



SVERIGES
LANTBRUKSUNIVERSITET
UPPSALA

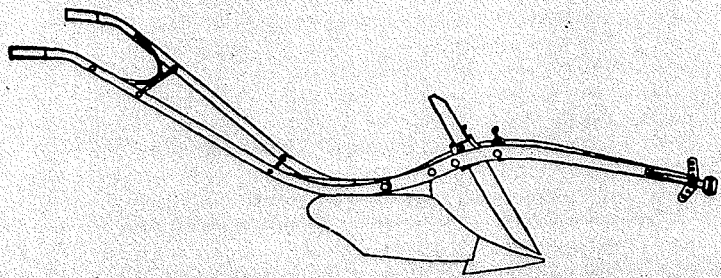
INSTITUTIONEN FÖR MARKVETENSKAP

RAPPORTER FRÅN _____ JORDBEARBETNINGSAVDELNINGEN

Swedish University of Agricultural Sciences,
S-750 07 Uppsala

Department of Soil Sciences

Reports from the Division of Soil Management



Nr 72

1986

Bo Thunholm

TERMISKA EGENSKAPER I ÅKERMARK
SKATTADE PÅ GRUNDVAL AV DEN ÅRLIGA
TEMPERATURVARIATIONEN

ISBN 91-576-2901-3

Sveriges Lantbruksuniversitet
Institutionen för markvetenskap
Avdelningen för jordbearbetning
750 07 UPPSALA

Rapporter från jordbearbetnings-
avdelningen, Nr 72, 1986.
ISBN 91-576-2901-3.

Bo Thunholm

TERMISKA EGENSKAPER I ÅKERMARK SKATTADE PÅ GRUNDVAL AV DEN ÅRLIGA
TEMPERATURVARIATIONEN.

*Thermal properties of the subsoil estimated from annual temperature
variations.*

ABSTRACT

Four methods for estimation of thermal diffusivity and conductivity based on solutions of the one-dimensional heat conduction equation were tested. Subsoil temperatures from six Swedish locations were utilized. Two of the methods were based on the amplitude and on the phase of the annual temperature wave respectively. In the other methods fourier series and a numerical solution were utilized. The amplitude, phase and fourier series methods yielded very similar results, but the fourier series method seems to be the most appropriate one in situations where the annual sinusoidal temperature wave is disturbed by freezing and snow cover. The numerical method proved not to be suitable, probably because of differences in thermal conductivity between layers.

FÖRORD

Det här redovisade arbetet är utfört som en del av ett forskningsprojekt med titeln: "Studier av marktemperaturen, tjälbildningen och tjälens verkningar", finansierat av Skogs- och Jordbrukets Forskningsråd, (SJFR, projekt J 84, 1983-1986). Det ingår som en del av ett doktorsarbete för forskningsassistenten, FK Bo Thunholm. SJFR finansierar nu ett fortsättningsprojekt med likartad inriktning.

Under nordiska förhållanden är marktemperaturen en betydelsefull begränsningsfaktor i jordbruksproduktionen. Likaså har tjälen stor betydelse, bl.a. för markens brukbarhet. Ändå har dessa faktorer endast beaktats i ringa omfattning i svensk jordbruksforskning. Tack vare de nämnda forskningsprojekten har det emellertid nu blivit möjligt att återuppta den forskning rörande marktemperatur och tjäle i åkermark, vilken professor Sigvard Andersson bedrev under perioden 1957-1965, och i vilken undertecknad deltog. Då mättes bl.a. marktemperaturen under några års tid ner till 6 m djup på ett antal mätstationer i olika delar av landet. Data från dessa mätningar har kunnat utnyttjas som grundmaterial för den här presenterade studien.

Inge Håkansson
Statsagronom

<u>Innehållsförteckning:</u>	sid
Storheter och enheter	3
Inledning	4
Teoretisk bakgrund	4
Använda mätdata	6
Beräkningar	7
Resultat	8
Diskussion	11
Slutsatser	12
Litteratur	13
Figurbilaga 1	15
Figurbilaga 2	18

STORHETER OCH ENHETER

A	Temperaturamplitud	°C
C	Värmekapacitet	J/m ³ °C
D	Värmediffusivitet	m ² /s
f _s	Volymsandel fast material	
i	Index där i=1,2,.....n	
j	Index där j=1,2,.....n/2	
n	Antal värden	
p	Porositet	%
T	Temperatur	°C
\bar{T}	Medeltemperatur	°C
t	Tid	s
t ₀	Period	s
q	Värmefflöde	W/m ²
z	Djup	m
α, β	Fourierkoefficienter	°C
λ	Värmeledningsförmåga	W/m°C
φ	Fasvinkel	
ω	Vinkelfrekvens = $2\pi/t_0$	s ⁻¹

INLEDNING

Markens temperatur är av stor betydelse för många fysikaliska, kemiska och biologiska processer, exempelvis för groningen och för omsättningen av organiskt material. Marktemperaturen är främst ett resultat av markytans energibalans och markens termiska egenskaper. Dessa är värmeledningsförmåga (λ) och värmekapacitet (C), samt kvoten mellan dessa som benämns värmediffusiviteten (D) och uttrycker hur snabbt en temperaturförändring sprids och utjämnas i ett material.

En vanlig metod för skattning av värmeledningsförmåga och värmediffusivitet är att använda en värmegenererande sond ("värmesondsmetoden"). Genom att mäta temperaturförändringar kan λ - och D -värdet skattas. Noggrannheten hos metoden är bland annat beroende av kontakten mellan sonden och det omgivande materialet, d.v.s. marken (Hadas, 1974; Nagpal & Boersma, 1973). Värmediffusiviteten kan också skattas med utgångspunkt från naturliga temperaturvariationer (van Wijk, 1963; Horton et al 1983). Sådana metoder bygger dock på antagandet att de termiska egenskaperna är oberoende av både tid och rum. De termiska egenskaperna kan också skattas genom beräkningar där man utgår från jordens porositet, vattenhalt och mekaniska sammansättning (Kersten, 1949; de Vries, 1975). Beräkningarna kan dock ha dålig noggrannhet vid låga vattenhalter.

Syftet med här rapporterat arbete var att diskutera och testa några olika metoder för skattning av termiska egenskaper utgående från naturliga temperaturvariationer på olika nivåer ned till 6 m djup. Som underlagsmaterial användes uppmätta temperaturer i jordbruksmark (Andersson, 1964).

TEORETISK BAKGRUND

För endimensionellt värmeflöde gäller allmänt följande partiella differentialekvation

$$-\frac{\partial CT}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1)$$

vilken är ett uttryck för att värmeinnehållets förändring med tiden är lika med värmeflödets förändring med djupet. Vidare gäller Fourier's lag:

$$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

Under antagande att värmeledningsförmågan och värmekapaciteten är oberoende av djupet och tiden kan (1) skrivas som

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (3)$$

En lösning till denna ekvation finns om temperaturvariationen vid markytan är formad som en sinuskurva och om temperaturen är konstant på oändligt stort djup (van Wijk, 1963):

$$T(0,t) = \bar{T} + A_0 \sin \omega t \quad (4)$$

$$T(\infty,t) = \bar{T} \quad (5)$$

vilket ger lösningen

$$T(z,t) = \bar{T} + A_0 e^{-z\sqrt{\omega/2D}} \sin(\omega t - z\sqrt{\omega/2D}) \quad (6)$$

Med ledning av (6) kan värmediffusiviteten mellan två godtyckligt valda nivåer beräknas som funktion av temperaturamplituderna på respektive djup.

