Rapport R104:1986

# Värmeöverförande egenskaper i svenska jordarter

## Värmekonduktivitet, specifik värmekapacitet och latent värme

Jan Sundberg

R
FWK

INSTITUTET FÖR
BYGGDOKUMENTATION
Accnr
Plac

BYGGDOK
Sankt Eriksgatan 46
112 34 Stockholm
tel: 08-617 74 50
fax: 08-617 74 60

Byggforskningsrådet

R104:1986

# VÄRMEÖVERFÖRANDE EGENSKAPER I SVENSKA JORDARTER

## Värmekonduktivitet, specifik värmekapacitet och latent värme

Jan Sundberg

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 810671-8 från Statens råd för byggnadsforskning till Chalmers tekniska högskola, Geologiska institutionen, Göteborg.

# REFERAT

Projektet har syftat till att bestämma svenska jordarters värmeöverförande egenskaper. Dessa kan variera med upp till en 10-potens beroende på typ av jordart, vattenhalt, porositet m m.

För värmekonduktivitet, värmekapacitet och isbildningsvärmet är vattenhalten en mycket viktig parametet. För en viss plats bestäms denna av jordartens vattenhållande egenskaper samt höjd över grundvattenyta. Finkorniga jordar (lera-silt) har mycket goda vattenhållande egenskaper medan sand och grövre har betydligt sämre. För de sistnämnda innebär en förflyttning någon dm ovan grundvattenytan en radikalt sänkt vattenhalt. Detta innebär att en sand kan ha betydande säsongsvariation i värmeöverförande egenskaper.

Mineralinnehållet har betydelse främst för värmekonduktiviteten. Kvarts har betydligt högre värmekonduktivitet än övriga vanliga bergartsbildande mineral, varför det främst är detta mineral som är av intresse. En kvartsrik sand kan ha 40% högre värmekonduktivitet än en lera. I projektet har därför även mineralinnehåll i olika jordarter undersökts.

På grund av höga bindningskrafter fryser ej allt vatten i en finkornig jordart vid 0 °C. Detta kan ha stor betydelse på grund av de stora energimängder som frigörs då vatten fryser. Därför har försök till att approximativt kvantifiera denna fryspunktsnedsättning utförts för olika jordarter direkt i ett vattenbindningsdiagram.

Totalt har drygt 900 värmekonduktivitetsmätningar utförts på vanliga svenska jordarter. Parallellt med dessa har vattenhalt, densitet, humushalt, kornstorlek och vattenhållande förmåga bestämts. Diagram har därefter konstruerats över värmekonduktivitet och värmekapacitet i ofruset och fruset tillstånd samt för latent värme. Ingångsparametrar i diagrammen är torrdensitet, vattenmättnadsgrad samt jordart.

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

R104:1986

ISBN 91-540-4637-8
Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

Liber Tryck AB Stockholm 1986

# FÖRORD

Denna rapport hänför sig till BFR-projekt 810671-8 och behandlar värmeöverförande egenskaper i svenska jordarter. Arbetet är en del av projektet "Värmeöverförande egenskaper i jord och berg" där bergdelen är avrapporterad i rapporten "Värmeöverförande egenskaper i svensk berggrund" av Sundberg, Thunholm och Johnson. (BFR-rapport 97:1985).

Ett stort antal laboratorieanalyser av jordarter har utförts av Lena Karlsson, som också utfört en del värmekonduktivitetsmätningar. Ingvar Rhen och Peter Wilén har deltagit i vissa fältmätningar. Sven Jonasson har bistått med ett antal sandprover från Kallax i Luleå samt vid bestämning av vattenhållande egenskaper. Peter Abrahamsson har lagt ner mycket möda då han behandlat mineralinnehåll i olika jordarter i ett s k självständigt arbete. Tommy Claesson har utfört mineralanalyser på ett antal sandprover. Lab.chef Gunnar Tibblin, VIAK AB, har bidragit med kolvborrcylindrar med lera och silt från olika delar av landet. Ann-Marie Hellgren har svarat för utskriften av rapporten.

Göteborg, september 1985

Jan Sundberg
Geologiska institutionen
Chalmers tekniska högskola

INNEHÅLL

Sid.

FÖRORD i

INNEHÅLLSFÖRTECKNING ii

SAMMANFATTNING iv

BETECKNINGAR OCH DEFINITIONER vii

1. INLEDNING 1

2. ÖVERSIKT ÖVER SVERIGES JORDARTER 2
2.1 Jordarters indelning 2
2.2 Sveriges jordartsregioner 4

3. JORDARTERS UPPBYGGNAD 9

4. VÄRMETRANSPORTERANDE MEKANISMER 12
4.1 Värmekonduktivitet, specifik värmekapacitet och isbildningsvärme 13
4.1.1 Inledning 13
4.1.2 Jordars vatteninnehåll 15
4.1.3 Jordars mineralinnehåll 21
4.1.4 Frysning av jord 26
4.2 Strålning 30
4.3 Konvektion 33
4.4 Kopplad värme- och fukttransport i jord 34
4.4.1 Transport i vätskefas 34
4.4.2 Transport i ångfas 35
4.4.3 Samverkan mellan ång- och vätskefas 35
4.4.4 Ångdiffusionens inverkan på värmeöverföringen 36
4.4.5 Effekter av fuktvandring under temperaturgradient 39
4.5 Sammanfattning - värmetransporterande mekanismer 43

5. METODER FÖR VÄRMEKONDUKTIVITETSBESTÄMNING 44
5.1 Mätmetoder 44
5.2 Teoretiska metoder 46
5.2.1 Värmekonduktivitet 46
5.2.2 Specifik värmekapacitet 51

6. MÄTNING AV VÄRMEKONDUKTIVITET, METODIK OCH ERFARENHETER 53
6.1 Beskrivning av mätutrustning 53
6.2 Beskrivning av mätmetodik 54
6.3 Erfarenheter av mätningar 56
6.3.1 Laboratoriemätningar 56
6.3.2 Fältmätningar 58
6.4 Insamling och klassificering av datamaterialet 59

7. MÄTRESULTAT 61
7.1 Hela materialet 61
7.2 Lera 63
7.2.1 Variation med vattenhalt och densitet 63
7.2.2 Variation med provtagningsdjup 64
7.2.2.1 Uppmätta värden 64
7.2.2.2 Beräknade värden från 10 västkustkommuner 67
7.3 Sand 68
7.4 Silt 71
7.5 Morän 72
7.6 Moränlera 73
7.7 Humusjord 73

8. ANPASSNING AV TEORETISK BERÄKNINGSMODELL TILL MÄTRESULTATEN 77
8.1 Mineraljord 78
8.2 Humusjord 89

9. JORDARS VÄRMEKONDUKTIVITET - DIAGRAM 91
9.1 Förutsättningar 91
9.2 Hantering av och indata till diagram 92
9.2.1 Bestämning av jordart 92
9.2.2 Bestämning av vattenhalt och densitet 93
9.2.3 Arbetsgång 95

REFERENSER 105

BILAGOR 109

SAMMANFATTNING

Projektet har syftat till att bestämma svenska jordarters värmeöverförande egenskaper. Drygt 900 värmekonduktivitetsmätningar har utförts på vanliga svenska jordarter. Parallellt med dessa har vattenhalt, densitet, humushalt, kornstorlek och vattenhållande förmåga bestämts. En teoretisk beräkningsmodell har anpassats till materialet. Därmed har diagram kunnat skapas över värmekonduktivitetens variation med torrdensitet och vattenmättnadsgrad för olika jordarter. Dessa diagram tillsammans med kurvor över jordarternas vattenhållande förmåga och kännedom om grundvattennivå gör att gränser för variationsområdet av värmekonduktivitet, värmekapacitet och latent värme i en jordprofil kan skapas.

I det följande redogörs översiktligt för olika värmeöverförande mekanismer samt för resultatet av projektet. Värme kan överföras genom värmeledning, strålning, konvektion samt genom ångdiffusion. Vid låga temperaturer (naturlig jordtemperatur) och stillastående grundvatten är värmeledning det dominerande transportsättet. Vid temperatur ovan rumstemperatur börjar ångdiffusionens inverkan bli påtaglig för ej mättade jordar. Inverkan tilltar kraftigt med ökande temperatur. Vid höga temperaturer i kombination med stort värmeflöde kan kopplade värme- och fukttransporter komma ur jämvikt, varvid en kraftigt sänkt vattenhalt närmast värmekällan ger upphov till en kraftigt sänkt värmekonduktivitet.

För värmekonduktivitet, värmekapacitet och isbildningsvärmet är vattenhalten en mycket viktig parameter. För en viss plats bestäms denna av jordartens vattenhållande egenskaper samt höjd över grundvattenyta. Finkorniga jordar (lera-silt) har mycket goda vattenhållande egenskaper medan sand och grövre har betydligt sämre. För de sistnämnda innebär en förflyttning någon dm ovan grundvattenytan en radikalt sänkt vattenhalt. Detta innebär att en sand kan ha betydande säsongsvariation i värmeöverförande egenskaper.

Mineralinnehållet har betydelse främst för värmekonduktivteten. Kvarts har betydligt högre värmekonduktivitet än övriga vanliga

bergartsbildande mineral, varför det främst är detta mineral som är av intresse. En kvartsrik sand kan ha 40% högre värmekonduktivitet än en lera. I projektet har därför även mineralinnehåll i olika jordarter undersökts.

På grund av höga bindningskrafter fryser ej allt vatten i en finkornig jordart vid $0^{o}C$. Detta kan ha stor betydelse på grund av de stora energimängder som frigörs då vatten fryser. Därför har försök till att approximativt kvantifiera denna fryspunktsnedsättning utförts för olika jordarter direkt i ett vattenbindningsdiagram.

En teoretisk beräkningsmodell har genom regressionsanalys anpassats till resultaten från utförda mätningar och jordartsanalyser. Överensstämmelsen låg vanligen inom intervallet ±15% vid 90% konfidensgrad under antagande om normalfördelning.

På basis av denna teoretiska beräkningsmodell har sedan diagram skapats över värmekonduktivitet och värmekapacitet i ofruset och fruset tillstånd samt för latent värme. Ingångsparametrar i diagrammen är torrdensitet, vattenmättnadsgrad samt jordart. Om ungefärliga gränser för några jordarter användes i diagrammen erhålls nedanstående tabell.

Om högre kvalitet på de värmeöverförande egenskaperna önskas än vad som är möjligt att åstadkomma med de i rapporten redovisade diagrammen, bör mätningar utföras.

| Jordart | Värmekonduktivitet $\lambda^+$ | $\lambda^-$ | Specifik värmekapacitet $c^+$ | $c^-$ | Latent värme $\ell$ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | $\times 10^6$ | $\times 10^6$ | $\times 10^8$ |
| Lera med hög lerhalt | 0.85-1.1 | 2.0-2.2 | 3.0-3.5 | 2.0 | 2.1-2.5 |
| Torrskorpelera | 1.1-1.4 | 1.7-2.3 | 2.6-3.0 | 1.7-2.0 | 1.1-1.6 |
| dito | | | | | |
| Siltig lera/ siltskikt | 1.1-1.5 | 2.3-2.8 | 2.9-3.3 | 2.0 | 1.5-2.0 |
| Torrskorpelera | 1.2-1.6 | 1.9-2.9 | 2.5-3.0 | 1.7-2.0 | 1.1-1.6 |
| dito | | | | | |
| Silt | 1.2-2.4 | 2.3-3.2 | 2.4-3.3 | 2.0 | 0.8-2.0 |
| Sand, grus under grundvattenytan | 1.5-2.6 (1.6-2.0) | 2.7-3.3 (2.8-3.0) | 2.5-3.2 (2.9) | 2.0 (2.0) | 0.8-1.7 (1.3-1.6) |
| Sand, grus ovan grundvattenytan | 0.6-1.1 (0.7-0.9) | 0.7-1.0 (0.8-0.9) | 1.2-1.7 (1.4) | 1.1-1.6 (1.2) | 0.1-0.3 (0.2) |
| Humusjord under grundvattenytan | 0.6 | 1.7 | 4.0 | 2.0 | 3.1-3.2 |

Kommentar: + och - i tabellhuvudet härrör sig till ofrusen och fruset tillstånd. Värdena inom parentes i tabellen för sand avser vad som är vanligt förekommande. Värdena avser helt fruset eller ofruset tillstånd.

BETECKNINGAR OCH DEFINITIONER

| | | |
|---|---|---|
| $^oC$ | Grader Celsius ($^oC$ = K - 273) (1$^oC$ = 1 K) | |
| c | Specifik värmekapacitet | J/kg $^oC$ |
| $c_{vol}$ | Specifik värmekapacitet | J/m$^3$ $^oC$ |
| $c_w$ | Vattens specifika värmekapcitet ($4.18 \cdot 10^3$ J/kg $^oC$) | J/kg $^oC$ |
| $c_{is}$ | Isens specifika värmekapacitet ($2.2 \cdot 10^3$ J/kg $^oC$) | J/kg $^oC$ |
| $c_s$ | Mineralpartiklarnas specifika värmekapacitet (ca 730 J/kg $^oC$) | J/kg $^oC$ |
| d | Avstånd | m |
| $d_p$ | Partikeldiameter | m |
| D | Diffusionskoefficient | m$^2$/s el m$^2$/sK |
| i | Gradient | |
| K | Hydraulisk konduktivitet | m/s |
| l | Vattens isbildningsvärme (latent värme) ($3.33 \cdot 10^5$ J/kg) | J/kg |
| L | Ångbildningsvärme | J/kg |
| $m_{is}$ | Isdelens massa | kg |
| $m_s$ | Torrsubstansens massa | kg |
| $m_w$ | Vattendelens massa | kg |
| m | Total massa | kg |

| | | |
|---|---|---|
| $n$ | Porositet, $n = V_p/V$, $n = 1 - \rho_d/\rho_s$ | |
| $N_{Nu}$ | Nusselts tal för strålning | |
| $q$ | Värmeflöde | $W/m^2$ |
| $q_l$ | Vätskeflöde | $kg/m^2s$ |
| $q_v$ | Ångflöde | $kg/m^2s$ |
| $S_r$ | Vattenmättnadsgrad, $S_r = V_w/V_p$ | % |
| $t$ | tid | s |
| $T$ | Temperatur | $^oC$, K |
| $v$ | Volymsandel | % |
| $v_{kv}$ | Volymsandel kvarts | % |
| $v_l$ | Vätskehastighet | m/s |
| $V$ | Volym | $m^3$ |
| $V_a$ | Gasvolym | $m^3$ |
| $V_p$ | Porvolym | $m^3$ |
| $V_s$ | Partikelvolym | $m^3$ |
| $V_w$ | Vattenvolym | $m^3$ |
| $w$ | Vattenkvot, $w = m_w/m_s$ | % |
| $w_h$ | Vattenhalt, $w_h = m_w/m$ | % |
| $w_{is}$ | Iskvot, $w_{is} = m_{is}/m_s$ | % |
| $w_u$ | Andelen ofrusen vattenmassa i förhållande till den totala jordmassan $w_u = m_w/m_s$ | % |

Vattenkvot av vattenhalt: $w = w_h/(1-w_h)$

Vattenhalt av vattenkvot: $w_h = w/(1+w)$

| | | |
|---|---|---|
| $\lambda$ | Värmekonduktivitet | W/m $^oC$ |
| $\lambda_w$ | Vattens värmekonduktivitet (0.57 W/m $^oC$) | W/m $^oC$ |
| $\lambda_{is}$ | Isens värmekonduktivitet (2.1 W/m $^oC$) | W/m $^oC$ |
| $\lambda_a$ | Lufts värmekonduktivitet (0.023 W/m $^oC$) | W/m $^oC$ |
| $\lambda_s$ | Partikelkonduktivitet (kornkonduktivitet) | W/m $^oC$ |
| $\lambda_{HS}$ | Teoretiskt beräknad värmekonduktivitet efter Haskin & Shtrikman (ekv. 5.1) | W/m $^oC$ |
| $\lambda_ö, \lambda_n$ | Övre resp. nedre gräns för teoretiskt beräknad värmekonduktivitet, $\lambda_{HS}$ | W/m $^oC$ |
| $\lambda_p$ | Teoretiskt beräknad värmekonduktivitet. Parallellkopplad, ekv. (5.3) | W/m $^oC$ |
| $\lambda_{se}$ | Teoretiskt beräknad värmekonduktivitet. Seriekopplad, ekv. (5.4) | W/m $^oC$ |
| $\lambda_g$ | Teoretiskt beräknad värmekonduktivitet. Geometriskt medelvärde, ekv. (5.2) | W/m $^oC$ |
| $\lambda_{kv}$ | Kvarts värmekonduktivitet (7.7 W/m $^oC$) | W/m $^oC$ |
| $\lambda_m$ | Värmekonduktivitet för vattenmättat material | W/m $^oC$ |
| $\lambda_t$ | Värmekonduktivitet för torrt material | W/m $^oC$ |
| $\lambda_r$ | "Rest"konduktivitet | W/m $^oC$ |

| | | |
|---|---|---|
| $\lambda_{ber}$ | Teoretiskt beräknad värmekonduktivitet | W/m $^{o}$C |
| $\lambda_{mätt}$ | Uppmätt värmekonduktivitet | W/m $^{o}$C |
| $\lambda_{e}$ | Effektiv värmekonduktivitet | W/m $^{o}$C |
| $\lambda_{rad}$ | Värmekonduktivitetstillskott av strålning | W/m $^{o}$C |
| $\lambda_{disp}$ | Värmekonduktivitetstillskott av dispersion | W/m $^{o}$C |
| $\kappa$ | Värmediffusivitet | $m^2/s$ |
| $\varepsilon$ | Emissionsfaktor | |
| $\rho$ | Skrymdensitet, $\rho = m/V$ | $kg/m^3$ |
| $\rho_d$ | Torrdensitet, $\rho_d = m_s/V = \rho(\frac{1}{w+1})$ | $kg/m^3$ |
| $\rho_s$ | Kompaktdensitet, $\rho_s = m_s/V_s$ (ofta $\cong \rho_k$) | $kg/m^3$ |
| $\rho_k$ | Korndensitet, $\rho_k \cong 2600\text{-}2700$ $kg/m^3$ | $kg/m^3$ |
| $\rho_l$ | Vätskedensitet | $kg/m^3$ |
| $\rho_w$ | Vattens densitet, $\rho_w \cong 1000$ $kg/m^3$ | $kg/m^3$ |
| $\rho_{is}$ | Isens densitet, $\rho_{is} = 917$ $kg/m^3$ | $kg/m^3$ |
| $\theta$ | Volymetriskt vatteninnehåll, $\theta = V_w/V$ | % |
| $\nabla$ | Laplace operator $(= \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z})$ | |

Specifik värmekapacitet (J/kg $^{o}$C) (J = Ws) - Anger den mängd termisk energi som åtgår för att höja temperaturen 1 grad (Kelvin eller Celsius) på 1 kg av ett material. I denna skrift kan specifik värmekapacitet även antaga sorten J/$m^3$ $^{o}$C och anger den mängd termisk energi som åtgår för att höja temperaturen 1 grad på 1 $m^3$ av ett material. Den betecknas då $c_{vol}$.

Värmediffusivitet $\kappa = \lambda/c \cdot \rho$ $m^2/s$ - Beskriver hur fort värmet sprider sig i ett medium.

Värmekonduktivitet (W/m $^{o}$C) - Värmekonduktiviten anger ett materials förmåga att överföra termisk energi. En annan vanlig benämning är värmeledningsförmåga.

# 1 INLEDNING

Kunskap om markens värmeöverförande egenskaper är av väsentlig betydelse vid vissa typer av byggnader samt vid alla typer av markvärmesystem. En god kännedom om dessa egenskaper är därför nödvändig om en optimal dimensionering av sådana system skall kunna göras.

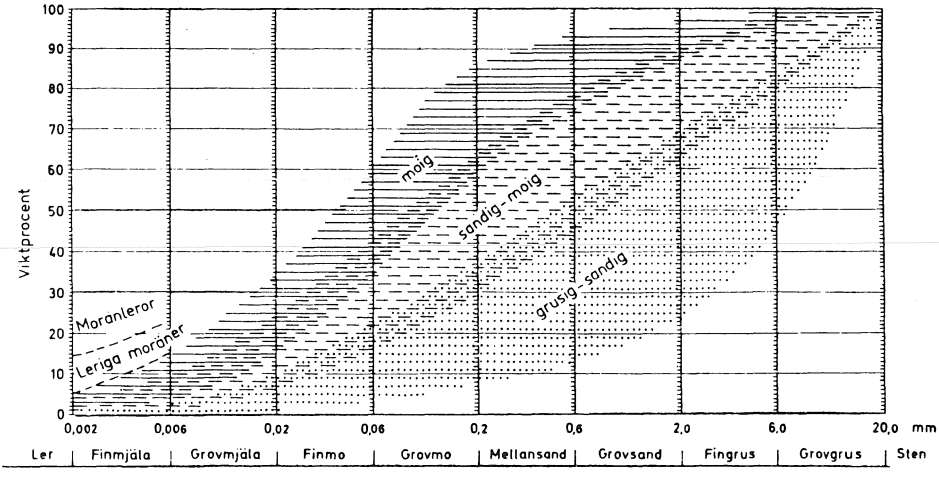
Jordartens vattenhalt är i detta sammanhang en mycket viktig parameter. Den beror av jordens porositet och vattenmättnadsgrad. Nära markytan kan stora variationer i vattenhalt förekomma över året. Vid större djup är jorden oftast vattenmättad. För tillämpningar som är förlagda nära markytan innebär detta att stora variationer i de värmeöverförande egenskaperna kan förekomma. Vid större djup är variationsområdet mindre.

# 2 ÖVERSIKT ÖVER SVERIGES JORDARTER

## 2.1 Jordarternas indelning

Jordarter kan klassificeras på olika sätt. Vanliga uppdelningar är i organiska och oorganiska jordar samt efter bildningssätt.

Oorganiska jordar eller mineraljordar består huvudsakligen av mineral- och bergartspartiklar. En mineraljord kan vara sorterad eller osorterad. En sorterad jordart har vanligen transporterats av vatten varvid de olika kornstorlekarna avsatts under skilda förhållanden. En typ av osorterad jordart har avsatts direkt av inlandsisen och kallas morän. Den innehåller så gott som alla kornfraktioner.




Figur 2.1 Kornfördelningskurvor över olika moräntyper samt redovisning av kornfraktionsgränser. Bland geotekniker används begreppen finsilt, mellansilt, grovsilt och finsand i stället för finmjäla, grovmjäla, finmo och grovmo.

I figur 2.1 redovisas benämningen för kornfraktioner samt exempel på utseende av olika moräntyper i ett kornstorleksdiagram. Av figuren framgår att kurvan för en morän har ett flackt utseende.

Kurvan för en sorterad jordart är betydligt brantare. I geotekniska sammanhang ersätts benämningarna finmjäla, grovmjäla, finmo och grovmo med finsilt, mellansilt, grovsilt samt finsand. I det följande används de senare benämningarna.

Jordarters indelning efter lerhalt sker enligt följande:

| Lerhalt % | Benämning |
|---|---|
| <5 | Lerfria eller svagt leriga jordarter |
| 5-15 | Leriga jordarter |
| 15-25 | Grovlera |
| >25 | Finleror |

Finlerorna kan vid behov underindelas i mellanlera (25-40%) och styv lera (>40%). Om leran har en lerhalt >60% benämns den ibland mycket styv lera. Grovlera benämns i jordbrukssammanhang lättlera.

En sorterad jordart benämns med huvudord och adjektivbestämning. Om lerhalten är mindre än 15% väljs huvudordet efter den kvantitativt dominerande fraktionen. Om ytterligare fraktioner av betydelse finns representerade anges dessa som adjektiv framför huvudordet. De kvantitativt större fraktionerna sätts efter de mindre, t ex lerig grusig sand. För moränjordar används morän som huvudord samt motsvarande adjektivbestämningar som ovan. Är lerhalten i en morän större än 15% benämns den moränlera.

Organiska jordar är sådana med hög humushalt, dvs hög halt av mer eller mindre nedbrutna växt- och djurdelar. Exempel på sådana är torv, dy och gyttja. Gyttja utgörs av sönderdelade rester av vattenorganismer. Det är först vid en organisk halt över 40% som jordarten benämns gyttja. Vid lägre organisk halt används benämningarna gyttjig (lera) (3-6%) och (ler)gyttja (6-40%). Är jordarten annan än lera benämns den givetvis därefter. Dy utgörs av utfälld humussubstans och benämns dy vid organisk halt över 40%. Vid halter därunder (3-40%) kallas den dyig (lera). Torv bildas huvusakligen av fuktighetskrävande växtsamhällen där nedbrytningen uteblivit eller blivit starkt nedsatt.

Olika jordarter reagerar högst olika då de utsätts för frysning respektive tining. Beskow (1935) har indelat jordarter i tjälfarlighetsklasser:

I Icke tjälfarliga. Ej tjällyftande; därför ej heller vattenanrikning i tjälen = inget vattenöverskott i tjällossning.

Torvjordar, dyjordar, grus, sand (grovsand, mellansand och finsand) (högst 50%<0.125 mm och kapillaritet <1 m).

II Måttligt tjälfarliga. Tjällyftning och vattenanrikning i tjälen inträffar normalt, men når större belopp endast i sankt läge, med ringa avstånd till grundvattentytan; fara för tjälskott bara i sådant läge.

Leror, gyttjor, normal morän, (moig-sandig typ), lerig sand.

III. Mycket tjälfarliga, tjällyftning och vattenanrikning i tjälen normalt betydande, vid högt grundvatten mycket stor. Jordartens speciella konsistensegenskaper vid vattenöverskott ("jäslereflytande") innebär stor fara för skador i tjällossningen (tjälskott, släntflytning).

Silt, grovlera, siltig morän och alla övergångar till normal morän, klass II.

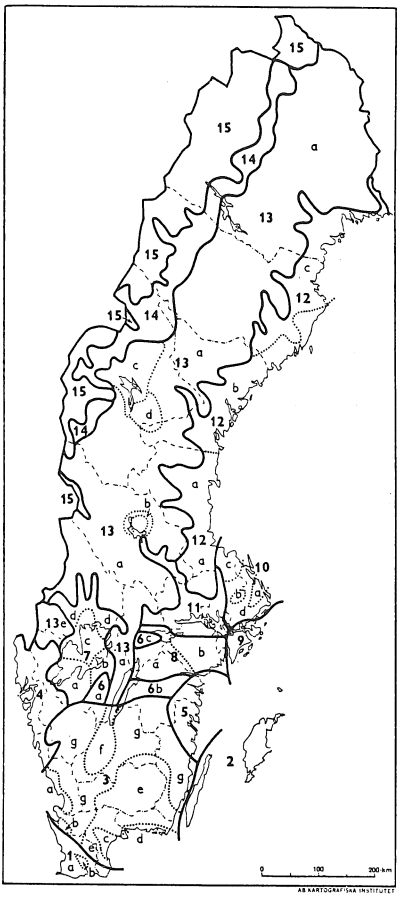
En betydligt utförligare beskrivning av jordarters indelning finns t ex i Handboken Bygg (1984) eller i Berg och jord i Sverige (Lundegårdh et al 1970) eller i beskrivningen till någon av de moderna jordartskartorna.

## 2.2 Sveriges jordartsregioner

Den procentuella jordartsfördelningen finns redovisad i Atlas över Sverige (1953). Indelningen av Sverige i olika jordartsregioner framgår av figur 2.2. Förklaring till figur 2.2 samt jord-

arternas procentuella fördelning framgår av tabell 2.1. Där framgår att knappt hälften av Sveriges yta täcks av morän.

Av figur 2.2 framgår att de arealmässigt största moränområdena hänför sig till Norrlands inland. I figur 2.3 finns redovisat områden under högsta kustlinjen, dvs arealer som i samband med eller efter sista nedisningen stått under vatten. (Lokala issjöar ej medtagna.) Det är främst under högsta kustlinjen som det finns förutsättningar att finna sorterade finkorniga sediment som lera och silt.



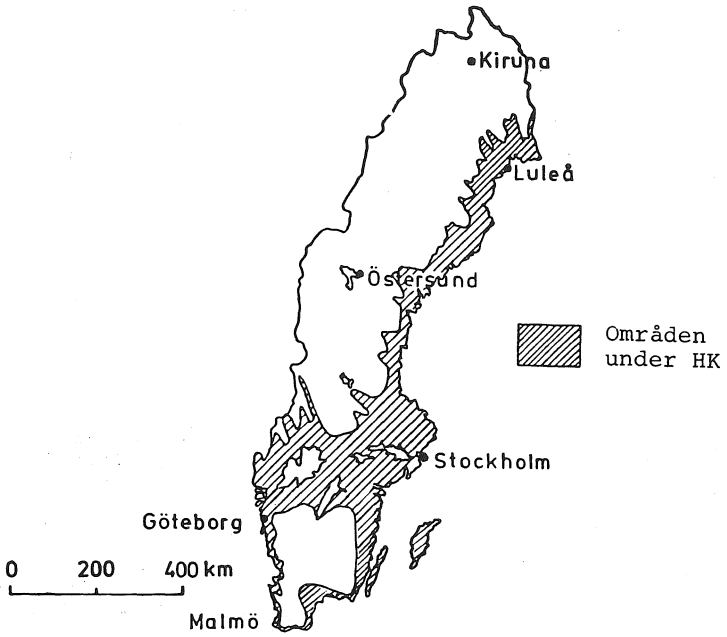

Figur 2.2. Sveriges indelning i jordartsregioner (ur Atlas över Sverige, 1953).

Tabell 2.1 Jordarternas procentuella fördelning inom de olika jordartsregionerna (ur Atlas över Sverige, 1953).

| Område | Kalt berg | Morän | Isälvsgrus | Sand | Lera | Moränlera | Myr |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1. Sydvästra Skåne** | | | | | | | |
| 1a. Skånes moränlerområde | <1 | <5 | 10 | 15 | 5 | 65 | 5 |
| 1b. Vombsjöbäckenets sandområde | — | <5 | 25 | 45 | 5 | 10 | 15 |
| **2. Kalköarna i Östersjön** | | | | | | | |
| 2a. Öland | 25 | 5 | <5 | 30 | — | 35 | <5 |
| 2b. Gotland | 25 | — | 5 | 30 | <5 | 30 | 10 |
| **3. Sydsveriges moränområde** | | | | | | | |
| 3a. Hallandskustens sandslätt | 10 | 15 | <5 | 50 | 20 | — | <5 |
| 3b. Ängelsholmsslättens ler- och sandområde | — | 15 | <5 | 35 | 40 | 10 | — |
| 3c. Kristiansstadsslättens sandområde | — | 25 | <5 | 55 | 10 | — | 10 |
| 3d. Blekinges berg- och lerområde | 40 | 35 | <5 | 15 | 5 | — | 5 |
| 3e. Sydöstra delens rena moränområde | 5 | 70 | 5 | <5 | <5 | — | 15 |
| 3f. Sand- och grusområdet | 5 | 40 | 10 | 20 | <5 | <5 | 20 |
| 3g. Morän- och grusområdet | 15 | 55 | 10 | 5 | <5 | — | 15 |
| **4. Västkustens berg- och lerområde** | 55 | 10 | <5 | 10 | 20 | — | 5 |
| **5. Ostkustens berg- och lerområde** | 55 | 20 | 5 | <5 | 15 | — | 5 |
| **6. Sydsveriges kambrosilurområden** | | | | | | | |
| 6a. Västergötlands kambrosilurområde | 5 | 20 | 10 | 20 | 20 | 15 | 10 |
| 6b. Östergötlands kambrosilurområde | 15 | 20 | 5 | 10 | 35 | 10 | 5 |
| 6c. Närkes kambrosilurområde | — | 30 | <5 | 10 | 40 | — | 20 |
| **7. Vänerbäckenets berg- och lerområde** | | | | | | | |
| 7a. Västergötlands- och Dalboslättens ler- och sandområden | 15 | 10 | <5 | 25 | 40 | <5 | 5 |
| 7b. Mariestadstraktens morän- och lerområde | 5 | 40 | <5 | 15 | 30 | — | 10 |
| 7c. Värmlandsnäs- och Karlstadstraktens berg- och sandområde | 55 | 5 | 5 | 20 | 10 | — | 5 |
| 7d. Nedre Värmlands morän- och lerområde | 25 | 35 | 5 | 10 | 15 | — | 10 |
| **8. Södermanlands—Närkes morän- och lerområde** | | | | | | | |
| 8a. Västra morän- och bergområdet | 20 | 45 | <5 | 10 | 10 | — | 10 |
| 8b. Östra berg-, morän- och lerområdet | 25 | 25 | <5 | 10 | 25 | — | 10 |
| **9. Södertörns och Stockholms skärgårds bergområde** | 50 | 20 | <5 | 5 | 20 | — | <5 |
| **10. Upplands moränområde** | | | | | | | |
| 10a. Roslagens moränlerområde | 25 | 35 | <1 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| 10b. Uppsalatraktens bergområde | 50 | 30 | <1 | <1 | <1 | — | 20 |
| 10c. Norra Upplands myrområde | 5 | 45 | <5 | 10 | 5 | — | 35 |
| 10d. Morän- och lerområdet | 20 | 45 | <1 | <5 | 15 | — | 15 |
| **11. Mälarbäckenets ler- och moränområde** | 10 | 30 | 5 | 10 | 40 | — | 5 |
| **12. Norrländska kustzonen** | | | | | | | |
| 12a. Moränområdet | 10 | 25 | 10 | 15 | 10 | — | 35 |
| 12b. Bergområdet | 20 | 30 | <5 | 20 | 10 | — | 20 |
| 12c. Morän- och sandområdet | 10 | 25 | <5 | 25 | 10 | — | 30 |
| **13. Inlandets morän- och myrområde** | | | | | | | |
| 13a. Morän- och myrområdet | 10 | 45 | 5 | 5 | <5 | — | 35 |
| 13b. Siljanstraktens kambrosilurområde | — | 45 | 20 | 20 | 5 | 5 | 5 |
| 13c. Jämtlands kambrosilurområde | <5 | — | 5 | <5 | — | 55 | 35 |
| 13d. Revsunds bergområde | 20 | 45 | 5 | — | — | 5 | 25 |
| 13e. Sydvästra Värmland—Dalslandsområdet | 25 | 55 | 10 | — | <5 | — | 10 |
| **14. Förfjällens moränområde** | <5 | 65 | <5 | <5 | — | <1 | 25 |
| **15. Kalfjällsområdet** | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... |

Arealsiffrorna äro erhållna genom punktinventering utförd vid Naturhistoriska riksmuseets mineralogiska avdelning. Mätningarna äro utförda för södra och mellersta Sverige på kartor i skalan 1:400 000 och för övriga delar av landet på kartor i skalan 1:1,5 milj. I första fallet var avståndet mellan punkterna 5 mm, i senare fallet 2,5. Värdena, avrundade till jämna 5- eller 10-tal, avse procent på landarealen.

I ett arbete vid Geologiska institutionen, CTH, har den procentuella jordartsfördelningen undersökts i de 19 största tätorterna i ett bälte i Mellansverige, som sträcker sig från Göteborg till Stockholm (Modin & Wilén, 1980). Av de redovisade resultaten i tabell 2.2 framgår att andelen lera och sand utgör ca hälften av den totala arealen.




Figur 2.3 Ungefärlig omfattning av områden under högsta kustlinjen (HK). Ur Jonasson, 1983, efter Lundegårdh et al, 1970.

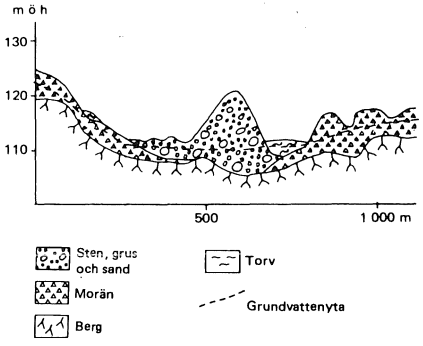
Tabell 2.2 Procentuell jordartsfördelning i de 19 största tätorterna i Mellansverige. Övrigt omfattar morän, berg i dagen, fyllnadsmaterial m m. (Modin & Wilén, 1980)

| Totalt $km^2$ | Vatten $km^2$ | Land $km^2$ | Lera $km^2$ | Lera djupare än 10 m; $km^2$ | Sand $km^2$ | Övrigt $km^2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 2610 | 300 | 2310 | 880 | 215 | 290 | 1190 |
| | | 100% | 38% | 9.5% | 12.5% | 49.5% |

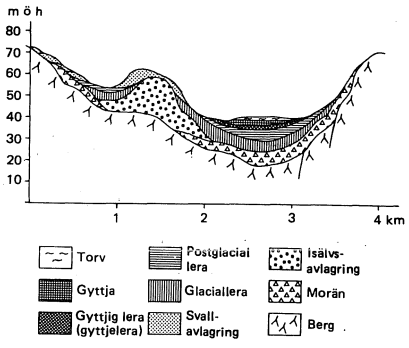
Efter Norrlandskusten blir det siltiga inslaget i leran mer markant för att i de norrländska dalarna delvis helt övergå i silt.

