området VSV Oderljunga. Syftet med undersökningarna var att tillgodose det ökande vattenbehovet i Perstorps kommun. Flera rekognoseringsborrningar gjordes för att bestämma akviferens mäktighet, lämpliga platser för provpumpning och för att erhålla lämpliga observationsbrunnar. Förundersökningarna visade att akviferens mäktighet på flera platser översteg 10 meter och uttagsmöjligheterna av grundvatten bedömdes vara goda till mycket goda (Perers *et al.* 1975). Flera undersökningar har därefter gjorts i området i syfte att undersöka förutsättningarna för ökat grundvattenuttag, för att bedöma vattenskyddsområdets erforderliga storlek och i samband med anläggning av en återinfiltrationsanläggning.

Mellan åren 1975-1997 borrades flera råvatten- och renvattenbrunnar norr och söder om vattenverket SO Toarp (Nelson 1975). Vattnet från råvattenbrunnarna återinfiltreras vid vattenverket, dels för att reducera järn- och manganhalterna, dels för att höja pH-värdet i grundvattnet. Vattnet är därefter tjänligt och pumpas upp i renvattenbrunnarna för att sedan distribueras i det kommunala ledningsnätet.

Ett vattenskyddsområde upprättades 1977 omkring vattenverket och råvattenbrunnarna för att skydda grundvattnet från att bli förorenat. Vidare undersökningar har gjorts för att utvidga vattenskyddsområdet till följd av de krav som ställs enligt nationella och regionala miljömål. Grundvattentäkten skall således skyddas från föroreningar under en överskådlig framtid med anledning av täktens stora betydelse för Perstorps kommuns vattenförsörjning (Jeppsson 2004).

7 Metodik

7.1 Positionering

GPS användes för att kunna positionsbestämma alla nyutsatta och befintliga observationsrör för att skapa en ny, lättöverskådlig karta över undersökningsområdet (Fig. 4). Resistivitetsprofilernas start- och slutpunkter positionerades för att redovisa deras läge på karta (Fig. 5). Felmarginalen varierade mellan 3-8 meter för varje mätpunkt. P.g.a. felmarginalerna så har mindre korrigeringar varit nödvändiga för att visa profilernas ungefärliga lägen i förhållande till varandra. Koordinaterna digitaliserades i programmet *Arc-View* med fastighetskartan som underlag i skala 1:10 000 (lantmateriverket.se).

7.2 Hydrogeologisk modellering

För att skapa en hydrogeologisk modell över området har grundvattennivåer uppmätts i befintliga observationsbrunnar från tidigare undersökningar utförda av VIAK AB 1974 (Fig. 4). I syfte att få en mer detaljerad bild av den hydrauliska gradienten mot Bäljaneån sattes fyra nya observationsrör ut SO återinfiltrationsanläggningen och med omedelbar anslutning till ån på ca 1, 3, 8 och 18 meters avstånd från denna. De nya rören drevs ner med handdriven skruvborr till ca 2,5 meters djup. Grundvattennivåer uppmättes ett flertal gånger med ljudlod under våren 2004. Utifrån grundvattenmätningarna har flödeskartor skapats i programmet

Surfer för att få en helhetsbild över hur grundvattnet rör sig i marken. Flödeskartorna konstruerade i Surfer visar dock ställvis orimliga flödesriktningar, detta eftersom de observationspunkter som användes för interpolation var tätt

placerade inom vissa områden och glesare inom andra. Därför har en handgjord flödeskarta gjorts enligt trepunktsmetoden (Fetter 2001) för att få en huvudsaklig bild av flödesriktningen inom området (Fig. 7).

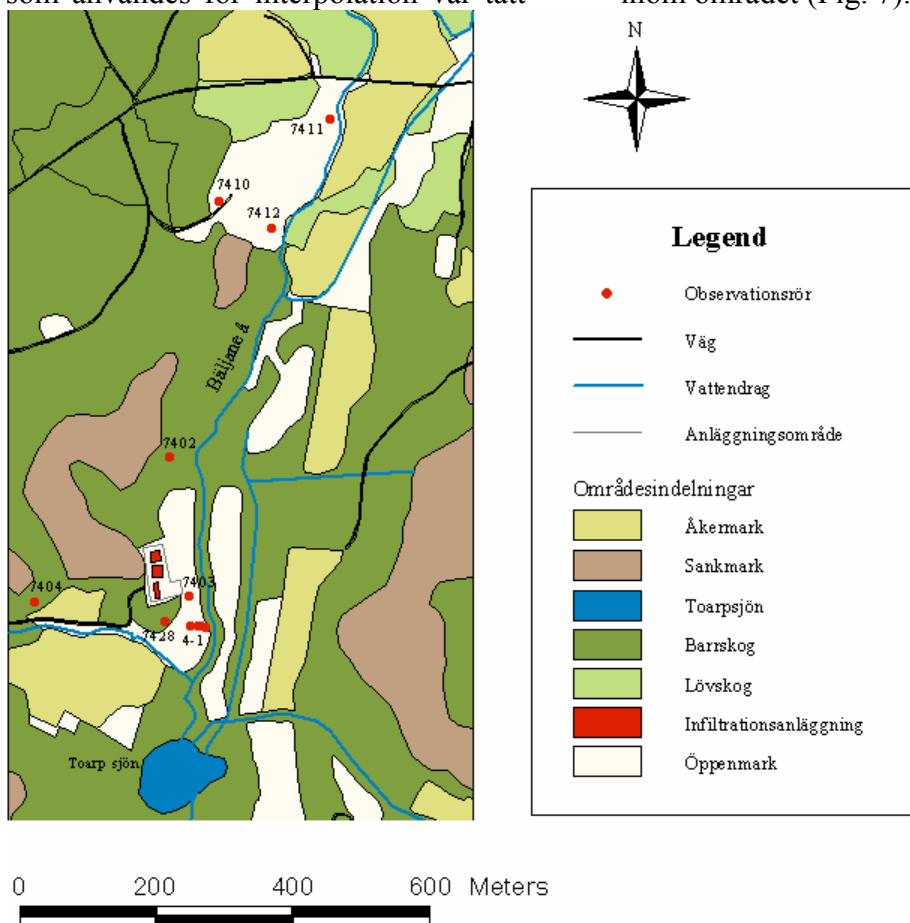


Fig. 4. Observationsbrunnar inom undersökningsområdet.

7.3 Resistivitets mätningar

Sju resistivetsprofiler utfördes med nollpunkten (första elektroden) intill Bäljaneån, och med en utsträckning ca 80 - 120 meter mot väster (Fig. 5). För att kunna använda mätdata från profilerna i en 3-D modell placerades de parallellt med varandra med ett inbördes

avstånd på fem meter. Resistivitetsmätningarna utfördes med en ABEM Terrameter SAS 4000 och tre stycken 100 meters multiledarkablar med fem meters uttagsavstånd. Då undersökningen krävde stor upplösning och mindre nedträngningsdjup valdes ett mindre elektrodavstånd på två meter, vilket gav en kabellängd på 40 meter. Eftersom profilerna varierar i längd varierar också de största nedträngningsdjupen, mellan 10 och 20 meter.

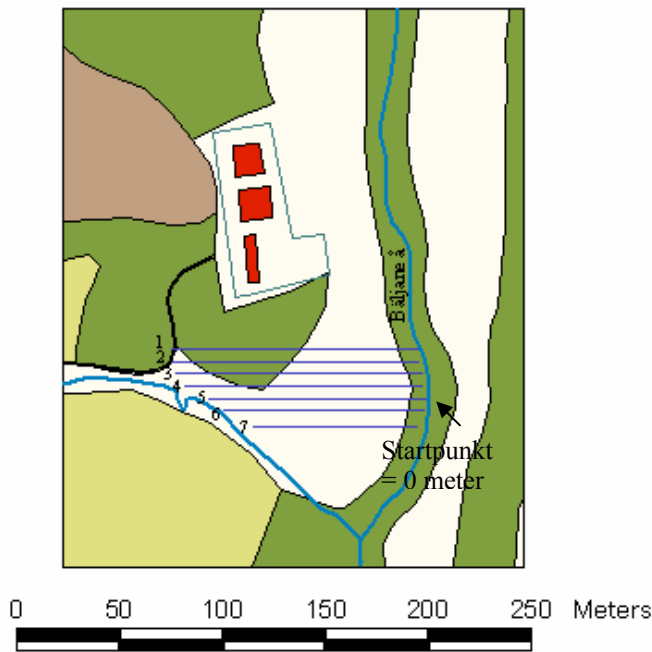


Fig. 5. Geofysiska undersökningsområdet.

Mätningarna utfördes med instrumentuppställningar 40 och 80 meter från Bäljaneån och resulterade i totalt 2334 mätpunkter längs med alla profiler. Vid varje mätning kopplar instrumentet in fyra elektroder med lika avstånd, varefter en strömpuls sänds ut mellan de två yttersta elektroderna samtidigt som spänningen mäts mellan de två innersta. Efter att alla mätningar med ett bestämt elektrodavstånd genomförts ökas elektrodavståndet tills alla mätningar slutförts (Fig. 6). Antalet mätningar med större elektrodavstånd är färre än de med kortare elektrodavstånd, vilket gör att antalet mätningar blir färre med ökat djup. Den största osäkerheten i modellerna förekommer därför på större djup och i ytterkanterna av undersökningsområdet/profilerna (Loke 1999).

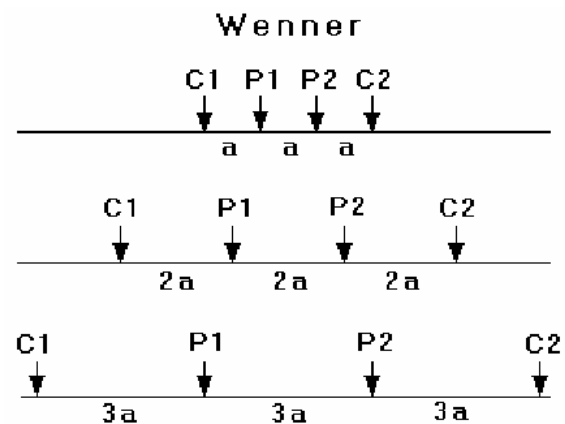
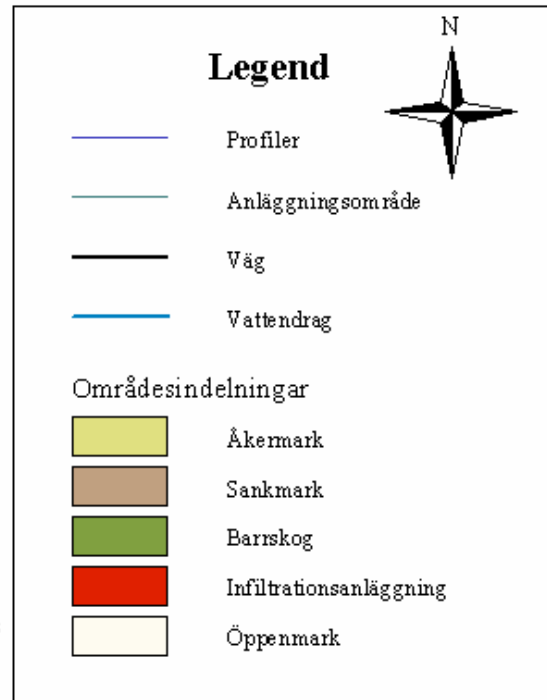


Fig. 6. Wenner-uppställning (Loke 1999).

Vid mätningarna beräknas den skenbara resistiviteten som ett medelvärde av markens resistivitet ner till största penetrationsdjup i en bestämd elektrodkonfiguration. Mätvärdena inverteras sedan i programmet *Res2dinv* och redovisas som resistivitetsmodeller längs de uppmätta profilerna. Modellerna överförs därefter till programmet *Erigraph* där de visualiseras i bättre färgskala för att tydligare åskådliggöra de gradvisa skillnaderna. Modellerna tillsammans med tabeller över olika materials resistivitet användes därefter för geologiska tolkningar.

7.4 Lokalt koordinatsystem

Inom undersökningsområdet för geofysiska mätningar upprättades ett lokalt koordinatsystem för de sju uppmätta profilerna för att kunna jämföra resultat från olika metoder, där x-axeln representerar längden på profilerna och y-axeln avståndet mellan dem. Nollpunkten för x-axeln är placerad intill Bäljane å och fortsätter mot väster. Profilernas längd varierar p.g.a. en bäck som korsar undersökningsområdets sydvästra del (Fig. 5). De profiler som kommer i kontakt med ån avslutades precis intill eftersom området söder om bäcken inte var av intresse för undersökningarna.

7.5 Avvägning

För att kunna visa topografin i de olika geofysiska modellerna har varje profil avvägts med en totalstation. Först avvägdes ett befintligt observationsrör (nr. 7404; Fig. 4) utplacerat 1974 (Perers *et al.* 1975) med angivande av absolut höjd. Därefter bestämdes höjden på observationsrör 7428, vilket använts som referenspunkt för övriga profilers höjdangivelser och de nyutsatta observationsrören. Mellan ån och åsen gjordes mätningar var femte eller tionde meter eftersom markytan är plan. Över åsen avvägdes varje halvmeter för att påvisa åsens verkliga ytform.

7.6 Provtagning av material till siktnalys

Provtagning av sediment för siktnalys utfördes i samband med skruvborring med GeoTech. De uttagna proverna är fyra stycken och har bedömts okulärt samt siktnalyserats på standardiserat sätt och redovisas i Bilaga 2-5.

7.7 Självpotentialmätningar

Tre mätningar gjordes under två dagar med två elektroder, 100 meter lång kabel och ABEM Terrameter SAS 4000 som voltmeter. Den ena elektroden placerades stationärt intill mätinstrumentet och användes som baselektrod medan den andra flyttades längs profilerna med fem meters mellanrum från 0-80 meter.

