



Det här verket har digitaliserats vid Göteborgs universitetsbibliotek och är fritt att använda. Alla tryckta texter är OCR-tolkade till maskinläsbar text. Det betyder att du kan söka och kopiera texten från dokumentet. Vissa äldre dokument med dåligt tryck kan vara svåra att OCR-tolka korrekt vilket medför att den OCR-tolkade texten kan innehålla fel och därför bör man visuellt jämföra med verkets bilder för att avgöra vad som är riktigt.

This work has been digitized at Gothenburg University Library and is free to use. All printed texts have been OCR-processed and converted to machine readable text. This means that you can search and copy text from the document. Some early printed books are hard to OCR-process correctly and the text may contain errors, so one should always visually compare it with the images to determine what is correct.



**Rapport**

**R55:1979**

**Förstudier av byggnads-  
uppvärmning med jord-  
värmepump**

**Geologiska faktorer**

**Björn Modin**

**Byggforskningen**

TEKNISKA HOGSKOLAN I LUND  
SEKTIONEN FOR VAG- OCH VATTEN  
BIBLIOTEKET

R55:1979

FÖRSTUDIER AV BYGGNADSUPPVÄRMNING  
MED JORDVÄRMEPUMP

Geologiska faktorer

Björn Modin

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag  
770611-4 från Statens råd för byggnadsforskning  
till Institutionen för geologi, CTH, Göteborg

I Byggeforskningsrådets rapportserie redovisar forskaren sitt anslagsprojekt. Publiceringen innebär inte att rådet tagit ställning till åsikter, slutsatser och resultat..

R55:1979

ISBN 91-540-3034-X

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

LiberTryck Stockholm 1979 954354

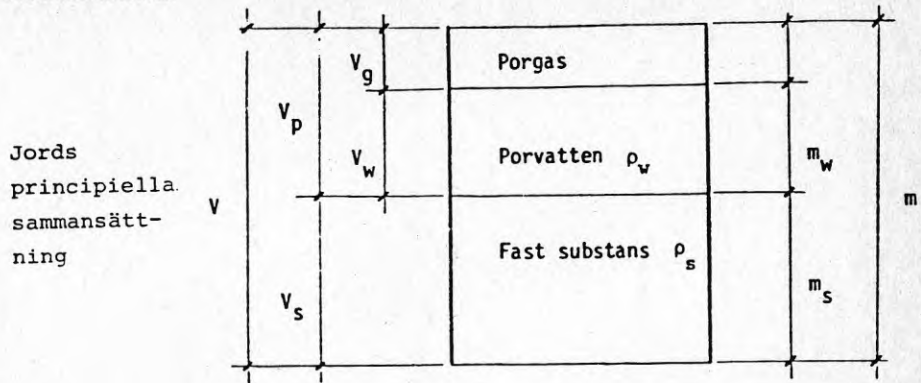


## INNEHÅLL

BETECKNINGAR . . . . .	5
ORDLISTA . . . . .	9
FÖRORD . . . . .	11
1 SAMMANFATTNING . . . . .	13
2 SAMBAND GEOLOGI - HYDROGEOLOGI - JORD- VÄRMESYSTEM . . . . .	15
2.1 Vanliga jordarter i Sverige . . . . .	17
2.2 Geologisk och hydrogeologisk översikt över Sverige . . . . .	19
3 JORDVÄRME OCH GRUNDVATTEN . . . . .	23
3.1 Bestämning av grundvattenflöden . . . . .	26
3.2 Vattnets strömning i jord . . . . .	32
3.3 Beräkning av effekttillskott från grund- vattenflöde . . . . .	34
4 JORDVÄRME OCH FUKT I JORD . . . . .	39
4.1 Den omättade zonens delzoner . . . . .	41
4.2 Vattnets bindning i jord . . . . .	42
4.3 Inverkan på dimensionering av jordvärme- system . . . . .	44
5 JORDVÄRME OCH FRYSNING AV JORD, TJÄLNING	47
5.1 Frysprocessen i jord . . . . .	48
5.2 Faktorer som inverkar på uppfrysningen .	51
5.3 Jordarternas indelning ur frostfarlig- hetssynpunkt . . . . .	53
6 BESTÄMNING AV VÄRMEKONDUKTIVITET OCH VÄRMEKAPACITIVITET FÖR JORD . . . . .	55
6.1 Teoretisk beräkning av värmekonduktivitet	55
6.2 Teoretisk beräkning av värmekapacitivitet	64
7 UTBYPROJEKTET . . . . .	67
7.1 Utförda mätningar och undersökningar .	67
7.2 Resultatet av de geologiska undersök- ningarna . . . . .	67
7.3 Driftsförhållanden . . . . .	70
7.4 Fortsatta geologiska undersökningar . .	71
8 GRÄVNINGS- OCH BORRNINGSMETODER . . . . .	73
8.1 Grävning av horisontella system . . . . .	73
8.2 Borrning av vertikala system . . . . .	73
9 REFERENSER . . . . .	75



## BETECKNINGAR



A	Genomströmningsarea	$m^2$
a	Temperaturledningsförmåga ( $a = \frac{\lambda}{\rho \cdot c}$ )	$m^2/s$
$^{\circ}C$	Grader Celsius ( $^{\circ}C = K - 273$ ) ( $1^{\circ}C = 1^{\circ}K$ )	
c	Värme kapacitet	$J/(kg \cdot K)$
$C_w$	Vattens värme kapacitet ( $4,18 \cdot 10^6 J/(m^3 \cdot ^{\circ}C)$ )	$J/(kg \cdot K)$
$C_{ice}$	Isens värme kapacitet ( $2,2 \cdot 10^3 J/(kg \cdot ^{\circ}C)$ )	$J/(kg \cdot K)$
$C_s$	Mineralpartiklarnas värme kapacitet ( $0,825 \cdot 10^3 J/(kg \cdot K)$ )	$J/(kg \cdot K)$
e	Porositet, $e = V_p/V_s$	$m^3/m^3$
i	Hydraulisk gradient	$m/m$
K	Grader Kelvin	
$K_e$	Kerstens tal, $K_e = \frac{\lambda - \lambda^0}{\lambda^1 - \lambda^0}$	
l	Vattens isbildningsvärme (smältvärme) ( $3,33 \cdot 10^5 J/kg$ )	$J/kg$

$m_{ice}$	Isdelens massa	kg	vl
$m_s$	Jorddelens massa	kg	
$m_w$	Vattendelens massa	kg	
$n$	Porositet, $n = V_p/V$ , $n = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s}$	%	
$1 - n$	Partikelvolymandel, $1 - n = \frac{\rho_d}{\rho_s}$		
$n'$	Effektiv porositet	%	
$P$	Effekt	W	
$P_G$	Effekttillskott per $m^2$ lodrät yta under grundvattenytan	W/m <sup>2</sup>	
$P_{\bar{G}}$	Effekttillskott per breddenhet av akviferen	W/m	
$Q$	Vattenflöde	m <sup>3</sup> /s	
$S_r$	Vattenmättningsgrad, $S_r = V_w/V_p$		
$S_y$	Magasinskoefficient	m/s	
$s$	Markens frysvärme	J/kg	
$v$	Volym	m <sup>3</sup>	
$V_g$	Gasvolym	m <sup>3</sup>	
$V_p$	Porvolym	m <sup>3</sup>	
$V_s$	Partikelvolym	m <sup>3</sup>	
$V_w$	Vattenvolym	m <sup>3</sup>	
$W$	Energi (Joule)	J	
$w$	Vattenkvot, $w = \frac{m_w}{m_s}$	%	
$w_h$	Vattenhalt, $w_h = \frac{m_w}{m}$	%	

$w_{ice}$	Iskvot, $w_{ice} = \frac{m_{ice}}{m_s}$	%
$w_u$	Andelen ofrusen vattenvolym i förhållande till den totala jordvolymen	%
Vattenkvot av vattenhalt: $w = \frac{w_h}{100 - w_h} \times 100$		
Vattenhalt av vattenkvot: $w_h = \frac{w}{100 + w} \times 100$		
$\lambda$	Värmeledningsförmåga	W/(m·°C)
$\lambda_{i,w}$	Vattens värmeledningsförmåga (0,57 W/(m·°C))	W/(m·°C)
$\lambda_2$	Partikelledningsförmåga	W/(m·°C)
$\lambda_L$	Lufts värmeledningsförmåga (0,023 W/(m·°C))	W/(m·°C)
$\lambda^1$	Värmeledningsförmåga hos helt mättad jord	W/(m·°C)
$\lambda^0$	Värmeledningsförmåga hos helt torr jord	W/(m·°C)
$\lambda_{ice}$	Isens värmeledningsförmåga (2,2 W/(m·°C))	W/(m·°C)
$\rho$	Skrymdensitet $\rho = m/V$	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_d$	Torrtdensitet $\rho_d = m_s/V$	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_s$	Kompaktdensitet $\rho_s = m_s/V_s$ (ofta = $\rho_k$ )	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_k$	Korndensitet $\rho_k = 2700 \text{ kg/m}^3$	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_w$	Vattens densitet $\rho_w = 998 \text{ kg/m}^3$	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_{ice}$	Isens densitet $\rho_{ice} = 917 \text{ kg/m}^3$	kg/m <sup>3</sup>



## 1. ORDLISTA.

I det nedanstående förklaras några allmänt förekommande termer:

**AKVIFER** - En geologisk bildning, flera bildningar eller del av en bildning, som innehåller så mycket vattenmättat, permeabelt material att betydande vattenmängder kan avges till brunnar och källor. Det bör observeras att begreppet akvifer även omfattar den ev icke vattenmättade delen av bildningen.

**FÄLTKAPACITET** - Den vattenmängd som binds i ett material efter fri dränering.

**GRUNDVATTEN** - Vatten som fyller hålrum i jord och berg och vars hydrostatiska tryck är större än eller lika med atmosfärstrycket.

**HYDRAULISK GRADIENT** - Trycknivåns förändring per längdenhet i en given riktning.

**PERMEABILITET,  $k$  (M/S)** - För ett isotropt medium och en homogen vätska är mediets permeabilitet: Den vätskevolym som vid den rådande kinematiska viskositeten passerar en ytenhet vinkelrätt mot flödesriktningen under en tidsenhet när gradienten är 1.

**POROSITET,  $n$**  - Porositeten hos berg eller jord anger mängden porer eller hålrum och kan uttryckas som kvoten mellan porvolymen och hela volymen. Kan anges som ett decimalbråk eller procenttal.

**POROSITET, EFFEKTIV,  $n'$**  - Effektiva porositeten anger mängden sammanhängande porvolym som är tillgänglig för vätske-transport. Den uttrycks i procent och är kvoten mellan denna porvolym och hela volymen.

TERMISK ENERGI, - Energi i form av värme.

TEMPERATURELEDNINGSTALET  $a = \frac{\lambda}{c \cdot \rho} \left( \frac{M^2}{S} \right)$  - Beskriver hur fort värmets sprider sig i ett medium. Används vid dimensionering av jordvärmesystem.

TRANSMISSIVITET,  $T \left( \frac{M^2}{S} \right)$  - Transmissiviteten är den hastighet med vilken vatten (med rådande kinematiska viskositet) transporteras per enhetsbredd hos akviferen vid hydrauliska gradienten = 1.

VÄRMEKAPACITIVITET  $\left( \frac{J}{KG \cdot K} \right)$  ELLER  $\left( \frac{J}{M^3 \cdot K} \right)$  ( $J = W \cdot s$ ) - Har tidigare benämnts specifikt värme, anger den mängd termisk energi som åtgår för att höja temperaturen 1 grad (Kelvin eller Celsius) på 1 kg eller 1 m<sup>3</sup> av ett material.

VÄRMEKONDUKTIVITET  $\left( \frac{W}{M \cdot OC} \right)$  - Värmekonduktiviteten anger ett materials förmåga att överföra termisk energi.



## FÖRORD

Föreliggande rapport är slutredovisning av den geologiska delen av forskningsprojektet "Förstudier av byggnadsuppvärmning med jordvärmepump". Projektet ingår i Jordvärmegruppens verksamhet vid Chalmers tekniska högskola och är en förstudie till det fortsatta projektet om Jordvärme.

Projektet har bedrivits vid geologiska institutionen hösten och vintern 1977 samt våren 1978 under ledning av Professor K Gösta Eriksson.

Anslag har erhållits från Statens råd för byggnadsforskning (BFR-projekt nr 770611-4).

Göteborg i juni 1978

Björn O Modin



Inom ramen för Jordvärmegruppens<sup>1</sup> vid Chalmers tekniska högskola verksamhet, projekt "Förstudier av byggnadsuppvärmning med jordvärmepumpar", har studier över geologiska faktorerers betydelse i detta sammanhang påbörjats.

Denna rapport är resultatet av litteraturstudier kombinerat med fält- och laboratorieförsök samt studiebesök på högskolor och deltagande i konferens angående förnyelsebara energiformer. Dessutom har ett intensivt samarbete och diskussioner ägt rum inom Jordvärmegruppen samt med geologerna inom Geohydrologiska forskningsgruppen vid CTH.

Litteraturreferenserna har främst anskaffats genom manuell och datorsökning på Chalmers tekniska högskolas bibliotek. Problem i samband med frysning av jord har diskuterats med avd.dir. Sven Fredén, Statens Väg- och Trafikinstitut, vilken även givit värdefulla tips angående värmeledning i mark.

Rapporten inleds med några allmänna upplysningar om Sveriges jordarter och en kortfattad översikt över de i Sverige vanligaste förekommande jordlagerföljderna och hydrogeologiska förhållandena.

<sup>1</sup>Jordvärmegruppen startade vid Chalmers tekniska högskola, Göteborg, 1976 för forskning kring jordvärmepumpsystem. Gruppen består av institutionerna Geologi (Väg och Vatten), Husbyggnad (Arkitektur) samt Värmeteknik och Maskinlära (Kemi). Forskningen finansieras av BFR. Det egentliga arbetet påbörjades hösten 1977. Inom Jordvärmegruppen är Geologiska institutionens intresse att klarlägga de geologiska faktorernas inverkan och betydelse för olika typer av jordvärmesystem. Lagerföljd, fuktrörelser, grundvattenströmmar, mineralsammansättning är exempel på geologiska faktorer som kan påverka utformningen av jordvärmesystem. De förutsättningar för och krav på jordvärmetekniken som ges av den befintliga bebyggelsen studeras av avdelningen för Husbyggnad vad gäller bebyggelsestruktur och hustypers förekomst och fördelning, husens energiförsörjning och omsättningsprofil, samt de byggnadstekniska och byggnadsfysikaliska lösningarna. Värmeteknik och Maskinläras huvuduppgifter i jordvärmeprojektet är att klarlägga tekniska och tekniskt ekonomiska förhållanden i den rent apparattekniska delen av en jordvärmepump och den värmetekniska delen av värmeupptagning ur och värmetillförseln till jorden.

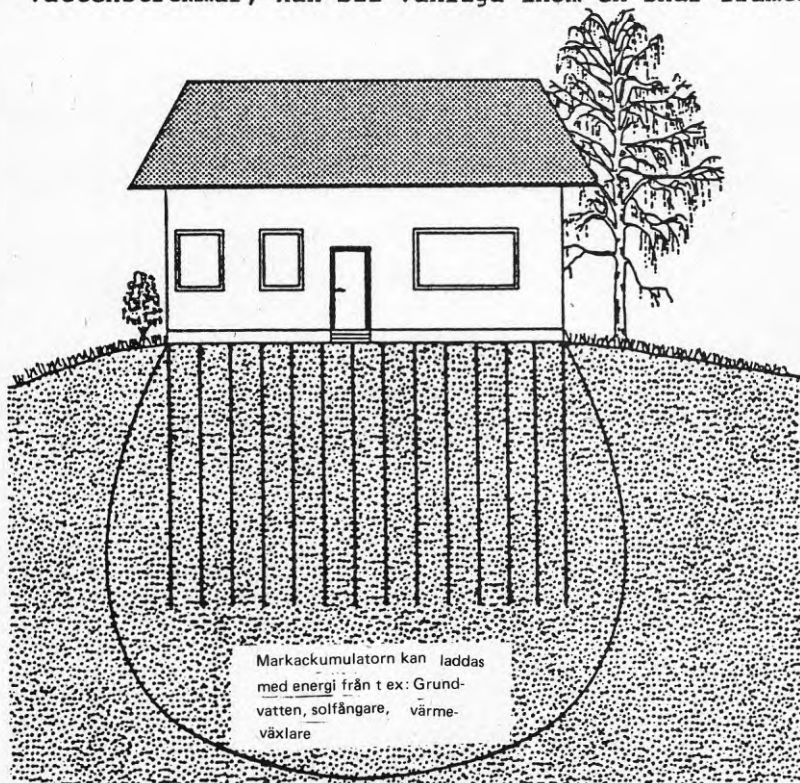
Avsikten med denna rapport är att ge en förståelse för, samt erhålla en god överblick över de geologiska och hydrogeologiska problemställningar som kan tänkas uppstå i samband med planering, projektering och utförande av slang- och rörsystem till olika typer av jordvärme<sup>1</sup>. Två viktiga frågeställningar har inte tagits upp utan kommer att behandlas i ett senare skede. Det är dels lokalklimatets inverkan på bl.a. infiltration m.m. dels markens återhämtningsförmåga på våren och sommaren efter vinterns energiuttag, dvs energiutbytet - markyta - omgivning under våren och sommaren.

Ett slangsystem till ett konventionellt jordvärmesystem går att placera i de flesta typer av mark bara ytbehovet kan tillgodoses, se sid 15. Däremot kan inte avancerade kombinationer med solfångare, luftvärmeväxlare, lagring av energi eller utnyttjande av grundvattenströmmar och markslingor göras utan att ta hänsyn till de hydrogeologiska och geologiska faktorerna på den plats där anläggningen skall placeras. Dessa bestämmer i mycket hög grad vilken kombination som är möjlig.

<sup>1</sup>Med olika typer av jordvärme avses förutom det vanliga konventionella systemet som med hjälp av en värmepump utnyttjar den under sommaren instrålade solenergin på markytan, även sådana system som utnyttjar grundvatten, luft eller solvärme i kombination med rör eller slangar i jord.

I det enklaste av jordvärmesystemen grävs en plastslang ned på ca 1 meters djup. Slangens längd bestäms med utgångspunkt från de geologiska förhållandena och klimatet samt byggnadens effekt- och energibehov. En normal villa (25000-30000 kwh) kräver ca 300-500 m slang, vilket med ett avstånd av 1,5-2,0 m mellan slangarna medför ett behov av ca 400-1000 m<sup>2</sup> fri markyta.

Ett intensivt utvecklingsarbete pågår avseende nya värmepumpsystem. Kombinationer av värmepump och solfångare, luft- värmeväxlare eller jordvärmepump som utnyttjar grundvattenströmmar, kan bli vanliga inom en snar framtid.



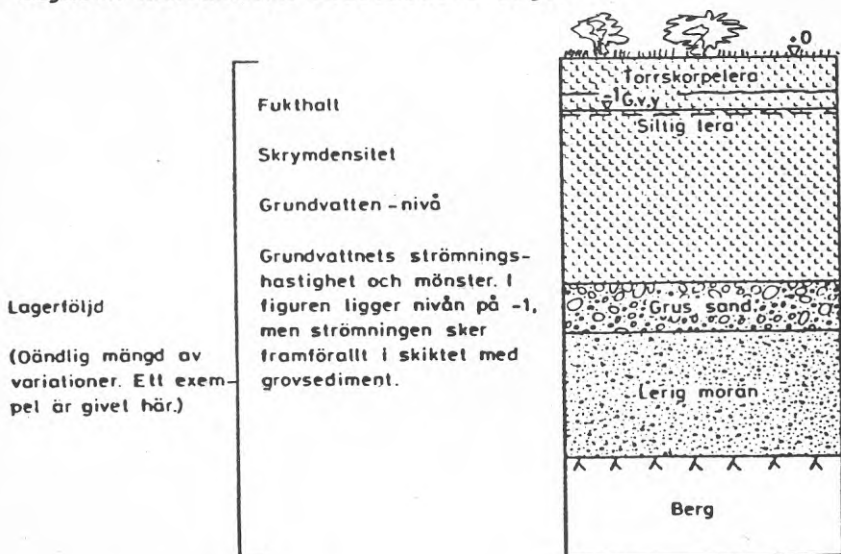
Figur 1. Principen för ett jordvärmesystem med vertikala rör.

