

R-98-55

Förstudie Oskarshamn

Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar

Sven Follin, Malin Årebäck, Carl-Lennart Axelsson,
Martin Stigsson

Golder Grundteknik, Solna

Gunnar Jacks

Institutionen för Anläggning och Miljö
Kungliga Tekniska Högskolan, Stockholm

December 1998

Svensk Kärnbränslehantering AB

Swedish Nuclear Fuel
and Waste Management Co
Box 5864

SE-102 40 Stockholm Sweden

Tel 08-459 84 00
+46 8 459 84 00

Fax 08-661 57 19
+46 8 661 57 19



Förstudie Oskarshamn

Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar

Sven Follin, Malin Årebäck, Carl-Lennart Axelsson,
Martin Stigsson

Golder Grundteknik, Solna

Gunnar Jacks

Institutionen för Anläggning och Miljö
Kungliga Tekniska Högskolan, Stockholm

December 1998

Sammanfattning

I föreliggande studie görs bedömningar av lämpligheten för ett djupförvar i Oskarshamns kommun med avseende på grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. Syftet är att utreda om det finns anledning att särskilt undvika eller förorda delar av kommunen för vidare undersökningar ur dessa aspekter. Bedömningarna är med nödvändighet preliminära eftersom underlaget inte är fullständigt. En säkerhetsanalys av ett tänkbart läge för ett djupförvar kräver detaljerade uppgifter mot djupet för platsen ifråga, något som kan erhållas först efter omfattande borrhålsundersökningar.

Studien är begränsad till att bedöma de hydrogeologiska förutsättningarna för att förlägga djupförvaret till berggrunden på land. De hydrogeologiska förutsättningarna för en förläggning till berggrunden under Östersjön kan inte värderas närmare, eftersom det saknas underlag för detta. Sammanfattningsvis konstateras att de hydrogeologiska förhållandena i Oskarshamns kommun sannolikt är gynnsamma för ett djupförvar om detta förläggs till bergmassan mellan större sprickzoner.

Innehållsförteckning

Sammanfattning

1 Inledning	1
1.1 Bakgrund och syfte	1
1.2 Grundvattnets betydelse för djupförvaret	1
1.3 Avgränsningar	2
1.4 Bakgrundsmaterial	2
2 Geologisk översikt	9
2.1 Jordlager och berggrundsförhållanden	9
3 Landskapsutveckling efter den senaste istiden	13
3.1 Högsta kustlinjen	13
3.2 Oskarshamns kommun	17
4 Grundvattnets rörelse	21
4.1 Vattnets kretslopp	21
4.2 Vattenbalans	21
4.3 Grundvattenomsättning och uppehållstid	27
5 Berggrundens vattengenomsläpplighet	31
5.1 Allmänt	31
5.2 Hydraulisk konduktivitet	31
5.3 SKB:s undersökningar	34
5.4 SGU:s brunnsarkiv	34
5.5 Analys	35
5.6 Resultat	36
6 Grundvattnets kemi	43
6.1 Allmänt	43
6.2 Underlag	43
6.3 Processer som påverkar grundvattnets sammansättning	44
6.4 Viktiga parametrar	45
6.5 Resultat	49
6.5.1 Parameteröversikt	49

6.5.2 Geografisk variation	53
6.5.3 Djupberoende	57
6.5.4 Sött och salt grundvatten	63
6.5.5 Jämförelse med andra djupa undersökningar i Sverige	65
7 Långsiktiga förändringar	67
7.1 Faktorer som kan påverka utvecklingen	67
7.2 Förväntade effekter i ett 1 000-års perspektiv	67
8 Slutsatser	73
9 Referenser	75

1 Inledning

1.1 Bakgrund och syfte

Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB) genomför för närvarande en förstudie i Oskarshamns kommun. Förstudiens huvudsyfte är att utvärdera förutsättningarna för att lokalisera ett djupförvar för använt kärnbränsle till kommunen. Vidare skall förstudien belysa de konsekvenser som en sådan lokalisering skulle kunna få för kommunen (Eng, 1997).

I föreliggande rapport görs bedömningar av lämpligheten för ett djupförvar i kommunen med avseende på grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. Syftet är att beskriva grundvattnets omsättning och utreda om det finns anledning att särskilt undvika eller förorda delar av Oskarshamns kommun för vidare undersökningar ur denna aspekt.

1.2 Grundvattnets betydelse för djupförvaret

Stora delar av berggrunden i Oskarshamns kommun utgörs av urberg. Urberg är föga vattengenomsläppligt i jämförelse med sedimentärt berg och lösa jordlager med sand och grus. Grundvatten i urberg (berggrundvatten) uppträder i öppna sprickor som står i kontakt med varandra (vattenförande sprickor). I hydrogeologiska sammanhang brukar man skilja på sprickzoner och bergmassa. Bergmassan innehåller också sprickor, men har lägre sprickfrekvens än sprickzonerna. Om de tekniska barriärerna som omgärdar ett djupförvar förstörs kan strömningen i de vattenförande sprickorna vara av betydelse för säkerheten.

Gynnsamma strömningsförhållanden för ett djupförvar råder i allmänhet på djupet i flack terräng och relativt homogen (enhetlig) berggrund. Större vattenförande sprickzoner bör ej förekomma i förvarets omedelbara närhet utan detta bör vara förlagt i mellanliggande bergmassor där vattengenomsläppligheten är lägre. Berggrundvattnets kemi kan ha betydelse för de tekniska barriärernas beständighet i ett längre perspektiv. Gynnsamma kemiska förhållanden råder om berggrundvattnets syrehalt är låg (låg redoxpotential) och salthalterna inte väsentligt överstiger de för marint vatten (havsvatten).

1.3 Avgränsningar

Förstudien grundar sig på befintlig kunskap och bakgrundsmaterial. Bedömningarna i denna rapport är med nödvändighet preliminära eftersom underlaget inte är fullständigt. En säkerhetsanalys av ett tänkbart läge för ett djupförvar kräver detaljerade uppgifter om berggrunden mot djupet, något som kan erhållas först efter omfattande borrhålsundersökningar.

Där så är möjligt och befogat görs, i enlighet med arbetsplanen för förstudien i Oskarshamns kommun, bedömningar för följande tänkbara lokaliseringsfall (Figur 1-1):

Simpevarpsområdet

Djupförvaret och tillhörande verksamhet ovan jord förläggs i direkt anslutning till de kärntekniska anläggningarna på Simpevarpshalvön.

Tunnelpåslag och delar av ovanjordsanläggningarna förläggs vid de kärntekniska anläggningarna på Simpevarpshalvön medan djupförvaret kan lokaliseras inom en radie av ca tio kilometer.

Överiga delar av Oskarshamns kommun

Både själva djupförvaret och ovanjordsanläggningarna lokaliseras helt avskilt från de kärntekniska anläggningarna på Simpevarpshalvön.

1.4 Bakgrundsmaterial

I en förstudie görs ett omfattande geovetenskapligt utredningsarbete. Befintligt underlag ställs samman och analyseras med avseende på faktorer som har betydelse för lokaliseringsförutsättningarna. Underlaget hämtas från en rad källor, däribland geologiska kartor, geofysiska mätningar, hydrauliska mätningar och bergundersökningar som gjorts i olika sammanhang.

Inom Oskarshamns kommun har ett flertal geovetenskapliga studier genomförts som är av betydelse för denna rapport. Exempelvis har Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) kartlagt jordlager-, berg- och grundvattenförhållandena inom stora delar av kommunen. Vid SGU:s brunnsarkiv finns uppgifter om kvantitativa och kvalitativa egenskaper hos bergbrunnar i Oskarshamns kommun, borrade mellan 1931-1997 (Figur 1-2 och Figur 1-3).

I kommunens nordöstra del har SKB och OKG låtit utföra omfattande bergundersökningar på ett antal platser. Undersökningarna har varit knutna till kärnkraftverken i Simpevarp eller till det svenska kärnavfallsprogrammet, men syfte och omfattning har varierat. Figur 1-4 visar en karta över denna del av kommunen, med följande platser särskilt markerade:

Simpevarp: De bergundersökningar som gjorts på Simpevarpshalvön har direkt samband med de kärntekniska anläggningar som finns där, de tre kärkraftverken och CLAB-anläggningen.

Ävrö: 1976-77 utförde dåvarande KBS översiktliga geologiska studier på Ävrö, varvid ett ca 500 m djupt kärnborrhål borrades. Dessa undersökningar har kompletterats i samband med det stora förundersökningsprogrammet för Äspölaboratoriet.

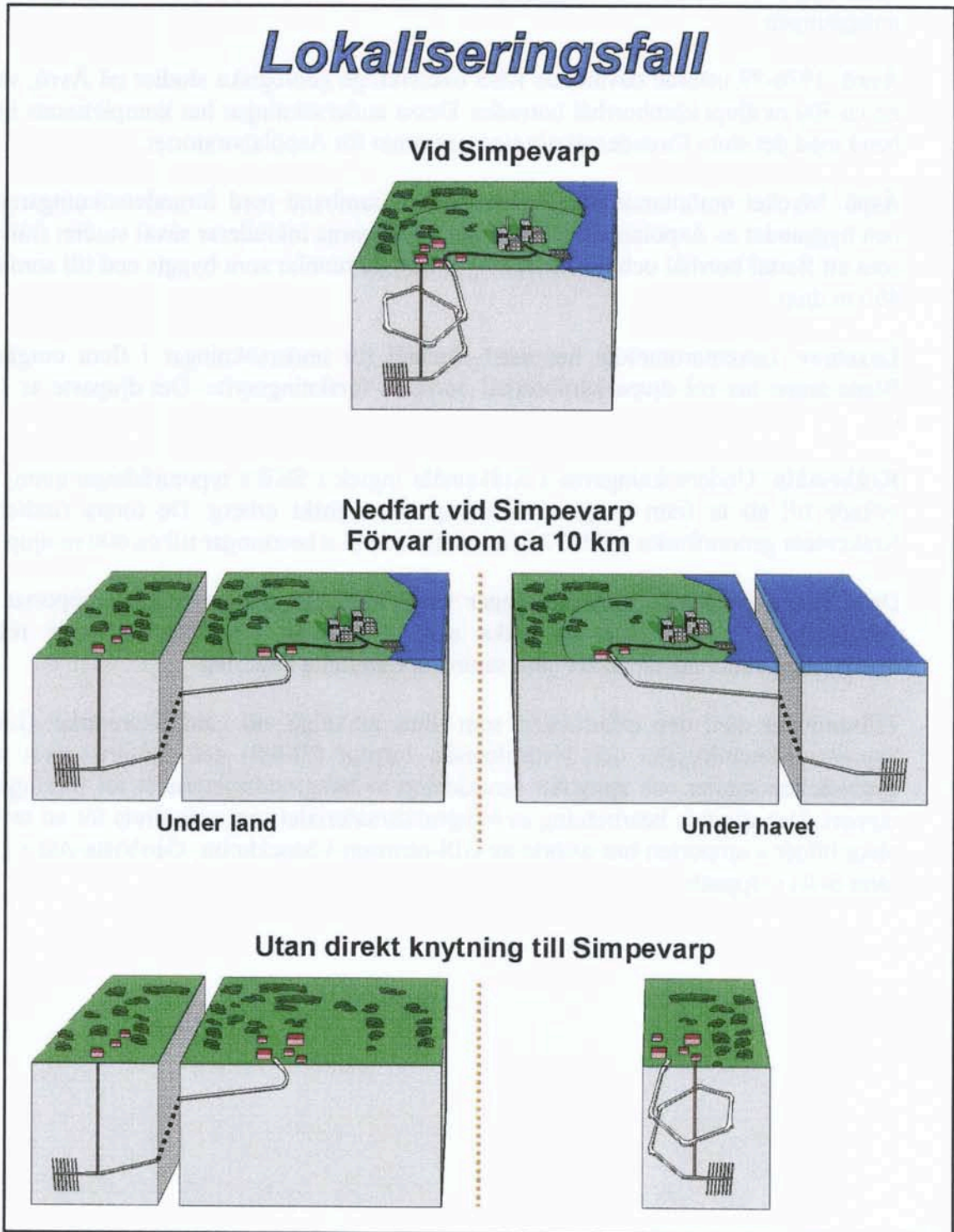
Äspö: Mycket omfattande studier har gjorts i samband med förundersökningarna för och byggandet av Äspölaboratoriet. Undersökningarna inkluderar såväl studier från ytan som ett flertal borrhål och undersökningar från de tunnlar som byggs ned till som mest 460 m djup.

Laxemar: Laxemarområdet har varit föremål för undersökningar i flera omgångar. Bland annat har två djupa kärnborrhål borrats i forskningssyfte. Det djupaste är 1 660 m.

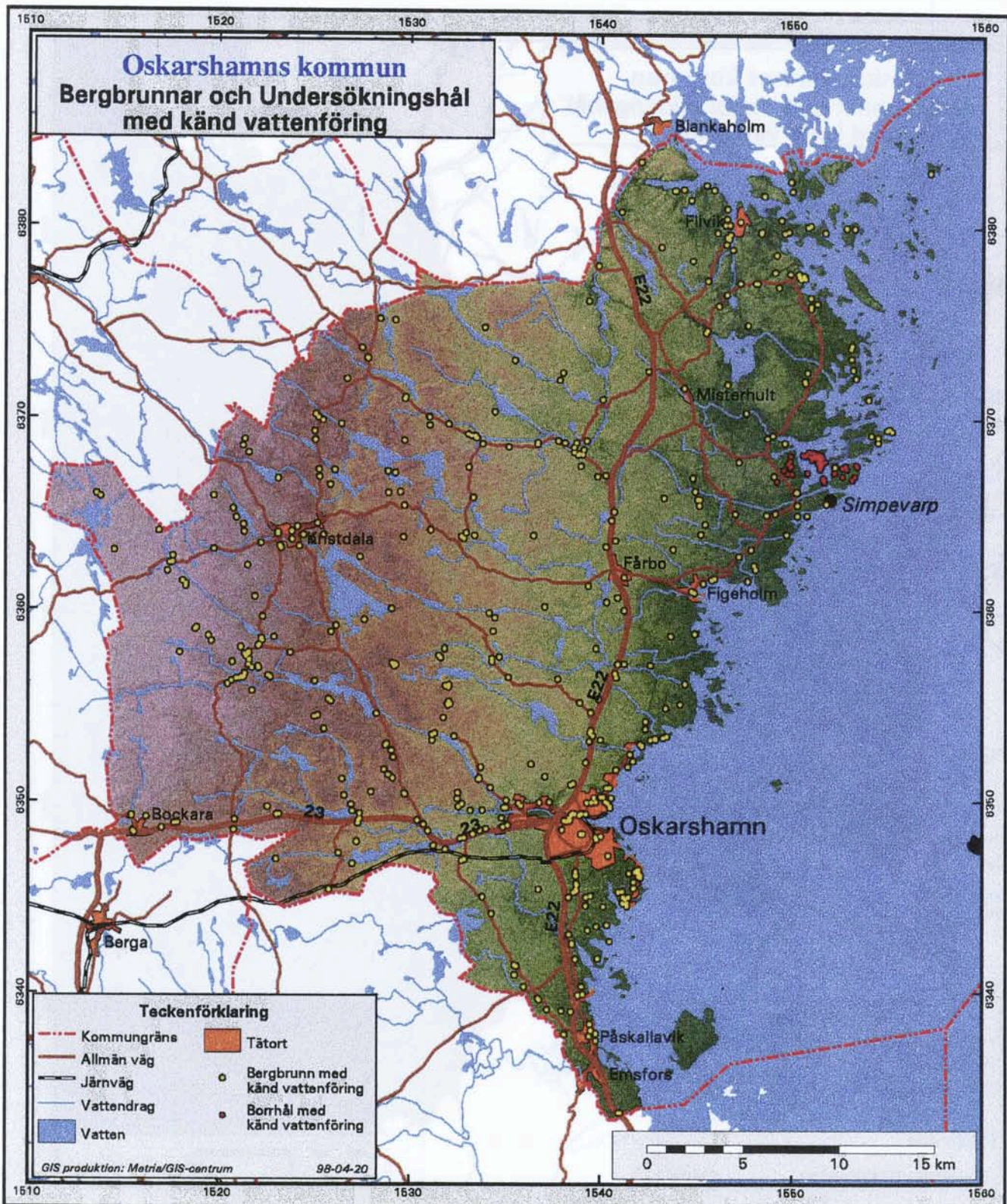
Kråkemåla: Undersökningarna i Kråkemåla ingick i SKB:s typområdesprogram, som syftade till att ta fram bakgrundskunskap om svenskt urberg. De första studierna i Kråkemåla genomfördes 1976-77 och innefattade bl a bormningar till ca 600 m djup.

Data från ovanstående undersökningar finns tillgängliga i en mängd rapporter och vetenskapliga publikationer av olika slag. Förstudien innefattar en serie relativt översiktliga underlagsrapporter som sammanfattar detta underlag.

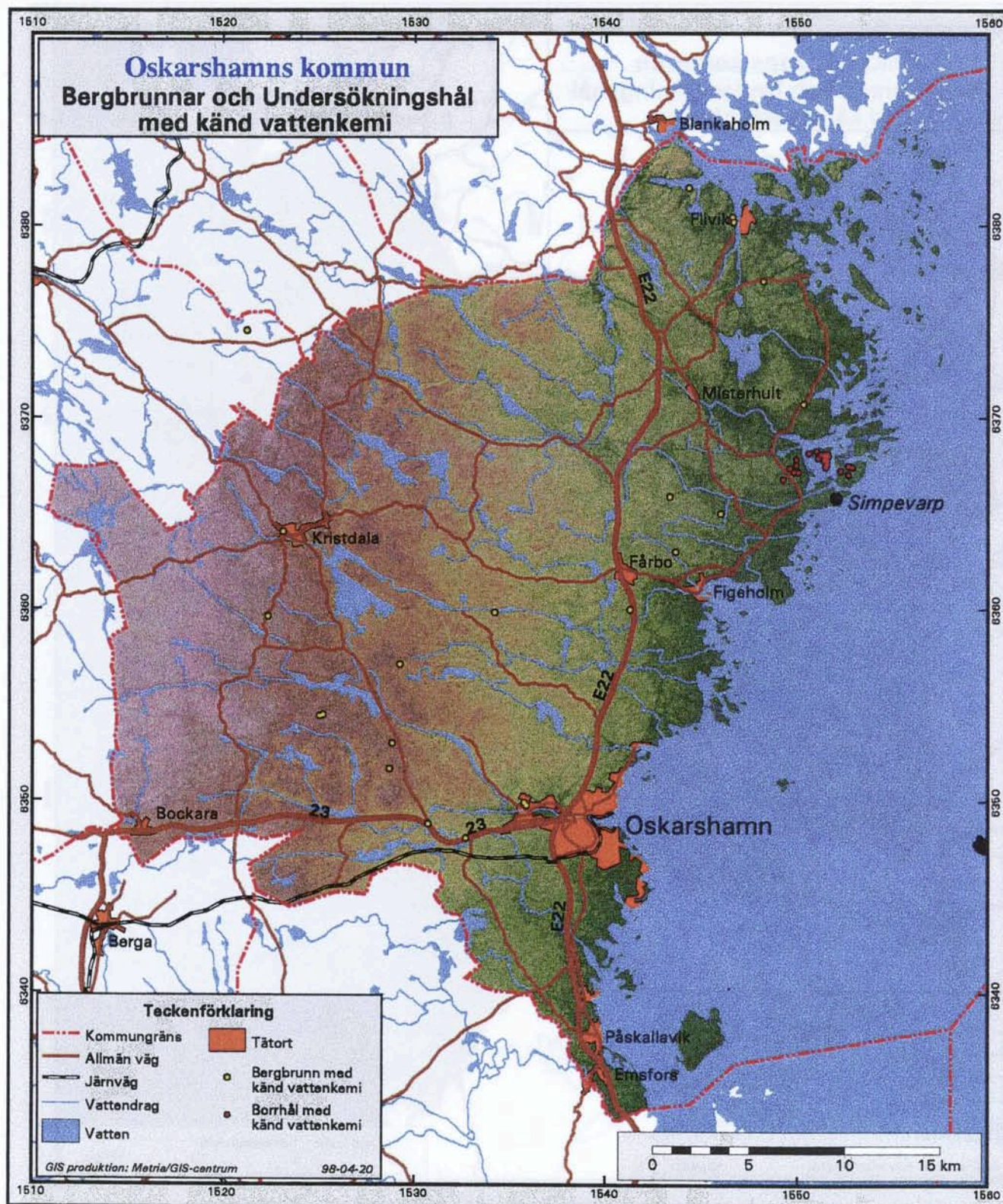
Tillsammans med den information som finns att tillgå vid Lantmäteriverket (LMV), Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut (SMHI) och Sjöfartsverket utgör ovanstående studier och uppgifter huvuddelen av bakgrundsmaterialet för föreliggande rapport. Den digitala bearbetning av bakgrundsmaterialet som erfordrats för att ta fram olika bilder i rapporten har utförts av GIS-centrum i Stockholm, GeoVista AB i Luleå samt SGU i Uppsala.



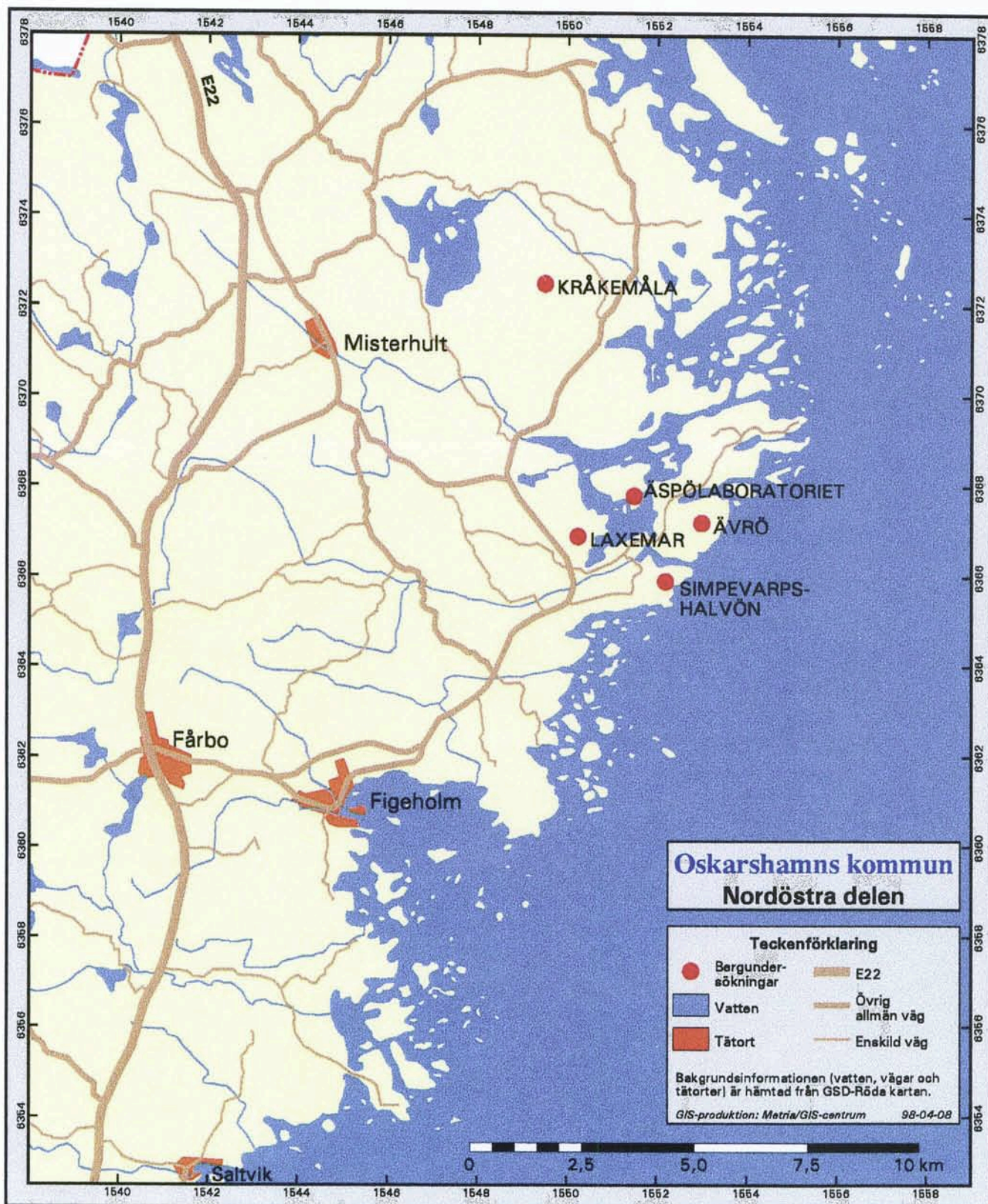
Figur 1-1 Tänkbara lokaliseringsalternativ (Eng, 1997).



Figur 1-2 Bergbrunnar med känd vattenföring (594 st) enligt SGU:s brunnarkiv. I rapporten behandlas också ett urval av SKB:s borrhålsundersökningar i Simpevarpsområdet (149 mätningar).



Figur 1-3 Bergbrunnar med känd vattenkemi (23 st) enligt SGU:s brunnsarkiv. I rapporten behandlas också data från ett urval av SKB:s borrhålsundersökningar i Simpevarpsområdet (13 hammarborrhål och 14 kärnborrhål).



Figur 1-4. Karta över den nordöstra delen av Oskarshamns kommun. Markeringarna visar områden och platser där bergundersökningar utförts.

2 Geologisk översikt

2.1 Jordlager och berggrundsförhållanden

Nedan ges en översiktlig presentation av de geologiska förhållandena i Oskarshamns kommun. För en utförlig redogörelse för Oskarshamnsområdets jordarter, bergarter och deformationszoner hänvisas till Bergman m fl (1998).

Figur 2-1 visar Oskarshamnsområdets berggrundsgeologi (Bergman m fl, 1998). Berg i dagen intar stora arealer, speciellt nära kusten. Längre inåt landet ökar jordtäcket, men mäktigheten är med få undantag måttlig (< 20 m).

Jordarterna i Figur 2-2 kan indelas i glaciala och postglaciala. De glaciala jordarterna i området har avlagrats av landisen (morän) och dess smältvatten (isälvsediment och glaciala finkorniga sediment). De har avsatts på stort vattendjup under den senaste nedisningen och i nära anslutning till den tillbakaryckande isfronten. Området ligger till största delen under högsta kustlinjen (HK) och de glaciala jordarterna blev i samband med landhöjningen i olika grad svallade och delvis omlagrade. De postglaciala jordarterna har bildats efter det att landisen dragit sig tillbaka. Exempel på postglaciala jordarter är olika svallsediment, postglaciala leror och torv.

Berg i dagen har stor utbredning i Oskarshamns kommun (Figur 2-2) och berggrunden är mer kuperad i de västra delarna än i de östra. Bergarterna inom Oskarshamnsområdet kan indelas i två huvudgrupper, djupbergarter och ytbergarter. Djupbergarter täcker en stor del av kommunens yta och utgörs till stor del av s k "Smålandsgraniter", vanligtvis medel- till grovkorniga och massformiga eller endast svagt förskiffrade. Underordnat förekommer också gabbro, äldre gnejsiga granitoider och yngre graniter och pegmatiter. Djupbergarter bildas på stora djup i jordskorpan genom att en bergartssmälta (magma) tränger uppåt och till följd av sjunkande tryck och temperatur stelnar till en bergart. På grund av upplyftning och erosion kan bergarter som bildats på varierande djup idag återfinnas nära jordytan.

Ytbergarter har, som namnet antyder bildats på eller nära jordytan. De har antingen avsatts i form av lösa avlagringar (sediment) som sedan förts ned i jordskorpan och omvandlats till bergarter eller bildats genom att lava flutit ut och stelnat på jordens yta. Ytbergarterna i Oskarshamns kommun domineras av kvartsiter och sura (kiselrika) vulkaniska bergarter. Underordnat förekommer också basiska (kiselfattiga) vulkaniska bergarter, metasedimentära ådergnejser och kambrisk sandsten.