Vid punkter där det uppmättes orimliga mätvärden gjordes flera mätningar. Mätvärdena matades in i *Excel* för att sedan användas vid interpolation i programmet *Surfer*. Interpolationsmetoderna polynomial regression och kriging användes för att visualisera en översiktlig och en mer detaljerad modell av potentialskillnaderna inom undersökningsområdet. Utifrån modellerna skapades vektorbilder som visar potentiella grundvattenströmningar från negativa till mer positiva värden. Eftersom andra faktorer också påverkar självpotentialen i marken är tolkningar av grundvattenflödet inte helt enkelt.

7.8 Georadar

Georadarmätningarna genomfördes med en 500 MHz antenn som fördes över marken i så konstant hastighet som möjligt. Varje profil undersöktes i två etapper från 0-90 meter eftersom antennen var kopplad till en kontrollenhet med en ca 30 meter lång kabel. Då radarutrustningen endast kunde användas under en fältarbetsdag prioriterades områden med finsediment och torv i ytan för att mer noggrant kunna korrelera uppmätta lagerföljder. För att kunna jämföra radargrammet mot resistivetsmätningarna gjordes avståndsregistreringar varannan meter efter ett måttband som placerades längs profilerna.

7.9 MVS – Mining Visualization System

Mining Visualization System är ett tredimensionellt visualiseringsprogram som bl.a. används för att skapa modeller av jord och bergarters eller kemiska koncentrationers utbredning i tre dimensioner. Modellerna skapas normalt från borrhdata med redovisade jorddjup eller olika kemiska koncentrationer från olika djup. Värdena presenteras i en textfil som interpoleras med krigingmetoden och visar materialets eller ämnets utbredning. Interpolationsmetoden kriging används för att kunna visa statistik av t.ex. standardavvikelse för olika

punkter, vilket gör att modellen kan bedömas kvalitativt.

Att använda programmet till visualisering av resistivitetsvärden har troligtvis aldrig gjorts förut. Då resistivitetsvärden inte visar geologiska gränser skapas en textfil på samma sätt som för olika kemiska koncentrationer, dvs. olika värden placering i x, y och z-led. Därefter interpoleras de och en modell skapas. Programmet skapar en kubformad modell av mätdata, men mätpunkternas orientering har inte den formen då djupmätningar inte gjorts i ytterkanterna. För att modellen ska få rätt form och utbredning skapas en ny textfil som bara innehåller x, y och z värden för alla mätpunkter. Detta görs för att ange modellens yttergränser, vilka av programmet antas vara ett geologiskt lager. Därefter interpoleras endast de resistivitetsvärden som befinner sig inom detta "geologiska lager" vilket gör att osäkerheten minskar i ytterkanterna.

Höjden i profilerna har generaliserats eftersom variationerna är små. Därmed har även djupet på resistivitetmätningarna generaliserats. Alla avvägningpunkter har avrundats till närmaste halvmeter för att underlätta databehandlingen.

8 Resultat och tolkning

Morfologin inom undersökningsområdet har främst skapats under inlandsisens avsmältningssfas, vid vilken isälvsavlagringar i form av kullar, korta ryggar och åsnät bildades. Isälvsavlagringarnas storlek, utbredning och form bestämdes av vattenflödet i vattendragen, tillgången på sediment både i subglacialt och supraglacialt läge, samt områdets placering i förhållande med isranden. Isälvsedimentens morfologi och utbredning indikerar att dessa avsatts subaerilt mellan stagnanta isblock där åsarnas slutform skapats efter utsmältningen av inbäddade isblock. Kornstorleksanalysen från åsen visar på

osorterat sandigt grus med större block (Bilaga 5).

Borrprotokollet (VIAB AB 1974) vid punkt 7403, intill åsen vid det geofysiska undersökningsområdet, påvisar friktionsmaterial ner till 15 meters djup och därefter block eller berg. Punkt 7404, 200 meter i västlig riktning (Fig.4), påvisar att isälvsmaterial av sex meters mäktighet underlagras av morän. Resistivitetmätningarna över det åsformade isälvs materialet visar en övergång från hög resistivitet till lägre och sedan högre igen. De låga resistivitetsvärdena indikerar att det förekommer finsediment mellan under- och överliggande, grövre sediment. Dessa finkornigare avlagringar skulle kunna vara avsatta under en period av lugnare vattenflöden, avsatta över de basala grövre isälvsedimenten, åter följt av en period med högre vattenflöden under vilken avsatta finsediment inte eroderats bort utan överlagrats med en ny generation av grövre sediment.

8.1 Lokal hydrogeologi

Under våren 2004 gjordes fler mätningar av grundvattenytans läge i befintliga observationsrör och i nyutsatta rör placerade längs med profil 3 intill Bäljaneån. Grundvattenytan förekommer i de flesta fall nära markytan, vilket påvisar en öppen akvifer med genomsläppliga sediment. Grundvattenbildningen sker genom infiltration av nederbörd direkt till den öppna akviferen och anses ha goda till mycket goda uttagsmöjligheter (Perers *et al.* 1975).

Utifrån den första grundvattenmätningen 2004-02-17 har en flödeskarta konstruerats (Fig. 7). Denna visar en huvudriktningen för grundvattenflödet i den norra delen mot pumpbrunnen intill observationsrör 7410. I det mellersta området visar kartan att det sker ett grundvattenflöde mot råvattenpumparna norr om återinfiltrationsanläggningen. Vid det sydligaste området förkommer en flödesriktning mot Bäljane å. Denna riktning är troligtvis den naturliga flödes-

riktningen i dalgången, eftersom grundvattnet rör sig mot områden med lägre terräng och där det sker dränering. Inom de områden där råvatten pumpas ut från grundvattenmagasinet, för att sedan återinfiltreras, rearrangeras den naturliga flödesriktning med ett flöde mot brunnarna, detta på grund av de avsänkningstrattar som bildas runt varje brunn. Påverkan innebär dock endast en lokal förändring av grundvattenflödet. Influensområdet runt brunnarna kan beräknas då mängden utpumpat vatten är känt (Fetter 2001).

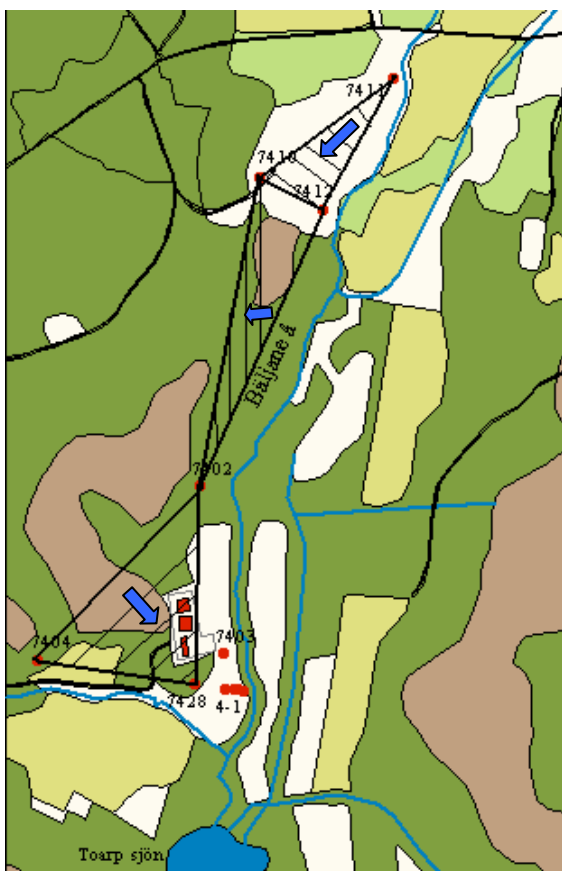


Fig. 7. Flödeskarta inom undersökningsområdet. Blå pilar indikerar det lokala grundvattenflödet, tolkat att gå vinkelrät mot konstruerade grundvattennivålinjer.

Grundvattenytans läge i observationsrören (1-4) längs profil 3 (Fig. 5) visar att grundvattenytan är högst belägen på 1 meters (obs-rör 1) och 18 meters (obs-rör 4) avstånd från ån (Fig.8).

Detta innebär att det finns två lokala vattendelare och en ledare längs med profilerna. Grundvattenledaren är belägen mellan svämsedimentet intill ån och torvsedimentet. Torvsedimentet befinner sig ca 5 till 30 meter från Bäljaneån med en grundvattendelare ungefär i mitten av sedimentet. Det är dock troligt att torven också fungerar som ett läckande lager med ett begränsat vertikalt grundvattenflöde till det underliggande grundvattenmagasinet. Under tidig vår, vid snösmältningen, fanns ovanpå torven en mindre vattensamling som indikerar att grundvattenytans läge var över markytan och att porerna i torven var fyllda till den maximala vattenmättnadsgraden. Torven har lägre permeabilitet än omkringliggande lager, vilket leder till att vattnets uppehållstid är längre i torven, vilket också kan orsaka en höjning av grundvattenytan vid nederbörd.

I sedimenten väster om torven förekommer troligtvis ett grundvattenflöde mot renvattenpumparna vid återinfiltrationsanläggningen eftersom detta område befinner sig inom influensområdet för brunnen. Den svagt lutande hydrauliska gradienten mot anläggningen kan bero på den utjämnande effekten från det infiltrerade råvattnet.

Huvudriktningen för grundvattenflödet anses ändå vara mot Bäljaneån eftersom grundvattenytan är absolut lägst där, innebärande en tredimensionell strömningsbild. Grundvattnet i sedimenten väster om torven flödar troligtvis i litet skala mot bäcken strax söder om undersökningsområdet (Fig.8), vilken också fungerar dränerande. Detta ger en komplex flödesbild inom det geofysiska undersökningsområdet, svårtolkad utifrån endast en grundvattenprofil.

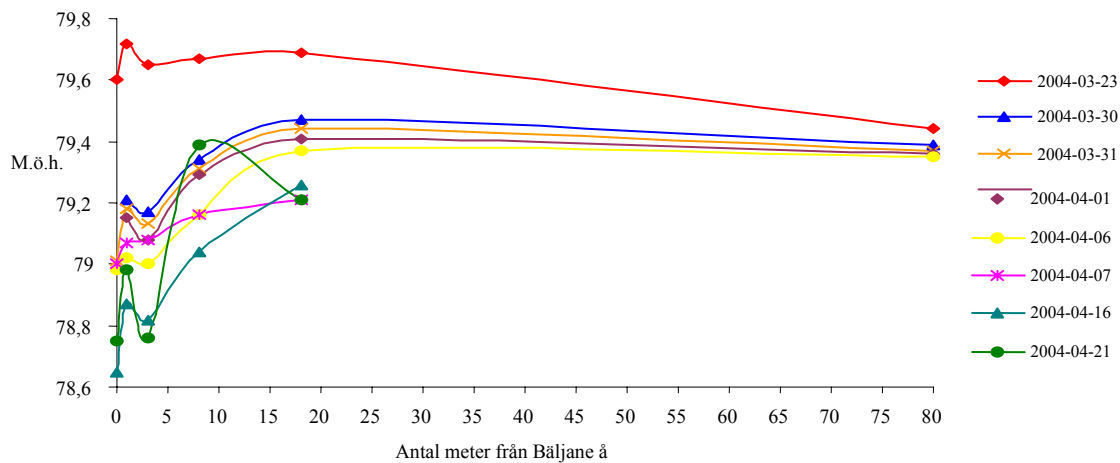


Fig. 8. Grundvattenytan längs med profil 3, läge se Figur 5.

8.2 Resistivitet

Resistivitetsmodellerna (Fig. 10, 1-7) anses överensstämma bra med uppmätta resistivitetsdata och vara av god kvalitet eftersom minsta residualen inte överstiger 1,6 % efter invertering i *Res2dinv*. Grundvattenytan kan inte återfinnas i modellernas östra delar, troligen p.g.a. att materialet utgörs av finsediment och övergången från torrt till fuktigt material sker gradvis. Under åsen i väster sjunker resistiviteten kraftigt, från flera tusen till ca 1000 Ωm , vilket kan indikera övergången från torrt isälvs-material till fuktigt. De höga resistivitetsvärdena i åsen kan också bero på hög blockhalt i sedimentet, kombinerat med det torra materialet och hög lufthalt i porerna.

