

R-99-57

Förstudie Tierp

Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar

Sven Follin, Malin Årebäck,
Martin Stigsson, Frida Isgren

Golder Grundteknik

Gunnar Jacks

Institutionen för Anläggning och Miljö
Kungliga Tekniska Högskolan

September 1999

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



ISSN 1402-3091

SKB Rapport R-99-57

Förstudie Tierp

Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar

Sven Follin, Malin Årebäck,
Martin Stigsson, Frida Isgren

Golder Grundteknik

Gunnar Jacks

Institutionen för Anläggning och Miljö
Kungliga Tekniska Högskolan

September 1999

Denna rapport har gjorts på uppdrag av SKB. Slutsatser och framförda åsikter i rapporten är författarens(nas) egna och behöver nödvändigtvis inte sammanfalla med SKB:s.

Sammanfattning

I föreliggande studie görs bedömningar av lämpligheten för ett djupförvar i Tierps 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 ned till förvarsdjup och flera hundra meter därunder 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 Tierps kommun sannolikt är gynnsamma för ett djupförvar om detta förläggs till bergmassan mellan större sprickzoner.

Innehållsförteckning

	Sida
1 Inledning	7
1.1 Bakgrund och syfte	7
1.2 Grundvattnets betydelse för djupförvaret	7
1.3 Avgränsningar	7
1.4 Bakgrundsmaterial	8
2 Geologisk översikt	13
2.1 Jordlager och berggrundsförhållanden	13
3 Landskapsutveckling efter den senaste istiden	17
3.1 Högsta kustlinjen	17
3.2 Tierps kommun	20
4 Grundvattnets rörelse	25
4.1 Vattnets kretslopp	25
4.2 Vattenbalans	25
4.3 Grundvattenomsättning och uppehållstid	32
5 Berggrundens vattengenomsläpplighet	37
5.1 Inledning	37
5.2 Hydraulisk konduktivitet i sprickigt berg	37
5.3 SKB:s undersökningar	40
5.4 SGU:s brunnarkiv	40
5.5 Definition av K-värde från brunnldata	42
5.6 Analys av data	43
6 Grundvattnets kemi	51
6.1 Inledning	51
6.2 Underlag	51
6.3 Processer som påverkar grundvattnets sammansättning	52
6.4 Viktiga parametrar	53
6.5 Resultat	58
6.5.1 Parameteröversikt	58
6.5.2 Geografisk variation	60
6.5.3 Finnsjöområdet	64
6.5.4 Djupberoende	65
6.5.5 Jämförelse mellan Finnsjöområdet och andra djupa undersökningar	70
7 Långsiktiga förändringar	73
7.1 Faktorer som kan påverka utvecklingen	73
7.2 Förväntade effekter i ett 1 000-årsperspektiv	73
8 Slutsatser	79
9 Referenser	81

1 Inledning

1.1 Bakgrund och syfte

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

I föreliggande studie 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 Tierps kommun för vidare undersökningar ur denna aspekt.

1.2 Grundvattnets betydelse för djupförvaret

Berggrunden i Tierps 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 havsvatten.

1.3 Avgränsningar

Förstudien grundar sig på befintlig kunskap och bakgrundsmaterial. Bedömningarna i denna studie är med nödvändighet preliminära eftersom underlaget inte är fullständigt. En säkerhetsanalys av ett tänkbart läge för ett djupförvar kräver detaljerade uppgifter om berggrunden ned till förvarsdjup och flera hundra meter därunder, något som kan erhållas först efter omfattande undersökningar.

1.4 Bakgrundsmaterial

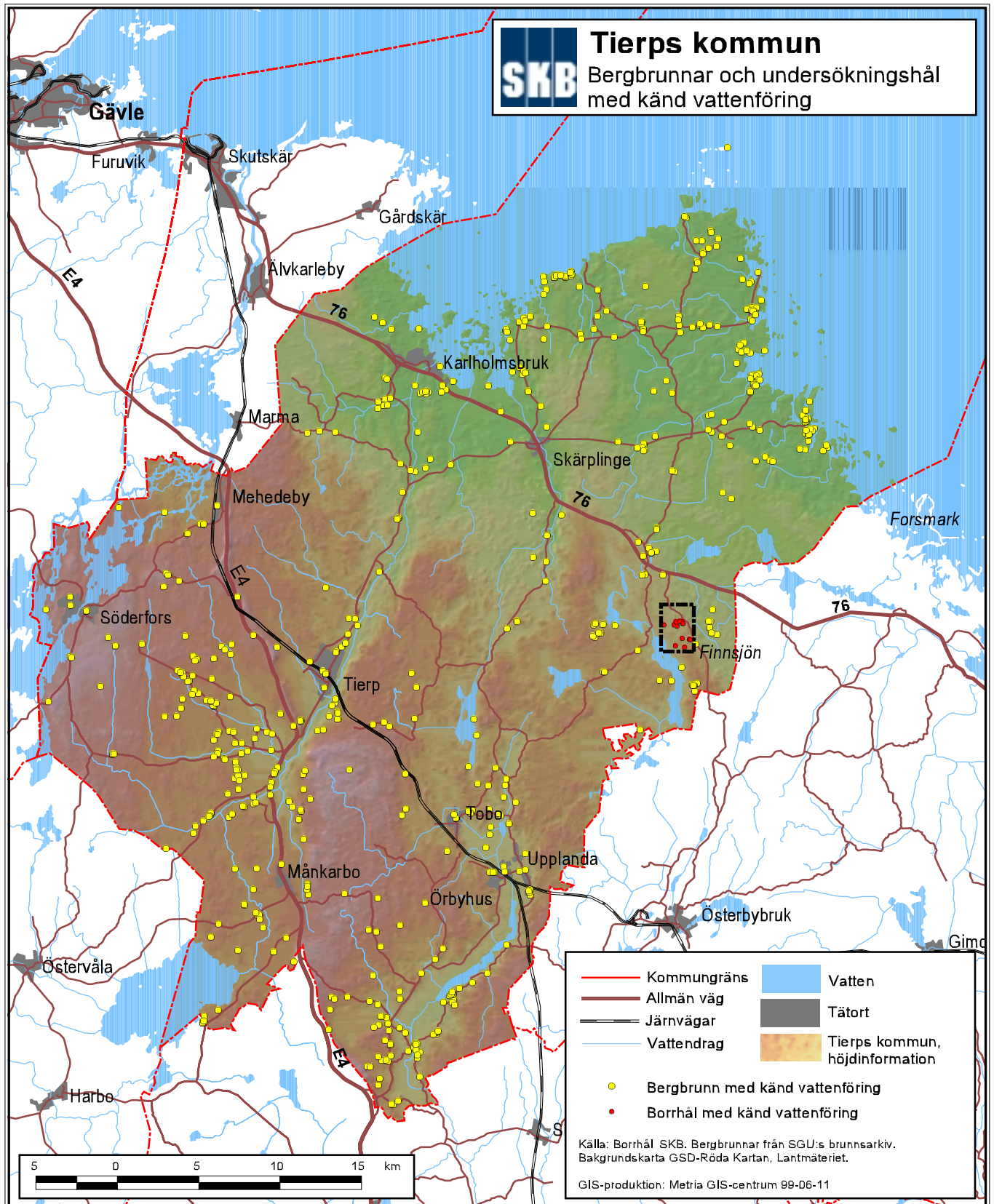
I en förstudie görs ett omfattande geovetenskapligt utredningsarbete. Befintligt underlag ställs samman och analyseras med avseende på faktorer som har betydelse för lokaliseringförutsättningarna. Underlaget hämtas från en rad källor, däribland geologiska kartor, geofysiska mätningar, hydrauliska mätningar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

Inom Tierps kommun har geovetenskapliga studier genomförts som är av betydelse för denna studie. Exempelvis har Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) kartlagt jordlager-, berg- och grundvattenförhållandena inom delar av kommunen. Vid SGU:s brunnsarkiv finns uppgifter om grundvattnets egenskaper i grunda bergbrunnar (10–200 m) i kommunen (figur 1-1 och figur 1-2).

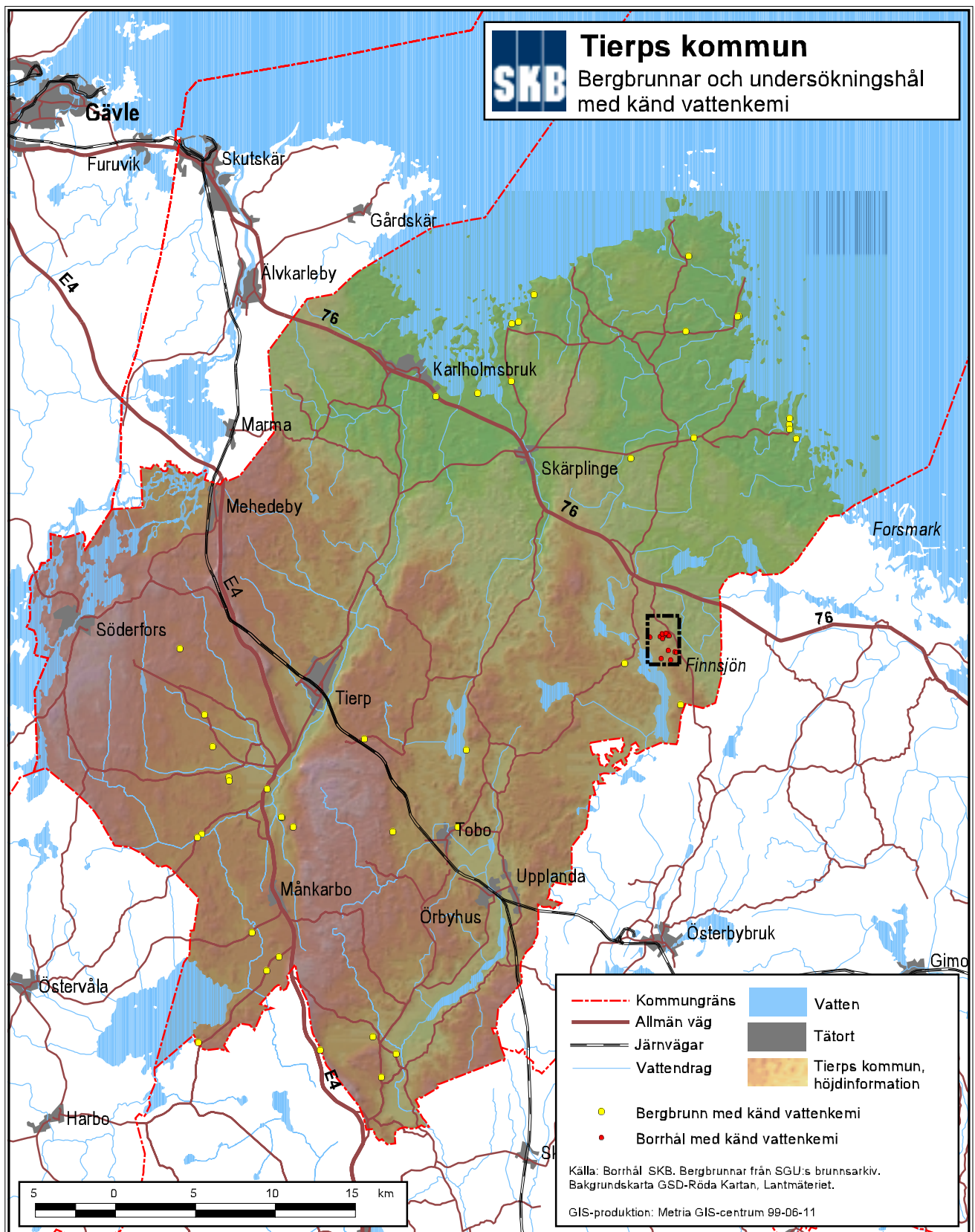
I kommunens östra del har SKB låtit utföra omfattande mark- och berggrundsundersökningar i Finnsjöområdet (figur 1-3). Undersökningarna i Finnsjön ingick i SKB:s typområdesprogram, som syftade till att ta fram bakgrundskunskap om svenskt urberg. De första studierna i Finnsjön genomfördes 1977-80 och innefattade bland annat borrhållningar till ca 700 m djup. Av flera skäl har de geovetenskapliga aktiviteterna i området fortsatt efter avslutade ”ordinarie” typområdesarbeten. Finnsjöområdet har varit lämpligt för instrument- och metodtester i borrhål och för specialinriktade undersökningar, t ex spårämnesförsök och sprickzonsstudier. En översiktlig presentation av de utförda undersökningarna finns redovisad av Ekman /1989/. Data och resultat från ovanstående undersökningar finns tillgängliga i en mängd rapporter och vetenskapliga publikationer av olika slag, se t ex Ahlbom /1991/ och Ahlbom m fl /1992/.

De stora datamängder som tagits fram för berget och grundvattnet i Finnsjöområdet har studerats närmare inom ramen för ett flertal forskningsprojekt t ex INTRAVAL, SKB 91 och SR 97. I dessa projekt har grundvattnets strömning och transport av lösta ämnen i berggrundens spricksystem modellerats i syfte att studera grundvattnets betydelse för säkerheten för ett hypotetiskt djupförvar i Finnsjöområdet.

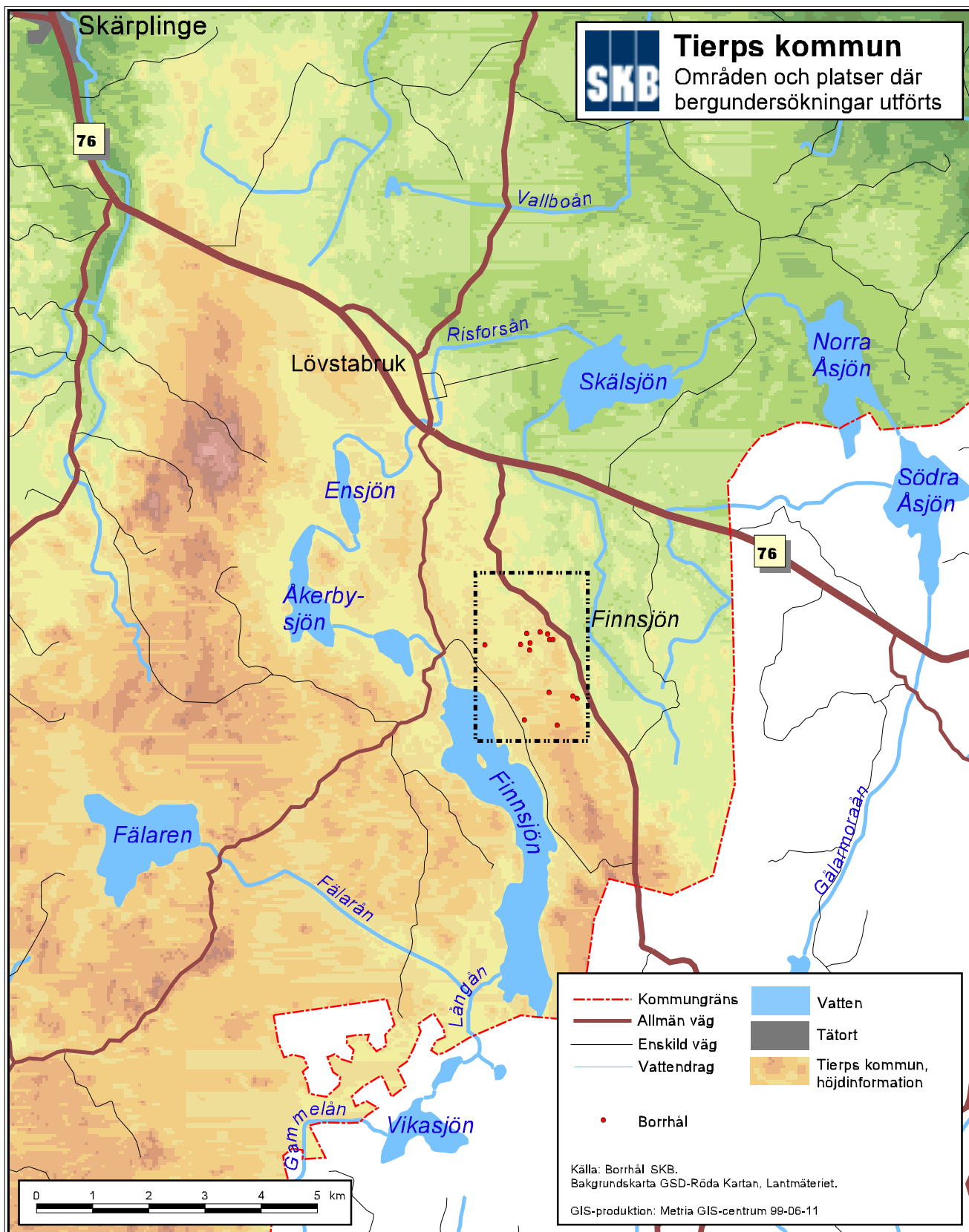
Tillsammans med den information som finns att tillgå vid Lantmäteriverket (LMV), Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut (SMHI) och Sjöfartsverket utgör ovanstående studier och uppgifter huvuddelen av bakgrundsmaterialet för föreliggande studie. Den digitala bearbetning av bakgrundsmaterialet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



Figur 1-1. Bergbrunnar i Tierps kommun med känd vattenföring (634 st) enligt SGU:s brunnarsarkiv. I studien behandlas också ett urval av SKB:s borrhålsundersökningar i Finnsjöområdet (11 kärnborrhål).



Figur 1-2. Bergbrunnar i Tierps kommun med känd vattenkemi (41 st) enligt SGU:s brunnarsarkiv. I studien behandlas också data från ett urval av SKB:s borrhålsundersökningar i Finnsjönområdet (8 kärnborrhål).



Figur 1-3. Karta över Finnsjöområdet i den östra delen av Tierps kommun. Markeringarna visar var bergundersökningar utförts på uppdrag av SKB.

2 Geologisk översikt

2.1 Jordlager och berggrundsförhållanden

Nedan ges en översiktlig presentation av de geologiska förhållandena i Tierps kommun. För en utförlig redogörelse för Tierpområdets jordarter, bergarter och deformationszoner hänvisas till Bergman m fl /1999/.

Figur 2-1 visar Tierpområdets berggrundsgeologi /Bergman m fl, 1999/. Berg i dagen förekommer företrädesvis i den nordöstra delen, speciellt nära kusten. Längre inåt landet ökar jordtäcket, men mäktigheten är med få undantag måttlig.

Berggrunden inom Tierps kommun domineras av djupbergarter s k metagranitoider (brun färg på berggrundskartan). Tillsammans med metagranitoiderna förekommer också ett flertal större områden med metagabbro och basiska bergarter av mer osäkert ursprung (grön färg på berggrundskartan). 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.

Prefixet ”meta” i metagranitoid betecknar att bergarten har genomgått omvandling (metamorfos) vilket vanligtvis ger sig uttryck i förskiffring och gnejsbildning i bergarten. Inom vissa delar av undersökningsområdet har den regionala omvandlingen varit så omfattande att bergarterna delvis smält upp eller omkristalliserat. Genom detta har bergarter bildats som betecknas ådergnejs och migmatit. Den betydande omvandlingen ger sig uttryck i en mycket komplex och inhomogen berggrund med stora variationer vad gäller bergarternas texturrella karaktär, sammansättning och kornstorlek. I figur 2-1 har dessa bergarter betecknats med röda ”spiriller” på mörkt gul bottenfärg. Huvudfasen av den metamorfa omvandlingen skedde inom Tierpområdet för ca 1 800–1 840 miljoner år sedan.

Intimt associerat med de omvandlade djupbergarterna förekommer också stora områden med ytbergarter, huvudsakligen metavulkaniter och metasedimentära bergarter. 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.

Inom undersökningsområdet förekommer också stora områden av mer välbevarade graniter s k yngre graniter, ca 1 800 miljoner år (ljus röd bottenfärg på berggrundskartan).

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 /1999/ förekommer i Tierps kommun.

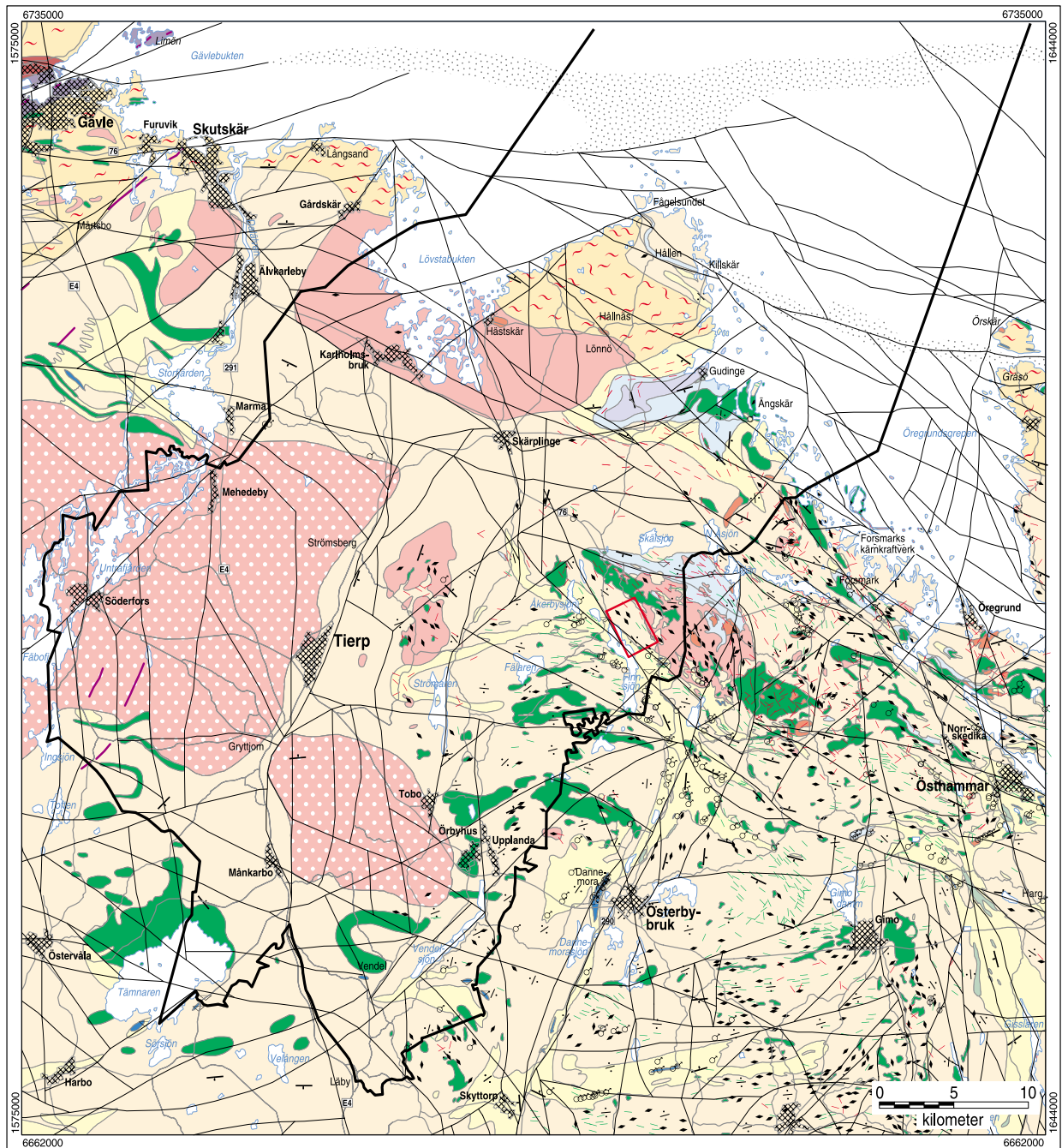
Förekommande jordarterna kan indelas i glaciala och postglaciala, se figur 2-2. De glaciala jordarterna i området har avlagrats av landisen (morän) och dess smältvatten (isälvsediment och glaciala finkorniga sediment). De har avsatts på stort vattendjup under den senaste nedisningen och i nära anslutning till den tillbakaryckande isfronten.

Området ligger i sin helhet 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.

Grundvattentillgångar av betydelse för allmän vattenförsörjning återfinns i de stora sand- och grusavlagringarna (t ex Uppsalaåsen). Dessutom utgör berggrundvattnet en viktig tillgång för den enskilda vattenförsörjningen.

Tabell 2-1. Bergartskategorier för klassificering av bergborrade brunnar i Tierps kommun /Efter Bergman m fl, 1999/.

