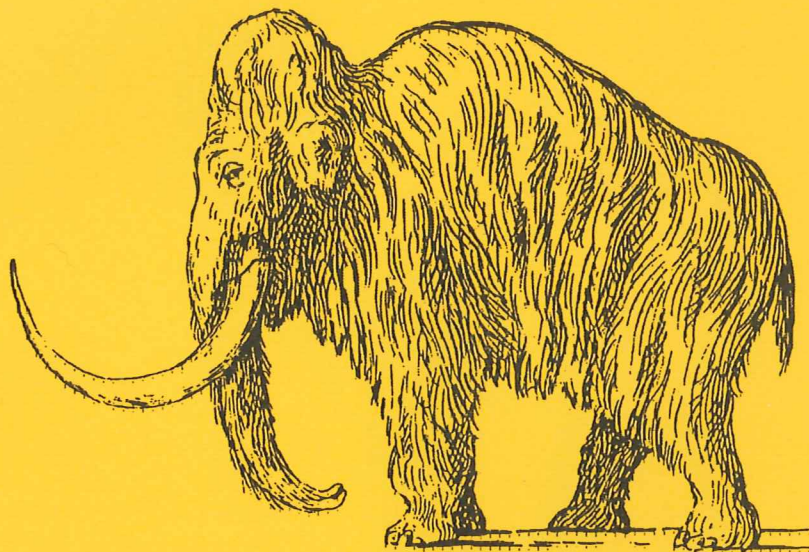


EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Kvartärgeologi

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

2003-12-18



**Bedömning av potentiell förorenings-spridning från ett
avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne**

Katarina Axelsson

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600955631

Examensarbete, 20 p
Institutionen, Lunds Universitet

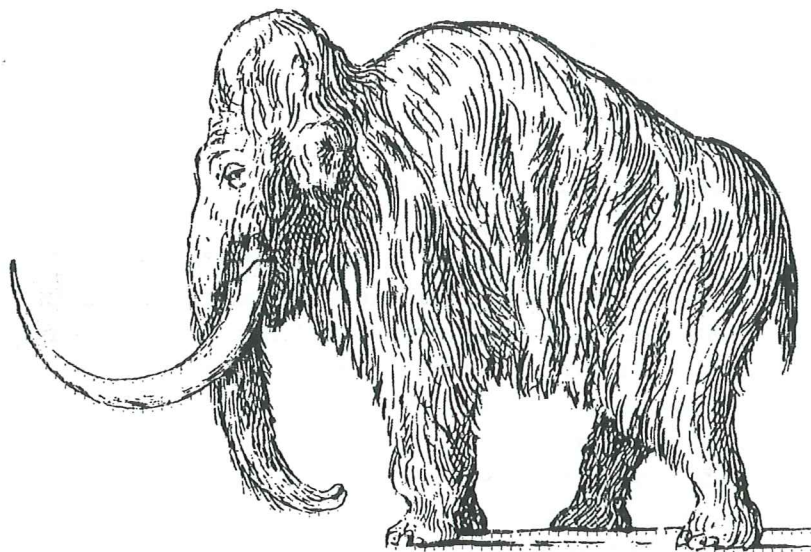
Nr 170

L120

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Kvartärgeologi

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA
2003 -12- 18



**Bedömning av potentiell förorenings-spridning från ett
avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne**

Katarina Axelsson

Bedömning av potentiell förorenings-spridning från ett avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne

Katarina Axelsson

Axelsson K., 2004: Bedömning av potentiell förorenings-spridning från ett avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne. Examensarbete i Geologi vid Lunds universitet – kvartärgeologi nr. 170

Kävlinge kommun har ett kontrollprogram över avfallsupplaget vid Norrevång utanför Löddeköpinge och detta vill man avsluta. Därför lämnades en ansökan om detta in till Länsstyrelsen, som beslutade att ytterligare undersökningar krävdes. SWECO fick i uppdrag att genomföra dessa undersökningar. I det här examensarbetet har föroreningarnas potentiella spridningsvägar undersökts. Det har skett med hjälp av att en geologisk och en hydrogeologisk modell upprättats. Till den geologiska modellen genomfördes ytjordartskartering, spadborringar och en resistivitetmätning. Den hydrogeologiska modellen togs fram med hjälp av nivåmätningar i grundvattenbrunnar, siktanalyser och studie av hydrogeologiska kartan över området. Den geologiska modellen visar att under deponin finns ett ytligt lager av isälvssand. Detta underlagras till största delen av lerig morän. Resistivitetmätningen visar dock att moränen tunnare ut under deponin, vilket gör att Alnarpsedimenten som finns under moränen kommer i direktkontakt med isälvssanden. Den hydrogeologiska modellen visar att den övre grundvattenytan är ytligt belägen och är belägen mellan 0,2 – 3,1 meter under deponin. Grundvattenytan i Alnarpsedimenten är belägen på en trycknivå på mellan 5 – 20 meter under markytan. Detta medför läckage från det övre till det undre magasinet. Den hydrogeologiska modellen visar att huvuddelen av det vatten som bildas i området transporteras i ytliga sediment med en flödes-hastighet på 1,2 l/s. En del av vattnet perkolerar ner till djupare sediment med en flödes-hastighet av i genomsnitt 0,2 l/s.

Potential spreading of contaminants around a landfill site outside Löddeköpinge, Skåne, Sweden

Katarina Axelsson

Axelsson K., 2004: Potential spreading of contaminants around a landfill site outside Löddeköpinge, Scania, Sweden. M.Sc. thesis in geology -Department of Quaternary Geology -at Lunds university. Nr. 170

The community of Kävlinge in Southwest Scania is responsible for a monitoring programme to investigate the potential spreading of contaminants in the area surrounding a landfill site in Norrevång. A proposal to end the programme has been submitted to the county Government of Skåne; they in turn have determined that further investigation is needed before any such decision can be done. The potential spreading of pollutants is investigated in this project. A geological and a hydrogeological model have been constructed on the basis of geological mapping, drilling, resistivity measurements, grain-size analysis and measurements of groundwater level. The geological model shows that under the landfill site there is a layer of glaciofluvial sand, below which lies a thin unit of clay-till. Beneath the till is the "Alnarp sediment" sequence, consisting mostly of gravel, silt and sand. The hydrogeological model shows that two different aquifers exist. The upper aquifer is open, having a groundwater table between 0.2 m and 3.1 m below the ground surface. The second aquifer is situated in the Alnarp sediments has a groundwater table between 5 m and 21 m below the ground surface. As a result of these relations in pressure heads, there is leakage from the upper to the lower aquifer. The hydrogeological model shows that the main part of the groundwater is transported with a flow rate of 1.2 l/s. Some of the water also percolates down to the deeper sediments at a flow rate of 0.2 l/s.

Innehållsförteckning

1. Inledning	3
1.1 Bakgrund	3
1.2 Målsättning	3
1.3 Områdesbeskrivning	3
2. Regional geologi	4
2.1 Berggrundsgeologi	4
2.2 Kvärtärgeologi	5
2.3 Hydrogeologi	6
3. Hydrologiska förhållanden	7
3.1 Vattenbalanskvationen	7
3.2 Nederbörd	7
3.3 Avdunstning	8
3.4 Avrinning	8
3.5 Magasinsförändring	8
3.6 Grundvattenbildning	8
3.7 Grundvattenytans nivåvariation	9
3.8 Vattendrag	9
4. Föroreningars uppträdande i mark och vatten	10
5. Utförda undersökningar	12
5.1 Kvärtärgeologi	12
5.1.1 Ytjordartskartering	12
5.1.2 Spadbörning	13
5.1.3 Resistivitetsmätning	13
5.1.3.1 Teoretisk bakgrund	13
5.1.3.2 Metodik	15
5.1.3.3 Omfattning	15
5.1.3.4 Resultat	15
5.1.4 Avvägning	16
5.2 Hydrogeologiska undersökningar	16
5.2.1 Nivåmätningar av grundvattenytan	16
5.2.2 Siktanalys	17
6. Geologisk modell	18
7. Hydrogeologisk modell	19
7.1 Hydrologiska förhållanden vid deponin	19
7.1.1 Nederbörd	19
7.1.2 Avdunstning	19
7.1.3 Avrinning	20
7.1.4 Grundvattenbildning	20
7.2 Grundvattenmagasin	20

7.3 Vattenbalans för deponi	21
7.4 Transporttid	22
7.5 Felkällor	22
8. Diskussion om föroreningars spridningsvägar i området	23
9. Sammanfattning	24
10. Tackord	25
11.Litteraturlista	26
Bilaga 1	27

1. Inledning

1.1 Bakgrund

Avfallsupplaget vid Norrevång utanför Löddeköpinge var i drift fram till slutet av 1980-talet. Fram till 1976 var Kävlinge kommun ansvarig för avfallsupplaget och efter det tog SYSAV över deponin. Det är framförallt trädgårdsavfall och rivningsmassor som har deponerats, men även hushållsavfall.

Kävlinge kommun har haft ett kontrollprogram över området för vattenbeskaffenhet där man kontrollerat 17 st olika parametrar, bl.a. temperatur, syrehalt, specifik ledningsförmåga, järn, fosfor och mangan. I ett närbeläget vattendrag, Marbäcken, har vattenprover tagits uppströms och nedströms i förhållande till avfallsupplaget. Detta kontrollprogram vill man avsluta. En ansökan om detta lämnades därför in till Länsstyrelsen i Skåne som emellertid bedömde att vidare undersökningar krävdes för att ett beslut ska kunna fattas. Sweco Viak har efter detta beslut fått i uppdrag av Kävlinge kommun att utföra dessa slutundersökningar.

Kontrollprogrammet har så här långt inte visat att några föroreningar sprids från avfallsupplaget. Det kan däremot inte uteslutas att det finns spridningsvägar för föroreningar som inte kan detekteras med nuvarande kontrollprogram. Det är inte heller uteslutet att det kan förekomma en spridning som är så långsam att den ännu inte kunnat detekteras. Det finns alltså anledning att närmare studera förekomsten av potentiella spridningsvägar och transporthastigheter längs dessa. Syftet med detta examensarbete är att kunna göra en bedömning av potentiell föroreningsspridning från avfallsupplaget.

1.2 Målsättning

Målet med examensarbetet är att:

- Upprätta en geologisk modell för området runt avfallsupplaget vid Norrevång.
- Upprätta en hydrogeologisk modell över avfallsupplaget och dess omgivningar.
- Diskutera potentiella spridningsvägar och transporthastigheter för vattenlösliga föroreningar från avfallsupplaget.

1.3 Områdesbeskrivning

Undersökningsområdet är beläget utanför Löddeköpinge i Kävlinge kommun (Fig. 1). Det nedlagda avfallsupplaget var innan deponin togs i bruk en grustäkt. Idag är deponin övertäckt och marken används delvis som betesmark. I den sydvästra delen av området har träd planterats. Marbäcken löper söder om området alldeles intill deponiområdet. Kringliggande område består av odlingsmark, där man bland annat odlar sockerbetor.

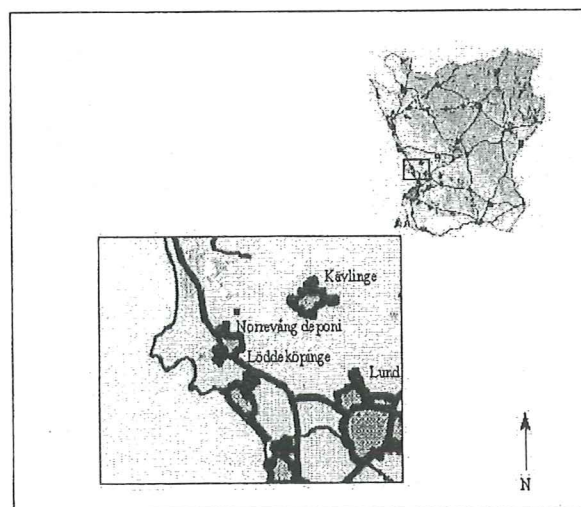


Fig. 1. Översiktskarta som visar Norrevångdeponins geografiska läge.