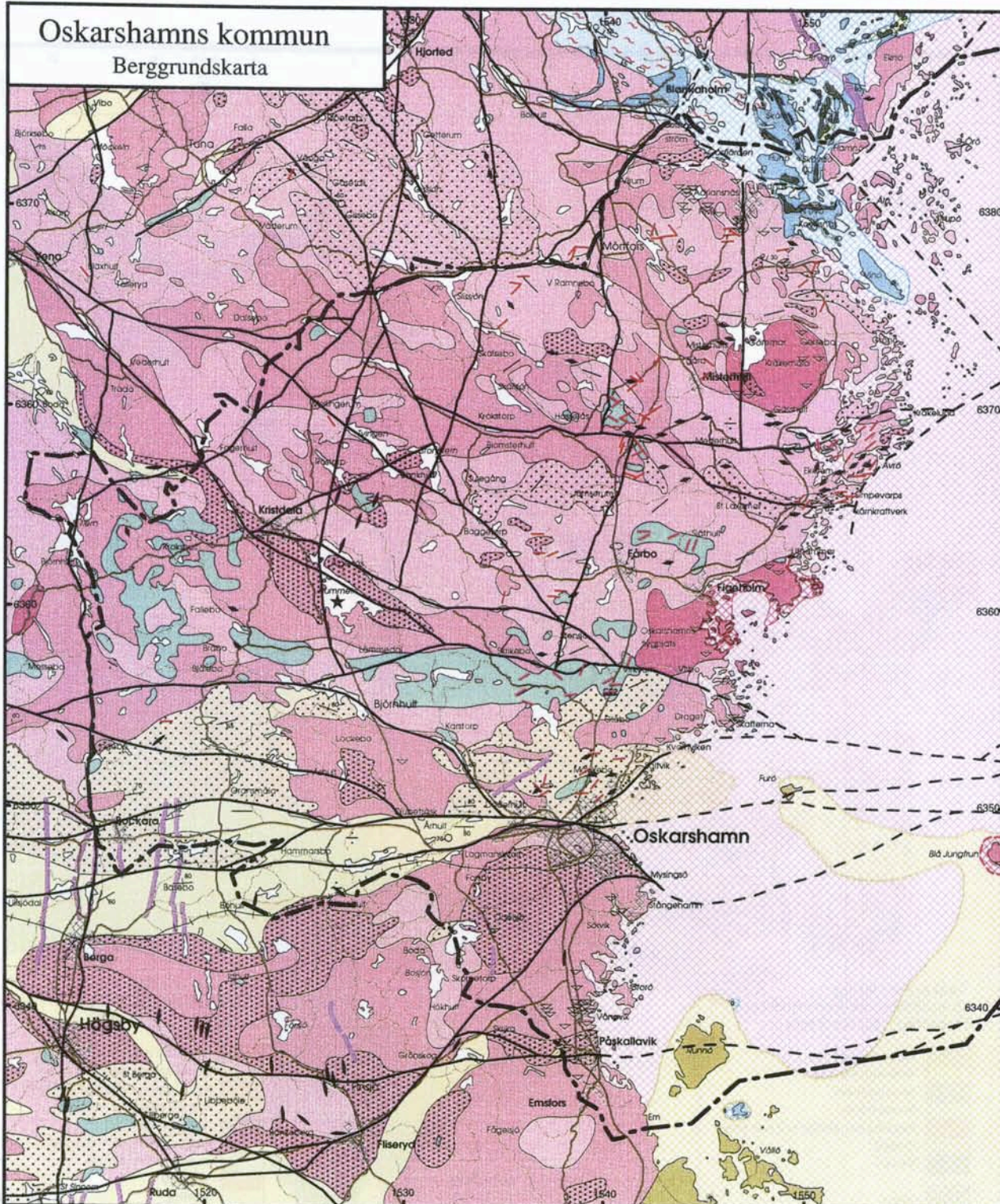
I Tabell 2-1 sammanfattas de bergartskategorier som används vid klassificeringen av bergborrade brunnar inom kommunen. Bergartskategorierna är i vissa fall en sammanslagning av de bergarter som enligt Bergman m fl (1998) förekommer i Oskarshamns kommun.

Tabell 2-1 Bergartskategorier för klassificering av bergborrade brunnar i Oskarshamns kommun (Efter Bergman m fl, 1998).

Bergartskategori	Förklaring
Götemargranit	Granit, röd, medel- till grovkornig, ca 1 400 miljoner år.
Smålandsgranit, medel- till grovkornig	Granit till kvartssyenit, gråröd till röd, medel- till grovkornig, jämnkornig, ca 1 800 miljoner år. Granit till granodiorit, rödgrå till gråröd, medel- till grovkornig, vanligtvis porfyrisk, ca 1 800 miljoner år. Granodiorit till kvartsmonzodiorit, grå till rödgrå, medelkornig jämnkornig eller glest porfyrisk, hornbländeförande, ca 1 800 miljoner år.
Smålandsgranit, finkornig	Granit till kvartssyenit, gråröd till röd, finkornig till fint medelkornig, jämnkornig, ca 1 800 miljoner år.
Vulkanisk bergart, sur	Vulkanisk bergart, sur, brun- till brunröd, vanligtvis porfyrisk (s k Smålandsporfyr), ca 1 800 miljoner år.
Diorit och gabbro	Diorit och gabbro, medel- till grovkornig, ca 1 800 miljoner år.
Granodiorit till tonalit	Granodiorit till tonalit, grå till rödgrå, medel- till grovkornig, jämnkornig, vanligtvis något gnejsig, äldre än 1 830 miljoner år.
Metavulkanisk bergart, intermediär	Metavulkanisk bergart, intermediär, grå till mörkt rödgrå, ca 1 900 miljoner år.
Metabasit	Metabasit, huvudsakligen av vulkaniskt ursprung, ca 1 900 miljoner år.
Metasedimentär bergart	Metasedimentär bergart i allmänhet, ca 1 900 miljoner år.
Kvartsit	Kvartsit, ca 1 900 miljoner år.

Oskarshamns kommun

Berggrundskarta

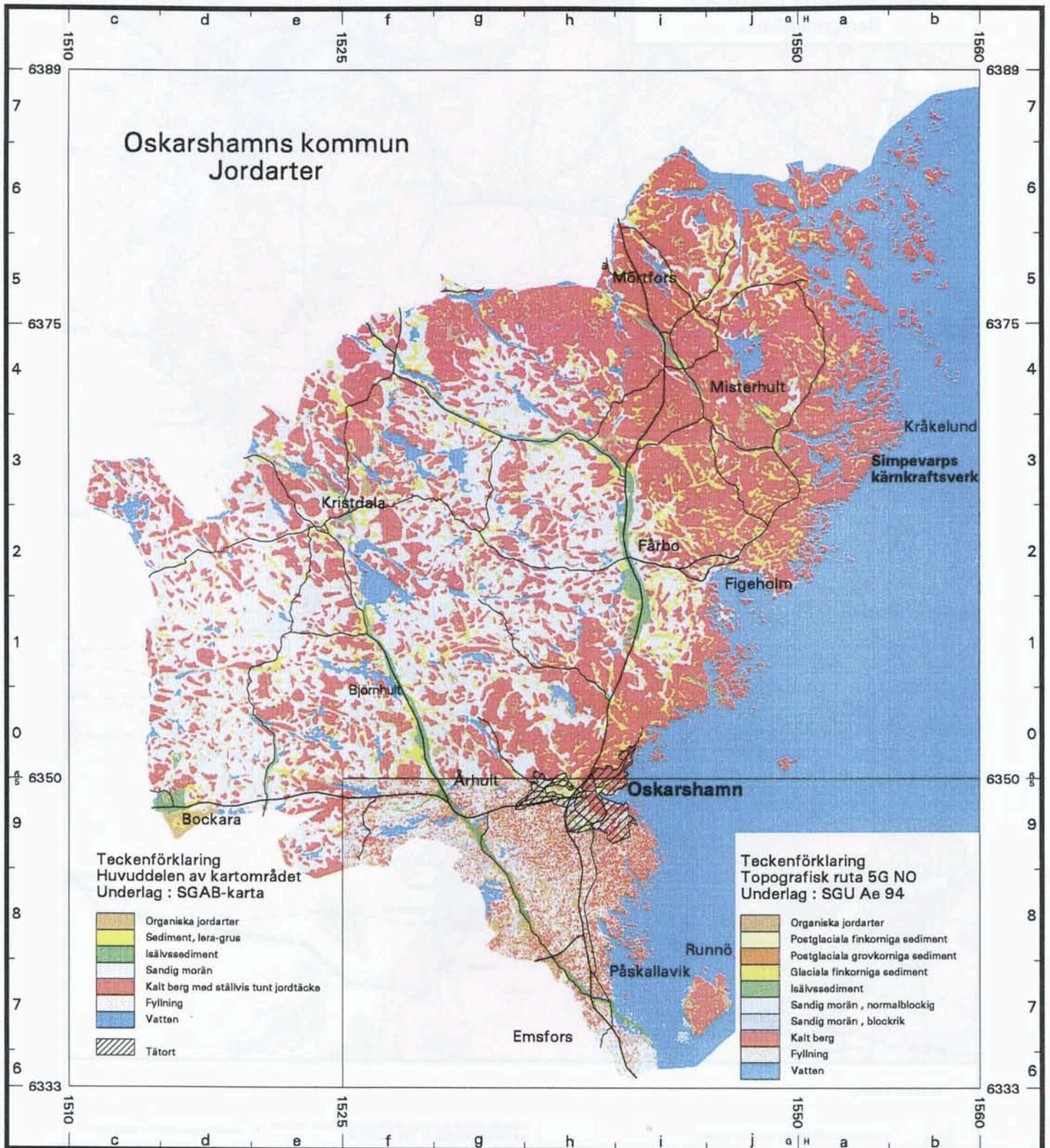


Teckenförklaring

	Sandsten, ca 545 milj. år. Under hav (höger)		Vulkanisk bergart, sur, brun- till brunröd, vanligtvis porfyrisk (s.k. Smålandsporfyr), ca 1800 miljoner år		Inneslutning av äldre bergart i yngre
	Diabas. Magnetiskt indikerade (vänster), dito under hav (mitten), observerade i håll, < 10 m breda (höger)		Diorit och gabbro, medel- till grovkornig		Nedlagd gruva, sulfidmalm
	Aplit, finkornig granit och pegmatit, som gångar		Granodiorit till tonalit, grå till rödgrå, medel- till grovkornig, jämnkornig, vanligtvis något gnejsig, > 1830 milj. år. Under hav (höger)		Nedlagd gruva, järnmalm
	Granit, röd, ca 1400 milj. år (Götemar-, Uthamar- och Jungfru-granit). Medel- till grovkornig (vänster), finkornig (mitten), under hav (höger)		Metavulkanisk bergart i allmänhet, sur till intermediär, ca 1900 miljoner år		Bergtäkt
	Granit till kvartsyenit, gråröd till röd, jämnkornig, ca 1800 milj. år. Medel- till grovkornig (vänster), finkornig till fint medelkornig (höger)		Metabasit, huvudsakligen av vulkaniskt ursprung, ca 1900 miljoner år. Under hav (höger)		Förskifring med gradtal för stupning
	Granit till granodiorit, rödgrå till gråröd, medel- till grovkornig, vanligtvis porfyrisk, ca 1800 milj. år.		Metasedimentär bergart i allmänhet, ca 1900 miljoner år. Ådärgejsomvandlad (höger)		Förskifring, vertikal stupning
	Granodiorit till kvartsmonzodiorit, grå till rödgrå, medelkornig, jämnkornig eller glesst porfyrisk, hornbländeförande, ca 1800 milj. år. Blandad med, och/eller med inneslutningar av, intermediär metavulkanisk bergart (höger)		Kvartsit, ca 1900 miljoner år. Ådärgejsomvandlad (höger)		Förskifring, ökad stupning eller varierande
	Smålandsgranit i allmänhet, under hav		Metasedimentär bergart i allmänhet och kvartsit under hav		Stänglighet med gradtal för stupning
					Större förkastning eller sprickzon. Under hav (höger)
					Kommungräns
					Impactstruktur (meteoritnedslag)



Figur 2-1. Berggrundskarta över Oskarshamns kommun (Bergman m.fl. 1998).



Figur 2-2. Jordartsskarta över Oskarshamns kommun (Bergman m fl, 1998).

3 Landskapsutveckling efter den senaste istiden

3.1 Högsta kustlinjen

Den senaste istiden hade sitt maximum för ungefär 20 000 år sedan. Den mellan två och tre kilometer tjocka isen tryckte ned jordskorpan som mest ca 800 m i förhållande till hur det ser ut idag. En stor del av det tillgängliga vattnet var bundet i inlandsisar och världshaven stod därmed lägre än idag, som mest ca 120 m (SKB, 1995b).

När inlandsisarna smälte försvann också istrycket. Avsmältningen medförde att både landet och havet höjdes. Vissa delar blev periodvis belägna under dåtidens hav, andra delar av landet var alltid över havets högsta nivå. Den gräns som visar var land alltid låg över havet benämns högsta kustlinjen (HK). HK ligger olika högt i skilda delar av Sverige, beroende på hur stor nedpressningen var när friläggningen skedde och hur mycket havsytan hann höjas relativt landhöjningen (Figur 3-1). I Oskarshamns kommun är det endast ett par mindre områden i kommunens västra delar som ligger över HK (Figur 3-2).

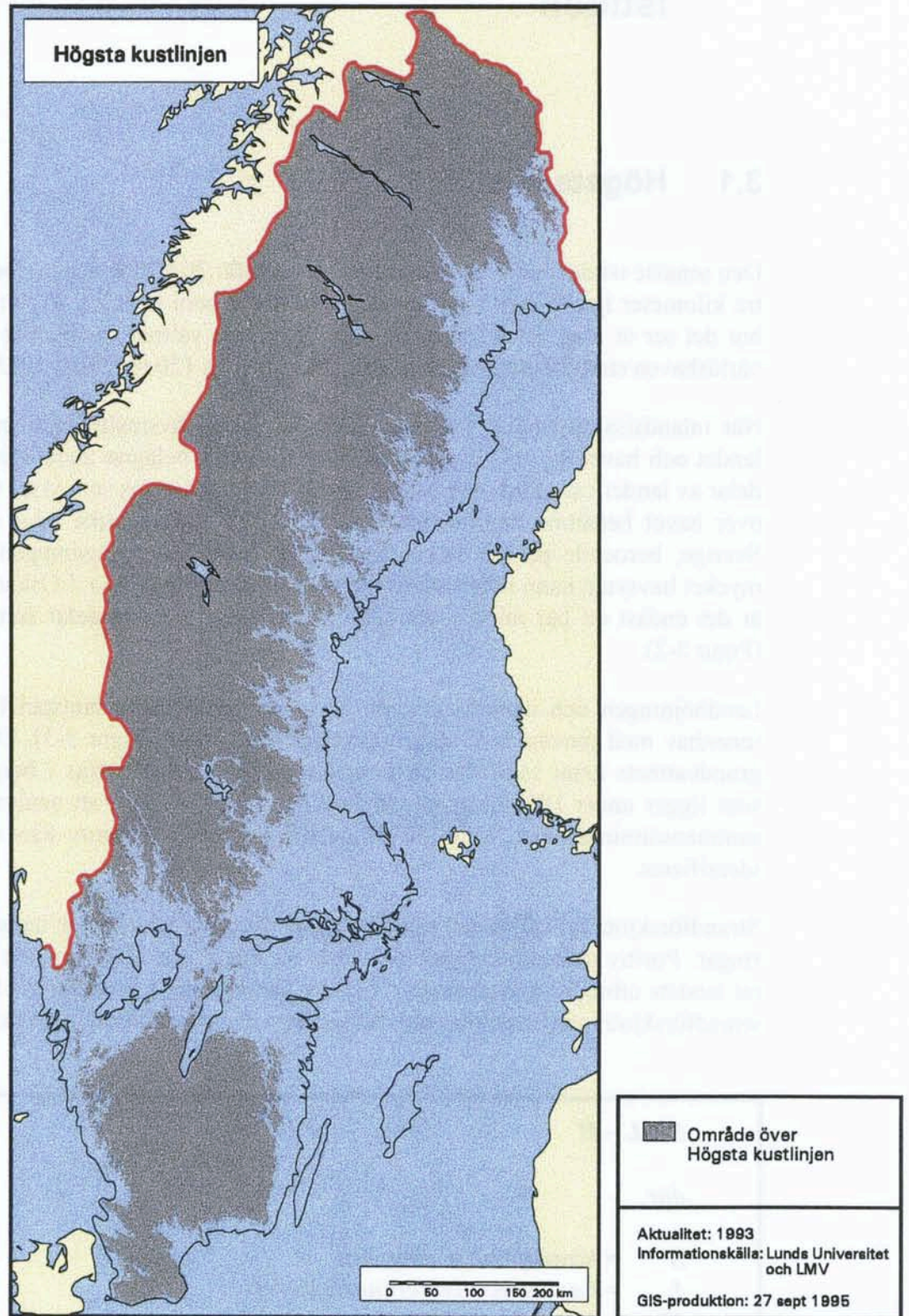
Landhöjningen och isavsmältningen har i ett komplicerat samspel bildat issjöar och innanhav med omväxlande sött, bräckt och salt vatten (Figur 3-3). Detta har påverkat grundvattnets kemi såtillvida att t ex salt grundvatten påträffas i bergborrade brunnar som ligger under HK (Aastrup och Bertills, 1995). Genom att analysera den kemiska sammansättningen och isotopförhållandena hos ett vattenprov kan vattnets ursprung identifieras.

Strandförskjutning kallas den sammantagna effekten av land- och havsytans nivåförändringar. Positiv strandförskjutning innebär att kustlinjen förskjuts utåt (regression), dvs att landets utbredning ökar relativt havets. Det omvända förhållandet kallas för negativ strandförskjutning (transgression). Strandförskjutningen kan således skrivas som

$$S = L - H \quad (3-1)$$

där

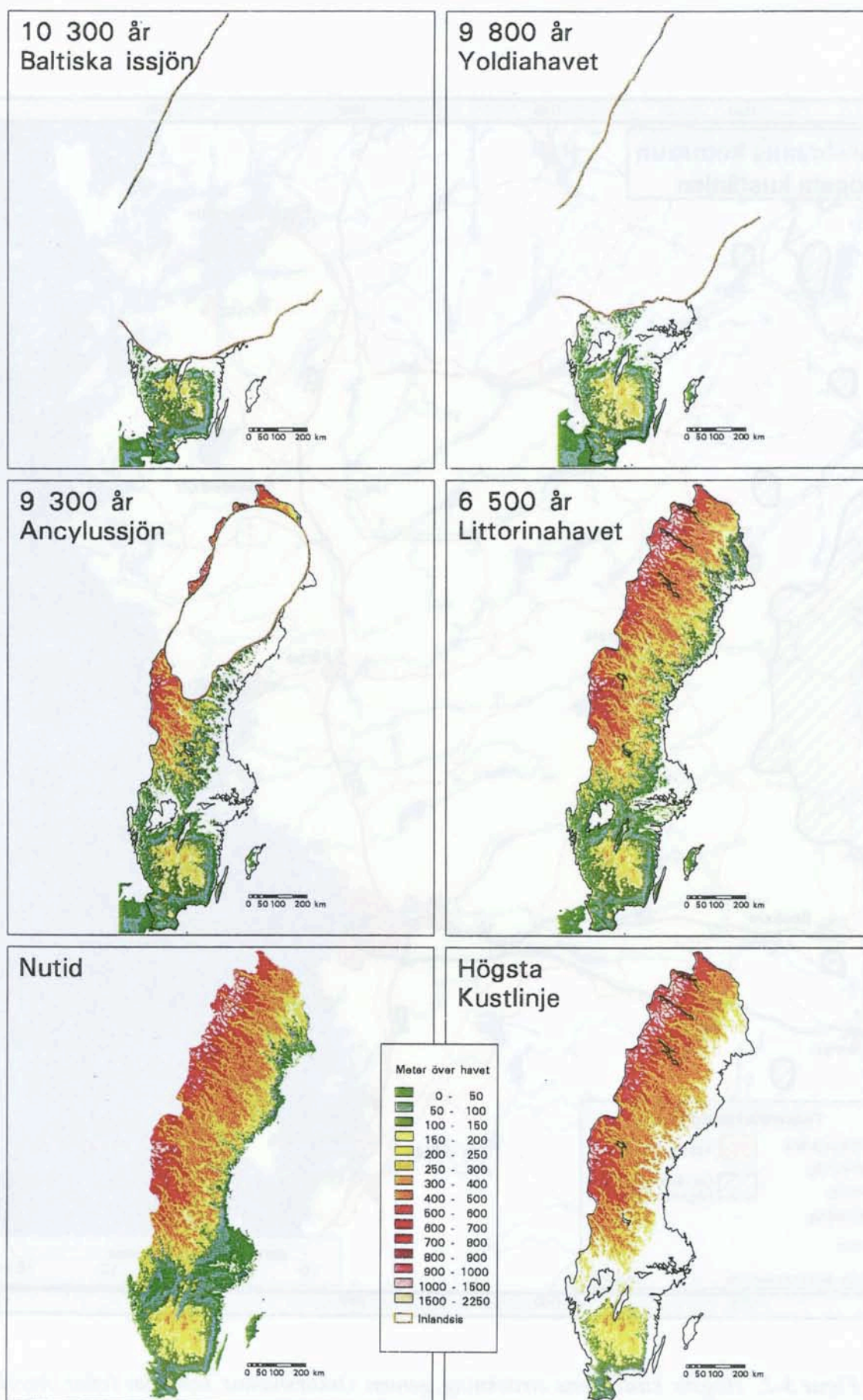
- S* = Strandförskjutning, (m)
L = Landytans nivåförändring, (m)
H = Havsytans nivåförändring, (m)



Figur 3-1. Karta över högsta kustlinjen (HK). Områden över HK har inte varit täckta av vatten efter den senaste istiden (SKB, 1995a). Över HK är grundvattnet i den övre delen av berggrunden i allmänhet sött (Aastrup och Bertills, 1995).



Figur 3-2. Högsta kustlinjens sträckning genom Oskarshamns kommun (efter Agrell, 1976). Det är endast ett par mindre områden i de västra delarna av kommunen som inte varit täckta av vatten efter den senaste istiden.



Figur 3-3. Östersjöns olika utvecklingsstadier efter den senaste isavsmältningen samt en karta över HK (jmf Figur 3-1). Ofärgade partier innanför nuvarande kustkontur var vattentäckta vid de aktuella tidpunkterna (SKB, 1995b). Över HK är grundvattnet i den övre delen av berggrunden i allmänhet sött (Aastrup och Bertills, 1995).

3.2 Oskarshamns kommun

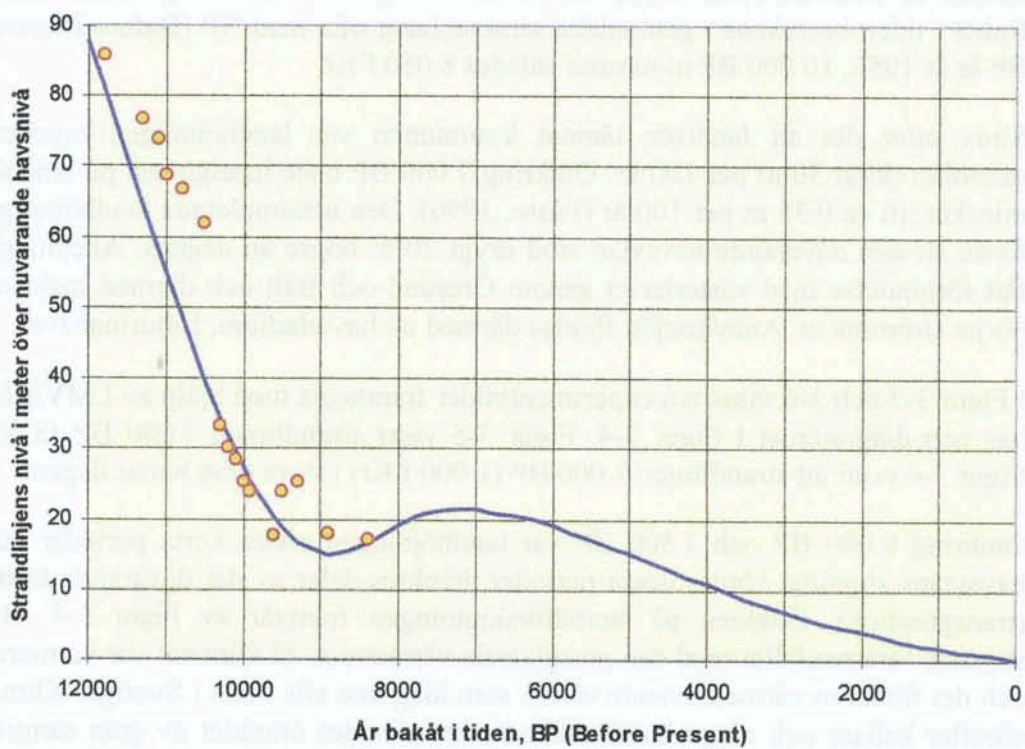
Den historiska strandförskjutningen i Oskarshamns kommun kan visas med ett diagram. Figur 3-4 visar strandförskjutningen vid olika tidpunkter under de senaste 12 000 åren. Grafen är framställd med hjälp av en beräkningsmodell framtagen av Påsse (1997). Bakåt i tiden betecknas i geologiska sammanhang ofta med BP (Before Present), där 0 BP är år 1950. 10 000 BP motsvarar således 8 050 f Kr.

Strax efter det att landisen lämnat kommunen var landhöjningen mycket snabb, sannolikt drygt 30 m per 100 år. Omkring 7 000 BP hade hastigheten på landhöjningen minskat till ca 0.35 m per 100 år (Påsse, 1996). Den ackumulerade landhöjningen medförde att den dåvarande havsytan stod drygt 20 m högre än dagens. Ancylussjön hade fått förbindelse med västerhavet genom Öresund och Bält och därmed hade saltvatten börjat strömma in. Ancylussjön följdes därmed ett havsstadium, Littorinahavet.

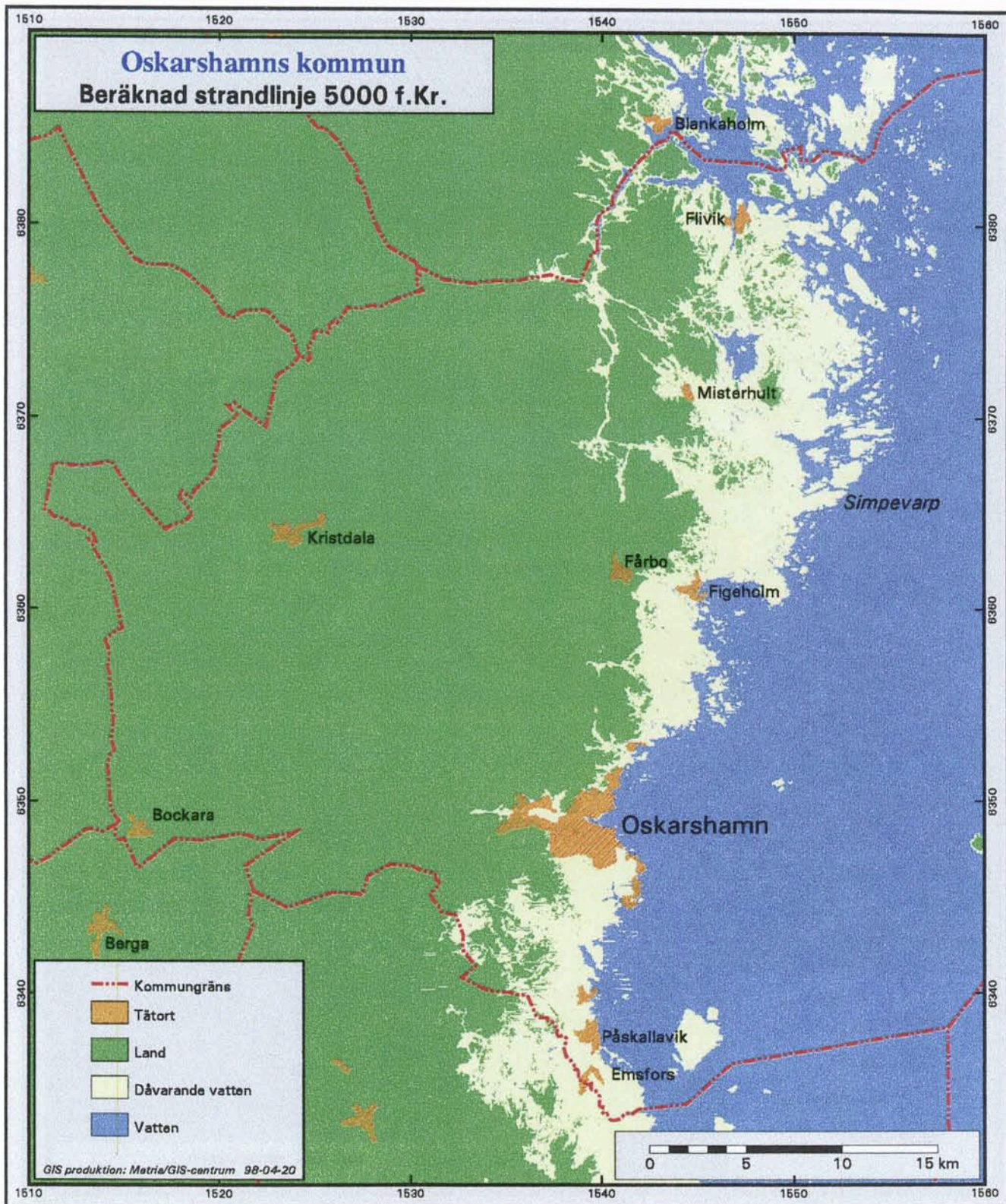
I Figur 3-5 och 3-6 visas två experimentbilder framtagna med hjälp av LMV:s höjddatabas och diagrammet i Figur 3-4. Figur 3-5 visar strandlinjen 7 000 BP (5 000 f Kr). Figur 3-6 visar att strandlinjen 3 000 BP (1 000 f Kr) i stora drag liknar dagens.

Omkring 9 000 BP och 7 500 BP var landhöjningen under korta perioder mindre än havsytans stigning. Under dessa perioder dränktes delar av det dåvarande kustområdet (transgression). Effekten på strandförskjutningen framgår av Figur 3-4. Havsytans stigning sammanfaller med den postglaciala varmetiden då klimatet var varmare än idag och det förekom värmekrävande växter som idag inte alls finns i Sverige. Klimatet blev därefter kallare och några hundra år e Kr invaderades området av gran samtidigt som ädelskogens utbredning minskade. Till skillnad från de värmekrävande växterna, som kommit söderifrån, spred sig granen från Finland.