$$D = \frac{(z_1 - z_2)^2 \pi}{(\ln A_1/A_2)^2 t_0} \quad (7)$$

Värmediffusiviteten kan även beräknas som funktion av tidsförskjutningen hos sinusuttrycket i (6) mellan djupet z_1 och z_2

$$D = \frac{(z_1 - z_2)^2 t_0}{4\pi(t_1 - t_2)^2} \quad (8)$$

I (4) - (8) betraktas temperaturens tidsfunktion som en ren sinussvängning. Temperaturvariationen kan även betraktas som sammansatt av flera sinusfunktioner med olika periodlängd och uttrycks då lämpligtvis som en fourierserie:

$$T(t) = \bar{T} + \sum_{j=1}^{n/2} A_j \sin(j\omega t + \varphi_j) \quad (9)$$

Randvillkoren motsvarande (4) och (5) blir

$$T(0,t) = \bar{T} + \sum_{j=1}^{n/2} A_{0,j} \sin(j\omega t + \varphi_j) \quad (10)$$

$$T(\infty,t) = \bar{T} \quad (11)$$

Dessa ger lösningen

$$T(z,t) = \bar{T} + \sum_{j=1}^{n/2} A_{0,j} e^{-z\sqrt{\omega/2D}} \sin(j\omega t + \varphi_j - z\sqrt{\omega/2D}) \quad (12)$$

Värmediffusiviteten mellan två nivåer z_1 och z_2 kan därefter skattas enligt följande (Horton et al 1983):

Temperaturamplituden och fasvinkeln (motsvarande tidsförskjutningen) på ett djup z_1 används i (12) och den temperaturen på djupet z_2 beräknas och jämförs med den uppmätta. Därvid prövas olika D-värden så att kvadratsumman hos differensen mellan uppmätt och beräknad temperatur blir så liten som möjligt. Att explicit beräkna D-värdet i enlighet med (7) och (8) går inte i detta fall.

Enligt ovanstående beräkningsmetoder antas temperaturens variation vara uppbyggd av en eller flera sinusfunktioner. Amplituden och tidsförskjutningen för olika periodlängder i en uppmätt temperaturserie kan då skattas genom att utföra en fourieranalyt (Conrad & Pollak, 1950):

Fourierkoefficienterna α och β skattas enligt

$$\alpha_j = \frac{2}{n} \sum_i \cos 2\pi j i / n \quad (13)$$

$$\beta_j = \frac{2}{n} \sum_i \sin 2\pi j i / n \quad (14)$$

varvid temperaturamplituden för motsvarande periodlängd kan beräknas

$$A_j = \sqrt{\alpha_j^2 + \beta_j^2} \quad (15)$$

liksom fasvinkeln

$$\varphi_j = \arctan(-\beta_j / \alpha_j) \quad (16)$$

Alternativt kan (3) lösas numeriskt (Richtmeyer & Morton, 1967), exempelvis med finita differensmetoden enligt följande uttryck

$$T_{i+1} = D \left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right)_i \Delta t + T_i \quad (17)$$

där temperaturens andraderivata skattas med någon lämplig metod. Metoden kräver mätningar från minst tre nivåer där övre respektive undre randvillkor utgörs av de uppmätta temperaturerna på respektive nivåer. Som begynnelsevillkor används exempelvis första uppmätta värde i den mellersta nivån. Ekvationen kan därefter lösas genom att finna det D-värde som ger minsta kvadratsumma hos differensen mellan uppmätt och beräknad temperatur på den mellersta nivån. Fördelen med denna metod är att temperaturen kan variera i tiden utan att behöva anta något speciellt funktionsuttryck. Nackdelen är att temperaturdata måste finnas för minst tre nivåer.

ANVÄNDA MÄTDATA

Under åren 1957--65 utfördes tjäldjupsmätningar på ett antal lokaler i Sverige under ledning av professor Sigvard Andersson. Resultaten från dessa mätningar har delvis publicerats (Andersson, 1964). I anslutning till tjäldjupsmätningarna utfördes marktemperaturmätningar på lokaler enligt tabell 1 nedan.

Tabell 1. Lokaler för temperaturmätningar. Inom parentes anges närmast belägna större tätort.

Lokal	Jordart
Röbäcksdalen (Umeå)	finmo-mjåla
Ås (Östersund)	morän
Nytorp (Bollnäs)	molera
Ultuna (Uppsala)	lera
Lanna (Lidköping)	lera
Ugerup (Kristianstad)	sand

Jordarterna i tabell 1 är ungefärligt klassificerade enligt Andersson, 1964. För mer detaljerad beskrivning hänvisas till Andersson & Wiklert (1977) och Wiklert et al (1983).

Temperaturen uppmättes vanligtvis på djupen 0.3, 0.7, 1.2, 1.9, 3.0 och 6.0 m. Vid mätningarna användes kvicksilvertermometrar som avlästes ca en gång per vecka. Kalibrering av termometrarna skedde med hjälp av en is- och vattenblandning. Temperaturerna finns redovisade i bilaga 1. I figurerna syns tydligt temperaturvariationernas dämpning och fasförskjutning med djupet. Den årliga variationen är praktiskt taget utjämnad på 6 m djup. Den årliga temperaturvariationens likhet med en sinuskurva är också tydlig, men för de nordligaste mätstationerna kan en betydande avvikelse noteras. Störningen i temperaturvariationen består främst i att temperaturerna på de övre nivåerna planar ut och ligger kvar nära 0°C under den kalla årstiden.

BERÄKNINGAR

Vid datorbearbetningen av ovan nämnda material har programpaketet PGRA (Jansson, P-E. & Christofferson, L., 1985) samt egen programvara kommit till användning. PGRA användes främst vid konstruktion av figurer, filhantering och linjär interpolation. Vid beräkningarna enligt (3) - (17) användes till största delen egna program.

Som ett första steg i beräkningarna utfördes linjär interpolation mellan uppmätta temperaturer, så att dygnstemperaturer för varje nivå och lokal erhöles. Därefter utfördes harmonisk analys enligt (13) och (14). Fourierkoefficienterna för periodlängden ett år användes sedan enligt (15) och (16) för beräkning av temperaturamplituder och fasvinklar. Värmediffusiviteten beräknades därefter enligt (7) och (8).

Värmediffusiviteten beräknades även med hjälp av (12) varvid perioderna 1 och 0.5 år användes. För Ultuna användes även perioden 4 månader. Fourierkoefficienter, amplituder och fasvinklar för respektive period beräknades enligt ovan och värmediffusiviteten skattades därefter genom att använda uttrycket (12).

Den numeriska metoden (17) prövades genom att skatta andraderivatan på två olika sätt:

I den första metoden utfördes anpassningar av varje djupfördelning till s.k. "cubic-splines". (Erh, 1971). En "cubic-spline" består av ett antal tredjegradspolynom med kontinuerliga första och andra derivator. Koefficienterna kan variera längs funktionen.

Den andra metoden grundar sig på en diskretisering av andraderivatan. I detta fall utfördes diskretiseringen på basis av temperaturerna på tre nivåer vid varje tidpunkt (Richtmeyer & Morton, 1967). Andraderivatan beräknades på en nivå mellan första och tredje nivån på följande sätt

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \approx \frac{\Delta}{\Delta z} \left(\frac{\Delta T}{\Delta z} \right) = \left(\frac{T_3 - T_2}{z_3 - z_2} - \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} \right) / ((z_3 - z_1) / 2) \quad (18)$$

Förutom skattningar av värmediffusivitet skattades värmekapacitet och värmeledningsförmåga. Värmekapaciteten för vattenfyllt porsystem beräknades som ett viktat aritmetiskt medelvärde:

$$C = C_w (1 - f_s) + C_s f_s \quad (19)$$

där C_w betecknar vattnets värmekapacitet (4.2 MJ/m³) och C_s betecknar det fasta materialets värmekapacitet (2.0 MJ/m³). Porositeten skattades med hjälp av tidigare genomförda undersökningar i närheten av mätplatserna (Andersson & Wiklert, 1977; Wiklert et al 1983). Med kännedom om värmekapaciteten beräknades värmeledningsförmågan enligt sambandet

$$\lambda = C \cdot D \quad (20)$$

I anslutning till fourieranalysen utfördes beräkningar av determinationskoefficienter (R^2) hos de uppmätta temperaturerna för en period (1 år) samt för två perioder (1 och 0.5 år, för Ultunaprofilen även perioden 4 månader). R^2 -värdet för perioden j skattades enligt

$$R^2 = A_j^2 / 2s^2 \quad (21)$$

där s^2 betecknar den skattade årliga variansen hos temperaturen.

RESULTAT

Vid beräkningarna av värmediffusivitet erhöles resultat enligt tabell 2 på nästa sida.