2. Regional geologi

2.1 Berggrundsgeologi

Sammanfattning av områdets berggrundsgeologi grundar sig på Ringberg (1976). Berggrundens vertikala och laterala utbredning framgår av Fig. 2. Den äldsta ytligt belägna berggrunden i området är silurisk Colonus-skiffer. Denna bildades för 420-395 miljoner år sedan. Formationen består huvudsakligen av ljusgrå, kalkhaltiga lerskiffer. Över dessa ligger Kågerödslagren som är triassiska avlagringar bildade för 210-200 miljoner år sedan. De utgörs av leror, leriga siltstenar, sandstenar och konglomerat som i allmänhet är dåligt konsoliderade. Färgerna växlar oftast i rött, brunt eller grönt. Nästa formation bildades för 200-190 miljoner år sedan och utgörs av Rät - Liasavlagringar. Dessa består av sand och siltstenar samt leror - lerstenar som ofta innehåller siltstensskikt. Lager av lerjärnsten och kol kan förekomma. Konsolideringsgraden är ibland låg. Färgerna varierar mellan ljusgrå och mörkgrå.

Från övre krita finns Lundasandstenen, Eriksdalsmargeln och Skrivkritan representerade. Lundasandstenen består av gula, gråbruna eller grå sandstenar. Eriksdalsmargel består av ljusgrå till gråvita margelstenar och kalkhaltiga siltstenar. Skrivkritan består i allmänhet av vita mjöliga kalkstenar med flintlager. Danienkalkstenen är bildad under Tertiär för 65-62 miljoner år sedan. Den utgörs av vita till ljusgrå kalkstenar. Sammanhängande flintlager och flintbollar förekommer rikligt, speciellt i de övre delarna av lagerföljden. Danienkalkstenen utgör ytberggrund i områdena runt Alnarpsänkan.

Alnarpsänkan är en strukturell enhet som löper i nordväst-sydöstlig riktning genom hela området. Den utmärks genom att berggrunden har ett djupare läge i sänkan än i omgivningen. Alnarpsänkan har traditionellt tolkats som en tektoniskt betingad struktur och att sänkan senare ytterligare fördjupats genom

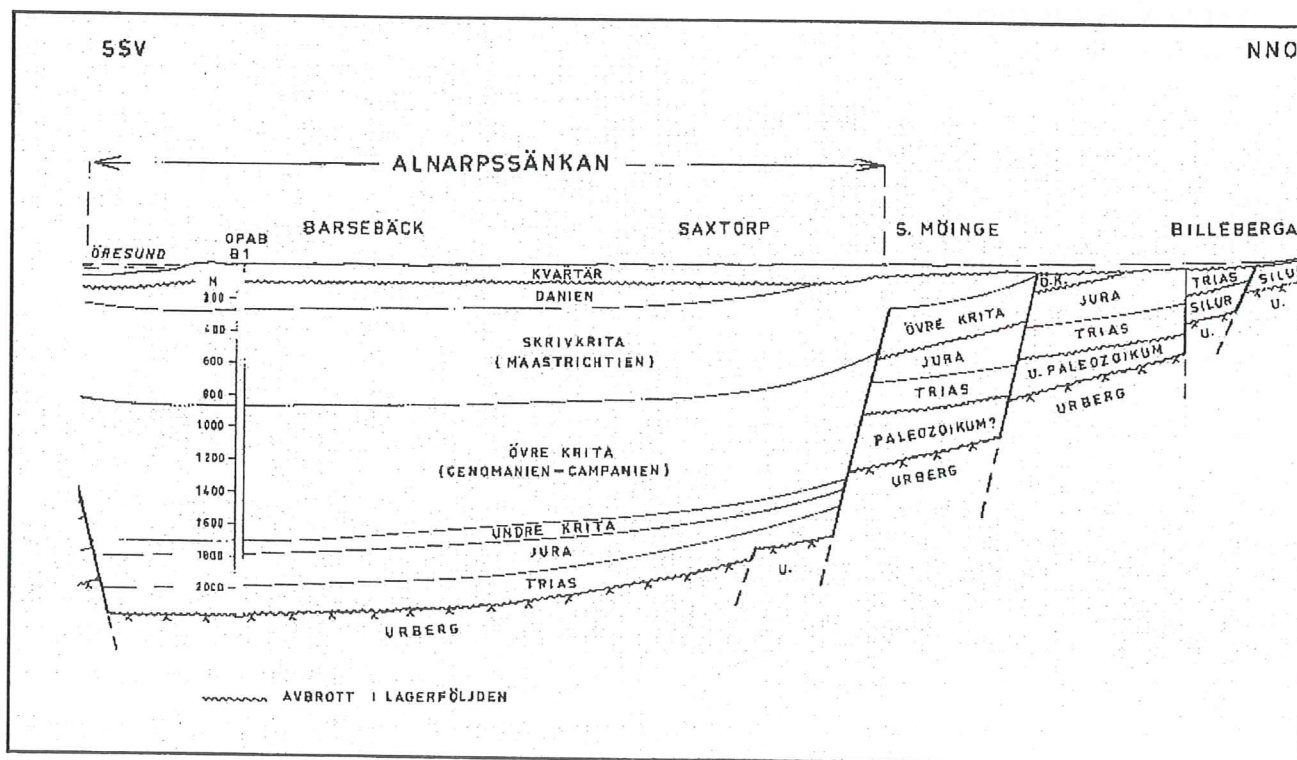


Fig. 2. Alnarpsänkans berggrundsutbredning lateralt och vertikalt (Ringberg, 1976).

fluvial erosion. Emellertid tolkar Sivhed *et al.* (1999) Alnarpsdalen som en ren erosionsdal, vilket grundas på det faktum att inga antydningar till förkastningar finns i de seismiska profiler som korsar densamma. I områdena runt Alnarpsänkan finns paleozoiska sediment, men dessa återfinns inte i själva sänkan. Detta antyder att denna bildats i äldsta mesozoikum eller yngre paleozoicum.

2.2 Kwartärgeologi

Sammanfattningen av kvartära sediment i området grundar sig på Ringberg (1976). I Alnarpsänkan varierar jorddjupet mellan 70 – 75 meter medan jorddjupet norr om sänkan varierar mellan 25-40 meter och söder om sänkan mellan 30 – 35 meter (Fig. 3).

De så kallade Alnarpsedimenten vilar i allmänhet direkt på sänkans plana botten. De understa sedimenten utgörs av grus och sand. Dessa sediment överlagras av finsand som även kan övergå till silt, medan sedimenten uppåt i lagerföljden övergår till sedimentär

lera. Denna lera kan ibland överlagras av ytterligare ett lager av sand.

Moränenheterna som täcker Alnarps-sedimenten utgör ofta mer än hälften av den totala jordlagermäktigheten. Det har påträffats två olika moränenheter. Den äldre av dem innehåller företrädesvis urbergsmaterial med låg frekvens av kalksten. Kalkinnehållet i denna morän varierar mellan 6 – 9 %. Den yngre moränen har en hög halt av Danienskalkstenen och kritbergarter, och med en kalkhalt varierande mellan 15 – 25 %. Båda dessa moräner är morängrovleror eller också har de en kornstorleksfördelning i nära anslutning till morängrovleror. I de områden där morän utgör ytjordarten är ytorna blockfattiga, vilket kan bero på att landskapet är uppodlat. Den äldre moränen har avsatts av en is som har haft en rörelseriktning från NO medan den som avsatte den yngre moränen hade en rörelseriktning rakt från söder.

Intermorän, glacial lera, belägen mellan den yngsta moränen och den äldre NO-moränen, har påträffats på några platser inom

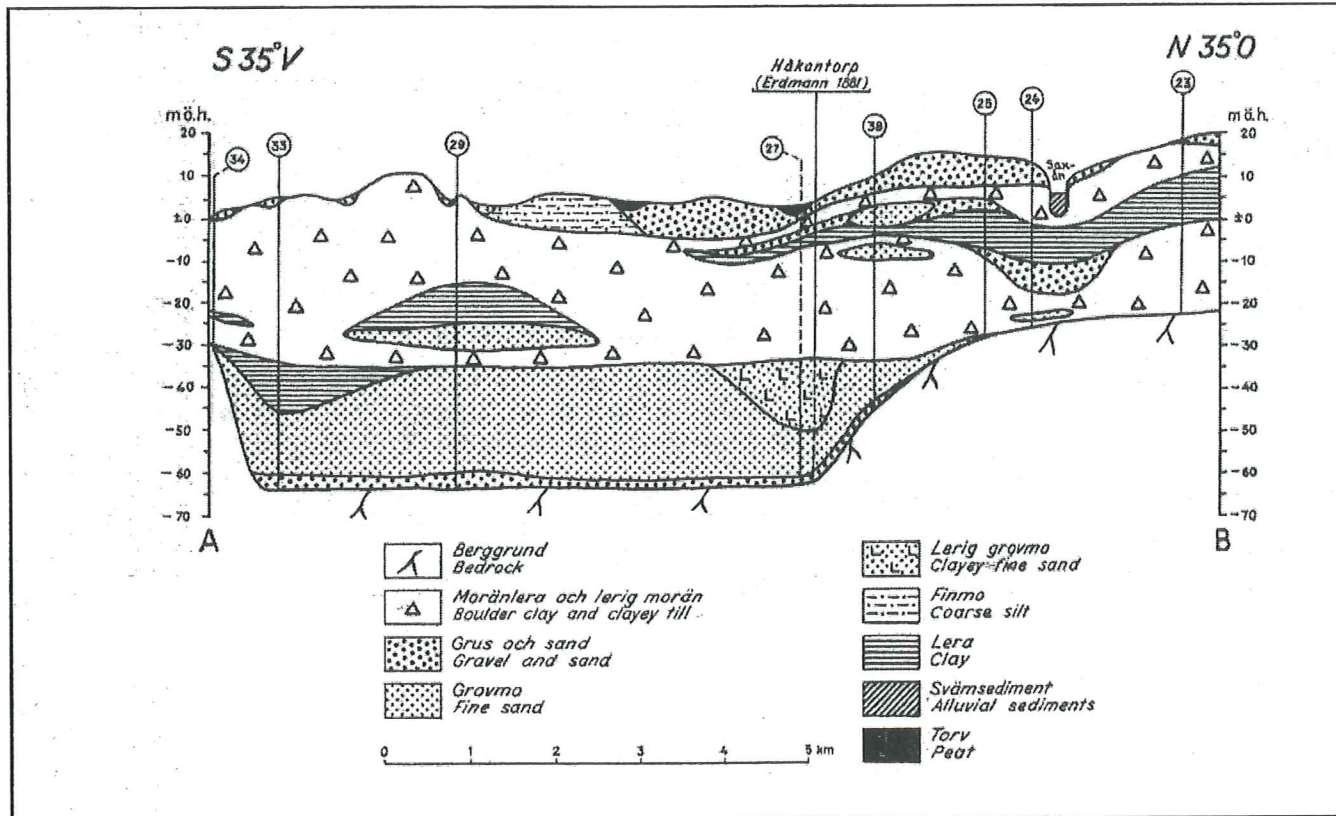


Fig. 3. Jordartsutbredningen inom Alnarpsänkan (Ringberg, 1976).

området med en mäktighet på 2-12 meter. På några av platserna inom området överlagras den glaciala leran av fin- och mellansand, medan den ibland även underlagras av sediment tillhörande sand-grusfraktionerna.

I undersökningsområdets omnejd finns flera isälvsavlagringar. Dessa är deltaliknande bildningar och är belägna mellan 5 – 20 meter över havet. Isälvsavlagringarna bildar självständiga former med stor mäktighet. Spridningsbilden som avlagringarna har är solfjädersformad och detta antyder att de är avsatta av från öster rinnande älvar. Det är troligt att avlagringarna är bildade successivt från norr mot söder allteftersom den sista isframstötens is smälte tillbaka och lägre passpunkter torrlades.

Den isälvsavlagring i vilken Norrevångs-deponin är belägen når något över 15 m ö h. Ringberg (1976) anger följande lagerföljd i befintlig täkt:

0-5.0 m	sand, huvudsakligen mellansand
5.0-7.0 m	mellansandig finsand
7.0 -13.0 m+	lager med omväxlande skikt av finsand och silt

2.2 Hydrogeologi

De geologiska förhållandena medför att ett antal grundvattenmagasin kan avgränsas. Ett öppet magasin finns i ytliga sediment, ett slutet magasin påträffas i Alnarps-sedimenten och ytterligare ett slutet magasin är beläget i den yngre sedimentära berggrunden. På de ställen där grovsediment förekommer på berggrundsytan räknas dessa till magasinet i berggrunden. Det kan även förekomma lokala slutna magasin på de ställen där intermoräna sediment i form av sand och grus förekommer.