Bergartskategori	Förklaring
Sur till intermediär metavulkanisk bergart	De sura (kiselrika) till intermediära metavulkaniska ytbergarterna (ca 1 890 miljoner år) har huvudsakligen bildats som vulkaniska askor och de mest välbevarade och finkorniga varianterna benämns i den äldre litteraturen ”hälleflintor” och de något grövre och mindre välbevarade som ”leptiter”.
Metasedimentär bergart	De metasedimentära bergarterna (ca 1 900 miljoner år) är liksom de sura metavulkaniska bergarterna finkorniga och dominerade av mineralen kvarts och fältspat. Till skillnad från dessa är de dock vanligtvis glimmerrika och skiktade. Lokalt förekommer också glimmerfattiga och kvartsdominerade varianter, s k kvartsiter. Till de metasedimentära bergarterna räknas också kristallin kalksten, vilket vanligtvis förekommer tillsammans med de metavulkaniska bergarterna som inlagringar. Kalkstenslagren har i de flesta fall liten mäktighet, men kan lokalt vara flera hundra meter breda.
Metagabbro	Omvandlad basisk (kiselfattig) djupbergart (ca 1 900–1 800 miljoner år).
Metagranitoid	Omvandlade sura (kiselrika) till intermediära djupbergarter (ca 1 900–1 800 miljoner år). En vanlig bergart i denna kategorin i Tierps kommun är granodiorit, som bland annat finns i Finnsjöområdet. Inom vissa delar av kommunen har den regionala omvandlingen varit så omfattande att bergarterna delvis smält upp eller omkristalliseras. På så sätt har bergarterna ådergnejs och migmatit bildats. Ursprunget till dessa kan vara både djupbergarter eller ytbergarter.
Yngre granit och pegmatit	De yngre graniterna (ca 1800-1500 miljoner år) utgör en mycket varierande bergartsgrupp och innefattar både mindre gångbergarter, större homogena kroppar och mer komplexa inhomogena områden med inneslutningar av äldre berggrund.



DJUP- OCH GÅNGBERGARTER

- Granit, ca 1500 milj. år (Strömsbrogranit)
- Granit, grovkornig och vanligtvis porfyrisk, ca 1780 milj. år (Hedesundagranit)
- Pegmatit, ca 1800 milj. år
- Granit, fin- till medelkornig, jämnkornig, ca 1800 milj. år
- Metagranitoid, ca 1890 milj. år
- Metagabbro och basisk bergart av osäkert ursprung, ca 1900–1890 milj. år
- Diabas
- Granit, pegmatit och aplit som gångar och små massiv
- Basisk gångbergart (amfibolit)

YTBERGARTER

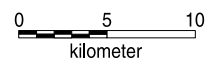
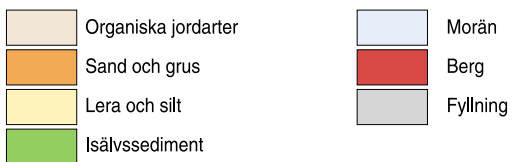
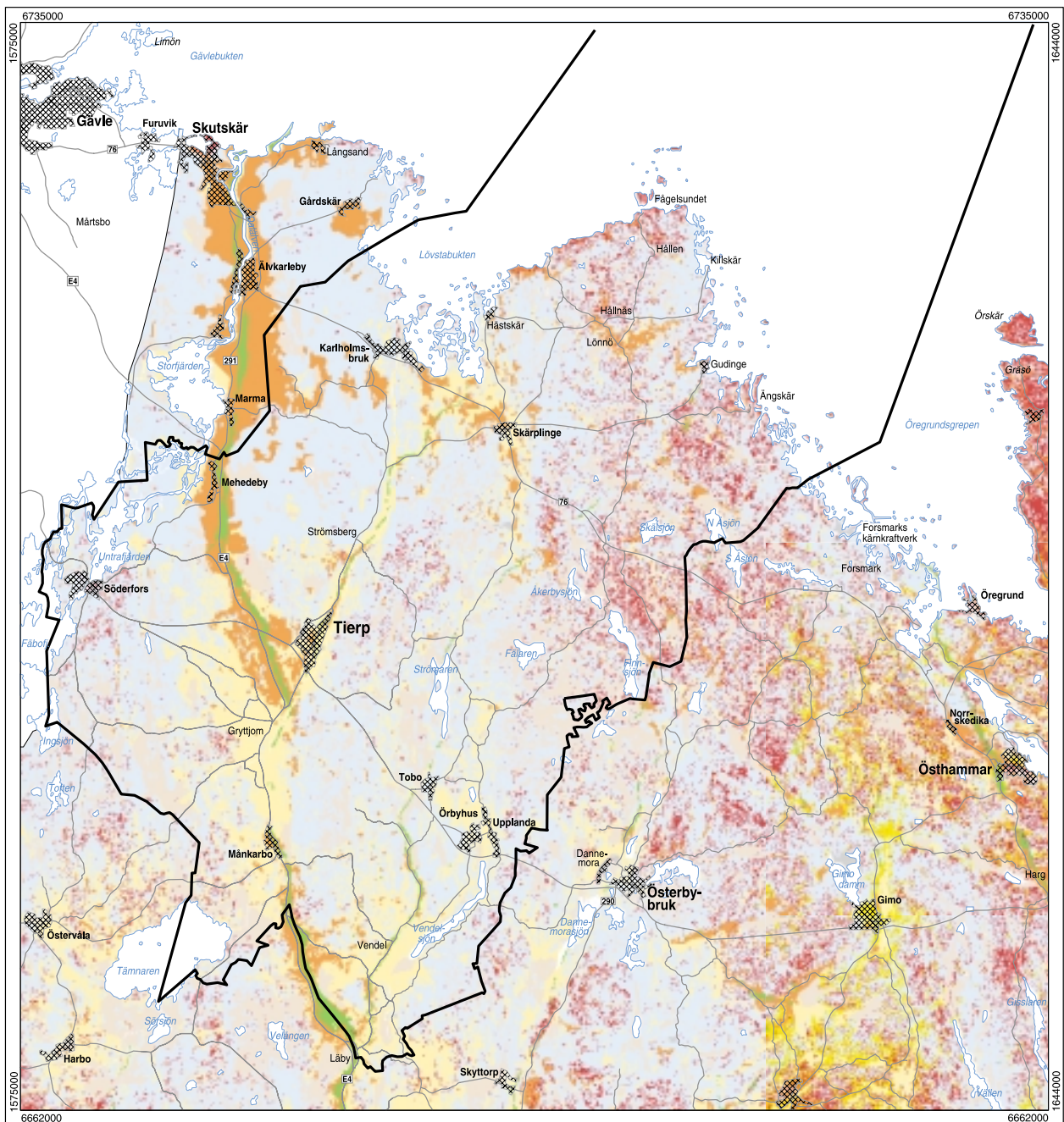
- Sandsten, yngre än 1500 milj. år
- Metasedimentär bergart i allmänhet, ca 1900 milj. år
- Kvartsit, ca 1900 milj. år
- Marmor (kristallin kalksten), ca 1900 milj. år
- Metavulkanisk bergart, sur till intermediär, ca 1900 milj. år
- Metavulkanisk bergart, basisk, ca 1900 milj. år

BERGARTER AV VARIERANDE URSPRUNG

- Migmatit och ådergnejs

- Inneslutning av äldre bergart i yngre
- Nedlagd gruva eller skärpning (järnmalm)
- Nedlagd gruva eller skärpning (sulfidmalm)
- Stenbrott i kristallin kalksten
- Förskiffring och lagring
- Förskiffring och lagring med vertikal stupning
- Sprickzon
- Bred lågmagnetisk zon under havet, sannolikt av tektoniskt ursprung
- Kommungräns
- SKB-typområde Finnsjön

Figur 2-1. Berggrundskarta över Tierps kommun /Bergman m fl, 1999/.



SGU
Sveriges Geologiska Undersökning

Figur 2-2. Jordartskarta över Tierps kommun /Bergman m fl, 1999/.

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 Tierps kommun finns det ingen del som ligger över HK.

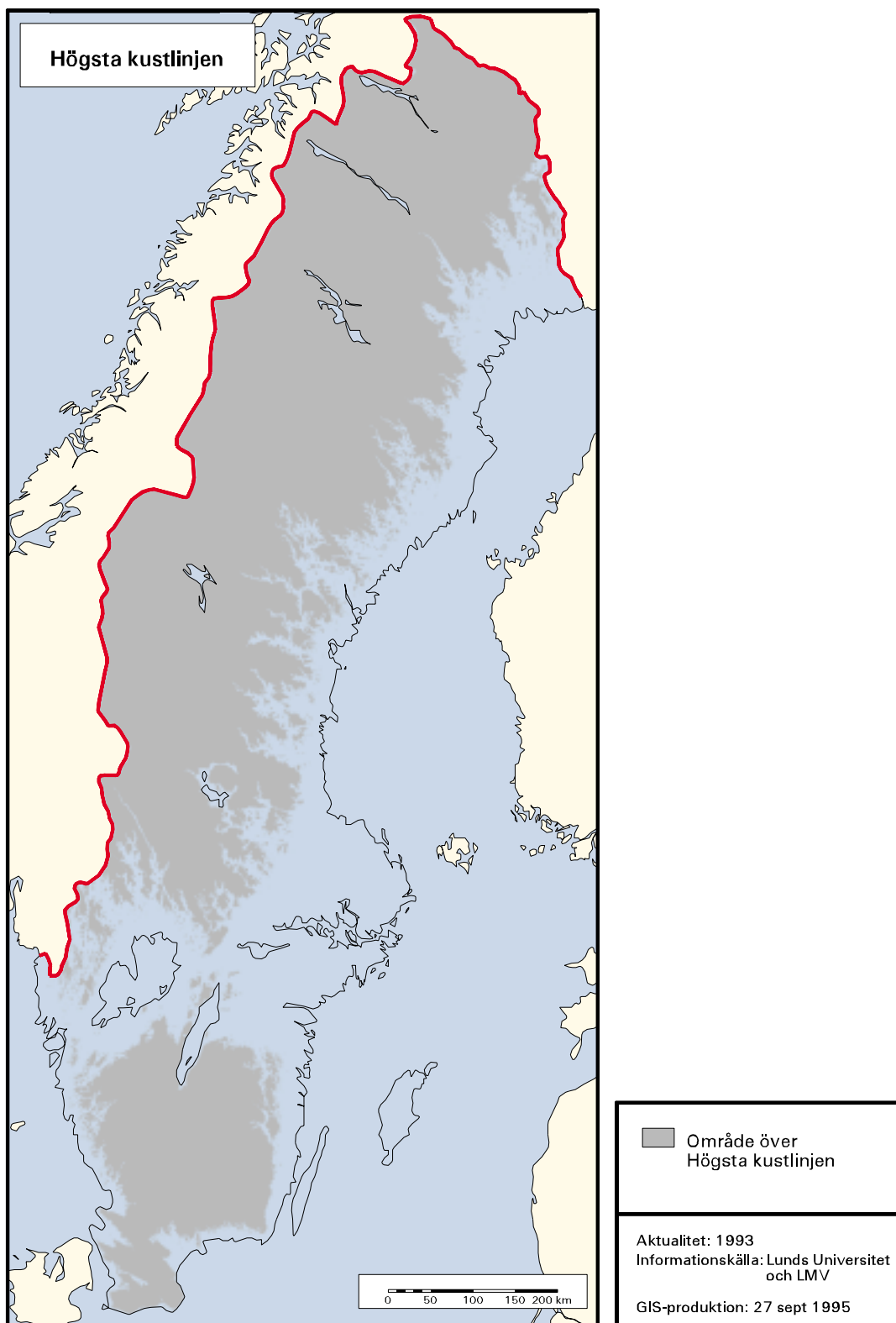
Landhöjningen och isavsmältningen har i ett komplicerat samspel bildat issjöar och innanhav med omväxlande sött, bräckt och salt vatten (figur 3-2). Detta har påverkat grundvattnets kemi såtillvida att t ex salt grundvatten ofta påträffas i bergborrade brunnar som ligger under HK /Aastrup och Bertills, 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

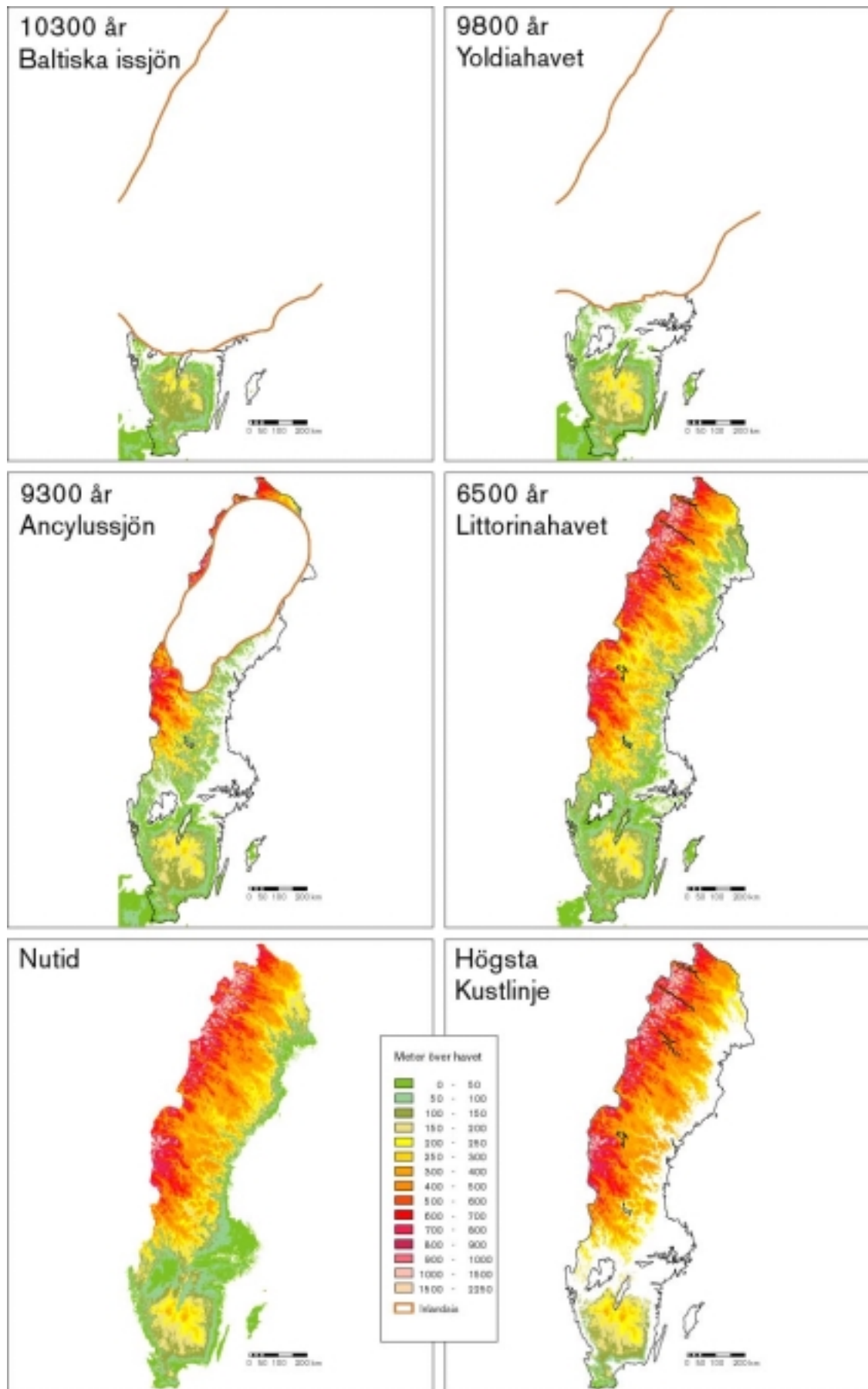
$$S = L - H \quad (3-1)$$

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. 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 Tierps kommun

Den historiska strandförskjutningen i Tierps kommun kan visas med ett diagram. Figur 3-3 visar strandförskjutningen vid olika tidpunkter under de senaste 10 000 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.

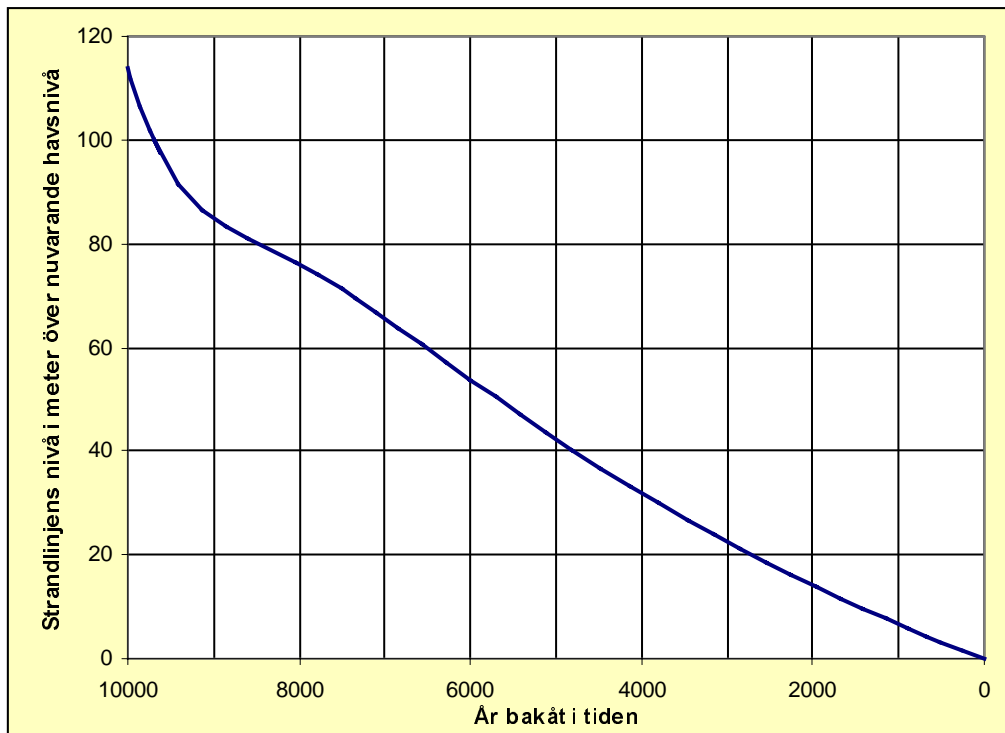
Strax efter det att landisen lämnat kommunen var landhöjningen mycket snabb, sannolikt drygt 30 m per 100 år. Omkring 7 000 BP hade hastigheten på landhöjningen minskat till ca 0,35 m per 100 år /Påsse, 1997/. Den ackumulerade landhöjningen medförde att den dåvarande havsytan stod drygt 65 m högre än dagens. Ancylussjön hade fått förbindelse med västerhavet genom Öresund och Bält och därmed hade saltvatten börjat strömma in. Ancylussjön följdes därmed av ett havsstadium, Litorinahavet.

I figur 3-4 och 3-5 visas två experimentbilder framtagna med hjälp av LMV:s höjddatabas och diagrammet i figur 3-3. Figur 3-4 visar strandlinjen 4 000 BP (2 050 f Kr). Figur 3-6 visar strandlinjen 2 000 BP (50 f Kr).

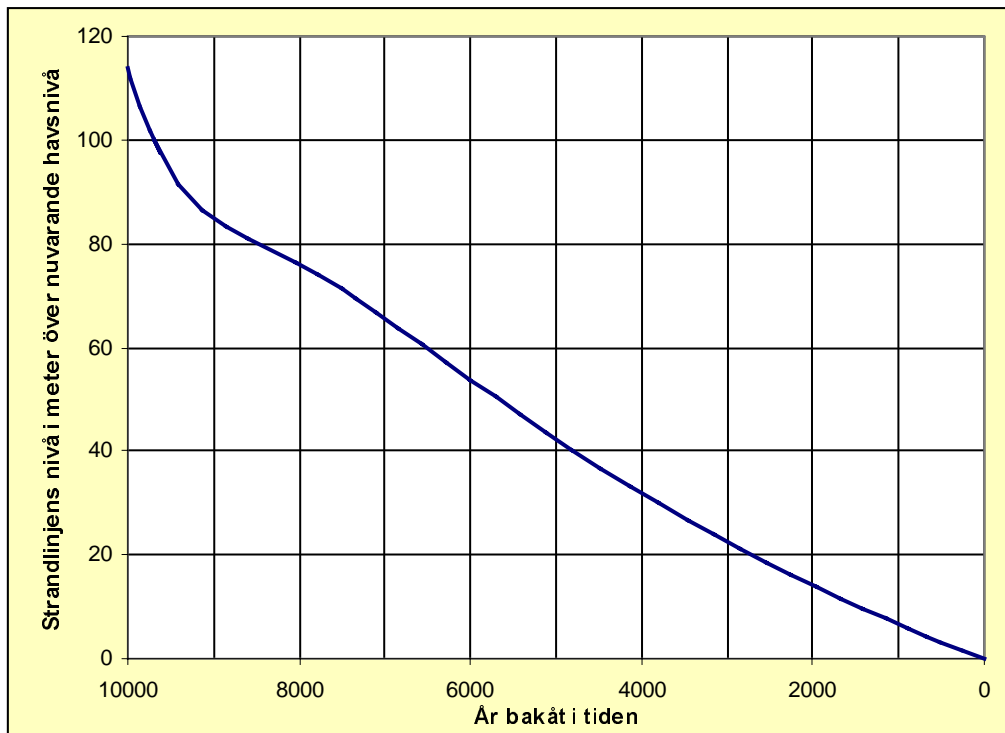
Mellan 9 000–7 500 BP var landhöjningen under korta perioder mindre än havsytans stigning. Under dessa perioder dränktes delar av det dåvarande kustområdet (transgression). Effekten på strandförskjutningen i Tierps kommun framgår av figur 3-3. Havsytans stigning sammanfaller med den postglaciala värmetiden 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.

Det 6 km² stora undersökningsområdet vid Finnsjön ligger ca 13 km från Östersjön (jmf figur 1-1). Landskapet är typiskt uppländskt, dvs låga bergkullar omgivna av myrar. Inom Finnsjöområdet varierar höjden över havet mellan 20–44 m /Walker m fl, 1997/. De kvartära avlagringarna inom området är tunna och består huvudsakligen av morän och torv. För 5 000–7 000 år sedan var Finnsjön liksom övriga Uppland täckt av Litorinahavet vilket har lämnat spår i form av bland annat salt grundvatten.