Tabell 2. Beräknad värmediffusivitet.

Lokal	Nivå (cm)	Antal år	Värmediffusivitet ($10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$), metod		
			Amplitud	Fasvinkel	Fourier- serie
Röbäcks- dalen (finmo)	30- 70	4	3.8	2.9	3.4
	70-120	4	4.2	4.1	4.2
	120-190	4	5.6	5.0	5.9
	190-300	3	4.6	4.0	4.2
	300-600	3	5.1	4.8	4.9
	medelvärde		4.7	4.2	4.5
Ås (morän)	30- 70	3	7.1	6.8	7.2
	70-120	3	8.0	8.8	8.3
	120-190	3	10.7	7.5	9.3
	190-300	3	7.8	6.8	7.6
	medelvärde		8.4	7.5	8.1
Nytorp (molera)	30- 70	3	4.0	4.8	4.4
	70-120	3	4.0	4.8	4.4
	120-190	3	4.7	4.5	4.6
	190-300	3	6.4	5.7	6.0
	medelvärde		4.8	4.9	4.9
Ultuna (lera)	30- 70	1	8.5	6.3	7.4
	70-120	1	3.9	5.3	4.6
	120-190	1	7.2	6.5	6.8
	190-300	1	1.9	2.8	2.2
	300-600	1	2.7	3.2	3.7
	medelvärde		4.8	4.8	4.9
Lanna (lera)	30- 70	3	4.6	4.5	4.6
	70-120	3	4.5	4.2	4.3
	120-190	3	3.3	3.5	3.4
	190-300	3	3.1	2.9	3.0
	300-600	3	3.5	6.1	4.4
	medelvärde		3.8	4.2	3.9
Ugerup (sand)	30- 70	3	5.3	6.6	5.9
	70-120	3	8.5	8.2	8.3
	120-190	3	5.7	6.1	5.9
	190-300	3	9.6	7.9	8.7
	300-560	2	15.0	14.5	15.1
	medelvärde		8.8	8.7	8.8

Jordartsberoende skillnader konstaterades. Ås och Ugerup, som har grova jordar, erhöll i regel genomsnittliga D-värden omkring $8 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ medan övriga lokalers D-värden hamnade under $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$.

Några systematiska skillnader mellan skikten kunde inte urskiljas. Anmärkningsvärt var dock det höga värdet i skiktet 300-560 cm vid Ugerup.

Någon signifikant skillnad mellan de tre metoderna fanns inte. Största skillnaden fanns mellan amplitud- och fasvinkelmetoden. Medeldifferensen var $0.15 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ med standardavvikelsen $1.14 \cdot 10^{-7}$.
Fourierseriernas D-värden var vanligtvis belägna mellan de andra meto-

dernas värden.

Skattad porositet och värmekapacitet samt därav beräknad värmeledningsförmåga presenteras i tabell 3.

Tabell 3. Porositet (P), värmekapacitet (C) och värmeledningsförmåga (λ) i skiktet 30-120 cm.

Lokal	Nivå (cm)	p (%)	C (MJ/m ³)	λ (W/m°C)
Röbäcksdalen	30- 70	55	3.2	1.1
	70-120	55	3.2	1.3
Ås	30- 70	30	2.7	1.9
	70-120	30	2.7	2.2
Nytorp	30- 70	45	3.0	1.3
	70-120	45	3.0	1.3
Ultuna	30- 70	45	3.0	2.2
	70-120	45	3.0	1.4
Lanna	30- 70	45	3.0	1.4
	70-120	45	3.0	1.3
Ugerup	30- 70	40	2.9	1.7
	70-120	40	2.9	2.4

Liksom för värmediffusiviteten erhöll Ås och Ugerup högst värmeledningsförmåga, omkring 2.0 W/m°C, övriga jordar omkring 1.5 W/m°C. Undantaget var Ultunas översta skikt med 2.2 W/m°C.

Skattade R^2 -värden presenteras i nedanstående tabell.

Tabell 4. Skattade R^2 -värden för perioden 1 år (A) samt perioderna 1 år och 0.5 år (B).

Lokal	R^2 (A)	R^2 (B)*
Röbäcksdalen	0.90	0.96
Ås	0.93	0.97
Nytorp	0.94	0.98
Ultuna	0.96	0.99
Lanna	0.96	0.97
Ugerup	0.98	0.98

* Perioden 4 månader ingår för Ultuna

För perioden 1 år erhölls högre R^2 -värden ju längre söderut mätstationen var belägen. Variansbidraget för halvårsperioden var större för de nordliga stationerna. Ett exempel på detta visas i figurbilaga 2 där uppmätta och beräknade temperaturer kan jämföras mellan Ugerup och Rö-

bäcksdalen. Årsamplituden var ungefär densamma, 6 °C men halvårsamplituden var 1.8 °C vid Röbbäcksdalen men endast 0.4 °C vid Ugerup.

DISKUSSION

Temperaturvariationens störning eller avvikelse från en ren sinusvängning kan ha två huvudorsaker.

Den ena orsaken torde vara snöns låga värmeledningsförmåga. Ett tjockt och långvarigt snötäcke minskar avsevärt det uppåtriktade värmeflödet från marken och temperaturen sjunker då mycket sakta.

Den andra orsaken grundar sig på markens och därmed vattnets frysning. Vattnets latent värme är 317 MJ/m³ vilket kan jämföras med värmekapaciteten 4.2 MJ/m³°C. Detta innebär att temperaturen sjunker mycket sakta i samband med frysningen. I det här sammanhanget är villkoren för värmediffusivitetens definition inte uppfyllda eftersom temperaturens tidsförändring till stor del beror av kvoten mellan markens värmeledningsförmåga och latent värme. Denna kvot är av intresse vid studier av tjälldjup och har tidigare benämnts tjälhastighetskoefficient (Andersson, 1964).

Röbbäcksdalens finmo-mjåla har lågt D-värde vilket beror på hög porositet. Vid vattenmättnad blir därför värmekapaciteten hög. Moränen vid Ås har genomgående höga värden. Låg porositet ger hög värmeledningsförmåga och låg värmekapacitet vilket ger hög värmediffusivitet. Ultunajordens (lera) ganska höga värden i de översta nivåerna kan bero på låg vattenhalt under den aktuella perioden. En annan orsak kan vara förekomsten av ett moskikt. Beräkningarna är dock endast baserade på ett år vilket gör värdena något osäkrare än för de övriga platserna. De likartade värdena för Nytorp och Lanna tyder på ungefär samma vattenhalt och porositet. Högre värden på större djup vid Nytorp tyder dock på en jordartsförändring. Ugerups sandjord har relativt höga värden vilket främst antas orsakas av hög värmeledningsförmåga. God kontakt mellan sandpartiklarna, jämfört med t.ex. leror, ger hög värmeledningsförmåga. En annan bidragande orsak kan vara konvektiv transport av värme genom ett grundvattenflöde. Eventuellt har mät eller metodfel också bidragit.

Orsakerna till skillnaderna mellan amplitud- och fasvinkelmetodens D-värden är de uppmätta temperaturernas avvikelse från en ideal sinusvängning. Fasvinkelmetoden kan i vissa fall vara sämre eftersom mätningar vid fler tidpunkter erfordras (Horton et al 1983). Detta torde dock inte vara något problem här eftersom 50-100 mätningar utfördes varje år.

Fourierserien torde ge större noggrannhet eftersom en större andel av temperaturvariationerna ingår i beräkningarna. Denna metod bör också vara mer lämpad för de nordligast belägna mätplatserna där R²-värdena för den årliga sinusformade variationen är lägre än för de sydligare platserna.

Den numeriska metoden (17) prövades men den beräknade temperaturen "drev i väg" från den uppmätta. Detta fenomen har tidigare observerats av Hanks et al (1971). Orsaken till denna drift undersöktes genom att beräkna $\partial^2 \bar{T} / \partial z^2$ för ett eller flera hela antal år. Denna andraderivata måste vara lika med noll för att antagandet om värmeledningsförmågans oberoende av djupet skall stämma. Skillnader i värmeledningsförmåga samt eventuella systematiska mätfel medförde att andraderivatan visade

sig vara skild från noll i samtliga fall. Detta medförde att de beräknade värdena överskattades mer och mer då $\partial^2 \bar{T} / \partial z^2 > 0$. och underskattades på motsvarande sätt då $\partial^2 \bar{T} / \partial z^2 < 0$.

