

B E R I C H T E  
aus dem  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE  
an der  
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT KIEL

Nr. 120

1983

Die Erwärmung des Ozeans  
hervorgerufen durch solare Strahlungsenergie

von

A. Horch, W. Barkmann und J.D. Woods

DOI 10.3289/IFM-BER-120

—

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden bei:  
Direktor der Abteilung Regionale Ozeanographie  
Institut für Meereskunde an der Universität Kiel  
Düsternbrooker Weg 20  
D 2300 Kiel 1

---

ISSN 0341 - 8561

Die Erwärmung des Ozeans  
hervorgerufen durch solare Strahlungsenergie

	<u>Seite</u>
<u>Zusammenfassung / Summary</u>	
<b>Teil 1: <u>BESCHREIBUNG DES STRAHLUNGSMODELLS</u></b>	1
1. <u>Einleitung</u>	2
2. <u>Berechnung der Einstrahlung <math>I(0)</math> an der Wasseroberfläche</u>	4
2.1 <u>Astronomie</u>	4
2.2 <u>Absorption und Streuung in der Atmosphäre bei wolkenlosem Himmel</u>	6
2.2.1 <u>Direkte Sonneneinstrahlung</u>	6
2.2.1.1 <u>Atmosphärische Luftmasse</u>	8
2.2.1.2 <u>Rayleigh Streuung</u>	8
2.2.1.3 <u>Ozon</u>	9
2.2.1.4 <u>Wasserdampf</u>	10
2.2.1.5 <u>Aerosol</u>	10
2.2.2 <u>Diffuse Einstrahlung bei wolkenlosem Himmel</u>	11
2.2.2.1 <u>Rayleigh Streuung</u>	11
2.2.2.2 <u>Aerosol Streuung</u>	12
2.3 <u>Albedo der Wasseroberfläche</u>	12
2.4 <u>Lichtbrechung und effektive Weglänge</u>	14
2.5 <u>Einfluß der Bewölkung auf die Erwärmungsrate im Ozean</u>	15

3.	<u>Bestimmung und Parametrisierung von <math>I(z)/I(0)</math></u>	21
3.1	Absorption in 27 Wellenbändern für klares Wasser (Wasser Typ 0)	21
3.2	Theoretische Modelle	22
3.2.1	Vielfach-Streuung (Raschke, 1975)	22
3.2.2	Tiefenverteilung der Trübungspartikel	24
3.3	Secchi-Scheibe	25
3.4	Empirische Anpassung an gemessene $I(z)/I(0)$ (Jerlov Wassertypen Klassifikation)	26
3.4.1	Anpassung mit einer Exponentialfunktion	27
3.4.2	Anpassung mit 2 Exponentialfunktionen (Paulson & Simpson, 1977)	28
3.4.3	Anpassung mit einem Arcus Tangens Modell (Zaneveld & Spinrad, 1980)	30
3.4.4	Anpassung mit 3 Exponentialfunktionen (Modifikation von 3.4.2)	32
3.5	Abbildungen und Tabellen zu Teil 1	34
	<u>Literatur</u>	72
	<u>Teil 2: GRAPHISCHE DARSTELLUNGEN (ERGEBNISSE DER MODELLRECHNUNG)</u>	76
4.	<u>Tagesgänge</u>	77
4.1	Erwärmungsraten bis 100 m	77
	Variable: $mK/h = 10, 5, 2.5, 1, 0.5, 0.25, 0.1, 0.05, 0.025, 0.01$	
	Abzisse: Uhrzeit	
	Ordinate: Tiefe	
	Parameter: Tag im Jahr WS, SS, E	
	Breite $0^\circ, 20^\circ, 40^\circ, 60^\circ, 80^\circ$	
	Trübung I, IA, IB, II, III	

4.2 Erwärmungsraten bis 10 m 91

Variable: mK/h = 500, 250, 100, 50, 25, 10, 5, 2.5, 1, 0.5

Abzisse: Uhrzeit

Ordinate: Tiefe

Parameter: Tag im Jahr WS, SS, E  
Breite 0°, 20°, 40°, 60°, 80°  
Trübung 0, I, IA, IB, II, III

4.3 Erwärmungsraten für vorgegebene Mischungstiefen 107

Variable: Mischungstiefe = 1, 5, 10, 15, 20 m  
Trübung J = I, III

Abzisse: Uhrzeit

Ordinate: Erwärmungsrate

Parameter: Tag im Jahr WS, SS, E  
Breite 0°, 20°, 40°, 60°, 80°

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten dT 111

5.1 "Horizontalschnitte" (Ordinate: Breite) 111

5.1.1 Tiefen konstanter Erwärmungsrate

Variable: Tiefe mit dT = const.

Abzisse: Tag im Jahr

Ordinate: Breite

Parameter: Tägl. Erwärmungsrate dT = 1, 10, 100 mK/d  
Trübung I, IA, IB, II, III

5.1.2 Tiefen konstanter Einstrahlung 115

Variable: Tiefe mit  $\bar{I}$  = const.

Abzisse: Tag im Jahr

Ordinate: Breite

Parameter: Einstrahlung  $\bar{I}$  1, 10, 100 W/m<sup>2</sup>  
Trübung I, IA, IB, II, III

- 5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate bei verschiedenen Bedeckungsgraden 119  
Variable: Tiefe [m] mit  $dT = \text{const.}$   
Abzisse: Tag im Jahr  
Ordinate: Breite  
Parameter: Bedeckungsgrad  $N = 8/8, 6/8, 4/8, 2/8, 0/8$   
Tägl. Erwärmungsrate  $dT = 1, 10, 100 \text{ mK/d}$
- 5.1.4 Tiefen konstanter Einstrahlung bei verschiedenen Bedeckungsgraden 129  
Variable: Tiefe [m] mit  $\bar{I} = \text{const.}$   
Abzisse: Tag im Jahr  
Ordinate: Breite  
Parameter: Bedeckungsgrad  $N = 8/8, 6/8, 4/8, 2/8, 0/8$   
Einstrahlung  $\bar{I} = 1, 10, 100 \text{ W/m}^2$
- 5.1.5 Erwärmungsraten auf konstanter Tiefe 138  
Variable:  $dT [\text{mK/d}]$  für  $z = \text{const.}$   
Abzisse: Tag im Jahr  
Ordinate: Breite  
Parameter: Tiefe 1, 5, 10, 20, 30, 50, 75, 100 m  
Trübung I, IA, IB, II, III
- 5.1.6 Einstrahlung auf konstanter Tiefe 148  
Variable: Einstrahlung  $\bar{I} [\text{W/m}^2]$  für  $z = \text{const.}$   
Abzisse: Tag im Jahr  
Ordinate: Breite  
Parameter: Tiefe 1, 5, 10, 20, 30, 50, 75, 100 m  
Trübung I, IA, IB, II, III
- 5.1.7 Einstrahlung an der Oberfläche 158  
Variable: Einstrahlung  $\bar{I} [\text{W/m}^2]$  für  $z = 0$   
Abzisse: Tag im Jahr  
Ordinate: Breite  
Parameter: keine (wolkenfreie "Standardatmosphäre")

5.2	"Vertikalschnitte" (Ordinate: Tiefe)	160
5.2.1	Erwärmungsraten entlang eines Meridians	160
	Variable: $dT[\text{mK/d}] = 200,150,100,50,40,30,20,10,8,6,4,2$	
	Abzisse: Breite	
	Ordinate: Tiefe	
	Parameter: Tag im Jahr	WS, SS, E
	Trübung	I, IA, IB, II, III
5.2.2	Jahresgang der Erwärmungsraten	164
	Variable: $dT[\text{mK/d}] = 200,150,100,50,40,30,20,10,8,6,4,2$	
	Abzisse: Tag im Jahr	
	Ordinate: Tiefe	
	Parameter: Breite	$0^\circ, 20^\circ, 40^\circ, 60^\circ, 80^\circ$
	Trübung	I, IA, IB, II, III
5.3	Profile	170
5.3.1	Erwärmungsraten bis 100 m	170
	Variable: Trübung J =	I, IA, IB, II, III
	Abzisse: Erwärmungsrate (logarithmisch)	
	Ordinate: Tiefe	
	Parameter: Tag im Jahr	WS, SS, E
	Breite	$0^\circ, 20^\circ, 40^\circ, 60^\circ, 80^\circ$
5.3.2	Erwärmungsraten bis 10 m	175
	Variable: Trübung J =	I, IA, IB, II, III
	Abzisse: Erwärmungsrate (linear)	
	Ordinate: Tiefe	
	Parameter: Tag im Jahr	WS, SS, E
	Breite	$0^\circ, 20^\circ, 40^\circ, 60^\circ, 80^\circ$
5.3.3	Erwärmungsraten bei angenommener Durchmischung	180
	Variable: Trübung J =	I, III
	Abzisse: Erwärmungsrate (linear)	
	Ordinate: Mischungstiefe (bis 50 m)	
	Parameter: Tag im Jahr	WS, SS, E
	Breite	$0^\circ, 20^\circ, 40^\circ, 60^\circ, 80^\circ$

6. Jahresintegral der Erwärmung aus Tagesmitteln

185

Variable: Trübung J =	I, IA, IB, II, III
Abzisse: Tag im Jahr	
Ordinate: Temperaturerhöhung	
Parameter: Breite	0°, 20°, 40°, 60°, 80°
Tiefe	30, 50, 75, 100, 125, 150 m

### Zusammenfassung

Die Absorption von Sonnenenergie im oberen Ozean ist ein fundamentaler Prozeß, der vielfältige Anwendungen in der Meereskunde findet. Sie ist wichtig für viele der in der Abteilung Regionale Ozeanographie durchgeführten Projekte. Diese sind:

- Modellierung der durchmischten Schicht im Ozean
- Berechnung der thermischen Reaktion des Ozeans auf atmosphärische Verunreinigung durch CO<sub>2</sub>
- Modellierung von Phytoplankton-Wachstum.

Vor 5 Jahren wurde mit der Entwicklung eines Standard-Absorptionsmodells begonnen, das für solche Projekte eingesetzt werden sollte.

Teil 1 dieses Berichtes dokumentiert dieses Modell, das dem Benutzer ermöglicht, die solare Einstrahlung für beliebigen Ort, Tag im Jahr, Tageszeit sowie für vorgesehene meteorologische Bedingungen und Meerwassertrübungen zu bestimmen.

Eine Anwendung des Modells ist die Berechnung einer globalen, saisonalen Klimatologie der solaren Erwärmung als eine Funktion der Tiefe. Dies wurde unter Zugrundelegung eines weiten Bereiches von Meerwassertrübungen durchgeführt. Die Ergebnisse wurden in zusammenfassender Form veröffentlicht (Woods, Barkmann & Horch, 1984) und werden vollständig dargestellt in Teil 2 dieses Berichtes.



Summary

The absorption of solar radiation in the upper ocean is a fundamental process, with application in several aspects of marine science. It is important for many of the research projects carried out in Abt. Regionale Ozeanographie, including:

- modelling the mixed layer of the ocean
  
- calculation of the thermal response of the ocean to atmospheric pollution by CO<sub>2</sub>
  
- modelling phytoplankton growth.

Five years ago we started to develop a standard solar radiation absorption model that could serve such projects. Part 1 of this report documents that model, which allows the user to calculate the solar irradiance at any location, day of the year and time of day, for given meteorological and seawater conditions.

One application of the model is to compute a global seasonal climatology of solar heating as a function of depth. We have done that, using a wide range of seawater turbidities. The results have been summarized in a scientific paper (Woods, Barkmann & Horch, 1984), and are presented more extensively in part 2 of this report.

**TEIL 1: BESCHREIBUNG DES STRAHLUNGSMODELLS**

## 1. Einleitung

Die solare Erwärmung ist ein wichtiger Faktor in der Modellierung der oberen Grenzschicht des Ozeans. Sie beeinflusst nicht nur die Temperatur, sondern auch die Tiefe der durchmischten Schicht und muß daher auch bei Betrachtung der Zirkulationsdynamik berücksichtigt werden.

In diesem Bericht soll die Abhängigkeit der Wirkung der Sonneneinstrahlung von den meteorologischen Parametern (Bewölkung, Wasserdampf, Aerosol), den ozeanischen Parametern (Trübung, Tiefe), dem betrachteten Ort (geographische Breite) und dem betrachteten Zeitintervall (Tag im Jahr, Ortszeit) untersucht werden. Zum betrachteten Zeitintervall ist zu bemerken, daß bei der Darstellung von Tagesgängen Momentanwerte benutzt werden, während bei der Darstellung von Jahresgängen Tagesmittelwerte (und zwar über volle 24 Stunden) Verwendung finden. Die beiden physikalischen Größen, die untersucht werden, sind die nach unten gerichtete gesamte kurzweilige Einstrahlung (Einheit:  $W/m^2$ ) und die darauf zurückzuführende Erwärmungsrate (Einheit:  $mK/h$  bzw.  $mK/d$ ). Auch die Erwärmungsraten bei vollständiger Durchmischung bis zu einer bestimmten Tiefe werden betrachtet.

Der 2. Teil dieses Berichtes kann aufgefaßt werden als Nachschlagewerk. Der Leser findet darin Profile, Schnitte, Tages- und Jahresgänge der Einstrahlung und der Erwärmungsraten in Abhängigkeit der oben bereits aufgeführten Parameter. Es kommt dabei absichtlich vor, daß dieselbe Information auf verschiedene Weise präsentiert wird, da die Anschaulichkeit einer bestimmten Darstellung von der Art der Fragestellung abhängt. An dieser Stelle soll erwähnt werden, daß für den wolkenlosen Fall die meteorologischen Parameter wie Wasserdampf- und Aerosolgehalt der Atmosphäre konstant gehalten wurden. Die Studie konzentriert sich mehr auf die ozeanischen Parameter Trübung und Tiefe unter Zugrundelegung des Extremfalles eines unbedeckten Himmels. Der Einfluß der Bewölkung wird gesondert abgehandelt.

Teil 1 des Berichtes gibt in Kapitel 2 eine umfassende Darstellung des theoretischen Hintergrunds zu den Modellrechnungen, die zu den graphischen Darstellungen in Teil 2 führten. Kapitel 3 von Teil 1 beschäftigt sich

dagegen mit der Form des Einstrahlungsprofils  $I(z)$  und vergleicht verschiedene Parametrisierungen. In diesem Zusammenhang werden auch die Ergebnisse des theoretischen Modells von Raschke (1975), das Vielfachstreuung mit berücksichtigt, mit den Ergebnissen der von uns benutzten Parametrisierungen verglichen. Zudem wird die Tiefenverteilung des Hydrosols, im offenen Ozean speziell des Phytoplanktons, diskutiert (Woods & Onken, 1982).

Ein Auszug dieser Arbeit, der sich mehr der physikalischen Relevanz der hier durchgeführten Berechnungen widmet, ist einer Veröffentlichung der Autoren zu entnehmen (Woods, Barkmann & Horch, 1984). Die astronomischen und meteorologischen Parametrisierungen sowie die Parametrisierung für Typ 0 Meerwasser, die hier zum ersten Mal in Einzelheiten beschrieben werden, wurden bereits in der Vergangenheit benutzt in Arbeiten über die Konvektion der durchmischten Schicht (Woods, 1980), über die tägliche und saisonale Variation von Temperatur und Tiefe der durchmischten Schicht (Hofmann, 1982), über die lichtlimitierte Planktonblüte (Woods & Onken, 1982) und bildet die Grundlage der Routinen zur Berechnung der solaren Erwärmung in dem in der Abteilung entwickelten Modell des oberen Ozeans (Barkmann et al., in Vorbereitung).

FORTRAN-Versionen der Routinen, die zur Erstellung der in diesem Bericht dargestellten Ergebnisse dienten, und die damit verbundenen Veröffentlichungen können von den Autoren angefordert werden.

#### Danksagung

Hiermit möchten wir allen Personen danken, die mit ihrer Hilfe zur Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen haben.

Insbesondere möchten wir Herrn Hagen Ross danken, der durch Software-Entwicklung und Erstellung graphischer Darstellungen einen wesentlichen Beitrag zu Teil 2 dieses Berichts geleistet hat.

## 2. Berechnung der Einstrahlung $I(0)$ an der Wasseroberfläche

### 2.1 Astronomie

Die Zenitdistanz  $\theta$  der Sonne ist gegeben durch:

$$\theta = \theta(t_h, \phi, \delta)$$

wobei:

$t_h$  = Ortsstundenwinkel: sphärischer Winkel am Pol zwischen dem oberen Meridian des Ortes und dem Stundenkreis der Sonne (Stundenkreise entsprechen den Meridianen auf der Erde)

=  $0^\circ$  für den Sonnenhöchsstand über einem gegebenen Meridian ( $\approx$  12.00 Uhr der wahren Ortszeit)

=  $90^\circ \approx$  18.00 Uhr wahre Ortszeit usw.

$\phi$  = geographische Breite

$\delta$  = Deklination der Sonne, als konstant angenommen über einen Tag (maximaler Fehler, der während der Tag- und Nachtgleichen auftritt, ist kleiner  $0.5^\circ$ )

$\gamma = 90^\circ - \theta$  nennt man die Sonnenhöhe. Es gilt (siehe z.B. Paltridge, Platt, 1976):

$$\sin(90^\circ - \theta) = \sin \gamma = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos t_h$$

$$\delta = 0.006918 - 0.399912 \cos \theta_0 + 0.070257 \sin \theta_0 - 0.006758 \cos 2\theta_0 + 0.000907 \sin 2\theta_0 - 0.002697 \cos 3\theta_0 + 0.001480 \sin 3\theta_0$$

$$\text{mit } \theta_0 = \frac{2\pi d_n}{365}$$

$d_n$  = Tageszahl, wobei 1. Januar = 0

31. Dezember = 364

$t_h$  = Zonenzeit (z.B. GMT), aber in Grad + Längengrad-Korrektur + Zeitgleichung

Zonenzeit in Grad bedeutet: 12.00 Uhr =  $0^\circ$

18.00 Uhr =  $90^\circ$ , usw.

Längengrad-Korrektur = lokaler Meridian - Standardmeridian, für GMT bedeutet dies: Längengrad-Korrektur = Längengrad des Ortes.

Die Längengrad-Korrektur entspricht 4 Minuten für jedes Grad Differenz zwischen lokalem Meridian und Standardmeridian. Die Korrektur ist positiv, falls der lokale Meridian östlich vom Standardmeridian liegt und umgekehrt.

$$\begin{aligned} \text{Zeitgleichung} &= 0.000075 + 0.001868 \cos \theta_0 - 0.032077 \sin \theta_0 \\ &- 0.014615 \cos 2\theta_0 - 0.040849 \sin 2\theta_0 \\ &(\text{maximaler Fehler} = 0.0025 \text{ rad} = 35 \text{ Sekunden}) \end{aligned}$$

Will man statt des Stundenwinkels  $t_h$  "echte Uhrzeiten" verwenden, so gilt ganz analog zur obigen Gleichung:

$$\begin{aligned} \text{Wahre Ortszeit} &= \text{mittlere Ortszeit} + \text{Zeitgleichung} \\ &= \text{Uhrzeit für jeweilige Zeitzone (z.B. GMT)} \\ &+ \text{Längengrad-Korrektur} + \text{Zeitgleichung} \end{aligned}$$

Längengrad-Korrektur und Zeitgleichung werden nun aber in Stunden, Minuten, Sekunden ausgedrückt ( $360^\circ = 24$  Stunden). Die mittlere Ortszeit leitet sich aus der Bewegung eines imaginären Körpers ab. Man stellt sich dabei eine sogenannte mittlere Sonne vor, die mit gleichmäßiger Winkelgeschwindigkeit in einem Jahr einmal die Erde umkreist, und zwar mit der übers Jahr gemittelten Winkelgeschwindigkeit der wahren Sonne.

Alle obigen Formeln beziehen sich auf die Mitte der Sonnenscheibe und vernachlässigen die Lichtbrechung in der Atmosphäre. Diese beiden Vereinfachungen führen aber nur zu sehr kleinen Fehlern. Die Sonnenscheibe erscheint unter einem Winkel von  $32'$  ( $\approx 0.5^\circ$ ) auf der Erde. Der beobachtete Zenitwinkel ist durch die atmosphärische Lichtbrechung um  $34'$  geringer als der berechnete für eine im Horizont stehende Sonne. (Für eine im Zenit stehende Sonne ist die Abweichung natürlich 0.)

Zur Vervollständigung seien zum Schluß zu den deutschen Fachbegriffen die entsprechenden englischen angegeben:

Ortsstundenwinkel	local hour angle
wahre Ortszeit	local apparent time
mittlere Ortszeit	local mean time
Uhrzeit (Zeitzone)	clock time (time zone)

## 2.2 Absorption und Streuung in der Atmosphäre bei wolkenlosem Himmel

Die Einstrahlung an der Wasseroberfläche ist gegeben durch

$$F(0)\downarrow = I \cos \theta + D\downarrow$$

wobei  $\theta$  = Zenitdistanz der Sonne

$I$  = direkte Sonneneinstrahlung auf eine Fläche senkrecht zum einfallenden Strahl

$D\downarrow$  = vertikale diffuse Flußdichte als Integral der diffusen Strahlungsflüsse über alle Raumwinkel des oberen Halbraumes.

$F(0)\downarrow$  setzt sich aus 2 Anteilen zusammen, dem direkt an der Wasserfläche reflektierten und dem aus dem Meer zurückgestreuten. Der letztere Anteil beträgt maximal etwa 2 % von  $F(0)\downarrow$  und wird hier nicht betrachtet. Für die Fernerkundung durch den Satelliten ist jedoch gerade dieser Anteil von  $F(0)\downarrow$  das maßgebliche Signal.

### 2.2.1 Direkte Sonneneinstrahlung

Wir wenden uns nun zunächst der direkten Sonneneinstrahlung  $I$  zu:

$$I = \int_0^{\infty} I_{0\lambda} (Tr_{R\lambda} \cdot Tr_{Oz\lambda} \cdot Tr_{Wd\lambda} \cdot Tr_{Ae\lambda}) m_T(\theta) d\lambda$$

mit:  $I_{0\lambda}$  = Sonneneinstrahlung für die Wellenlänge  $\lambda$  außerhalb der Erdatmosphäre (z.B. von Thekaekara und Drummond, 1971, in 75 Wellenbändern; als Tabelle in Paltridge, Platt, 1976, auf S. 55)

$m_r(\theta)$  = relative optische Luftmasse (Definition s.u.)

$Tr_R$  = Durchlässigkeitsvermögen (engl.: transmittance) bezüglich Rayleigh-Streuung

$Tr_{Oz}$  = Durchlässigkeitsvermögen bezüglich Ozon

$Tr_{Wd}$  = Durchlässigkeitsvermögen bezüglich Wasserdampf

$Tr_{Ae}$  = Durchlässigkeitsvermögen bezüglich Aerosol (Staub)

Die obige Gleichung für  $I$  wird in der folgenden Näherung verwendet:

$$I = Tr_{Oz}(u_{Oz} m_r) \cdot \int_0^{\infty} I_{O\lambda}(Tr_{R\lambda} \cdot Tr_{Ae\lambda}) m_r d\lambda - I_{O} a_{Wd}(u_{Wd} m_r)$$

wobei 
$$I_0 = \int_0^{\infty} I_{O\lambda} d\lambda \text{ (Solarkonstante} = 1353 \text{ W/m}^2\text{)}$$

$$a_{Wd} = 1 - Tr_{Wd}, \text{ Absorptionsvermögen des Wasserdampfes}$$

$Tr_{Oz}, Tr_{Wd}$  = aufs gesamte Spektrum bezogene Durchlässigkeitsvermögen

$u_{Oz}, u_{Wd}$  = Weglängen durch Ozon bzw. Wasserdampf für eine im Zenit stehende Sonne

Das bedeutet, daß  $Tr_{Oz}$  (Ozon) als multiplikativ mit  $Tr_R \cdot Tr_{Ae}$  genähert wird, dagegen  $Tr_{Wd}$  (Wasserdampf) als additiv zu  $Tr_R \cdot Tr_{Ae}$ . Multiplikativität ist streng nur gegeben, falls Absorption durch Ozon im selben Wellenlängenbereich erfolgt wie Rayleigh-Streuung und Mie-Streuung bezüglich atmosphärischen Staubs. Da diese drei Vorgänge hauptsächlich im Ultravioletten und im sichtbaren Bereich des Spektrums stattfinden, wurde diese Näherung gewählt. Für Wasserdampf, der hauptsächlich Strahlung im Infraroten absorbiert, wurde dagegen eine Additivität des Durchlässigkeitsvermögens  $Tr_{Wd}$  bezüglich der übrigen Anteile ( $Tr_{Oz}, Tr_R, Tr_{Ae}$ ) angesetzt. Bei dieser Approximation bedeutet das Aerosol die größte Fehlerquelle, da die Streuwirkung vom Ultravioletten zum Infraroten hin nicht so steil abfällt wie bei der Rayleigh-Streuung.



$I(\theta)$  wurde an Meßdaten angepaßt durch Abstimmung des atmosphärischen Staubgehalts, wobei für die totalen Weglängen durch Ozon und Wasserdampf die Werte vom Meßort vorgegeben waren. (Meßdaten: Aspendale, Australien, 1967 - 1972, in Paltridge and Platt, 1976, S.117). Da der hierbei gewonnene Trübungsparameter gut mit dem von den Autoren angegebenen Wert übereinstimmt, ist das eine Bestätigung für die Anwendbarkeit des gewählten Ansatzes.

Es werden nun der Reihe nach die zur Berechnung von  $I$  erforderlichen Terme abgehandelt.

#### 2.2.1.1 Atmosphärische Luftmasse

Die relative Luftmasse  $m_r$  (das ist das Verhältnis der vom Strahl tatsächlich durchlaufenen Luftmasse zu der durchlaufenen Luftmasse für eine im Zenit stehende Sonne) ist in erster Linie abhängig von der Zenitdistanz  $\theta$  der Sonne und für  $z = 0$  (d.h. an der Wasseroberfläche) gegeben durch:

$$m_r(0) = \left[ \left( \frac{R}{H} \cos \theta \right)^2 + 2 \frac{R}{H} + 1 \right]^{1/2} - \frac{R}{H} \cos \theta$$

Brechung führt bei niedrigen Sonnenständen zu Fehlern in der angegebenen Formel (2 % für  $\theta = 85^\circ$ ).

$R$  = Erdradius ( $6.37 \times 10^6$  Meter)

$\theta$  = Zenitdistanz der Sonne

$H = p_0/g\rho_0$  (Höhe der homogenen Atmosphäre konstanter Dichte  $\rho_0$ , die den Luftdruck  $p_0$  am Boden erzeugt)

$p_0$  = Luftdruck am Boden

$g$  = Schwerebeschleunigung ( $9.81 \text{ m sec}^{-2}$ )

$\rho_0$  = Dichte der Luft am Boden

#### 2.2.1.2 Rayleigh-Streuung

$$T_{R\lambda} = \exp(-\tau_{R\lambda})$$

$\tau_{R\lambda}$  = optische Tiefe bezüglich Rayleigh-Streuung für die Wellenlänge  $\lambda$

Robinson (1966) fand für Standard-Luftdruck:

$$\tau_{R\lambda} = 0.00888 \lambda^{-4.05}, \lambda \text{ in } \mu\text{m}$$

Da der Luftdruck am Boden  $p_0$  ein Maß für die totale Atmosphärenmasse ist, ist die optische Tiefe annähernd proportional zu  $p_0$  innerhalb der relativ kleinen Schwankungsbreite, die in der Natur auftritt.

Daher folgt schließlich:

$$\tau_{R\lambda} = \left(\frac{p_0}{p_s}\right) \cdot 0.00888 \lambda^{-4.05}, \quad \lambda \text{ in } \mu\text{m}$$

mit  $p_0$  = Luftdruck am Boden

$p_s$  = Standard-Luftdruck (1013 mb)

Die Berechnungen wurden mit  $p_0 = p_s$  durchgeführt.

### 2.2.1.3 Ozon

Für die Atmosphäre gilt in guter Näherung:

$$\tau_{R_{Oz}} = 1 - a_{Oz} \quad (\text{d.h. Reflektivität} = 0 \text{ gesetzt})$$

Lacis und Hansen (1974) geben nach den Messungen von Howard et al. (1961) folgende Parametrisierung an:

$$a_{Oz} = a_{Oz}^{uv}(x) + a_{Oz}^{vis}(x)$$

$$\text{mit } a_{Oz}^{uv}(x) = \frac{1.082x}{(1 + 138.6x)^{0.805}} + \frac{0.0658x}{1 + (103.6x)^3}$$

für  $\lambda < 0.42 \mu\text{m}$

$$a_{Oz}^{vis}(x) = \frac{0.02118x}{1 + 0.042x + 0.000323x^2}$$

für  $0.42 \mu\text{m} < \lambda < 0.74 \mu\text{m}$

wobei  $x = u \cdot m_r'$

$u$  = vertikale Weglänge des Ozeans

$$m_r' = \frac{35 \cos \theta}{(1224 \cos^2 \theta + 1)^{1/2}} \quad (\text{relative Luftmasse unter Berücksichtigung})$$

von Erdkrümmung und Durchschnittsdicke der Ozonschicht,  
Rodgers, 1967)

Die mittlere vertikale Weglänge von Ozon beträgt  $u = 0.3$  cm. Für die angestrebte Gesamtgenauigkeit in I von etwa 2 % ist es fraglich, ob Ozon überhaupt berücksichtigt werden muß.

#### 2.2.1.4 Wasserdampf

$$a_{\text{Wd}} = 2.9 y / [(1 + 141.5 y)^{0.635} + 5.925 y]$$

für  $10^{-2}$  cm  $< y < 10$  cm

$a_{\text{Wd}}$  bezieht sich auf das gesamte Sonnenspektrum (Lacis und Hansen, 1974).

$y$  = effektive Weglänge durch Wasser ( $y = u \cdot m_{\text{r}}$ ,  $u$  = vertikale Weglänge)

Benutzt wurde ein mittlerer Wert von  $y = 1.5$  cm. Das ist der jährliche Mittelwert für Aspendale, Australien (Paltridge und Platt, 1976, S. 114).

#### 2.2.1.5 Aerosol

$$\tau_{\text{Ae}\lambda} = \exp(-\tau_{\text{Ae}\lambda})$$

Für eine Junge Größenverteilung des Aerosols gilt:

$$\tau_{\text{Ae}\lambda} = \beta \cdot \lambda^{-1.3}, \lambda \text{ in } \mu\text{m}$$

$\beta$  = Angström Trübungskoeffizient (für eine Standardatmosphäre definiert von Elterman und Toolin  $\beta = 0.15$ , siehe Paltridge und Platt, 1976, S.124, 225)

Literatur: Angström (1964), Elterman und Toolin (1965)

$\beta$  wurde bestimmt durch eine Anpassung unserer Modellgleichung an Messungen der direkten Einstrahlung in Abhängigkeit der Sonnenhöhe  $\gamma = 90 - \theta$  in Aspendale, Australien, aus den Jahren 1967 - 1972 (Paltridge und Platt,

1976, S.116-118). An die Meßwerte wurde mit der Methode der kleinsten Quadrate eine Kurve angepaßt, so daß  $I = I(\theta)$  aus der Messung mit  $I = I(\theta)$  aus dem Modell für verschiedene  $\beta$  verglichen werden konnte. Gute Übereinstimmung gab es für  $\beta = 0.048$ . Der Angström-Trübungskoeffizient für Aspendale wurde mit  $0.04 \pm 20\%$  angegeben (Paltridge und Platt, 1976, S.114), so daß der von uns ermittelte Wert durchaus realistisch erscheint. Diese Übereinstimmung sowie die nur geringen relativen Abweichungen zwischen  $I_{\text{exp}}(\theta)$  und  $I_{\text{theor}}(\theta)$  (für  $\theta < 60^\circ$  kleiner 1.5 %, siehe Tabelle 1 und Abbildung 1) geben Vertrauen in die Brauchbarkeit des Modells.

### 2.2.2 Diffuse Einstrahlung bei wolkenlosem Himmel

$D^\dagger$  setzt sich aus 2 Anteilen zusammen:

$$D^\dagger = D^\dagger_R + D^\dagger_{Ae}$$

mit:  $D^\dagger_R$  = Anteil der Rayleigh-Streuung an der diffusen Einstrahlung

$D^\dagger_{Ae}$  = Anteil des Aerosols an der diffusen Einstrahlung

Diese einfache Addition von  $D^\dagger_R$  und  $D^\dagger_{Ae}$  gilt strenggenommen nur, wenn die optischen Tiefen beider Streuanteile über das gesamte Spektrum hinreichend klein sind. (Für weite Bereiche des Spektrums ist dies erfüllt.)

#### 2.2.2.1 Rayleigh-Streuung

$$D^\dagger_R = D^\dagger_{RI} + D^\dagger_{RD}$$

wobei:  $D^\dagger_{RI} = (I_0 - I) \cos \theta - I_0 \cos \theta \alpha_R(\theta)$

$$D^\dagger_{RD} = (D^\dagger_{RI} + I \cos \theta) \alpha_g \bar{\alpha}_R^*$$

$$\alpha_R(\theta) = 0.28 / (1 + 6.43 \cos \theta)$$

mit:  $I_0$  = Solarkonstante (1353 W/m<sup>2</sup>)

$I$  = die um die Rayleigh-Streuung geschwächte direkte Einstrahlung an der Wasseroberfläche

$D^\dagger_{RI}$  = diffuse Rayleigh-Streuung vom direkt einfallenden Licht

$D^\dagger_{RD}$  = diffuse Rayleigh-Streuung vom einmal reflektierten Licht

- $\alpha_R$  = Rayleigh Albedo (ins All zurückgestreuter Anteil)
- $\alpha_g$  = Albedo der Meeresoberfläche (= 0.06 in unseren Berechnungen)
- $\bar{\alpha}_R^*$  = Rayleigh Albedo für reflektierte Strahlung, d.h. zur Erde zurückgestreuter Anteil (= 0.0685)

### 2.2.2.2 Aerosol-Streuung

$$D_{Ae}^{\dagger} = r \cdot dI_{Ae} \cdot \cos\theta \cdot (1 + \cos\theta)^2 \cdot (2 - \cos\theta)/4$$

mit:  $dI_{Ae} = I_0 (1 - Tr_{Ae})$ , d.h. der Teil der Einstrahlung, der durch Aerosol aus dem direkten Strahl gestreut wird.

$r$  = Faktor, der den Anteil von  $dI_{Ae}$  angibt, der für  $\theta = 0$  die Meeresoberfläche erreicht.

Der Faktor  $r$  wird empirisch gewonnen durch optimale Anpassung der theoretisch berechneten diffusen Einstrahlung an Meßwerte, die in den Jahren 1967 - 1972 in Aspendale, Australien, aufgenommen wurden (Paltridge und Platt, 1976, S. 118). Aus dieser Analyse (siehe Tabelle 2 und Abbildung 2) folgt:  $r = 0.14$ .

### 2.3 Albedo der Wasseroberfläche

Die Albedo ist gegeben durch:

$$A = \frac{F(0_+) \uparrow}{F(0_+) \uparrow} = \rho_a + (1 - \rho_w) \frac{F(0_-) \uparrow}{F(0_+) \uparrow} \qquad \rho_a = 1 - \frac{F(0_-) \uparrow}{F(0_+) \uparrow}$$

wobei  $\rho_a$  = Reflektivität der Wasseroberfläche für Strahlung von oben, also in Luft

$\rho_w$  = Reflektivität der Wasseroberfläche für Strahlung von unten, also in Wasser (= 0.48)

$F(0_+) \uparrow$  = einfallende Strahlung an der Wasseroberfläche in Luft

$F(0_+) \uparrow$  = zurückgeworfene Strahlung an der Wasseroberfläche in Luft

$F(0_-) \uparrow$  = einfallende Strahlung an der Wasseroberfläche in Wasser

$F(O_-)^{\uparrow}$  = vom Wasser zurückgestreute Strahlung an der Wasseroberfläche in Wasser

Für die hier durchgeführten Berechnungen wurde der zweite Summand, d.h. die Rückstreuung aus dem Meer, nicht berücksichtigt.

Der erste Summand,  $\rho_a$ , wird seinerseits aufgeteilt in zwei Anteile, Reflektion der direkten Einstrahlung und Reflektion der diffusen Einstrahlung (Jerlov, 1976), S.73-75):

$$\rho_a = \frac{E_r}{E} = \rho_s \cdot (1-n) + \rho_d \cdot n$$

$E$  = einfallende Strahlung

$E_r$  = reflektierte Strahlung

$\rho_s$  = Reflektivität für direkte Einstrahlung

$\rho_d$  = Reflektivität für diffuse Einstrahlung (= 0.066)

$n$  = Verhältnis von diffuser Einstrahlung zur Globalstrahlung

Für  $\rho_d$  wurde ein Wert von 6.6 % zugrunde gelegt (Burt, 1954).  $\rho_s$  wurde für eine ebene Wasseroberfläche aus der Fresnel'schen Gleichung berechnet:

$$\rho_s = \frac{1}{2} \frac{\sin^2(\theta - \theta')}{\sin^2(\theta + \theta')} + \frac{\tan^2(\theta - \theta')}{\tan^2(\theta + \theta')}$$

$\theta$  = Einfallswinkel (= Zenitdistanz)

$\theta'$  = Brechungswinkel

Der Einfluß der von Wind erzeugten Oberflächenrauigkeit auf  $\rho_s$  ist nur bei niedrigen Sonnenständen sehr erheblich (Cox & Munk, 1956). Für niedrige Sonnenstände ist die Einstrahlung an der Oberfläche aber ohnehin nur noch sehr klein.

Die Albedo der Meeresoberfläche wurde eingehend von Payne (1972) untersucht.

#### 2.4 Lichtbrechung und effektive Weglänge

Das Snell'sche Brechungsgesetz für die Brechung eines Lichtstrahls an einer Grenzfläche zwischen zwei Medien verschiedener optischer Dichte lautet:

$$\frac{\sin \theta}{\sin \theta'} = n$$

mit  $\theta$  = Einfallswinkel (für direkte Einstrahlung = Zenitdistanz der Sonne)

$\theta'$  = Brechungswinkel (Winkel des gebrochenen Strahls zur Senkrechten)

$n$  = Brechungsindex (für die Grenzfläche Meer/Atmosphäre  $n = \frac{4}{3}$ )

Der Strahl, der unter dem Winkel  $\theta'$  in den Ozean eindringt, läuft die verlängerte Strecke  $z'$  um die Tiefe  $z$  zu erreichen:

$$z' = \frac{z}{\cos \theta'}$$

Zusammen mit dem Brechungsgesetz folgt daraus:

$$z' = \frac{z}{\sqrt{(1 - 9/16 \sin^2 \theta)}}$$

$z'$  ist der effektiv vom Licht zurückgelegte Weg, um die Tiefe  $z$  zu erreichen.

Diese Betrachtungen gelten streng nur für vernachlässigbare Streuung. Jerlov und Nygard (1969) zeigen jedoch, daß bis zu einer bestimmten Tiefe  $z_k$  (die abhängig ist von der Trübung des Wassers und der Wellenlänge des Lichts) der mit dieser Näherung bestimmte Attenuationskoeffizient für eine im Zenit stehende Sonne aus den beobachteten Attenuationskoeffizienten für niedrigere Sonnenstände ( $\gamma = 30^\circ, 51^\circ, 80^\circ$ ) zu einem konstanten, mit Beobachtungen konsistenten Wert führt; in der Sargasso See z.B. bis mindestens 75 m für  $\lambda = 484$  nm und bis etwa 100 m für  $\lambda = 375$  nm, im östlichen Indischen Ozean bis mindestens 50 m für  $\lambda = 475$  nm. Für größere Tiefen wird der Attenuationskoeffizient unabhängig vom Sonnenstand. Kozlyaninov und Pelevin (1966) geben für diese Tiefe  $z_k$  die Beziehung  $cz_k = 2.5$  an ( $c$  = Attenuationskoeffizient). Jerlov und Nygard (1969) finden  $cz_k =$

4. Diese Art Beziehung bedeutet, daß um das für das gesamte Spektrum gültige  $z_k$  zu finden, ein kleiner Attenuationskoeffizient aus dem Spektrum (etwa bei  $\lambda = 475$  nm) gewählt werden kann, solange für die anderen Wellenlängen der Anteil der Einstrahlung an der Gesamteinstrahlung bei Erreichen vom jeweiligen  $z_{k\lambda}$  bereits vernachlässigbar klein ist. Es muß jedoch beachtet werden, daß bei gegebenem  $c$  die Tiefe  $z_k$  zusätzlich noch vom Verhältnis der Absorption zur Streuung abhängt ( $z_k$  wird dabei kleiner bei größerem Streuanteil).

Für Tiefen  $z > z_k$  liefert die obige Näherung  $z'$  zu kleine Einstrahlungswerte. Dieser Fehler kommt aber erst für niedrigere Sonnenstände zum Tragen.

## 2.5 Einfluß der Bewölkung auf die Erwärmungsrate im Ozean

In diesem Abschnitt soll der Einfluß der Bewölkung auf die Strahlungsenergie und auf die damit verbundene Änderung der Erwärmungsrate im Ozean diskutiert werden.

Bei bewölktem Himmel werden die Sonnenstrahlen an den Wolken reflektiert, gestreut und absorbiert. Das Transmissionsvermögen der kurzwelligen Strahlung wird durch diese Prozesse verringert, die am Erdboden ankommende Energie reduziert. Die diffuse Strahlung nimmt auf Kosten der direkten Strahlung zu.

Verschiedene Parameterisierungen für den solaren Energiefluß sind entwickelt worden (Hansen, 1971; Twomey, 1972; Lavis & Hansen, 1974; Charlock & Sellers, 1980), die den Einfluß der Mehrfachstreuung auf Reflexion und Transmission berücksichtigen. In diesen Methoden werden die Streueffekte an einer Anzahl von atmosphärischen Schichten mit verschiedenen hydrologischen Eigenschaften betrachtet. Einzelheiten des Strahlungsfeldes innerhalb dieser Schichten werden nicht berücksichtigt.

Charlock (1982) benutzte diese Methode, um mit modifizierten Parameterisierungen von Lavis und Hansen (1974) für die wolkenfreie Atmosphäre den



Fluß der Sonnenergie in der Atmosphäre zu bestimmen. Um die Bewölkung zu berücksichtigen, hatte er Parametrisierungen der Reflexions- und Transmissionsfunktion für Standardwolken von Stephens (1978) in sein Strahlungsmodell übernommen. Mit einem gekoppelten Atmosphären-Ozean-Modell wurde dann der Einfluß der Bewölkung und der Trübung im Ozean, die wiederum mit Hilfe der Absorptionskoeffizienten von Jerlov bestimmt wurde, auf den Jahresgang der Wasseroberflächentemperatur für einen Breitengürtel von 40° - 50° nördlicher Breite untersucht.

Die Entwicklung der Streufunktion in Polynome stellt eine andere Form der Parametrisierung dar. Raschke (1972) hat diese Methode angewendet, um bei wolkenloser Atmosphäre die Strahlung zu berechnen.

Methoden und Techniken, die zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung in Klimamodellen benutzt werden, haben Ramanathan und Coakly (1978) beschrieben.

Eine einfache, aber vielfach angewandte Methode, die Bewölkung zu berücksichtigen, ist die Einbeziehung empirischer Formeln in die Strahlungsberechnungen. Während in den numerischen Modellen Profile der Dichten und Größen von Wassertropfen für klassifizierte Standardwolken (Stephens, 1978) in die Berechnungen mit eingehen, werden die empirischen Formeln gewonnen, indem eine mehr oder minder große Anzahl von Strahlungsmessungen, die mit Hilfe von Pyranometern und Pyrhelimetern in der Regel auf dem Festland durchgeführt wurden, mit gleichzeitig stattgefundenen Wolkenbeobachtungen in Relation gesetzt werden.

In den folgenden Betrachtungen wird die empirische Methode benutzt, um die Bewölkung in dem oben beschriebenen Strahlungsmodell zu berücksichtigen. Einige der in der Literatur zu findenden Beziehungen sollen hier aufgezählt werden.

Simpson und Paulson (1979) vergleichen die im Rahmen des Nord-Pazifik-Experiments (NORPAX) vom 2. - 14.2.1974 durchgeführten Messungen der Globalstrahlung mit Ergebnissen aus Berechnungen mit empirischen Formeln. Die Abweichungen der berechneten von den gemessenen Werten der

Globalstrahlung an der Meeresoberfläche bewegten sich zwischen + 6 % und - 18 %. In Tabelle 3 sind die Formeln verschiedener Autoren dargestellt.

Als Ergebnis zehnjähriger systematischer Wolkenbeobachtungen von 1964 bis 1973 und gleichzeitiger Messungen aus Stundensummen der einfallenden Globalstrahlung gibt Kasten (1981) folgende Beziehung für das Verhältnis der Globalstrahlung bei bedecktem Himmel zu der für den wolkenlosen Zustand an.

$$I(N)/I(0) = 1 - 0.75 (N/8)^{3.4}$$

$I(N)$  = Globalstrahlung für den Bedeckungsgrad  $N$

Die empirisch gewonnenen Beziehungen hängen von der Folge und der Dichte des Auftretens der verschiedenen Wolkentypen ab. Um brauchbare Ergebnisse zu bekommen, werden sie daher nur für Gebiete mit ähnlichen klimatologischen Verhältnissen wie die Regionen, für die sie aufgestellt wurden, angewendet werden können. Da allein der Bedeckungsgrad in die Beziehungen eingeht, nicht aber die vertikale Erstreckung der Wolken (eine Ausnahme ist die Wolkenklassifikation von Lumb, 1964), können die Ergebnisse der Modellrechnungen nur als klimatologische Mittel angesehen werden.

Die Bewölkung reduziert nicht nur die Strahlungsenergie am Boden (als Folge der Reflexion an hohen Wolken (z.B. Cumulonimbus) kann bei geringen Bedeckungsgraden die Globalstrahlung auch ansteigen), sie erhöht auch den diffusen Anteil an der Globalstrahlung. In dem beschriebenen Strahlungsmodell wird die Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel getrennt als diffuse und direkte Strahlung berechnet, beim Eintritt in den Ozean aber nur ein der Sonnenhöhe entsprechender Eintrittswinkel für die Berechnung des Absorptionsweges im Ozean hinzugezogen, die räumliche Verteilung der Strahlungsdichte und die damit verbundene Variation des Eintrittswinkels wird nicht berücksichtigt. Um die Erwärmung im Ozean unter Berücksichtigung der diffusen Strahlung mit den Berechnungen mit direkter Einstrahlung bei Bedeckungsgraden  $0 < N < 8/8$  vergleichen zu können, wurde eine von Kasten angegebene Beziehung in das Modell übernommen ( $D(N)/I(N) = 0.3 + 0.7 (N/8)^2$ ). Während die diffuse Strahlung bei

wolkenlosem Himmel nach Kasten etwa 30 % der Globalstrahlung beträgt (Paltridge und Platt sowie Kondratyev geben 10 % - 15 % an), ist sie bei einem Bedeckungsgrad von  $N = 4/8$  auf 40 % und bei  $N = 6/8$  auf 65 % angestiegen (Mittelwerte der Beobachtungen über 10 Jahre am Met. Obs. Hamburg bei einer Sonnenhöhe von  $40^\circ$  nach Kasten). Bei vollständiger Bedeckung ist die diffuse Strahlung gleich der Globalstrahlung. Dieser Bedeckungsgrad geht in die folgenden Berechnungen mit 'direkter' und 'diffuser Methode' ein. In der 'direkten Methode' wird die Globalstrahlung als direkte Sonnenstrahlung angesehen, der Eintrittswinkel der Strahlung ist gleich der Sonnenhöhe. In der 'diffusen Methode' werden direkte und diffuse Strahlung getrennt behandelt. Der direkte Anteil wird wie oben berechnet, für den diffusen Anteil wird eine Verteilung der Energiedichte vorgegeben, die Eintrittswinkel werden entsprechend dieser Verteilung bestimmt. Der Energiefluß an der Meeresoberfläche ist in beiden Methoden gleich, Unterschiede in der Erwärmung des Ozeans resultieren nur allein aus der Variation der Einfallswinkel in den Berechnungen. Es wurde mit der empirischen Formel von Reed (siehe Tabelle 3) gerechnet, die Berichtigung für die verschiedenen Sonnenhöhen wurde nicht berücksichtigt.

In der ersten Gegenüberstellung wurde die Zenitdistanz  $Z_h$  der Sonne gleich Null gesetzt, die gesamte Energie tritt also senkrecht in den Ozean ein, es findet keine Brechung statt. Dargestellt sind die Tiefen gleicher Erwärmungsraten in Abhängigkeit von der Breite und der Jahreszeit. Die Abbildungen 3a,b zeigen die Tiefen gleicher Erwärmungsrate für die Temperaturänderungen von 10 mK/Tag und 1 mK/Tag bei direkter Einstrahlung. Abbildungen 3c,d zeigen jeweils die Differenz zwischen den Tiefen, berechnet mit direkter Einstrahlung und  $Z_h = 0$ , Abbildungen 3e,f den relativen Anteil der Änderung in Prozenten, relativ zur 'direkten Methode'. Die Darstellungen sollen einen Eindruck über die Größenordnung der Differenzen zwischen den Ergebnissen der beiden Methoden vermitteln. Ein maximaler Bereich auf der 1-mK-Fläche befindet sich in den höheren Breiten im Sommer und liegt zwischen 22 % und 24 % oder zwischen 22 m und 20 m. Das Maximum der 10-mK-Fläche liegt bei 2 m oder 8 %.

In den folgenden Betrachtungen wird nun eine isotrope Verteilung der diffusen Strahlung angenommen. Ist  $N(\theta, \alpha)$  die Strahlungsdichte der diffusen

Himmelsstrahlung ( $\theta$  = Zenitdistanz,  $\alpha$  = Azimut), dann ist die Strahlungsenergie  $D$  gegeben durch  $D = \int N(\theta, \alpha) \cos \theta d\omega$ ;  $d\omega = \sin \theta d\theta d\alpha$  oder

$$D = \int_{\alpha=0}^{2\pi} d\alpha \int_{\theta=0}^{\pi/2} N(\theta, \alpha) \cos \theta \sin \theta d\theta$$

Dieses Integral kann nur gelöst werden, wenn  $N$  für alle  $\theta$  und  $\alpha$  bekannt ist. Für eine isotrope Strahlungsverteilung ist  $N$  unabhängig von der Richtung, die Gleichung reduziert sich auf  $D = \pi N$ .

Für die praktische Berechnung wird die Integration über Kugelschichten, die von je  $10^\circ$  Höhenparallelen begrenzt sind, durchgeführt. Daraus ergibt sich folgende Beziehung als Lösung des Integrals:

$$D_i = 1/2 \pi N (\cos(2\theta_{i-1}) - \cos(2\theta_i)) \quad i = 1, \dots, 9 \quad \text{mit } N = D/\pi$$

Man erhält  $D_i$  für die 9 Zenitwinkel ( $5^\circ, 15^\circ, \dots, 85^\circ$ ), mit denen die Absorption der Sonnenenergie im Ozean berechnet wird (siehe Abb. 4).

In den Abbildungen 5a,b sind die Tiefen gleicher Erwärmungsrate für vollständig bedeckten Himmel und isotroper Strahlungsverteilung dargestellt. Die Abbildungen 5c,d zeigen die Differenzen zwischen den Ergebnissen der 'direkten' und 'diffusen Methode', die Abbildungen 5e,f, die relativen Abweichungen in Prozenten. Die Unterschiede der berechneten Tiefen liegen zwischen + 4 % und - 10 % auf der 1-mK-Fläche und zwischen + 2 % und - 2.5 % auf der 10-mK-Fläche. Die Absolutwerte bewegen sich zwischen + 4 m und - 7 m bzw. + 0.4 m und - 0.7 m.

Um die Unterschiede beider Betrachtungsweisen bei Bedeckungsgraden unter  $8/8$  aufzuzeigen, wurde die schon erwähnte Formel von Kasten für die Aufspaltung der Globalstrahlung in den diffusen und direkten Anteil in das Modell übernommen ( $D(N)/I(N) = 0.3 + 0.7 (N/8)^2$ ) sowie mit der entsprechenden Wolkenformel gerechnet ( $I(N)/I(0) = 1 - 0.75(N/8)^{3.4}$ ). Der Bewölkungsgrad  $N$  beträgt  $4/8$ .

Die Abbildungen 6a-d zeigen die Tiefen gleicher Erwärmung von 10 mK/Tag und 1 mK/Tag für die Berechnungen mit der 'direkten' und 'diffusen Methode'.

In den Abbildungen 7a-d sind die Differenzen und relativen Unterschiede der beiden Methoden dargestellt. Die maximalen Abweichungen betragen für die 10-mK-Fläche  $\pm 2 \%$ , für die 1-mK-Fläche  $- 6 \%$  bis  $+ 2 \%$ . die Absolutwerte bewegen sich zwischen  $\pm 0.8 \text{ m}$  bzw.  $4 \text{ m}$ .

In den Abbildungen 8a-d sind die Unterschiede zwischen den Berechnungen mit der Formel von Reed und von Kasten bei  $N = 4/8$  dargestellt. Die Minima betragen  $10 \%$  bzw.  $16 \%$  und übertreffen damit bei weitem die maximalen Unterschiede der beiden vorher beschriebenen Berechnungsmethoden.

Die angenommene isotrope Verteilung ist eine Vereinfachung der wirklichen Verhältnisse, da sich bei Bedeckungsgraden kleiner als  $8/8$  und bei vollständig bedecktem Himmel mit geringer Wolkendicke in der Regel ein Maximum der diffusen Strahlung in Sonnennähe befindet (Beispiele für diffuse Strahlungsverteilungen sind bei Valko, 1980, zu finden). Bei starker Quellbewölkung können noch Nebenmaxima auftreten. Eine dicke Stratusdecke bei  $N = 8/8$  bewirkt ein Strahlungsmaximum im Zenit, die Energiedichte ist symmetrisch zur Achse Zenit-Nadir verteilt. Dieser Zustand kann am ehesten mit der Annahme der isotropen Verteilung verglichen werden.

Aus den vorangegangenen Untersuchungen geht hervor, daß die Berücksichtigung der diffusen Strahlung in den Absorptionsberechnungen nur geringe Änderungen in den Tiefen gleicher Erwärmungsraten bewirkt. Die Abweichungen von der "direkten Methode" würden sich noch weiter verringern, berücksichtigte man das Maximum in Sonnennähe.

Die Abbildungen 3 bis 8 zeigen, daß die Wahl der Wolkenformel weitaus wichtiger ist als die Berücksichtigung der diffusen Strahlung. Aus diesem Grunde wurde in den Berechnungen in Teil 2 die Globalstrahlung als direkte Strahlung angesehen. Die Formel von Reed wurde benutzt, weil sie in Untersuchungen von Simpson und Paulson (1979) relativ gut abgeschnitten hat.