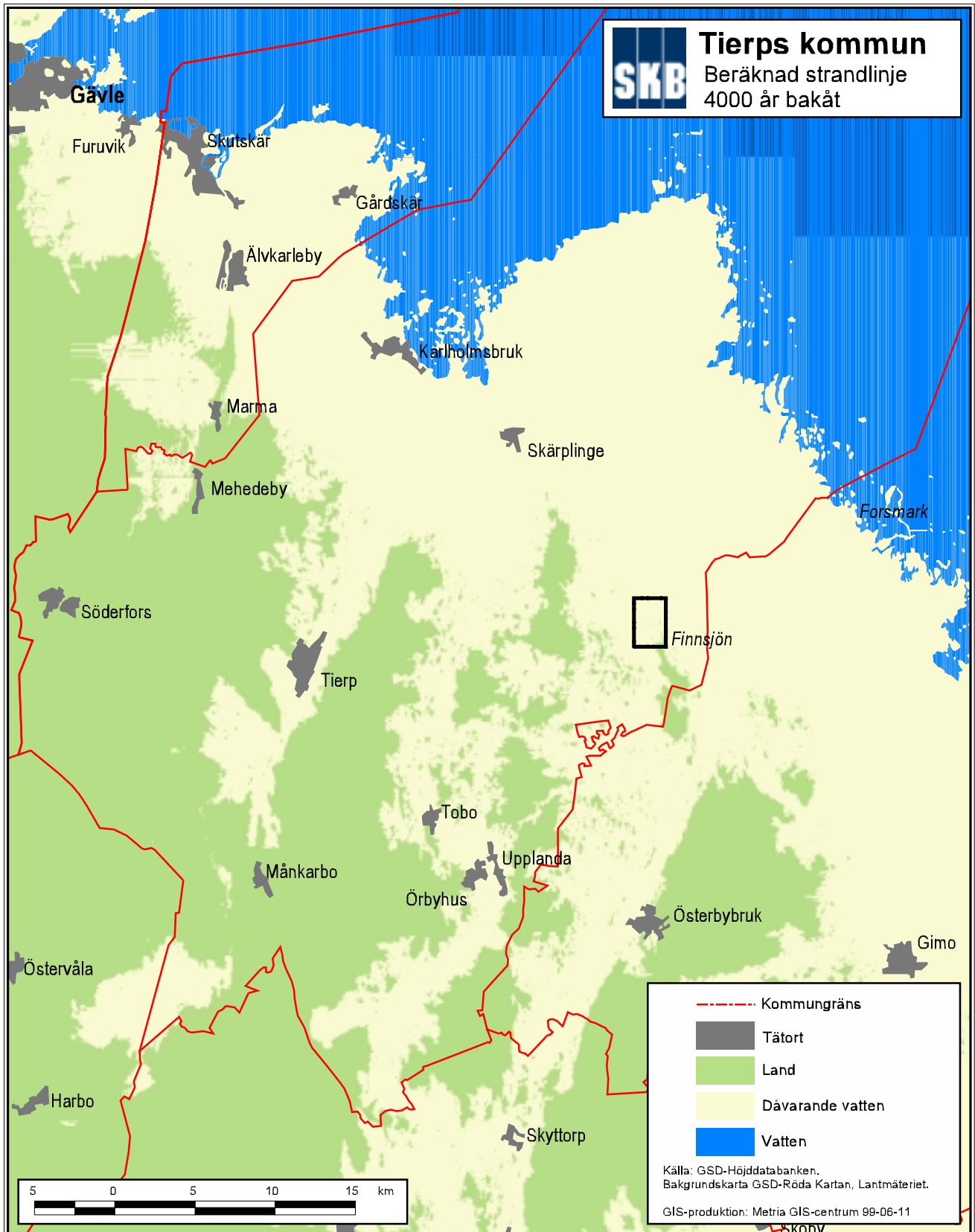
Sammanfattningsvis konstateras att Tierps kommun har en flack topografi och att hela kommunen var täckt av vatten direkt efter den senaste istiden. Kustlinjens läge inom kommunen har förskjutits mellan 2–12 km under de senaste 2 000 åren.



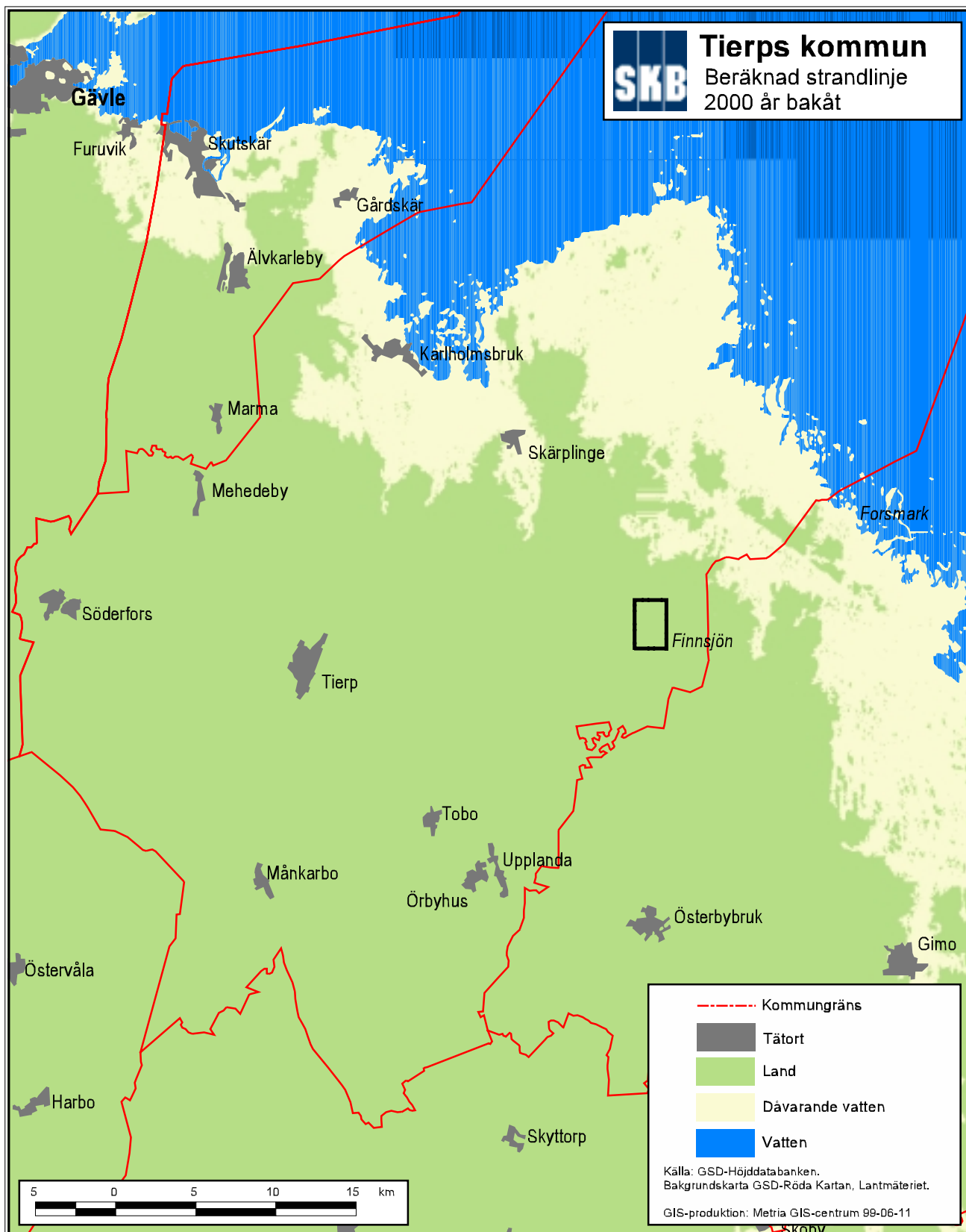
Figur 3-3. Strandförskjutning för perioden 10 000 BP fram till idag enligt en modell av Påsse /1997/. Noll på tidsaxeln motsvarar år 1950.



Figur 3-3. Strandförskjutning för perioden 10 000 BP fram till idag enligt en modell av Påsse /1997/. Noll på tidsaxeln motsvarar år 1950.



Figur 3-4. 4 000 BP låg strandlinjen ca 30 m över nuvarande havsnivå. Kartan är framtagen med hjälp av LMV:s höjddatabas och grafen i figur 3-3.



Figur 3-5. 2 000 BP låg strandlinjen ca 15 m över nuvarande havsnivå. Kartan är framtagen med hjälp av LMV:s höjddatabas och grafen i figur 3-3.

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/.

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 höjdpartierna utgörs av ett tunt moräntäcke på sprickfattigt berg följer grundvattenytan på det hela taget markytans topografi, vilket innebär att yt- och grundvattendelare sammanfaller. Sådana områden är vanligt förekommande i Tierps kommun. Vattenbalansekvationen för ett avrinningsområde kan uttryckas som:

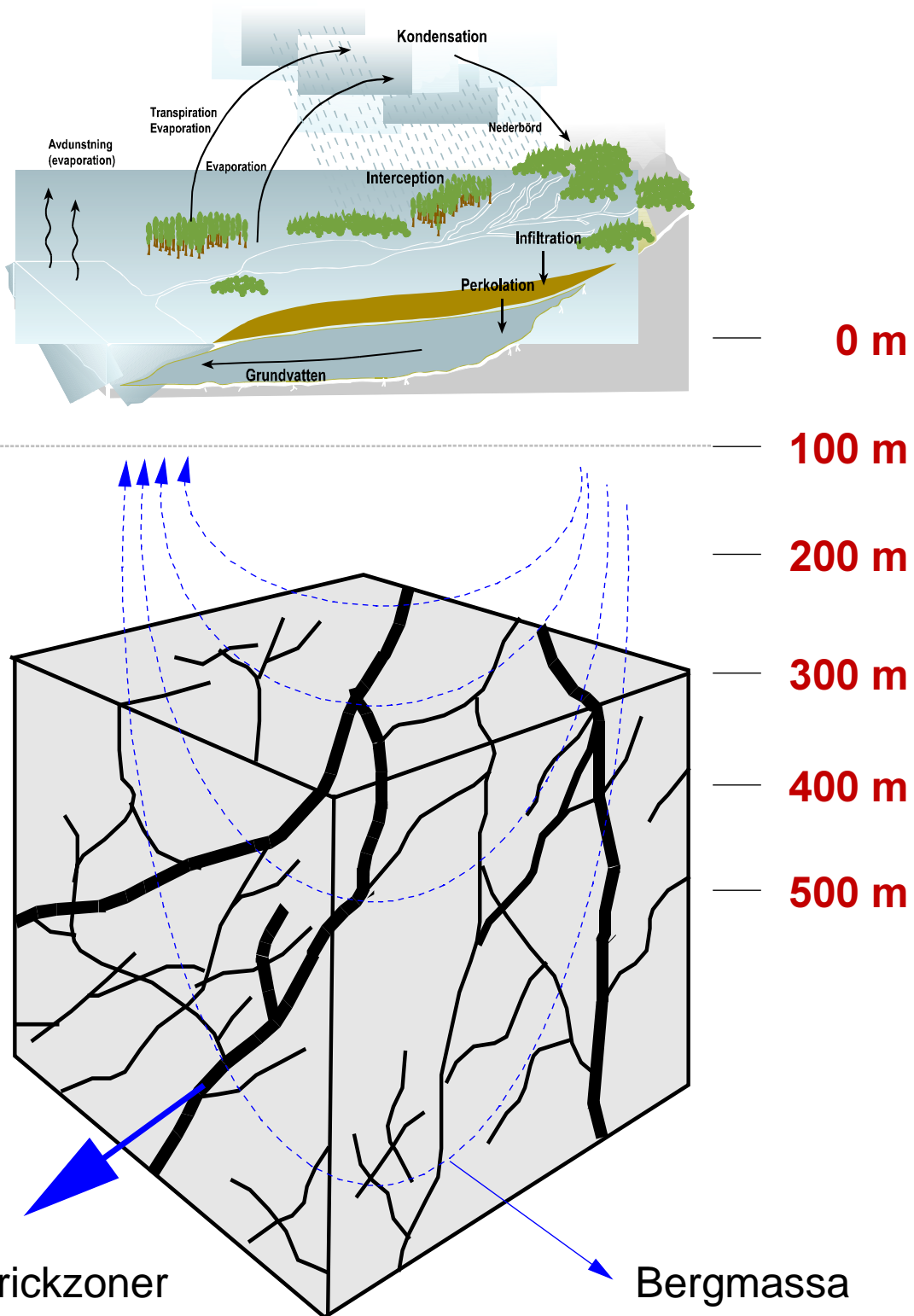
$$P = E + R_g + R_y + \Delta M \quad (4-1)$$

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 vattenbalansekvationen 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. Streckade pilar symboliserar vattenströmning på olika djup. De största vattenflödena förekommer närmast markytan och i de vattenförande sprickzoner.

I Tierps kommun finns totalt 57 mindre avrinningsområden definierade av SMHI (figur 4-2). Drygt tjugo av dessa delas med angränsande kommuner. Storleken på de 57 områdena varierar mellan 2 och 140 km² med ett medelvärde på 43 km². I medeltal är ca 61% av avrinningsområdenas yta skogsmark och ca 5% sjöar. Detaljerade uppgifter om avrinningsområdenas namn (avrinningspunkt), medelhöjd, totala area, sjöareal och skogsareal redovisas i tabell 4-1. Om man jämför figur 4-2 med figur 4-3 finner man att avrinningsområden nr 1–45 avbördas mot Östersjön medan avrinningsområden nr 46–57 avbördas mot Mälaren.

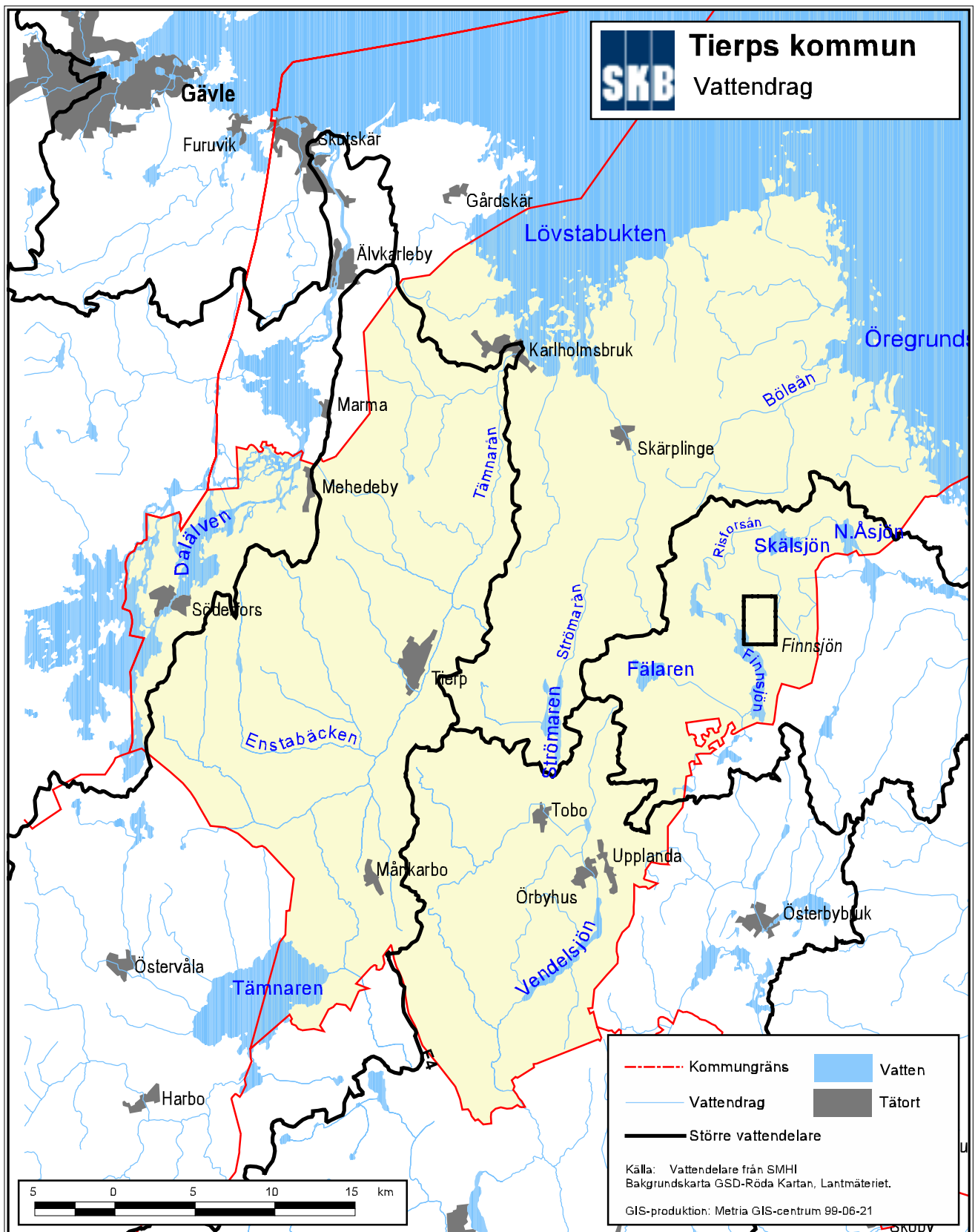
Medelavrinningen¹ i Tierps kommun har beräknats till ca 200–300 mm/år för perioden 1961–90 /Brandt m fl, 1994/. Avrinningen är beräknad med hjälp av en modell som utvecklats vid SMHI /Bergström, 1992/. Medelavrinningen för hela Sverige för samma period visas i figur 4-4. I litteraturen förekommer ibland orden nettonederbörd och specifik avrinning som synonymer till medelavrinning. Specifik avrinning uttrycks vanligen i sorten (L/s)/km².

Finnsjöområdet är ca 6 km² och ligger inom ett ca 25 km² stort avrinningsområde med avrinning åt nordost. Landskapet är typiskt uppländskt dvs flacka låga bergkullar med många sjöar och myrar emellan. Inom Finnsjöområdet varierar höjden över havet mellan 20–44 m /Walker m fl, 1997/. De kvartära avlagringarna inom området är tunna och består huvudsakligen av morän och torv.

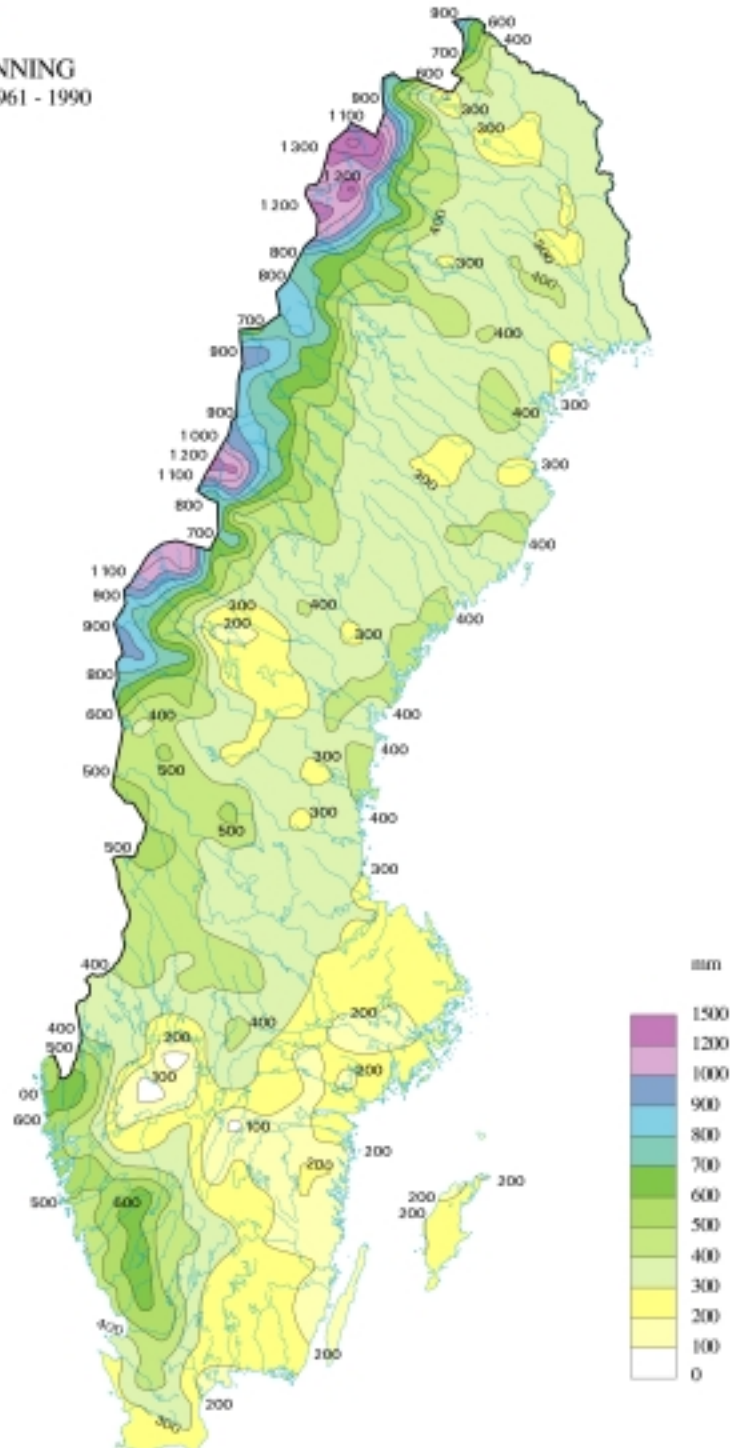
¹ Med medelavrinning avses här den genomsnittliga avrinningen under ett år, dvs *årsmedelavrinning*.
200 mm/år = 0.2 (m³/m²)/år = 200 L/(m² år) = 200 L/(10⁶ km²/m² 31.5×10⁶ s/år) ≈ 6.3 (L/s)/km².

Tabell 4-1. Avrinningsområden i Tierps kommun med tillhörande uppgifter om namn (avrinningspunkt), medelhöjd, area, sjöareal och skogsareal.

ID	NAMN (Vattendrag)	MEDELHÖJD	AREAL	SJÖAREAL	SKOGSAREAL
		möh	km ²	km ²	km ²
1	INGSÅN	57	19.75	4.95	12.25
2	DALÄLVEN	42	56.50	0.00	43.25
3	DALÄLVEN	52	51.11	12.26	31.00
4	DALÄLVEN	56	139.83	96.54	63.50
5	HAVET	11	94.44	0.00	88.25
6	SANDBYÅN	19	53.35	0.00	51.00
7	SANDBYÅN	32	43.66	0.03	36.75
8	ROCKNÖBÄCKEN	42	42.14	0.00	38.25
9	GALLBÄCKEN	42	64.29	0.00	34.50
10	ENSTABÄCKEN	32	3.53	0.00	0.00
11	ENSTABÄCKEN	42	47.11	0.32	34.25
12	ENSTABÄCKEN	52	45.29	0.00	41.75
13	FJÄLLBÄCKEN	45	27.31	0.00	13.00
14	SVARTÅN	44	41.25	0.32	37.25
15	-	43	24.94	0.32	21.50
16	TÄMNRÅN	26	42.22	0.00	1.00
17	TÄMNRÅN	39	72.25	0.00	9.25
18	TÄMNRÅN	39	3.04	0.00	0.75
19	TÄMNRÅN	37	13.94	0.00	5.50
20	TÄMNRÅN	40	22.75	0.00	11.25
21	TÄMNRÅN	42	37.81	0.00	24.12
22	TÄMNRÅN	40	118.56	38.32	46.06
23	VÄTA KANAL	18	37.82	0.00	31.50
24	ELINGEÅN	32	20.27	0.00	16.00
25	STRÖMARÅN	17	35.67	0.00	21.00
26	STRÖMARÅN	31	51.78	0.00	42.25
27	STRÖMARÅN	38	52.39	4.31	39.75
28	SLADAÅN	9	56.65	0.09	46.25
29	BÖLEÅN	17	70.40	0.16	61.50
30	HAVET	6	7.84	0.00	4.00
31	HAVET	8	13.57	0.00	5.00
32	HAVET	11	79.00	0.26	69.75
33	HAVET	6	11.79	0.11	10.25
34	HAVET	8	87.99	1.81	75.75
35	GÅLARMORAÅN	35	27.97	1.17	23.25
36	FÄLARÅN	34	14.36	0.00	13.75
37	FÄLARÅN	36	22.18	2.05	19.50
38	FORSMARKSÅN	34	45.16	1.74	38.25
39	FORSMARKSÅN	16	16.68	2.41	10.25
40	FORSMARKSÅN	18	27.30	1.98	20.75
41	FORSMARKSÅN	15	17.58	1.80	11.75
42	FORSMARKSÅN	24	60.73	1.89	40.75
43	FORSMARKSÅN	29	1.90	0.34	1.25
44	FORSMARKSÅN	33	17.62	1.46	15.00
45	FORSMARKSÅN	33	20.77	4.09	15.50
46	VELÅNGBÄCKEN	46	57.33	2.51	47.75
47	FYRISÅN	39	61.03	0.03	1.00
48	FYRISÅN	35	33.63	0.00	22.25
49	FYRISÅN	32	58.28	2.03	46.25
50	SÄVASTABÄCKEN	33	42.93	2.20	15.50
51	TEGELSMORAÅN	35	25.28	0.00	6.50
52	FYRISÅN	46	76.92	0.00	1.50
53	FYRISÅN	32	52.75	0.00	0.25
54	FYRISÅN	38	81.28	0.00	0.50
55	FYRISÅN	38	76.44	4.30	50.50
56	FYRISÅN	35	26.01	0.00	8.75
57	FYRISÅN	34	3.64	0.41	1.75



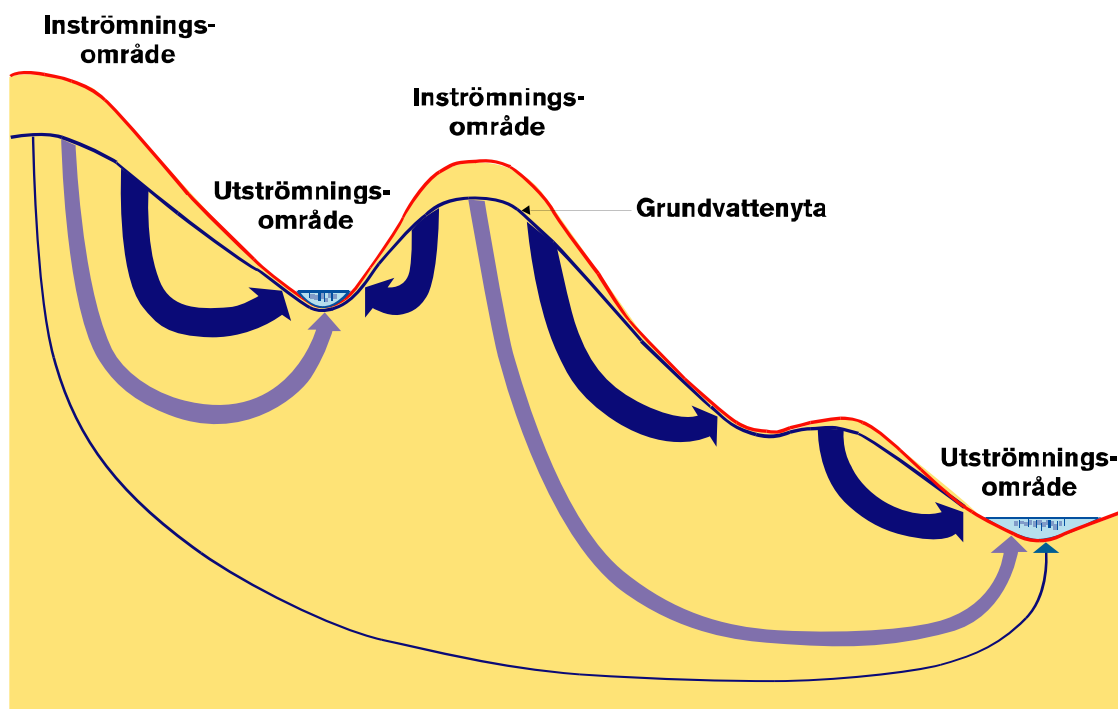
Figur 4-3. Större ytvattendrag inom Tierps kommun.