Idéer finns även på att utnyttja marken som ackumulator mellan årstiderna för spillvärme, värme från industrin, solfångare (se Modin, 1977), luftvärmewäxlare m m. Energi-

upptagaren kan också utformas enligt andra principer för att minska ytbehoven. Till exempel kan anläggningar, som utnyttjar grundvatten, solfångare, luftvärmväxlare eller spillvärme, använda sig av vertikalt stående koncentriska rör. Dessa mera avancerade jordvärmesystem, se figur 1, är i ännu högre grad beroende av lämplig mark än de enklare.

De geologiska och hydrogeologiska faktorernas inverkan på de olika systemen är varierande. För dimensionering av de enklaste systemen med enbart jordslang + värmepump är det viktigt att framför allt känna till jordarten och dess skrymdensitet samt fukthalt och avstånd till grundvattenytan. Sämst är lösa, torra, grovkorniga jordarter (grov-sediment) ovanför grundvattenytan. Bäst är fuktiga, kompakta, sorterade eller osorterade jordarter (exempelvis lera, morän) eller grovsediment under grundvattenytan.

Avancerade kombinationer mellan solfångare, luftvärmväxlare, lagring av spillvärme eller utnyttjande av grundvattenströmmar och markslingor låter sig inte göras hur som helst. De hydrogeologiska och geologiska faktorerna på den plats, där anläggningen skall placeras, bestämmer i mycket hög grad vilken kombination som är möjlig. Några av de viktigaste faktorerna redovisas i figur 2.



Figur 2. Exempel på geologiska faktorer som inverkar på val och dimensionering av jordvärmesystem.



Väljer man t ex att kombinera solfångare med markslingor är grundvattnets nivå och rörelse av stor betydelse. Ovanför grundvattenytan spelar markens fukttinnehåll samt risken för uttorkning stor roll. Värmeledning och värmekapacitet för en jordart är i hög grad beroende av jordens fukttinnehåll.

Erfarenhetsmässigt har man konstaterat, att marken runt nedgrävda elkraftkablar torkar ut vid temperaturer på 15-35°C (beroende på jordart) över den normala marktemperaturen under sommaren. Andra viktiga faktorer är också kvartshalt, skrymdensitet och kornstorleksfördelning.

Om de hydrogeologiska och geologiska förhållandena är av sådan art, att ett grundvattenutnyttjande system vore att föredra, har naturligtvis grundvattnet och dess rörelse stor betydelse. Även strömningsmönstret är viktigt att känna till.

Systemen med vertikalt stående energiupptagare (rör) är speciellt beroende av att återhämtningen med hjälp av grundvatten under sommaren blir fullständig, eller vid användande av solfångare eller luftvärmväxlare för återställning att en uttorkning av jorden omkring rören inte försämrar ackumulatorns funktion för mycket.

## 2.1 Vanliga jordarter i Sverige

Den i Sverige vanligaste förekommande jordarten är morän. Man brukar räkna med ca 75% täckning. Morän är en osorterad jordart, som avsatts direkt ur isen och de flesta kornfraktioner finns normalt representerade, se tabell 1. Morän är vanligtvis hård och kan vara mycket svår att gräva i. Dess vattengenomsläpplighet, permeabilitet, är vanligen låg men är större i grovkornigare moräner. Avståndet från markytan till grundvattenytan i morän är normalt några meter. Grundvattennivåns årsamplitud är, i morän ganska stor, normalt 1-3 m.

Vetenskaplig (enligt Atterberg)			Praktisk	Kapillaritet (Beskow)	Tjärfarliga
Fraktion	Diameter mm	Under- avdelning	Fraktion		
Block	600	Grovblock	Block		
	600 - <u>200</u>	Finblock			
Sten	<u>200</u> - 60	Grovsten	Sten		
	60 - <u>20</u>	Finsten			
Grus	<u>20</u> - 6	Grovgrus	Grus	< 1 cm	
	6 - <u>2</u>	Fingrus		1 - 3 cm	
Sand	<u>2</u> - 0.6	Grovsand	Sand	3 - 10 cm	
	0.6 - <u>0.2</u>	Mellansand		10 - 30 cm	
Mo	<u>0.2</u> - 0.06	Grovmo	Finsand	30 - 100 cm	X
	0.06-0.02	Finmo		1 - 3 m	X
Mjåla	0.02-0.006	Grovmjåla	Silt	3 - 10 m	X
	0.006-0.002	Finmjåla		10 - 30 m	
Ler	<u>0.002</u> -0.0006	Grovler	Ler	30 - 300 m	
	0.0006-0.0002	Finler		> 300 m	
	0.0002	Kolloider			

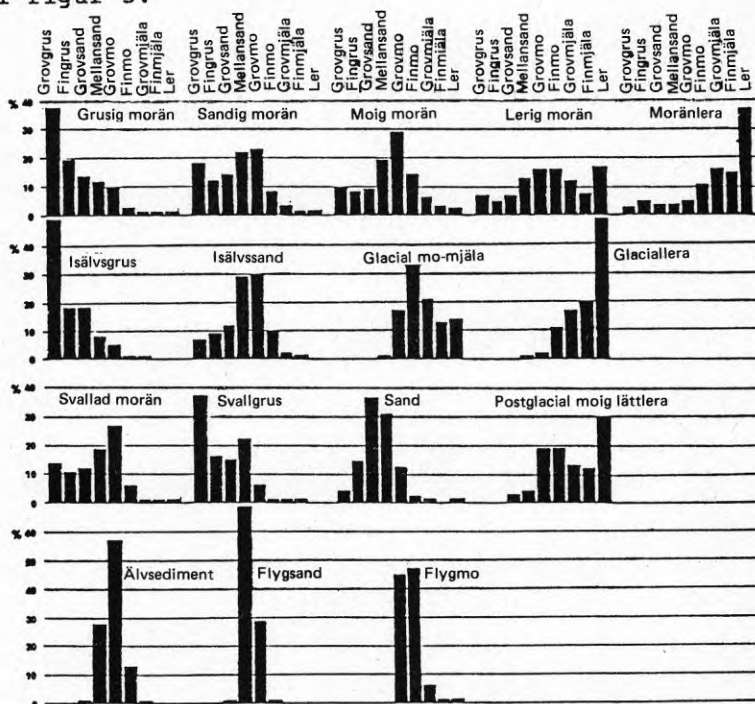
Tabell 1. Kornfraktionernas diameter samt vetenskaplig och praktisk benämning.

En annan stor grupp är sorterade sediment, dvs jordarter som sedimenterat i vatten eller luft. Sediment kan indelas i två grupper, grovsediment (> 0.06 mm) och finsediment (< 0.06 mm). Grovsediment är avsatta i strömmande vatten, medan finsediment avsatts i mer eller mindre stillastående vatten. Sediment är lösa och lättgrävda. Grovsediment har hög permeabilitet. Som exempel kan nämnas isälvsavlagringar, såsom rullstensåsar och sanddeltan. Finsediment, silt och lera, här däremot en betydligt lägre permeabilitet. I lera sker grundvattenförändringarna mycket långsamt.

Grundvattenytan ligger vanligtvis långt under markytan i de allra grövsta materialen (rullstensåsar m m). Det kan röra sig om flera tiotals meter. Årsamplituden är av naturliga skäl liten (stor magasinvolym). Fuktinnehållet ovan grundvattenytan i de grövre fraktionerna är normalt relativt låg. I de finkorniga avlagringarna är motsvarande fuktinnehåll vanligtvis högre. Vattenhalten i lera av Göteborgstyp



brukar ligga mellan 37-50%, dvs en vattenkvot av 60-100%, vilket är mycket högt, en mera vanlig vattenkvot för öst- och mellansvensk lera är av storleken 25-40%. Exempel på kornstorleksfördelning i några vanliga svenska jordarter ges i figur 3.



Figur 3. Kornstorleksfördelning i några vanliga jordarter. Staplarnas höjd anger viktsprocenten av resp kornstorlek i jorden, sedan block och sten tagits bort (Lundqvist 1964).

## 2.2 Geologisk och hydrogeologisk översikt över Sverige

Enligt de normer som använts vid jordartskarteringen i Sverige och som används av bl.a. Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) karteras ytjordlagren ned till ca 0,5-1,0 m djup. Resultatet från karteringen redovisas i kartform med tillhörande beskrivning. Vanliga skalor på jordartskartorna är 1:50 000, 1:100 000 och 1:200 000. Karteringen av Sverige pågår och har inte slutförts.

Nedanstående beskrivning över de geologiska och hydrologiska förhållandena är i huvudsak hämtad från Fagerlind och Knutsson (1977), vilken är den första översiktliga beskrivningen av Sveriges grundvattentillgångar. Anmärkningarna angående mindre grundvattenflöden är författarens.

I Sverige, Norge, Finland och Canada är det geologiska temat relativt unikt om man jämför med övriga världen. Berggrunden domineras här av mycket gamla, kristallina bergarter, framför allt granit och gnejs. Jordlagren består av unga jordarter från den senaste nedisningen och tiden därefter. Dessa berg- och jordarter är relativt täta och svärgeomsläppliga för vatten utom i sprickzoner respektive grovkornigare skikt.

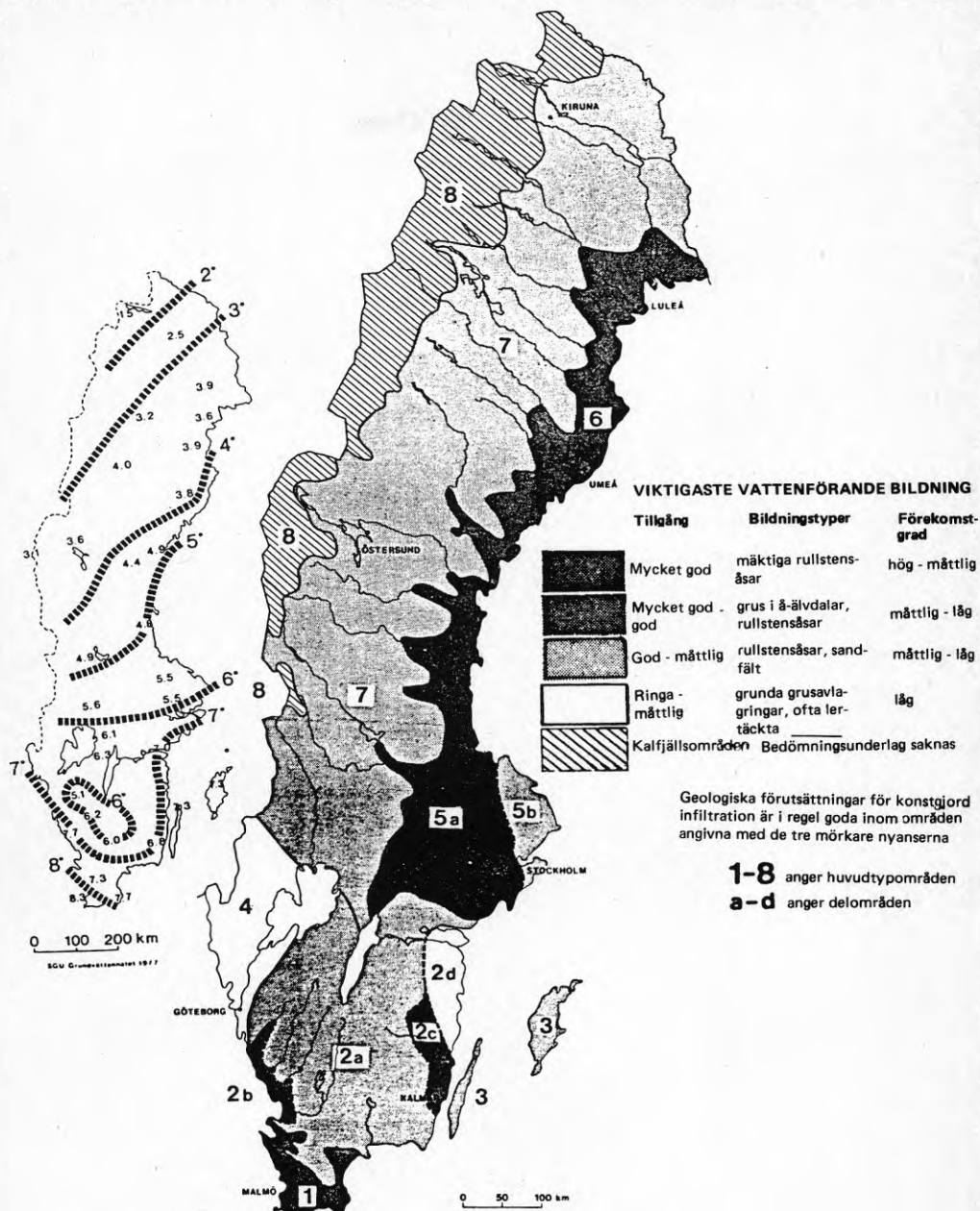
Förutsättningar för större<sup>1</sup> grundvattenflöden är porösa och sprickiga bergarter, t ex kalk- och sandstenar, samt porösa grovkorniga jordlager, framför allt sand- och grusavlagringar. Dessa berg- och jordlager har emellertid begränsad utbredning i Sverige. Sand- och grusavlagringar förekommer mest i smala stråk i form av rullstensåsar och dalfyllnader. De har dock mycket god vattengenomsläpplighet. Förutsättningar för mindre<sup>2</sup> grundvattenflöden är de vanliga bergarterna med sina spricksystem samt finkornigare sandavlagringar och grovkornigare moräner.

Det är stora regionala skillnader i förekomsten av grundvattenförande jord- och berglager. En karta över områden i Sverige med olika geologiska förutsättningar för grundvattenutvinning i jordlager efter Fagerlind och Knutsson (1977) ges i figur 4 samt grundvattentemperaturer.

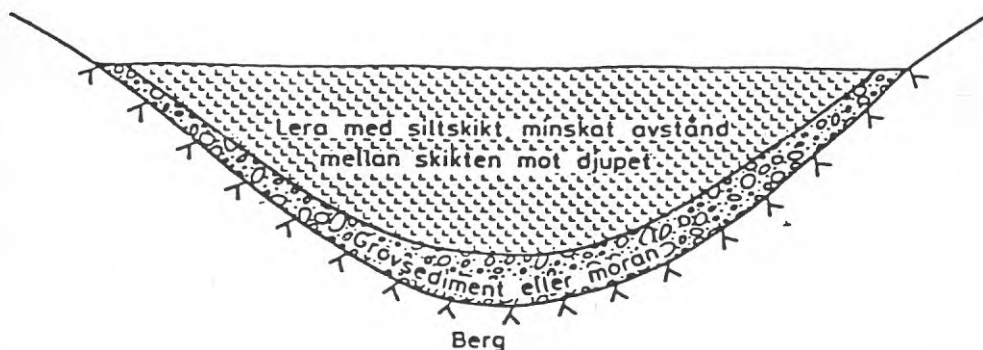
Lera och silt är vanlig i dalar ovanpå eller under grovkornigare material eller direkt på berg. I storstadsområdena, Stockholm, Göteborg, m.fl., förekommer lera och silt i märkliga lager. Figur 5 visar några typiska lagerföljder i dalarna i Stockholms- och Norrköpingsområdet samt Göteborgsregionen.

1 Med större grundvattenflöden menas här sådana grundvattenflöden som kan utnyttjas med hjälp av värmepump för uppvärmning och där lagring av energi i marken inte fungerar då grundvattenströmmen är för stor och det troligen är för svårt och dyrt att stoppa flödet.

2 Med mindre grundvattenflöden menas sådana som även de går att utnyttja med hjälp av värmepump men där anläggningarna inte går att göra så stora, villavärmepump etc. Lagring av energi i dessa marklager fungerar inte utan att flödet minskas eller hindras på något sätt.



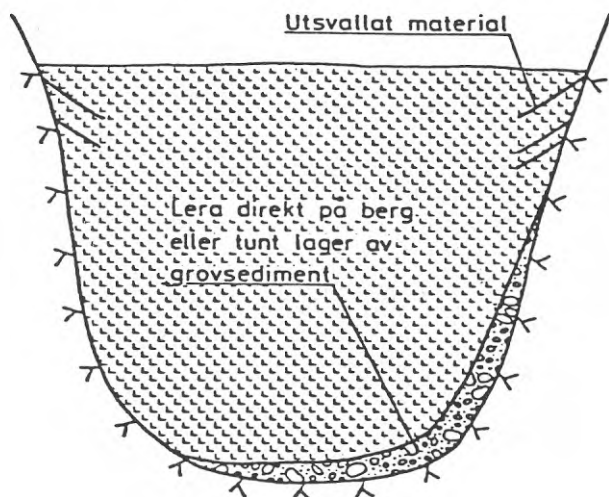
Figur 4. Områden med olika geologiska förutsättningar för grundvattenutvinning i jordlager samt grundvattentemperaturernas årsmedelvärde 1968-1975, (Fagerlind och Knutsson, 1977).



Östra mellansverige:

Vanligt jorddjup i dalarna: Stockholmsområdet 3-25 m

Norrköpingsområdet 5-35 m (Tjockare lerlager)



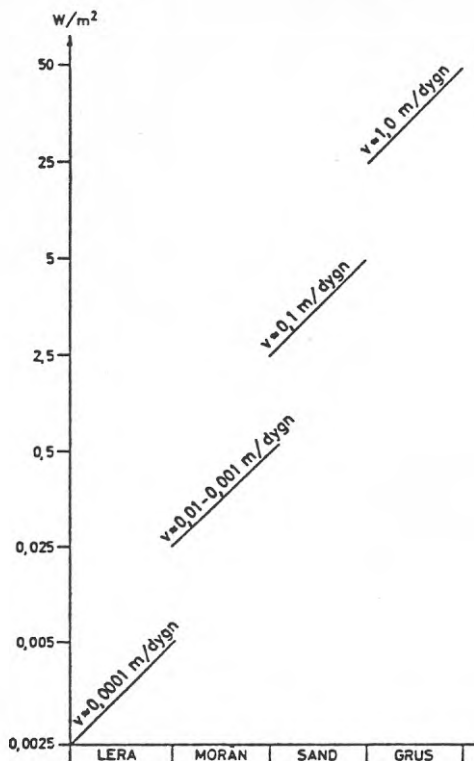
Göteborgsområdet: (utom Götaälvdalen där grovsedimenten är avsevärt tjockare). Vanligt jorddjup 10-80 m.

Figur 5. Dalgångarnas vanliga utseende och lagerföljd i östra mellansverige respektive Göteborgsområdet.

Grundvattnet kan vara av stor betydelse för utformningen av jordvärmepumpsystem. Det kan utnyttjas på olika sätt till en värmepump. Man kan pumpa upp det från en brunn eller system av brunnar och kyla det direkt med hjälp av värmepumpens förångare. Det nedkylda vattnet infiltreras sedan i närheten så att förändring av grundvattennivån undviks. Metoden kräver ett ganska varmt grundvatten ( $> +6^{\circ}\text{C}$ ) för att det inte skall bli för stora pumpflöden eller problem med frysning på förångaren och avfrostning av den. De grundvattenförande marklagren måste kunna avge relativt mycket vatten. Med en temperatursänkning av  $3^{\circ}\text{C}$  på det upp-pumpade grundvattnet krävs det  $5\ 800\ \text{m}^3$  vatten till en villa med ett energibehov av ca  $20\ 000\ \text{kWh}$ . Antar man att vi behöver denna energi under fyra av årets månader, krävs det att brunnen kontinuerligt kan ge ett flöde av drygt  $2\ \text{m}^3/\text{h}$ . I stället för att pumpa upp grundvattnet till värmepumpens förångare kan ett slangsystem placeras i de grundvattenförande marklagren. Grundvattnet kan då utnyttjas även till frysning, vilket medför att man kan utnyttja slangarna ännu effektivare i jämförelse med det slangsystem, som placerats i mark utan grundvattenrörelse. Nackdelen är att det kan vara långt till grundvattnet, vilket gör det svårt i vissa fall att använda horisontella system, utan det är kanske lämpligare att använda sig av vertikalt stående rör. I fortsättningen har tyngdpunkten lagts på det passiva systemet med slangarna i grundvattnet. Effekttillskottet kan bli avsevärt i jordarter med förutsättningar till större vattenflöden, se figur 6.