Die für wolkenfreien Himmel berechneten Werte von Erwärmung und Einstrahlung (Teil 2, Abschn. 5.1.5, 5.1.6) in konstanten Tiefen können für

beliebige Bewölkungsgrade abgeschätzt werden, indem man sie mit den entsprechenden empirischen Wolkenformeln multipliziert.

### 3. Bestimmung und Parametrisierung von $I(z)/I(0)$

#### 3.1 Absorption in 27 Wellenbändern für klares Wasser (Typ 0)

Als Typ 0 wird im folgenden das von Clarke und James (1939) aufbereitete reine Wasser bezeichnet, dessen gemessene Absorptionskoeffizienten in Tab. 4 und in Abb. 9 dargestellt sind. Im Gegensatz zu den empirischen Anpassungen an die Messungen für die später beschriebenen Jerlov-Typen, besteht für diese Absorptionskoeffizienten auch eine Auflösung im ersten Meter. Diese kann für Betrachtungen des Wärmehaushaltes des oberen Meters einer Wassersäule wichtig sein (etwa 50 % der Sonnenenergie wird im ersten Meter absorbiert).

Tab. 5 zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen Typ 0 und dem Jerlov-Typ I in den oberen 50 m. Die Abbildung 9 zeigt, daß das Wasser für das blaue Licht am durchlässigsten ist, während der rote Anteil am stärksten in Oberflächennähe absorbiert wird. Der Wellenbereich mit dem kleinsten Absorptionskoeffizienten fällt mit dem Maximum der Strahlung an der Oberfläche zusammen, so daß dieser Bereich für die Erwärmung im Ozean eine bedeutende Rolle spielt. Die Berechnungen wurden mit folgender Beziehung durchgeführt:

$$I(z) = I_0 \sum_{i=1}^{27} G_i \exp(-z/\cos \theta' A_i)$$

$$\sum_{i=1}^{27} G_i = 1$$

$$\theta' = \sin^{-1} (3/4 \sin \theta)$$

mit:  $\theta$  = Zenitwinkel

$z$  = Tiefe

$A_i$  = Absorptionskoeffizient

### 3.2. Theoretische Modelle

#### 3.2.1 Vielfach-Streuung

Die Streuung des einfallenden Sonnenlichts, zunächst in der Luft und dann im Wasser, ist ein sehr komplexer Vorgang, der von einer ganzen Reihe von Variablen (Wellenlänge des einfallenden Lichts; Zahl, Art, Größe, Form und Verteilung der streuenden Partikel) abhängt. Man unterscheidet dabei zwischen der Rayleigh-Streuung (Wellenlänge groß gegen Streupartikel) an den Luft- bzw. Wassermolekülen und der Mie-Streuung (Wellenlänge vergleichbar der Größe der Streupartikel bzw. kleiner) an Aerosol (Staub) und Wassertröpfchen in der Luft und an Hydrosol (organische und anorganische Schwebteilchen) im Wasser. Für die Rayleigh-Streuung gilt dabei eine Wellenlängenabhängigkeit mit  $\lambda^{-4}$  (d.h. blaues Licht wird sehr viel stärker gestreut als rotes), wodurch bekanntlich die blaue Farbe von Himmel und Ozean entsteht, sofern die Rayleigh-Streuung überwiegt. Die Mie-Streuung fällt dagegen nur mit  $\lambda^{-1}$  für größere Wellenlängen ab und besitzt zudem eine Richtungscharakteristik, die sehr viel stärker nach vorne "gepeakt" ist. Die Effekte von Temperatur, Salzgehalt und Druck auf die optischen Eigenschaften des Meerwassers sind praktisch vernachlässigbar. Zur Theorie der Streuung siehe z.B. Duntley (1963), Morel (1974), Kullenberg (1974), Jerlov (1976).

Der Anteil der durch Streuung entstehenden diffusen Strahlung an der Gesamtstrahlung beträgt bei wolkenlosem Himmel an der Meeresoberfläche etwa 10 - 30 % (als Tagesmittel) in niedrigen bis mittleren Breiten, abhängig von Breite und Jahreszeit sowie Luftfeuchtigkeit und Staubgehalt der Atmosphäre. In einem Ozean ohne Schwebteilchen wächst der diffuse Anteil bis etwa 40 m Wassertiefe dann auf 100 % an. Diese Strahlung ist dann zwar diffus, aber immer noch mit stark ausgeprägter Richtungscharakteristik, wobei die Richtung maximaler Bestrahlungsstärke mit weiter zunehmender Tiefe dann immer mehr von der jeweiligen direkten Einstrahlungsrichtung in die Vertikale rückt (Jerlov, 1976, S.117-125).

Im Rahmen dieser Arbeit ist die Streuung nur insofern wichtig, soweit sie die einfachen geometrischen Betrachtungen zur effektiven Weglänge des

Lichts unter Abhängigkeit der Sonnenhöhe (siehe 2.4) zerstört. (Die unseren Berechnungen zugrundeliegenden Messungen von Jerlov (1976, S.141) wurden bei einer im Zenit stehenden Sonne durchgeführt.) Bei niedrigen Sonnenständen und großen Wassertiefen wird dies eine Rolle spielen, da es dann genügend Streustrahlung gibt, die kürzere Wege durchs Wasser läuft als die direkte Strahlung, d.h., daß die unter 2.4. eingeführte Annahme in diesem Fall grundsätzlich zu einer Unterschätzung der Einstrahlung in größeren Tiefen führt. Diese Fragestellung müßte noch quantitativ untersucht werden. Ein erster vorläufiger Versuch ist im nächsten Abschnitt enthalten.

Numerische Strahlungsmodelle, die Vielfach-Streuung explizit berücksichtigen, wurden z.B. von Raschke (1972, 1975) entwickelt. Er nahm dabei klarstes Wasser an, eine rauhe Wasseroberfläche (Neigungen der ebenen Wasseroberflächenelemente Gauß-verteilt für eine Windgeschwindigkeit von 14 m/s) und wolkenlosen Himmel. Ein Vergleich mit den hier durchgeführten Berechnungen ist natürlich nur bedingt durchführbar, da wir als klarstes Wasser Sargasso-See-Wasser (Jerlov Typ I) vorliegen haben, vereinfachte Bestimmungen der Albedo an der (glatten) Meeresoberfläche benutzen und ein gegen Strahlungsdaten (gemessen in Aspendale, Australien, siehe 2.2) geeichtes Modell der wolkenlosen Atmosphäre benutzen. Immerhin ist ein Vergleich der Ergebnisse von Raschke (1975) mit den von uns durchgeführten Berechnungen interessant, zumal Abweichungen in der Albedo wegen des insgesamt kleinen Wertes kaum eine Rolle spielen können. Der Vergleich wurde durchgeführt für 2 Jahreszeiten (Tag- und Nachtgleiche = Equinox, Sommersonnenwende), 2 Breiten (60°, 80°) und 5 Tiefen (1, 3, 10, 30, 100 m). Verglichen werden die Werte der täglichen Erwärmungsraten, einmal herausgelesen aus Raschke (1975, S.664, Fig.5), zum anderen aus den Abbildungen in Teil 2, 5.3. Dargestellt sind diese Werte und ihre prozentualen Unterschiede in Tabelle 6. Fehler durch das Herauslesen aus den graphischen Darstellungen sind angegeben unter der Annahme einer Ablesegenauigkeit von 0.5 mm. Hier eine kurze Analyse der Unterschiede: Grundsätzlich ist die Übereinstimmung erstaunlich gut, speziell für den Bereich 3 bis 30 m. Die systematisch niedrigeren Werte unserer Berechnungen bei 1 m lassen sich damit erklären, daß bei 1 m unserer oberster Datenpunkt liegt und daher eine empirische Anpassung von  $I(z)$  ein zu kleines  $dI/dz$



liefert, da die Anpassung sich an den Einstrahlungswerten aus größeren Tiefen und der Randbedingung an der Oberfläche abstützen muß. Die kleineren Werte in 100 m Tiefe können im wesentlichen auf 2 Ursachen zurückgeführt werden: einmal die Unterschiede in der Wassertrübung (Raschke benutzt absolut klares Wasser), zum anderen die bereits angesprochene Tendenz unserer Berechnungen bei niedrigen Sonnenständen und größeren Tiefen die Einstrahlung zu unterschätzen aufgrund der Abweichung der effektiven Weglänge vom simplen geometrischen Weg der direkten Einstrahlung (siehe 2.4). Da jedoch in 30 m Tiefe unsere Berechnungen sogar zu höheren Erwärmungsraten führen, scheint die zweite Ursache den maßgeblichen Ausschlag zu geben.

### 3.2.2 Tiefenverteilungen der Trübungs-Partikel

Normalerweise ist die Konzentration kleiner Teilchen im oberen Ozean ausreichend, um das Eindringen der Sonnenstrahlung und dadurch die vertikale Verteilung der solaren Erwärmung zu beeinflussen. In dieser Arbeit übernehmen wir Jerlovs Klassifikation der Meerwassertrübung.

Die Parametrisierung der Trübung basiert auf eine Modellanpassung an beobachtete Profile der Sonneneinstrahlung für jeden Jerlov-Wassertyp unter der Annahme, daß es keine vertikale Variation der Trübung gibt. In Wirklichkeit sind die Teilchen, die verantwortlich sind für Streuung und Absorption des Sonnenlichts, nicht gleichmäßig über die Tiefe verteilt. Die wichtigsten Teilchen sind das Phytoplankton und das Mikrozooplankton, deren Verteilungen beeinflusst werden durch eine Kombination ihres Verhaltens auf der einen und der vertikalen Verteilung von Durchmischung und Auftrieb auf der anderen Seite. Beobachtungen (zusammengefaßt von Raymont, 1980, Kapitel 6) zeigen eine Tendenz für höhere Partikelkonzentration an der Obergrenze der saisonalen Sprungschicht, verglichen mit der Deckschicht. Woods und Onken (1982) haben gezeigt, wie man diese vertikale Verteilung mit Hilfe eines Computer-Modells auf natürliche Weise gewinnen kann. (Dieses Modell verwendet die Typ 0 Parametrisierung, die in 3.1 beschrieben wird.) Eine detaillierte Betrachtung der Wechselwirkung zwischen ungleichmäßiger vertikaler Verteilung von Partikeln und solarer Einstrahlung ist nicht Ziel der vorliegenden Studie, sondern wird zur Zeit im Rahmen einer Diplomarbeit von F. Dörre bearbeitet.

### 3.3 Secchi-Scheibe

Die Secchi-Scheibe (Secchi disk) ist das klassische Instrument zur Bestimmung der Wassertrübung im Ozean. Die Methode ist simpel. Es wird einfach eine Scheibe langsam gefiert, bis der Beobachter sie nicht mehr sehen kann. Die Tiefe, bei der dies geschieht, ist die Secchi disk Tiefe D. (Die Scheibe hat einen Durchmesser von etwa 30 cm, reflektiert etwa 80 % des einfachen Lichtes und ist ein relativ schlechter Lambert-Strahler, d.h. die Oberfläche ist nicht völlig rau.) Der Nachteil der Methode ist die unerwünschte Abhängigkeit der Tiefe D vom Strahlungsfeld (Sonnenstand, Bewölkung, Seegang) und vom Auge des Beobachters. Der Vorteil liegt in der einfachen Durchführbarkeit und der daraus resultierenden relativ großen Datenfülle über den gesamten Weltozean. (Zeitreihen von einigen Jahrzehnten Länge liegen aus Wetterschiffbeobachtungen vor.) Historisches zur Secchi disk kann man bei Collier, Finlayson und Cake (1968) nachlesen. Højerslev (1980) gibt eine neuere Abhandlung, in der er näherungsweise gültige Beziehungen zwischen D und inherenten optischen Parametern des Ozeanwassers aufzeigt. Darauf soll hier kurz eingegangen werden.

Nach Højerslev (1980) gilt in erster Näherung:

$$c \cdot D = 1/2 \ln (C_0/C_D)$$

(der Fehler in c ist etwa  $\pm 25\%$ )

mit  $c$  = Attenuationskoeffizient des Wassers

$D$  = Secchi disk Tiefe

$C_0$  = Kontrast der Scheibe knapp unterhalb der Wasseroberfläche  
( $\approx 40$ , siehe Tyler, 1968, und Duntley, 1952)

$C_D$  = Kontrast der Scheibe in der Tiefe D

(bei Tyler, 1968:  $0.0066 < C_D < 0.066$ ;

Højerslev, 1980, findet in der Nähe Islands:  $C_D = 0.0049$ )

Die Variabilität in  $C_D$  resultiert aus Störeffekten wie Wellen, Reflektionen an der Wasseroberfläche usw.. Für vertikale Sonne ist der inherente

optische Parameter  $c$  praktisch gleich dem beobachteten Parameter  $K = \frac{1}{I} \frac{dI}{dz}$  ( $I =$  Einstrahlung, z.B. in  $W/m^2$ ), so daß unter der Berücksichtigung der Variabilität in  $C_D$  folgt:

$$3.2 < D \cdot K < 4.5.$$

Will man nur einen Wert für  $D \cdot K$  wählen, so wird man, unter Berücksichtigung der etwas hoch scheinenden oberen Grenze von  $C_D$ , folgende Näherung wählen:

$$D \cdot K = 4.$$

Für grünes Licht fand Højerslev (1980):  $D \cdot K = 3$ . Außerdem gibt er an, daß  $D \approx z$  ( $I, 10\%$ ), wobei  $z$  ( $I, 10\%$ ) die Tiefe ist, in der die Einstrahlung noch  $10\%$  vom Oberflächenwert  $I_0$  beträgt. So kann man eine approximative Verbindung zwischen der Secchi disk Tiefe  $D$  und der Jerlov'schen Klassifikation nach 5 verschiedenen Wasserstrübungstypen herstellen (siehe folgende kleine Tabelle).

#### Tabelle

<u>Jerlov Typ</u>	<u>I</u>	<u>IA</u>	<u>IB</u>	<u>II</u>	<u>III</u>
Secchi disk Tiefe (m)	50	40	33	23	13

Frederick (1970) hat einen Atlas mit Secchi disk Beobachtungen zusammengestellt, der die Variabilität der Wassertrübung in den Weltozeanen aufzeigt. Speziell für den Nordatlantik liegt eine Veröffentlichung von Dickson (1972) vor.

#### 3.4 Empirische Anpassung an gemessene $I(z)/I(0)$ (Jerlov Wassertypen Klassifikation)

Das zur Erfassung verschiedener Wassertrübungen verwendete Einstrahlungsmodell unterscheidet sich insoweit von Abschnitt 3.1, als daß die Absorption der Energie im Wasser anstatt mit 27 fest eingeteilten

Spektralbändern nur mit 3 an die Wassertrübung angepaßten Spektralbändern behandelt wird. Die Rechtfertigung dieses vereinfachten Vorgehens wird im folgenden in den Einzelheiten behandelt. Grundlage der Einteilung des Ozeanwassers in verschiedene Trübungsgrade ist die von Jerlov vorgenommene Einteilung (Jerlov, 1976) in die folgenden 5 Typen zunehmender Trübung: I (planktonarm, z.B. Sargasso See), IA, IB, II, III (planktonreich). Für küstennahes, erheblich trüberes Wasser gibt es eine separate Einteilung in die Typen 1 bis 9, die hier nicht Gegenstand der Betrachtung sein wird. Für die einzelnen ozeanischen Wassertypen gibt Jerlov die Einstrahlung in den Tiefen 1, 2, 5, 10, 25, 50, 75, 100, 150 und 200 m relativ zu 100 % an der Oberfläche an (siehe Abb. 10 und 11). Diese Messungen beziehen sich auf eine im Zenit stehende Sonne und umfassen den Spektralbereich 300 - 2500 nm. Für die tieferen Tiefenstufen wird nur dann ein Wert angegeben, falls er noch vom Meßgerät zuverlässig aufgelöst werden kann.

Offensichtlich besteht nun das Problem darin, eine geeignete Kurve an die jeweilige Meßreihe anzupassen. Hierzu gibt es in der Literatur - neben der einfachen Exponentialfunktion (siehe Abschnitt 3.4.1.) - bereits zwei Ansätze (Paulson & Simpson, 1977; Zaneveld & Spinrad, 1980), die in den Abschnitten 3.4.2 und 3.4.3 kurz behandelt werden. Da uns diese beiden Methoden mit zu großen Fehlern (Abweichungen von den Meßwerten) behaftet schienen, wurde eine dritte Methode entwickelt, die eine Ausweitung der Methode von Paulson & Simpson darstellt (Abschnitt 3.4.4). Ein Vergleich der Ergebnisse der drei Methoden mit den zugrunde liegenden Meßwerten (Angabe der relativen Abweichung in Prozent) wird für die 5 Wassertypen in den Tabellen 7 - 12 im Anschluß an Abschnitt 3.4.4 gegeben.

Die Anpassungen in Abschnitt 3.4.2 und 3.4.3 werden nur kurz in ihren wesentlichen Punkten dargestellt, da Einzelheiten in den entsprechenden Veröffentlichungen nachgelesen werden können. Die in Abschnitt 3.4.4 beschriebene Anpassung wird als Grundlage der in 4. bis 6. gezeigten graphischen Darstellungen verwendet.

#### 3.4.1 Anpassung mit einer Exponentialfunktion

In der Vergangenheit haben viele Modellierer eindimensionaler Modelle versucht, mit einer einfachen Exponentialfunktion die Tiefenabhängigkeit

der Einstrahlung anzunähern, z.B. Kraus & Turner (1966), Denman (1973), Dalu & Purini (1982). Daß solch ein Versuch zwangsläufig zu großen Ungenauigkeiten führen muß, wird klar bei dem Versuch (z.B. in Abb.11), die Einstrahlungswerte eines Wassertyps mit einer Geraden zu verbinden, die ja auch durch den Punkt  $I/I_0 = 1$  gehen muß. Die Einstrahlung wird in Oberflächennähe überschätzt und ab einer bestimmten Tiefe dann unterschätzt. Abb.12 illustriert die dabei auftretenden Fehler in einer linearen Darstellung, bei der die Einstrahlung an der Oberfläche auf  $900 \text{ W/m}^2$  normiert wurde. In 1 m Tiefe liegt die Einstrahlung der einfachen Exponentialfunktion fast  $300 \text{ W/m}^2$  über dem Meßwert (70 % Fehler!), in 5 m Tiefe dagegen  $100 \text{ W/m}^2$  unter dem Meßwert (40 % Fehler). Bei anderer Wahl des Exponenten der Exponentialfunktion ließe sich der eine Meßwert nur auf Kosten des anderen besser anpassen, so daß grundsätzlich keine realistische Anpassung der Tiefenabhängigkeit der Einstrahlung mit einer einfachen Exponentialfunktion zu erzielen ist. Für die Deckschichtdynamik bedeutsamer ist die bis zur Deckschichttiefe zur Verfügung stehende Energie. Für den obersten Meter wäre dies nach Abb.12 ca.  $500 \text{ W}$  (aus der Differenz von  $I_0 = 900 \text{ W/m}^2$  und  $I(1 \text{ m}) = 400 \text{ W/m}^2$ ), während die einfache Exponentialfunktion nur etwa  $200 \text{ W}$  zur Verfügung stellen würde (60 % Fehler), für die oberen 5 m ergeben sich aus der einfachen Exponentialfunktion ca.  $750 \text{ W}$  statt der gemessenen ca.  $650 \text{ W}$  (15 % Fehler).

Deckschichtmodelle werden also immer dann nicht mehr mit der einfachen Exponentialfunktion auskommen, wenn die Deckschicht besonders flach ist, wie es gelegentlich während der Sommermonate vorkommt.

### 3.4.2 Anpassung mit 2 Exponentialfunktionen (Paulson & Simpson, 1977)

Paulson und Simpson haben die Tiefenabhängigkeit der Einstrahlung mit dem folgenden Ausdruck beschrieben:

$$I/I_0 = R \exp(-z/\zeta_1) + (1 - R) \exp(-z/\zeta_2) \quad (3.1)$$

wobei  $I$  = Einstrahlung in der Tiefe  $z$

$I_0$  = Einstrahlung an der Oberfläche

$R, \zeta_1, \zeta_2$  = verfügbare Parameter zur Kurvenanpassung

Die Randbedingungen an der Oberfläche  $I/I_0 = 1$  und die Integralbedingung  $\int_0^{\infty} \frac{d}{dz} (I/I_0) dz = 1$  (Gauß'scher Satz: die durch die Oberfläche einfallende Energie muß in der Wassersäule enthalten sein) sind, wie man sich leicht überzeugen kann, für beliebige  $R$ ,  $\zeta_1$ ,  $\zeta_2$  erfüllt. (Die Integralbedingung folgt auch direkt aus den beiden Randbedingungen  $I/I_0(z=0)=1$  und  $I/I_0(z+\infty)=0$ .) Physikalisch beschreibt einer der Summanden in (3.1), etwa  $(1-R) \exp(-z/\zeta_2)$ , den Tiefenbereich größer etwa 10 m, in dem wegen der selektiven Durchlässigkeit des Lichts im blauen Bereich ein nahezu exponentieller Abfall vorliegt, wie er der Absorption monochromatischen Lichts entspricht. Der andere Summand (genauer: die Summe beider Summanden) dient der Beschreibung des sehr viel steileren Abfalls in den oberen 6 m, in dem die Energie aus dem weitaus größten Bereich des an der Oberfläche einfallenden Spektrums praktisch vollständig absorbiert wird.

Bei der Anpassung der Kurvenparameter  $R$ ,  $\zeta_1$ ,  $\zeta_2$  an ein gemessenes Einstrahlungsprofil wird folgendermaßen vorgegangen:

1.) Nach der Methode der kleinsten Quadrate werden nach

$$I/I_0 = (1-R) \exp(-z/\zeta_2) \quad (3.2)$$

für  $z > 10$  m Werte für  $R$  und  $\zeta_2$  bestimmt.

2.)  $I/I_0$ , berechnet aus (3.2) mit den errechneten Werten für  $R$  und  $\zeta_2$ , wird für  $1 \text{ m} < z < 6 \text{ m}$  (1 m ist der flachste Wert bei Jerlov) von den gemessenen Werten abgezogen.

3.) Eine zweite "Kleinste-Quadrat-Anpassung" wird nun durchgeführt von

$$I/I_0 - (1-R) \exp(-z/\zeta_2) = R \exp(-z/\zeta_1) \quad (3.3)$$

an die nach 2.) veränderten Meßwerte (linke Seite von (3.3)) für die Tiefen  $z < 6$  m. Daraus ergibt sich der Wert für  $\zeta_1$ .

Es zeigt sich, daß diese Art der Anpassung zwar recht gut für den tiefen Bereich  $z > 25$  m funktioniert, aber im Bereich  $z < 10$  m große Abweichungen zu den Meßwerten entstehen können (siehe Tabellen 7 - 12). Das liegt in erster Linie daran, daß gleichzeitig zu den Meßwerten des Bereichs  $1 \text{ m} < z < 6 \text{ m}$  der Randwert bei  $z = 0$  ( $I/I_0 = 1$ ) erfüllt werden muß (implizit) in Gleichung (3.3) enthalten). Da die Einstrahlungskurve aber im Bereich 0 bis 1 m sehr viel steiler abfällt als im Bereich 1 bis 6 m (siehe die halblogarithmischen Darstellungen in Abb. 10 und 11), muß der Versuch, den Bereich 0 bis 6 m mit der Summe zweier Exponentialfunktionen (von der die eine aber schon festliegt) in einem Stück anzupassen, zu Schwierigkeiten führen. Dieses Problem kann vermieden werden, wenn man den Bereich 0 bis 1 m zunächst ausspart und erst nach Anpassung des Bereichs  $1 \text{ m} < z < 6 \text{ m}$  durch die Summe zweier Exponentialfunktionen den Bereich  $0 < z < 1 \text{ m}$  durch die Summe dreier Exponentialfunktionen anpaßt. Gleichung (3.1) muß dann natürlich entsprechend um eine Exponentialfunktion und 2 freie Parameter erweitert werden. Dieses Verfahren wird in Abschnitt 3.4.4 beschrieben.

In Tabelle 13 sind die berechneten  $R$ ,  $\zeta_1$ ,  $\zeta_2$  für die verschiedenen Wassertypen zusammengefaßt.

### 3.4.3 Anpassung mit einem Arcus Tangens Modell (Zaneveld & Spinrad, 1980)

Bei diesem Verfahren werden wie unter 3.1 drei Kurvenparameter angepaßt. Die Form der Kurve ist jedoch gegeben durch:

$$I/I_0 = \exp(-k_1 z) (1 - k_2 \arctan k_3 z) \quad (3.4)$$

Die unter 3.1 angegebenen Randbedingungen sind für (3.4) erfüllt. Der Vorteil dieser Art der Anpassung ist, daß die rasche Attenuation der Energie in den oberen Metern mit dem  $\arctan$  gut beschrieben werden kann, während der Exponentialterm  $\exp(-k_1 z)$  das Einstrahlungsprofil in der Tiefe wiedergeben soll. Das von den Autoren angegebene Verfahren zur Bestimmung der Parameter benötigt die Einstrahlungswerte an der Oberfläche ( $z_0$ ), in einer flachen Tiefe ( $z_1$ ) und in zwei großen Tiefen ( $z_2$ ,  $z_3$ ) und setzt sich aus folgenden Schritten zusammen:

$$1.) \quad k_1 = \frac{-[\ln I(z_3) - \ln I(z_2)]}{(z_3 - z_2)} \quad (3.5)$$

d.h.  $k_1$  gibt den exponentiellen Abfall im tiefen, nahezu monochromatischen Bereich.

2.) Unter der Annahme, daß für die große Tiefe ( $z_3$ )  $\arctan k_3 z_3$  durch  $\pi/2$  angenähert werden kann (gültig innerhalb 1 % für  $k_3 z_3 > 64.5$ ), gilt

$$k_2 = \frac{2}{\pi} \left[ 1 - \frac{I(z_3)}{I(z_0)} \exp(k_1 z_3) \right] \quad (3.6)$$

3.)  $k_3$  wird dann unter Substituierung von  $k_1$  und  $k_2$  in (3.4) unter Ausnutzung von  $I(z_1)$  und  $I_0 = I(z_0)$  bestimmt:

$$k_3 = \left\{ \tan \left[ \frac{1}{k_2} \left( 1 - \frac{I(z_1)}{I(z_0)} \exp(k_1 z_1) \right) \right] \right\} z_1^{-1} \quad (3.7)$$

Falls die unter 2.) verwendete Näherung nicht genau genug erfüllt ist (das ist vor allem bei trübem Wasser der Fall), so kann folgende Iteration Anwendung finden:  $k_2$  wird zunächst wieder aus (3.6) unter der Annahme  $\arctan k_3 z_3 = \pi/2$  berechnet, anschließend mit (3.7)  $k_3$ , daraus dann (unter Verwendung des für  $k_1$  berechneten Wertes) aus (3.4) ein neues  $k_2$ , usw.. Dieser iterative Prozeß wird fortgeführt, bis die letzte Iteration von  $k_2$  weniger als 5 % von der vorherigen abweicht. Wie sich jedoch bei Überprüfung herausstellte, reicht diese von den Autoren gestellte Forderung zumindest bei den ozeanischen Wassertypen I bis III nicht aus, da die Anpassung an die Meßwerte dann nur gute Übereinstimmung für die oberen 2 m ergibt, aber schon ab 5 m zum Teil erhebliche Abweichungen, speziell für die früheren Wassertypen (siehe Tabellen 7 - 12). Falls nicht der iterative Prozeß (zumindest nicht mit der 5 % Forderung) verwendet wird, sondern einfach Gleichung (3.6) zur Bestimmung von  $k_2$ , und  $k_1$  sinnvollerweise durch eine Anpassung an die Meßwerte für  $z > 10$  m nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt wird, lassen sich teilweise bessere Ergebnisse erzielen (siehe letzte beide Spalten der Tabellen 8 - 12).

Tabelle 15 gibt die berechneten  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  für die verschiedenen Wassertypen an, einmal mit Iteration einmal ohne.



Es ist aber offensichtlich, daß beide Parameterbestimmungsmethoden (3.4.2 und 3.4.3) nicht für alle Wassertypen und alle Tiefenstufen hinreichend gute Ergebnisse liefern. Von der Rechenzeit her benötigen das arctan-Modell und das im folgenden beschriebene Modell mit 3 Exponentialfunktionen etwa die gleiche Zeit, so daß das letztere wegen der besseren Anpassungsergebnisse insgesamt überlegen ist.

#### 3.4.4 Anpassung mit 3 Exponentialfunktionen (Modifikation von 3.4.2)

Um die schlechten Ergebnisse der Anpassung nach der in 3.1 beschriebenen Methode im Bereich 0 bis 10 m zu vermeiden, soll hier eine abgewandelte Form von (3.1) benutzt werden:

$$I/I_0 = R_1 \exp(-z/\zeta_1) + R_2 \exp(-z/\zeta_2) + (1-R_1-R_2) \exp(-z/\zeta_3) \quad (3.8)$$

Auch (3.8) erfüllt die Randbedingungen  $I/I_0(z=0) = 1$  und  $I/I_0(z \rightarrow \infty) = 0$ . Der zusätzliche Exponentialterm, etwa  $(1-R_1-R_2) \exp(-z/\zeta_3)$ , soll es ermöglichen, den sehr steilen Abfall der Energie im obersten Meter (infolge der fast vollständigen Attenuation des roten Teils des Spektrums) vom flacheren Verlauf im Bereich 1 bis 10 m zu entkoppeln. Es soll damit erreicht werden, daß das Einstrahlungsprofil für alle Tiefen größer oder gleich 1 m gut beschrieben wird, während für den Bereich von 0 bis 1 m, von dem ohnehin für die verschiedenen Wassertypen keine Meßwerte vorliegen, nur hinsichtlich des Wärmehaltes, nicht aber hinsichtlich der Verteilung der Wärme Übereinstimmung verlangt wird. Die Verteilung ist deshalb nicht von Interesse, da im offenen Ozean der oberste Meter fast immer als durchmischt angenommen werden kann. Die Bestimmung der 5 Parameter für die einzelnen Wassertypen erfolgt in 3 Schritten:

1.) Bestimmung von  $R_1$  und  $\zeta_1$  aus den Einstrahlungsdaten der größeren Tiefen (für I, IA, IB:  $z > 10$  m, für II, III:  $z > 25$  m) nach der Methode der kleinsten Quadrate. Dies ist wiederum der monochromatische Bereich mit exponentiellem Abfall. Die zugrunde liegende Gleichung ist:

$$I/I_0 = R_1 \exp(-z/\zeta_1) \quad (3.9)$$

- 2.) Von den Meßwerten aus flacheren Tiefen werden dann die nach der rechten Seite von (3.9) bestimmten Werte von  $I/I_0$  abgezogen und erneut eine "Kleinste-Quadrat-Anpassung" durchgeführt, und zwar nach:

$$I/I_0 - R_1 \exp(-z/\zeta_1) = R_2 \exp(-z/\zeta_2) \quad (3.10)$$

So erhält man  $R_2$  und  $\zeta_2$ .

- 3.)  $\zeta_3$  wird dermaßen bestimmt, daß das Hinzufügen des Terms  $(1-R_1-R_2) \exp(-z/\zeta_3)$  den Wert von  $R_1 \exp(-z/\zeta_1) + R_2 \exp(-z/\zeta_2)$  bei  $z = 1$  m nur um 0.1 % verändert, da diese Abweichung als vernachlässigbar angesehen wird.

Durch diese Bestimmung ist die Einstrahlung zwischen 0 und 1 m natürlich nicht korrekt beschrieben. Das war jedoch ohnehin nicht möglich, da Meßwerte in diesem Bereich nicht vorliegen. Bei Vorliegen von Meßwerten aus diesem oberflächennahen Bereich sollte  $\zeta_3$  natürlich wie die anderen Parameter durch Anpassung an die Daten gewonnen werden. Es muß jedoch noch einmal betont werden, daß selbst mit dem ungesicherten Wert von  $\zeta_3$  die Wärmemenge im obersten Meter mit der gleichen Genauigkeit wiedergegeben wird wie die Wärmemenge in der Wassersäule für  $z > 1$  m (z.B. jeweils normiert auf  $1 \text{ m}^2$ ). Das liegt daran, daß Gleichung (3.8) die Bedingung

$$\int_0^{\infty} \frac{d}{dz} (I/I_0) dz = 1 \text{ erfüllt, und zwar unabhängig vom Wert der 5 Parameter.}$$

In Tabelle 14 sind die für  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $\zeta_1$ ,  $\zeta_2$ ,  $\zeta_3$  berechneten Werte für die verschiedenen Wassertypen angegeben.

### 3.5 Abbildungen und Tabellen zu Teil 1

#### Abbildungen

Abb. 1 : Direkte Einstrahlung in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe (bei wolkenloser Atmosphäre): Vergleich der theoretisch berechneten Kurve mit der bei Aspendale, Australien (siehe Paltridge and Platt, 1976, S.116-118) gemessenen Kurve.

Abb. 2 : Analog zu Abb. 1 für diffuse Einstrahlung.

Abb.3a : Tiefen gleicher Erwärmungsrate  $dT = \frac{1}{24h} \int_{t_a}^{t_u} \frac{\Delta T}{\Delta t} dt = \frac{T_u - T_a}{24 h}$

von 10 mK/Tag für einen Bewölkungsgrad von  $N = 8/8$ , angegeben in Metern. Die Berechnung erfolgte mit der direkten Methode mit der Formel von Reed.

3b : Wie 3a, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag.

3c : Differenz der Tiefen gleicher Erwärmungsrate  $dT$  von 10 mK/Tag zwischen den Berechnungen mit 'direkter' und 'diffuser Methode', angegeben in Metern. Der Zenitabstand der Sonne in der 'diffusen Methode' beträgt  $0^\circ$ ,  $N = 8/8$ .

3d : wie 3c, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag.

3e : Relativer Anteil der Differenz der Tiefen gleicher Erwärmungsrate zu den Tiefen aus den Berechnungen mit der direkten Methode, angegeben in Prozenten,  $dT = 10$  mK/Tag,  $N = 8/8$ .

3f : wie 3e, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag

Abb. 4 : Quotient aus diffuser Strahlungsenergie  $D$  und Strahlungsdichte  $N$ , aufgetragen über den Zenitwinkel  $\theta$ .

Abb.5a : Tiefen gleicher Erwärmungsrate  $dT$  von 10 mK/Tag, angegeben in Metern,  $N = 8/8$ .

Die Berechnungen erfolgten mit isotroper Strahlungsverteilung.

5b : wie 5a, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag.

5c : Differenz zwischen den Tiefen gleicher Erwärmungsrate, berechnet mit direkter Strahlung und isotroper Strahlungsverteilung (Abb. 3a und 5a),  $dT = 10$  mK/Tag.

5d : wie 5c, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag.

5e : wie 5c, aber relativ zur Erwärmungstiefe der direkten Strahlung, die Einheiten sind in Prozenten angegeben,  $dT = 10$  mK/Tag.

5f : wie 5e, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag.

Abb.6a : wie 3a, die Berechnung erfolgte aber mit den Formeln von Kasten,  $N = 4/8$ ,  $dT = 10$  mK/Tag.

6b : wie 5a, berechnet mit der Formel von Kasten,  $N = 4/8$ ,  $dT = 10$  mK/Tag.

6c,d : wie 6a,b, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag.

Abb.7a : Differenz zwischen 6a und 6b, angegeben in Metern.

7b : wie 7a, aber relativ zu 6a, angegeben in Prozenten.

7c,d : wie 7a,b, aber für  $dT = 1$  mK/Tag.

Abb.8a,b,c,d : Absolute und relative Unterschiede zwischen den Berechnungen mit Formeln von Reed und Kasten,  $N = 4/8$ ,  $dT = 10$  mK/Tag bzw. 1 mK/Tag.

Abb.9 : Spektrale Verteilung der Strahlungsenergie an der Meresoberfläche (1) und die Absorptionskoeffizienten in Meerwasser (11).

Abb.10 : Gemessene Einstrahlungsprofile für die Jerlov-Wassertypen I, IA, IB, II und III (siehe Jerlov, 1976, S.121, Tabelle XXI) für den Tiefenbereich bis 150 m. Dargestellt ist die Globalstrahlung (300 - 2500 nm) in der Tiefe z relativ zum Oberflächenwert für eine im Zenit stehende Sonne.

Abb.11 : Analog zu Abb.10 für den Tiefenbereich bis 10 m.

Abb.12 : Einstrahlungsprofile  $I(z)$ , die mit drei verschiedenen Methoden parametrisiert wurden (die Kreuze sind die Meßwerte zu Jerlov-Typ I):

- (1) Anpassung mit 3 Exponentialfunktionen (siehe 3.4.4); die in diesem Bericht verwendete Methode.
- (2) Anpassung mit 27 Exponentialfunktionen (siehe 3.1), Woods, 1980.
- (3) Anpassung mit einer Exponentialfunktion (siehe 3.4.1), Dalu and Purini, 1982.

Tabellen

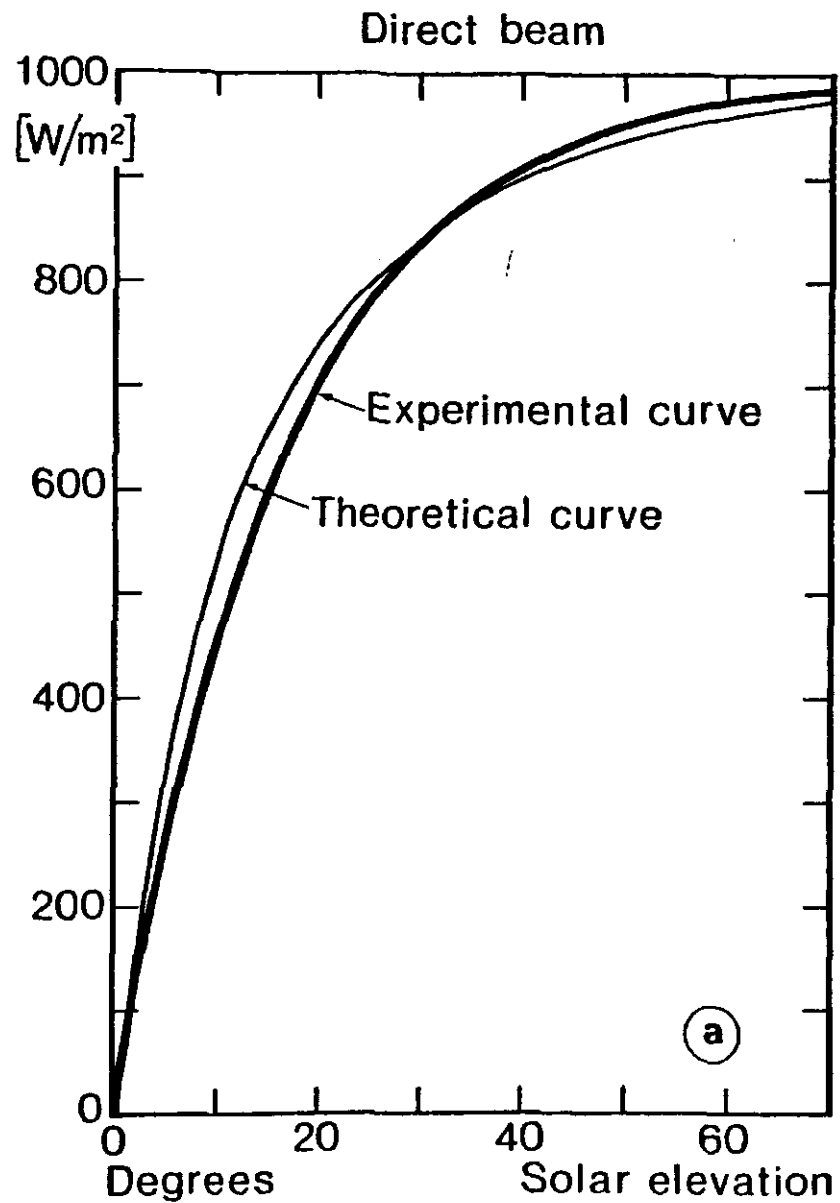
- Tab. 1 : Vergleich der experimentell und theoretisch gewonnenen direkten Einstrahlung. Die experimentellen Werte stammen von Paltridge und Platt (1976, S. 117).
- Tab. 2 : Analog zu Tab. 1 für die diffuse Einstrahlung.
- Tab. 3 : Vergleiche zwischen Messungen der einfallenden Sonnenenergie und Berechnungen mit empirischen Formeln (nach Simpson & Paulson, 1979).
- Tab. 4 : Spektrale Verteilung der einfallenden Sonnenenergie und der Adsorption von Meerwasser.
- Tab. 5 : Vergleich von Wassertyp 0 mit Jerlov-Typ I.
- Tab. 6 :
- a) Tägliche Erwärmungsraten in °K/d aus Raschke (1975, Fig. 5).
  - b) Tägliche Erwärmungsraten in °K/d aus Teil 2., 5.3 (Jerlov Typ I).
  - c) Prozentuale Abweichungen der Werte aus b) von a).
- Tab. 7 - 12 : Gegenüberstellung der Kurvenanpassung an die von Jerlov gemessenen Einstrahlungsprofile (Wassertyp I, IA, IB, II, III) mit 4 verschiedenen Methoden:
- (1) mit 3 Exponentialfunktionen (in diesem Bericht verwendete Methode),
  - (2) mit 2 Exponentialfunktionen (Paulson & Simpson, 1977)),
  - (3), (4) mit einem Arcus-Tangens-Modell (Zaneveld & Spinrad, 1980) mit und ohne Iteration.
- Tab. 13 : Parameter für die Anpassung mit 2 Exponentialfunktionen (Paulson & Simpson, 1977).

Tab. 14 : Parameter für die Anpassung mit 3 Exponentialfunktionen (für die Berechnungen in Teil 2 verwendet).

Tab. 15 : Parameter für die Anpassung mit einem Arcus-Tangens-Modell (Zaneveld & Spinrad, 1980).

(1) mit Iteration,

(2) ohne Iteration.



**Abb. 1:** Direkte Einstrahlung in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe (bei wolkenloser Atmosphäre): Vergleich der theoretisch berechneten Kurve mit der bei Aspendale, Australien (siehe Paltridge and Platt, 1976, S. 116-118) gemessenen Kurve.

(siehe S. 11)



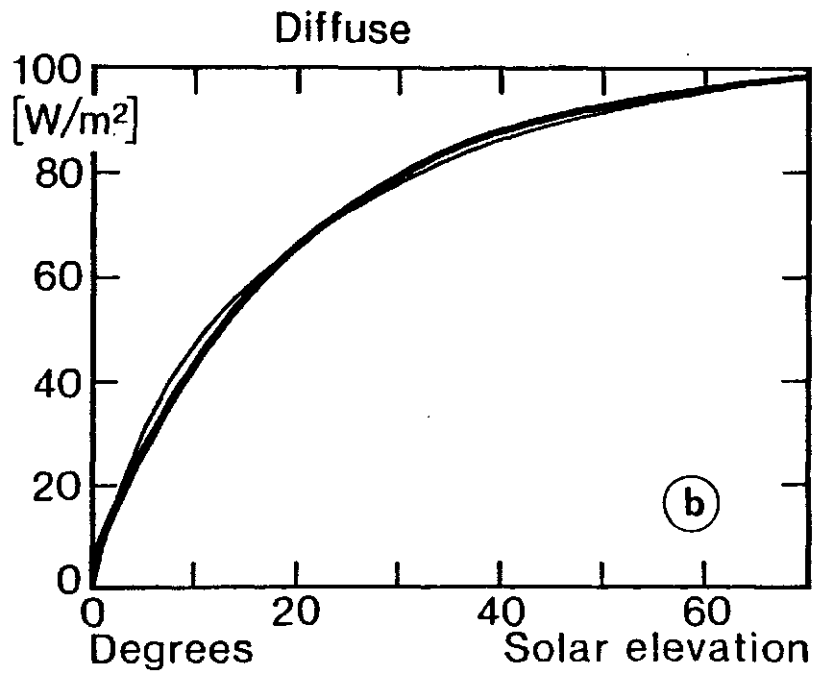
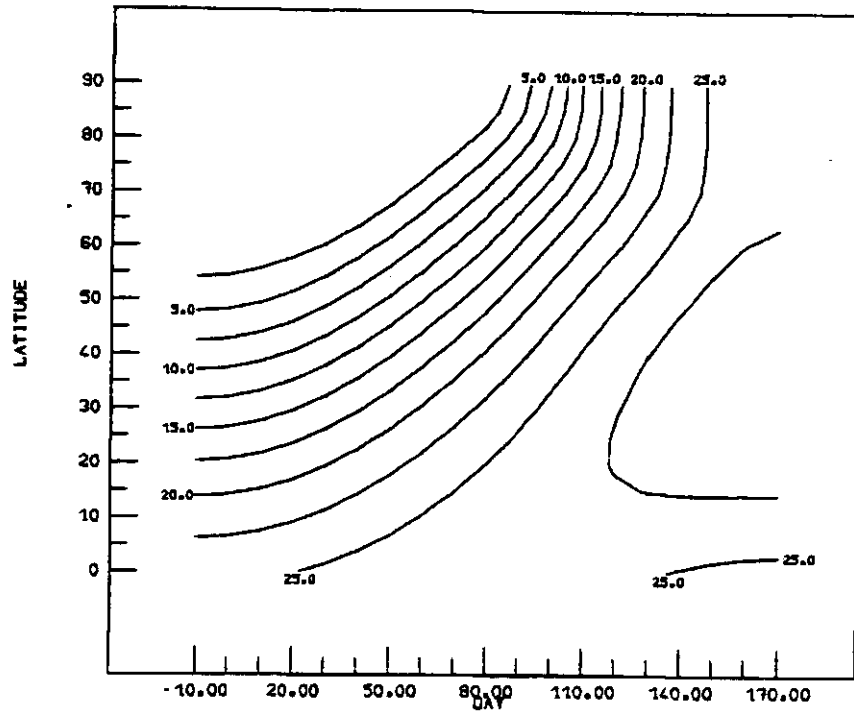


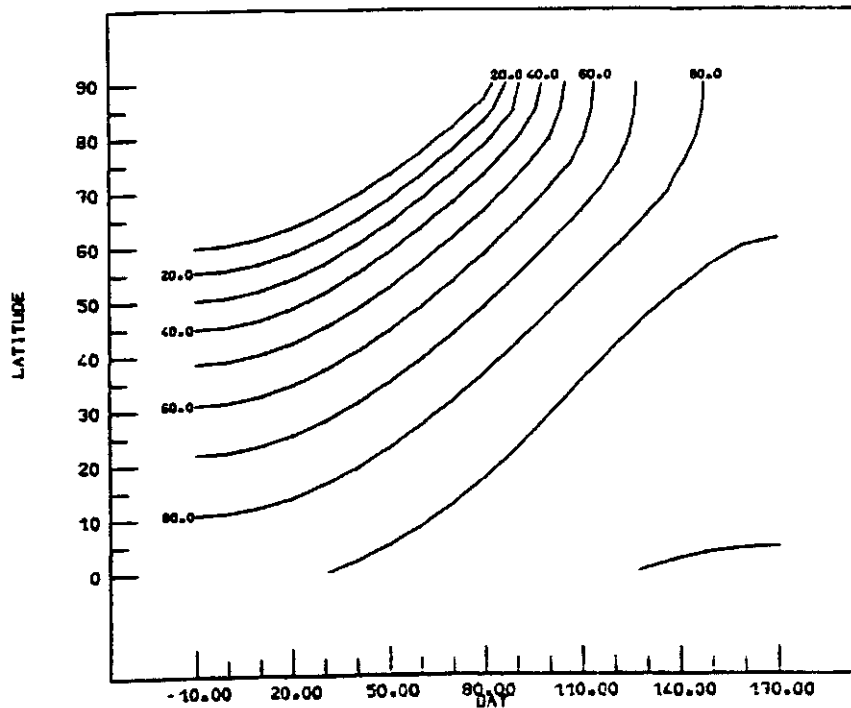
Abb. 2: Analog zu Abb. 1 für diffuse Einstrahlung.