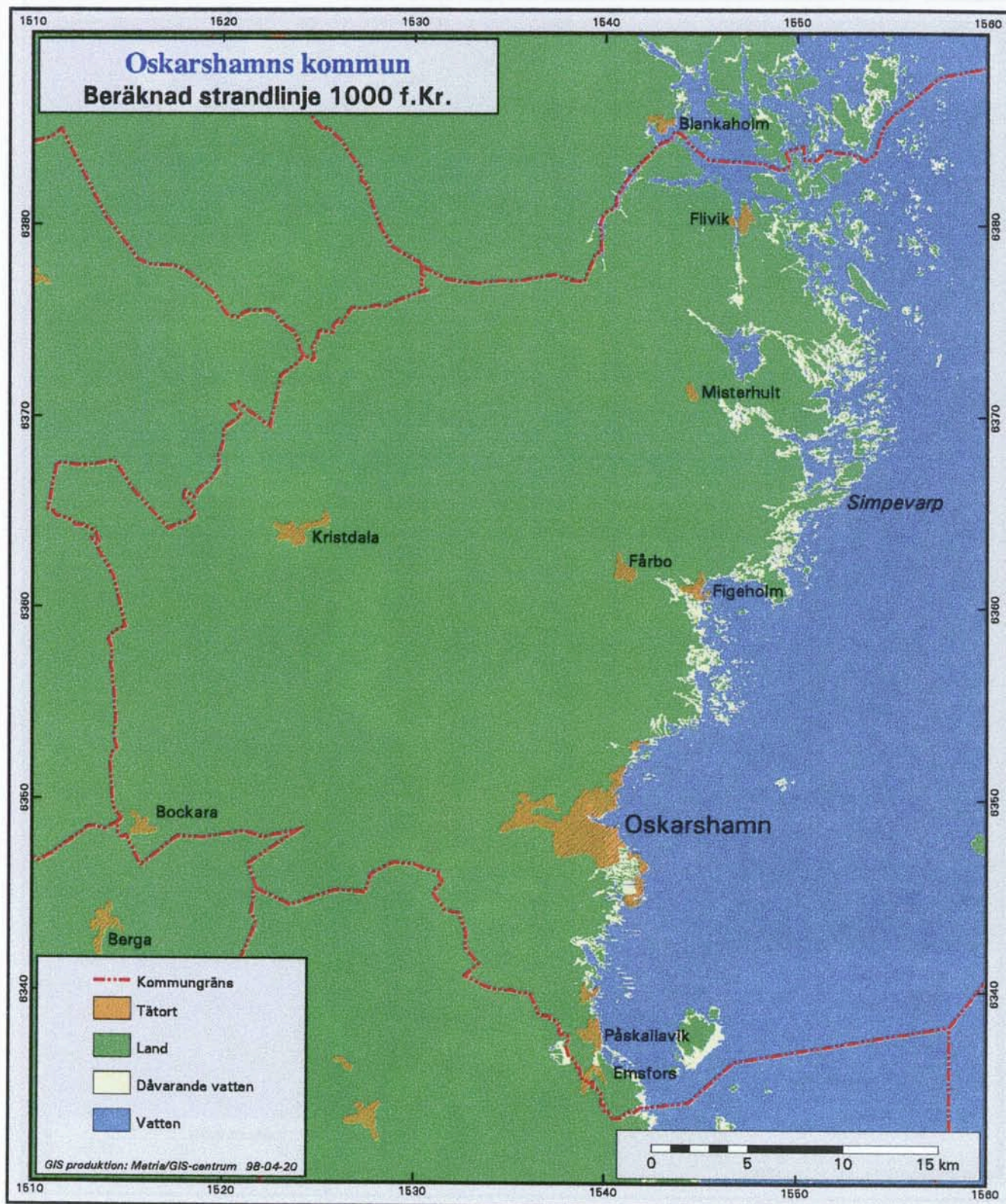
Sammanfattningsvis konstateras att nästan hela Oskarshamns kommun var täckt av vatten direkt efter den senaste istiden och att kustlinjens läge inom kommunen ändrats marginellt under de senaste 2 000 åren.



Figur 3-4. Strandförskjutning i Oskarshamns kommun för perioden 10 000 BP fram till idag enligt en modell av Påsse (1997). Cirklarna indikerar pollendateringar (Svensson, 1989).



Figur 3-5. 7 000 BP låg strandlinjen ca 20 m över nuvarande hav. Kartan är framtagen med hjälp av LMV:s höjdatabas och grafen i Figur 3-4.



Figur 3-6. 3 000 BP låg strandlinjen ca 5 m över nuvarande hav. Kartan är framtagen med hjälp av LMV:s höjddatabas och grafen i Figur 3-4.

4 Grundvattnets rörelse

4.1 Vattnets kretslopp

Den nederbörd som faller över ett landområde fördelas mellan avdunstning, avrinning i form av yt- och grundvattenavrinning samt magasinförändringar. Exempel på naturliga magasin är sjöar, torvmarker, mark- och grundvattenmagasin i lösa jordlager samt snötäcke. Under den sk grundvattenytan råder vattenmättade förhållanden. Figur 4-1 visar en schematisk bild över vattnets kretslopp - den hydrologiska cykeln. Som framgår av figuren kan man indela grundvattnet i ytligt respektive djupt grundvatten. I Sverige är ungefär hälften av dricksvattenförsörjningen baserad på ytligt grundvatten, dvs brunnar i de lösa jordlagren och den övre delen av berggrunden, och hälften på ytvatten. Mediandjupet på brunnarna i berggrunden är ca 70 m (Berggren, 1998).

I denna rapport behandlas grundvattnet i berggrunden. Berggrundvattnets omsättning och därmed uppehållstid och kemiska sammansättning beror bl a av djupet. Denna och andra aspekter behandlas ingående i detta och i de två närmast efterföljande kapitlen.

4.2 Vattenbalans

Ett område inom vilket nederbörd, minskat med avdunstning och magasinförändringar, avrinner genom en specifik punkt kallas avrinningsområde. Ett avrinningsområde avgränsas av ytvattendelare och/eller grundvattendelare. Inom avrinningsområden, där höjddpartierna utgörs av ett tunnare moräntäcken på sprickfattigt berg följer grundvattenytan på det hela taget markytans topografi, vilket innebär att yt- och grundvattendelare sammanfaller. Sådana områden är vanligt förekommande i Oskarshamns kommun. Vattenbalans ekvationen för ett avrinningsområde kan uttryckas som:

$$P = E + R_g + R_y + \Delta M \quad (4-1)$$

där

P = Nederbörd, (mm/år)

E = Avdunstning, (mm/år)

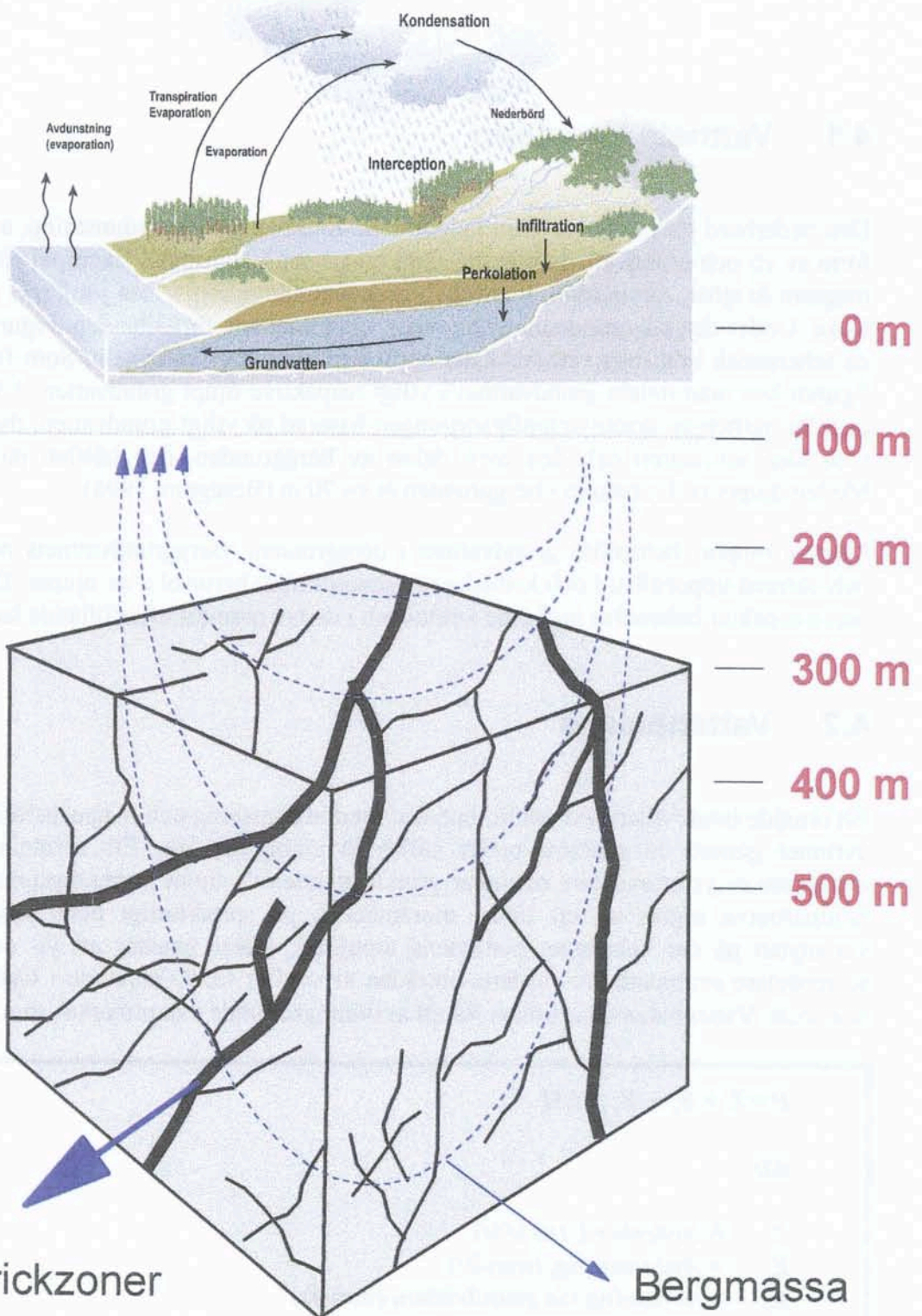
R_g = Avrinning via grundvatten, (mm/år)

R_y = Avrinning via ytvatten, (mm/år)

ΔM = Förändring i magasinerad vattenvolym, (mm/år)

Om vattenbalans ekvationen beaktar en tillräckligt lång tidsperiod kan nettoförändringen i magasinerad vattenvolym antas vara försumbar, dvs $\Delta M = 0$ i Ekvation 4-1.

Den hydrologiska cykeln



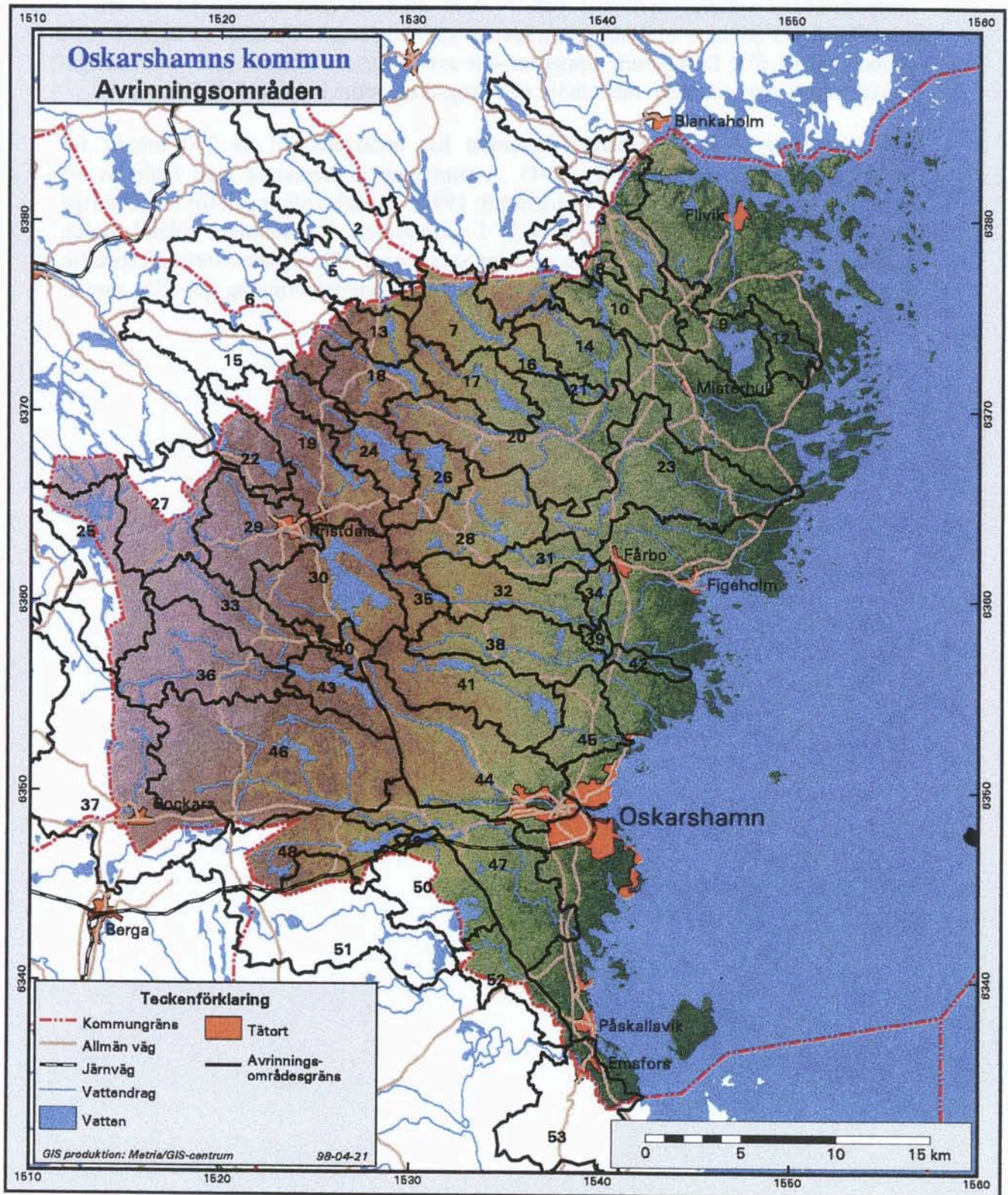
Figur 4-1 Principbild över vattnets kretslopp - den hydrologiska cykeln. I denna rapport behandlas grundvattnet i berggrunden.

I Oskarshamns kommun finns totalt 53 mindre avrinningsområden definierade av SMHI (Figur 4-2). 19 av dessa delas med angränsande kommuner. Storleken på de 53 avrinningsområdena varierar mellan 1 och 73 km² med ett medianvärde på 17 km². I medeltal är ca 84% av avrinningsområdenas yta skogsmark. Sjöandelen uppgår till i genomsnitt ca 6%. Detaljerade uppgifter om avrinningsområdenas namn (avrinningspunkt), totala area, sjöareal, medelhöjd och skogsareal redovisas i Tabell 4-1.

Medelavrinningen[†] i Oskarshamns kommun har beräknats till ca 200 mm/år för perioden 1961–90 (Brandt m fl, 1994). Avrinningen är beräknad med hjälp av en modell som utvecklats vid SMHI (Bergström, 1992). Medelavrinningen för hela Sverige för samma period visas i Figur 4-3. I litteraturen förekommer ibland orden nettonederbörd och specifik avrinning som synonymer till medelavrinning. Specifik avrinning uttrycks vanligen i sorten (L/s)/km². En medelavrinning på 200 mm/år motsvarar ca 6.3 (L/s)/km²[‡].

[†] Med medelavrinning avses här den genomsnittliga avrinningen under ett år, dvs *årsmedelavrinning*.

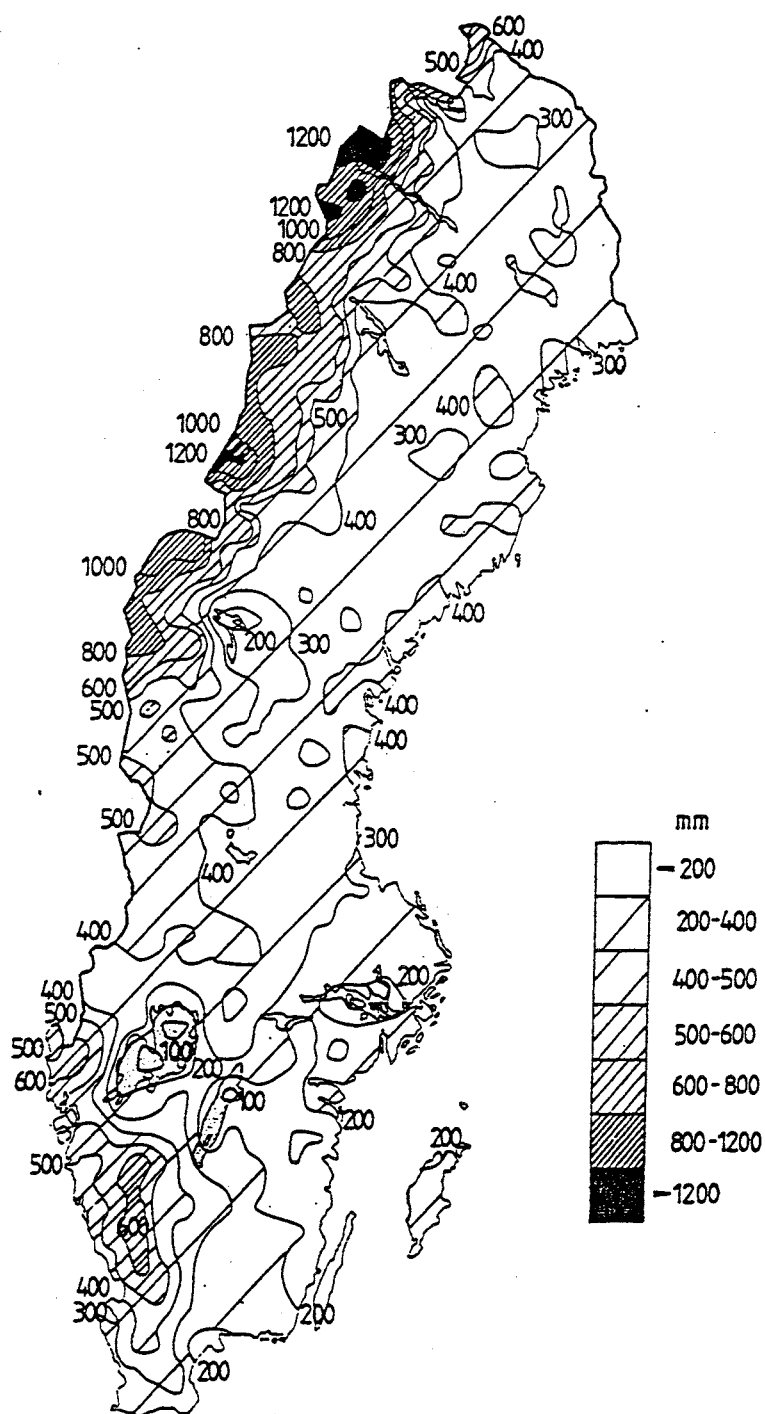
[‡] 200 mm/år = 0.2 (m³/m²)/år = 200 L/(m² år) = 200 L/(10⁻⁶ km²/m² 31.5 × 10⁶ s/år) ≈ 6.3 (L/s)/km².



Figur 4-2. Avrinningsområden inom Oskarshamns kommun. Uppgift om avrinningsområdenas namn (avrinningspunkt), medelhöjd, area, sjöareal och skogsareal redovisas i Tabell 4-1.

Table 4-1. Avrinningsområden i Oskarshamns kommun.

ID	NAMN (AVRINNINGSPUNKT)	MEDELHÖJD	AREAL	SJÖAREAL	SKOGSAREAL
		möhh	km ²	km ²	km ²
1	BÄLÖBÄCKEN	39	14.06	0.92	10.00
2	BREDSHULTÅN	80	31.32	1.33	28.25
3	MARSTRÖMMEN	29	21.67	2.14	11.21
4	RAMNEBÄCKEN	46	16.88	1.23	14.75
5	MARSTRÖMMEN	73	15.87	0.39	11.75
6	HÖKFORSBÄCKEN	95	38.36	2.19	35.50
7	MARSTRÖMMEN	50	18.61	1.74	16.00
8	MARSTRÖMMEN	31	2.39	0.03	2.25
9	GERSEBOÅN	16	17.11	2.93	12.00
10	MARSTRÖMMEN	29	14.85	0.61	12.75
11	MARSTRÖMMEN	57	1.34	0.03	1.50
12	GERSEBOÅN	11	7.64	0.06	7.50
13	HÖKFORSBÄCKEN	63	8.19	0.33	6.25
14	MARSTRÖMMEN	37	15.09	0.57	14.25
15	MÖLLEKULLÅN	95	26.49	0.38	24.25
16	MARSTRÖMMEN	43	5.48	0.37	5.08
17	PLÅTTORPEBÄCKEN	46	16.54	1.34	14.50
18	HÖKFORSBÄCKEN	68	13.82	1.08	12.75
19	VIRÅN	80	30.03	1.49	25.50
20	PLÅTTORPEBÄCKEN	43	45.90	0.71	40.75
21	MARSTRÖMMEN	35	2.20	0.23	1.57
22	VIRÅN	91	13.63	1.47	11.75
23	LAXEMARÅN	26	41.32	0.52	36.75
24	VIRÅN	62	12.84	2.43	7.50
25	ILLÅN	126	37.61	5.37	30.50
26	VIRÅN	58	12.18	3.13	8.00
27	ILLÅN	115	27.32	1.25	27.00
28	VIRÅN	52	26.17	1.72	22.00
29	VIDBÄCKEN	96	24.48	0.49	22.00
30	VIRÅN	70	32.92	5.52	22.50
31	VIRÅN	40	8.29	0.69	8.50
32	VIRÅN	46	21.01	1.01	14.50
33	VIRÅN	105	18.90	0.58	17.25
34	VIRÅN	31	4.08	0.50	3.25
35	VIRÅN	60	6.94	0.69	5.50
36	BRÅBOÅN	110	31.56	0.65	30.00
37	LILLÅN	112	72.65	3.03	53.00
38	LÅNGSJÖBÄCKEN	44	24.21	0.79	20.75
39	VIRÅN	29	1.78	0.00	2.00
40	VIRÅN	72	5.16	0.03	3.00
41	SKALLAREBÄCKEN	52	29.32	2.27	24.75
42	VIRÅN	15	3.94	0.03	3.50
43	VIRÅN	75	12.91	2.23	10.25
44	DÖDERHULTSBÄCKEN	47	44.16	1.21	37.25
45	SKALLAREBÄCKEN	33	13.21	0.09	11.75
46	APPLERUMEÅN	83	71.03	3.12	60.50
47	APPLERUMEÅN	30	36.05	0.48	31.50
48	LILLÅN	68	29.05	1.59	22.75
49	LILLÅN	48	1.45	0.32	1.50
50	LILLÅN	36	22.98	1.94	20.75
51	VIDEBÄCK	58	45.47	2.73	37.50
52	LILLÅN	20	14.10	0.03	11.25
53	EMÅN	16	31.96	0.00	29.00



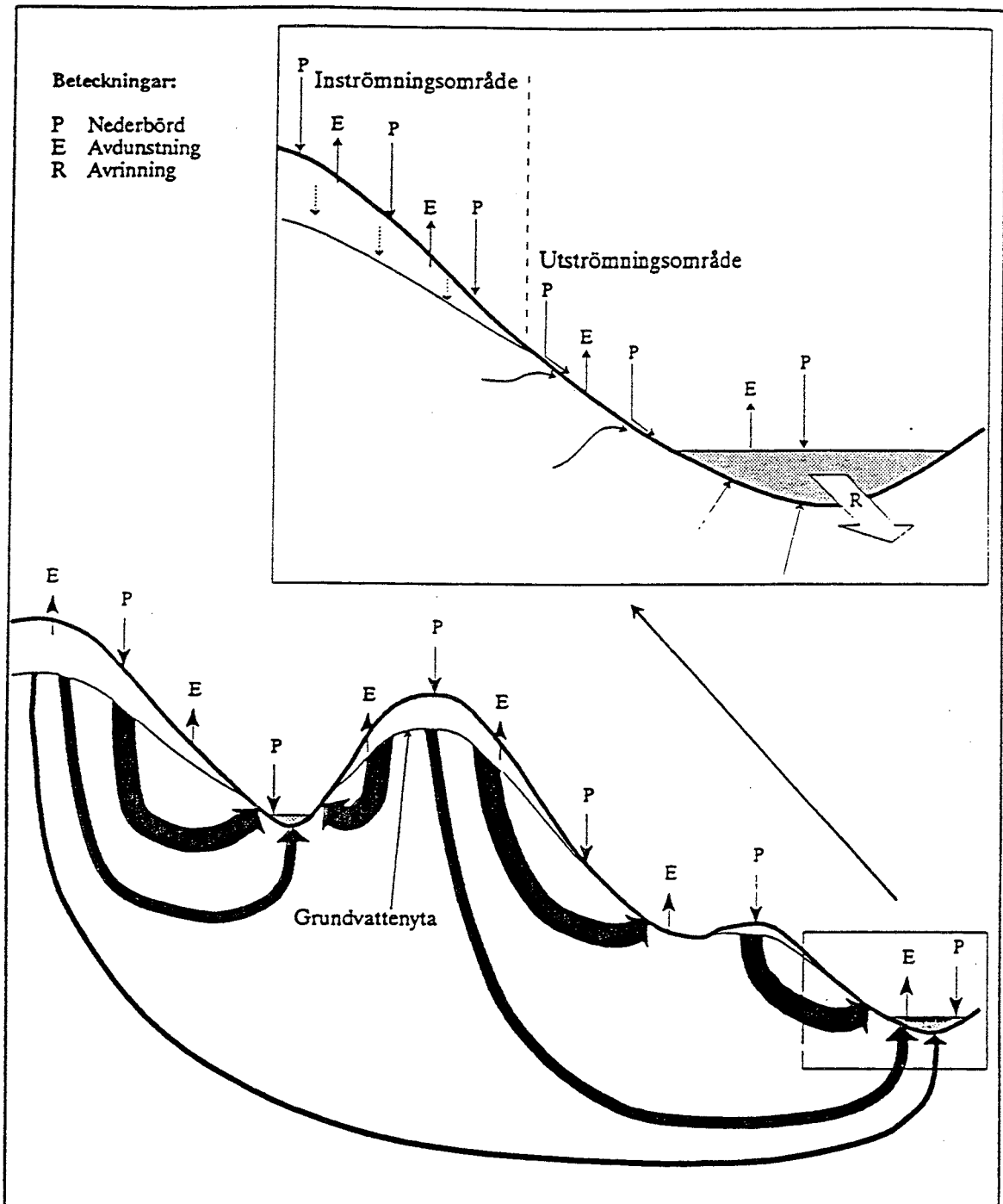
Figur 4-3. Medelavrinning för Sverige under perioden 1961–1990 i mm/år (Brandt m fl, 1994).

4.3 Grundvattenomsättning och uppehållstid

Ett avrinningsområde kan indelas i in- och utströmningsområden. I inströmningsområden bildas grundvatten och i utströmningsområden strömmar grundvattnet ut. I allmänhet utgör höjdområden inströmningsområden och sjöar, åar, bäckar och kärr utströmningsområden (Figur 4-4). Grundvattnet strömmar således från högre belägna områden till lägre liggande delar av terrängen. Gränserna mellan in- och utströmningsområden är inte fixa utan varierar med grundvattennivån. Fördelningen mellan in- och utströmningsområden inom ett avrinningsområde följer således den årliga naturliga förändringen i grundvattennivåer. Utströmningsområdena har störst utbredning under och strax efter snösmältningen medan de är minst under vintermånaderna.

Den teoretiskt högsta möjliga grundvattenbildningen över ett område är lika med medelavrinningen, dvs skillnaden mellan nederbörd och avdunstning under ett år. Som tidigare nämnts är medelavrinningen i Oskarshamns kommun beräknad till ca 200 mm/år (Brandt m fl, 1994). Eftersom den del av nederbörden som faller över utströmningsområden och fria vattenytor inte bildar grundvatten utan avrinner som ytvatten är den verkliga grundvattenbildningen inom ett avrinningsområde som regel mindre än medelavrinningen, under förutsättning att naturliga förhållanden råder och att den magasinerade vattenvolymen är oförändrad.

Grundvattenbildningen bestäms förutom av nederbörd, avdunstning och terrängläget även av markens infiltrationskapacitet. Denna är i sin tur beroende av faktorer som markens vattengenomsläpplighet, magasineringsmöjligheter och vattenhalt (se, t ex, von Brömssen, 1968; Johansson, 1987). Grundvattenbildningen i jordlager är generellt sett betydligt större än grundvattenbildningen i urberg. Det beror på att urberg har en låg andel porer (hålrum) och att förekommande sprickor endast är sparsamt sammanbundna med varandra. Som riktvärde kan sägas att den vattenförande hålrumsvolymen per enhetsvolym (flödesporositeten) vanligtvis inte överskrider 30% i lösa jordlager (Knutsson och Morfeldt, 1993). För urberg är flödesporositeten mycket svårdefinierad. Fältmätningar på 450m nivån i Äspötunneln indikerar att flödesporositeten för berg i allmänhet i medeltal ligger kring 0.5% (Rhén m fl, 1997), men att detta värde lokalt vara både högre (i sprickzoner) respektive lägre (i bergmassan). Att flödesporositeten är lägre i urberg än i lösa avlagringar innebär att transporttiden för vattenlösliga ämnen som rör sig med vattnets hastighet är mycket kortare i urberg under i övrigt likartade förhållanden.



Figur 4-4. Principbild över inströmnings- och utströmningsområden. Vatten som kommer fram till ett ytvattendrag har transporterats olika långt och olika länge. Det kan därmed också ha olika sammansättning. I detaljen framgår att nederbörd som faller på utströmningsområden inte bildar grundvatten utan avrinner tillsammans med det utströmmande grundvattnet till ytvattendraget. Vanligen utgör grundvattnets bidrag till ytavrinningen den större delen (Grip och Rodhe, 1985).