Grundvattennivån i det öppna magasinet speglar i stort topografin och är i omgivningarna runt om avfallsupplaget belägen 1-10 meter under markytan. Det slutna magasinet i Alnarps-sedimenten har en trycknivå som ligger 5-20 meter under markytan (Gustafsson, 1981).

De olika magasinerna står i hydraulisk kontakt med varandra, på så sätt att vatten kan transporteras från magasin med högre trycknivå till magasin med lägre trycknivå, s.k. läckage. Grundvatten från det övre öppna magasinet tillförs det undre magasinet, dvs. det sker ett läckage av grundvatten till Alnarps-sedimenten. Grundvattenbildningen försvåras av de mäktiga jordlager av lerig morän och moränlera som finns i området.

Alnarps-sedimenten har på några platser utnyttjats för kommunal och industriell vattenförsörjning. Inom området för Alnarps-sedimentens utbredning finns några större grusfilterbrunnar. Dessa finns vid Löddeköpinge, Barsebäck och Barsebäcks-hamn. Vattenuttagen inom Alnarpdalens NV-del har medfört att grundvattenytan har varit belägen under havsnivån med inläckage av havsvatten som följd. Efter att detta uppdagats har vattenuttaget minskat främst på grund av att tätorter har anslutits till vattenledningarna från Ringsjön. På grund av detta har grundvattenytan åter stigit över havsytan, utom i de områden med omedelbar anslutning till vattenverk, vilket har medfört att inströmningen av saltvatten från Öresund har avstannat.

Isälvsavlagringarna inom området har använts för lokala grundvattenuttag. Vid Löddeköpinge och Barsebäck finns grovkorniga sediment med en mäktighet på upp till 20 meter, i vilka det finns möjlighet till ett större grundvattenuttag än vad som sker idag. Grundvattenuttaget bör dock inte bli för stort på grund av risken för saltvatten in- eller uppträngning. I den isälvsavlagring som är aktuell i den här undersökningen har inget grundvattenuttag skett (Gustafsson, 1981).

3. Hydrologiska förhållanden

3.1 Vattenbalanskvationen

Grundvatten bildas genom infiltration av nederbörd, eller genom läckage från en sjö eller ett vattendrag. Grundvattenbildningens storlek inom ett område beror på nederbörd, avdunstning och avrinning i området. Med hjälp av en allmän vattenbalanskvation kan grundvattenbildningen beräknas (Knutsson och Morfeldt, 1993). Den allmänna vattenbalanskvationen kan skrivas som:

$$P = E + R \pm \Delta M, \quad (1)$$

där

P = nederbörd (mm/år)

E = evapotranspiration (mm/år)

R = avrinning (mm/år); ytavrinning och grundvattenavrinning

ΔM = magasinering (mm/år)

ΔM går mot noll om man betraktar en längre tidsperiod, alltså kan ekvation (1) förenklas till

$$P = E + R$$

3.2 Nederbörden

Nederbörden kan mätas på olika sätt. Tekniken som används vid SMHI:s väderleksstationer består av en aluminiumkanna, ett avdunstningsskydd (sätts i mätaren under sommaren) och en vindskärm. Vindskärmen minskar de mätfel som uppstår när nederbörden faller i samband med vind. Nederbördskannan placeras på en plats som är vindstill. Mätaren ska vara belägen 150 cm över markytan och avståndet till närmaste byggnad, träd eller andra föremål ska vara minst 150 cm (Alexandersson *et al.*, 1991).

Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut (SMHI) har ca 600 st mätstationer för nederbörd över hela Sverige. De uppmätta nederbördsvärdena är beroende av mätkärlets placering, vindförhållanden och avdunstning men också av vilken typ av nederbörd som dominerar. I allmänhet är uppmätta värden 10-25 % lägre än det verkliga nederbördsvärdet (Knutsson och Morfeldt, 1993), med medelvärde 18 %, varför årsmedelnederbörden korrigeras för att kompensera felkällorna.

De nederbördsstationer som är belägna närmast undersökningsområdet är Alnarp, Lund, Örtofta, Svalöv och Stehag. I Tab. 1 redovisas korrigerade nederbördsdata (P) för mätstationerna (Alexandersson, Klarström och Larsson-McCann, 1991). Vid korrektionen har antagits ett schablonvärde på 18 %. SMHI redovisar mycket översiktligt korrigerad årsmedelnederbörd för västra Skåne (1961-1990) till mellan 700 och 800 mm/år (Brandt *et al.*, 1994).

Tab.1. Korrigerade nederbördsvärden (mm/år). Vid korrektionen har schablonmässigt uppmätta nederbördsvärden ökat med 18 %.

	Alnarp	Lund	Örtofta	Svalöv	Stehag
Jan	51	64	59	61	80
Feb	32	39	33	35	47
Mars	41	52	47	55	64
April	40	47	46	47	55
Maj	42	51	50	52	51
Juni	54	64	63	67	72
Juli	66	78	80	90	99
Aug	61	74	68	77	79
Sept	63	74	70	78	90
Okt	59	71	68	83	89
Nov	64	81	79	90	99
Dec	59	77	70	74	92
År	632	773	733	806	917

3.3 Avdunstning

Avdunstning från fria vattenytor, snö och is kan mätas med relativt enkla mätmetoder. Det är emellertid svårare att mäta avdunstningen från den mer eller mindre vegetationsklädda markytan på grund av växternas skärmverkan. Likaså är växternas transpiration svår att mäta.

SMHI redovisar mycket översiktligt beräknad årsmedelavdunstning för västra Skåne till knappt 500 mm/år (Brandt *et al.*, 1994). Beräkningen är gjord med en vattenbalansmetod och avser perioden 1961 – 1990.

Den potentiella evapotranspirationen (PE), dvs. den totala avdunstningen under förutsättning att vattentillgången är obegränsad, kan överslagsmässigt beräknas om data på temperatur, nederbörd, avrinning och antalet soltimmar (N) över det aktuella området finns tillgängliga. Lufttemperaturen är den dominerande faktorn som styr evapotranspirationen (Knutsson och Morfeldt, 1993). Denna kan matematiskt beräknas på flera olika sätt. Thornthwaites formel (Shaw, 1994) använder medeltemperaturen/månad och antalet soltimmar för området/månad. Följande samband erhålls:

$$PE_m = 16N_m(10T_m / I)^a \text{ mm, där} \quad (3)$$

PE_m = potentiell evapotranspiration, mm/år

N_m = dagsljusstimmar/månad

T_m = medeltemperatur, månad °C

$I = \sum (T_m/5)^{1,5} \quad m=1, \dots, 12$

$a = 6,7 \times 10^{-7} \times I^3 - 7,7 \times 10^{-5} \times I^2 + 1,8 \times 10^{-2} \times I + 0,49$

Den verkliga evapotranspirationen, E_t , från ett område begränsas av mängden växttillgängligt vatten i marken. Den verkliga evapotranspirationen når endast upp till den potentiella då markvattenmagasinen är fyllda (porfyllnadsgraden uppgår till fältkapaciteten). Under de månader då det finns ett markvattenunderskott (porfyllnadsgraden är mindre än fältkapaciteten) är den verkliga evapotranspirationen således mindre än den potentiella.

3.4 Avrinning

Nederbörden minus evapotranspirationen, dvs. nettonederbörden, utgör den del av nederbörden som är tillgänglig för avrinning. Nettonederbörden fördelas på avrinning på markytan och i rotzonen samt perkolation nedåt till den mättade zonen där grundvattenbildning sker.

Andelen av nettonederbörden som avrinner ytligt (på markytan och rotzonen) beror till stor del på genomsläppligheten (hydrauliska konduktiviteten) i markytan samt på faktorer som regnintensitet, markytans topografi och vegetationsförhållanden. I områden med genomsläppliga jordarter är den ytliga avrinningen i allmänhet liten och en stor del perkolerar således.

3.5 Magasinsförändring

Magasinsförändringen anger en ökning eller minskning av yt- och grundvattenmagasinen, men även en ökning eller minskning av bundet och fritt markvatten. I ett längre tidsperspektiv kommer magasinsförändringarna att ta ut varandra vilket innebär att magasinsförändringen är noll (Knutsson och Morfeldt, 1993).

3.6 Grundvattenbildning

Grundvattenbildningens storlek i de övre jordlagren beror främst på jordarternas hydrauliska konduktivitet, nettonederbördens och den ytliga avrinningens storlek.

I beskrivning till SGU:s hydrogeologiska kartblad Ag 13 Malmö NV (Gustafsson, 1981) bedöms grundvattenbildningen i områden med grovsediment uppgå till storleksordningen 200 – 250 mm/år.

3.7 Grundvattenytans nivåvariation

Grundvattenytans läge fluktuerar ständigt, vilket beror bl.a. på nederbörd, vattenuttag och infiltration. Amplituden på grundvattenytans förändring hänger främst samman med skillnader i effektiv porositet. I finkorniga jordarter och sprickfattiga bergarter kan amplituden för grundvattenytans förändring uppgå till flera meter, medan variationen i grus, sand och porösa sedimentära bergarter är betydligt mindre. Grundvattenytans förändring över fleråriga perioder återspeglar i stora drag förändringar i nederbördsförhållandena.

3.8 Vattendrag

I direkt anslutning till deponin rinner Marbäcken som efter att ha passerat deponin fortsätter i västlig riktning för att slutligen mynna i Öresund. Detta vattendrag är vattenförande året om. Vid deponins östra avgränsning är vattendraget uppdämt.

4. Föroreningars uppträdande i mark och vatten

Spridning av olika kemiska ämnen i mark och vatten påverkas både av fysiska, kemiska och biologiska processer. De fysiska processerna *advektion* och *hydrodynamisk dispersion* påverkar hur de kemiska ämnena transporteras i marken.

Advektion är den process där de kemiska ämnena transporteras lösta i grundvattnet och det är medelgrundvattenflödet som bestämmer transporttiden för de kemiska ämnena. (Andersson *et al.*, 1998). Denna process är oftast den mest betydelsefulla för transporten av kemiska ämnen i deponier och i mark, eftersom föroreningar som uppkommer vid en deponi huvudsakligen är oorganiska. De oorganiska ämnena är lösliga i vatten (Naturvårdsverket, 1995).

Den hydrodynamiska dispersionen påverkar de kemiska ämnenas transporttid genom att det sker en variation i flödes-hastigheten i olika delar av grundvattnets flödessystem (Freeze and Cherry, 1979). Detta beror på att medelflödes-hastigheten varierar mellan olika porkanaler eftersom dessa har olika tvärsnittsareor. Det råder även olika flödes-hastigheter i en enskild por kanal på grund av friktionskrafter i kanalväggarna. Maxhastigheten, vilken normalt uppnås i porens mitt, kan uppskattas till dubbla hastigheten (Andersson *et al.*, 1998). Effekten av dispersion är att de kemiska ämnena kan sprida sig över ett större område än väntat, samt kan transporteras med en högre hastighet än grundvattnets medelhastighet (Naturvårdsverket, 1995).

Små partiklar som är suspenderade i vattnet kallas kolloider. Dessa är naturligt förekommande och består huvudsakligen av lermineral. Kolloider kan även bildas vid fällning av metalloxider. Föroreningar som inte är lösliga i vatten kan fastna på kolloider och härigenom transporteras vidare. Erosion i samband med kraftiga regn kan också påverka transporten av kemiska ämnen eftersom det vid dessa situationer förs med

mer partiklar med vattnet pga. ökad strömnings-hastighet (Naturvårdsverket, 1995).

På grund av molekylernas rörelse sprids ett ämne från ett område med hög koncentration till ett område med lägre koncentration. Molekylernas värmerörelse kan ge upphov till *diffusion*. Diffusionen kan ha stor betydelse om vattnets strömnings-hastighet är låg, såsom i jordarter med låg hydraulisk konduktivitet, vilket medför att diffusion kan bidra till föroreningstransport genom t ex täta lerlager. Detta har stor betydelse vid deponier där lerlager används som tätskikt; diffusion blir här den dominerande processen. Störst betydelse har diffusion vid urlakning av föroreningar ur ett avfallsupplag med påverkan av föroreningshalten i lakvattnet (Naturvårdsverket, 1995).