Problemet kan delvis elimineras genom att välja en kort tidsperiod så att felet inte hinner växa sig så stort. En annan metod vore att addera olika tal för varje nivå så att $\partial \bar{T} / \partial z$ blir konstant. Ingen av dessa två metoder är dock tillfredsställande. I det först nämnda fallet erfordras samma tidsperiod som för övriga metoder med tanke på jordarts- och metodjämförelse. Den andra metoden är tvivelaktig eftersom mätmaterialen förändras för att anpassas till en viss metod.

Jämfört med de metoder som används i detta arbete är "sondmetoden" mer tidsbesparande. Vidare behöver antagandet om de termiska egenskaperna oberoende av tiden inte beaktas eftersom varje sondmätning kan utföras under kort tid (sekunder-minuter). I de översta 30-40 cm där dygnets temperaturvariation är mätbar, kan däremot de naturliga temperaturvariationerna användas med större fördelar. De termiska egenskaperna kan med fourierserier och numeriska metoder bestämmas med god noggrannhet för tunna skikt under relativt kort tid (Horton et al, 1983). I de yt-nära markskikten kan en "värmesond" dessutom ha svårigheter att få erforderlig kontakt med markpartiklarna.

Skattningar av termiska egenskaper utifrån porositet, vattenhalt och mekanisk sammansättning har främst svagheter från praktiska synpunkter. Provtagningar och laboratoriemätningar är förhållandevis tidskrävande. Vid skattningar av termiska egenskaper på de djup som är aktuella i denna rapport torde dock mätningar av porositet och mekanisk sammansättning vara mindre tidskrävande än långvariga temperaturmätningar. I de ytliga markskikten kan däremot temperaturmätningar vara en bättre metod för bestämning av termiska egenskaper, bland annat beroende på provtagningstekniska problem och dålig beräkningsnoggrannhet vid låga vattenhalter.

SLUTSATSER

Observationerna av marktemperaturernas årliga variation visade tydliga avvikelser från en ideal sinuskurva, speciellt för de nordligaste lokalerna. Dessa avvikelser bedömdes ej vara någon större felkälla eftersom värmediffusiviteten skattades för skikt som vanligtvis är otjälade.

De metoder som användes vid beräkning av värmediffusivitet gav alla likartade resultat. Inga systematiska skillnader kunde iakttas. Den metod där flera periodlängder (fourierserier) användes, kan dock rekommenderas för komplicerade temperaturvariationer.

En numerisk metod pövades men kunde inte användas på ett meningsfullt sätt. Den främsta orsaken till detta var troligtvis att värmeledningsförmågan varierade med djupet men systematiska mätfel kan också ha bidragit. Denna metod är tydligen mer krävande i fråga om värmeledningsförmågas oberoende av djupet. Metoden bör därför baseras på mätningar med stor noggrannhet i tunna skikt.

LITTERATUR

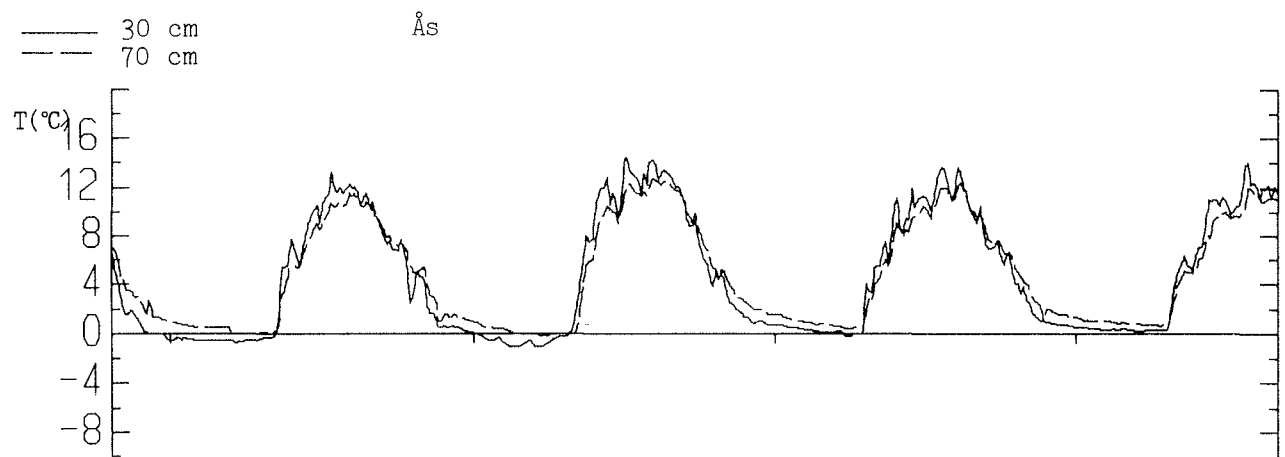
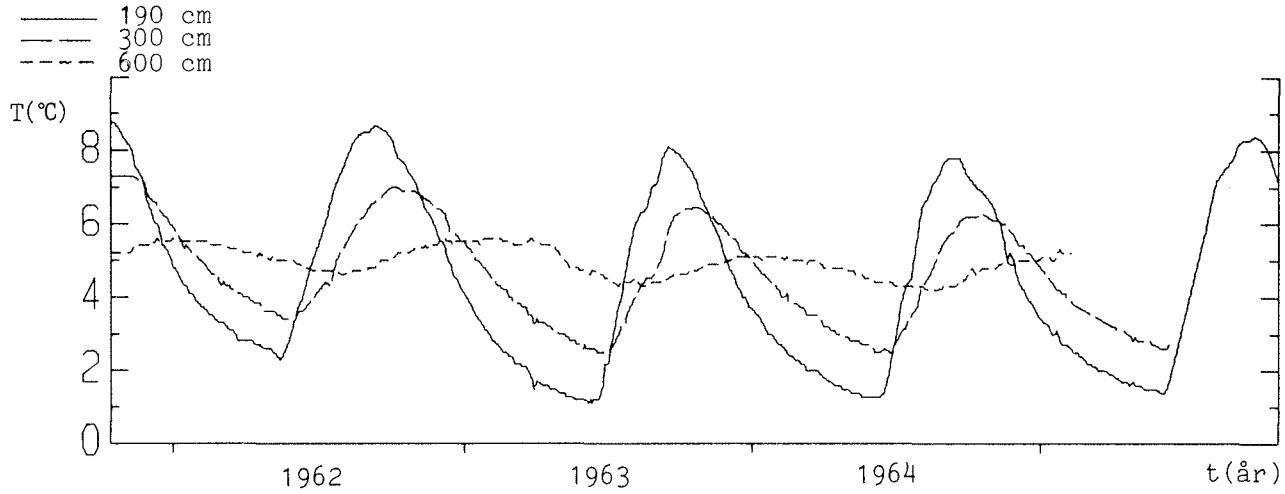
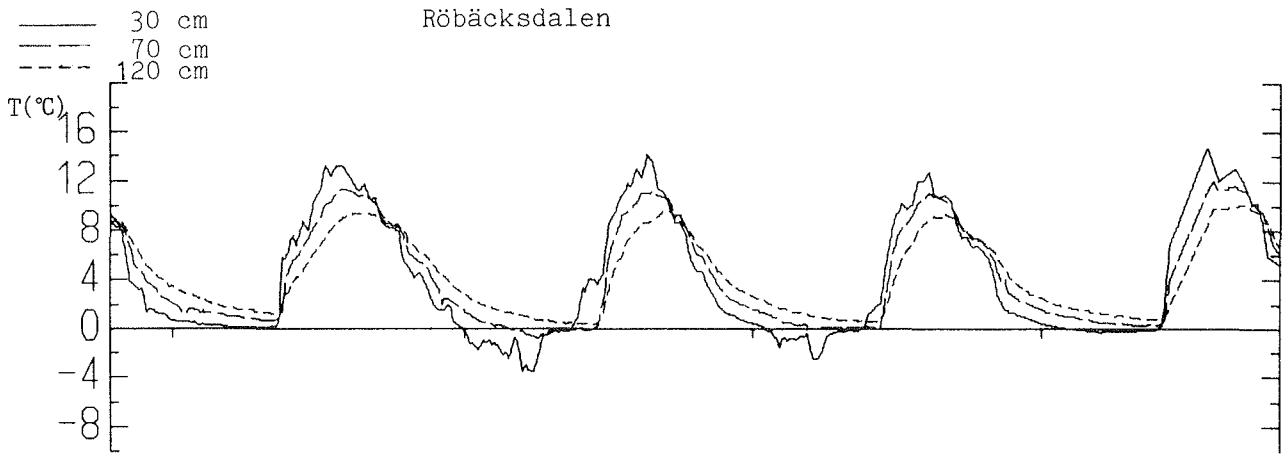
- Andersson, S., 1964. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord. XV. Undersökningar av tjälbildning. tjäldjup, och tjälavsmältning i olika återmarker med och utan snötäcke. Grundförbättring 17, s 187-216.
- Andersson, S. & Wiklert, P., 1977. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del II. Norrbottens, Västerbottens och Jämtlands län. Sveriges Lantbruksuniversitet. Avd. för Lantbrukets hydroteknik Rapport 104. Uppsala.
- Andersson, S. & Wiklert, P., 1977. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del III. Gävleborgs, Kopparbergs län Värmlands län. Sveriges Lantbruksuniversitet, Avd. för Lantbrukets hydroteknik, Rapport 105, Uppsala.
- Andersson, S. & Wiklert, P., 1977. Studier av markprofiler i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del IV. Älvsborgs och Göteborgs- och Bohus län Sveriges Lantbruksuniversitet, Avd. för Lantbrukets hydroteknik, Rapport 106. Uppsala.
- Conrad, V. & Pollack, L.W., 1950. Methods in Climatology (2nd ed). Cambridge, Mass.
- de Vries, D.A., 1975. Heat Transfer in Soils. In: Heat and Mass transfer in the Biosphere (ed. de Vries D.A. & Afgan N. H.), p 5-28. Washington D.C.
- Erh, K.T., 1971. Application of the Spline Function to Soil Science. Soil Sci. 114, p 333-338.
- Hadas, A., 1974. Problems Involved in Measuring the Soil Thermal Conductivity and Diffusivity in a Moist Soil. Agric. meteorol. 13, p 105-113.
- Hanks, R.J., Austin, D.D. & Ondrechen, W.T., 1971. Soil Temperature Estimation by a Numerical Method. Soil Sci. Soc. Am., Proc. 35, p 665-667.
- Horton, R., Wierenga, P.J. & Nielsen, D.R., 1983. Evaluation of Methods for Determining the Apparent Thermal Diffusivity of Soil Near the Surface. Soil Sci. Soc. Am. J. 47, p 25-32.
- Jansson, P-E. & Christofferson, L., 1985. PGRA Version 1.0, User's Manual. Dept. of Soil Sciences. Swedish University of Agricultural Sciences. Uppsala.
- Kersten, M.S., 1949. Thermal Properties of Soils. Inst of Technology Engineering Exp. Station. Bull. 28. Minneapolis.
- Nagpal, N.K. & Boersma, L., 1973. Air Entrapment as a Possible Source of Error in the Use of a Cylindrical Heat Probe. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37, p 828-832.
- Richtmeyer, R.D. & Morton, K.W., 1967. Difference Methods for Initial-value Problems. New York, Chichester, Brisbane & Toronto, p 185-217.