Med hjälp av Darcys lag är det möjligt att uppskatta storleken på grundvattenflödet i berggrunden. Darcys lag säger, något förenklat, att flödet per ytenhet, $(\text{m}^3/\text{s})/\text{m}^2$, mellan två punkter är lika med bergets vattengenomsläpplighet multiplicerat med differensen i grundvattennivå mellan punkterna. Darcys lag kan med denna förenkling i minnet skrivas som:

$$q = -K I \quad (4-2)$$

där

- q = Grundvattenflöde per ytenhet (Darcyflöde, specifikt flöde), $((\text{m}^3/\text{s})/\text{m}^2)$
 K = Vattengenomsläpplighet (hydraulisk konduktivitet), (m/s)
 I = Hydraulisk gradient (negativ i strömningsriktningen), (m/m)

Vattengenomsläppligheten i urberg bestäms främst av de geometriska och hydrauliska egenskaperna hos vattenförande sprickor. Vattenförande sprickzoner har vanligtvis en väsentligt högre vattengenomsläpplighet än bergmassornas spricksystem. Eftersom svenskt urberg är tämligen ogenomsläppligt och jordtäcknet ganska tunt följer i regel grundvattenytan topografien, vilket innebär att topografien kan användas för att uppskatta den drivande kraften för grundvattnets rörelse, den hydrauliska gradienten.

Den lokala topografiska gradienten i Oskarshamns kommun är ca 1%, vilket motsvarar 10 m höjdskillnad per kilometer. Riktningen på den lokala gradienten sammanfaller med avrinningsområdenas utseende (Figur 4-2). Riktningen på den regionala topografiska gradienten inom Oskarshamns kommun är huvudsakligen östlig. Den regionala gradienten beror av det småländska höglandet och är ca 0.4%, vilket motsvarar ca 400 m höjdskillnad på en sträcka av 10 mil (100 km). Relativt sett kan den lokala gradienten följaktligen mäta sig med den regionala ifråga om betydelse som drivande kraft.

Vattengenomsläppligheten i berggrunden är vanligtvis störst i de översta delarna närmast jordlagren, vilket innebär att här uppträder och strömmar (omsätts) merparten av berggrundvattnet. Endast en mindre del strömmar vidare mot djupet. Sammantaget medför skillnader i vattengenomsläpplighet att djupare beläget berggrundvatten ofta har en högre ålder och en annan sammansättning än ett ytligt berggrundvatten. Som tidigare nämnts har vattenförande sprickzoner vanligtvis en väsentligt högre vattengenomsläpplighet jämfört med spricksystemen i omgivande bergmassor. Skillnader i ålder och sammansättning mellan berggrundvatten i sprickzoner och i omgivande bergmassor kan därför också förekomma.

Skillnaderna i vattengenomsläpplighet mellan jordlager, bergmassa och vattenförande sprickzoner är vanligtvis av mycket större betydelse för grundvattnets rörelse och omsättning än förekommande variationer i hydraulisk gradient (SKB, 1995a). Betydelsen illustreras bäst med ett beräkningsexempel. Värdena på vattengenomsläppligheten i följande exempel är hämtade från Knutsson och Morfeldt (1993).

Beräkningsexempel

För en antagen hydraulisk gradient av 1% och en vattengenomsläpplighet på 1.5×10^{-7} m/s i berg och 1.5×10^{-5} m/s i sprickzoner ger Ekvation 4-2 att det specifika flödet i bergmassan är 1.5×10^{-9} (m³/s)/m² medan det i sprickzoner är 1.5×10^{-7} (m³/s)/m². Omräknat till samma sort som används vid medelavrinning, mm/år, erhålls 45 mm/år i bergmassan och 4 500 mm/år i sprickzonerna. Motsvarande beräkning för normalmorän med 10^{-7} – 10^{-6} m/s i vattengenomsläpplighet ger 30 – 300 mm/år. Dessa värden skall jämföras med maximalt 200 mm/år i medelavrinning.

Beräkningsexemplet demonstrerar vattengenomsläpplighetens stora betydelse för vattnets kretslopp under markytan. Merparten av grundvattenomsättningen sker i jordlagren. Där jordlager saknas är bergmassans vattengenomsläpplighet begränsande för grundvattenbildningen medan sprickzoner kan vara mer genomsläppliga.

Det grundvatten som bildar berggrundvatten fördelar sig mellan bergmassa och vattenförande sprickzoner på ett komplicerat sätt, eftersom den högre vattengenomsläppligheten i sprickzonerna motverkas av att de upptar relativt sett små volymer av den totala berggrundsvolymen jämfört med mellanliggande bergmassor. Om de översta delarna av berggrunden dessutom är mer uppsprucken än de djupare delarna, så omsätts huvuddelen av berggrundvattnet i ytberget. Närmare uppgifter om vattengenomsläpplighetens djupavtagande presenteras i nästa kapitel.

Huvuddelen av det grundvatten som bildar ytvattendrag i ett avrinningsområde utgörs följaktligen av utströmmande ytligt grundvatten. Undersökningar har visat att ungefär 60–85% av de flödestoppar som uppstår i ett ytvattendrag i samband med regn och snösmältning utgörs av utströmmande ytligt grundvatten (Grip och Rodhe, 1985). Omkring 20–30% av avrunnet vatten i några studerade avrinningsområden i norra Sverige uppvisar uppehållstider på mindre än ett år, medan 97–99% uppvisar uppehållstider på mindre än tio år (Nyberg och Jönsson, 1994). Närmare uppgifter om åldersbestämningar av djupa vattenprover från SKB:s borrhål på Äspö med omnejd presenteras i samband med analysen av berggrundvattnets kemi.

Sammanfattningsvis konstateras att:

- *Medelavrinningen i Oskarshamns kommun är ca 200 mm/år. Merparten av denna avrinning utgörs av utströmmande ytligt grundvatten, som har en snabb omsättning genom de, relativt sett, tunna jordlagren.*
- *Lokala topografiska gradienter inom kommunens olika avrinningsområden är troligtvis minst lika betydelsefulla för berggrundvattnets omsättning på djupet som den regionala topografiska gradienten. Av störst betydelse för omsättningen är dock skillnader i vattengenomsläpplighet mellan olika geologiska enheter och strukturer.*
- *Vattenförande sprickzoner och mellanliggande bergmassor skiljer sig sannolikt åt i betydelse vad gäller omsättningstid och vattenkemisk sammansättning.*

5 Berggrundens vattengenomsläpplighet

5.1 Allmänt

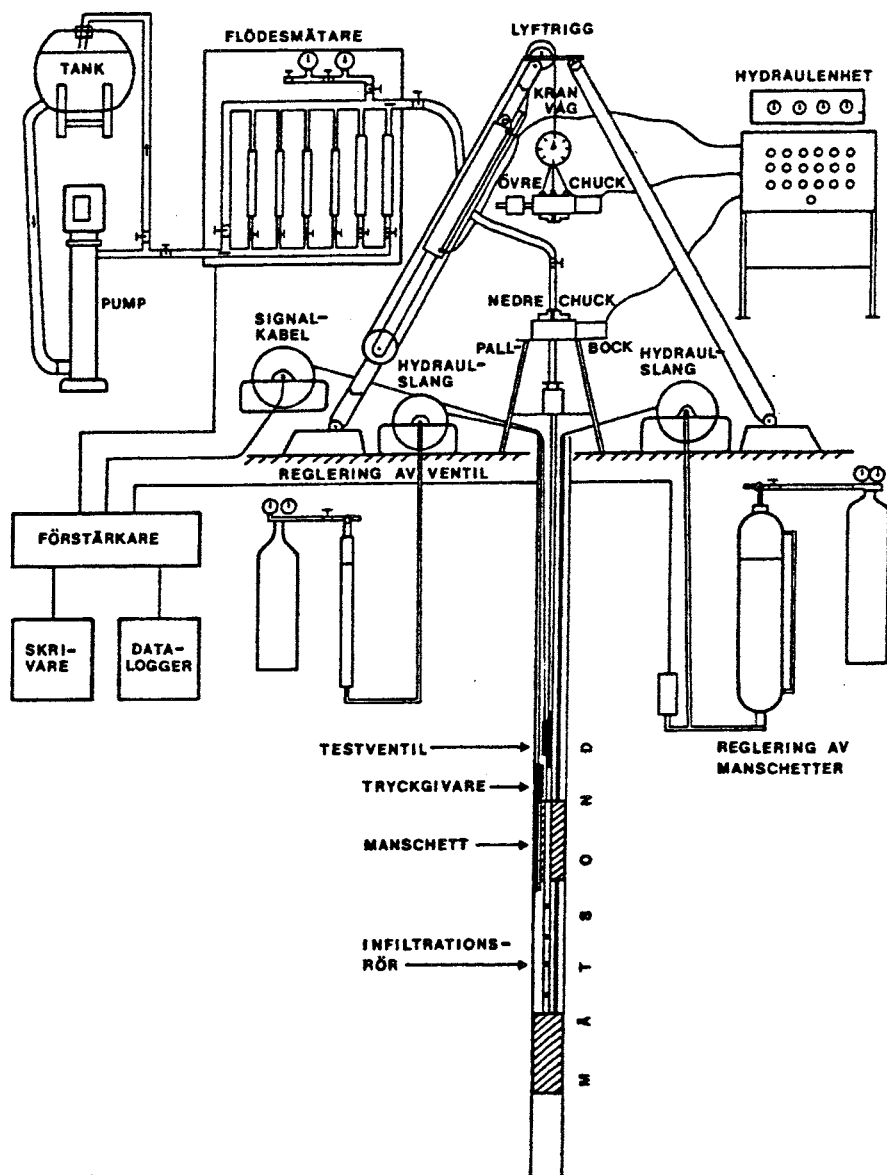
I detta kapitel jämförs de undersökningar som gjorts i Simpevarpsområdet med de relativt sett grundare bergborrade brunnarna i SGU:s brunnsarkiv. Underlaget från den nordöstra delen av kommunen ger kunskap om framförallt berggrundens vattengenomsläpplighet och grundvattnets kemiska beskaffenhet på stora djup inom ett begränsat område. Målet för detta kapitel är att utreda om det föreligger skillnader i vattengenomsläpplighet mellan olika bergarter samt om resultaten från de punktvisa djupa undersökningarna från Simpevarpsområdet kan kopplas till data från de grundare brunnarna i kommunen. Slutligen diskuteras skillnader i vattengenomsläpplighet mellan bergmassa och sprickzoner.

5.2 Hydraulisk konduktivitet

Det vanligaste sättet att beskriva vattengenomsläppligheten i jord och berg är att ange K-värdet (hydraulisk konduktivitet). K-värdet för urberg är beroende av förekomsten av vattengenomsläppliga sprickor, dvs sprickor som inte är isolerade eller täta utan står i kontakt med andra öppna sprickor. I hydrogeologiska sammanhang brukar man skilja på sprickzoner och bergmassa. Bergmassan innehåller också sprickor, men har lägre sprickfrekvens än sprickzonerna.

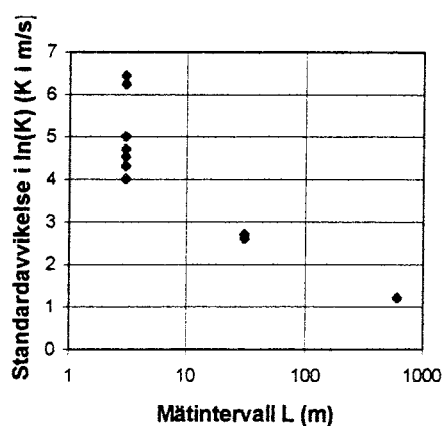
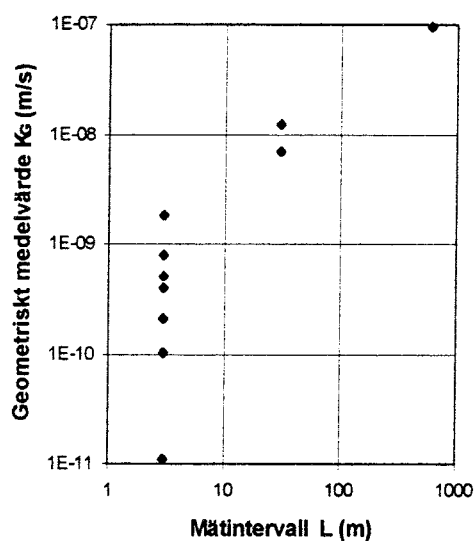
Sprickfrekvens mäts t ex i kärnborrhål och anges som antalet sprickor per längdmeter. Man kan antingen mäta på borrhälskärnan, som erhålls i samband med borrhining, eller mäta i borrhålet genom att sänka ner en sond. Bergets vattengenomsläpplighet brukar också mätas i kärnborrhål. I Figur 5-1 visas principen för K-värdesbestämning med dubbelmanschett i urberg. K-värdet uttrycks vanligtvis i sorten m/s alternativt m/år ($1 \text{ m/år} = 3,2 \times 10^{-8} \text{ m/s}$).

En viktig egenskap hos urberg är att frekvensen av sprickor med hög vattengenomsläpplighet i regel är mycket liten jämfört med frekvensen av sprickor med ringa eller måttlig vattengenomsläpplighet. En annan viktig egenskap är att skillnaden i vattengenomsläpplighet mellan olika sprickor kan vara mycket stor (flera tiopotenser). Dessa två egenskaper påverkar K-värdesbestämningen med dubbelmanschett på två sätt. Dels är förekomsten (frekvensen) av låga K-värden högre än frekvensen av höga K-värden, dels är frekvensfunktionens utseende och statistiska moment (väntevärde, standardavvikelse, etc) beroende av mätintervallens längd (manschettavståndet).



Figur 5-1. Principskiss för K -värdesbestämning i urberg med dubbelmanschett. Vatten från tankar på markytan pumpas in mellan manschetter i borrhålet under konstant tryck, s k vatteninjektionstest. Genom att mäta flödets variation med tiden kan K -värdet mellan manschetterna beräknas. Bilden visar en äldre typ av utrustning (Timje, 1983).

I Figur 5-2 visas ett exempel på K -värdets beroende av mätintervallens längd. Värdena härrör från mätningar i några kärnborrhål på Äspö. Diagrammen visar att vid korta mätintervall är det geometriska medelvärdet av uppmätta K -värden mindre och standardavvikelsen större än vid långa mätintervall. Figur 5-2 säger således att skillnaderna i K -värde längs med ett borrhål jämnas ut (homogeniseras) ju längre mätintervallet är. Följaktligen är det viktigt att tänka på mätintervallets längd om man skall kunna använda konduktivitetsbegreppet för att noggrant karaktärisera vattengenomsläppligheten i sprickigt berg, dvs skilja på bergmassa och sprickzoner.



Figur 5-2. K -värdets beroende av mätintervallets längd. Den övre bilden visar det geometriska medelvärdet och den undre visar standardavvikelsen. Med ökande längd på mätintervallet homogeniseras den rumsliga variationen i beräknat K -värde. Värdena härrör från kärnborrhål borrhål på Äspö med omnejd (efter Follin, 1992).

5.3 SKB:s undersökningar

Undersökningmaterialet från SKB:s undersökningar i Simpevarpsområdet omfattar 45 hammarborrhål med ett djup av 100-200 m och 20 kärnborrhål med ett djup av 400-1 660 m. Dessutom har 200 hammarborrhål med 20-40 m längd och 15 kärnborrhål med 50-300 m längd borrats från Äspötunneln. Antalet hydrotester är mycket omfattande. Totalt har ca 1 200 manschettmätningar utförts med 3 m längd, 65 st med 30 m längd, 100 st med 100 m längd och 20 st med ca 500 m längd. Därtill kommer ett tjugotal interferenstester av bra kvalitet. En sammanfattande bedömning av undersökningarna presenteras av Rhén m fl (1997).

I denna rapport har 149 av SKB:s mätningar beaktats. De 149 mätningarna är jämförbara med underlaget från SGU:s brunnsarkiv med avseende på mätintervallens längd och viss utsträckning även mätteknik. Mätningarna utgörs av test- och rens-pumpningar, stigningsmätningar och manschettmätningar i grunda hammarborrhål samt i 50-300 m långa mätintervall på olika nivåer i undersökta kärnborrhål. De K-värden som redovisas är beräknade utifrån mätdata lagrade i SKB:s databas SICADA.

5.4 SGU:s brunnsarkiv

Brunnsarkivet är ett dokumentations- och informationsprojekt vid SGUs grundvattenenhet. Projektets huvudsakliga mål är att insamla, bearbeta och arkivera geologisk och hydrogeologisk information från brunnsborrningar och grundvattenundersökningar (SFS, 1975) på ett sådant sätt att uppgifterna är tillgängliga och användbara för såväl enskilda som myndigheter. Uppgifterna i brunnsarkivet är inte framtagna med tanke på någon speciell tillämpning och det är viktigt att notera att materialet har begränsningar av olika slag. Som exempel kan nämnas att det sedan seklets början har förekommit många olika metoder för att borra brunnar, pumpa och mäta vattenföring och avsänkning. Brunnarna har i de flesta fall borrats för att tillgodose vattenbehovet hos enskilda hushåll. De är sällan djupare än ca 120 m. Trots dessa begränsningar anses i allmänhet att materialet är intressant och att det kan användas för att *översiktligt* beskriva grundvattenförhållandena i berggrunden.

En utvärdering har gjorts av vattenföringsmätningar från bergborrade vattenförsörjningsbrunnar inom Oskarshamns kommun. Totalt har 594 brunnar med ett djup större än tio meter i berg analyserats, se Figur 1-2. Brunnarna är borrhade under perioden 1931-1997. De grundaste bergbrunnarna har tagits bort därför att vattnet i dessa ofta kommer från jordlagren närmast brunnen och inte från berggrunden. Underlaget bedöms vara tillräckligt stort för en tillförlitlig statistisk analys.

De analyserade bergbrunnarna är i medeltal borrhade till ca 70 m djup och testade med konventionell brunnsborrningsteknik. Det senare innebär bl a att underlaget härrör från ett annat sammanhang och har tagits fram med delvis andra metoder än merparten av det underlag som SKB tagit fram för den nordöstra delen av kommunen. För- och nackdelar med att använda uppgifter från brunnsarkivet för att beräkna K-värden diskuteras bl a av Wladis m fl (1997) och Berggren (1998).

Vattenföring i bergbrunnar anges vanligen som flöde (liter per timme). I hydrogeologiska sammanhang används ofta begreppet specifik kapacitet. Den specifika kapaciteten beräknas genom att dividera uppmätt vattenföring, Q , med uppmätt avsänkning, s . Specifik kapacitet, Q/s , anges vanligen i sorten liter per timme och meter avsänkning (L/h)/m (alternativt kubikmeter vatten per sekund och meter avsänkning, $(m^3/s)/m$).

En brunn som är borrhärad i berg med hög vattengenomsläpplighet har i regel en hög specifik kapacitet och vice versa. Sambandet är tyvärr dock inte entydigt. Mängden vatten som kan rinna fram till en bergbrunn beror nämligen inte bara på bergets vattengenomsläpplighet utan även på brunnens djup. Om vattengenomsläppligheten per borrhärad meter i berget antas vara konstant, så producerar en djup brunn mer vatten än en grund brunn vid jämförbar avsänkning. Den högre vattenföringen medför i detta exempel en högre specifik kapacitet för den djupare brunnen eftersom avsänkningen är densamma. Slutsatsen blir att vid beräkning av bergets K -värde från brunnensdata måste man ta hänsyn till brunnensdjupet. I denna rapport används sambandet i Ekvation 5-1 för att beräkna K -värdet för de analyserade bergbrunnarna.

$$K = (Q/s) / L \quad (5-1)$$

där

- K = Vattengenomsläpplighet, (m/s)
 L = Borrhärad längd i berg (beräknas som total borrhärad längd – jorddjup), (m)
 Q = Vattenföring vid mättillfället, (m^3/s)
 s = Avsänkning vid mättillfället (sätts vanligen lika med L), (m)

För fullständighetens skull skall sägas att det finns fler faktorer som kan påverka den specifika kapaciteten. Som exempel kan nämnas mätningens varaktighet, håldiametern och brunnens "kondition". I denna rapport antas inverkan av andra faktorer än brunnensdjupet vara av underordnad betydelse i ett statistiskt perspektiv. Ett speciellt problem i sammanhanget är att det saknas värden på avsänkningen s för flertalet av bergbrunnarna i SGU:s brunnarkiv (Berggren, 1998). Wladis m fl (1997) anger att man som en god approximation kan anta att avsänkningen är lika med den borrhärad längden i berg. Antagandet har tillämpats i denna rapport.

5.5 Analys

Bergbrunnarna har indelats i bergartskategorier efter sina lägen enligt berggrundskartan över Oskarshamns kommun (Figur 2-1). Syftet är att få en uppfattning om det föreligger skillnader i K -värde mellan de olika bergarter. Vidare har bergbrunnarnas vattenföring analyserats med avseende på avståndet till närmaste större sprickzon i syfte att få en uppfattning om närheten till en stor sprickzon påverkar brunnkapaciteten. Avslutningsvis jämförs materialet från SGU:s brunnarkiv med underlaget från SKB. Syftet är dels att få en uppfattning ett djupavtagande föreligger, dels att bedöma skillnaderna i K -värde mellan bergmassa och sprickzoner.

5.6 Resultat

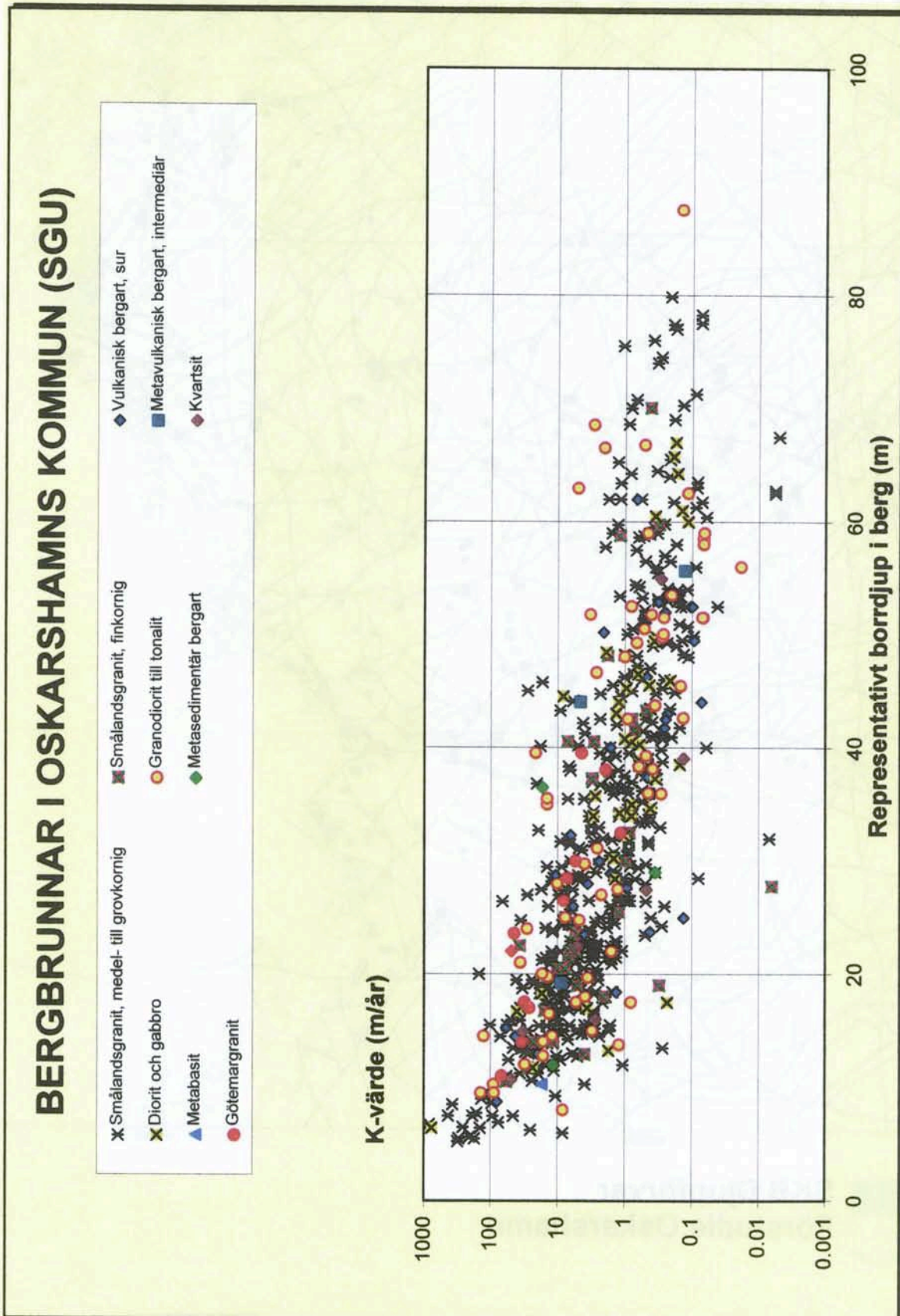
Underlaget från SGU:s brunnsarkiv (594 st brunnar) återges i Figur 5-3 med K-värdet uttryckt i sorten m/år ($1 \text{ m/år} = 3,2 \times 10^{-8} \text{ m/s}$). De olika färgerna representerar brunnar i olika bergarter (se Tabell 2-1). Diagrammet i Figur 5-3 visar att variationen inom en och samma bergart är stor och att antalet värden avtar under ca 60 m mätdjup[†]. Det senare kan delvis förklaras med att det maximala borrdjupet hos de flesta bormaskiner på marknaden är ca 120 m.

Figur 5-3 visar vidare att variationen i K-värde inom en bergart är större än skillnaden mellan olika bergartskategorier, ett förhållande som har framhållits i tidigare förstudier (Axelsson och Ekstav, 1995; Follin m fl, 1996a,b). Att spridningen inom en och samma bergart är stor skall tolkas som att lokala skillnader är allmänt förekommande, dvs vattengenomsläppligheten varierar mycket mellan enskilda sprickor och sprickzoner i berget. Vad gäller K-värdets geometriska medelvärde kan man med brunnsarkivets uppgifter som grund möjligen notera att unga graniter, finkornig Smålandsgranit och kvartsit tycks ha en något högre vattengenomsläpplighet än medel- till grovkornig Smålandsranit samt diorit och gabbro. Ovanstående iakttagelser gäller inom hela kommunen, dvs även för den nordöstra delen.

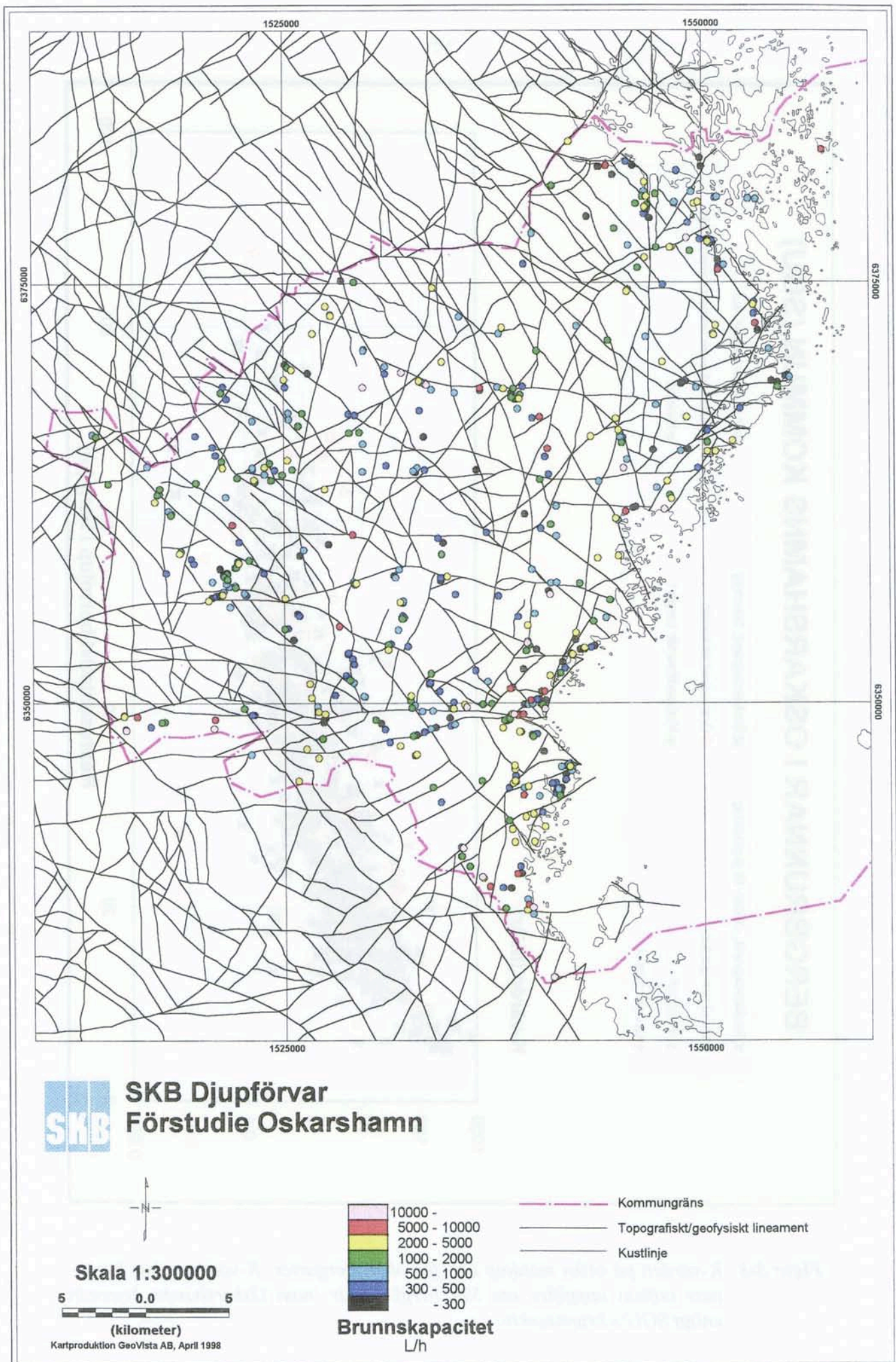
Figur 5-4 visar en karta med större deformationszoner (Bergman m fl, 1998) tillsammans med brunnskapaciteten hos de 594 bergbrunnarna efter indelning i sju klasser. I Figur 5-5 studeras sambandet mellan brunnskapacitet och avståndet till närmaste större deformationszon. Figuren visar att det inte föreligger någon uttalad korrelation. Detta skall inte tolkas som att de studerade bergbrunnarna är hydrauliskt isolerade från de stora zonerna. Tolkningen är istället att jämfört med andra tänkbara faktorer är avståndet till närmaste större deformationszon av underordnad betydelse. Brunnskapacitetens storlek i urberg bestäms närmast av de lokala geologiska förhållandena i brunns närhet, dvs om man påträffar vattenförande sprickor eller inte.