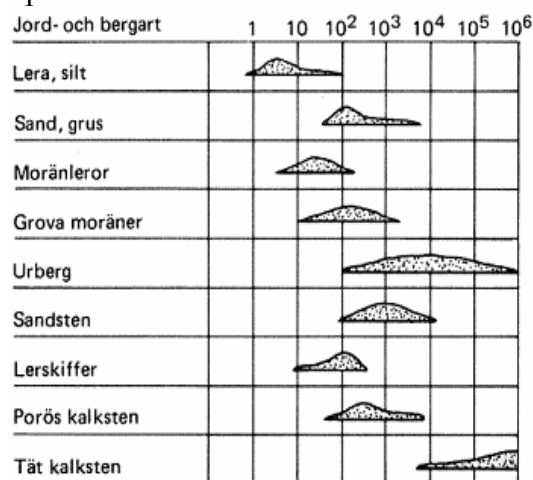
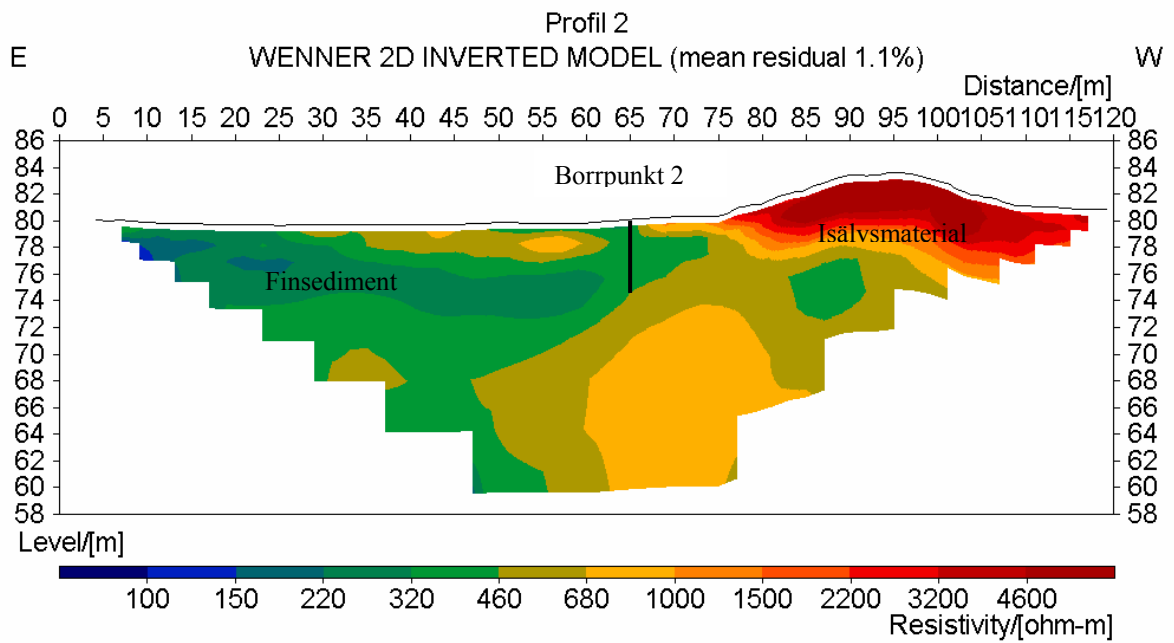
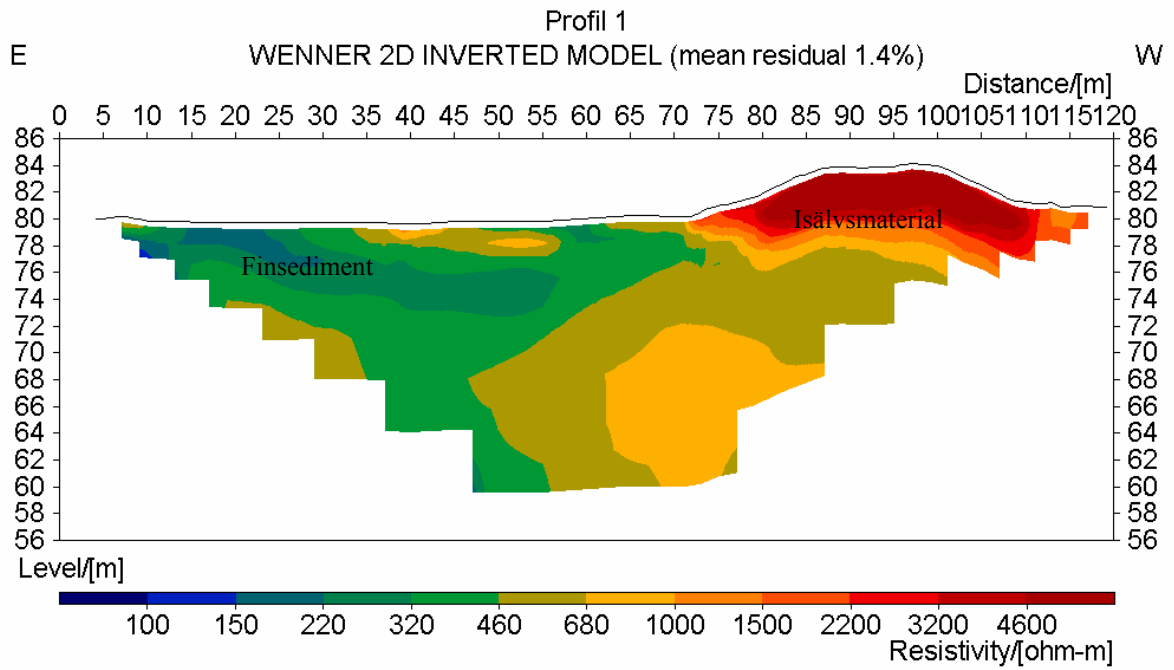
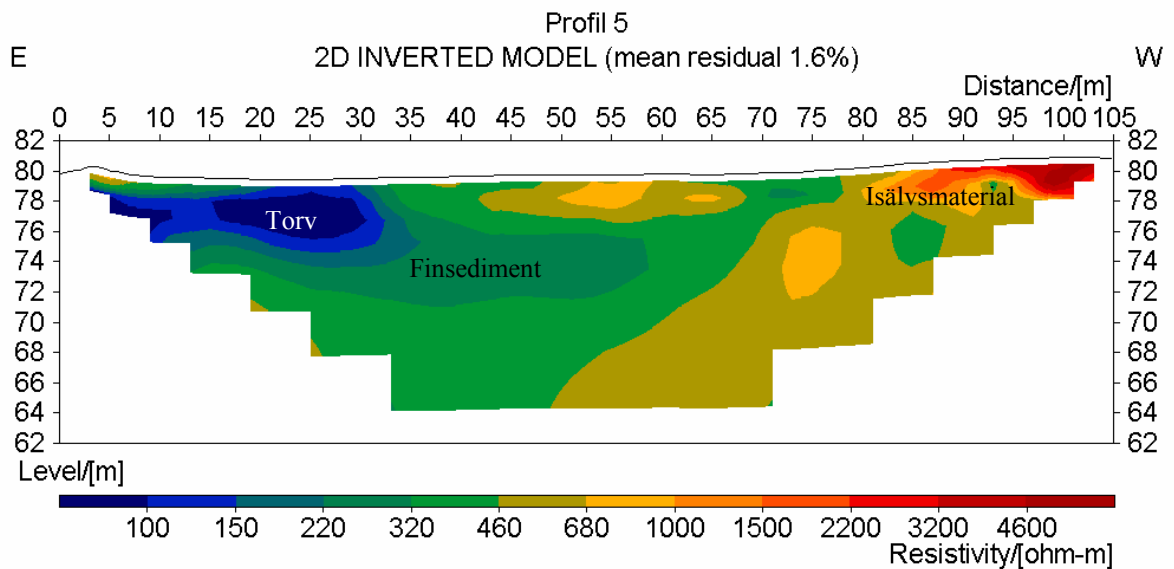
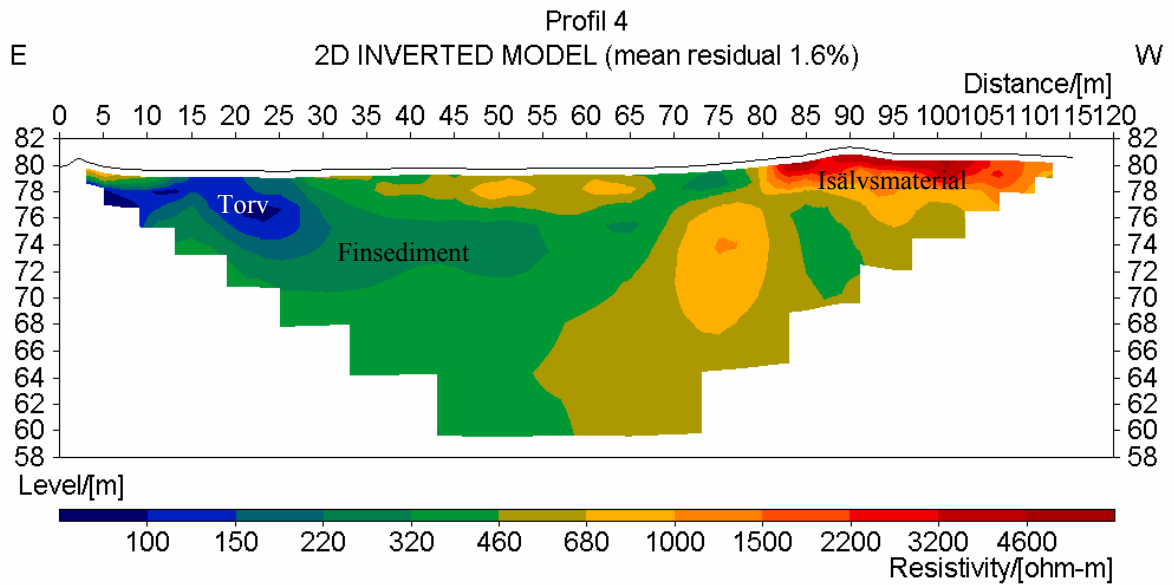
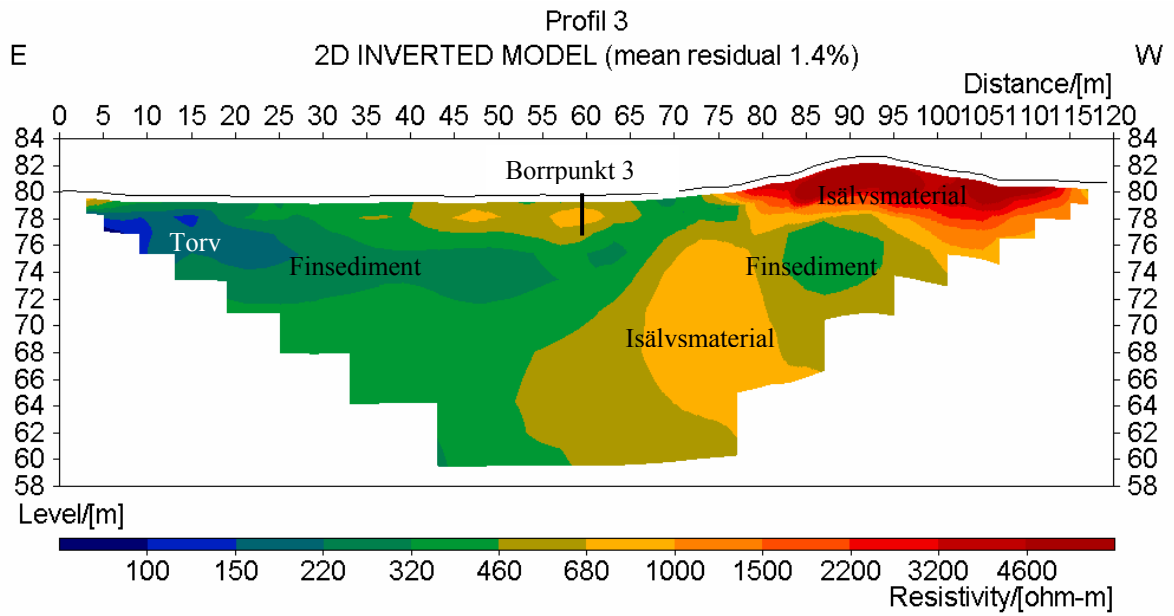


Fig. 9. Resistivitetsvärden för olika geologiska material (Andersson *et al.* 1984).

Tolkningar av modellerna har gjorts utifrån resistivitetsvärden för olika material redovisade i Fig. 9 tillsammans med uppgifter om sedimenten från borrhningar inom området (Bilaga 1). Vid borrhpunkt 1 utgörs det översta lagret ner till ca 4,5 meters djup av torv som enligt modellen sträcker sig till ca 5 meters djup. Därefter övergår sedimenten till finsand med bäddar av siltig mellansand. Resistivitetsvärdena mellan dessa två lager skiljer sig väldigt lite, vilket kan leda till mindre fel i modellen. Alla modeller visar att det förekommer finsediment i de västra delarna, men att torvens mäktighet avtar norrut. Mellan ca 40-70 meter i modellerna förekommer ett ytlager som enligt borrhningen i punkt 2 utgörs av mellansand till grovsand. Modellerna åskådliggör att detta lager övergår till finsediment, medan borrhningen visar att det med ganska hög sannolikhet övergår till isälvs-material. Borrhningen i punkt 3 redovisar att det översta lagret utgörs av mellansand till finsand med underliggande block, troligtvis isälvsediment.





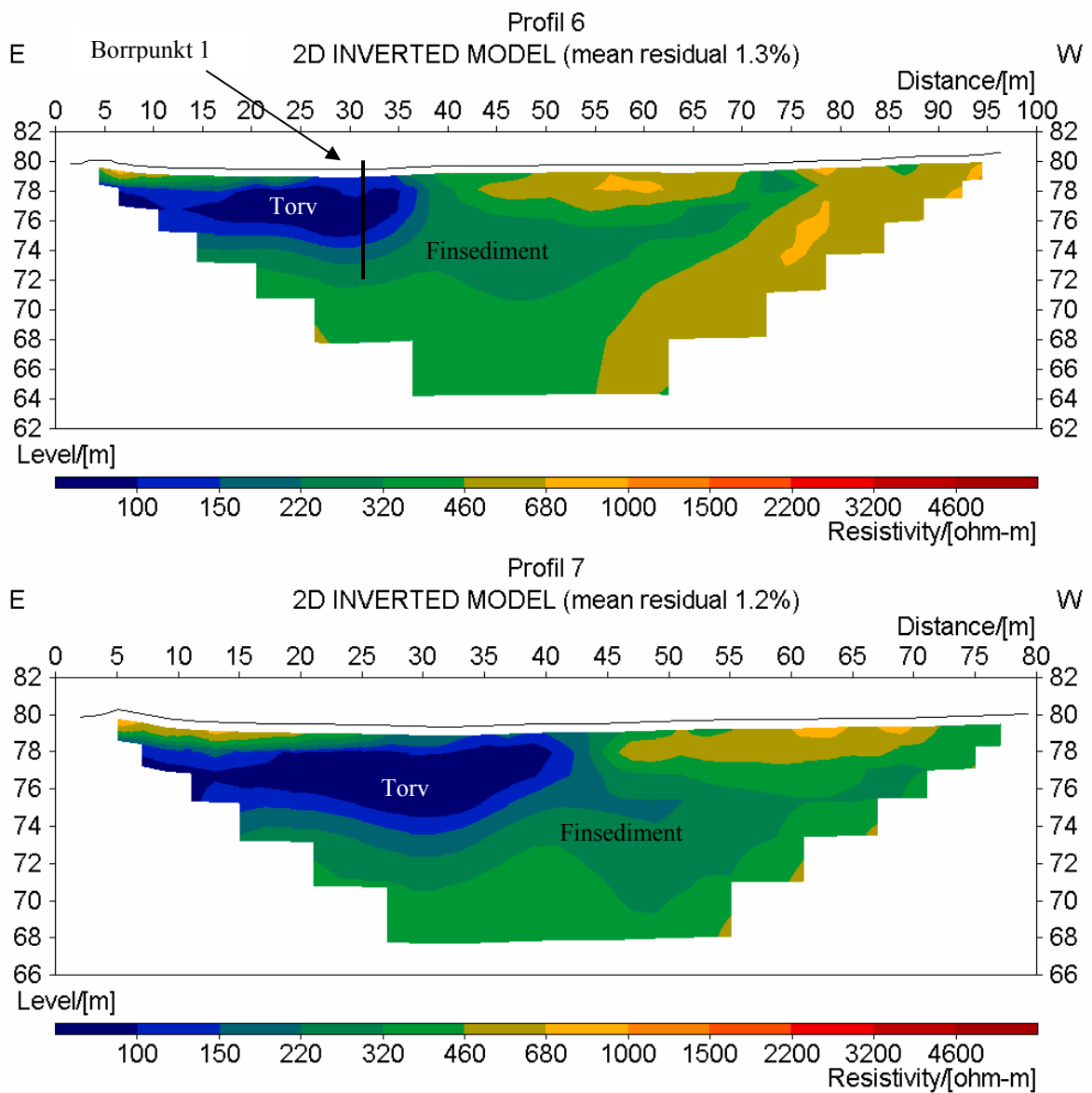


Fig. 10. Profil 1-7, tvådimensionella resistivitetsmodeller. Profilernas läge framgår av Fig. 5.