(siehe S. 12)

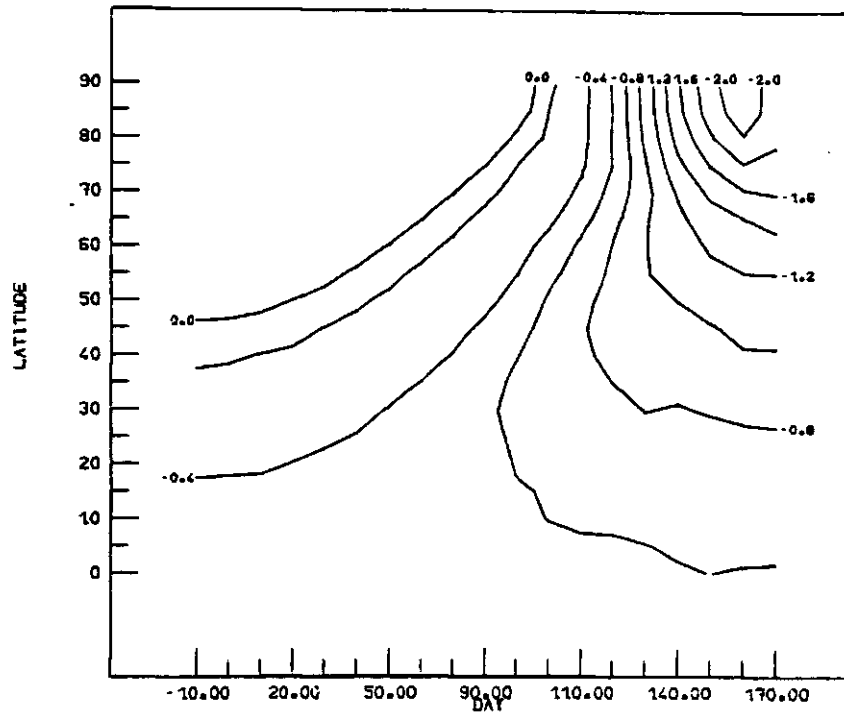


**Abb.3a** : Tiefen gleicher Erwärmungsrate  $dT = \frac{1}{24h} \int_{t_a}^{t_u} \frac{\Delta T}{\Delta t} dt = \frac{T_u - T_a}{24 h}$

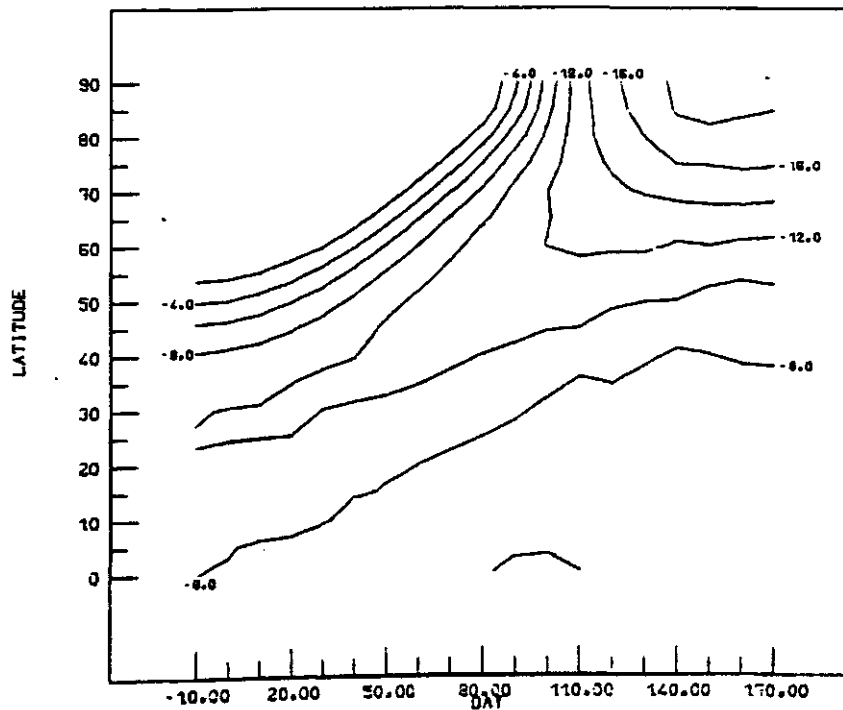
von 10 mK/Tag für einen Bewölkungsgrad von  $N = 8/8$ , angegeben in Metern. Die Berechnung erfolgte mit der direkten Methode mit der Formel von Reed. (siehe S. 18)



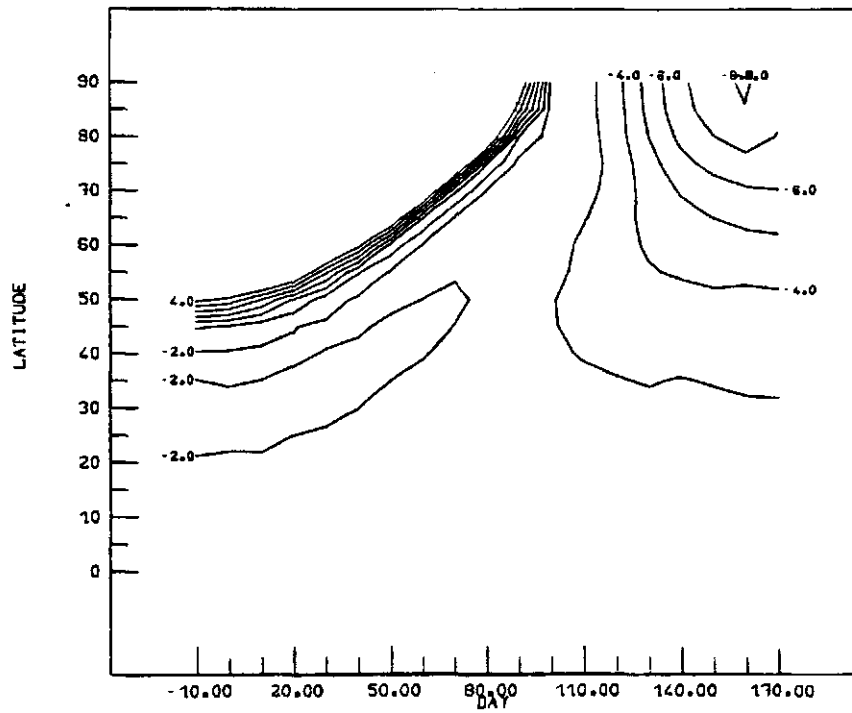
**Abb.3b** : Wie 3a, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag. (siehe S. 18)



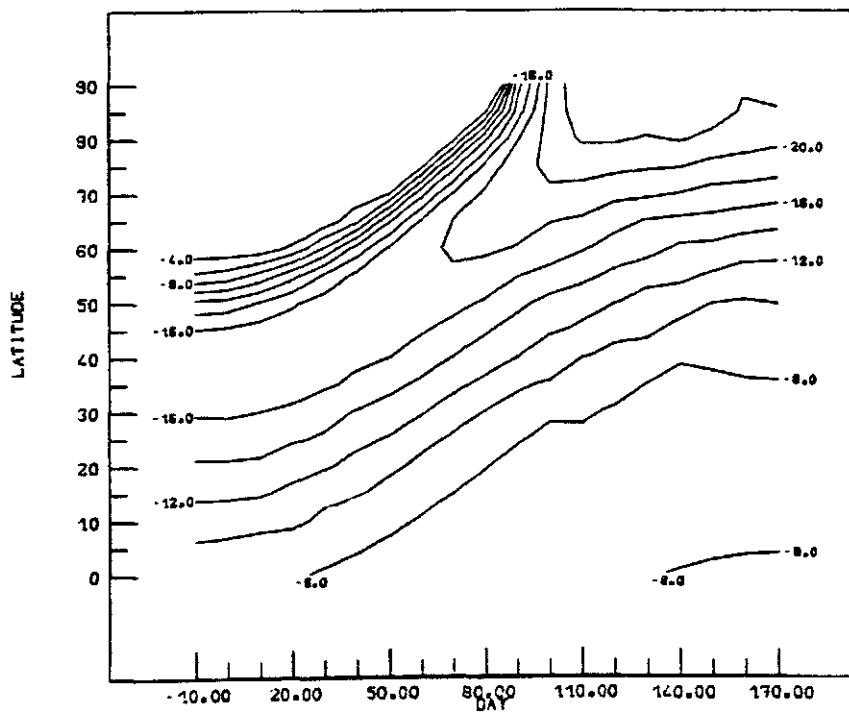
**Abb.3c** : Differenz der Tiefen gleicher Erwärmungsrate  $dT$  von 10 mK/Tag zwischen den Berechnungen mit 'direkter' und 'diffuser Methode', angegeben in Metern. Der Zenitabstand der Sonne in der 'diffusen Methode' beträgt  $0^\circ$ ,  $N = 8/8$ . (siehe S. 18)



**Abb.3d** : wie 3c, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag. (siehe S. 18)



**Abb.3e** : Relativer Anteil der Differenz der Tiefen gleicher Erwärmungsrate zu den Tiefen aus den Berechnungen mit der direkten Methode, angegeben in Prozenten,  $dT = 10 \text{ mK/Tag}$ ,  $N = 8/8$ . (siehe S. 18)



**Abb.3f** : wie 3e, jedoch für  $dT = 1 \text{ mK/Tag}$  (siehe S. 18)

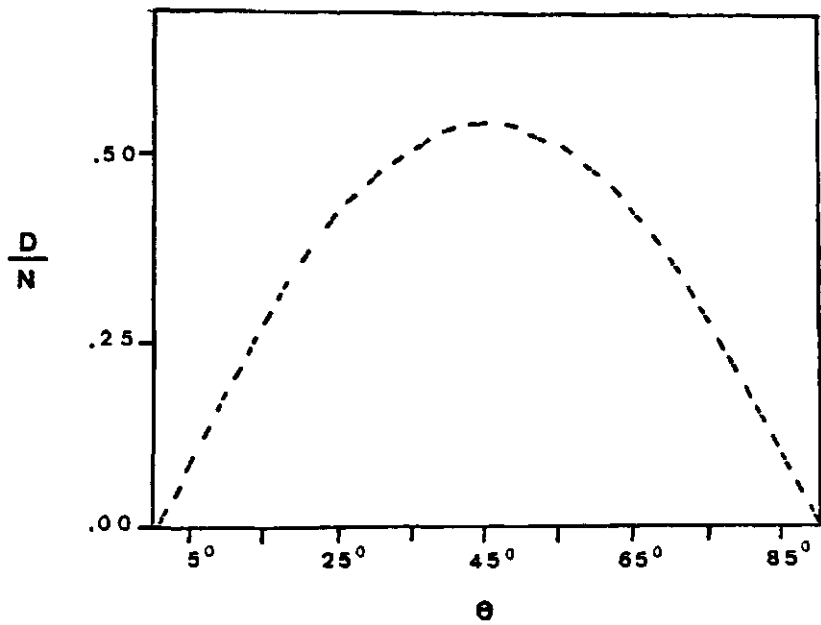
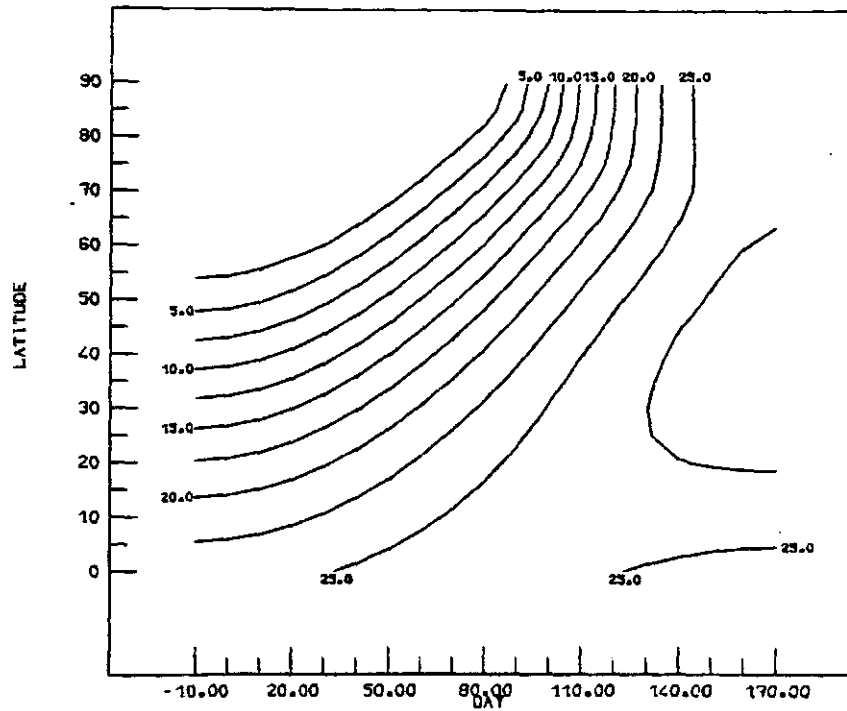
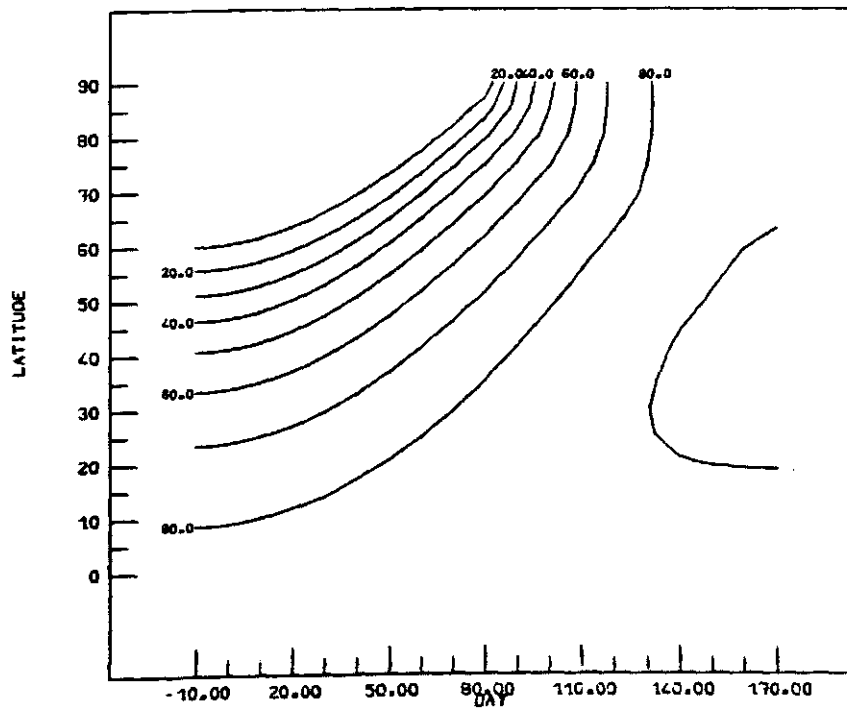


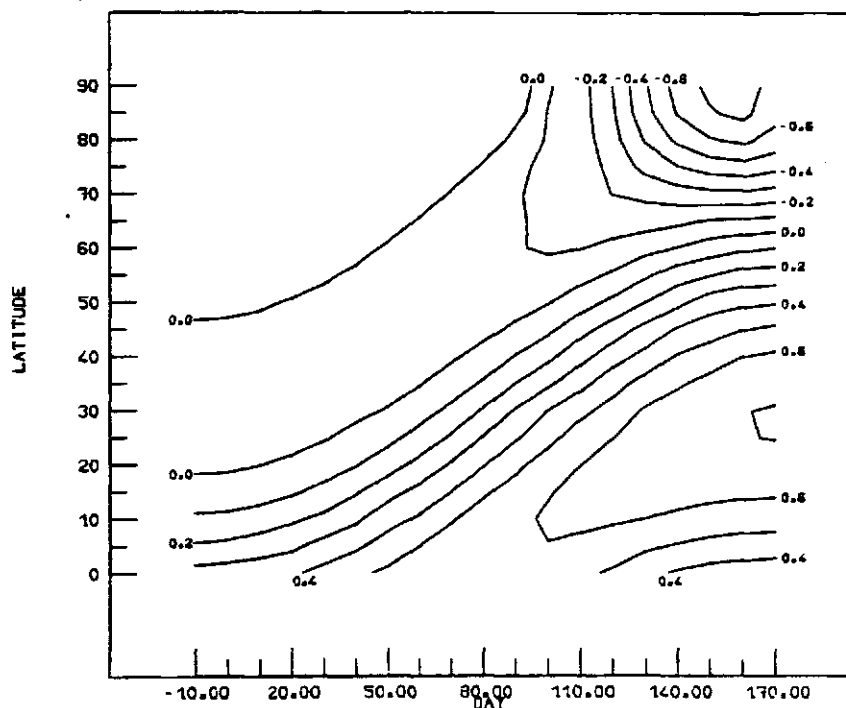
Abb. 4: Quotient aus diffuser Strahlungsenergie D und Strahlungsdichte N, aufgetragen über den Zenitwinkel  $\theta$ .  
(siehe S. 19)



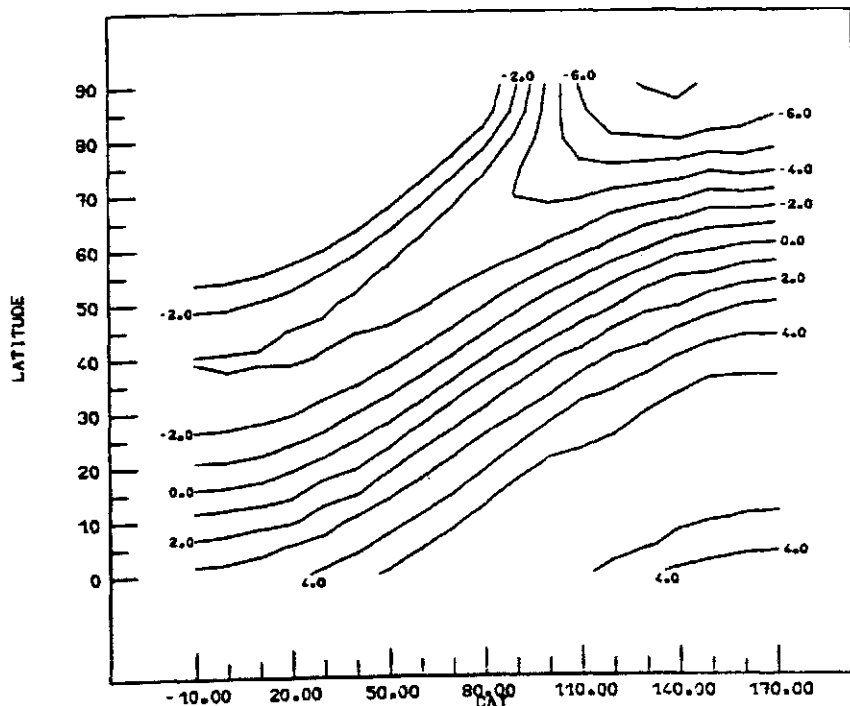
**Abb.5a** : Tiefen gleicher Erwärmungsrate  $dT$  von 10 mK/Tag, angegeben in Metern,  $N = 8/8$ .  
Die Berechnungen erfolgten mit isotroper Strahlungsverteilung.  
(siehe S. 19)



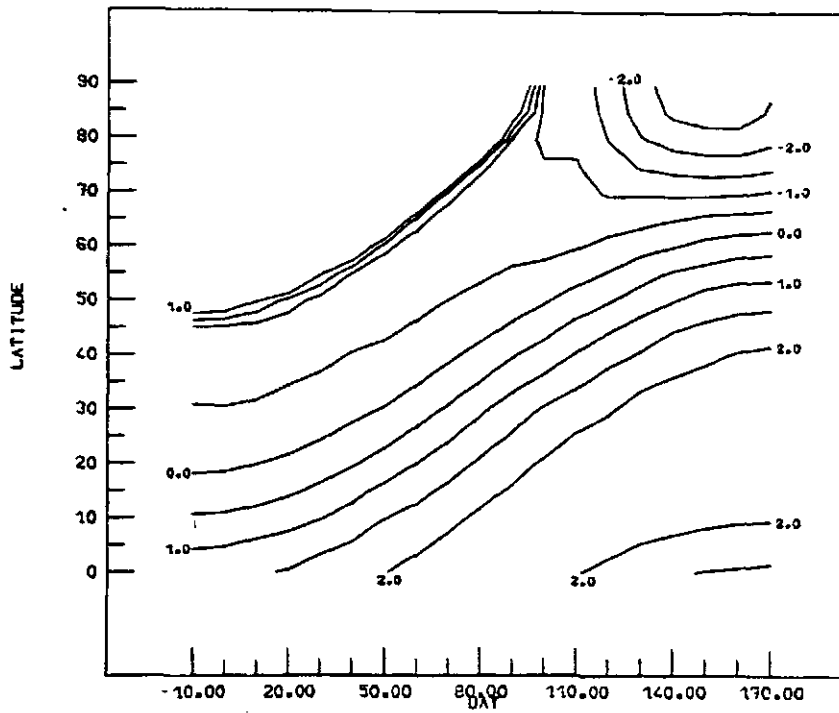
**Abb.5b** : wie 5a, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag. (siehe S. 19)



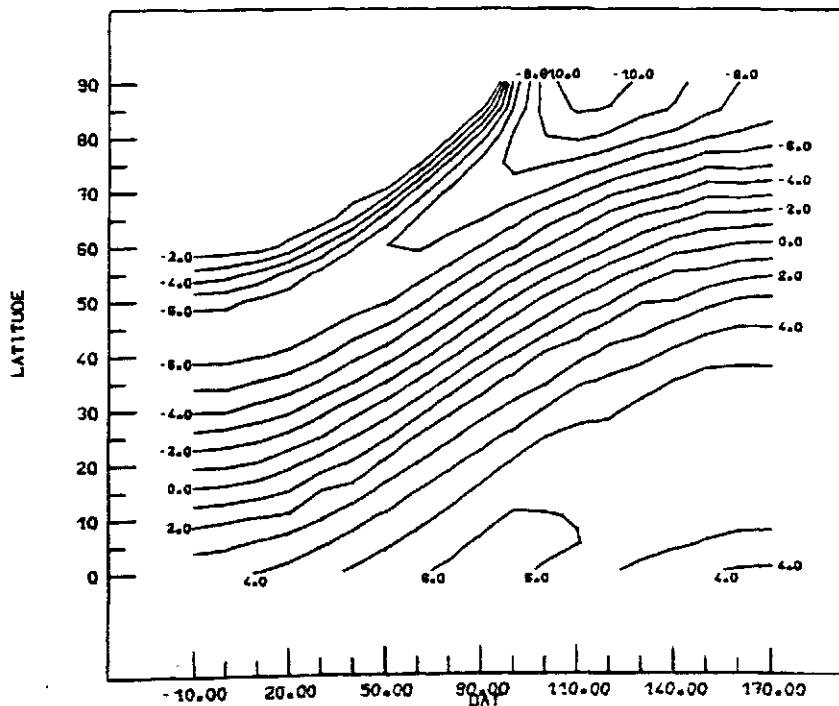
**Abb.5c** : Differenz zwischen den Tiefen gleicher Erwärmungsrate, berechnet mit direkter Strahlung und isotroper Strahlungsverteilung (Abb. 3a und 5a),  $dT = 10$  mK/Tag. (siehe S. 19)



**Abb.5d** : wie 5c, jedoch für  $dT = 1$  mK/Tag. (siehe S. 19)

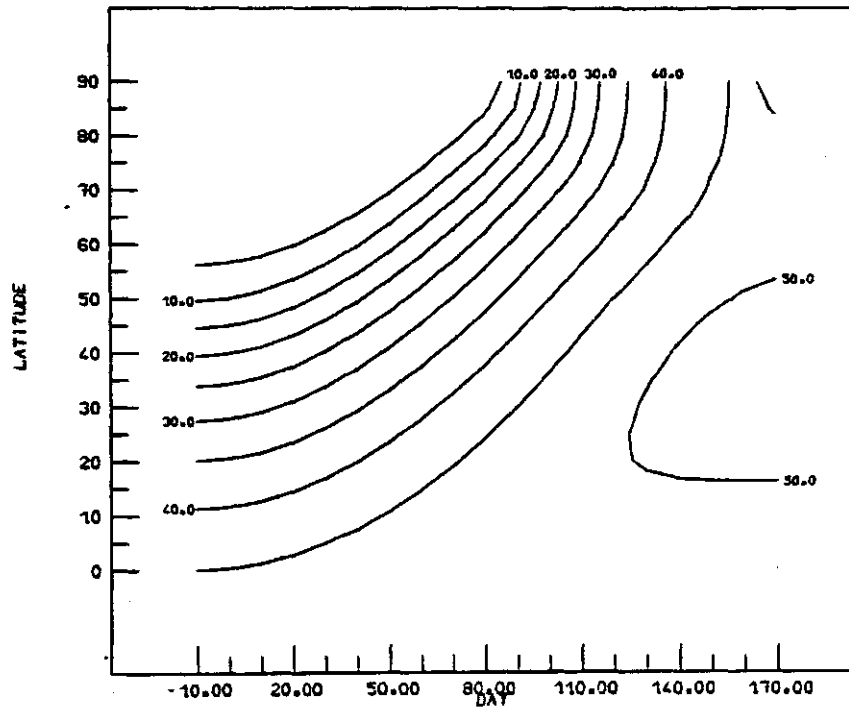


**Abb.5e** : Differenz zwischen den Tiefen gleicher Erwärmungsrate, berechnet mit direkter Strahlung und isotroper Strahlungsverteilung, relativ zur Erwärmungstiefe der direkten Strahlung. Einheiten in Prozenten,  $N = 8/8$ ,  $dT = 10 \text{ mK/Tag}$ . (siehe S. 19)

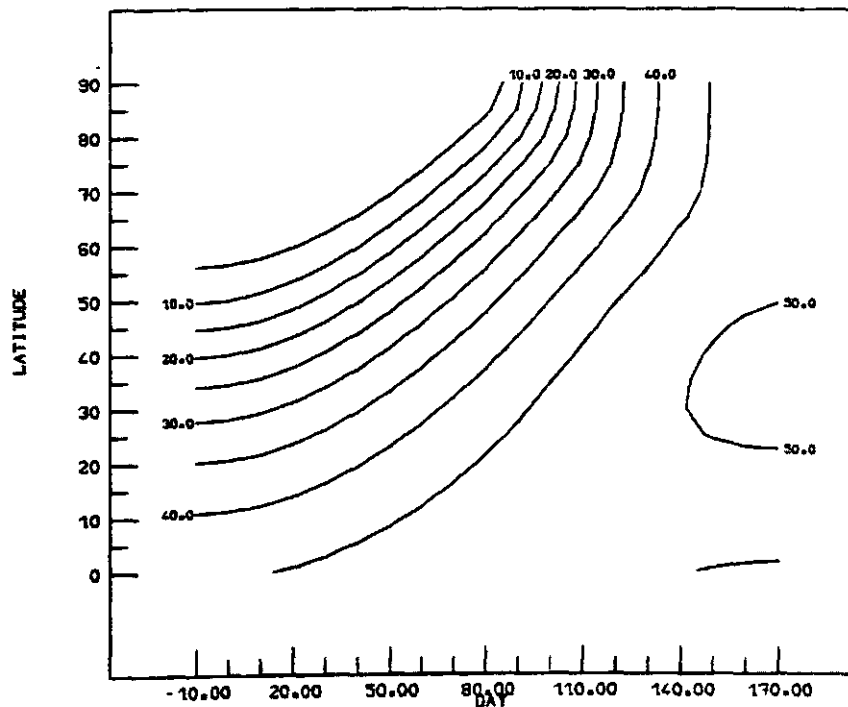


**Abb.5f** : wie 5e, jedoch für  $dT = 1 \text{ mK/Tag}$ . (siehe S. 19)

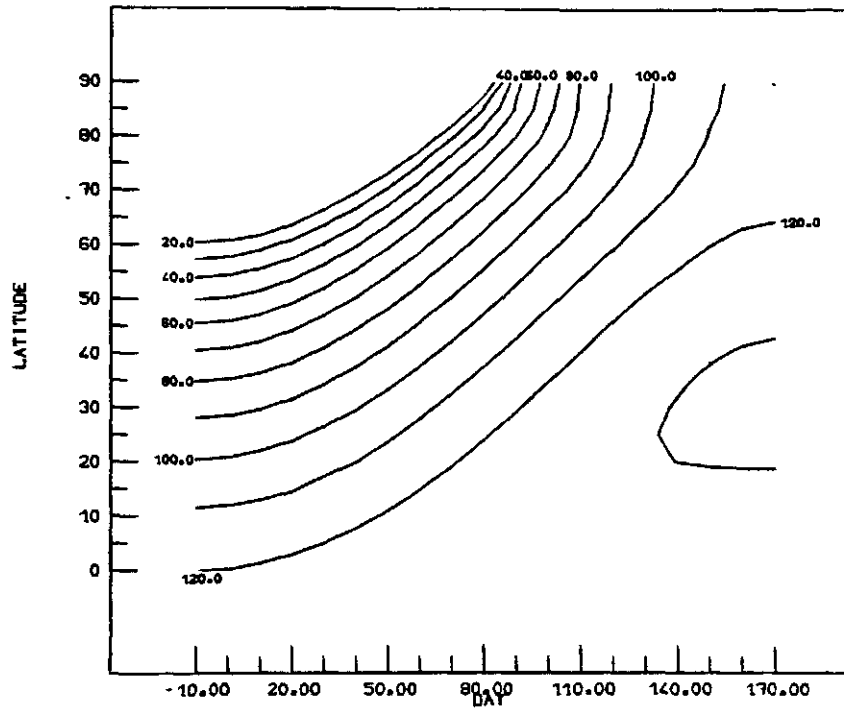




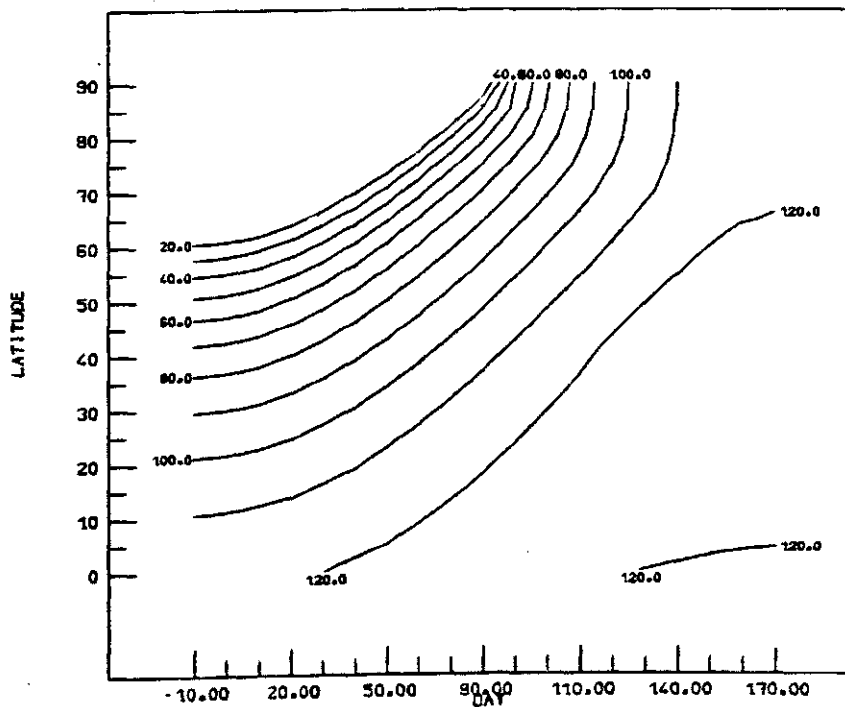
**Abb.6a** : Tiefen gleicher Erwärmungsrate von 10 mK/Tag, angegeben in Metern. Die Berechnung erfolgte mit der Formel von Kasten mit direkter Strahlung.  $N = 4/8$ . (siehe S. 19)



**Abb.6b** : Analog zu 6a, die Berechnung erfolgte mit isotroper Strahlungsverteilung und direkter Strahlung. (siehe S. 19)



**Abb.6c** : Tiefen gleicher Erwärmungsrate von 1 mK/Tag, angegeben in Metern. Die Berechnung erfolgte mit der Formel von Kasten mit direkter Strahlung.  $N = 4/8$ . (siehe S. 19)



**Abb.6d** : Analog zu 6c, die Berechnung erfolgte mit isotroper Strahlungsverteilung und direkter Strahlung. (siehe S. 19)

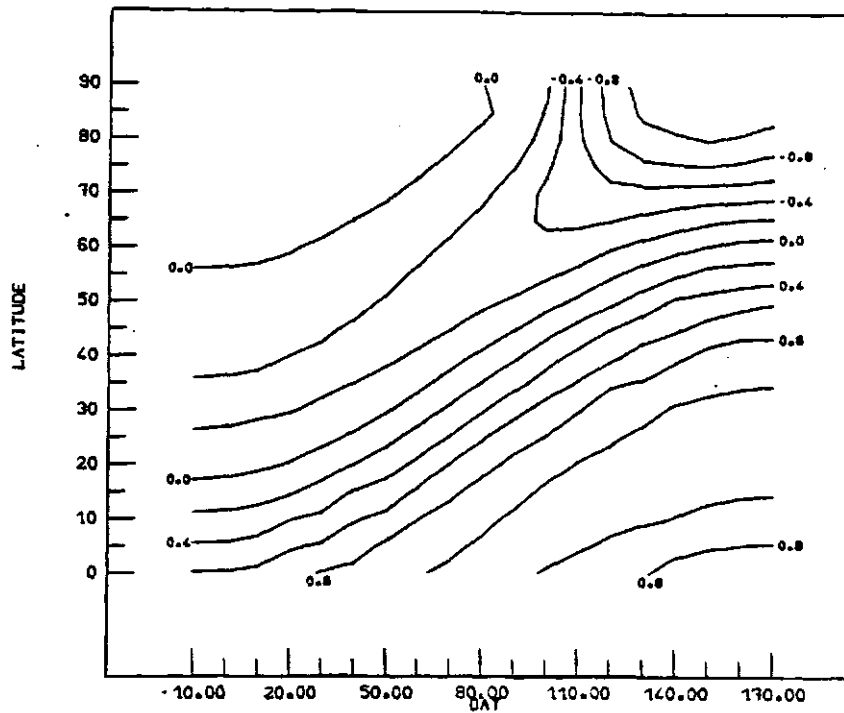


Abb.7a : Differenz zwischen den Tiefen gleicher Erwärmungsrate, berechnet mit direkter Strahlung und isotroper Strahlungsverteilung (Abb.6a,b).  $N = 4/8$ ,  $dT = 10$  mK/Tag. (siehe S. 20)

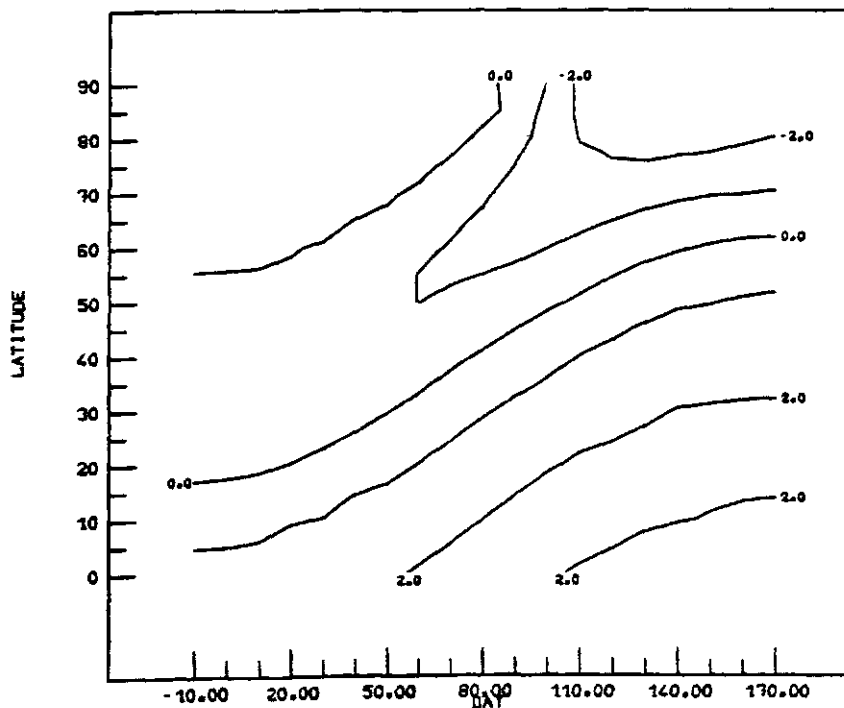
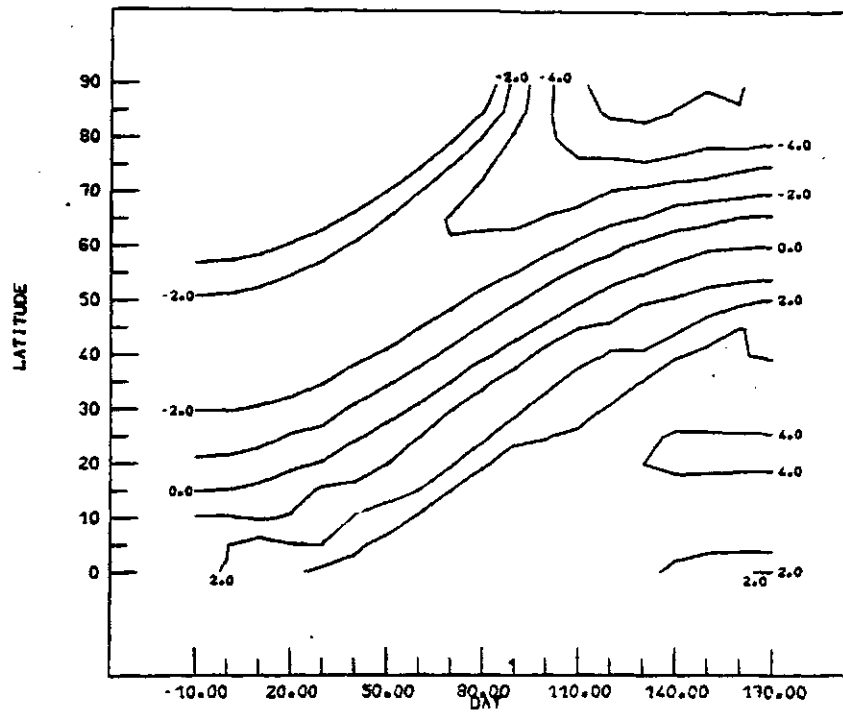
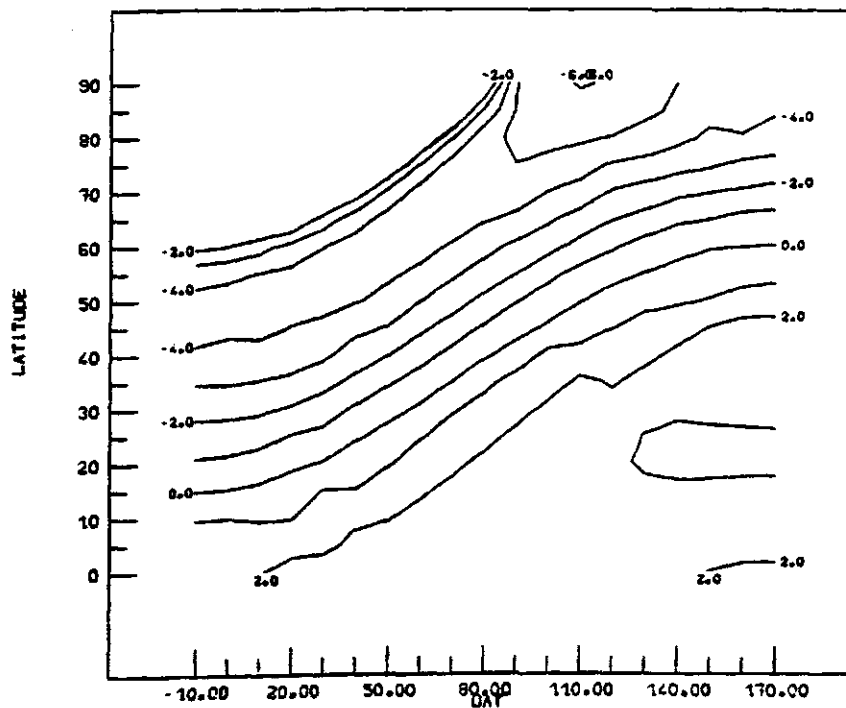


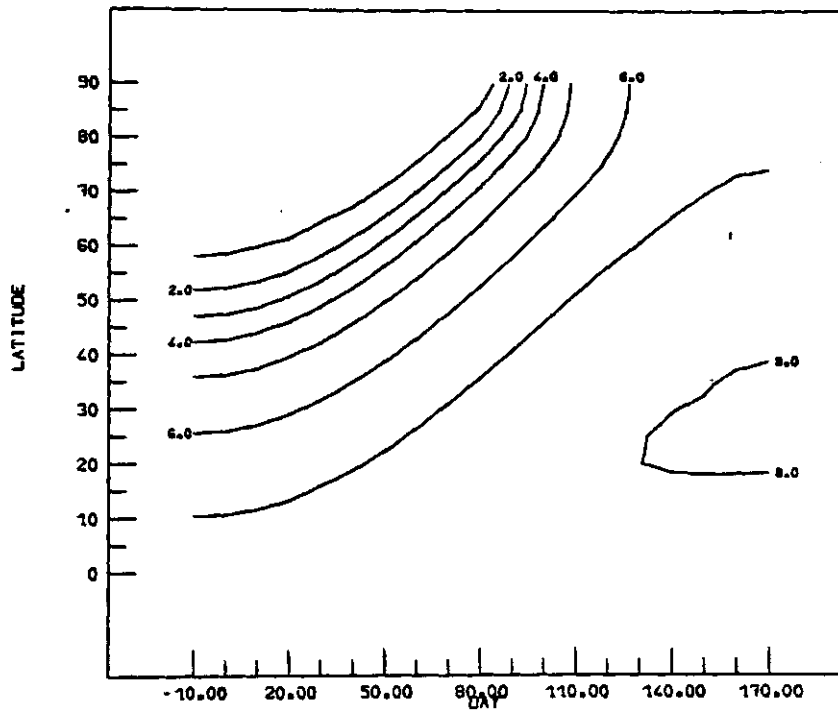
Abb.7b : Analog zu 7a, relativ zu den Tiefen gleicher Erwärmung der direkten Strahlung. Einheiten in Prozent.  $N = 4/8$ ,  $dT = 10$  mK/Tag. (siehe S. 20)



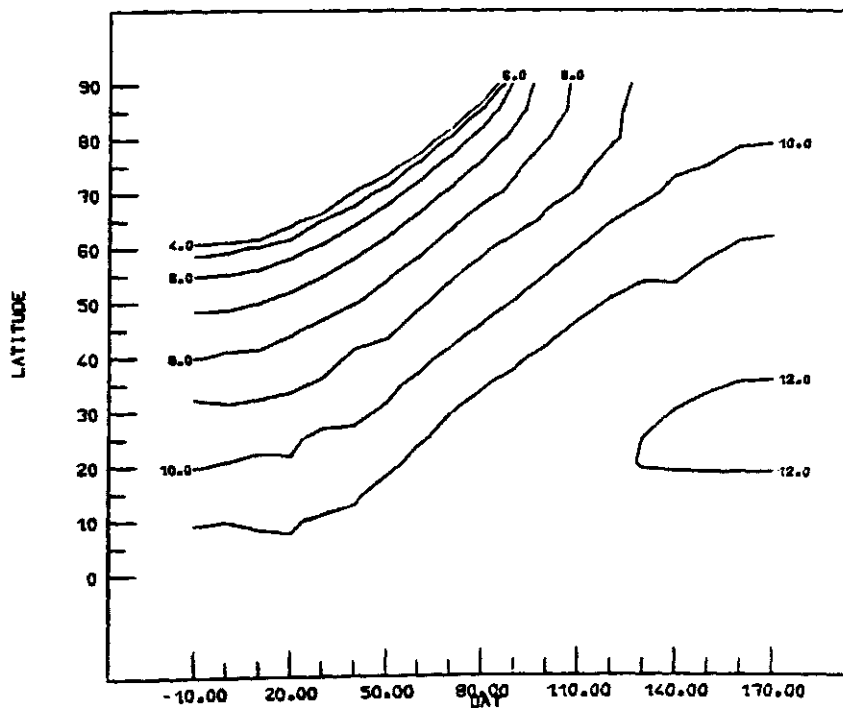
**Abb.7c** : Differenz zwischen den Tiefen gleicher Erwärmungsrate, berechnet mit direkter Strahlung und isotroper Strahlungsverteilung (Abb.6c,d).  $N = 4/8$ ,  $dT = 1$  mK/Tag. (siehe S. 20).



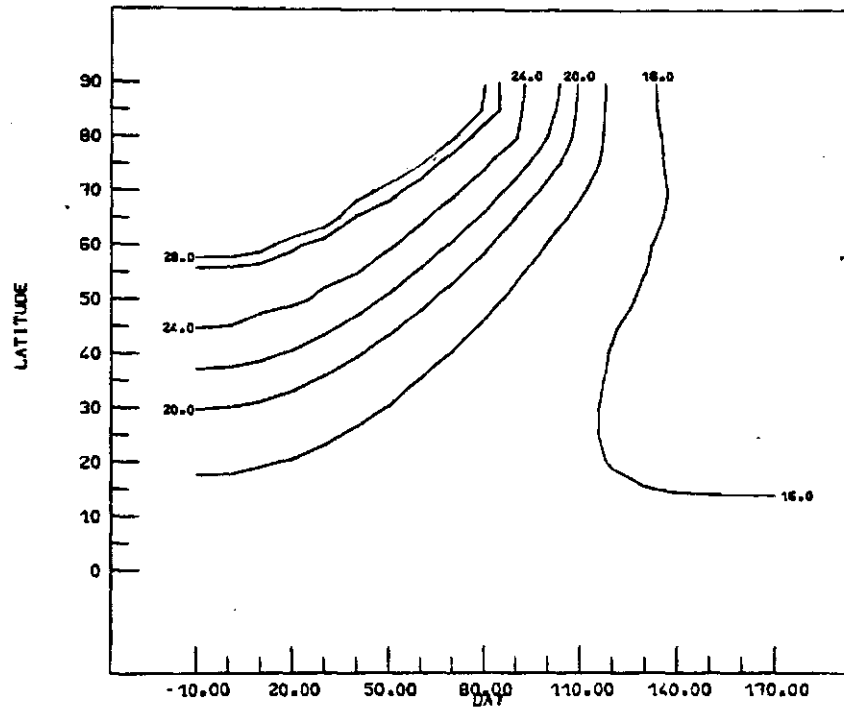
**Abb.7d** : Analog zu 7c, relativ zu den Tiefen gleicher Erwärmung der direkten Strahlung. Einheiten in Prozent.  $N = 4/8$ ,  $dT = 1$  mK/Tag. (siehe S. 20)



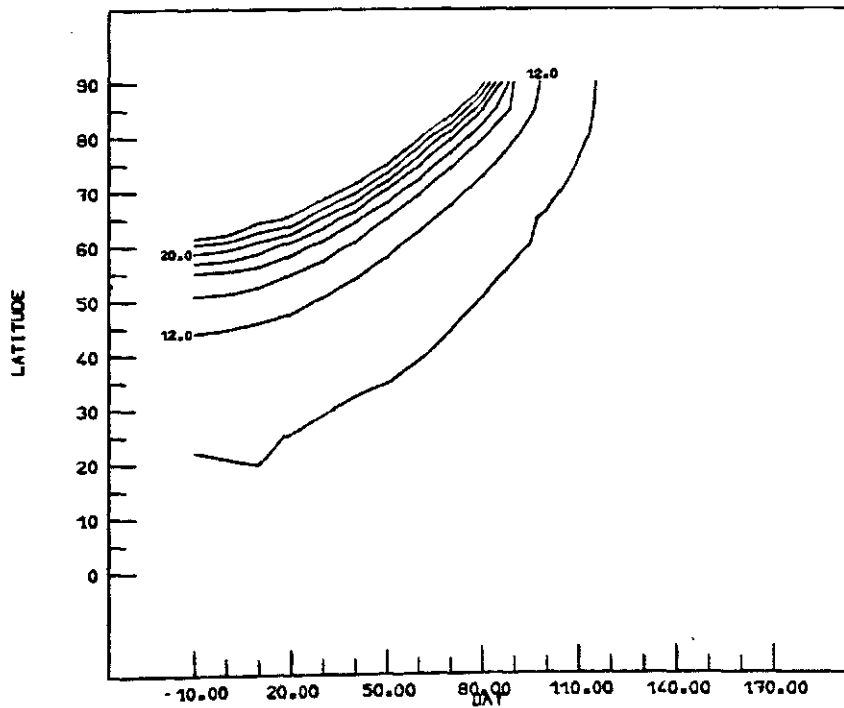
**Abb.8a** : Differenz zwischen den Tiefen gleicher Erwärmungsrate, berechnet mit den Formeln von Kasten und Reed.  $N = 4/8$ ,  $dT = 10$  mK/Tag. (siehe S. 20)



**Abb.8b** : Analog zu 8a, relativ zu den mit der Formel von Kasten berechneten Tiefen. Einheiten in Prozent.  $N = 4/8$ ,  $dT = 10$  mK/Tag. (siehe S. 20)



**Abb.8c** : Differenz zwischen den Tiefen gleicher Erwärmungsrate, berechnet mit den Formeln von Kasten und Reed.  $N = 4/8$ ,  $dT = 1$  mK/Tag. (siehe S. 20)



**Abb.8d** : Analog zu 8c, relativ zu den mit der Formel von Kasten berechneten Tiefen. Einheiten in Prozent.  $N = 4/8$ ,  $dT = 1$  mK/Tag. (siehe S. 20)

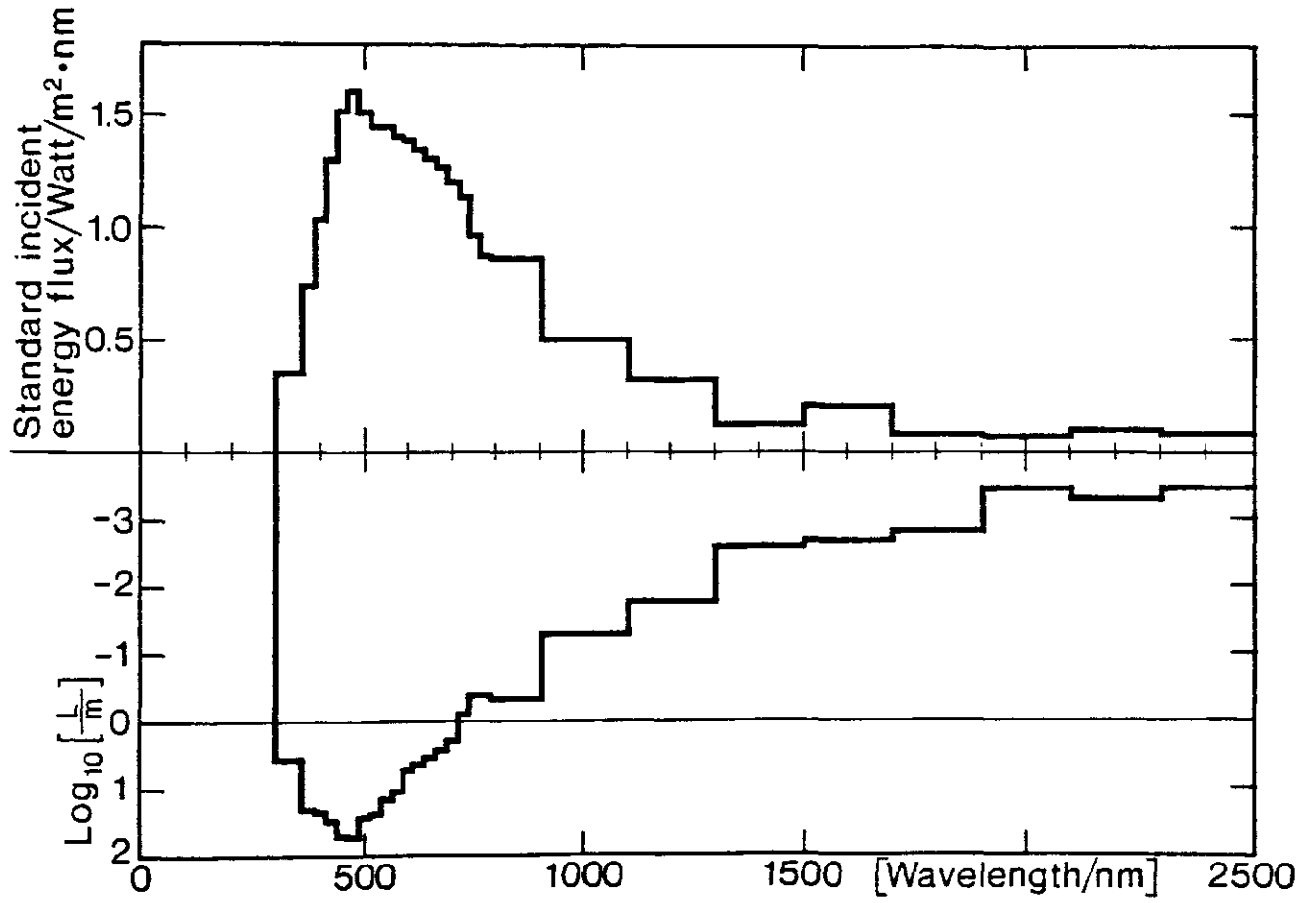


Abb. 9: Spektrale Verteilung der Strahlungsenergie an der Meeresoberfläche (i) und die Absorptionskoeffizienten in Meerwasser (ii).

(siehe S. 21)

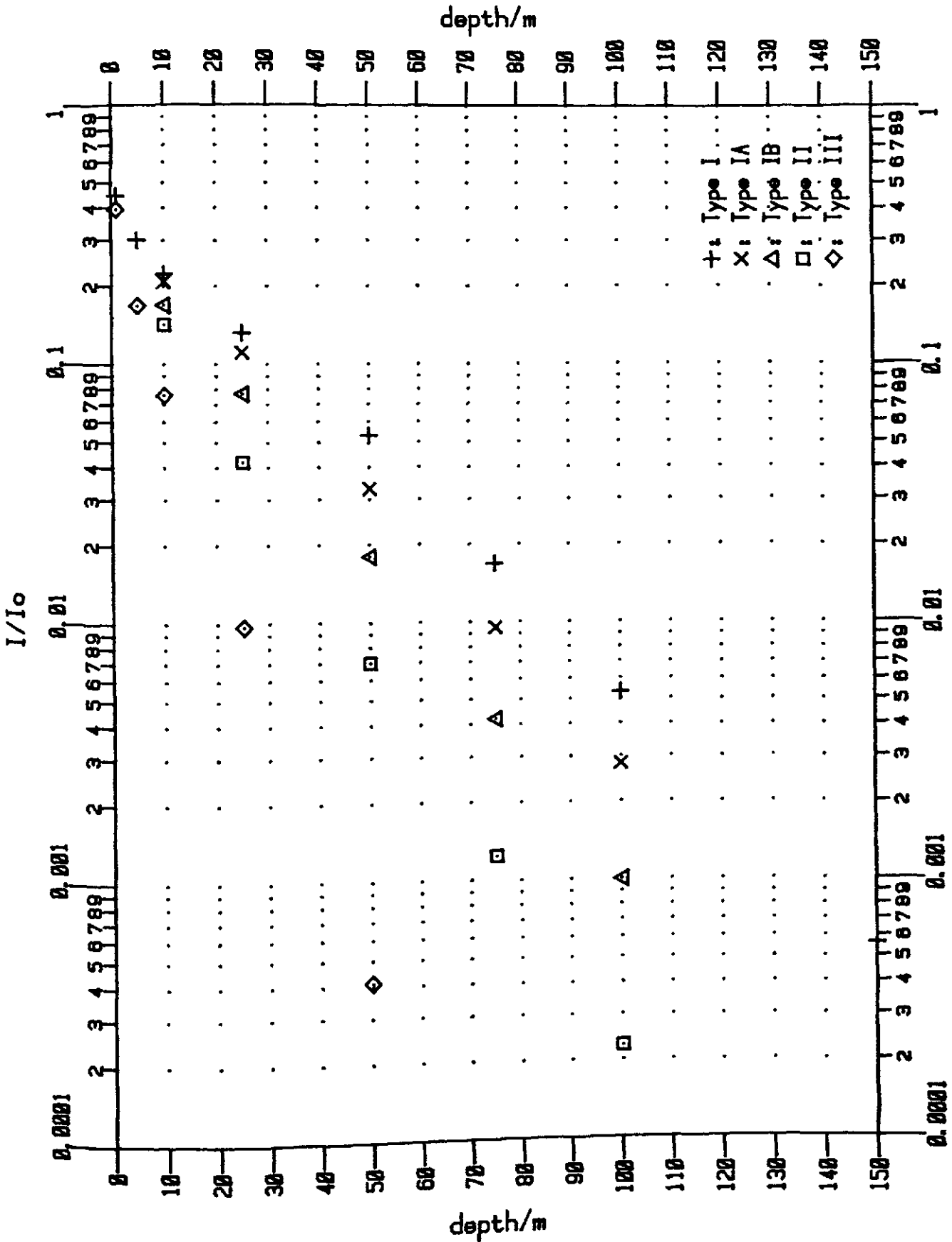


Abb. 10: Gemessene Einstrahlungsprofile für die Jerlov-Wassertypen I, IA, IB, II und III (siehe Jerlov, 1976, S.121, Tabelle XXI) für den Tiefenbereich bis 150 m. Dargestellt ist die Globalstrahlung (300 - 2500 m) in der Tiefe  $z$  relativ zum Oberflächenwert für eine im Zenit stehende Sonne.



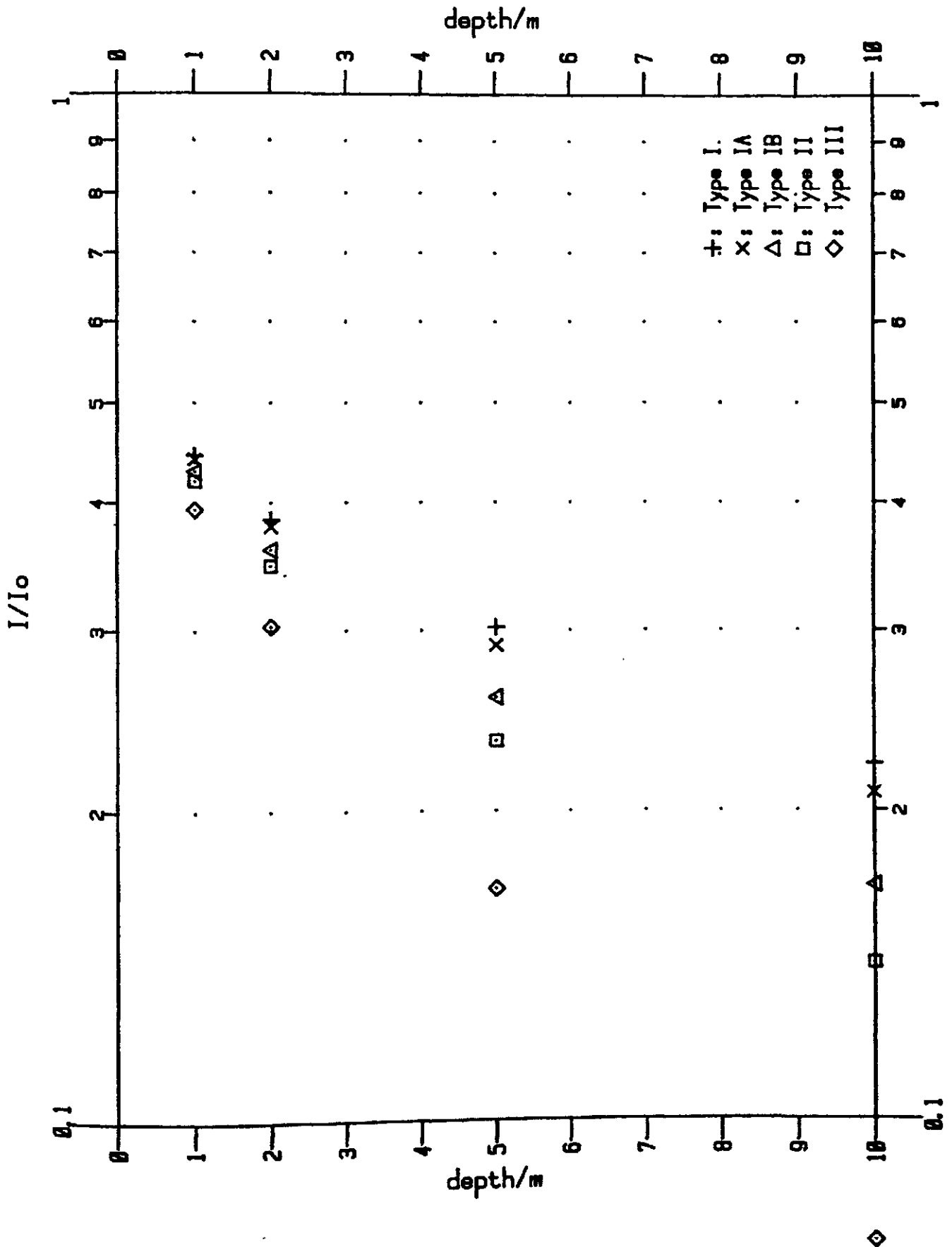
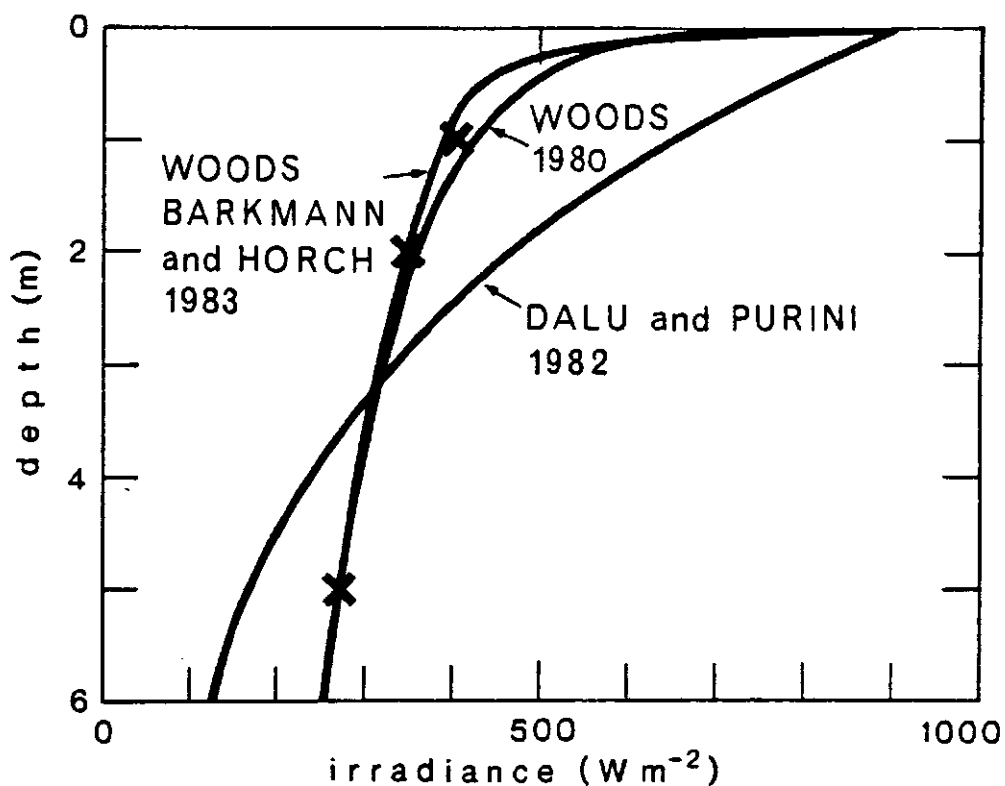


Abb. 11: Analog zu Abb. 3 für den Tiefenbereich bis 10 m.  
(siehe S. 27, 28)



**Abb. 12:** Einstrahlungsprofile  $I(z)$ , die mit drei verschiedenen Methoden parametrisiert wurden (die Kreuze sind die Meßwerte zu Jerlov-Typ I):

- (1) Anpassung mit 3 Exponentialfunktionen (siehe 3.4.4); die in diesem Bericht verwendete Methode.
- (2) Anpassung mit 27 Exponentialfunktionen (siehe 3.1), Woods, 1980.
- (3) Anpassung mit einer Exponentialfunktion (siehe 3.4.1), Dalu und Purini, 1982.