Mängden infiltrerande vatten i en deponi som är belägen ovanför grundvattenytan beror huvudsakligen på deponins utformning, eftersom vattenomsättningen i deponin kan begränsas av materialet i tätskiktet, lutningen på ytan av deponin och deponins dränering. Nettonederbörden påverkar också mängden infiltrerande vatten i deponin. Låg vatten-mättnad i deponin medför att förorenings-spridningen från kemiska ämnen lösta i vatten blir starkt begränsad (Naturvårdsverket, 1995).

Föroreningar kan brytas ner genom biologisk aktivitet av bl.a. bakterier, varvid t ex organiskt material omvandlas till oorganiskt material. Hastigheten hos nedbrytnings-processerna påverkas bl.a. av vatteninnehållet i marken, pH och tillgängligheten av föroreningar (Naturvårdsverket, 1995). Vid biologisk nedbrytning minskar koncentrationen av de kemiska ämnena. En annan process som minskar koncentrationen av de kemiska ämnena är radioaktiv avklingning. Föroreningar kan även reagera med andra ämnen och omvandlas till nya sammansättningar, ämnen som kan vara mindre farliga än de ursprungliga. De kemiska ämnen som finns lösta i vattenfasen kan avdunsta och

medverkar då till att koncentrationen i marken minskas (Andersson *et al.*, 1998). Kemiska ämnen kan även tas upp av växter och anrikas i dessa (Naturvårdsverket, 1995).

Processer som verkar kvarhållande av föroreningar i marken medför att dessa transporteras långsammare än vattnets strömningshastighet. Kvarhållande processer går under beteckningen *sorption* och innebär

att kemiska ämnen av olika anledningar fastnar på en fast yta, exempelvis en mineralyta. Vid fysikalisk sorption attraheras det lösta ämnet av det fasta och fastnar på dess yta. Vid elektrostatiske bindning adsorberas katjoner till en negativt laddad fast yta, oftast ett lermineral. Fällning och mineralisering inträffar när ett ämne har blivit övermättat i lösningen (Naturvårdsverket, 1995).

5. Utförda undersökningar

5.1 Kwartärgeologi

5.1.1 Ytjordartskartering

En detaljerad ytjordartskartering utfördes för att fastställa jordartsutbredningen i området (Fig. 4). Metoden som valdes vid karteringen var skruvborring. Med denna metod är det enkelt att ta upp en liten mängd material. En skruvborr är gängad och i gängorna fastnar material.

Materialet tas på ett djup av 0,5 meter och klassificeras efter kornstorlek. Ett område om ca 650 x 750 m ytjordartskarterades med hjälp av skruvborr. Karteringen utfördes som linjekartering med 30 m mellan linjerna och skruvborrtagning var 30:e meter. Gränserna för påträffade jordarter i provtagningspunkterna har interpolerats fram och jordartskartan, i renritad form, har skapats i Arc View.

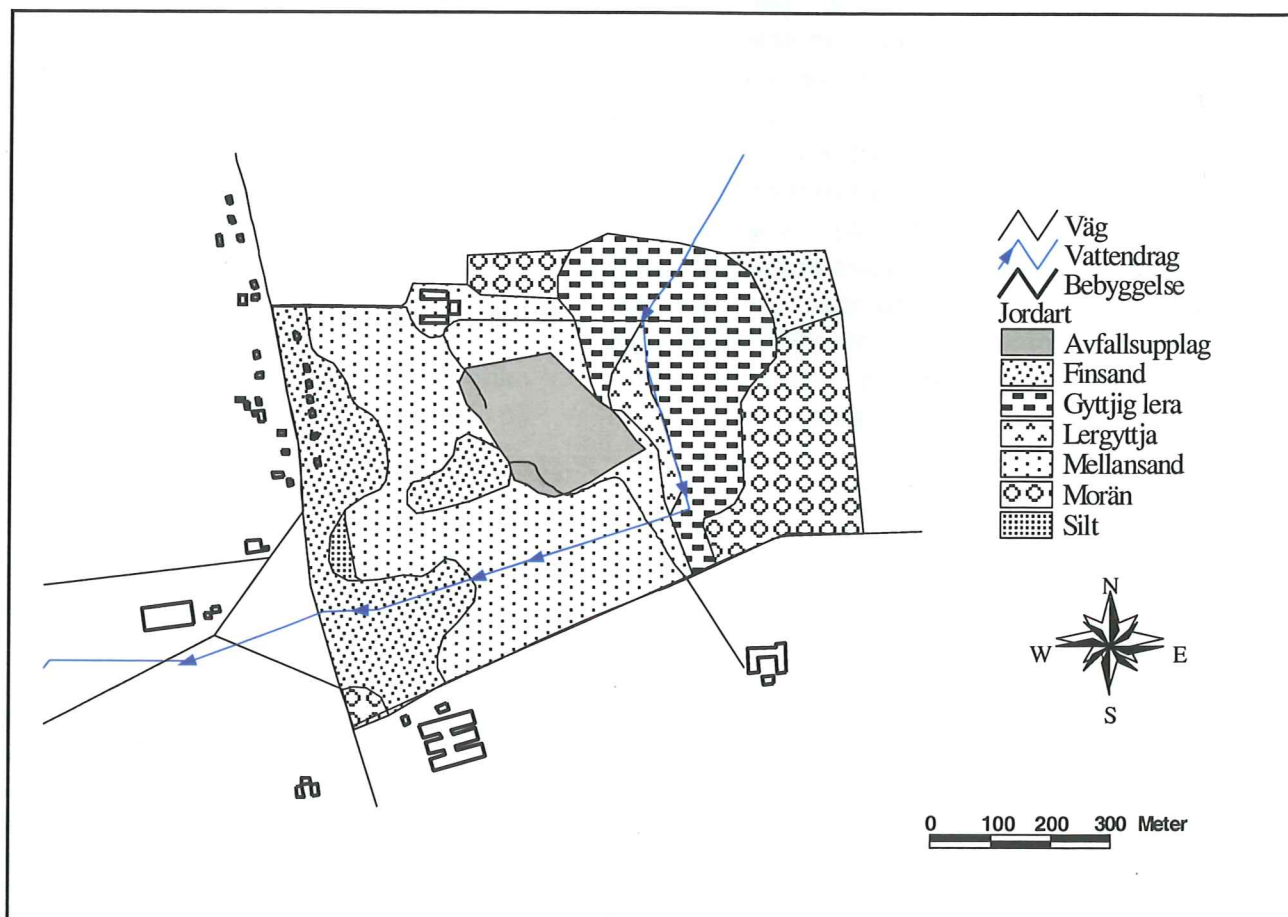


Fig. 4. Tolkad jordartskarta över området som ytjordartskarterades.

5.1.2 Spadbörning

Denna metod valdes för att få en uppfattning om jordarternas vertikala utbredning och sammansättning, samt för att kunna placera ett observationsrör i borrhålen för mätning av grundvattenytans läge i ett av dessa borrhål. Fem spadbörningar genomfördes ner till strax under grundvattenytan (Fig. 5). Borrhålen placerades med en borring centralt inom den forna deponin och med fyra borrhål i dess periferi. Resultatet av spadbörningarna redovisas i Bilaga 1.

5.1.3 Resistivetsmätning

5.1.3.1 Teoretisk bakgrund

Målet med resistivetsmätning var att få en uppfattning om den vertikala jordartsutbredningen/lagerföljden i området.

Resistivetsmätning utfördes längs en 360 meter lång profil tvärs över deponin, och med ett maximalt nedträngningsdjup på 60 meter. Resistivitet är ett materials förmåga till elektriskt motstånd och kan beskrivas genom sambandet:

$$\rho = R \times G, \text{ där} \quad (4)$$

ρ = resistiviteten (Ωm)

R = resistansen (Ω)

G = geometrisk faktor (m) som beror av använd mätgeometri.

Resistivitet är en materialegenskap. Olika geologiska material uppvisar olika resistivitet, vilket innebär att resultatet av resistivetsmätningar är ett bra underlag för geologisk tolkning. Resistiviteten för geologiska material varierar emellertid inom ganska breda intervall och intervallen för olika material är också ofta

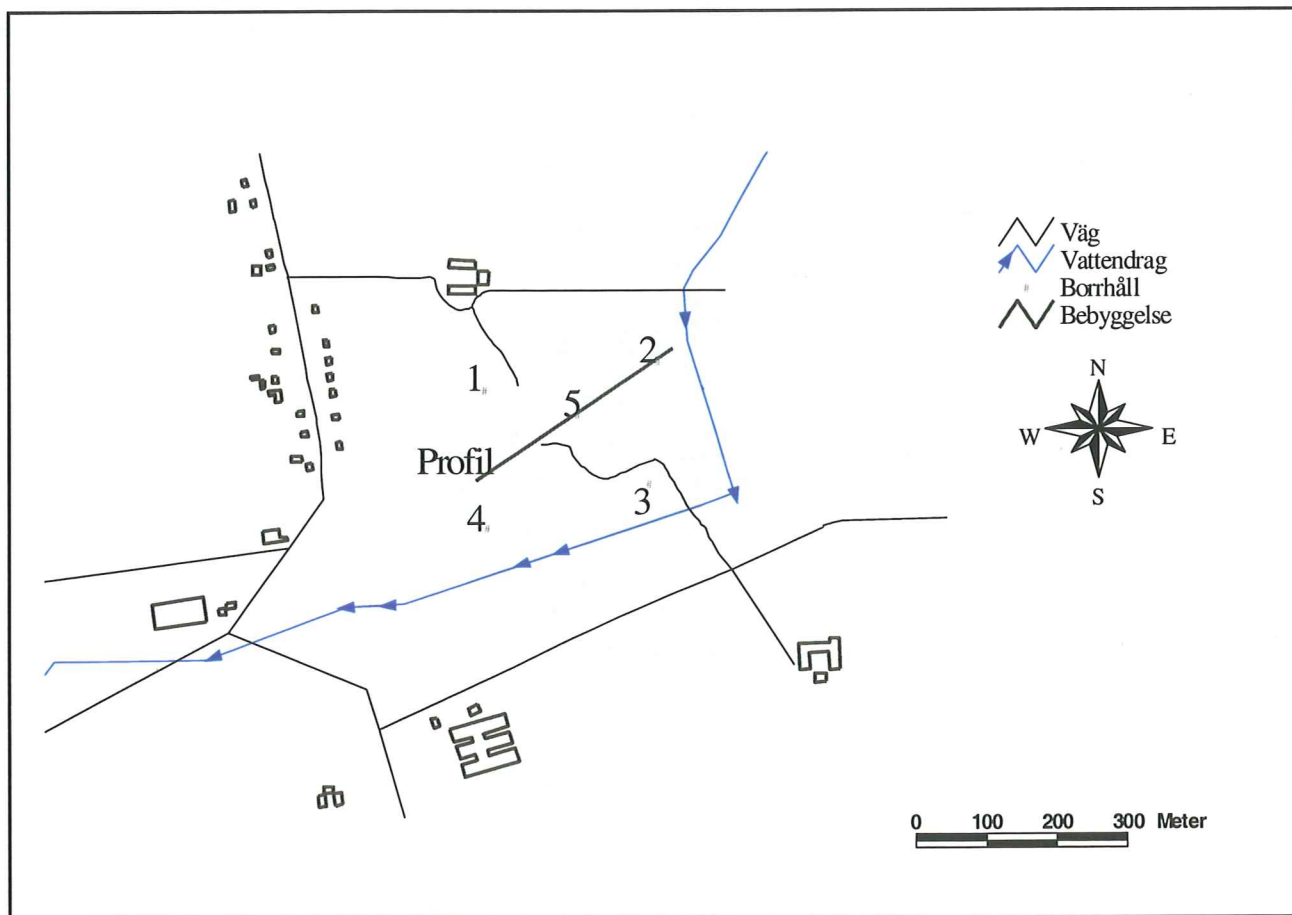


Fig. 5. Karta som visar spadborrhålens och resistivetsprofilens placering.