8.3 Självpotential

Tolkning av SP-modellerna har utförts enligt grundprinciperna för potentialvariationer redovisade i kapitel 5.3. Den generella modellen (Fig. 11) av sp-mätningarna visar en negativ SP-gradient

mot Bäljane å. Gradienten tolkas som orsakad av ett grundvattenflöde mot ån, då det är känt att grundvatten strömmar från lägre mot högre potential, vilket stämmer bra överens med den hydrologiska flödeskartan (Fig. 7).

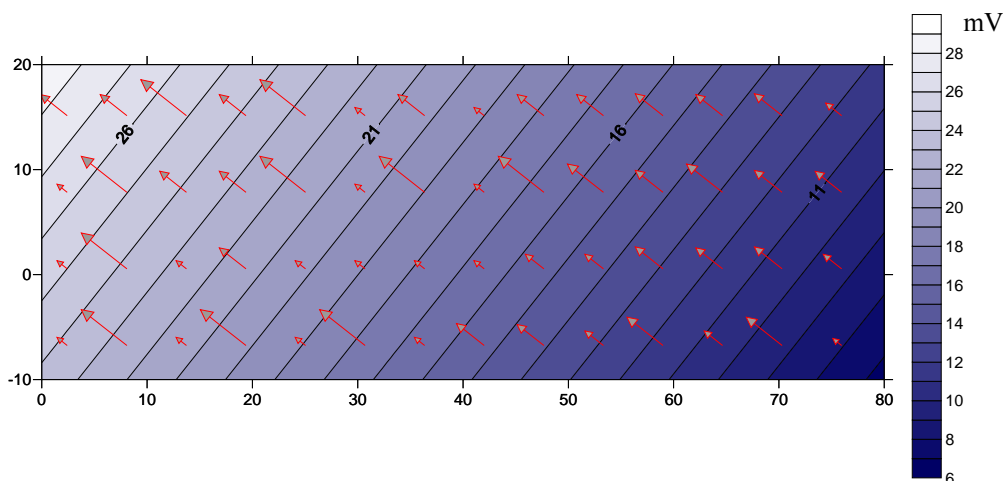


Fig. 11. Generell modell av grundvattenflödets huvudriktning (pilar), tolkad från SP-mätningarna.

Den detaljerade modellen (Fig. 12) påvisar en komplex SP-bild inom det geofysiska undersökningsområdet, vilken är svårtolkad eftersom flera faktorer ger upphov till potentialskillnader (se kapitel 5.3). Detta gör det svårt att göra en detaljerad tolkning av grundvattenflödet. Den komplexa bilden kan bl.a. bero på att det förekommer vertikal strömning i markens övre delar, medan det längre ner sker horisontella flöden. Även temperaturskillnader och bitvis frusen mark kan vara en förklaring.

Modellen visar att det förekommer ett lokalt självpotentialmaximum vid torven. Grundvattennivåmätningar (Fig. 8) har visat att grundvattenytan är som högst här, varför det inte är troligt att potentialmaximat orsakas av att grundvatten strömmar mot torven. En möjlig förklaring kan vara att potentialmaximat orsakas av vertikalt flöde

genom sedimenten. Enligt Davenport kan det uppstå positiva anomalier om det sker ett utåtriktat flöde eller om det är hög vattenmättnad (1985). Då det är högst troligt att torven i området har mer bundet vatten än de omkringliggande sedimenten är detta också en möjlig förklaring. De negativa värdena som uppmäts under åsen kan uppkomma till följd av infiltration i isälvsedimentet.

Det går att urskilja ett liknande mönster i den detaljerade modellen som också förekommer i topplagret av den tredimensionella modellen (Fig. 14). Strukturerna sträcker sig i nordost till sydvästlig riktning, vilket kan vara en indikation på att självpotentialmätningarna även ger information om övergången mellan olika geologiska material i ytlagret.

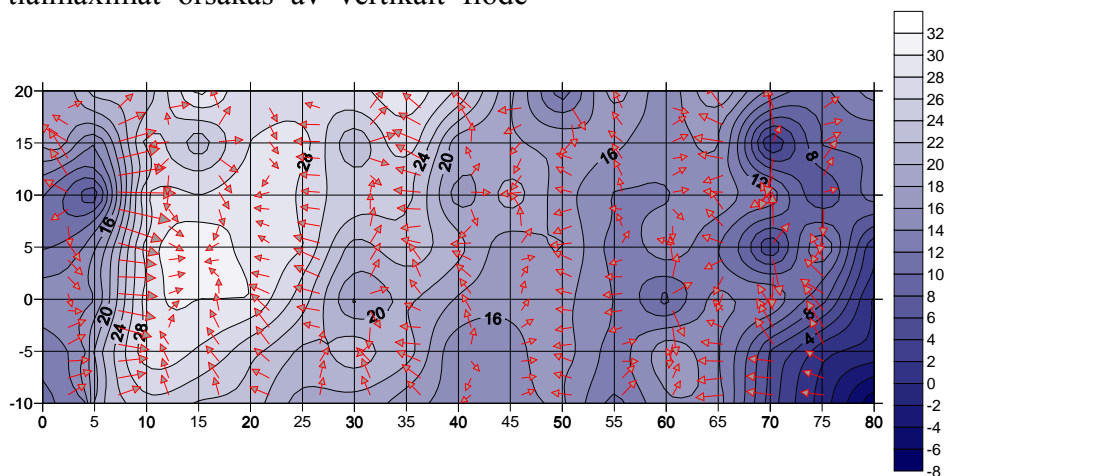


Fig. 12. Detaljerad modell av grundvattenflödet tolkat från SP-mätningarna.

8.4 Georadar

De strukturer som kan urskiljas i radargrammen är grundvattenytan och några otydliga inre lagerstrukturer eller övergångar. Eftersom radargrammen inte är digitala kan de inte processeras, vilket leder till att grundvattenytan lutar där det sker hastighetsförändringar i jordlagren. Radargrammen redovisas i Bilaga 2. De radargram som erhöles från undersökningarna visade att nedträngningsdjupet blev för litet och kunde därför inte användas för korrelation mot resistivitetsmodellerna. Vid undersökningar med lägre frekvens kan radar

dock vara ett bra komplement till resistivitetsmätningar och borrhningar för att kunna urskilja olika lagers utbredning.

8.5 MVS - Tredimensionell modell

Figur 13 visar var de uppmätta resistivitetsvärdena befinner sig i x, y och z-led. Djupskalans förhållande till de andra axlarna är 1:1:1. Färgskalan visar de lägsta värdena med blått och de högsta värdena med rött, däremellan redovisas värden med en linjär skala.

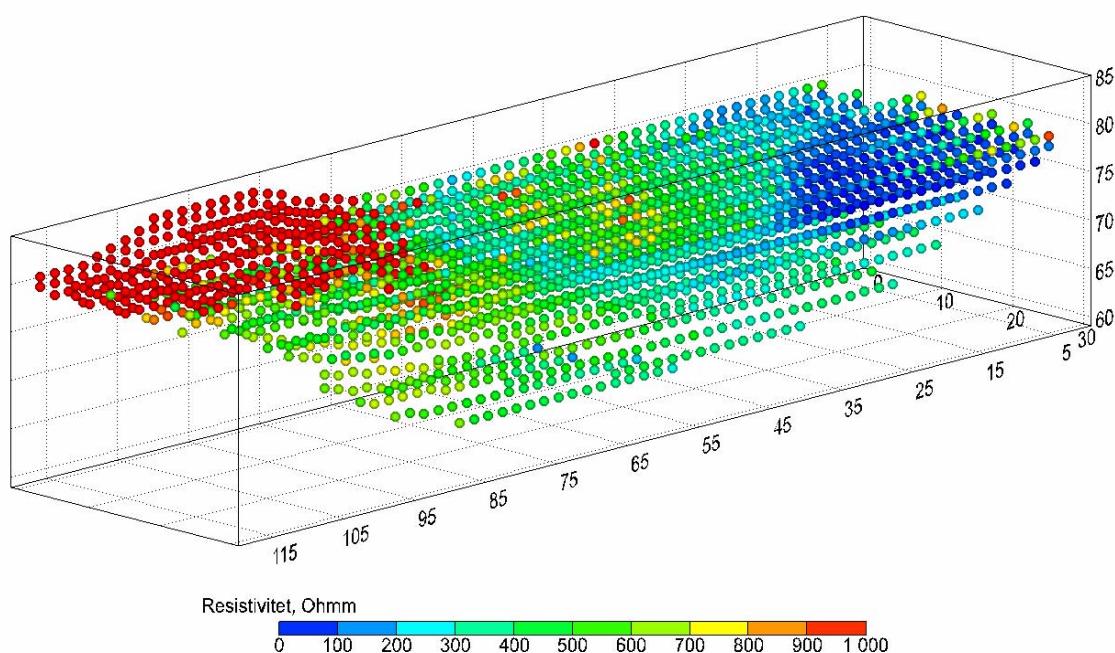


Fig. 13. Mätpunkter för skenbar resistivitet.

Figur 14a-b visar den tredimensionella modell, i olika vinklar, som programmet *MVS* skapat efter interpolation. En stor del av mätvärdena är lägre än 1000 ohmm, varför färgskalan har ändrats och rött representerar

nu värden över 1000 ohmm. Den interpolerade tre-dimensionella modellen stämmer väl överens med de redovisade 2-d resistivitetsmodellerna som inverterats i programmet *res2dinv*.

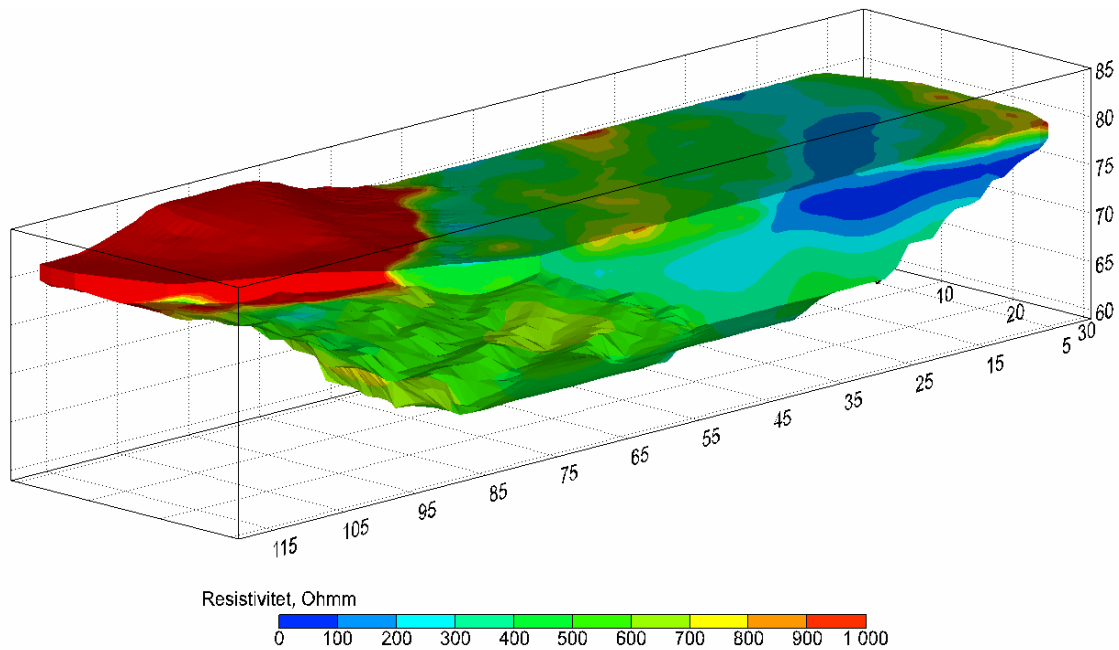


Fig. 14a Modell sedd från SV.