(siehe S. 28)

**Tab. 1:** Vergleich der experimentell und theoretisch gewonnenen direkten Einstrahlung. Die experimentellen Werte stammen von Paltridge und Platt (1976, S. 117).

Sonnenhöhe $\gamma$	direkte Einstrahlung [mW cm <sup>-2</sup> ]		Abweichungen in Prozent
	experimentell	theoretisch	
0	0	0.3	-
5	25.92	33.82	+30.48
10	45.12	54.12	+19.95
15	59.34	66.22	+11.59
20	69.88	74.23	+6.22
25	77.69	79.92	+2.87
30	83.47	84.14	+0.8
35	87.75	87.39	-0.41
40	90.93	89.93	-1.10
45	93.28	91.95	-1.43
50	95.02	93.58	-1.52
55	96.31	94.88	-1.48
60	97.27	95.93	-1.38
65	97.98	96.76	-1.25
70	98.50	97.41	-1.11

(siehe S. 11 und Abb. 1)

Tab. 2: Analog zu Tab. 1 für die diffuse Einstrahlung.

Sonnenhöhe $\gamma$	diffuse Einstrahlung [mW cm <sup>-2</sup> ]		Abweichungen in Prozent
	experimentell	theoretisch	
0	0.5	0.09	-82.0
5	2.62	3.16	+20.61
10	4.28	4.74	+10.75
15	5.57	5.82	+4.49
20	6.57	6.64	+1.07
25	7.35	7.30	-0.68
30	7.96	7.84	-1.51
35	8.43	8.28	-1.78
40	8.80	8.65	-1.70
45	9.09	8.96	-1.43
50	9.31	9.21	-1.07
55	9.49	9.42	-0.74
60	9.62	9.59	-0.31
65	9.73	9.73	0
70	9.81	9.84	+0.31

(siehe S. 12 und Abb. 2)

**Tab. 3:** Vergleiche zwischen Messungen der einfallenden Sonnenenergie und Berechnungen mit empirischen Formeln (nach Simpson und Paulson, 1979)

Reference	Formula	Overestimate of 11-day mean predictions [%]	Mean square difference observation - prediction [mW <sup>2</sup> cm <sup>-4</sup> ]
Houghton (1954)	$Q_o(1.28-1.03C)$	-10	10.3
Kimball (1928)	$Q_o(1-0.71C)$	-18	6.4
Lumb (1964)	$135(a+bs)s$	0	0.7
Reed (1977)	$Q_o(1-0.62C+0.0019\phi)$	6	2.8
Wyrcki (1965)	$Q_o(1-0.38C+0.38C^2)$	-17	8.2

(siehe S. 17)

Tab. 4: Spectral distributions of incident energy and seawater absorption

Waveband [i]	Wavelength limits [ $\lambda_i$ /nm]		Relative energy $[F_1(o) / \sum_{i=1}^{27} F_1(o)]$ x 1000	Absorption coefficient [ $A_i/m^{-1}$ ]
	Minimum	Maximum		
1	300	357.5	21.2	0.25*
2	357.5	387.5	23.0	0.045
3	387.5	412.5	27.1	0.043
4	412.5	437.5	34.2	0.033
5	437.5	462.5	39.7	0.019
6	462.5	487.5	42.1	0.018
7	487.5	512.5	39.4	0.036
8	512.5	537.5	37.8	0.041
9	537.5	562.5	37.8	0.069
10	562.5	587.5	36.8	0.091
11	587.5	612.5	36.3	0.186
12	612.5	637.5	35.2	0.228
13	637.5	662.5	34.2	0.288
14	662.5	687.5	33.1	0.367
15	687.5	712.5	31.5	0.500
16	712.5	737.5	29.7	1.24
17	737.5	762.5	25.2	2.4
18	762.5	787.5	22.9	2.4
19	787.5	900	101.7	2.05
20	900	1100	105.1	20
21	1100	1300	67.3	60
22	1300	1500	25.2	400
23	1500	1700	44.2	500
24	1700	1900	16.8	700
25	1900	2100	14.7	3000
26	2100	2300	21.0	2000
27	2300	2500	16.8	3000

\*from Tyler, 1977, p. 102; all other values from Jerlov, 1976

Tab. 5: Vergleich von Typ 0 mit Jerlov Typ I (Sonne im Zenit)

Tiefe z (m)	I/I <sub>0</sub> nach Jerlov Typ I	Proz. Abweichung Typ 0 von Typ I	
		ohne Streuung	"Maximalstreuung" *
0	1	0	0
1	0.445	6.3	6.1
2	0.385	4.8	4.3
5	0.302	1.1	-0.1
10	0.222	1.4	-1.3
25	0.132	-6.1	-12.7
50	0.053	-8.7	-5.8
75	0.0168	77.7	43.9
100	0.0053	211.3	136.6
150	0.00056	917.9	578.6
200	0.000062	3335.5	1916.1

\* "Maximalstreuung" soll heißen, daß die gesamte Streustrahlung als verloren betrachtet wird für das tiefere Wasser. (In Wirklichkeit "überlebt" natürlich ein Großteil.) Die Wahrheit liegt zwischen dem Wert ohne Streuung und mit "Maximalstreuung".

(siehe S. 21)

Tab. 6:

a) Tägliche Erwärmungsraten in °K/d aus Raschke (1975, Fig. 5)

Tiefe [m]	$\gamma = 60^\circ$		$\gamma = 80^\circ$		Ablesefehler in Prozent ( $\approx 0.5$ mm)
	Equinox	Sommer	Equinox	Sommer	
1	$2.08 \cdot 10^{-1}$	$5.34 \cdot 10^{-1}$	$3.77 \cdot 10^{-2}$	$5.34 \cdot 10^{-1}$	7
3	$7.56 \cdot 10^{-2}$	$2.01 \cdot 10^{-1}$	$1.42 \cdot 10^{-2}$	$1.81 \cdot 10^{-1}$	7
10	$2.15 \cdot 10^{-2}$	$5.72 \cdot 10^{-2}$	$3.90 \cdot 10^{-3}$	$4.64 \cdot 10^{-2}$	7
30	$6.58 \cdot 10^{-3}$	$1.81 \cdot 10^{-2}$	$1.32 \cdot 10^{-3}$	$1.42 \cdot 10^{-2}$	7
100	$1.0 \cdot 10^{-3}$	$2.75 \cdot 10^{-3}$	$1.81 \cdot 10^{-4}$	$1.69 \cdot 10^{-3}$	7

b) Tägliche Erwärmungsraten in °K/d aus Teil 2, 5.3 (Jerlov Typ I)

Tiefe [m]	$\gamma = 60^\circ$		$\gamma = 80^\circ$		Ablesefehler in Prozent ( $\approx 0.5$ mm)
	Equinox	Sommer	Equinox	Sommer	
1	$1.42 \cdot 10^{-1}$	$3.7 \cdot 10^{-1}$	$3.22 \cdot 10^{-2}$	$3.46 \cdot 10^{-1}$	1.5
3	$7.1 \cdot 10^{-2}$	$2.0 \cdot 10^{-1}$	$1.58 \cdot 10^{-2}$	$1.75 \cdot 10^{-1}$	3
10	$2.1 \cdot 10^{-2}$	$5.8 \cdot 10^{-2}$	$5.0 \cdot 10^{-3}$	$5.4 \cdot 10^{-2}$	10
30	$8.0 \cdot 10^{-3}$	$2.1 \cdot 10^{-2}$	$1.7 \cdot 10^{-3}$	$2.0 \cdot 10^{-2}$	8
100	$1.36 \cdot 10^{-4}$	$7.0 \cdot 10^{-4}$	$1.7 \cdot 10^{-5}$	$3.5 \cdot 10^{-4}$	8

c) Prozentuale Abweichungen der Werte aus b) von a)

Tiefe [m]	$\gamma = 60^\circ$		$\gamma = 80^\circ$	
	Equinox	Sommer	Equinox	Sommer
1	-31.7	-30.7	-14.6	-35.2
3	- 6.1	0.5	11.3	- 3.3
10	- 2.3	1.4	28.2	16.4
30	21.6	16.6	28.8	40.8
100	-86.4	-74.6	-90.6	-79.3

(siehe S. 23)



Tab. 7: Typ I, getrennte Anpassung für oberhalb 50 m und unterhalb 75 m

Tiefe z/m	$I/I_0$ nach Jerlov	berechneter Wert $I/I_0$ (3 Exponential- funktionen)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Paulson & Simpson (2 Exp.fkt.)	relative Abweichung in %	$I/I_0 = R \exp(-z/\zeta)$ nur Werte mit z > 75 m berücksichtigt	relative Abweichung in %
0	1	1	0.0	1	0.0	0.474	-52.7
1	0.445	0.439	-1.3	0.604	35.7	0.453	1.8
2	0.385	0.391	1.6	0.426	10.6	0.433	12.4
5	0.302	0.301	-0.3	0.278	-7.9	0.379	25.3
10	0.222	0.230	3.6	0.224	0.9	0.303	36.5
25	0.132	0.131	-0.8	0.131	-0.8	0.154	16.7
50	0.053	0.0532	0.4	0.054	1.9	0.050	-5.7
75	0.0168	0.0217	29.2	0.0220	31.0	0.0165	-1.8
100	0.0053	0.0088	66.0	0.0090	69.8	0.0054	1.9
150	0.00056	0.00147	162.5	0.00151	169.6	0.00075	1.8
200	0.000062	-	-	-	-	0.000061	-1.6

(siehe S. 27, 30, 31)

Ab. 8: Typ I, alle Werte berücksichtigt

Zeile n/m	I/I <sub>0</sub> nach Jerlov	berechneter Wert I/I <sub>0</sub> (3 Exponential- funktionen)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Paulson & Simpson (2 Exp.fkt.)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Zaneveld & Spinrad (mit Iteration)	relative Abweichung in %	ber.Wert n. Zaneveld & Spinrad (0.Iterat.)	relative Abweichg. in %
0	1	1	0.0	1	0.0	1	0.0	1	0.0
1	0.445	0.422	-5.2	0.435	-2.1	0.445	0.0	0.445	0.0
2	0.385	0.400	4.0	0.387	0.5	0.386	0.3	0.404	5.0
5	0.302	0.344	14.0	0.338	11.9	0.317	5.0	0.342	13.6
10	0.222	0.271	21.9	0.272	22.5	0.249	12.1	0.273	22.8
25	0.132	0.137	3.6	0.142	7.3	0.127	-3.9	0.141	6.6
30	0.053	0.0456	-14.0	0.0478	-9.9	0.0420	-20.7	0.047	-11.1
5	0.0168	0.0153	-8.9	0.0161	-4.1	0.0140	-16.9	0.0158	-5.9
1	0.0053	0.0051	-3.1	0.00543	2.5	0.00465	-12.3	0.0053	0.1
	0.00056	0.000579	3.4	0.000618	10.3	0.000514	-8.2	0.00060	6.8
	0.000062	0.000065	5.3	0.000070	13.3	0.000057	-8.1	0.000067	8.1

- 65 -

(siehe S. 27, 30, 31)

Tab. 9: Typ IA

Tiefe z/w	$I/I_0$ nach Jerlov	berechneter Wert $I/I_0$ (3 Exponential- funktionen)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Paulson & Simpson (2 Exp.fkt.)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Zaneveld & Spinrad (mit Iteration)	relative Abweichung in %	ber.Wert n. Zaneveld & Spinrad (o.Iterat.)	relative Abweichg. in %
0	1	1	0.0	1	0.0	1	0.0	1	0.0
1	0.441	0.440	-0.3	0.479	8.5	0.441	0.0	0.441	0.0
2	0.379	0.380	0.3	0.366	-3.4	0.380	0.3	0.369	-2.5
5	0.290	0.290	0.0	0.296	2.1	0.307	6.0	0.292	0.8
10	0.208	0.220	5.8	0.230	10.8	0.235	13.0	0.222	6.9
25	0.111	0.106	-4.1	0.109	-1.9	0.111	0.1	0.106	-4.7
50	0.033	0.0319	-3.5	0.0312	-5.5	0.0325	-1.6	0.0314	-4.7
75	0.0095	0.00954	0.4	0.00894	-5.9	0.00953	0.3	0.0094	-1.1
10	0.0028	0.00286	2.0	0.00256	-8.6	0.00280	-0.1	0.00281	0.3

- 96 -

(siehe S. 27, 30, 31)

Tab. 10: Typ IB

Tiefe z/m	I/I <sub>0</sub> nach Jerlov	berechneter Wert I/I <sub>0</sub> (3 Exponential- funktionen)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Paulson & Simpson (2 Exp.fkt.)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Zaneveld & Spinrad (mit Iteration)	relative Abweichung in %	ber.Wert n. Zaneveld & Spinrad (o.Iterat.)	relative Abweichg. in %
0	1	1	0.0	1	0.0	1	0.0	1	0.0
1	0.429	0.425	-0.8	0.558	30.0	0.429	0.0	0.429	0.0
2	0.360	0.363	0.9	0.384	6.7	0.361	0.5	0.342	-5.0
5	0.258	0.258	-0.1	0.250	-2.9	0.282	9.3	0.254	-1.4
10	0.169	0.178	5.5	0.183	8.5	0.206	21.8	0.182	8.0
25	0.077	0.0743	-3.6	0.0758	-1.5	0.0856	11.2	0.075	-2.5
50	0.018	0.0177	-1.6	0.0174	-3.2	0.0203	12.6	0.0177	-1.5
75	0.0042	0.00423	0.6	0.00400	-4.7	0.00482	14.7	0.00422	0.5
100	0.0010	0.00101	0.9	0.00092	-8.0	0.00115	14.6	0.0010	0.1

(siehe S. 27, 30, 31)

Tab. 11: Typ II

Tiefe z/m	$I/I_0$ nach Jerlov	berechneter Wert $I/I_0$ (3 Exponential- funktionen)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Paulson & Simpson (2 Exp.fkt.)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Zaneveld & Spinrad (mit Iteration)	relative Abweichung in %	ber.Wert n. Zaneveld & Spinrad (o.Iterat.)	relative Abweichg. in %
0	1	1	0,0	1	0.0	1	0.0	1	0.0
1	0.420	0.404	-3.9	0.609	45.1	0.420	0.0	0.420	0.0
2	0.347	0.352	1.5	0.402	16.0	0.349	0.5	0.295	-15.0
5	0.234	0.242	3.2	0.188	-19.5	0.263	12.4	0.187	-19.9
10	0.142	0.141	-1.0	0.114	-20.0	0.183	28.8	0.120	-15.3
25	0.042	0.0409	-2.6	0.0386	-8.2	0.0658	56.6	0.040	-3.9
50	0.0070	0.00718	2.5	0.00647	-7.6	0.0122	74.9	0.0071	1.9
75	0.00124	0.00130	4.6	0.00108	-12.6	0.00229	84.6	0.00128	3.2
100	0.000228	0.000235	3.0	0.000182	-20.3	0.000428	87.8	0.000231	1.3
150	0.0000080	0.0000083	3.9	0.000005	-36.1	0.000015	87.6	0.000008	6.0

(siehe S. 27, 30, 31)

Tab. 12: Typ III

Tiefe z/m	$I/I_0$ nach Jerlov	berechneter Wert $I/I_0$ (3 Exponential- funktionen)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Paulson & Simpson (2 Exp.fkt.)	relative Abweichung in %	berechn.Wert nach Zaneveld & Spinrad (mit Iteration)	relative Abweichung in %	ber.Wert n. Zaneveld & Spinrad (o.Iterat.)	relative Abweichg. in %
0	1	1	0.0	1	0.0	1	0.0	1	0.0
1	0.394	0.378	-4.0	0.576	46.1	0.394	0.0	0.394	0.0
2	0.303	0.307	1.5	0.358	18.1	0.305	0.7	0.266	-12.5
5	0.168	0.173	3.0	0.139	-17.4	0.191	14.0	0.145	-13.5
10	0.076	0.0754	-0.8	0.0627	-17.6	0.0992	30.6	0.071	-6.9
25	0.0097	0.00976	0.7	0.00929	-4.2	0.0149	53.8	0.0101	4.2
50	0.00041	0.000415	1.3	0.000392	-4.3	0.000651	58.8	0.00043	2.9
75	0.000018	0.000018	-0.6	0.000017	-7.9	0.000029	58.5	0.000018	1.4

(siehe S. 27, 30, 31)

**Tab. 13:** Parameter für die Anpassung mit 2 Exponentialfunktionen (Paulson & Simpson, 1977)

Wassertyp nach Jerlov (Trübungsgrad)	R	$\zeta_1$ (m)	$\zeta_2$ (m)
I	0.58	0.35	23
I (z > 50 m)	0.68	1.2	28
IA	0.62	0.60	20
IB	0.67	1.0	17
II	0.77	1.5	14
III	0.78	1.4	7.9

(siehe S. 30)

**Tab. 14:** Parameter für die Anpassung mit 3 Exponentialfunktionen

Wassertyp nach Jerlov (Trübungsgrad)	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>	$\zeta_1$ (m)	$\zeta_2$ (m)	$\zeta_3$ (m)
I	0.4042	0.04015	22.91	6.846	0.1392
I (z > 50 m)	0.3201	0.1816	27.87	2.982	0.1421
I (z < 75 m)	0.4735	-	22.33	-	-
IA	0.3555	0.1765	20.73	1.781	0.1435
IB	0.3112	0.2003	17.45	2.361	0.1419
II	0.2191	0.2452	14.62	4.766	0.1391
III	0.2238	0.2446	7.950	3.300	0.1380

(siehe S. 33)

**Tab. 15:** Parameter für die Anpassung mit einem Arcus-Tangens-Modell der Einstrahlung (Zaneveld & Spinrad, 1980)

1.) Mit Iteration zur Berechnung von  $k_2$

Wassertyp nach Jerlov (Trübungsgrad)	$k_1(\text{m}^{-1})$	$k_2$	$k_3(\text{m}^{-1})$
I	0.0440	0.3963	4.4547
IA	0.0490	0.3981	4.4236
IB	0.0574	0.4103	4.0725
II	0.0670	0.4158	3.9865
III	0.1250	0.4234	3.7062

2.) Ohne Iteration zur Berechnung von  $k_2$ ,  
"Kleinste-Quadrat-Anpassung" für  $k_1$

Wassertyp nach Jerlov (Trübungsgrad)	$k_1(\text{m}^{-1})$	$k_2$	$k_3(\text{m}^{-1})$
I	0.043655	0.371117	7.7200
IA	0.048241	0.414740	3.537235
IB	0.057319	0.440188	2.908888
II	0.068386	0.501169	1.954976
III	0.12579	0.493271	2.073702

(siehe S. 31)



Literatur

- Angström, A., 1964: The Parameters of Atmospheric Turbidity. - *Tellus* 16, 64-75.
- Charlock, T.P. and Sellers, W.D., 1980: Aerosol Effects on Climate: Calculations with Time-Dependent and Steady-State Radioactive-Convective Models. - *J. Atmos. Sci.*, 37, 1327-1341.
- Charlock, T.P., 1982: Mid-Latitude Model Analysis of Solar Radiation, the Upper Layers of the Sea, and Seasonal Climate. - *J. Geophys. Res.*, 87, 8923-8930.
- Clarke, G.L. and James, H.R., 1939: Laboratory analysis of the selective absorption of light of sea water. - *J. Opt. Soc. Am.*, 29, 43-55.
- Collier, A., Finlayson, G.M. and Cake, E.W., 1968: On the Transparency of the Sea (Observations made by Mr. Cialdi and P.A. Secchi). - *Limnol. Oceanogr.* 13, 391-394.
- Dalu, R.A. and Purini, R., 1982: The diurnal thermocline due to buoyant convection. - *Quart. J. R. Met. Soc.*, 108, 929-935.
- Dickson, R.R., 1972: On the relationship between ocean transparency and the depth of the sonic scattering layers in the North Atlantic. - *J. Cons. int. Explor. Mer.* 34(3), 416-422.
- Duntley, S.Q., 1952: The Visibility of Submerged Subjects. - *Visibility Lab., Mass. Inst. Technology, Cambridge, Mass.*, 74 pp.
- Duntley, S.Q., 1963: Light in the Sea. - *Journal of the Optical Society of America*, 53, 214-233.
- Elterman, L. and Toolin, R.B., 1965: Atmospheric Optics. - In: S.L. Valley (editor), *Handbook of Geophysics and Space Environments*. AFRCRL, U.S. Air Force, Bedford, Mass., Kapitel 7.

- Frederick, M.A., 1970: An Atlas of Secchi Disc Transparency and Forel-Ule Color Codes for the Oceans of the World. - Report, Naval Postgraduate School, Monterey, Calif., 177 Seiten.
- Hansen, J.E., 1971: Multiple Scattering of Polarized Light in Planetary Atmospheres. Part I. The Doubling Method. - J. Atmos. Sci., 28, 120-125.
- Hofmann, C., 1982: Ein eindimensionales numerisches Modell zur Beschreibung der oberen Schichten des Ozeans. - Diplom-Arbeit, Universität Kiel.
- Højerslev, N.K., 1978: Daylight Measurements Appropriate for Photosynthetic Studies in Natural Sea Waters. - J. Cons. int. Explor. Mer. 38(2), 131-146.
- Højerslev, N.K., 1980: Water Color and its Relation to Primary Production. - Boundary-Layer Meteorology 18, 203-220.
- Howard, J.N., King, J.I.F. and Gast, P.R., 1961: Thermal Radiation. - In: Handbook of Geophysics. MacMillan, New York, N.Y., Kapitel 16.
- Jerlov, N.G., 1976: Marine Optics. - Elsevier, Amsterdam, 231 Seiten.
- Jerlov, N.G. and Nygard, K., 1969: Influence of Solar Elevation on Attenuation of Underwater Irradiance. - Rep. Inst. Fysisk Oceanografi, Copenhagen, 4.
- Kasten, F., 1981: Measurement and Analysis of Solar Radiation Data. - Energy and Buildings, 3, 1-29.
- Kondratyev, K.Ya., 1969: Radiation in the Atmosphere. - Academic Press, New York, 912 pp.
- Kozlyaninov, M.V. and Pelevin, V.N., 1966: On the Application of a One Dimensional Approximation in the Investigation of the Propagation of Optical Radiation in the Sea. - U.S. Dept. Comm., Joint Publ. Res. Ser. Rep. 36, 54-63.

- Kullenberg, G., 1974: Observed and Computed Scattering Functions. - Chapter 2 von Optical Aspects of Oceanography, Jerlov und Steemann-Nielsen (Herausgeber), Academic Press London and New York.
- Lacis, A.A. and Hansen, J.E., 1974: A Parameterization for the Absorption of Solar Radiation in the Earth's Atmosphere. - J. Atmos. Sci. 31, 118-133.
- Lumb, F.E., 1964: The influence of cloud on hourly amounts of total solar radiation at the sea surface. - Quart. J. R. Met. Soc. 90, 43-56.
- Morel, A. 1974: Optical Properties of Pure Water and Pure Sea Water. - Chapter 1 von Optical Aspects of Oceanography, Jerlov und Steemann-Nielsen (Herausgeber), Academic Press London and New York.
- Paltridge, G.W. and Platt, C.M.R., 1976: Radiative Processes in Meteorology and Climatology. - Elsevier, Amsterdam, 318 Seiten.
- Paulson, C.A. and Simpson, J.J., 1977: Irradiance Measurements in the Upper Ocean. - J. Phys. Oceanogr. 7, 953-956.
- Ramanathan, V., and Coakley Jr., J.A., 1978: Climate Modeling through Radiative-Convective Models. - Rev. Geophys. Space Phys., 16, 465-489.
- Raschke, E., 1972: Multiple Scattering Calculation of the Transfer of Solar Radiation in an Atmosphere-Ocean System / Berechnung des Feldes der Sonnenstrahlung in einem System Ozean-Atmosphäre mit Berücksichtigung der Mehrfachstreuung. - Beiträge zur Physik der Atmosphäre; Vol. 45, S.1-19.
- Raschke, E., 1975: Numerical Studies of Solar Heating of an Ocean Model. - Deep-Sea Res., 22 (10), 659-665.
- Raymont, J.E.G., 1980: Plankton and productivity in the oceans. 2nd edition Volume 1: Phytoplankton. - Pergamon Press (Oxford), 489 pp.
- Robinson, N., 1966: Solar Radiation. - Elsevier, Amsterdam, 347 pp.

- Rodgers, C.D., 1967: The Radiative Heat Budget of the Troposphere and Lower Stratosphere. - Planet. Circ. Proj. Dep. Meteorol., Rep. No. A2, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Mass., 99 Seiten.
- Simpson, J.J. and Paulson, C.A., 1979: Mid-Ocean Observations of Atmospheric Radiation. - Quart. J.R. Met. Soc., 105, 487-502.
- Stephens, G.L., 1978: Radiation Profiles in Extended Water Clouds.  
I: Theory  
II: Parameterization Schemes. - J. Atmos. Sci., 35, 2111-2132.
- Thekaekara, M.P. and Drummond, A.J., 1971: Standard Values for the Solar Constant and its Spectral Components. - Nature (London), Phys. Sci. 229, 6-9.
- Twomey, S., 1972: The Effect of Cloud Scattering on the Absorption of Solar Radiation by Atmospheric Dust. - J. Atmos. Sci., 29, 1156-1159.
- Tyler, J.E., 1968: The Secchi Disc. - Limnol. Oceanogr. 13, 1-6.
- Valko, P., 1980: Some Empirical Properties of Solar Radiation and Related Parameters. - An Introduction to Meteorological Measurements and Data Handling for Solar Energy Applications (DOE/ER-0084), U.S. Department of Energy, Office of Energy Research, Washington, D.C., Chapter 8, 8.1 - 8.46.
- Woods, J.D., 1980: Diurnal and seasonal variation of convection in the wind-mixed layer of the ocean. - Quart. J. R. Met. Soc., 106, 379-394.
- Woods, J.D. and Onken, R., 1982: Diurnal variation and primary production in the ocean - preliminary results of a Lagrangian ensemble model. - Journal of Plankton Research, 4 (3), 735-756.
- Woods, J.D., Barkmann, W. and Horch, A., 1984: Solar heating of the World Ocean. - Quart. J. R. Met. Soc., 110 (in press).
- Zaneveld, J.R.V. and Spinrad, R.W., 1980: An Arc Tangent Model of Irradiance in the Sea. - J. Geophys. Res. 85, No. C9, 4919-4922.

**Teil 2: GRAPHISCHE DARSTELLUNGEN (ERGEBNISSE DER MODELLRECHNUNG)**

4. Tagesgänge

4.1 Erwärmungsraten bis 100 m

Variable: mK/h = 10, 5, 2.5, 1, 0.5, 0.25, 0.1, 0.05, 0.025, 0.01

Abzisse: Uhrzeit

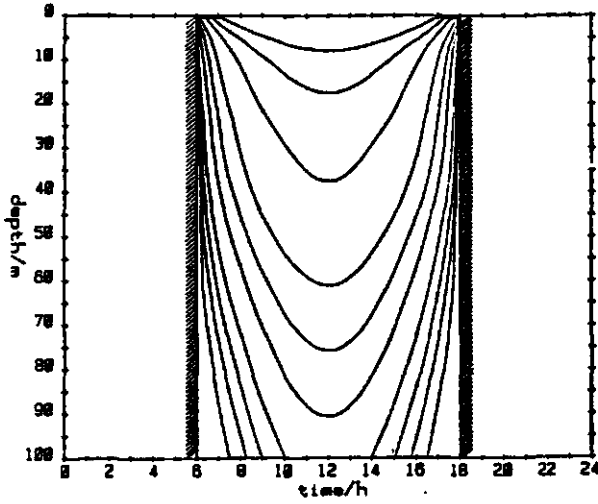
Ordinate: Tiefe

Parameter: Tag im Jahr WS, SS, E

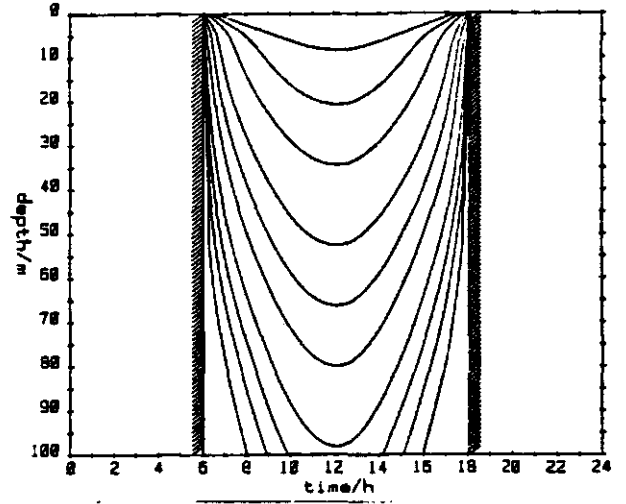
Breite 0°, 20°, 40°, 60°, 80°

Trübung I, IA, IB, II, III

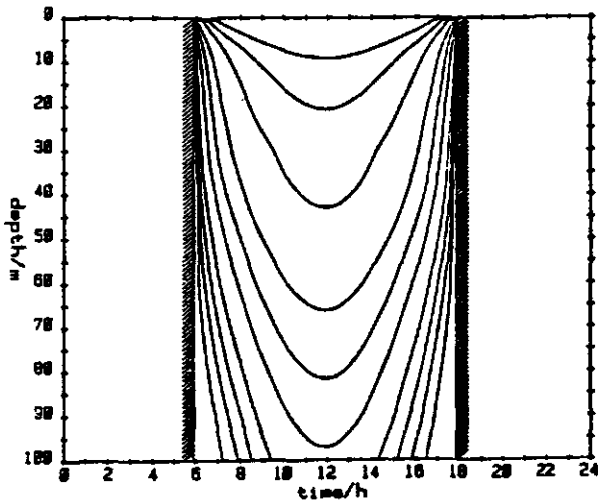
Type I  
 latitude = 0 degree winter solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



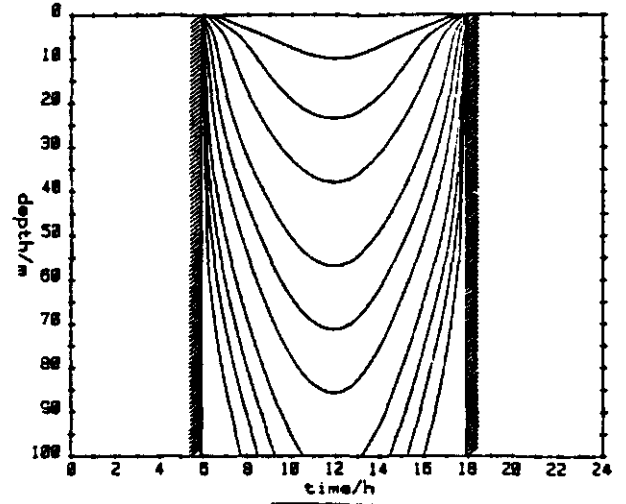
Type IA  
 latitude = 0 degree winter solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



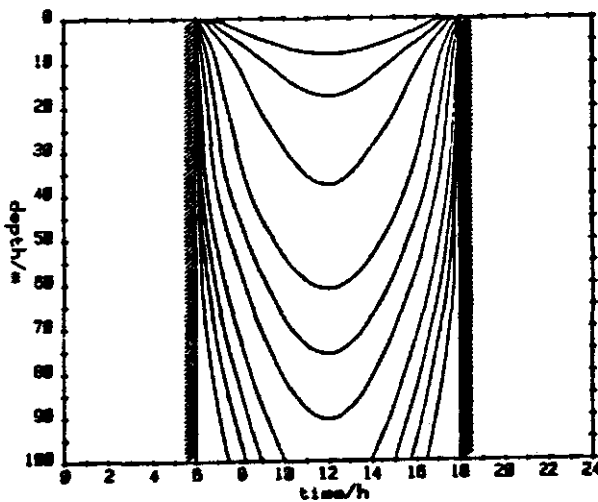
Type I  
 latitude = 0 degree equinox  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



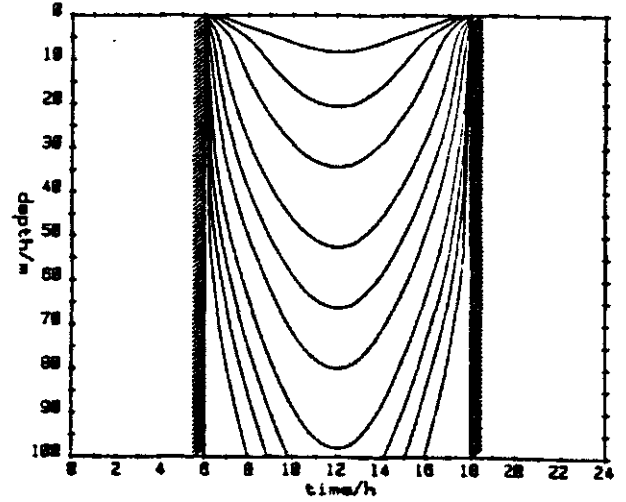
Type IA  
 latitude = 0 degree equinox  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type I  
 latitude = 0 degree summer solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



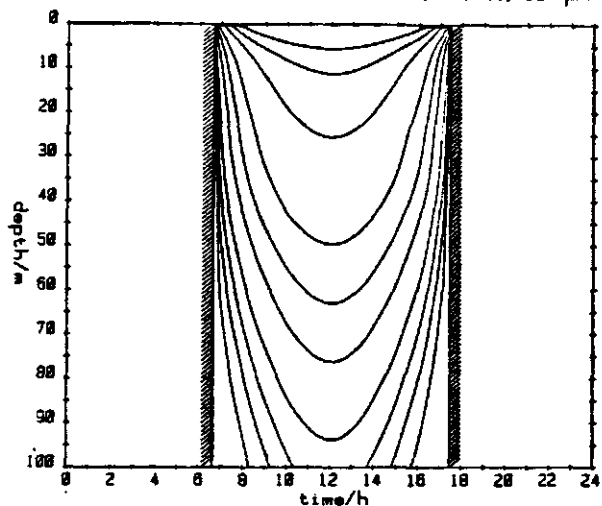
Type IA  
 latitude = 0 degree summer solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



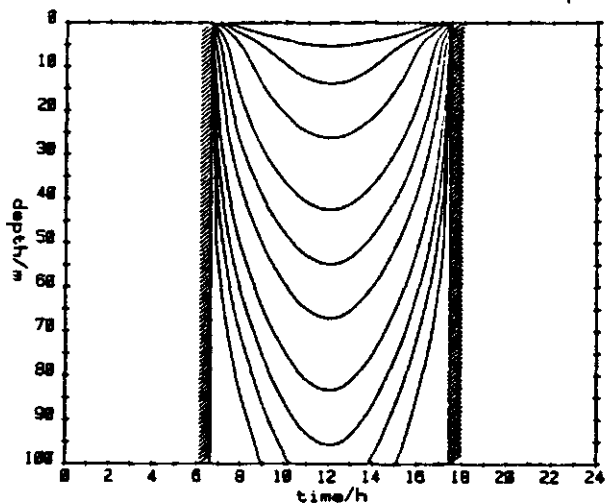
4. Tagesgänge

4.1 Erwärmungsraten bis 100 m

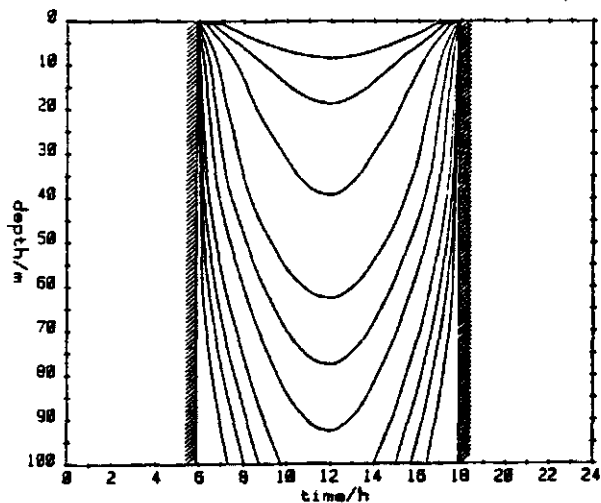
Type I  
 latitude = 20 degrees winter solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



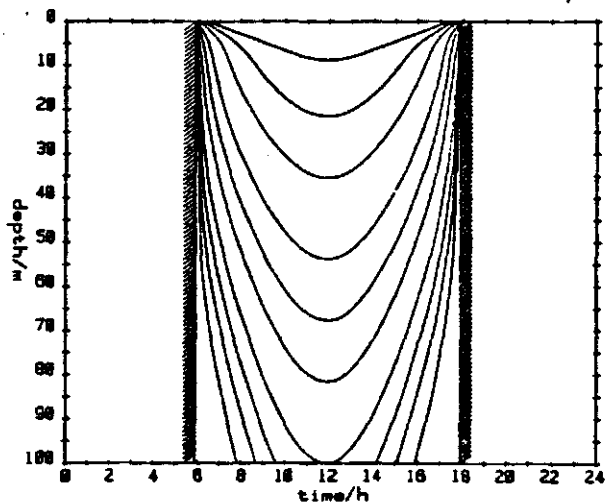
Type IA  
 latitude = 20 degrees winter solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



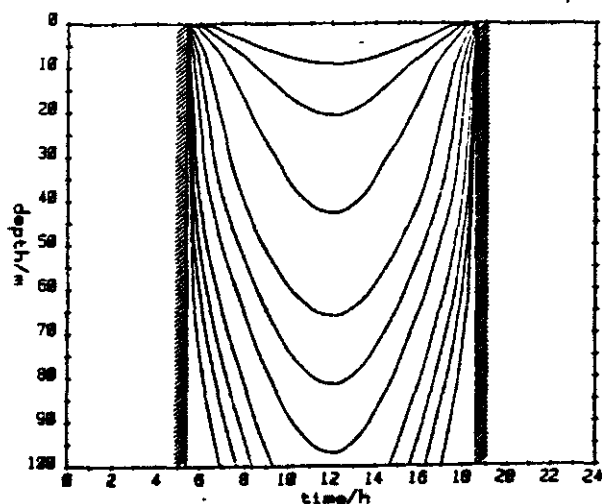
Type I  
 latitude = 20 degrees equinox  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



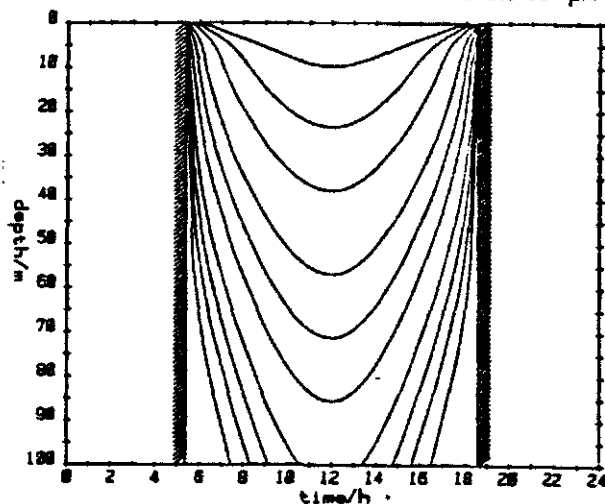
Type IA  
 latitude = 20 degrees equinox  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type I  
 latitude = 20 degrees summer solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type IA  
 latitude = 20 degrees summer solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$

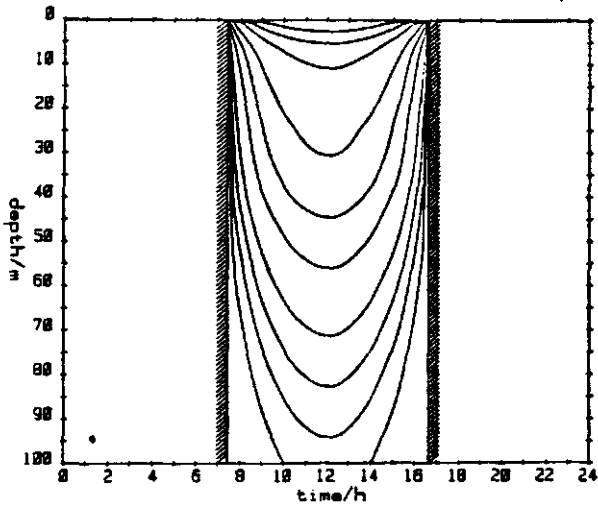


4. Tagesgänge

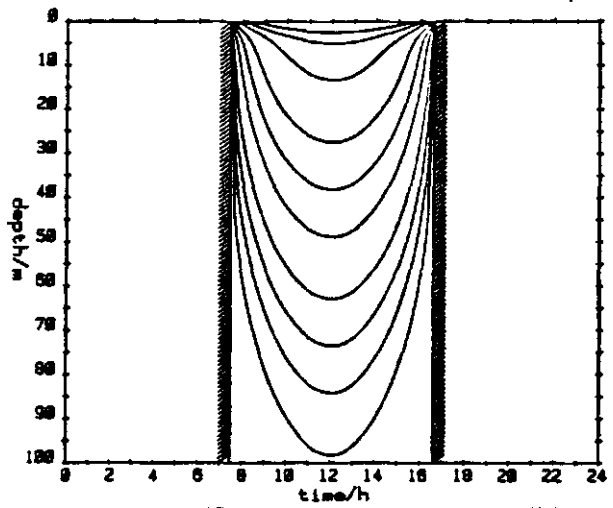
4.1 Erwärmungsraten bis 100 m



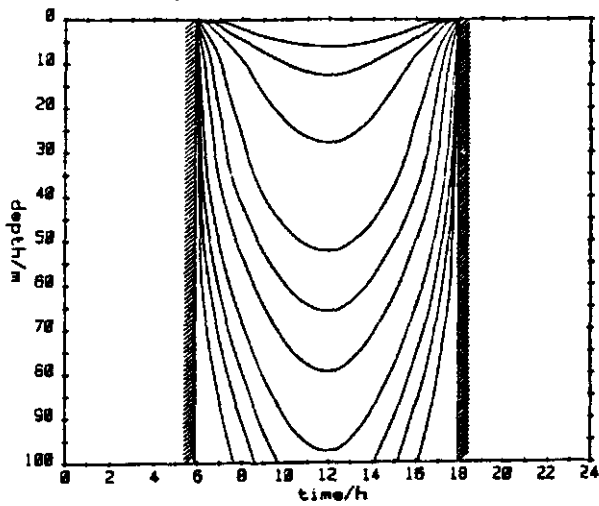
Type I  
latitude = 40 degrees winter solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



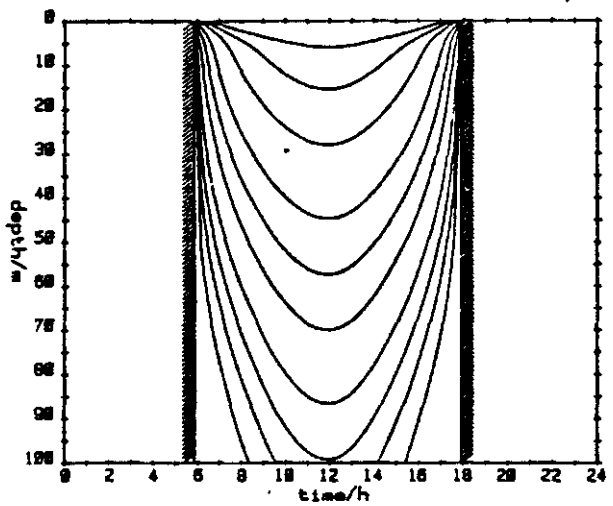
Type IA  
latitude = 40 degrees winter solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



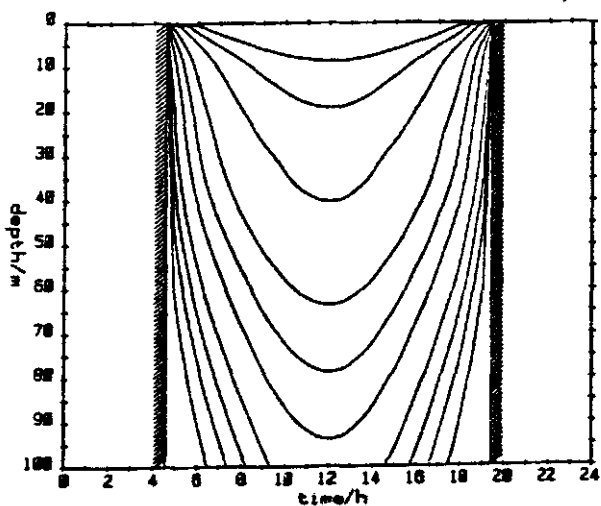
Type I  
latitude = 40 degrees equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



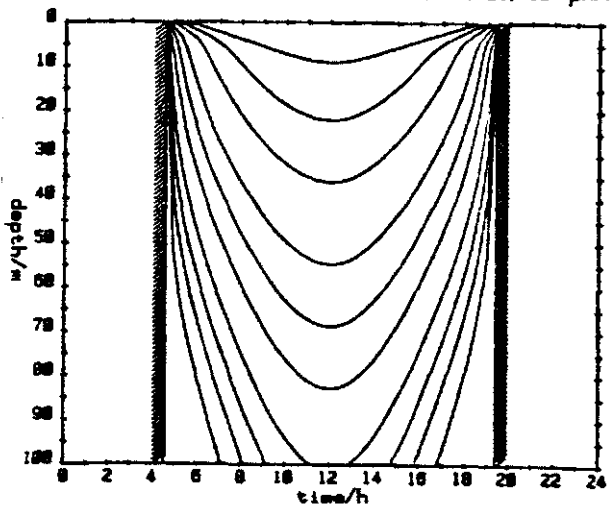
Type IA  
latitude = 40 degrees equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type I  
latitude = 40 degrees summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



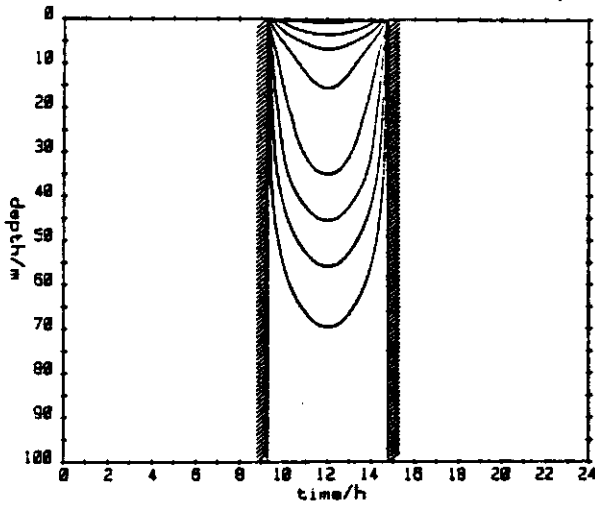
Type IA  
latitude = 40 degrees summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



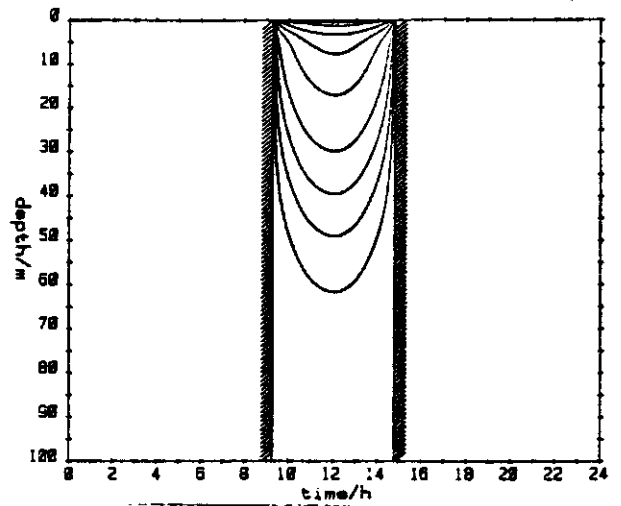
#### 4. Tagesgänge

#### 4.1 Erwärmungsraten bis 100 m

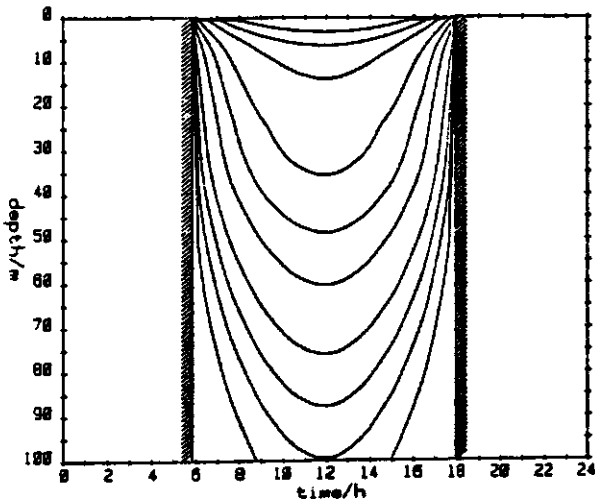
Type I  
 latitude = 60 degree winter solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



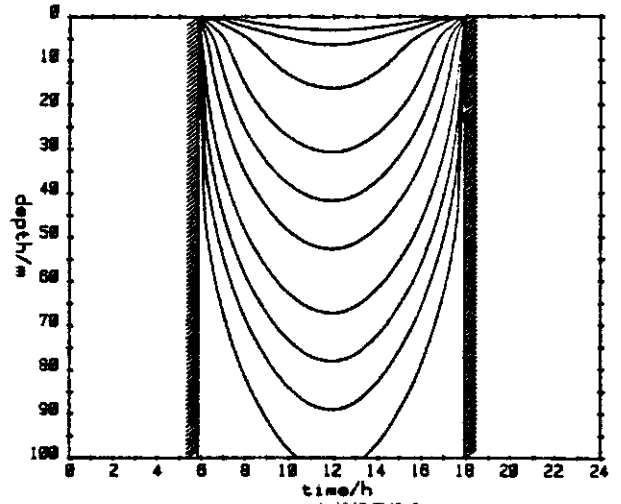
Type IA  
 latitude = 60 degree winter solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



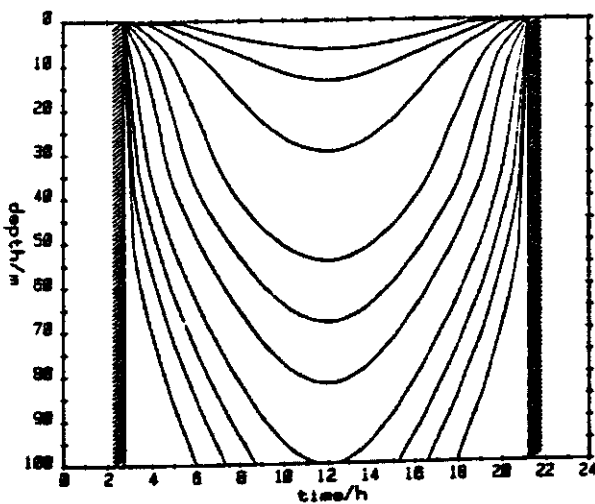
Type I  
 latitude = 60 degree equinox  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



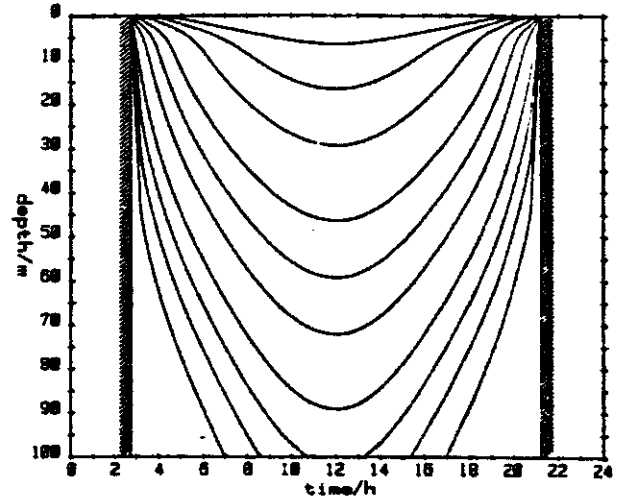
Type IA  
 latitude = 60 degree equinox  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type I  
 latitude = 60 degree summer solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