För system som använder sig av artificiell återhämtning med hjälp av solfångare m m får inte grundvattenflödet bli för stort så att den lagrade energin så att säga "rinner bort" under hösten. Beroende på hur länge energin skall lagras innan den utnyttjas kan man tolerera olika stora grundvattenrörelser. Skall den lagrade energin gå att ta tillbaka med hjälp av samma rörsystem, som den lagrades med, får vattenrörelsen inte bli för stor. Antag att en markackumulator för solenergi tolererar en verklig grundvatten-



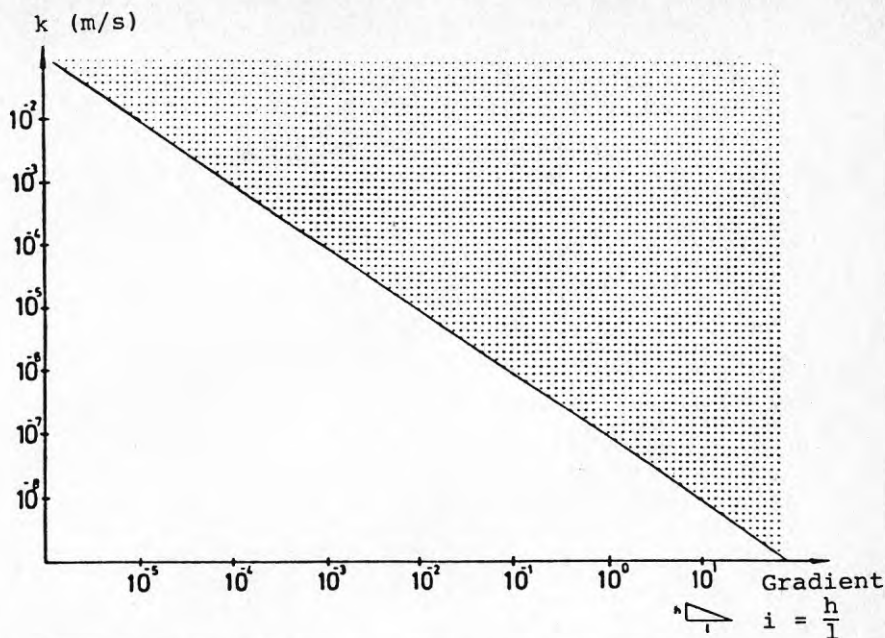


Figur 6. Exempel på effekttillskott per vertikal ytenhet i jorden vid en temperatursänkning på  $1^{\circ}\text{C}$  över värmeupptagaren.

rörelse av ca 3 m under 3 månader. Alla kombinationer av permeabilitet och gradient (vid effektiv porositet av 20%) som ligger ovanför linjen i figur 7 ger då en större vattenrörelse under samma tid.

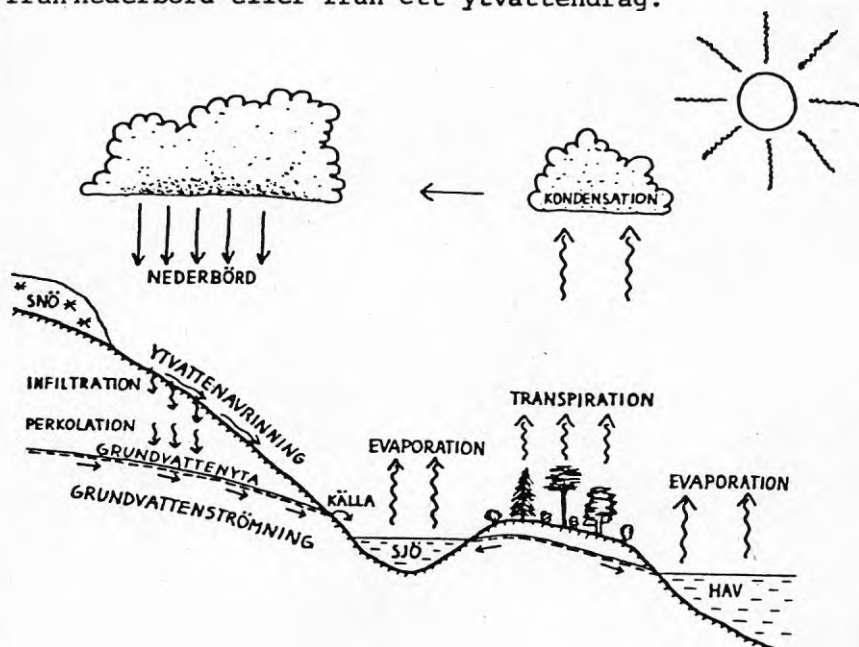
Nedanstående beskrivning av grundvattnets förekomst är en sammanställning av material i huvudsak från Knutsson och Morfeldt (1973) samt Todd (1959), Holmstrand (1976, 1977) och Knutsson och Fagerlind (1977).

Grundvattnet utgör den underjordiska delen av vattnets kretslopp i naturen, se figur 8. Grundvatten är det vatten som fyller hålrum i jord och berg och vars hydrostatiska tryck är större än eller lika med atmosfärstrycket. Grund-



Figur 7. Sambandet mellan permeabilitet och gradient för en maximal verklig grundvattenrörelse av 3 m under 3 månader i ett material med en effektiv porositet av  $n' = 20 \%$

vattnet bildas genom infiltration av ytvatten, antingen direkt från nederbörd eller från ett ytvattendrag.



Figur 8. Vattnets kretslopp i naturen ( efter D K Todd 1959).

Genom växternas transpiration och genom avdunstning (evaporation) från mark, älvar, sjöar och hav tillförs vattnet därefter atmosfären. Vattnets kretslopp är därigenom slutet. Grundvattenförhållandena är sålunda beroende av geologiska, topografiska, hydrogeologiska och klimatologiska företeelser och förlopp.

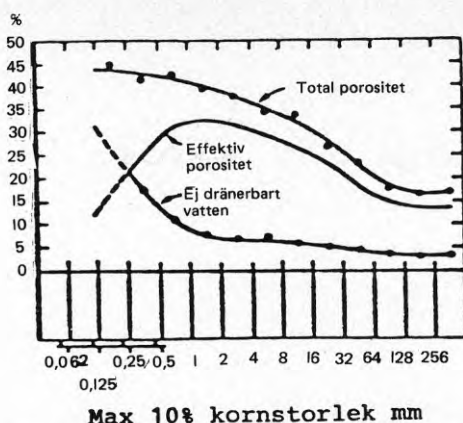
### 3.1 Bestämning av grundvattenflöden

Två grundläggande begrepp vad gäller grundvatten i jord- och berglager är porositet och permeabilitet. Med porositet eller hålrumsfaktor avses den sammanlagda volymen porer, dvs hålrum, i procent av den totala volymen av en jord- eller bergart. Porositeten i lösa avlagringar är avhängig kornstorleksfördelningen samt kornens packning, form och arrangemang. Sorteringsgraden är av stor betydelse. Porositeten i berggrund är dessutom beroende av graden av konsolidering och cementering (t ex för sandsten), graden av utlösning (för kalksten och dolomit) samt sprickigheten (speciellt för kristallin berggrund). Porositeten ( $n$ ) kan bestämmas med hjälp av olika apparater. Den kan också beräknas med kännedom om materialets kompaktdensitet (specifik vikt,  $\rho_s$ ) och torrdensitet (torrvolymvikt,  $\rho_d$ ) enligt följande:

$$n = 100 \left( 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \right) \text{ volymsprocent}$$

Svårigheten är emellertid att utföra dessa bestämningar (porositet resp torrdensitet) på ett korrekt sätt (i o-störda representativa prov). Den nu nämnda porositeten brukar i grundvattensammanhang kallas den totala porositeten till skillnad från den effektiva porositeten (vattenavgivningstalet), dvs volymen av de porer, de icke-kapillära porerna, där vattnet kan röra sig fritt, se figur 9. Vid fri grundvattenyta är effektiva porositeten detsamma som magasinskoefficienten ("specific yield",  $S_y$ ). Vid artesiska förhållanden avser magasinskoefficienten ( $S$ ) den mängd vatten som avges resp. tillförs magasinet i ett vertikalt tvärsnitt på  $1 \text{ m}^2$  genom hela det vattenförande lagret vid en sänkning resp. höjning av tryckytan på  $1 \text{ m}$ .





Figur 9. Total porositet, effektiv porositet och fältkapacitet (ej dränerbart vatten) i poröst material med olika kornstorlekssammansättning. (Efter Todd, 1959).

Med permeabilitet (= hydraulisk konduktivitet,  $k$ ) avses en jord- eller bergarts vattengenomtränglighet, kvantitativt angiven som den vattenmängd vid  $10^{\circ}\text{C}$ , som per tidsenhet genomtränger ytenheten av en mot strömriktningen vinkelrätt tvärsektion av det vattenförande lagret, när den hydrauliska gradienten är lika med 1. Permeabiliteten bör uttryckas i m/sek. Vattentemperaturen  $+ 10^{\circ}\text{C}$  föreslogs av Ekström (1938). Andra referenstemperaturvärden förekommer i bl a amerikansk litteratur.

Permeabiliteten beror dels på materialets egenskaper (den effektiva porositeten, de icke-kapillära porernas kontinuitet, strukturen, lagerföljden, mängden innesluten luft, figur 10 a-c, dels på vätskans egenskaper (tätheten, temperaturen/viskositeten). Permeabiliteten kan variera i olika riktningar i en geologisk bildning. I sedimentära bildningar är oftast den horisontella permeabiliteten större än den vertikala. Som ett mått på hur mycket vatten, som vid en viss gradient kan röra sig genom ett lager används transmissivitetskoefficienten ( $T$ ). Den är lika med permeabilitetskoefficienten multiplicerad med det vattenförande lagrets mäktighet ( $\text{m}^3/\text{m}/\text{sek}$ , dvs  $\text{m}^2/\text{sek}$ ).

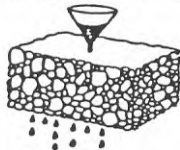
Permeabilitet för några vanliga jordarter ges i tabell 2.

Jordart	Permeabilitet, m/s	Jordart	Permeabilitet, m/s
<u>Moräner</u>		<u>Sediment</u>	
Grusig morän	$10^{-5}$ - $10^{-7}$	Fingrus	$10^{-1}$ - $10^{-3}$
Sandig morän	$10^{-6}$ - $10^{-8}$	Grovsand	$10^{-2}$ - $10^{-4}$
Molg morän	$10^{-7}$ - $10^{-9}$	Mellansand	$10^{-3}$ - $10^{-5}$
Lerig morän	$10^{-8}$ - $10^{-10}$	Grovmo	$10^{-4}$ - $10^{-6}$
Moränlera	$10^{-9}$ - $10^{-11}$	Finmo	$10^{-5}$ - $10^{-7}$
		Mjåla	$10^{-7}$ - $10^{-9}$
		Lera	$< 10^{-9}$

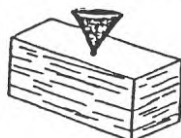
Tabell 2. Överslagsvärden på permeabilitet för olika jordarter (efter Fagerström och Wiesel, 1972).



Figur 10a. Ensoraterat, grovkornigt, löst lagrat friktionsmaterial (grovsediment). Stor vattengenomtränglighet (C-O Morfeldt 1972).



Figur 10b. Osoraterat, hårt packat friktionsmaterial (morän). Liten vattengenomtränglighet (C-O Morfeldt 1972).



Figur 10c. Kohesionsmaterial (lera). Vattentätt (C-O Morfeldt 1972).

Permeabiliteten kan bestämmas dels på laboratorium, dels i fält. Den stora nackdelen med samtliga laboratoriemetoder och en del fältmetoder är, att antalet bestämningar med hänsyn till jord- och berglagrens heterogenitet blir alltför få och ibland föga representativa för att ett godtagbart värde skall kunna erhållas. Vid vissa fältförsök erhålls däremot ett genomsnittligt  $k$ -värde för ett större område.

Bland laboratoriemetoder skiljer man mellan indirekta och direkta metoder. För grova överslagsberäkningar

kan man använda sig av någon indirekt metod t ex Hazen<sup>1</sup> eller Ericsson (1978), som bygger på mekanisk analys av materialet. De direkta laboratoriemätningarna utförs med sk permeametrar av skilda konstruktioner (Fagerström och Wiesel, 1972), dels på störda, dels på ostörda prov. Vattentemperaturen måste hållas konstant, annars blir mätvärdena ojämna. En gemensam felkälla utgörs framför allt av att det - trots vattenmätning med luftfritt vatten - oftast stannar kvar en del luft i provet. Endast vid mätning under vakuum kan all luft drivas ut, men då förstörs i gengäld strukturen i provet. Vidare är permeabiliteten större vid provkärlets väggar än i provhuvudmassan. Storleken av detta fel beror på förhållandet mellan diametern på provkärlet och diametern på de enskilda kornen. Väggeffekten kan minskas genom att väggytan behandlas med olika medel. Om man vid försöken använder destillerat vatten, erhåller man för låga permeabilitetsvärden i förhållande till de som uppmäts i naturliga vatten. Vid försök med störda prover blir felen mycket stora. Porositet, packning, lagring och kornorientering och därmed också k-värde ändras vid omröring och ompackning. Dessa felkällor uppträder inte vid bestämningar av ostörda prov. Fältmetoderna är av tre slag: permeabilitetsmätningar, pumpförsök och spårämnesförsök. Permeabilitetsmätningarna tillgår på följande sätt. Ett rör med perforerad spets drivs ner under grundvattenytan. Rørsilen pumpas ren för att alla vattenpassager skall vara öppna. Själva mätningen utförs antingen genom att grundvattenytan sänks till ett visst djup, varefter stighastigheten observeras, eller genom att en viss mängd vatten tillsätts i röret eller genom att en kropp sänks ned i vattnet, varvid vattenytan hastigt stiger, varefter sjunkhastigheten mäts. K-värdet beräknas sedan med hjälp av de erhållna värdena.

En säker, men omständig och dyrbar metod att bestämma k-värdet i fält är sk pumpförsök, som främst brukar komma till utförande vid provpumpningar av vattentäkter.

<sup>1</sup>Se Fagerström och Wiesel (1972).

Den mest invändningsfria metoden att bestämma  $k$ -värdet torde vara att märka vattnet med ett specifikt ämne och observera dess förflyttning mellan olika punkter, dvs ett spårämnesförsök. På detta sätt fastställs grundvattnets verkliga medelströmhastighet ( $u$ ). Sambandet kan bestämmas med Darcys lag  $v = k \cdot i$ , där  $v = n \cdot u$ ,  $n$  betecknar effektiva porositeten och  $i$  hydrauliska gradienten. Härigenom skulle tidigare nämnda felkällor elimineras. Vidare skulle man då samtidigt få information om andra karakteristika hos grundvattnet, dess strömningsmönster, tillrinningsvägar och eventuella förbindelsevägar med andra grundvattenreservoarer. Användningen av spårämnen är dock inte helt problemfri.

När det gäller undersökningar för att klarlägga hydrauliska förbindelser, är svårigheten att finna lämpliga spårämnen inte så stor, eftersom ämnets uppträdande i grunden inte är av helt avgörande betydelse för undersökningen och tolkningen av undersökningsresultaten.

I fråga om undersökningar för att bestämma grundvattnets verkliga strömhastighet föreligger däremot stora svårigheter att finna lämpliga spårämnen. Det ideala spårämnet måste nämligen uppfylla följande fordringar:

1. Det måste följa grundvattnets rörelser utan att adsorberas eller fördröjas i grunden.
2. Det får inte reagera med materialet i grunden eller med det naturliga vattnet.
3. Det skall vara påvisbart i mycket låga koncentrationer så att inte grundvattnets fysikaliska och kemiska förhållanden förändras.
4. Det får inte vara hälsofarligt eller medföra skador på växt- och djurlivet.
5. Det skall kunna anskaffas till rimlig kostnad.

Spårämnen kan indelas antingen efter sättet för detektering eller efter arten av spårämnena (G Knutsson, 1970).

De indirekta metoderna (Hazen, m fl) som beskrivs i Fagerström och Wiesel (1972) ger för närvarande inte tillräcklig noggrannhet för att kunna användas vid dimensionering av jordvärmesystem. Någon statistisk utvärdering av metoderna har inte gjorts, vilket medför att någon säkerhet på gjord bestämning ej går att ange. För att permeabilitetsbestämningar skall kunna användas i större utsträckning vid dimensionering och val av jordvärmesystem (både grundvattenutnyttjande och lagrande system) bör inte metoden ge större spridning (konfidensintervall) än de som anges i tabell 3. Med vilken sannolikhet detta intervall (konfidensgrad) skall gälla för bestämt permeabilitetsvärde är i dag mycket svårt att säga. Konfidensgraden bör anpassas efter rådande tekniska och ekonomiska förutsättningar. Ovanstående bör gälla både indirekta, laboratorie- och fältmetoder.

Permeabilitetsområde	Maximal spridning
$<10^8$	$\pm 5 \cdot 10^{-9}$
$10^{-6} - 10^{-7}$	$\pm 2 \cdot 10^{-7}$
$10^{-5} - 10^{-6}$	$\pm 2 \cdot 10^{-6}$
$10^{-4} - 10^{-5}$	$\pm 2 \cdot 10^{-5}$
$10^{-3} - 10^{-4}$	$\pm 2 \cdot 10^{-5}$
$10^{-2} - 10^{-3}$	$\pm 2 \cdot 10^{-4}$
$10^{-1} - 10^{-2}$	$\pm 2 \cdot 10^{-4}$
$>10^0$	$\pm 2 \cdot 10^{-4}$

Tabell 3. Önskvärd maximal spridning på permeabilitetsbestämningar inom olika permeabilitetsområden för att bestämningar skall kunna utnyttjas vid dimensionering och val av jordvärmesystem.

Större spridning än vad som anges i tabell 3 på permeabilitetsbestämningar gör det svårt att ta hänsyn till grundvattenströmmar utom vid kraftigare flöden. Det blir även svårare att klart



bestämma gränserna för det område där varken lagrande system eller grundvattenutnyttjande system går att använda, dvs när flödet är för stort för att lagring skall ske men för litet för att man skall kunna utnyttja det. Dimensioneringen måste ske för de två systemen mot det övre respektive det nedre gränsvärdet.

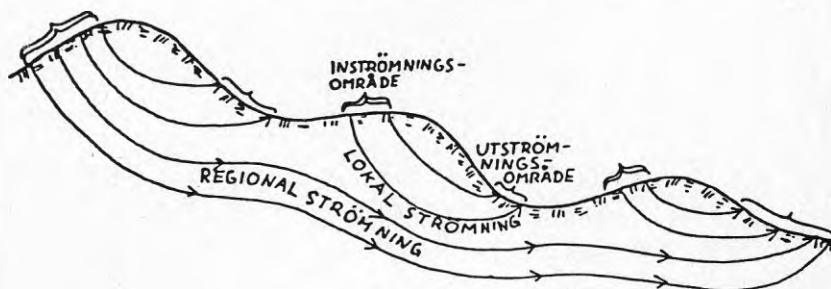
### 3.2 Vattnets strömning i jord

Grundvattnets strömning är i allmänhet laminär. Turbulent strömning kan förekomma i grova sten- och blockjordarter och förekommer i större, öppna spricksystem i berggrunden särskilt i så kallade karstområden. Strömhastigheten vid laminär strömning bestäms av den hydrauliska gradienten och vattengenomträngligheten i den grundvattenförande formationen. Strömningen i porösa jord- och bergarter är mycket långsam (dm/dygn - m/dygn). Strömhastigheten i närheten av grundvattentäckter är dock ofta avsevärt högre. Vid några vattentäckter med konstgjord infiltration har strömhastigheter på 10-25 m/dygn fastställts med hjälp av spårämnen, i ett fall uppges den extremt höga hastigheten 250-300 m/dygn (De Geer 1970). Vid beräkning av strömhastigheten hos ett grundvatten skiljer man mellan den skenbara medelströmhastigheten  $v$ , dvs den hastighet, som erhålls genom att dividera flödet med totala genomströmningsarean ( $v = Q/A$ ), och mellan den verkliga medelströmhastigheten  $u$ , som är en vattenpartikels hastighet mellan två punkter. Sambandet mellan skenbara och verkliga medelströmhastigheter ges av uttrycket  $v = n \cdot u$ , där  $n$  betecknar effektiva porositeten. Efter en serie försök uppställde fransmannen Darcy en lag för grundvattnets strömning i ett poröst material:  $v = k \cdot i$ , där  $v$  betyder strömhastigheten och  $k$  permeabiliteten och  $i$  den hydrauliska gradienten. Som ovan påtalats föreligger stora svårigheter att bestämma  $k$ -värdet. Den hydrauliska gradienten bestäms däremot lätt genom avvägning av grundvattenytan. Härvidlag erfordras nivåuppgifter från minst tre punkter, vilka inte får vara belägna utefter en rät linje.