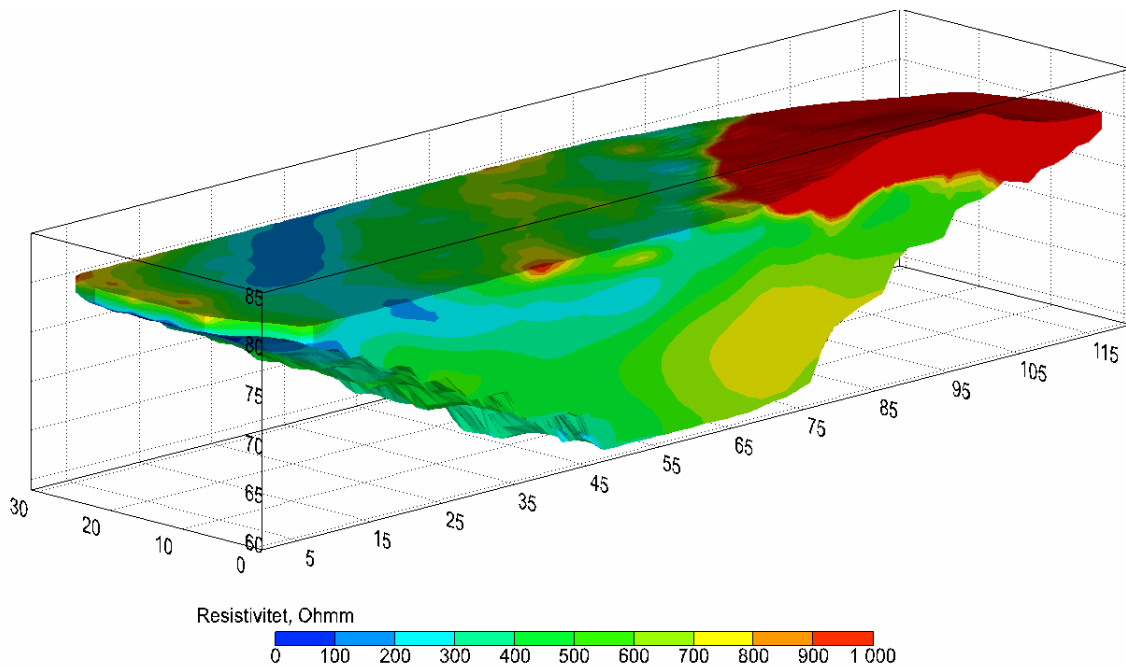


Fig. 14 Modell sedd från NO.

Ett annat sätt att visualisera resistivitetvärden är att välja ett visst värde och ange om modellen ska visa värden som befinner sig över eller under det valda värdet. Figur 15 och 16 visar resistivitetvärden under 200 respektive 400 ohmm, medan Figur 17, 18 och 19 visar resistiviteter över 400, 600 respektive 800 ohmm. Värden under 200 ohmm representerar torvsediment och finsediment, vilka har samma resistivitetvärden. Fig. 16 visar tydligt att

största delen av de finkornigaste sedimenten är belägna intill Bäljaneån. Modellen för resistivitetvärden under 400 ohmm (Fig. 16) visar torvsediment tillsammans med mer sorterade jordarter med kornstorleksvariation mellan finsand och mellansand. Resistivitetvärden över 400 ohmm representerar i stora drag isälvs materialet beläget i de västliga delarna av området samt svämsediment i ytlager intill ån (Fig. 17). Figur 19 visar värden över 800 ohmm

där det röda området representerar is-
älvsediment ovanför grundvattenytan.
Det gula området under åsryggen kan
visa en annan åsrygg från en äldre gene-

ration av åsbildning inom området.
Hade det varit en bergskärna hade res-
istivitetsvärdena varit högre.

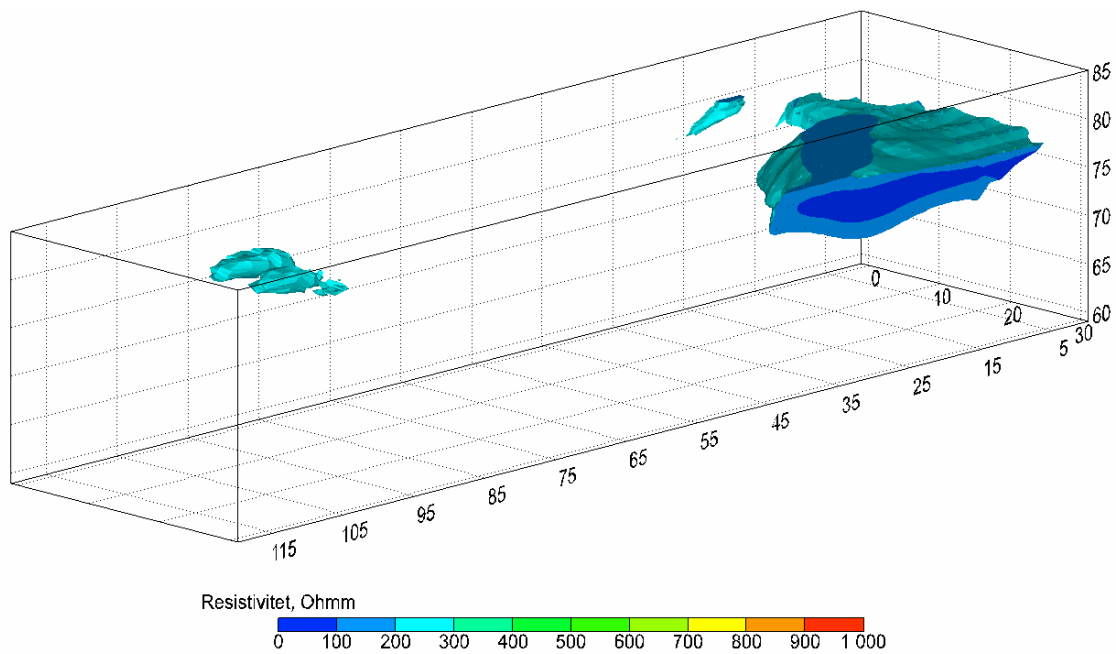


Fig. 15. Resistivitetvärden under 200 ohmm.

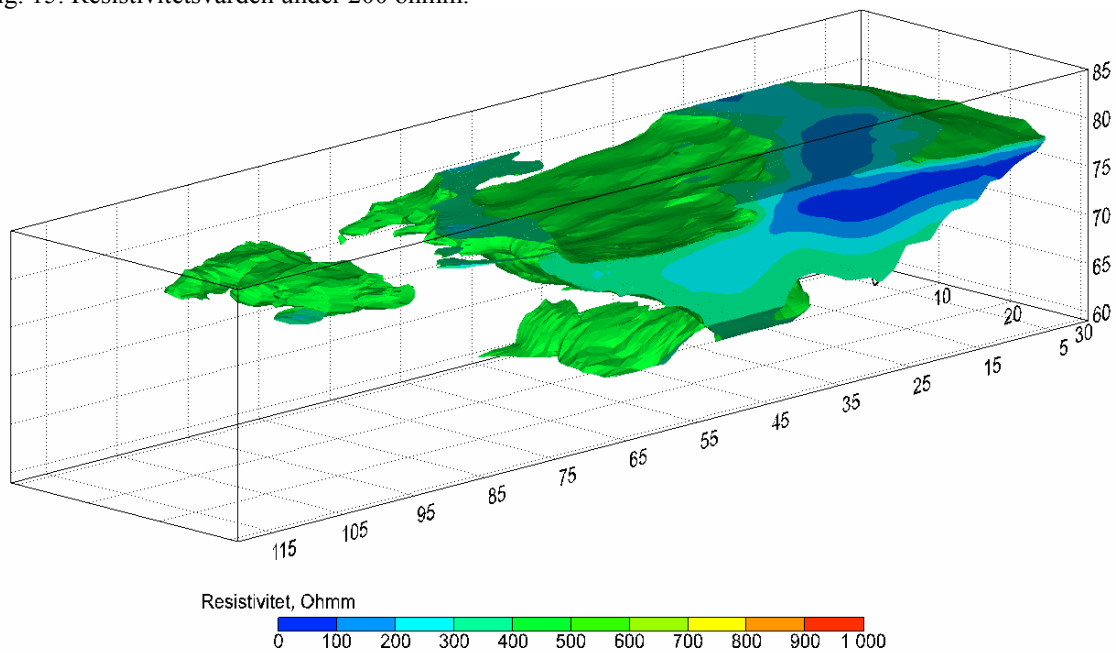


Fig. 16. Resistivitetvärden under 400 ohmm.

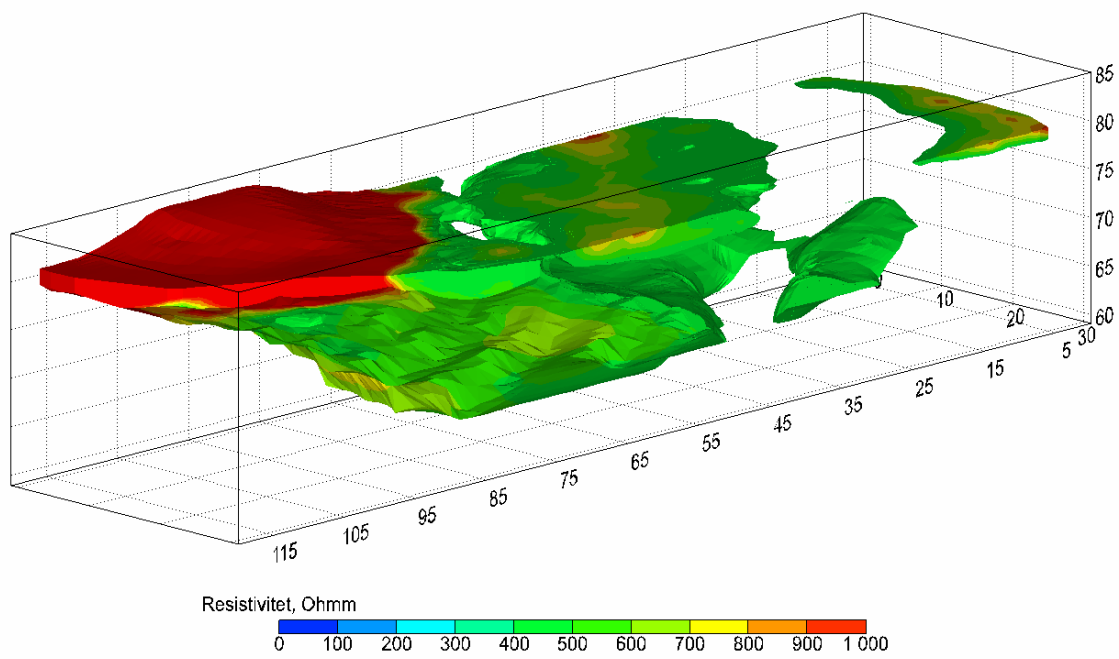


Fig. 17. Resistivitetsvärden över 400 ohmm.

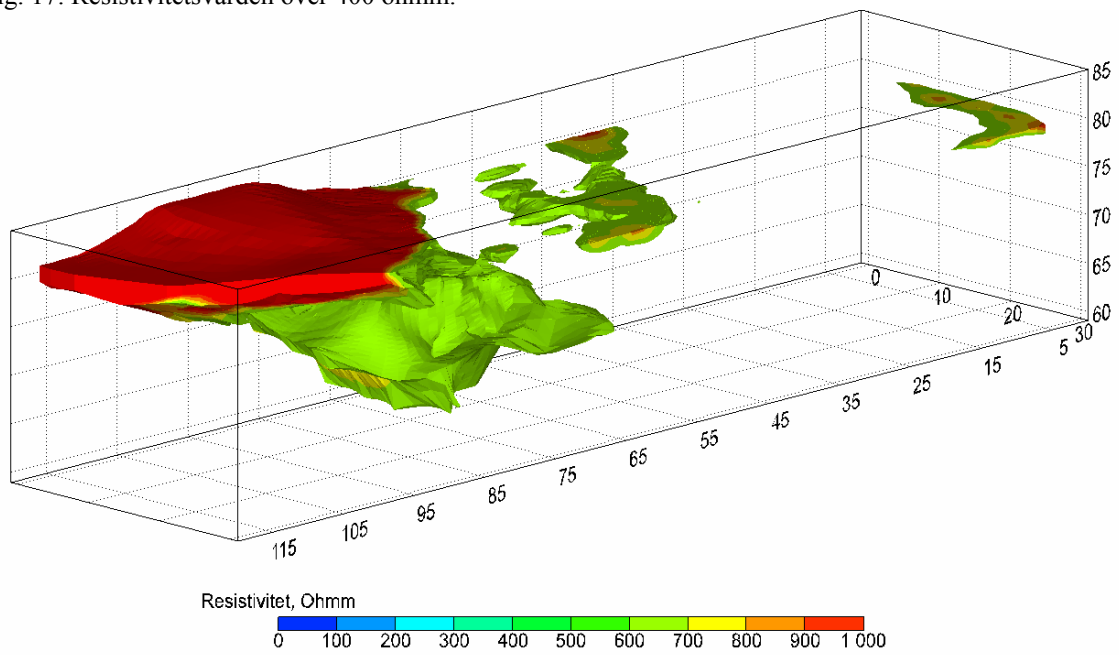


Fig. 18. Resistivitetsvärden över 600 ohmm.