En slutsats bör därför vara att i närheten till befolkningskoncentrationer är andelen sorterade sediment betydligt högre än riksgenomsnittet.

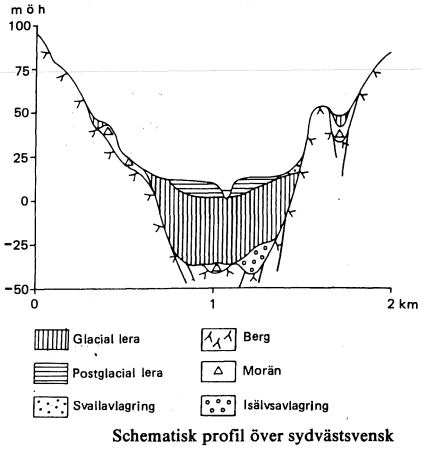
Den schematiska uppbyggnaden av älvdalar i olika delar av landet framgår av figur 2.4. Profilerna får naturligtvis endast ses som exempel, eftersom stora variationer förekommer.



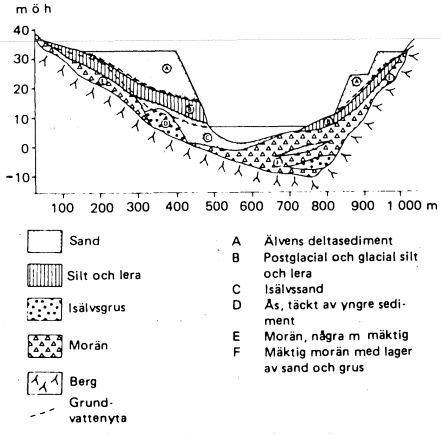

Typprofil över jordarterna i en dalgång inom sydsvenska höglandet.




Schematisk profil av jordarterna under högsta kustlinjen inom Mälarregionen




Schematisk profil över sydvästsvensk sprickdal. Observera den stora mäktigheten (ca 40 m) hos den glaciala leran samt omgivande höjdområdes fattigdom på lösa jordlager

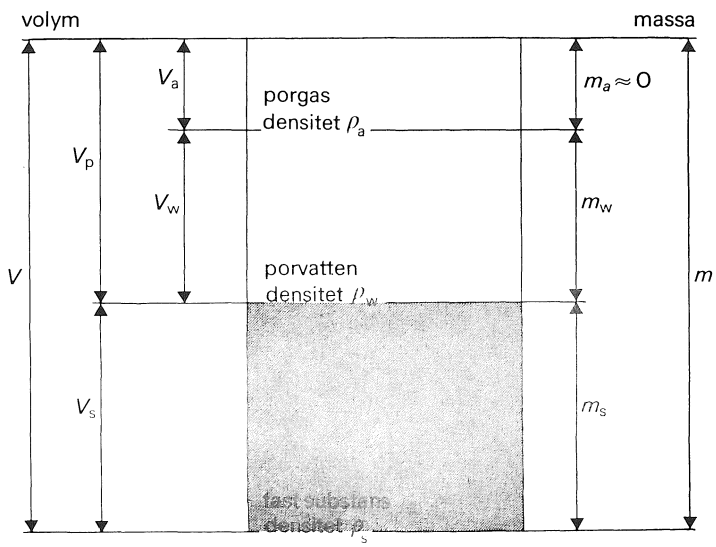



Schematisk profil av jordarterna i en norrländsk älvdal under högsta kustlinjen.

Figur 2.4 Schematiska profiler över älvdalar i olika delar av landet. Ur Bygg, 1984.

# 3 JORDARTERS UPPBYGGNAD

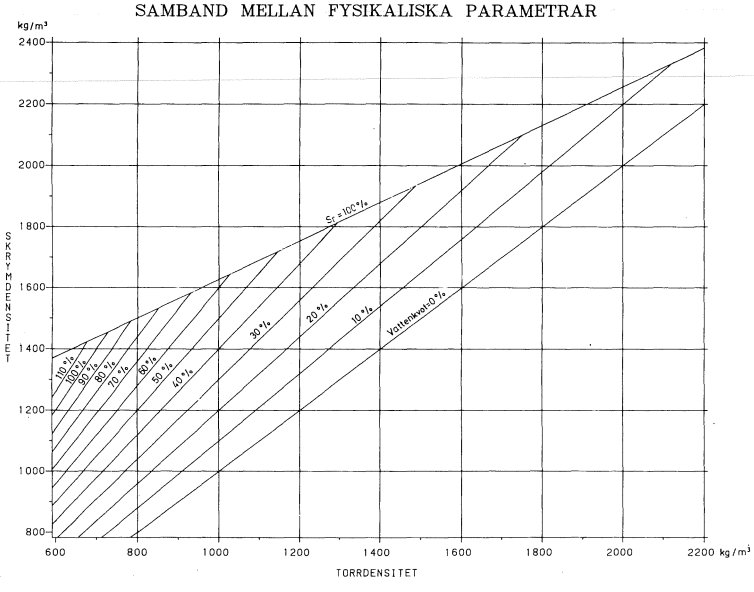
Jords principiella uppbyggnad framgår av fig. 3.1. Jord kan ses som ett poröst medium. Porvolymen betecknas med $V_p$ i figur 3.1. Beroende på hur hårt packad jorden är blir porvolymen större eller mindre. Porositeten, som definieras som kvoten mellan porvolymen ($V_p$) och den totala volymen (V), är ett mått på packningsgraden. Porerna kan vara mer eller mindre fyllda med vatten ($V_w$). I figur 3.1 är ca 60-70% av porerna fyllda med vatten. Detta benämns vattenmättnadsgrad. Med kännedom om porositet, vattenhalt och kornstorleksfördelning är jordarten tämligen väl beskriven. Porositet bestäms vanligen indirekt vid en laboratorieundersökning utifrån skrymdensitet och vattenkvot. Med kännedom om någon form av densitet och någon form av vattenhalt kan omräkningar göras mellan vanliga jordartsbeskrivande storheter.



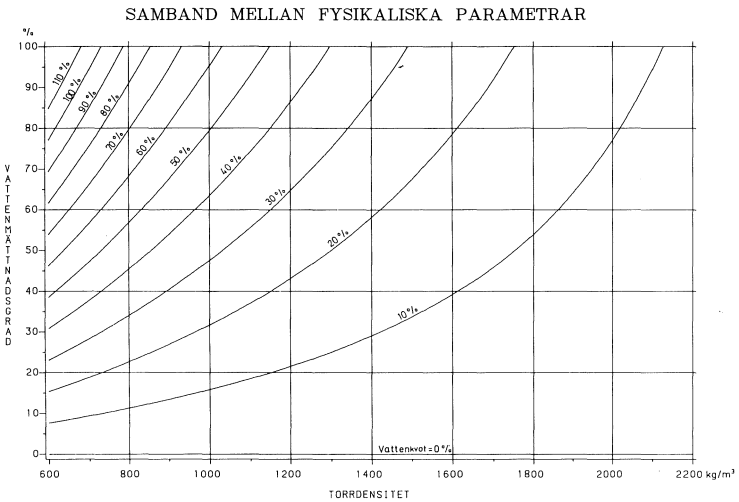

Figur 3.1 Principskiss av ett jordelements uppdelning i fasta, flytande och gasformiga beståndsdelar. Ur Hansbo, 1975.

För förståelsen av kommande avsnitt nedan görs några definitioner med utgångspunkt från figur 3.1.

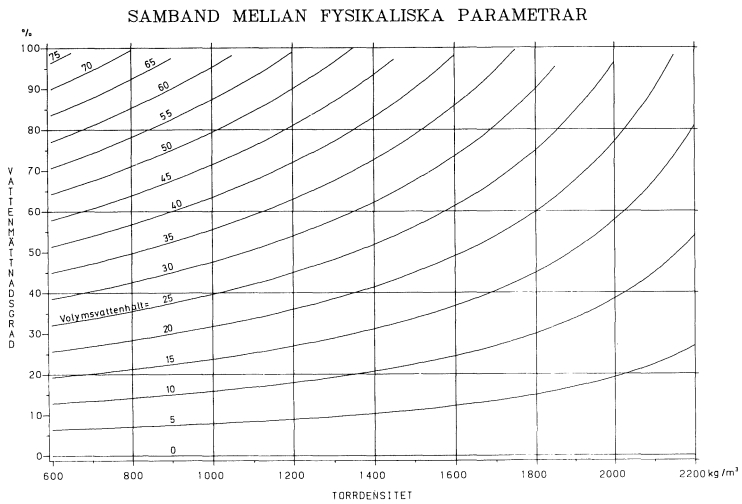
| | | |
|---|---|---|
| Kompaktdensitet | $\rho_s = m_s/V_s$ | $kg/m^3$ |
| Skrymdensitet | $\rho = m/V = \rho_d(1+w)$ | $kg/m^3$ |
| Torrdensitet | $\rho_d = m_s/V = \rho(\frac{1}{1+w})$ | $kg/m^3$ |
| Vattenkvot | $w = m_w/m_s = w_h/(1-w_h)$ | |
| Vattenhalt | $w_h = m_w/m$ | |
| Volymsvattenhalt | $\Theta = V_w/V = (\rho_d/\rho_w)w = n\ S_r$ | |
| Porositet | $n = V_p/V = 1 - \rho_d/\rho_s$ | |
| Vattenmättnadsgrad | $S_r = V_w/V_p = (w \cdot \rho \cdot \rho_s/\rho_w)/(\rho_s(w+1)-\rho)$ $= (w \cdot \rho_d \cdot \rho_s/\rho_w/(\rho_s-\rho_d)$ | |




Figur 3.2 Samband mellan skrymdensitet, torrdensitet och vattenkvot. Även sambanden vid full vattenmättnad visas. $\rho_s = 2700\ kg/m^3$. Diagrammet är konstruerat utgående från ovanstående samband.



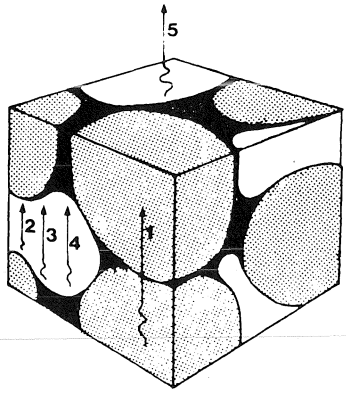

Figur 3.3 Samband mellan vattenmättnadsgrad, torrdensitet och vattenkvot. $\rho_s$ = 2700 kg/m$^3$.




Figur 3.4 Samband mellan vattenmättnadsgrad, torrdensitet och volymvattenhalt. $\rho_s$ = 2700 kg/m$^3$.

# 4 VÄRMETRANSPORTERANDE MEKANISMER

Värme kan transporteras i jord genom värmekonduktivitet (ledning), konvektion, ångdiffusion och strålning, se figur 4.1. Vid måttliga temperaturer och temperaturdifferenser är konduktivitet det dominerande transportsättet. Vid höga temperaturgradienter i permeabelt material blir naturlig konvektion och ångdiffusion alltmer betydande. I sandigt-grusigt material förekommer även transport av värme i form av grundvattenrörelse (påtvingad konvektion).




Figur 4.1 Värmetransport i fuktig jord (Johansen, 1975).
1. Konduktivitet i vätska och partiklar
2. Konduktivitet i porluft
3. Strålning mellan partiklar
4. Ångdiffusion
5. Konvektion i porluft

Andra termiska storheter är värmediffusivitet ($m^2/s$) och specifik värmekapacitet ($J/kg,^oC$ eller $J/m^3,^oC$). Diffusivitet är ett mått på hur snabbt temperaturen utjämnas i en kropp medan den specifika värmekapaciteten visar hur mycket energi en kropp förmår lagra.

Sambandet mellan ovannämnda termiska storheter kan skrivas

$$\kappa = \lambda / \rho c \qquad (4.1)$$

där $\kappa$ = värmediffusivitet, $m^2/s$
$\lambda$ = värmekonduktivitet, $W/(m^oC)$
$c$ = specifik värmekapacitet, $J/(kg^oC)$
$\rho$ = densitet, $kg/m^3$
$c_{vol} = \rho c$ = specifik värmekapacitet, $J/(m^{3o}C)$

I det följande är olika värmetransportsätt beskrivna. Syftet är att visa under vilka förutsättningar olika transportsätt får betydelse, kvantifiera dessa samt att skapa förståelse för komplexiteten i de mekanismer som styr värmetransport i jord.

## 4.1 Värmekonduktivitet, specifik värmekapacitet och isbildningsvärme

### 4.1.1 Inledning

Värmekonduktivitet och specifik värmekapacitet beror av en rad faktorer som vatteninnehåll, densitet, mineralinnehåll, struktur och kornstorleksfördelning.

I en helt torr mineraljord sker värmetransporten nästan uteslutande i mineralkornen. Eftersom kontaktytan mellan två intillliggande korn blir avgörande för den totala värmekonduktiviteten är denna av stor vikt. För en normal jordart med en porositet av ungefär 30-50% är kontaktytorna relativt små och den totala värmekonduktiteten i torrt tillstånd blir då låg, ca 0.3 $W/m^oC$. För en högre torrdensitet, dvs en minskande porositet, ökar dock värmekonduktiviteten. För porositeter nära noll, såsom kristallint berg, blir värmekonduktiviteten ca 3.5 $W/m^oC$ vid en normal granitisk mineralsammansättning.

För torra jordarter med hög porositet är värmekonduktiviteten i stort sett endast beroende av porositeten. Vid minskande porositet och/eller ökande vattenhalt får emellertid värmekonduktivi-

teten för de enskilda mineralkornen en större betydelse (se kapitel 5). Vid ökande vattenhalt sker en i stort sett logaritmisk ökning av värmekonduktiviteten. Detta beror på att vatten leder värme betydligt bättre än luft och att den värmeöverförande kontaktytan mellan de enskilda kornen ökar drastiskt vid ett litet tillskott på vatten. Detta vatten finns nämligen där bindningskrafterna är störst och det är just i de s k meniskerna vid kornkontakterna, se figur 4.1. Detta innebär att förändringar i vattenhalt nära vattenmättnad får liten inverkan på värmekonduktiviteten medan vattenhaltsförändringar vid lägre vattenmättnadsgrad får en större inverkan.

Vid full vattenmättnad påverkas värmekonduktiviteten främst av porositet (torrdensitet) och värmekonduktiviteten för de enskilda kornen. Vid höga porositeter blir vattens värmekonduktivitet ($\cong$0.57 W/m$^{o}$C) dominerande. Extremfallet är en vattenmättad torv där den totala värmekonduktiviteten ligger nära den för vatten. Vid minskande porositet (ökande torrdensitet) får de enskilda kornens värmekonduktivitet en allt mer ökande betydelse (se kapitel 5).

Den specifika värmekapaciteten för en jordart kan ses som en summation av den specifika värmekapaciteten för de ingående komponenterna. Den kan därför relativt enkelt uträknas (se kapitel 5). Den specifika värmekapaciteten för vatten är $4.2 \cdot 10^{6}$ J/m$^{3o}$C med en mindre variation med hänsyn till temperatur.

Vid temperaturer under 0$^{o}$C får det latenta värmet (l i tabell 4.1) som bildas vid isbildning en mycket stor betydelse. Storleken beror helt på vattenmättnadsgrad och porositet. Vid frysning av en m$^{3}$ vatten frigörs en energimängd som motsvaras av 80$^{o}$C temperatursänkning. I viss mån kan man se isbildningsvärmet som en förhöjd specifik värmekapacitet. För t ex en värmesänka innebär detta att energin kan hämtas på betydligt kortare avstånd vid temperatur under 0$^{o}$C än över. Det krävs således en lägre temperaturdifferens för att inhämta denna energimängd.

Vid temperatur under 0$^{o}$C förändras dessutom även värmekonduktivitet och specifik värmekapacitet. Detta beror på att vatten och is har skilda värmeöverförande egenskaper (se tabell 4.1).

Tabell 4.1 Fysikaliska parametrar för vatten i fryst och ofryst tillstånd.

| $\lambda_w$ | $\lambda_{is}$ | $c_w$ | $c_{is}$ | $l$ | $\rho_w$ | $\rho_{is}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $W/m^oC$ | $W/m^oC$ | $J/m^{3o}C$ | $J/m^{3o}C$ | $J/m^3$ | $kg/m^3$ | $kg/m^3$ |
| 0.57 | 2.1 | $4.18 \cdot 10^6$ | $2.2 \cdot 10^6$ | $3.335 \cdot 10^8$ | 1000 | 917 |

Av tabellen framgår att värmekonduktiviteten fyrdubblas och värmekapaciteten halveras vid en övergång från vatten till is.

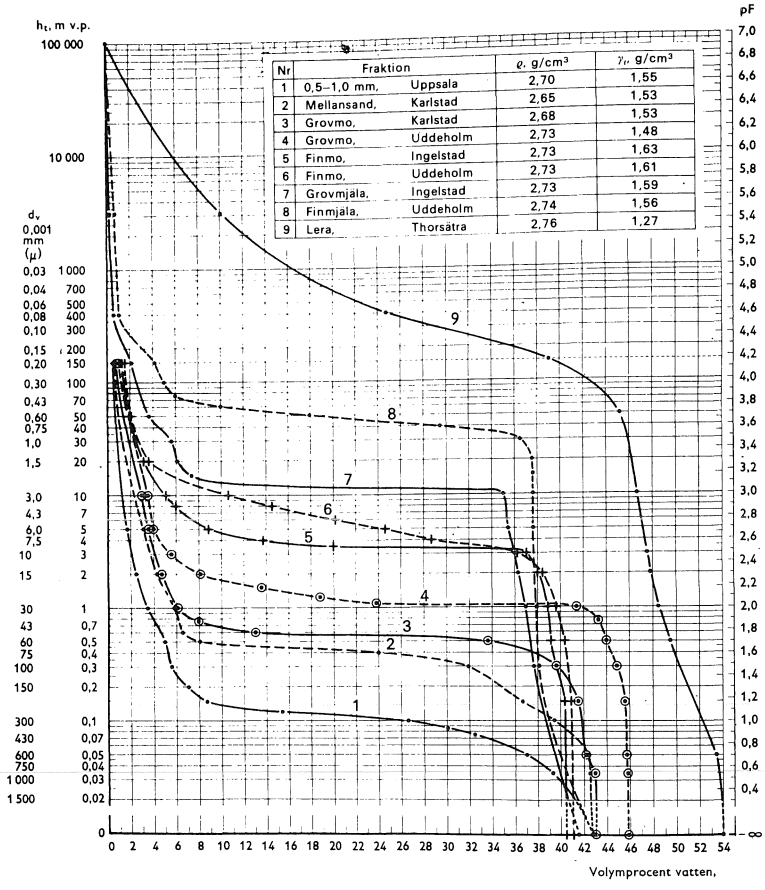
### 4.1.2 Jordars vatteninnehåll

Av de tidigare nämnda faktorer som påverkar värmekonduktivitet i jord är det endast vatteninnehållet som förändras för en och samma plats.

Vattens kretslopp i naturen är sammansatt av en rad processer: avdunstning, nederbörd, infiltration, avrinning och magasinering. Under grundvattenytan är jorden vattenmättad. Ovan grundvattenytan är vattenhalten vid jämvikt beroende av grundvattenytans fluktuationer och jordartens vattenhållande egenskaper.

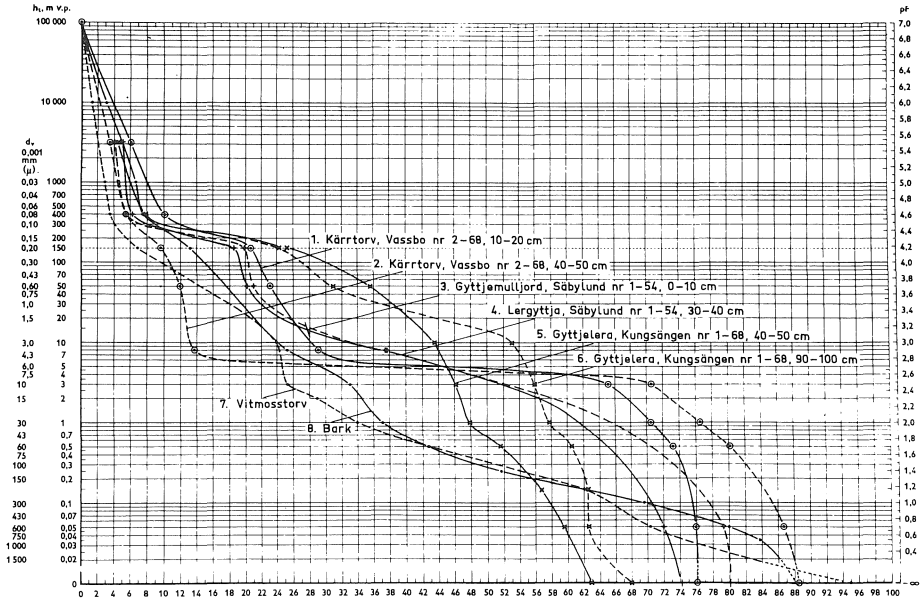
Olika jordars förmåga att hålla vatten vid ett visst porvattentryck kan uttryckas i ett s k bindningsdiagram. I figur 4.2 visas ett sådant för några olika ensgraderade jordarter. På den vertikala skalan, som är logaritmisk, är bindningstrycket $h_t$ i meter vattenpelare avsatt. 0.1 m vp motsvaras av pF 1, 1 av pF 2 etc. Den horisontella visar volymetrisk vattenhalt. Bindningstrycket kan ses som höjd över grundvattenyta. Bindningsdiagrammet ger då information om vilken vattenhalt som är tänkbar vid en viss nivå ovan grundvattenytan för ett system i jämvikt.

Högre vattenhalt förekommer vid perkolation av vatten i samband med nederbörd/snösmältning. Lägre vattenhalter i naturligt tillstånd förekommer främst nära markytan vid kraftig avdunstning och evapotranspiration.



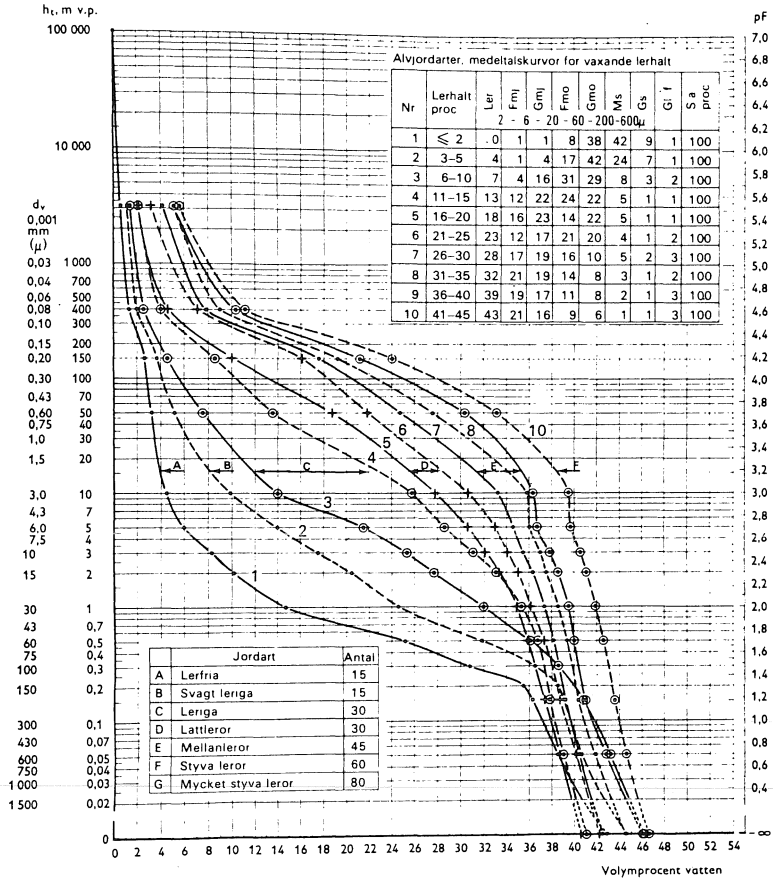

Figur 4.2 Bindningskaraktäristiker för 8 olika renfraktioner samt en mycket styv lera (lerhalt 87%). (Andersson & Wiklert, 1972.)

Kurvorna visar att vattenhaltsminskningen vid ökande porundertryck accentueras av ökande kornstorlek. Diagrammet visar också att varje ensgraderad jordart har en tydlig platå vid vilken en liten tryckförändring får stora konsekvenser för vattenhalten. För en jordart som består av flera kornfraktioner t ex en morän erhålles emellertid inte en sådan tydlig platå. För humushaltiga jordarter gäller att den vattenbindande förmågan ökar med ökande humushalt, figur 4.3.




Figur 4.3 Bindningskaraktäristiker för några mull- och gyttjejordarter. (Andersson & Wiklert 1972.)

Sambandet mellan lerhalt och vattenbindande förmåga visas i figur 4.4. Kurvorna är medeltalskurvor och visar tydligt hur den vattenbindande förmågan ökar med växande lerhalt. Detta får naturligtvis konsekvenser för vilka variationer av värmekonduktiviteten som kan förväntas i olika jordartstyper. Generellt sett bör därför förutsättningarna för en stor årlig variation i värmekonduktiviteten vara betydligt större i grövre jordarter såsom sand, grus och grova grusiga moräner jämfört med finkorniga jordarter. Speciellt är emellertid området närmast markytan där avdunstning m m har stor betydelse.



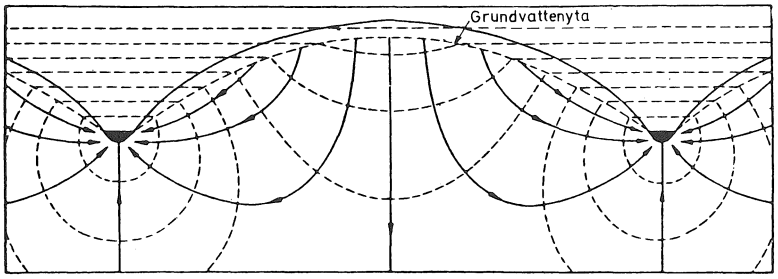

Alvjordarter, medeltalskurvor för växande lerhalt

| Nr | Lerhalt proc | Ler | Fmj | Gmj | Fmo | Gmo | Ms | Gs | Gi f | S a proc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 2 - 6 - 20 - 60 - 200-600μ | | | | | | | | |
| 1 | ≤ 2 | 0 | 1 | 1 | 8 | 38 | 42 | 9 | 1 | 100 |
| 2 | 3–5 | 4 | 1 | 4 | 17 | 42 | 24 | 7 | 1 | 100 |
| 3 | 6–10 | 7 | 4 | 16 | 31 | 29 | 8 | 3 | 2 | 100 |
| 4 | 11–15 | 13 | 12 | 22 | 24 | 22 | 5 | 1 | 1 | 100 |
| 5 | 16–20 | 18 | 16 | 23 | 14 | 22 | 5 | 1 | 1 | 100 |
| 6 | 21–25 | 23 | 12 | 17 | 21 | 20 | 4 | 1 | 2 | 100 |
| 7 | 26–30 | 28 | 17 | 19 | 16 | 10 | 5 | 2 | 3 | 100 |
| 8 | 31–35 | 32 | 21 | 19 | 14 | 8 | 3 | 1 | 2 | 100 |
| 9 | 36–40 | 39 | 19 | 17 | 11 | 8 | 2 | 1 | 3 | 100 |
| 10 | 41–45 | 43 | 21 | 16 | 9 | 6 | 1 | 1 | 3 | 100 |

| | Jordart | Antal |
|---|---|---|
| A | Lerfria | 15 |
| B | Svagt leriga | 15 |
| C | Leriga | 30 |
| D | Lattleror | 30 |
| E | Mellanleror | 45 |
| F | Styva leror | 60 |
| G | Mycket styva leror | 80 |

Figur 4.4 Bindningskaraktäristiker för alvjordarter. Kurvorna bygger på medeltalsberäkningar i olika intervall. (Andersson & Wiklert, 1972.)

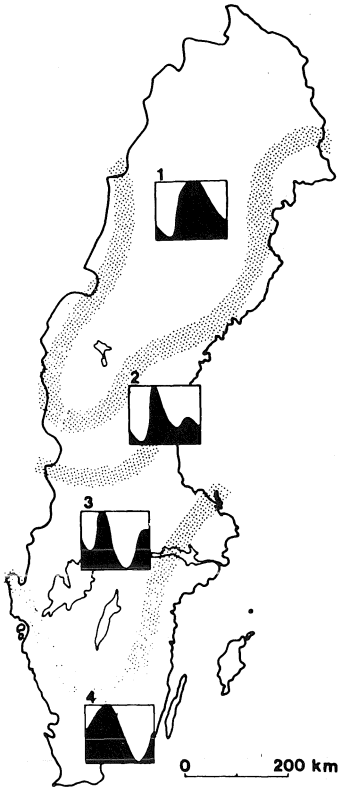
Grundvattenytan följer i stort sett markytan. Den är emellertid i förhållande till markytan vanligtvis lägst i höglägen (infiltrationsområden) och högst i låga terränglägen (utströmningsområden). Figur 4.5 visar detta schematiskt.




Figur 4.5 Schematisk bild av grundvattenytans läge i terrängen. (Ur Svensson, 1984.)

Grundvattenytan påverkas även av grundvattenbildningens variation över året. Det principiella utseendet på grundvattenytans fluktuation över året i olika regioner framgår av figur 4.6. Variationsförloppens olika utseende kan i stort sett hänföras till klimatet. I Norrland sker ingen infiltration under vinterhalvåret på grund av att marken då är frusen. Hela nederbörden under vintern frigörs i samband med snösmältningen, varpå en mycket markant ökning av grundvattenbildningen sker. I Mellansverige och södra Norrland finns en tendens till två grundvattennivåtoppar, en under våren i samband med snösmältningen och en under hösten innan marken tjälas. I södra Sverige är marken ringa tjälad, varför grundvattenytan i stort sett följer förändringarna under året i nederbörd och evapotranspiration.

I ett doktorsarbete vid Geologiska institutionen, CTH/GU, har Chester Svensson (1984) studerat möjligheten att finna dimensionerande lägsta och högsta grundvattennivå. Den redovisade metoden bygger på att det finns ett samband mellan grundvattenytans rörelser lokalt och regionalt under samma tidsperiod. Information om storleken på grundvattenytans variation under året för olika mätstationer i Sverige kan fås från Sveriges geologiska undersökning, grundvattennätet. Genom att jämföra en sådan lång mätserie med en kort för den aktuella platsen menar författaren att det är möjligt att finna dimensionerade max- och min-värden för den lokala serien. Det skulle då vara möjligt att endast utföra intensiva mätningar under några månader för att erhålla denna information. Arbetet har hittills resulterat i att maximinivån kan be-




Figur 4.6 Det principiella utseendet av grundvattenytans variation under året. (Nordberg & Persson, 1979.)

stämmas med en noggrannhet bättre än 0.5 m. Bestämning av minimi-nivån är behäftad med större fel på grund av stor inverkan av torrperiodens längd. Arbete med att minska felet för miniminivån pågår. För ett geoenergiproblem är miniminivån vanligen den mest intressanta eftersom värmekonduktivitet, värmekapacitet och latent värme samtliga minskar vid minskad vattenhalt och är därmed ofta dimensionerande.

### 4.1.3 Jordars mineralinnehåll

En jordarts mineralinnehåll styr värmekonduktiviteten för de enskilda kornen. Det är framför allt kvartsinnehållet som är betydelsefullt i detta sammanhang (se figur 8.1 och tabell 8.1). Mycket lite är publicerat inom kvantitativa mineralundersökningar och framför allt finns informationen inte samlad. Därför har inom projektet ett så kallat självständigt arbete initierats under rubriken "Mineralogisk sammansättning av svenska jordarter med tonvikt på kvartsinnehåll" (Abrahamson, 1984). Författaren har där bl a sammanställt tillgängligt mineralogiskt material i diagramform för olika jordarter. Det är i huvudsak material från moräner som har funnits tillgängligt.

I figur 4.7 redovisas kvartshaltens variation i morän. Figur 4.8 redovisar standardavvikelsen. Diagrammen visar på ett tydligt maximum av kvartshalten i fraktionen grovsilt (=finmo i diagram).

Om kornfördelningskurvan för två vitt skilda moräntyper, siltig morän och sandig, grusig morän, läggs in i figur 4.7 kan den totala kvartshalten för dessa beräknas. En sådan summering visar på en mycket liten skillnad i total kvartshalt mellan de två olika moräntyperna. Båda erhöll en kvartshalt av drygt 30%. Slutsatsen av detta är att den totala kvartshalten i de svenska och finska urbergsmoränerna är relativt konstant. Det bör dock betonas att beräkningarna bygger på medelvärdesberäkning och att lokala variationer förekommer.

Motsvarande diagram för lera (figur 4.9) visar på en överensstämmelse med morän i motsvarande fraktioner. Här är dock undersökningsmaterialet relativt begränsat. För sand har inget mineralogiskt material påträffats i litteraturen, varför en sådan undersökning gjorts i detta arbete. Tolv sandprover har samlats in från fyra platser. Provernas kornfördelningskurvor och mineralogiska innehåll har bestämts. Abrahamson har sammanställt resultaten i fig. 4.10-12.