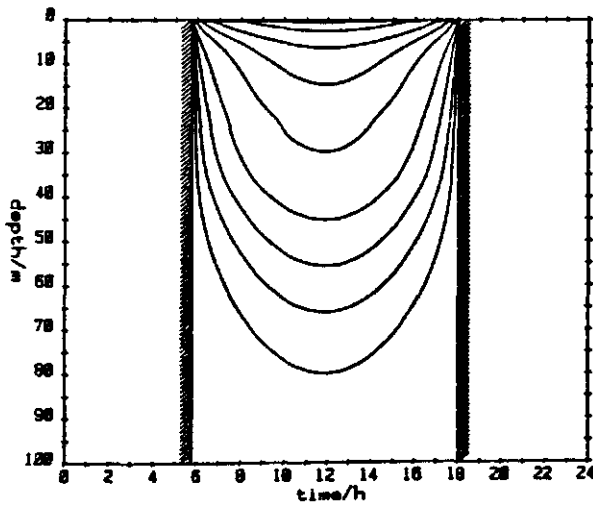
Type IA  
 latitude = 60 degree summer solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



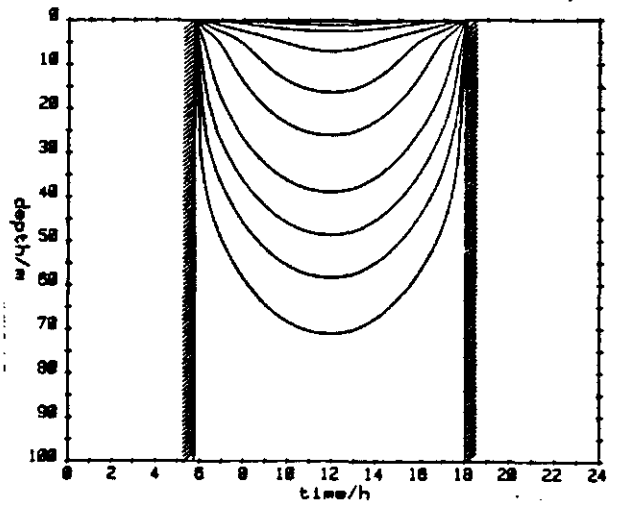
4. Tagesgänge

4.1 Erwärmungsraten bis 100 m

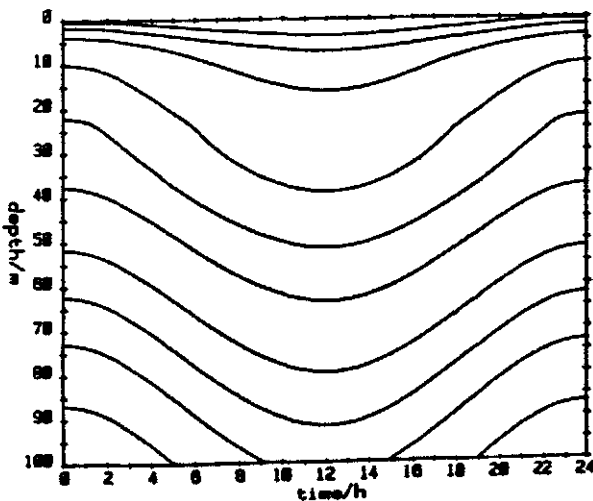
Type I  
latitude = 80 degrees equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



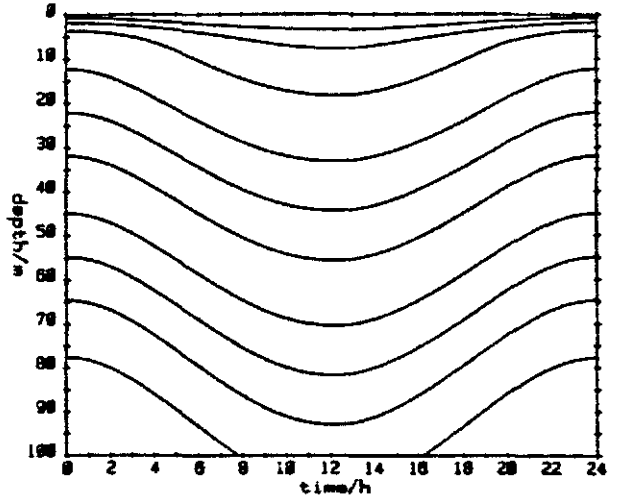
Type IA  
latitude = 80 degrees equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type I  
latitude = 80 degrees summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



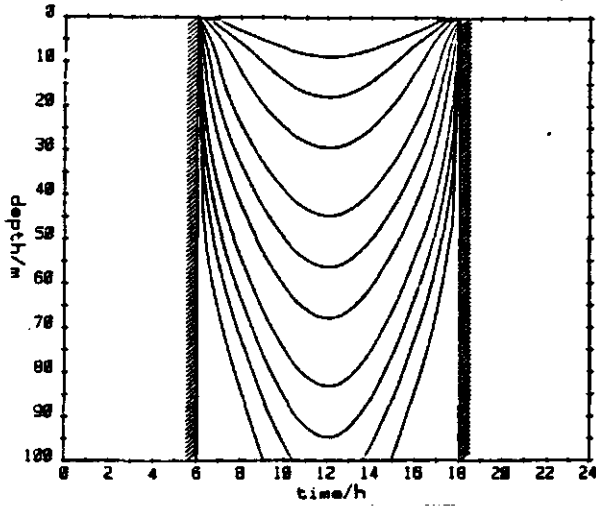
Type IA  
latitude = 80 degrees summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



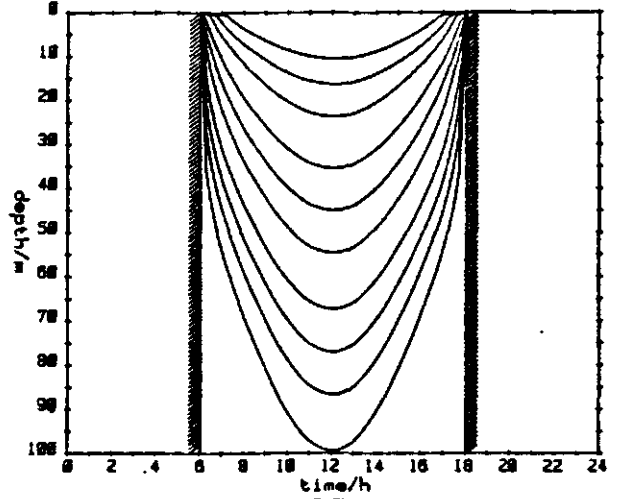
4. Tagesgänge

4.1 Erwärmungsraten bis 100 m

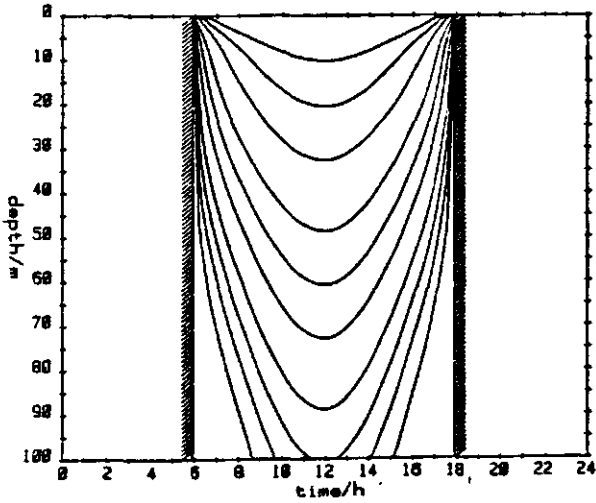
Type I B  
latitude = 0 degrees winter solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



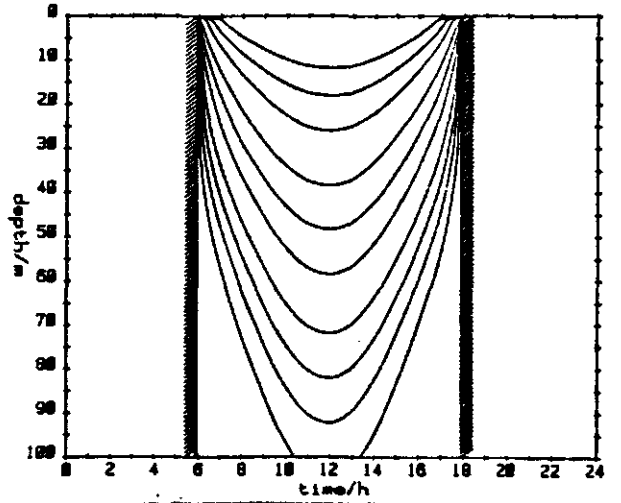
Type II  
latitude = 0 degrees winter solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



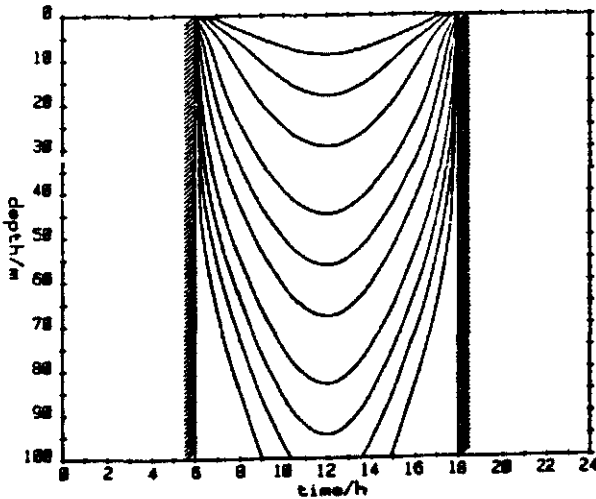
Type I B  
latitude = 0 degrees equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



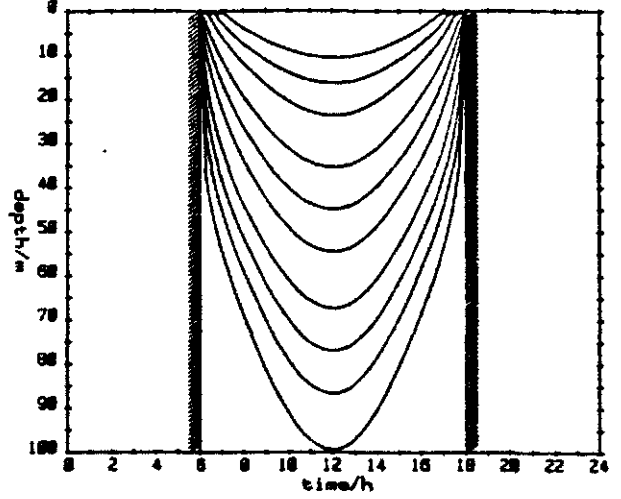
Type II  
latitude = 0 degrees equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type I B  
latitude = 0 degrees summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



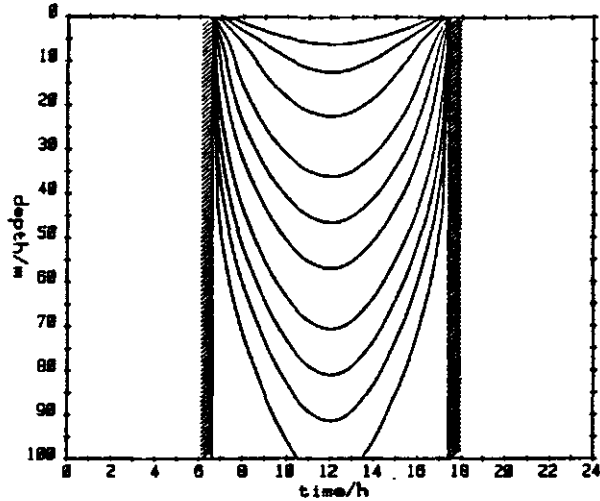
Type II  
latitude = 0 degrees summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



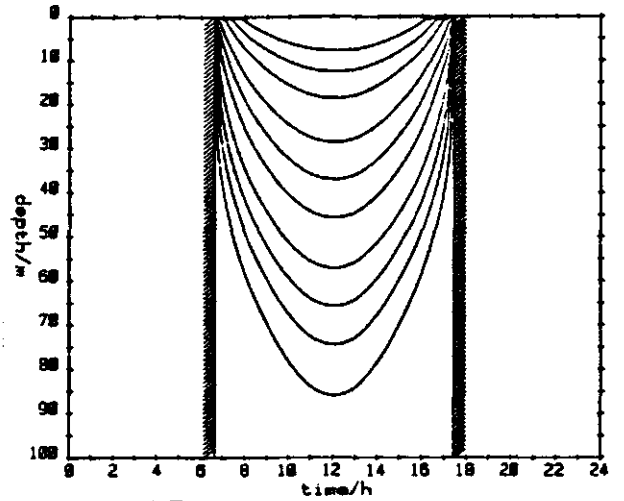
4. Tagesgänge

4.1 Erwärmungsraten bis 100 m

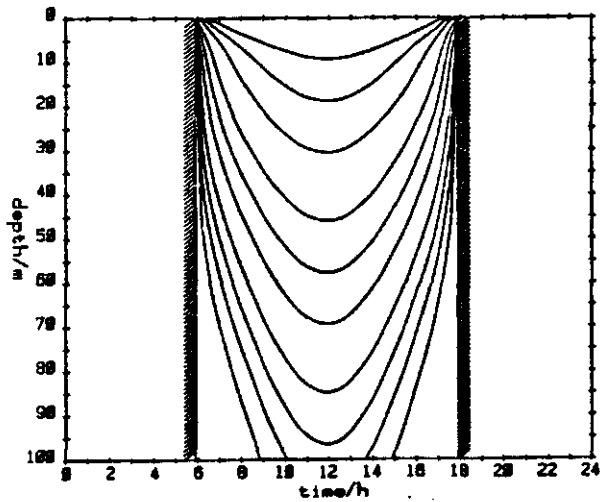
Type I B  
latitude = 20 degree winter solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



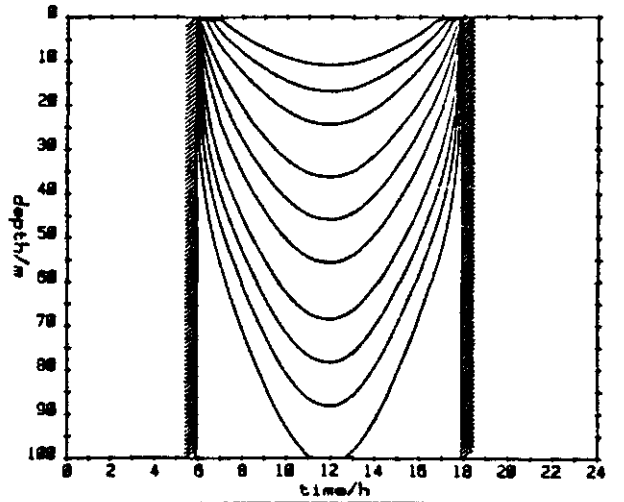
Type II  
latitude = 20 degree winter solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



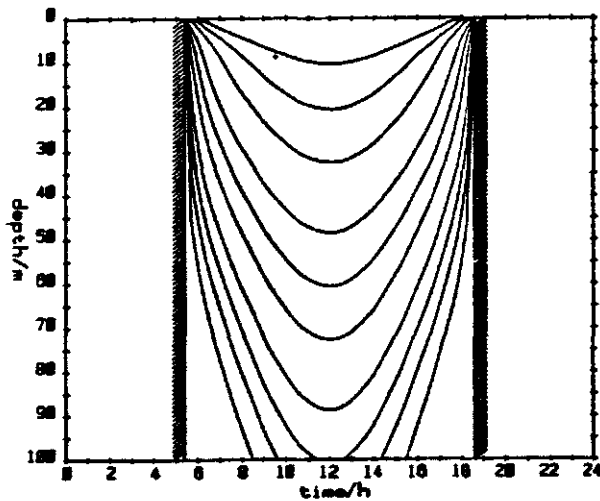
Type I B  
latitude = 20 degree equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



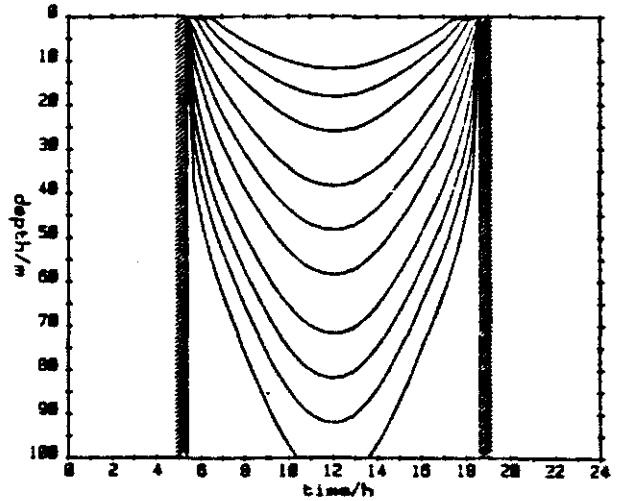
Type II  
latitude = 20 degree equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type I B  
latitude = 20 degree summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



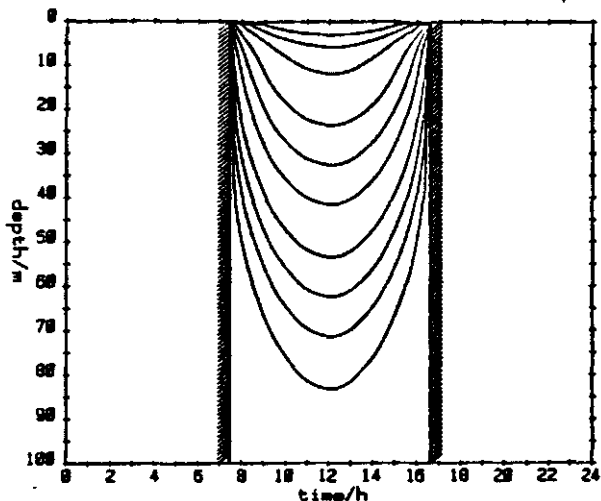
Type II  
latitude = 20 degree summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



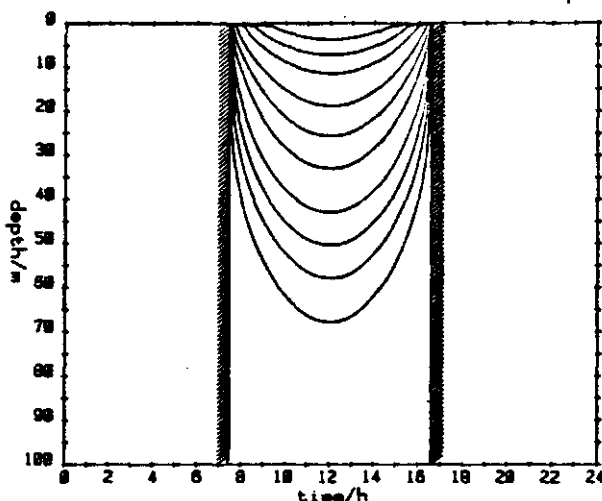
#### 4. Tagesgänge

#### 4.1 Erwärmungsraten bis 100 m

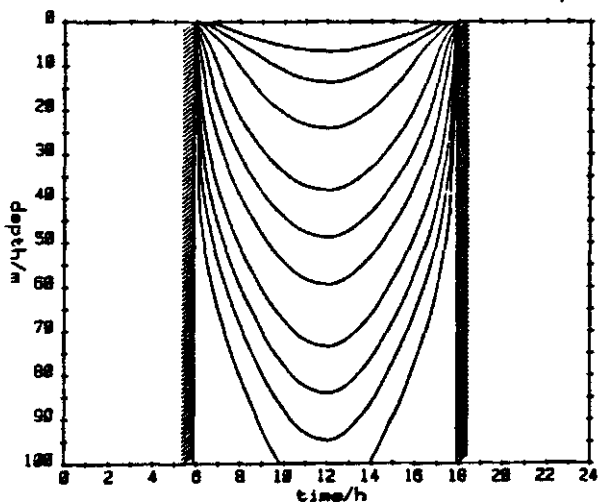
Type IB  
 latitude = 40 degree winter solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



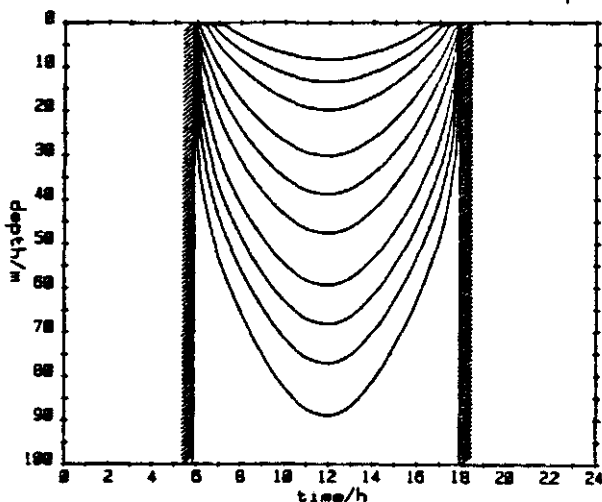
Type II  
 latitude = 40 degree winter solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



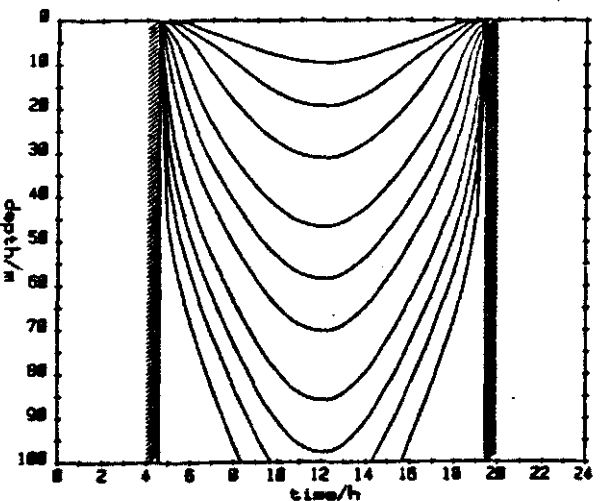
Type IB  
 latitude = 40 degree equinox  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



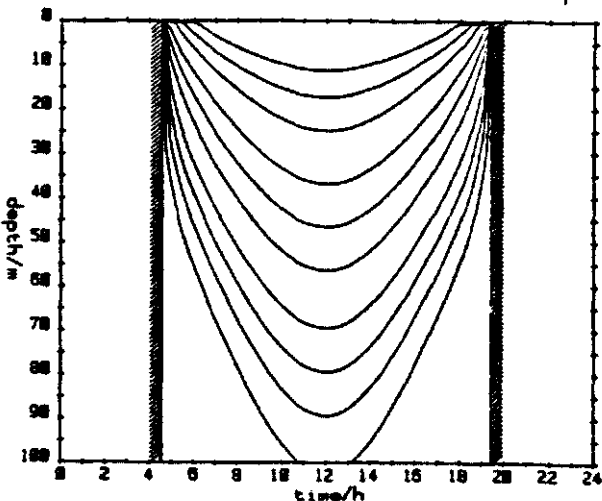
Type II  
 latitude = 40 degree equinox  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type IB  
 latitude = 40 degree summer solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$

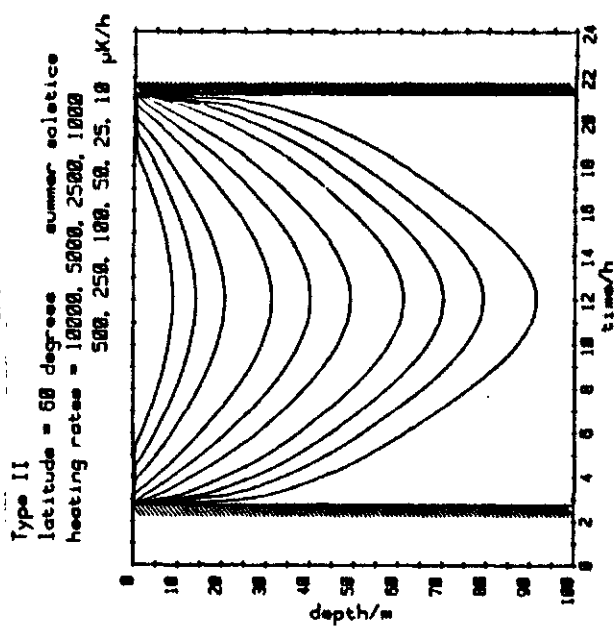
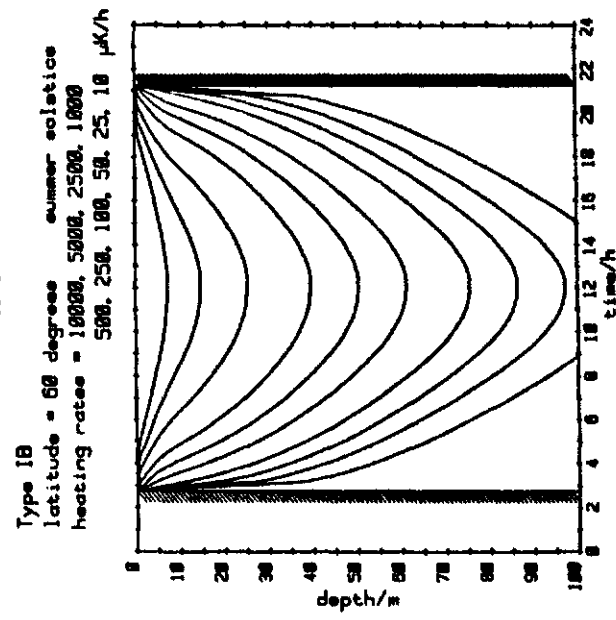
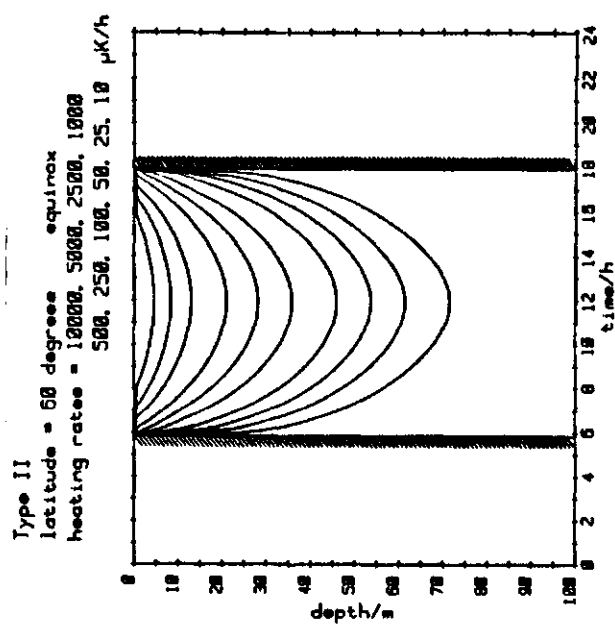
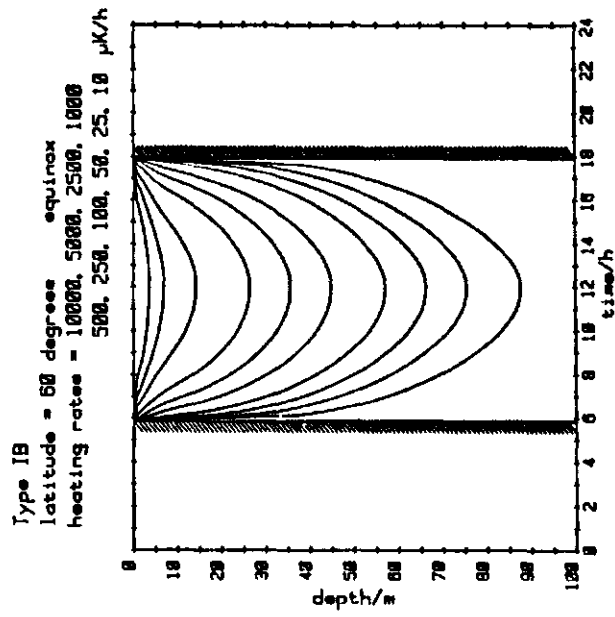
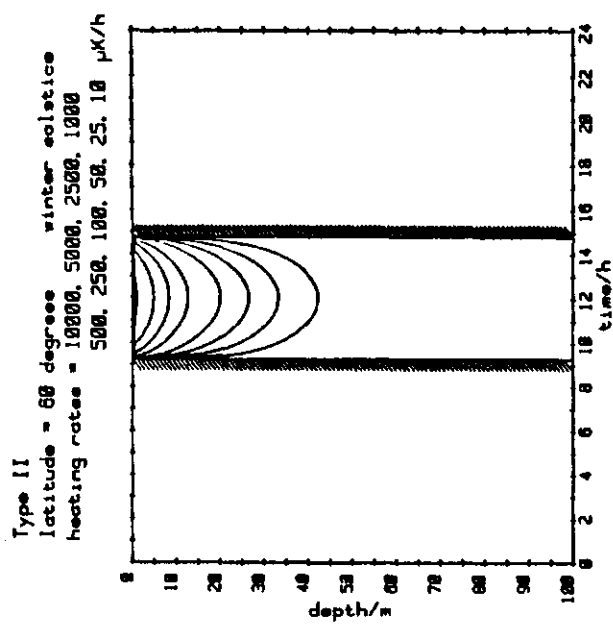
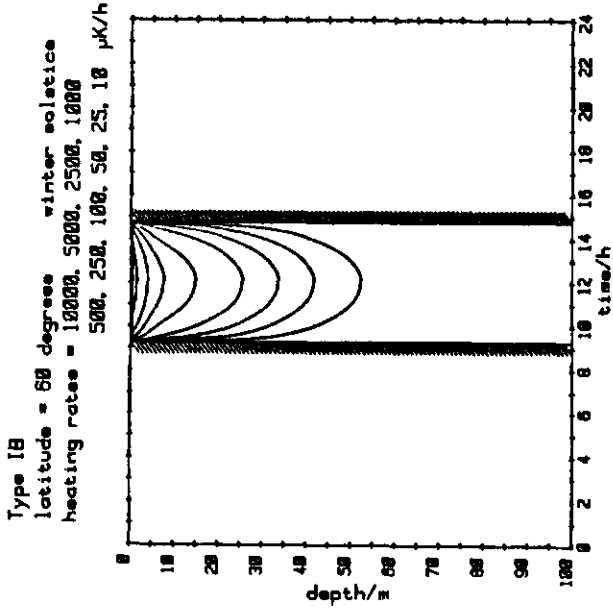


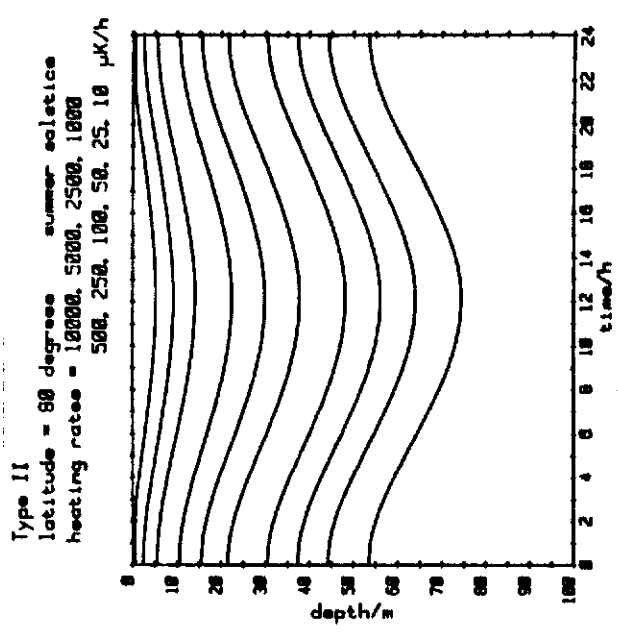
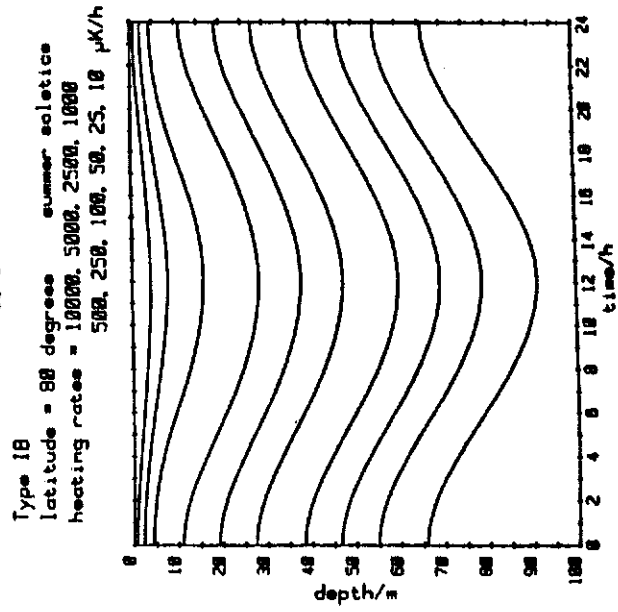
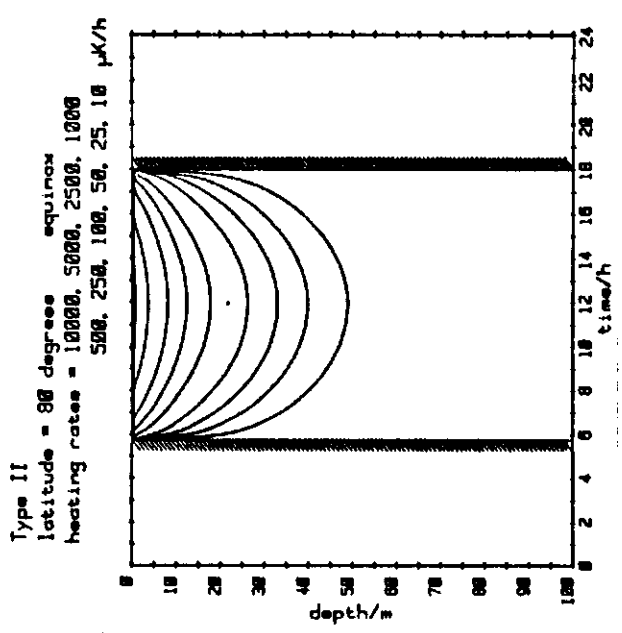
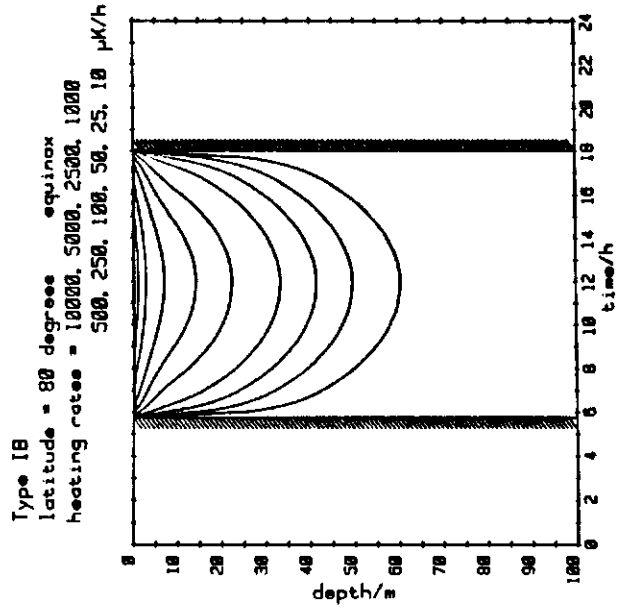
Type II  
 latitude = 40 degree summer solstice  
 heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
 500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



4. Tagesgänge

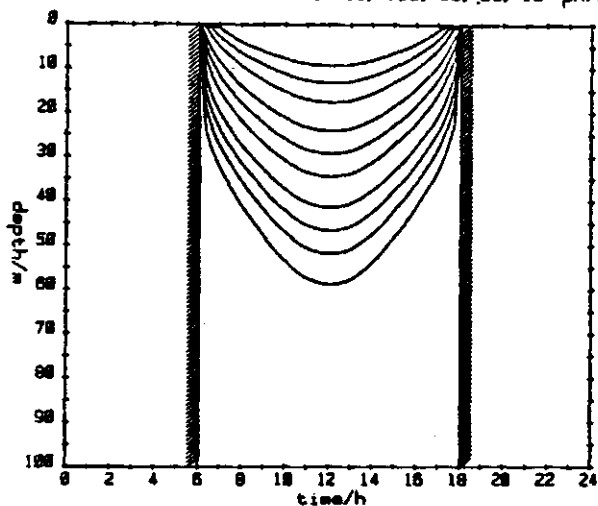
4.1 Erwärmungsraten bis 100 m



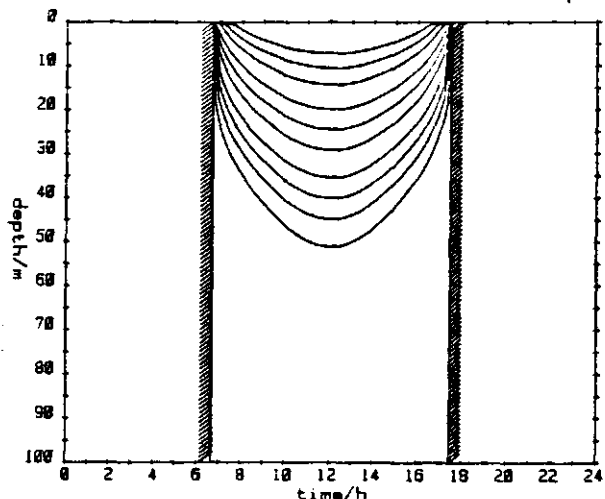




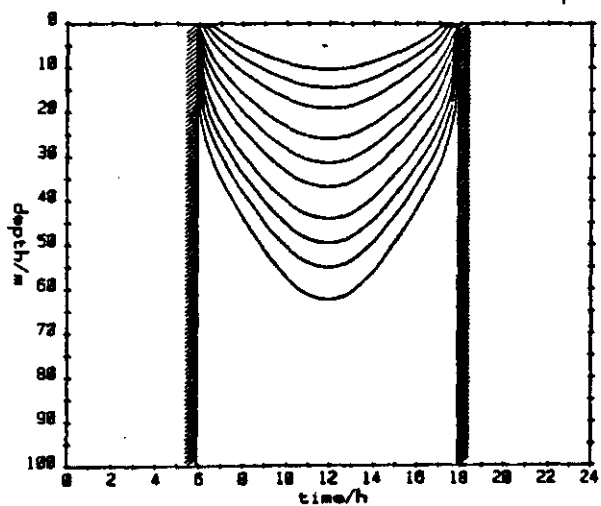
Type III  
latitude = 0 degrees winter solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



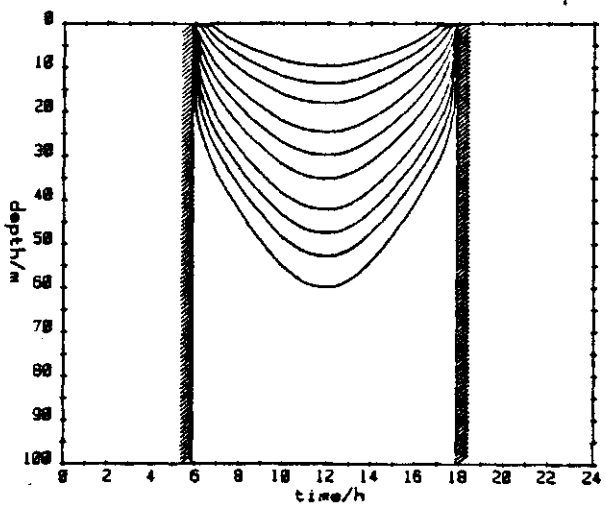
Type III  
latitude = 20 degrees winter solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



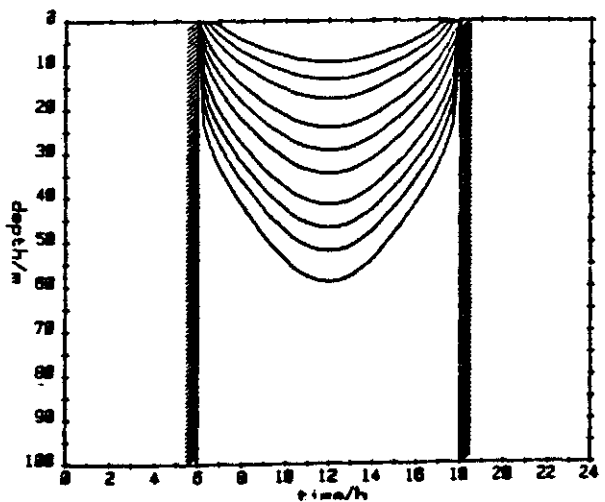
Type III  
latitude = 0 degrees equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



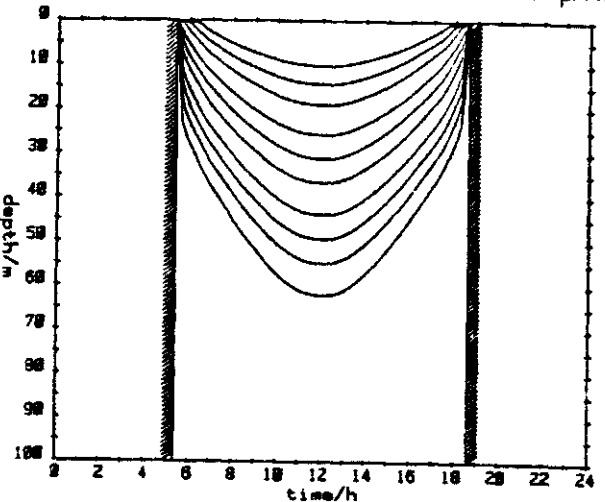
Type III  
latitude = 20 degrees equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type III  
latitude = 0 degrees summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



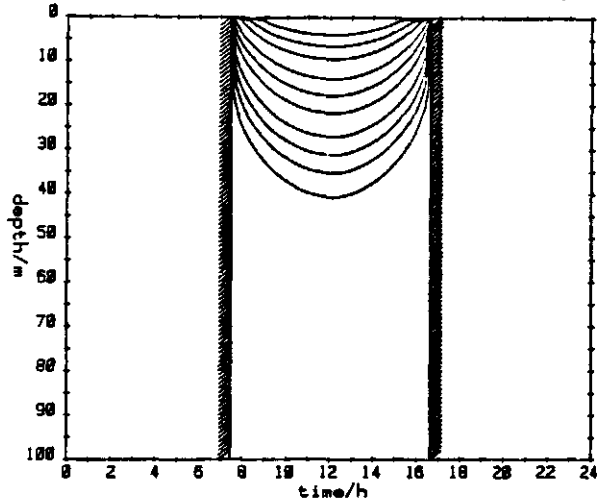
Type III  
latitude = 20 degrees summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



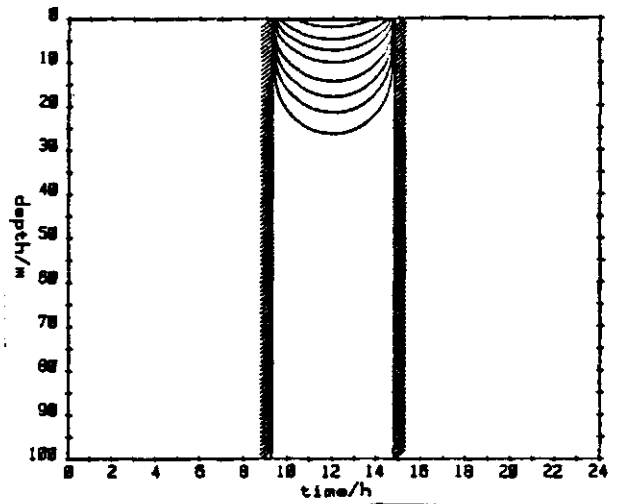
4. Tagesgänge

4.1 Erwärmungsraten bis 100 m

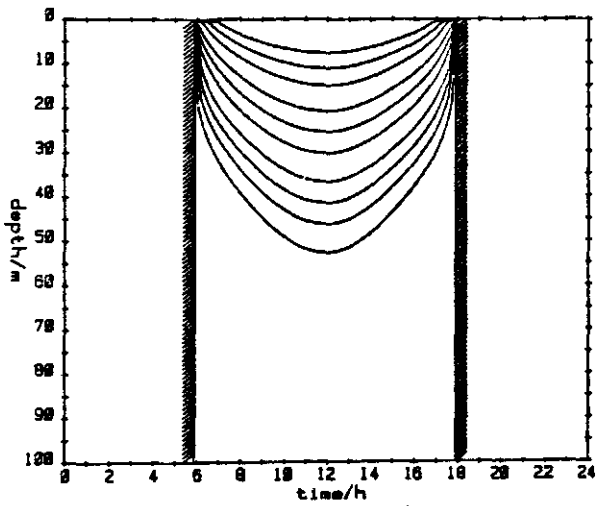
Type III  
latitude = 40 degrees winter solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



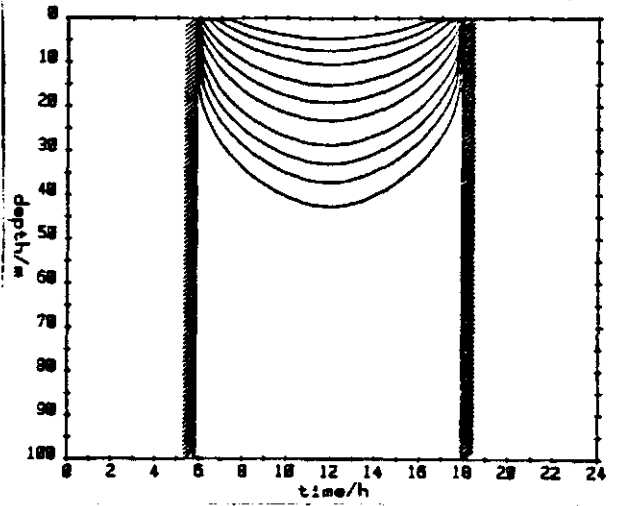
Type III  
latitude = 60 degrees winter solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



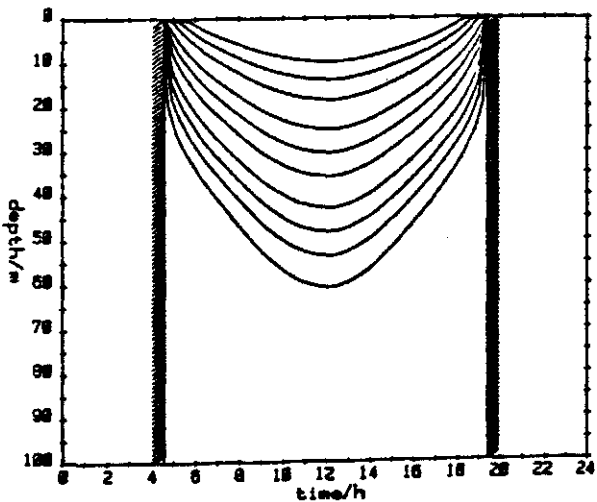
Type III  
latitude = 40 degrees equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



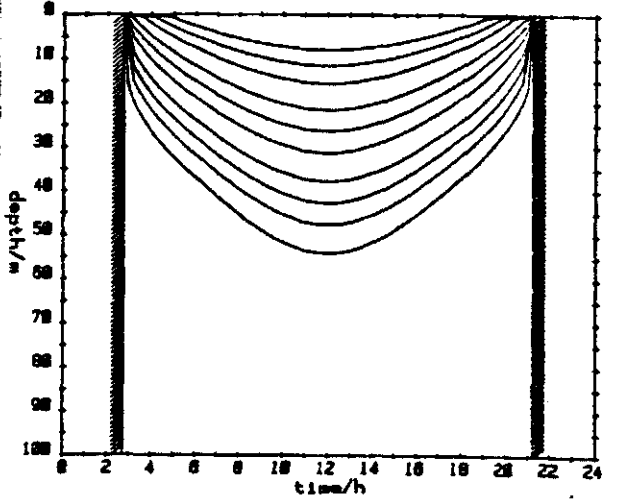
Type III  
latitude = 60 degrees equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type III  
latitude = 40 degrees summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



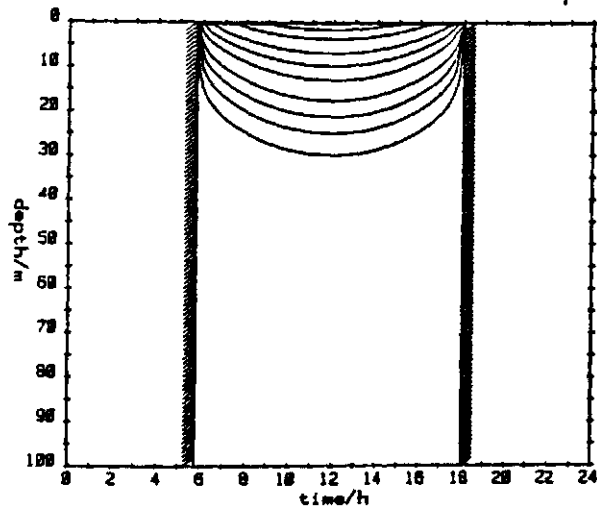
Type III  
latitude = 60 degrees summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



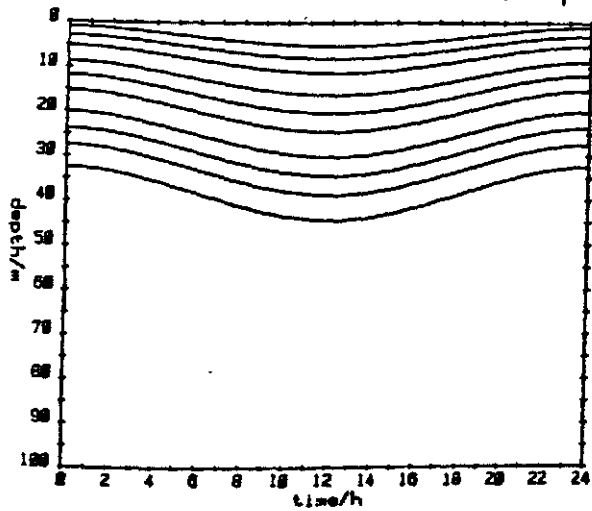
4. Tagesgänge

4.1 Erwärmungsraten bis 100 m

Type III  
latitude = 80 degree equinox  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



Type III  
latitude = 80 degree summer solstice  
heating rates = 10000, 5000, 2500, 1000  
500, 250, 100, 50, 25, 10  $\mu\text{K/h}$



4. Tagesgänge

4.1 Erwärmungsraten bis 100 m

4. Tagesgänge

4.2 Erwärmungsraten bis 10 m

Variable: mK/h = 500, 250, 100, 50, 25, 10, 5, 2.5, 1, 0.5

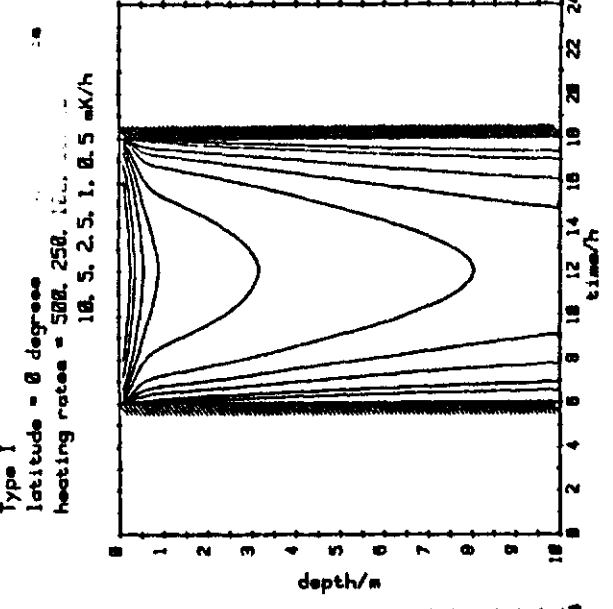
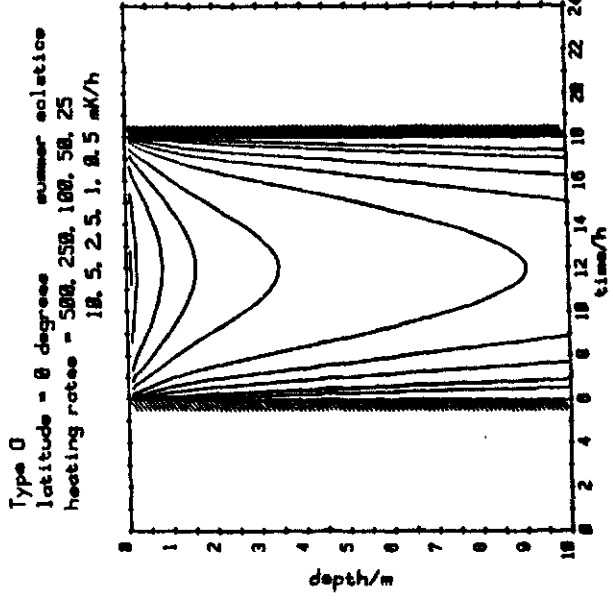
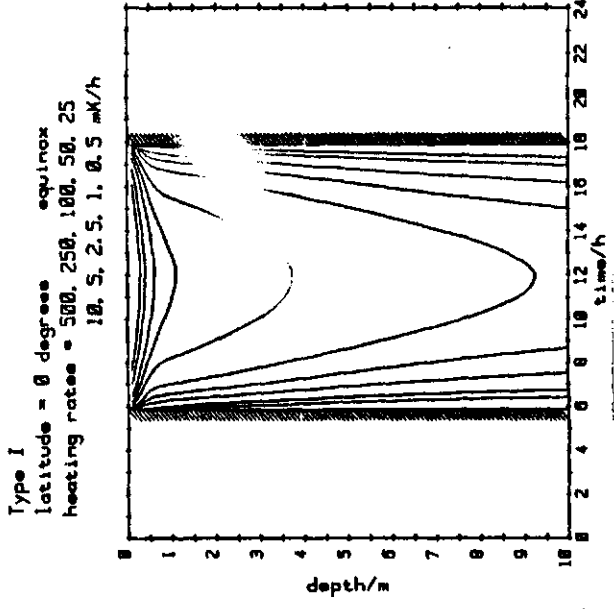
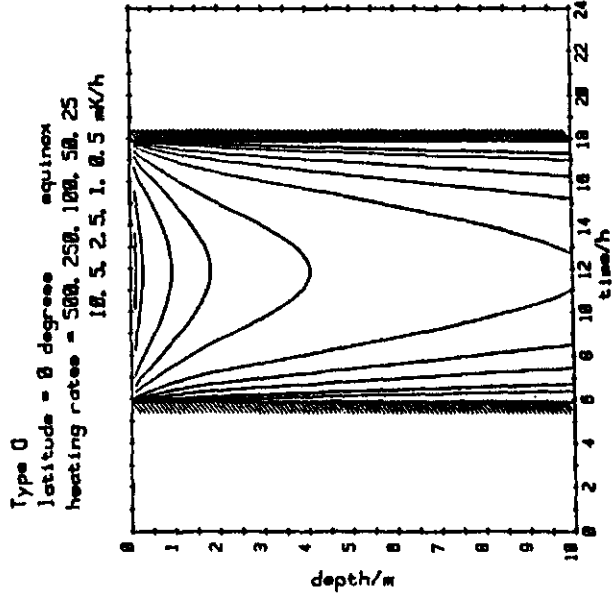
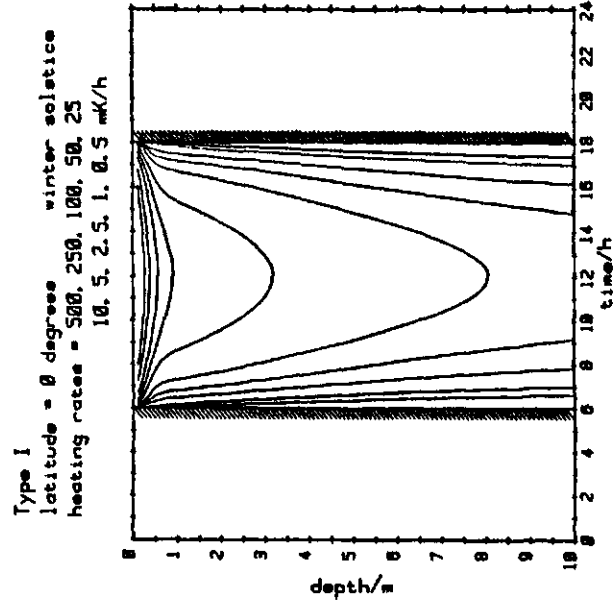
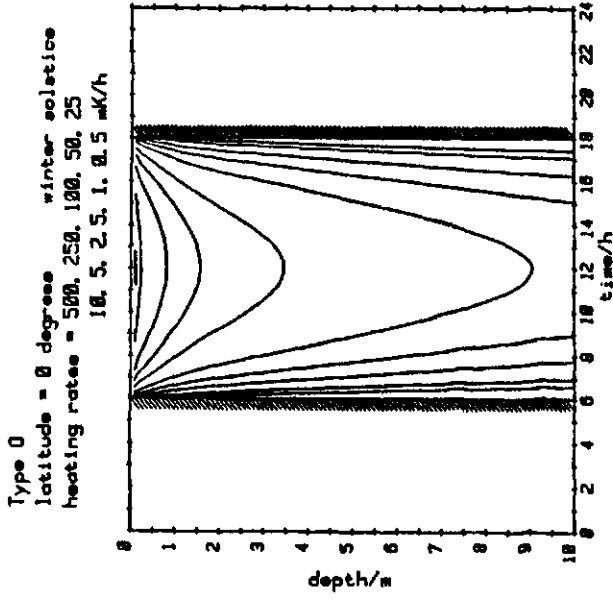
Abzisse: Uhrzeit