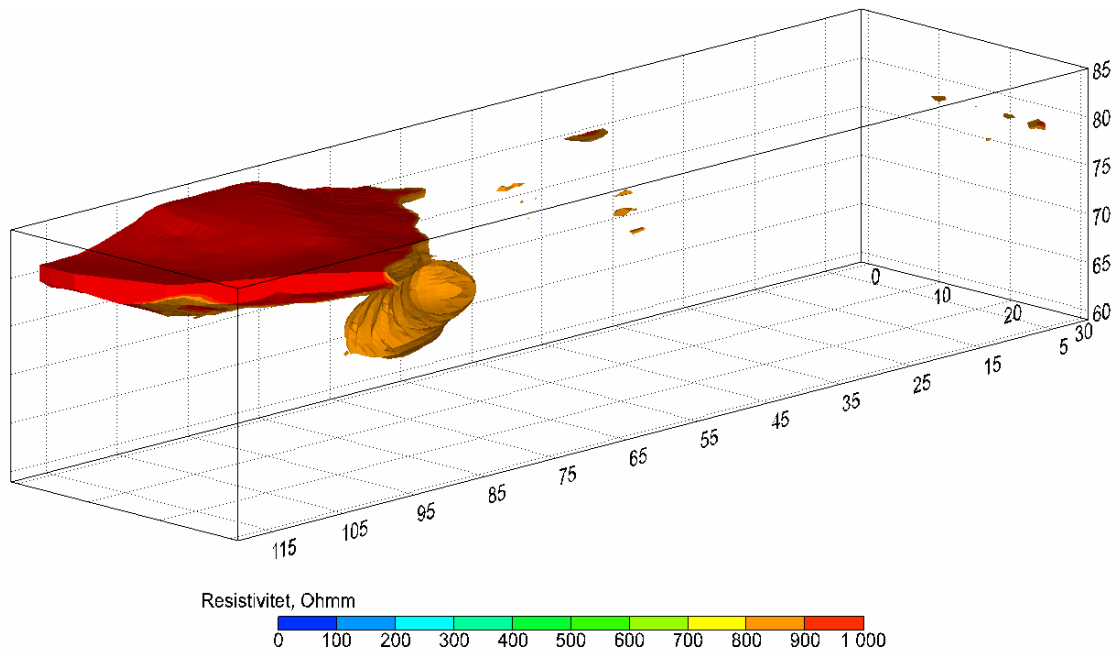


Fig. 19. Resistivitetsvärden över 800 ohmm.

Vid visualiseringar av resistivitetsvärden i tvådimensionella modeller är det svårt att få en uppfattning av utbredningen i horisontalld. Fig. 20-221 visar hur det är möjligt att beskära modellen i horisontalld efter önskemål,

vilket kan underlätta tolkningar av olika lagers utbredning. Modellen kan också beskäras i x- och y- led eller i olika vinklar, vilket möjliggör en visualisering av resistivitetsens utbredning på ett sätt som inte varit möjligt tidigare.

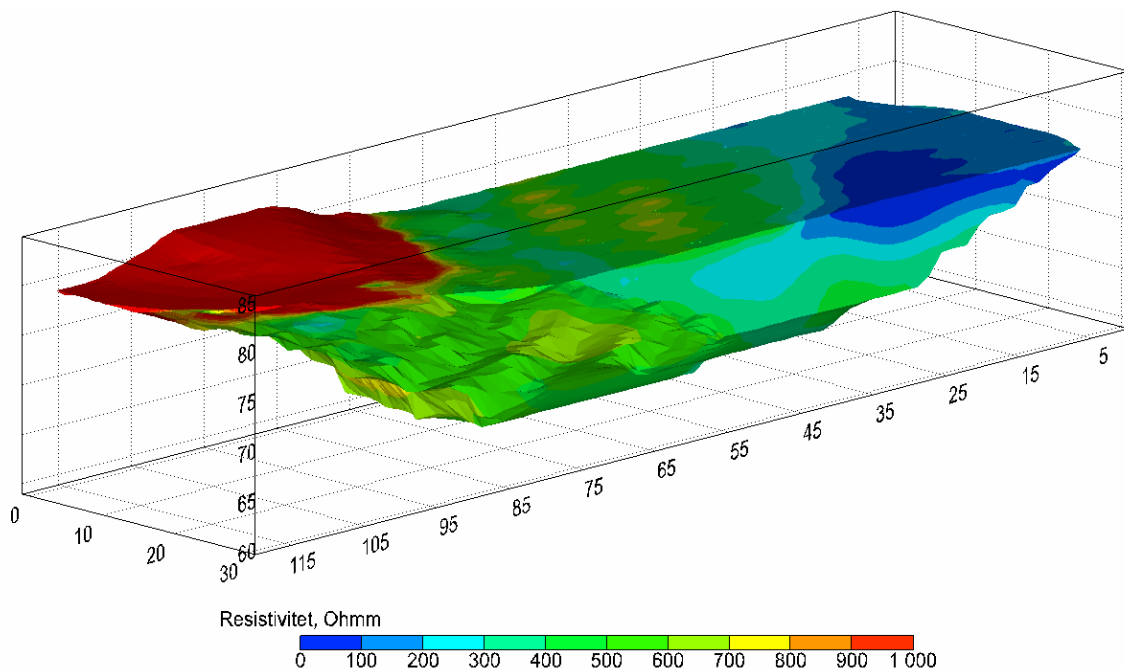


Fig. 20. Modellen sedd från SV med de två översta metrarna borttagna.

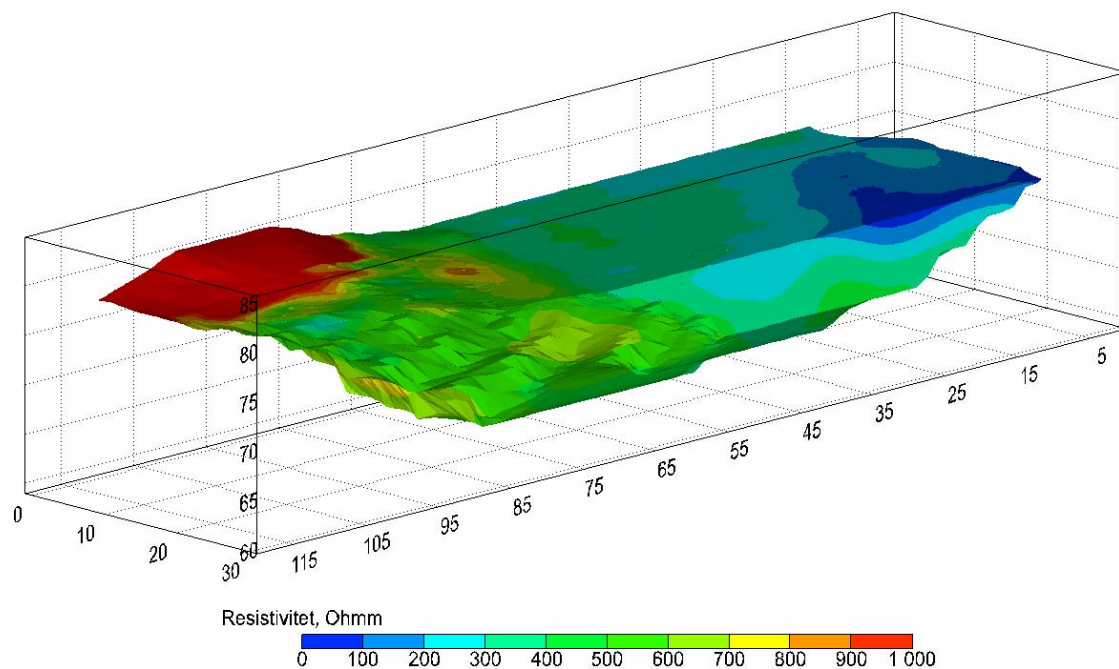


Fig. 21. Modellen sedd från SV med de fyra översta metrarna borttagna.

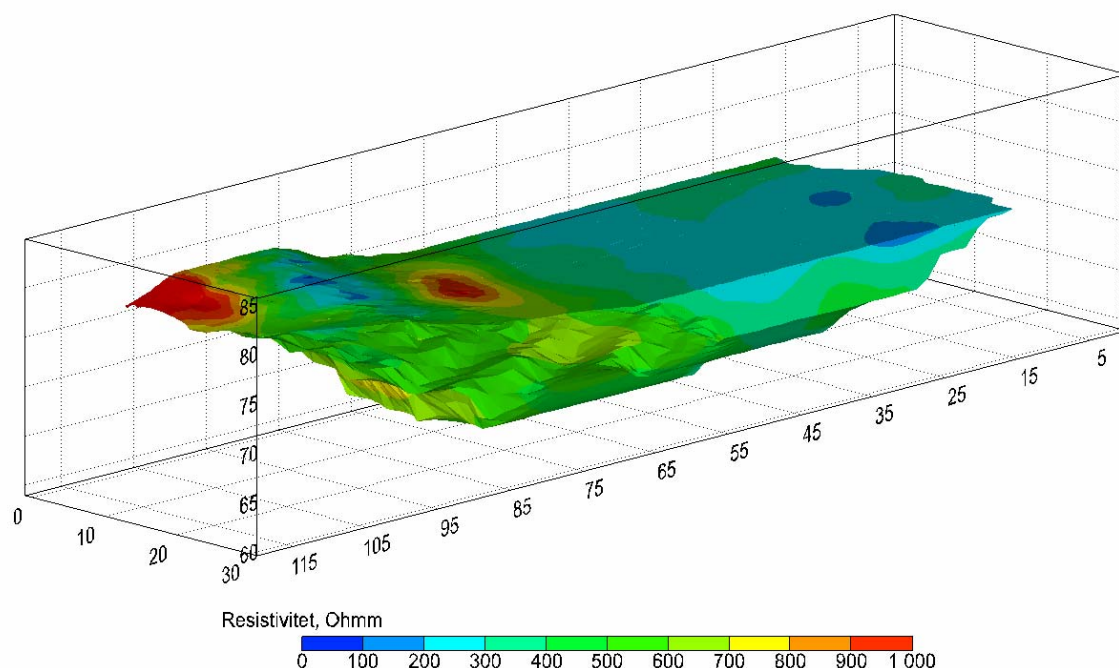


Fig. 22. Modellen sedd från SV med de översta sex metrarna borttaget.

9 Diskussion

I en isälvsavlagring är det högst troligt att det förekommer flera olika heterogeniteter som lokalt kan påverka grundvattenflödet. För att undersöka dess utbredning i vertikal- och horisontalld valdes tre olika geofysiska undersökningsmetoder, resistivitet, själv-

potential och georadar. Det är främst resistivitetmätningarna som visar sedimentens utbredning eftersom de har större nedträngningsdjup än radarmätningarna. Radarmätningarna gjordes för att kunna beräkna djup till lagergränser och för att korrelera dessa mot resistivitetmätningarna. Då nedträngningsdjupet blev begränsat till följd av de finkorniga sedimenten kunde resultaten

från radarmätningarna inte användas på det sätt som var planerat. Istället gjordes tre borrhningar inom det geofysiska undersökningsområdet för att bestämma lagergränser och kornstorleksfördelning i olika lager-enheter.

Resistivitetsmodellerna visar en bild av sedimenten som sannolikt bör stämma bra överens med verkligheten. Vid borrhpunkt 1 stämmer resistivitetsvariationerna för olika lagerenheter bra överens med uppmätt djup. Detta kan bero på de stora skillnaderna mellan de olika sedimentens porositet till följd av kornstorlekssammansättning och humushalt. Vid borrhpunkt 3 påträffades troligtvis isälvsediment på tre meters djup, vilket inte åskådliggörs i resistivitetsmodellerna. Vid båda punkterna förekommer sedimenten under grundvattenytan, vilket gör att vattenmättnadsgraden inte har någon betydelse för resistiviteten. Det är därför mer troligt att det är materialens porositet som överensstämmer, vilket gör att enheten visar liknade resistivitetsvärden.

Under åsen i väst, förekommer enligt modellerna ett finkornigare material mellan två grövre enheter. Skillnaden i kornstorleks-sammansättning och därmed sam-manhängande porositet kan vara en förklaring till de låga uppmätta resistivitetsvärdena. Hur denna lagerenhet påverkar grundvattenflödet är svårt att säga, men att det påverkar grundvattenflödet är troligt. Vid infiltration och grundvattenflöden kan vattnet till stor del transporteras runt denna heterogenitet, men dess ringa storlek har mindre inverkan på hela grundvattenflödet inom området.

Självpotentialmätningarna visar en generell grundvattenflödesriktning som stämmer överens med den hydrologiska flödeskartan och en detaljerad flödesriktning som är mer komplex. Den detaljerade flödesbilden kan vara missvisande då det förekommer punkter som skiljer sig från de omkringliggande punkterna. Dessa punkter med högre eller lägre värden kan variera beroende på skillnader i temperatur, elektrodens

kontakt med materialet, vattenhalt, etc. Om det hade varit en geologisk kontakt, dvs. spricka i berggrunden eller där ett sediment övergår till ett annat så hade det visats på flera närliggande punkter eftersom det endast är fem meter mellan mätpunkterna. Den detaljerade modellen visar dock liknande strukturer på överytan, vilka också visualiseras i den tredimensionella modellen, och kan därför anses stämma bra med verkligheten.

Geofysiska undersökningsmetoder kan vara ett bra hjälpmedel vid undersökningar av grundvattenflödet, men det är dock viktigt att poängtera att modellerna, skapade från resultaten av resistivitet- och självpotentialmätningarna, är tolkningar. Dessa kan ändå ge en bra bild av sedimentens utbredning och påvisa områden som t.ex. kan vara extra känsliga för föroreningsspridning. Då värden interpoleras med varandra kan även statistisk analys visa modellernas tillförlitlighet och därmed kan en kvalitativ bedömning göras. För att med större säkerhet fastställa sedimentens utbredning enligt resistivitetsvärden är borrhningar ett måste. Olika resistivitetsvärden kan då förknippas med olika sediment, vilket leder till mer kvalitativa tolkningar.