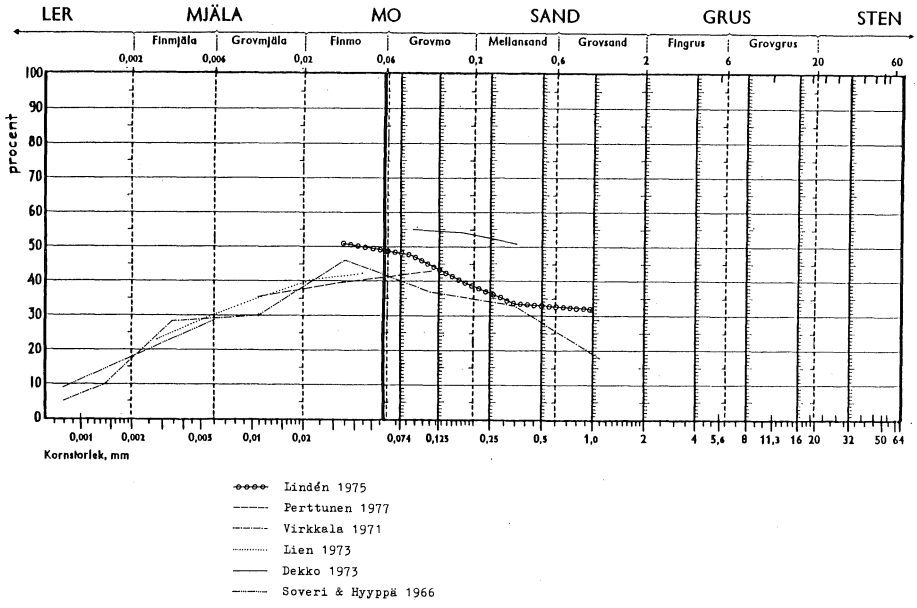
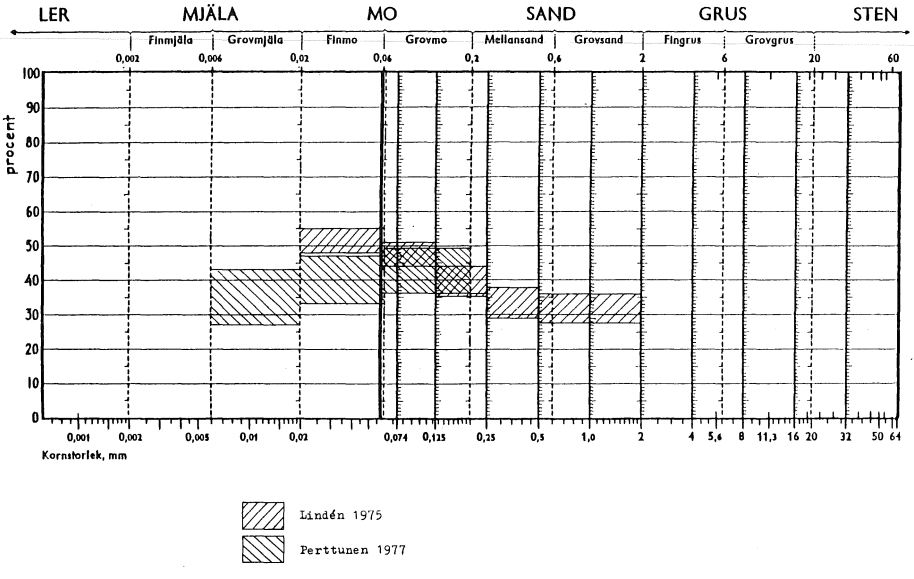
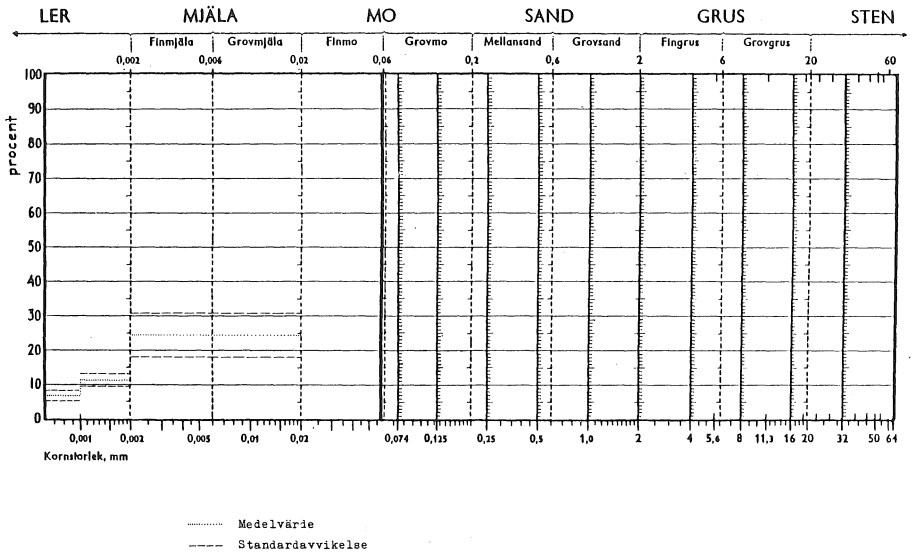


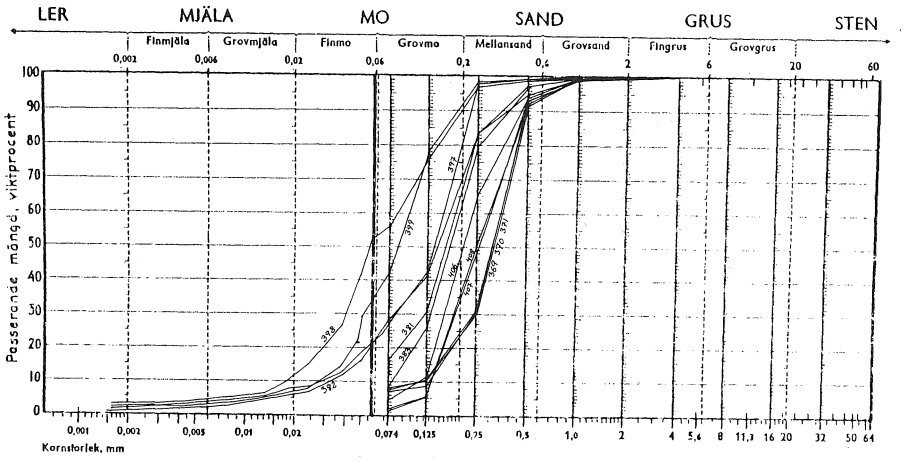

Fig 4.7 Medelvärden av kvartshalten i morän för resp. fraktion. (Abrahamson, 1984)




Figur 4.8 Standardavvikelser för kvartshalter i morän för respektive fraktion. (Abrahamson, 1984)




Figur 4.9 Kvartshalten i lera för resp. fraktion, medelvärden och standardavvikelser. (Abrahamson, 1984)




| Prov | Lokal |
|---|---|
| 369,370,371 | Eda |
| 381,382,383 | Luleå |
| 397,398,399 | Karlstad |
| 406,407,408 | Rya |

Figur 4.10 Kornstorlekskurvor för isälvssedimentprover.

Diagrammen antyder ett kraftigt maximum i kvartshalt i finsandfraktionen (= grovmo i diagrammet). Eftersom undersökningen är utförd med hjälp av mikroskop var det ej möjligt att gå ner i finare fraktioner, varför kurvans utseende där endast kan bli hypotetisk. Kvartshalten är endast summerad över monomineraliska korn, varför det är de monomineraliska kornen och inte kvartshalten som går ner till noll i fingrusfraktionen. Vid en antagen kvartshalt av 30% i bergartsfragmenten erhölls den punkt-streckade linjen i figur 4.12.

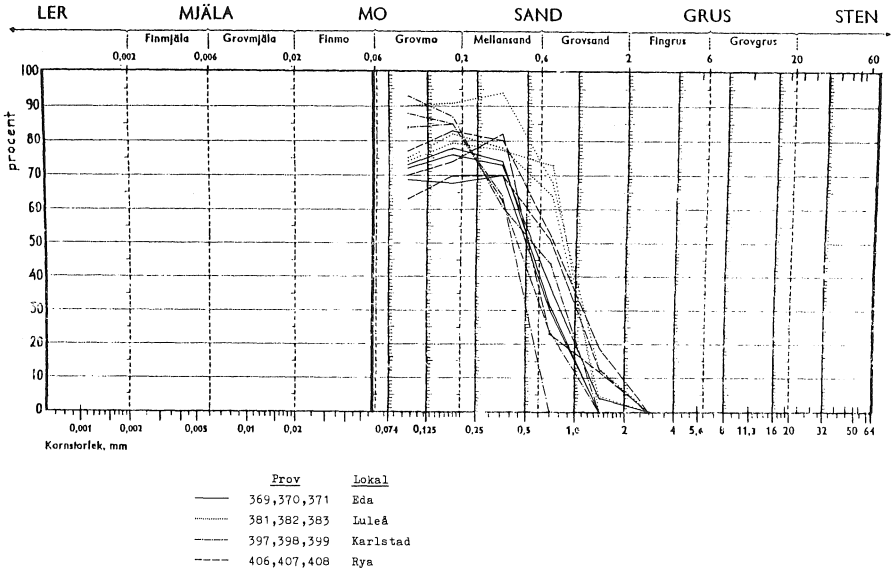
Utifrån kornstorlekskurvor och kvartsinnehåll har det totala kvartsinnehållet för de 12 sandproverna uträknats i tabell 4.2.

Tabell 4.2 Totalt kvartsinnehåll för 12 sandprover. Kvartsinnehållet för finmo (grovsilt) och grovmjäla (mellansilt) är antaget till 60 resp. 30%.

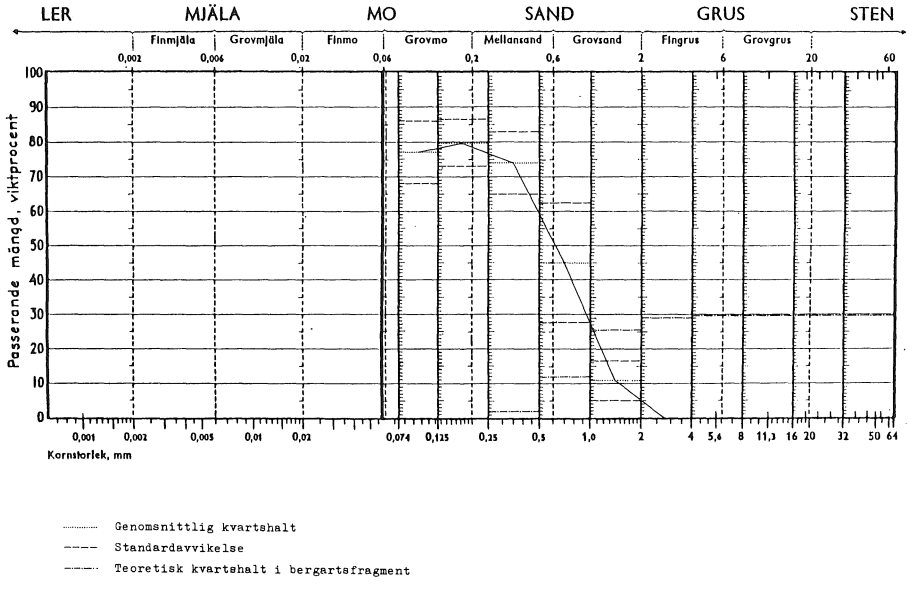
| Plats | Eda | | | Luleå | | | Karlstad | | | Rya | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Prov nr | 369 | 370 | 371 | 381 | 382 | 383 | 397 | 398 | 399 | 406 | 407 | 408 |
| Kvartsinnehåll: % | 72 | 67 | 73 | 85 | 72 | 76 | 76 | 67 | 75 | 78 | 74 | 70 |

Sammanfattningsvis tyder undersökningen på att kvartshalten i morän kan variera mellan ca 5 och 50% i olika kornstorleksområden. Den totala kvartshalten sammanfaller dock med vad som är normalt i svenskt urberg. Avgörande för en moräns kvartshaltsfördelning är moderbergartens sammansättning samt avståndet från upptagningsområdet. Angående teorier för kvartsanrikning och transportmekanismer för morän hänvisas till Abrahamson, 1984.

Av de sorterade jordarterna erhåller lera den lägsta kvartshalten och sand den högsta. En styv lera bör ha en kvartshalt av ca 10%. Variationsområdet för de 12 undersökta sandproverna sträcker sig från 65-85%. För silt finns inget undersökningsmaterial presenterat. Under antagande om en kontinuerligt avtagande kvartshalt från grovsilt/finsandfraktionen till lerfraktionen bör kvartsinnehållet i silt variera mellan ca 30 och 60%.




Figur 4.11 Kvartsinnehåll i 12 isälvssedimentprover.

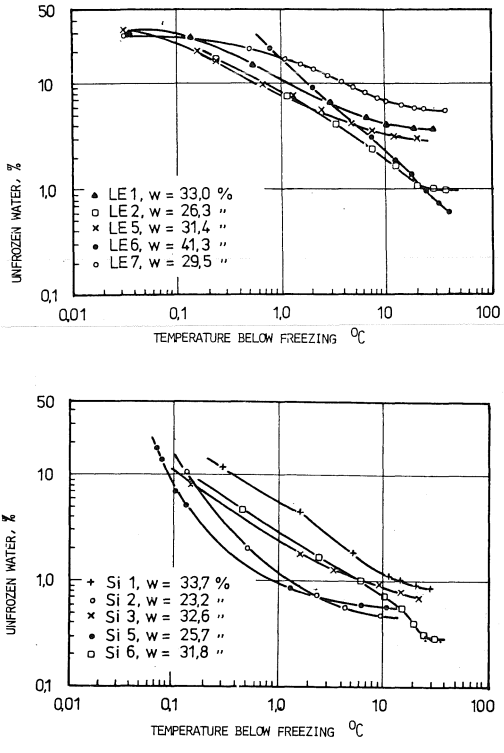



Figur 4.12 Genomsnittlig kvartshalt, standardavvikelser samt teoretisk kvartshalt i bergartsfragment i 12 isälvssedimentprover från Eda, Luleå, Karlstad och Rya.

### 4.1.4 Frysning av jord

När en jord utsätts för temperaturer under $0^{o}C$ påbörjas frysning av vattnet i densamma. Beroende på hur hårt bundet vattnet är kommer en varierande grad av fryspunktnedsättning att ske, dvs allt vatten fryser inte vid $0^{o}C$.

Praktiska försök av bl a Frivik (Johansen, Frivik, 1980) har visat att frysförloppet i stort sett följer en rät linje i ett dubbellogaritmiskt diagram med ofrusen vattenkvot och temperatur under $0^{o}C$ som axlar, se figur 4.13.




Figur 4.13 Ofrusen vattenkvot relaterad till temperatur under $0^{o}C$ för några olika jordartsprover. Le=lera, Si=silt (Johansen & Frivik, 1980)

Vissa författare har relaterat frysförloppet till jordartens specifika yta (som ökar starkt med minskande kornstorlek). I Andersson & Tice (1971) finns följande uttryck presenterat

$$w_u = a\ T_n^{\beta} \qquad (4.2)$$

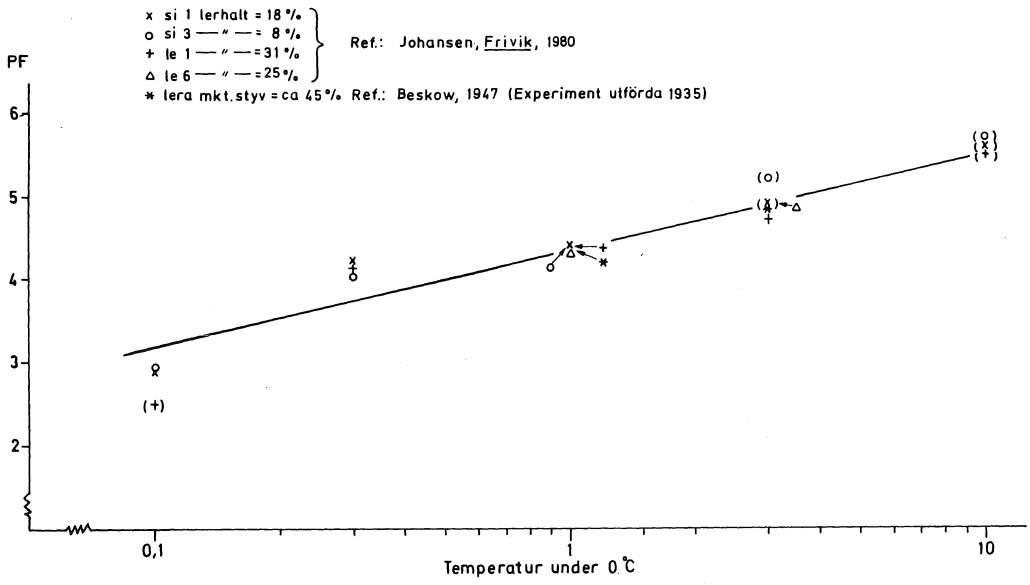
där

$w_u$ = ofrusen vattenkvot
$T_n$ = temperatur under $0^oC$, $^oC$
$a, \beta$ = karakteristiska jordartsparametrar som bl a beror av specifika ytan

Specifika ytan är emellertid en relativt svårbestämd parameter.

Ett annat sätt vore att relatera ofrusen vattenhalt direkt till bindningskraft med hänsyn till pF-kurvan för jordprovet ifråga. Det skulle innebära att en skala med temperaturen under $0^oC$ lades in parallellt med bindningstrycket. Svårigheten ligger där i att relatera temperatur till bindningstryck. Det bör vara möjligt att erhålla ett teoretiskt samband genom att se potential som energi. Ett försök till en empirisk korrelation har utförts i detta arbete. Grundmaterial har varit Friviks och Beskows kurvor över ofrusen vattenkvot samt Andersson & Wiklerts kurvor över vattenhållande egenskaper hos svenska jordarter. För Friviks jordarter har antagits full vattenmättnad. Någon speciell studie på vattenmättnadsgrad har ej utförts i Friviks arbete, varför detta antagande är något osäkert. Mättnadgraden bör dock ligga inom intervallet 75-100%. Friviks försök är utförda på blandningar av torrjord och vatten och ej på ostörda jordar.

Tillvägagångssättet vid den här genomförda korrektionen var följande. Under antagande om full mättnad omräknades ofrusen vattenkvot ($m_w/m_s$) i fig. 4.13 till ofruset volymetriskt vatteninnehåll ($V_w/V$). För att använda dessa i Andersson & Wiklerts medelvärdesbaserande bindningsdiagram korrigeras de med kvoten mellan porositeten för Friviks prov och porositeten för prov i bindningsdiagrammet. Med känd lerhalt som ingångsparameter bestämdes sedan sambandet mellan ofrusen volymetrisk vattenhalt och bindningstryck i fig. 4.4. Därmed var också sambandet mellan temperatur under $0^oC$ och bindningskraft känt och fördes in i fig. 4.14. Motsvarande gjordes för 4 av proverna i fig. 4.13 samt för en mycket styv lera. Den sistnämnda korrelationen baserar sig på experiment utfört av en pionjär på området, Gunnar Beskow, redan 1935.




Figur 4.14 Korrelation mellan pF och temperatur under $0^{o}C$ för några jordprover. pF-skalan är logaritmisk varför pF2 motsvaras av 1 m.v.p. och pF3 av 10 m.v.p. Beteckningar inom parentes visar på osäkerhet i sambandet på grund av en i området mycket brant pF-kurva.

Resultaten av korrelationen tyder på ett närmast rätlinjigt samband mellan temperatur under $0^{o}C$ och bindningskraft (fig. 4.14). Detta rätlinjiga samband är infört i fig. 4.4 som en extra vertikal axel, vilket resulterar i fig. 4.15. Därmed har ett instrument erhållits som gör det möjligt att direkt bedöma mängden ofrusen volymetrisk vattenhalt vid en viss temperatur och lerhalt.

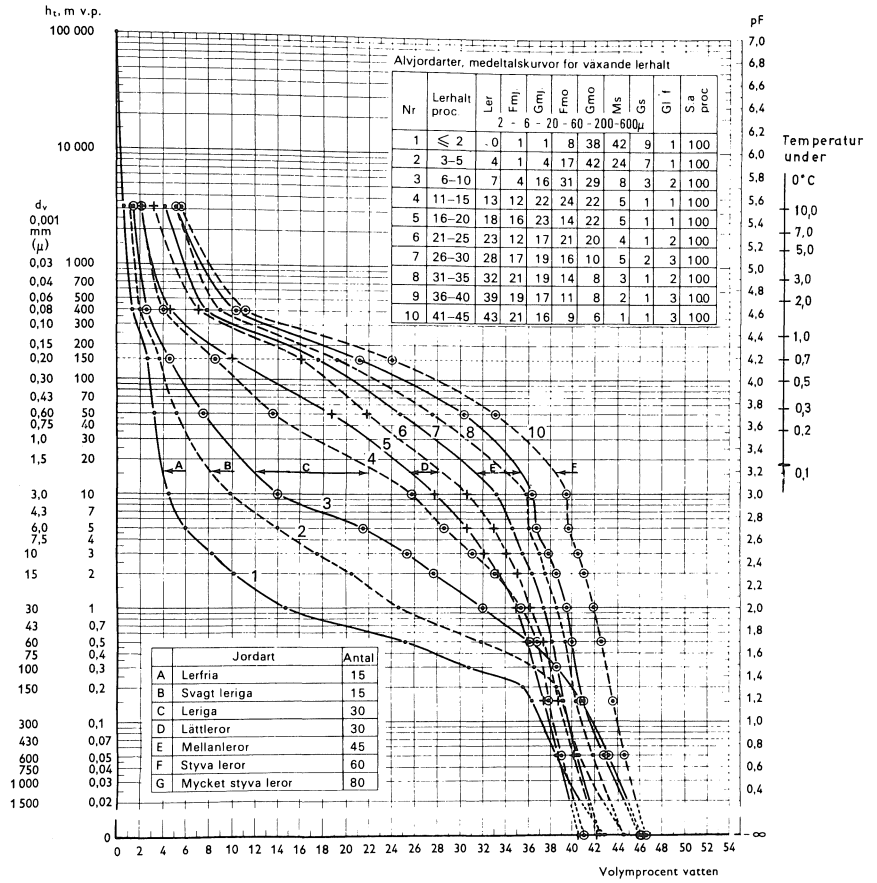
Felkällorna i detta resonemang är flera. De viktigaste kan sammanfattas i följande punkter:

- Antagande om full vattenmättnad.
- Bindningsdiagrammet är medelvärdesbaserat.
- Porositeten får korrigeras.

Om 75-80% mättnadsgrad antas i stället för 100% hamnar punkterna i figur 4.14 vid $-0.1^{o}C$ på eller strax ovanför linjen. Vid $-0.3^{o}C$ något ovanför angivna punkter. Vid övriga temperaturnivåer påver-

kas ej läget. Lutningen på linjen blir då något flackare vilket främst påverkar förhållandet vid låga temperaturer och temperaturer nära $0^{o}C$. Detta komprimerar temperaturskalan i figur 4.15 något.

Trots dessa felkällor bör resultaten i figur 4.15 vara av tillräcklig kvalitet för att vara användbara i många sammanhang.




Figur 4.15 Relation av ofrusen vattenhalt till olika jordarter vid varierande vattenavförande tryck. pF-diagram ur Andersson & Wiklert (1972), som kompletterats med temperaturskala ur fig. 4.14. Exempel: vid $-1^{o}C$ är den ofrusna volymetriska vattenhalten ca 7% för en jordart med lerhalt i intervallet 16-20%.

## 4.2 Strålning

Värmeöverföring genom strålning förekommer främst i torra jordar vid höga temperaturer. Det stora temperaturberoendet framgår av Stefan-Boltzmann's lag.

$$q = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \qquad (W/m^2) \qquad (4.3)$$

där

$\varepsilon$ = emissionsfaktorn

$T$ = temperatur i K

$\sigma$ = konstanten i Stefan-Boltzmann's lag, $5.67 \cdot 10^{-8}$ $W/m^2K^4$

$\varepsilon = 1$ för en helt svart kropp.

Emissionsfaktorn påverkas av en rad faktorer bl a ytans temperatur och struktur, strålningens våglängd samt utfallsvinkeln. För jord uppges värdet vara ca 0.92.

För ett specialfall med strålning över en spalt mellan 2 parallella ytor med temperaturen $T_1$ och $T_2$ kan ekv. (4.3) skrivas

$$q = \frac{\sigma}{2/\varepsilon - 1} \left(T_1^4 - T_2^4\right) \qquad (4.4)$$

Bidraget av strålning till den effektiva värmekonduktiviteten kan skrivas som

$$\lambda_{rad} = q \cdot d/(T_1 - T_2) \qquad W/mK \qquad (4.5)$$

där d är spaltavståndet.

Förutsatt att temperaturdifferensen, i förhållande till absoluta temperaturen, är liten kan $T_1 - T_2$ i ekv. (4.4) och (4.5) ersättas med en medeltemperatur T. Då erhålls nedanstående uttryck ur ekv. (4.4) och (4.5)

$$\lambda_{rad} = \frac{4\sigma}{2/\varepsilon - 1} T^3 \cdot d \qquad (4.6)$$

som även kan ses som ett värmeövergångstal

$$\alpha_{rad} = \frac{4\sigma}{2/\varepsilon - 1} T^3 \qquad (W/m^2K) \qquad (4.7)$$

Detta uttryck är dock inte tillämpligt på en jordart som har en betydligt mer komplicerad geometrisk uppbyggnad av korn och porer.

Wakao och Kato (1969) föreslår följande uttryck för motsvarande övergångstal för 2 halvsfärer i kontakt med varandra.

$$\alpha_{rad} = \frac{4\sigma}{2/\varepsilon - 0.264} T^3 \qquad (W/m^2K) \qquad (4.8)$$

Utifrån detta övergångstal har Wakao och Kato sedan numeriskt beräknat den effektiva värmekonduktiviteten för 2 olika packningstyper, kubisk packning (n=0.476) och ortorombisk packning (n=0.395). Resultaten för orthorombisk packning finns i figur 4.16, där $N_{Nu}$ är ett Nusselts tal för strålning

$$N_{Nu} = \alpha_{rad} \cdot d_p / \lambda_s \qquad (4.9)$$

där $d_p$ är partikeldiameter och $\lambda_s$ är mineralkornens värmekonduktivitet. När $N_{Nu}$ = 0 är strålningsandelen av den effektiva värmekonduktiviteten också reducerad till noll.

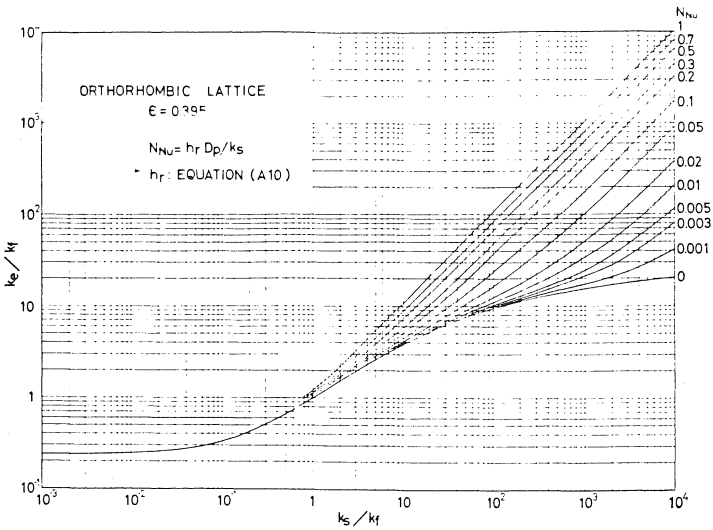



Fig. 4.16 Effektiv värmekonduktivitet, kombinerad värmekonduktivitet och strålning, för orthorombisk packning. (Wakao, Kato 1969.) I figuren är $k_s = \lambda_s$, $k_f = \lambda_a$, $k_e = \lambda_e$.

Wakao och Kato (1969) har även definierat ett uttryck för effektiv värmekonduktivitet med ett felintervall av ±8% som även gäller för porositeter något utanför intervallet n=0.395-0.476 ($\rho_d \cong 1500-1600$ kg/m$^3$):

$$\lambda_e = \lambda + 1.3\ \alpha_{rad} \cdot d_p \qquad (4.10)$$

där

$\lambda$ = "ren" värmekonduktivitet ($=\lambda_e(N_{Nu}=0)$)

Bidraget till den effektiva värmekonduktiviteten från strålning är

$$\lambda_{rad} = 1.3\ \alpha_{rad} \cdot d_p \qquad (4.11)$$

Om ekv. (4.11) används för ett jordmaterial med en typisk korndiameter av 2 mm erhålls värden enligt nedanstående tabell 4.3.

Tabell 4.3 Strålningens andel av den effektiva värmekonduktiviteten för en partikelstorlek av 2 mm och n=0.476.

| | 20$^o$ | 100$^o$C |
|---|---|---|
| $\lambda_{rad}$ W/mK | 0.008 | 0.016 |

Som framgår av ekv. (4.11) kan omräkning till andra värden för andra partikelstorlekar göras enkelt.

Då värmekonduktiviteten för torr jord är av storleksordningen 0.25 W/m$^o$C inses att strålningens inverkan på effektiva värmekonduktiviteten är minimal. För grova material kan strålningen teoretiskt få en viss inverkan (10-20%) vid höga temperaturer.

I praktiken består jordmaterial ofta av delvis fina kornfraktioner och är sällan helt torrt, varför värmekonduktivitet på grund av strålning vanligen bör vara negligerbar.

## 4.3 Konvektion

Värmetransport genom konvektion i porvatten kan vara av två typer, egenkonvektion och påtvingad konvektion. Egenkonvektion beror av att vattens densitet varierar med temperaturen. Densitetsskillnaden i sin tur orsakar rörelser i vattnet, konvektion.

Påtvingad konvektion kan orsakas av ett grundvattenflöde. Grundvattenflödets inverkan på den allmänna värmekonduktivitetsekvationen framgår av ekv. (4.12).

$$(\rho c) \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda \cdot \nabla T) - v_l \cdot (\rho c)_l \cdot \nabla T \qquad (4.12)$$

där

$\nabla$ = Laplace operator = $(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z})$

$v_l = (v_{lx}, v_{ly}, v_{lz})$ = vätskehastighet (Darcyhastighet) m/s

$\rho c$ = värmekapacitet för vätske-jord blandning J/m$^{3o}$C

$(\rho c)_l$ = värmekapacitet för vätskan J/m$^{3o}$C

Vid lagring av värme i grundvattenakviferen kommer värmet troligen ej att utbreda sig i en skarp front. Man talar om termisk dispersion. Denna är avhängig inhomogeniteten i akviferen och vattenhastigheten.

Vattenhastigheten är i sin tur en funktion av jordmaterialets hydrauliska konduktivitet (m/s) och tryckgradienten i akviferen enligt Darcy's lag

$$V_l = -K \cdot i \qquad \text{(m/s)} \qquad (4.13)$$

där K är en funktion av jordmaterialets kornstorlek och sorteringsgrad. Ett sätt att beräkna hydraulisk konduktivitet för jordmaterial är att använda sig av Hazen's formel. Den lyder

$$K = 116 \cdot d_{10}^2 \cdot 10^{-4} \qquad \text{(m/s)} \qquad (4.14)$$

där

$d_{10}$ = den partikelstorlek i mm som 10% av materialet passerar vid mekanisk analys (viktsprocent)

Vid matematisk simulering av de termiska förloppen vid akvifervärmelagring kan det vara intressant att på något sätt beskriva dispersionen. Ett sätt är att beskriva akviferen i detalj med bl a olika hydraulisk konduktivitet i olika skikt. Ett enklare sätt är att se akviferen som homogen och ta hänsyn till dispersionseffekten i en förhöjd effektiv värmekonduktivitet.

$\lambda_e$ är den effektiva värmekonduktiviteten orsakad av värmeledning samt dispersion.

$$\lambda_e = \lambda + \lambda_{disp} \quad W/m^oC \qquad (4.15)$$

## 4.4 Kopplad värme- och fukttransport i jord

Fukttransport kan uppdelas i transport av vatten i vätskefas (l=liquid) och vatten i ångfas (v=vapor).

### 4.4.1 Transport i vätskefas

Darcy's lag kan skrivas som

$$v_l = q_l/\rho_l = - K \cdot \nabla\phi \qquad (4.16)$$

där

$K$ = hydraulisk konduktivitet, m/s
(beroende av temperatur (viskositet) och vattenmättnadsgrad)
$v_l$ = vattenhastighet, m/s
$q_l$ = vattenflöde, kg/m$^2$s
$\rho_l$ = vattendensitet, kg/m$^3$
$\phi$ = potential, m

Potentialen är lika med summan av tryck- och gravitationskomponenterna. Om potentialen ansätts till noll vid grundvattennivån så är den noll i hela markprofilen vid jämvikt.

Potentialen $\phi$ beror av nivå, vatteninnehåll och temperatur. Beroendet av temperatur är en konsekvens av att både kapillära krafter och adsorptionskrafter är en funktion av temperaturen. Om två diffusionskoefficienter nu definieras, en fuktberoende och en temperaturberoende, kan Darcy's lag skrivas som

$$v_l = - D_{\theta l} \cdot \nabla\theta_l - D_{Tl} \cdot \nabla T - K \cdot i \qquad (4.17)$$

där

$\theta$ = volymetrisk vattenhalt, $m^3/m^3$

i = gradient beroende av gravitationen (i=1 i z-led och 0 i x- och y-led. z -r vertikal och positiv uppåt)

$D_{\theta l}$ = diffusionskoefficient för vätsketransport under fuktgradient ($m^2/s$)

$D_{Tl}$ = diffusionskoefficient för vätsketransport under temperaturgradient ($m^2/sK$)

### 4.4.2 Transport i ångfas

Partialtryckskillnader i vattenången i porsystemet hos en jordart ger upphov till en diffusion av vattenånga i riktning mot fallande tryck. Ångtrycket beror av både temperatur och relativ fuktighet. Den relativa fuktigheten är en funktion av hur hårt bundet vattnet är samt av temperaturen.

Philip och de Vries (1957) har definierat två diffusionstal för transport i ångfas. Dels en temperaturavhängig del $D_{Tv}$ och dels en fuktberoende $D_{\theta v}$. Den totala ångdiffusionen fås ur

$$q_v/\rho_l = - D_{\theta v} \cdot \nabla\theta_l - D_{Tv} \cdot \nabla T \qquad (m/s) \qquad (4.18)$$

### 4.4.3 Samverkan mellan ång- och vätskefas

Det totala flödet fås genom att summera ekv (4.17) och (4.18). Om samtidigt två diffusionstal definieras, $D_\Theta$ och $D_T$, som hänför sig till den totala fukttransporten under fuktgradient respektive under temperaturgradient, fås följande uttryck

$$q_l + q_v = - \rho_l (D_\Theta \cdot \nabla\Theta_l + D_T \cdot \nabla T + K \cdot i) \qquad (4.19)$$

Differentialekvationen för fuktrörelse i jord under kombinerad fukt- och temperaturgradient ges av:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla \cdot (D_T \nabla T) + \nabla \cdot (D_\theta \cdot \nabla\theta_l) + \frac{\partial K \cdot i}{\partial z} \qquad (4.20)$$

Philip och de Vries (1957) menar att ångdiffusionen dominerar vid relativt låga vattenhalter. Detta beroende på att det då ej finns några kontinuerliga vattenbryggor för transport i vätskefas utan vattnet är bundet i de s k meniskerna, dvs i anslutningen mellan två korn. Transport av ånga kommer då att ske genom förångning och kondensation i riktning mot fallande ångtryck. På grund av skillnader i partialtryck i porerna kommer ett kapillärt flöde att utbildas i meniskerna som står i samklang med storleken på förångning/kondensation.

Vid högre vattenhalter erhålls kontinuitet i vätskefasen samtidigt som volymen av luftfyllda porer minskar, varför ångdiffusionens dominerande roll avtar och diffusionen i vätskefas ökar.

### 4.4.4 Ångdiffusionens påverkan på värmeöverföringen

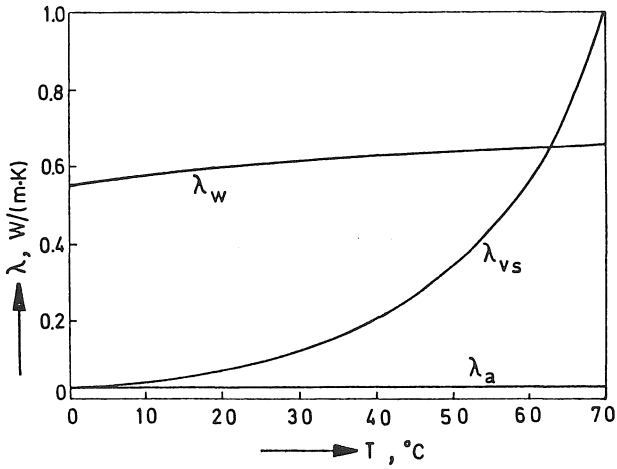
Ångdiffusionens bidrag till värmekonduktiviteten i luft kan enligt de Vries (1952) skrivas som

$$\lambda_e = \lambda_a + h \cdot \nu \cdot \beta \cdot L \cdot D \qquad (4.21)$$

där

$\lambda_e$ = effektiv värmekonduktivitet i luft, $W/m^oC$
$\lambda_a$ = värmekonduktivitet i luft, $W/m^oC$
$h$ = relativ fuktighet
$\nu$ = $p/(P-p)$ massflödesfaktor
$\beta$ = $d\rho_o/dT$, $kg/m^3K$
$D$ = diffusionskoefficient för vattenånga i luft, $m^2/s$
$P$ = totaltryck av vattenånga och luft, $N/m^2$
$p$ = partialtryck av vattenånga, $N/m^2$
$\rho_o$ = densitet av mättad vattenånga, $kg/m^3$
$L$ = ångbildningsvärme, J/kg

Inverkan av förångning av vattenånga på värmekonduktiviteten för luft ökar närmast exponentiellt med stigande temperatur. Storleksordningen på förändringen framgår av figur 4.17, där även lufts och vattens värmekonduktivitet visas. Av figuren framgår att ångdiffusionens andel av värmekonduktiviteten vid normala marktemperaturer är liten. Även vid rumstemperatur är den relativt liten.