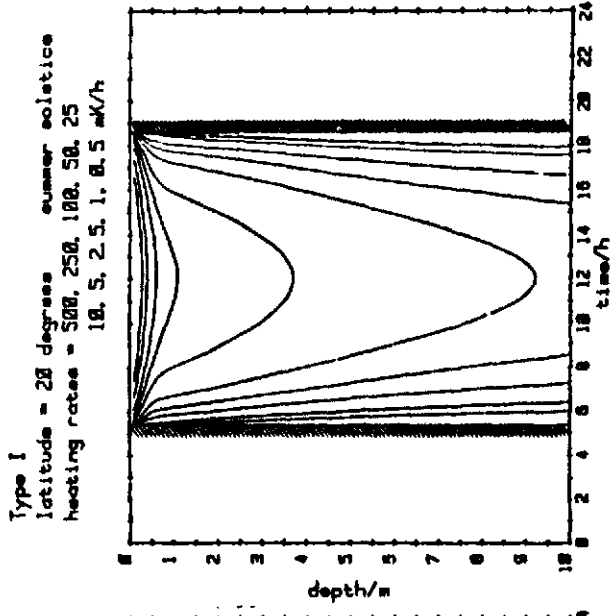
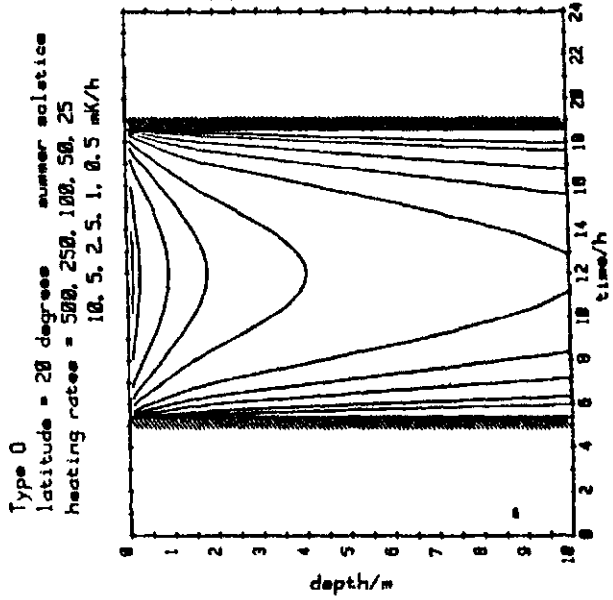
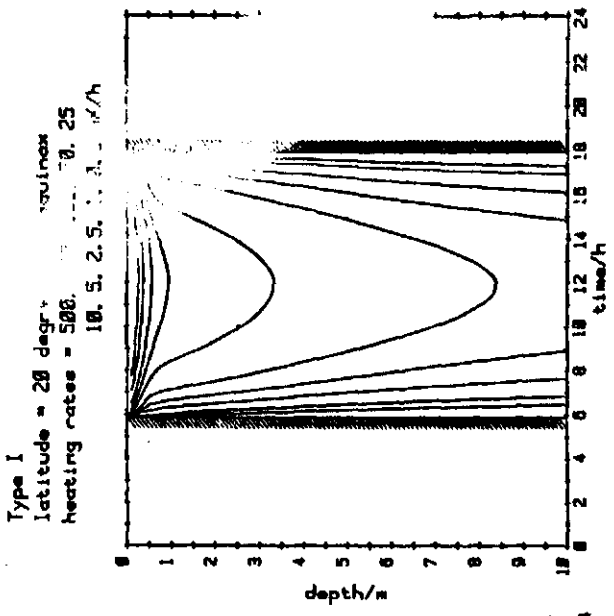
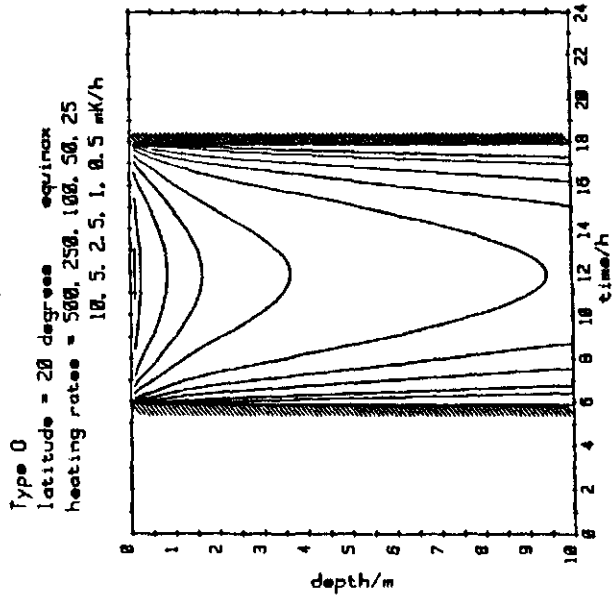
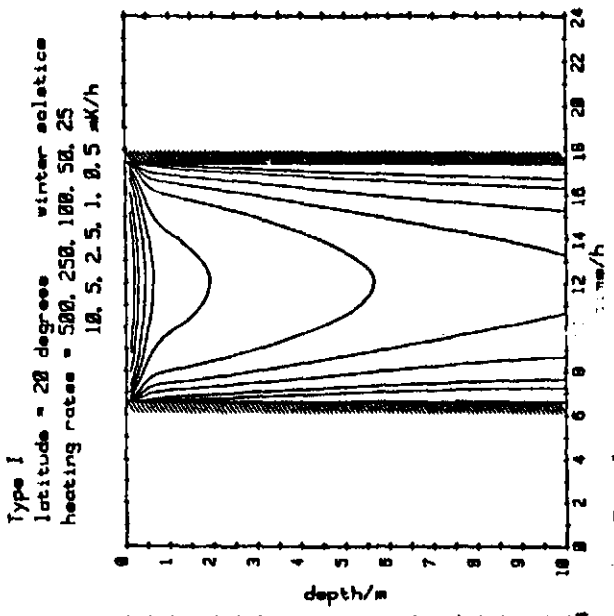
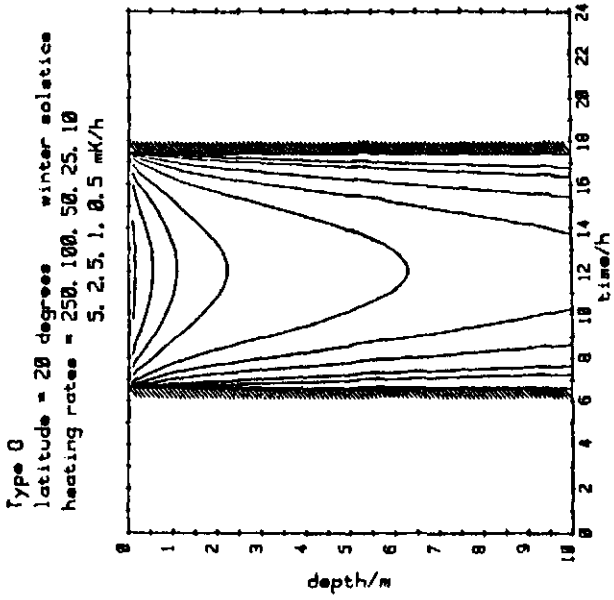
Ordinate: Tiefe

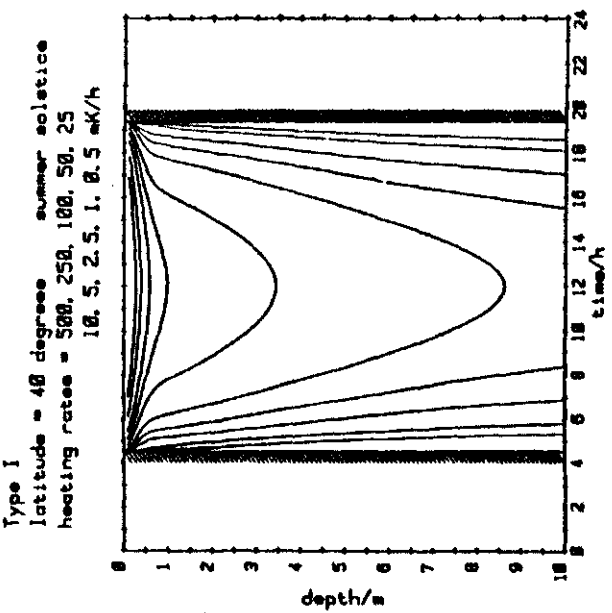
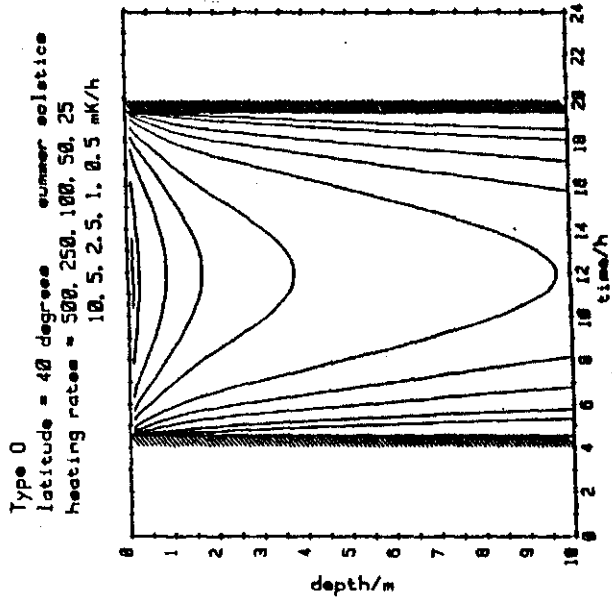
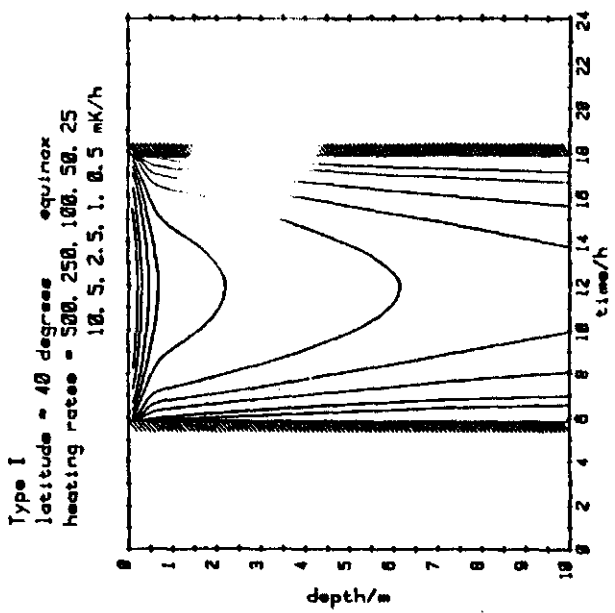
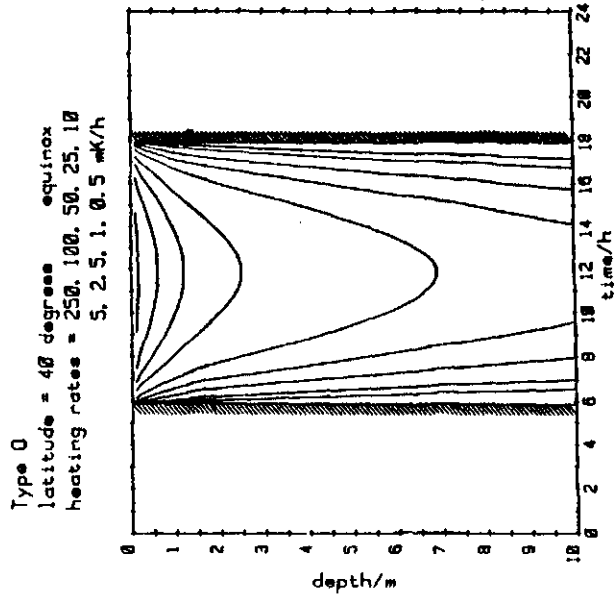
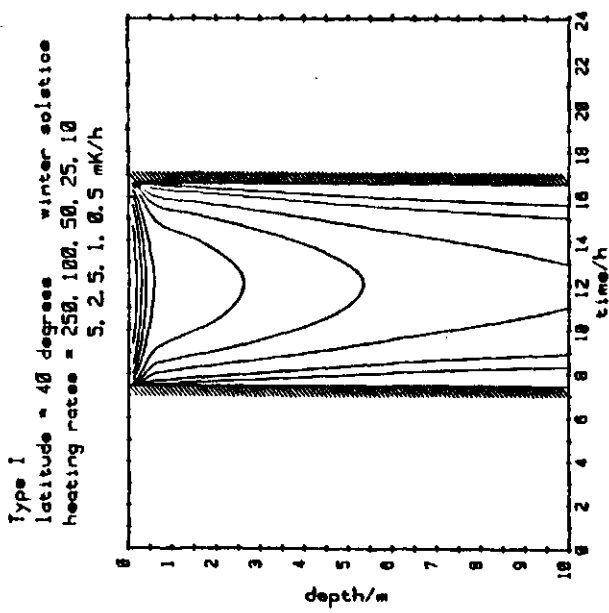
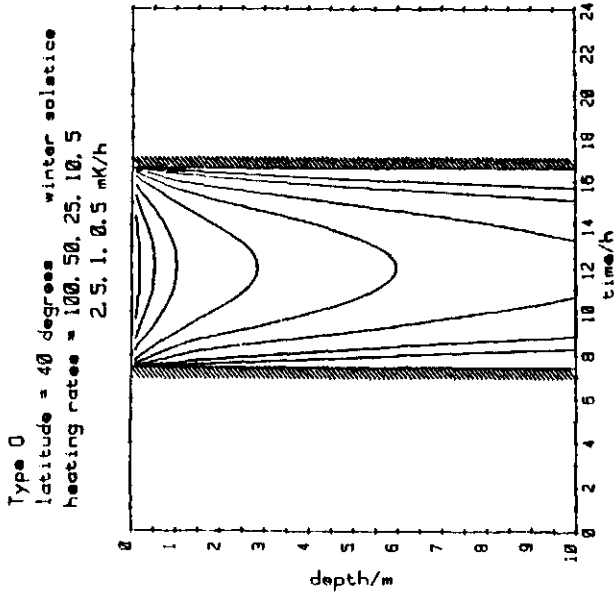
Parameter: Tag im Jahr WS, SS, E

Breite 0°, 20°, 40°, 60°, 80°

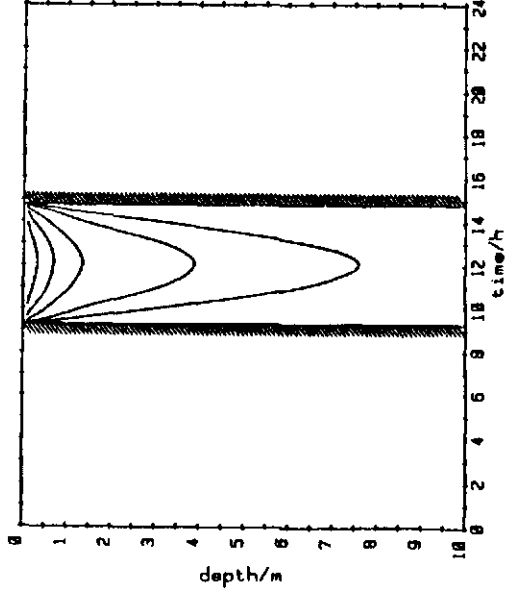
Trübung 0, I, IA, IB, II, III



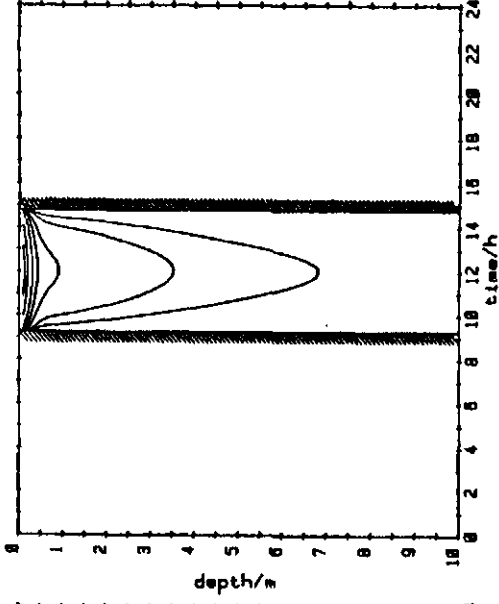




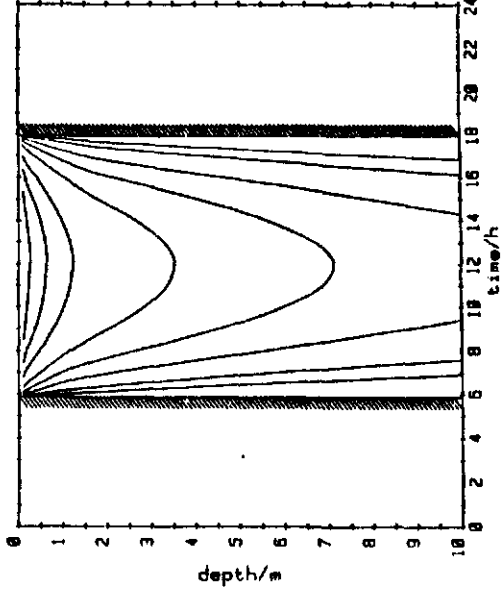
Type 0  
 latitude = 60 degrees winter solstice  
 heating rates = 10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



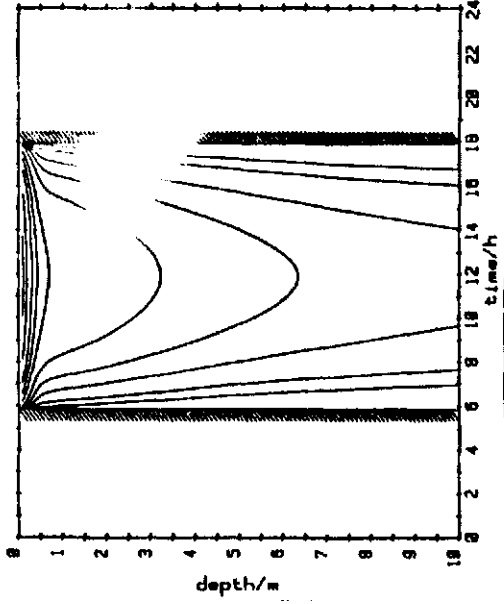
Type I  
 latitude = 60 degrees winter solstice  
 heating rates = 50, 25, 10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



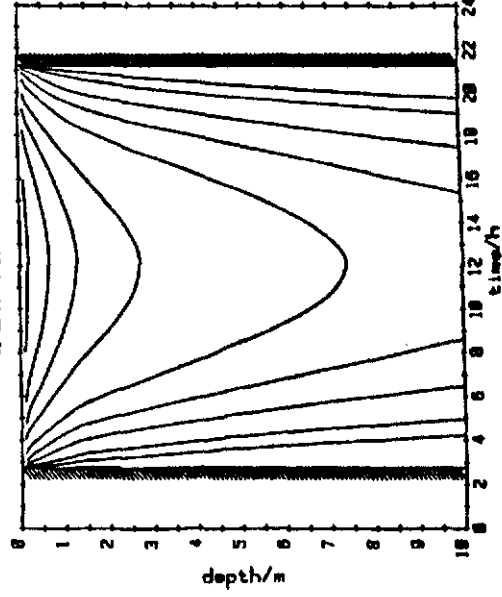
Type 0  
 latitude = 60 degree equinox  
 heating rates = 100, 50, 25, 10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



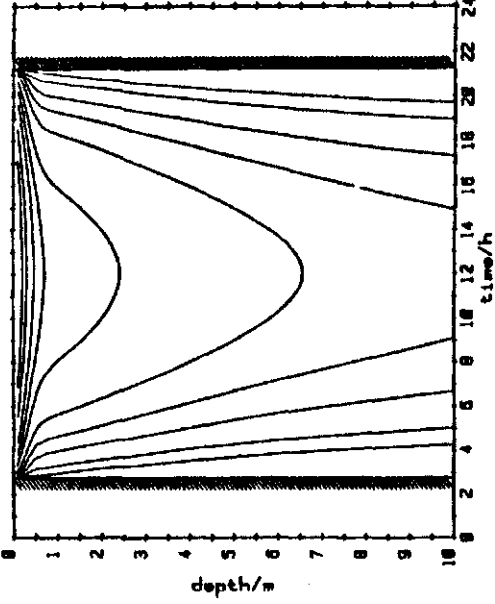
Type I  
 latitude = 60 degree equinox  
 heating rates = 500, 250, 100, 50, 25, 10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



Type 0  
 latitude = 60 degree summer solstice  
 heating rates = 250, 100, 50, 25, 10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h

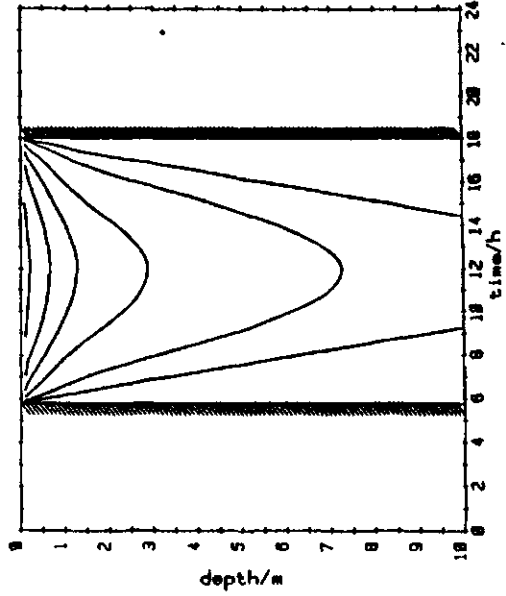


Type I  
 latitude = 60 degree summer solstice  
 heating rates = 500, 250, 100, 50, 25, 10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h

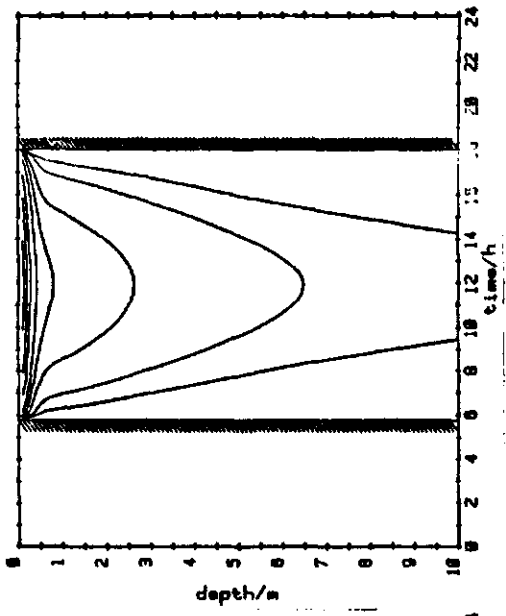




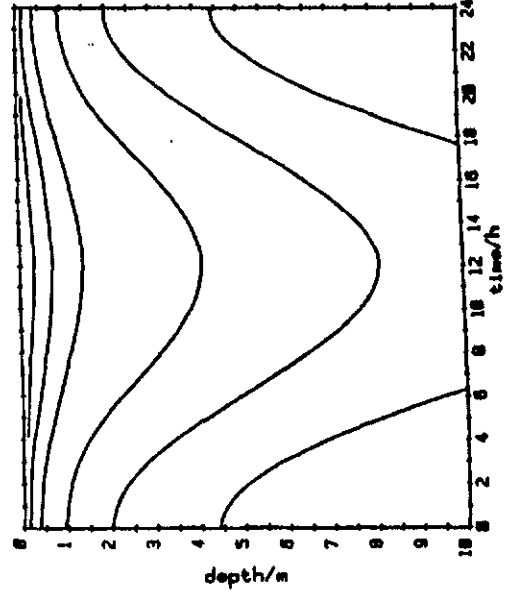
Type 0  
latitude = 80 degrees equinox  
heating rates = 25, 10, 5, 2.5, 1  
0.5 mK/h



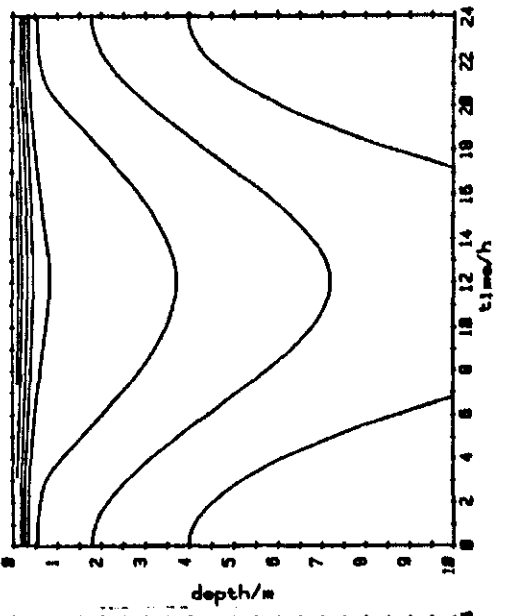
Type 1  
latitude = 80 degrees equinox  
heating rates = 100, 50, 25, 10, 5  
2.5, 1, 0.5 mK/h

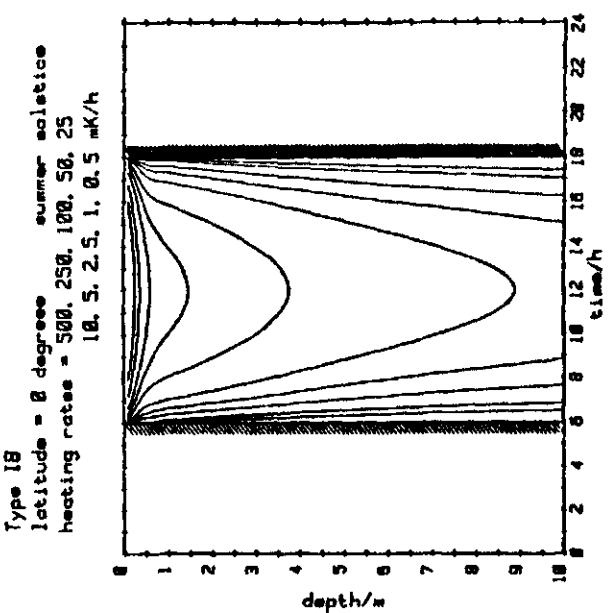
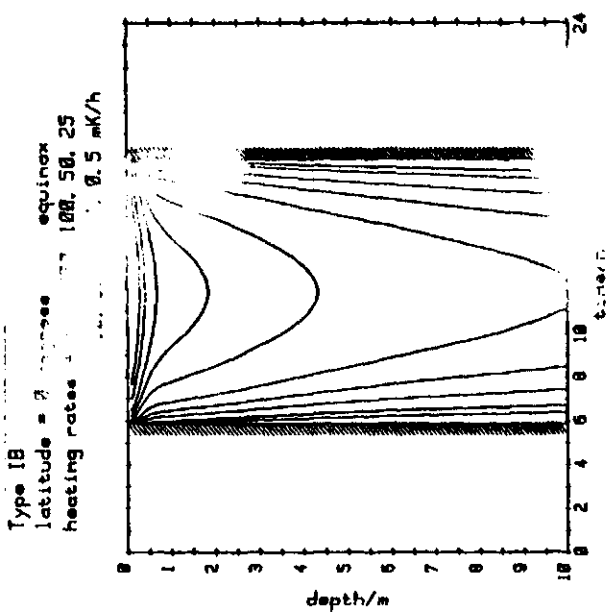
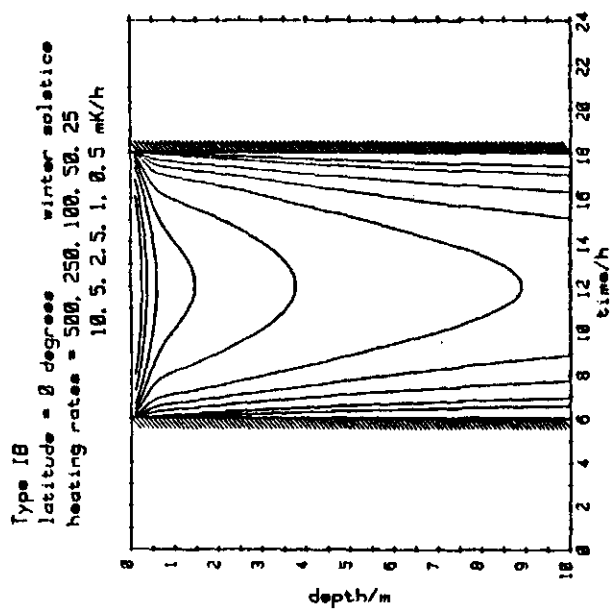
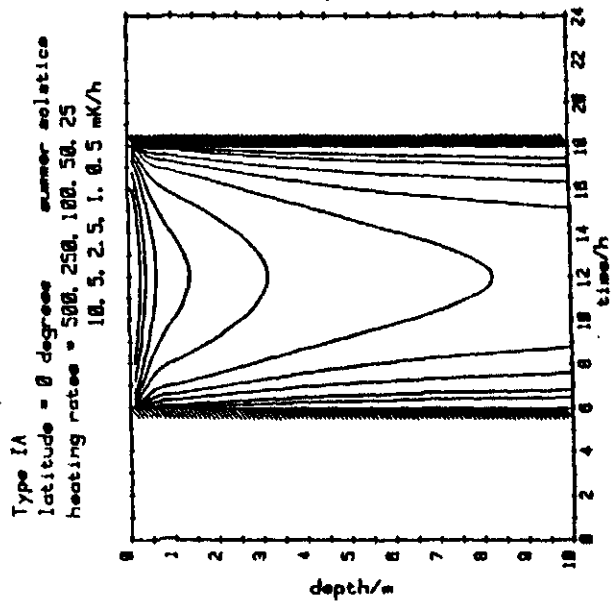
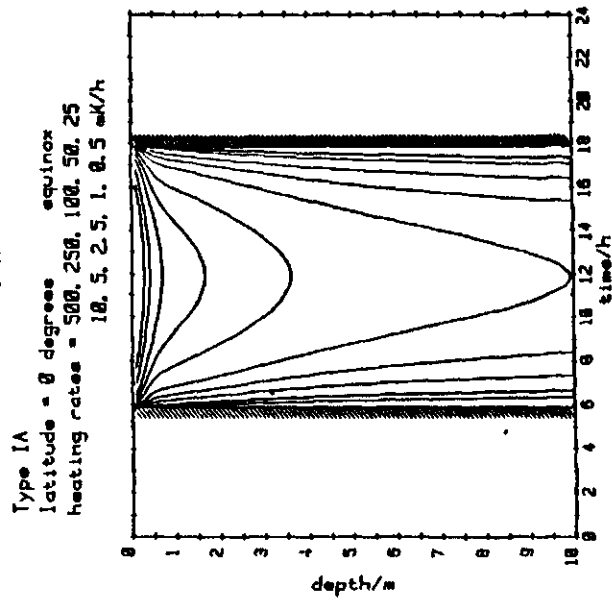
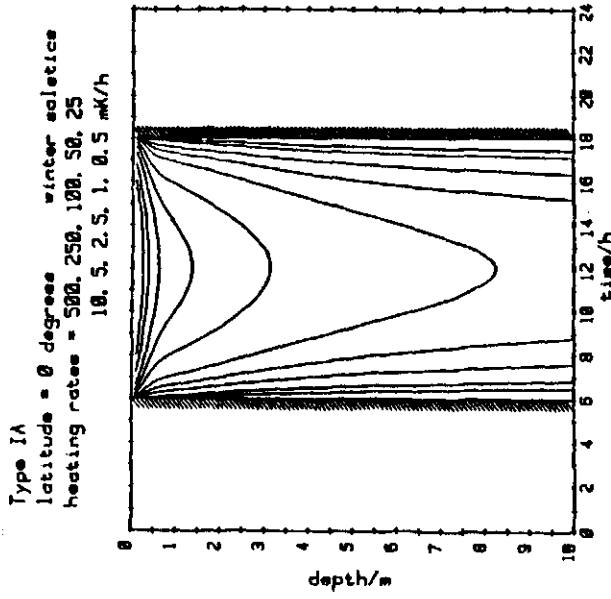


Type 0  
latitude = 80 degrees summer solstice  
heating rates = 25, 10, 5, 2.5, 1  
0.5 mK/h

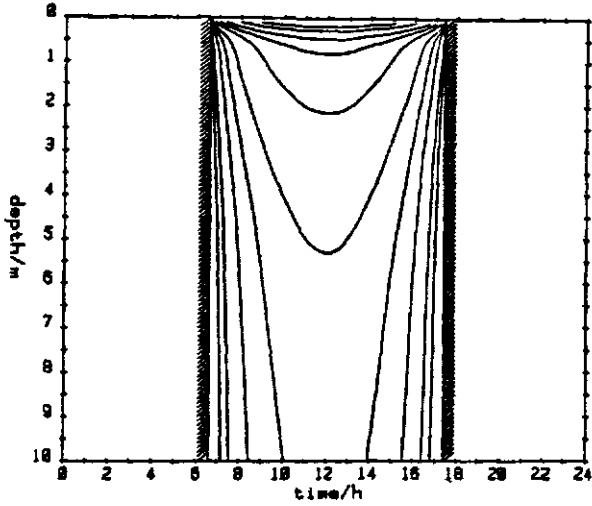


Type 1  
latitude = 80 degrees summer solstice  
heating rates = 100, 50, 25, 10, 5  
2.5, 1, 0.5 mK/h

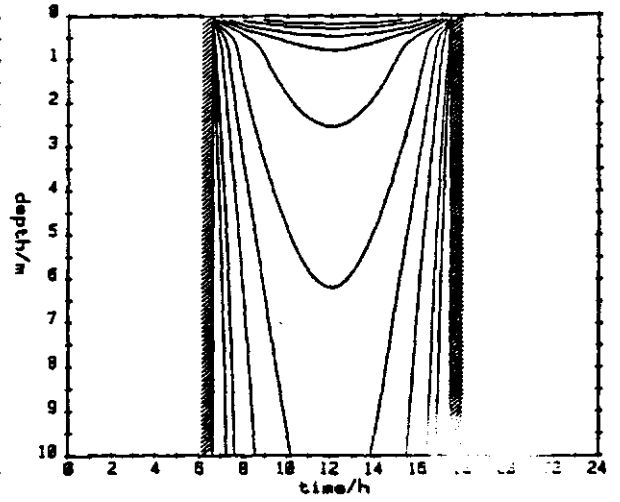




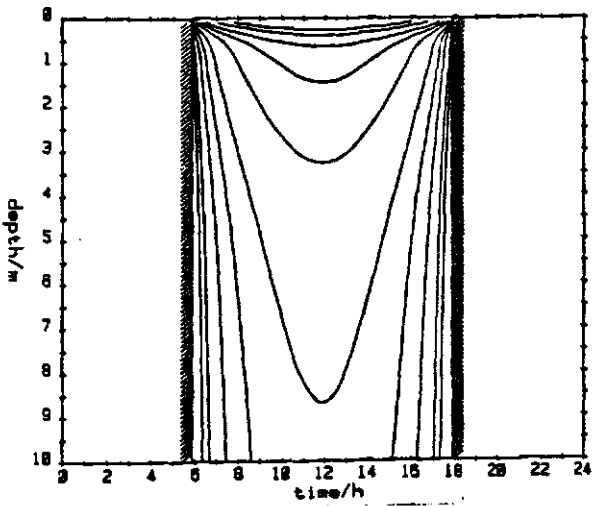
Type IA  
latitude = 20 degrees winter solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



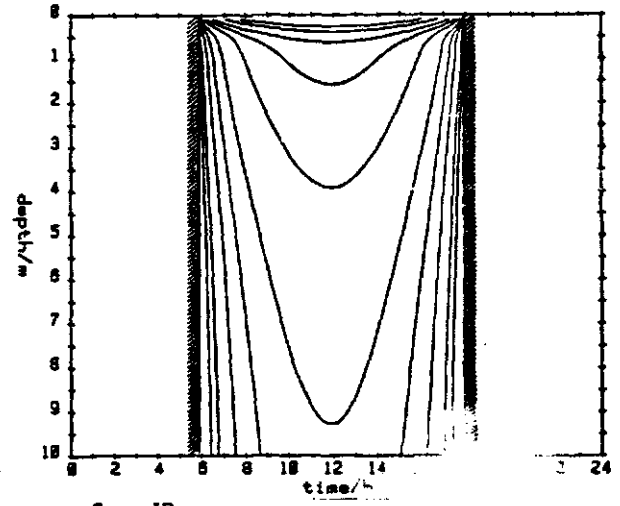
Type IB  
latitude = 20 degrees winter solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



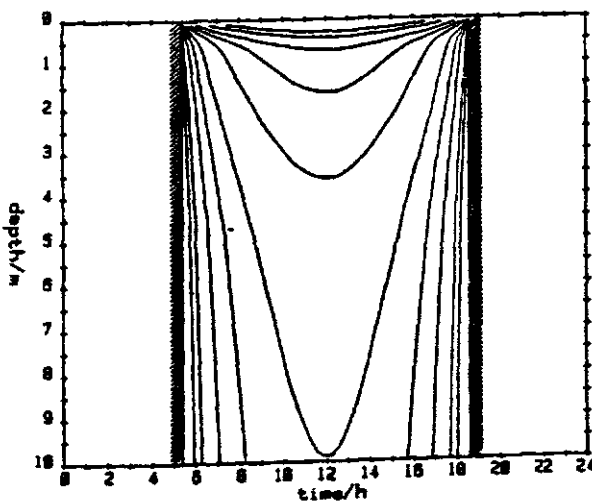
Type IA  
latitude = 20 degrees equinox  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



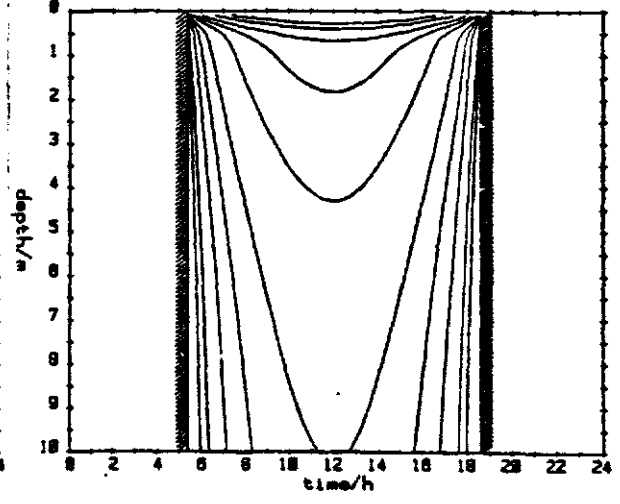
Type IB  
latitude = 20 degrees equinox  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



Type IA  
latitude = 20 degrees summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h

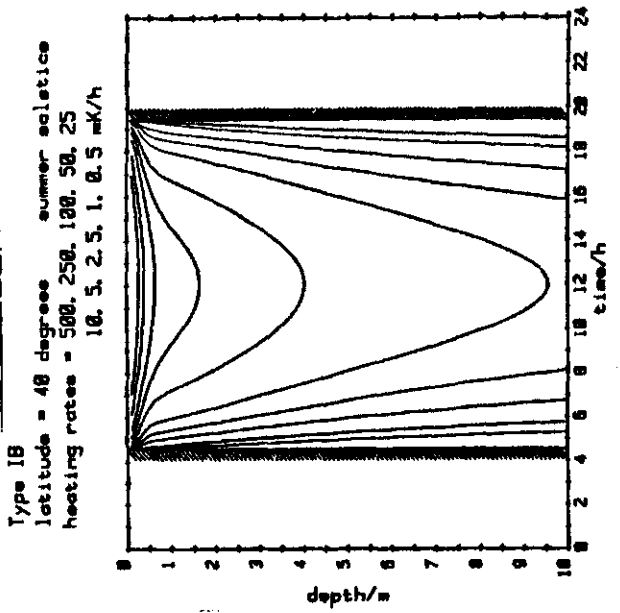
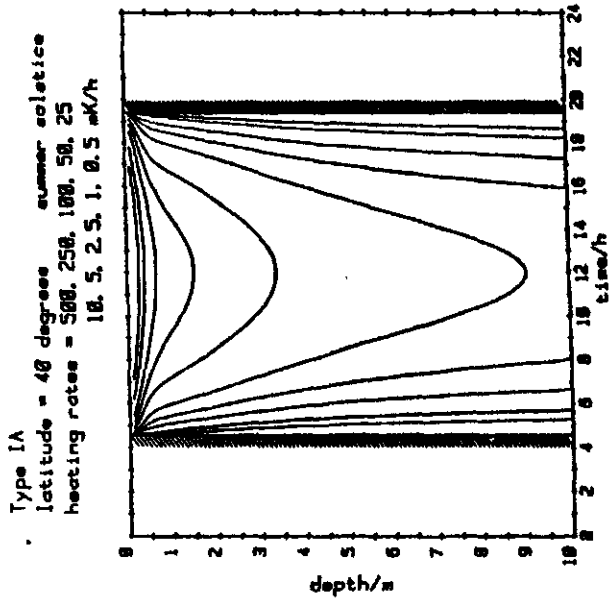
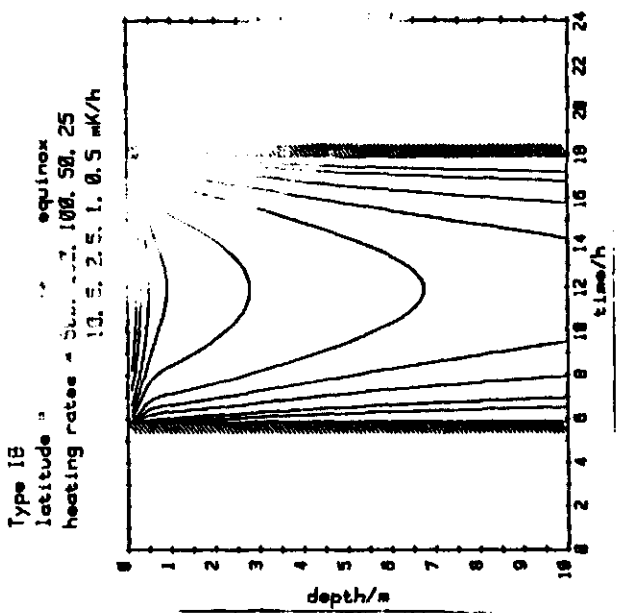
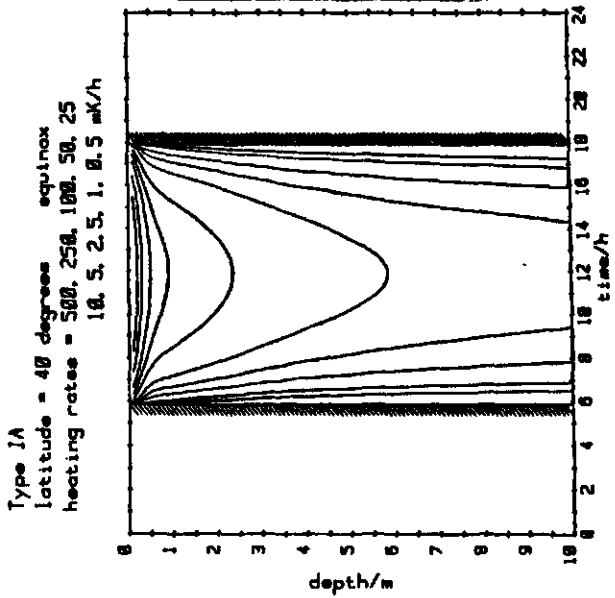
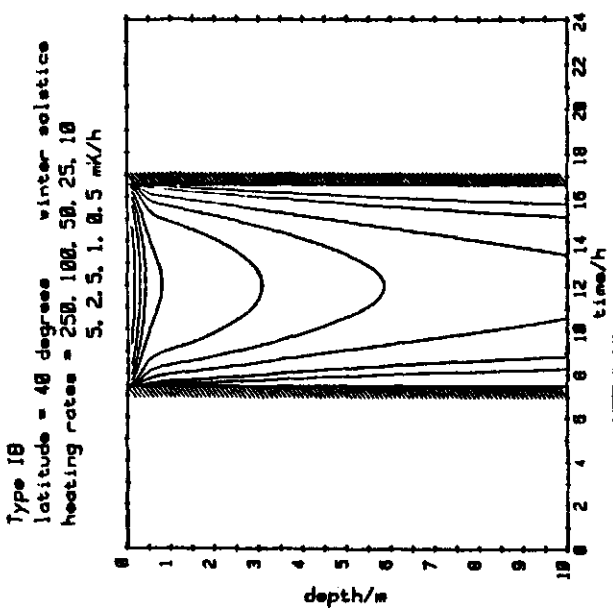
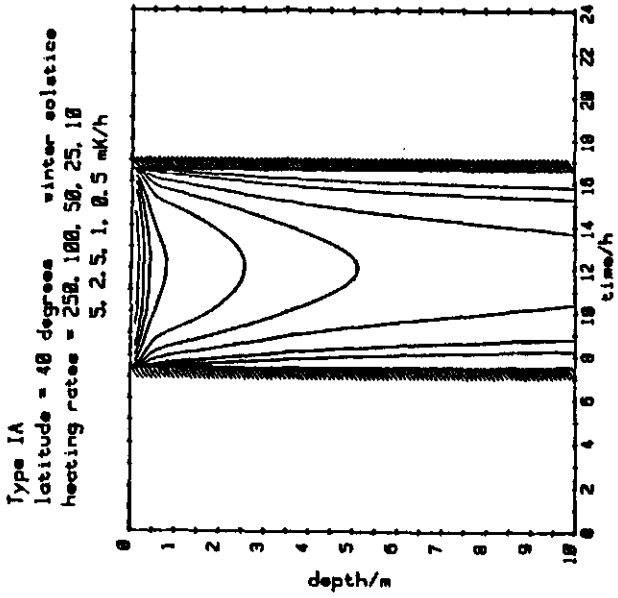


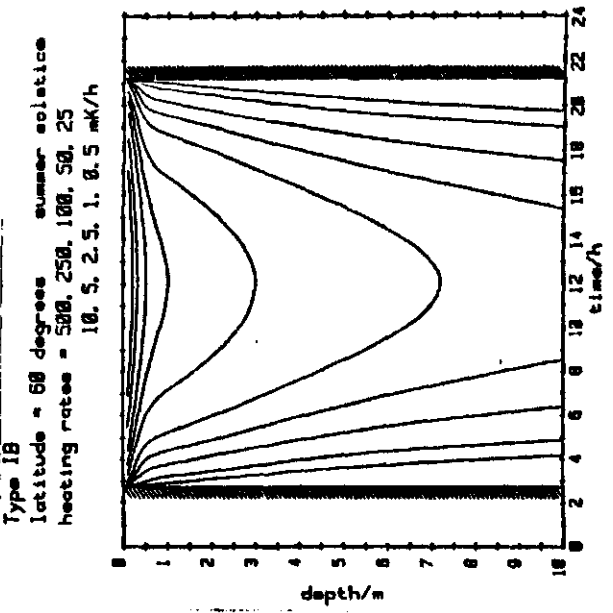
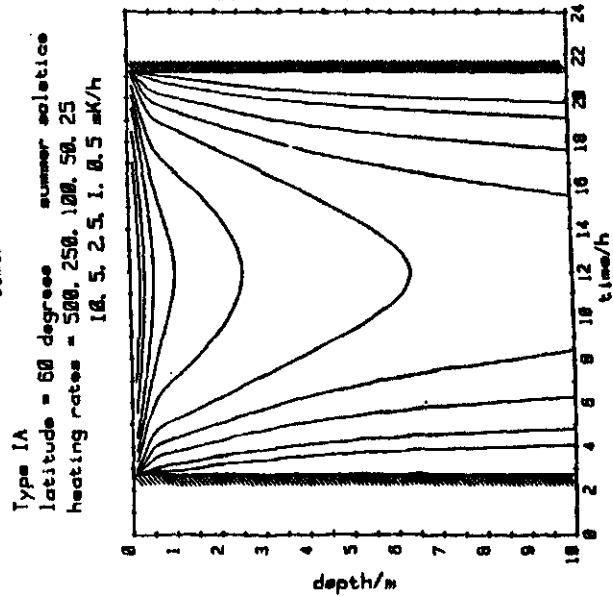
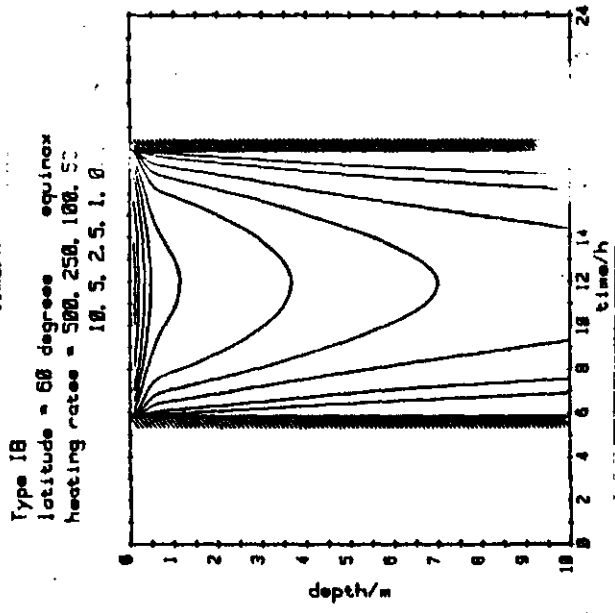
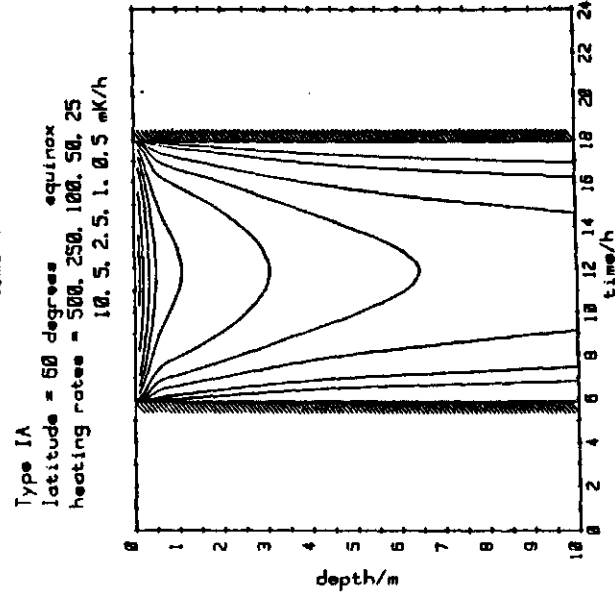
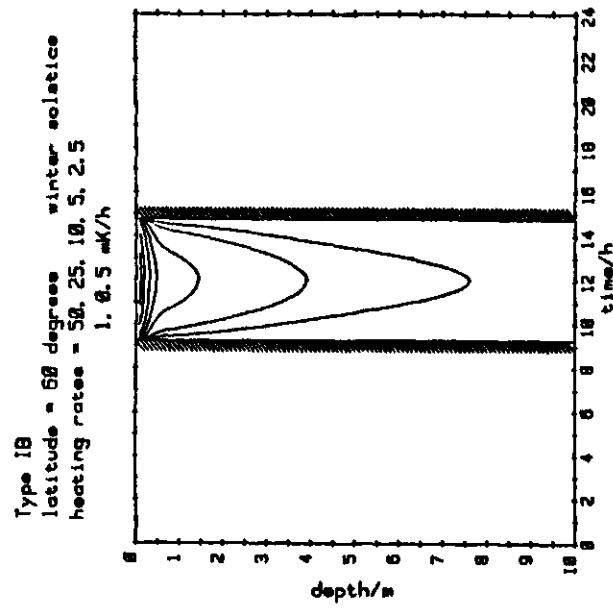
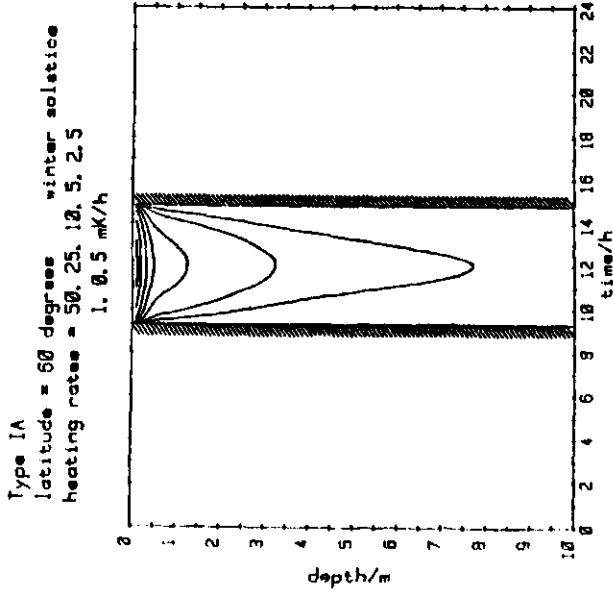
Type IB  
latitude = 20 degrees summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