Fördelen med den tredimensionella modellen är att visualisering kan ske efter önskemål. Den interpolerade modellen kan bl.a. beskåras i alla riktningar eller visas som olika plymer med endast ett bestämt intervall av mätvärden. De olika plymerna (se Fig. 16-19) kan även volymberäknas då modellen har givna enheter. Då resistivitetsvärden kan förknippas med olika sediment kan volymberäkningar göras på bestämda material. Detta kan vara en fördel vid prospekteringar av t.ex. naturgrus eftersom modellen visualiserar djup och utbredning av materialet tillsammans med mängden. Samtidigt skall en viss försiktighet iakttas vad beträffar volymberäkningar då samma resistivitetsvärde kan föreligga för olika material med liknande porositeter. Det

är svårt att avgöra hur trovärdig modellen skulle bli om det varit glesare mellan profilerna och större elektrodavstånd, då detta ger större ytor som interpoleras med glesare mätpunkter. Det är därför viktigt att ifrågasätta den kvalitativa betydelsen hos modellen innan undersökningar utförs.

Visualisering av resistivitetsvärden i 3-D kan även vara ett bra hjälpmedel vid lokalisering av en förorenings utbredning i marken. Områden med hög andel lösta joner har generellt väldigt låg resistivitet och kan därmed urskiljas vid liknade mätningar. Detta kan vara bra då det förekommer en viss osäkerhet om föroreningen utbredning och ett område ska slutsäneras.

Programmet *MVS* är främst skapat för att visualisera geologi och föroreningsplymer i marken. För att en geologisk modell ska upprättas krävs ett flertal borrhningar för att lagergränser ska kunna interpoleras mot varandra. Om fler och djupare borrhningar hade gjorts i undersökningsområdet hade även en geologisk 3-D modell kunnat skapats. Detta hade varit ett bra komplement till resistivitetmodellen och radar mätningarna, men kan främst vara användbart inom ett större undersökningsområde där det förekommer ett större antal borrhade brunnar.

10 Vidare undersökningar

För att bedöma 3-D modelleringens lämplighet och användningsområde krävs att fler liknande undersökningar genomförs i bl.a. större skala. Den statistiskt fastställda säkerheten varierar med skalan och kräver därmed vidare analyser. Metoden kan möjligen användas vid prospektering av olika jordarter, därav behovet av en pålitlig modell.

11 Slutsatser

Undersökningarna visar att det främst är resistivitetmetoden som påvisar hete-

rogeniteter i marken. Visualiseringen av mätresultaten i programmet *MVS* ger stora fördelar till olika tolkningar, tolkningar som inte är möjliga i samma utsträckning i de tvådimensionella modellerna. Att modellen sedan kan kvalitetsbedömas utifrån statistisk analys gör det lättare att bestämma modellens trovärdighet. Att enbart basera modellen på resistivitetsvärden för tolkning av olika sediments utbredning ger osäkra slutsatser. Därför är borrhningar ett viktigt komplement till undersökningsmetoden då dessa ger verkliga djup till olika jordlager tillsammans med deras laterala utbredning. Radar kan också vara ett bra komplement till resistivitetmätningar, men det är då viktigt att välja den antennfrekvensen som passar bäst i de geologiska förhållandena som råder inom undersökningsområdet.

12 Tackord

Jag vill främst tacka mina två handledare Hans Jeppsson, SWECO VIAK Malmö, och Per Möller, Geologiska Institutionen Lunds universitet, för all hjälp och stöd under arbetets gång, ni har varit fantastiskt tålmodiga. Jag vill rikta ett stort tack till Malin Andersson för ett bra samarbete i fält, uppiggande afrikansk sång vid tunga skruvborrningar, bra diskussioner och stöd. Tack Kristoffer Naess för all hjälp vid de tunga skruvborrningarna. Ett stort tack till min sambo Attila Juhász för all hjälp i fält, granskning och rättning av arbetet, alla givande diskussioner och framför allt för allt stöd och uppmuntran. Tack Björn Holmqvist för hjälpen med borrhningarna och LTH för utlåning av borrhbandvagn. Tack Peter Ulriksen, LTH, för lån av Radar utrustning och för hjälp vid mätningarna. Jag vill slutligen tacka Johan Holmqvist, SWECO VIAK Malmö, för hjälpen med programmet *MVS*.

Referenser

- Aaltonen, J., 2001: ”*Geoelektriska Undersökningar för Övervakning av Grundvatten*” Sollentuna
- Andersson, O., Bergdahl, U., Nemeth, T., Nyberg, I., Stille, H., Svensson, P. L., Tenne, M., Viberg, L., 1984: ”*Fältundersökningsmetoder*”, Kapitel G08 i Avén, S., Stål, T., Wedel, P., (redaktörer) ”*Handboken Bygg: Geoteknik*”, Liber Förlag, Stockholm
- Bennet, M. R., Glasser, N. F., 1996: ”*Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*”, John Wiley & Sons, Chichester
- Bjelm, L., Follin, S., Svensson, C., 1982: ”*Georadar Som Undersökningsmetod*”, Avdelningen för Teknisk Geologi, Lunds Tekniska Högskola
- Daniel, E., 1980: ”*Beskrivning till Jordartskartan Helsingborg NO*”, SGU ser. Ae 42, Uppsala
- Davenport, G. C., Hadley, L. M., Randall, J. A., 1985: ”*The Use of Seismic Refraction and Self Potential Surveys To Evaluate Existing Embankments*”
- Fetter, C. W., 2001: ”*Applied Hydrogeology*”, 4: de utgåvan, Prentice-Hall, New Jersey
- Grip, H., Rodhe, A., 1994: ”*Vattnets Väg från Regn till Bäck*” Hallgren & Fallgren Studieförlag AB, Uppsala
- Jeppsson, H., 2004: Vattenskyddsområde Toarp – Tekniskt underlag, Hydrogeologisk beskrivning och Förslag till vattenskyddsområde, SWECO VIAK AB, Malmö
- Lindström, M., Lundqvist, J., Lundqvist, T., 2000: ”*Sveriges Geologi från Urtid till Nutid*”, 2:a utgåvan, Student Litteratur, Lund
- Loke, N. H., 1999: ”*Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys*”, www.abem.se
- Nelson, G., 1975: Perstorps kommun, ”*Program för utförande av rörbrunnar vid Oderljunga*”, VIAK AB, Stockholm
- Perers, J., Nelson, A., Landberg, J., 1975: Perstorps kommun, ”*Grundvattenundersökning: Geohydrologiska undersökningar inom området sydväst om Oderljunga*”, VIAK AB, Malmö
- Reynolds, J. M., 1997: ”*Introduction To Applied And Environmental Geophysics*”, John Wiley And Sons Ltd, UK
- Sandberg, S. K., Slater, L. D., Versteeg, R., 2002: ”*An integrated geophysical investigation of the hydrogeology of an anisotropic unconfined aquifer*”, *Journal of Hydrology* 267, 227-243.

Bilaga 1 Borrprotokoll

Borrpunkt 1 Profil 6, X30, Y25

- 0-3.00 Borrmix men huvudsak torv
- 3.00-3.30 Torv med vedrester, hög humifieringsgrad, Låg minerogenhalt och mörkbrun i färgen
- 3.30-3.60 Sandig torv med lägre humifieringsgrad och svart färg
- 3.60-4.55 Gyttja, hög minerogenhalt, glimmer, rester av rötter och grågrön färg
- 4.55-7.30 Finsand med mindre lager av siltig mellansand och grå färg PROV 1
- 7.30-7.53 Mellansand
- 7.53-7.70 Grovsand med små stenar
- 7.70-7.90 Silt med lite finsand
- 7.90-9.00 Finsand homogen PROV 2

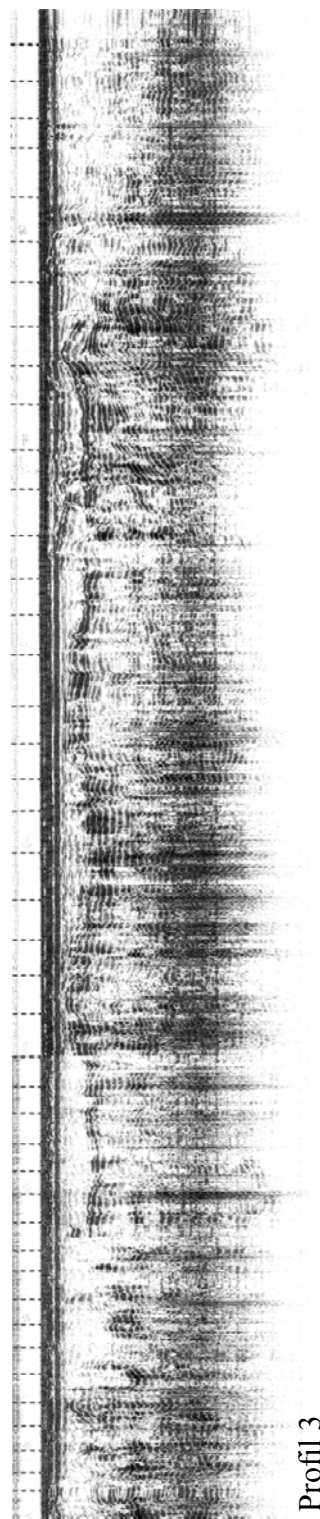
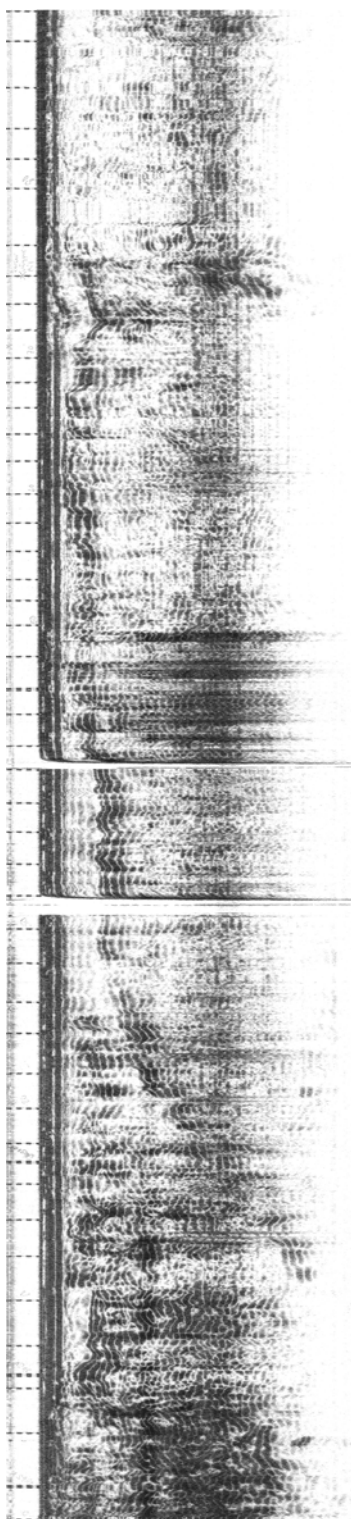
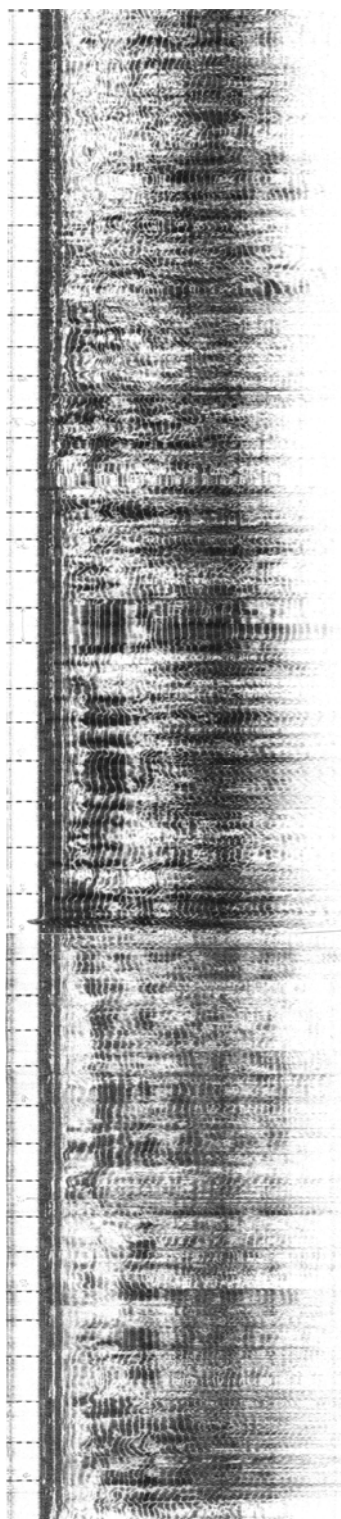
Borrpunkt 2 Profil 2, X65, Y5

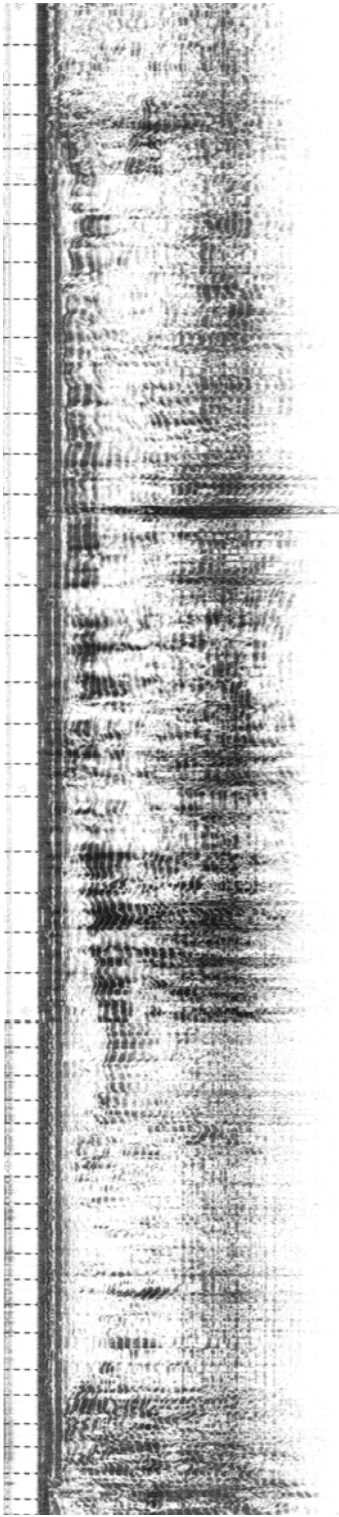
- 0-0.40 Brunjord, hög humushalt med rester av rötter
- 0.40-2.10 Mellansand med liten del silt, välsorterad och beige färg
- 2.10-2.15 Grovsand, välsorterad
- 2.15-5.25 Mellansand, mindre sorterad PROV 3
- 5.25- Stopp Låter som sten/grus, borren kommer ner lite men inget material följer med upp. Troligtvis isälvsmaterial.