Figur 4.17 Ångdiffusionens bidrag till värmekonduktiviteten i fuktig luft ($\lambda_{vs}$)
$\lambda_w$: värmekonduktivitet i vatten
$\lambda_a$: värmekonduktivitet i luft.
(de Vries, 1975)

Värmekonduktivitetsekvationen med hänsyn tagen till fuktvandring under temperatur- och fuktgradient kan skrivas som

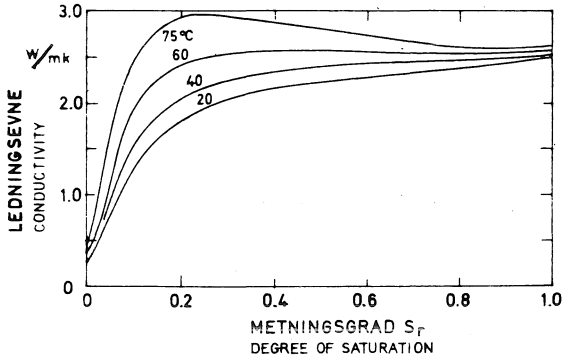
$$c_{vol} \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda_e \nabla T) - L\, \nabla(D_{\theta v} \cdot \nabla\theta) \qquad (4.22)$$

där

$c_{vol}$ = volymetrisk specifik värmekapacitet, J/m$^3$ $^o$C
$\lambda_e$ = effektiv värmekonduktivitet, W/m$^o$C
L = ångbildningsvärme, J/kg
$D_{\theta v}$ = diffusionskoefficient för vattenånga under fuktgradient, m$^2$/s
$\theta$ = volymetrisk vattenhalt, m$^3$/m$^3$
T = temperatur, K

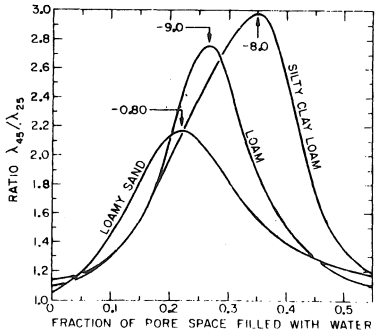
Den första termen på höger sida hänför sig till värmetransport genom ren värmeledning och ångdiffusion under temperaturgradient. Den andra termen hänför sig till värmetransport med ångdiffusion under fuktgradient.

I de Vries (1952) redovisas mätningar av värmekonduktivitet på fuktig sand vid olika temperaturnivåer. Dessa antyder att en högre värmekonduktivitet vid låga mättnadsgrader än vid mättnad kan erhållas vid höga temperaturer, figur 4.18.




Figur 4.18 Effektiv värmekonduktivitet för fuktig sand vid olika temperaturnivåer. (de Vries, 1952 ur Johansen, 1975.)

Sepaskhah & Boersmas (1979) har utfört liknande mätningar. Dessa hänför sig till 25°C och 45°C och de har jämfört sina resultat med de Vries teori och erhållit en relativt god överensstämmelse. De har mätt på tre olika jordarter med olika densitet och kornstorlek. I figur 4.19 sammanfattas deras mätningar med hjälp av förhållandet mellan den effektiva värmekonduktiviteten vid olika temperaturer. Olika stora maxima utbildas beroende på olika porositet och förhållandet mellan kornkonduktivitet och ångdiffusion. T ex så beror det låga förhållandet för "loamy sand" av sands relativt höga kornkonduktivitet och låga porositet.




Figur 4.19 Förhållandet mellan effektiv värmekonduktivitet vid 45 respektive 25°C som funktion av total porvolym fylld med vatten för olika jordarter. Loam definieras som en jordart av ungefärligen lika proportioner av sand, silt och ler. Sepaskhah & Boersma, 1979.

### 4.4.5 Effekter av fuktvandring under temperaturgradient

Om en temperaturgradient anbringas över ett poröst material, t ex en sand, erhålls en fuktvandring i riktning mot fallande temperatur. Denna fuktvandring sätter systemet ur jämvikt och inducerar en fuktvandring i riktning mot minskande vattenhalt. Om inte temperaturen i kombination med värmeflödet är för stort kommer ett nytt jämviktsläge att inträda med i stort sett oförändrade vattenhalter. Om värmeflöde/temperatur passerar en viss kritisk nivå kommer emellertid fuktvandringen under fuktgradient inte att hinna kompensera för fuktvandringen under temperaturgradient. Resultatet blir en uttorkad zon närmast värmekällan. På grund av uttorkningen och den då drastiskt försämrade värmekonduktiviteten måste temperaturdifferensen ökas för att kunna upprätthålla samma värmeflöde som tidigare. Denna uttorkning kan få svåra praktiska följder.

Det är främst kraftindustrin med markförlagda kablar som har initierat forskning inom området. Uttorkning runt kablar orsakar oacceptabelt höga kabeltemperaturer med höga resistanser eller kollaps som följd. Forskning under senare år har bl a bedrivits

vid kraftbolag i Holland (Vermeer et al, 1981), vid Berkeley University i USA (Mitchell et al, 1977) samt vid Ontario Hydro i Kanada (Thermal properties of soils ...., 1982).

Likartade saker kan tänkas inträffa vid energilagring i mark samt vid luftkonditioneringssystem som använder mark som värmesänka.

Uttorkning runt fjärrvärmekulvert är både tänkbar och önskvärd och återfyllnadsmaterial bör kunna optimeras för maximal uttorkning. Detta ger upphov till lägre kulvertförluster.

Ev uttorkning påverkas i praktiken av en rad faktorer:

* temperatur på värmekällan
* värmeflödets storlek
* vattenhållande egenskaper för jordmaterialet
* grundvattenytans nivå

Risken för uttorkning bör vara störst i jordar som i naturen förekommer i omättat tilltånd. På grund av att grundvattenytan ligger relativt ytnära i Sverige så bör det vara sådana ytnära jordlager som främst är berörda och/eller jordar med dåligt vattenhållande egenskaper. Några olika jordtypers vattenhållande egenskaper har visats tidigare i bl a figur 4.4. Som synes är det i huvudsak grovkorniga jordar, dvs sand, grus eller grova moräner som har dåliga vattenhållande egenskaper. Uttorkning i finkorniga jordarter med bättre vattenhållande egenskaper bör förekomma först vid höga värden på värmeflöde/temperaturen.

Vermeer et al (1981) har under kontrollerade former gjort experiment för att bestämma vilken kritisk temperatur- och värmeflödesnivå som skapar uttorkning.

Som framgår av figur 4.20 så är de använda jordarterna sand med olika densitet och varierande inslag av finmaterial. Figur 4.21 har konstruerats utgående från vissa betydelsefulla resultat i undersökningen. De använda försöksmaterialen har relativt dåliga vattenhållande egenskaper. Sand K, P och M har pF-kurvor som är karakteristiska för en sand. Sand K saknar den platåliknande delen av kurvan som är karakteristisk för en välsorterad sand.

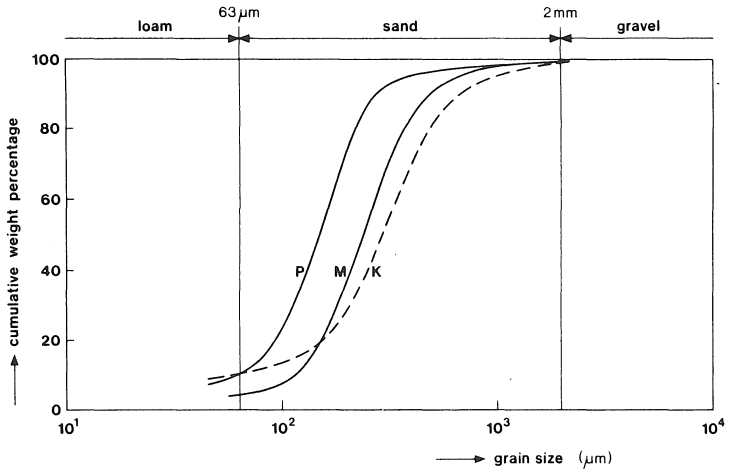


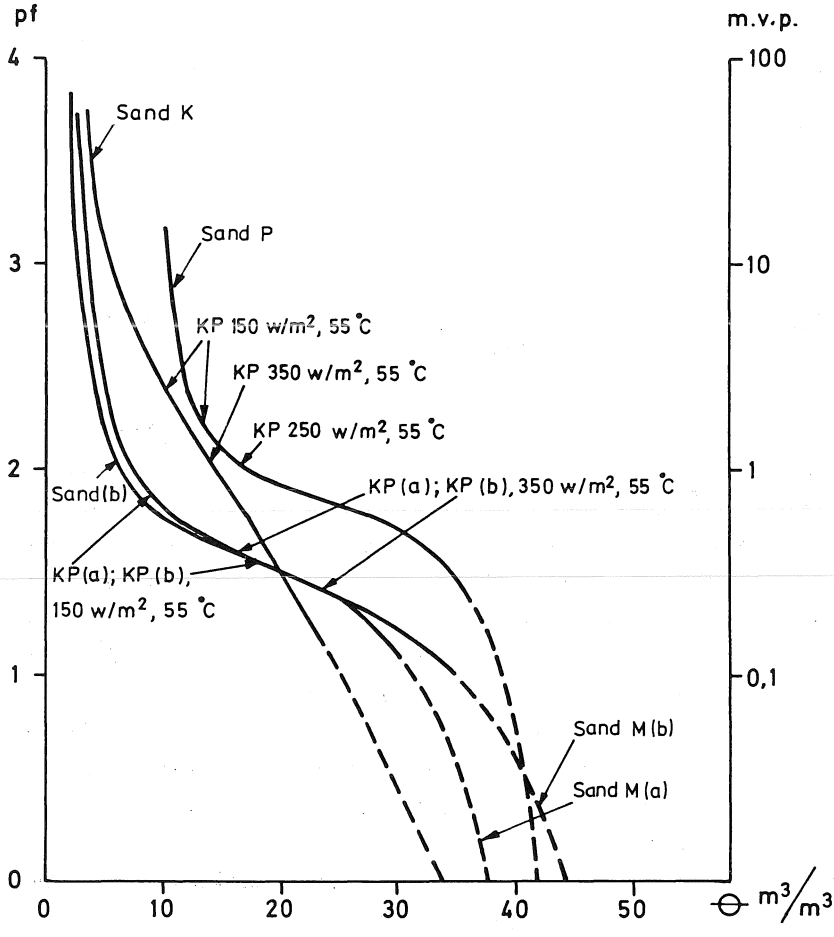

Fig.4.20 Kornstorlekskurvor för använd sand i undersökningen. (Ur Vermeer et al, 1981.)

Uttorkningsförsöken utfördes på följande sätt: En cylinder med provmaterialet utsattes för ett konstant vattenavförande tryck. Ett konstant värmeflöde etablerades över provcylindern. Efter att stationära förhållanden inträtt beräknades värmekonduktiviteten i provet med hjälp av värmeflödet och uppmätta temperaturer från lägesbestämda temperaturgivare. För att finna de kritiska förhållanden när uttorkning börjar ökades stegvis värmeflöde och/eller temperatur. Kriteriet för påbörjande av uttorkning valdes så att värmekonduktiviteten för jordlagret närmast värmekällan skulle underskrida eller vara lika med värmekonduktiviteten under den tidigare stationära fasen dividerat med 1.5.

Pilarna i figur 4.21 markerar den kritiska punkten för sanden ifråga vid viss temperatur- och värmeflödesnivå. Figuren är intressant eftersom den kvantifierar de faktorer som påverkar uttorkning. För sand P t ex, så inträffar den kritiska punkten för $55^{o}C$ och 150 $W/m^2$ vid en nivå ovan grundvattenytan av ca 1.8 m. Vid lägre vattenavförande tryck (högre vattenhalt) krävs det ett högre värmeflöde och/eller en högre temperatur för att uttorkning skall ske. De kritiska punkterna för de olika kombinationerna av sand, temperatur och värmeflöde håller sig i ett relativt snävt

område, nämligen där vattenhalterna är relativt låga. Då bör kontinuiteten i vätskefasen vara bruten samtidigt som förutsättningarna för förångning är goda, med påföljande uttorkning.

För ett närmare studium av resultaten hänvisas till Vermeer et al, 1981.




Figur 4.21 Kritisk punkt för uttorkning vid olika vattenavförande tryck, värmeflöden och temperaturnivåer för några olika sandmaterial enligt fig. 4.20. Figuren är konstruerad utgående från vissa resultat ur Vermeer et al, 1981. KP står för kritisk punkt då uttorkning inträffar. Sand M är undersökt vid två olika porositeter, markerade med a och b.

## 4.5 Sammanfattning - Värmetransporterande mekanismer

I tidigare avsnitt har olika värmetransporterande mekanismer beskrivits. Här följer en kortfattad sammanfattning över vid vilka temperaturnivåer och i vilka material olika mekanismer har betydelse.

### Temperatur under $0^{o}C$

Värmeledningen är det dominerande transportsättet. Det latenta värme som frigörs vid fasomvandlingen vatten/is är av stor betydelse.

### Temperatur från $0^{o}C$ till ca $25^{o}C$

Värmeledning är vanligtvis det dominerande transportsättet. I mycket permeabla material och under höga tryckgradienter kan påtvingad konvektion vara helt dominerande. Vid höga temperaturskillnader i permeabelt material kan även naturlig konvektion få en viss betydelse. Ångdiffusion kan vid den övre temperaturgränsen ha en viss betydelse.

### Temperatur över $25^{o}C$

I början på intervallet är "ren" värmeledning fortfarande det dominerande transportsättet. Vid högre temperaturer blir inverkan av ångdiffusion alltmer påtaglig vid låga och medelstora vattenhalter. För vattenmättade förhållanden är ren värmeledning, även vid högre temperatur, dominerande. För konvektion gäller här samma saker som sagts under föregående punkt. I grova jordarter vid höga temperaturer och låga vattenmättnadsgrader kan strålning ha en viss betydelse.

# 5 METODER FÖR VÄRMEKONDUKTIVITETSBESTÄMNING

Vid praktiska försök för bestämning av termiska parametrar i jord kan man skilja mellan laboratoriemetoder och in-situ metoder samt mellan instationära och stationära metoder.

Vid stationärt tillstånd sker ingen temperaturförändring med tiden, varför endast konduktiviteten kan bestämmas. Med en instationär metod sker en förändring av temperaturen över tiden, varför möjlighet att även uppmäta diffusiviteten finns. Det sistnämnda är en fördel då man med kännedom om både konduktivitet och diffusivitet kan räkna ut den specifika värmekapaciteten för materialet ifråga. Diffusiviteten är dock en svårbestämd parameter.

I nedan redovisade tabell 5.1 har en uppräkning över vissa förekommande metoder gjorts tillsammans med deras speciella kännetecken. De metoder som denna rapport fortsättningsvis bygger på är benämnda ensondsmetod och teoretisk beräkningsmetod i tabellen.

Tabell 5.1 Metodöversikt (Sundberg, 1982).

| Metod | Värmeöverförande egenskaper som bestäms | Kommentar |
|---|---|---|
| Flersondsmetoden | Konduktivitet, diffusivitet | Instationär fält- och laboratoriemetod |
| En-sondsmetoden | Konduktivitet, (diffusivitet*) | Instationär fält- och laboratoriemetod |
| "Plattapparat"-metoden | Konduktivitet | Stationär laboratoriemetod |
| Teoretisk beräkningsmetod | Konduktivitet, spec. värmekapacitet | Beräkning på grundval av en jordarts densitet, vattenhalt m m |

*) Svår att bestämma. Bestämning kräver god termisk kontakt.

## 5.1 Mätmetoder

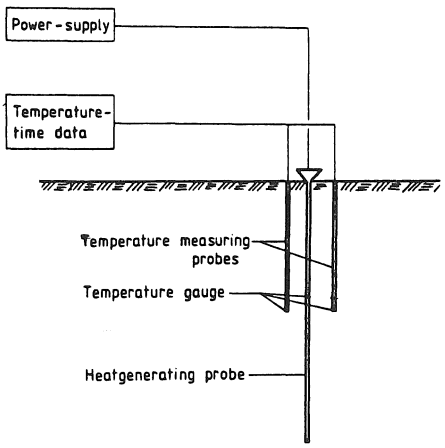
Sondmetoderna bygger på att en sond med värmespiral nedförs i jorden. Temperaturen registreras mitt på värmesonden alternativt i ett separat hål vid sidan av värmesonden (figur 5.1). Tempera-

turökningen registreras från och med den tidpunkt då värmesonden börjar generera värme. Värmekonduktiviteten kan sedan enkelt uträknas ur ett logaritmiskt samband.

En-sondsmetoden är attraktiv att använda då det är en mycket snabb metod. Möjlighet finns dessutom att med samma mätutrustning men med flera sonder mäta på ett antal prov samtidigt. Även provtagningen för laboratorieförsök kan göras enkelt då relativt små mätvolymer krävs. Det måste dock tillses att ett linjärt samband verkligen utbildas mellan temperatur och log (tid) eftersom annars stora mätfel kan erhållas. Stålhane och Pyk lanserade sondmetoden redan 1931. I rapporten Värmeledningstal hos olika jordarter (1957) redovisade E Saare och C-G Wenner mätningar på olika jordarter.

"Platt-apparat"-metoden innebär att en stationär temperaturgradient genom ett material skapas, varpå temperaturskillnaden och värmeflödet mäts och värmekonduktiviteten uträknas enkelt. Metoden kräver dock relativt lång stabiliseringstid, god kontakt och ett en-dimensionellt flöde.

I rapporten "Metoder för bestämning av värmeöverförande egenskaper i jord och berg" (Sundberg, 1982) finns en utförligare presentation av metoderna.




Figur 5.1 Sond-metod för värmekonduktivitetsbestämning. Om endast en värmegenererande sond med temperaturgivare på används, benämns metoden en-sondsmetod. Om även separata temperatursonder används, benämns metoden flersondsmetod. Metoderna kan användas både i fält och i laboratorium.

## 5.2 Teoretiska metoder

### 5.2.1 Värmekonduktivitet

Värmekonduktiviteten för berg har i Sundberg et al (1985) beräknats ur volymsandelen av de ingående mineralens värmekonduktivitet. Då användes fyra olika former av medelvärdesbildning och gränsbetraktelser.

Antag att en bergart består av n mineral med volymandelarna $v_i$ och värmekonduktiviteten $\lambda_i$ där i=1, ...., n.

1. $$\lambda_{HS} = \tfrac{1}{2}(\lambda_{ö} + \lambda_n) \qquad (5.1)$$

där

$$\lambda_{ö} = \lambda_{max} + \frac{A_{max}}{(1 - \alpha_{max} A_{max})}$$ (övre gräns för värmekonduktiviteten)

$$\lambda_n = \lambda_{min} + \frac{A_{min}}{(1 - \alpha_{min} A_{min})}$$ (nedre gräns för värmekonduktiviteten)

$$\lambda_{max} = \max(\lambda_1, \ldots \lambda_n)$$
$$\lambda_{min} = \min(\lambda_1, \ldots \lambda_n)$$
$$\alpha_{max} = (3\ \lambda_{max})^{-1}$$
$$\alpha_{min} = (3\ \lambda_{min})^{-1}$$

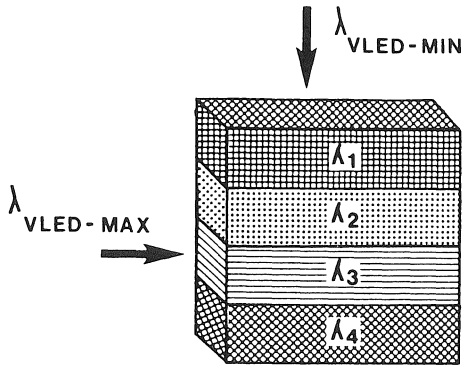
$$A_{max} = \sum_{i(\lambda_i \neq \lambda_{max})} v_i ((\lambda_i - \lambda_{max})^{-1} + \alpha_{max})^{-1}$$

$$A_{min} = \sum_{i(\lambda_i \neq \lambda_{min})} v_i ((\lambda_i - \lambda_{min})^{-1} + \alpha_{min})^{-1}$$

2. $$\lambda_g = \prod_i \lambda_i^{v_i} \qquad (5.2)$$

3. $$\lambda_p = \sum_i v_i \lambda_i \qquad (5.3)$$

4. $$\lambda_{se} = (\sum_i v_i/\lambda_i)^{-1} \qquad (5.4)$$




Figur 5.2 Åskådliggörande av harmoniskt och aritmetiskt medelvärde vid ett idealfall då mineralen i en bergart ligger skiktade helt parallellt.

Ekv. (5.2) är det geometriska medelvärdet av de ingående mineralens värmeledningsförmåga med hänsyn tagen till deras volymandelar. (Π=produktsumma). Ekvationen har använts av Sass et al (1971) för bestämning av värmekonduktivitet på bergartsfragment.

Ekv. (5.3) är ett aritmetiskt medelvärde och beräknar bergartens värmekonduktivitet om man "parallellkopplar" mineralen, se figur 5.2. Denna metod ger en övre gräns för bergartens värmekonduktivitet ($\lambda_{vled - max}$ i figur 5.2).

Ekv. (5.4) är ett harmoniskt medelvärde och beräknar bergartens värmekonduktivitet om man "seriekopplar" mineralen, se figur 5.2. Denna metod ger en undre gräns för bergartens värmeledningsförmåga ($\lambda_{vled - min}$ i figur 5.2).

Ekv. (5.1) har utvecklats av Hashin & Shtrikman (1962) för flerfasmaterial och som tillämpats vid bestämning av värmekonduktivitet av Horai (1971) och Horai & Baldridge (1972).

Försök har gjorts att tillämpa dessa ekvationer på jordarter, främst ekv (5.1) och (5.2). Det visar sig då att det går bra på

vattenmättade prover medan det på omättade värden ger stor osäkerhet i resultaten. Detta beror på att förhållandet mellan den högst och lägst ledande komponenten ej får vara för stort för att betraktelsen skall gälla. I en bergart eller vattenmättad jordart är förhållandet mellan den högst och lägst ledande komponenten ca 10 medan det för en ej vattenmättad jordart blir en dryg 10-potens större.

Kersten (1949) har angivit en semiempirisk modell som senare har vidareutvecklats av Johansen (1975). Den bygger på en interpolation mellan det ovan angivna geometriska medelvärdet i vattenmättat tillstånd och en empirisk relation i torrt tillstånd. Ekvationen lyder som följer:

$$\lambda = \lambda_t + (\lambda_m - \lambda_t)\ ke\ (Sr) \qquad (5.6)$$

där

$$\lambda_t = 0.034 \cdot n^{-2.1} \text{ torr konduktivitet} \qquad (5.7)$$

$$\lambda_m = \lambda_w^{\,n} \cdot \lambda_s^{\,(1-n)} \text{ vattenmättad konduktivitet} \qquad (5.8)$$

$$\lambda_s = \lambda_{qz}^{\,qz} \cdot \lambda_r^{\,(1-qz)} \text{ partikelkonduktivitet} \qquad (5.9)$$

$$ke = S_r \text{ i fryst tillstånd} \qquad (5.10)$$

$$ke = a\ {}^{10}\log S_r + 1 \text{ i ofryst tillstånd} \qquad (5.11)$$

där

$\lambda_w$ = vattens konduktivitet (W/m$^o$C) (alt. is)

$\lambda_{qz}$ = kvarts' konduktivitet (W/m$^o$C)

$\lambda_r$ = konduktivitet för resterande mineral (W/m$^o$C)

n = porositet

$S_r$ = vattenmättnadsgrad

qz = kvartsinnehåll

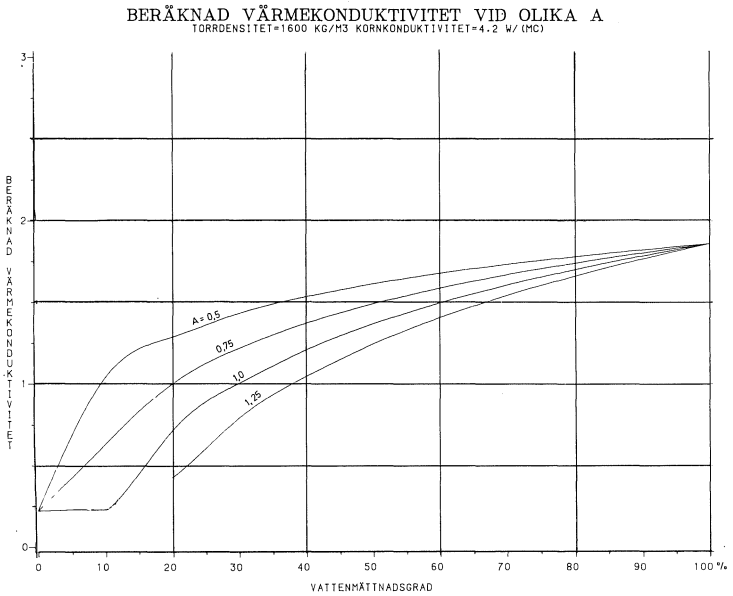
a = 0.94 för finkorniga jordarter

a = 0.68 för grovkorniga jordarter

Vid låga porositeter gäller inte uttrycket (5.7) varför detta får modifieras enligt följande:

$$\lambda_t = \frac{0.137\ \rho_d + 64.7}{2800 - 0.947 \cdot \rho_d} \qquad (5.12)$$

Interpolationen sker mellan vattenmättnadsgraden 10 och 100% då $\log(S_r)$ varierar mellan 0 och -1. Faktorn a är en anpassningsfaktor som vid värdet 1 ger värmekonduktiviteten i torrt tillstånd vid vattenmättnadsgraden 10%. Då detta ej överensstämmer med verkligheten får ett något lägre värde på a väljas. Figur 5.3 visar konstanten a:s inverkan för en jord. Figur 5.4 belyser kvartshaltens inverkan på värmekonduktiviteten för en jord.

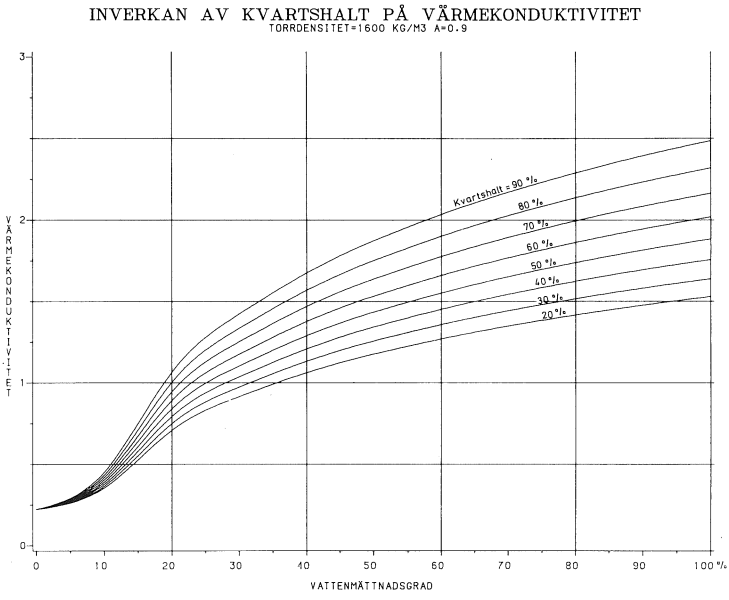



Figur 5.3 Beräknad värmekonduktivitet, enligt ekv. 5.6, vid olika värden på konstanten a. Värden över 1 på konstanten a bör ej användas eftersom negativa värden kan erhållas vid ca 10% mättnadsgrad.

Ovan beskrivna modell har använts vid de teoretiska beräkningarna i kapitel 8. Den rätlinjiga interpolation som har använts mellan helt torrt tillstånd och vattenmättnadsgraden 10% lyder:

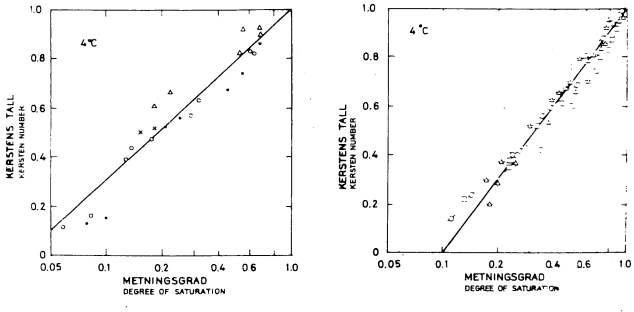
$$\lambda = \lambda_t + (\lambda_m - \lambda_t) \frac{(1-a)}{0.1} S_r \qquad (5.13)$$

Ekv. (5.13) ansluter till ekv. (5.6) vid 10% mättnadsgrad.



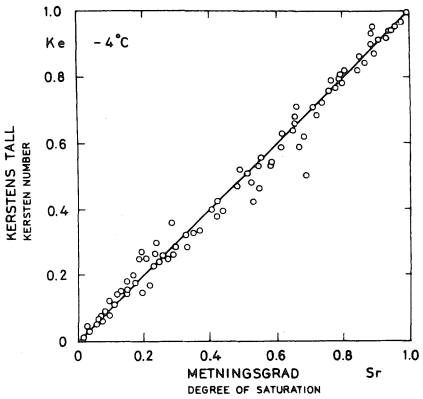

Figur 5.4 Beräknad värmekonduktivitet, enligt ekv. 5.6, vid olika kvartshalt.

Utfallet av den interpolation mellan vattenmättat och torrt tillstånd som Kersten utförde på sina egna mätningar finns redovisade i figur 5.5 och 5.6.




a. Grovkornige jordarter. b. Finkornede jordarter.

Figur 5.5 Kerstens (1949) mätningar på ofrusna jordarter.




Figur 5.6 Kerstens (1949) mätningar på frusna jordarter. De visar på ett linjärt samband mellan vattenmättnadsgrad och Kerstens tal (ke). (Se ekv. 5.10-5.11.)

Ekvation 5.6 och 5.12 är förhållandevis enkla att använda men kräver relativt mycket indata. Ofta är kravet på noggrannhet emellertid ej så högt. Diagram har därför skapats som beskriver de olika värmeöverförande egenskaperna utifrån ett fåtal indata. Dessa finns redovisade i kapitel 9 och är baserade på ovanstående modell samt på utförda mätningar.

Det finns ytterligare ett antal teoretiska modeller som inte beskrivs närmare här. Nämnas kan en modell, beskriven av de Vries (1975), som bygger på summation av komponenter. Modellen tar även hänsyn till kornens form.

### 5.2.2 Specifik värmekapacitet

Bestämning av jords värmekapacitet i fryst och ofryst tillstånd samt bestämning av latent värme är relativt enkelt och bygger på summering av de ingående komponenterna enligt nedan:

$$c_{vol} = \rho_d(c_s+c_w \cdot w_u+c_{is}(w-w_u) \qquad (5.14)$$

$$\ell = \rho_d \cdot 3.335 \cdot 10^5 \cdot (\partial w_u/\partial T)dT \qquad (5.15)$$

där

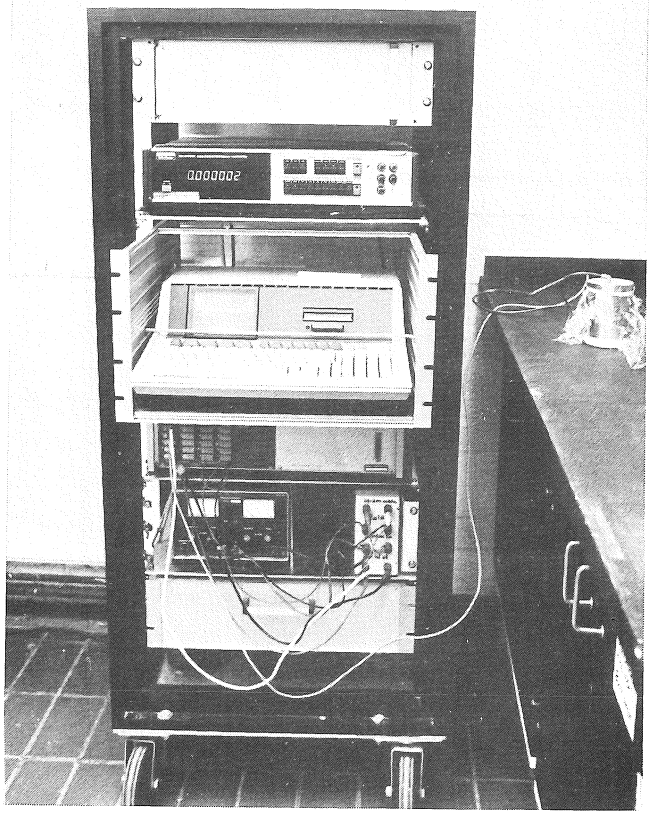
$c_{vol}$ = specifik värmekapacitet, $J/m^{3o}C$
$c_s$ = specifik värmekapacitet för mineralkornen, $J/kg^oC$
$c_{is}$ = specifik värmekapacitet för is, $J/kg^oC$
$c_w$ = specifik värmekapacitet för vatten, $J/kg^oC$
$\ell$ = latent värme, $J/m^3$
$w_u$ = ofrusen vattenkvot, %
$w$ = vattenkvot
$\rho_d$ = torrdensitet, $kg/m^3$

Vid temperaturer över $0^oC$ blir $w = w_u$ varför sista termen i ekv. 5.14 försvinner. För temperaturer under $0^oC$ är $w_u$ för grova jordarter relativt liten och kan ofta försummas. För finkorniga jordarter fryser inte allt vatten vid $0^oC$. Storleken på fryspunktnedsättningen beror på hur hårt bundet vattnet är samt temperaturen under $0^oC$. (Se avsnitt 4.1.4.)

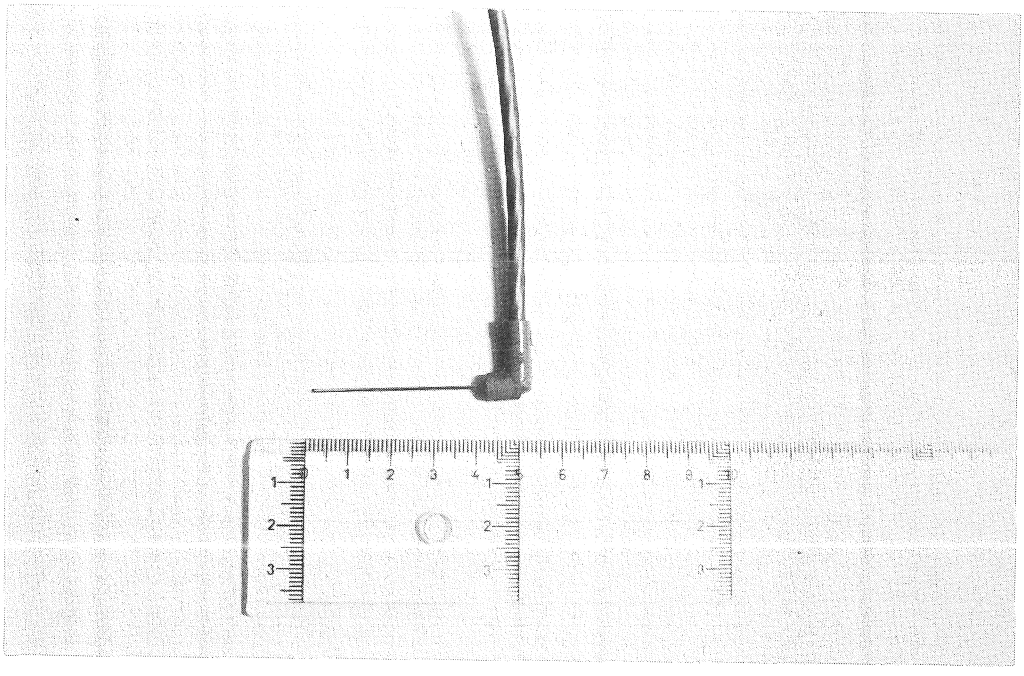
# 6 MÄTNING AV VÄRMEKONDUKTIVITET, METODIK OCH ERFARENHETER

## 6.1 Beskrivning av mätutrustning

Värmekonduktivitetsmätningarna har utförts med en datainsamlingsutrustning enligt figur 6.1. bestående av dator, digitalvoltmeter, scanner och konstantströmaggregat. Konfigurationen med separata enheter har skapat ett flexibelt system. Den huvudsakligen använda värmekonduktivitetssonden visas i figur 6.2. Den är drygt 4 cm lång och har en diameter av 0.9 mm. I sonden sitter en temperaturregistrerande termistor med hög upplösning. Fördelen med termistorer framför andra temperaturgivare är dess höga upplösning. Nackdelen är att de är olinjära och driver något med tiden. Temperaturökningen behöver inte vara lika hög för en sond med termistor som för en sond med termoelement för att upprätta likartad mätnoggrannhet. Sonderna har var för sig kalibrerats i glycerin



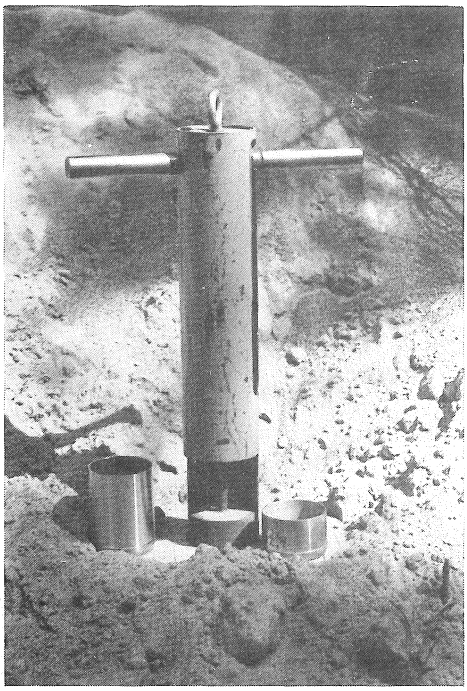
Figur 6.1 Datainsamlingsutrustning använd vid värmekonduktivitetsmätningar. Utrustningen består av dator (HP-85), digitalvoltmeter (Solarotron 7065), mätvärdesinsamlare (AR elektronik), samt konstantströmaggregat (Philips PE1541).