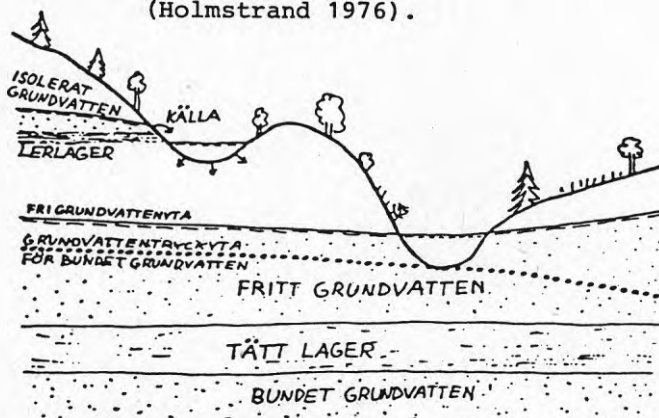
Utgående från grundvattnets flödes hastighet kan totala vattenflödet  $Q$  bestämmas enligt

$$Q = v \cdot a = (k \cdot i \cdot A)$$

där  $Q$  är den vattenmättade zonen area i det tvärsnitt där hastigheten  $v$  har bestämts. Grundvattnets strömning följer normalt markytan i stora drag. Avrinningsmönstret överensstämmer i stort sett med ytvattnets avrinningsmönster, se figur 11. Grundvattnet förekommer på olika sätt i olika typer av vattenförande jordlager enligt figur 12. I berg bildas grundvatten på olika sätt. I huvudsak enligt de principer som ges i figur 13.

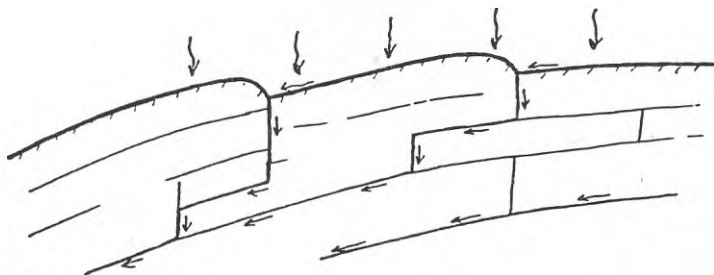


Figur 11. Principen för grundvattnets strömning i vertikal-led. Observera att höjdskalet är överdriven. I normala fall kan man räkna med att grundvattnet i stort sett rör sig parallellt med markytan. (Holmstrand 1976).



Figur 12. Grundvattnets förekomst i olika typer av vattenförande lager. (Holmstrand 1976).

- A. PORÖSA BERGARTER (SANDSTENAR) fungerar ungefär som jord.
- B. KALKSTENAR fungerar på ett speciellt sätt. I sådana bergarter utbildas s.k. karst, vilket innebär att sprickor och andra svaghetszoner genom utlösning av kalk vidgas till öppna rännor eller grottor.
- C. KRISTALLINA BERGARTER (GRANIT, GNEJS, mm) är i allmänhet så gott som täta vad gäller själva bergartsmassan. Vattenföring endast i sprickor och andra svaghetszoner. Grundvattenförhållandena är helt avhängiga sprickmönstrets utformning.
- Exempel:



Figur 13. Exempel på grundvattenföring i kristallint berg. (Holmstrand, 1976).

### 3.3 Beräkning av effekttillskott från grundvattenflöde

För beräkning av grundvattenströmmens inverkan på ett jordvärmesystem inom ett område måste följande uppgifter om marken i området tas fram:

1. Jordlagrens mäktighet, jordarter och lagerföljd.
2. Grundvattennivåer, strömningsriktning och strömningsmönster.



### 3. De olika lagrens permeabilitet och hela lagerföljdens transmissivitet.

När ovanstående är känt kan effekttillskottet per m<sup>2</sup> lodrät yta under grundvattenytan beräknas enligt

$$P_G = k \cdot i \cdot c_w \cdot \Delta t \quad \left(\frac{W}{m^2}\right) \text{ där}$$

$k$  = permeabilitet (m/s)

$i$  = hydraulisk gradient

$c_w$  = värmekapacitiviteten hos vattenflödet  
 $(4,18 \cdot 10^6 \frac{W_s}{m^3 C})$

$\Delta t$  = temperatursänkning på flödet (°C)

Effekttillskottet per breddenhet av akviferen beräknas enkelt genom att permeabiliteten byts ut mot transmissiviteten:

$$P_G = T \cdot i \cdot c_w \cdot \Delta t \quad \left(\frac{W}{m}\right) \text{ där}$$

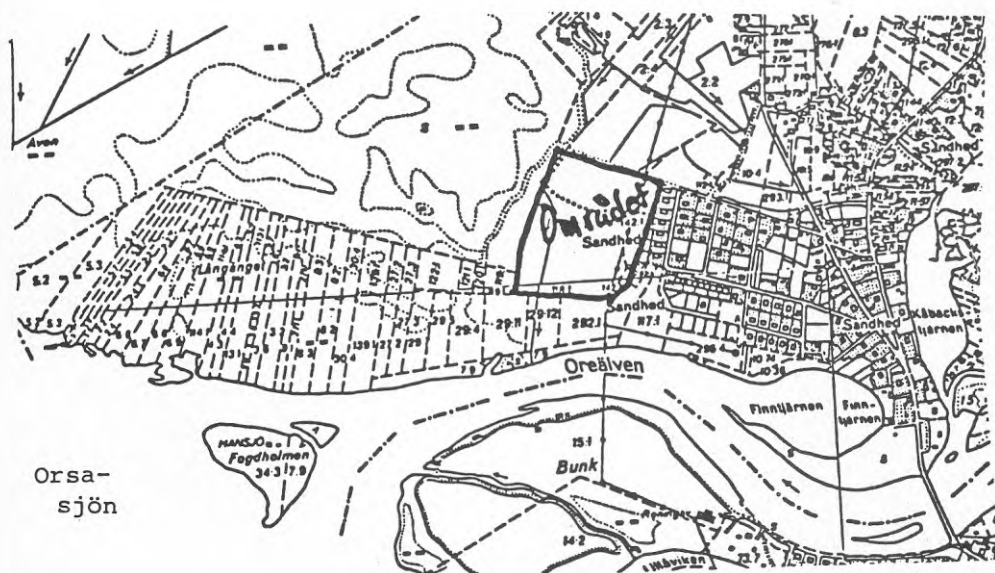
$$T = \left(\frac{m^2}{s}\right)$$

Hur mycket av det beräknade effekttillskottet som utnyttjas av ett jordvärmesystem kommer att undersökas i det fortsatta projektet om jordvärme.

#### Exempel:

För ett område i Orsa kommun, Sandhed, gjordes en undersökning enligt punkterna 1-3. Permeabiliteten för de olika jordlagren samt transmissiviteten bestämdes med hjälp av de indirekta metoderna som anges i Fagerström och Wiesel (1972) och Ericsson (1978) och direkta laboratorieförsök samt med hjälp av flödesberäkningar. Hela området (260 x 290 m<sup>2</sup>) består av samma typ av avlagring med de grövsta fraktionerna överst och allt finkornigare mot djupet (grovsand - mellansand - lera). Grundvattnets nivå låg på ca 0,1 - 2,3 m under markytan vid undersökningstillfället.

Gradienterna i området var förhållandevis höga 0,01-0,005 (mot normalt i ett sandigt material: 0,001). Anledningen härtill är antagligen närheten till Orsasjön vars reglering påverkar området, se figur 14. Sammanlagt togs det ca 35 prover för vilka permeabiliteten bestämdes. Provtagningsmetoder var hejarbocksöndering medelst vattenuppspolning av material ned till 13 meters djup samt grävning med grävmaskin till 4 meters djup. I de maskingrävda groparna togs dels störda och dels ostörda prov (se Andersson, 1955).



Figur 14. Sandhed med Ore älv och Orsasjön.

Resultatet från bestämningarna av permeabiliteten med de olika metoderna visade på helt olika värden mellan de olika metoderna på ett och samma prov. Till exempel om ett ostört prov taget med provcylinder, dels utsattes för permeabilitetsförsök direkt på cylindrarna och dels med hjälp av de tidigare angivna indirekta metoderna blev resultatet mycket spritt, se tabell 4. Förutom att permeabilitetsbestämningarna för närvarande ger stor osäkerhet vid en di-

Metod	Permeabilitet m/s	Effekttillskott vid sänkning av vattentempera- ren med 1°C per vertikal m <sup>2</sup> (W/ m <sup>2</sup> ) vid aktuell gradient (6,7 · 10 <sup>-3</sup> )	Vatten- rörelse m/dygn effektiv porosi- sitet satt till 30%
Hazen	$8,1 \cdot 10^{-4}$	22,8	1,6
Ericsson (1978)	$15 \cdot 10^{-4}$	42,0	2,9
Överslag enligt fig. 8, Fagerström och Wiesel (1972)	$1,5 \cdot 10^{-4}$	4,2	0,3
Överslag enligt fig. 9, Fagerström och Wiesel (1972)	$10 \cdot 10^{-4}$	28,0	1,9
Permeabilitetsbe- stämning i labora- torie på ostörd cy- linder	$2,5 \cdot 10^{-4}$	7,0	0,5

Tabell 4. Exempel på spridningen av resultatet vid bestämning av permeabilitet på ett och samma prov med hjälp av indirekta metoder (de 4 första) och direkta laboratorieförsök. Det aktuella jordprovet bestod av en mycket väl sorterad sand med 94% av materialet inom gränserna för fraktionerna grovsand - mellansand. Av de indirekta metoderna torde 1, 2 och 4 vara de mest lämpade för ett sandigt material.

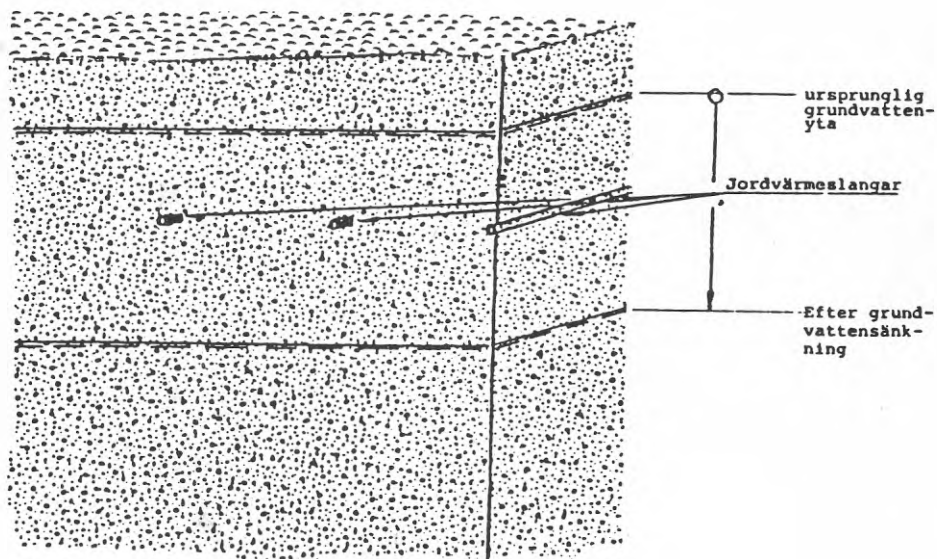
mensionering spelar lagerföljd och variationer i jordarter en mycket stor roll. För att en beräkning av lagerföljd och jordartens inverkan skall kunna göras (t ex figur 2 sid15) både för system som utnyttjar grundvattnet och system där man tänker sig lagra energi, är det nödvändigt med bättre undersökta metoder för bestämning av permeabilitet. Följande krav bör kunna ställas på de metoderna.

1. Enkla och billiga fältundersökningar.
2. Enkel analys av prov eller försök.

3. Ge tillräcklig noggrannhet så att en dimensionering kan ske med en statistiskt bestämd säkerhet som tagits fram genom en lång serie försök med metoderna, se sid 31.

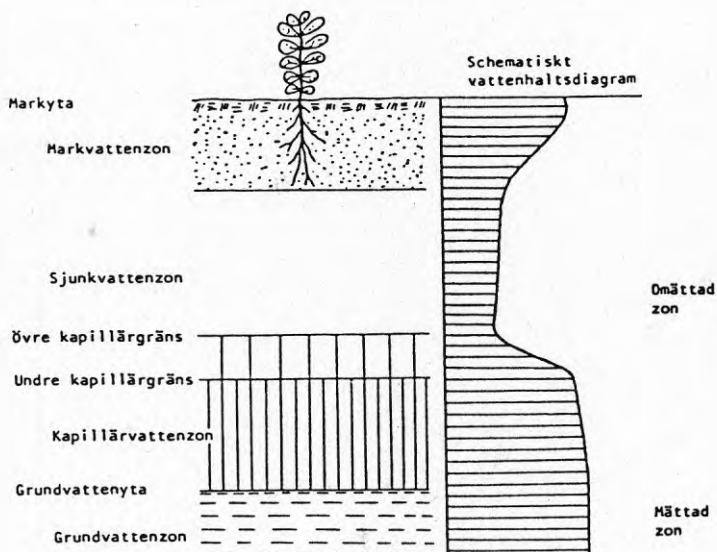
Det är inte enbart för jordvärme som bättre metoder för bestämning av permeabilitet är nödvändiga, utan en rad andra områden har samma behov, exempel: brunnsdimensionering, infiltration av dagvatten, avfallshantering (soptippar m m).

Vid planering och projektering av jordvärmesystem, speciellt horisontella, bör man tänka på och förebygga riskerna för en framtida grundvattensänkning. System som dimensionerats utgående från utnyttjande av ett grundvattenflöde kan få stora problem om grundvattnets nivå sänks som i figur 15. Anledningen till sänkningen av grundvattennivån kan vara anläggande av vatten- och avloppssystem, tunneldrivning i närheten, vägbyggen m m, dvs själva urbaniseringsprocessen. Som motverkande åtgärder kan det eventuellt vara bra med lokal infiltration av dagvatten.



Figur 15. Avsänkning av grundvattensytan genom tunnel-drivning.

Det vatten, som ovanför grundvattenytan påverkar dimensioneringen av framför allt de horisontella jordvärmesystemen, är det som förekommer i den omättade zonen, se figur 16.

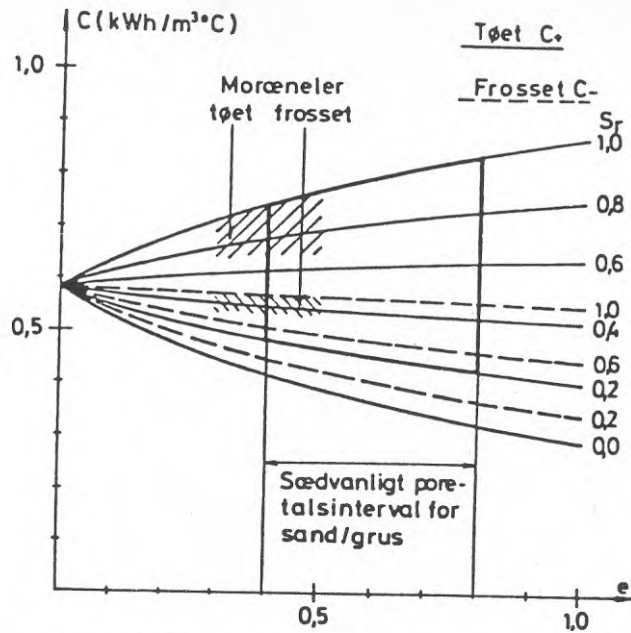


Figur 16. Zonindelning av vattnets förekomst under markytan samt schematiskt vattenhaltsdiagram. Vattenhalten i markvattenzonen varierar kraftigt. Den redovisade bilden tänkes motsvara förhållandet strax efter ett nederbördstillfälle. (Holmstrand, Ericsson 1978).

Fukthalten påverkar värmekonduktiviteten, värmekapacitivitet och uttagbart frysvärme hos jord. I figur 17 ges exempel på hur värmekapacitiviteten varierar med vattenmättnadsgrad samt portal.

I tabell 5 ges exempel på hur både värmekonduktivitet och värmekapacitivitet varierar med bl a fukthalt.





Figur 17. Värmekapacitivet som funktion av porositet och vattenmättnadsgrad (Balstrup 1977).

Material	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]	w [%]	C [Ws/m <sup>3</sup> °C]	$\lambda$ [W/m°C]	a [m <sup>2</sup> /s]
Mellansand, lös	1510	4,5	$1,52 \cdot 10^6$	0,72	$0,47 \cdot 10^{-6}$
Mellansand, packad	1710	5,1	$1,72 \cdot 10^6$	1,30	$0,76 \cdot 10^{-6}$
Mellansand, packad	1580	11,7	$2,05 \cdot 10^6$	1,09	$0,53 \cdot 10^{-6}$
Mellansand, packad	1580	21,7	$2,72 \cdot 10^6$	1,58	$0,58 \cdot 10^{-6}$
Kvartsand	1540	0,2	$1,21 \cdot 10^6$	0,34	$0,28 \cdot 10^{-6}$
Sandigt grus	1800	2,4	$1,59 \cdot 10^6$	0,72	$0,45 \cdot 10^{-6}$
Sandigt grus	1800	14,9	$2,55 \cdot 10^6$	1,58	$0,62 \cdot 10^{-6}$
Sandigt grus	1910	15,9	$2,81 \cdot 10^6$	1,80	$0,64 \cdot 10^{-6}$
Natursingel	1550	torr	$1,24 \cdot 10^6$	0,34	$0,27 \cdot 10^{-6}$
Natursingel	1550	14,8	$2,20 \cdot 10^6$	1,30	$0,59 \cdot 10^{-6}$
Grovmo	1610	9,6	$2,01 \cdot 10^6$	1,36	$0,68 \cdot 10^{-6}$
Mjäla	1320	2,3	$1,21 \cdot 10^6$	0,22	$0,18 \cdot 10^{-6}$
Mjäla	1490	24,4	$2,76 \cdot 10^6$	1,38	$0,36 \cdot 10^{-6}$
Lera, lätt	1200	51,4	$3,52 \cdot 10^6$	1,37	$0,39 \cdot 10^{-6}$
Lera, styv	1030	65,0	$3,58 \cdot 10^6$	1,02	$0,28 \cdot 10^{-6}$
Lera, styv	1140	0,2	-	0,21	-
Morän, sandig	1920	2,1	$1,76 \cdot 10^6$	0,88	$0,50 \cdot 10^{-6}$
Morän, sandig	1920	13,6	$2,72 \cdot 10^6$	2,36	$0,87 \cdot 10^{-6}$
Morän, moig	1780	13,8	$2,64 \cdot 10^6$	1,66	$0,63 \cdot 10^{-6}$
Morän, lerig	2020	14,0	$2,89 \cdot 10^6$	2,36	$0,82 \cdot 10^{-6}$
Morän, lerig	1900	15,5	$2,72 \cdot 10^6$	2,33	$0,86 \cdot 10^{-6}$
Morän, lerig o moig	1750	15,4	-	2,41	-

Tabell 5. Värmeledning och värmekapacitet för olika jordarter med varierande fuktinnehåll (efter Granholm 1971).