van Wijk, W.R. (ed.), 1963. Physics of Plant Environment. Amsterdam.

Wiklert, P., Andersson, S., & Weidow, B. Bearbetning och publicering:
Ingrid Karlsson & August Håkansson. 1983. Studier av markprofiler
i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del V. Skaraborgs
län. Sveriges Lantbruksuniversitet, Avd. för Lantbrukets hydrotek-
nik, Rapport 130. Uppsala.

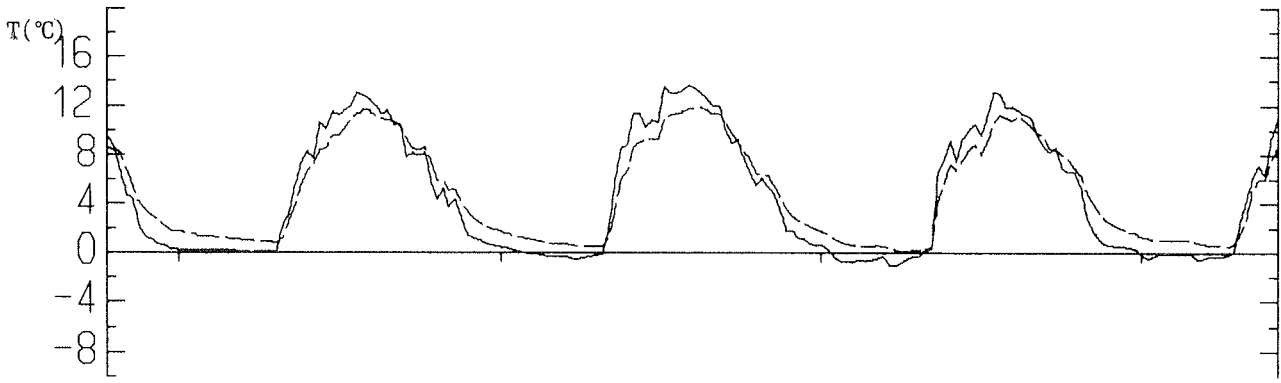
Wiklert, P., Andersson, S. & Weidow, B. Bearbetning och publicering:
Ingrid Karlsson & August Håkansson. 1983. Studier av markprofiler
i svenska åkerjordar. En faktasammanställning. Del I. Ultunajordar
Sveriges Lantbruksuniversitet, Avd för Lantbrukets hydroteknik,
Rapport 132. Uppsala.

Figurbilaga 1. Uppmätta markttemperaturer.