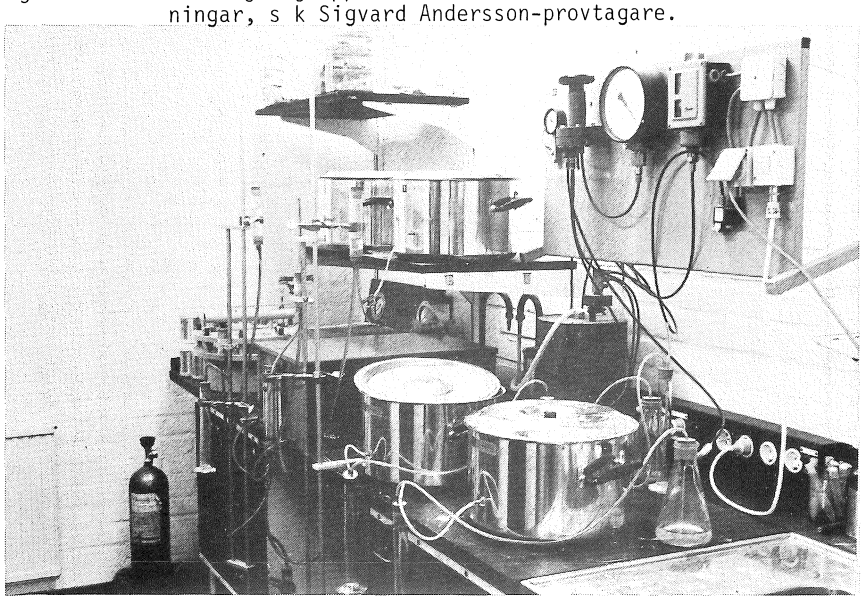
Figur 6.2 Huvudsakligen använd värmekonduktivitetssond.

## 6.2 Beskrivning av mätmetodik

En laboratoriebestämning tillgår vanligen på följande sätt. Ett ostört jordprov tas vid markytan (i provgrop) med hjälp av en speciell provtagningsutrustning (figur 6.3). I lera kan kolvborrutrustning användas varvid prover kan tas från olika djup. Värmekonduktiviteten bestäms sedan i naturfuktigt tillstånd. Jordprov av friktionsmaterial placeras sedan i pF-utrustning (se figur 6.4). Med hjälp av denna kan valfritt undertryck väljas och värmekonduktivitetsmätningar göras som är kopplade till ett visst undertryck och en viss vattenhalt vid jämviktsförhållanden. Med kännedom om grundvattennivåfluktuationerna kan därvid värmekonduktiviteten kopplas till förväntade variationer i vattenhalt för platsen ifråga. Lerprov mäts endast i naturfuktigt tillstånd.



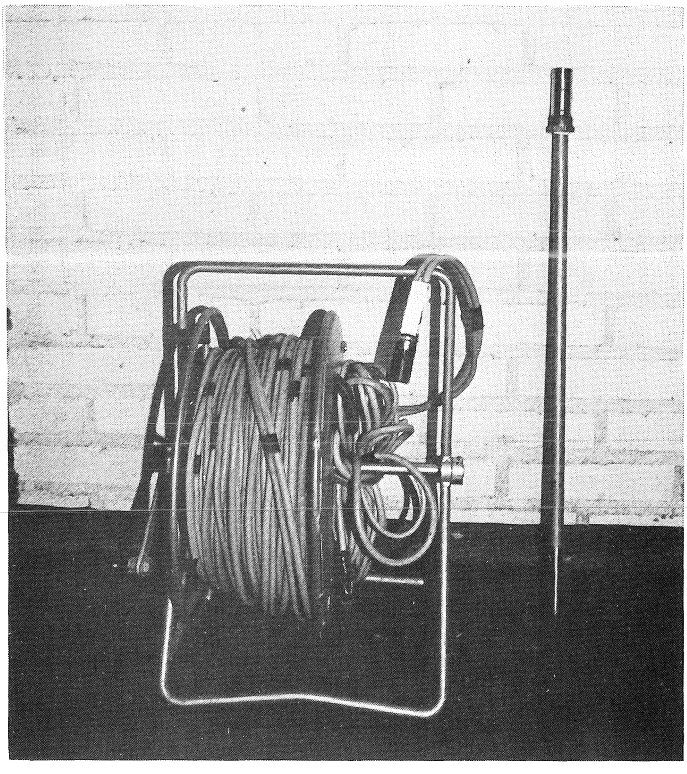
Figur 6.3 Provtagningsapparat för ostörda, marknära provtagningar, s k Sigvard Andersson-provtagare.



Figur 6.4 Geologiska institutionens pF-utrustning, uppbyggd av Thomas Holm och Sven Jonasson. Möjlighet till att variera vattenavförande tryck ner till 6 m.v.p. För lerproven är det möjligt att i speciell apparatur skapa betydligt högre undertryck.

Fältmätningar har utförts vid de uppföljningsprojekt som Geologiska institutionen varit delaktiga i, Orsa - Sandhed (ytjordvärme), Surte (ytjordvärme) samt Kungsbacka (lervärmelager).

För att möjliggöra mätningar mot djupet under markytan har en sond utvecklats och monterats som spets på en sonderingsutrustning. (Figur 6.5.) Eftersom en sådan sond av hållbarhetsskäl måste göras grövre krävs längre mättid för att uppnå ett linjärt samband mellan temperatur och logaritmen för tid.



Figur 6.5 Värmekonduktivitetssond för fältmätningar i djupled. Sonden är avsedd att placeras som spets på sonderingsrör.

## 6.3 Erfarenheter av mätningar

Utifrån de värmekonduktivitetsmätningar som har utförts i laboratorier och fält har vissa praktiska erfarenheter dragits. Nedan redogörs kortfattat för vissa av dessa erfarenheter.

### 6.3.1. Laboratoriemätningar

Om sondens diameter är av samma storleksordning eller mindre än kornstorleken i ett ensgraderat material kan kontaktproblem uppstå. De huvudsakligen använda sonderna har en diameter av endast 0,9 mm. Det innebär att temperaturgivaren är mindre än 0,9 mm och därför, i kombination med sondens låga värmekapacitet, känslig för sin närmaste omgivning. För framför allt ett ej vattenmättat material innebär detta att temperaturfördelningen i sonden kommer att bli ojämn eftersom värmeavgivningen kommer att bli olika längs efter sonden.

I sondens omedelbara närhet kommer stora skillnader i temperaturgradienter att uppstå mellan områden som har vattenkontakt med sonden och sådana som har luftkontakt. Dessa gradienter och temperaturnivåer kommer i sin tur att ge upphov till ångdiffusion som beskrivits i kap. 4. Ångdiffusionens bidrag till värmekonduktiviteten i fuktig luft ökar kraftigt med ökande temperatur (fig. 4.17). Vid de temperaturnivåer som laboratoriemätningarna utförts (rumstemperatur) är ökningen dock marginell. Om en för hög sond-effekt används kan höga temperaturnivåer/gradienter uppnås och inverkan av ångdiffusion ej försummas. Systemet kommer ur jämvikt. Om borttransport av vattenånga ej hinner kompenseras av vattentillförsel kommer dessutom värmemotståndet närmast sonden att öka. De värmeöverförande egenskaperna förändras då med tiden vilket förutsättningarna för mätmetoden ej medger. Ovanstående problem är störst i grövre, ensgraderade jordar, typ sand.

Vid vattenmättnad kan en vattenfilm bildas närmast sonden som inledningsvis under mätningen ger en för låg värmekonduktivitet som resultat. Ev. avvikelser från linearitet kommer emellertid i de flesta fall att avslöjas vid den automatiska uppritningen av mätningens tid-temperaturförlopp. Figur 6.6 visar exempel på sådana.

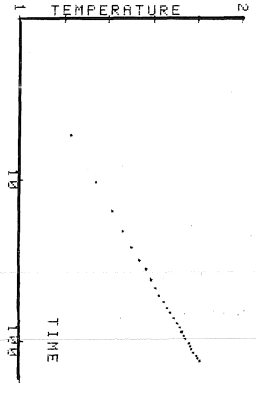
För att minimera ovanstående effekter bör mätningen utföras vid en lägre temperatur, förslagsvis naturlig jordtemperatur. Sondens diameter bör ökas för att minska effekten av enskilda korns och porers inverkan på temperaturgivaren och därvid mätningen. En ökad diameter ger också en lägre initiell temperaturstegring.

Operatören måste även vara observant på att den valda effekten inte ger en för låg temperaturstegring i förhållande till temperaturgivarens noggrannhet och eventuell temperaturdrift i provet.

| TEMP | TID | NR |
|---|---|---|
| 1.334 | 10.1 | 2 |
| 1.451 | 20.1 | 4 |
| 1.528 | 30.1 | 6 |
| 1.579 | 40.1 | 8 |
| 1.617 | 50.1 | 10 |
| 1.652 | 60.1 | 12 |
| 1.680 | 70.1 | 14 |
| 1.703 | 80.1 | 16 |
| 1.725 | 90.1 | 18 |
| 1.745 | 100.1 | 20 |
| 1.762 | 110.1 | 22 |
| 1.779 | 120.1 | 24 |
| 1.790 | 130.1 | 26 |

SPANNING: -.2902 VOLT
STD DEV= .0001
EFFEKT: 2.266 W/M 3483582W/M3

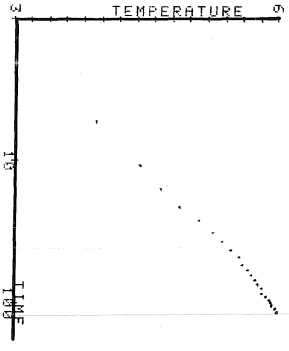
| TID-TEMP-NR | VARMELEDNING | R^2 |
|---|---|---|
| 1-26 | 1.010 | .9997 |
| 3-23 | .999 | .9998 |
| 3-20 | 1.001 | .9998 |
| 5-26 | .997 | .9998 |




| TEMP | TID | NR |
|---|---|---|
| 4.407 | 10.1 | 2 |
| 4.877 | 20.1 | 4 |
| 5.236 | 30.1 | 6 |
| 5.438 | 40.1 | 8 |
| 5.587 | 50.1 | 10 |
| 5.680 | 60.1 | 12 |
| 5.756 | 70.1 | 14 |
| 5.810 | 80.1 | 16 |
| 5.869 | 90.1 | 18 |
| 5.911 | 100.1 | 20 |
| 5.957 | 110.1 | 22 |
| 5.994 | 120.1 | 24 |

SPANNING: .4235 VOLT
STD DEV= .0001
EFFEKT: 4.560 W/M 7010562W/M3

| TID-TEMP-NR | VARMELEDNING | R^2 |
|---|---|---|
| 1-24 | .552 | .9884 |
| 1-15 | .508 | .9962 |
| 7-24 | .718 | .9920 |
| 8-15 | .660 | .9942 |
| 10-21 | .776 | .9976 |
| 7-18 | .673 | .9904 |




Figur 6.6 Exempel på automatiskt uppritade tid-temperaturdiagram. Temperaturen är avsatt på den vertikala axeln medan tiden är avsatt på den horisontella. En god mätning resulterar i en rät linje.

### 6.3.2. Fältmätningar

Värmekonduktivitetsmätningar ner till 20 m under markytan har utförts. Mättiden blir relativt lång vid användandet av den konventionella ekvationen på grund av sondens, av hållfasthetsskäl, större diameter. Totaltiden för mätning på varje meter ner till 10-20 meter blir därför oacceptabelt lång. För att förkorta mättiden och samtidigt bestämma markens diffusivitet har i samarbete med univ.lektor Sven Uggla vid Institutionen för numerisk analys, Chalmers tekniska högskola, ett finit differensprogram utveck-

lats. Programmet har som indata förutom tid, temperatur och effekt även värmekonduktivitet och specifik värmekapacitet för olika delområden i sonden, temperaturgivaren och värmespiralens placering m m. Det har emellertid visat sig omöjligt att med tillräcklig noggrannhet efterlikna den använda sondens arbetssätt i programmet. Orsaken tycks vara att små förändringar i de enskilda sondparametrarna ger stora utslag på temperaturmätningen.

Ett annat tillvägagångssätt vore att konstruera en betydligt längre sond med flera temperaturgivare på olika nivåer. En samtidig bestämning på flera nivåer vore då möjlig med den konventionella ekvationen och betydligt förkortad totaltid.

## 6.4 Insamling och klassificering av datamaterialet

Värmekonduktivitetsmätningarna har koncentrerats på sorterade jordarter såsom lera, silt och sand eftersom undersökningar har visat att dessa är överrepresenterade i anslutning till bebyggelsekoncentrationer jämfört med riksgenomsnittet. Morän som är den vanligaste jordarten i landet är klart underrepresenterad i undersökningen. Endast ett fåtal mätningar är utförda. Däremot finns mineralundersökningar gjorda, vilka tillsammans med densitet och vattenhalt bör ge en god bild av värmekonduktiviteten även för moräner.

Grovt isälvsmaterial saknas helt i undersökningen men ett motsvarande tillvägagångssätt som för moräner bör även här ge en tillräcklig uppfattning. Torvjordar och andra organiska jordar finns representerade i tillräcklig omfattning för att uttalanden skall kunna göras.

Provtagningarna är vanligtvis gjorda från markytan med speciella stålcylindrar. När det gäller lera har provtagningen huvudsakligen skett med kolvborrning. Prov-data har sedan lagrats in i en databank för att förenkla en korrelation mellan uppmätta och teoretiskt beräknade värden. I databanken finns förutom uppmätt värmekonduktivitet även uppgifter om provtagningsplats, län, djup under markytan, densitet, vattenkvot, kornstorleksfördelning samt jordartsbeteckning. Databankens uppbyggnad visas i tabell 6.1.

Tabell 6.1 Geologiska institutionens databank över svenska jordarters värmekonduktivitet och uppbyggnad.

| Fält | Kommentar |
|---|---|
| obs | löpande observationsnummer |
| namn | namn på provtagningsplats |
| län | |
| provtagningsdatum | |
| mätdatum | |
| metod | metod använd för värmekonduktivitetsmätning |
| kvalitetsmått | kvalitetsmått för mätning eller provtagning |
| dubbelobs | anges om ytterligare mätning finns på provet med annan vattenhalt |
| dev | deviation för flera mätningar på samma prov |
| djup | provtagningsdjup |
| kond | uppmätt värmekonduktivitet |
| antal | antal mätningar |
| w | vattenkvot |
| sdens | skrymdensitet |
| tdens | torrdensitet |
| qz | kvartshalt |
| org | organisk halt |
| ler | lerhalt |
| fsi | finsilthalt |
| msi | mellansilthalt |
| gsi | grovsilthalt |
| fsa | finsandhalt |
| msa | mellansandhalt |
| gsa | grovsandhalt |
| fgr | fingrushalt |
| mgr | mellangrushalt |
| ggr | grovgrushalt |
| rest | resterande fraktionshalt |
| jord | jordartsbeteckning |

# 7 MÄTRESULTAT

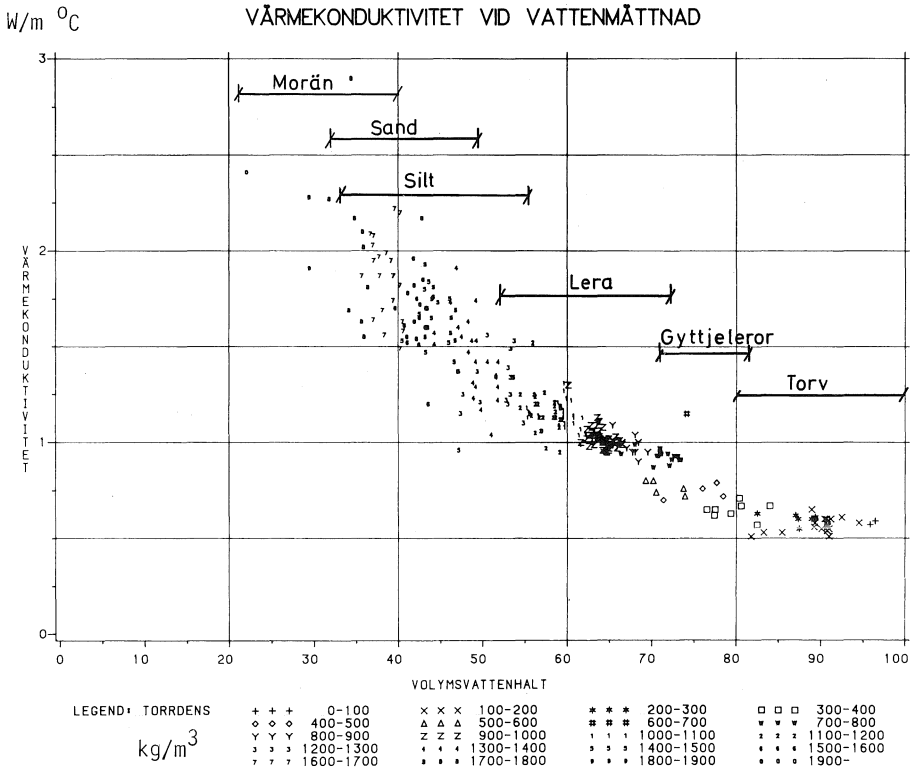
Bearbetningen av värmekonduktivitetsmätningarna har skett efter två linjer. Dels har samband mellan värmekonduktivitet och andra markfysikaliska storheter bestämts. Exempel på sådana är densitet, vattenhalt och värmekonduktivitet för de enskilda kornen. Dels har försök gjorts att ta fram praktiskt användbara värden för värmekonduktivitet i olika jordar. Detta behandlas i kapitel 9. Vissa jordarter har stora naturliga variationer medan andra har relativt små variationsområden. Därför indelas materialet i det följande i olika jordarter.

Över 900 mätresultat har bearbetats. Fördelningen av olika jordarter i undersökningen är skev. Lera och sand är klart överrepresenterade i förhållande till riksgenomsnittet medan morän är underrepresenterat. Orsaken är att sorterade jordar är betydligt vanligare än morän i anslutning till bebyggelse (se kapitel 6).

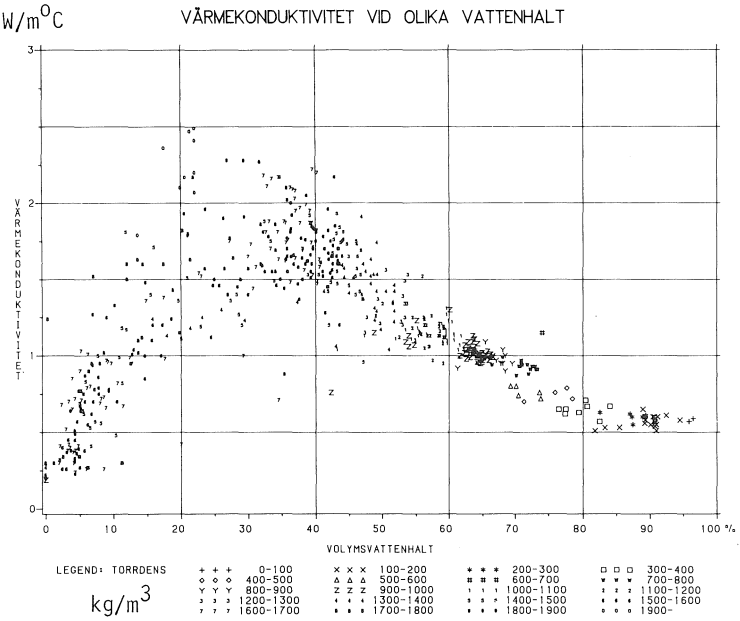
## 7.1 Hela materialet

För huvuddelen av materialet är förutom värmekonduktiviten även densitet, vattenhalt, humushalt och kornstorleksfördelning bestämd. För vissa bestämningar är dock endast mätresultatet tillgängligt. Vid bestämning av porositeten har en kompaktdensitet av 2700 kg/m$^3$ antagits för samtliga mineraljordar. För humusjordar har kompaktdensiteten 2000 kg/m$^3$ använts, vilket kan vara en något hög siffra.

Figur 7.1 visar samband mellan volymetrisk vattenhalt ($=V_w/V$) och värmekonduktivitet, vid full vattenmättnad. I en vattenmättad jordart motsvaras volymetrisk vattenhalt av porositeten, som i sin tur bestäms av torrdensiteten enligt sambandet $n = 1 - \rho_d/\rho_s$. Vid full vattenmättnad grupperar sig resultaten ungefär diagonalt i diagrammet. Om även mätning med reducerad vattenhalt medtas kommer resultaten att gruppera sig efter en bågform (figur 7.2).




Figur 7.1 Värmekonduktivitet för samtliga jordarter vid full vattenmättnad. Ungefärliga gränser för olika jordarter har lagts in. Gränserna är ej enbart grundade på detta material.

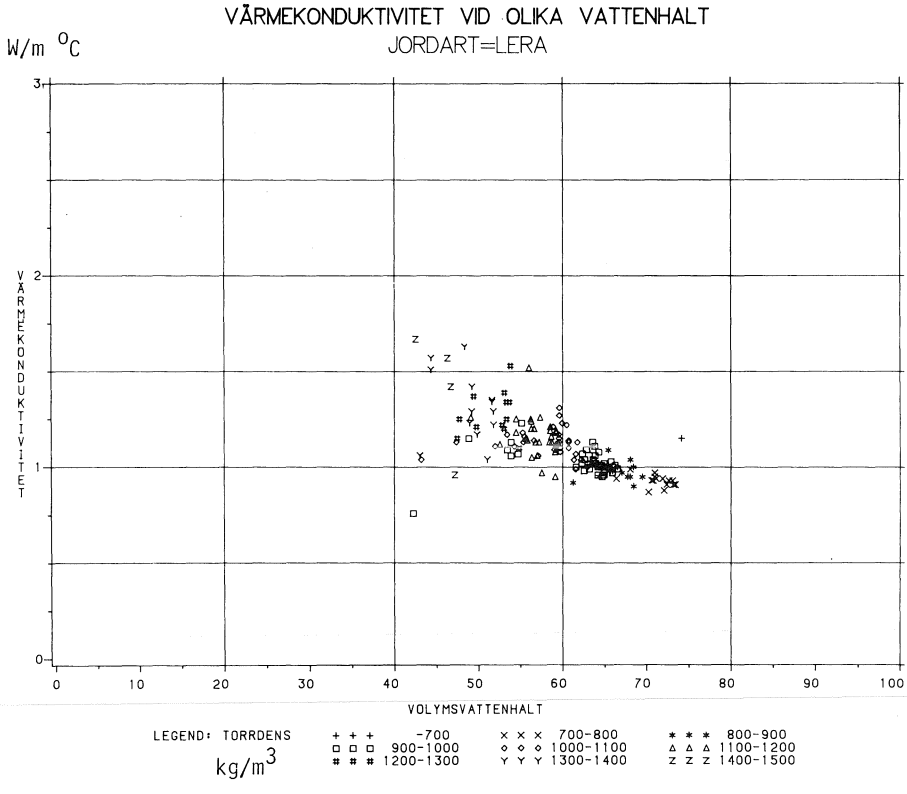



Figur 7.2 Värmekonduktivitet för samtliga jordarter vid olika vattenhalt och torrdensitet.

## 7.2 Lera

### 7.2.1 Variation med vattenhalt och densitet

Den uppmätta värmekonduktivitetens variation med vattenhalt och torrdensitet för lera framgår av figur 7.3. Resultaten för full vattenmättnad (figur 7.1) skiljer sig inte nämnvärt från dessa. Eftersom mätningarna är utförda på naturfuktiga material visar detta på en mycket liten variation i vattenmättnadsgrad för leror i naturligt tillstånd. Detta ligger i linje med vad man kan förvänta eftersom lera har en mycket stor förmåga att hålla vatten. Det är endast nära markytan som lägre vattenmättnadsgrader kan finnas.

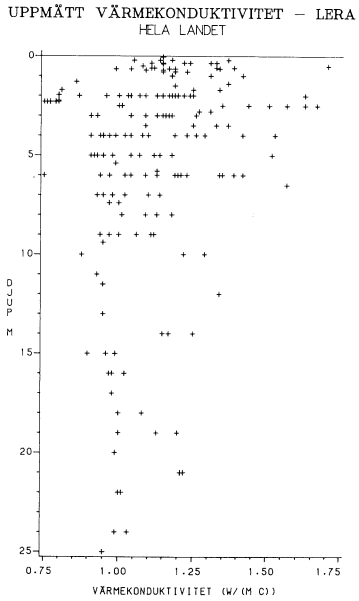



Figur 7.3 Värmekonduktivitet för lera vid olika vattenhalt.

### 7.2.2 Variation med provtagningsdjup

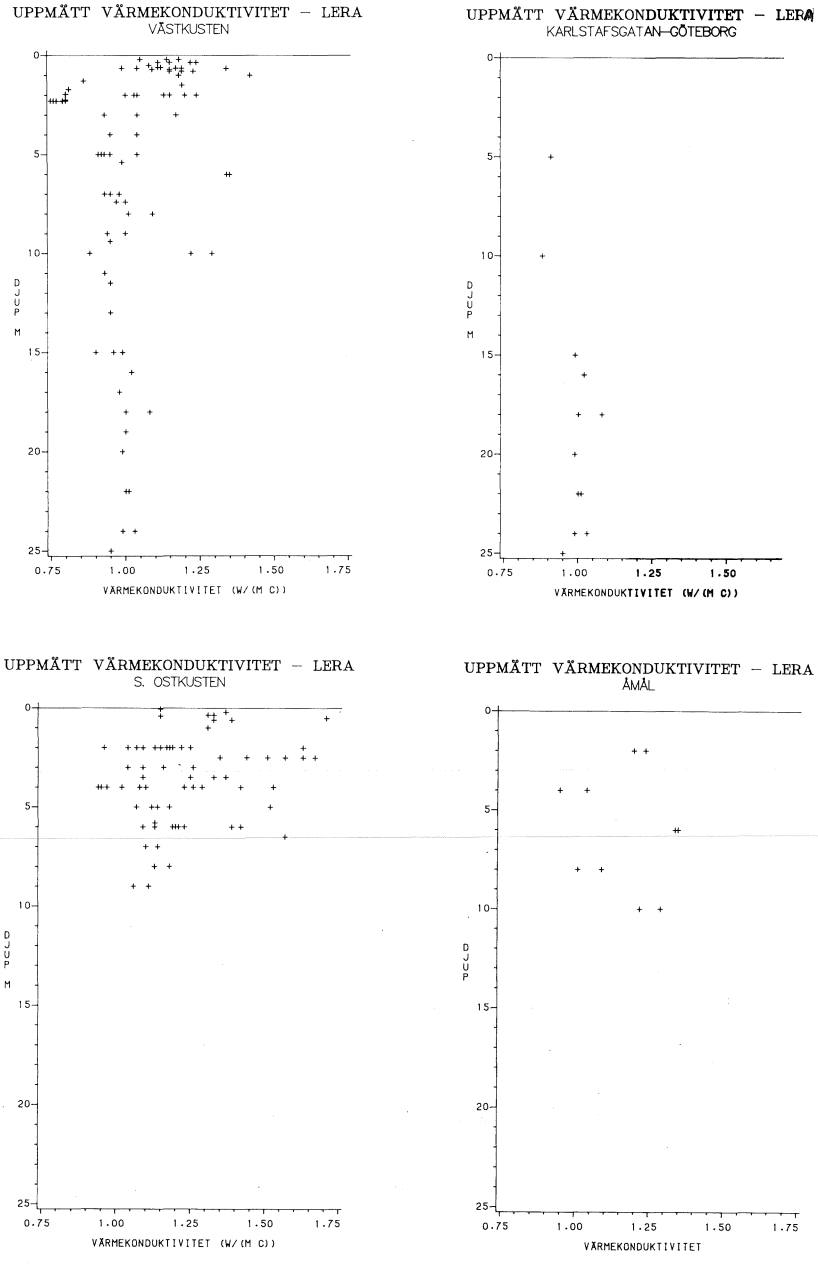
#### 7.2.2.1 Uppmätta värden

Värmekonduktivitet för lera vid olika djup och från olika delar av landet visas i figur 7.4.




Figur 7.4 Uppmätt värmekonduktivitet för lera vid olika djup och från olika platser.

Lera har relativt kraftig densitetsvariation med djupet. Närmast markytan finns torrskorpan. Torrskorpeleran är den del av leran som märkbart varit påverkad av processer vid markytan (tjälning m m). Detta yttrar sig i förhöjd densitet och hållfasthet vilket ofta utnyttjas i byggnadssammanhang. Mäktigheten på torrskorpelagret varierar vanligen mellan 1-3 m. Leran övergår successivt från torrskorplera till opåverkad lera varvid densiteten avtar för att sedan vanligtvis långsamt öka mot djupet. Detta är ett karakteristiskt förlopp för leror som är avsatta under homogena förhållanden, exempelvis sådana som är vanliga på västkusten (figur 7.5a). För sådana leror från en och samma plats blir variationen ännu mindre (figur 7.5b). För områden med en mer påtagligt varvig lera blir förloppet inte lika harmoniskt. Ökad konsolidering och siltinslag i leran skapar en förhöjning i densitet, vilket ger upphov till en värmekonduktivitetsökning.

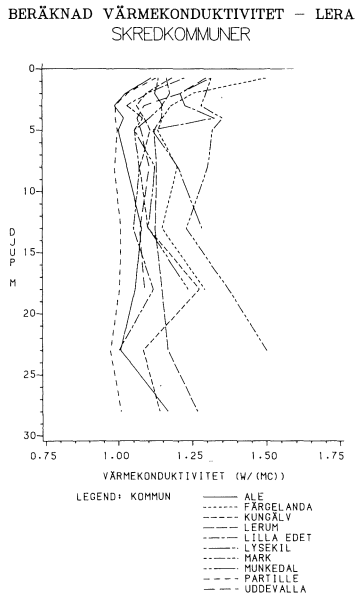



Figur 7.5 Uppmätt värmekonduktivitet för jord vid olika djup.
a) Prover från Göteborgsområdet
b) Prover från Karl Staaffsgatan - Göteborg (En provtagningsplats)
c) Prover från södra Ostkusten
d) Prover från Åmål (En provtagningsplats)

Siltpartiklarna har dessutom en högre värmekonduktivitet än lerpartiklarna, vilket accentuerar effekten av siltskikt i leran. Figur 7.5c visar sådana leror från sydostkusten och figur 7.5d variationsområdet för en och samma plats.

### 7.2.2.2 Beräknade värden från 10 västkustkommuner

På uppdrag av projektet har Statens geotekniska institut utfört statistisk bearbetning av densitet och vattenkvot i de 10 västkustkommuner som har funnits tillgängliga i deras geodatabank. De 10 kommunerna är Ale, Kungälv, Lysekil, Munkedal, Uddevalla, Lilla Edet, Färgelanda, Lerum, Mark och Partille. Data har hämtats från områden med skredförutsättningar, varför lutande mark troligen är överrepresenterat framför flacka lerslätter. Variationsområdet i datamängden kan därför vara högre än vad som hade varit fallet om en slumpvis provtagning hade ägt rum.




Figur 7.6 Beräknad värmekonduktivitet vid olika djup för 10 västkustkommuner utifrån medelvärden på densitet och vattenhalt.

Med utgångspunkt från den i bilaga 2 redovisade bearbetningen har en teoretisk beräkning av värmekonduktiviteten utförts. I figur 7.6 finns den redovisad i form av ett diagram med axlarna djup och värmekonduktivitet. Där syns tydligt de höga värmekonduktivitetsvärdena nära markytan som sedan kraftigt minskar för att därefter tendera till att öka mot djupet. Observera dock att vissa av beräkningarna grundar sig på ett fåtal observationer samt att ingen hänsyn har tagits till ev. varierande mineralinnehåll i proverna. I tabell 7.1 finns redovisat det värmekonduktivitetsintervall som erhålls för varje kommun under antagande av normalfördelning av densiteten med 95% konfidensgrad. I bilaga 3 finns motsvarande utfört för varje nivåbestämning.

Tabell 7.1 Beräknad värmekonduktivitet utifrån SGI:s data. Det lägre och högre värdet är beräknat utifrån antagande om normalfördelning av densiteten och 95% konfidensgrad.

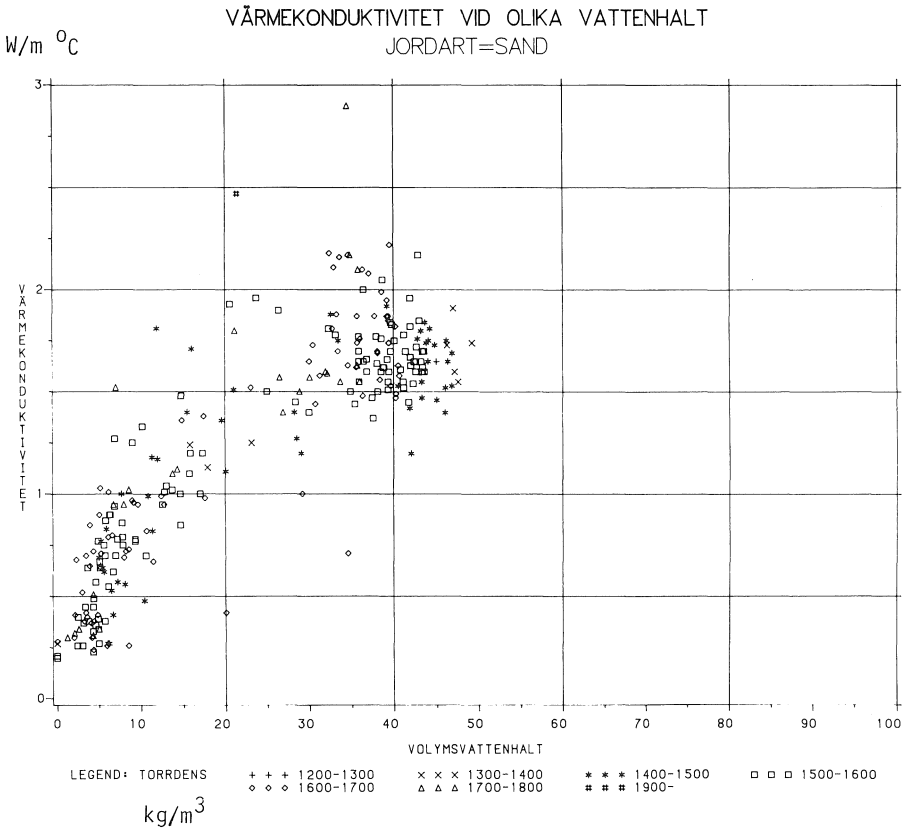
| | Värmekonduktivitet ($W/m^oC$) | | |
|---|---|---|---|
| Kommun | Medelvärde | Låg | Hög |
| Ale | 1.03 | 0.83 | 1.26 |
| Färgelanda | 1.19 | 0.98 | 1.42 |
| Kungälv | 1.10 | 0.81 | 1.43 |
| Lerum | 1.14 | 0.89 | 1.43 |
| Lilla Edet | 1.08 | 0.85 | 1.33 |
| Lysekil | 1.22 | 0.88 | 1.63 |
| Mark | 1.30 | 0.98 | 1.70 |
| Munkedal | 1.11 | 0.80 | 1.49 |
| Partille | 1.01 | 0.79 | 1.25 |
| Uddevalla | 1.11 | 0.87 | 1.39 |
| Totalt | 1.10 | 0.85 | 1.39 |

## 7.3 Sand

Den uppmätta värmekonduktiviteten för sand i vattenmättat tillstånd framgår av figur 7.1. Variationsområdet är begränsat speciellt vad avser densitet. Mätfel och skillnader i kornkonduktivitet svarar för variation i vertikalled.