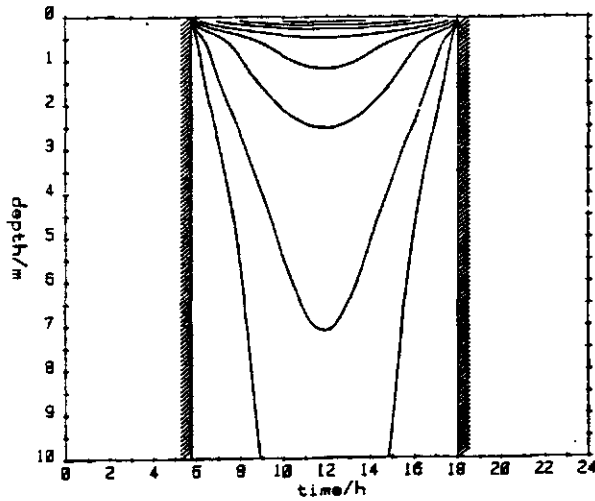
4. Tagesgänge

4.2 Erwärmungsraten bis 10 m

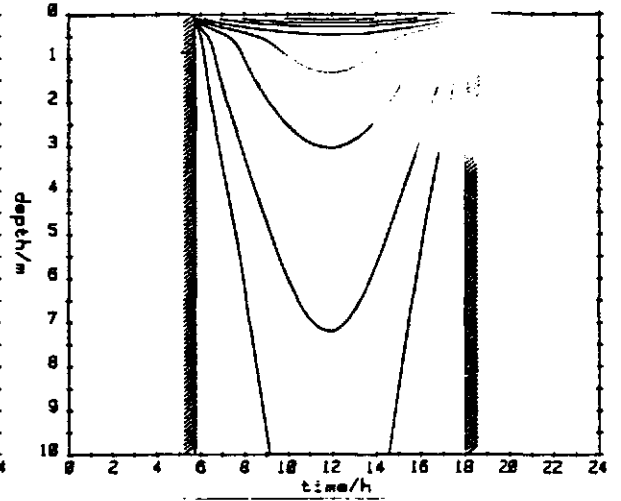




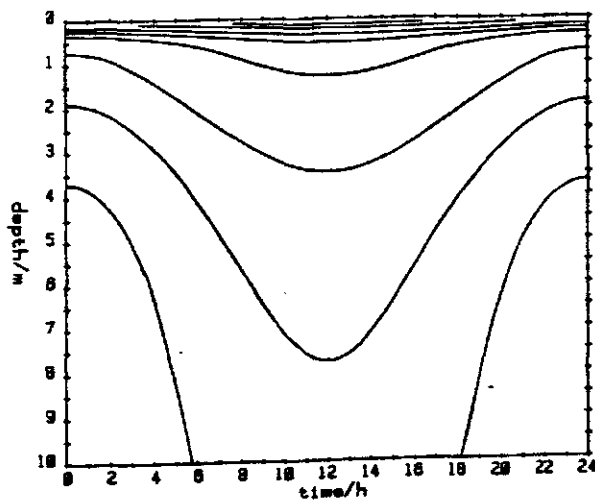
Type IA  
latitude = 80 degree equinox  
heating rates = 100, 50, 25, 10, 5  
2.5, 1, 0.5 mK/h



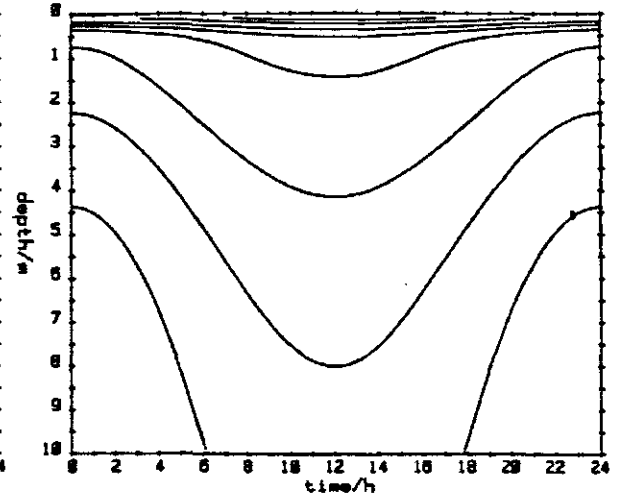
Type IB  
latitude = 80 degree equinox  
heating rates = 100, 50, 25, 10, 5  
2.5, 1, 0.5 mK/h



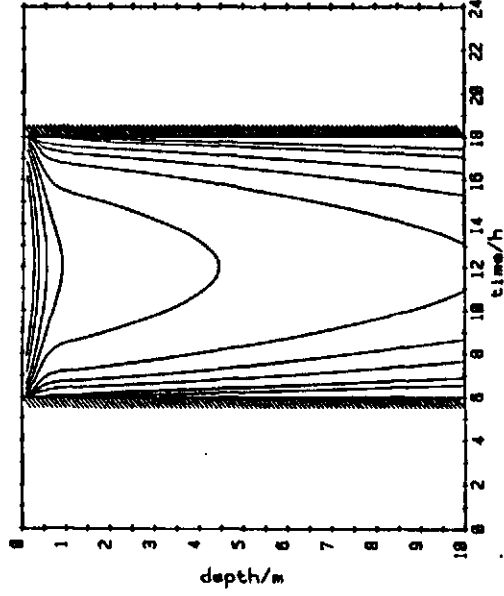
Type IA  
latitude = 80 degree summer solstice  
heating rates = 100, 50, 25, 10, 5  
2.5, 1, 0.5 mK/h



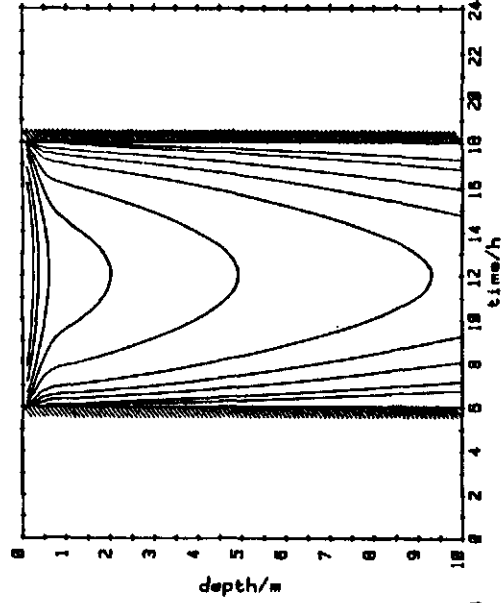
Type IB  
latitude = 80 degree summer solstice  
heating rates = 100, 50, 25, 10, 5  
2.5, 1, 0.5 mK/h



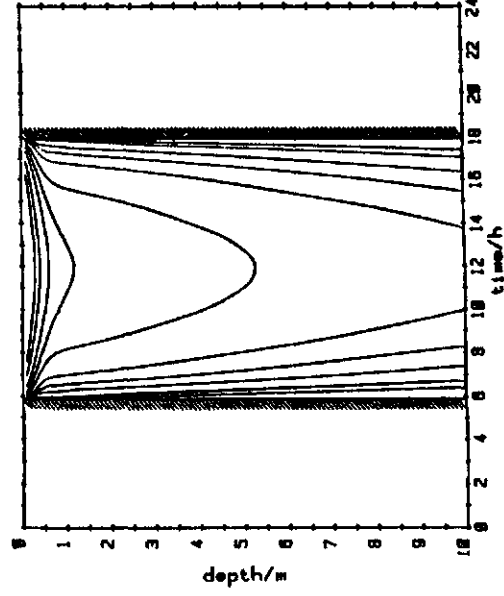
Type II  
latitude = 0 degree winter solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



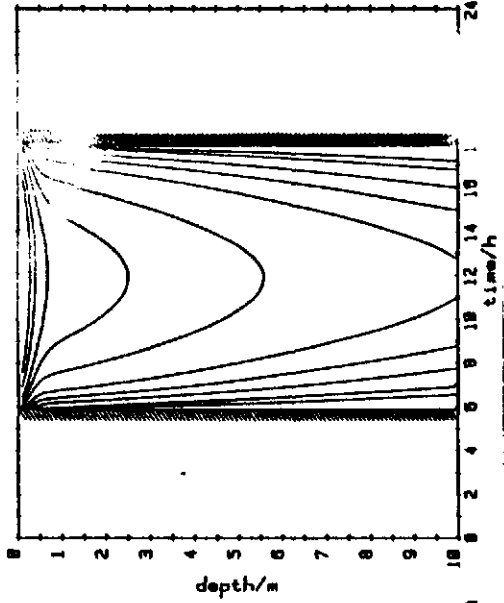
Type III  
latitude = 0 degree winter solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



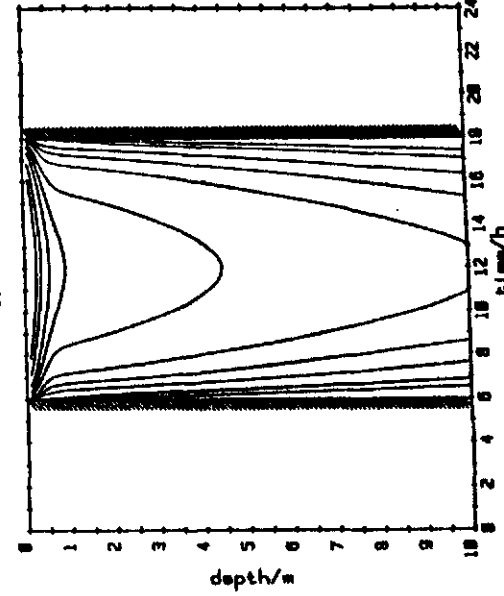
Type II  
latitude = 0 degree equinox  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



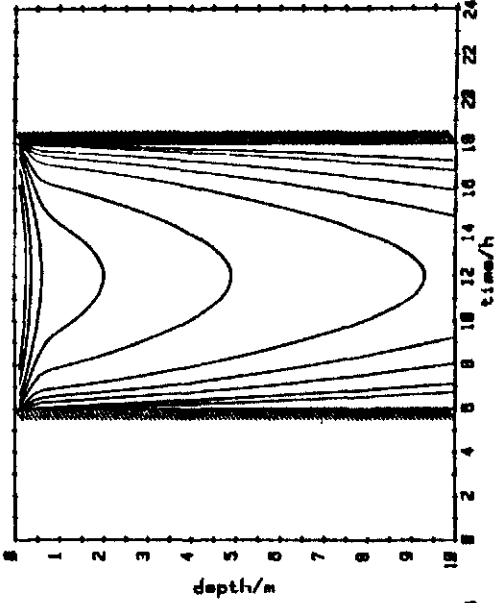
Type III  
latitude = 0 degree equinox  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



Type II  
latitude = 0 degree summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h

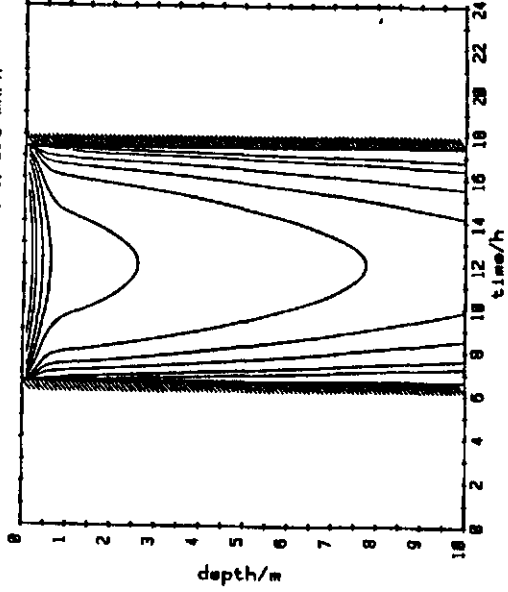


Type III  
latitude = 0 degree summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



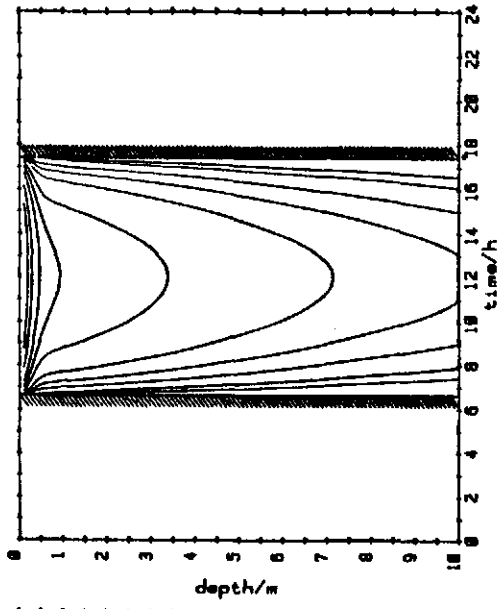
Type II

latitude = 20 degrees winter solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



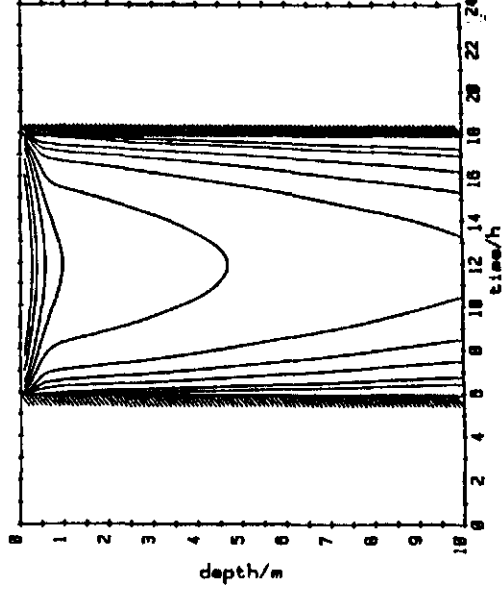
Type III

latitude = 20 degrees winter solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



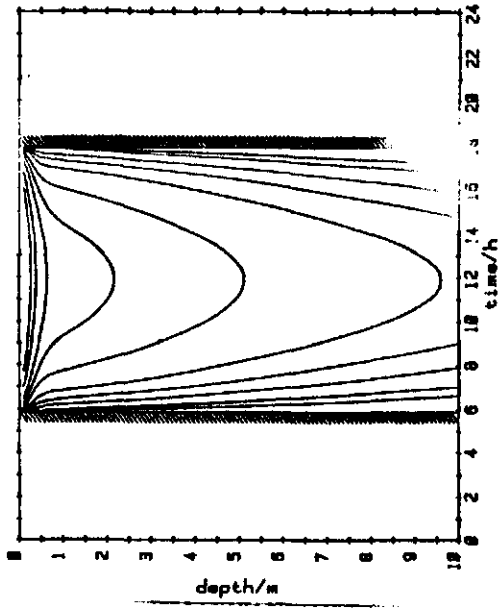
Type II

latitude = 20 degrees equinox  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



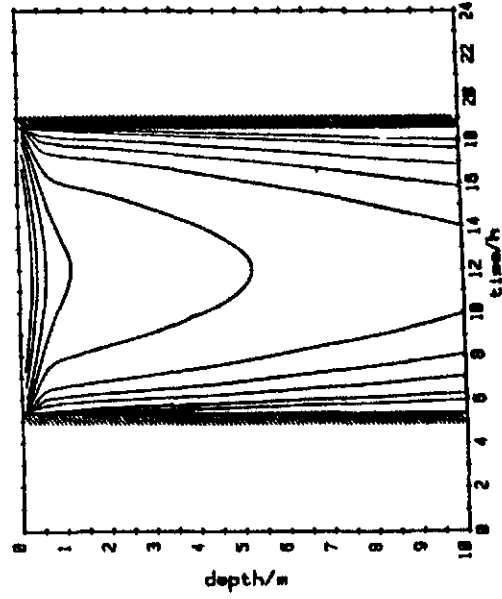
Type III

latitude = 20 degrees equinox  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



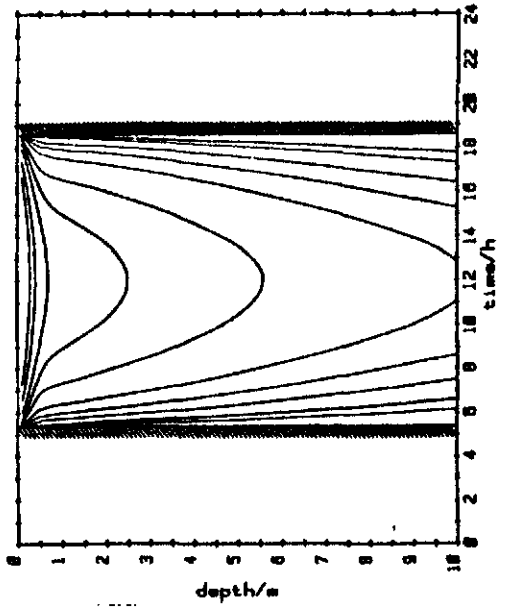
Type II

latitude = 20 degrees summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



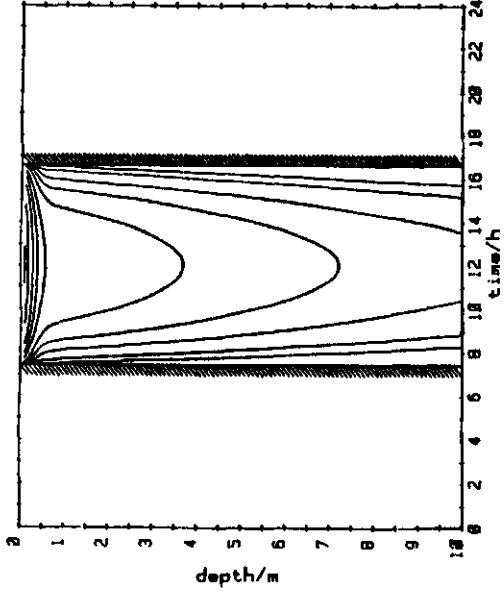
Type III

latitude = 20 degrees summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h

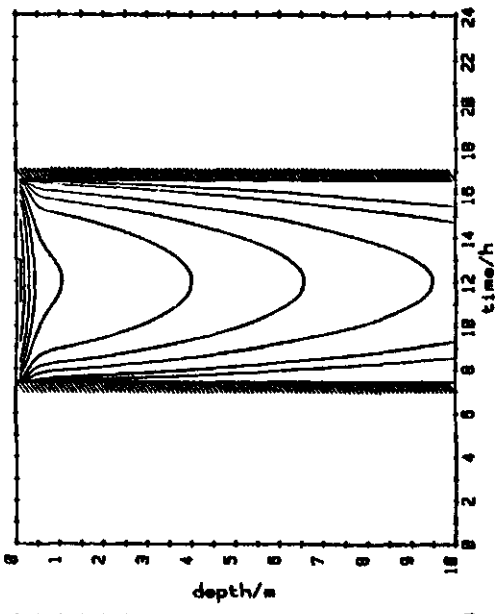




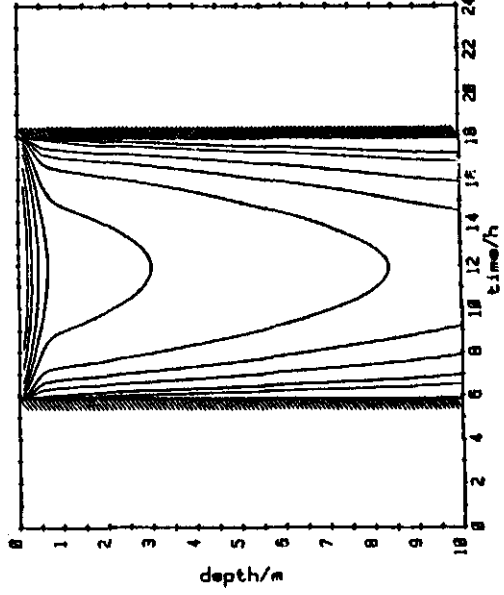
Type II  
latitude = 40 degree winter solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



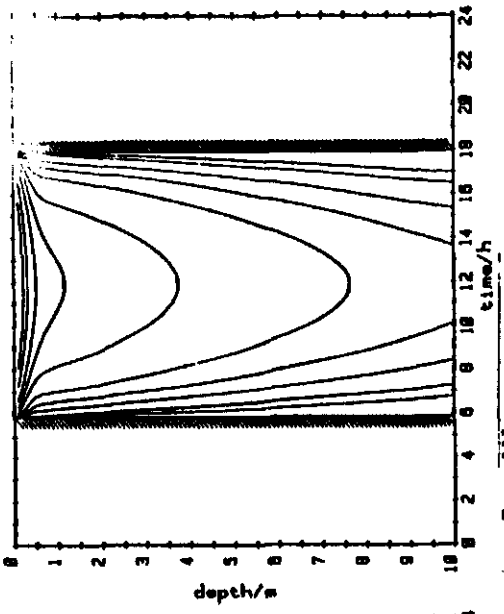
Type III  
latitude = 40 degree winter solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



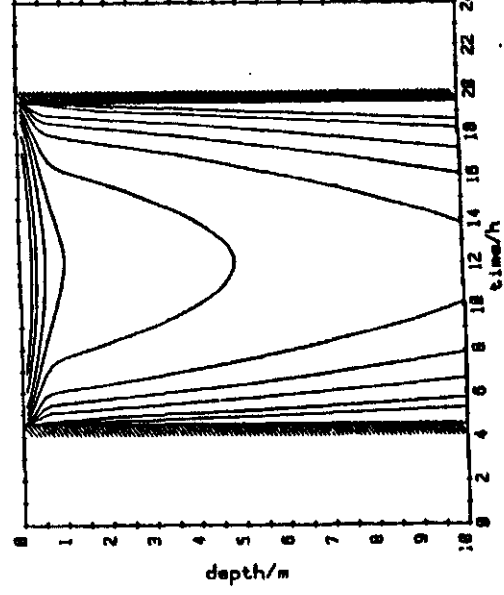
Type II  
latitude = 40 degree equinox  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



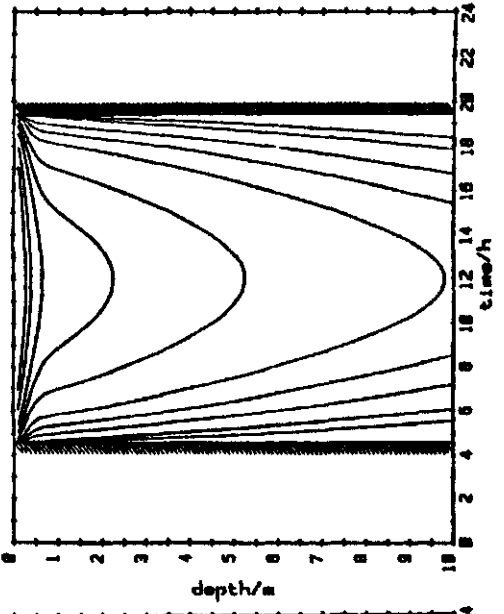
Type III  
latitude = 40 degree equinox  
heating rates = 500, 250, 100, 50,  
10, 5, 2.5, 1, 0.



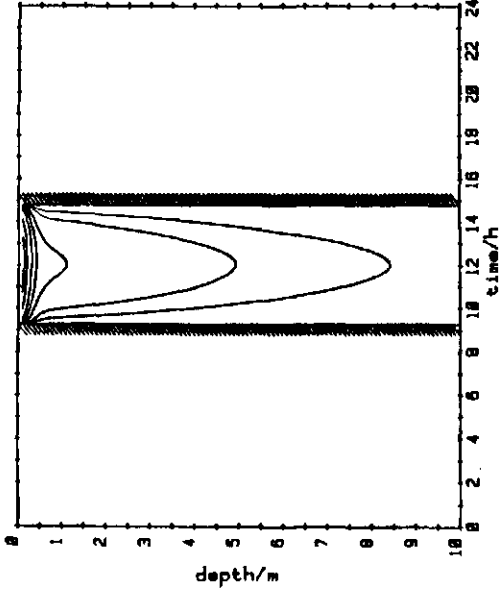
Type II  
latitude = 40 degree summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



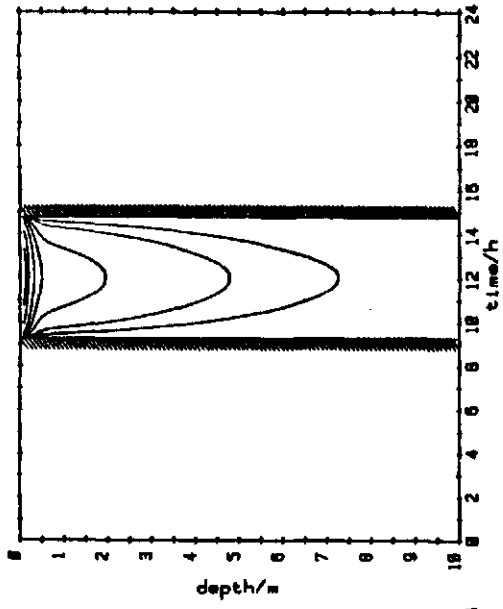
Type III  
latitude = 40 degree summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



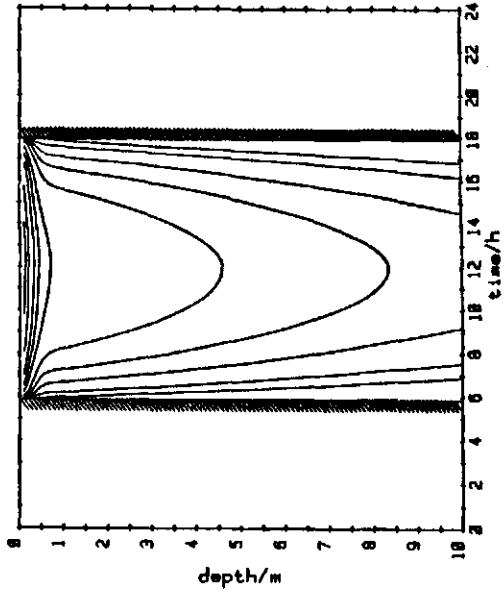
Type II  
latitude = 60 degree winter solstice  
heating rates = 50, 25, 10, 5, 2.5  
1, 0.5 mK/h



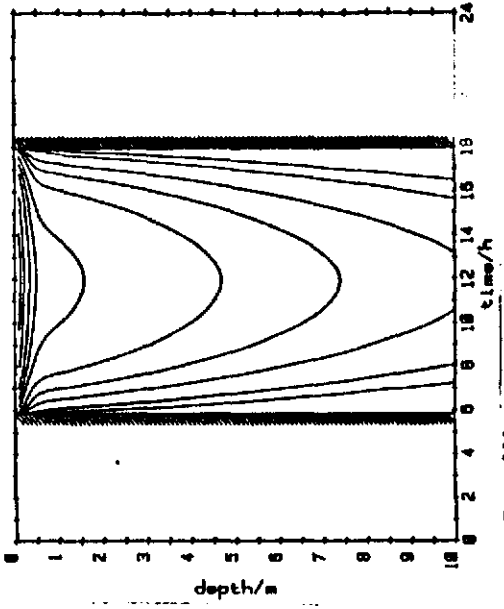
Type III  
latitude = 60 degree winter solstice  
heating rates = 50, 25, 10, 5, 2.5  
1, 0.5 mK/h



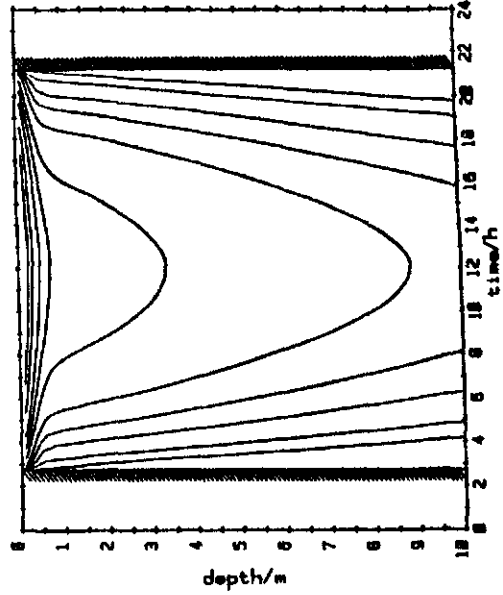
Type II  
latitude = 60 degree equinox  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



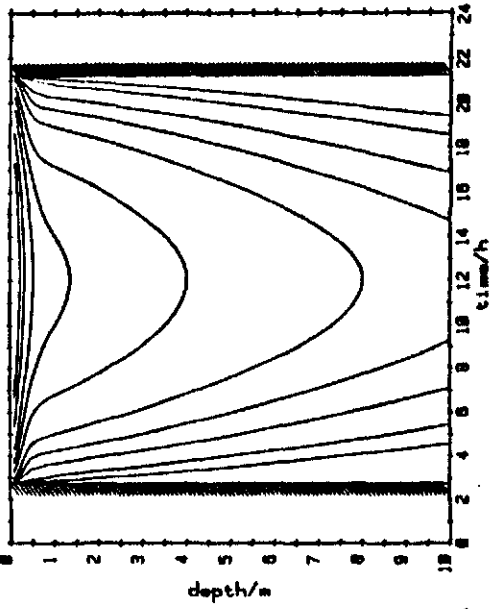
Type III  
latitude = 60 degree equinox  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



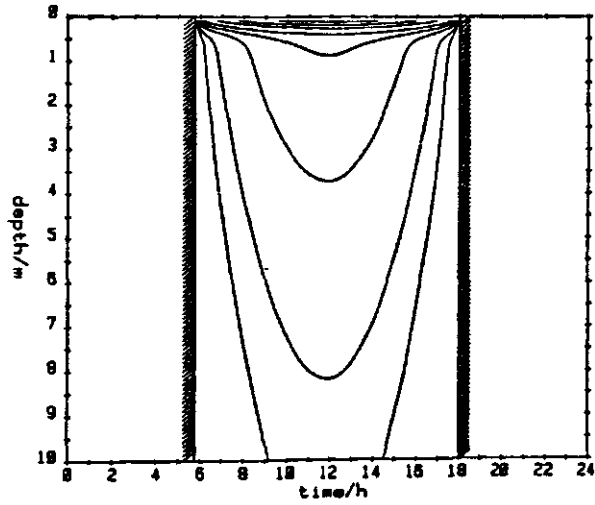
Type II  
latitude = 60 degree summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



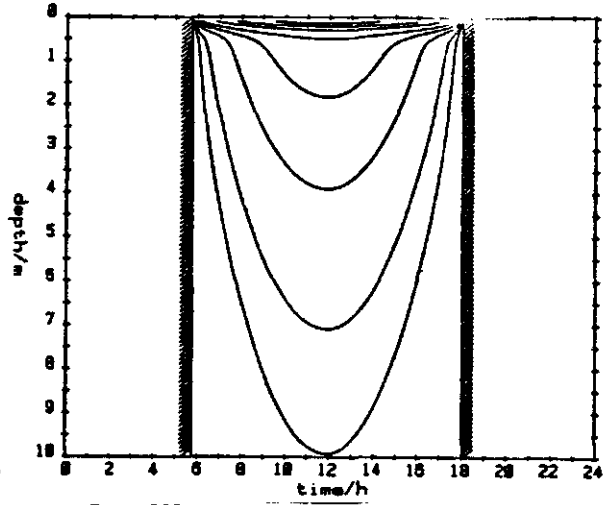
Type III  
latitude = 60 degree summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50, 25  
10, 5, 2.5, 1, 0.5 mK/h



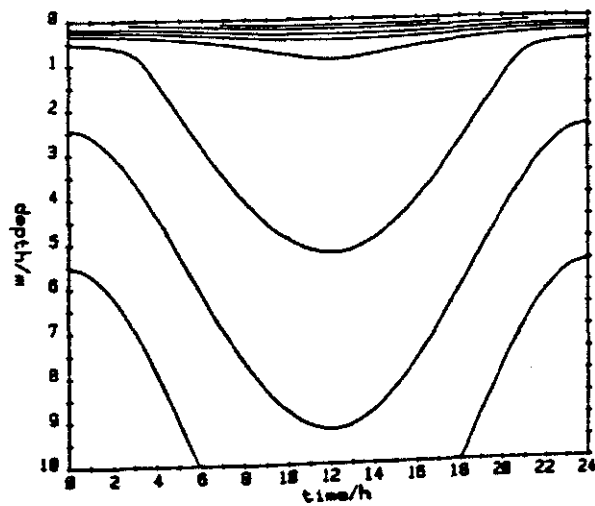
Type II  
latitude = 80 degree equinox  
heating rates = 100, 50, 25, 10, 5  
2.5, 1, 0.5 mK/h



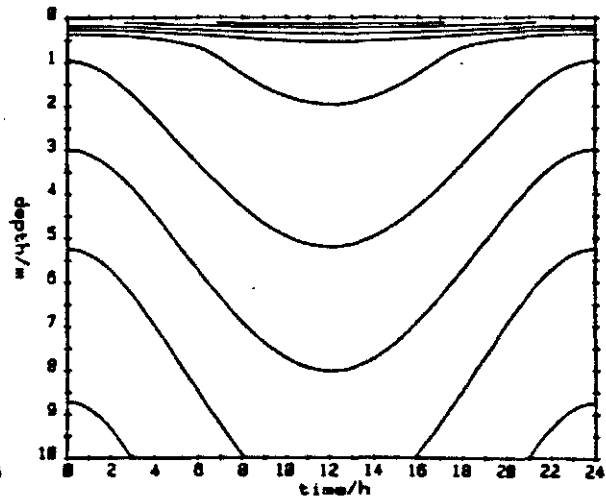
Type III  
latitude = 80 degree equinox  
heating rates = 100, 50, 25, 10, 5  
2.5, 1, 0.5 mK/h



Type II  
latitude = 80 degree summer solstice  
heating rates = 100, 50, 25, 10, 5  
2.5, 1, 0.5 mK/h



Type III  
latitude = 80 degree summer solstice  
heating rates = 500, 250, 100, 50,  
10, 5, 2.5, 1 mK/h



4. Tagesgänge

4.3 Erwärmungsraten für vorgegebene Mischungstiefen

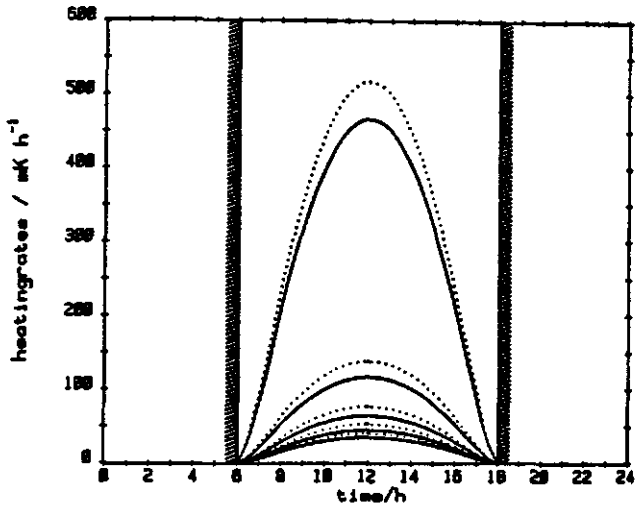
Variable: Mischungstiefe = 1, 5, 10, 15, 20 m  
Trübung J = I, III

Abzisse: Uhrzeit

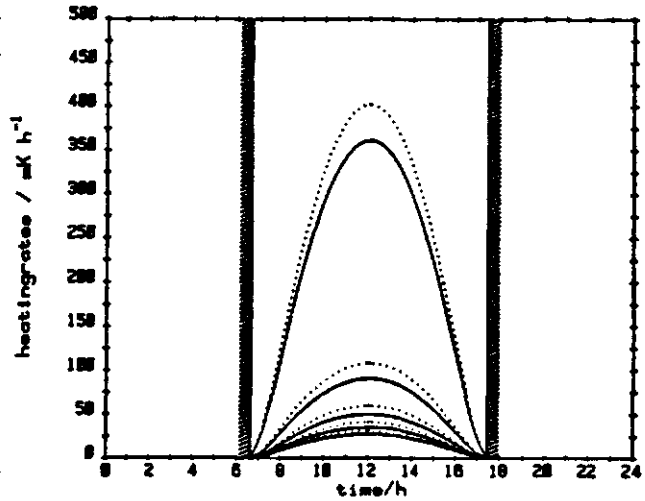
Ordinate: Erwärmungsrate

Parameter: Tag im Jahr WS, SS, E  
Breite 0°, 20°, 40°, 60°, 80°

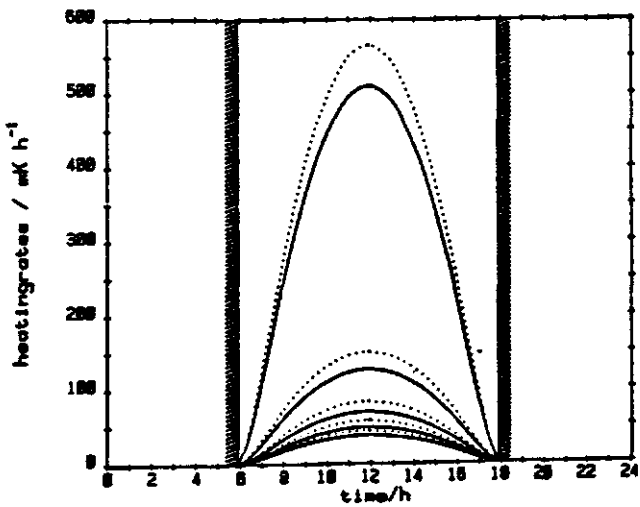
Type I — and Type III .....  
 latitude = 0 degree winter solstice  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



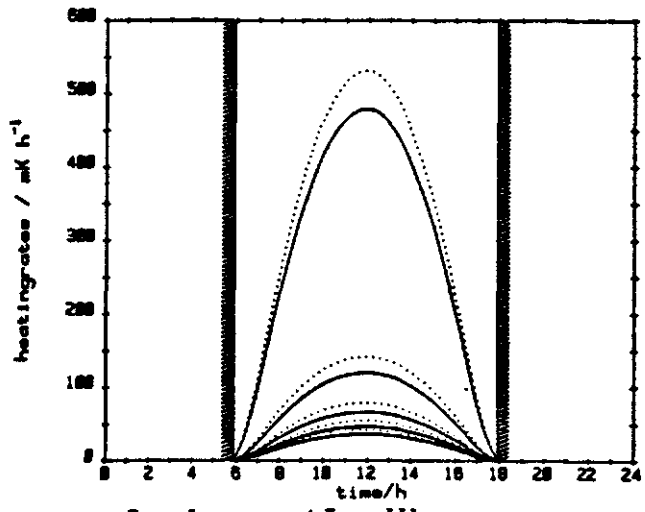
Type I — and Type III .....  
 latitude = 20 degree winter solstice  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



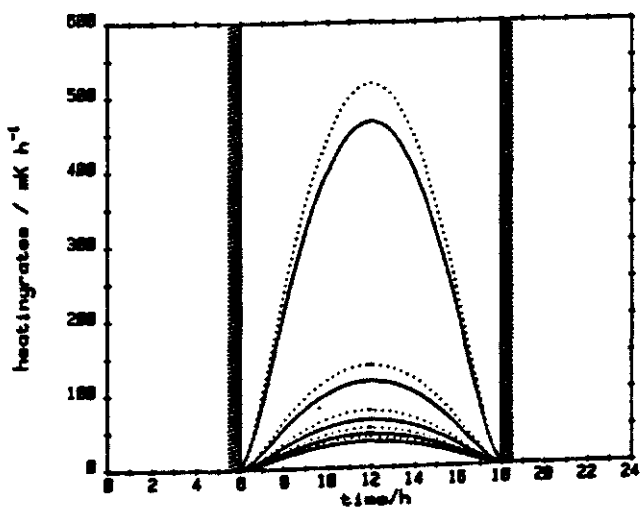
Type I — and Type III .....  
 latitude = 0 degree equinox  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



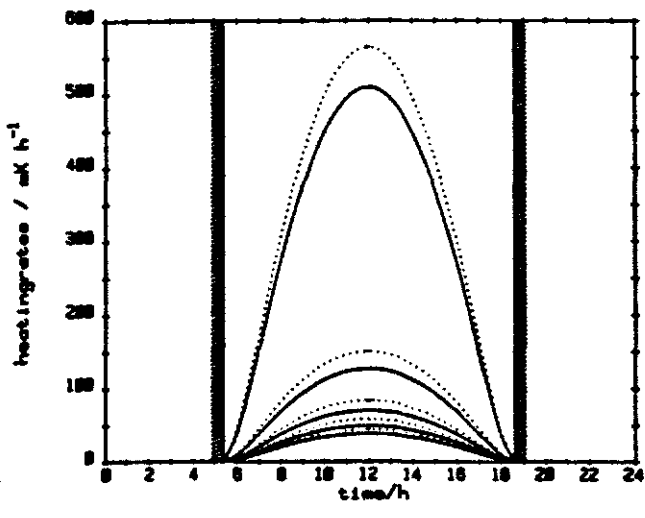
Type I — and Type III .....  
 latitude = 20 degree equinox  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



Type I — and Type III .....  
 latitude = 0 degree summer solstice  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



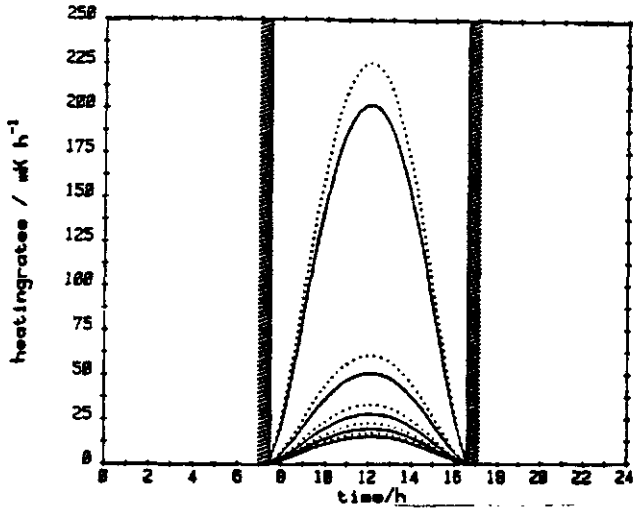
Type I — and Type III .....  
 latitude = 20 degree summer solstice  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



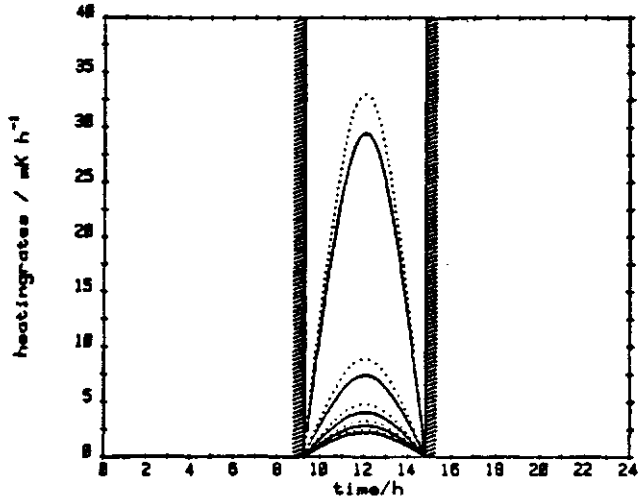
4. Tagesgänge

4.3 Erwärmungsraten für vorgegebene Mischungstiefen

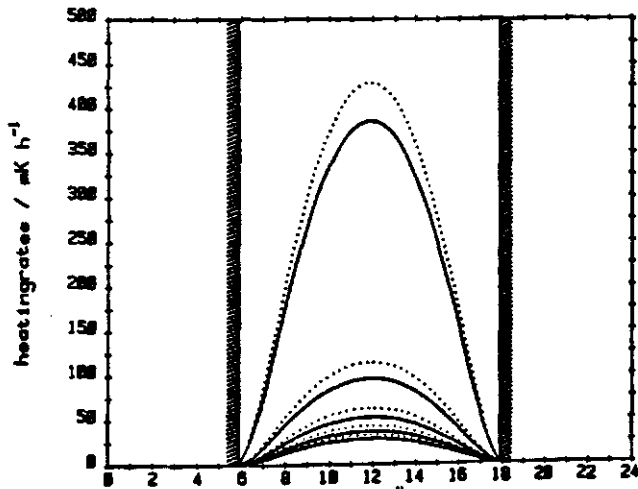
Type I — and Type III .....  
 latitude = 48 degree winter solstice  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



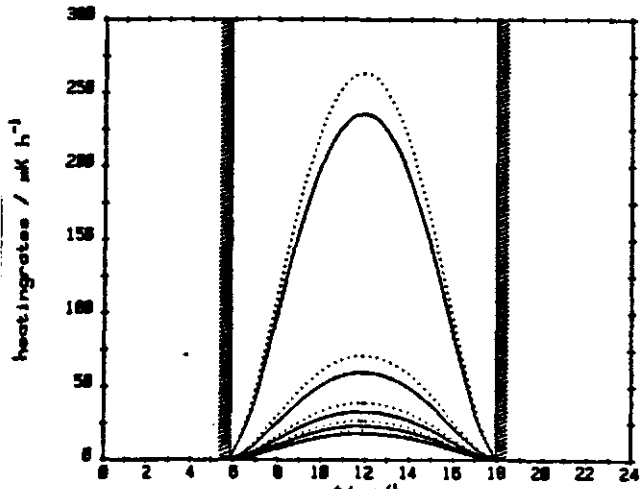
Type I — and Type III .....  
 latitude = 68 degree winter solstice  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



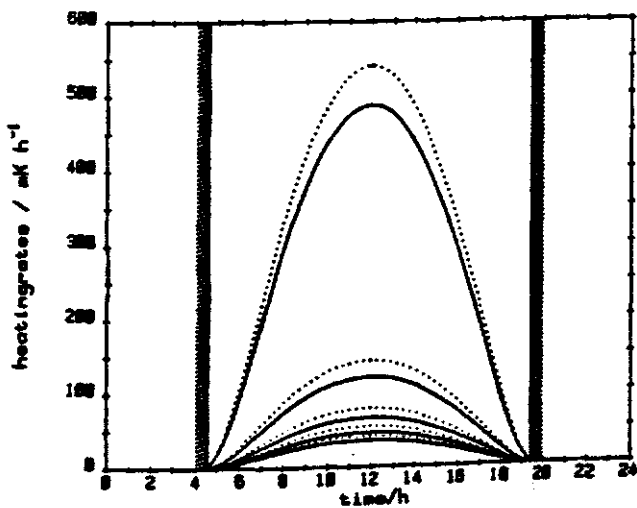
Type I — and Type III .....  
 latitude = 48 degree equinox  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



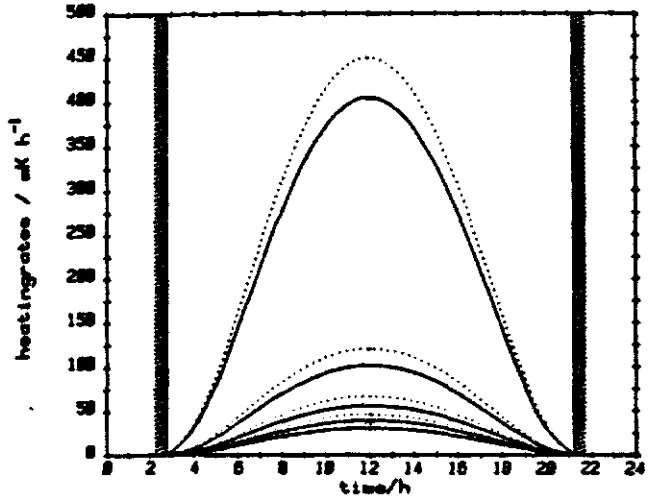
Type I — and Type III .....  
 latitude = 68 degree equinox  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



Type I — and Type III .....  
 latitude = 48 degree summer solstice  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



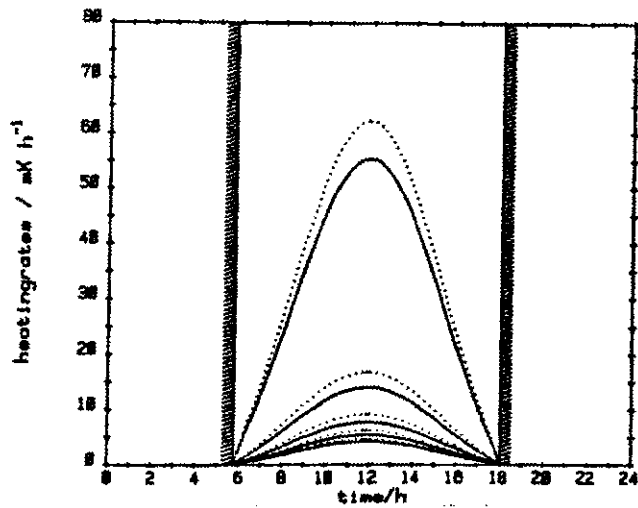
Type I — and Type III .....  
 latitude = 68 degree summer solstice  
 standard depths = 1, 5, 10,  
 15, 20 m



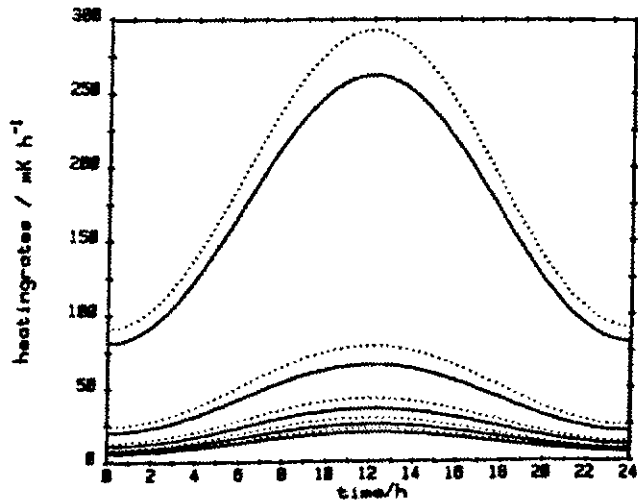
4. Tagesgänge

4.3 Erwärmungsraten für vorgegebene Mischungstiefen

Type I — and Type III .....  
latitude = 88 degrees equinox  
standard depths = 1, 5, 10,  
15, 20 m



Type I — and Type III .....  
latitude = 88 degrees summer solstice  
standard depths = 1, 5, 10,  
15, 20 m



4. Tagesgänge

4.3 Erwärmungsraten für vorgegebene ...

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

5.1 "Horizontalschnitte" (Ordinate: Breite)

5.1.1 Tiefen konstanter Erwärmungsrate

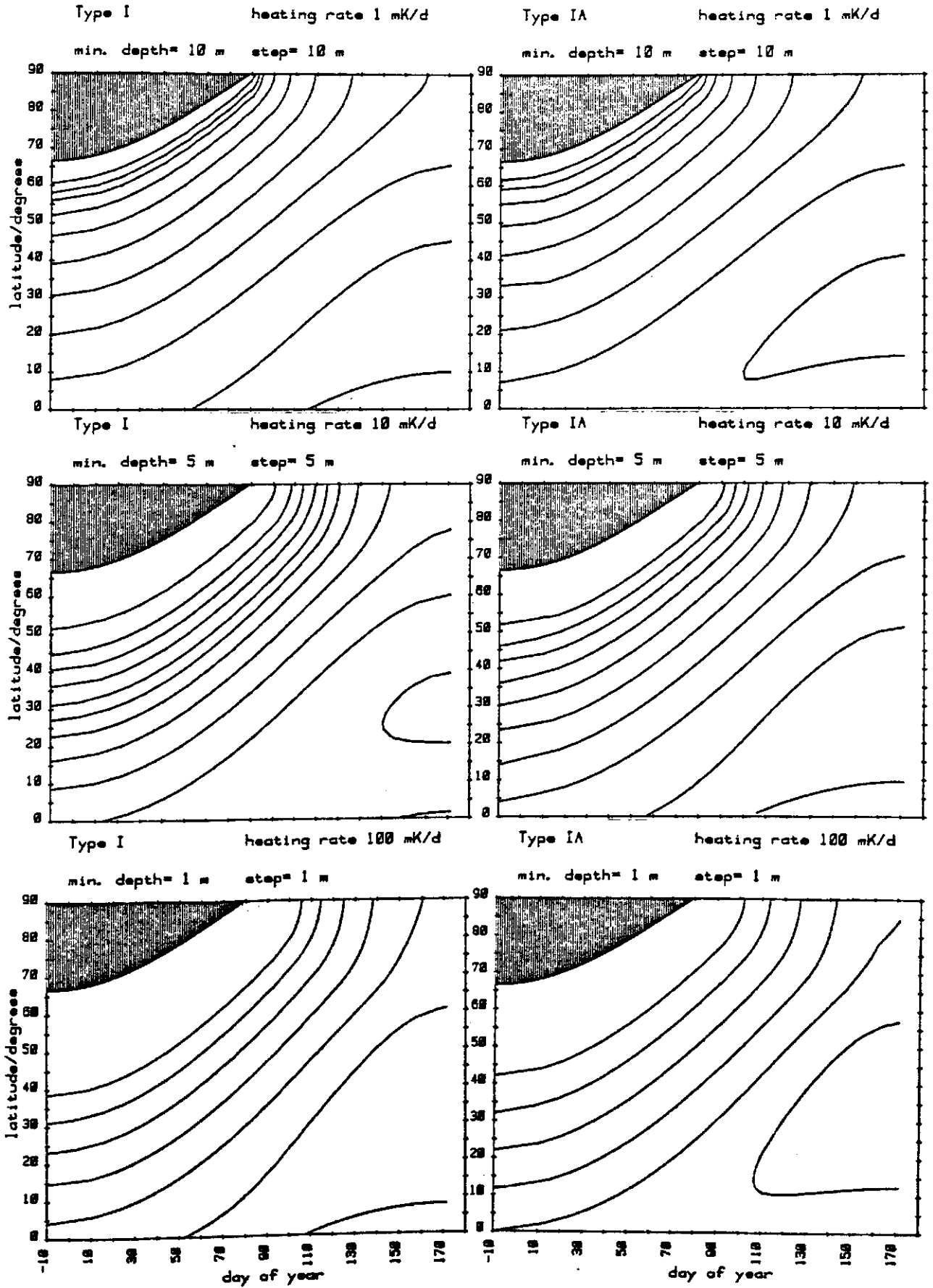
Variable: Tiefe mit  $dT = \text{const.}$