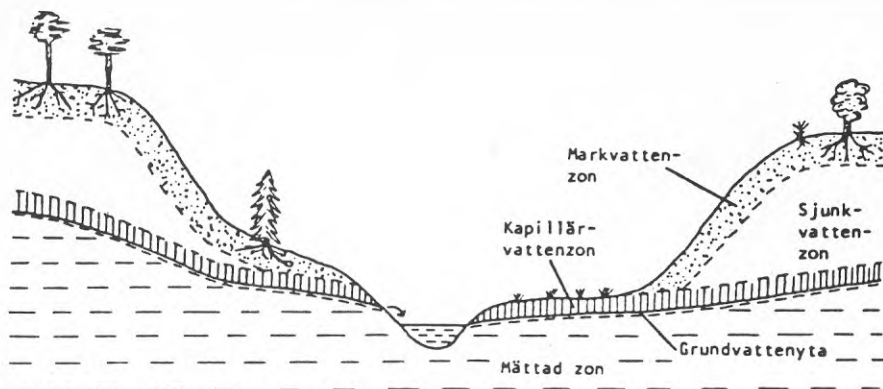


#### 4.1 Den omättade zonen delzoner

Markens fukthalt i den omättade zonen varierar från jordart till jordart med klimatet, den omgivande geologiska miljön samt graden av urbanisering. Det mesta i följande beskrivning om vatten i den omättade zonen är hämtat från Ericsson och Holmstrand (1978).

Markvattenzonen begränsas uppåt av markytan och nedåt av växternas undre rotzon, se figur 16. Vattenmängden i markvattenzonen varierar kraftigt under året och kan uppgå till halva årsnederbörden eller mera. Intermediärzonen omfattar delen mellan markvattenzonen och kapillärvattenzonen. Främst tjänar intermediärzonen till att vara ett område genom vilket vattnet kan röra sig vertikalt ned till grundvattnet. Det s k sjunkvattnet rör sig nedåt främst i form av sjunkande kapillärvatten samt som sjunkande fritt vatten. Kapillärvattenzonen sträcker sig från nivån för vattnets största kapillära stigning i materialet ifråga till grundvattenytan. Upp till den undre kapillära gränsen är vattenhalten nästan densamma som i grundvattenzonen. Däröver avtar vattenhalten successivt uppåt, till den övre kapillära gränsen nås. Vattenhalten är däröver i intermediärzonen åter tämligen konstant (Ward, 1967) som framgår av det schematiska diagrammet i figur 16.

Beroende på lokala förutsättningar utbildas ovan nämnda delzoner av den omättade zonen mer eller mindre fullständigt. Som framgår av figur 18 kan en eller flera delzoner saknas när grundvattenytan ligger nära markytan. Alla delzoner blir fullständigt utbildade först när grundvattenytan ligger tillräckligt djupt.

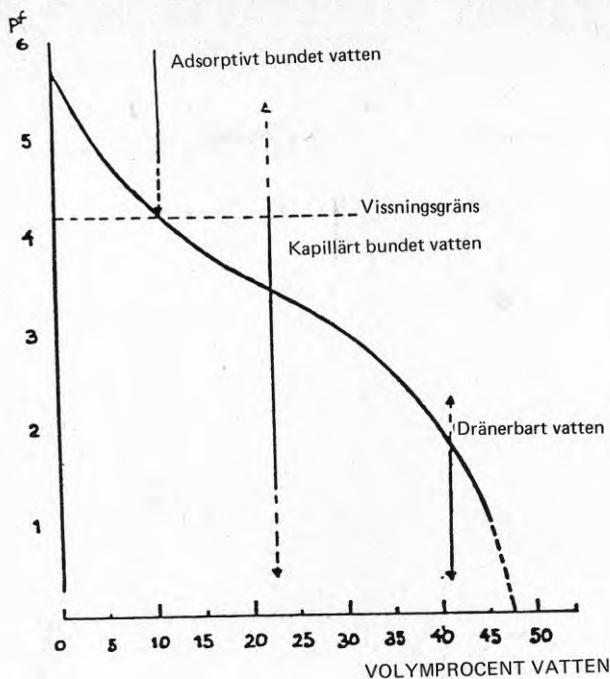


Figur 18. Den omättade zonens uppdelning samt lokala variationer. Efter Ward (1967).

#### 4.2 Vattnets bindning i jord

Vattnet i ett poröst material som jord är olika hårt bundet. Man uttrycker vattnets bindning genom ett potentialbegrepp. Vanligen uttrycks denna potential (bindningsstrycket) som 10-logaritmen ( $pF$ ) för undertrycket uttryckt i cm vattenpelare. Sambandet mellan vattenhalt och undertryck kan åskådliggöras i ett diagram i form av en bindningskaraktistika. Kurvan, vilken brukar kallas  $pF$ -kurva, visar hur bindningstrycket beror av vattenhalten i materialet. I figur 19 redovisas ett bindningsdiagram med  $pF$ -kurvor inlagda för två extrema material. Bindningsstrycket redovisas uttryckt i  $pF$ -enheter.

Vatten i jord kan indelas med hänsyn till bindningsform. I figur 19 har de olika bindningsformerna markerats. Hårdast bundet är det adsorberade vattnet. Detta vatten, vilket även benämns hygroskopiskt, kvarhålls som en tunn film på jordpartiklarnas yta. Osmotiska krafter bidrar även i viss mån till att binda vatten i jord, speciellt gäller detta saltrika jordar. Större delen av vattnet i jorden binds vanligen som kapillärt vatten, vilket kvarhålls i jordens porer genom ytspänning. Övrigt vatten i jorden är så löst bundet att det kan dränera genom gravitationen. Sådant vatten benämns dränerbart eller fritt vatten.

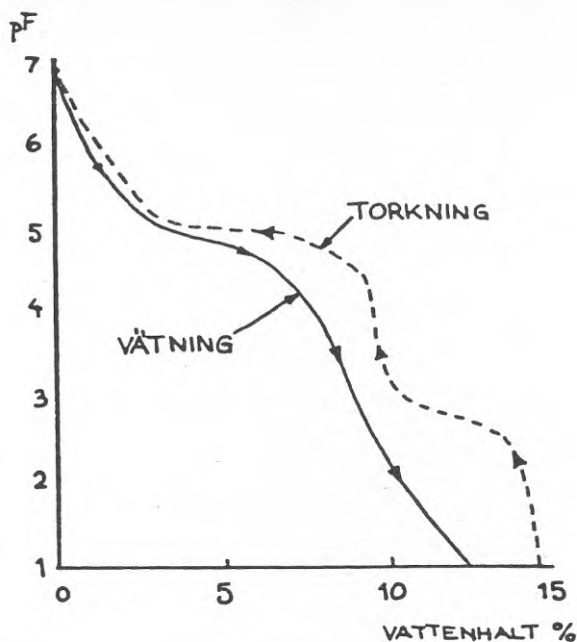


Figur 19. Vattnets bindningsformer och pF-kurva för ett jordmaterial (efter Ericsson, Holmstrand 1978).

Man brukar urskilja vissa specifika gränsvärden för jords vattenhalt. Några av dessa är:

1. Maximal vattenkapacitet. Materialet är då helt vattenmättat.
2. Fältkapacitet. Den vattenmängd som binds i ett material efter fri dränering.
3. Vissningsgräns. Vattenhalt vid det bindningstryck som utgör nedre gränsen vid vilken det är möjligt för växterna att ta upp vatten. Denna gräns ligger ungefär vid pF 4,2 (150 meter vattenpelare).

Vatteninnehållet i jord vid ett och samma undertryck varierar något beroende av om jorden är under uttorkning eller vätning. Denna effekt benämns hysteres och exemplifieras i figur 20. Under uttorkning innehåller jorden mer vatten än under vätning för samma undertryck. Skillnaden i vatten-

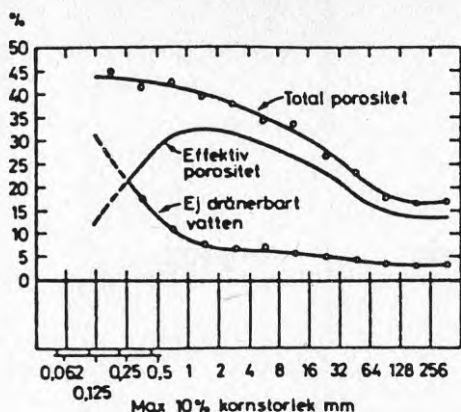


Figur 20. pF-diagram för en mjällig lera med effekten av hysteres. Efter Ward (1967).

innehåll varierar emellertid beroende på hur långt mot vissningsgränsen jorden varit uttorkad respektive hur långt mot fältkapaciteten den varit fuktad.

#### 4.3 Inverkan på dimensionering av jordvärmesystem

Vattnets bindning i jorden spelar stor roll för hur mycket vatten som blir kvar efter en ökning av vattenhalten genom t ex kylning av jorden med hjälp av jordvärmeslangarna och efter fri dränering, dvs jordartens fältkapacitet. Följaktligen torde man för de system, som enbart kyler jorden, kunna dimensionera dessa med avseende på den vattenhalt som motsvarar fältkapaciteten för den aktuella jordarten även om lägre vattenhalter konstaterats vid provtagning. Vattnet i jorden rör sig i värmeströmmens riktning (p g a förändrad ångtrycksfördelning), vilket ger en vattenhaltsökning i närheten av slangarna. Till detta vatten kommer naturligtvis även det rörliga, fria vattnet (från nederbörd m m) som även kan utnyttjas. I figur 21 ges fältkapacitet som funktion av kornstorlek.

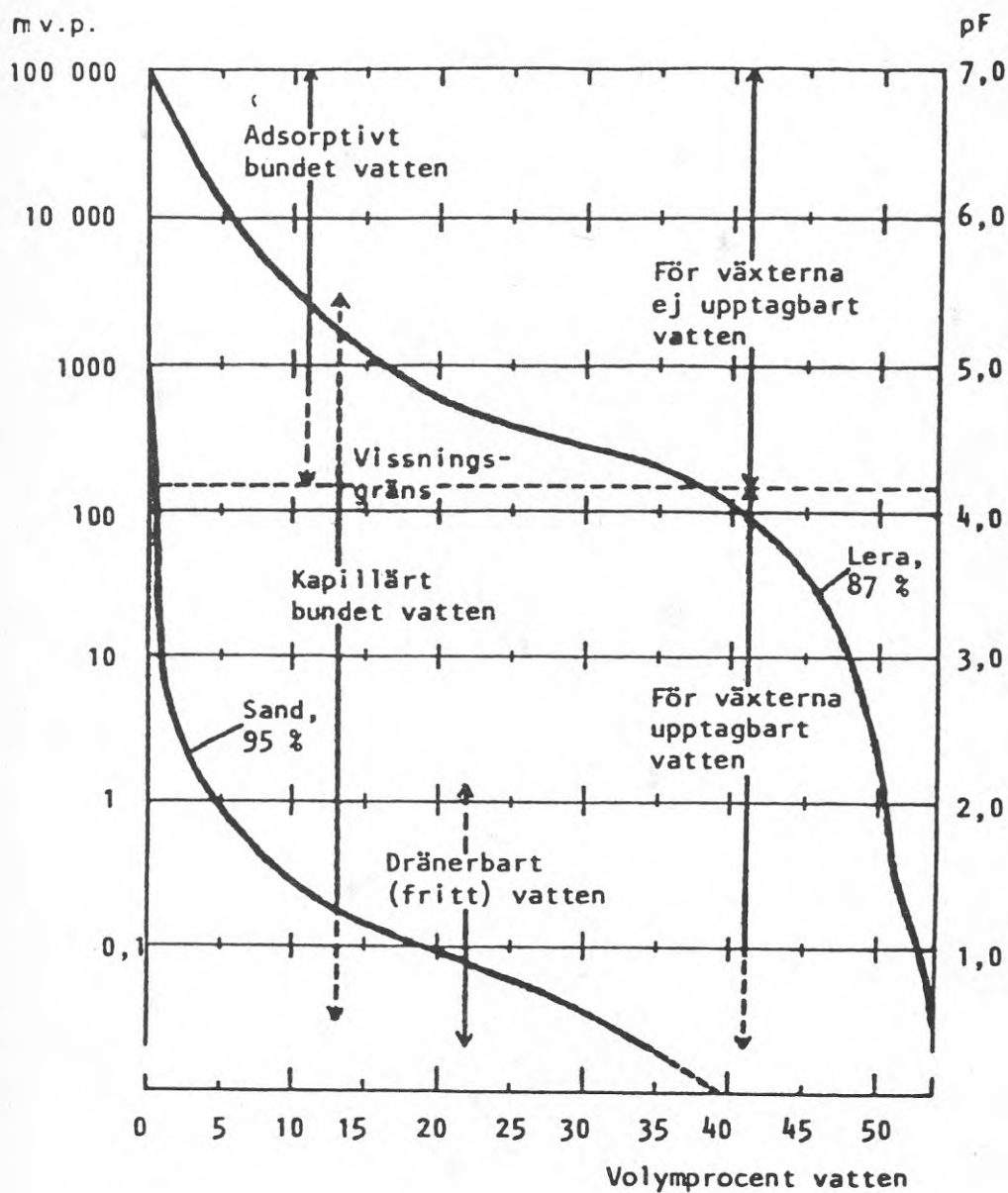


Figur 21. Total porositet, effektiv porositet och fältkapacitet (ej dränerbart vatten) i porösa material med olika kornstorlekssammansättning (efter Todd 1959).

Dessa hypoteser kommer att undersökas i det fortsatta projektet om jordvärme.

Jordvärmesystem som utnyttjar ackumulering av energi i marken är beroende av att jorden inte torkar ut för mycket. Jordartens kornstorlekssammansättning påverkar i hög grad vattnets bindningskraft. Figur 22 visar vattnets bindningstryck i två olika jordarter. De finkornigare jordarterna binder vattnet starkare. Vattnets bindningstryck och kapillärkrafterna har betydelse för hur mycket vatten som blir kvar i de olika jordarterna efter uppvärmning. I kapitel 6 om beräkning av värmekapacitivet och värmekonduktivitet tas sambandet mellan uppvärmning av jord och fuktörelser upp.

Enligt amerikanska försök sker en fuktvandring mot slangarna vid värmeuttag. En vattenanrikning till mättnad sker och värdena för värmeledningsförmåga och täthet stiger med ca 30-50% jämfört med torr mark. Vid ackumulering i mark ovan grundvattenytan blir förhållandet det omvända. Värmeledningsförmågan samt värmekapacitivet minskar då vattnet diffunderar bort från slangarna. (Se von Cube, ej refererad litteratur.)

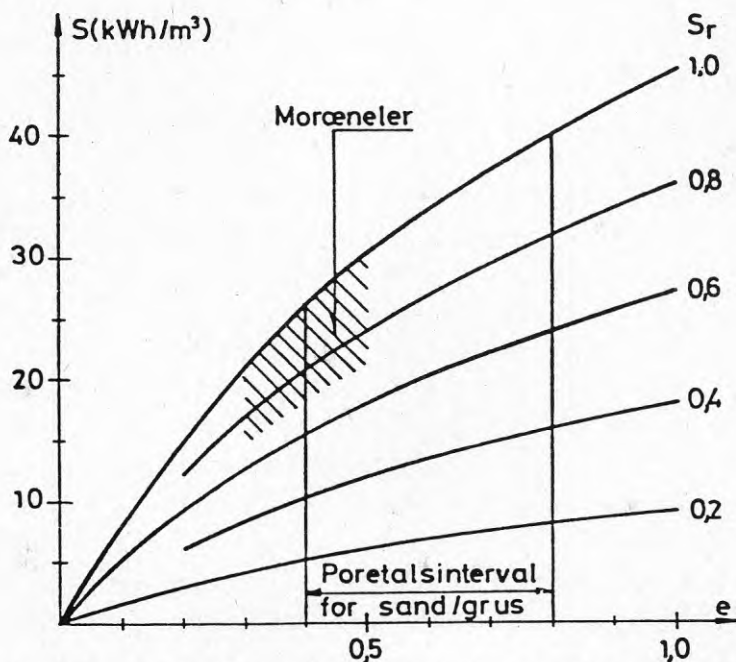


Figur 22. Vattnets bindningstryck i lera och sand (efter Andersson och Wiklert 1972).



## 5 JORDVÄRME OCH FRYSNING AV JORD, TJÄLNING

Den enklaste typen av ytjordvärme, slangar + värmepump, dimensioneras på så sätt att den största delen av värmet tas från frysningsen av vattnet i marken. Även de mera avancerade systemen med vertikalt stående rör och återhämtning med hjälp av grundvatten eller luftvärmväxlare (solfångare) kan även tänkas utnyttja frysningsen av jorden. Energitillskottet är mycket stort från frysningsen av jord. I figur 23 visas energitillskottet från frysningsen av jord som funktion av jordens vattenmättnadsgrad och portal. Genom att så mycket energi kan erhållas av frysningsen (smältvärme) ter det sig lockande att utnyttja frysningsen så mycket som möjligt. Det är därför mycket viktigt att känna till de olika jordarternas beteende vid frysningsprocessen, för att på förhand klarlägga vilka konsekvenser frysningsen och tjälningen kan få för utformningen av anläggningarna och i närheten liggande byggnadsverk såsom grundkonstruktioner, vatten- och avloppsledningar m m.



Figur 23. Sambandet mellan portal och vattenmättnadsgrad samt frysvärme i en jord (Balstrup 1977).

5.1 Frysprocessen i jord

Följande beskrivning är i stort hämtad från Bygg 1B (1973) kapitel 176 "Frost och tjäle i jord" av Jerbo och Sandegren, som i sin tur grundar sig på Bengtsson (1966), Beskow (1935, 1961), Ericsson (1958), Fredén (1964), Jerbo & Sundeqvist (1967) och Kaplar (1964, 1965).

## Definitioner:

Frost	köldmängd (värmeavgivning), som fortplantas ned i jorden
Tjäle	resultat av frysning genom frostens inverkan
Frostskada	köldskada (frysning)
Tjälskada	skada på grund av inverkan av tjälbildning (lyftning, ytuppmjukning, tjälskott)
Frostdjup	0-gradsisotermens läge i jorden
Tjäldjup	tjälgränsens läge i jorden.

Frostens byggnadstekniska skadeverkan beror på att det sker en vattenuppsugning till tjälgränsen, där överskottsvattnet magasineras som ren is. Därvid uppstår en volymökning av jorden och en kraftpåverkan från tjälningen. När vattenöverskottet vid upptining frigörs orsakar det en bärighetsnedsättning hos den tinade jorden, som i vissa fall kan bli helt lös och flytande.

För att uppfrysning skall ske förutsätts att längs tjälgränsen rörligt vatten kan komma in i kontaktytan mellan jordpartiklarna och de växande iskristallerna. Detta är möjligt genom en speciell adsorptionseffekt, som innebär att partikelytans fria valenser binder de elektriskt polära vattenmolekylerna i ett adsorptionsvattenhölje, med utåt avtagande effekt. Iskristallen vilar inte i direkt kontakt med partikelytorna utan är mellanlagrad av en adsorptionsvattenfilm. Vid iskristallens tillväxt infogas i kristallgittret de yttersta molekylerna ur adsorptionsvattenhöljet, som därmed förtunnas. Höljets mekaniska egenskaper är emellertid sådana, att det strävar att bibehålla sin tjocklek, som är i balans med rådande kompressionstryck. Förtunningen av adsorptionsvattenhöljet innebär en

sugeffekt. Från angränsande porvatten vandrar följaktligen vattenmolekyler in mellan isyta och partikelyta. Härvid återställs adsorptionsvattenhöljet. Porundertrycket sprids nedåt genom porsystemet, varigenom vattenuppsugning kan ske. Ett lager av iskristaller kan således växa obegränsat i tjälgränsen, så länge vattentillförseln ur porsystemet utifrån är snabb nog att mata isbildningen. För jordvärmesystem innebär det att man får en kraftig islinnsbildning närmast slangen. Vattenhalten ökar (Beskow, 1938), vilket vid frysning medför, att mer energi än beräknat kan tas ut från sådana jordarter. Att göra beräkningar på förhand avseende hur mycket vatten som tas från omgivningen är för närvarande veterligen inte möjligt.