Figur 4-4. Medelavrinning för Sverige under perioden 1961–1990 i mm/år /Brandt m fl, 1994/. I Tierps kommun är medelavrinningen 200–300 mm/år.

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 4-5). 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.



Figur 4-5. 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. Nederbörd som faller på utströmningsområdena bildar inte grundvatten utan avrinner tillsammans med det utströmmande grundvattnet till ytvattendraget. Vanligen utgör grundvattnets bidrag till ytavrinningen den större delen.

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 Tierps kommun beräknad till ca 200–300 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 i urberg på 450 m djup indikerar att flödesporositeten för urberg i medeltal ligger kring 0.5% /Rhén m fl, 1997/, men att detta värde lokalt kan vara både högre (i sprickzoner) respektive lägre (i bergmassan). Att flödesporositeten generellt sett 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.

Med hjälp av Darcys lag är det möjligt att uppskatta storleken på grundvattenflödet i genomsläppliga geologiska material. Darcys lag säger, något förenklat, att vattenflödet per ytenhet, $(m^3/s)/m^2$, mellan två punkter är lika med det geologiska materialets 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), $((m^3/s)/m^2)$
 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 jordtäcket ganska tunt följer i regel grundvattenytan topografin, vilket innebär att topografin kan användas för att uppskatta den drivande kraften för grundvattnets rörelse, den hydrauliska gradienten.

Storlek och riktning på den topografiska gradienten påverkar således både ytvattnets och grundvattnets avrinning. Inom Tierps kommun är storleken på förekommande topografiska gradienter i kommunskala som regel mindre än 0,5%² I de västra delarna och i den nordöstra delen av Tierps kommun är den topografiska gradienten riktad mot nordost. I den sydöstra delen av kommunen är den topografiska gradienten riktad mot söder (jmf figur 4-2 och 4-3). Storlek och riktning på den topografiska gradienten är i allmänhet en fråga om skala. I en mindre skala, dvs i ett regionalt perspektiv, brukar ofta skillnader i lokala topografiska gradienter (avrinningsområden) överskuggas av regionala trender. För den norra delen av Uppland gäller dock att området regionalt sett mycket flackt varför de lokala gradienterna inom olika avrinningsområden kan vara av större betydelse som drivande kraft för berggrundvattnets rörelse på olika djup än förekommande regionala trender.

Vattengenomsläppligheten i berggrunden är vanligtvis störst i de översta delarna närmast jordlagren där berget är mest påverkat av vittringsprocesser och inlandsisens

² En topografisk gradient på 1% motsvarar 10 m höjdskillnad per kilometer.

tryck. Detta innebär att i de översta delarna 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 kemisk 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^{-8} m/s i bergmassa och 1.5×10^{-5} m/s i sprickzoner ger Ekvation 4-2 att det specifika flödet i bergmassan är 1.5×10^{-10} (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 4,5 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 ska jämföras med maximalt 200–300 mm/år i medelavrinning i Tierps kommun.

Beräkningsexemplet demonstrerar vattengenomsläpplighetens stora betydelse för vattnets kretslopp under markytan. Merparten av grundvattnets avrinning sker i jordlagren. Där jordlager saknas är bergmassans låga vattengenomsläpplighet ofta begränsande för infiltrationen medan vattenförande sprickzoner kan vara mycket mer genomsläppliga.

Berggrundvattnets fördelning mellan bergmassa och vattenförande sprickzoner beror i hög grad av sprickgeometrin. Grundvattentillgången i de vattenförande sprickzonerna begränsas av att dessa 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 beroende av bergartstyp och djup under markytan i Tierps kommun 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 i Finnsjöområdet presenteras i samband med analysen av berggrundvattnets kemi.

Sammanfattningsvis konstateras att:

Medelavrinningen i Tierps kommun är måttlig ca 200–300 mm/år. Merparten av denna avrinning utgörs förmodligen av utströmmande ytligt grundvatten, som har en snabb omsättning genom de, relativt sett, mer genomsläppliga jordlagren.

Lokala topografiska gradienter inom kommunens olika avrinningsområden kan vara av större betydelse för berggrundvattnets strömning på olika djup än förekommande regionala gradienter. Av störst betydelse för omsättningen är dock skillnader i vattengenomsläpplighet mellan olika geologiska enheter och strukturer.

5 Berggrundens vattengenomsläpplighet

5.1 Inledning

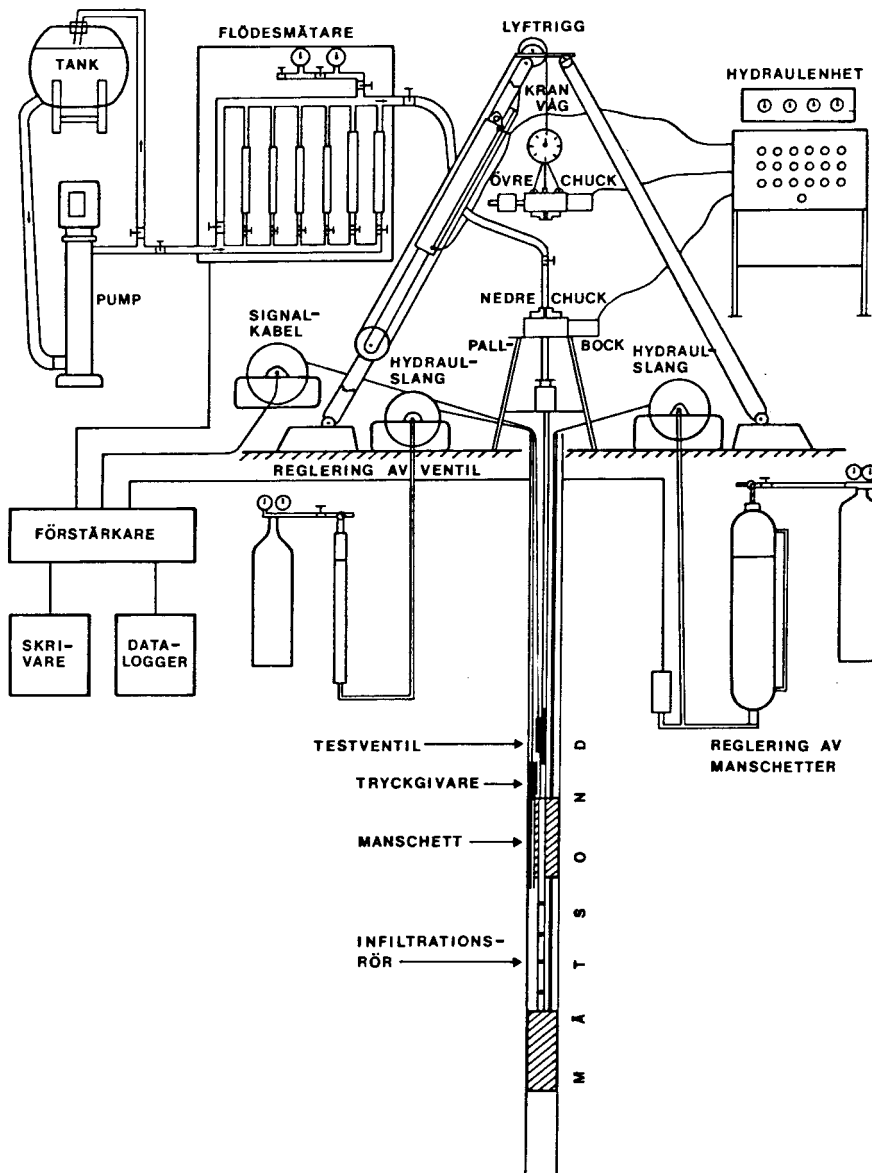
I detta kapitel jämförs data från de undersökningsborrhål som gjorts på uppdrag av SKB i Finnsjöområdet med data från de relativt sett grundare bergbrunnarna i SGU:s brunnsarkiv. Underlaget från Finnsjöområdet ger kunskap om berggrundens vattengenomsläpplighet och grundvattnets kemiska beskaffenhet på stora djup inom ett begränsat område medan uppgifterna från brunnsarkivet är indikativa för de ytliga förhållandena inom ett större område. Målet för detta kapitel är att utreda dels om det föreligger skillnader i vattengenomsläpplighet mellan olika bergarter, dels om resultaten från de djupa undersökningarna från Finnsjöområdet kan kopplas till informationen från de grundare brunnarna i kommunen. Slutligen diskuteras skillnader i vattengenomsläpplighet mellan bergmassa och sprickzoner.

5.2 Hydraulisk konduktivitet i sprickigt berg

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.

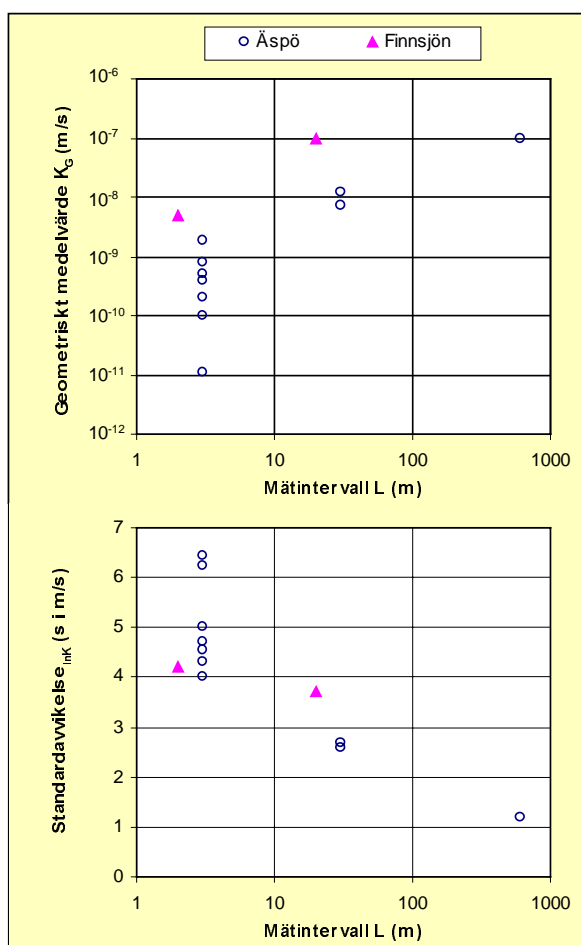
Sprickfrekvens mäts t ex i kärnborrhål och anges som antalet sprickor per längdmeter. Man kan antingen mäta på borrkärnan, som erhålls i samband med borrning, eller mäta i borrhålet genom att sänka ner en sond. Bergets vattengenomsläpplighet brukar också mätas i kärnborrhål. I figur 5-1 visas principen för K-värdesbestämning med dubbelschett 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 vår bild av bergets vattengenomsläpplighet. Av erfarenhet vet vi att antalet mätningar i ett borrhål med låga K-värden beror av mätintervallets (manschettavståndets) längd. Mätintervallets längd påverkar följaktligen K-värdesstatistiken för borrhålet ifråga och vår bild av bergets vattengenomsläpplighet.



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 som bland annat användes vid manschettmätningarna i Finnsjön /Timje, 1983/.

I figur 5-2 visas ett exempel på K-värdets beroende av mätintervallens längd. Värderna som är markerade med cirklar härrör från detaljerade mätningar i några kärnbrorhålor på Äspö i Oskarshamns kommun. Värderna som är markerade med trianglar representerar samtliga mätningar i de 11 kärnbrorhålor i Finnsjöområdet sammantaget (2307 mätningar med intervallet 2–3 m och 78 mätningar med intervallet 20 m). Diagrammen visar att även om de statistiska skillnaderna mellan olika brorhålor kan vara ganska stora (jmf Äspödata) ökar det geometriska medelvärdet av uppmätta K-värden med ökande längd på mätintervallet. För standardavvikelsen gäller att det omvända förhållandet, den avtar med ökande längd på mätintervallet. Figur 5-2 säger således att skillnaderna i K-värde längs med ett brorhålor jämnas ut (homogeniseras) ju längre mätintervallet är. Följaktligen är det viktigt att tänka på mätintervallets längd om man ska kunna använda konduktivitetsbegreppet för att noggrant karakterisera 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 av många K-värdesmätningar med olika långa mätintervall. Värderna som är markerade med cirklar härrör från detaljerade mätningar i några kärnbrorhålor på Äspö i Oskarshamns kommun /Follin m fl, 1998/. Värderna som är markerade med trianglar representerar samtliga mätningar i de 11 kärnbrorhålor i Finnsjöområdet sammantaget (2307 mätningar med intervallet 2–3 m och 78 mätningar med intervallet 20 m).

5.3 SKB:s undersökningar

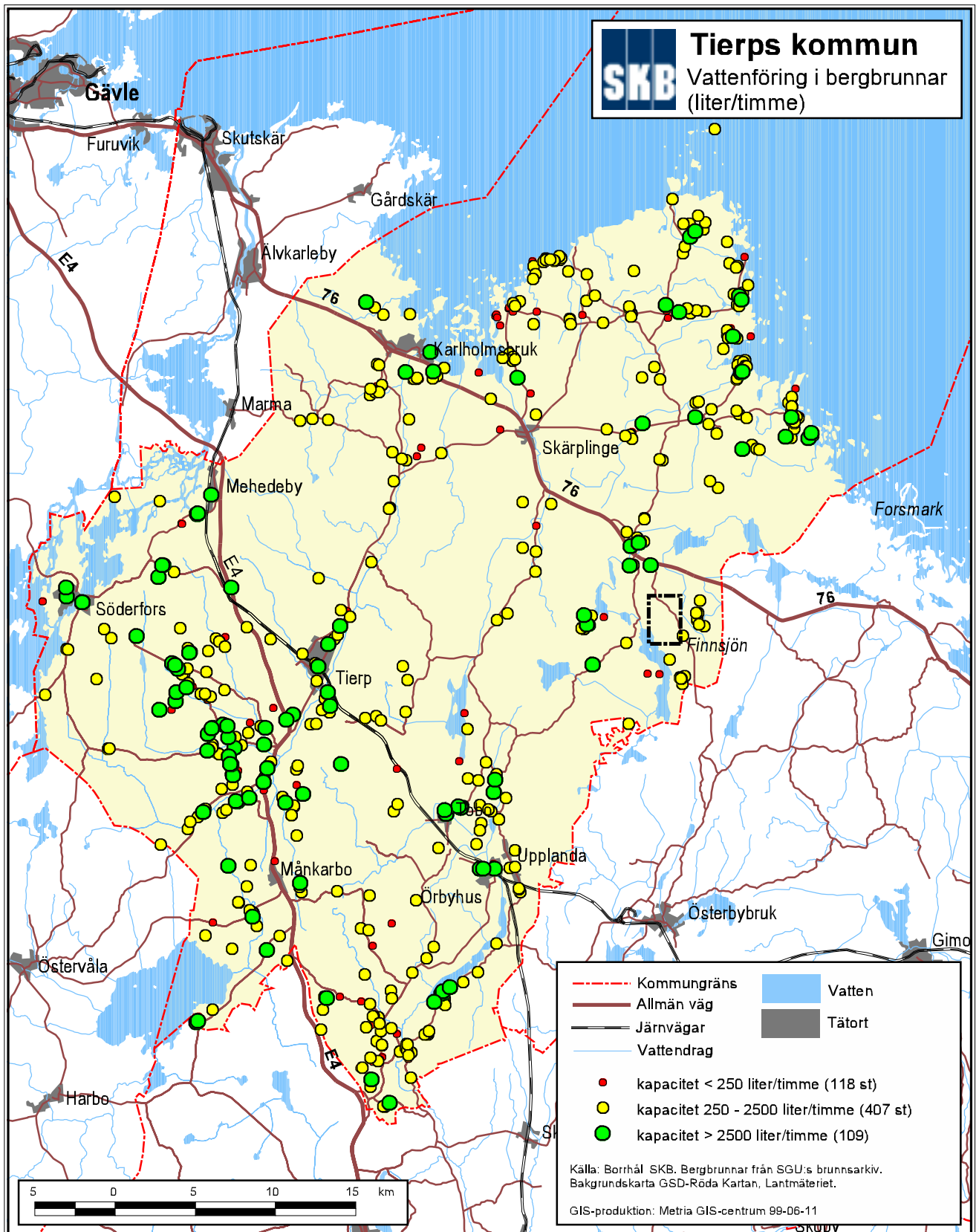
Undersökningsmaterialet från SKB:s undersökningar i Finnsjön omfattar manschettmätningar i 11 kärnbrorhåll. Borrhålens djup varierar mellan 193-691 m. Totalt har 1 377 manschettmätningar utförts med 2 m längd, 830 st med 3 m längd, 12 st med 5 m längd, 12 st med 10 m längd och 78 st 20 m längd. Därtill kommer ett antal mellanhålsmätningar (interferenstester och spårämnesförsök) i enstaka sprickzoner. En sammanfattande beskrivning av data och resultat från olika studier finns redovisad av Ahlbom m fl /1992/.

I denna studie har SKB:s manschettmätningar använts företrädesvis i syfte att bedöma vattengenomsläpplighetens storlek mot djupet samt skillnader i vattengenomsläpplighet mellan bergmassa och sprickzoner. De K-värden från Finnsjöområdet som behandlas i denna studie är hämtade från Ahlbom m fl /1992/. Värdena finns lagrade i SKB:s databas SICADA.

5.4 SGU:s brunnsarkiv

Brunnsarkivet är ett dokumentations- och informationsprojekt vid SGU:s 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. Vidare har brunnarna i de flesta fall borrats för att tillgodose vattenbehovet hos enskilda hushåll, vilket innebär att informationen i många fall är betingad – man har borrat tills man fått tillräckligt med vatten. Av maskintekniska skäl är en bergbrunn sällan djupare än ca 120 m. För- och nackdelar med att använda uppgifter från brunnsarkivet för att beräkna K-värden diskuteras bland annat av Wladis m fl /1997/, Berggren /1998/ och Rodhe och Eriksson /1998/. Trots dessa begränsningar är materialet hydrogeologiskt intressant och allmänt anses att det kan användas för att *översiktligt* jämför vattengenomsläpplighet hos olika bergartskategorier i berggrundens övre del.

I denna studie har en utvärdering gjorts av K-värden baserade på vattenföringsmätningar från bergborrade vattenförsörjningsbrunnar inom Tierps kommun. Totalt har data från 634 brunnar med ett djup större än tio meter i berg analyserats, se figur 1–2 och figur 5–3. Brunnarna är borrade under perioden 1907–1998 och är i medeltal borrade till ca 53 m djup samt testade med konventionell brunnsborrningsteknik. De grundaste bergbrunnarna har tagits bort i analysen 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 av relativa skillnader i K-värde mellan olika bergarter. Möjligheten till absoluta jämförelser av K-värden från vattenföringsmätningar med SKB:s manschettmätning bedöms som begränsade, beroende på bland annat stora skillnader i mätteknik och mätintervallens längd.



Figur 5-3. Bergbrunnar i Tierps kommun med känd vattenföring (634 st) enligt SGU:s brunnarsarkiv. Brunnarna är indelade i tre klasser med avseende på deras vattenföring (kapacitet). Kapacitetsgränserna är definierade som \pm en standardavvikelse kring medianvärdet 700 L/h.

5.5 Definition av K-värde från brunnldata

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, $(\text{m}^3/\text{s})/\text{m}$).

En brunn som är borrhälad 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 bormeter 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 medel-K-värde från brunnldata måste man ta hänsyn till brunnsdjupet. I denna studie används sambandet i Ekvation 5–1 för att beräkna medel-K-värdet för de analyserade bergbrunnarna.

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

där

K = Vattengenomsläpplighet (medel-K-värde), (m/s)

L = Borrhälad längd i berg (beräknas som total borrhälad längd – jorddjup), (m)

Q = Vattenföring vid mätpunkten, (m^3/s)

s = Avsänkning vid mätpunkten (sätts vanligen lika med L), (m)

För fullständighetens skull ska sägas att det finns fler faktorer som kan påverka den specifika kapaciteten. Som exempel kan nämnas mätningens varaktighet, håldiametern och brunnens "kondition". För syftet med denna studie antas inverkan av andra faktorer än brunnsdjupet vara av underordnad betydelse i ett statistiskt perspektiv. Ett speciellt problem i sammanhanget är dock att det vanligtvis 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 borrhälad längden i berg. I denna studie har detta antagande använts för 94% av brunnarna. Antagandet innebär vidare att medel-K-värdet enligt Ekvation 5–1 blir omvänt proportionellt mot den borrhälad längden i berg i kvadrat.

De analyserade bergbrunnarna har indelats i bergartskategorier efter sina lägen enligt berggrundskartan över Tierps kommun (figur 2-1). Syftet är att få en uppfattning om det föreligger skillnader i medel-K-värde mellan de olika bergarter. Vidare har bergbrunnarnas medel-K-värden enligt Ekvation 5–1 översiktligt jämförts med underlaget från SKB. Syftet är dels att få en uppfattning om ett djupberoende föreligger, dels att bedöma om det föreligger ev skillnader i vattengenomsläpplighet mellan bergmassa och sprickzoner.

5.6 Analys av data

Det statistiska underlaget från SGU:s brunnsarkiv (634 st brunnar) återges i figur 5-4 och 5-5. Figur 5-4 är ett histogram för borrlängden i berg medan figur 5-5 är ett histogram för brunnarnas vattenföring (kapacitet). Aktuellt medianvärde på brunnsdjupet i Tierps kommun (49 m) är något lägre än brunnsarkivets riksmedianvärde (70 m) medan aktuellt medianvärde på brunnskapaciteten (700 L/h) överensstämmer väl med motsvarande riksmedianvärde (660 L/h) i brunnsarkivet /Berggren, 1998/. SKB har i sin översiktsstudie /SKB, 1995a/ beräknat närmevärden på den specifika kapaciteteten för olika delar av Sverige genom att anta att avsänkning är lika med borrlängden i berg /jmf Wladis m fl, 1997/. Den på så sätt beräknade specifika kapaciteten ger för regionen där Tierps kommun ingår värden på Q/s som ligger i kvartilen närmast över riksmedianvärdet för samtliga bergbrunnar i SGU:s brunnsarkiv. I en nationell jämförelse indikerar ovan omnämnda genomsnittsvärden för Tierps kommun inget som kan anses vara onormalt för svenskt urberg.