överlappande. Detta innebär att det ofta kan vara svårt att göra entydiga tolkningar av resistivitetsdata. Det är därför viktigt att basera tolkningen av resistivitetsdata på geologiskt underlags-material och en geologisk modell. De faktorer som bestämmer resistiviteten för ett geologiskt material är bl.a. porositet och porfyllnadsgrad samt resistiviteten i mineral-korn och porvätska.

Resistiviteten i berg är starkt beroende av hur mycket sprickor som finns och om sprickorna är vattenfyllda. Mängden vatten i berggrunden och mängden lösta joner i vattnet påverkar resistiviteten på så sätt att ju högre innehåll av vatten och lösta joner, desto lägre resistivitet. Sprickfattigt urberg har hög resistivitet på grund av att mineral-korn i praktiken fungerar som isolatorer. Sedimentära bergarters resistivitet beror på vilken typ av sediment som den består av och bergartens konsolideringsgrad och vatteninnehåll. Lösa sediment har generellt lägre resistivitet (hög porositet, Tab. 2) än berg.

Tab. 2. Resistivitetsvärde för olika material. (Loke, 2003)

Material	Resistivitet (Ωm)
Lera	3-150
Torr sand	800-5000
Våt sand	100-500
Morän, lerfattig	300-3000
Sprickfattigt urberg	2000-20000
Sprucket urberg	200-4000

Resistivitetsvärdena påverkas av vatteninnehållet i porerna och lerhalten. Leriga jordarter har lägre resistivitet än sandiga jordarter på grund av att lermineral har ett elektriskt laddat ytskikt som attraherar lätttrörliga joner. Resistiviteten i jordarter under grundvattenytan är också beroende av hur mycket lösta salter vattnet innehåller. Sand och grus ovanför grundvattenytan kan ha mycket höga resistiviteter, medan sand och grus under grundvattenytan har lägre resistivitet på grund av vatteninnehållet. För morän kan resistiviteten variera beroende på om det är en lermorän eller en grovkornig morän (Dahlin *et al.*, 1999).

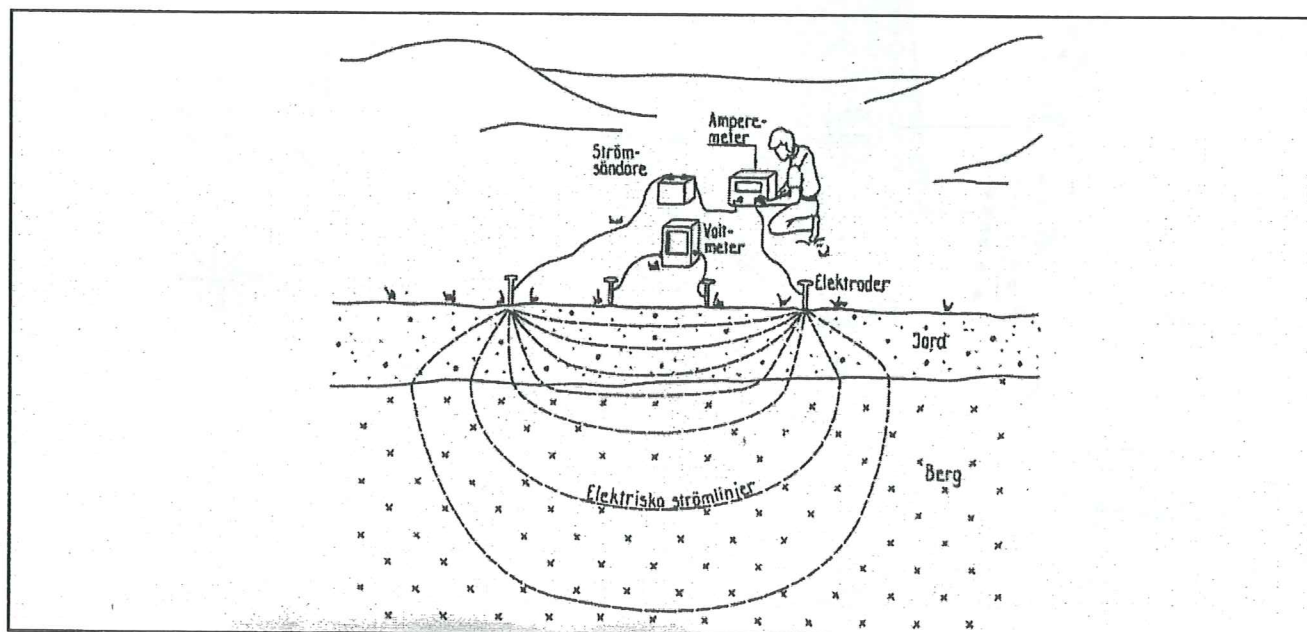


Fig. 6. Principen för uppställning av resistivitetsmätning med fyra elektroder (Dahlin *et al.*, 1999)

5.1.3.2 Metodik

Mätinstrumentet som användes var en ABEM Terrameter SAS 4000. Kabelsystemet var av typen multielektrodsystem. Ett stort antal elektroder, upp till 81 st, sätts ut fördelade på fyra kablar (Fig. 7). Instrumentet kopplar sedan vid mätning in fyra av elektroderna. En strömpuls med en strömstyrka på upp till 1000mA och en spänning på upp till 400V sänds mellan två av dessa samtidigt som spänningen mäts mellan de två andra elektroderna (Fig. 6). Avståndet mellan elektroderna avgör nedträngningsdjupet för den utsända strömmen (Dahlin *et al.*, 1999). Genom att systematiskt koppla in olika kombinationer av elektroder kan man kartlägga hur resistiviteten i marken varierar i djupled och i sidled.

I Wenner Alpha-uppställningen (Fig. 6), som använts i denna undersökning, är det de två yttersta elektroderna som strömpulsen sänds emellan (strömelektroder) och de innersta som mäter spänningen som uppstår mellan de yttre elektroderna (potential-elektroder). Mätningarna växlas mellan de olika elektroderna så att minimalt och maximalt avstånd mellan elektroderna utnyttjas och alla varianter där emellan.

Wenner Alpha-uppställningen är bra för detektering av vertikala förändringar på grund av att mätningarna är känsligast under potentialelektroderna placerade centralt i mätuppställningen. Detta medför att horisontella strukturer framträder bättre vid tolkningen.

5.1.3.3 Omfattning

En 360 m lång profil uppmättes, se fig. 5. Baselektroavståndet var 3 m, vilket gav ett nedträngningsdjup på 36 m. Antalet mätningar längs profilen var 773.

5.1.3.4 Resultat

Resultaten av utförda mätningar registreras som skenbara resistivitetsvärden, vilka är medelvärden av markens resistivitet ner till nedträngningsdjupet. För att praktiskt kunna tolka värdena och använda dem i geologiska sammanhang måste resultaten konverteras till en resistivitetsmodell.

Resultatet av mätningarna redovisas som modellerade resistivitetssektioner (Fig. 8), visade olika lagers resistivitetsvärden. Denna modellering utförs i dataprogrammet RES2DINV.

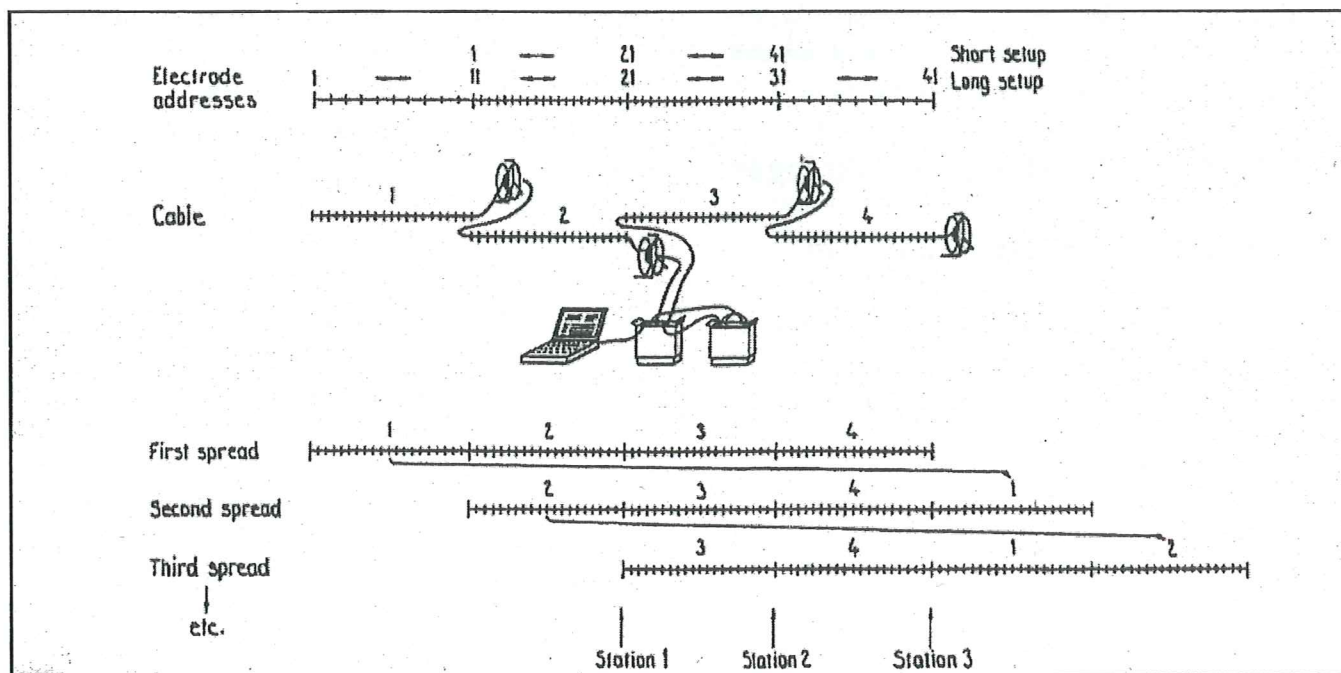


Fig. 7. Metodik vid multielektrodmätning. Upp till 81 elektroder fördelade på fyra kablar sätts ut. Vid mätning längs långa profiler tillämpas sk roll-along mätning, varvid kabel 1 flyttas till en ny position i profilriktningen (Loke, 2003).

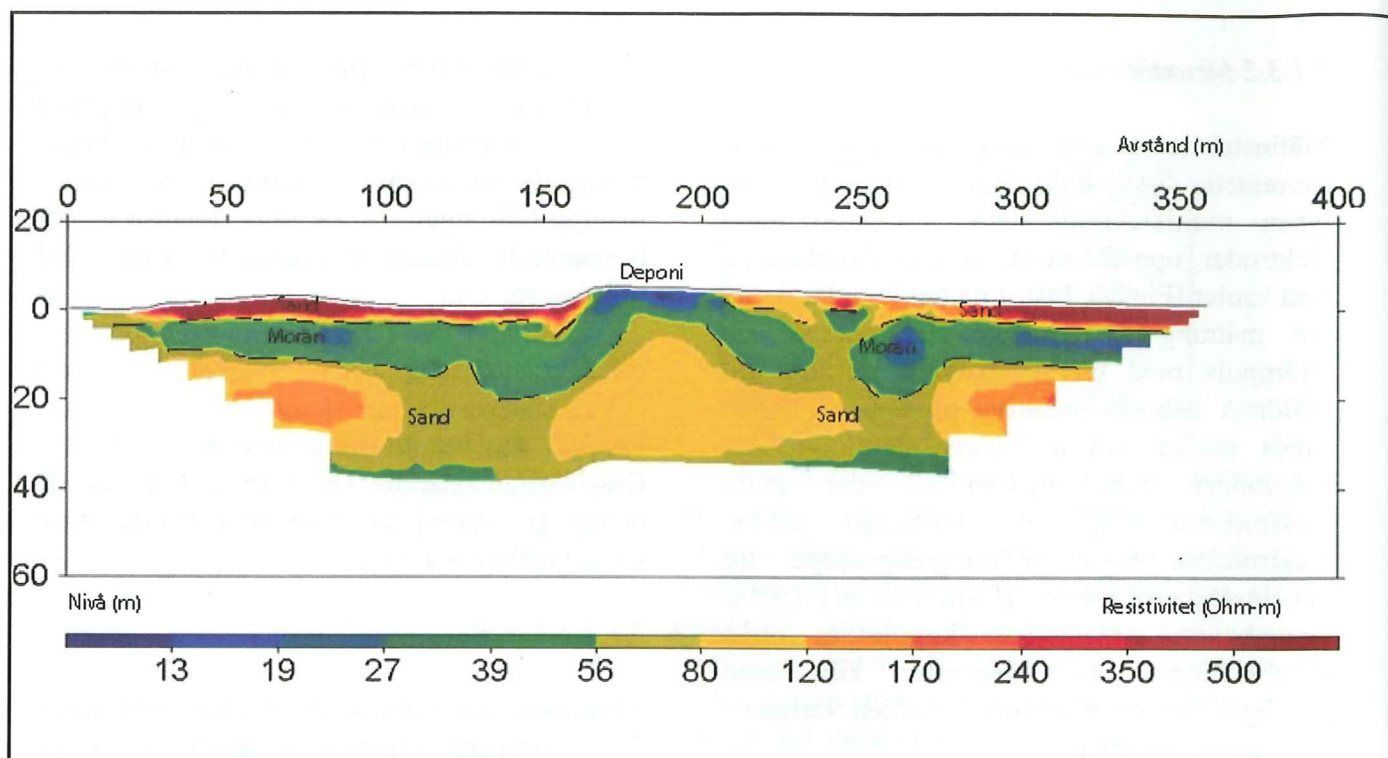


Fig. 8. Tolkad resistivitetsmätning.