Adsorptionseffekten är beroende av jordens mineralsammansättning: starkt ytaktiva mineral som lermineralen ger mäktiga vattenhöljen. För ett och samma mineral är höljets absoluta mäktighet oberoende av partikalstorleken. Detta innebär att i grovkornigt material vatten måste transporteras lång väg i den tunna filmen mellan partikel och iskristall. Sand och grus består vanligen av föga ytaktiva mineral, dominerande av kvarts och fältspat. Adsorptionsfilmen har här ringa absolut tjocklek. Härtill kommer den kristallisationsmekaniska skillnaden mellan isbildningen i finporigt och grovporigt system. Denna skillnad innebär att ju större porer dess lättare växer isen ned i porerna och omsluter partiklarna, se figur 24. Dessa samverkande orsa-

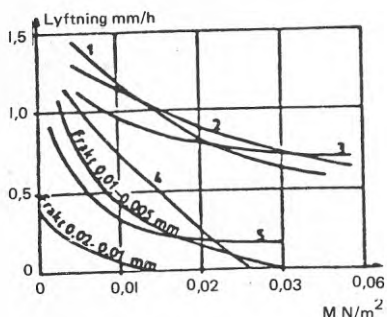


Figur 24. 'Iskristallernas växt i frostaktiv jord (1) och frostpassiv jord (11). Bilden är schematiserade tvärsnitt i tjälgränsen (Bygg IB).

ker medför att grovkornig vattenfylld jord, t ex sand, inte fryser expansivt ens vid lågt tryck, utan är frostpassiv. Förutsättningen är här att nedåt öppet

system: i ett slutet vattenfyllt system sker nödtvunget en utvidgning motsvarande ca 10% av vattenvolymen.

Trycket inverkar på så sätt att adsorptionsvattenhöljerna förtunnas med växande tryck, varvid först de yttre, svagast bundna och mest rörliga molekyllagren pressas undan. En "successiv avskalning" sker således där det allt tunnare höljet består av allt fastare bundet vatten, se figur 25.



1. Svagt lerig morän.
2. Mellan- och finsilt (mjäla).
3. Lätt lera.
4. Silt (mjälig finmo), lerfri.
5. Grovsilt (finmo).

Figur 25. Uppfrysningshastighetens beroende av lasten (Bygg 1B).

I homogen jord vid konstant tryck (innefattande den kapillära sugtryckeffekten) blir uppfrysningshastigheten konstant, oberoende av frostens nedträngningshastighet (konstant uppsugning och överskotts- och isbildning i tjälgränsen). Det procentuella isöverskottet blir sålunda mindre ju snabbare tjälningen sker, (jfr djupfrysningstekniken), långsam tjälning ger ringa tjälldjup men däremot hög halt överskotts- och is, se figur 26. Isöverskottet bildar ett system av separata isskikt, den specifika tjälstrukturen i frostaktiv jord. Isskiktningen tenderar till att bli parallell med tjälgränsen och vinkelrätt mot utvidgningsriktningen (normalt samverkande), varjämte särskilt uthålliga isskikt bildas i gränsytan mellan olika jordlager.

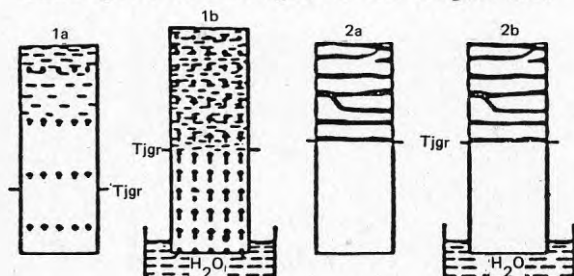
Kemiska tillsatser kan inverka både stegrande och minskande genom att de påverkar adsorptionsvattenhöljets måktighet och struktur.

Ytkrafterna orsakar även sänkt frystemperatur inom det därav påverkade vattnet. Adsorptionsvattenhöljet hålls därvid ofruset intill isfronten vid temperatur under 0°C. I fin-

kornig högaktiv jord når ytkraftfälten ut till pormitten. Sådana jordar visar fryspunktsnedsättning, dvs temperaturen vid tjälgränsen ligger märkbart under nollpunkten, se figur 27.

## 5.2 Faktorer som inverkar på uppfrysningen

Uppfrysningen är beroende av jordart, tryck och avstånd till grundvattnenytan, se figur 26.



Figurerna visar skillnaden vid nedfrysning av grov jäslera (finmo, 1) och mycket finkornig (styv) lera (2). Utan (a) och med (b) beröring med fritt vattenförråd. Skillnaderna beror på att jordart 1 äger mycket ringa "mobiliserbart vattenförråd", men har stor genomsläpplighet, jordart 2 däremot stort mobiliserbart vattenförråd men mycket ringa genomsläpplighet.

Vid tjälning av den förra utan vattentillförsel (1a) strömmar det lilla rörliga vattenförrådet snabbt till tjälgränsen och anrikas som isränder i tjälens översta del. Då det hastigt minskar och tar slut blir därför isränderna snart tunnare och glesare och försvinner till sist alldeles. Totala utvidgningen blir mycket ringa. Vid tillgång till grundvatten (1b) sker däremot en successiv uppsugning därifrån och hela tjälen blir isrik, varjämte en betydande utvidgning (uppfrysning) äger rum.

Vid tjälning av den "styva" leran strömmar det rikliga rörliga vattenförrådet från angränsande lerpartier till isränderna. På grund av den oerhörda tätheten hinner inte sugtryckzonen fortplantas nämnvärt långt utan strömningen blir helt lokal. Också när pelaren är i beröring med fritt vatten (2b) sker ingen uppsugning; 2a och 2b blir därför lika. Utvidgningen är i båda fallen obetydlig. "Styva" leror blir kraftigt israndiga, men ger ingen uppfrysning (frostpassiv).

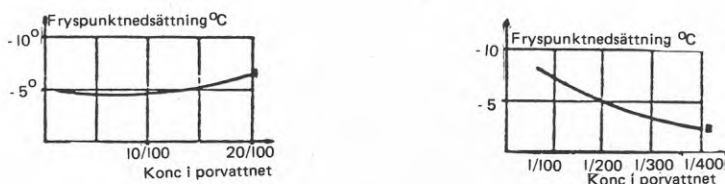
Med avseende på kornstorleken förhåller sig mellanliggande jordar (leriga mjälor och lättare leror) intermedieärt; de blir visserligen isskiktade även utan extra vattentillgång, men om sådan finns, blir de betydligt isrikare och uppfrysningen stor.

Figur 26. Uppfrysningens beroende av vattenförråd och genomsläpplighet (Bygg 1B).

Jordartens betydelse. Man skiljer mellan frostaktiva jordarter, vilka ger uppfrysning i en omfattning som beror av vattentillgång och tryck, och frostpassiva jordar. Finkorniga jordar med partikelstorlek under ca 0,06 mm är frostaktiva. Gränsen mellan grövre passiv och finkornigare ak-



tiv jord är inte skarp utan beroende både av sorteringsgrad och mineralsammansättning. Inom gränsområdet liggande jordarter, exempelvis s k mellanmo, är svagt frostaktiva, dvs tjällyftande vid högt grundvattenstånd resp ringa belastning.



Figur 27. I. Vägsalt som frys punktnedsättande material  
II. Glykol som frys punktnedsättande material (Bygg 1B).

Själva aktiviteten växer med ökad finkornighet, men med minskad kornstorlek avtar genomsläppligheten väsentligt snabbare än kapillariteten växer. Lera är så tät att den blott ger måttlig uppfrysning, men t ex ett tunnare lerlager på vattenfylld silt (finmo-mjåla) kan ge en kraftig uppfrysning. Vid måttligt grundvattendjup och lasttryck blir uppfrysningen störst i siltjordarterna (finmo-mjåla). Denna mest tjälskjutande jordartsgrupp är samtidigt särskilt känslig för vattenöverskott och tjälens isöverskott gör jorden under tiningen flytande ("jäslera").

Inverkan av djupet till grundvattenytan. Vattenuppsugningen till tjälgränsen kan jämföras med uppsugningen till en avdunstande markyta: frysningen betyder en uttorkning av jorden med den skillnaden att det flytande vattnet överförs i fast form i stället för i gasform. Djupet från tjälgränsen till grundvattenytan inverkar både på det drivande "aktiva kapillärtrycket" och på det hydrodynamiska motståndet mot uppsugningen. En ökning av detta avstånd medför en minskning av vattenupp-



sugningshastigheten till tjälgränsen (verkan av djupdränering). Man bör dock härvid alltid komma ihåg att frostnedträngningen i en jordart ökar med minskad vattenhalt. Ett grovporöst lager av t ex sand placerat minst så högt över grundvattenytan som motsvarar sandens kapillära stighöjd kan bryta den kapillära förbindelsen med ovanför liggande jord, som därigenom kan bli frostoppassiv. Dock kvarstår viss ångdiffusion.

Belastningstryckets lyftningsminskande verkan är större ju grövre den frostaktiva jorden är. Vid lera kan märkbar tjällyftning ske även vid belastningstryck av ca 2-3 MN/m<sup>2</sup>, se figur 25

Uppfrysningen sker mestadels kontinuerligt, dock med variationer och eventuellt avbrott beroende på jordmaterial, grundvattendjup och last. Lyftningshastigheten, som är oberoende av frostens nedträngningshastighet, minskar plötsligt när värmeförlusten underskrider det tröskelvärde som motsvarar dittillsvarande tjälvolymens isbildningsvärme.

Uppfrysningens belopp uppgår vid vägar normalt till någon dm men kan nå närmare 0,5 m. Dess skadeverkan beror främst på byggnadsverkets art. Vid känsliga objekt, t ex husbyggnader, är ett par cm oftast fullt märkbara.

### 5.3 Jordarternas indelning ur frostfarlighetssynpunkt

Sedan gammalt indelas jordarter i tjälfarlighetsklasser, det s k Beskowska systemet. Det är emellertid angeläget att påpeka att denna indelning inte motsvarar moderna krav. Detta gäller speciellt i frostskyddssammanhang där högaktiva isolermaterial ingår. En indelning som bättre motsvarar dessa krav är i frostaktiva och frostoppassiva jordarter.

Frostaktiva jordarter deltar i en uppfrysningsprocess och karakteriseras av att de har en permeabilitet och kapillaritet som ger jordvattnet möjlighet att snabbt (hög permeabilitet) stiga högt (hög kapillaritet).

Frostpassiva jordarter deltar inte i en uppfrysningsprocess utan ingår blott som komponenter (ballast) i det frusna vattnet. Den enda rörelse som uppstår på ytan är således förorsakad av vattnets volymökning när det fryser. Det bör samtidigt påpekas att den frostpassiva jorden har större tjäldjup än den frostaktiva. Detta har stor betydelse inom frostskyddstekniken.

Som allmän regel gäller att till tjälfarliga jordarter hänförs mineraljord, varav mer än 16 viktsprocent av den del av materialet som är mindre än 16 mm passerar sikt med 0,074 mm maskvidd, om dessutom dess kapillaritet är minst 1 m. Det bör observeras att jordproven i regel måste tvättsiktas för att siktningsanalysen skall vara tillförlitlig.

Ovannämnda regel innebär bl a att grus, sand och mycket grusig eller mycket sandig morän normalt inte är tjälfarliga jordarter. Jordlager härav kan emellertid vara tjälfarliga, om de innehåller skikt av finkorniga jordmaterial.

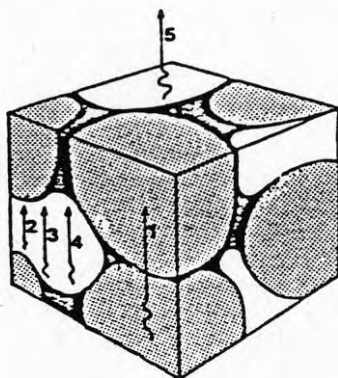
Vissa jordarter såsom grovmo, moig sand, grusiga och sandiga moräner kan, beroende på kornsammansättning och övriga inverkanse faktorer, ibland vara tjälfarliga, ibland icke tjälfarliga. Finmo, mjäla, lera, moiga och mjäliga moräner samt leriga jordarter är däremot praktiskt taget alltid tjälfarliga".

## BESTÄMNING AV VÄRMEKONDUKTIVITET OCH VÄRMEKAPACITIVITET FÖR JORD

Bestämning av värmekonduktivitet och värmekapacitivitet (värmeledning resp specifika värmnet) kan göras dels helt teoretiskt och dels med hjälp av fält- och laboratorieutrustning. En litteraturundersökning har gjorts för att finna lämpliga teoretiska metoder som ger en tillräckligt godtagbar noggrannhet. Därvid framkom att den i dag lämpligaste metoden att beräkna värmekonduktivitet hos jord är den av Johansen (1970-1977) utarbetade metoden. Fält- och laboratoriemetoderna har inte undersökts i detta stadium.

### 6.1 Teoretisk beräkning av värmekonduktivitet

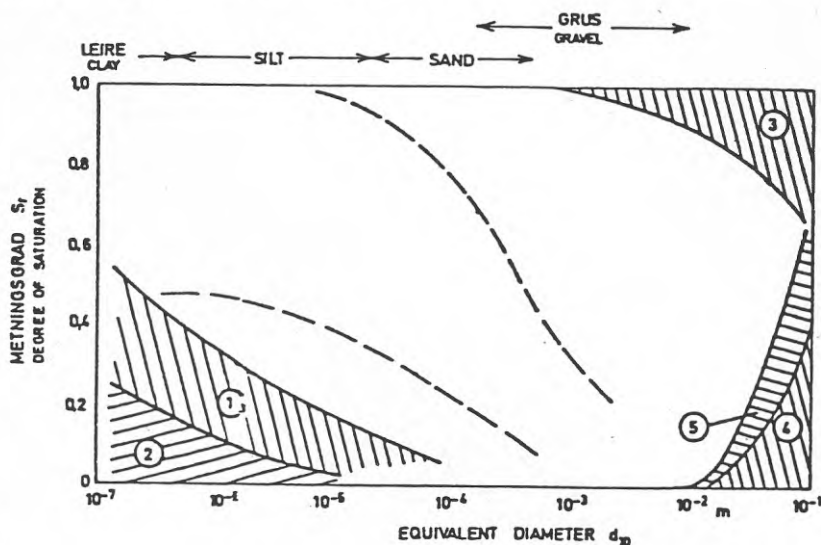
En rad faktorer inverkar på värmeöverföringen i en jordart. Värmeströmningen i mark sker på skilda sätt be-



Figur 28. Principen för värmeöverföring i de flesta typer av mark (enligt Johansen 1975).

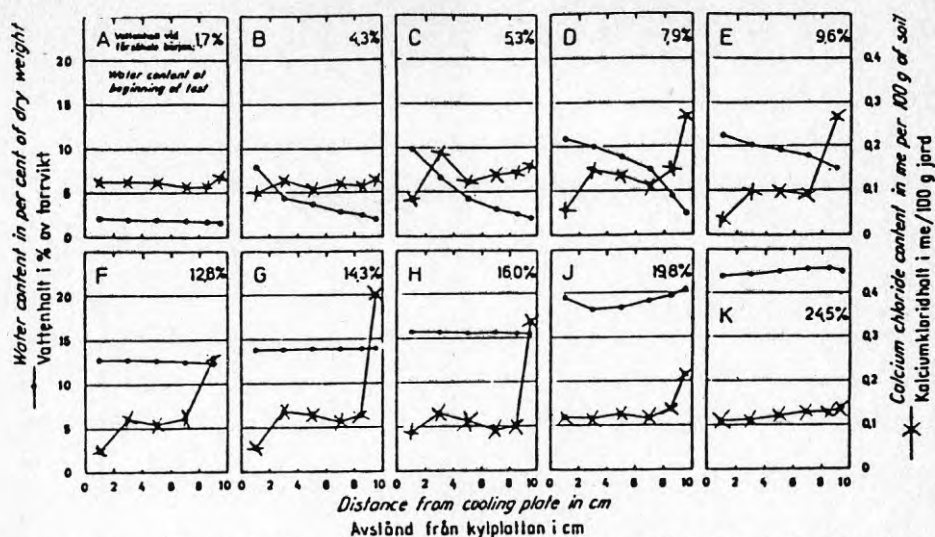
1. Ledning i jordpartiklar och vätska.
2. Ledning i luft.
3. Strålning från partikel till partikel.
4. Diffusion av ånga.
5. Konvektion i luft.

roende på dess sammansättning, kornstorlek, kornkontakt, mineralinnehåll samt fukthalt. Figur 28 ger en uppfattning om efter vilka principer värmeöverföring sker. De olika mekanismerna är i sin tur beroende av jordens textur och mättnadsgrad, se figur 29. Tex sker fuktrörelser i jord p g a temperaturdifferens efter ett komplicerat mönster. Ett antal olika teorier har framlagts. Enligt Kricher (1941), Hadley och Eisenstadt (1953) och Gurr et al (1952) sker förskjutningen i fukthalten genom att vattenångan diffunderar i värmeströmmens riktning samtidigt som kapillärkrafterna för tillbaka vattnet mot värmeströmmen (kapillär jämvikt). Man har även konstaterat att förskjutningen är obetydlig vid låga och höga fukthalter samt relativt låga gradienter, se figur 30. Fuktrörelserna orsakar vid jämförelser med den beräknade värmekonduktiviteten och större temperaturgradienter (som vid jordvärmeslangen) en högre värmekonduktivitet vid enbart kylande system och en lägre vid värmande system.



Figur 29. De olika värmeöverföringsmekanismerna beroende av jordens textur och mättnadsgrad. De streckade linjerna visar den variation hos mättnadsgraden som kan förväntas i fält. (Enligt Johansen (1975).

1. Termisk fördelning av fukt.
2. Ångdiffusion på grund av fuktfördelningen.
3. Fri konvektion i vatten.
4. Fri konvektion i luft.
5. Strålning.



Figur 30. Fördelning av vatten och kalciumklorid i den undersökta jordarten. Provkropparna var cylindriska och utsattes under fem dygn för en stationär värmeeström med gradienten  $1,6^{\circ}\text{C}/\text{cm}$  i cylinderaxelns riktning. (Enligt Gurr et al, 1952).

Østein Johansen har utnyttjat värmeledningsmätningar på jord gjorda av Kersten (1949) och utarbetat metoder för teoretisk beräkning av värmeöverföringsförmågan utifrån dessa mätningar. Johansen har delat upp beräkningen av värmekonduktiviteten i tre delar:

1. För helt mättade jordarter, dvs porutrymmet fyllt med vatten kan värmekonduktiviteten beräknas med ett fel av  $\pm 10\%$  med hjälp av kännedom om kvartsinnehåll, se

Kvarts	7.7 W/m <sup>o</sup> C (middel av alla akseretningar)	
	middel	(variansområde)
Feltspat:		
Ortoklas	2.0	(1.7 .. 2.3)
Plagioklas		
Albitt	2.2	(1.9 .. 2.3)
Anortitt	1.7	
Glimmer:		
Muskovitt	2.3	(2.2 .. 2.5)
Flogopitt	2.1	(1.9 .. 2.3)
Biotitt	2.0	(1.7 .. 2.3)
Pyroksen	4.3	(3.8 .. 5.0)
Amfibol	3.5	(2.5 .. 5.0)
Horblende	2.7	(2.5 .. 3.0)
Olivin	4.5	(3.0 .. 5.0)
Kalsitt (CaCO <sub>3</sub> )	3.6	
Kloritt	5.0	(4.0 .. 6.0)

Tabell 6. Värmekonduktivitet av bergmineral, Horai (1971).

tabell 6, och jordartens volymetriska sammansättning av vatten, is och jordpartiklar.

Ekvation (1) gäller för fullständigt mättad jord vid temperaturer över 0°C.

$$\lambda = \lambda_1^n \cdot \lambda_2^{(1-n)} \quad (11)$$

där  $\lambda_1 = 0,57 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ , vattnets värmekonduktivitet  
 $\lambda_2 = 7,7^q \cdot 2,0^{(1-q)}$  där  $q$  = kvartshalt  
 $n$  = porositet.

För fullständigt mättad jord i fruset tillstånd gäller följande ekvation (2)

$$\lambda = \lambda_w^{w_u} \cdot \lambda_{is}^{(n-w_u)} \cdot \lambda_2^{(1-n)} \quad (2)$$

där  $\lambda_w = \lambda_1 = 0,57 \text{ W/m}^\circ\text{C}$   
 $\lambda_{is} = 2,2 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ , isens värmekonduktivitet  
 $\lambda_2$  = som ovan  
 $w_u$  = andelen ofrusen vattenvolym i förhållande till totala jordvolymen  
 $n$  = porositet.

2. För torra jordarter med låg konduktivitet går beräkningen att göra med en noggrannhet av  $\pm 20\%$  utgående från en empirisk uppställd ekvation där porositeten är enda variabel.

Följande empiriska samband gäller:

$$\lambda = \lambda_L \cdot n^{-2,5} \quad (3)$$

där  $n$  = porositet  
 $\lambda_L = 0,023 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ , värmekonduktiviteten hos luft.