Figur 5-3 indikerar att K-värdena i SGU:s brunnsarkiv avtar med djupet. Under ca 60 m mätdjup tycks dock ett fortsatt djupavtagande upphöra. Iakttagelsen stöds av Figur 5-6, som förutom data från SGU:s brunnsarkiv även innehåller data från SKB:s mätningar i den nordöstra delen (149 st). Av Figur 5-6 framgår att K-värdena från SKB:s mätningar i grunda hammarborrhål är samstämmiga med K-värdena för SGU:s bergbrunnar på motsvarande mätdjup. Vidare indikeras att det inte tycks föreligga något djupavtagande i K-värdet för 50-300 m långa mätintervall under ca 100 m djup, samt att K-värdet för så långa mätintervall kan variera ett par tiopotenser beroende på om det förekommer en dominant vattenförande spricka inom mätintervallet eller inte. Eftersom berggrundens spricksystem tycks vara likartat inom hela Oskarhamns kommun (Bergman m fl, 1998) bedöms avsaknaden av ett djupavtagande i K-värdet under ca 100 m djup gälla tämligen allmänt för K-värden bestämda med 50-300 m långa mätintervall. K-värdets djupavtagande diskuteras av Rhén m fl (1997), Bengtsson (1997) och Wladis m fl (1997). De senare författarna konstaterar bl a att beräkningar baserade på underlaget från SGU:s brunnsarkiv bör användas med försiktighet p g a att såväl sättet att mäta Q och s samt sättet att beräkna K (se t ex Ekvation 5-1) kan diskuteras.

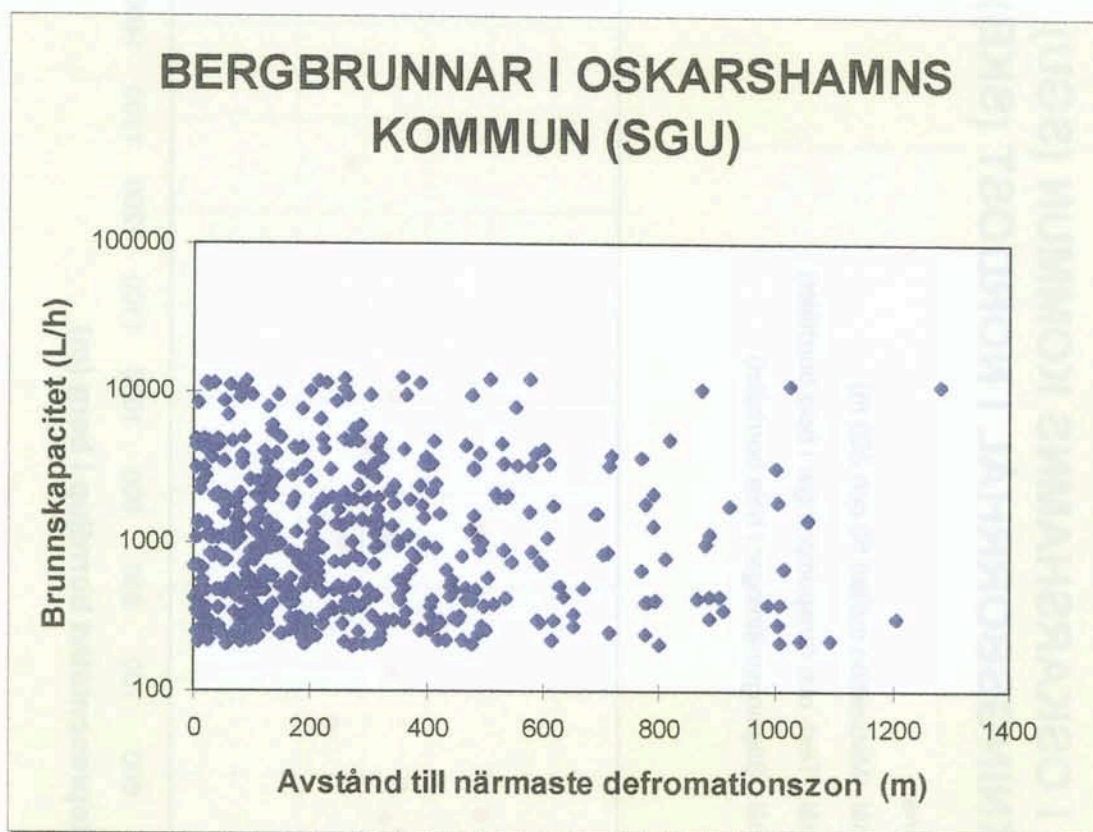
[†] Med mätdjup menas i denna rapport halva borrdjupet i berg.



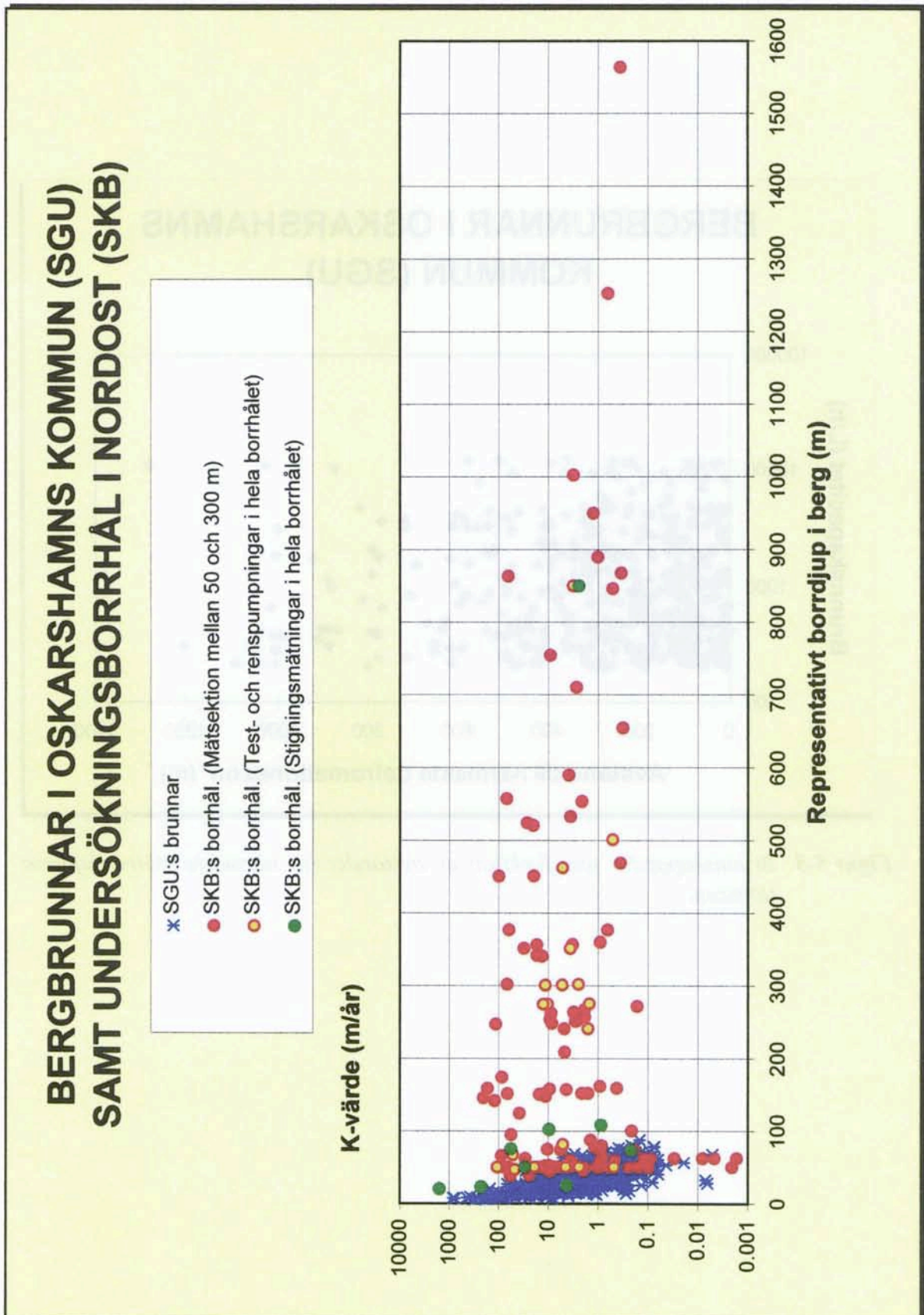
Figur 5-3 K-värden på olika mätdjup och för olika bergarter. K-värdena har beräknats utifrån uppgifter om 594 bergbrunnar inom Oskarshamns kommun enligt SGU:s brunnarkiv.



Figur 5-4 Karta över större deformationzoner och bergborrade brunnar indelade efter brunnskapacitet.



Figur 5-5 Brunnskapacitet som funktion av avståndet till närmaste större deformationsson.



Figur 5-6 K-värden på olika mätdjup. Stjärnor visar K-värden som beräknats utifrån data i SGU:s brunnarsarkiv för Oskarshamns kommun. Cirklar (149 st) visar K-värden från SKB:s undersökningar på Äspö med omnejd. Dessa har beräknats utifrån mätdata i hammarborrhål och kärnborrhål hämtade från SKB:s databas SICADA. Genomsnittligt K-värde för berggrunden (bergmassa och sprickzoner tillsammans) är ca 2 m/år (6.3×10^{-8} m/s).

Sammanfattningsvis konstateras utifrån Figurerna 5-3 t o m 5-6 att:

- Spridningen i K -värde inom en och samma bergart är betydligt större än skillnaden i medelvärde för olika bergarters K -värde (Figur 5-3).
- K -värdet hos en bergborrad brunn bestäms huvudsakligen av de lokala geologiska förhållandena i brunnens närmaste omgivning (Figur 5-4).
- Analyserade data från Simpevarpsområdet och från SGU indikerar inte något avtagande hos K -värdet med djupet under 100 m djup (Figurerna 5-5 och 5-6). Vidare indikerar analyserade data att K -värdet är ca 100-1 000 högre i de stora sprickzonerna än i bergmassan (Figur 5-6).
- Ett genomsnittligt K -värde för berggrunden i Simpevarpsområdet (bergmassa och sprickzoner tillsammans) kan med ledning av Figur 5-6 uppskattas till ca 2 m/år (6.3×10^{-8} m/s). Med en hydraulisk gradient på 1% (se kapitel 4) blir följaktligen det genomsnittliga Darcyflödet i berggrunden ca 20 mm/år, vilket motsvarar 10% av medelavrinningen. Fördelningen av det uppskattade Darcyflödet mellan bergmassa och sprickzoner bedöms vara direkt proportionell mot kontrasten i K -värde, vilket innebär att mer än 99% av flödet i berggrunden följer de stora vattenförande sprickzonerna (Figur 5-7).



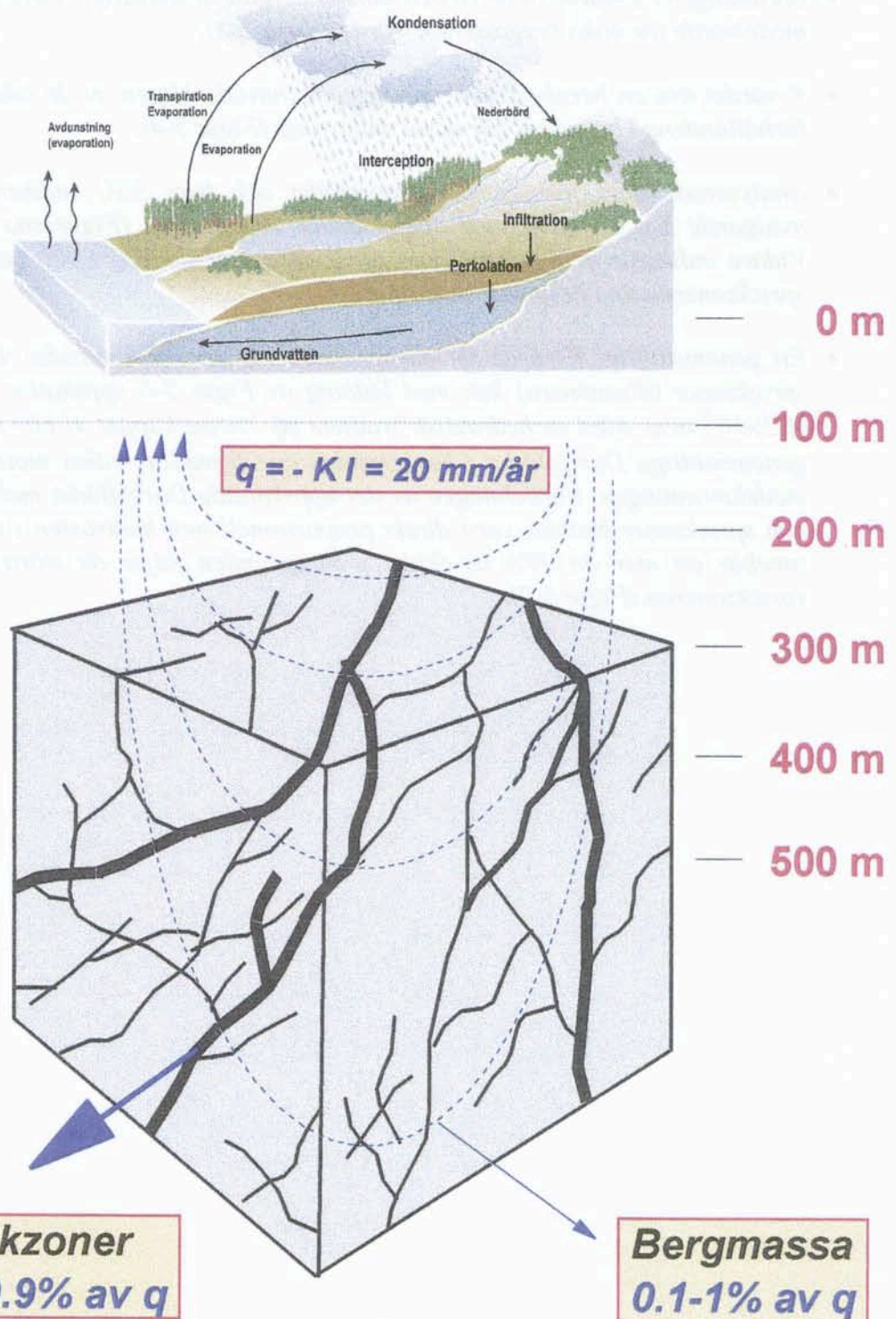
Figur 5-7

Figur 5-7

Figur 5-7

Figur 5-7

Den hydrologiska cykeln



Figur 5-7 Det analyserade underlagen från SGU och SKB indikerar att K -värdet är ca 100-1 000 högre i de stora sprickzonerna än i bergmassan. Det genomsnittliga K -värdet för bergmassa och sprickzoner tillsammans är ca 2 m/år. Med $I = -1\%$ (se kapitel 4) blir det genomsnittliga Darcyflödet i berggrunden ca 20 mm/år, dvs ungefär 10% av årsmedelavrinningen.

6 Grundvattnets kemi

6.1 Allmänt

Grundvattnets kemiska sammansättning kan ha stor betydelse för lokaliseringsförutsättningarna för ett djupförvar. Sammanställningen och analysen av befintliga data för Oskarshamns kommun har i denna studie därför fokuserats på att utreda om det föreligger avvikelser i halter inom kommunen från vad man anser vara normal grundvattenkemi i urberg (jmf SKB, 1992). De analyserade mätvärdena härrör från vattenprover tagna i 10-150 m djupa bergbrunnar och 400-1 660 m djupa undersökningshål. Eftersom båda dataunderlagen har stora begränsningar vad gäller geografisk täckning (jmf Figur 1-3) har analysen av befintlig information i kommunen jämförts med uppgifter från den hydrogeologiska kartan för hela Kalmar län samt uppgifter från SKB:s typområdesundersökningar i Klipperås, ca 30 km sydväst om kommunen. Resultat och samband som tas upp i detta kapitel skall endast ses som indikativa för förhållandena mot djupet gällande hela kommunen.

6.2 Underlag

Det underlag som funnits att tillgå är följande:

- Vattenkemidata från SGU:s brunnsarkiv.
- Vattenkemidata från SKB:s databas SICADA gällande framförallt den nordöstra delen av kommunen samt Klipperåsområdet, ca 30 km sydväst om kommunen.
- Berggrundskartan och jordartskartan över Oskarshamns kommun (se kapitel 2).
- Hydrogeologiska kartan över Kalmar län (SGU).

SGU:s brunnsarkiv omfattar vattenkemidata från totalt 23 bergborrade brunnar med ett djup större än tio (10) meter i berg och för vilka vattenkemidata finns. Genom att bortsortera de grundaste brunnarna undviks problemet med att vattnet i grunda brunnar ofta kommer från jordlagren närmast brunnen och inte från berggrunden. De 23 brunnarnas lägen framgår av Figur 1-3. Den geografiska spridningen är mindre god. Framförallt saknas data från den nordvästra delen av Oskarshamns kommun. Underlaget bedöms vara för litet för en tillförlitlig statistisk analys.

Underlaget från SKB:s undersökningar i den nordöstra delen omfattar data från 13 olika hammarborrhål och 14 olika kärnborrhål. Undersökningshålens lägen framgår av Figur 1-3.

6.3 Processer som påverkar grundvattnets sammansättning

Grundvattnets kemiska sammansättning bestäms i huvudsak av följande fem processer:

1. Förhållanden vid passagen av jordmånszonen.
2. Ytreaktioner, jonbyte och sorption.
3. Upplösning och utfällning av mineral i sprickor och omgivande berg.
4. Bakteriell aktivitet, t ex sulfat- och järnreducerande bakterier.
5. Blandning av vatten med olika ursprung, t ex salt och sött vatten.

Passagen genom jordmånszonen har betydelse för grundvattnets "slutsammansättning". Markförhållandena påverkar kolsyra-bikarbonatsystemet och bestämmer vattnets *pH*-värde. Vid en snabb passage genom markzonen, t ex i fallet tunna jordar på hållmark, sker kolsyravittringen i stor utsträckning djupare ned i berget. Detta ger en relativt låg alkalinitet och ett högt *pH*-värde. Det höga *pH*-värdet beror på att vittringen (neutraliseringen) av vattnet sker nere i berggrunden där ingen kolsyra kan fyllas på. Vid mäktiga jordar sker en stor del av vittringen i själva markzonen och där produceras koldioxid som löses till kolsyra i vattnet och ger ett lägre *pH*-värde. Vid en långsam passage, t ex genom en lerjord, sker vittringen i markzonen med påfyllning av koldioxid (kolsyra) från markprocesserna vilket ger en hög alkalinitet och ett neutralt *pH*. Dessa kan betecknas som slutna respektive öppna system m a p tillförsel av koldioxid till grundvattnet (Stumm och Morgan, 1996).

Jonbyte förekommer om vattnets sammansättning gradvis ändras. Då ett sött och ett salt vatten blandas eller byter plats sker jonbyte på laddade platser på mineral. I det svenska urberget har detta skett då vattnet under högsta kustlinjen förändrats från sött till salt och åter från salt till sött under de olika postglaciala skedena. Ett salt, natriumkloridrikt havsvatten resulterar i att negativt laddade jonbytande platser (jonbyteslägen) på mineral i jord och sprickor i berget blir belagda med natriumjoner. När en sötvattenperiod inträder, och ett för denna typiskt kalciumrikt vatten från markzonen tränger ned genom berget, byts kalcium i vattnet mot natrium från jonbyteslägena. Det betyder att berget fungerar som ett naturligt avhärtningsfilter och man får ett vatten rikt på natriumbikarbonat av Ramlösatyp (Jacks m fl, 1981).

Ett sött grundvatten domineras normalt av kalcium och bikarbonat beroende på att kolsyran orsakar vittring av mineral och att de mineral som innehåller kalcium är de mest lösliga. Även magnesiuminnehållande mineral är relativt lösliga medan natrium- och kaliumsilikater i stort sett är mera svårslösliga. Om det sker blandning eller inbrytning av salt vatten, havsvatten, tillförs främst natrium och klorid men även en hel del magnesium och sulfat. Djupt nere i berggrunden har man hittat ett extremt salt vatten av okänt ursprung som karaktäriseras av höga kalcium- och kloridhalter (Stumm och Morgan, 1996).

Upplösning och utfällning kan ske i bergets spricksystem. Upplösning sker när ett mjukt vatten från de lösa jordarterna tränger ner i spricksystemen och möter gamla utfällningar av kalciumkarbonat från tidigare geologiska perioder. Vid blandning av två grundvatten kan utfällning av kalciumkarbonat ske, t ex då ett extremt hårt och kalciumrikt grundvatten på stort djup blandas med ett ovanifrån kommande bikarbonat-rikt vatten. Upplösning av järnhydroxider sker vid redoxövergångar, dvs där förhållandena ändras från syrerika till syrefria. Utfällning av järnhydroxider sker om ett järnhaltigt vatten blandas med ett syrerikt.

Bakteriell aktivitet i vattnets väg finns naturligtvis i hög grad i markzonen. Vattenmätade organiska jordar ger ofta ett syrefritt vatten med låga redox-potentialer (se nedan). Vid oxidation av organiskt material utnyttjas först det lösta syret som oxidationsmedel (elektronacceptor). Därefter kan nitrat fungera som oxidationsmedel följt av manganoxider (med Mn^{4+}) och järnhydroxider (med Fe^{3+}). I de senare fallen omvandlas Mn^{4+} till Mn^{2+} och Fe^{3+} till Fe^{2+} . Mn^{2+} och Fe^{2+} är relativt lösliga i vatten och det är vanligt med höga halter av både mangan och järn i syrefria grundvatten. Slutligen kan sulfat-reducerande bakterier oxidera organiskt material under bildning av svavelväte.

Blandning av vatten med olika ursprung sker i stor utsträckning i berget där spricksystem med olika tryckförhållanden möts. En sådan blandning ger proportionella förändringar i lösliga komponenter som t ex kloridhalt men leder också till utfällning eller upplösning av sprickmineral.

Blandning av vatten med olika ursprung sker i stor utsträckning i berget där spricksystem med olika tryckförhållanden möts. En sådan blandning ger proportionella förändringar i lösliga komponenter som t ex kloridhalt med leder också till utfällning eller upplösning av sprickmineral.

6.4 Viktiga parametrar

Nedan diskuteras berggrundvattnets sammansättning utifrån ett antal parametrar, deras koppling till varandra samt deras beroende av djup och geografiska läge. Parametrarna har valts utifrån ursprungs-, stabilitets- och korrosionsproblematik.

pH

Vattnets *pH*-värde är ett mått på dess vätejonkoncentration $\{H^+\}$ [†]. Skalan för *pH*-värdet går från 0 till 14, där 0 anger ett mycket surt (vätejonsrikt) vatten och 14 ett mycket basiskt. Naturliga vatten uppvisar oftast ett *pH*-värde mellan 7 och 9. *pH*-värdet står i förhållande till kolsyrasystemet. Ytliga grundvatten samt djupt tagna vattenprov i ytvattendrag är ofta övermättade med koldioxid som avgår om provet får ha kontakt med atmosfären. Provets *pH*-värde kan då stiga (Bydén, 1990; 1992). Djupa grundvatten däremot har i allmänhet låga koldioxidtryck då det mesta av koldioxiden reagerat med sprickmineral, främst kalciumkarbonat.

[†] Plustecknet i $\{H^+\}$ anger att vätejonens oxidationstal är +1, dvs att en elektron fattas (katjon). Joner med negativa oxidationstal har överskott på elektroner (anjoner).

Alkalinitet

Alkalinitet är ett mått på vattnets förmåga att neutralisera syror, dvs dess förmåga att tåla tillskott av vätejoner utan att *pH*-värdet sänks. Alkalinitetens huvudsakliga komponent i naturliga vatten med ett *pH*-värde mellan 7 och 9, är HCO_3^- , vilket är den kemiska beteckningen på bikarbonat. Alkalinitet uttrycks vanligen i sorten $\text{mg HCO}_3^-/\text{L}$ (milligram bikarbonat per liter).

Ett grundvattens alkalinitet bestäms oftast i de översta tiotals metrarna närmast markytan. Faktorer som påverkar alkaliniteten är bl a markprocesser (biologisk aktivitet) och kalkinnehållet hos förekommande jord- och bergarter. En kalkrik jordart eller berggrund medför en hög alkalinitet genom att en stor del av den tillförda koldioxiden reagerar med markens kalkinnehåll, vilket i sin tur innebär att mer koldioxid kan lösas i vattnet (jämför ovan med beskrivningen av det "öppna systemet"). Det är framförallt en kalkrik jord som ger hög alkalinitet. Kalk i berget löses endast upp i relation till tillgänglig kolsyra och till mättnad med avseende på kalciumkarbonat. I de flesta fall uppvisar grundvatten en alkalinitet mellan 40-200 $\text{mg HCO}_3^-/\text{L}$. För att minimera korrosionen av koppar är det önskvärt att alkaliniteten är högre än 60 $\text{mg HCO}_3^-/\text{L}$ (SLV, 1989).

Sulfat

Den kemiska beteckningen för sulfatjoner är SO_4^{2-} och mängden sulfatjoner i ett vattenprov uttrycks i sorten $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$. Sulfatjoner i grundvatten kan ha olika ursprung. De kan tillföras grundvattnet via atmosfären, de kan härstamma från relict eller inträngande havsvatten och de kan också komma från oxidativ vittring av sulfidhaltiga mineral eller upplösning av sulfatmineral. Sulfat kan också försvinna ur vattnet genom sulfat-reduktion. Detta innebär att anaeroba bakterier, samtidigt som de bryter ner organisk substans, omvandlar sulfat till svavelväte. Svavelvätelukt hos vatten från bergborrade brunnar är inte ovanligt.

Sulfathalten i ett grundvatten varierar vanligen mellan 2-150 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$. Halter mellan 100 och 200 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$ betraktas ur teknisk synpunkt som anmärkningsvärda. Halter överstigande 200 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$ medför att vattnet betraktas som med tvekan tjänligt. Sulfathalten i Östersjön är ca 500 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$ och i Nordsjön ca 2 700 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$. I det aktuella området kring Oskarshamn är den atmosfäriskt deponerade mängden sulfat ca 15 $\text{mg SO}_4^{2-}/\text{L}$ (NV, 1997). På ostkusten är depositionen till en tät granskog av svavel ungefär dubbelt så stor som depositionen på öppet fält (Gun Lövblad, *IVL*, opublicerade data).

Klorid

Den kemiska beteckningen för kloridjoner är *Cl* och mängden kloridjoner i ett vattenprov uttrycks i sorten $\text{mg Cl}/\text{L}$. Kloridhalten i grundvatten i Sverige är vanligen låg (2-50 $\text{mg Cl}/\text{L}$). Undantag utgörs av kustnära områden samt områden som ligger under den så kallade saltvattengränsen (det vill säga områden som varit täckta av salt eller bräckt vatten efter isavsmältningen). I dessa områden kan kloridhalterna uppgå till flera tusen $\text{mg Cl}/\text{L}$. Kloridhalten i Östersjön ligger f n mellan 2 000-4 000 $\text{mg Cl}/\text{L}$ vilket kan jämföras med kloridhalten i havsvatten som f n är nästan 20 000 $\text{mg Cl}/\text{L}$.

Höga salthalter i grundvatten kan indelas i tre huvudgrupper m a p ursprung (Knutsson och Morfeldt, 1993):

- Nutida inträngning av havsvatten i brunnar som ligger mycket nära stranden (högst 300-500 m) i tät, kristallin berggrund eller på kilometeravstånd från stranden i porösa jord- och bergarter.
- Relikt havsvatten, dels i lågt liggande områden där grundvattenbildningen varit så liten och grundvattenrörelserna så ringa att det salta porvattnet inte trängts undan, dels i djupa fickor i isälvsavlagringar eller bergssprickor där det salta vattnet blivit inestängt. Relikt havsvatten påträffas också i äldre sedimentär berggrund, t ex på norra Öland, Gotland och sydvästra Skåne.
- Mycket salta vatten som finns på djupet i jordskorpan och som har konstaterats framförallt i den kanadensiska urbergsskölden men även i Finland (Bottomley m fl, 1994) och Sverige (Laaksoharju m fl, 1995).