5.1.4 Avvägning

Avvägning med avvägningsinstrument genomfördes för att bestämma observationsrörens höjdläge och markytans nivå längs resistivitetsmätningens profil. Resistivitetsmätningens profil avvägdes på var femte meter med utgångspunkt från en referenspunkt (0-punkt) vid Marbäckens kant ner mot vattnet vid resistivitetsprofilens början (Fig. 5).

5.2 Hydrogeologiska undersökningar

5.2.1 Nivåmätning av grundvattenytan

Grundvattenytans läge i de fyra observationsrör som sattes ut i borrade spadborrhål (Fig. 5) mättes med ljuslod. Ljuslodet är i princip ett

måttband som firas ner i observationsröret. Bandet innehåller två isolerade ledare som är anslutna till en vikt i bandets ände. När vikten når grundvattenytan sluts strömmen, en lampa tänds och en signal avges.

Vid mätningarna med ljuslod var grundvattenytans genomsnittliga läge 3.06 m från markytan i obsrör 1, 0.22 m från markytan i obsrör 2, 1.36 m från markytan i obsrör 3 samt 2.70 m djup från markytan i obsrör 4. Med hjälp av dessa mätningar har en grundvattennivåkarta (Fig. 9) över området interpolerats fram med hjälp av datorprogrammet SURFER.

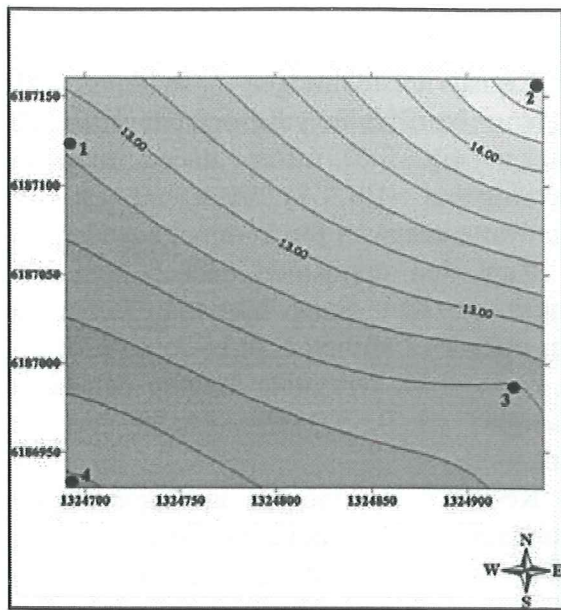


Fig. 9. Interpolerad grundvattennivåkarta utifrån nummerade borrhål.

5.2.2 Siktanalys

Bestämning av den hydrauliska konduktiviteten krävs för att kunna beräkna grundvattnets flödes hastighet. Hydrauliska konduktiviteten beräknades med hjälp av Hazens formel (Craig, 2001) med data tagna från siktanalyskurvor. Hazens formel formuleras:

$$K = A d_{10}^2, \text{ där} \quad (5)$$

K = hydraulisk konduktivitet (m/s)

$A = 0.01158$

d_{10} = kornstorleken vid 10 vikt-% i kornstorlekskurvan (mm)

Med utgångspunkt från sikt kurvorna bestämdes faktorn d_{10} för varje prov (Tab. 3), varefter hydraulisk konduktivitet bestämdes enligt Hazens formel. Alla proverna höll en kvot på $d_{60}/d_{10} < 5$.

Tab.3. Faktor d_{10} , d_{60} och kvoten mellan dem, hos alla kornstorleksproven

Prov	d_{10}	d_{60}	d_{60}/d_{10}
1	0,21	0,40	1,90
2	0,17	0,33	1,94
3	0,08	0,30	3,75
4	0,12	0,25	2,08
5	0,16	0,30	1,88
6	0,12	0,34	2,83
7	0,11	0,24	2,18
8	0,20	0,55	2,75

I samband med spadborringarna togs 8 st jordprover på vilka siktanalys utfördes. Siktanalys utfördes på standardiserat sätt (Stockholms universitet, 1995) med dispergering i $NA_4 P_2O_7$ -lösning, torkning i 105° , därefter vägning och siktning i siktar med olika maskvidd, vilka skakades i skakapparat under 15 minuter. Kvarvarande material på varje sikt vägdes och det sammanlagda resultatet ritades upp som kornstorlekskurva för respektive prov.

Siktanalyserna visade att huvuddelen av proverna är mellansand och att den hydrauliska konduktiviteten har liten variation i intervallet ($5,1 \times 10^{-4} - 6,0 \times 10^{-5}$ m/s).

6. Geologisk modell

Jordarternas utbredning i ytan finns tolkat i jordartskartan (Fig. 5). Moränen som finns i norra delen och i den sydöstra delen av området påminner starkt om varandra, vilket tyder på att moränen bildar en sammanhängande enhet. Färgen är gråbrun och den innehåller mycket lerpartiklar. Blockhalten är svår att avgöra eftersom området är uppodlat. Moränens mäktighet bedöms normalt vara 5–15 meter. Resistivitmätningen indikerar emellertid att moränen är tunnare under deponin och att den möjligen saknas helt på sina ställen i undersökningsområdet.

I den centrala delen av undersökningsområdet bildar isälvssand ytavlagring. Denna varierar i kornstorlek mellan finsand och mellansand, är gulbrun till färgen och välsorterad. Ställvis bildar också silt ytavlagring.

Resistivitmätningen indikerar att sanden i området är ytlig och att den endast sträcker sig 3-5 meter under markytan. Borringarna (Bil. 1) visar att ett övre grundvattenmagasin förekommer i sanden.

Runt den uppdämda bäcken som löper genom området finns lergyttja. Borringen som utfördes i närheten av bäcken (borrhål 2, bil. 1) visar att lergyttjan är ytlig och har en mäktighet på 0,65 meter. Under lergyttjan finns sand.

Resistivitmätningen indikerar att sand förekommer under moränen. Denna sand kan utgöra en del av de så kallade Alnarps-sedimenten. På grundval av utförd jordartskartering och mätningar har en principiell jordlagerföljdsmodell upprättats (Fig. 10).

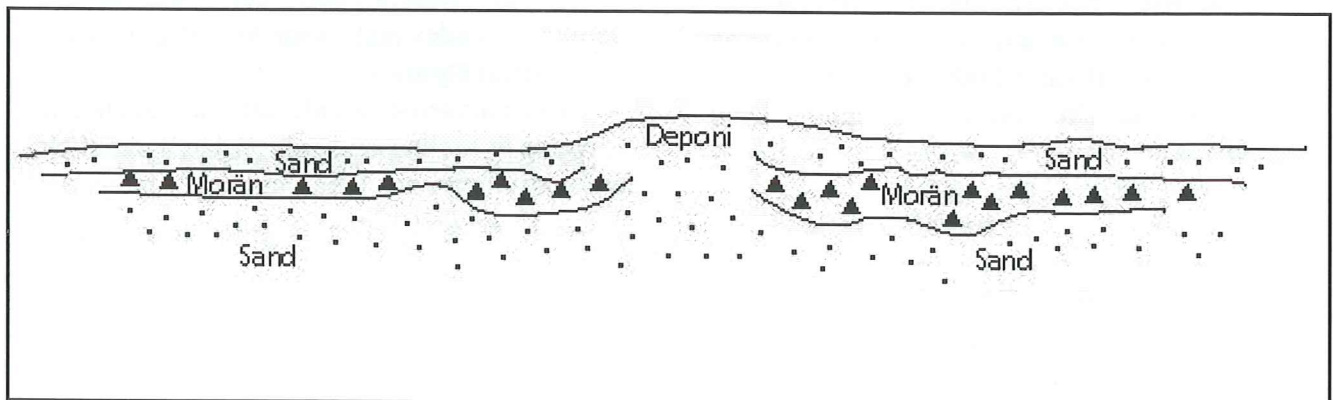


Fig. 10. Principskiss för jordlagrens utbredning.

7. Hydrogeologisk modell

7.1 Hydrogeologiska förhållanden vid deponin

7.1.1 Nederbörd

Medelnederbörd vid avfallsupplaget har beräknats med en avståndsviktad interpolation mellan korrigerade nederbördsvärden för närliggande nederbördsstationer enligt:

$$z(x_p) = \frac{\sum(z_i \times w_i)}{\sum w_i}, \text{ där} \quad (2)$$

$z(x_p)$ = interpolerade värdet

z_i = värdet för punkt i

$w_i = 1/d^k$

d = avståndet mellan punkt p och punkt i

k = potens som styr avståndsberoendet

Punkter som ligger nära den interpolerade punkten har större inflytande på nederbördsvärdet och därför används det inverterade avståndet mellan den interpolerade punkten och den kända punkten. Om k sätts till noll blir varje punkt lika mycket viktad och man får då ett vanligt medelvärde. Om k istället sätts till ett blir varje punkt viktad i proportion till sitt avstånd från den interpolerade punkten. Om k som i det här fallet sätts till två blir punkter som ligger nära den interpolerade punkten högre viktade än de som ligger längre ifrån, eftersom punkterna är viktade i proportion till kvadraten på det inverterade avståndet (Eklundh, 2001).

Interpolation, (Tab. 4) har gett ett genomsnittligt nederbördsvärde för undersökningsområdet på 750 mm/år.

Tab. 4. Interpolation för beräkning av nederbörden över deponin.

	Avstånd	$1/d^2$	P (mm/år)	$P \cdot 1/d^2$
Alnarp/ Norrevång	15260	4,29E-09	632	2,71E-06
Lund/ Norrevång	14466	4,78E-09	773	3,69E-06
Örtofta/ Norrevång	14587	4,70E-09	733	3,44E-06
Svalöv/ Norrevång	16827	3,53E-09	806	2,85E-06
Stehag/ Norrevång	28852	1,20E-09	917	1,10E-06
Summa:		1,85E-09		1,38E-06
Interpolerat värde:				7,46E+02
Nederbörd Norrevång				750 mm

7.1.2 Avdunstning

Beräkning enligt Thornthwaites formel (ekvation 3) ger en potentiell evapotranspiration på 567 mm/år (Tab. 5). Markvattenunderskottets variationer har beräknats enligt metodik beskriven i Shaw (1994). Metoden är en enkel vattenbalansmetod och går i kort ut på att nederbördsöverskottet $P - PE$ beräknas månad för månad. För de månader då $P - PE > 0$ (normalt nov/dec - apr) blir markvattenunderskottet (SMD) = 0. För de månader då $P - PE < 0$ (normalt med början i maj) uppstår ett underskott, dvs. $SMD > 0$, vilket ackumuleras

Tabell 5 Potentiell evapotranspiration, beräknad enligt Thornthwaite, och verklig evapotranspiration, beräknad enligt Shaw (1994).