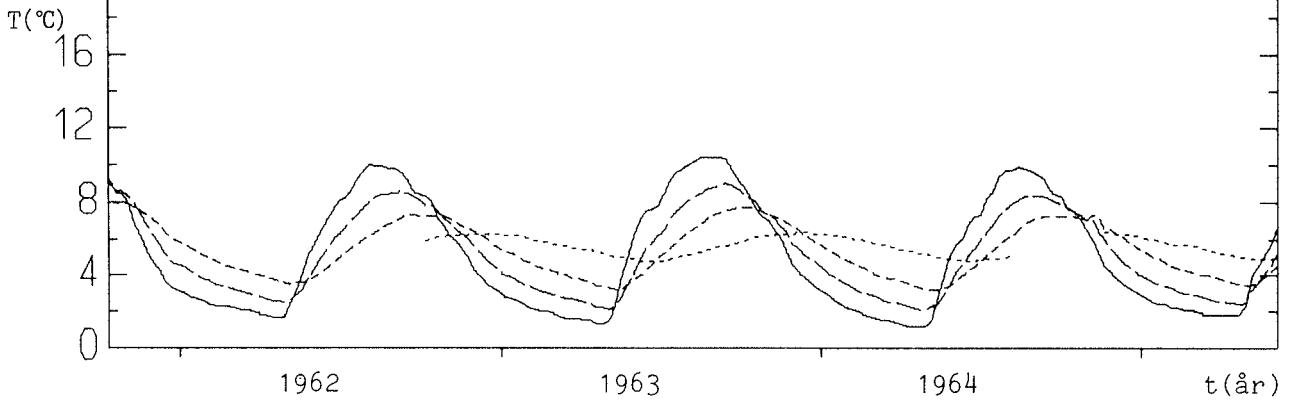


— 30 cm
- - 70 cm

Nytorp

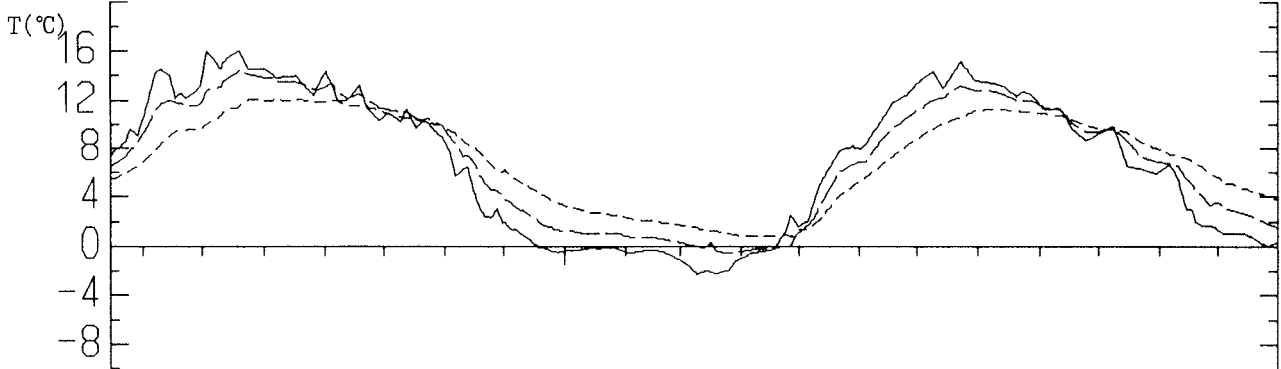


— 120 cm
- - 190 cm
- - 300 cm
- - 600 cm

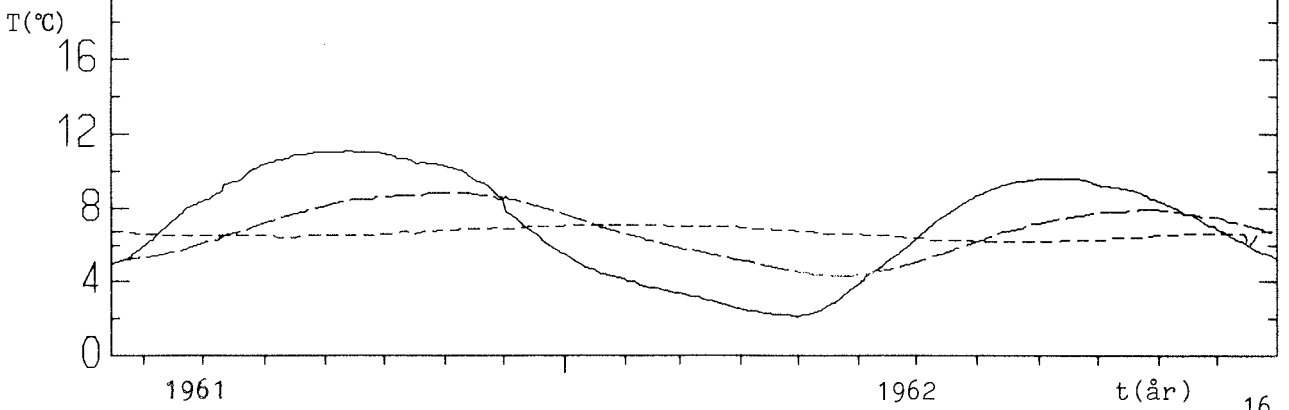


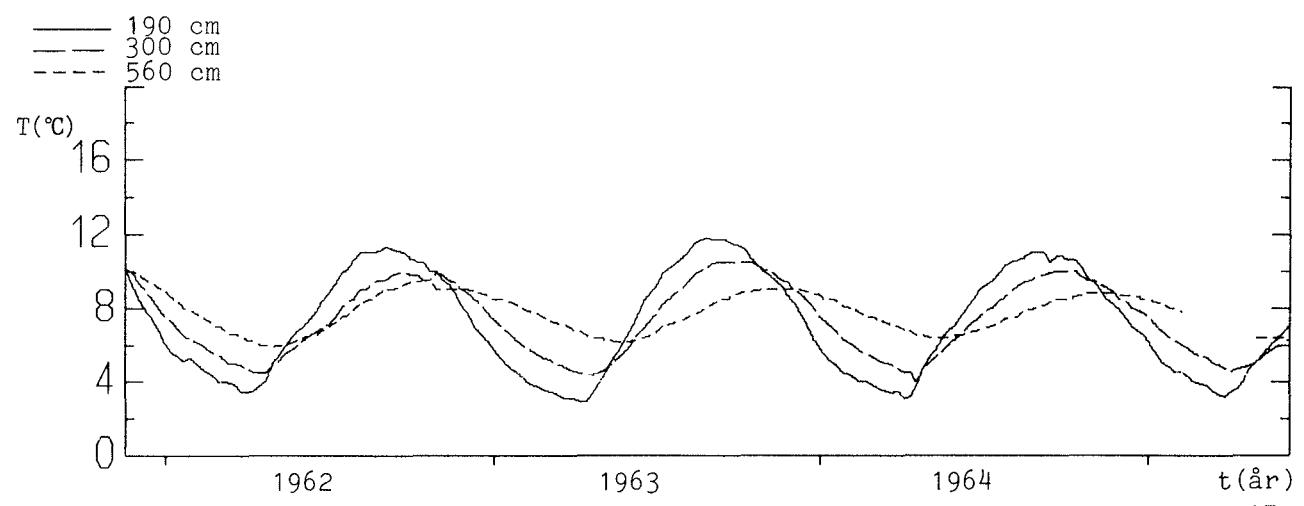
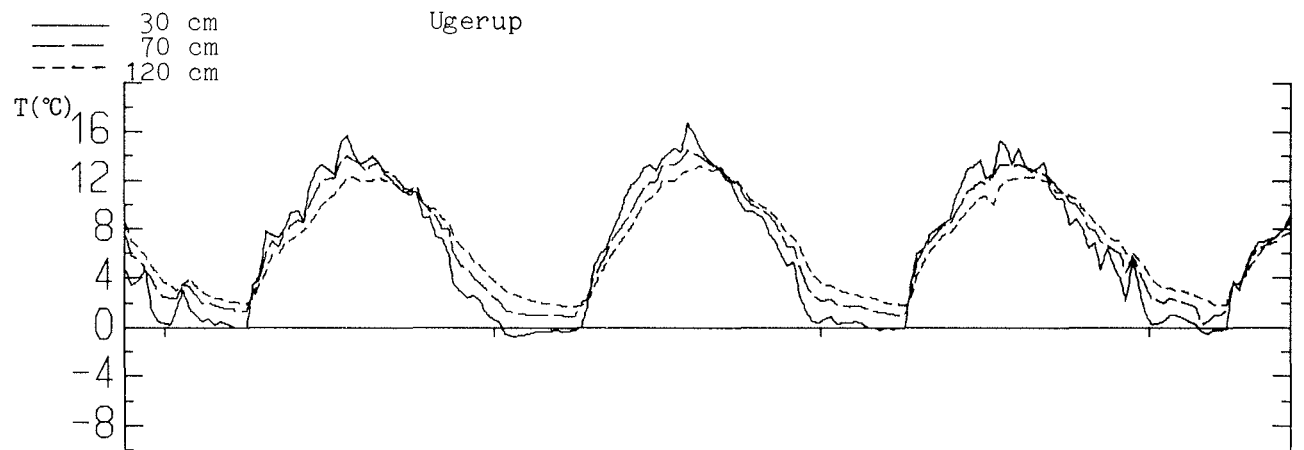
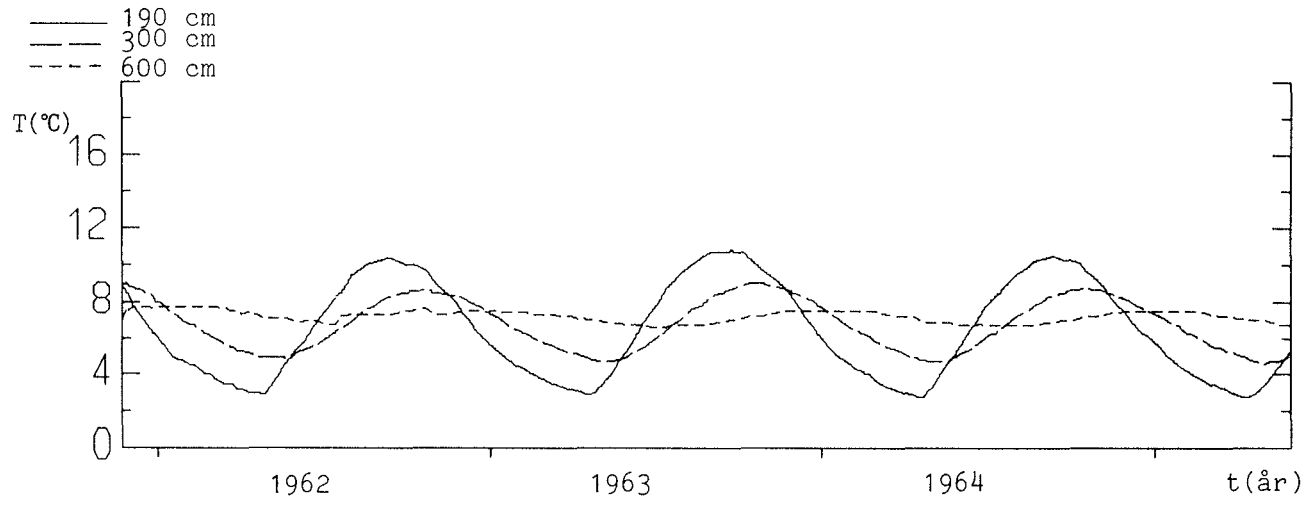
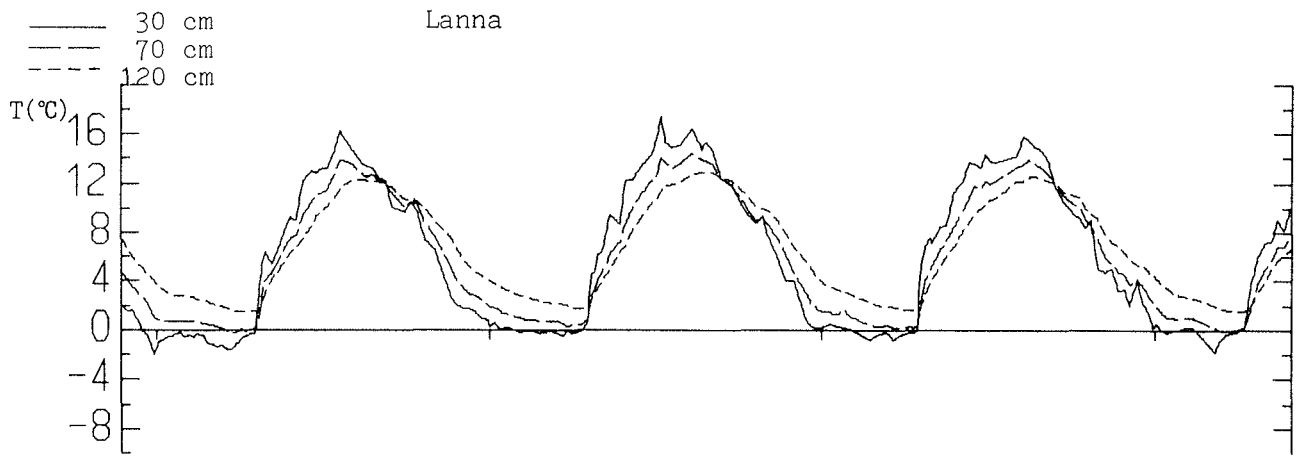
— 30 cm
- - 70 cm
- - 120 cm