När även mätningar med lägre vattenmättnadsgrader medtas erhålls en närmast logaritmisk ökning av värmekonduktiviteten vid ökande

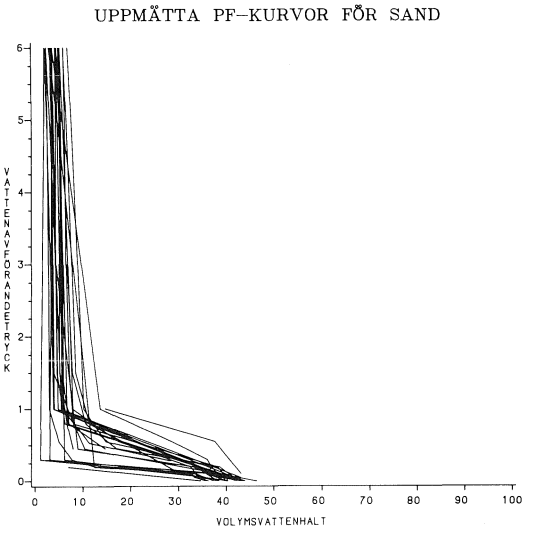
vattenhalt (figur 7.7). Vid höga vattenhalter erhålls en värmekonduktivitet som är cirka 6 ggr högre än den vid låg vattenhalt.




Figur 7.7 Värmekonduktivitet vid olika vattenhalt för sand.

På ett antal sandprover har vattenhalten i förhållande till vattenavförande tryck uppmätts parallellt med värmekonduktivitetsmätningarna. Figur 7.8 visar resultaten från dessa pF-bestämningar. Det visar sig då att så gott som samtliga prov har förlorat ca 75% av sitt vatten vid ett vattenavförande tryck av drygt 0.5 m.v.p., vilket kan ses som 0,5 m ovan grundvattenytan. Detta

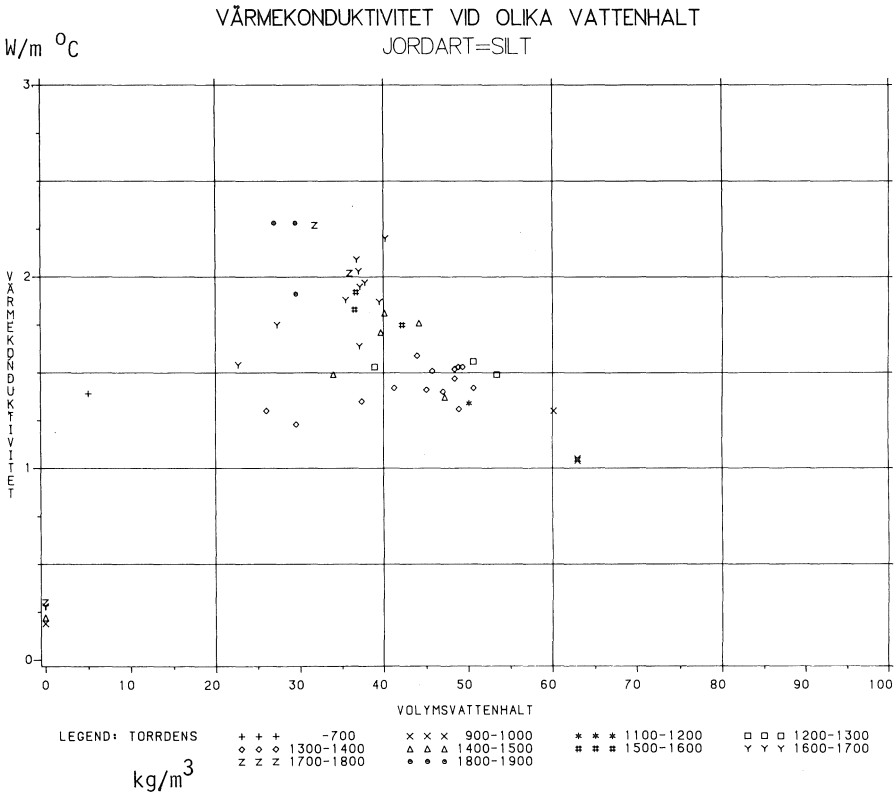
motsvarar en minskning av värmekonduktiviteten enligt figur 7.7 från ca 1.75 till 0.75 och en minskning av det latenta värmet med 75%.




Figur 7.8 Volymsvattenhalt för prover av fin- och mellansand samt enstaka prover av grovsand vid olika vattenavförande tryck i m.v.p. Proverna härstammar från södra Sverige.

## 7.4 Silt

Silt ligger kornstorleksmässigt mellan ler och sand och antar även en mellanställning vad avser naturliga variationer i vattenhalt. Som framgår av figur 7.9 finns inga mätningar utförda i ett intervall mellan 0 och 25% volymsvattenhalt, vilket beror på svårigheter att dränera ut materialet. Figuren visar också att silt har en likartad värmekonduktivitet som sand vid en och samma volymsvattenhalt.

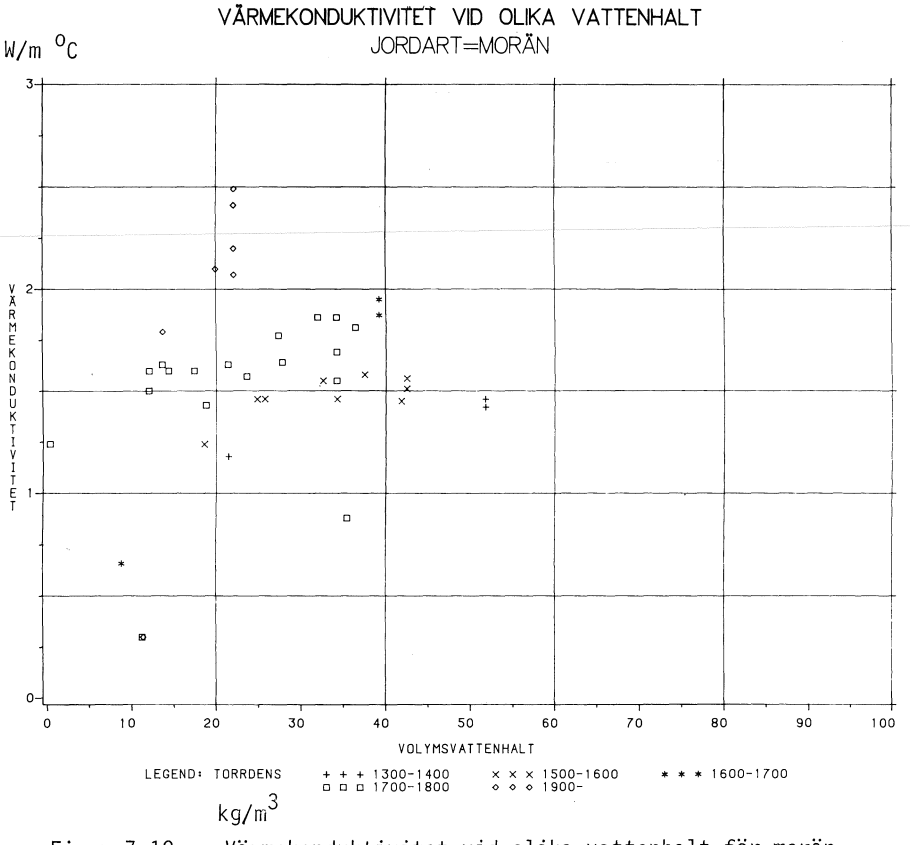



Figur 7.9 Värmekonduktivitet vid olika vattenhalt för silt.

## 7.5 Morän

Morän är, som beskrevs inledningsvis, en jordart som definitionsmässigt består av samtliga eller så gott som samtliga kornfraktioner och som är bildad genom direkt avsättning av inlandsisen. Den har vanligtvis hög densitet. De prover som finns redovisade i figur 7.10 är dock delvis tagna mycket nära markytan och uppvisar därför en högre porositet (lägre torrdensitet) än vad som kan anses normalt.

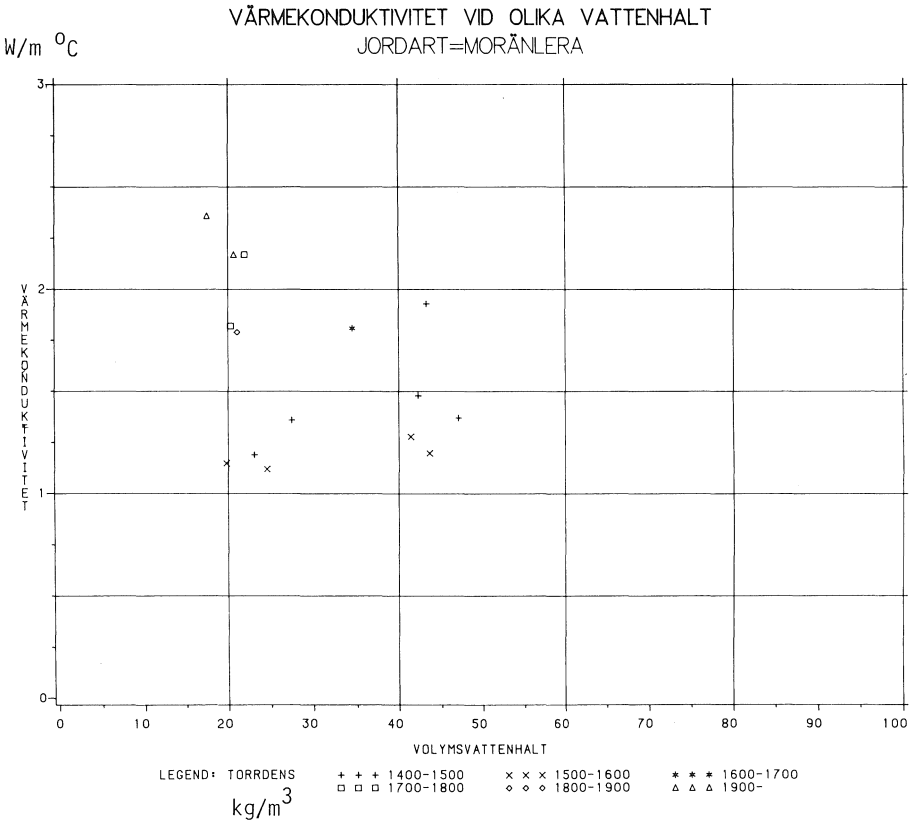
Moräns vattenhållande egenskaper är relativt goda. Grusiga och sandiga moräner med lite finmaterial kan dock tappa relativt mycket vatten vid relativt låga undertryck. I naturfuktigt tillstånd över grundvattenytan har morän vanligtvis en högre värmekonduktivitet än sand och silt. Vid en och samma volymsvattenhalt är den dock lägre på grund av lägre kornkonduktivitet.




Figur 7.10 Värmekonduktivitet vid olika vattenhalt för morän.

## 7.6 Moränlera

Moränlera kan till skillnad från vattenavsatt lera uppvisa mycket hög värmekonduktivitet, främst beroende på hög densitet. Dess variation med vattenhalt framgår av figur 7.11.




Figur 7.11 Värmekonduktivitet vid olika vattenhalt för moränlera.

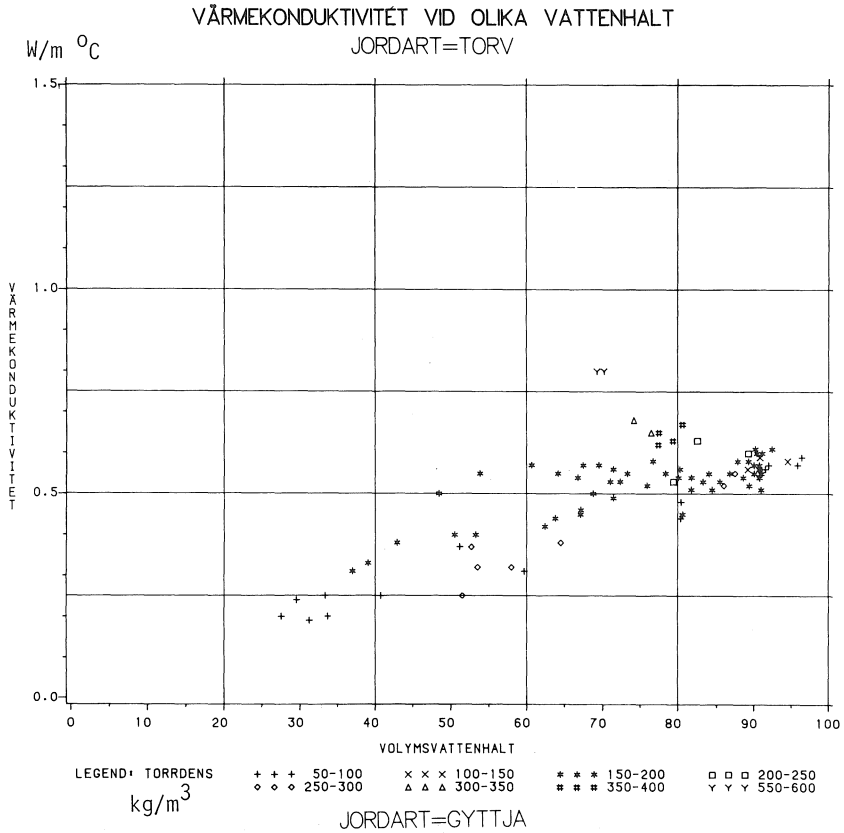
## 7.7 Humusjord

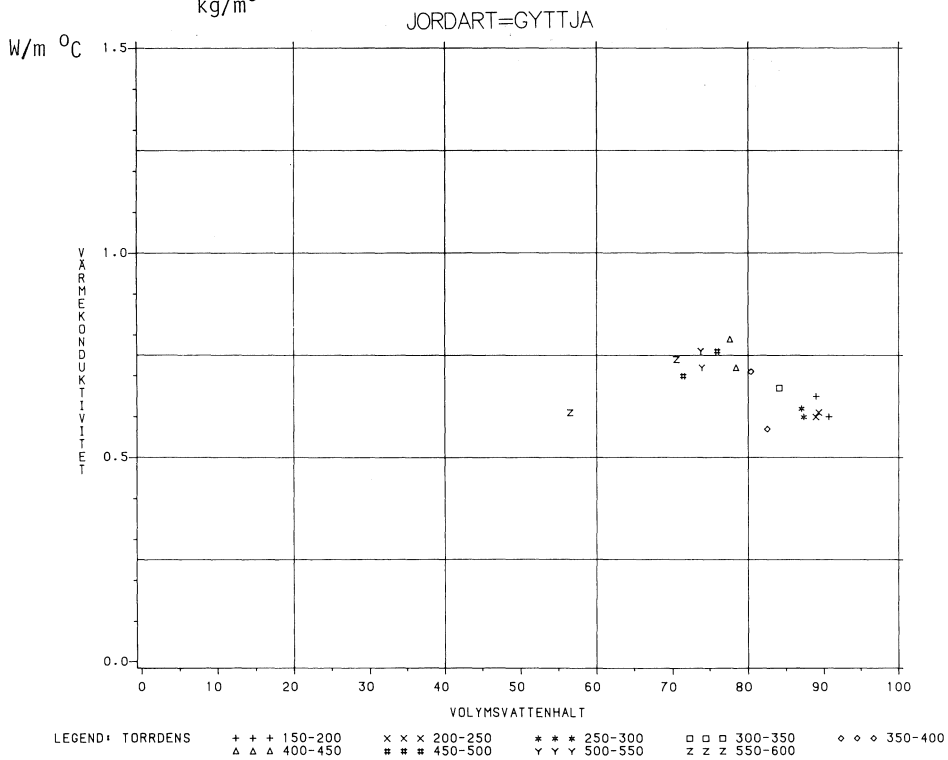
Denna grupp inbegriper jordarter som torv och gyttja samt även den något svävande beteckningen matjord. Av figur 7.1 framgår att rena humusjordar i vattenmättat tillstånd antar värmekonduktivi-

teten liknande den för vatten. Detta beror på humusjordarnas höga porositet, ofta ca 90%. Värmekonduktivitetens variation med minskande vattenhalt för torv och gyttja framgår av figur 7.12.

För vissa prover på gyttjan erhölls en högre värmekonduktivitet än 0.6 W/m$^{o}$C, vilket beror på inblandning av mineraljord i proverna. Ökas inblandningen medan humushalten avtar så erhålls ett material som alltmer liknar lera. Matjord är ett diffust begrepp som avser den översta delen av marklagren. Den består vanligen av samma material som den underliggande jorden men har en betydligt högre humushalt. Det är därför svårt att säga något generellt om matjordars värmekonduktivitet.

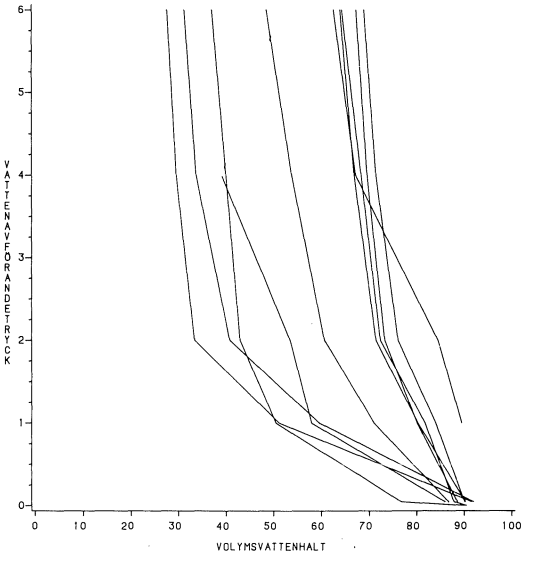
På ett antal torvprover har vattenhalten bestämts i förhållande till vattenavförande tryck (figur 7.13). Av dessa bestämningar framgår att torvjordarna ej är så samlade som t ex sandjordarna i figur 7.8. Detta har bedömts bero av olika grad av humifiering. En låghumifierad torv förlorar mer vatten än en höghumifierad vid ett och samma vattenavförande tryck. En annan iakttagelse är att det krävs relativt stora vattenavförande tryck för att erhålla låga vattenmättnadsgrader.




Figur 7.12 Värmekonduktivitet vid olika vattenhalt för a) Torv b) Gyttja

UPPMÄTTA PF–KURVOR FÖR TORV



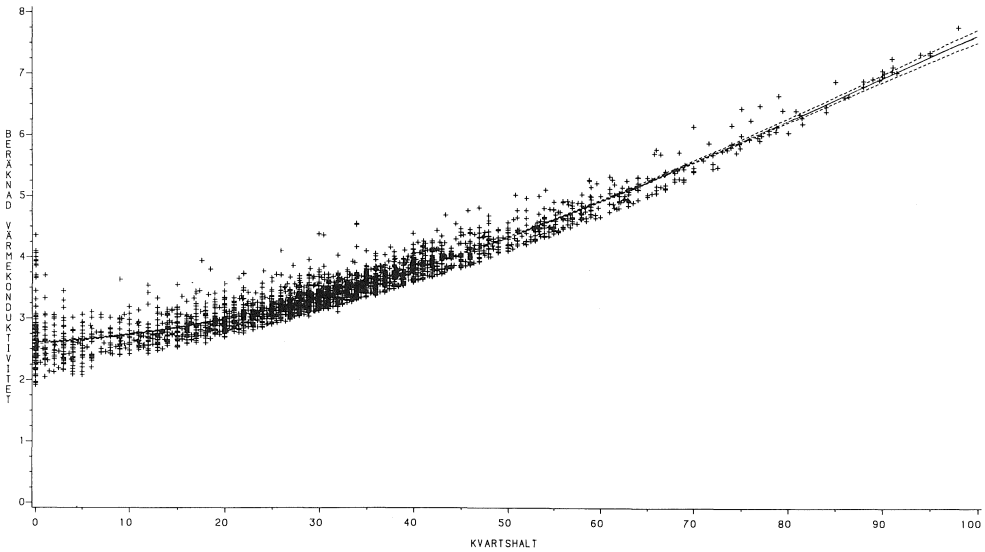

Figur 7.13 Volymsvattenhalt för torvproven vid olika vattenavförande tryck i m.v.p. Proverna härstammar från Jämtland.

# 8 ANPASSNING AV TEORETISK BERÄKNINGSMODELL TILL MÄTRESULTATEN

En teoretisk värmekonduktivitetsmodell kan ofta vara ett alternativ till mätningar. I många fall kan den teoretiska modellen ge fullt tillfredsställande resultat och i andra fall kan den vara ett komplement till mätningar. Några olika modeller finns beskrivna i kapitel 5.

Den modell som här används bygger på modeller som Kersten (1949) och Johansen (1975) tidigare har redovisat. Anpassning av denna modell till mätvärden har utförts med endast kornkonduktivitet och konstanten a som variabel (se ekv. 5.6-5.12). Med kornkonduktivitet menas värmekonduktiviteten för de enskilda mineralkornen. Denna varierar med mineralsammansättningen enligt vad som sagts i avsnitt 4.1.3. Kvarts har en betydligt högre värmekonduktivitet än andra vanliga bergartsbildande mineral (tabell 8.1) och intar därför en dominerande ställning för värmekonduktiviteten för de enskilda kornen. I figur 8.1 redovisas samband mellan värmekonduktivitet och kvartshalt för bergarter. Ur denna figur kan värmekonduktiviteten för kornen bestämmas vid känd kvartshalt med tillräcklig noggrannhet.

*SAMBAND MELLAN VÄRMEKONDUKTIVITET OCH KVARTSHALT*




Figur 8.1 Samband mellan beräknad värmekonduktivitet (W/m$^{o}$C) och kvartshalt (%) i bergarter. Beräkningen utförd på basis av geometriskt medelvärde. Sundberg et al 1985.

Tabell 8.1 Värmekonduktivitet för några vanliga bergartsbildande mineral (Horai et al, 1971)

| Mineral | Värmekonduktivitet (W/m$^{o}$C) |
|---|---|
| kvarts | 7.7 |
| kalifältspat | 2.5 |
| plagioklas (beror av anortithalt) | 1.9 |
| biotit | 2.0 |
| muskovit | 2.3 |

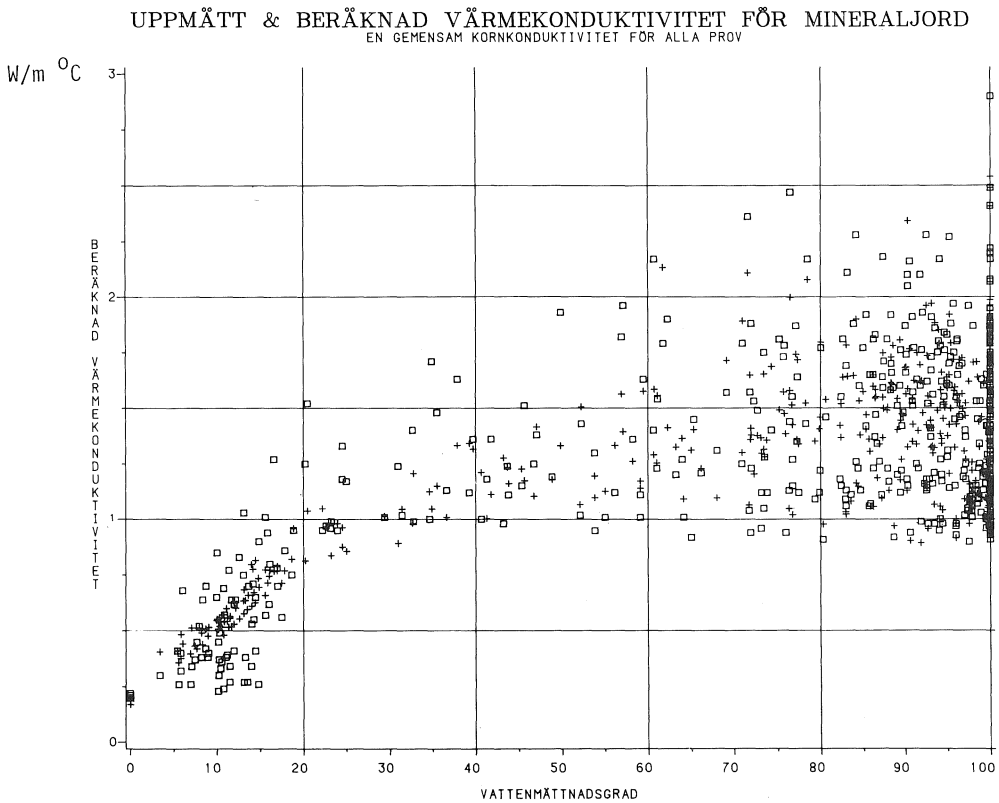
## 8.1 Mineraljord

Regression har utförts på sambandet mellan uppmätt och teoretiskt beräknad värmekonduktivitet. Variabel har varit kornkonduktivitet och parametern a. För hela materialet har dessa bestämts till 3.57 W/m$^{o}$C respektive 0.82. Detta motsvarar ungefär en kvartshalt av 35% enligt figur 8.1.

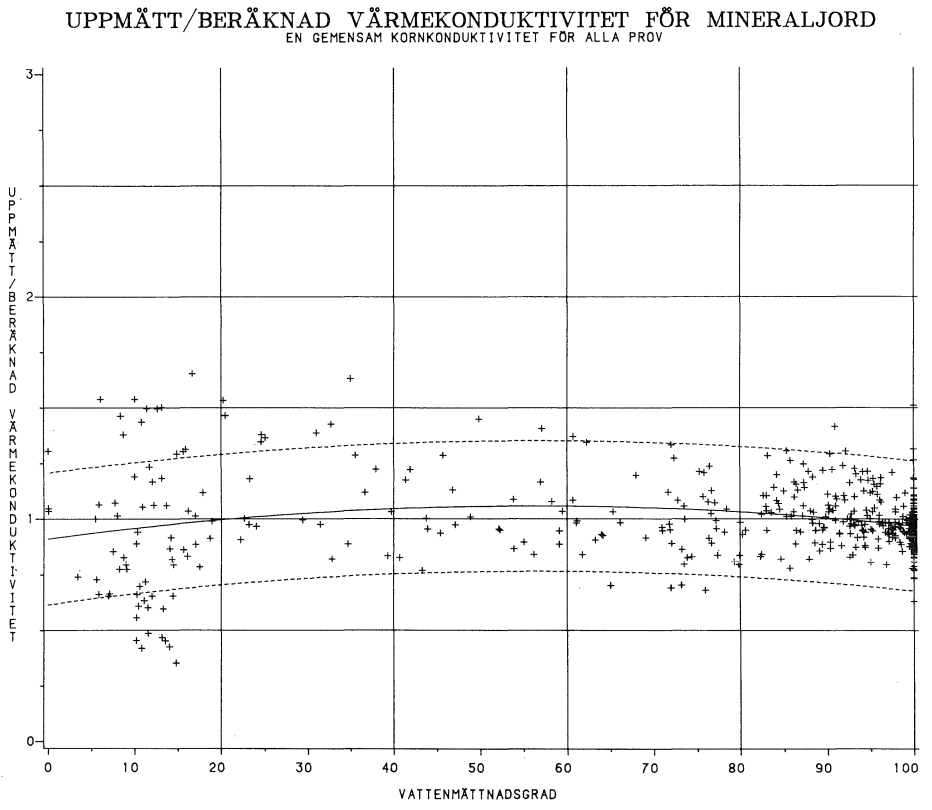
I figur 8.2 redovisas uppmätt och beräknad värmekonduktivitet för de enskilda observationerna på hela materialet. Med plus markeras beräknade värden och med fyrkanter de uppmätta. De uppmätta varierar betydligt mer än de beräknade. Detta beror av flera saker. En orsak är att samma kornkonduktivitet har antagits för alla observationerna. Dvs kornkonduktiviteten är ej bestämd för varje enskild observation. Andra orsaker är mätfel, både i värmekonduktivitetbestämningen och i bestämningen av densitet, vattenhalt m m.

I figur 8.2 redovisas även kvoten mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet som funktion av vattenmättnadsgrad. Motsvarande kvot men med olika kornkonduktivitet för olika jordarter visar på en något mindre spridning (figur 8.3). Där framgår tydligt att variationen är störst vid låga mättnadsgrader. Detta kan synas märkligt då variation i kornkonduktivitet får minst inverkan där (se fig. 5.4). Variationen där måste därför huvudsakligen hänföras till mätfel. Ett flertal faktorer samverkar säkert. Ett antaget absolutfel i värmekonduktivtetsbestämningarna får betydligt större procentuell inverkan vid låga mättnadsgrader jämfört

med höga. Ett fel i vattenhaltsbestämningen får stor inverkan vid låga vattenmättnadsgrader då kurvan här är brant. Vid dessa låga mättnadsgrader består materialet nästan uteslutande av sand. Kornen kommer därför att vara i samma storleksordning som den här använda mätsonden (Ø=0.9 mm), varför kontakten mellan sond och sand kommer att bli olika efter sondens längsutsträcking. Kontakten just vid temperaturgivaren blir avgörande för mätresultatet. Detta ger variationer både i vattenmättat tillstånd och vid låga vattenmättnadsgrader. Inverkan blir relativt sett större i det senare fallet då relationen $\lambda_{korn}/\lambda_{luft}$ är betydligt större än $\lambda_{korn}/\lambda_{vatten}$. Se även kap. 6.3.

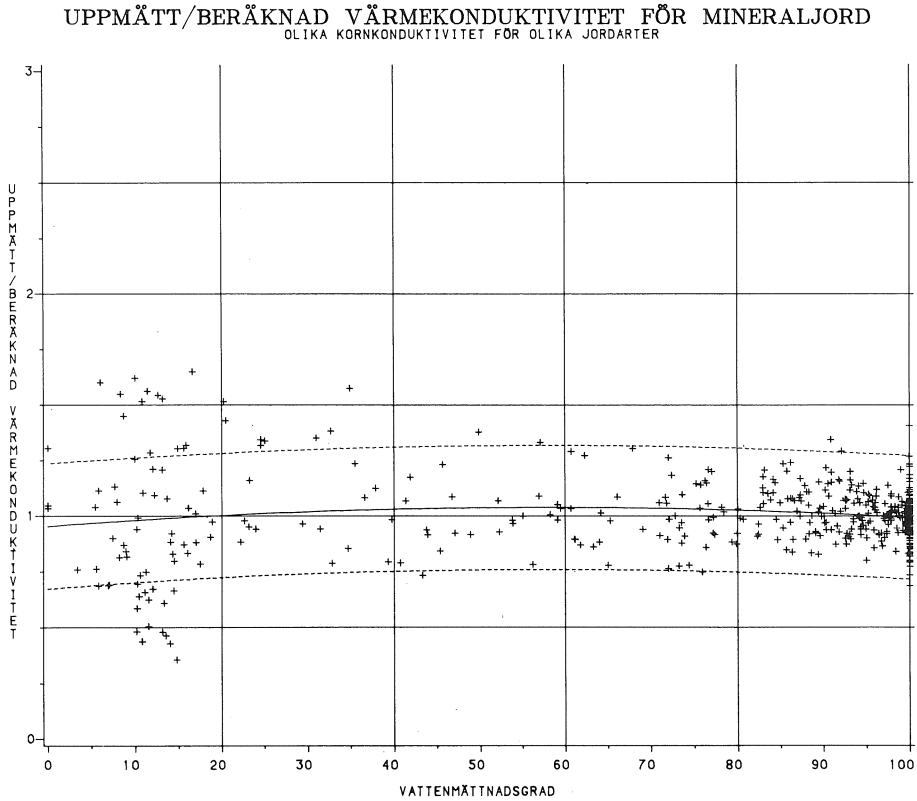



Figur 8.2a Värmekonduktivitet för mineraljord. Uppmätt och beräknad värmekonduktivitet. En gemensam kornkonduktivitet för samtliga observationer. Plus = Beräknad värmekonduktivitet. Fyrkant = Uppmätt värmekonduktivitet.




Figur 8.2b Kvoten mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet. En gemensam kornkonduktivitet för samtliga prov. Den heldragna linjen är en kvadratisk regressionslinje och de streckade representerar en konfidensgrad av 90% på varje individuellt värde.

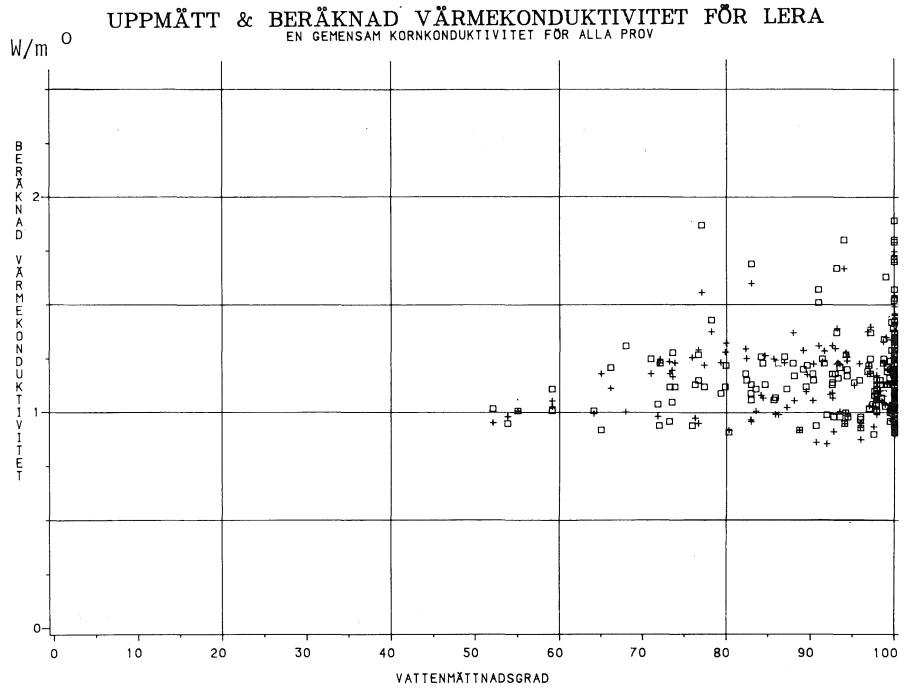
Den teoretiska modellens anpassning till mätvärden för lera och för silt får anses vara god, figur 8.4 och 8.5. Avvikelse av regressionslinjen för låga vattenmättnadsgrader är avhängigt avsaknaden av mätvärden i detta intervall. Konfidensgraden 90% motsvaras av ett intervall $\leq \pm 15\%$. För sand har dels en modellanpassning gjorts vid en gemensam värmekonduktivitet för alla sandprov (figur 8.6) samt en med olika kornkonduktivitet för olika grupper av prov (figur 8.7). Den senare visar på en betydligt mindre variationsbredd. Konfidensgraden 90% motsvaras där av ett intervall $\leq \pm 15\%$. Varje grupp av prov har bestått av ett antal mätningar på ett och samma prov vid olika vattenhalt. Endast sådana prov där mätningen vid minst 2 olika vattenhalter har förekommit har medtagits.

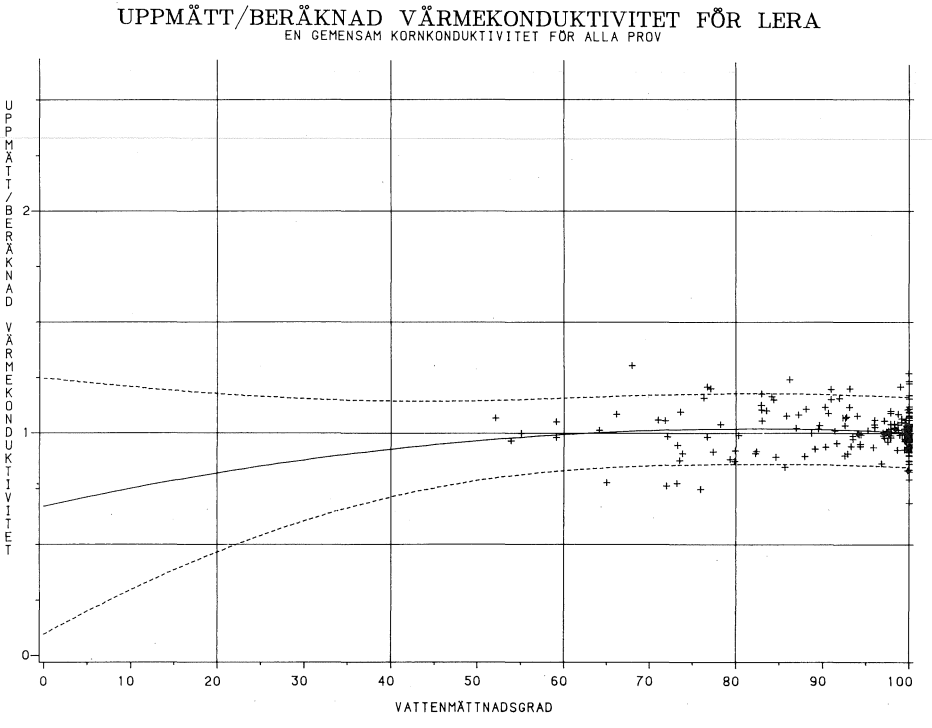



Figur 8.3 Kvoten mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet för mineraljord. Olika kornkonduktivitet för olika jordarter. Den heldragna linjen är en kvadratisk regressionslinje och de streckade representerar en konfidensgrad av 90% på varje individuellt värde.