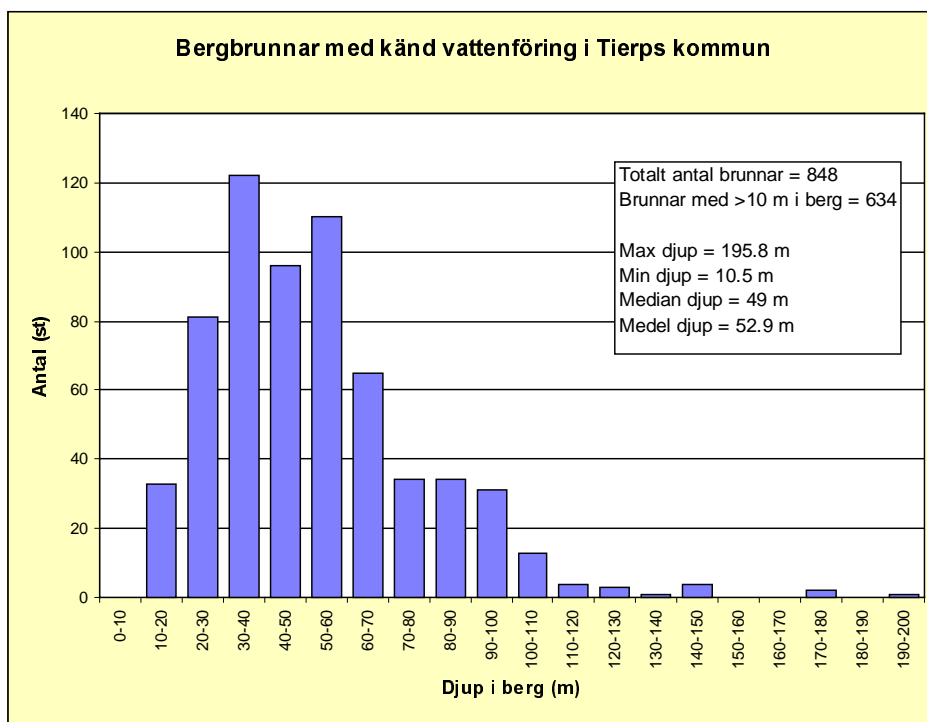
I figur 5-6 visas ett diagram där brunnskapaciteten är plottat mot totala brunnsdjupet. Diagrammet visar att spridningen i vattenföring är stor (jmf figur 5-4) oavsett brunnsdjup, vilket förklaras av att lokala skillnader är allmänt förekommande. I urberg beror förekomsten av grundvatten av sprickigheten. Den stora variationen i brunnsdjup kan bäst förstås av att informationen i många fall är betingad. Som exempel på faktorer som påverkar underlagets användbarhet kan nämnas:

- man har fått tillräckligt med vatten (ingen anledning att borra djupare),
- man vill undvika salt grundvatten (vanligare på djupet och nära kusten),
- tekniska begränsningar (största borrdjup är ofta mindre än 120 m), och
- torra brunnar och brunnar med låg kapacitet inrapporteras sällan till brunnsarkivet.

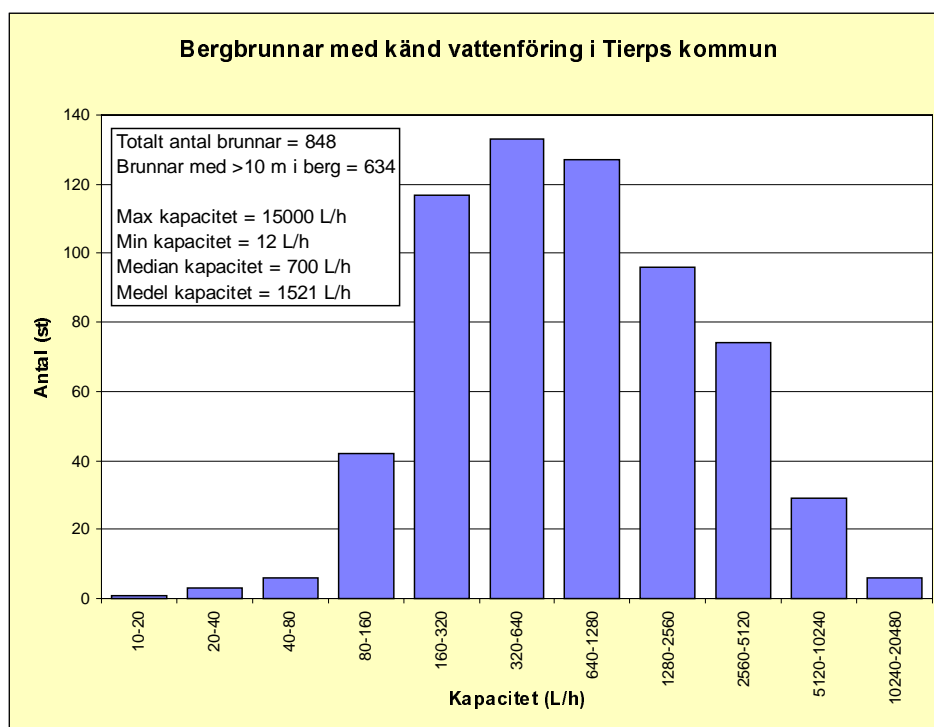
I figur 5-7 har brunnskapaciteten räknats om till medel-K-värden uttryckt i sorten m/s med hjälp av Ekvation 5-1. De olika markeringarna representerar olika bergartskategorier (se tabell 2-1). Diagrammet i figur 5-7 visar att variationen inom en och samma bergartskategori är stor och att antalet värden avtar under ca 60 m representativt borrdjup³. Det senare kan delvis förklaras med att det maximala borrdjupet hos de flesta bormaskiner på marknaden är ca 120 m.

Figur 5-7 visar att variationen i medel-K-värde inom en bergart är större än skillnaderna mellan olika bergartskategorier, ett förhållande som har framhållits även i tidigare förstudier /Axelsson och Ekstav, 1995; Follin m fl, 1996a,b; Follin m fl, 1998/. Att spridningen inom en och samma bergart är stor ska tolkas som att vattengenomsläppligheten varierar mycket mellan olika platser. Vad gäller maximi- och minimivärden på olika nivåer kan man med ledning av brunnsarkivets uppgifter möjligen notera att unga graniter ofta förekommer bland maximivärdena medan sura metavulkaniter ofta syns bland minimivärdena. Man bör dock notera att variationsvidden är stor även för dessa två bergartskategorier varför figur 5-7 inte kan användas för generella slutsatser om bergartsförhållandena på en enskild plats.

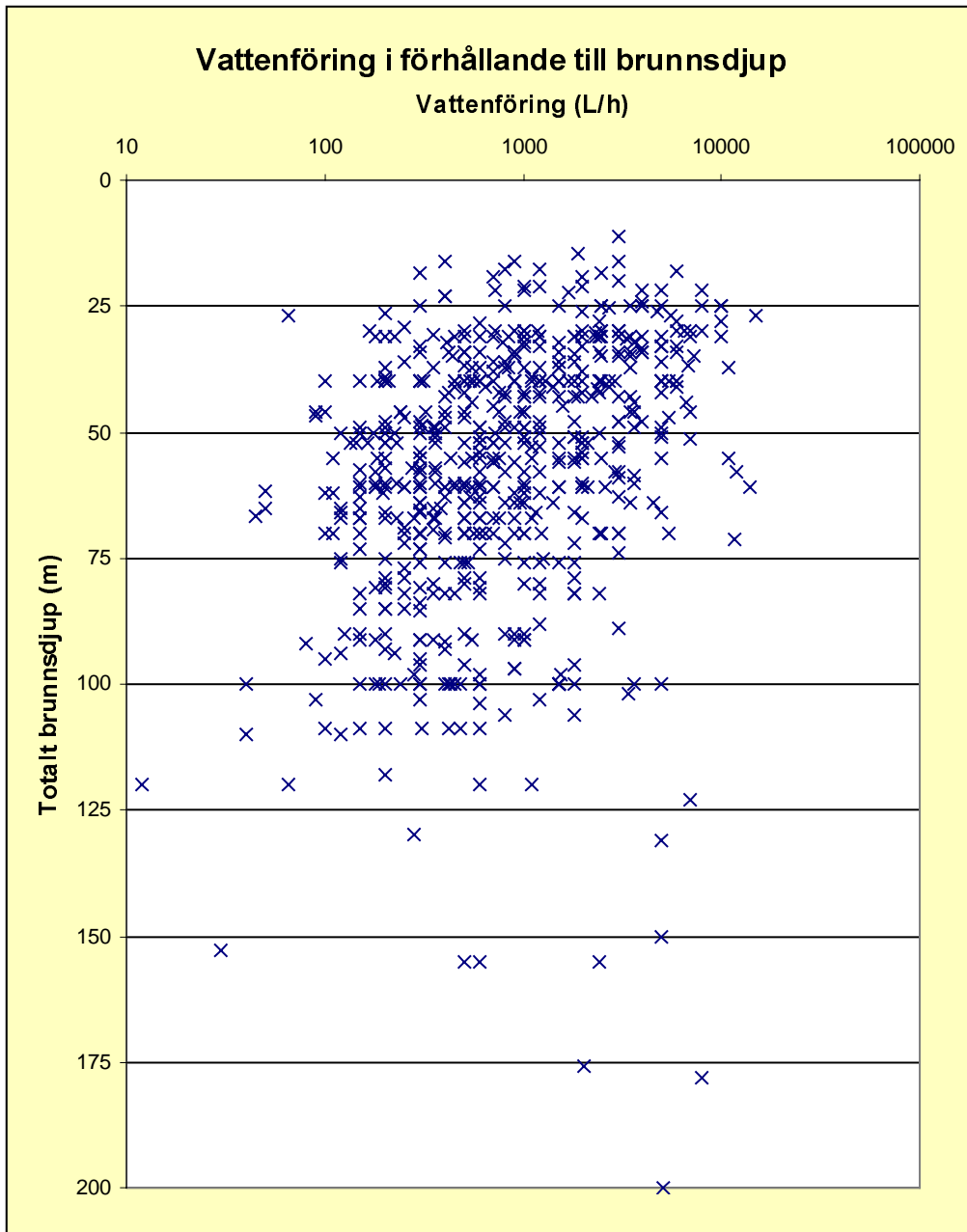
³ Med representativt borrdjup menas i denna studie att medel-K-värdet är plottat mot halva borrdjupet i berg.



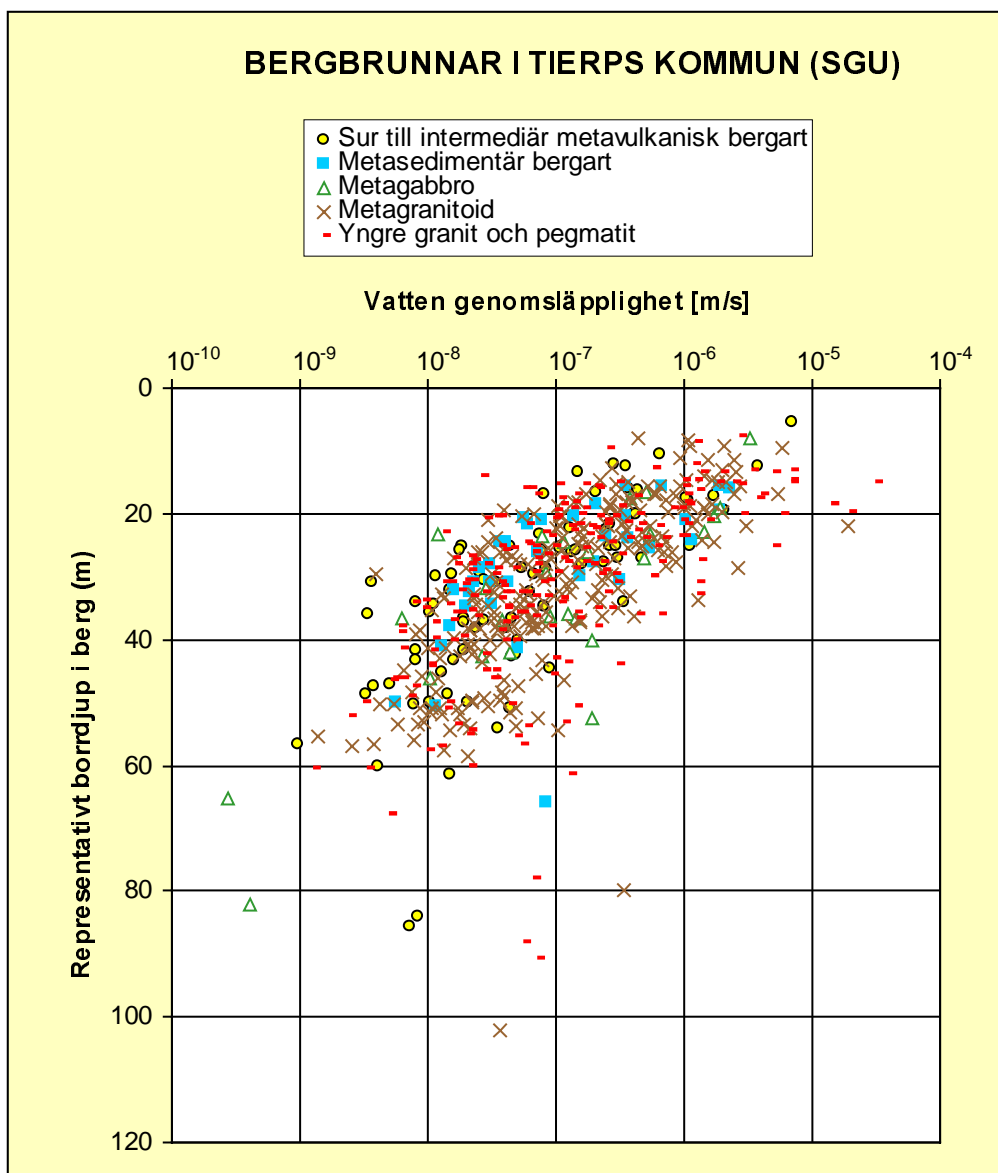
Figur 5-4. Histogram över borrlängd i berg för 634 bergbrunnar i Tierps kommun enligt SGU:s brunnsarkiv. Endast brunnar med en borrlängd i berg på minst 10 m har tagits med.



Figur 5-5. Histogram över vattenföringsdata från 634 bergbrunnar i Tierps kommun enligt SGU:s brunnsarkiv. Endast brunnar med en borrlängd i berg på minst 10 m har tagits med.



Figur 5-6. Vattenföringsdata och totalt brunnsdjup för 634 bergbrunnar inom Tierps kommun. Uppgifterna kommer från SGU:s brunnarkiv.



Figur 5-7. Medel-K-värden för brunnar i olika bergarter som funktion av representativt borrhjup. Medel-K-värdena har beräknats enligt Ekvation 5-1 utifrån uppgifter om 634 bergbrunnar inom Tierps kommun arkiverade i SGU:s brunnsarkiv.

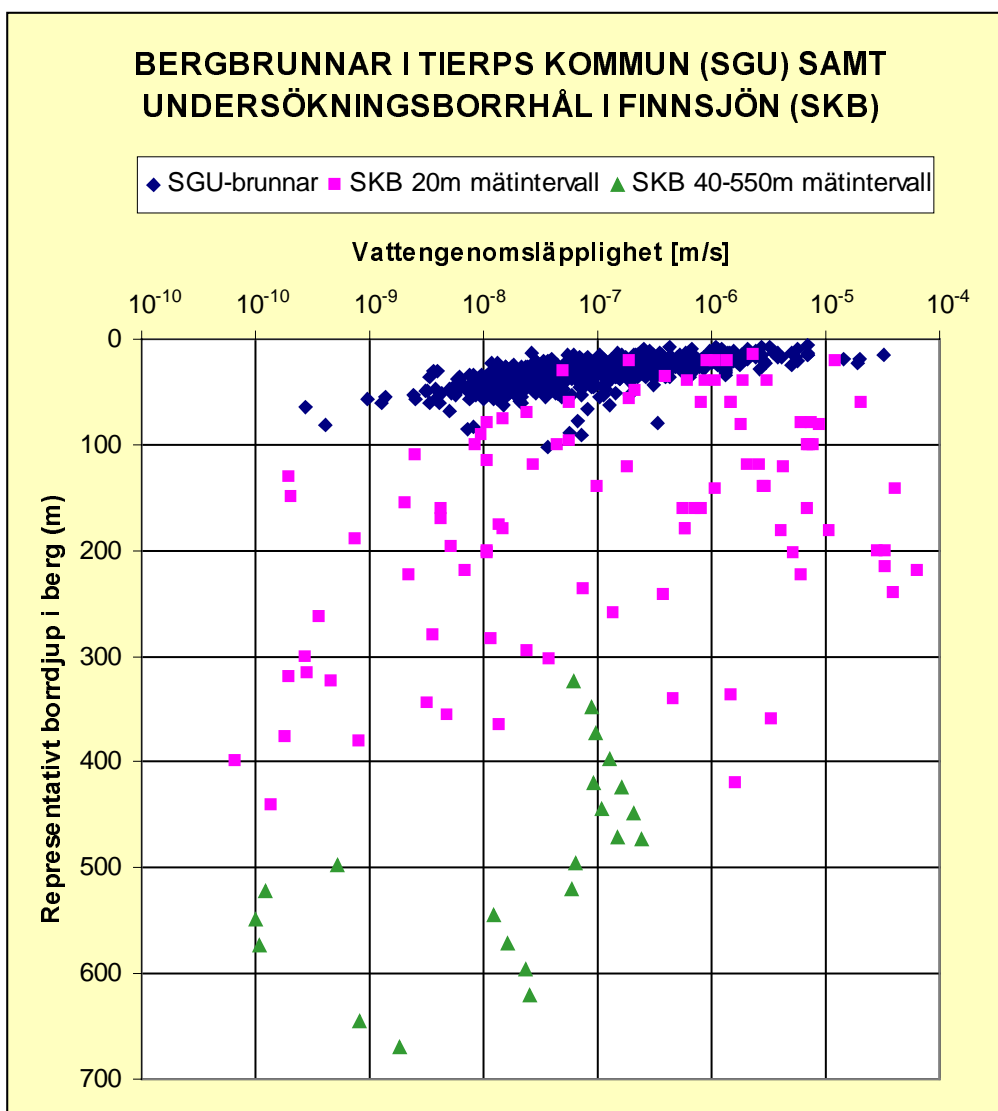
Figur 5-6 indikerar vidare att medel-K-värden plottade som punktvärden avtar med djupet ned till ca 60 m representativt borrhjup. Därefter tycks djupberoendet upphöra. Om man jämför med figur 5-6 finner man dock att djupavtagandet i den övre delen i figur 5-7 förmodligen till stor del är skenbart. Som påpekats tidigare ger Ekvation 5-1 tillsammans med antagandet om att avsänkningen är lika med borrhjupen i berg /jmf Wladis m fl, 1997/ att medel-K-värdet per definition är omvänt proportionellt mot kvadraten på borrhjupen i berg. Eftersom djupberoendet i det betingade dataunderlaget i figur 5-6 är ringa /jmf Berggren, 1998/ kan man följaktligen förvänta sig ett utseende liknande det i figur 5-7. Å andra sidan kan man ju tycka att förekomsten av grundvatten kanske trots allt är störst i den övre delen av berggrunden, eftersom man inte tycks få mer vatten bara för att man borrar djupare, något som också bör avspeglas i det aktuella medel-K-värdet. Figur 5-6 indikerar på sin höjd att man möjligtvis får lika mycket vatten i en djup brunn som i en grund. Om bergets medel-K-värdet vore konstant borde vattenföringen öka med ökande borrhjup.

Hur det verkligen förhåller sig med vattengenomsläpplighetens djupberoende kan man inte bedöma enbart med ledning av figur 5-6 och 5-7. Att ett visst, om än ringa, djupberoende eventuellt kan förekomma hos vattengenomsläppligheten under 60 m representativt borrhjup stöds möjligen av figur 5-8. Förutom samma medel-K-värden som i figur 5-7 visar figur 5-8 också "riktiga" K-värden från SKB:s manschettmätningar i Finnsjöområdet i någorlunda jämförbara mätintervall. I diagrammet har manschettmätningar i två olika mätklasser tagits med, dvs 20 m mätintervall och 40–550 m mätintervall. Som framgår finns möjligen en viss tendens till djupavtagande även om spridningen hos dessa K-värden på olika nivåer är minst lika stor som spridningen hos de beräknade medel-K-värdena. Att K-värden bestämda med dubbelmanschett kan variera ett par tiopotenser beror helt och hållet på om det förekommer en dominant vattenförande spricka inom mätintervallet eller inte. Av skäl som diskuterats tidigare (jmf figur 5-2) minskar spridningen med ökande längd på mätintervallet, eftersom chansen för att vattenförande sprickor finns med samtidigt ökar.

Enligt Ahlbom m fl /1992/ förekommer det ett djupberoende i bergets vattengenomsläpplighet i SKB:s manschettmätningar i djupa borrhål i Finnsjöområdet. Enligt Bengtsson /1997/ är vattengenomsläpplighetens djuptrend i Finnsjön svår att klarlägga.

Figur 5-7 ger ingen möjlighet att bedöma eventuella skillnader i vattengenomsläpplighet mellan bergmassa och sprickzoner i Finnsjöområdet. Ahlbom /1991/ och Ahlbom m fl /1992/ redovisar emellertid uppgifter som pekar på att vattenförande sprickzoner i detta område kan vara ända upp till 100–1 000 gånger mer vattengenomsläppliga än omgivande bergmassa.

Om de tektoniska processerna bakom berggrundens spricksystem i olika delar av kommunen är tämligen likartade är det realistiskt att anta att de genomsnittliga hydrauliska förhållandena och egenskaperna som konstaterats för Finnsjöområdet även kan gälla som utgångspunkt för att uppskatta genomsnittliga förutsättningar inom andra, lika stora, delområden av kommunen. Man bör dock ha i minne att de lokala variationerna (och olikheterna) blir allt större ju mindre område som beaktas. En säkerhetsanalys av ett tänkbart läge för ett djupförvar kräver därför detaljerade uppgifter mot djupet för platsen ifråga, något som kan erhållas först efter omfattande borrhjupundersökningar.



Figur 5-8. *K*-värden på olika mätdjup. Rombiska symboler visar medel-*K*-värden som beräknats utifrån brunnnsdata i SGU:s brunnnsarkiv för Tierps kommun. Övriga symboler (kvadrater och trianglar) visar *K*-värden från SKB:s undersökningar i Finnsjöområdet. Dessa har beräknats utifrån manschettmätningar i kärnborrhål på olika nivåer och finns lagrade i SKB:s databas SICADA.

Sammanfattningsvis konstateras att:

- *I en nationell jämförelse indikerar analyserade rådata från SGU:s brunnarkiv genomsnittsvärden för bergbrunnar i Tierps kommun som får anses vara normala för svenskt urberg med avseende på borrad längd i berg och vattenföring.*
- *I denna studie görs bedömningen att spridningen i medel-K-värde inom en och samma bergart är betydligt större än skillnaderna i genomsnittliga medel-K-värden för olika bergarter.*
- *I denna studie görs också bedömningen att beräknade medel-K-värden inte tyder på något tydligt djupberoende hos bergets vattengenomsläpplighet under ca 60 m representativt borrhål. Enligt Ahlbom m fl /1992/ förekommer det dock ett djupberoende i bergets vattengenomsläpplighet i SKB:s manschettmätningar i djupa borrhål i Finnsjöområdet. Enligt Bengtsson /1997/ är vattengenomsläpplighetens djuptrend i Finnsjön svår att klarlägga.*
- *De sammanfattande uppgifter som redovisas av Ahlbom /1991/ och Ahlbom m fl /1992/ från undersökningarna i Finnsjöområdet indikerar att enskilda K-värden bestämda med dubbelmanschett i djupa kärnborrhål kan vara upp till 100–1 000 högre i de stora vattenförande sprickzonerna än i omgivande bergmassa.*
- *Där berggrundens spricksystem liknar det som förekommer i Finnsjöområdet är det realistiskt att anta att de genomsnittliga hydrauliska förhållandena och egenkaperna som konstaterats för Finnsjöområdet även kan gälla som utgångspunkt för att uppskatta genomsnittliga förutsättningar inom andra, lika stora och geologiskt lika, delområden av kommunen.*

6 Grundvattnets kemi

6.1 Inledning

Grundvattnets kemiska sammansättning kan ha stor betydelse för lokaliseringsförutsättningarna för ett djupförvar. Sammanställningen och analysen av befintliga data för Tierps kommun har i denna studie därför fokuserats på att utreda om det föreligger avvikelser i halter från vad man anser vara normal grundvattenkemi i urberg /jmf SKB, 1992/. De analyserade mätvärdena härrör från vattenprov tagna i bergsbrunnar och undersökningshål. Den geografiska spridningen hos undersökningshålen är begränsad men dessa har i gengäld ett större djupgående (100–700 m) än bergbrunnarna (10–120 m). Resultat och samband som tas upp i detta kapitel ska därför endast ses som indikativa för förhållandena mot djupet gällande hela kommunen.