Borrpunkt 3 Profil 3, X60, Y10

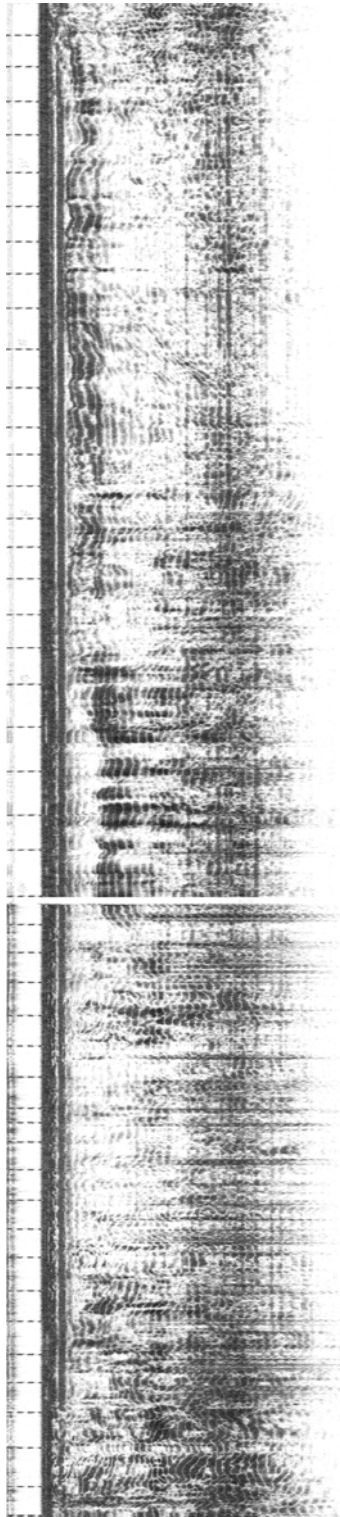
- 0- ca 3.00 Mellansand till finsand, välsorterad
- ca 3.00- Stopp. Troligtvis isälvsmaterial

Bilaga 2 Radargram

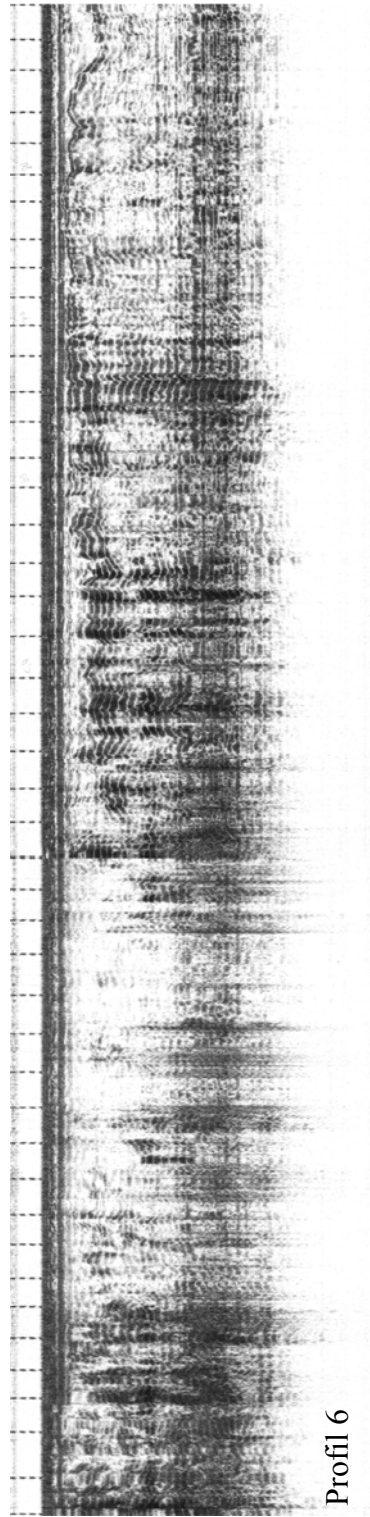




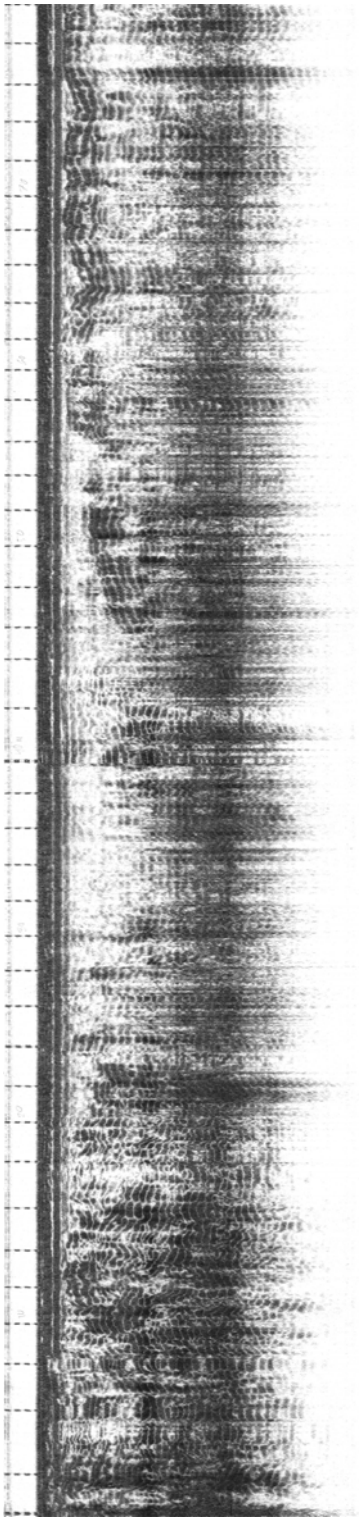
Profil 4



Profil 5



Profil 6



Profil 7

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

148. Olsson, Stefan, 2002: The geology of the Portobello Peninsula; proposal of a saturated to oversaturated lineage within the Dunedin Volcano, New Zealand.
149. Molnos, Imre, 2002: Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne.
150. Malmborg, Pär, 2002: Correlation between diagenesis and sedimentary facies of the Bentheim Sandstone, the Schoonebeek field, The Netherlands.
151. Jonsson, Henrik, 2002: Permeability variation in a tidal Jurassic deposit, Höganäs basin, Fennoscandian Border Zone
152. Lundgren, Anders, 2002: Seveskollorna i nord-östra Kebnekaise, Kaledoniderna: metabasiter, graniter och ögongnejser.
153. Sultan, Lina, 2002: Reconstruction of fan-shaped outwash in front of the Mýrdalsjökull ice cap, Iceland: Architecture and style of sedimentation.
154. Rimša, Andrius, 2002: Petrological study of the metamafic rocks across the Småland-Blekinge Deformation Zone
155. Lund, Magnus, 2002: Anti-slope scarp investigation at Handcar Peak, British Columbia, Canada.
156. Sjöstrand, Lisa, 2003: Early to early Middle Ordovician conodont biostratigraphy of the Tamsalu drill core, central Estonia.
157. Nilsson, Jonas, 2003: Carcharhiniforma hajar från Limhamns kalkbrott.
158. Larsson, Linda M., 2003: Late Triassic and Early Jurassic palynology of the Höganäs Basin and the Ängelholm Trough, NW Scania, Sweden.
159. Sköld, Pia, 2003: Holocen skogshistoria i Stenshuvuds nationalpark, Skånes östra kust, Sverige.
160. Fuchs, M., 2003: Påverkan av sterilisering på gruvsand – en mineralogisk och texturrell undersökning.
161. Ljungberg, Julia, 2003. Sierrgavággeskollan i gränsländet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning.
162. Håkansson, Lena, 2003: An architectural element analysis of a large-scale thrust complex, Kanin Peninsula, NW Russia: interaction between the Barents and Kara Sea ice sheets.
163. Davidson, Anja, 2003: Ignimbriterheterna i Barranco de Tiritaña, övre Mogánformationen, Gran Canaria.
164. Näsström, Helena, 2003: Klotdioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineral kemi och genes.
165. Nilsson, Andreas, 2003: Early Ludlow (Silurian) graptolites from Skåne, southern Sweden.
166. Dou, Marion, 2003: Les ferromagnésiens du granite rapakivique de Nordingrå – centre-est de la Suède – composition chimique et stade final de cristallisation.
167. Jönsson, Emma, 2003: En pollenanalytisk studie av råhumusprofiler från Säröhalvön i norra Halland.
168. Alwmark, Carl, 2003: Magmatisk och metamorf petrologi av en mafisk intrusion i Mylonitzonen.
169. Pettersson, Ann, 2003: Jämförande litologisk och geokemisk studie av Sevens amfibolitkomplex i Sylarna och Kebnekaise.
170. Axelsson, Katarina, 2004: Bedömning av potentiell förorenings-spridning från ett avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne.
171. Ekestubbe, Jonas, 2004: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise.
172. Lindgren, Paula, 2004. Tre sensveko-fenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver.
173. Janson, Charlotta, 2004. A petrographical and geochemical study of granitoids from the south-eastern part of the Linderödsåsen Horst, Skåne.
174. Jonsson, Sara, 2004: Structural control of fine-grained granite dykes at the Äspö Hard Rock Laboratory, north of Oskarshamn, Sweden.
175. Ljungberg, Carina, 2004: Belemnites stabila isotopsammansättning: paleomiljöns och diagenesens betydelse.
176. Oster, Jessica, 2004: A stratigraphic study of a coastal section through a Late Weichselian kettle hole basin at Ålabodarna, western Skåne, Sweden.

177. Einarsson, Elisabeth, 2004: Morphological and functional differences between rhamphorhynchoid and pterodactyloid pterosaurs with emphasis on flight.
178. Anell, Ingrid, 2004: Subsidence in rift zones; Analyzing results from repeated precision leveling of the Vogar Profile on the Reykjanes Peninsula, Southwest Iceland.
179. Wall, Torbjörn, 2004: Magnetic grain-size analyses of Holocene sediments in the North Atlantic and Norwegian Sea – palaeoceanographic applications.
180. Mellgren, Johanna, S., 2005: A model of reconstruction for the oral apparatus of the Ordovician conodont genus *Protospanderodus* Lindström, 1971.
181. Jansson, Cecilia, 2005: Krossbergskvalitet och petrografi i den kambriska Hardebergasandstenen i Skåne.
182. Öst, Jan-Olof, 2005: En övergripande beskrivning av malmbildande processer med detaljstudier av en bandad järnmalm från södra Dalarna, Bergslagen.
183. Bragée, Petra, 2005: A palaeoecological study of Holocene lake sediments above the highest shoreline in the province of Västerbotten, northeast Sweden.
184. Larsson, Peter, 2005: Palynofacies och mineralogi över krita-paleogengränsen vid Stevns Klint och Kjølbj Gaard, Danmark.
185. Åberg, Lina, 2005: Metamorphic study of metasediment from the Kangilinaaq Peninsula, West Greenland.
186. Sidgren, Ann-Sofie, 2005: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologi i det Rinkiska bättet, västra Grönland.
187. Gustavsson, Lena, 2005: The Late Silurian Lau Event and brachiopods from Gotland, Sweden.
188. Nilsson, Eva K., 2005: Extinctions and faunal turnovers of early vertebrates during the Late Silurian Lau Event, Gotland, Sweden.
189. Czarniecka, Ursula, 2005: Investigations of infiltration basins at the Vomb Water Plant – a study of possible causes of reduced infiltration capacity.
190. G³owacka, Ma³gorzata, 2005: Soil and groundwater contamination with gasoline and diesel oil. Assessment of subsurface hydrocarbon contamination resulting from a fuel release from an underground storage tank in Vanstad, Skåne, Sweden.
191. Wennerberg, Hans, 2005: A study of early Holocene climate changes in Småland, Sweden, with focus on the ‘8.2 kyr event’.
192. Nolvi, Maria & Thorelli, Gunilla, 2006: Extraterrestrisk och terrestrisk kromrik spinell i fanerozoiska kondenserade sediment.
193. Nilsson, Andreas, 2006: Palaeomagnetic secular variations in the varved sediments of Lake Gołeci², Poland: testing the stability of the natural remanent magnetization and validity of relative palaeointensity estimates.
194. Nilsson, Anders, 2006: Limnological responses to late Holocene permafrost dynamics at the Stordalen mire, Abisko, northern Sweden.
195. Nilsson, Susanne, 2006: Sedimentary facies and fauna of the Late Silurian Bjärsjölagård Limestone Member (Klinta Formation), Skåne, Sweden.
196. Sköld, Eva, 2006: Kulturlandskapets förändringar inom röjningsröseområdet Yttra Berg, Halland - en pollenanalytisk undersökning av de senaste 5000 åren.
197. Göransson, Ammy, 2006: Lokala miljöförändringar i samband med en plötslig havsyteförändring ca 8200 år före nutid vid Kalvövik i centrala Blekinge.
198. Brunzell, Anna, 2006: Geofysiska mätningar och visualisering för bedömning av heterogenitetens utbredning i en isälvsavlagring med betydelse för grundvattenflöde.
199. Erlfeldt, Åsa, 2006: Brachiopod faunal dynamics during the Silurian Ireviken Event, Gotland, Sweden.



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
Gentrum för GeoBiosfärsvetenskap
Sölvegatan 12, 223 62 Lund