Ultuna

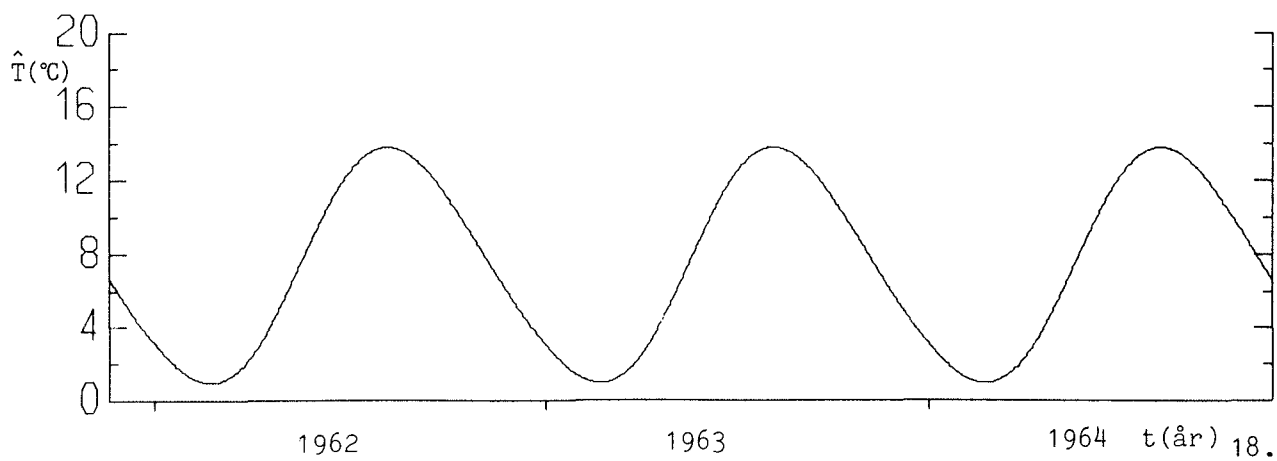
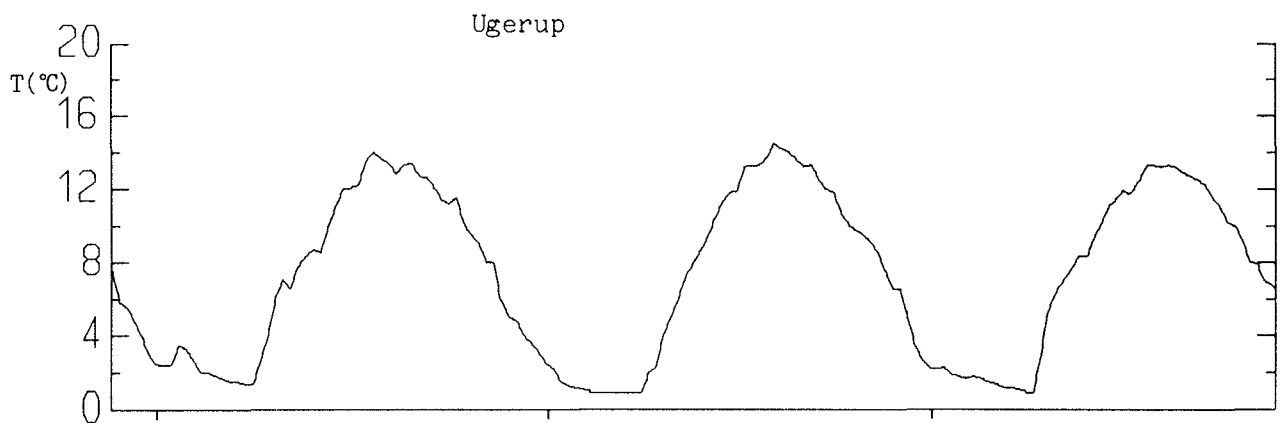
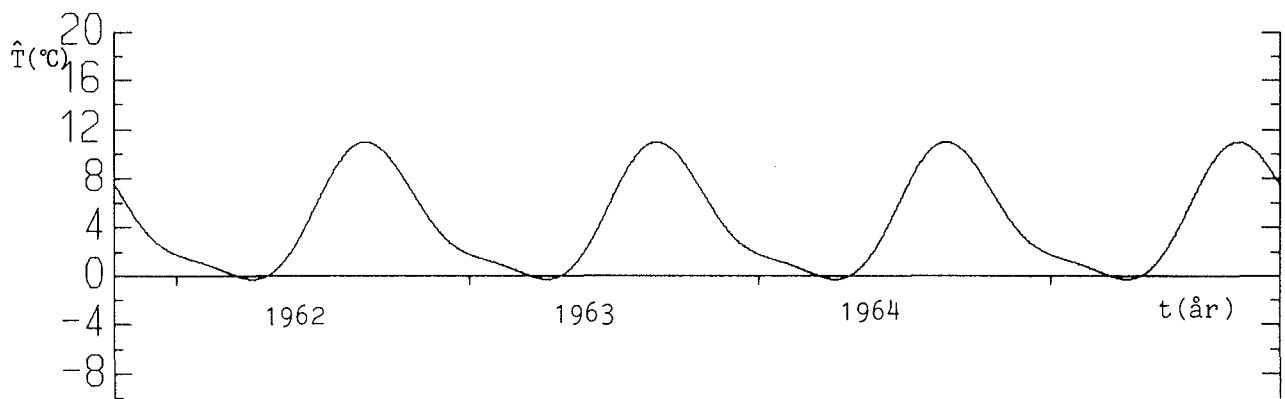
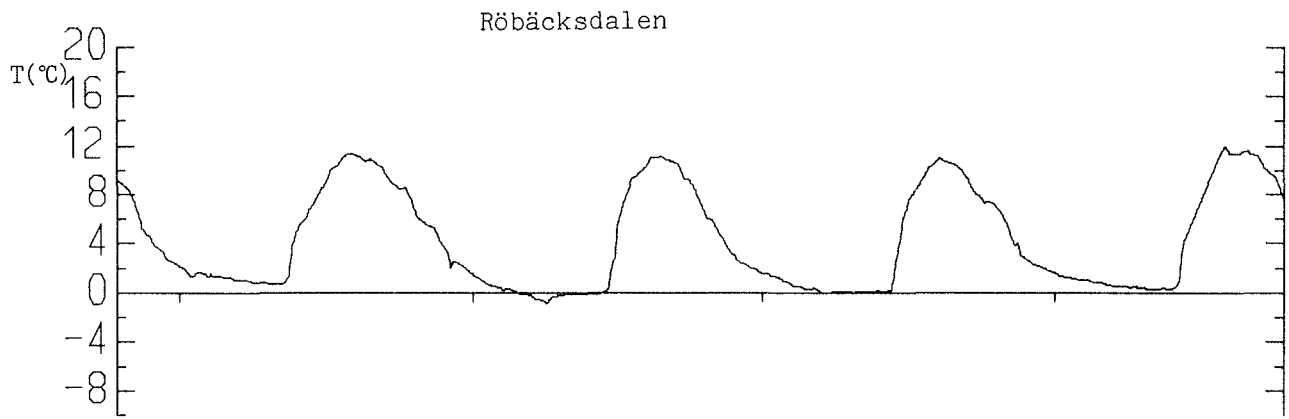