6.2 Underlag

Det underlag som funnits tillgängligt för denna utredning är följande:

- Vattenkemidata från SGU:s brunnsarkiv.
- Vattenkemidata från SKB gällande Finnsjöområdet.
- Gröna kartan över området kring Tierp, Lantmäteriet.
- Berggrundskarta över Tierps kommun, SGU.
- Jordartskartor över Tierps kommun, SGU.
- Hydrogeologiska kartan över Uppsala län, SGU.

SGU:s brunnsarkiv omfattar vattenkemidata från totalt 41 bergborrade brunnar med ett djup större än tio (10) meter i berg och för vilka vattenkemidata finns. Genom att sortera bort de grundaste brunnarna undviks problemet med att vattnet i grunda brunnar ofta kommer från jordlagren närmast brunnen och inte från berggrunden. De 41 brunnarnas lägen framgår av figur 1-2. Den geografiska spridningen är inte helt tillfredsställande och antalet uppgifter bedöms vara på gränsen för en tillförlitlig statistisk analys.

Underlaget från SKB:s undersökningar i Finnsjöområdet omfattar data från 8 olika borrhål. Finnsjöområdet ligger i den östra delen av Tierps kommun.

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 . 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 . Det höga pH -värdet beror på att vittringen (neutraliseringen) av vattnet sker nere i berggrunden där inget kolsyra kan fyllas på. I mäktiga jordar sker en stor del av vittringen i själva 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 avhärdningsfilter och man får ett vatten rikt på natriumbikarbonat av Ramlösatyp /Jacks m fl, 1981/.

Ett sött vatten domineras 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 karakteriseras 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. Vattenmättade 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 sulfatreducerande 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.

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 och beskrivs kortfattat nedan.

pH

Vattnets *pH*-värde är ett mått på dess vätejonkoncentration $\{H^+\}^4$. Skalan för *pH*-värdet går från 0 till 14, där 0 anger ett mycket surt 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* kan då stiga /Bydén, 1990; 1992/. Djupa grundvatten däremot har i allmänhet låga koldioxidtryck då det mesta av koldioxiden reagerat med sprickmineral, främst kalciumkarbonat.

⁴ 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 mg HCO_3^-/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 mg/L. För att minimera korrosionen av koppar är det önskvärt att alkaliniteten är högre än 60 mg HCO_3^-/L /SLV, 1989/.

Sulfat

Den kemiska beteckningen för sulfatjoner är SO_4^{2-} och mängden sulfatjoner i ett vattenprov uttrycks i sorten mg $\text{SO}_4^{2-}/\text{L}$. 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 sulfatreduktion. Detta innebär att anaeroba bakterier, samtidigt som de bryter ner organisk substans, omvandlar sulfat till svavelväte. Svavelvätelukt hos vatten från bergbörade brunnar är inte ovanligt.

Sulfathalten i ett grundvatten varierar vanligen mellan 2–150 mg $\text{SO}_4^{2-}/\text{L}$. Halter mellan 100 och 200 mg $\text{SO}_4^{2-}/\text{L}$ betraktas ur teknisk synpunkt som anmärkningsvärda. Halter överstigande 200 mg $\text{SO}_4^{2-}/\text{L}$ medför att vattnet betraktas som med tvekan tjänligt som dricksvatten. Sulfathalten i Östersjön är ca 500 mg $\text{SO}_4^{2-}/\text{L}$ och i Nordsjön ca 2 700 mg $\text{SO}_4^{2-}/\text{L}$. I Tierps kommun är den atmosfäriskt deponerade mängden sulfat ca 7–9 mg $\text{SO}_4^{2-}/\text{L}$ /NV, 1999/. 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 mg *Cl*/L. Kloridhalten i grundvatten i Sverige är vanligen låg (2–50 mg *Cl*/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 mg *Cl*/L. Kloridhalten i Östersjön ligger mellan 2 000–4 000 mg *Cl*/L vilket kan jämföras med kloridhalten i havsvatten som är knappt 20 000 mg *Cl*/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 innestängt. 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 /Follin, 1994/.

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 >100mg *Cl/L* “från teknisk synpunkt anmärkningsvärt” på grund av en ökad korrosionsrisk /NV, 1999/.

På ostkusten är den atmosfäriska depositionen av klorid ca 1,5–5 mg *Cl/L* beroende på vegetationstäcket, tät skog eller öppen mark /Gun Lövblad, IVL, opublicerade data, 1996/.

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

Typiska områden med hårt vatten är Uppland och Skåne beroende på kalkrika jordlager och/eller berggrundsförhållanden.

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 lermaterial. 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, dvs 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 grundvattnet.

Redoxförhållande

Det förekommer två huvudgrupper av kemiska reaktioner i naturen. Vid syra-bas-reaktioner 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 → kvävgas
2. mangan(Mn^{4+}) → mangan(Mn^{2+})
3. järn(Fe^{3+}) → järn(Fe^{2+})
4. sulfat → svavelväte
5. koldioxid → metan

Fyrvärt mangan är en olöslig oxid medan tvåvärt mangan(II) 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 (järninnehållande) 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 Fe^{2+}/Fe^{3+} som ett mått på redoxförhållandet i ett grundvatten.

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 resp 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 uppfattning av berggrundvattnets sammansättning i Tierps kommun. Redovisade data härstammar från SGU:s vattenkemiarkiv.

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

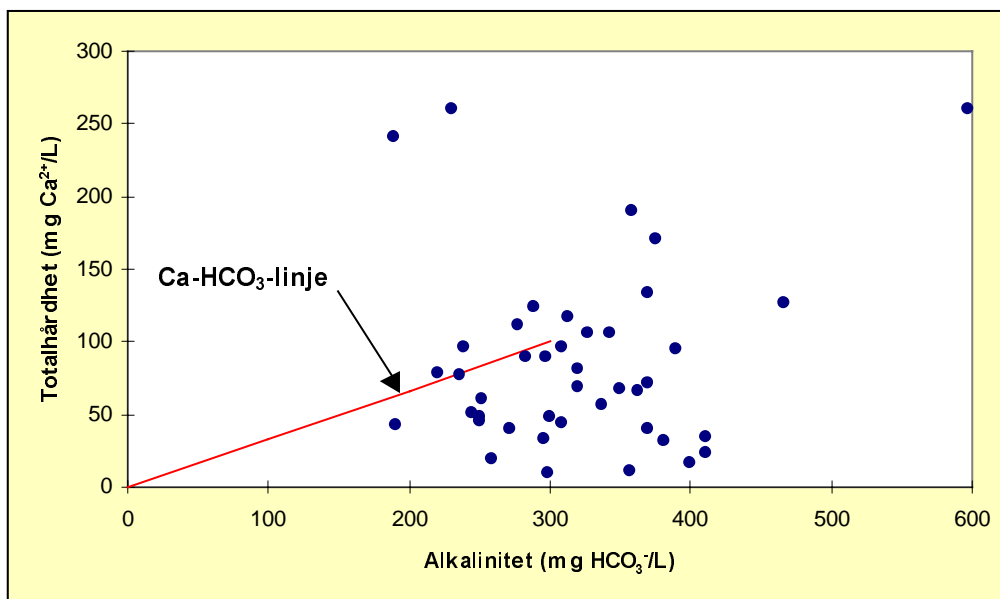
Parameter	Max	Min	Median	Standardavvikelse	Antal
<i>pH</i>	8,5	6,9	7,9	0,4	41
<i>Alkalinitet, mg HCO₃/L</i>	597	190	313	77	41
<i>Kalcium, mg Ca²⁺/L</i>	177	15	105	49	7
<i>Magnesium, mg Mg²⁺/L</i>	11	2,5	7,5	2,9	7
<i>Hårdhet, mg Ca²⁺/L</i>	260	9	69	63	41
<i>Natrium, mg Na⁺/L</i>	87	7,4	20	30	7
<i>Klorid, mg Cl/L</i>	1 030	5	62	307	41
<i>Sulfat, mg SO₄²⁻/L</i>	260	9	31	59	33
<i>Järn, mg Fe²⁺/L</i>	16	0	0,2	2,8	33
<i>Org mtrl, mg KMnO₄/L</i>	152	2,2	15	25	41

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

- Medianvärdena för alkalinitet, kalcium, klorid och sulfat är högre än de värden som anges för sammansättningen av ett typiskt icke salint grundvatten enligt KBS-3 /SKBF, 1983/. Detta tyder på att det förekommer en relativt utbredd saltvattenpåverkan och på många ställen en relativt långsam omsättning av grundvattnet i området.
- Variationsbredden för parametrarna är stor och i vissa fall är standardavvikelsen större än medianvärdet. Detta gäller för bland annat sulfat, klorid och natrium. Orsaken är troligen att datamängden är begränsad och härrör från ett relativt stort geografiskt område.

- Genom att plotta 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 samtliga vatten där totalhårdheten överstiger 150 mg Ca²⁺/L så utgörs motjonen av klorid. Detta förhållande tyder på en saltvattenintrusion med natriumjoner som bytts ut mot kalcium- och magnesiumjoner. I de fall där kalciumhalten är lägre än förväntat (under linjen), pågår troligen en jonbytesprocess där kalcium- och magnesiumjoner successivt ersätter natriumjoner i bergmatrisen och därför inte uppnår den förväntade koncentrationen. Den relativt stora spridningen av hårdheten relativt den förväntade, både mot högre och lägre värden tyder på att det är vanligt med kvarvarande effekter av saltvattenpåverkan.
- Medianvärdet för sulfat ligger över den atmosfäriska depositionen (7,2 mg SO₄²⁻/L) i området enligt /NV, 1999/. I 3 av 34 brunnar är sulfathalten >100 mg/L vilket är SLV:s gräns för teknisk anmärkning.
- Grundvattnet varierar från mycket mjukt till mycket hårt men är i ett övervägande antal fall medelhårt eller hårt.
- I samtliga brunnar är pH > 6,9 och alkaliniteten > 190 mg HCO₃⁻/L vilket medför att korrosionsrisken är liten och att en acceptabel pH-nivå kan bibehållas /NV, 1999/.
- I 10 av 34 prover är sulfathalten högre än kloridhalten. Ett förhållande som är anmärkningsvärt vid jämförelse med vad som normalt är fallet i svensk urberggrund. Främsta förklaringen tros vara gyttja eller gyttjeleror i överliggande jordlager samt jordbruksdräneringar som har visat ha en sulfidoxiderande effekt, som kan finnas kvar i många årtionden efter ingreppet. I detta sammanhang bör även påpekas att brunnar har en dränerande effekt. Förekomst av sulfid i mineral-/bergmatrisen kan också bidra till en ökad sulfathalt i grundvattnet.
- I 17 av 41 prover är kloridhalten högre än 100 mg Cl/L vilket betyder att det är risk för korrosionsangrepp. De atmosfäriska depositionen kan uppskattas till ca 1–2 mg Cl/L /NV, 1999/. I Östersjön utanför Tierps kommun är kloridhalten ca 3 100 mg Cl/L.
- Grundvattenkemin i SGU-brunnarna i Tierps kommun uppvisar en förväntad sammansättning utifrån den hydrogeologiska miljön /NV, 1999/. I sammanhanget bör nämnas att järnhalterna inte har kunnat jämföras eftersom totalhalten Fe_{tot} anges för SGU data och halten löst järn för data i NV /1999/.
- I allmänhet är halten järn (Fe²⁺) liksom syreförbrukande material (KMnO₄) relativt hög. Detta tyder på reducerande förhållanden. Enligt NV /1999/ är vattnet reducerande, dock inte gravt reducerande. Det är möjligt att en mindre del av järnet är komplexbundet till humus. Humus har ca 10 µekv total bindningsförmåga/mg humus. Med ett par mg/L DOC kan det möjligen bli någon tiondels mg/L Fe om allt som binds är järn.
- Den kemiska sammansättningen i grundvatten från SGU:s brunnar överensstämmer i stort med vattenkemin i de sju kommunala vattenverken. Detsamma gäller för de undersökta enskilda brunnarna i kommunen.

- Baserat på SGU-data har grundvattnet i Tierps kommun en sammansättning som liknar det för grundvattnet i Östhammars kommun /se Follin m fl, 1996b/. De parametrar som skiljer sig åt är kalcium och klorid vars medianvärden är högre i Tierps kommun och natrium som förekommer i lägre koncentrationer i Tierp jämfört med Östhammar. Att Na^+ är lägre än i Östhammar kan bero på att urtvättningen av saltvatten gått lite längre i Östhammar, dvs att man i Östhammar fått lite mer av ”Ramlösaeffekten”. Detta indikerar att en kvarvarande effekt finns av saltvattenpåverkan i Tierps kommun och tyder på en relativt långsammare omsättning av grundvattnet än i Östhammars kommun.



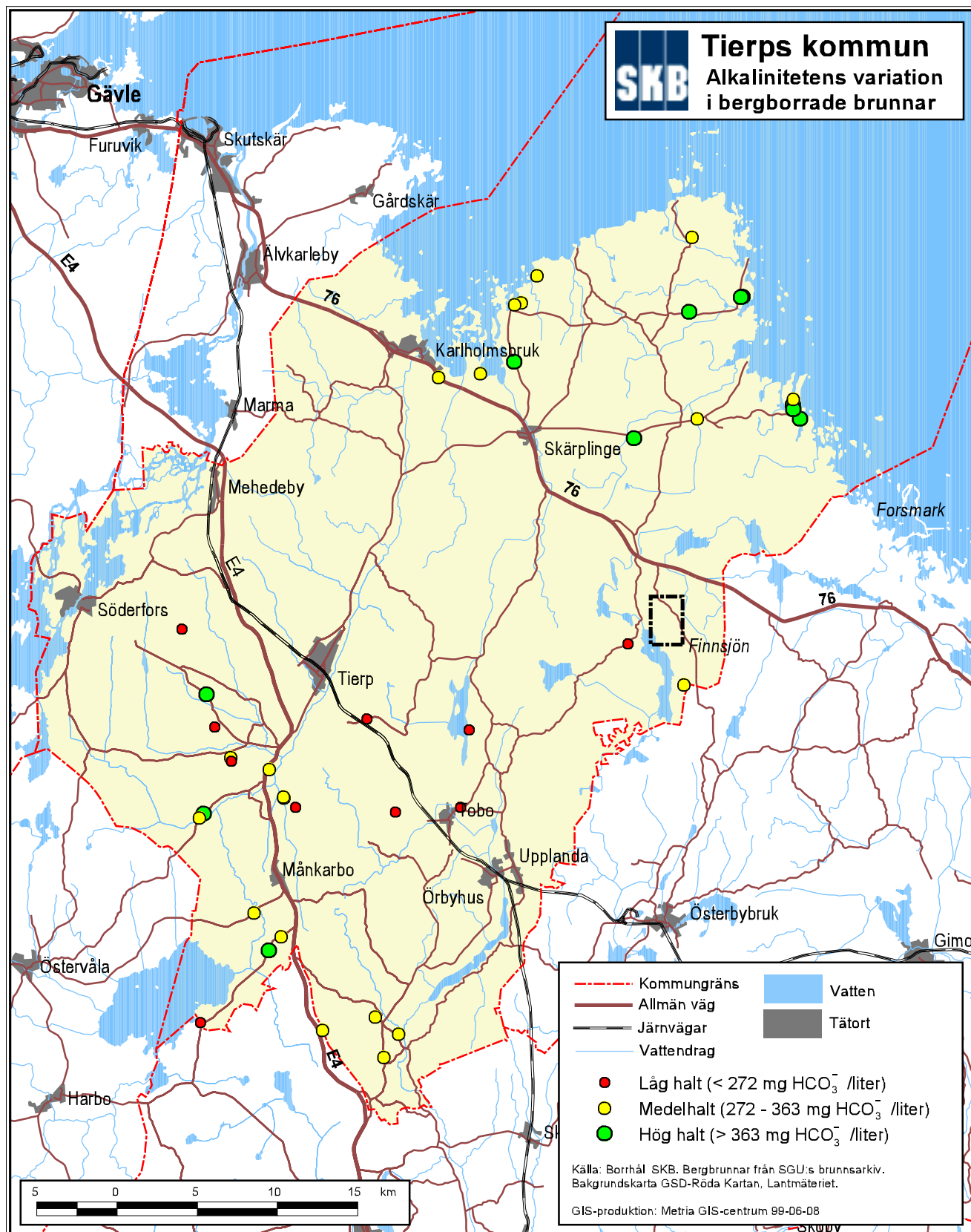
Figur 6-1. Korrelation mellan totalhårdhet och alkalinitet i vatten från bergborrade brunnar i Tierps kommun. Ca-HCO_3^- linjen representerar en normal vittring i mark och berg där det finns lättillgängligt kalcium och magnesium endera som karbonat eller som lättvittrade silikater. Data från SGU:s brunnsarkiv.

6.5.2 Geografisk variation

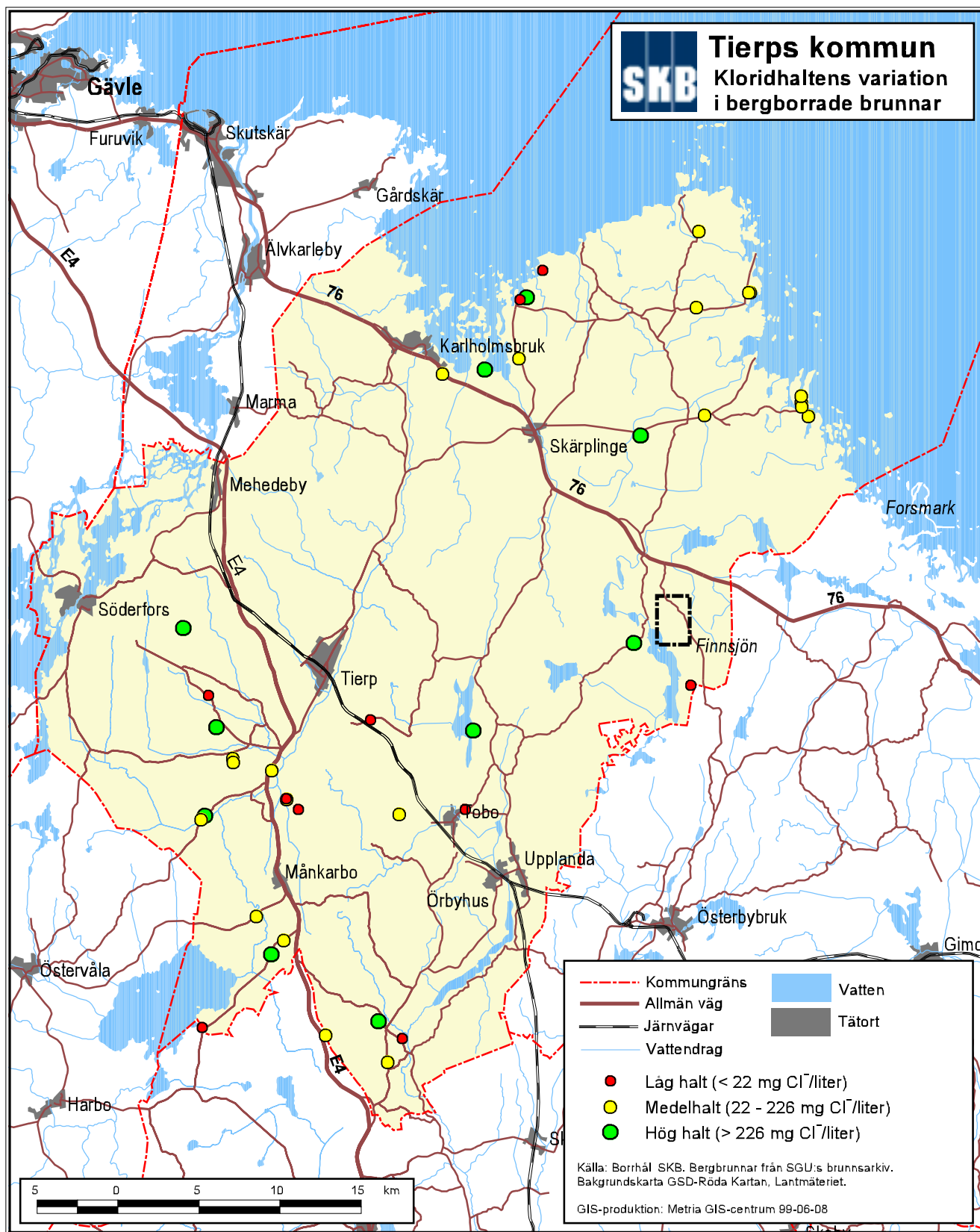
I figurerna 6-2 till 6-4 åskådliggörs hur halterna för alkalinitet, klorid respektive totalhårdhet varierar geografiskt inom kommunen. De olika stora cirklarna i de tre figurerna svarar mot följande koncentrationsförhållanden:

- | | |
|---------------------------------|--|
| <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 ($> 75\%$). |

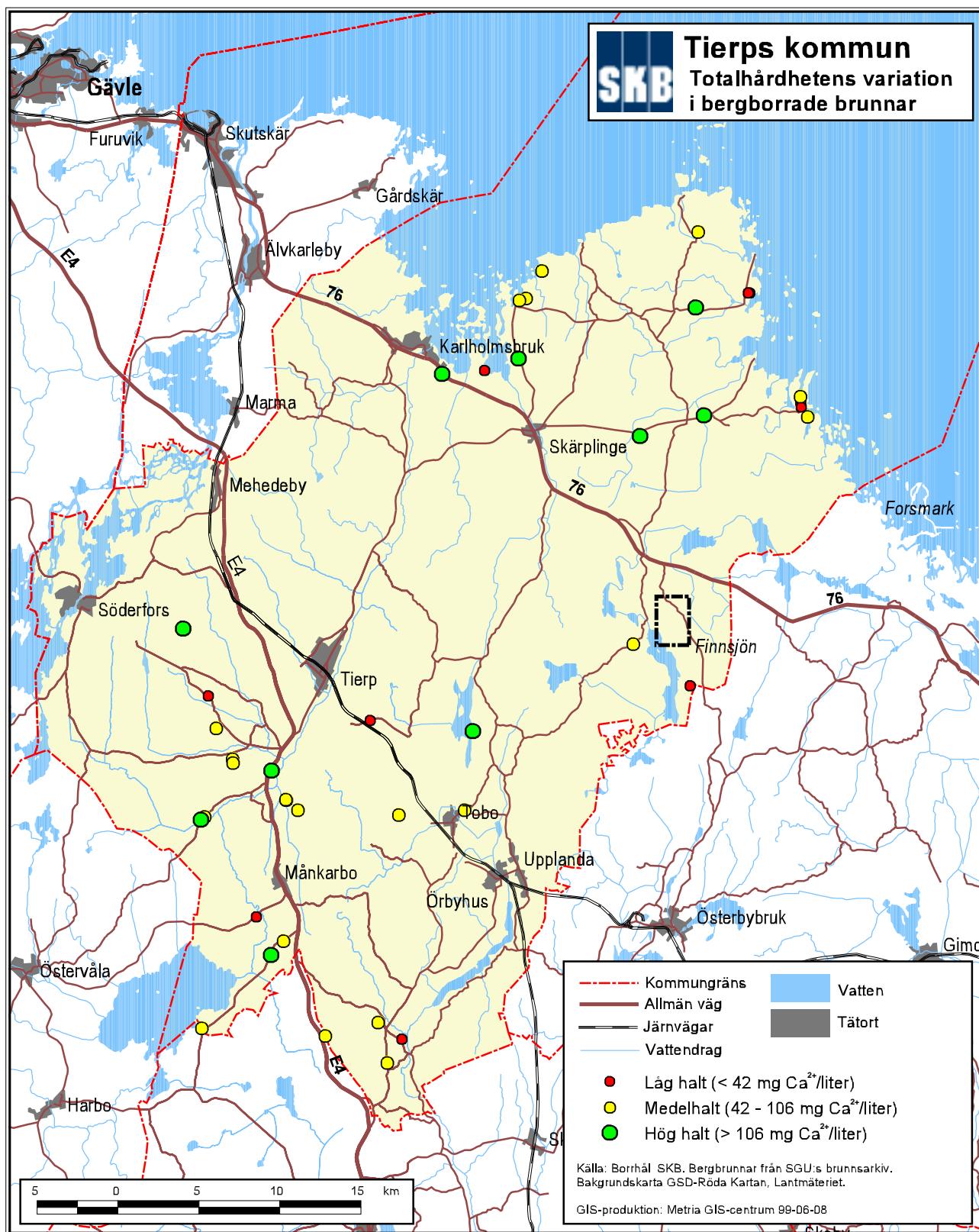
Enligt figurerna kan inga tendenser skönjas till geografiska variationer i kloridhalt, alkalinitet eller totalhårdhet. Detta beror troligen dels på en begränsad datamängd, dels på att området är för litet.