3. För fuktiga material kan värmeöverföringen beskrivas generellt, ekvation (5), med hjälp av vattenmättnadsgraden  $S_r$  och ett av Johansen uppställt dimensionslöst tal som han kallat Kerstens tal,  $Ke$ :



$$K_e = \frac{\lambda - \lambda^0}{\lambda^1 - \lambda^0} \quad (4)$$

där  $\lambda$  = aktuell värmekonduktivitet  
 $\lambda^1$  = värmekonduktivitet hos helt mättad jord  
 $\lambda^0$  = värmekonduktivitet hos helt torr jord.

Detta tal varierar mellan 0 och 1 när vattenmättnadsgraden ökar från 0 till 1. Osäkerheten i bestämning av värmekonduktivitet i icke mättat tillstånd anges av Johansen till  $\pm 20\%$ .

Det generella uttrycket blir (gäller även för fullständigt torrt och vått tillstånd) med Kerstens tal:

$$\lambda = \lambda^0 + K_e (\lambda^1 - \lambda^0) \quad (5)$$

där  $\lambda^1 = \lambda_1^n \cdot \lambda_2^{(1-n)}$ ,  $\lambda^1 = \lambda_w^w \cdot \lambda_{is}^{(n-w)} \cdot \lambda_2^{(1-n)}$ ,  
värmekonduktivitet hos en fullständigt mättad jord  
i ofruset respektive fruset tillstånd

$\lambda^0 = \lambda_L \cdot n^{-2,5}$ , värmekonduktivitet hos en fullständigt torr jord.

För finkorniga jordarter gäller

$$K_e = \log S_r + 1,0, \quad S_r > 0,1$$

Grovkorniga jordarter

$$K_e = 0,7 \log S_r + 1,0, \quad S_r > 0,05$$

Vid temperaturer under  $\pm 0^\circ\text{C}$  gäller

$$K_e = S_r$$

$$S_r = \text{vattenmättnadsgrad} = \frac{V_w}{V_p} \text{ eller } \frac{w \cdot \rho_d}{(1 - \frac{\rho_d}{\rho_s}) \cdot \rho_w}$$

Osäkerheten i dess tre korrelationer är ca  $\pm 10\%$ .

Osäkerheten i ovanstående metoder ökar naturligtvis om någon information om jordarten saknas, tabell 7 och 8 visar osäkerheten i % vid olika informationsnivåer.

Kjennskap til:	Nivå		
	1	2	3
Siktekurve	x	x	x
Kvartsinnhold		x	
Partikkelledningsevne			x

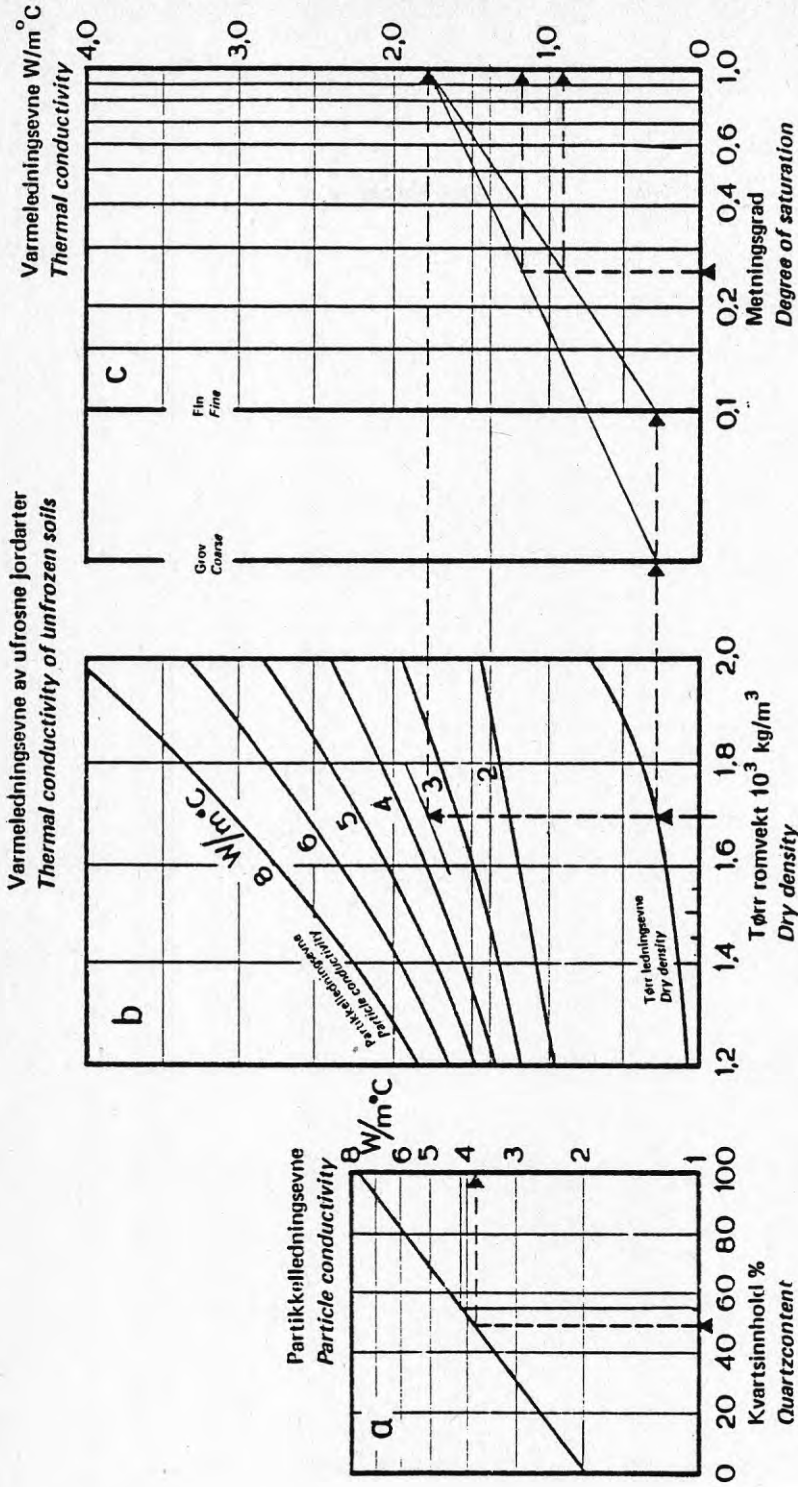
Tabell 7. Informationsnivåer.

Metningsgrad:	Nivå		
	1	2	3
0,2	28	17	16
0,4	29	18	17
0,6	29	17	14
0,8	28	16	13
1,0	29	13	10

Tabell 8. Osäkerheten i % vid olika informationsnivåer.

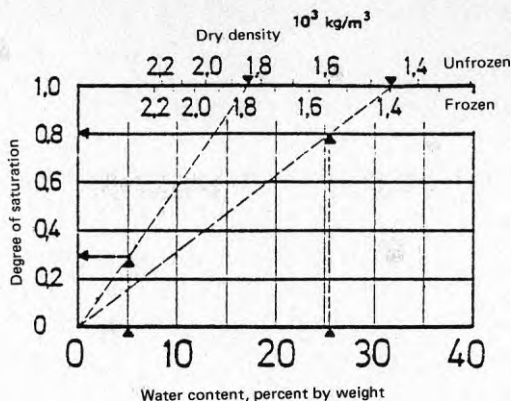
Kvartsinnehållet i en jordart varierar enligt Johansen med partikelstorlek och eftersom det inte ingår i en vanlig jordartsanalys att bestämma kvartshalten har han med hjälp av en undersökning av norska minerallerors innehåll tagit fram ett diagram för bestämning av kvartshalten i finkorniga jordarter. Någon motsvarande undersökning av svenska minerallerors innehåll finns veterligen inte. Då berggrunden skiljer sig avsevärt i de båda länderna bör diagrammet, se figur 33, ej användas vad avser svenska jordarter. En beräkning av partikelledningsförmåga utifrån Horais (1972) metoder har gjorts i Utby.

Temperaturmätningarna i projekt Utby visar på en god överensstämmelse mellan den teoretiskt beräknade värmekonduktiviteten (fullständigt mättad lera) och den som kan beräknas utifrån temperaturförloppet - skillnaden blev mindre än 10%. Att en så god överensstämmelse erhöles beror antagligen på att det är en helt mättad lera med hög vattenhalt samt att partikelledningsförmågan beräknades utifrån mineralsammansättningen. Kvartsinnehållet i svenska jordar kan man bestämma utgående från mineralanalyser på den i närheten liggande berggrunden samt jordartstyp (sand → mycket kvarts om kvartsrik berggrund finns i närheten).

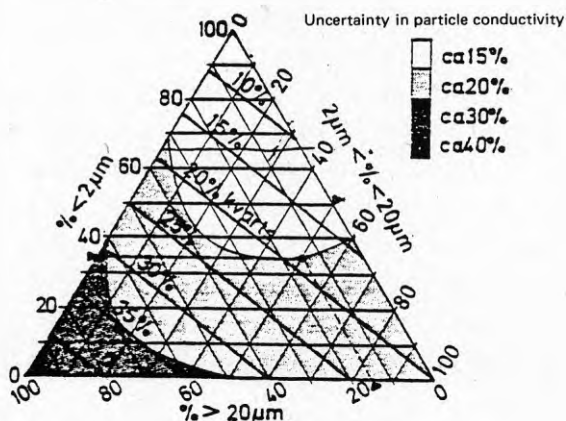


Figur 31. Värmekonduktivitet i ofrusna mineraljordar. Diagrammet är baserat delvis på teoretiska beräkningar (mättad ledningsförmåga) och delvis på empiriska relationer som har härletts från Kersten's omfattande värmekonduktivitetsmätningar. Diagrammet gäller för en medeltemperatur på + 4°C, men kan utan större fel utnyttjas vid temperaturer upp till 20°C (Johansen 1973).





Figur 33. I. Vattenmättnadsgrad, Sr. Diagrammet är baserat på en korndensitet av  $2,7 \text{ t/m}^3$ . (Johansen, 1973).  
 w: Vatteninnehåll i viktsprocent.  
 $\rho_d$ : Torrdensitet  $\text{t/m}^3$ .



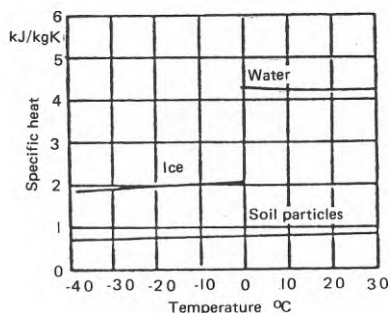
II. Kvartsinnehåll och kornfördelning för finkorniga jordarter. Diagrammet är baserat på kvartsbestämningar i 160 norska kvartära leror (Selmer-Olsen 1961). Osäkerheten på den erhållna partikelkonduktiviteten är angivet i figuren, (Johansen 1973). Det är mycket osäkert att använda detta triangeldiagram för svenska leror, då den svenska berggrundens mineralsammansättning (lerorna har bildats av berggrunden) vanligen inte stämmer med den norska.

Østein Johansen har sammanställt sina beräkningsmodeller i två figurer, se figur 31 och 32. Några hjälpdigram ges i figur 33.

## 6.2 Teoretisk beräkning av värmekapacitivet

En jords värmekapacitivet varierar i första hand med dess fukthalt, (vattenkvot), torrdensitet samt halten is. Vid beräkning av värmekapacitivet för jordarter är det lämpligast att redovisa resultatet som värmekapacitivet med avseende på volymen, då det är volymsbehovet som är intressant och enkelt kan bestämmas. Förutom värmekapacitivet hos en jordart är även frysvarmet av stort intresse.

Jordpartiklarnas värmekapacitivet är i stort sett densamma oberoende av mineralsammansättning. Temperaturpåverkan är liten inom de troliga temperaturområden som jordvärmesystem i framtiden kan tänkas kunna fungera ( $-10 \rightarrow +60^{\circ}\text{C}$ ), se figur 34. Beräkningen kan ske efter två principer, antingen med hjälp av volymandelarna av respektive beståndsdel (Johansen, 1977), eller med hjälp av viktsandelarna av respektive beståndsdel. Skall hänsyn tas till vattenrörelserna p g a frysning och frys-punktsnedsättning blir ekvationerna betydligt mer komplicerade och kräver lösning med hjälp av finita differens- eller finita elementmetoder (enligt Johansen, 1977).



Figur 34. Värmekapacitivet hos vatten, is och jordpartiklar som funktion av temperaturen.



Beräkning med hjälp av volymsandelarna sker med hjälp av ekvation (6)

$$c = \rho_s \cdot \theta_s \cdot C_s + \rho_w \cdot \theta_w \cdot C_w + \rho_{ice} \cdot \theta_{ice} \cdot C_{ice} \left( \frac{J}{m^3 \cdot ^\circ K} \right) \quad (6)$$

där  $\rho_s, \rho_w, \rho_{ice}$  är densiteten hos respektive beståndsdel jordpartikel, vatten och is, dvs: 2700 kg/m<sup>3</sup>, 998 kg/m<sup>3</sup>, 917 kg/m<sup>3</sup>.

$\theta_s, \theta_w, \theta_{ice}$  är volymsandelen av respektive beståndsdel  $\left( \frac{m_s}{\rho_s}, \frac{m_w}{\rho_w}, \frac{m_{ice}}{\rho_{ice}} \right)$

$C_s, C_w, C_{ice}$  är värmekapacitiviteten hos respektive del (825, 4180, 2200  $\frac{J}{kg \cdot ^\circ C}$ )

Beräkning med hjälp av viktsandel av respektive fas enligt ekvation (7) nedan:

$$c = \left( \frac{C_s + w \cdot C_w + w_{ice} \cdot C_{ice}}{1 + w + w_{ice}} \right) \rho \left( \frac{J}{m^3 \cdot ^\circ K} \right) \quad (7)$$

där  $C_s, C_w, C_{ice}$  är värmekapacitiviteten hos respektive beståndsdel (se ovan)

$w, w_{ice}$  är vatten- och iskvot,  $\left( \frac{m_w}{m_s}, \frac{m_{ice}}{m_s} \right)$

$\rho$  är jordens aktuella skrymdensitet  $\left( \frac{kg}{m^3} \right)$

Noggrannheten i ovanstående metoder beror helt på med vilken noggrannhet provtagning och analys av prov gjorts.

Frysvärmet, vattnets isbildningsvärme beräknas enkelt med hjälp av följande ekvation:

$$s = l \cdot \theta_{ice} \cdot \rho_{ice} \left( \frac{J}{m^3 \cdot ^\circ K} \right) \quad \text{eller} \quad s = l \cdot w_{ice} \cdot \rho_d \left( \frac{J}{m^3 \cdot ^\circ K} \right) \quad (8)$$

där  $l = 3,34 \cdot 10^5 \left( \frac{J}{kg} \right)$ , vattnets frysvärme

$\theta_{ice}, \rho_{ice}, w_{ice}$  som förut

$\rho_d = \text{torrdensitet} \left( \frac{m_s}{V} \right) \left( \frac{kg}{m^3} \right)$

Vid beräkning av värmekapacitivet vid temperaturer under noll och för en jordart där inte allt vatten fryser direkt,

måste man vara medveten om att jordens värmekapacitivitet hela tiden förändras ned till en temperatur då det mesta av vatten frusit till is. Denna lägsta temperatur varierar från jordart till jordart och är beroende av jordens specifika yta enligt Andersson (1973). Exempel på sådan temperaturnedsättning för en likartad lera ges i figur 37.

## 7 UTBYPROJEKTET

En försöksanläggning drivs i Utby, nordöstra Göteborg, av Institutionen för Värmeteknik och maskinlära. Anläggningen består av ett vertikalt koncentriskt stålrör neddrivet till 10 meters djup i lera. Under föregående vinter, 1977-78, har energi tagits från omgivande mark via röret med hjälp av en värmepump. För återhämtning har sedan en utomhus placerad luftvärmexlaren anslutits. En mera detaljerad beskrivning om själva driftförhållandena går att läsa i Värmeteknik och maskinläras rapport. Avsikten har varit att undersöka huruvida man kan utnyttja vertikalt stående rörsystem till jordvärme. De geologiska förhållandena omkring röret har undersökts av Geologiska institutionen.

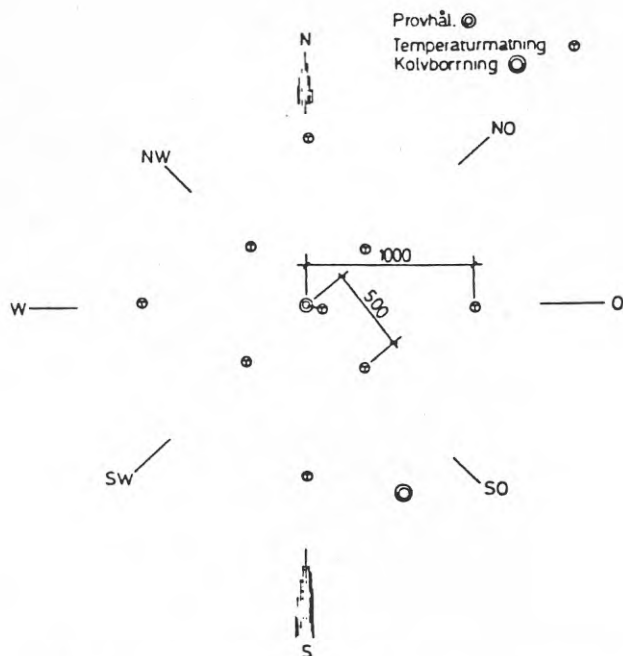
### 7.1 Utförda mätningar och undersökningar

Kring röret har åtta stycken rör placerats med en temperaturgivare på varannan meter i djupled, se figur 35. Mätningarna på temperaturgivarna görs av Inst. f. Värmeteknik och Maskinlära.

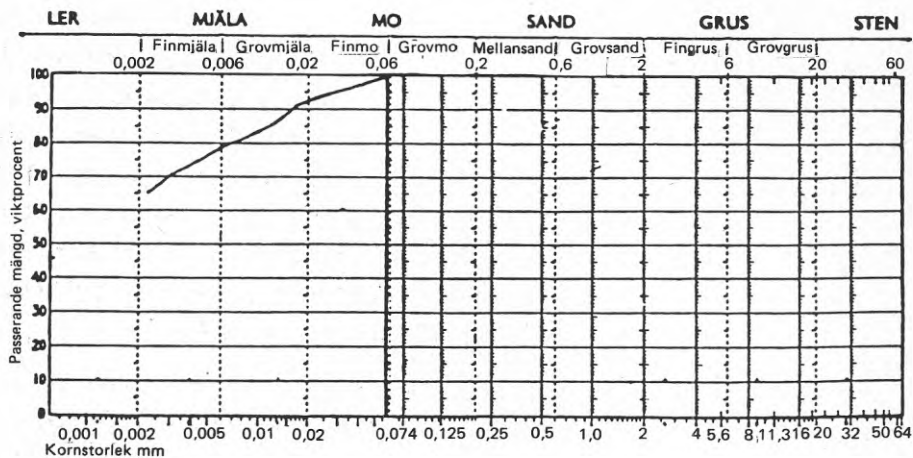
De geologiska undersökningarna har företagits för att bestämma värmekonduktivitet och värmekapacitivitet för den aktuella leran samt dess sammansättning och lagerföljd. Proven togs med hjälp av standardkolvbörr. För varje prov har bestämts: skrymdensitet, vattenkvot och torrdensitet. Dessutom har för nivåerna 3,4, 5,4, 9,4 och 10,3 m även hydro-meteranalys (för bestämning av kornstorleksfördelning) och analys av kvartshalt gjorts. Utgående från ovanstående data har värmekapacitivitet och värmekonduktivitet beräknats med hjälp av de metoder som beskrivs i Johansen (1977).

### 7.2 Resultat av de geologiska undersökningarna

Leran i området är homogen samt mycket styv (> 60% enligt analys av proverna), se figur 36, samt har hög vattenkvot  $w = 60-80\%$ . Permeabiliteten för leran kan uppskattas till  $< 10^{-10}$  m/s p g a den höga lerhalten. Något försök att bestämma permeabiliteten i laboratorium har ej gjorts. (Vattenhastighet  $\approx 5 \cdot 10^{-8}$  m/dygn vid en hydraulisk gradient av 0.006).