Månad	P (mm)	T _{medel}	i	N	N _{mån}	I	a	mellansteg	PE	P - PE	PotSMD	SMD	Et (mm)
jan	60	-0,6	0	7,60	0,63	30,15	0,98	0	0	60,00	0	0	0
feb	36	-0,5	0	9,50	0,79	30,15	0,98	0	0	36,00	0	0	0
mars	50	1,9	0,23	11,75	0,98	30,15	0,98	9,87	9,45	40,55	0	0	9,00
april	46	6,0	1,31	14,10	1,18	30,15	0,98	37,41	34,93	11,07	0	0	35,00
maj	49	11,4	3,44	16,20	1,35	30,15	0,98	81,67	75,14	-26,14	26,14	26,00	75,00
juni	63	15,4	5,41	17,40	1,45	30,15	0,98	118,50	108,26	-45,26	71,40	71,00	108,00
juli	79	16,8	6,16	16,85	1,40	30,15	0,98	125,19	114,25	-35,25	106,65	102,00	110,00
aug	70	16,5	5,99	15,00	1,25	30,15	0,98	109,45	100,14	-30,14	136,79	112,00	80,00
sep	72	13,0	4,19	12,75	1,06	30,15	0,98	73,30	67,58	4,42	132,28	107,58	67,58
okt	71	9,1	2,46	10,40	0,87	30,15	0,98	41,85	39,00	32,00	100,00	75,57	39,00
nov	79	4,5	0,85	8,25	0,69	30,15	0,98	16,42	15,57	63,43	36,57	12,14	15,57
dec	71	1,1	0,10	7,00	0,58	30,15	0,98	3,41	3,33	67,67	0	0	3,00
	746		30,16						567,65				542,14

under följande månader. När P - PE åter blir positivt reduceras markvattenunderskottet tills det är helt återställt, vilket normalt sker i november/december. Med ledning av markvattenunderskottets storlek kan man sedan beräkna den verkliga evapotranspirationen E_t . Detta görs med tabeller som tar hänsyn till att växterna har en viss förmåga att upprätthålla full transpiration även vid ett visst markvattenunderskott. (Shaw, 1994).

Beräkningarna ger en verklig evapotranspiration på 542 mm/år. Detta är ett något högre värde än vad som redovisas av SMHI, men tar i större utsträckning hänsyn till de lokala förhållandena vid Löddeköpinge.

7.1.3 Avrinning

Med en beräknad nederbörd på 750 mm/år och en beräknad evapotranspiration på ca 550 mm/år uppgår nettonederbörden till ca 200 mm/år.

7.1.4 Grundvattenbildning

Ovan har nettonederbörden beräknats till ca 200 mm/år. Av nettonederbörden bedöms ca 5 % avgå direkt genom ytlig avrinning i rotzonen. Resten av nettonederbörden i området infiltrerar och bildar grundvatten (Kristianstads kommun, 2000). Den mängd nederbörd som bildar grundvatten i området bedöms till ca 190 mm/år.

7.2 Grundvattenmagasin

I jordlagren inom undersökningsområdet finns ett öppet och ett slutet grundvattenmagasin. Det öppna grundvattenmagasinet förekommer i områdets isälvssand och har en grundvattenyta som enligt utförda mätningar ligger ca 3 meter under markytan enligt utförda mätningar, medan ett slutet magasin är beläget i Alnarspediment med en trycknivå på mellan 5-20 meter under markytan (Gustafsson, 1981).

7.3 Vattenbalans för deponi

Beräkningen av vattenbalansen för deponin utgår från grundvattenkartan (Fig. 9), som visar grundvattennivån i det övre öppna grundvattenmagasinet. I grundvattenkartan har utbredningen för deponin uppskattats och ritats in, därefter har flödeslinjer över deponin upprättats (Fig. 11), bildande flödeskanaler över området.

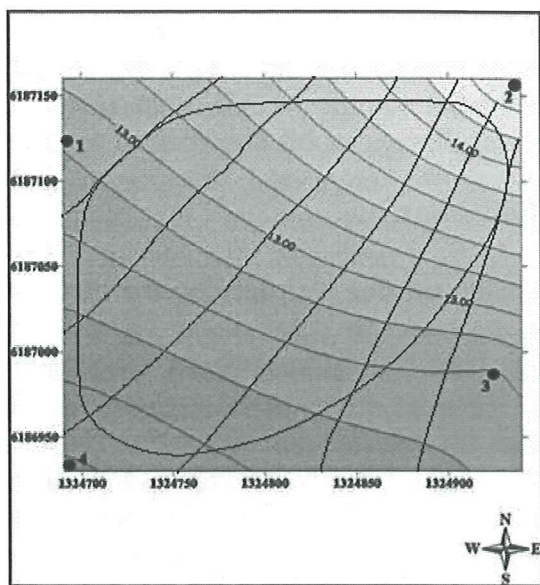


Fig. 11. Grundvattenkarta visande utbredningen för deponin samt godtyckligt utlagda flödeskanaler över området.

Flödeslinjerna och begränsningslinjen för deponins utbredning utgör olika delområden. Inom varje delområde har grundvattenflödet för inkommande och utgående grundvatten samt grundvattenbildningen beräknats. För varje delområde har hydraulisk konduktivitet, grundvattenytans lutning, tvärsnittsarean för inkommande och utgående grundvatten och arean av delområdet fastställts. Med hjälp av detta har grundvattenflödet inom deponin överslagsmässigt kunnat beräknas utifrån Darcys lag:

$$v = K \times i, \text{ där} \quad (6)$$

v = grundvattnets hastighet (m/s)

K = hydraulisk konduktivitet (m/s)

i = grundvattenytans gradient (-)

I alla områden har den hydrauliska konduktiviteten satts till $2,5 \times 10^{-4}$ m/s, vilket är medelvärdet av de beräknade hydrauliska konduktiviteterna i det övre öppna grundvattenmagasinet. Medelvärdet kan användas eftersom variationen mellan värdena på den hydrauliska konduktiviteten är liten.

Lutningen för inkommande grundvatten (hydrauliska gradienten) avlästes från grundvattenkartan i början av vart och ett delområde. Tvärsnittsarean beräknades genom bredden av delområdet multiplicerat med sandens djup som avlästes i resistivitetsmätningen. På samma sätt, fast i den nedre delen av delområdet, beräknades det utgående grundvattnets lutning och tvärsnittsarea. Med hjälp av Darcys lag beräknades respektive grundvattenflöde. De olika delgrundvattenflödena har summerats så att man får ett flöde över hela området.

Grundvattenbildningen (190 mm/år) multiplicerats med arean för varje delområde och utifrån detta har ett vertikalt flöde beräknats. Det har även beräknats ett flöde över hela området. Det vertikala grundvattenflödet mellan det övre öppna och det undre slutna grundvattenmagasinet sediment har beräknats med hjälp av följande uttryck:

$$Q_{\text{ner}} = Q_{\text{in}} + Q_{\text{grvb}} - Q_{\text{ut}} \quad (7)$$

Q_{ner} = neråtriktat grundvattenflöde

Q_{in} = ingående grundvatten

Q_{grvb} = grundvattenbildning

Q_{ut} = utgående grundvatten

Resultatet av vattenbalansen för deponin visas i den hydrogeologiska modellen (Fig. 12). Denna visar att grundvattenflödet är 1,2 l/s både för inkommande och utgående grundvatten genom deponin. Grundvattenbildningen har ett flöde på 0,2 l/s, vilket är lika

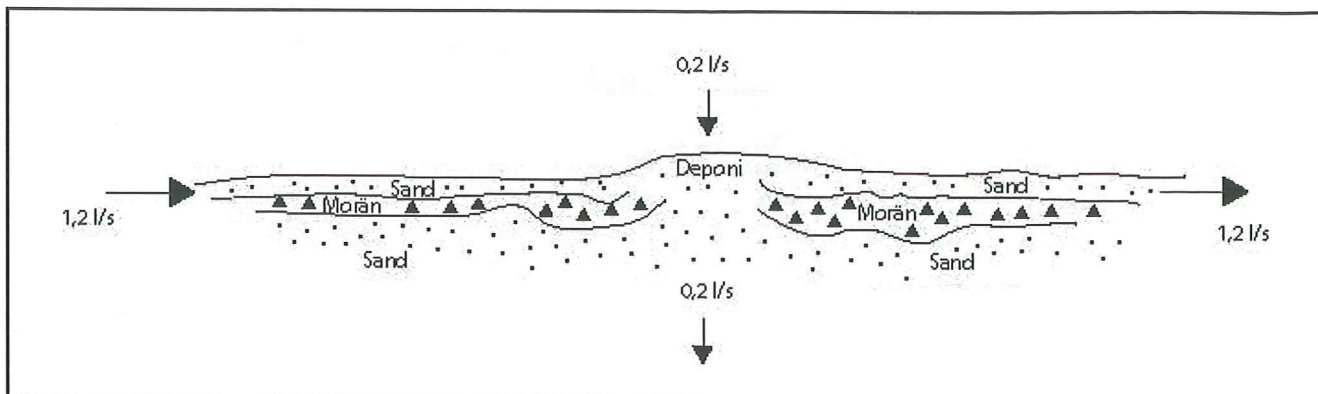


Fig. 12. Hydrogeologisk modell som visar grundvattenflödet i området runt deponin.

stort som det nedåtriktade flödet. Detta innebär att huvuddelen av nettonederbörden läcker ner till det undre grundvattenmagasinet. Ett så stort nedåtriktat flöde är en indikation på att jordlagren under deponin har hög genomsläpplighet, dvs. de utgörs sannolikt inte av morän.

7.4 Transporttid

Den maximala tid som det tar för föroreningar att transporteras på platsen kan beräknas genom Darcy's lag (ekvation 6). Den hastighet som fås direkt ur formeln är en skenbar hastighet och den verkliga hastigheten kan beräknas enligt:

$$v_v = v_s / n_e \text{ där,} \quad (8)$$

v_v = verklig hastighet (m/s)
 v_s = skenbar hastighet (m/s)
 n_e = effektiv porositet (-)

I beräkningen av den skenbara hastigheten har den hydrauliska konduktiviteten satts till $2,5 \times 10^{-4}$ m/s och grundvattenytans lutning till 0,005 m/m. Effektiva porositeten för sand kan uppskattas till 0,3. Beräkningen ger härvid en transporttid för grundvattnet i området på 3,28 m /dygn eller ca 100 m på 30 dagar.

7.5 Felkällor

En felkälla till den hydrogeologiska modellen är uppskattandet av delområden. När man gör på detta sätt ökar risken för att fel förs in i undersökningen eftersom delområdena kanske inte blir bra indelade och att areorna för dessa blir felaktiga. Grundvattenkartan som ligger till underlag för delområdena är interpolerad. Detta medför att den verkliga grundvattenytan och den interpolerade troligen inte överensstämmer överallt.

En annan felkälla är uppskattandet av djupet på sanden som avlästs från resistivitetmätningens modell. Modellen har interpolerats och antalet mätpunkter är troligen inte så stort att det går att hitta skillnader i gradient mellan in- och utströmningsområdena.

I den hydrogeologiska modellen antas även att det övre magasinet är homogent. Det kan finnas heterogeniteter som inte har påträffats i undersökningen. Den uppskattade grundvattenbildningen i området är ytterligare en felkälla, där både den interpolerade nederbörden och den uppskattade evapotranspirationen kan ge fel.

Det sammanlagda felet bedöms kunna var betydande, varför den redovisade vattenbalansen bör betraktas som orienterande.

8. Diskussion om föroreningars potentiella spridningsvägar i området

Eventuella föroreningar inom området antas huvudsakligen transporteras med grundvattnet och sprids med dess hastighet. Enligt den hydrogeologiska modellen ovan är den huvudsakliga transportvägen för föroreningarna via ytliga sandlager till Marbäcken. En annan möjlig transportväg är neråt till djupare sediment. Resultatet av den hydrogeologiska modellen är mycket osäkert och det behövs fler undersökningar för att kunna fastställa hur stort det neråtriktade flödet egentligen är. Det man framförallt bör göra är att utföra borrhningar för att fastställa grundvattnets trycknivå i det undre magasinet.

Det tar ca 60 dagar för eventuella vattenlösliga föroreningar från deponin att nå Marbäcken. Detta innebär att det befintliga kontrollprogrammet för Marbäcken bör kunna avslutas eftersom eventuella föroreningar sedan lång tid tillbaka borde ha nått Marbäcken.