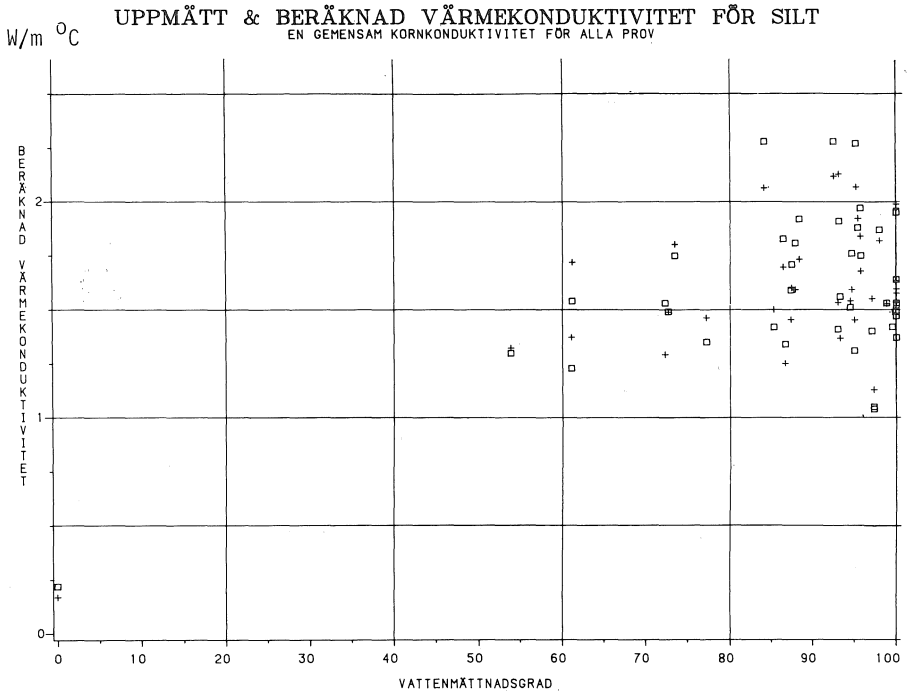
Modellens anpassning för morän visar att ett intervall av ca ±20% ligger inom konfidensgraden 90%. Intervallet får dock anses relativt osäkert med tanke på det begränsade materialet (figur 8.8).

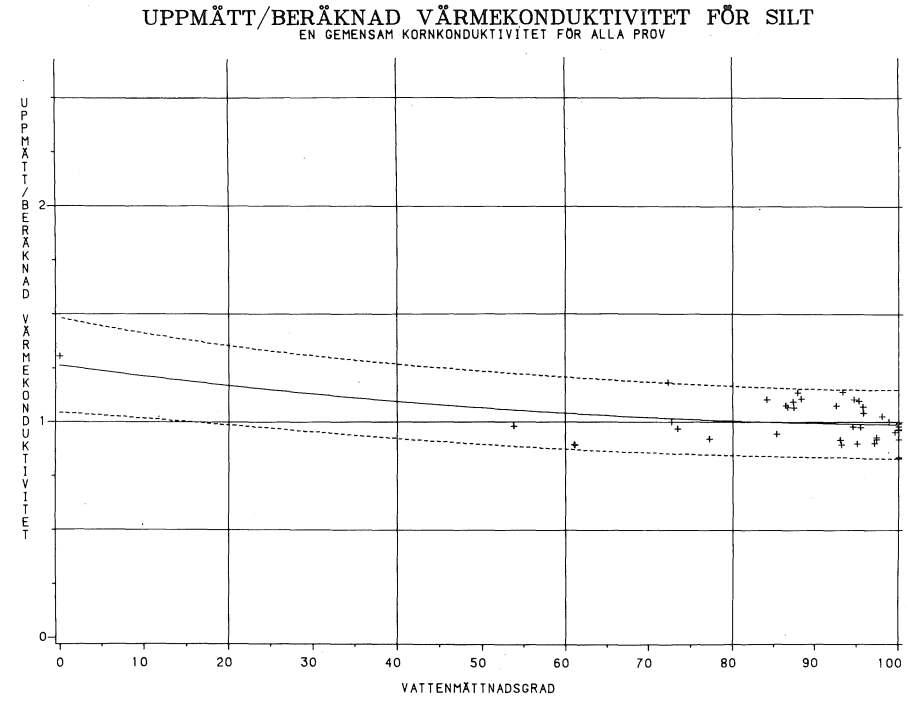
I tabell 8.2 jämförs de framräknade kornkonduktiviteterna med förväntat mineralinnehåll i olika jordarter enligt kapitel 4.1.3.



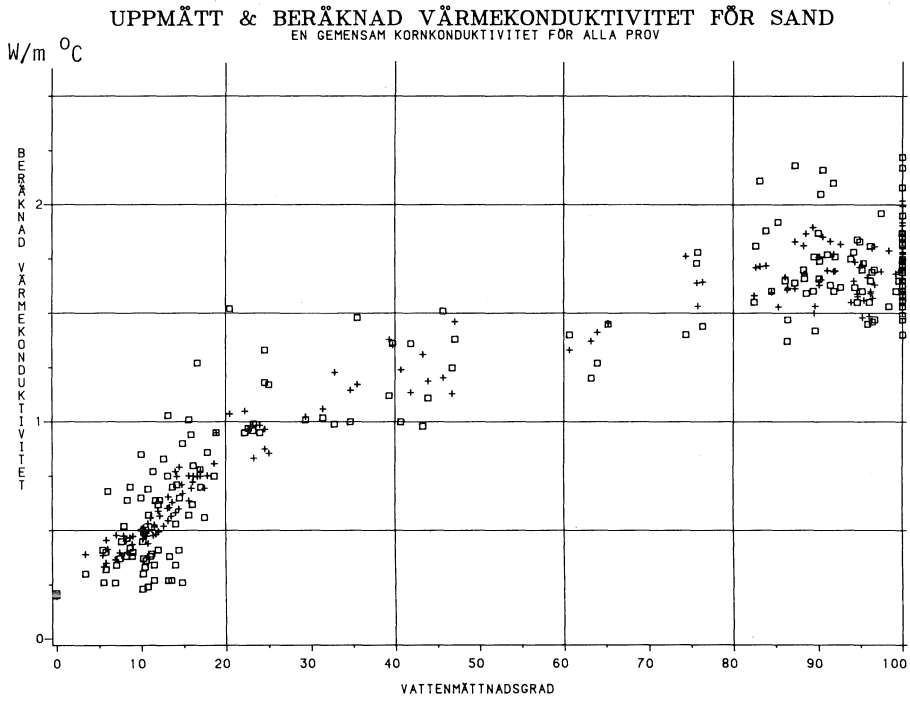



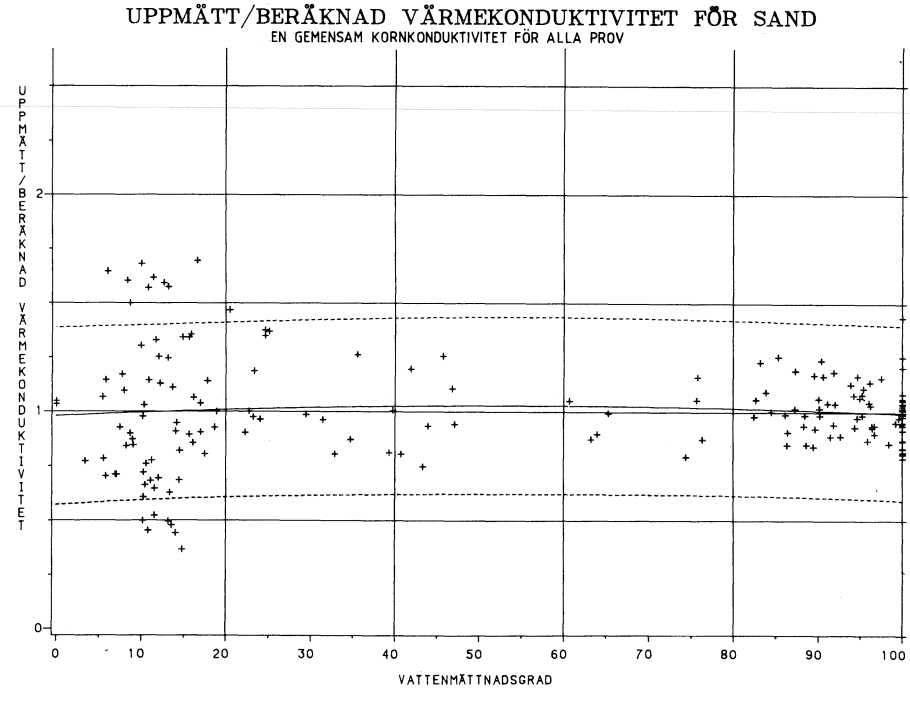

Figur 8.4 Värmekonduktivitet för lera. I övrigt enligt fig. 8.2.



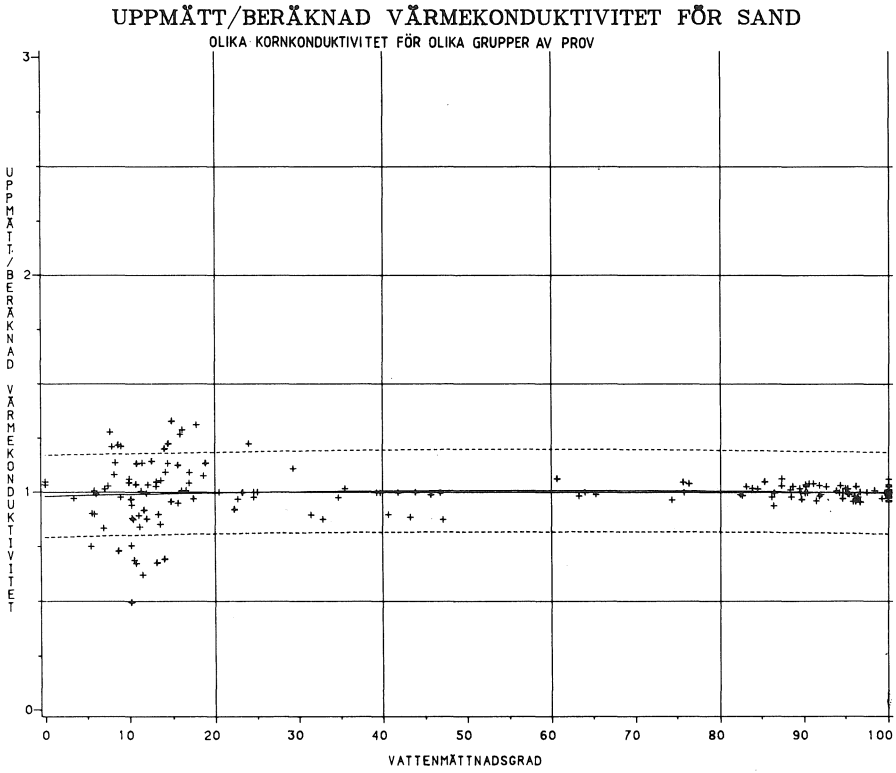




Figur 8.5 Värmekonduktivitet för silt. I övrigt enligt fig. 8.2.

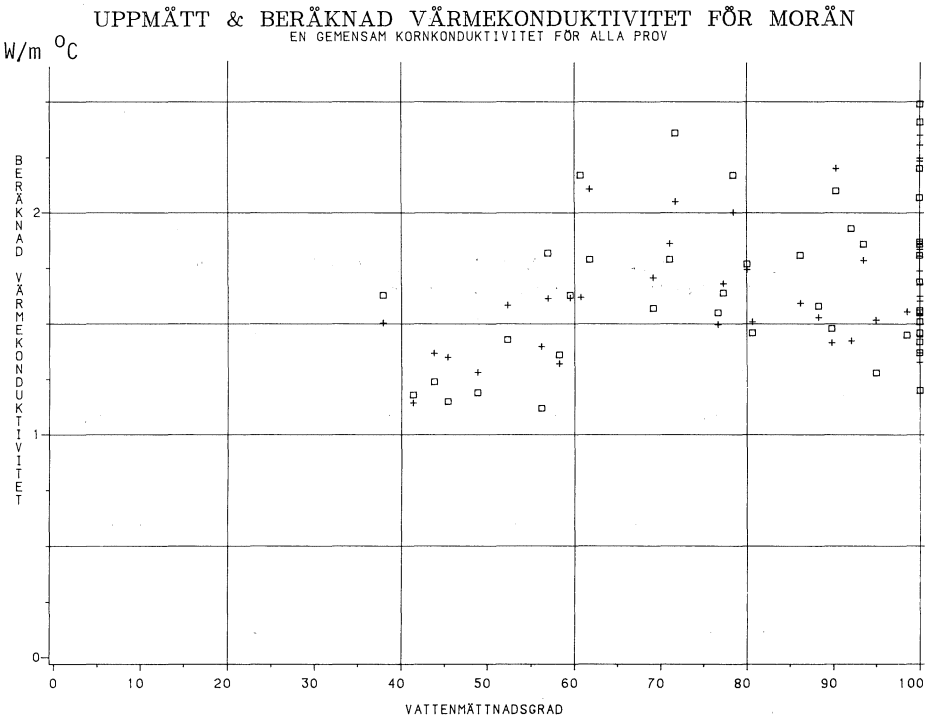


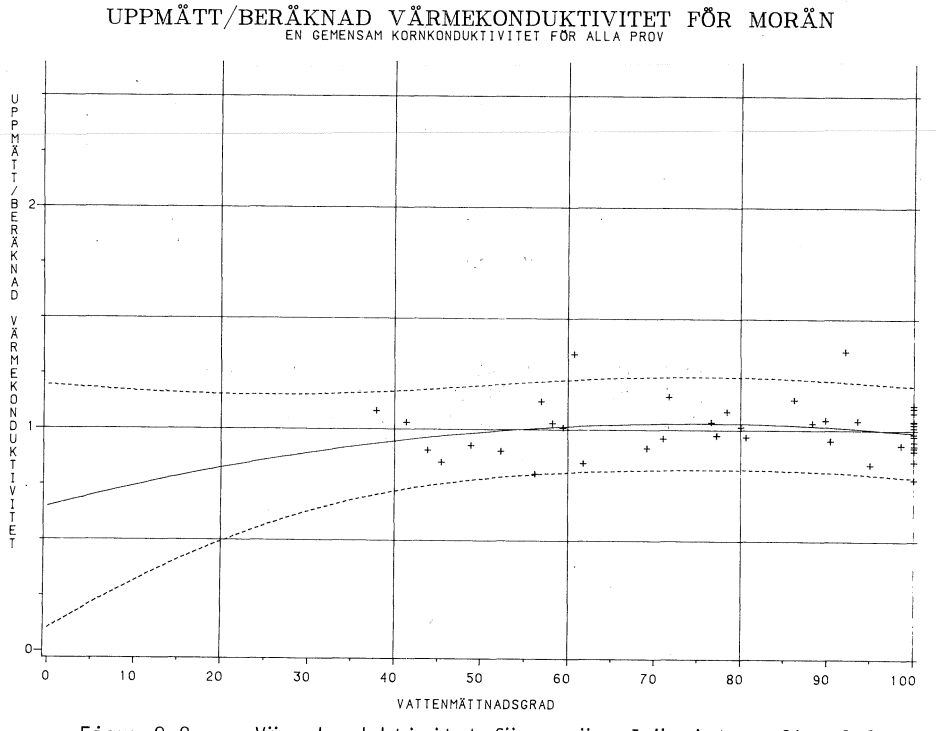




Figur 8.6 Värmekonduktivitet för sand. I övrigt enligt fig. 8.2.




Figur 8.7 Kvoten mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet för sand. Olika kornkonduktivitet för olika grupper av prov. I övrigt se fig. 8.3.




Figur 8.8 Värmekonduktivitet för morän. I övrigt se fig. 8.2.

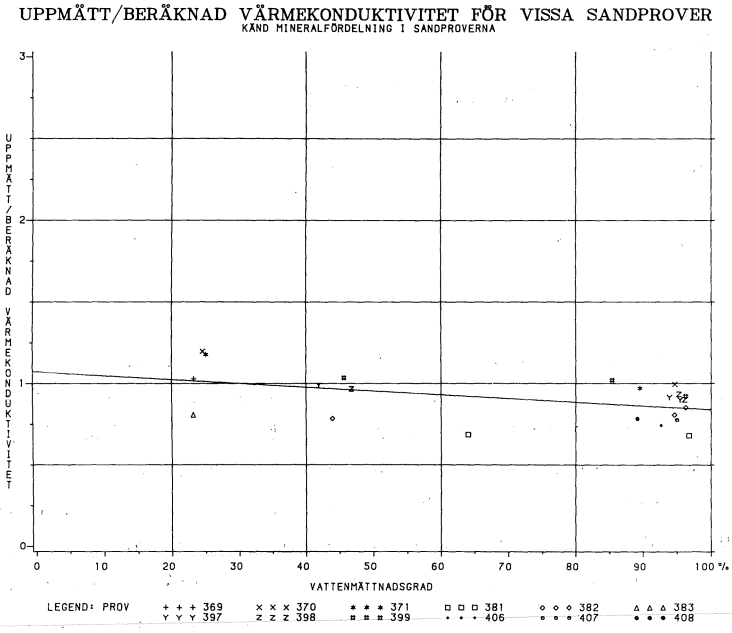
Tabell 8.2 Jämförelse mellan beräknad kornkonduktivitet enligt regressionsanalys och beräknad enligt kvartshalt.

| Jordart | Medelvärde på kvartshalt enl. kapitel 4.1.3 % | Kornkonduktivitet enligt figur 8.1 utifrån kvartsh. i föreg. kolumn $\lambda_s$ W/m°C | Beräknat värde på kornkonduktivitet och parametern a enl. reg.analys $\lambda_s$ W/m°C | a | Kommentar |
|---|---|---|---|---|---|
| Lera (50% ler) | ca 18% | ca 3.0 | 3.09 | 0.95 | |
| Silt | uppskattat till 30-70% | 3.2-5.5 mv 4.4 | 4.01 | 0.63 | Rel. få mätn. |
| Sand | 35-80% | 3.4-6 mv 4.7 | 3.96 | 0.84 | |
| Morän | ca 30% | ca 3.4 | 3.21 | 0.95 | Rel. få mätn. |

Tabell 8.2 visar på en acceptabel överensstämmelse utom för sand (och ev. silt) där den beräknade kornkonduktiviteten och därmed den beräknade totala värmekonduktiviteten blir för låg. Förutsatt är då att den teoretiska modellen och mineralhalten är riktig. Enligt Sundberg et al (1985) torde det geometriska medelvärdet något underskatta värmekonduktiviteten. Om en sådan modell anpassas till mätvärden borde en för hög kornkonduktivitet beräknas. Felet bör därför ligga i kvartsinnehållet och/eller i den bestämda värmekonduktiviteten. Den knappt 20-procentiga skillnaden i kornkonduktivitet för sand enligt tabell 8.1 motsvarar en ökning av värmekonduktivitet vid vattenmättnad av ungefär 10%. En för låg bestämning av värmekonduktiviteten i sand kan bero på sondens lilla diameter i kombination med för kort mättid. Möjligheten av en för stor inverkan av vattens värmekonduktivitet kan då inte uteslutas vid de använda mättiderna.

I figur 8.9 redovisas kvoten mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet för vissa sandprover med känd mineralfördelning. Utifrån den kända mineralfördelningen har sedan en kornkonduktivitet beräknats med hjälp av geometriskt medelvärde. Det visar sig då en tydlig tendens att underskatta den uppmätta värmekonduktiviteten vid höga vattenmättnadsgrader (alt. att överskatta den beräknade). Skillnaden uppgår till drygt 15% för dessa prover, dvs ett värde av samma storleksordning som det ovan approxi-

mativt beräknade. En eventuell felbestämning av konstanten a vid förhållanden nära full mättnad får endast en ringa inverkan på resultatet.



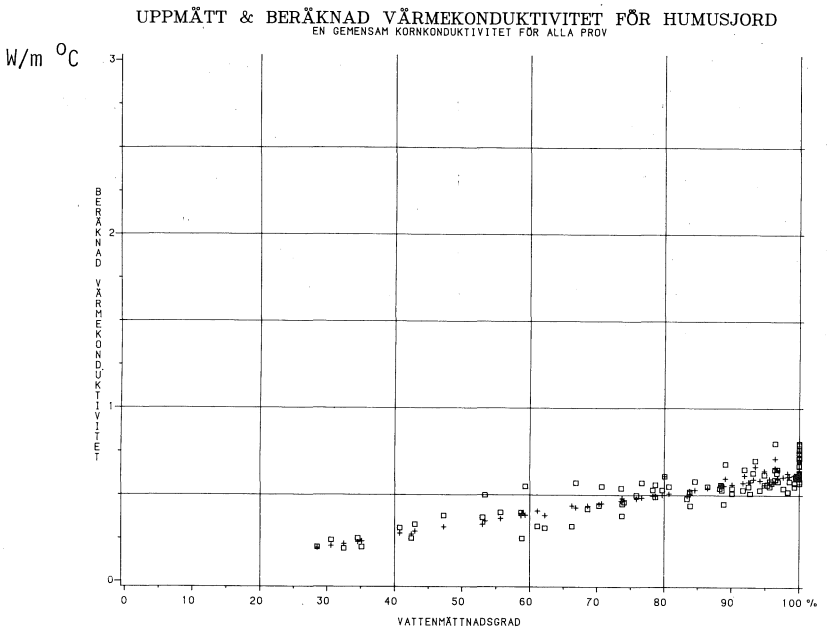

Figur 8.9 Kvoten mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet för vissa sandprover med känd mineralfördelning. a = 0.86. Provnumreringen hänför sig till prover med undersökt mineralfördelning i kapitel 4.1.3.

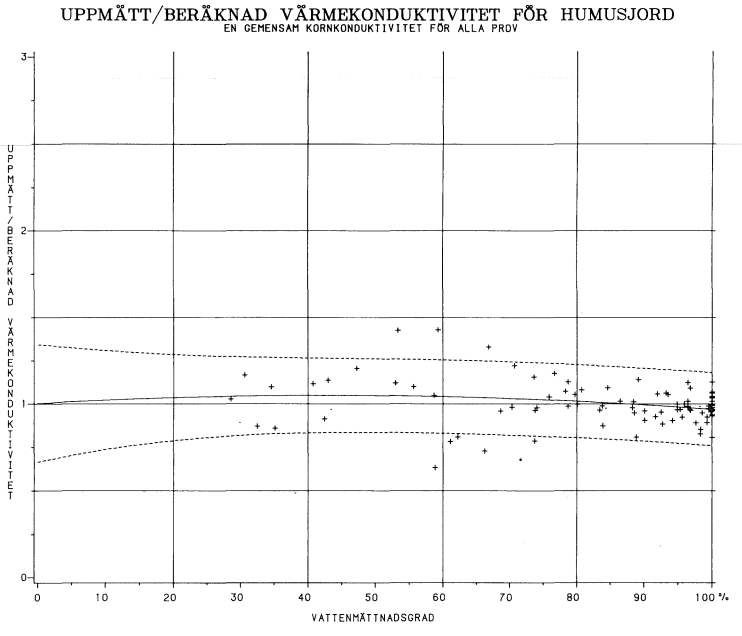
Materialets storlek tillåter inte några säkra slutsatser om vari felet består. Därför har felet antagits bestå av lika delar beräkningsfel och mätfel.

Hälften av den 15%-iga skillnaden, ca 8%, multiplicerades med värmekonduktiviteten för mättade eller nästan mättade sandprover varpå en ny regression utfördes. Vid denna erhölls en kornkonduktivitet av 4.28 W/m$^{o}$C som sedan har använts i diagrammen i kapitel 9.

## 8.2 Humusjord

I begreppet humusjord är organiska jordar såsom torv och gyttja inbegripna. I den teoretiska modellen har det förutsatts att kompaktdensiteten är 2000 kg/m$^3$. Hansbo, 1975, redovisar värdena 1450 kg/m$^3$ för "filttorv" och 1700 kg/m$^3$ för "dytorv". Det något högre värdet som här har använts är under antagande om viss inblandning av mineraljord ($\rho_s$ = 2700 kg/m$^3$). Skillnaden innebär dock vanligen endast en förändring av porositeten med några procent. Anpassningen av modellen får anses vara god. Vid konfidensgraden 90% är variationsområdet ca±15% (figur 8.10).




Figur 8.10 Värmekonduktivitet för humusjord. I övrigt se fig. 8.2.

# 9 JORDARS VÄRMEKONDUKTIVITET - DIAGRAM

## 9.1 Förutsättningar

För att förenkla bestämningen av jords värmekonduktivitet vid olika densitet och vattenmättnadsgrad har ett antal diagram upprättats. Dessa bygger på regression av utförda mätningar och de teoretiska samband som redovisats i kapitel 5.2 och 8 (se även tabell 9.4). På den vertikala axeln är torrdensiteten avsatt och på den horisontella vattenmättnadsgraden. Som isolinjer är sedan värmekonduktiviteten avsatt. I figur 3.2-3.4 redovisas samband mellan olika fysikaliska storheter för att förenkla handhavandet av diagrammen. För lera är de lägre vattenmättnadsgraderna vanligen helt orealistiska och kan därför bortses ifrån. Diagrammen för organiska jordar förutsätter hög humushalt och därmed mycket höga porositeter.

Motsvarande diagram är även konstruerade för jordar i fryst tillstånd. Det bör observeras att mätningar i fryst tillstånd ej har utförts i denna undersökning. Diagrammen för fryst tillstånd är därför helt konstruerade enligt den modell som redovisats i kapitel 5.2.

Diagrammen är giltiga för temperaturnivåer upp till rumstemperatur. För högre temperaturer blir ångdiffusionen en allt viktigare parameter och sådana fall måste därför behandlas speciellt. (se kap. 4).

Noggrannheten i diagrammen är på basis av vad som sagts i kapitel 8 vanligen bättre än ±15% vid konfidensgraden 90%. För morän ±20% och för sand ±30%. För sand är det främst mätningar vid mättnadsgrader under 20% som orsakar det stora intervallet. För högre mättnadsgrader bör ett lägre intervall kunna användas. En annan orsak till det stora intervallet är också variationen i kvartshalt (kornkonduktivitet) inom provmaterialet. Den använda kornkonduktiviteten, (4.28 $W/m^{o}C$) motsvarar en kvartshalt av ca 50%. Om provet är mycket kvartsrikt kan man för sand och silt korrigera värdena i diagrammet enligt tabell 9.3 eller enligt ekv (5.6). De använda värdena på parametern a härrör från utförda regressioner. (Se även kapitel 5.) Det bör observeras att giltigheten för diagrammen med ovan angivna gränser främst gäller inom det densitets- och vattenhaltsintervall som mätningarna är utförda vid. Extremvärden har troligen en större osäkerhet.

I diagrammet för latent energi har det förutsatts att allt vatten fryser vid $0^{o}C$. Detta är ej sant för mer finkorniga jordarter. Korrigering får göras med utgångspunkt från fig. 4.15. Diagrammet gäller också bara för full vattenmättnad ($S_r$). Råder andra förhållanden får korrigering göras enligt latent värme = $S_r \cdot$latent värme vid full vattenmättnad ($\ell = S_r \cdot \ell_{mättat}$).

Knyckarna i diagrammen över värmekonduktivitet i fruset tillstånd vid höga vattenmättnadsgrader är en konsekvens av vattens volymsutvidgning vid övergång till is. Värmekonduktiviteten antas förbli konstant från vattenmättnadsgrad drygt 90% till 100%, dvs då porerna är fyllda med is. Knyckarna i diagrammen i ofruset tillstånd vid låga mättnadsgrader (10%) beror av att den styrande ekvationen förändras (se tabell 9.4).

## 9.2 Hantering av och indata till diagram

Följande faktorer bör vara kända vid användning av diagrammen:

* Jordart
* Densitet
* Vattenhalt

Ett medelvärde för kornkonduktiviteten för respektive jordart enligt tabell 8.2 är inlagt i diagrammen. (För sand har $\lambda_s$=4.28 W/m $^{o}C$ använts enligt kapitel 8.1.)

### 9.2.1 Bestämning av jordart

Detta kan göras på olika sätt med olika noggrannhet som följd:

* kvalificerad gissning - kunskap om den lokala geologin

* Jordartsgeologisk karta.
  Geologiska kartor ges ut av Sveriges Geologiska Undersökning (SGU). De modernaste är i skala 1:50 000 (serie Ae). Denna serie täcker dock endast spridda delar av Mellansverige och Skåne. Norrland täcks huvudsakligen av länskartor i skala 1:200 000. Södra Sverige täcks dessutom av kombinerade jord-

och bergartsgeologiska kartor av högst varierande kvalitet. Kännetecknande för den moderna jordartskarteringen är att jordarten karteras på 0.5 m djup.

* Besök på platsen.
  Detta alternativ bör ge det bästa resultatet. Förutom bestämning av jordart finns också möjlighet till närmare undersökning av terrängförhållanden. Provtagning ger upplysning om vattenhalt och densitet, se nedan.

### 9.2.2 Bestämning av vattenhalt och densitet

Vid en översiktlig bedömning är mycket av detta arbete redan gjort i och med jordartsbestämningen. Är materialet finkornigt, dvs lera, silt eller finkornig morän, är också den vattenhållande förmågan god och jordarten bör ha höga vattenmättnadsgrader. Mycket nära markytan, några dm, kan emellertid lägre vattenmättnadsgrader erhållas på grund av uttorkning m m.

För en noggrannare bestämning krävs:

* Provtagning.
  För densitetsbestämning krävs att provet tas ostört med en speciell provtagare. Bestämning av vattenhalt och densitet i laboratorium.

* Grundvattenytans fluktuation över året (speciellt grova jordarter).
  Kommer den aktuella punkten i jordprofilen att ligga över eller under grundvattenytan vid den dimensionerande tidpunkten? I geoenergisammanhang (ytnära) är ofta den lägsta grundvattennivån intressant eftersom den vanligen sammanfaller med tidpunkten för de högsta energi- och effektuttagen. (Sydsverige undantaget se fig. 4.6.)

  I låglänta områden med grova jordarter i närheten av sjöar och vattendrag kommer grundvattenytans fluktuationer i stort att följa sjöns/vattendragets nivåförändringar. På höjdryggar bör variationerna att vara större och osäkrare. Se även kap. 4.

* pF-kurvan för jordarten (speciellt grövre jordarter). Figur 4.6 visar olika pF-kurvor för varierande lerhalter. I figuren kan utläsas vattenhalten vid varierande nivå ovan grundvattenytan. (För förklaringar, se kap. 4.) Alternativt kan de vattenhållande egenskaperna bestämmas praktiskt.

Tabell 9.1 ger riktvärden för indata till diagrammen för beräkning av värmekonduktivitet. Observera att i extremfallen kan värden över och under de i tabellen angivna förekomma. Vid lägen mycket nära markytan kan betydligt lägre vattenmättnadsgrader förekomma.

Tabell 9.1 Riktvärden för indata till diagrammen då korrekta indata ej bestämts. Fysikaliska parametrar, variationsområden för olika jordarter. Värdena inom parentes för sand är relativt ofta förekommande.

| Jordart | Torrdensitet $kg/m^3$ | Vattenmättnadsgrad % |
|---|---|---|
| Lera, homogen, hög lerhalt | 700 - 1100 | 90 - 100 |
| Torrskorpelera, homogen, hög lerhalt | 1200 - 1400 | 70 - 90 |
| Lera, inhomogen, siltskikt | 1100 - 1400 | 90 - 100 |
| Torrskorpelera, inhomogen, siltskikt | 1200 - 1500 | 70 - 90 |
| Silt | 1100 - 1900 | 80 - 100 |
| Sand, grus under grundvattenytan | 1300 - 2000 | 100 |
| | (1500 - 1600) | |
| Sand, grus ovan grundvattenytan | 1300 - 2000 | ca 20 |
| | (1500 - 1600) | |
| Moränlera | 1400 - 2000 | 70 - 100 |
| Morän, normal | 1500 - 2200 | 50 - 100 |
| Morän, mycket lite finmaterial, ovan grundvattenytan | 1500 - 2200 | 20 - 40 |
| Torv, höghumifierad | 50 - 250 | 70 - 100 |
| Torv, låghumifierad, ovan grundvattenytan | 50 - 250 | 20 - 60 |

### 9.2.3 Arbetsgång

Indata

Bestämning av ingångsparametrarna till diagrammen, jordart, vattenmättnadsgrad och torrdensitet (se kap. 9.2.1 och 9.2.2).

Med hjälp av figurerna 3.2-3.4 kan enkel omräkning göras mellan skrymdensitet och torrdensitet vid olika mättnadsgrader, mellan torrdensitet och vattenmättnadsgrad vid olika vattenkvoter samt mellan torrdensitet och vattenmättnadsgrad vid olika volymsvattenhalt. Omvandling mellan torrdensitet och porositet kan göras med hjälp av tabell 9.2.

Tabell 9.2 Omvandling mellan porositet och torrdensitet under antagande om $\rho_s$=2700 kg/m$^3$. ($n=1-\rho_d/\rho_s$)

| Torrdensitet, kg/m$^3$ | Porositetsandel |
|---|---|
| 600 | 0.778 |
| 800 | 0.704 |
| 1000 | 0.630 |
| 1200 | 0.556 |
| 1400 | 0.481 |
| 1600 | 0.402 |
| 1800 | 0.333 |
| 2000 | 0.259 |
| 2200 | 0.185 |

Utdata

Bestäm värmekonduktivitet, värmekapacitet och latent värme för jordarten ifråga med hjälp av diagrammen i figur 9.1-9.6 eller med hjälp av ekvationerna i tabell 9.4. Diagrammet för latent värme är konstruerat för full vattenmättnad. Vid lägre mättnadsgrader ($S_r$) korrigeras det latenta värmet enligt $\ell = S_r \cdot \ell_{mättat}$.

Korrigering av utdata

Bestäm vid behov approximativt volymetrisk ofrusen vattenandel vid den aktuella minustemperaturen och lerhalten för jordarterna

lera, silt, moränlera och morän med hjälp av figur 4.15. Ofrusen vattenandel = ofrusen volymsvattenhalt genom maximal volymsvattenhalt för den aktuella kurvan i figur 4.15. Interpolera rätlinjigt fram nya värden i fruset tillstånd för värmekonduktivitet och värmekapacitet. Det latenta värmet får korrigeras för ofrusen vattenhalt (se exempel 1 nedan).

Kvartshalten kan variera mest i sand. Om en annan kvartshalt än den antagna (50%) skall användas får korrigering utföras enligt tabell 9.3 eller enligt ekvationerna i tabell 9.4.

Tabell 9.3 Ökning av värmekonduktiviteten (W/m$^{o}$C) för sand i figur 9.2 med hänsyn till en ökning av kvartshalten från 50% (figur 9.2) till 75%. Värden i fryst tillstånd inom parentes.

| Vattenmättnadsgrad, % | Torrdensitet, kg/m$^3$ | |
|---|---|---|
| | 1400 | 1800 |
| 20 | 0.1 (0.2) | 0.2 (0.2) |
| 60 | 0.2 (0.3) | 0.4 (0.5) |
| 100 | 0.3 (0.4) | 0.5 (0.7) |

Exempel 1:
Ur en jordartsanalys har jordarten befunnits vara styv lera. Provet antas vara i det närmaste vattenmättat och har en skrymdensitet av 1500 kg/m$^3$. Parametrarna för fruset tillstånd önskas bestämda vid -1$^{o}$C. Ur figur 3.2 erhålls torrdensiteten 800 kg/m$^3$ vid 100% vattenmättnad.

Diagrammen för lera i kap. 9 ger följande data:

| | Ofrusen | Frusen |
|---|---|---|
| Värmekonduktivitet (W/m$^{o}$C) (fig. 9.1) | 0.95 | 2.1 |
| Specifik värmekapacitet (J/m$^{3o}$C) (fig. 9.6) | $3.5 \cdot 10^6$ | $2 \cdot 10^6$ |
| Latent värme (J/m$^3$) (fig. 9.5) | $2.3 \cdot 10^8$ (porositet 70%) | |

(Porositet fås ur sambandet $n = 1 - (\rho_d/\rho_s)$ där $\rho_s \cong 2700$ kg/m$^3$ för mineraljord och 1500-2000 för organisk jord.)