Figur 35. Placering av försökshål samt temperaturmätutrustning. Utby.



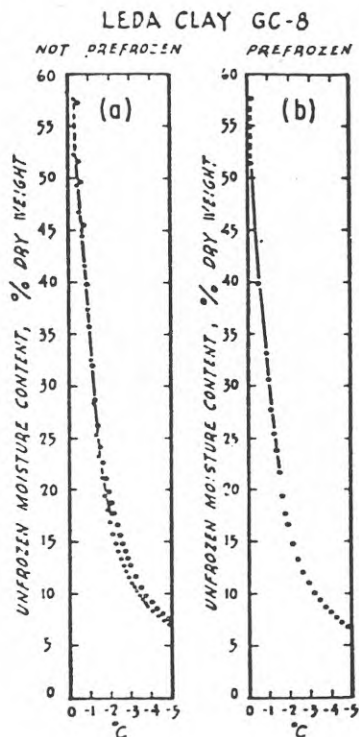
Figur 36. Kornstorleksfördelning i leran vid jordvärmeröret. Är representativ för hela lerlagret omkring röret. En mycket styv lera (mer än 60% lera). Utby.

Nivå m rel mark- yta	Prov nr	Jordart	Skrym- densitet kg/m <sup>3</sup> ρ	Torr- densitet kg/m <sup>3</sup> ρ <sub>d</sub>	Vatten- kvot %	Värmeledningsförmåga		Värmekapacitet			
						> ± 0°C W/m°C	> ± 0°C W/m°C	> ± 0°C MJ/m <sup>3</sup> °C	> ± 0°C MJ/m <sup>3</sup> °C		
- 1,4	CTH2250	Torrskor-	stört prov								
	CTH330M	lera	stört prov		37						
	CTH518U		1830	1300	39			3,22	0,894	2,44	0,676
- 3,4	CTH2210		1590	870	83						
	CTH555M	Grå lera	1590	898	77		1,12				
	CTH2820U	tät	1630	961	70			2,24			
- 5,4	CTH2030		1602	921	74						
	CTH223M	Grå lera	1580	902	75		1,12				
	CTH324U	tät	1590	902	76			2,24			
- 7,4	BAAB14620		1600	919	74						
	CTH2740M	Grå lera	1610	932	73		1,13				
	CTH2940U	tät	1590	921	73			2,24			
- 9,4	CTH5320		1650	1000	65						
	BAAB1171M	Grå lera	1690	1075	57		1,25				
	CTH2310U	tät	1720	1104	56			2,32			
- 10,3	CTH3670		1710	1105	55						
	CTH512M	Grå lera	1690	1055	60		1,27				
	JW3125U	tät	1700	1080	57			2,34			

Värdet för frusen lera har angivits vid en temperatur av - 2°C, den ofrusna vattendelen i den aktuella typen av lera är då ca 15% av totala jordvolymen, se figur 42.

Tabell 9. Analysresultat av leran från Utby. Värmeledningsförmåga resp. värmekapacitet beräknade enligt Østein Johansens metoder.

Resultatet av gjorda analyser är redovisade i tabell 9. Halten ofruset vatten har hämtats ur Williams (1967) och gäller för en lera med liknande kornstorleksfördelning (LC-GC8), dvs en mycket styv marin lera, se figur 37.



Figur 37. Ofrusen vattenhalt som funktion av temperaturen i en mycket styv marin lera (Williams, 1967).

### 7.3 Driftsförhållanden

Under vintern har en effekt av 25 W per meter rör tagits ut kontinuerligt i tre månader. Leran omkring det neddrivna röret har då kylts ned under  $\pm 0^{\circ}\text{C}$  och tjäle har utbildats. Den aktuella leran har mycket låg permeabilitet vilket innebär att frysförloppet skett enligt figur 26, sid 51, förlopp 2 (a,b). Det höga uttaget per meter rör (utan föregående laddning sommaren innan) samt den höga vattenkvoten har inneburit en kraftig nedkylning med påföljande tät islinsbildning. Vid frysprocessen har vatten sugits



från leran närmast den påbörjade islinser (mycket lokalt). Leran mellan islinserna har konsoliderats, dvs tätheten (skrymdensiteten) har ökat. Flera linser har utbildats i cirklar runt röret med "uttorkade" lercirklar mellan islinserna. Huvudparten av de svenska lerorna är inte sväl-lande och den konsoliderade leran kan aldrig återgå till ursprunglig volym. Hela processen är följaktligen inte reversibel i styva leror. I andra jordarter kan förloppet bli helt annorlunda. Frysningen har i detta fall skett utan någon volymsökning, dvs inga tjälskjutande effekter p.g.a. den höga permeabiliteten.

Under våren minskades effektuttaget per meter rör och i slutet av april installerades en värmeväxlare med fläkt utomhus för återställning och laddning till följande vinter. Därvid smälte islinserna runt röret och ett 5,3 meter djupt vattenfyllt hål med diametern 0,5 m med röret i mitten konstaterades den 3 maj 1978. Följande hade då hänt: När islinserna smälte så sjönk den mellanliggande konsoliderade leran mot botten och rent vatten blev kvar i den övre delen av hålet. Hålet har sedan dess långsamt sedimenterat igen, lera har lossat från väggarna.

#### Slutsats:

Dimensionering för frysning vid vertikala system måste användas med stor försiktighet. I detta fall skedde det ingen tjälskjutning utan man skapade ett hålrum fyllt med vatten kring den övre halvan av röret (> 50 vol.% vatten i leran).

#### 7.4 Fortsatta geologiska undersökningar

Kring hålet har placerats 7 st spetsar för mätning av porvattentrycket för registrering av eventuella förändringar i samband med uppvärmningen av lera under den kommande sommaren.

Porvattentrycket är för närvarande mycket jämnt enligt de hittills gjorda mätningarna vilket ytterligare pekar på att ingen volymsförändring har skett vid frysningen av leran kring röret.



Totalekonomin och val av jordvärmesystem styrs till stor del av kostnaden för och möjligheten till utnyttjande av hela det tillgängliga jordlagret, minskning av ytbehov m m. Vidare krävs det att kontakten mellan nedgrävd slang eller borrat hål och omgivande mark blir och förblir mycket god så att anläggningen fungerar på önskvärt sätt. En enkel genomgång har gjorts av förekommande gräv- och borrhningsmetoder samt deras kostnader.

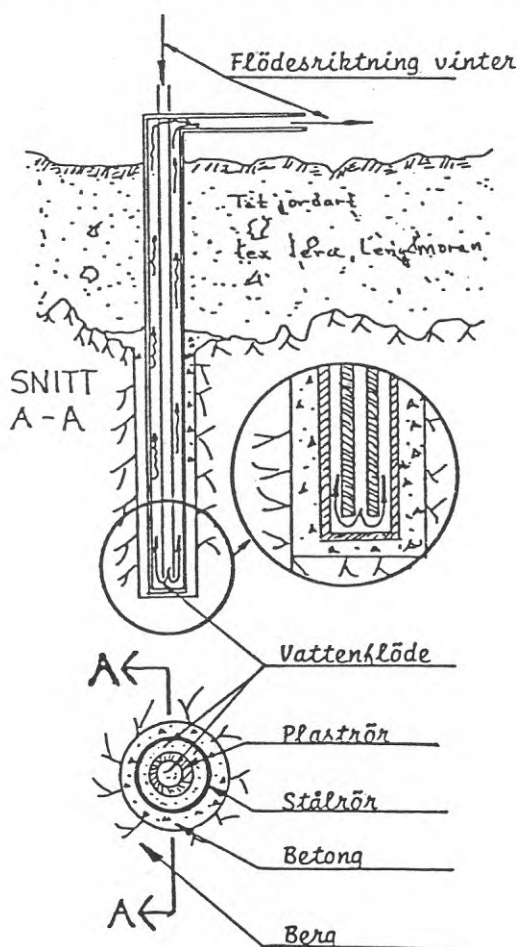
### 8.1 Grävning av horisontella system

För den enklaste varianten av jordvärmesystem krävs att slangen läggs ned på 0,8-1,5 meters djup under markytan. Beroende på jordart kan slangen plöjas ned (lösa sediment, lera m m) eller grävas ned (morän, grovkorniga sediment). Kostnader för nedplöjning av slangen varierar mellan 4-8 kr/m och är beroende av den totala nedplöjda slanglängden, markens sammansättning, finkornig - grovkornig, lös - hårt lagrad samt områdets topografi. Plöjning kan inte göras i hur hårda jordarter som helst. Kostnaden för grävning varierar något mindre men är i gengäld oftast dyrare ca 7-10 kr/m. Till dessa kostnader kommer slangkostnaden som i dag är ca 4,5 kr/m samt rekultivering av markytan.

### 8.2 Borring av vertikala system

Användande av vertikala rörsystem för jordvärme kräver en helt annan teknik. För att vattnet skall kunna cirkulera upp och ned i samma rör måste rören konstrueras med ett ytterrör och ett inre rör, se figur 38. Det är i princip samma rörkonstruktion som är tänkt att användas vid svenska geotermiska anläggningar. Förlusten från en markackumulator vid laddning gör att man vill åstadkomma så djupa hål som möjligt eller vid utnyttjande av grundvatten bör hela flödet penetreras av energiupptagarna.

Beroende på jordart krävs det olika typer av borrhingsmetoder. I hårda jordarter, typ morän, hårt lagrade grova sediment krävs det borrhining med en kostnad av 180-200 kr/m, då har det yttre röret räknats med. I berg kostar det att borra ca 80-100 kr/m, då är ingen tätning av sprickor eller liknande medtagen. I lösare jordarter såsom lera, silt och löst lagrad sand kan rören tryckas eller slås ned till en kostnad av ca 30 kr/m. Till dessa kostnader kommer materialkostnader för själva rören av ca 20-60 kr/m för det yttre stålröret och ca 8-12 kr/m för det inre röret. Stålrören kan tänkas bytas ut mot plaströr vilket minskar kostnaden.



Figur 38. Rörsystemets principiella utformning vid vertikal jordvärme (Modin, 1977).

- Aittomäki, A, Wiksten, R, 1975, Användning av värmepump för uppvärmning av hus. (LVi-teknisk laboratorium, meddelande 22) Statens Tekniska Forskningscentrum, Helsingfors.
- Ahlbom, K, Larsson, S Å, Lind, G, 1978, Geotermisk energi - något för Sverige? Sveriges Natur nr 1. Stockholm.
- Andersson, S, 1955, Markfysikaliska undersökningar i odlad jord VIII, En experimentell metod. Grundförbättring specialnummer 2. Uppsala.
- Andersson, D M et al, 1973, The Unfrozen Water and the Apparent Specific Heat Capacity of Frozen Soils. Second Int Conf on Permafrost. Yakutsk, USSP.
- Andersson, S, Wiklert, P, 1972, Markfysikaliska undersökningar i odlad jord, XXII. Grundförbättring 25, 1972, Uppsala.
- Balstrup, T, 1977, Värmeovergangsforhold i jord, Varmepumpeanlaeg. (Teknologisk Instituts Forlag) Geoteknisk Institut - DGI. København.
- Bengtsson, H, Lundberg, B, Varnbo, B, 1966, Markisolering. Svenska Riksbyggen. Meddelande 3/66. Stockholm.
- Beskow, G, 1935, Tjälbildningen och tjällyftningen. Statens väginstitut. Meddelande 48. Sveriges Geologiska Undersökningar. Ser C nr 375. Stockholm.
- Ericsson, H, 1958, Hus utan källare. Grundläggningsmetoder. Byggforskningen. Handling 32. Stockholm.
- Ericsson, L O, 1978, Bestämning av hydraulisk konduktivitet i sandiga jordarter med hjälp av kornstorleksfördelningen eller specifika ytan. Publ D39, Geologiska institutionen, Chalmers tekniska högskola, Göteborgs universitet.

- Ericsson, L O, Holmstrand, O, 1978, Vattnets rörelse i den omättade zonen, mätmetoder. Litteraturgenomgång. Byggforskningen R4:1978. Stockholm
- Eriksson, K G, Waldner, L, 1977, Förutsättningar för utnyttjande av jordvärme. VVS-FORUM nr 5.
- Fagerlind, T, Knutsson, G, Grundvattentillgångar i Sverige. Sveriges Geologiska Undersökning, SGU, Rapporter och meddelande nr 9, Stockholm.
- Fagerström, H, Wiesel, C E, 1972, Permeabilitet och kapillaritet. Svenska geotekniska föreningens laboratoriekommitté. Byggforskningens informationsblad B7:1972. Stockholm.
- Fréden, S, 1964, Studier över tjällyftningsmekanismen. Statens väginstitut. Specialrapport 22, Stockholm.
- De Geer, J, 1970, Några hydrogeologiska synpunkter på jordtäcktets akviferer, främst åsarnas. Ur "Grundvatten", Norstedts, Stockholm.
- Granholm, H, 1971, Om frostens nedträngande i marken med särskild hänsyn till möjligheten att förhindra tjälskador. Chalmers tekniska högskolas handlingar nr 332. Göteborg.
- Gurr, C G, Marshall, F J, Buttón, J S, 1952, Movement of Water in Soil Due to a Temperature Gradient. Soil Sci, 74, No 5.
- Hadley, W A, Eisenstadt, R, 1953, Moisture movements in soils due to a temperature difference. ASHVE Transactions No 1455 1953.



- Holmstrand, O, 1976, Kompendium till vissa delar av kurs i geologi och grundvatten för hälsovårdsinspektörer. Geologiska institutionen, Chalmers tekniska högskola och Göteborgs universitet.
- Holmstrand, O, Wedel, P O, 1977, Ingenjörsgelogisk kartering. Geologiska institutionen, Chalmers tekniska högskola och Göteborgs univ, Publ A17, Göteborg.
- Horai, K, 1971, Thermal Conductivity of Rock-forming Minerals. I Geophys Res Vol 76, pp 1278-1308.
- Horai, K, 1972, Thermal conductivity of nineteen igneous rocks, II estimation of thermal conductivity of rocks from the mineral and chemical compositions. Phys. Earth. Planer, Interiors 5, pp 157-166. Amsterdam.
- Jerbo, A, Sundequist, Å, 1967, Praktiskt frostskydd. Statens järnvägars centralförvaltning, geotekniska kontor, Meddelande 17, Stockholm.
- Johansen, Ø, 1970, Varmeledningsevne av forskjellige vegbyggingsmaterialer. Del I. Varmeledningsevnenes betydelse i frostsammenheng. Frost i jord nr 1, 1970. Oslo.
- Johansen, Ø, 1971, Varmeledningsevne av forskjellige vegbyggingsmaterielr. Del II. Varmeledningsevne av grovkornige jordarter. Frost i jord nr 4, 1971, Oslo.
- Johansen, Ø, 1972, Beregningsmetode for varmeledningsevne av fuktige of frosne jordarter. Del I. Teoretisk grunnlag. Frost i jord nr 7, 1972, Oslo.
- Johansen, Ø, 1973, Beregningsmetode for varmeledningsevnen av fuktige of frusne jordarter. Del II. Frost i jord nr 10, 1973, Oslo.

- Johansen, Ø, 1973, Thermal Conductivity of Soils. Symp on Frost Action on Roads, Report 1, OECD, Paris, pp 165-188.
- Johansen, Ø, 1975, Thermal Conductivity of Soil and Rock. Frost i jord nr 16. Oslo.
- Johansen, Ø, 1977, Frost penetration and ice accumulation in soils. Frost action in Soils. Int Symp Univ of Luleå. Proc Vol 1.
- Kersten, M S, 1949, Thermal properties of Soils. Eng Exp Stations Univ of Minnesota. Bull No 28.
- Knutsson, G, 1970, Spårämnen som hjälpmedel vid grundvattenundersökningar. Ur "Grundvatten" Norstedts, Stockholm.
- Knutsson, G, Morfeldt, C O, 1973, Vatten i jord och berg. Ingenjörsförlaget. Stockholm.
- Krischer, O, 1941, Värmeleitung und dampfdiffusion in Kälteschutzstoffen. Wärme u Kältetechnik, H 1, 1941.
- Lundqvist, J, 1964, Jordarter. Ur Berg och jord i Sverige. Almqvist & Wiksell. Stockholm.
- Modin, B O, 1977, Akkumulering av lågvärdigt värme i mark. Avd för Installationsteknik, Chalmers tekniska högskola. Examensarbete 1977:2, Göteborg.
- Saare, E, Wenner, C-G, 1957, Värmeledningstal hos olika jordarter. Statens nämnd för Byggnadsforskning nr 31, Stockholm.
- SGF, 1972, Permeabilitet och kapillaritet. Byggnadsforskningens informationsblad B7:1972, Stockholm.

- Todd, D K, 1959, Ground Water Hydrology. John Wiley, New York.
- Ward, R, 1967, Principles of Hydrology. McGraw-Hill, London.
- Williams, P J, 1967, Properties and behaviour of freezing soils. Norges geotekniske institutt, publikasjon nr 72, Oslo.

## EJ REFERERAD LITTERATUR

Beräkning av temperaturförlopp i jord och dimensionering av jordvärmesystem:

- Aittomähi, A, Wiksten, R, 1975, Uppvärmning av byggnader med värmepump. Oterås 1975. Statens tekniska forskningscentral. VVS-tekniska laboratoriet. Meddelande 22
- von Cube, H L, 1977, Die Projektierung von erdverlegten Rohrschlangen für Heiz-Wärmepumpen (Erdreich-Wärmequellen). Ki Klimat Kälte Ingenieur 6/1977
- Ingersoll, L R, Plass, H J, 1948, Theory of the Pipe Heat Source for Heat Pumps (ASHVE Journal section) Heating, Piping & Air Conditioning 20 (7) New York.
- Ingersoll, L R, Adler F T, Plass, H J, Ingersoll, A L, 1951, Theory of earth heat exchangers for heat pump. Trans Amer Soc Heaty and Ventil Engrs. New York.
- Penrod, E B, 1954, Sizing earth heat pumps. Refr Engrn Bd 62, 1954, nr 4
- Rouvel, L, 1975, Erdreichtemperaturen bei Wärmeentzug mittels Wärmepumpe HLH 26 (1975) H 11.
- Vestal, P M jr, Fluher, B J, 1956, Earth as a heat source and sink for heat pumps. ASHVE Journal section. Heating, Piping & Air Conditioning 28 (8) New York.

Lagring av energi i mark:

Eckert, E R G, 1976, The ground used as energy source energy sink, or for energy storage. Energy Vol 1

Fordsmand, M, Dariy, P, Eggers-Lura, A, Teislev, B, Worsøe-Schmidt, P, Varmepumper og Sol, Forbedring av varmepumpers effektfaktor ved tillførsel af solenergi.

Hausz, W, Meyer, C, 1975, Energy Conservation: Is the Heat Storage Well the Key? Public Utilities forthrightly 29-1975.

Mathey, B, 1977, Development and resorption of a thermal disturbance in a phreatic aquifer with natural convection. Journal of Hydrology 34, Amsterdam.

Modin, B O, 1977, Akkumulering av lågvärdigt värme i mark. (Avd för Installationsteknik, Chalmers tekniska högskola) Examensarbete 1977:2, Göteborg.

Orr, J B, 1977, Wet-dirt Storage. Adventures with just plain dirt, for storing solar energy. Sunworld nr 6, Pergamon Press, Victoria, Australia.

Shelton, J, 1975, Underground storage of heat in solar heating systems. Physics department, Williams College, Williamstown MA 01267 USA. Solar Energy Vol 17, London.

Fukt i jord:

Anderlind, G, 1974, Instationär endimensionell värme- och fukttransport inom byggnadstekniken. Inst för Byggnadsteknik, 74:6, CTH, Göteborg.

Sovason, K R, 1956, Moisture in transient heat flow. ASHAE  
Vol 62.

de Vries, D A, 1958, Simultaneous transfer of heat and  
moisture in porous media. Trans Am Geophys Union  
39.

















**Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 770611-4 från  
Statens råd för byggnadsforskning till Institutionen för  
geologi, CTH, Göteborg**

**R55:1979**

**ISBN 91-540-3034-X**

**Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm**

**Art.nr: 6600955**

**Abonnemangsgrupp:  
W. Installationer**

**Distribution:  
Svensk Byggtjänst, Box 7853  
103 99 Stockholm**

**Cirka pris: 30 kr exkl moms**