Transporttiden för föroreningar som transporteras neråt till djupare sediment kan inte fastställas i den här undersökningen. Det krävs ytterligare undersökningar för att detta ska kunna beräknas. Därför är det svårt att avgöra hur länge ett eventuellt kontrollprogram för de djupare sedimenten skulle pågå. Det kontrollprogram som idag finns kontrollerar endast om det finns föroreningar i Marbäcken.

I Marbäcken kan floran och faunan påverkas av eventuella föroreningar. Om föroreningarna transporteras ner till djupare sediment sker det en påverkan på vattentäktintressen.

Koncentrationen av föroreningar kan minska bl.a. på grund av biologisk nedbrytning. Den biologiska aktiviteten är störst i markens rotzon. Vid deponin transporteras infiltrerande ytvatten snabbt igenom rotzonen på grund av dennas höga permeabilitet och genom att grundvattenytan är ytligt belägen. Detta medför att den biologiska nedbrytningen av eventuella föroreningar är försumbar.

9. Sammanfattning

En ansökan om att avsluta kontrollprogrammet över avfallsupplaget utanför Löddeköpinge har lämnats in till Länsstyrelsen. Denna beslöt dock att ytterligare undersökningar krävdes innan man kunde avsluta kontrollprogrammet. Sweco VIAK har fått uppdrag att genomföra dessa undersökningar och i det här examensarbetet har föroreningars potentiella spridningsvägar undersökts. Detta har skett med hjälp av en geologisk modell, grundad på data hämtat från ytjordartskartering, spadborringar och resistivitetsmätning. En hydrogeologisk modell, grundad på data hämtat från nivåmätningar och siktanalyser, har upprättats. Den geologiska modellen visar att det under deponin finns ett ytligt lager av isälvssand. Denna underlagras till största delen av ett

kontinuerligt lager av lerig morän. Resistivitetsmätningen indikerar dock att moränen är tunnare under deponin, vilket gör att Alnarps sedimenten som finns under moränen eventuellt kommer i direktkontakt med isälvssanden. Den hydrogeologiska modellen visar att huvuddelen av det vatten som bildas genom grundvattenbildningen transporteras ner genom sedimenten med i genomsnitt 0,2 l/s. Grundvattenflödet genom deponin uppgår till 1,2 l/s. En möjlig spridningsväg för eventuella föroreningar är således att de transporteras ner till Alnarps sedimentens grundvattenmagasin på grund av en uttunning av moränen under deponin.

10. Tackord

Jag vill tacka mina handledare Hans Jeppsson (Sweco) och Per Möller (kvartärgeologiska institutionen). Stort tack till markägare i Löddeköpinge framförallt Göran Larsson och Nils Andersson. Tack även till Patrik Lund på Kävlinge kommun som har besvarat mina frågor angående tippen. Tack till mina fältassistenter Anna E, Anna H, Hans, Mattias och Måns.

11. Litteraturlista

- Alexandersson, H., Karlström, C. och Larsson-McCann, S., 1991: Temperaturen och nederbörden i Sverige 1961-90 Referensnormaler. *SMHI Meteorologi Nr. 81*. SMHI:s tryckeri. 87 s.
- Andersson, C., Destouni, G. och Gren, I-M., 1998: Förorening av grundvatten: osäkerhet, miljörisker och kostnader för skydd och kontroll. *Teknisk rapport, Avd. för vattenvårdsteknik, inst. för anläggning och miljö, Kungliga tekniska högskolan, Stockholm*. Rapport 25 s.
- Brandt, M., Jutman, T. och Alexandersson, H., 1994: Sveriges vattenbalans: årsmedelvärden 1961 – 1990 av nederbörd, avdunstning och avrinning, *SMHI Hydrologi Nr 49*. 16 s.
- Craig, R., 2001: *Soil mechanics*, sixth edition, Chapman and Hall, 485 pp.
- Dahlin, T., Gass, R. och Jeppsson, H., 1999. *Resistivitetmätning som förundersökningsmetod vid tunnelbygget genom Hallandsås*. Föredrag Bergmekanikdag i Stockholm, 10 mars 1999. ISSN 0281-4714. 15 – 22 s
- Eklundh, L., 2001: *Geografisk information-behandling- metoder och tillämpningar*. Centraltryckeriet Borås. (Andra reviderade upplagan), 351 s.
- Gustafsson, O., 1981: Hydrogeologiska kartan 2C Malmö SV-SO-NV-NO *SGU ser Ag 13*. 51 s.
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979: *Groundwater*. Prentice Hall, USA. 604 pp.
- Knutsson, G. och Morfeldt, C-O., 1993: *Grundvatten- teori och tillämpning*. Svenskt tryck AB, Stockholm. 304 s.
- Loke, M.H., 2003: *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys* <http://www.geoelectrical.com>, rev. date 25th march 2003, 124 pp. 25 november 2003
- Kvartärgeologiska institutionen, Stockholms universitet 1995: Kompendium i jordartsanalys- laboratoriekompendium, *Quaternaria. Ser. B: Rapporter och meddelanden Nr. 1*. Akademityck AB. 166 s.
- Naturvårdsverket, 1995: Föroreningar i deponier och mark – ämnens spridning och omvandling. *Naturvårdsverkets rapport 4473* Realtryck AB, Stockholm. 46 s.
- Ringberg, B., 1976: Jordartskartan 2C MalmöSV-SO-NV-NO *SGU ser Ae 27*. 100 s.
- Shaw, E. M., 1994: *Hydrology in practice*, third edition, Chapman and Hall. 394 pp.
- Sivhed, U. Wikman, H. och Erlström, M., 1999: Berggrundskartan 2C Malmö SV-SO-NV-NO *SGU Ser. Af 191*. 143 s.
- Kristianstads kommun 2000: *Vattenförsörjningen inom Kristianstad*. <http://www.kristianstad.se/kommunen/c4teknik/pdf/Kristianstad%20Vattenforsorjninge n.PDF>, 81 s, 14 oktober 2003

Bilaga 1

Borrhål	Djup (m)	Lager	Kommentar	Grundvattenyta (m under markytan)
1	0 – 0,26	matjord		
	0,26 – 1,80	mellansand	Homogen, massiv, gul - röd	
	1,80 – 2,00	mellansand	Lerinslag	
	2,00 –	finsand	Grå	3,00
2	0 – 0,65	leryttja		
	0,65 –	finsand		0,65
3	0 – 0,55	matjord		
	0,55 – 0,80	mellansand	Homogen, massiv, gul - röd	
	0,80 – 1,00	finsand	Inslag av silt	
	1,00 – 1,35	mellansand		
	1,35 –	finsand		1,35
4	0 – 0,48	matjord		
	0,48 – 1,45	mellansand	Homogen, massiv, gul - röd	
	1,45 – 2,38	finsand		
	2,38 –	mellansand		2,60
5	0 – 1,20	mellansand	Homogen, massiv, gul - röd	
	1,20 – 1,30	Grusig sand		
	1,30 –	mellansand		1,70

I alla borrhål borrhades det ca 40 cm under grundvattenytan

Tidigare skrifter i serien "Examensarbeten i Geologi vid Lunds Universitet":

102. Carlemalm, Gunnar, 1999: En glacialgeologisk studie av morän och moränfyllda sprickor i underliggande sandersediment, Örsjö, Skåne.
103. Blomstrand, Malou, 1999: 1992-1998 Seismicity and Deformation at Mt. Eyjafjalla-jökull volcano, South Iceland.
104. Dahlqvist, Peter, 1999: A Lower Silurian (Llandoveryan) halysitid fauna from the Berge Limestone Formation, Norderön, Jämtland, central Sweden.
105. Svensson, Magnus A., 1999: Phosphatized echinoderm remains from upper Lower Ordovician strata of northern Öland, Sweden - preservation, taxonomy and evolution.
106. Bengtsson, Anders, 1999: Trilobites and bradoriid arthropods from the Middle and Upper Cambrian at Gudhem in Västergötland, Sweden.
107. Persson, Christian, 1999: Silurian graptolites from Bohemia, Czech Republic.
108. Jacobson, Mattias, 1999: Five new cephalopod species from the Silurian of Gotland.
109. Augustsson, Carita, 1999: Lapillituff som bevis för underjurassisk vulkanism av stromboli-karaktär i Skåne.
110. Jensen, Sigfinn J., 1999: En silurisk transgressiv karbonatlagerföljd vid S:t Olofsholms stenbrott, Gotland.
111. Lund, Mats G., 1999: En strukturgeologisk modell för berggrunden i Sarvesvage - Luottalako-området, Sareks Nationalpark, Lappland.
112. Magnusson, Jakob, 1999: Exploration of submarine fans along the Coffee Soil Fault in the Danish Central Graben.
113. Wickström, Jenny, 1999: Conodont biostratigraphy in Volkhovian sediments from the Mäekalda section, north-central Estonia.
114. Sjögren, Per, 1999: Utmarkens vegetationsutveckling vid Ire i Blekinge, från forntid till nutid - en pollenanalytisk studie.
115. Sälgeback, Jenny, 1999: Trace fossils from the Permian of western Dronning Maud Land, Antarctica.
116. Söderlund, Pia, 1999: Från gabbro till granat-amfibolit. En studie av metamorfos i Åkermetabasiten väster om Protoginzonen, Småland.
117. Jönsson, Karl-Magnus, 2000: Sedimentologiska och litostratigrafiska undersökningar i södra Malmös kvartära avlagringar, södra Sverige.
118. Romberg, Ewa, 2000: En sediment- och biostratigrafisk undersökning av den tidigare Littorina-lagunen vid Barsebäck, SV Skåne, med beskrivning av en Preboreal klimat-oscillation.
119. Bergman, Jonas, 2000: Skogshistoria i Söderåsens nationalpark. En pollenanalytisk studie i Söderåsens nationalpark, Skåne.
120. Lindahl, Anna, 2000: En paleoekologisk och paleohydrologisk studie av fuktängar i Bräkneåns dalgång, Bräkne-Hoby, Blekinge.
121. Eneroth, Erik, 2000: En paleomagnetisk detaljstudie av Sarekgångsvärmen.
122. Terfelt, Fredrik, 2000: Upper Cambrian trilobite faunas and biostratigraphy at Kakeled on Kinnekulle, Västergötland, Sweden.
123. Sundberg, Sven Birger, 2000: Vattenrening genom komplexbildning mellan järn och humusämnen - en litteraturstudie med försök.
124. Sundberg, Sven Birger, 2000: Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne.
125. Kjällerström, Anders, 2000: En geokemisk studie av bergartsvariationen på Bullberget i västra Dalarna.
126. Cinthio, Kajsa, 2000: Senglacial och tidig-holocen etablering och expansion av lövträd på en lokal i nordvästra Rumänien.
127. Lamme, Sara, 2000: Klimat- och miljöförändringar under holocen i Sylarnaområdet, södra svenska Skanderna, baserat på analys av makrofossil och klyvöppningar.
128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydrogeologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO-simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan-African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.

137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en djupvitträd sprickdal på Romeleåsen, Skåne.
138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petro-physical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian foreland, southern Sweden.
139. Eriksson, Mårten, 2001: Bedömning av förorenings-spridning kring en nedlagd bensinstation i Karlaby, sydöstra Skåne.
140. Ljung, Karl, 2001: A paleoecological study of the Pleistocene-Holocene transition in the Kap Farvel area, South Greenland.
141. Åkesson, Cecilia, 2001: Undersökning av grundvattenförhållanden i området kring Östra Vemmerlöv, Simrishamns kommun, sydöstra Skåne.
142. Bermin, Jonas, 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite.
143. Mansurbeg, Howri, 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany.
144. Hermansson, Tobias, 2001: Sierggaväggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi.
145. Veres, Daniel-Stefan, 2001: A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on Late Glacial sediments from Atteköps mosse, southwestern Sweden, and their tentative correlation with the GRIP event stratigraphy.
146. Ahlberg, Tomas, 2001: Hydrogeologisk undersökning samt sårbarhetskartering av området kring tre bergbörade grundvatten-anläggningar i Simrishamns kommun.
147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.
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. Malmberg, 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 nordöstra 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 textuell undersökning.
161. Ljungberg, Julia, 2003. Sierggaväggeskollan i gränslandet 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: Ignimbritenheterna 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 avfalls-upplag utanför Löddeköpinge, Skåne.