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



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 Finnsjönområdet

De kvartära avlagringarna inom Finnsjönområdet är tunna och består huvudsakligen av morän och torv. I moränen består upp till 20–30% av finmaterialet av CaCO_3 . Det höga kalcinnehållet beror förmodligen på förekomsten av sedimentära bergarter under Bottenhavet norr om Uppsala län. För 5 000–7 000 år sedan var Finnsjön liksom övriga Uppland täckt av Litorinahavet vilket har lämnat spår i form av bland annat salt grundvatten. I nordöstra Uppland är det vanligt med salthalter på >300 mg/L (*Cl*) i grunda brunnar (<100 m). Uppskattningsvis innehåller åtminstone 10% av alla grunda brunnar (50–100 m) i denna region salint grundvatten /Lindewald, 1985/. De flesta av de salta grundvattnen återfinns nära Östersjön men ett antal återfinns även i inlandet.

I tabell 6-2 nedan redovisas SKB:s data från Finnsjönområdet. Eftersom man har konstaterat att grundvatten ovan och under en subhorisontell zon /Ahlbom m fl, 1992/ har olika sammansättning inom området så presenteras data för vatten provtaget ovan och under denna zon (kallad Zon 2) var för sig. Data är hämtade från 8 olika kärnbrorhål /Laurent, 1982; Ahlbom m fl, 1992/ och provtagningsdjupet varierar mellan 94–688 m. Provtagningen ägde i huvudsak rum under tidsperioden dec 1977 till feb 1982.

Tabell 6-2. Parameteröversikt för grundvatten från Finnsjönområdet. Dataunderlaget är hämtat från Laurent /1982/ och Ahlbom m fl /1992/. Värdena representerar 8 olika kärnbrorhål där provtagningsdjupet varierar mellan 94–688 m.

Parameter	ÖVER ZON 2			UNDER ZON 2		
	Min	Median	Max	Min	Median	Max
<i>PH</i>	7,2	7,6	8,7	7,3	7,8	8,5
<i>Alkalinitet, mg HCO₃/L</i>	116	333	393	12	60	292
<i>Kalcium, mg Ca²⁺/L</i>	22	30	115	37	1201	1914
<i>Magnesium, mg Mg²⁺/L</i>	4	6,2	16	4	68	120
<i>Hårdhet, mg Ca²⁺/L</i>	28,6	37,4	141	56,8	1265,7	2022
<i>Natrium, mg Na⁺/L</i>	46	165	415	220	952	1520
<i>Klorid, mg Cl/L</i>	11	73,5	2 100	320	3567	5775
<i>Sulfat, mg SO₄²⁻/L</i>	1	24	175	35	210	340
<i>Järn, mg Fe²⁺/L</i>	0,4	4,6	21	0,2	2,4	7

Vid en jämförelse av sammansättningen med brunnsarkivdata för Tierp finner man att:

- Medianvärdena för Finnsjön är genomgående högre än motsvarande värden för SGU:s brunnar i Tierps kommun. Detta gäller för samtliga parametrar med undantag för alkaliniteten, som är lägre i Finnsjön. För vatten under Zon 2 gäller att alkaliniteten sänkts genom utfällning av kalciumkarbonat.
- De salta vattenproverna från Finnsjön har genomgående låga Na/Cl kvoter. Detta tyder på ett jonbyte där natrium i vattnet bytts ut mot kalcium från sprickmineralens utbytbara förråd. Detta i sin tur speglar saltvatteninträning /Mercado, 1985/.

Sammansättningen på grundvatten från Finnsjönområdet är komplex men kan i huvudsak delas in i två olika typer av vatten, ett salint och ett icke salint, se exempelvis figur 6-8. Det salina vattnet härstammar troligen från den tid då området var täckt av saltvatten och har på grund av sprickmönster, jordlager och topografi isolerats och har därmed en mycket långsam omsättningstid.

Man har försökt åldersbestämma grundvattnet från Finnsjöområdet med hjälp av ¹⁴C-metoden på organiskt material /Pettersson m fl, 1989/. Med denna metod bestämdes åldern på grundvattnet under Zon 2 till ca 4 600 år.

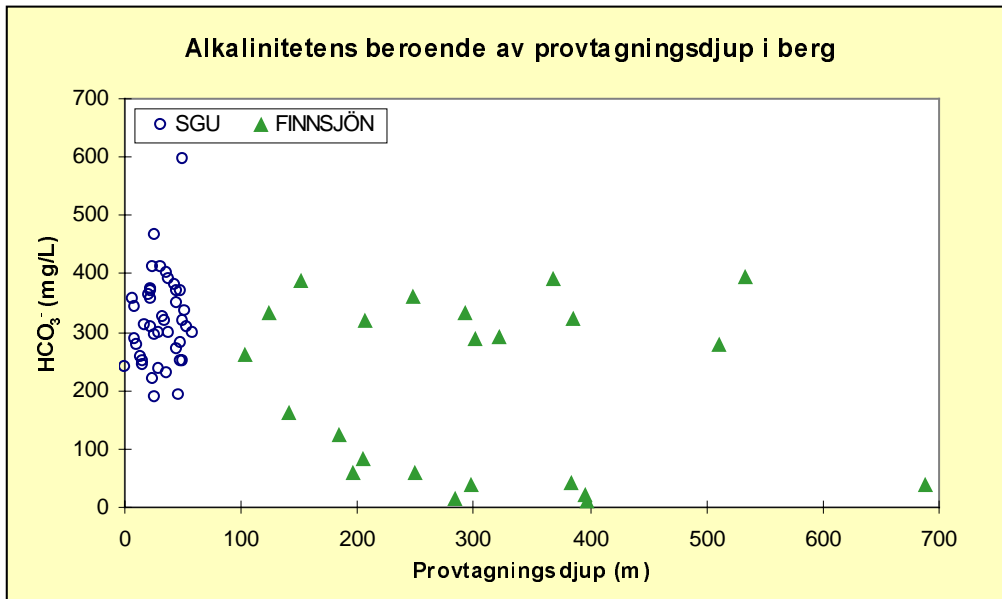
Förekomsten av salt grundvatten under den subhorisontella sprickzonen indikerar således att det djupare berggrundvattnet i Finnsjöområdet är förhållandevis opåverkat av (isolerat från) normala grundvattenrörelser på motsvarande djup, en bedömning som stöds av isotopdateringen. En mer utförlig (kvantitativ) diskussion av jordlagerförhållanden och sprickzonernas betydelse för grundvattenrörelserna i Finnsjöområdet finns redovisad av Ahlbom och Svensson /1991/. Inom ramen för SKB:s säkerhetsredovisningsprojekt SR 97 /SKB, 1999/ har SKB låtit utföra modellberäkningar av grundvattenrörelser kring ett tänkt djupförvar inklusive simulering av radionuklidtransport /Hartley m fl, 1998; Gylling m fl, 1999/. Beräkningarna visar att förekomsten av den subhorisontella zonen med tillhörande salt grundvatten har en avsevärd fördröjande inverkan på de beräknade transporttiderna från det hypotetiska förvaret till markytan.

6.5.4 Djupberoende

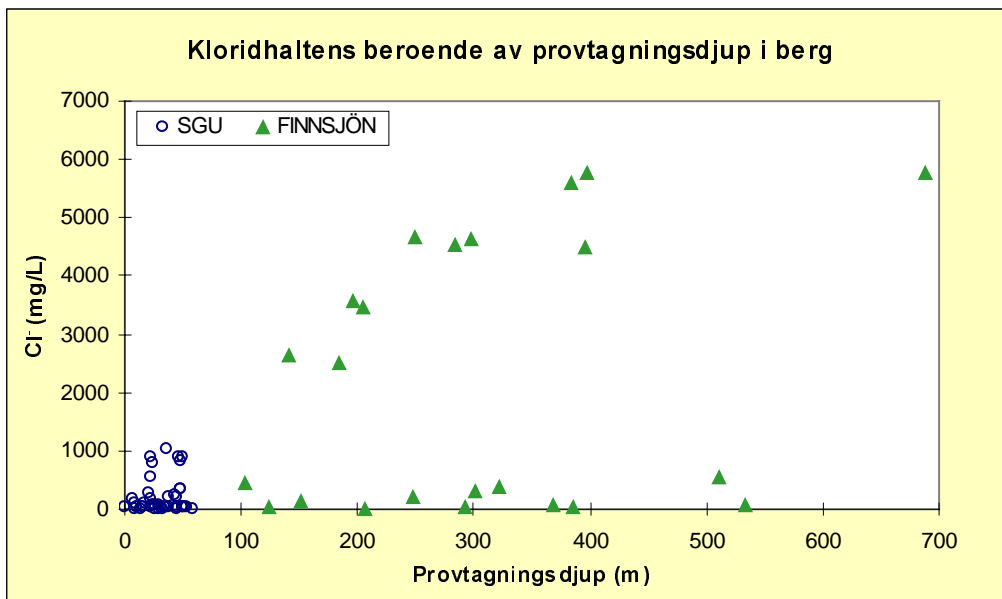
I figurerna 6-5 t o m 6-11 redovisas några olika parametrars djupberoende enligt data hämtade från SGU:s brunnarkiv och SKB:s undersökningar i Finnsjön. För SGU:s data är endast brunnarnas totaldjup känt medan de specifika provtagningsnivåerna är kända för SKB:s data. För att kunna jämföra de olika mätresultaten har halva djupet i berg valts som representativ provtagningsnivå för SGU:s data. Det djupaste provtagningsdjupet i Finnsjön är 691 m, och för SGU:s data är halva djupet i berg som mest 59 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 eller har en relativt snabb omsättningstid /jmf Grip och Rodhe, 1985/. Vidare framgår de två olika typerna av grundvatten i Finnsjöområdet (över respektive under Zon 2) tydligt.

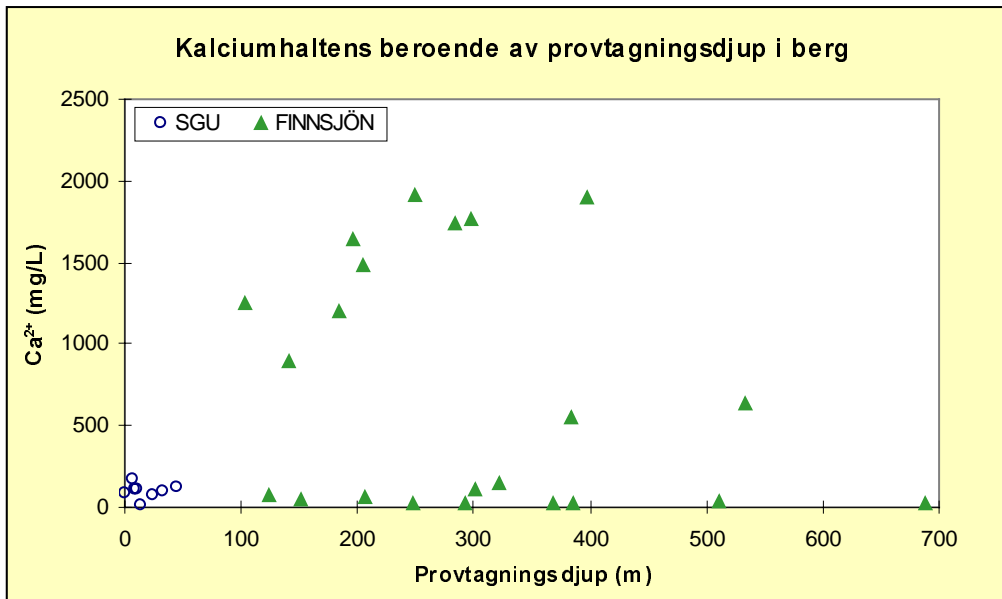
I figurerna 6-12 och 6-13 redovisas data för förhållandet mellan sulfat-klorid respektive natrium-klorid. I figurerna har motsvarande värden för havsvatten lagts in som referens. För de djupare proverna från Finnsjön kan man utläsa reducerande förhållanden och en pågående jonbytesprocess där natrium i vattnet bytts ut mot kalcium (strandförskjutning).



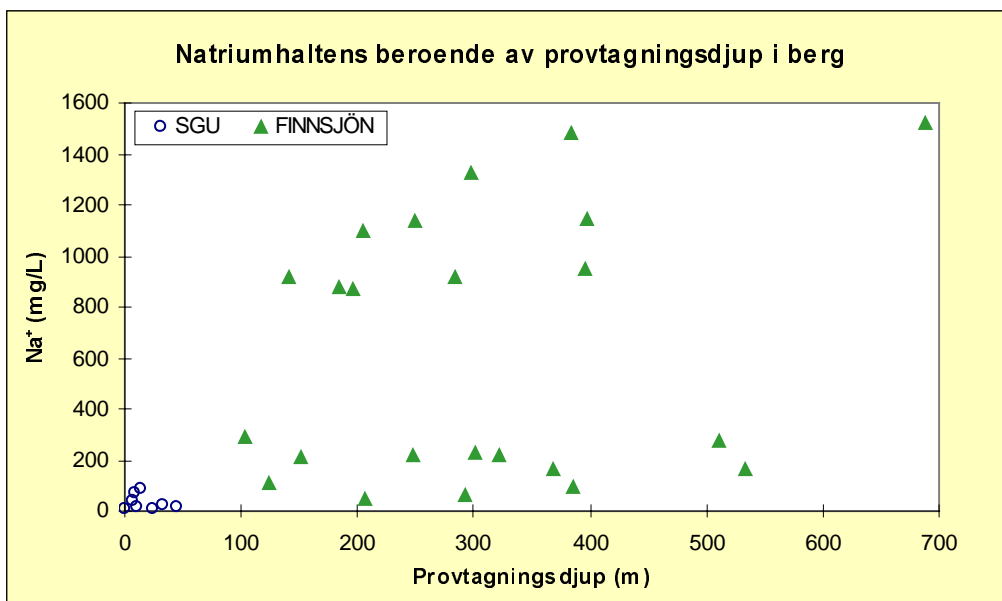
Figur 6-5. Alkalinitetens beroende av provtagningsdjupet i urberg. Data från SGU och SKB.



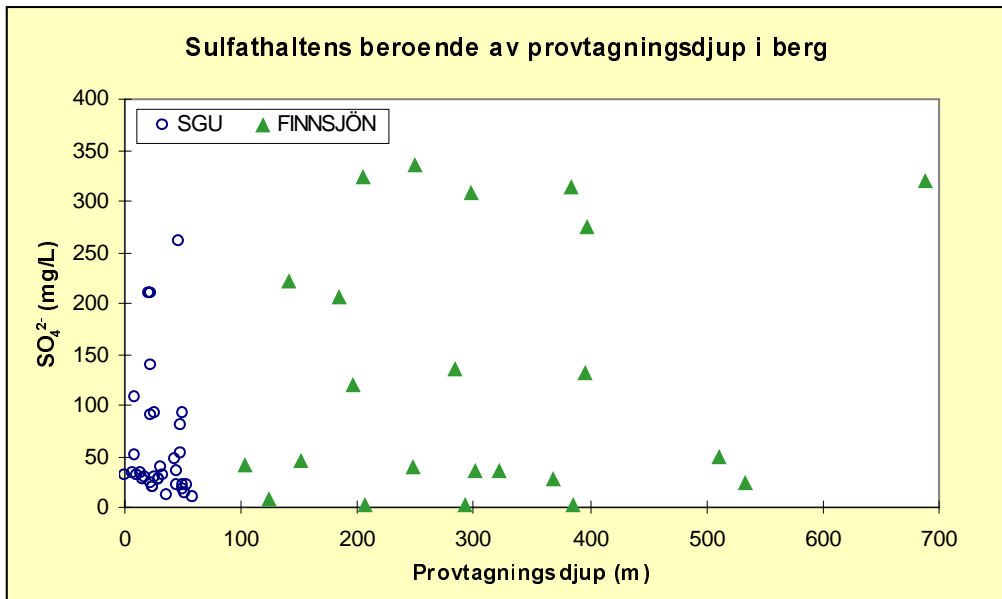
Figur 6-6. Kloridhaltens beroende av provtagningsdjupet i urberg. Data från SGU och SKB.



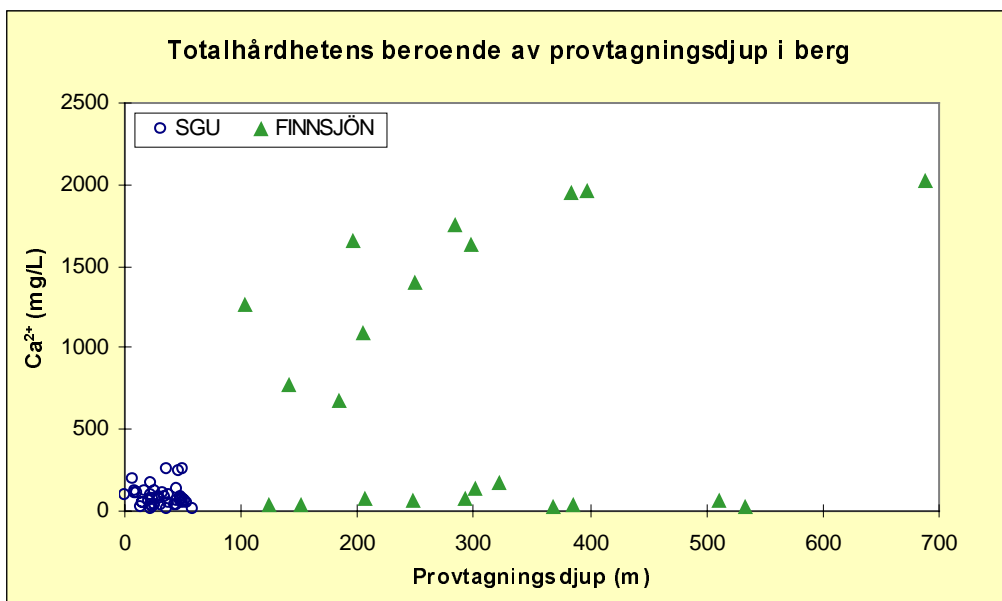
Figur 6-7. Kalciumhaltens beroende av provtagningsdjupet i urberg. Data från SGU och SKB.



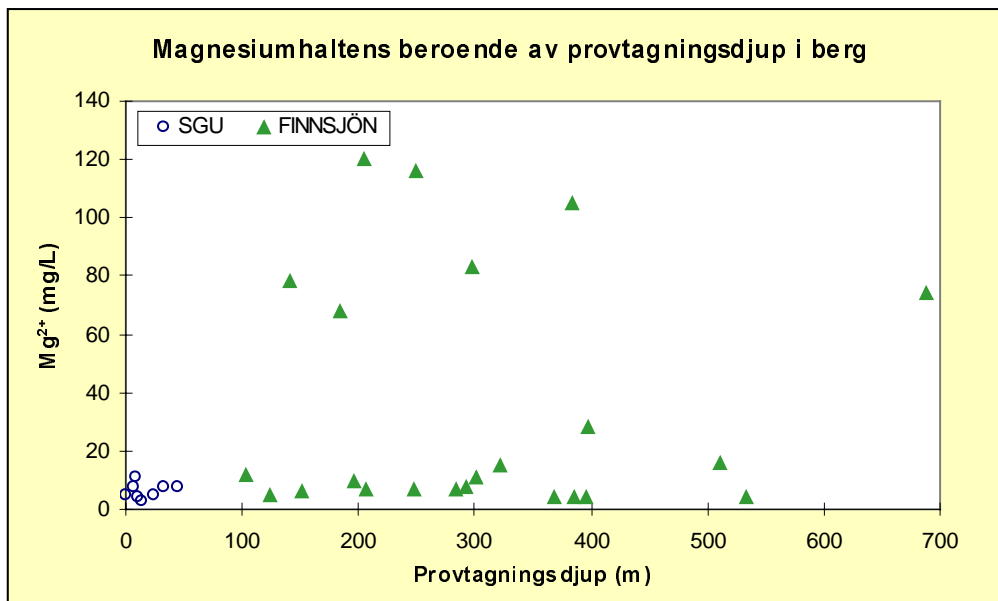
Figur 6-8. Natriumhaltens beroende av provtagningsdjupet i urberg. Data från SGU och SKB.



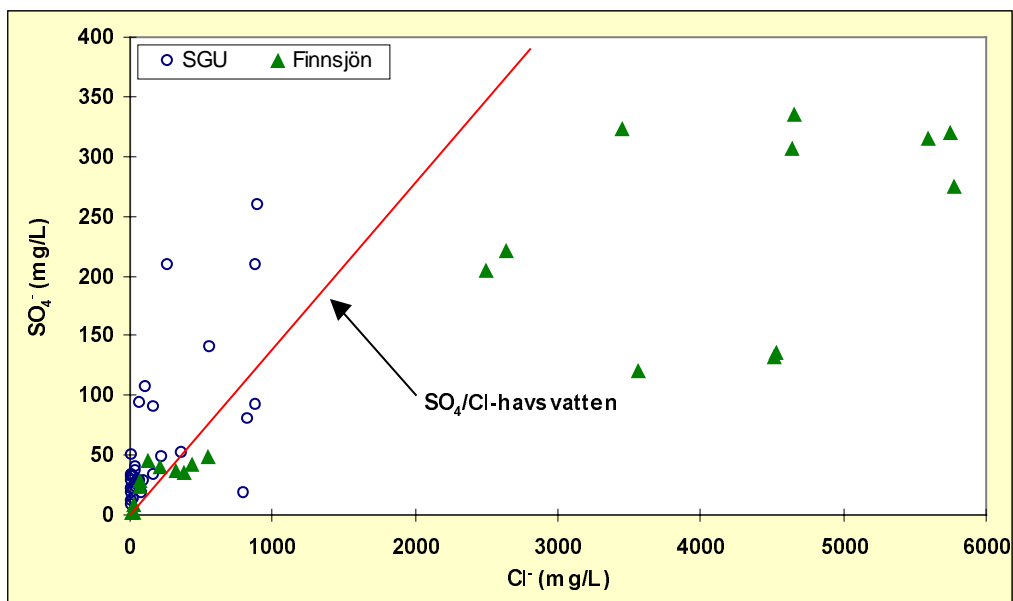
Figur 6-9. Sulfathaltens beroende av provtagningsdjupet i urberg. Data från SGU och SKB.