Förhöjda kloridhalter i brunnar vållar problem dels genom dålig smak på dricksvatten, dels på grund av risk för korrosionsskador på ledningar och installationer. Vatten med kloridhalter över 300 mg *Cl/L* anses "med tvekan tjänligt" (smakgränsen i Sverige är satt till 300 mg *Cl/L*) och med halter på >100 mg *Cl/L* "från teknisk synpunkt anmärkningsvärt" på grund av en ökad korrosionsrisk. I området kring Oskarshamn är den atmosfäriska depositionen av klorid ca 20 mg *Cl/L* (NV, 1997).

Natrium och kalcium

Natriumjonen (Na^+) är jämte kalciumjonen (Ca^{2+}) de dominerande katjonkomponenterna i grundvatten. Båda frigörs vid vittring och båda deltar i jonbytesreaktioner där kalciumjonerna har en större förmåga att sätta sig fast (affinitet) än natriumjonerna. Natrium- och kalciumhalterna är ofta kopplade till varandra och i viss utsträckning till *pH*-värdet. Natrium- och kalciumhalter i grundvatten överstiger som regel ej 200 mg Na^+ /L respektive 50 mg Ca^{2+} /L .

Magnesium

Magnesiumjonen (Mg^{2+}) frigörs genom vittringsprocesser och deltar i jonbytesjämvikter. Förekomsten av magnesium i urberg är lägre än förekomsten av natrium och kalcium. Vanligen överstiger inte magnesiumhalterna 25 mg Mg^{2+} /L .

Totalhårdhet

Den sammanlagda halten av kalciumjoner och magnesiumjoner definierar ett vattens totalhårdhet. Totalhårdheten uttrycks i mg Ca^{2+} /L efter att halten magnesium omräknats till ekvivalent kalciumhalt. Ett hårt vatten innehåller en hög halt kalcium och magnesium och har stor buffertkapacitet mot *pH*-förändringar. Ett hårt vatten kan även innehålla mer fri kolsyra än ett mjukt vatten utan att bli aggressivt ur korrosionssynpunkt. Indelningen av vatten i olika hårdhetsklasser sker enligt följande:

0-15 mg Ca^{2+} /L	Mycket mjukt vatten
15-35 mg Ca^{2+} /L	Mjukt vatten
35-70 mg Ca^{2+} /L	Medelhårt vatten
70-150 mg Ca^{2+} /L	Hårt vatten
>150 mg Ca^{2+} /L	Mycket hårt vatten

Kalium

Kalium förekommer vanligen i relativt låga halter i grundvatten främst därför att det finns svårvittrade mineral och genom att det är ett växtnäringsämne som växtligheten effektivt ekonomiserar med.

Kvävekomponenter

Kväve förekommer i vatten som ammonium (NH_4^+), nitrat (NO_3^-) och som nitrit (NO_2^-). Nitrit förekommer vanligen i mycket låga halter. Kväve är ett växtnäringsämne och vanligen ett bristämne i de flesta ekosystem varför dess cirkulation sker i marknära områden. Ammonium är en positiv jon som binds ganska hårt i marken till bland annat lermineral. Endast om man är mycket nära en organisk förorening som t.ex. en avfallsdeponi hittar man större mängder ammonium och då kan även mätbara mängder nitrit förekomma. I gödslade och väl dränerade, syrerika jordar kan ammonium omvandlas till nitrat. Nitrat är en negativ jon och mycket rörlig i marken om den ej fångas upp av växtligheten. Särskilt under milda vintrar då vegetationen sover kan nitrat lakas ned till grundvattnet. I grundvatten med lång omsättningstid sker ofta en biologisk eller kemisk denitrifikation, d.v.s. en omvandling av nitrat till kvävgas. Den biologiska denitrifikationen sker genom bakterier som utnyttjar organiskt material som energikälla. En kemisk denitrifikation kan ske genom förekomst av sulfider i grundvattenmagasinet.

Redoxförhållande

Det förekommer två huvudgrupper av kemiska reaktioner i naturen. Vid syra-basreaktioner överförs vätejoner och vid reduktions-oxidationsreaktioner (redox-) överförs elektroner. Oxidation är en reaktion där elektroner avges och reduktion en reaktion där elektroner tas upp. Eftersom elektroner i en lösning inte kan existera fritt måste alltid en oxidation vara kombinerad med en reduktion. Flertalet reaktioner i naturen är kombinationer av syra-bas och redoxreaktioner.

Den helt dominerande oxidationsreaktionen i naturen är oxidation av organiskt material. Djur, bakterier och svampar oxiderar organiskt material för att tillgodogöra sig den energi som bundits vid de gröna växternas fotosyntes. Flertalet organismer använder syre som oxidationsmedel, dvs elektronmottagare. Då syret konsumerats finns organismer som kan utnyttja andra elektronmottagare. Följande elektronmottagare utnyttjas då i ordning, resulterande i olika reduktioner:

1. nitrat \rightarrow kvävgas
2. mangan (Mn^{4+} i form av MnO_2 , brunsten) \rightarrow mangan (löst Mn^{2+})
3. järn (Fe^{3+} i form av $Fe(OH)_3$ eller $FeOOH$ som mineral) \rightarrow järn (löst Fe^{2+})
4. sulfat \rightarrow svavelväte (som kan fälla ut järn som järnsulfid)
5. koldioxid \rightarrow metan

Fyrvärt mangan är en olöslig oxid medan tvåvärt mangan är ganska vattenlösligt. På samma sätt är trevärt järn olösligt som hydroxid medan tvåvärt järn är vattenlösligt. Reducerande miljöer där syre saknas kan alltså kännetecknas av relativt höga halter av löst mangan och järn. Liksom det finns buffertsystem som stabiliserar *pH*-värdet finns det redoxbuffertar, varav Fe^{2+}/Fe^{3+} -systemet kan vara det viktigaste i grundvattenmiljön.

Redoxförhållandet i ett vatten beskriver således huruvida den kemiska miljön är reducerande eller oxiderande. För att förhindra korrosion av de tekniska barriärerna vid ett förvar (t ex kopparkapseln) och därefter upplösning av avfallet (uranoxidmatrisen) krävs reducerande (syrefria) förhållanden. Detta är normalt fallet i svensk berggrund som domineras av graniter och gnejser. I öppna system (kontakt med luft) bestäms ett vattens redoxegenskaper som regel helt av närvaron av syre. I slutna system bestäms grundvattnets redoxegenskaper av närvaron av redoxkomponenter i berget eller i vattenfasen. Processer som förbrukar syret (redoxbuffert) sker oftast i det ytliga berget på något tiotals meters djup. Innehållet av reducerande (järminnehållande) mineral i berggrunden och bakteriell syrereduktion anses dominera redoxbuffertkapaciteten i berggrunden (SKB, 1995b). Små mängder organiskt material som följer med vattnet ned i berggrunden kan sannolikt underhålla en population av sulfatreducerande bakterier som producerar svavelväte vilket kan fällas som järnsulfid och omvandlas till pyrit vilket är ett förekommande sprickmineral. Utfälld järnsulfid (FeS) omvandlas långsamt till den mer kristallina pyriten (FeS_2).

Järn

Löst järn i grundvatten härstammar från mineral med järninnehåll och indikerar syrefria förhållanden då en del av järnet övergår i tvåvärd form och går i lösning. Under syrefria förhållanden kan trevärt järn också användas som elektronacceptor av vissa bakterier under nedbrytning av organiskt material. Ofta används kvoten $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ som ett mått på redoxförhållandet i ett grundvatten (t ex NV, 1997).

Organiskt material

Organiskt material är syreförbrukande och ger på så sätt ett skydd mot oxiderande förhållanden. Nedbrytning av organiskt material sker antingen genom oxidation med hjälp av syre (ytligt), eller på djupet med hjälp av bakterier (t ex sulfatreducerande). Mängden organiskt material i ett vattenprov brukar i moderna analyser kvantifieras som *TOC* eller *DOC* (totalt organiskt material respektive löst organiskt material). I äldre undersökningar är det vanligt förekommande att man uttrycker mängden organiskt material i ett vattenprov som den mängd tillsatt kaliumpermanganat, KMnO_4 , som det organiska materialet kunde förbruka.

6.5 Resultat

Det bör beaktas att de kemiska halterna i nedanstående resultatsammanställning delvis kommer från olika mättillfällen och att det är oklart om undersökningsförhållandena är jämförbara med avseende på provtagningsmetodik, provhantering och analysmetoder.

6.5.1 Parameteröversikt

Tabell 6-1 ger en översiktlig bild av berggrundvattnets sammansättning i Oskarshamns kommun. Redovisade data härrör från SGU:s brunnsarkiv.

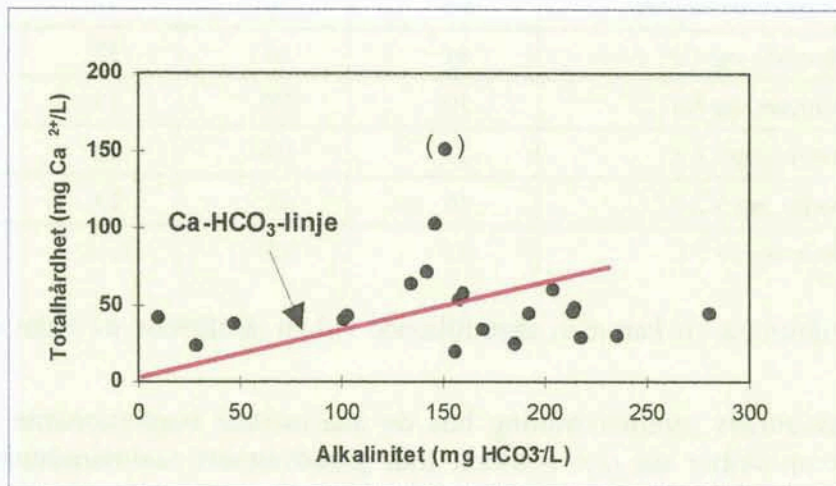
Tabell 6-1 Parameteröversikt för grundvatten i bergborrade brunnar i Oskarshamns kommun. Data från SGU:s brunnsarkiv.

Parameter	Max	Min	Median	Standard- avvikelse	Antal
<i>pH</i>	8.3	5.6	7.7	0.8	23
<i>Alkalinitet, mg HCO₃⁻/L</i>	280	10	158	68	21
<i>Kalcium, mg Ca²⁺/L</i>	59	18	32.5	13	12
<i>Magnesium, mg Mg²⁺/L</i>	10	3	5.5	2	12
<i>Hårdhet, mg Ca²⁺/L</i>	151	19	44	30	22
<i>Natrium, mg Na⁺/L</i>	150	13	30	40	12
<i>Klorid, mg Cl/L</i>	840	7	23	179	21
<i>Sulfat, mg SO₄²⁻/L</i>	72	10	16	18	19
<i>Järn, mg Fe²⁺/L</i>	5.5	0.1	0.3	1.2	23
<i>Org mtrl, mg KMnO₄/L</i>	50	3	14	11	21

Sammanfattningsvis kan följande sägas om vattenkemin i bergborrade brunnar i Oskarshamns kommun som kommentar till statistiken i Tabell 6-1:

- Medianvärdet för klorid motsvarar i stort den atmosfäriska depositionen i området (NV, 1997) på ca 20 mg Cl/L. Saltvattenpåverkan indikeras i några av brunnarna genom en betydligt högre kloridhalt än i resterande brunnar.
- Variationsbredden för parametrarna är stor och i vissa fall är standardavvikelsen större än medianvärdet. Detta gäller för sulfat, klorid och natrium. Orsaken är troligen att datamängden är begränsad och härrör från ett ganska stort geografiskt område.
- Genom att i diagram studera totalhårdhet mot alkalinitet finner man att korrelationen mellan alkalinitet och hårdhet är relativt svag. I Figur 6-1 har en Ca-HCO₃-linje lagts in. Linjen representerar en normal vittring i mark och berg där det finns lättillgängligt kalcium och magnesium endera som karbonat eller som lättvittrade silikater. I de fall där kalciumhalten är lägre än förväntat pågår troligen en jonbytesprocess där kalcium- och magnesiumjoner succesivt ersätter natriumjoner i bergmatrisen och därför inte uppnår den förväntade koncentrationen. Den stora spridningen av hårdheten relativt den förväntade, både mot högre och lägre värden tyder på att det är vanligt med kvarvarande effekter av saltvattenpåverkan, både i form av intrusion (ger hög hårdhet relativt Ca-HCO₃-linjen) och uttvättning av saltvatten med sött vatten (ger lägre hårdhet relativt linjen). En punkt har omgärdats av parenteser. Detta beror på att jonbalansen inte stämmer varför analysfel misstänks.
- Medianvärdet för sulfat motsvaras av den atmosfäriska depositionen (14 mg SO₄²⁻/L) i området enligt (NV, 1997). Ingen av brunnarna innehåller ett vatten med sulfathalter > 100 mg SO₄²⁻/L vilket är SLV:s gräns för teknisk anmärkning.
- Grundvattnet är i ett övervägande antal fall medelhårt.

- I tre av brunnarna är $pH < 6$ och alkaliniteten låg vilket indikerar en snabb vattenomsättning. Alkaliniteten är generellt sett relativt låg. Detta tyder på att jordlagren i området är tunna och att såväl jordlager som bergarter är kalkfattiga. Dessa resultat var förväntade eftersom Oskarshamn ligger i ett urbergsområde med relativt svårvittrade berg- och jordarter. I 3 av 21 brunnar är alkaliniteten $< 60 \text{ mg HCO}_3^-/\text{L}$ vilket är den halt under vilken korrosionsrisk föreligger.
- Grundvattenkemin i bergbrunnarna i Oskarshamns kommun uppvisar en förväntad sammansättning utifrån den hydrogeologiska miljön (NV, 1997). Endast totalhården är något högre än förväntat i de brunnar som är djupare än 65 m.
- I allmänhet är halten järn (Fe^{2+}) liksom syreförbrukande material (KMnO_4) relativt hög. Detta tyder på reducerande förhållanden. Enligt NV (1997) är vattnen reducerande, dock inte gravt reducerande. Det är också troligt att en del av järnet är komplexbundet till humus. Humushalten i djupa grundvatten är dock låg och överstiger sällan ett par mg/L (Smellie m.fl., 1985).
- Tre av brunnarna exemplifierar typiska Na- HCO_3 vatten uppkomna genom jonbyte av ytliga Ca- HCO_3 vatten som kommit i kontakt med en före detta saltvattenmiljö.



Figur 6-1 Korrelation mellan totalhårdhet och alkalinitet i vatten från bergbore brunnar i Oskarshamns kommun. Ca- HCO_3^- linjen representerar en normal vittring i mark och berg där det finns lättillgängligt kalcium och magnesium endera som karbonat eller som lättvittrade silikater. Data från SGU:s brunnarsarkiv.

Som jämförelse till Tabell 6-1 redovisas i Tabell 6-2 data från 13 grunda hammarborrhål (<75 m) i Simpevarpsområdet (Äspö, Ävrö och Laxemar) tillsammans med data från SGU:s länsinventering avseende grundvattenkemi (Pousette m fl, 1981) samt Östersjöns sammansättning. Endast medianvärden för ett antal parametrar presenteras. Data från Simpevarpsområdet är hämtade ur Laaksoharju (1988).

Tabell 6-2 Grundvattnets kemiska sammansättning i grunda borrhål från Simpevarpsområdet (Laaksoharju, 1988), bergbrunnar i Oskarshamns kommun (Tabell 6-1), SGU:s länsinventering för Kalmar län (Pousette m fl, 1981) samt data för Östersjön. Data för Simpevarpsområdet är hämtade från 13 olika borrhål där provtagningsdjupet varierar mellan 25-73 meter. Presenterade värden är medianvärden.

Parameter	Oskarshamn	Simpevarp	Kalmar län	Östersjön
pH	7.7	8		
Alkalinitet, mg HCO_3^-/L	158	233	73	85
Kalcium, mg Ca^{2+}/L	32.5	21	5	95
Magnesium, mg Mg^{2+}/L	5.5	4	37	220
Hårdhet, mg Ca^{2+}/L	44	24	37	458
Natrium, mg Na^+/L	30	202	13	1 900
Klorid, mg Cl/L	23	106	22	3 100
Sulfat, mg $\text{SO}_4^{2-}/\text{L}$	16	71	23	490
Järn, mg Fe^{2+}/L	0.3	0.29	0.18	

Sammanfattningsvis kan man säga följande vid en jämförelse av olika vattnen i Tabell 6-2:

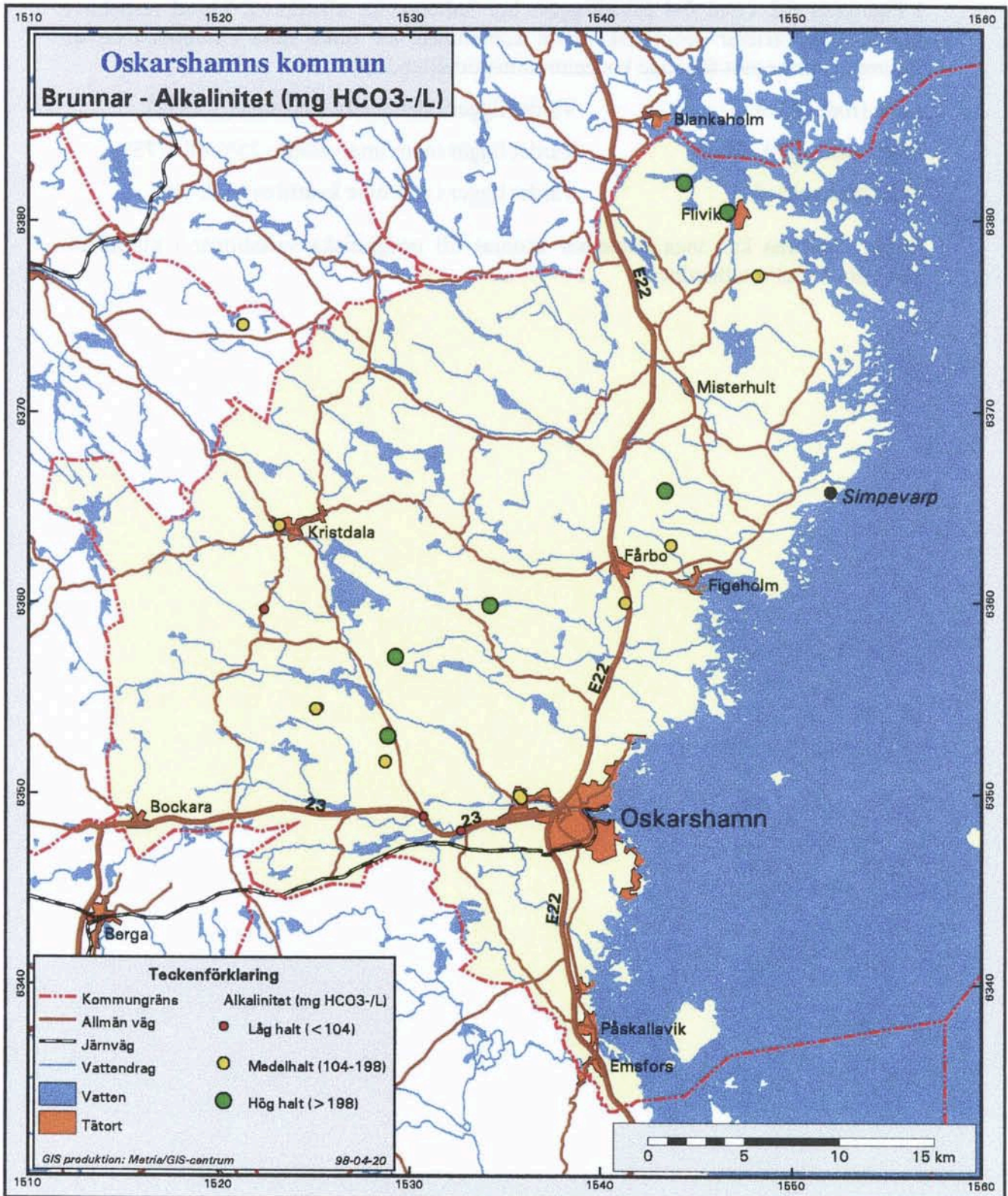
- Grundvattnets sammansättning hos de analyserade bergbrunnarna i Oskarshamns kommun skiljer sig inte markant från grundvattnets sammansättning för samtliga bergbrunnar i Kalmar län.
- Generellt bedöms inslaget av Österjövatten i grundvattnet som litet i Oskarshamns kommun, utom i kustnära områden som t ex Simpevarpsområdet. Där kan man skönja en högre grad av saltvattenpåverkan. Medianvärdena för såväl alkalinitet, natrium, klorid och sulfat hos det ytliga grundvattnet i Simpevarpsområdet är betydligt högre än för kommun- och länsbrunnar i allmänhet.
- Vad gäller de grunda borrhålen kring Simpevarp överstiger natriumhalten i många fall kloridhalten samtidigt som kalciumhalten är låg. Detta tyder på att vattnen har undergått en process där kalcium- och magnesiumjoner som frigjorts vid vittring, genom jonbyte binds till partikelytorna i natriummättade sprickmineral. Grundvatten från Simpevarpsområdet bedöms vara ett övergångsvatten, dvs mellan salint och icke salint vatten.

6.5.2 Geografisk variation

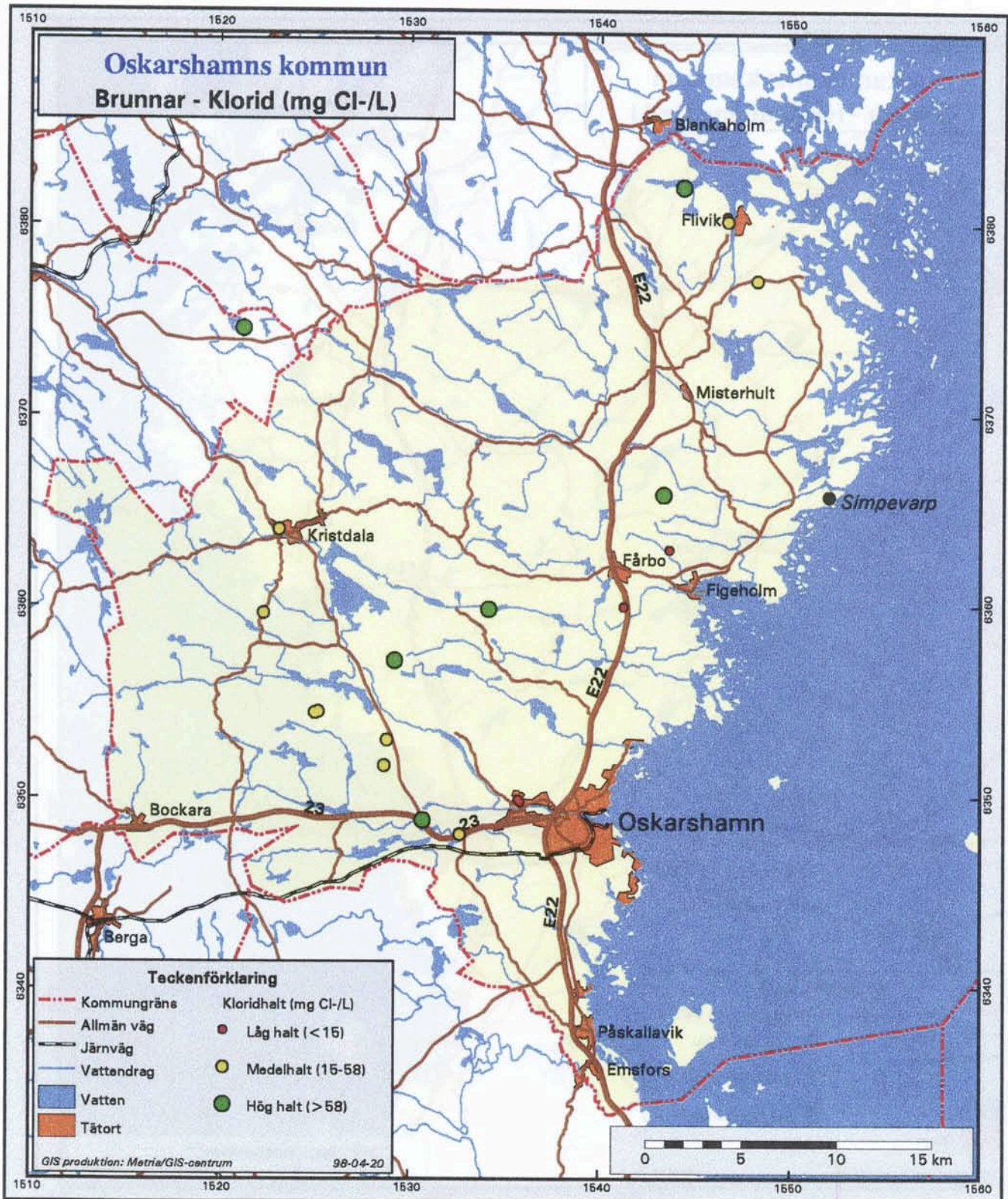
I Figurerna 6-2 t o m 6-4 åskådliggörs hur halterna för alkalinitet, klorid respektive totalhårdhet varierar geografiskt inom kommunen. De olika stora cirklarna i de tre figurerna svarar mot följande koncentrationsförhållanden:

<i>Liten</i> (röd) cirkel:	Värdet ligger i den undre kvartilen ($\leq 25\%$).
<i>Mellanstor</i> (gul) cirkel:	Värdet ligger inom intervallet $> 25\%$ till $\leq 75\%$.
<i>Stor</i> (grön) cirkel:	Värdet ligger i den övre kvartilen ($> 75\%$).

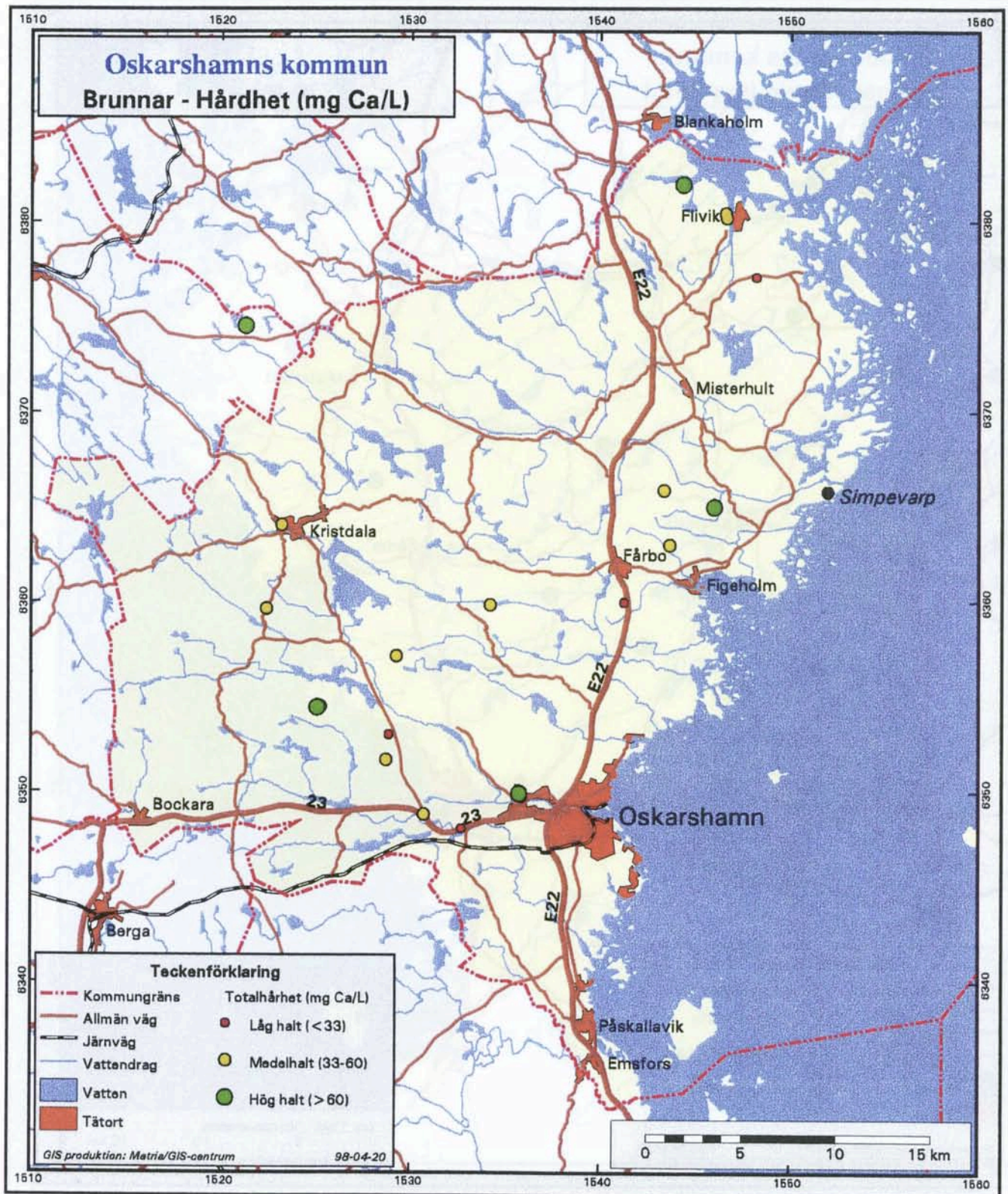
Enligt figurerna kan inga tendenser skönjas till geografiska variationer i kloridhalt, alkalinitet eller totalhårdhet.



Figur 6-2 Alkalinitetens variation i bergborrade brunnar. Data från SGU:s brunnsparkiv.



Figur 6-3 Kloridhaltens variation i bergborrade brunnar. Data från SGU:s brunnarkiv.



Figur 6-4 Totalhårdhetens variation i bergborrade brunnar. Data från SGU:s brunnarkiv.