— 190 cm
- - 300 cm
- - 600 cm





Figurbilaga 2. Uppmätta och beräknade temperaturer (T resp. \hat{T}) på 70 cm djup vid Röbbäcksdalen och Ugerup.



RAPPORTER FRÅN JORDBEARBETNINGSAVDELNINGEN

- | NR | ÅR | |
|----|------|--|
| 52 | 1977 | Arne Ljungars: Olika faktorerers betydelse för traktorernas jordpackningsverkan. Mätningar 1974-1976. 43 s.
<i>Importance of different factors on soil compaction by tractors. Measurements in 1974-1976. 43 p.</i> |
| 53 | 1977 | Inge Håkansson & József von Polgár: Modellförsök med såbäd-
dens funktion. II. Försök med skiktade och oskiktade såbäd-
dar. 22 s.
<i>Model experiments into the function of the seedbed. II.
Experiments with stratified and unstratified seedbeds. 22p.</i> |
| 54 | 1978 | Ulf Olsson: Harvens konstruktion och harvningens utförande -
inverkan på bearbetningsresultatet. 28 s.
<i>Influence of harrow construction and harrowing on the till-
age result. 28 p.</i> |
| 55 | 1978 | Olle Wallbom & Kjell Wretler: Förekomsten av några viktiga
växtskadegörare vid plöjningsfri odling. 29 s.
<i>Occurrence of some important plant diseases on ploughless
cereal cropping. 29 p.</i> |
| 56 | 1978 | Åke Huhtapalo: Kombisådd av kväve och fosfor till vårsäd.
27 s.
<i>Combi-drilling of nitrogen and phosphorus with spring cere-
als. 27 p.</i> |
| 57 | 1979 | Inge Håkansson: Försök med jordpackning vid hög axelbelast-
ning. Markundersökningar 1-2 år efter försökens anläggande.
15 s.
<i>Experiments with soil compaction at high axle load. Soil
investigations 1-2 years after the experimental compaction.
15 p.</i> |
| 58 | 1979 | Inge Håkansson & József von Polgár: Modellförsök med såbäd-
dens funktion. III. Försök med syrebrist i såbädden. 17 s.
<i>Model experiments into the function of the seedbed. III.
Experiments with oxygen deficiency in the seedbed. 17 p.</i> |
| 59 | 1980 | Tomas Rydberg: Storpärsellförsök med plöjningsfri odling,
1976-78. 21 s.
<i>Big-plot experiments with ploughless farming, 1976-78. 21 p.</i> |
| 60 | 1980 | Working group on soil compaction by vehicles with high axle
load. Report of meeting in Uppsala 1980. 56 p. |
| 61 | 1981 | Behovet av forskning och försök inom mark-teknikområdet. En
inventering utförd av samarbetskommittén för mark-teknik vid
Sveriges Lantbruksuniversitetets Lantbruksvetenskapliga fakul-
tet. Sekreterare: Lennart Henriksson. 46 s. |
| 62 | 1981 | Skördevariationerna i växtodlingen - orsaker och motåtgärder
Seminarium anordnat av Samarbetskommittén för Mark-Teknik på
Ultuna 1981-04-09. 64 s. |
| 63 | 1981 | Nils M. Nilsson: Plöjningsdjup och tiltbredder vid höstplöj-
ning. 30 s.
<i>Ploughing depths and widths of furrow slice in autumn
ploughing. 30 p.</i> |
| 64 | 1982 | Jan Cederlund: Kombinerad bearbetning och sådd (harvsådd).
Examensarbete. 54 s. |
| 65 | 1983 | Göran Kritz: Såbäddar för vårstråsådd. En stickprovsundersök-
ning. 187 s.
<i>Physical conditions in cereal seedbeds. A sampling investi-
gation in Swedish spring-sown fields. 187 p.</i> |
| 66 | 1983 | N.M. Nilsson: Höst- eller vårplöjning till vårsådd på kapil-
lära jordar. Resultat från 12 fältförsök åren 1971-75. 57 s.
<i>Autumn- or spring ploughing before spring sowing on capil-
lary soils. Results from 12 field trials during 1971-1975.
57 p.</i> |
| 67 | 1984 | Berth Mårtensson: Harvsådd - Preliminära försöksresultat
1979-83. 20 s.
<i>Once-over sowing - Preliminary results of trials 1979-1983.
20 p.</i> |
| 68 | 1984 | Mats Edh: BANDSÅDD - en studie av olika billar för bandsådd.
Examensarbete. 44 s. |
| 69 | 1984 | József von Polgár: Vältning efter vårsådd. 16 s.
<i>Rolling after spring sowing. 16 p.</i> |
| 70 | 1986 | Tomas Rydberg: Markfysikaliska och markkemiska effekter av
plöjningsfri odling i Sverige. 35 s.
<i>Effects of ploughless tillage on soil physical and soil che-
mical properties in Sweden. 35 p.</i> |
| 71 | 1986 | Jordpackning: Skördepåverkan - Motåtgärder - Ekonomi.
Rapport från NJF-seminarium i Sigtuna 28-30 oktober 1986. 187 s.
<i>Soil compaction: Effects - Counter-measures - Economy. 187 p.</i> |
| 72 | 1986 | Termiska egenskaper i åkermark skattade på grundval av den
årliga temperaturvariationen. 18 s.
<i>Thermal properties of the subsoil estimated from annual tem-
perature variations. 18 p.</i> |