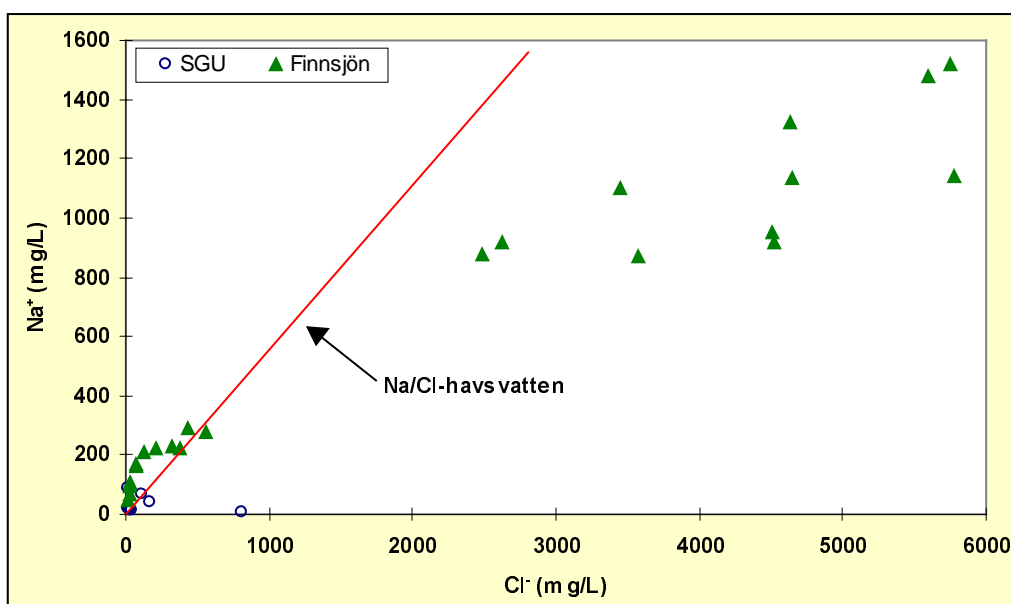
Figur 6-10. Totalhårdhetens beroende av provtagningsdjupet i urberg. Data från SGU och SKB.



Figur 6-11. Magnesiumhaltens beroende av provtagningsdjupet i urberg. Data från SGU och SKB.



Figur 6-12. Korrelation sulfat-klorid. Kvoten sulfat-klorid för havsvatten är inlagd som en linje /Krauskopf, 1967/. Om halterna faller under denna linje tyder det på kraftigt reducerande förhållanden och sulfatreduktion som ger svavelväte. Data från SGU och SKB.



Figur 6-13. Korrelation natrium-klorid. Kvoten natrium-klorid för havsvatten är inlagd som en linje /Krauskopf, 1967/. Om halterna faller under denna linje tyder det på en pågående jonbytesprocess där natrium i vattnet bytts ut mot kalcium (strandförskjutning). Data från SGU och SKB.

6.5.5 Jämförelse mellan Finnsjöområdet och andra djupa undersökningar

Tabell 6-3 redovisar medianvärden för ett antal kemiska parametrar från de platser där SKB utfört djupa undersökningar (s k typområden). Dessutom redovisas data från de pågående undersökningarna i Simpevarpsområdet (inklusive Äspö och Laxemar) i Oskarshamns kommun.

Tabell 6-3 indikerar att sammansättningen hos de djupa grundvattnet från Finnsjön skiljer sig jämfört med övriga djupa grundvatten från de undersökta platserna. Medianvärdena för i stort sett samtliga parametrar är markant högre jämfört med övriga djupa undersökningar. Detta korrelerar väl till terrängens relief i norra Uppland, som är liten och ger upphov till långa omsättningstider.

I tabellen kan man urskilja att djupa grundvatten från Simpevarpsområdet och Finnsjön 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/. Beroende på Zon 2 har datamängden från Finnsjöområdet delats upp i ytliga respektive djupa grundvatten (Y/D) och behandlats var för sig.

Parameter	Kråke- måla	Klipper- ås	Simpe- varp	Svartbo- berget	Finnsjön Y/D	Sternö	Kam- lunge	Gideå	Fjäll- veden
<i>Djup</i>	103-491	326-860	133-1562	82-551	123-688	226-397	106-564	91-616	106-666
<i>pH</i>	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
<i>Cl</i>	35	16	106	1	50/3567	36	4	5	8.2
SO_4^-	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
<i>Fe</i>	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 omsättning och därmed den kemiska sammansättningen 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 Tierps kommun är den ca 6 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 tidsperspektiv.

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, 1 000 år framåt resp 3 750 år framåt, framtagna med hjälp av diagrammet i figur 7-1 och Sjöfartsverkets djupinformation (6 och 20 m djupkurvor). En fortsatt strandförskjutning kan således förväntas att ge stora effekter på kustlinjens läge i framtiden.

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 Tierp att vara istäckta under lång tid med början om ca 10 000-30 000 år.

7.2 Förväntade effekter i ett 1 000-årsperspektiv

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 mycket liten. 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; Follin m fl, 1998/.

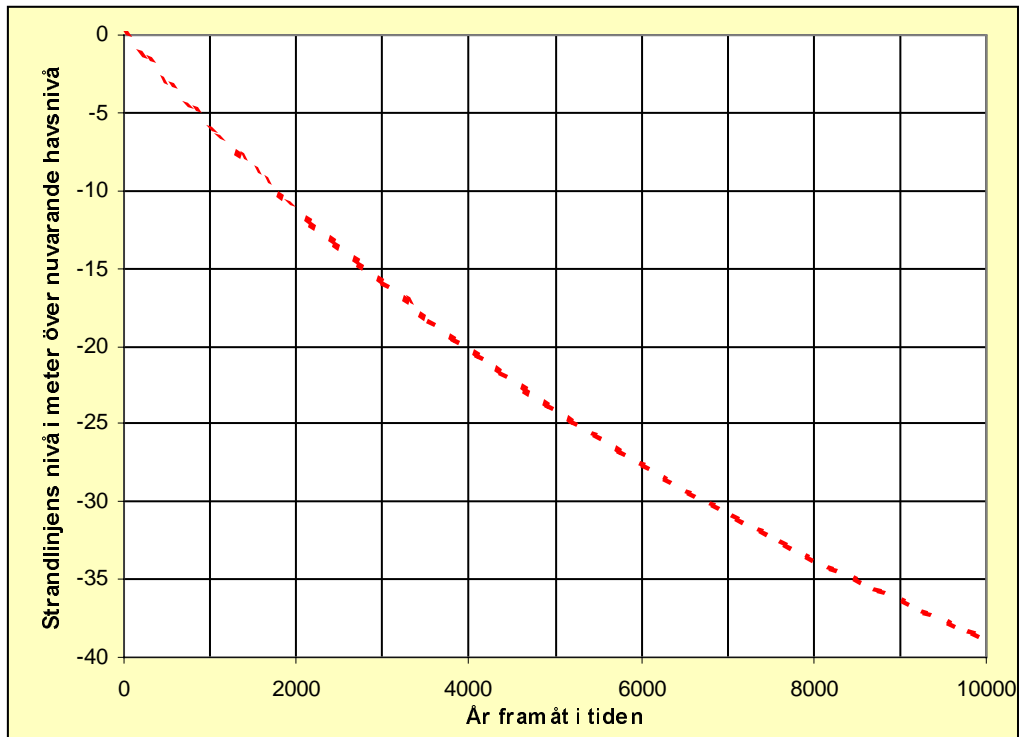
Effekterna av en framtida temperaturförhöjning genom ackumulation av växthusgaser är mycket osäkra för Skandinavien eftersom havsströmmarnas beteende i framtiden ej kan förutses i nuläget. Ett av de rimliga perspektiven är en höjd temperatur och högre nederbörd, men det kan också bli kallare genom att 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 ska 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.

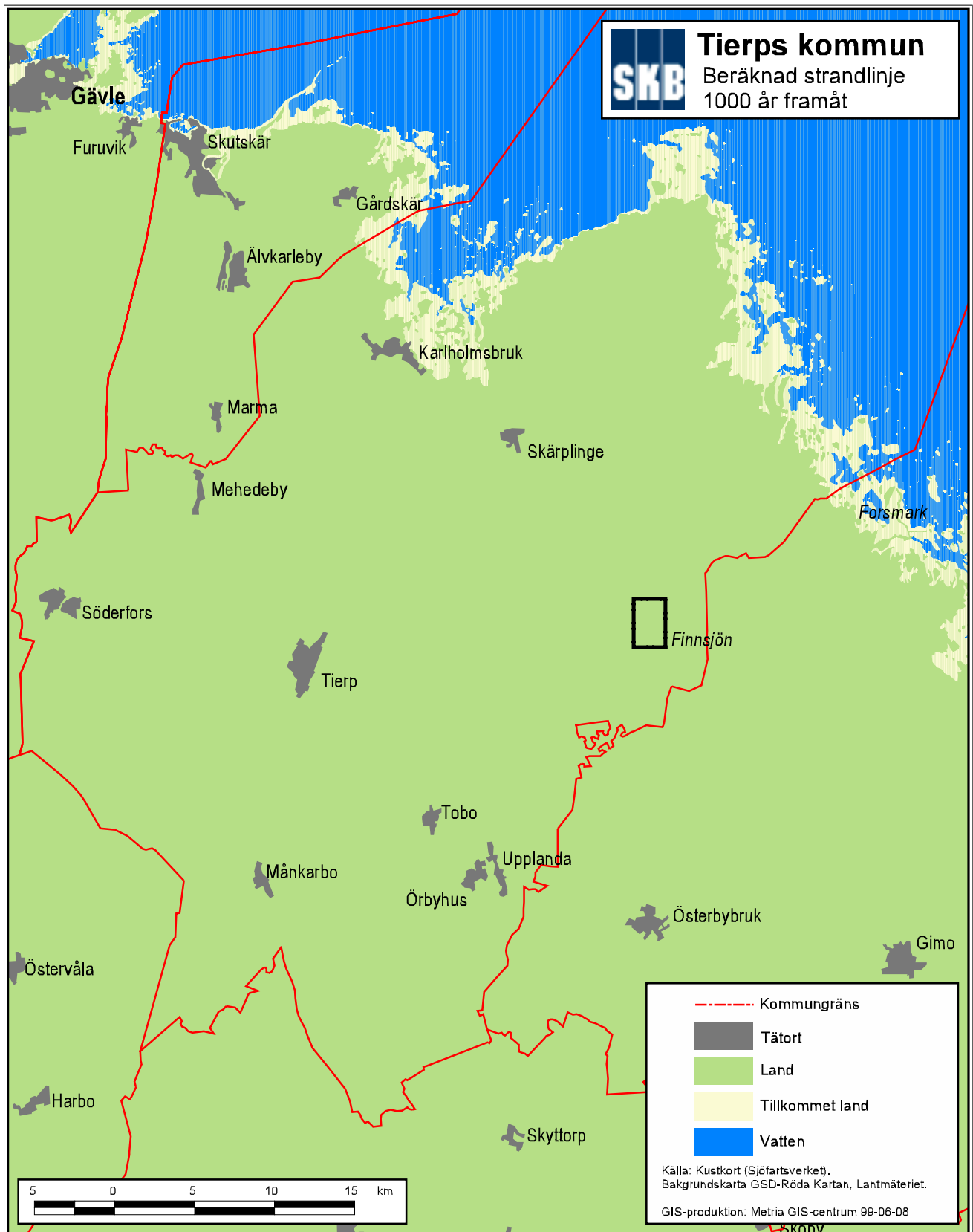
Redoxförhållandenas stabilitet de närmaste 1 000 åren är viktiga för djupförvaret. Redoxförhållandena kommer sannolikt inte att ändras drastiskt under denna period och om de ändras, så finns det en övertygande sannolikhet för att man får mer reducerande förhållanden högre upp närmare markytan än idag,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

Fe^{2+}/Fe^{3+} -systemet kommer även i framtiden att vara den viktigaste redoxbufferten i grundvattenmiljön på större djup. 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 djupförvar tänkas mobilisera (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.

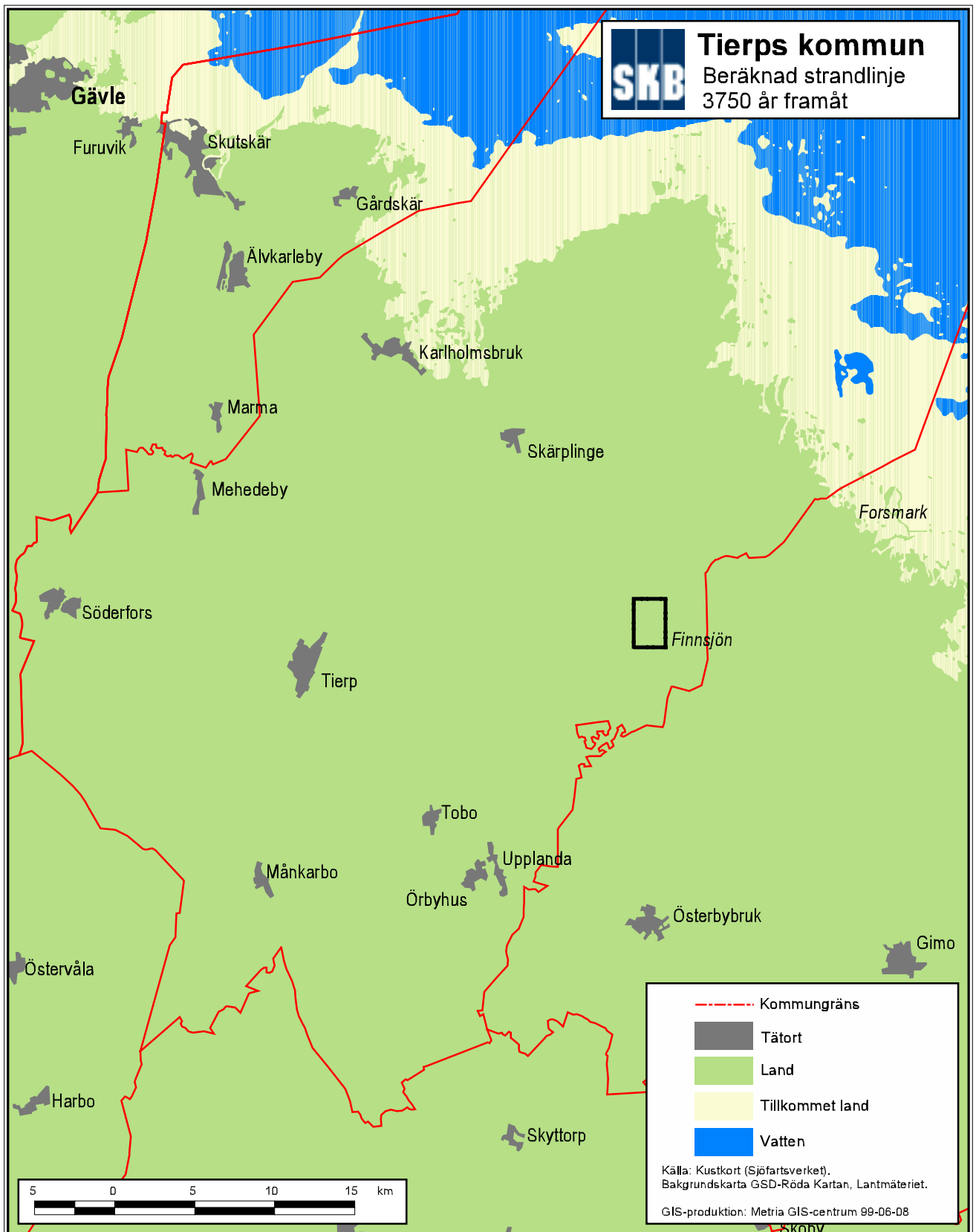
Sammanfattningsvis konstateras att inga drastiska förändringar av redoxförhållandena i grundvatten på större djup i berggrunden är att förvänta i ett 1 000-års perspektiv. Om redoxförhållanden trots allt ändras, så kommer övergången från oxiderande till reducerande förhållanden med all sannolikhet att 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 växthuseffekt, alternativt en långvarig klimatförsämring med nedisningar.



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



Figur 7-2. Beräknad strandlinje om ca 1 000 år. Kartan är beräknad med hjälp av Sjöfartsverkets djupinformation (6 m kurvan) och diagrammet i figur 7-1.



Figur 7-3. Beräknad strandlinje om ca 3 750 år. Kartan är beräknad med hjälp av Sjöfartsverkets djupinformation (20 m kurvan) och diagrammet i figur 7-1.

8 Slutsatser

I föreliggande studie 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 Tierps kommun för vidare undersökningar ur dessa aspekter. Bedömningarna i denna studie 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 Tierps kommun utgörs av flack terräng med relativt tunna jordlager. Medelavrinningen är relativt låg jämfört med svenska förhållanden i stort. Den sydöstra delen av kommunen avrinner mot Mälaren. Övriga delar av kommunen avrinner mot Östersjön, bland annat det avrinningsområde där Finnsjön ligger. Sammantaget bedöms den allmänna hydrologiska situationen vara gynnsam för ett djupförvar i Tierps kommun.

Beräknade genomsnittsvärden på borrhålslängd i berg och vattenföring för grunda bergbrunnar i Tierps kommun bedöms som normala för svenskt urberg. I denna studie görs vidare bedömningen att spridningen i vattengenomsläpplighet inom en och samma bergart är betydligt större än skillnaderna mellan olika bergarter, vilket även gäller andra delar av landet. Beräknade vattengenomsläpplighetsvärden tyder dessutom inte på något tydligt djupberoende under ca 60 m representativt borrhålsdjup. Huruvida detta är riktigt eller ej kan ej med säkerhet fastställas i denna studie. Enligt Ahlbom m fl (1992) förekommer det ett djupberoende i bergets vattengenomsläpplighet i SKB:s manschettmätningar i djupa kärnborrhål i Finnsjöområdet. Enligt Bengtsson (1997) är vattengenomsläpplighetens djuptrend i Finnsjöområdet svår att klarlägga. Ahlbom m fl (1992) konstaterar vidare att undersökningarna i Finnsjöområdet visar att vattengenomsläppligheten kan vara upp till 100–1 000 högre i de stora vattenförande sprickzonerna än i omgivande bergmassa oavsett djup. Större vattenförande sprickzoner bör följaktligen undvikas vid inplaceringen av ett djupförvar. Detta bör istället förläggas till bergmassor mellan zonerna för att på bästa sätt tillvarata berggrundens hydrauliska barriärfunktion.

Sammantaget görs i denna studie bedömningen att det är realistiskt att anta att de genomsnittliga hydrauliska förhållandena och egenskaperna som konstaterats för Finnsjöområdet även kan gälla som utgångspunkt för att uppskatta genomsnittliga förutsättningar inom andra, lika stora och geologiskt likartade, delområden av kommunen. Ur hydrogeologisk synvinkel kan man inte med säkerhet rekommendera eller avfärda något område av Tierps kommun.

Berggrundvattnets kemiska sammansättning bedöms inte ha någon avgörande betydelse för de tekniska barriärernas beständighet i ett längre tidsperspektiv, dvs syrehalterna är låga och salthalterna överstiger inte 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 utifrån det underlag som funnits tillgängligt för denna studie.

Uppgifter om grundvattnets kemi på förvarsdjup i Tierps kommun finns endast från Finnsjöområdet. Här är vattnet salt på större djup inom vissa delar. Den kemiska sammansättningen på det salta grundvattnet tyder på en långsam omsättning. Med dagens kunskap om de strukturgeologiska och hydrogeologiska förhållandena i Finnsjöområdet kan den långsamma omsättningen förklaras av en flack och mycket genomsläpplig sprickzon som isolerar grundvattnet på stora djup från normal omsättning.

Beträffande grundvattnets omsättning och kemiska beskaffenhet i framtiden är det framförallt tre faktorer som kan tänkas påverka i ett långtidsperspektiv. Dessa är strandförskjutning, växthuseffekt och långvarig klimatförsämring med nedisningar. Strandförskjutningen innebär en ökad omsättning av grundvattnet nära kusten där det salta grundvattnet successivt sköljs ur och ersätts med sött.

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.

9 Referenser

Ahlbom K, 1991. Typberg i Finnsjönområdet, SKB AR 91–15, Svensk Kärnbränslehantering AB.

Ahlbom K, Anderson J-E, Andersson P, Ittner T, Ljunggren C, Tirén S, 1992. Finnsjön study site. Scope of activities and main results, SKB TR 92–33, Svensk Kärnbränslehantering AB.

Ahlbom K, Svensson U, 1991. The groundwater circulation in the Finnsjön area – the impact of density gradients, SKB TR 91–57, Svensk Kärnbränslehantering AB.

Aastrup M, Bertills U, 1995. Grundvattnets kemi i Sverige. Rapport 4415, Naturvårdsverket, Stockholm.

Axelsson C-L, Ekstav A, 1995. Förstudie Malå. Hydrogeologisk beskrivning. SKB Djupförvar, PR D–95–003, Svensk Kärnbränslehantering AB.

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, Isaksson H, Johansson R, Lindén A, Rudmark L, Stephens M, 1999. Förstudie Tierp – Jordarter, bergarter och deformationszoner. SKB R–99–53, Svensk Kärnbränslehantering AB.

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, 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, Jutman T, Alexandersson H, 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 miljövard. 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.

Ekman L, 1989. Sammanställning av geovetenskapliga undersökningar utförda inom Finnsjöområdet under tiden 1977–1988. SKB AR 89-09, Svensk Kärnbränslehantering AB.

Follin S, 1994. Djupborrning KLX02, Etapp 1, Evaluation of the hydraulic testing of KLX02, SKB AR 94–21, Svensk Kärnbränslehantering AB.

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

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

Follin S, Årebäck M, Axelsson C-L, Stigsson M, Jacks G, 1998. Förstudie Oskarshamn. Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. SKB R–98–55, Svensk Kärnbränslehantering AB.

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

Gylling B, Lindgren M, Marsic N, Södergren S, Widén H, 1999. Site-scale stochastic continuum modelling of Beberg, SKB TS-99-06, Svensk Kärnbränslehantering AB.

Hartley L, Boghammar A, Grundfelt B, 1998. Investigation of the large scale regional hydrogeological situation at Beberg, SKB TR-98-24, Svensk Kärnbränslehantering AB.

Jacks G, Agerstrand T, Hansson G, 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, 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, Morfeldt C-O, 1993. Grundvatten, teori och tillämpning. AB Svensk Byggtjänst, Solna.

Krauskopf K B, 1967. Introduction to Geochemistry, McGraw-Hill Book Company, New York.

- Laaksoharju M, Smellie J, Nilsson A-C, Skårman C, 1995.** Groundwater sampling and chemical characterisation of the Laxemar deep borehole KLX02. SKB TR 95–05, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Laurent S, 1982.** Analysis of groundwater from deep boreholes in Kråkemåla, Sternö and Finnsjön. SKB TR 82–23, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Laurent S, 1983a.** Analysis of groundwater from deep boreholes in Fjällveden. SKB TR 83–19, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Laurent S, 1983b.** Analysis of groundwater from deep boreholes in Svartboberget. SKB TR 83–41, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Laurent S, 1983c.** Analysis of groundwater from deep boreholes in Kamlunge. SKB TR 83–70, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Laurent S, 1983d.** Analysis of groundwater from deep boreholes in Gideå. SKB TR 83–17, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Laurent S, 1986.** Analysis of groundwater from deep boreholes in Klipperås. SKB TR 86–17, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Lindewald H, 1985.** Salt grundvatten i Sverige. Rapporter och meddelanden nr 39, Sveriges Geologiska undersökning, Uppsala.
- 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.
- NV, 1999.** Bedömningsgrunder för grundvatten, Rapport 4915, Naturvårdsverket, Stockholm.
- Nyberg G, Jönsson S, 1994.** Förstudie Storuman. Geohydrologisk beskrivning. SKB PR 44–94–005, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Pettersson C, Arsenie I, Ephraime J, Boren H, Allard B, 1989.** Properties of fulvic acids from deep groundwaters, *The Science of the Total Environment*, (81/82) 287–296.
- Påsse T, 1997.** A mathematical model of past, present and future shore level displacement in Fennoscandia. SKB TR 97–28, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Rhén I (red.), Gustafson G, Stanfors R, Wikberg P, 1997.** Äspö HRL – Geoscientific evaluation 1997/5. Models based on site characterization 1986–1995. SKB TR 97–06, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- Rodhe A, Eriksson E, 1998.** Hydrologi och hydrokemi, Kunskap och Säkerhet, Rapportdel, Uppsala universitet, 21–29.
- 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.

SKB, 1995a. Översiktsstudie. Svensk Kärnbränslehantering AB.

SKB, 1995b. FUD-95, Kärnavfallets behandling och slutförvaring. Svensk Kärnbränslehantering AB.

SKB, 1999. SR 97, Svensk Kärnbränslehantering AB.

SKBF, 1983. Final storage of spent fuel – KBS-3, Svensk Kärnbränslehantering AB.

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, Morgan J J, 1996. Aquatic chemistry – equilibria and rates in natural waters. Wiley Interscience, New York.

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

Walker D, Rhén I, Gurban I, 1997. Summary of hydrogeologic conditions at Aberg, Beberg and Ceberg, SKB TR 97-23, Svensk Kärnbränslehantering AB.

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