6.5.3 Djupberoende

I Figurerna 6-5 t o m 6-11 redovisas några olika parametrars djupberoende enligt data från SGU:s brunnarkiv och SKB:s undersökningar i Simpevarps-, Kråkemåla- samt Klipperåsområdena. För SGU:s data är endast brunnarnas totaldjup känt medan de specifika provtagningsnivåerna är kända för SKB:s data. SKB data är hämtade från C Juhlin Consulting (1991), Laaksoharju m fl (1995), Nilsson (1995), Laurent (1982) och Laurent (1986).

För att kunna jämföra de olika mätresultaten har halva djupet i berg valts som representativ provtagningsnivå för SGU:s data. Det djupaste provtagningsdjupet i Simpevarpsområdet är 1 562 m, i Klipperås 860 m och i Kråkemåla 491 m. För SGU:s data är halva djupet i berg som mest 71.5 m.

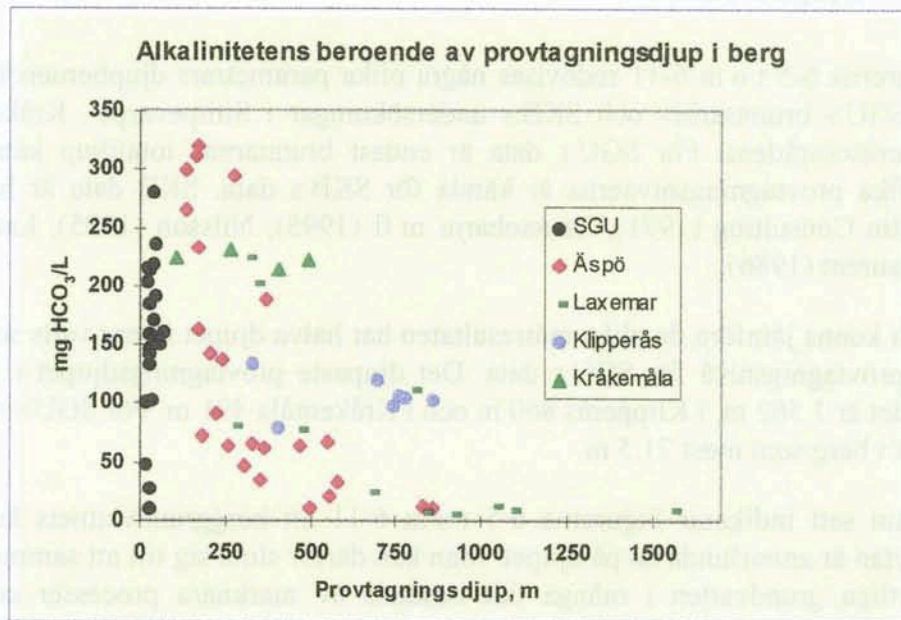
Allmänt sett indikerar Figurerna 6-5 t o m 6-11 att berggrundvattnets kemi närmast markytan är annorlunda än på djupet. Man kan därför sluta sig till att sammansättningen hos ytliga grundvatten i många fall bestäms av marknära processer och att ytligt grundvatten har en relativt snabb omsättningstid (jmf Grip och Rodhe, 1985).

Alkaliniteten minskar generellt med djupet. Detta beror troligen på att det sker en successiv utfällning av kalciumkarbonat.

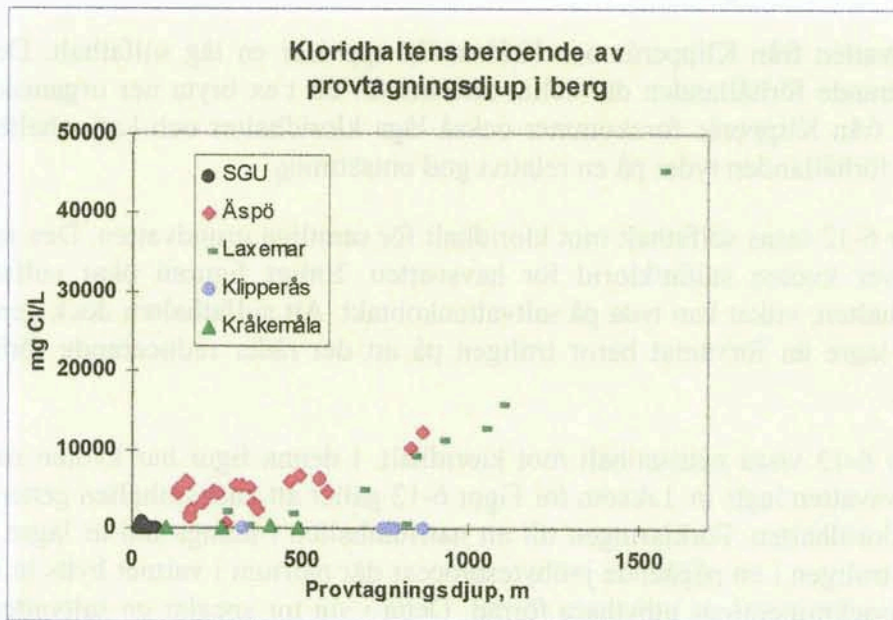
Grundvatten från Klipperås och Kråkemåla uppvisar en låg sulfathalt. Detta tyder på reducerande förhållanden där sulfat använts för att t ex bryta ner organiskt material. I vatten från Klipperås förekommer också låga kloridhalter och katjonhalter på djupet. Dessa förhållanden tyder på en relativt god omsättning.

I Figur 6-12 visas sulfathalt mot kloridhalt för samtliga grundvatten. Den inlagda linjen beskriver kvoten sulfat/klorid för havsvatten. Enligt figuren ökar sulfathalten med kloridhalten, vilket kan tyda på saltvattenkontakt. Att sulfathalten dock generellt sett är något lägre än förväntat beror troligen på att det råder reducerande förhållanden på djupet.

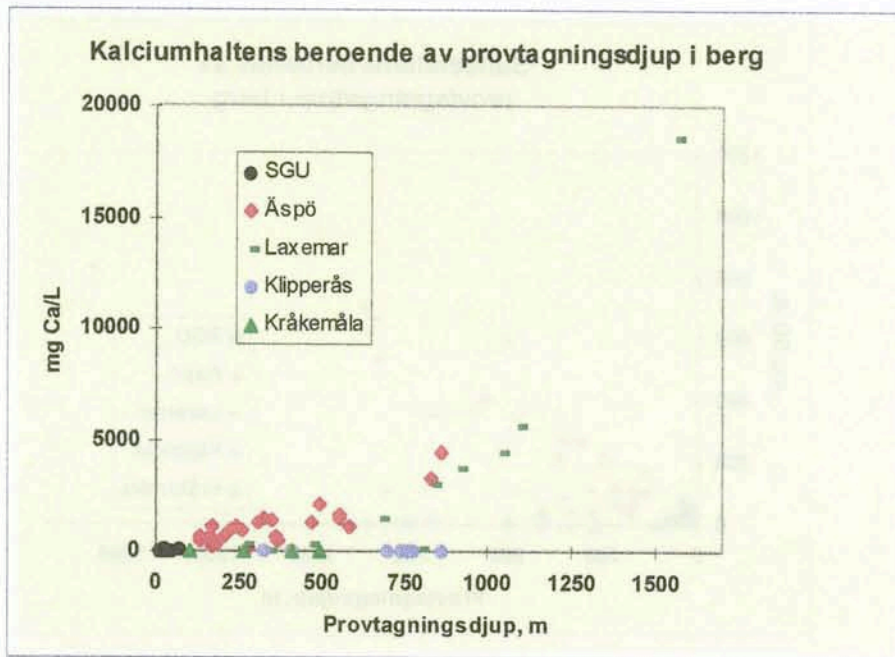
I Figur 6-13 visas natriumhalt mot kloridhalt. I denna figur har kvoten natrium/klorid för havsvatten lagts in. Liksom för Figur 6-12 gäller att natriumhalten generellt sett ökar med kloridhalten. Förklaringen till att natriumhalten i många fall är lägre än förväntat ligger troligen i en pågående jonbytesprocess där natrium i vattnet bytts ut mot kalcium från sprickmineralens utbytbara förråd. Detta i sin tur speglar en saltvatteninträngning (Mercado, 1985). Figur 6-13 visar tydligt Na-inbytet till vattnet vid låga kloridkoncentrationer och förlusten av Na vid höga halter. Inom djup ned till ca 500 m beror detta sannolikt på havsvatten inträngning då natrium bytts mot kalcium genom jonbyte. På större djup blandas det extremt salta kalciumklorid-grundvattnet succesivt in. I sin mest extrema form har detta påträffats på 1 660 m djup (Laaksoharju m fl, 1995).



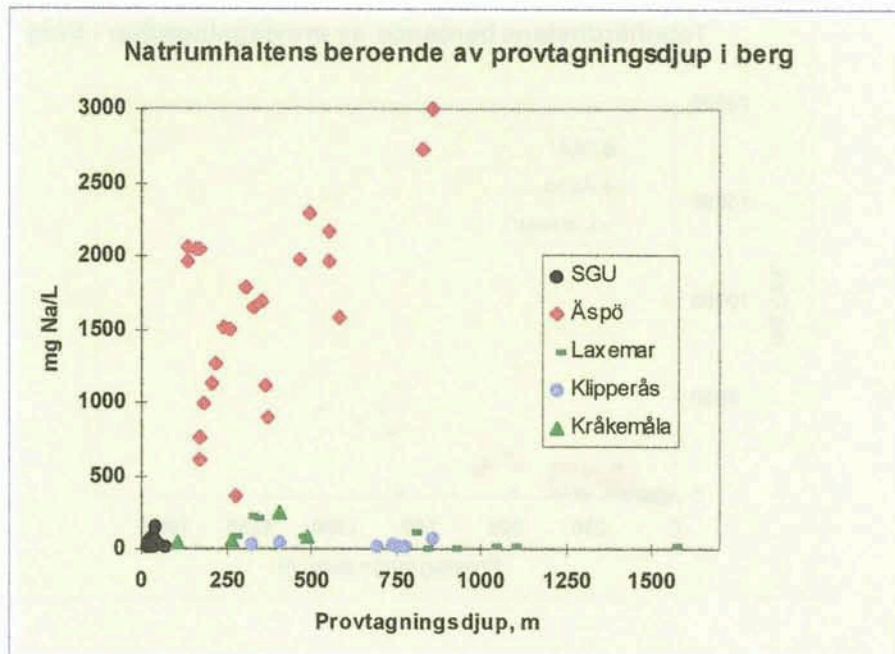
Figur 6-5 Alkalinitetens beroende av provtagningsdjupet i urberg.



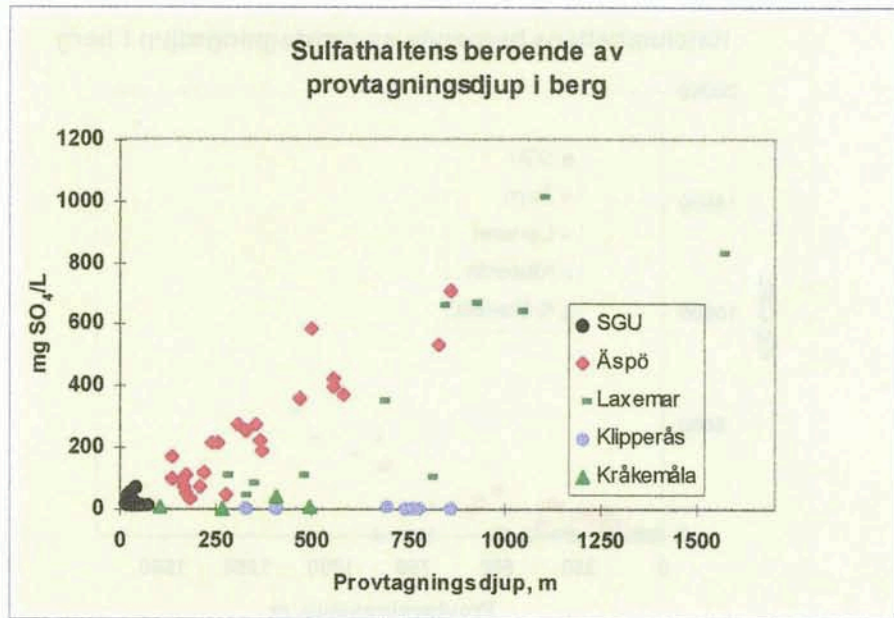
Figur 6-6 Kloridhaltens beroende av provtagningsdjupet i urberg.



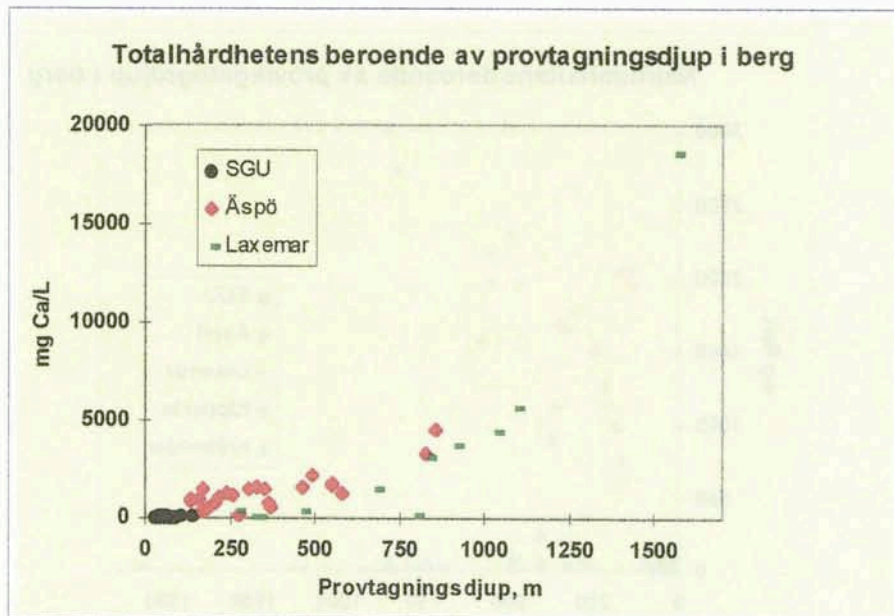
Figur 6-7 Kalciumhaltens beroende av provtagningsdjupet i urberg.



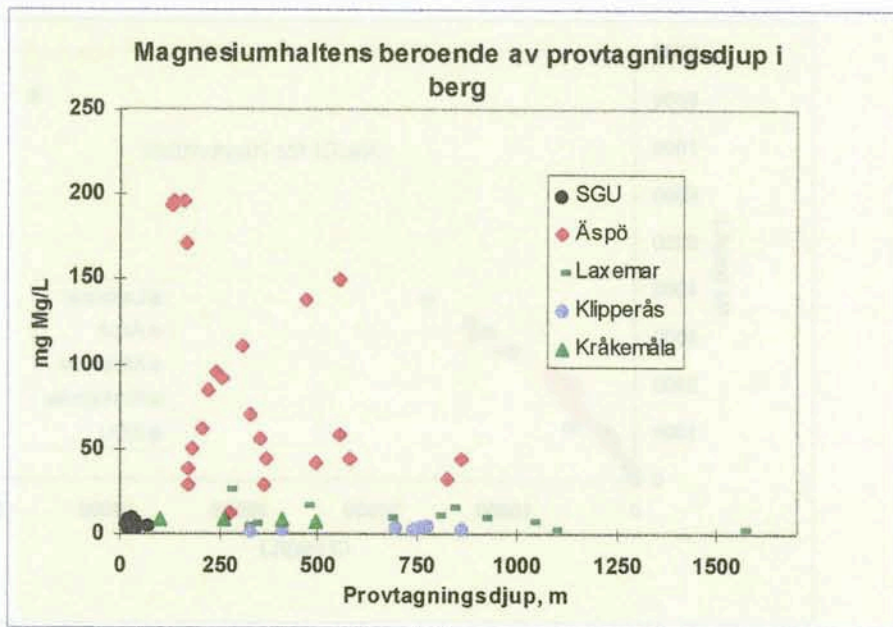
Figur 6-8 Natriumhaltens beroende av provtagningsdjupet i urberg.



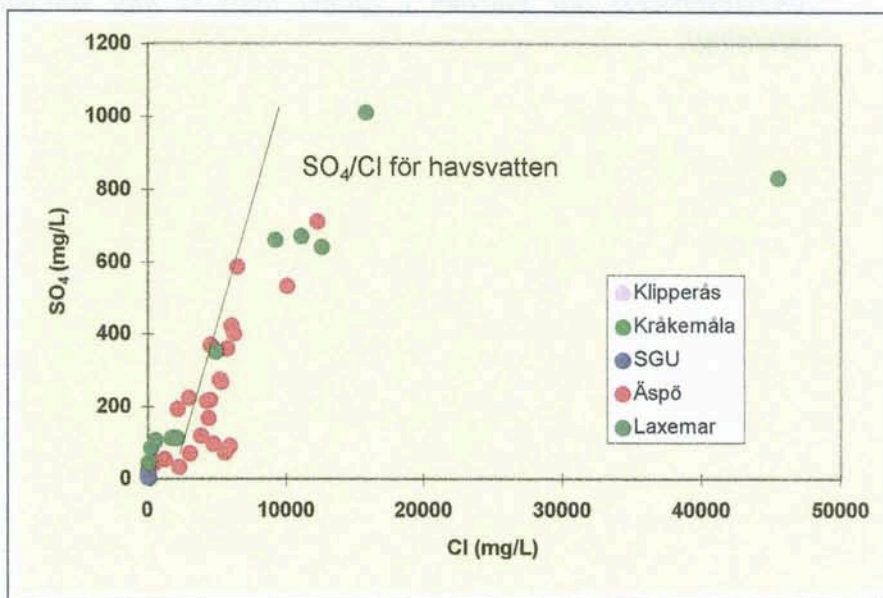
Figur 6-9 Sulfathaltens beroende av provtagningsdjupet i urberg.



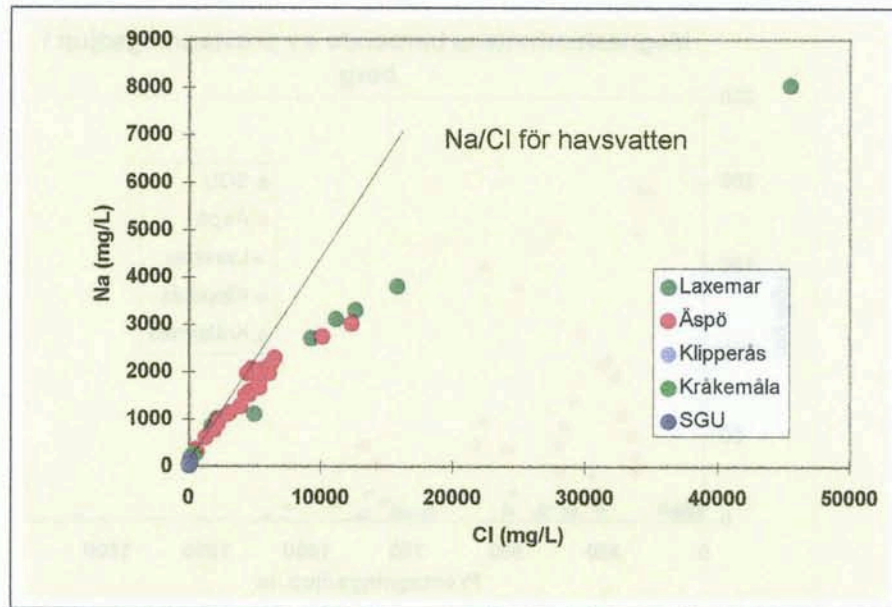
Figur 6-10 Totalhårdhetens beroende av provtagningsdjupet i urberg.



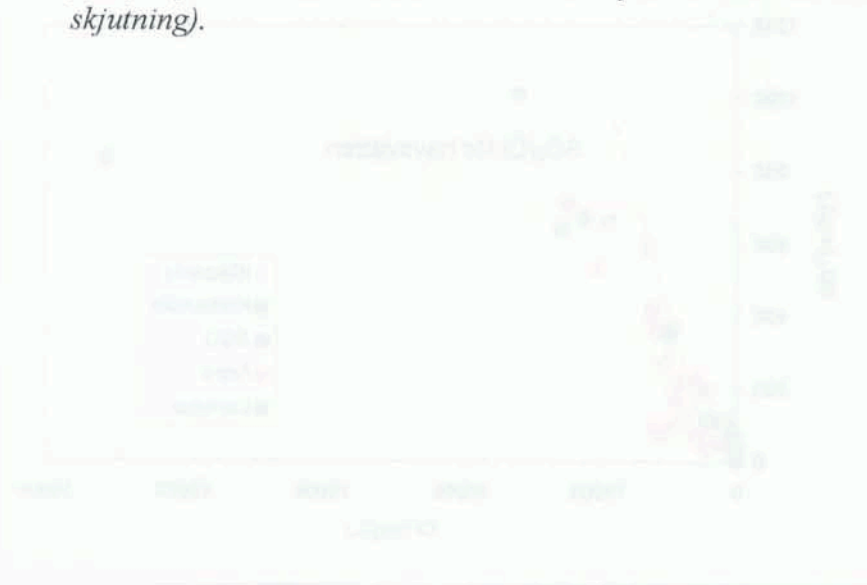
Figur 6-11 Magnesiumhaltens beroende av provtagningsdjupet i urberg.



Figur 6-12 Korrelation sulfat-klorid. Kvoten sulfat-klorid för havsvatten är inlagd som en linje. Om halterna faller under denna linje tyder det antingen på reducerande förhållanden eller dålig kontakt med havsvatten.



Figur 6-13 Korrelation natrium-klorid. Kvoten natrium-klorid för havsvatten är inlagd som en linje. Om halterna faller under denna linje tyder det på en pågående jonbytesprocess där natrium i vattnet bytts ut mot kalcium (strandförskjutning).



Figur 6-13 Korrelation natrium-klorid. Kvoten natrium-klorid för havsvatten är inlagd som en linje. Om halterna faller under denna linje tyder det på en pågående jonbytesprocess där natrium i vattnet bytts ut mot kalcium (strandförskjutning).

6.5.4 Sött och salt grundvatten

Förekomsten av salt grundvatten på stora djup i berggrunden är väl dokumenterad via mätningar i borrhål i den nordöstra delen av kommunen (Rhén m fl, 1997). I Figur 6-14 visas salthalten (uttryckt som mg Cl/L) i de djupa kärnborrhålen KLX01 och KLX02 (Laxemar) samt KAS02 (Äspö). De tre borrhålen ligger olika långt från Östersjön med KAS02 närmast och KLX02 längst bort (ca 1.5 km). Figuren visar att salthalten på grunda djup är något högre i KAS02 än i KLX02. Detta förhållande beror huvudsakligen på närheten till det salta (bräckta) Östersjövattnet.

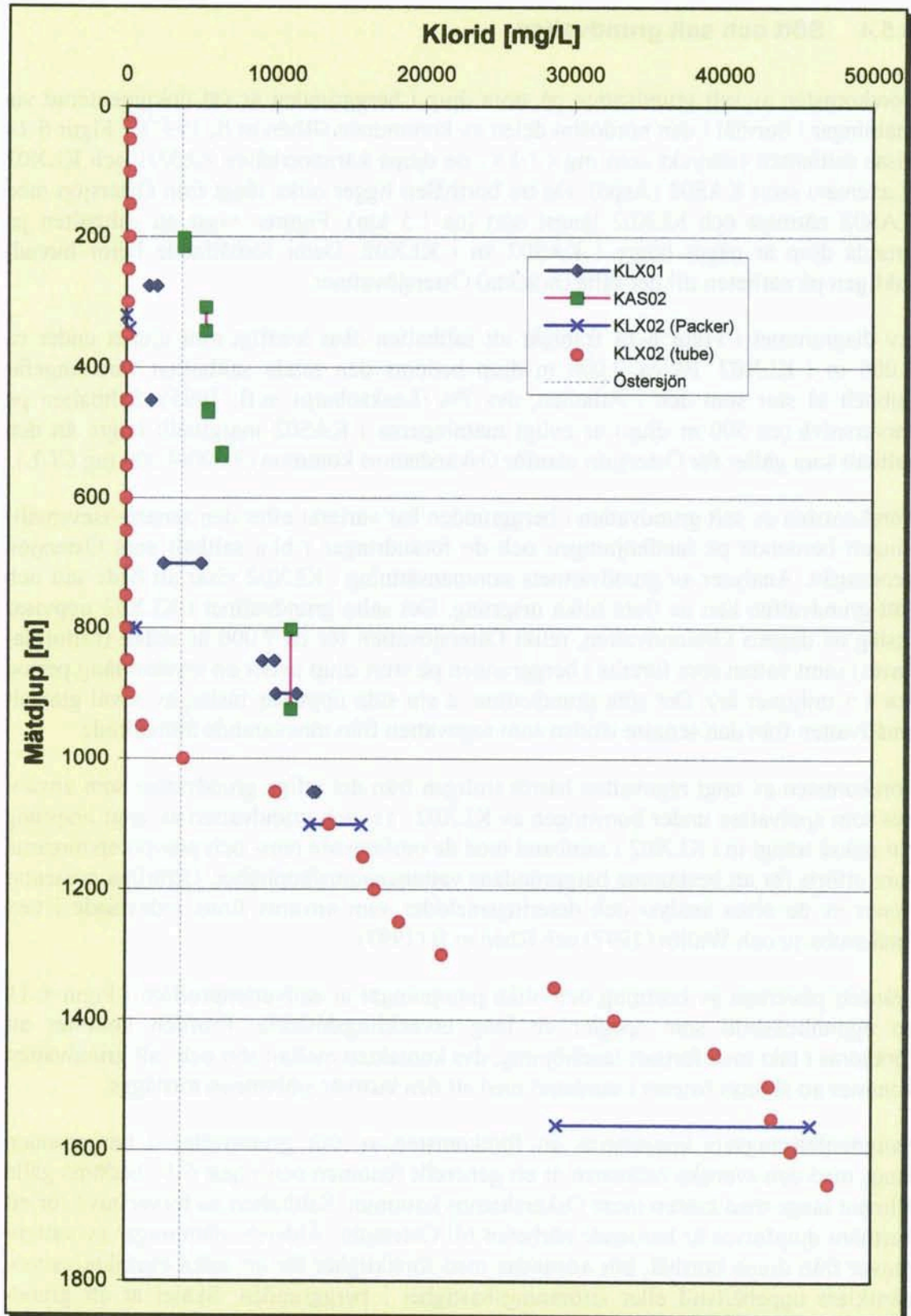
Av diagrammet i Figur 6-14 framgår att salthalten ökar kraftigt mot djupet under ca 1 000 m i KLX02. På ca 2 000 m djup bedöms den totala salthalten vara ungefär dubbelt så stor som den i Atlanten, dvs 7% (Laaksoharju m fl, 1995). Salthalten på förvarsnivå (ca 500 m djup) är enligt mätningarna i KAS02 marginellt högre än den salthalt som gäller för Östersjön utanför Oskarshamns kommun (3 000-4 000 mg Cl/L).

Förekomsten av salt grundvatten i berggrunden har varierat efter den senaste isavsmältningen beroende på landhöjningen och de förändringar i bl a salthalt som Östersjön genomgått. Analyser av grundvattnets sammansättning i KLX02 visar att både salt och sött grundvatten kan ha flera olika ursprung. Det salta grundvattnet i KLX02 uppvisar inslag av dagens Östersjövatten, relik Östersjövatten för ca 7 000 år sedan (Littorinahavet) samt vatten som funnits i berggrunden på stort djup under en mycket lång period (ca 1.5 miljoner år). Det söta grundvattnet å sin sida uppvisar inslag av såväl glacialt smältvatten från den senaste istiden som regnvatten från innevarande århundrade.

Förekomsten av ungt regnvatten härrör troligen från det ytliga grundvatten som användes som spolvatten under borrhningen av KLX02. Yt- och grundvatten av ungt ursprung har också trängt in i KLX02 i samband med de omfattande rens- och provpumpningarna som utförts för att bestämma berggrundens vattengenomsläpplighet. Utförliga presentationer av de olika analys- och dateringsmetoder som använts finns redovisade i t ex Laaksoharju och Wallin (1997) och Rhén m fl (1997).

Frånsett påverkan av borrhning och olika pumpningar är saltvattenprofilen i Figur 6-14 en ögonblicksbild som speglar en lång utvecklingshistoria. Profilen kommer att förändras i takt med fortsatt landhöjning, dvs kontakten mellan sött och salt grundvatten kommer att skjutas österut i samband med att den kustnära sjöbotten torrläggas.

Sammanfattningsvis konstateras att förekomsten av salt grundvatten i berggrunden längs med den svenska ostkusten är ett generellt fenomen och Figur 6-14 bedöms gälla allmänt längs med kusten inom Oskarshamns kommun. Salthalten på förvarsnivå för ett kustnära djupförvar är beroende på närheten till Östersjön. Åldersbestämningar av vattenprover från djupa borrhål, bör användas med försiktighet för att tolka enskilda vattenpartiklars uppehållstid eller strömningshastighet i berggrunden. Skälet är att grundvatten på stora djup i urberg ofta är en blandning av vatten som strömmat mer eller mindre lång tid längs skilda (och olika långa) flödesvägar, dvs ursprunget och uppehållstiden varierar. Dessutom är risken för störningar i samband med borrhning, pumpning och provtagning i djupa borrhål mycket stor (Laaksoharju och Wallin, 1997).



Figur 6-14 Förekomst av salt grundvatten (mätt som mg Cl/L) i kärnborrhålen KLX01, KLX02 (Laxemar) och KAS02 (Äspö).