De bestämda värdena får emellertid korrigeras enligt figur 4.15 eftersom den önskade bestämningstemperaturen var -1$^o$C. Figur 4.15 visar att en styv lera (kurva 10) har ca 40% (18/46) av sitt vatten ofruset vid -1$^o$C (förklaring till "styv lera" finns i avsnitt 2.1). Detta ger upphov till en ny tabell. Rätlinjig interpolation mellan frusna och ofrusna värden kan göras approximativt.

| | Ofrusen | Frusen(-1$^o$C) | Kommentar |
|---|---|---|---|
| Värmekonduktivitet (W/m$^o$C) | 0.95 | 1.65 | $\lambda^+ + 0.6(\lambda^- - \lambda^+)$ |
| Specifik värmekapacitet (J/m$^{3o}$C) | $3.5 \cdot 10^6$ | $2.6 \cdot 10^6$ | $c^+ + 0.6(c^- - c^+)$ |
| Latent värme (J/m$^3$) | $1.4 \cdot 10^8$ | | $0.6 \cdot \ell$ |

Exempel 2:
Jordarten har utifrån jordartskarta bestämts till mellansand. Området är högt beläget och en brant nedåtgående slänt är belägen några tiotal meter från den aktuella platsen, varför omättade förhållanden antas råda. Något jordprov finns ej tillgängligt. Ur tabell 9.1 erhålls torrdensiteten 1500 kg/m$^3$ (n=1-(1500/2700)=44%) och vattenmättnadsgraden 20%.

Diagrammen för sand i kapitel 9 ger följande värden:

| | Ofrusen | Frusen | Kommentar |
|---|---|---|---|
| Värmekonduktivitet (W/m$^o$C) (fig. 9.2) | 0.8 | 0.8 | |
| Specifik värmekapacitet (J/m$^{3o}$C) (fig. 9.6) | $1.4 \cdot 10^6$ | $1.25 \cdot 10^6$ | |
| Latent värme (J/m$^3$) (fig. 9.5) | $0.3 \cdot 10^8$ | | $\ell = 0.2 \cdot 1.5 \cdot 10^8$) |

Värdena för fruset tillstånd behöver ej korrigeras för ofruset vatten eftersom så gott som allt vatten fryser något under 0$^o$C.

Tabell 9.4 Sammanställning av ekvationer för bestämning av värmekonduktivitet, värmekapacitet och latent värme. (Ekvationer från kap. 5 och bestämda konstanter från kap. 8.)

Värmekonduktivitet

$$\lambda = \lambda_t + (\lambda_m - \lambda_t)\ ke\ (Sr)$$

där

$\lambda_t = 0.034 \cdot n^{-2.1}$ torr konduktivitet

$\lambda_m = \lambda_w^{n} \cdot \lambda_s^{(1-n)}$ vattenmättad konduktivitet

$\lambda_s = \lambda_{qz}^{qz} \cdot \lambda_r^{(1-qz)}$ partikelkonduktivitet

$ke = S_r$ i fryst tillstånd

$ke = a\ {}^{10}\log S_r + 1$ i ofryst tillstånd

där

$\lambda_w$ = vattens konduktivitet (W/m$^o$C) (alt. is)

$\lambda_{qz}$ = kvarts' konduktivitet (W/m$^o$C)

$\lambda_r$ = konduktivitet för resterande mineral (W/m$^o$C)

n = porositet

$S_r$ = vattenmättnadsgrad

qz = kvartsinnehåll

Värden på $\lambda_s$ och a använda i diagrammen:

| | $\lambda_s$ | a |
|---|---|---|
| Lera | 3.08 | 0.93 |
| Sand, silt | 4.28 | 0.86 |
| Morän | 3.4 | 0.95 |

Värden på a enligt bl a Johansen (1975) (kap. 5):

Finkornig jord a = 0.95

Grovkornig jord a = 0.68

Vid vattenmättnadsgrader mellan 0 och 10% antas följande uttryck:

$$\lambda = \lambda_t + (\lambda_m - \lambda_t)\ \frac{(1-a)}{0.1}\ S_r$$

Specifik värmekapacitet

$$c_{vol} = \rho_d(c_s+c_w \cdot w_u+c_{is}(w-w_u))$$

där

$c_{vol}$ = specifik värmekapacitet, $J/m^{3o}C$

$c_s$ = specifik värmekapacitet för mineralkornen, $J/kg^oC$

$c_{is}$ = specifik värmekapacitet för is, $J/kg^oC$

$c_w$ = specifik värmekapacitet för vatten, $J/kg^oC$

$w_u$ = ofrusen vattenkvot, %

$w$ = vattenkvot

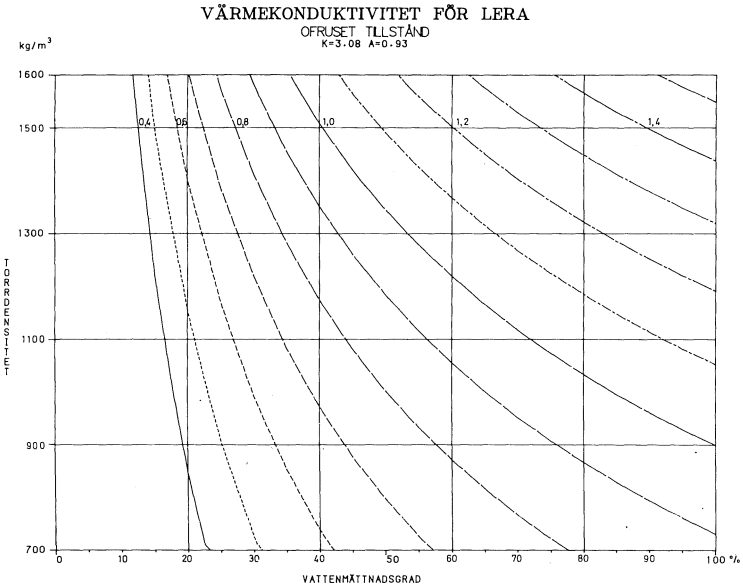
Latent värme

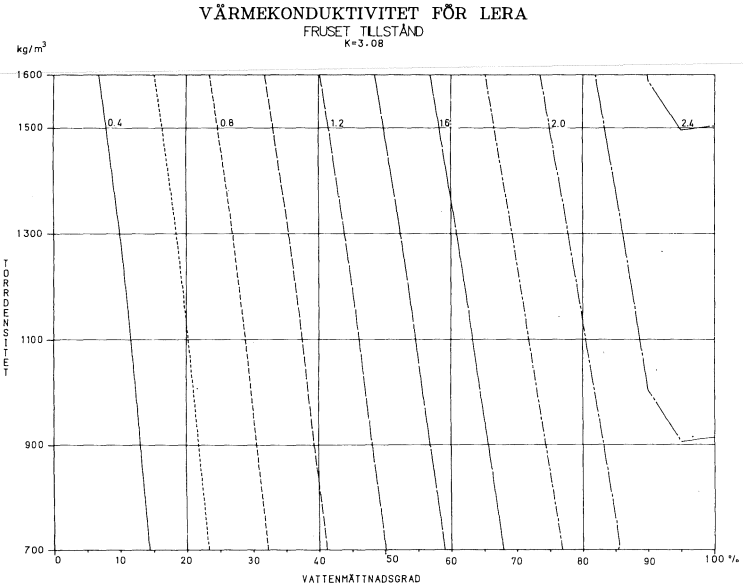
$$\ell = \rho_d \cdot 3.335 \cdot 10^5 \cdot (\partial w_u/\partial T)dT$$

där

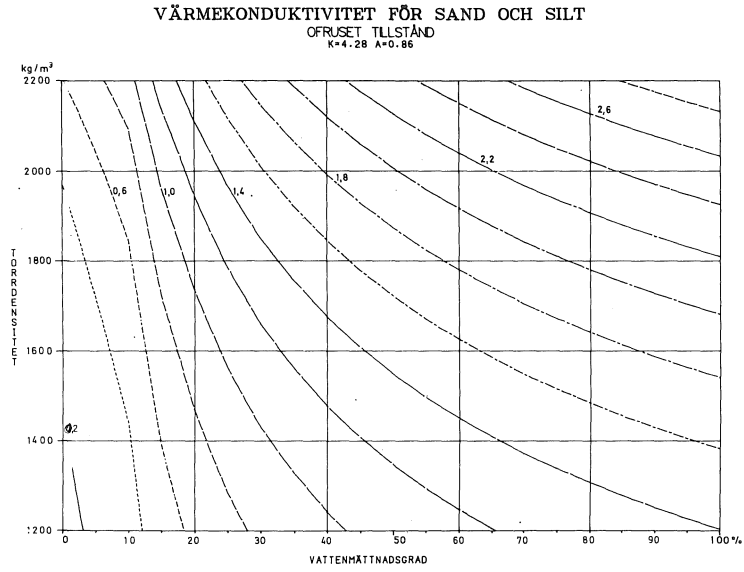
$\ell$ = latent värme, $J/m^3$

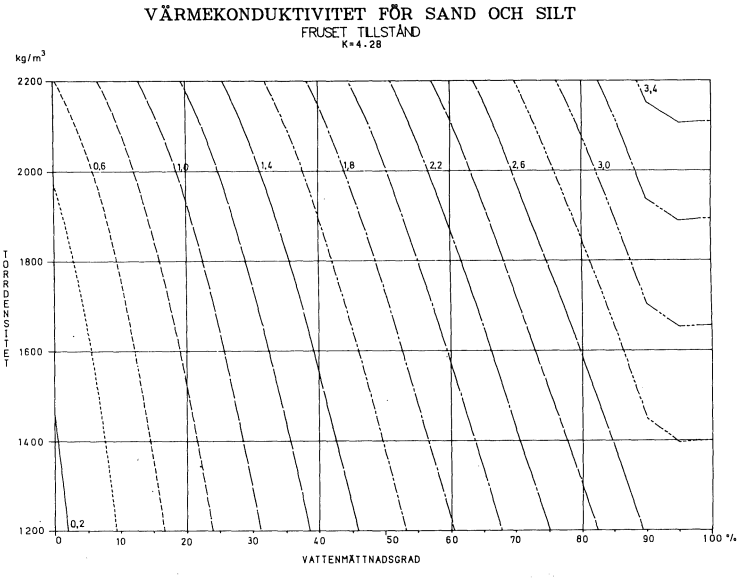
$\rho_d$ = torrdensitet, $kg/m^3$



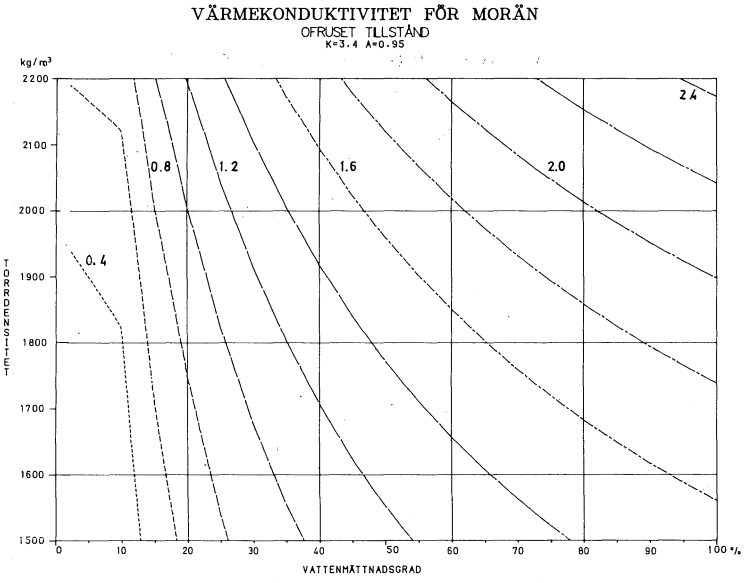



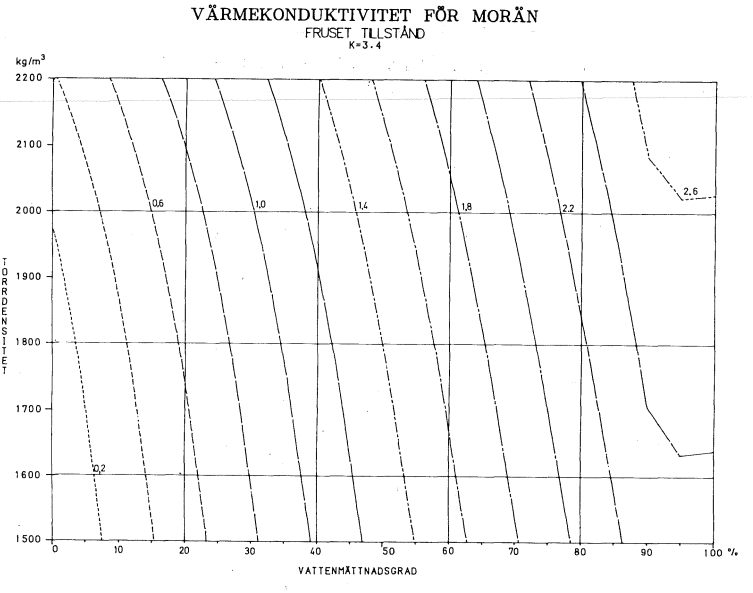

Figur 9.1 Diagram för bestämning av värmekonduktivitet för lera i fruset och ofruset tillstånd. Det bör observeras att vattenmättnadsgrader lägre än 50% endast i undantagsfall förekommer.



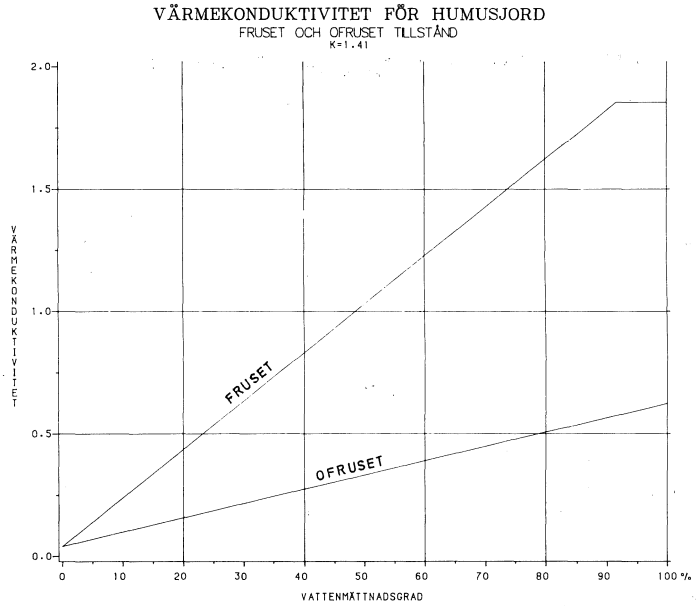




Figur 9.2 Diagram för bestämning av värmekonduktivitet för silt och sand i fruset och ofruset tillstånd. Det bör observeras att låga vattenmättnadsgrader endast i undantagsfall förekommer för silt.

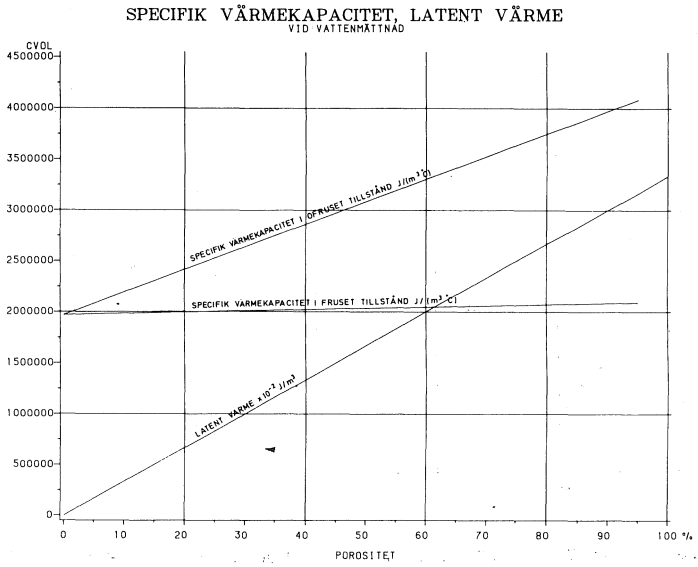


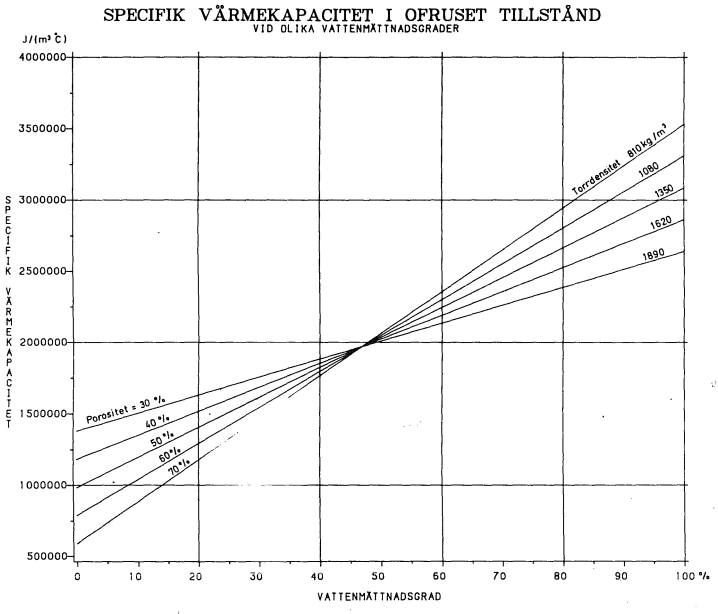

Figur 9.3 Diagram för bestämning av värmekonduktivitet för morän i fruset och ofruset tillstånd.

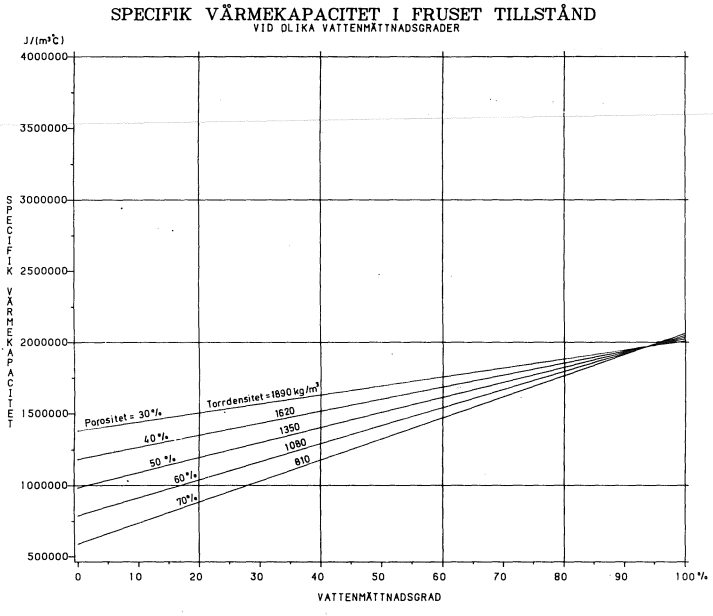



Figur 9.4 Diagram för bestämning av värmekonduktivitet för organiska jordar i fruset och ofruset tillstånd. Variationen med torrdensiteten är för dessa låga torrdensiteter mycket liten.




Figur 9.5 Diagram för bestämning av latent värme och specifik värmekapacitet i fruset och ofruset tillstånd <u>vid vattenmättnad</u>.




Figur 9.6 Diagram för bestämning av specifik värmekapacitet i fruset och ofruset tillstånd.

REFERENSER

Abrahamson, P, 1984: Mineralogisk sammansättning av svenska jordarter med tonvikt på kvartsinnehåll. Chalmers tekniska högskola/Göteborgs universitet, Geologiska institutionen, Publ. B253.

Anderson, D M, Tice, A R, 1971: Low temperature phases of interfacial water in clay-water systems, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 35(1), p 47-54.

Andersson, S, & Wiklert, P, 1972: Markfysikaliska undersökningar i odlad jord. Grundförbättring 25 (2-3), p 53-243. Uppsala.

Atlas över Sverige, 1953. Svenska sällskapet för antropologi och geografi.

Beskow, G, 1935: Tjälbildning och tjällyftning med särskild hänsyn till vägar och järnvägar. Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C, No 375, Årsbok 26 (3), p 242. Stockholm.

Bygg, 1984. Handboken Bygg, Geoteknik.

Dekko, T, 1973: En mineralogisk och geokjemisk undersökelse av sandfraksjonen i kvartaere avsetninger i Numerdalslågens dalföre. Thesis, Geology, University of Oslo.

De Vries, D A, 1952: Het warmtegeleidingsvermogen van grond, Med. Landbouwhogeschool. Wageningen, 52. Wageningen, Nederland.

De Vries, D A, 1975: Heat transfer in soils. In: de Vries, D, Afgan, N H (eds): Heat and mass transfer in the biosphere. I. Transfer processes in plant environment p 5-28. Washington D.C., Scripta Book.

Hansbo, S, 1975: Jordmateriallära, Almqvist & Wiksell, Uppsala.

Hashin, Z, Shtrikman, S, 1962: A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials. J. Appl. Phys. 33, 3125.

Horai, K, 1971: Thermal conductivity of rock-forming minerals. J. Geohys. Res. 76, 1278.

Horai, K, Baldridge, S, 1972: Thermal conductivity of nineteen igneous rocks. I Application of the needle probe method to the measurement of the thermal conductivity of rock. II Estimation of the thermal conductivity of rock from the mineral and chemical compositions. Phys. Earth Planet. Interiors 5, 151 and 157.

Johansen, Ø, 1975: Varmeledningevne av jordarter, Institutt for kjøleteknikk, 7034 Trondheim-NTH.

Johansen, Ø, Frivik, P-E, 1980: Thermal Properties of Soils and Rock. Groundfreezing, Preprints, p 427-453. Trondheim.

Jonasson, S, 1983: Ledningsgravar. Förstudie. Chalmers tekniska högskola, Institutionen för vattenförsörjnings- och avloppsteknik. Publ. 5:83.

Kersten, M S, 1949: Thermal properties of soils. Univ. of Minnesota Inst. of Technology. Bull.no.28.

Lien, K. 1973: Mineralogisk og geokjemisk bestemmelse av silt i kvartaere sedimenter i Numedalslågens nedslagsfelt. Thesis, Geology, University of Oslo.

Lindén, A, 1975: Till Petrological studies in an Archean bedrock area in southern central Sweden. Striae Vol.1. Uppsala (Diss.)

Lundegårdh, P H, Lundqvist, J, Lindström, M, 1970: Berg och jord i Sverige, 3:e upplagan. Almqvist & Wiksell, Stockholm.

Mitchell, J K, Kao T-C, Abdel-Hadi, O N, 1977: Backfill material for underground power cables, phase 1. Interim Report, Department of Civil Engineering, University of California. Berkeley.

Modin, B, Wilén, P, 1980: Byggnadsuppvärmning med jordvärmepump. Geologiska förutsättningar för värmelagring i lera inom större tätorter i Mellansverige. Byggforskningsrådet. Rapport R88:1980.

Nordberg, L, Persson, G, 1979: Vårt vatten - tillgång, utnyttjande. LT:s förslag. Stockholm.

Philip, J R, De Vries, D, 1957: Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Trans. Am. Geoph. Union, Vol.38, No.2.

Perttunen, M, 1977: The lithologic relation between till and bedrock in the region of Hämeenlinna, southern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 291.

Saare, E, Wenner, C-G, 1957: Värmeledningstal hos olika jordarter. Statens nämnd för byggnadsforskning. Handlingar nr 31.

Sass, J H, Lachenbruch, A H, Munroe R J, 1971: Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations. J. Geophys. Res. Vol 76, No.14, p 3391-3401.

Sepaskhah, A R, Boersma, L, 1979: Thermal conductivity of soils as a function of temperature and water content. Soil Sci. Am. J. Vol.43.

Soveri, U, 1956: The mineralogical composition of argillaceous sediments of Finland. Ann.Acad. Sci. Fennicae Ser. A III 48.

Soveri, U, Hyyppä, J M I, 1966: On the mineralogy of fine fractions of some Finnish glacial tills. The State Institute for Technical Research, Finland, Publ. 113.

Sundberg, J, Thunholm, B, Johnson, J, 1985: Värmeöverförande egenskaper i svensk berggrund. Statistisk bearbetning av värmekonduktivitetsbestämningar. Byggforskningsrådet. Rapport R97:1985.

Sundberg, J, 1982: Metoder för bestämning av värmeöverförande egenskaper i jord och berg. Chalmers tekniska högskola, Jordvärmegruppen, Rapport 5:1982. Göteborg.

Svensson, C, 1984: Analys och användning av grundvattennivåobservationer. Chalmers tekniska högskola/Göteborgs universitet, Geologiska institutionen. Publ. A.49.

Thermal properties of soils, 1982: Research at Ontario Hydro, a collection of papers. Research Division Ontario Hydro, Toronto, Canada.

Vermeer, J, van de Wiel, G M L M, Snijders, A L, Greneveld, G J, 1981: Moisture migration and drying out in sand around heat dissipating cables and ducts. KEMA, Arnhem, HEIDENIJ; Arnhem, NL.

Virkkala, K, 1971: On the lithology and provenance of the till of a gabbro area in Finland. INQUA VIII. Int. Congre. Gen. Sess. p 711-714.

Wako, N, Kato, K, 1969: Effective thermal conductivity of packed beds. J. of Chem. Eng. of Japan. Vol.2, No.1.

BILAGA 1

Jämförelse mellan Atterbergs och SGF:s laboratoriekommittés system beträffande kornstorleksklasser. Bygg, 1984.

| Benämning | Atterbergs system | SGFs laboratoriekommitté |
|---|---|---|
| Block | >200 | >600 |
| Sten | 200–20 | 600–60 |
| Grus | | |
| Grovgrus | 20– 6 | 60–20 |
| Mellangrus | | 20– 6 |
| Fingrus | 6– 2 | 6– 2 |
| Sand | | |
| Grovsand | 2–0,6 | 2–0,6 |
| Mellansand | 0,6–0,2 | 0,6–0,2 |
| Finsand | | 0,2–0,06 |
| Mo | | |
| Grovmo | 0,2–0,06 | |
| Finmo | 0,06–0,02 | |
| Silt | | |
| Grovsilt | | 0,06–0,02 |
| Mellansilt | | 0,02–0,006 |
| Finsilt | | 0,006–0,002 |
| Mjäla | | |
| Grovmjäla | 0,02–0,006 | |
| Finmjäla | 0,006–0,002 | |
| Ler | <0,002 | <0,002 |

*Anm* Jordartsbenämningarna och angivna viktprocent i texten följer SGFs system [13]. Äldre benämningar står där inom parentes.

BILAGA 2

Beräkning av värmekonduktivitet med utgångspunkt från vattenkvoter och densiteter i 10 västkustkommuner. Data från SGI. De redovisade övre och nedre gränserna för värmekonduktiviteten baseras på 95% konfidensgrad.

Tabell 1 Medelvärden av använda ingångsvärden samt av beräknade värmekonduktiviteter.

| Kommun | Antal | W % | Std. % | Antal | ρ kg/m$^3$ | Std. kg/m$^3$ | λ m.v. W/m$^o$C | λ nedre W/m$^o$C | λ övre W/m$^o$C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ALE | 652 | 73.8 | 22 | 636 | 1619 | 146 | 1.03 | 0.83 | 1.26 |
| FÄRGELANDA | 134 | 48.8 | 11.2 | 151 | 1748 | 118 | 1.19 | 0.98 | 1.42 |
| KUNGÄLV | 457 | 63.7 | 22 | 419 | 1678 | 193 | 1.10 | 0.81 | 1.43 |
| LERUM | 2352 | 52.6 | 21 | 1929 | 1706 | 151 | 1.14 | 0.89 | 1.43 |
| LILLA EDET | 155 | 65.5 | 19.9 | 123 | 1657 | 156 | 1.08 | 0.85 | 1.33 |
| LYSEKIL | 32 | 50.2 | 22.7 | 31 | 1784 | 200 | 1.22 | 0.88 | 1.63 |
| MARK | 417 | 42.8 | 20.8 | 642 | 1851 | 173 | 1.30 | 0.98 | 1.70 |
| MUNKEDAL | 128 | 55.8 | 13.6 | 113 | 1681 | 203 | 1.11 | 0.80 | 1.49 |
| PARTILLE | 1674 | 71.8 | 26.4 | 1392 | 1579 | 157 | 1.01 | 0.79 | 1.25 |
| UDDEVALLA | 572 | 62.8 | 21.6 | 593 | 1692 | 162 | 1.11 | 0.87 | 1.39 |
| TOTALT | 6573 | 60.9 | . | 6029 | 1680 | 167 | 1.10 | 0.85 | 1.39 |

Tabell 2 Medelvärden av värmekonduktiviteter för varje kommun och nivå.

| Kommun | Nivå m.v. m | λ m.v. W/m°C | λ nedre W/m°C | λ övre W/m°C |
|---|---|---|---|---|
| ALE | 0.75 | 1.11 | 0.78 | 1.51 |
| ALE | 2.00 | 1.02 | 0.81 | 1.26 |
| ALE | 3.00 | 0.99 | 0.81 | 1.18 |
| ALE | 4.00 | 1.02 | 0.84 | 1.22 |
| ALE | 5.00 | 1.00 | 0.84 | 1.18 |
| ALE | 8.00 | 1.03 | 0.84 | 1.24 |
| ALE | 13.00 | 1.08 | 0.86 | 1.32 |
| ALE | 18.00 | 1.06 | 0.87 | 1.26 |
| ALE | 23.00 | 1.01 | 0.89 | 1.13 |
| ALE | 28.00 | 1.17 | 1.13 | 1.20 |
| FÄRGELANDA | 0.75 | 1.50 | 1.07 | 2.04 |
| FÄRGELANDA | 2.00 | 1.25 | 1.04 | 1.49 |
| FÄRGELANDA | 3.00 | 1.18 | 1.04 | 1.33 |
| FÄRGELANDA | 4.00 | 1.15 | 0.99 | 1.32 |
| FÄRGELANDA | 5.00 | 1.13 | 0.94 | 1.34 |
| FÄRGELANDA | 8.00 | 1.20 | 0.98 | 1.44 |
| FÄRGELANDA | 13.00 | 1.15 | 1.05 | 1.25 |
| FÄRGELANDA | 18.00 | 1.29 | . | . |
| KUNGÄLV | 0.75 | 1.18 | 0.91 | 1.50 |
| KUNGÄLV | 2.00 | 1.09 | 0.82 | 1.41 |
| KUNGÄLV | 3.00 | 1.06 | 0.81 | 1.34 |
| KUNGÄLV | 4.00 | 1.09 | 0.81 | 1.40 |
| KUNGÄLV | 5.00 | 1.11 | 0.80 | 1.46 |
| KUNGÄLV | 8.00 | 1.07 | 0.81 | 1.38 |
| KUNGÄLV | 13.00 | 1.10 | 0.80 | 1.45 |
| KUNGÄLV | 18.00 | 1.27 | 0.83 | 1.84 |
| KUNGÄLV | 23.00 | 1.08 | 1.07 | 1.09 |
| KUNGÄLV | 28.00 | 1.14 | 1.04 | 1.24 |
| LERUM | 0.75 | 1.16 | 0.80 | 1.61 |
| LERUM | 2.00 | 1.17 | 0.87 | 1.53 |
| LERUM | 3.00 | 1.15 | 0.85 | 1.50 |
| LERUM | 4.00 | 1.15 | 0.89 | 1.45 |
| LERUM | 5.00 | 1.12 | 0.91 | 1.36 |
| LERUM | 8.00 | 1.13 | 0.93 | 1.35 |
| LERUM | 13.00 | 1.12 | 0.96 | 1.30 |
| LERUM | 18.00 | 1.15 | 0.99 | 1.31 |
| LERUM | 23.00 | 1.17 | 1.00 | 1.34 |
| LERUM | 28.00 | 1.27 | 1.16 | 1.38 |
| LILLA EDET | 0.75 | 1.22 | 0.96 | 1.53 |
| LILLA EDET | 2.00 | 1.10 | 0.92 | 1.30 |
| LILLA EDET | 3.00 | 1.03 | 0.91 | 1.16 |
| LILLA EDET | 4.00 | 1.08 | 0.89 | 1.30 |
| LILLA EDET | 5.00 | 1.05 | 0.89 | 1.22 |
| LILLA EDET | 8.00 | 1.07 | 0.82 | 1.35 |
| LILLA EDET | 13.00 | 1.05 | 0.84 | 1.28 |
| LILLA EDET | 18.00 | 1.12 | 0.95 | 1.30 |
| LILLA EDET | 23.00 | 1.00 | . | . |
| LYSEKIL | 0.75 | 1.31 | 0.90 | 1.84 |
| LYSEKIL | 2.00 | 1.21 | 0.91 | 1.56 |
| LYSEKIL | 3.00 | 1.22 | 0.87 | 1.66 |
| LYSEKIL | 4.00 | 1.33 | 0.79 | 2.05 |
| LYSEKIL | 5.00 | 1.11 | 0.83 | 1.44 |
| LYSEKIL | 8.00 | 1.20 | 0.82 | 1.67 |
| LYSEKIL | 13.00 | 1.28 | . | . |

| Kommun | Nivå m.v. m | λ m.v. W/m°C | λ nedre W/m°C | λ övre W/m°C |
|---|---|---|---|---|
| MARK | 0.75 | 1.31 | 0.94 | 1.78 |
| MARK | 2.00 | 1.30 | 0.95 | 1.72 |
| MARK | 3.00 | 1.28 | 0.89 | 1.76 |
| MARK | 4.00 | 1.35 | 1.03 | 1.74 |
| MARK | 5.00 | 1.32 | 0.98 | 1.73 |
| MARK | 8.00 | 1.30 | 0.99 | 1.67 |
| MARK | 13.00 | 1.23 | 0.95 | 1.55 |
| MARK | 18.00 | 1.37 | 1.07 | 1.72 |
| MARK | 23.00 | 1.50 | 1.46 | 1.54 |
| MUNKEDAL | 0.75 | 1.13 | 0.79 | 1.56 |
| MUNKEDAL | 2.00 | 1.12 | 0.74 | 1.60 |
| MUNKEDAL | 3.00 | 1.15 | 0.83 | 1.53 |
| MUNKEDAL | 4.00 | 1.10 | 0.82 | 1.43 |
| MUNKEDAL | 5.00 | 1.05 | 0.75 | 1.41 |
| MUNKEDAL | 8.00 | 1.12 | 0.84 | 1.45 |
| MUNKEDAL | 13.00 | 1.10 | 0.63 | 1.72 |
| MUNKEDAL | 18.00 | 1.23 | . | . |
| PARTILLE | 0.75 | 1.13 | 0.88 | 1.42 |
| PARTILLE | 2.00 | 1.03 | 0.79 | 1.30 |
| PARTILLE | 3.00 | 0.99 | 0.77 | 1.24 |
| PARTILLE | 4.00 | 0.99 | 0.78 | 1.23 |
| PARTILLE | 5.00 | 1.00 | 0.77 | 1.25 |
| PARTILLE | 8.00 | 0.99 | 0.79 | 1.20 |
| PARTILLE | 13.00 | 1.01 | 0.81 | 1.22 |
| PARTILLE | 18.00 | 1.00 | 0.79 | 1.23 |
| PARTILLE | 23.00 | 0.97 | 0.86 | 1.08 |
| PARTILLE | 28.00 | 1.01 | 0.86 | 1.17 |
| UDDEVALLA | 0.75 | 1.30 | 0.96 | 1.70 |
| UDDEVALLA | 2.00 | 1.21 | 0.91 | 1.56 |
| UDDEVALLA | 3.00 | 1.09 | 0.87 | 1.33 |
| UDDEVALLA | 4.00 | 1.06 | 0.88 | 1.26 |
| UDDEVALLA | 5.00 | 1.08 | 0.88 | 1.30 |
| UDDEVALLA | 8.00 | 1.10 | 0.88 | 1.36 |
| UDDEVALLA | 13.00 | 1.07 | 0.83 | 1.34 |
| UDDEVALLA | 18.00 | 1.09 | 0.80 | 1.42 |

Rapport R104:1986

# Värmeöverförande egenskaper i svenska jordarter

## Värmekonduktivitet, specifik värmekapacitet och latent värme

Jan Sundberg

V-HUSETS BIBLIOTEK, LTH
15000 400135316

Byggforskningsrådet

SEKTIONEN FÖR VÄG- OCH VATTEN
BIBLIOTEKET