6.5.5 Jämförelse med andra djupa undersökningar i Sverige

Tabell 6-3 redovisar medianvärden för ett antal kemiska parametrar på de platser där SKB utfört djupa undersökningar (typområden). I tabellen kan man urskilja att djupa grundvatten från Simpevarpsområdet och Finnsjön (Tierps kommun i norra Uppland) är påverkade av salt grundvatten. Dessa vatten uppvisar en klart högre halt av såväl klorid, natrium och sulfat. Hög järnhalt konstateras förutom i Finnsjön och Sternö (Blekinge) också i Kråkemåla och beror troligen på en relativt hög halt organiskt material i grundvattnet.

Tabell 6-3 Medianvärden för ett antal kemiska parametrar på platser där SKB har utfört djupa undersökningar (typområden). Samtliga halter förutom pH är angivna i enheten mg/L (C Juhlin Consulting, 1991; Laaksoharju m.fl., 1995; Nilsson, 1995; Laurent, 1982, 1983a, 1983b, 1983c, 1983d, 1986). För Finnsjön så har datamängden delats upp i ytliga respektive djupa grundvatten (Y/D) och behandlats var för sig.

Parameter	Kråkemåla	Klipperås	Simpevarp	Svartboberget	Finnsjön Y/D	Sternö	Kamlunge	Gideå	Fjällveden
Djup	103-491	326-860	133-1562	82-551	123-688	226-397	106-564	91-616	106-666
pH	8.1	8	8	6.8	7.9/7.9	7.2	7.5		
Ca ²⁺	28	22	21	5.4	30/1201	82	12	10	20
Mg ²⁺	8	2.4	4	0.6	5/28	16	1.7	2.3	3.4
Na ⁺	69	28	202	1.4	136/920	54	5.6	49	36
Cl ⁻	35	16	106	1	50/3567	36	4	5	8.2
SO ₄ ²⁻	6	0.9	71	5	16/205	114	7	0.4	6.2
HCO ₃ ⁻	223	104	233	11	348/60	293	21	148	160
Fe	4.4	0.08	0.29	0.22	5/2.6	7.6	0.75	0.4	1.8

7 Långsiktiga förändringar

7.1 Faktorer som kan påverka utvecklingen

Det är framförallt tre faktorer som kan komma att påverka grundvattnets kemiska sammansättning i ett långtidsperspektiv. Dessa är strandförskjutning, växthuseffekt och långvarig klimatförsämring med nedisningar.

Strandförskjutningen efter den senaste istiden pågår fortfarande, om än i långsam takt. I Oskarshamns kommun är den ca 1.5 dm per hundra år (SNA, 1994). Det betyder att vad som idag är grunda vikar, holmar och skär troligen kommer att bli sammanhängande skogsklädda områden i ett längre perspektiv.

Figur 7-1 visar strandförskjutningen vid olika tidpunkter under de kommande 10 000 åren. Diagrammet är framställt med hjälp av en beräkningsmodell framtagen av Påsse (1997). I Figur 7-2 och Figur 7-3 visas två tänkta kustlinjesituationer, 4 000 e Kr respektive 11 000 e Kr, framtagna med hjälp av diagrammet i Figur 7-1 och Sjöfartsverkets djupinformation. Vid en fortsatt strandförskjutning beräknas således att kustlinjen om ca 9 000 år kommer att ligga några kilometer längre ut jämfört med merparten av dagens kustlinje. Vissa områden påverkas dock långsammare än andra, t ex Simpevarpshalvön. Där bedöms kustlinjen om 9 000 år att ligga obetydligt längre ut än idag, vilket innebär att övergången mellan sött och salt grundvatten i detta område kommer att vara relativt oförändrad under en denna tidsperiod.

Hur länge växthuseffekten, i den mån den kommer att manifesteras sig, kommer att pågå är oklart. Förmodligen handlar det om hundratals eller möjligtvis tusentals år.

Den klimatförsämring som påbörjades efter den postglaciala värmetiden anses vara början på en kallperiod, som på sikt leder till en ny nedisning av Skandinavien. Enligt Milankovitch teori (SKB, 1995a) kommer områdena kring Oskarshamn att vara istäckta under lång tid med början om ca 30 000-50 000 år.

7.2 Förväntade effekter i ett 1 000-års perspektiv

Strandförskjutningen leder till ökad omsättning av grundvattnet nära kusten där det salta grundvattnet successivt sköljs ur och ersätts med sött. Inåt landet bedöms effekten av strandförskjutningen numera vara försumbar. Denna bedömning grundas på de mycket måttliga skillnader i grundvattnets sammansättning i relation till avståndet till kusten, som iakttagits i denna förstudie samt i studier i liknande områden (Follin m fl, 1996a,b).

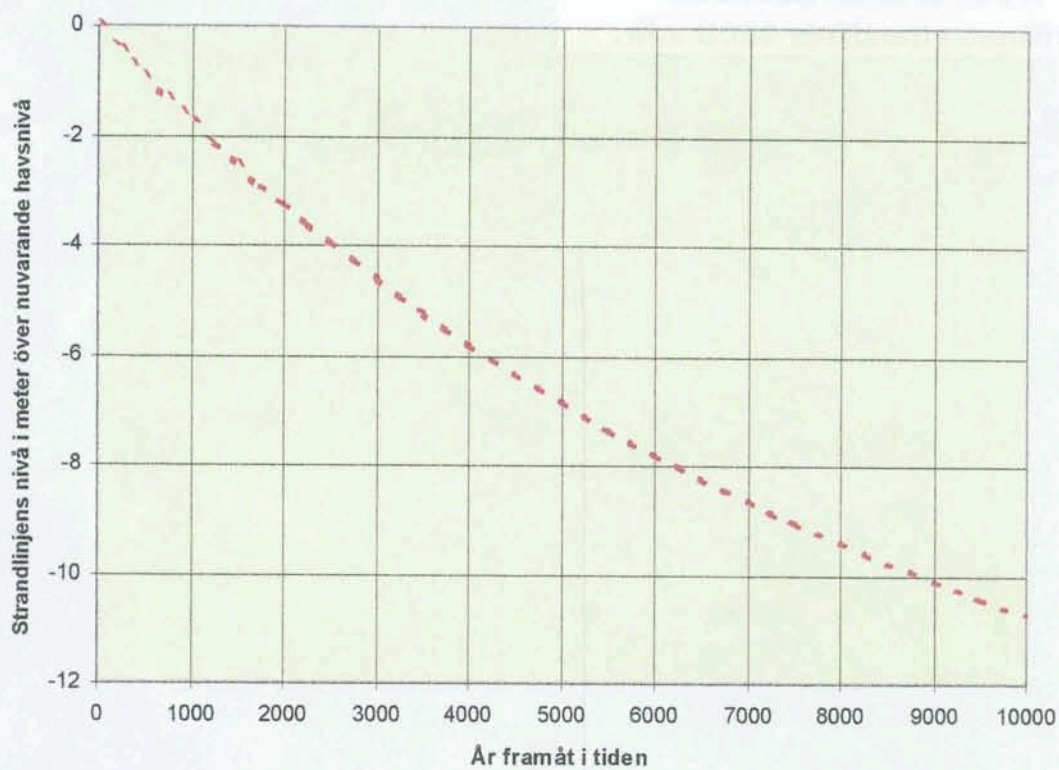
Effekterna av en framtida temperaturförhöjning genom ackumulation av växthusgaser är mycket osäkra för Skandinavien eftersom havsströmmarnas beteende i framtiden ej kan förutses i nuläget. Ett av de rimliga perspektiven är en höjd temperatur och högre nederbörd, med det kan också bli kallare genom att havsströmmarna ändrar förlopp. Ett varmare klimat med högre nederbörd under några hundra år kommer sannolikt att ha en marginell effekt på grundvattnets kemi, eftersom en högre temperatur också ger en längre växtsäsong och därmed ger upphov till större avdunstning som hämmar grundvattenomsättningen.

Ett påtagligt kallare klimat till följd av en annalkande istid kommer att leda till en minskad avdunstning och en tundralik miljö med stora sumpområden. Även om nedbrytningen av organiskt material kommer att ske långsammare, kommer den lilla nedbrytning som trots allt sker att förbruka allt tillgängligt syre i vattensamlingar och orsaka anaeroba (syrefria) förhållanden i marken. Som resultat fås dels en ökad ansamling av organiskt kol och humusämnen i jorden, dels reducerande (syreförbrukande) förhållanden högre upp närmare markytan. Det skall i sammanhanget påpekas att dagens förhöjda kvävedeposition från industrier, bostäder och bilism också leder till en kolackumulation i jorden genom att det organiska materialet blir mera inert, dvs kräver mer syre för att brytas ner.

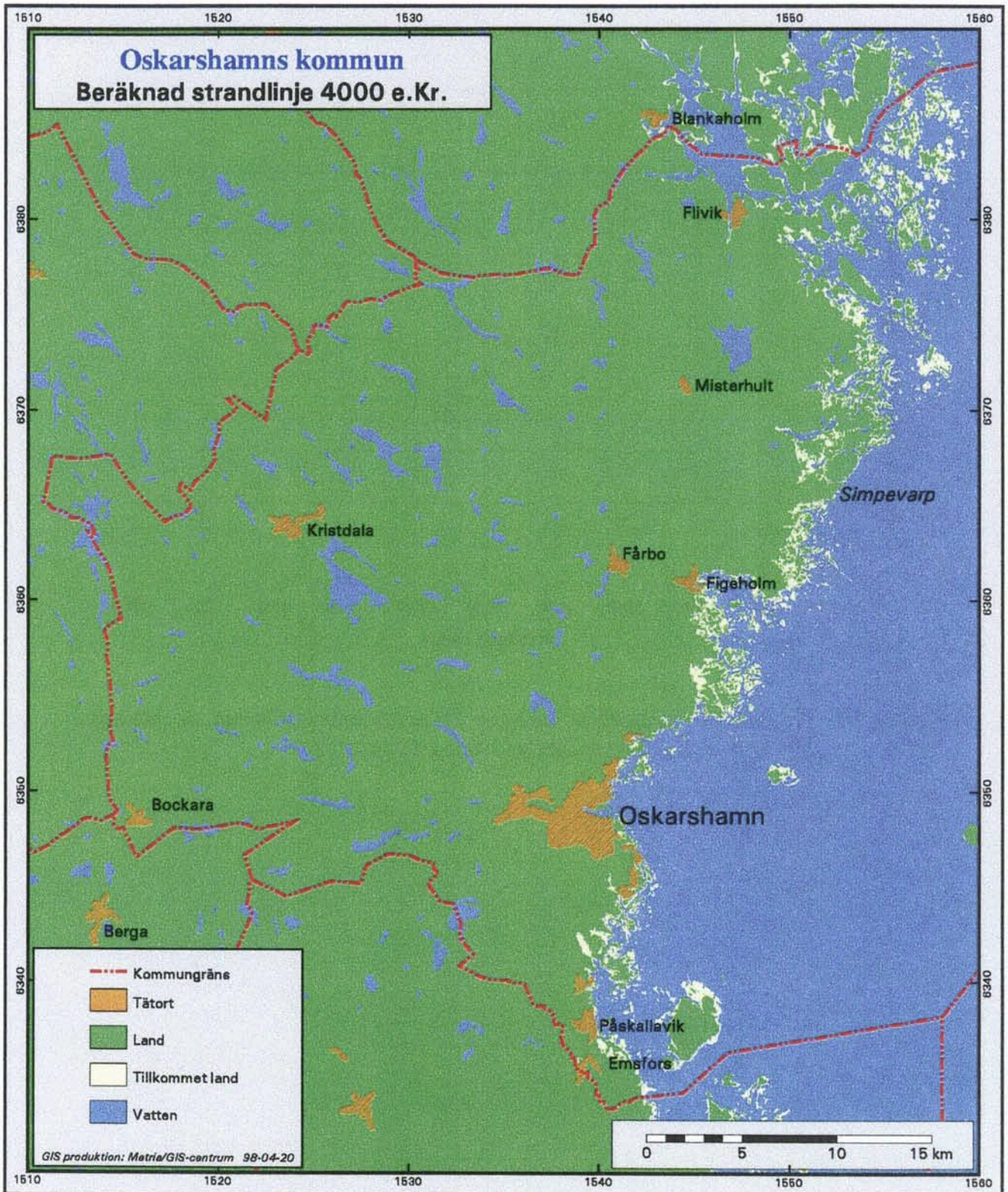
Redoxförhållandenas stabilitet de närmaste 1 000 åren är viktiga för djupförvaret. Redoxförhållandena kommer sannolikt inte att ändras drastiskt under denna period och om de ändras, så finns det en övertygande sannolikhet för att man får mer reducerande förhållanden högre upp närmare markytan än idag, dvs fortsatt reducerande miljö för djupförvaret.

Fe^{2+}/Fe^{3+} -systemet kommer även i framtiden att vara den viktigaste redoxbufferten i grundvattenmiljön. Huruvida en ökad sulfatreduktion kommer till stånd beror i hög grad på tillgången till organiskt material i grundvattnet och här spelar förhållandena under byggtiden troligen stor roll. Exempelvis kan infiltration av salt grundvatten till ett kustnära djupför tänkas mobilsera (frigöra) utfällda humusämnen nära markytan genom dispersion med natrium och därigenom öka de organiska halterna i närheten av förvaret, vilket skulle kunna öka svavelvätebildningen, åtminstone i ett kortare perspektiv.

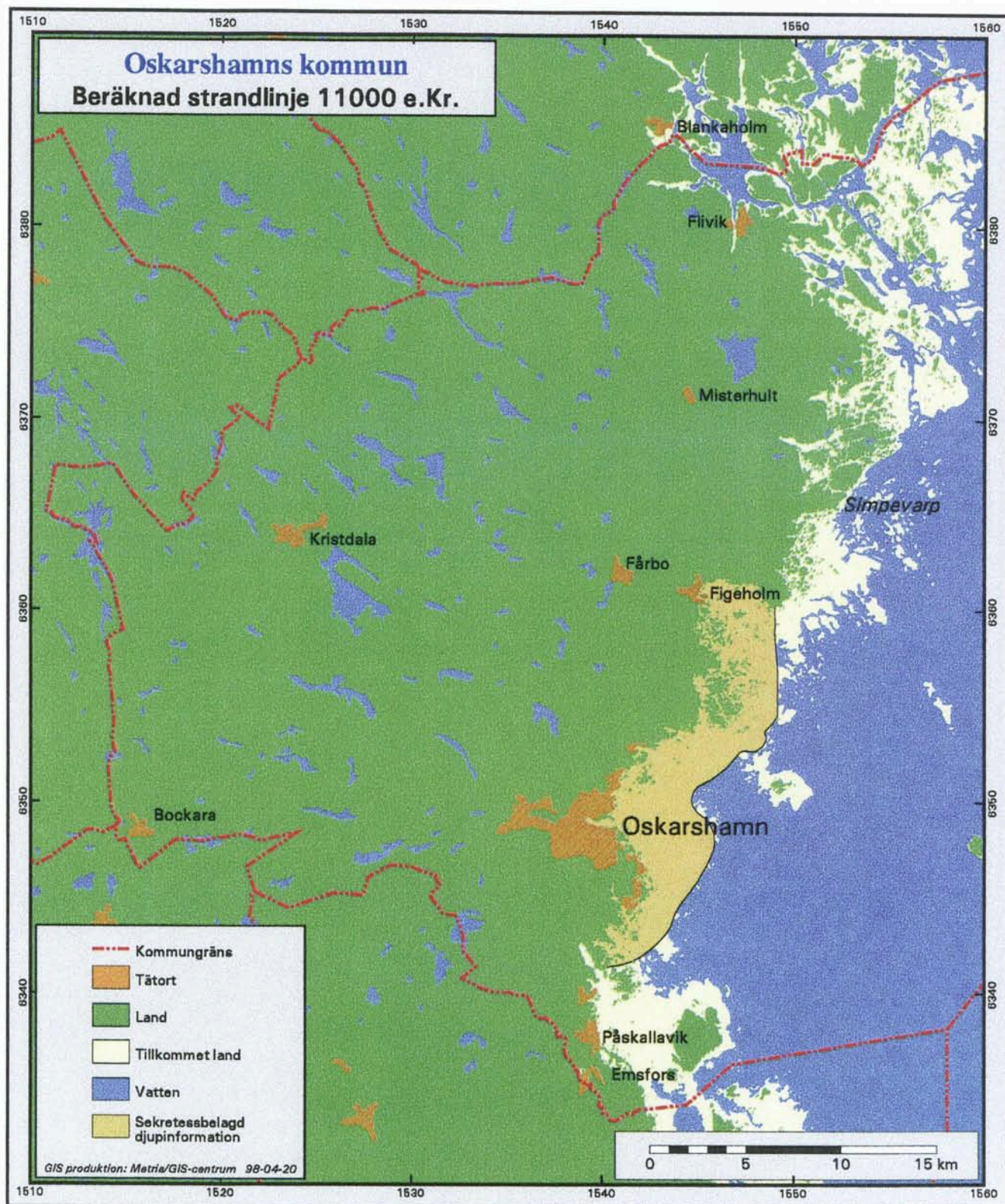
Sammanfattningsvis konstateras att inga drastiska förändringar av redoxförhållandena är att förvänta i ett 1 000-års perspektiv. Om redoxförhållanden trots allt ändras, så kommer övergången från oxiderande till reducerande förhållanden med all sannolikhet att förskjutas uppåt i berggrunden, dvs att man får mer reducerande förhållanden högre upp närmare markytan. Denna bedömning gäller oavsett vilket av följande framtidsscenarier som beaktas: en fortsatt strandförskjutning med eller utan växthus-effekt, alternativt en långvarig klimatförsämring med nedisningar.



Figur 7-1 Prognos för strandförskjutningen i Oskarshamns kommun de närmaste 10 000 åren enligt en modell av Påsse (1997).



Figur 7-2 Beräknad strandlinje ca 4 000 e Kr. Kartan är beräknad med hjälp av Sjöfartsverkets djupinformation och diagrammet i Figur 7-1.



Figur 7-3 Beräknad strandlinje ca 11 000 e Kr. Kartan är beräknad med hjälp av Sjöfartsverkets djupinformation och diagrammet i Figur 7-1.

8 Slutsatser

I föreliggande rapport görs bedömningar av lämpligheten för ett djupförvar i kommunen med avseende på grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. Syftet är att utreda om det finns anledning att särskilt undvika eller förorda delar av Oskarshamns kommun för vidare undersökningar ur dessa aspekter. Bedömningarna i denna rapport är med nödvändighet preliminära eftersom underlaget inte är fullständigt. En säkerhetsanalys av ett tänkbart läge för ett djupförvar kräver detaljerade uppgifter om berggrunden mot djupet, något som kan erhållas först efter omfattande borrhålsundersökningar.

Merparten av Oskarshamns kommun utgörs av flack terräng med tunna jordlager på relativt homogent urberg. Medelavrinningen är relativt låg (ca 200 mm/år) med svenska ögon mätt. Sammantaget bedöms den allmänna hydrogeologiska situationen vara gynnsam för ett djupförvar. Ur hydraulisk synvinkel bör man dock notera skillnaden i vattengenomsläpplighet för sprickzoner och bergmassa. Analyserade data från SGU och SKB visar att förekommande sprickzoner ofta är betydligt mer vattengenomsläppliga (upp till 100-1 000 gånger högre) än mellanliggande bergmassor. Större vattenförande sprickzoner bör följaktligen undvikas vid inplaceringen av ett djupförvar. Detta bör istället förläggas till mellanliggande bergmassor för att på bästa sätt tillvarata berggrundens hydrauliska barriärfunktion.

Bland de förekommande bergarterna bedöms vattengenomsläppligheten vara störst i sk unga graniter (t ex Göttemargranit). I denna rapport rekommenderas därför att unga graniter undviks.

Berggrundvattnets kemi bedöms inte ha någon avgörande betydelse för de tekniska barriärernas beständighet i ett längre perspektiv, eftersom berggrundvattnets syrehalt är låg och salthalterna inte överstiger de för marint vatten (havsvatten) inom det föreslagna djupintervallet 400-700 m. Denna bedömning gäller sannolikt inom hela kommunens fastlandsdel, dvs även för fallet med ett kustnära djupförvar på fastlandet. Frågan om det finns någon risk för höga salthalter med ett kustnära djupförvar under Östersjön kan inte besvaras med säkerhet i nuläget. Det är idag oklart om saltvattenprofilen i det 1 660 m djupa borrhålet i Laxemar kan anses som representativ också för en kustnära lokalisering under Östersjön. Om profilen är representativ bör även ett kustnära förvar under Östersjön kunna komma ifråga ur hydrogeologisk synvinkel.

Beträffande grundvattnets beskaffenhet i framtiden är det framförallt tre faktorer som kan tänkas påverka grundvattnets kemiska sammansättning i ett långtidsperspektiv. Dessa är strandförskjutning, växthuseffekt och långvarig klimatförsämring med nedisningar. Strandförskjutningen innebär en fortsatt omsättning av grundvattnet nära kusten där det salta grundvattnet successivt sköljs ur och ersätts med sött. Vissa områden påverkas dock långsammare än andra, t ex Simpevarpshalvön. Där bedöms kustlinjen om 9 000 år att ligga obetydligt längre ut än idag, vilket innebär att övergången mellan sött och salt grundvatten i detta område kommer att vara relativt oförändrad under en denna tidsperiod. Inåt landet bedöms effekten av strandförskjutningen ha spelat ut sin roll.

Effekterna av en framtida temperaturförhöjning genom ackumulation av växthusgaser är mycket osäkra för Skandinavien eftersom havsströmmarnas beteende i framtiden ej kan förutses i nuläget. Ett av de rimliga perspektiven är en höjd temperatur och högre nederbörd, med det kan också bli kallare genom att havsströmmarna ändrar förlopp. Det senare alternativet kan ge upphov till effekter liknande de som följer av en nedisning. I båda fallen finns det en övertygande sannolikhet för att man får mer reducerande förhållanden högre upp närmare markytan, vilket bedöms som gynnsamt för ett djupförvar.

Avslutningsvis konstateras att man inte med säkerhet kan rekommendera eller avfärda något av de tre tänkbara lokaliseringsfallen (Figur 1-1) ur hydrogeologisk synvinkel. Därtill är bakgrundsmaterialet inte tillräckligt fullständigt.

9 Referenser

- Aastrup, M. och U. Bertills, 1995:** Grundvattnets kemi i Sverige. Rapport 4415, Naturvårdsverket, Stockholm.
- Agrell, H., 1976:** The highest coastline in south-eastern Sweden. *Boreas*, 5, 143-154.
- Axelsson, C-L. och A. Ekstav, 1995:** Förstudie Malå. Hydrogeologisk beskrivning. SKB Djupförvar, PR D-95-003, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Bengtsson, L., 1997:** Hydraulisk konduktivitet i kristallin berggrund, Analys av djupvariation i sex svenska områden, B 446, Geologiska institutionen, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg.
- Berggren, M., 1998:** Hydraulic conductivity in Swedish bedrock estimated by means of geostatistics, A study based on data recorded in the Archive on Wells at the Geological Survey of Sweden, Thesis Report Series 1988:9, Avdelningen för Mark- och vattenresurser, Kungliga Tekniska Högskolan, Stockholm.
- Bergman, T., H. Isaksson, R. Johansson, H. Lindroos, L. Rudmark och C.-H. Wahlgren, 1998:** Förstudie Oskarshamn - Jordarter, bergarter och deformationszoner. SKB Djupförvar, PR D-98-???, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Bergström, S., 1992:** The HBV-model its structure and applications. SMHI RH No 4, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Norrköping.
- Bottomley, D. J, Gregoire, D. C och Raven, K. G., 1994:** Saline groundwaters in the Canadian Shield: geochemical and isotopic evidence for a residual evaporite brine component. *Geochim. Cosmochim. Acta* (58) 1483-1498.
- Brandt, M., T. Jutman och H. Alexandersson, 1994:** Sveriges vattenbalans, Årsmedelvärden 1961-90 av nederbörd, avdunstning och avrinning, SMHI Hydrologi 49, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Norrköping.
- Brömssen, U. von, 1968:** Grundvattenbildning i geologiskt olika terrängavsnitt, Försök till bestämning av infiltrationskoefficienter. Särtryck ur Metod-Teknik-Analys.
- Bydén, S., 1990:** Mäta försurning, Inst för miljövård. Göteborgs universitet, Bokskogen, Göteborg.
- Bydén, S., 1992:** Mäta vatten, Inst för miljövård. Göteborgs universitet, Bokskogen, Göteborg.
- Christopher Juhlin Consulting, 1991:** The Borehole KLX 01 at Laxemar -Geological, Hydrogeological and Groundwater chemistry data in section 702-1078 m. SKB PR 25-91-07, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Eng, T., 1997: Förstudie Oskarshamn - Program, SKB R-97-07. Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Follin, S., 1992: On the heterogeneity of groundwater flow, SKB TR 92-14, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Follin, S., M. Årebäck och G. Jacks, 1996a: Förstudie Oskarshamn. Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. SKB Djupförvar, PR D-96-014, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Follin, S., M. Årebäck och G. Jacks, 1996b: Förstudie Östhammar. Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. SKB Djupförvar, PR D-96-017, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Grip, H. och A. Rodhe, 1985: Vattnets väg från regn till bäck. Forskningsrådets förlagstjänst, Stockholm.

Jacks, G., T. Agerstrand, och G. Hansson, 1981: Effect on groundwater composition of sequential flooding of aquifers with fresh and saline water. *Proc. 7th Salt Water Intrusion Meeting*, Uppsala, 14-17 Sept. 1981, 59-64.

Johansson, P.-O., 1987: Methods for estimation of direct natural groundwater recharge in humid climates with examples from sandy till aquifers in southeastern Sweden. Institutionen för kulturteknik, Meddelande Trita-Kut 1045, Kungliga Tekniska Högskolan, Stockholm.

Knutsson, G. och C.-O. Morfeldt, 1993: Grundvatten, teori och tillämpning. AB Svensk Byggtjänst, Solna.

Laaksoharju, M., 1988: Shallow groundwater chemistry at Laxemar, Äspö and Ävrö. SKB PR 25-88-04, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Laaksoharju, M., J. Smellie, A.-C. Nilsson och C. Skårman, 1995: Groundwater sampling and chemical characterisation of the Laxemar deep borehole KLX02. SKB TR 95-05, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Laaksoharju, M. och B. Wallin, 1997: Evolution of the groundwater chemistry at the Äspö Hard Rock Laboratory. SKB ICR 97-04, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Laurent, S., 1982: Analysis of groundwater from deep boreholes in Kråkemåla, Sternö and Finnsjön. SKB TR 82-23, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Laurent, S., 1983a: Analysis of groundwater from deep boreholes in Fjällveden. SKB TR 83-19, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Laurent, S., 1983b: Analysis of groundwater from deep boreholes in Svartboberget. SKB TR 83-41, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

- Laurent, S., 1983c:** Analysis of groundwater from deep boreholes in Kamlunge. SKB TR 83-70, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Laurent, S., 1983d:** Analysis of groundwater from deep boreholes in Gideå. SKB TR 83-17, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Laurent, S., 1986:** Analysis of groundwater from deep boreholes in Klipperås. SKB TR 86-17, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Mercado, A., 1985:** The use of hydrogeochemical patterns in carbonate sand and sandstone aquifers to identify intrusion and Flushing of saline water, *Ground Water*, 23, 635-645.
- Nilsson, A.C., 1995:** Compilation of groundwater chemistry data from Äspö 1990-1994. SKB PR 25-95-02, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- NV, 1997:** Bedömningsgrunder för grundvatten, Arbetsutkast 97-12-15, Naturvårdsverket, Stockholm.
- Nyberg, G. och S. Jönsson, 1994:** Förstudie Storuman. Geohydrologisk beskrivning. SKB PR 44-94-005, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Pousette, J., C.-F. Müllern, P. Engqvist och G. Knutsson, 1981:** Beskrivning och bilagor till hydrogeologiska kartan över Kalmar län. SGU Ah 1, Sveriges Geologiska Undersökning, Uppsala.
- Påsse, T., 1997:** A mathematical model of past, present and future shore level displacement in Fennoscandia. SKB TR 97-28, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- Rhén, I. (red.), G. Gustafson, R. Stanfors och P. Wikberg, 1997:** Äspö HRL - Geoscientific evaluation 1997/5. Models based on site characterization 1986-1995. SKB TR 97-06, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- SFS, 1975:** Lagen om uppgiftsskyldighet vid grundvattentäktsundersökning och brunnborrning, Svensk Författningssamling, SFS 1975:424.
- SKB, 1992:** FUD-92, Kärnkraftavfallets behandling och slutförvaring, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- SKB, 1995a:** Översiktstudie. Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- SKB, 1995b:** FUD-95, Kärnavfallets behandling och slutförvaring. Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.
- SLV, 1989:** Föreskrifter och allmänna råd om dricksvatten, SLV FS 1989:30 (med ändringar införda t o m 1997:32). Statens Livsmedelsverk, Stockholm.
- SNA, 1994:** Sveriges Nationalatlas, Berg och jord. Bra Böckers Förlag, Höganäs.

Stumm, W. och J. J. Morgan, 1996: Aquatic chemistry - equilibria and rates in natural waters. Wiley Interscience, New York.

Svensson, N.-O., 1989: Late Weichselian and Early Holocene shore displacement in the Central Baltic, based on stratigraphical and morphological records from Eastern Småland and Gotland, Sweden. Lund University, Department of Quaternary Geology 25.

Timje, H., 1983: Hydrogeologiska undersökningar inom typområdet Gideå. SKB AR 83-26, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.

Wladis, D., P. Jönsson och T. Wallroth, 1997: Regional characterization of hydraulic properties of rock using well test data. SKB TR 97-29, Svensk Kärnbränslehantering AB, Stockholm.