Abzisse: Tag im Jahr

Ordinate: Breite

Parameter: Tägl. Erwärmungsrate  $dT = 1, 10, 100 \text{ mK/d}$   
Trübung I, IA, IB, II, III

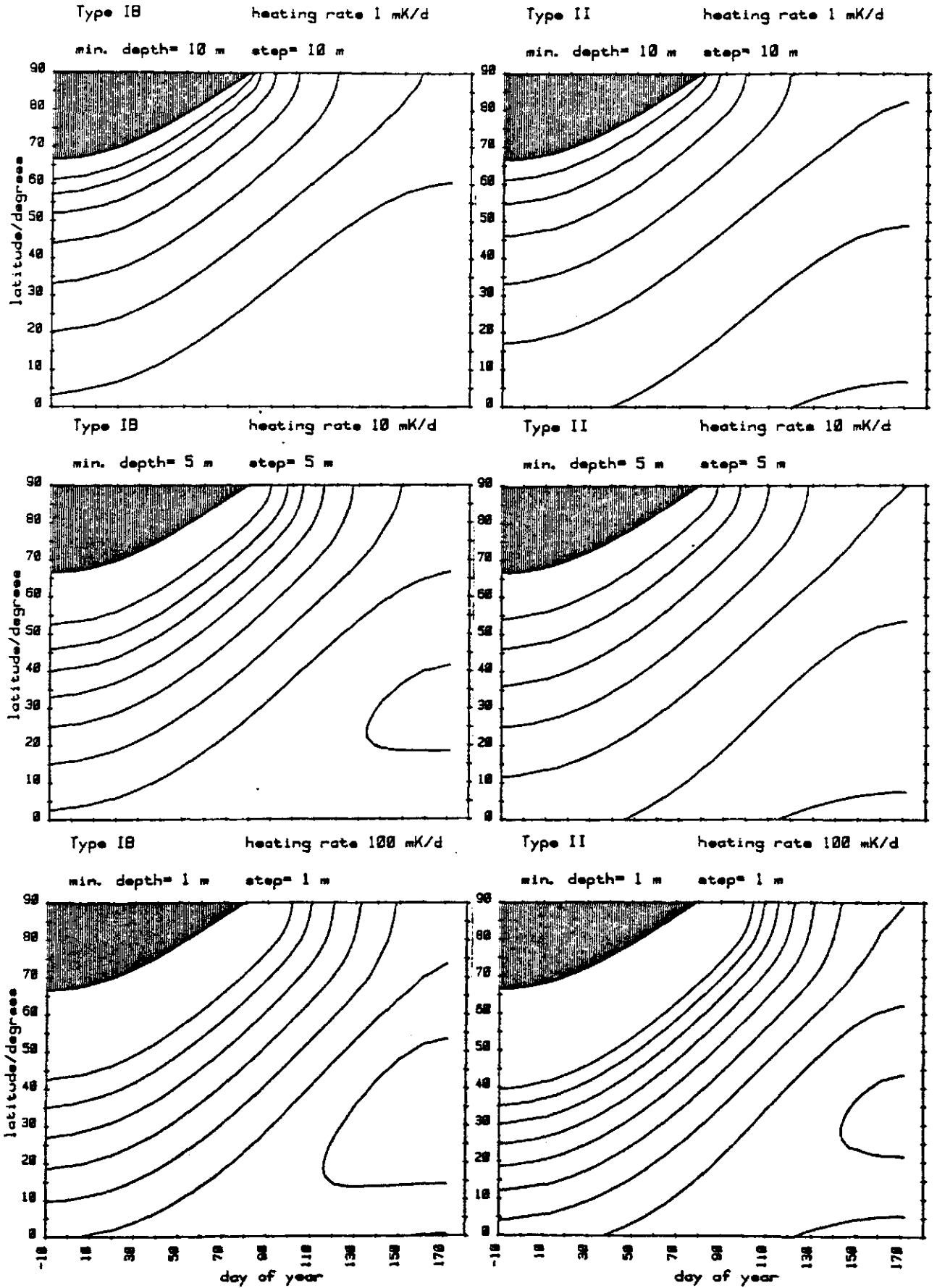




5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.1 Tiefen konstanter Erwärmungsrate



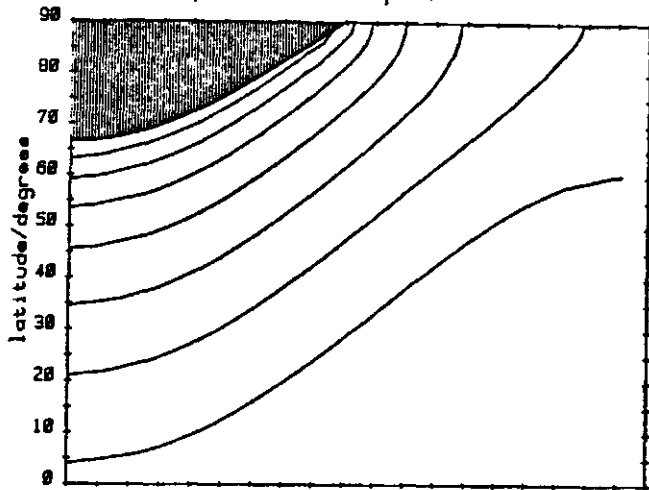
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.1 Tiefen konstanter Erwärmungsrate

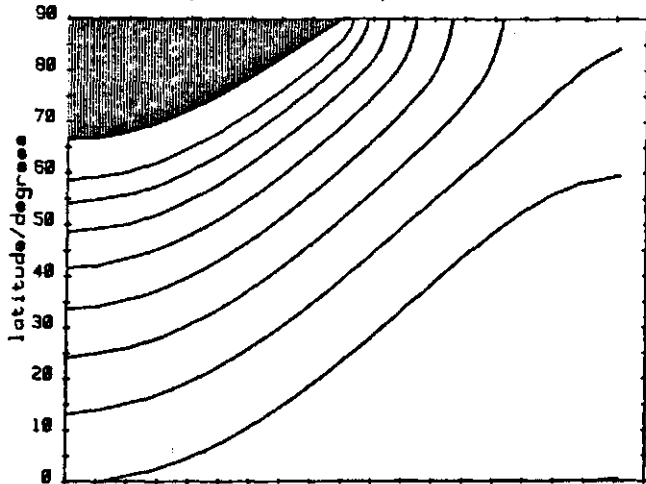
Type III heating rate 1 mK/d

min. depth= 5 m step= 5 m



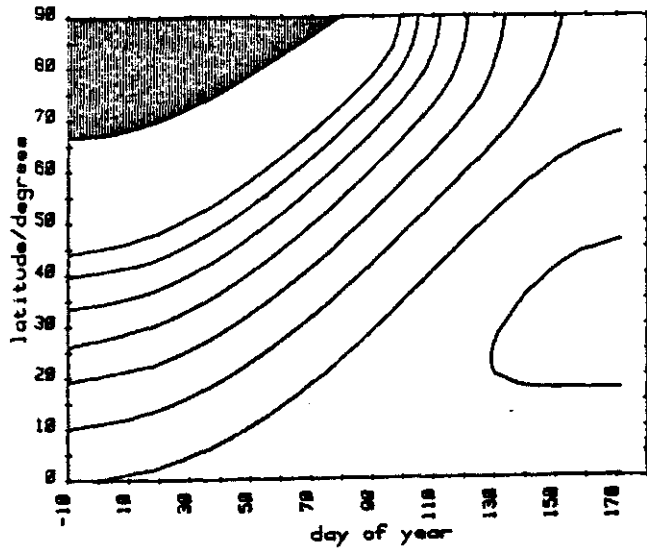
Type III heating rate 10 mK/d

min. depth= 2.5 m step= 2.5 m



Type III heating rate 100 mK/d

min. depth= 1 m step= 1 m



5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.1 Tiefen konstanter Erwärmungsrate

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

5.1 "Horizontalschnitte" (Ordinate: Breite)

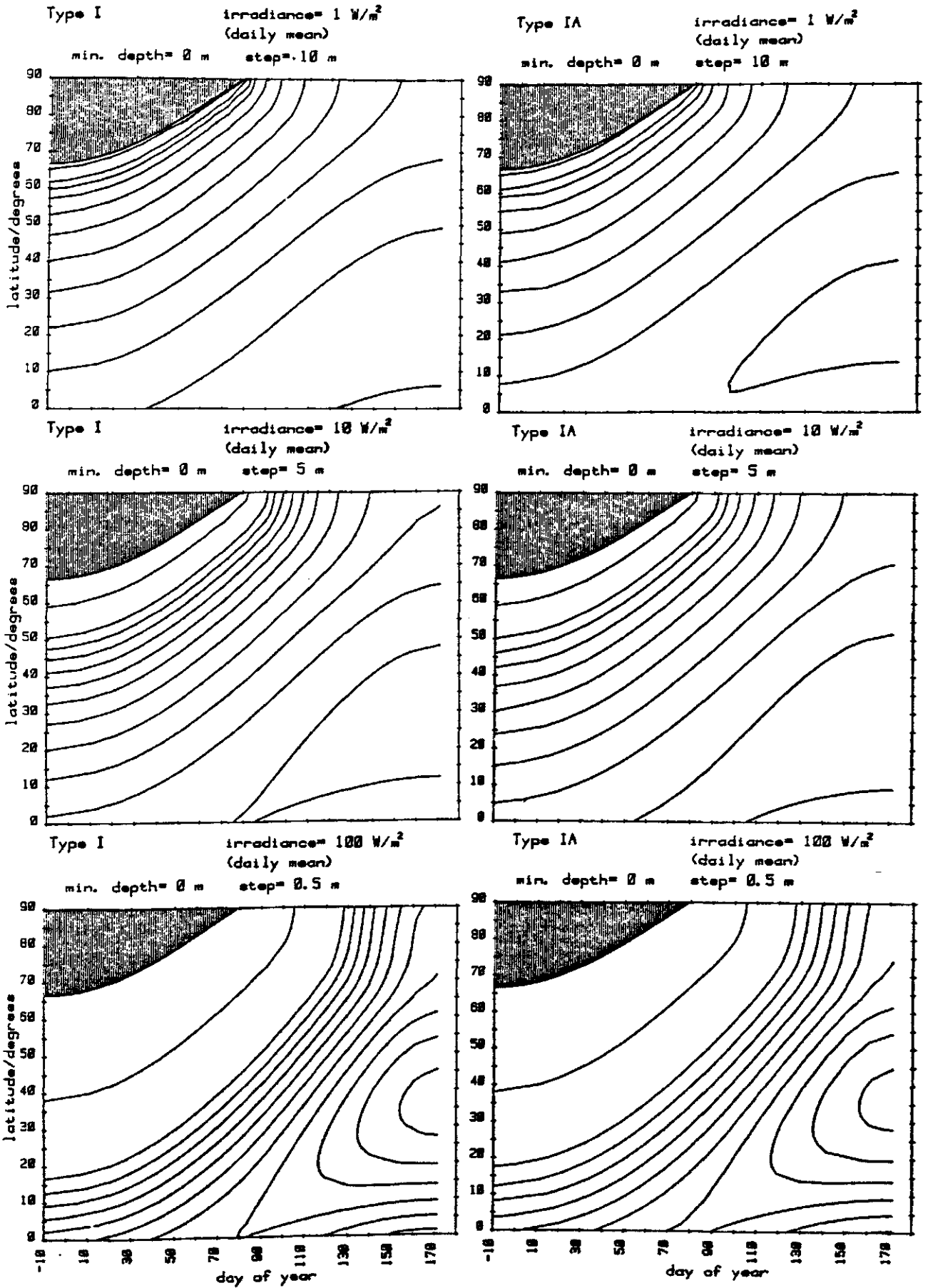
5.1.2 Tiefen konstanter Einstrahlung

Variable: Tiefe mit  $\bar{I} = \text{const.}$

Abzisse: Tag im Jahr

Ordinate: Breite

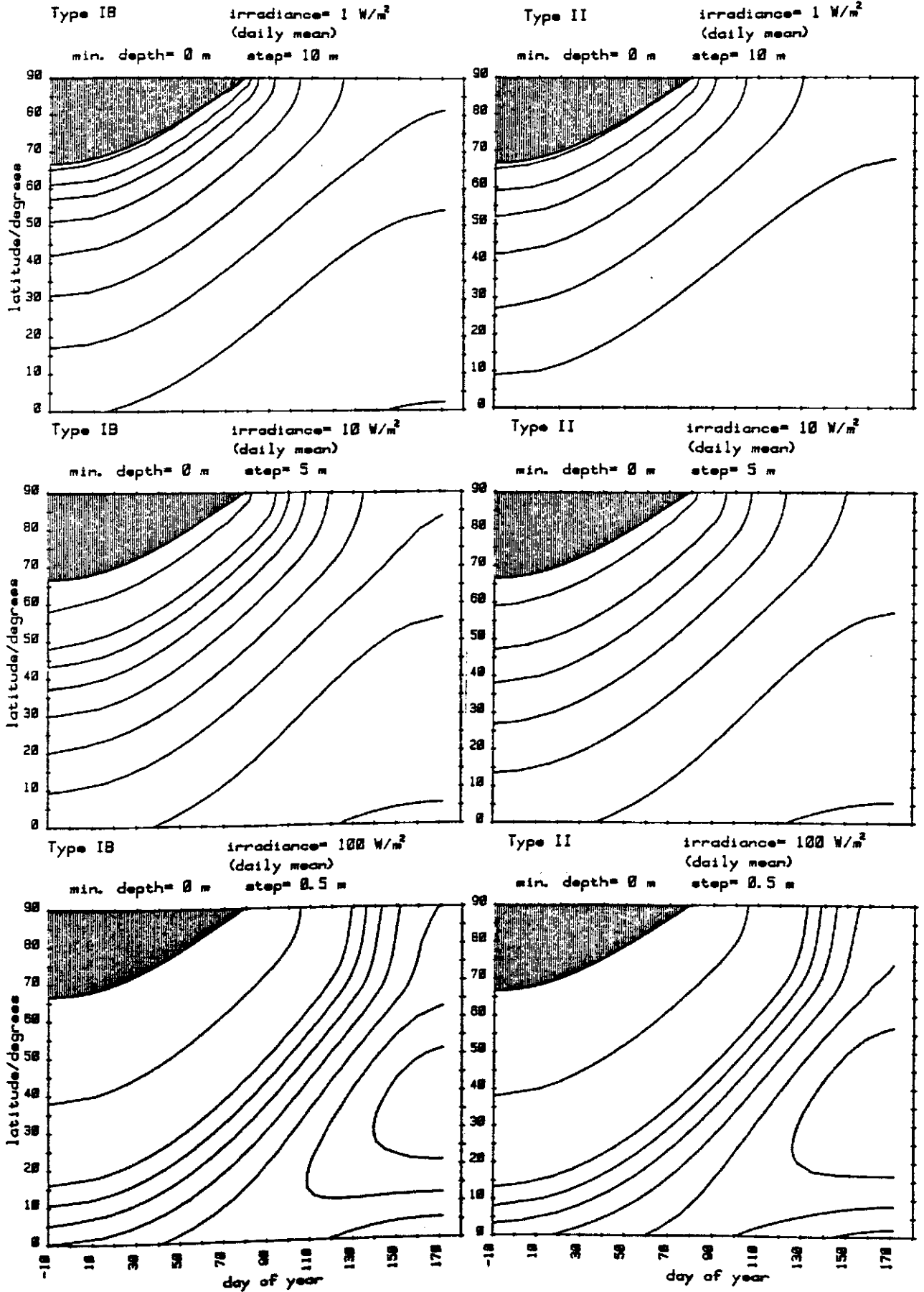
Parameter: Einstrahlung  $\bar{I}$       1, 10, 100 W/m<sup>2</sup>  
Trübung                              I, IA, IB, II, III



5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

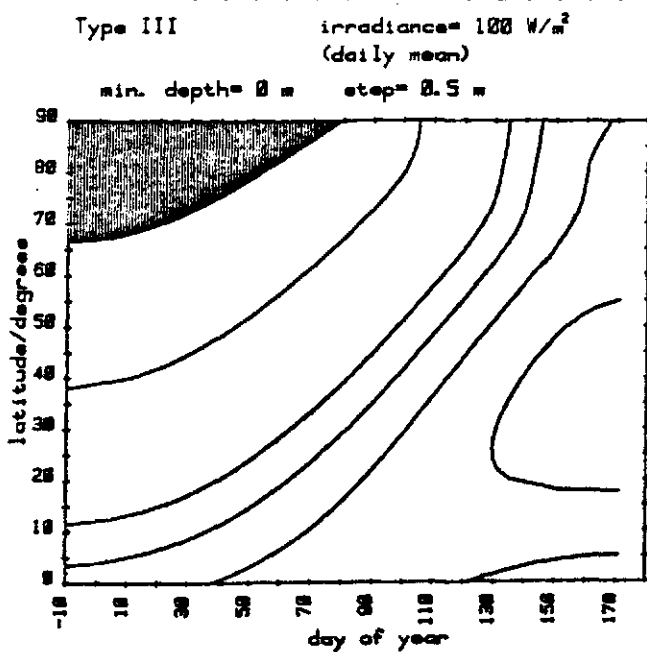
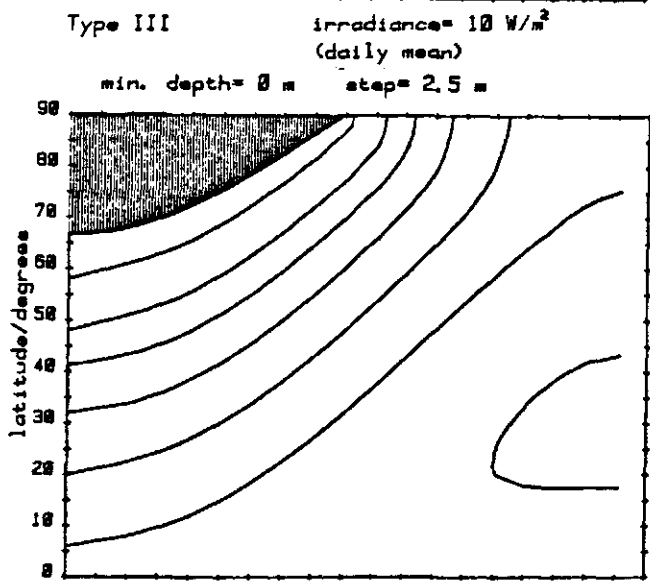
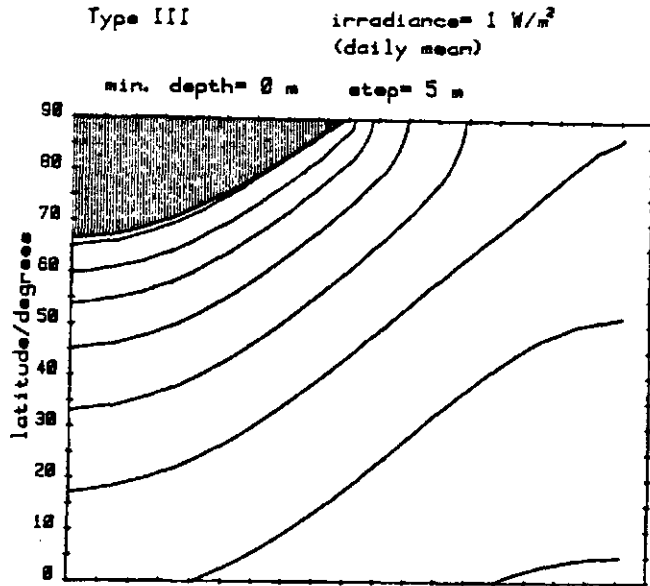
5.1.2 Tiefen konstanter Einstrahlung



5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.2 Tiefen konstanter Einstrahlung



5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.2 Tiefen konstanter Einstrahlung

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

5.1 "Horizontalschnitte" (Ordinate: Breite)

5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate bei verschiedenen  
Bedeckungsgraden

Variable: Tiefe [m] mit  $dT = \text{const.}$

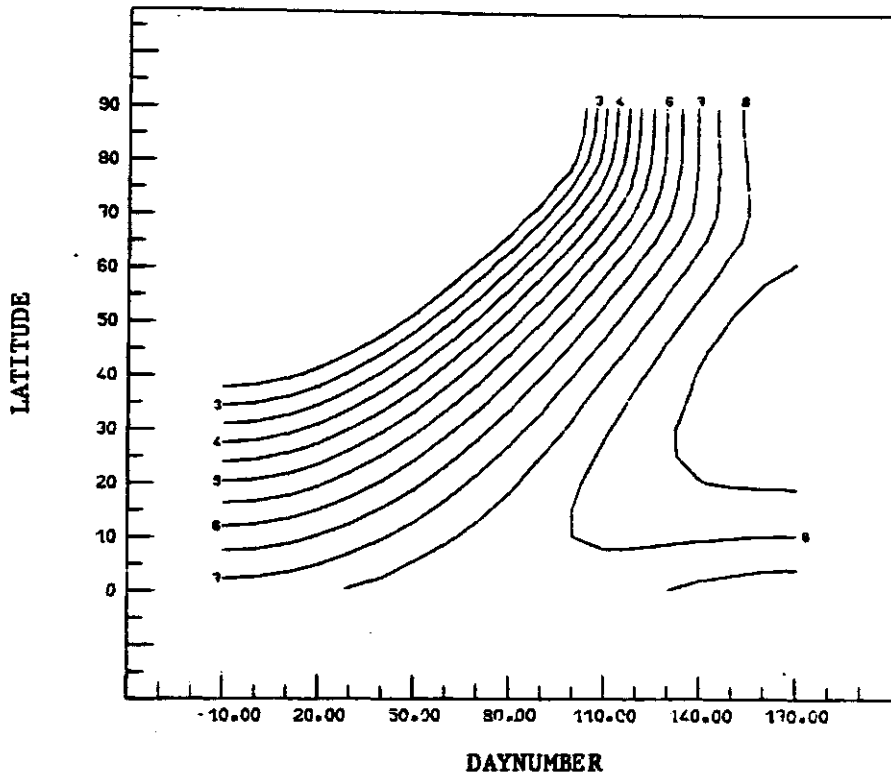
Abzisse: Tag im Jahr

Ordinate: Breite

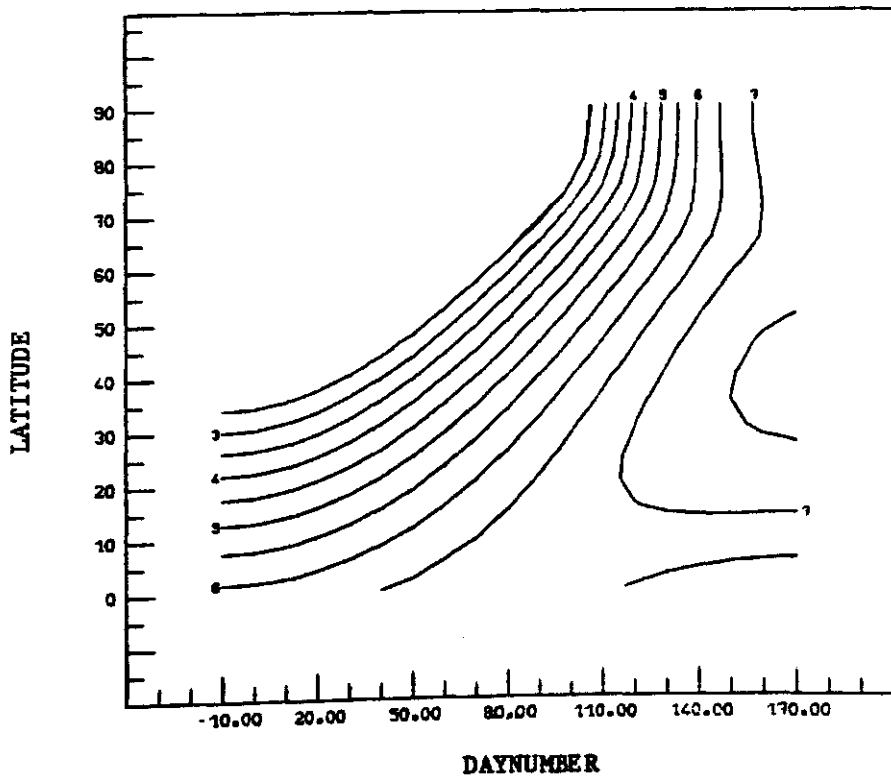
Parameter: Bedeckungsgrad             $N = 8/8, 6/8, 4/8, 2/8, 0/8$

Tägl. Erwärmungsrate  $dT = 1, 10, 100 \text{ mK/d}$





$dT = 100 \text{ mK/d}$ ,  $N = 0/8$ , Isolinienabstand =  $0.5 \text{ m}$

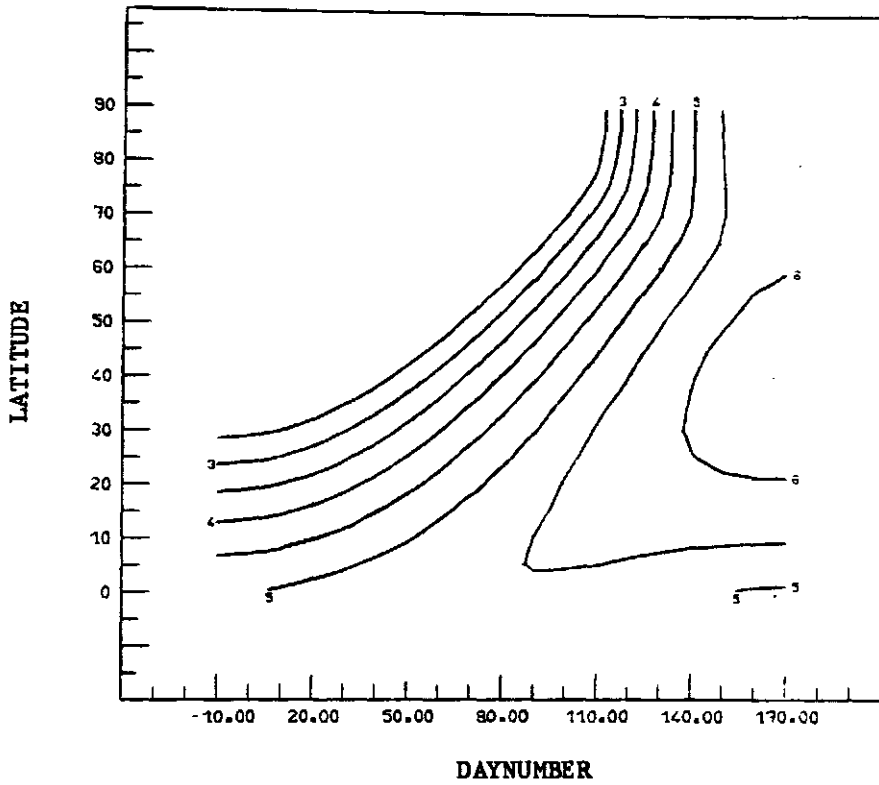


$dT = 100 \text{ mK/d}$ ,  $N = 2/8$ , Isolinienabstand =  $0.5 \text{ m}$

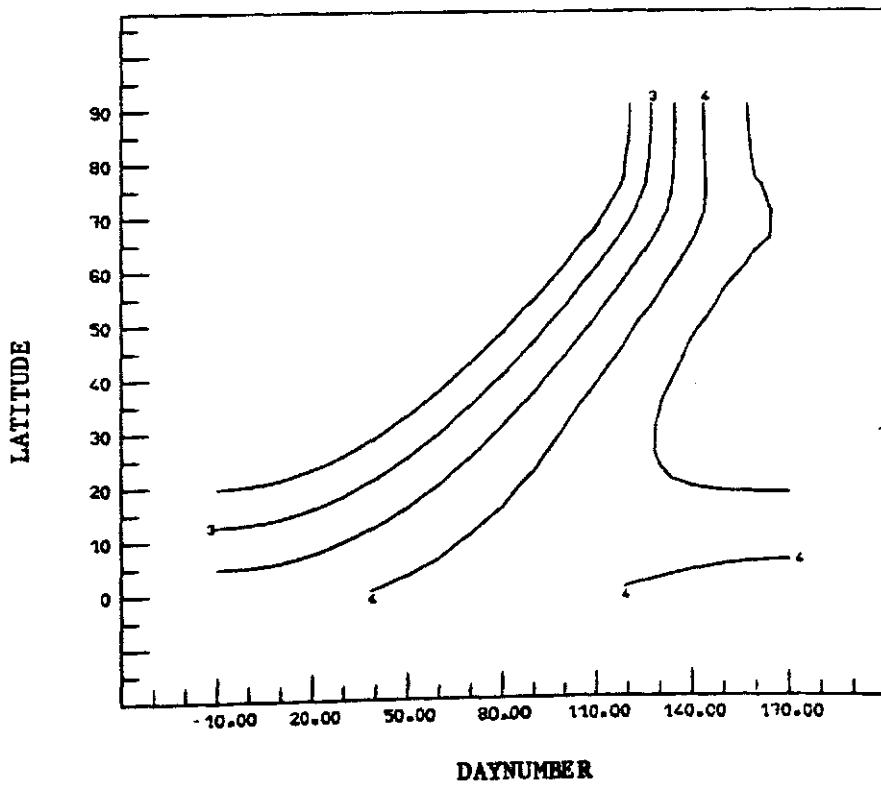
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate



dT = 100 mK/d, N = 4/8, Isolinienabstand = 0.5 m

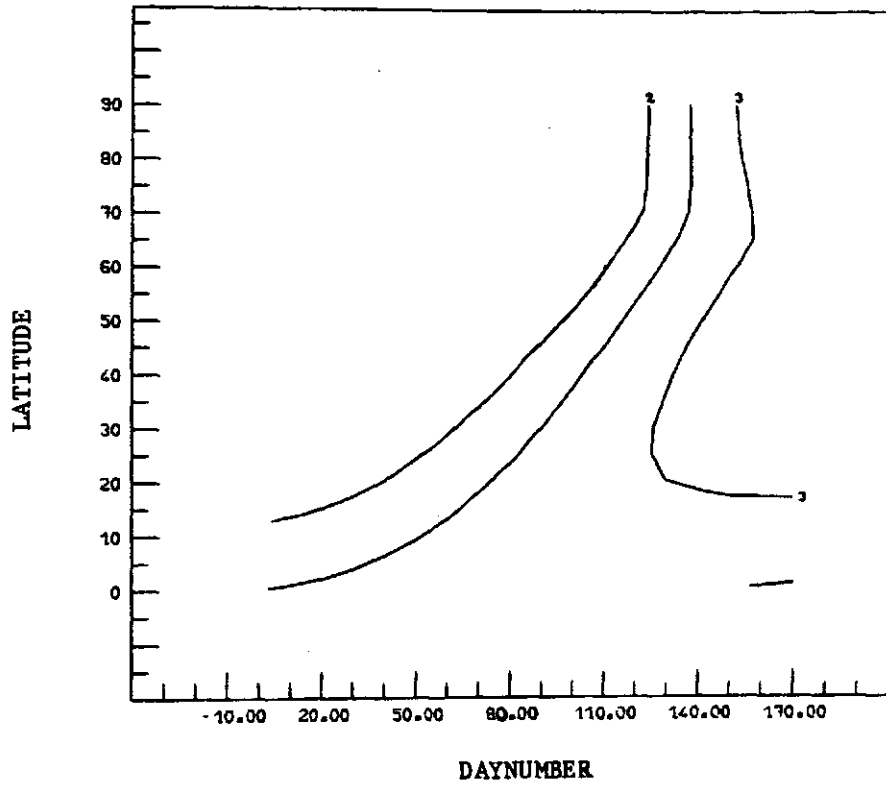


dT = 100 mK/d, N = 6/8, Isolinienabstand = 0.5 m

5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate

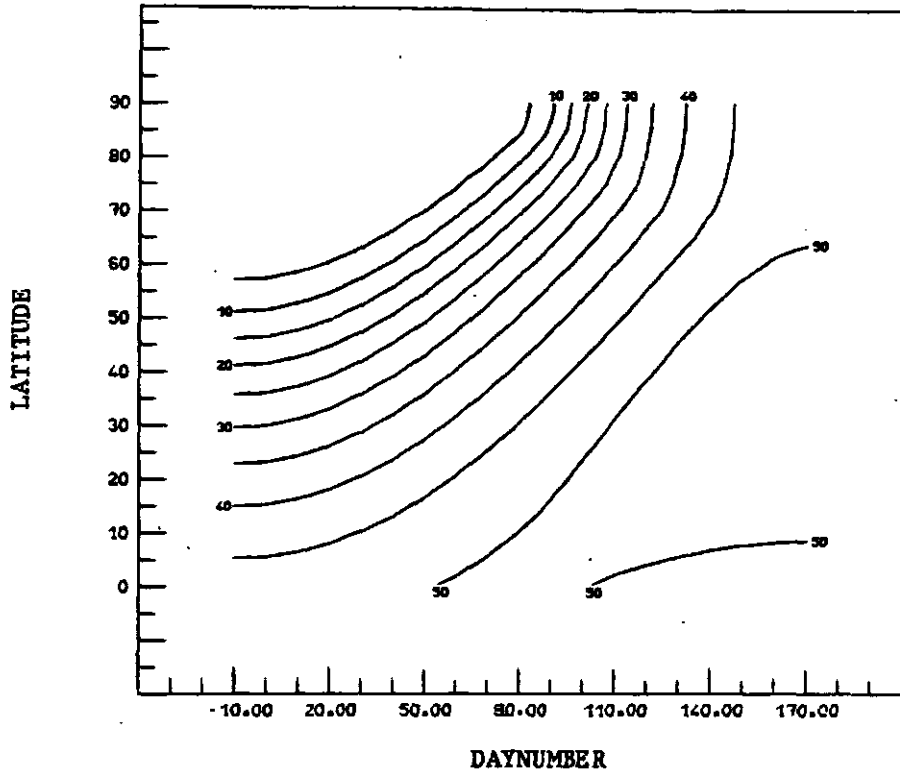


dT = 100 mK/d, N = 8/8, Isolinienabstand = 0.5 m

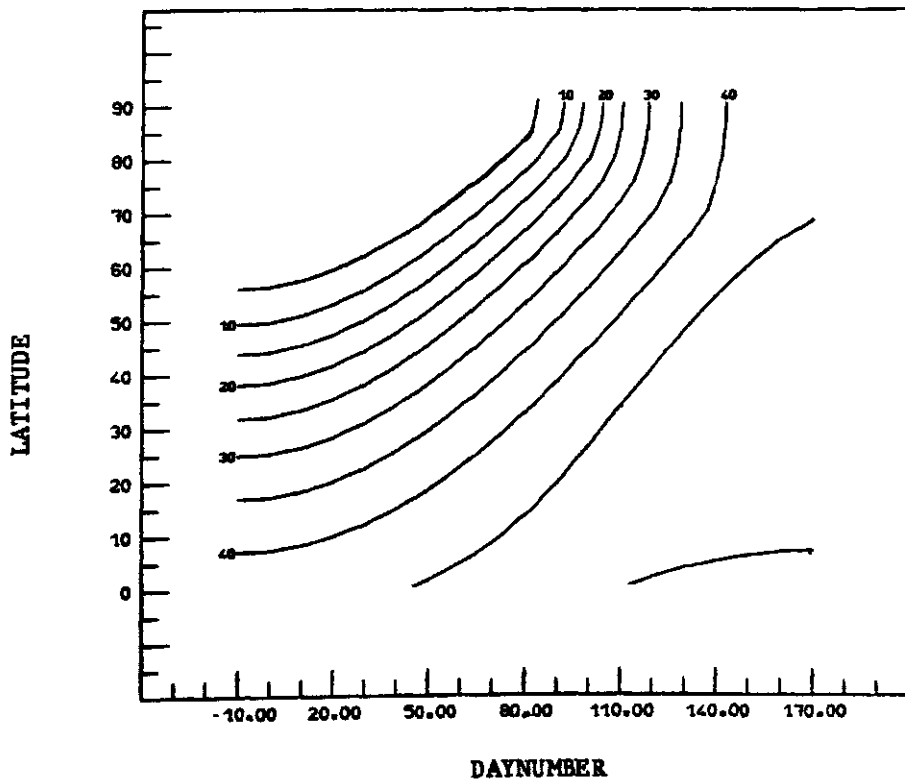
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate



$dT = 10 \text{ mK/d}$ ,  $N = 0/8$ , Isolinienabstand = 5 m

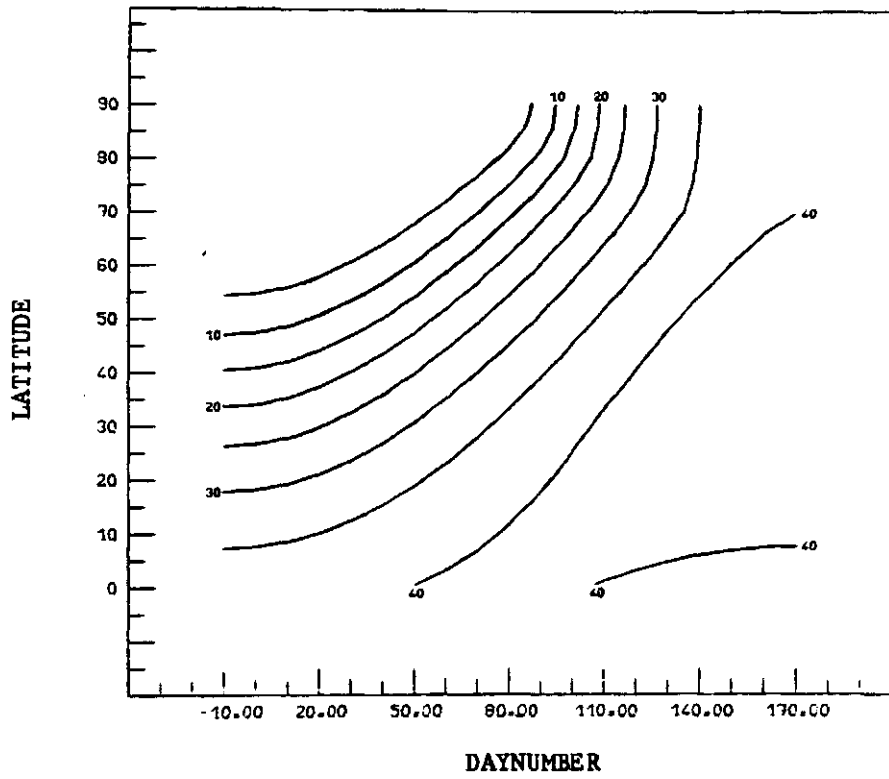


$dT = 10 \text{ mK/d}$ ,  $N = 2/8$ , Isolinienabstand = 5 m

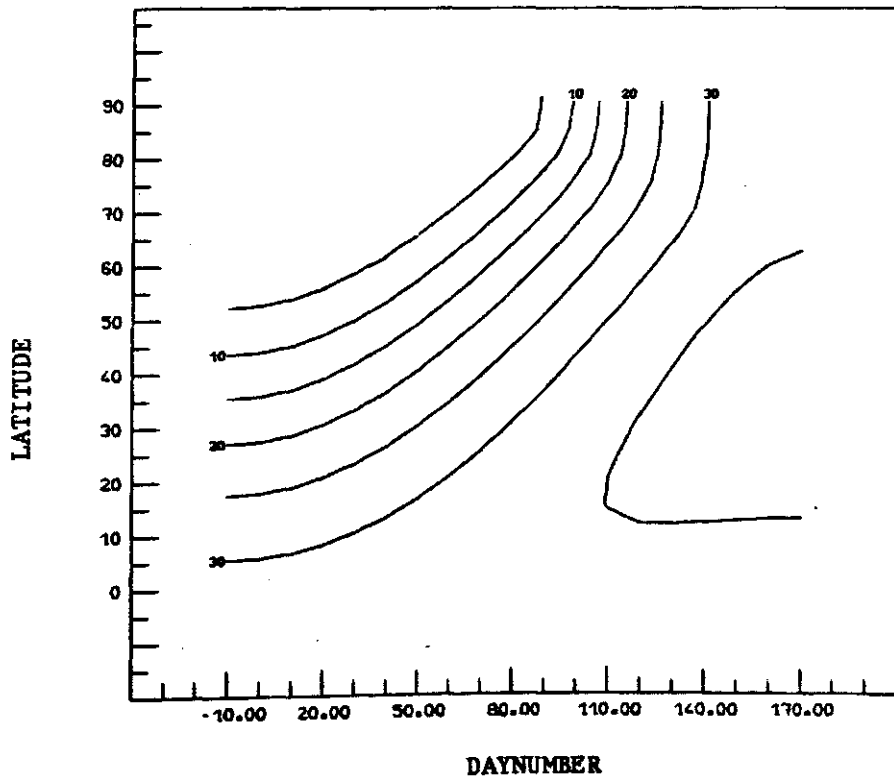
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate



$dT = 10 \text{ mK/d}$ ,  $N = 4/8$ , Isolinienabstand = 5 m

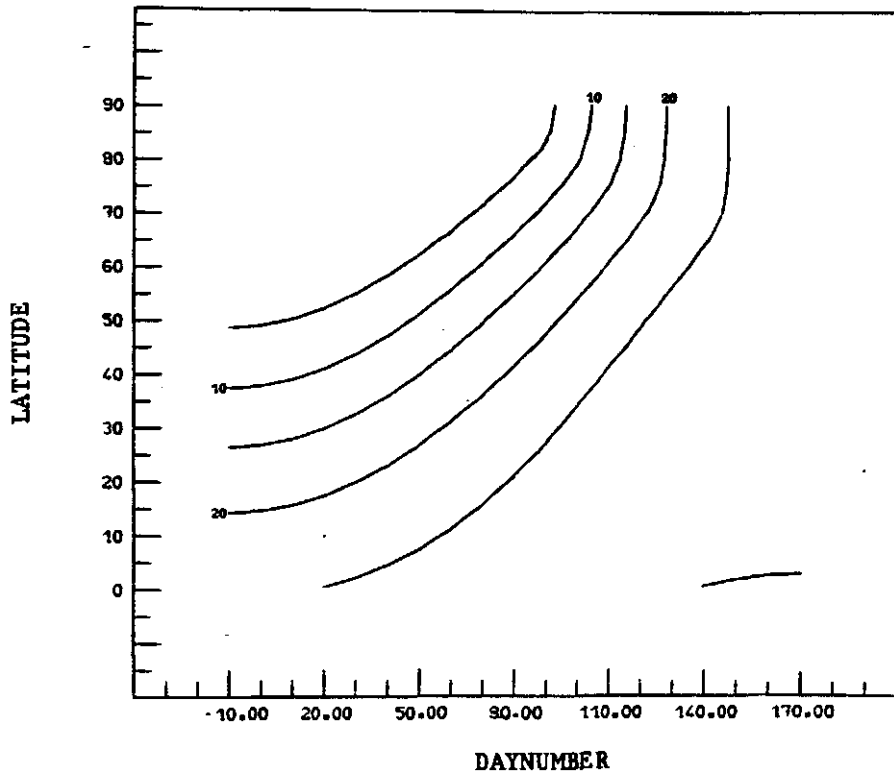


$dT = 10 \text{ mK/d}$ ,  $N = 6/8$ , Isolinienabstand = 5 m

5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate

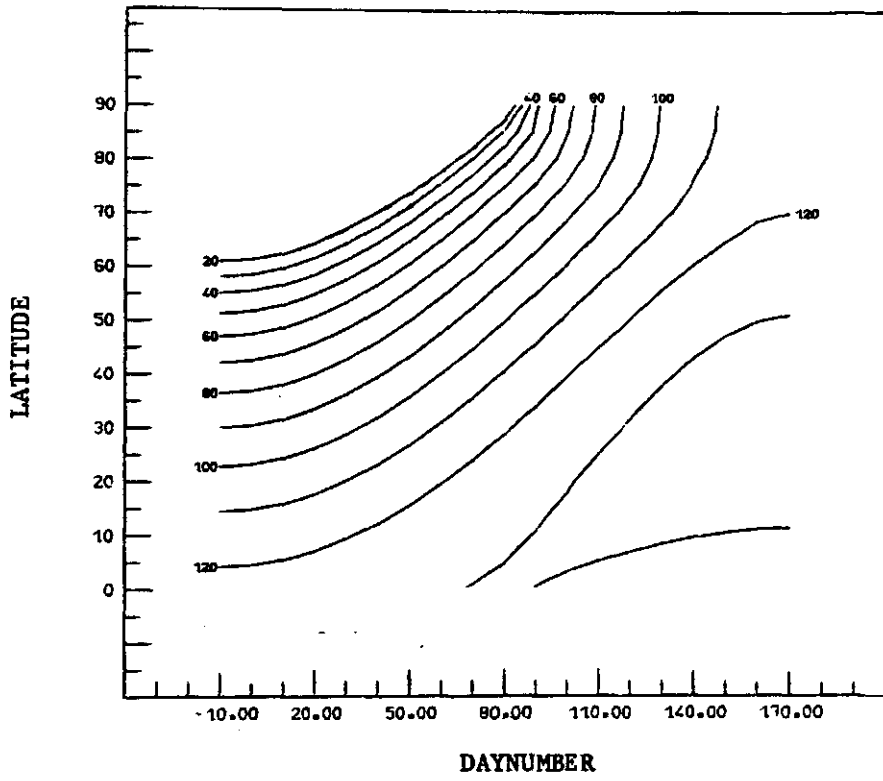


$dT = 10 \text{ mK/d}$ ,  $N = 8/8$ , Isolinienabstand = 5 m

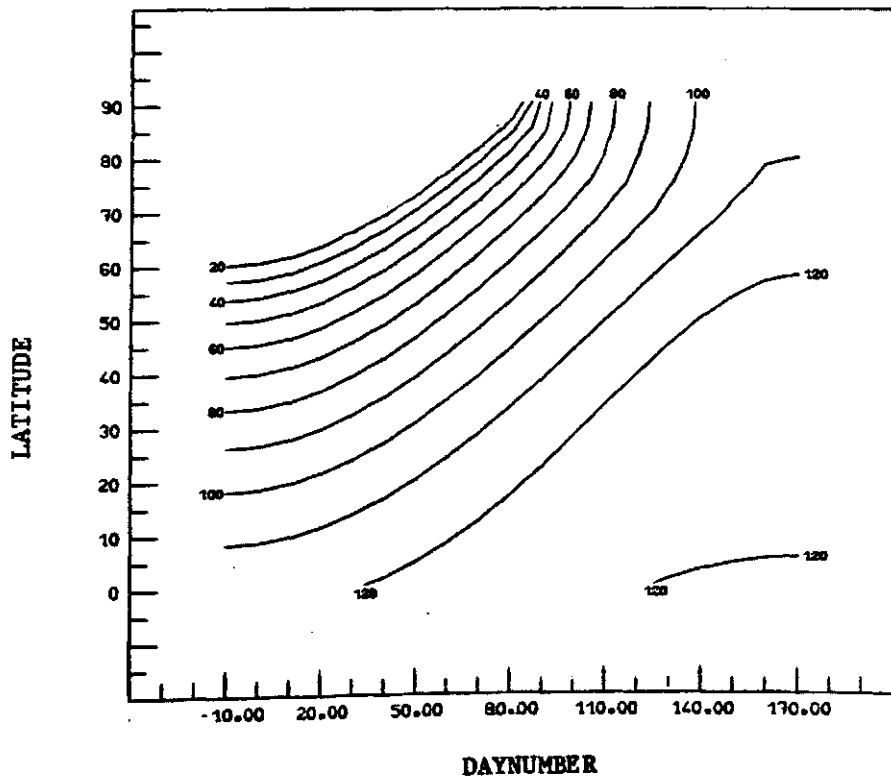
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate



$dT = 1 \text{ mK/d}$ ,  $N = 0/8$ , Isolinienabstand = 10 m

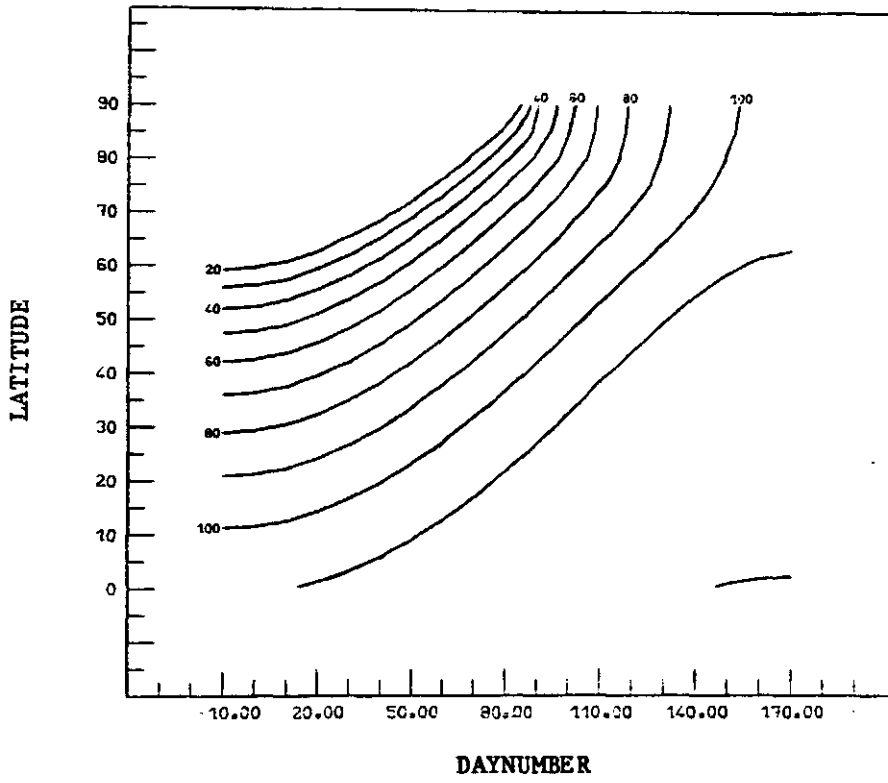


$dT = 1 \text{ mK/d}$ ,  $N = 2/8$ , Isolinienabstand = 10 m

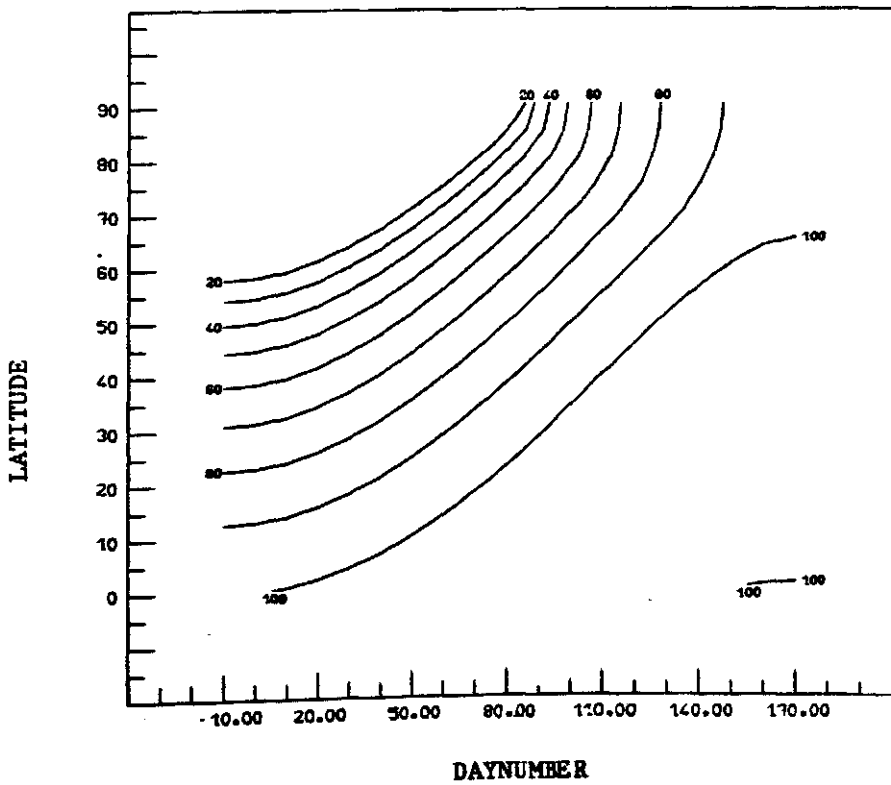
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate



$dT = 1 \text{ mK/d}$ ,  $N = 4/8$ , Isolinienabstand = 10 m



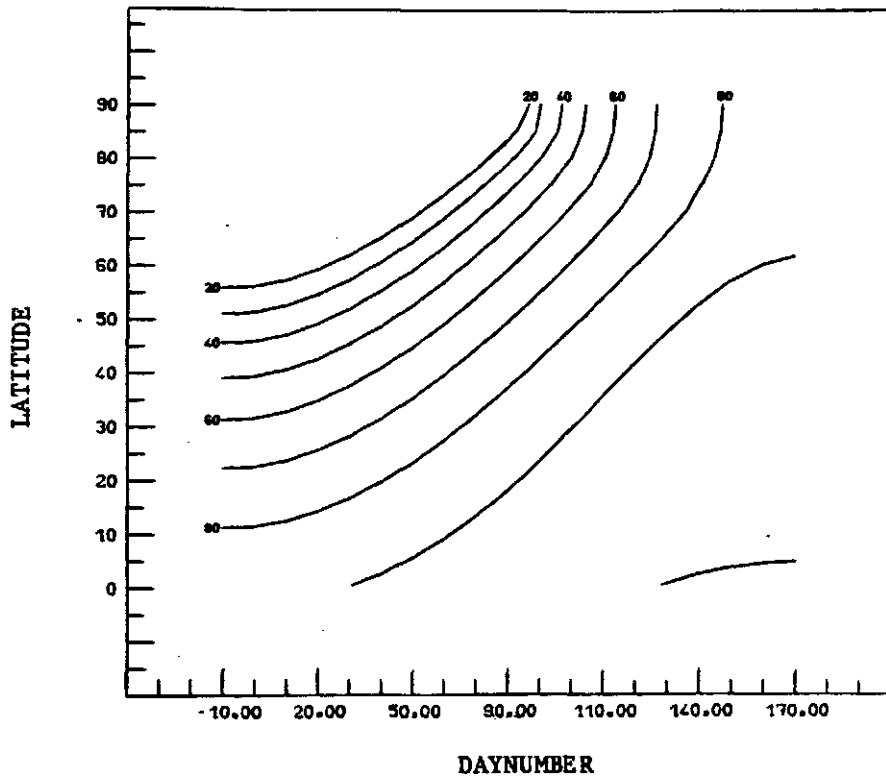
$dT = 1 \text{ mK/d}$ ,  $N = 6/8$ , Isolinienabstand = 10 m

5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate





$dT = 1 \text{ mK/d}$ ,  $N = 8/8$ , Isolinienabstand = 10 m

5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.3 Tiefen konstanter Erwärmungsrate

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

5.1 "Horizontalschnitte" (Ordinate: Breite)

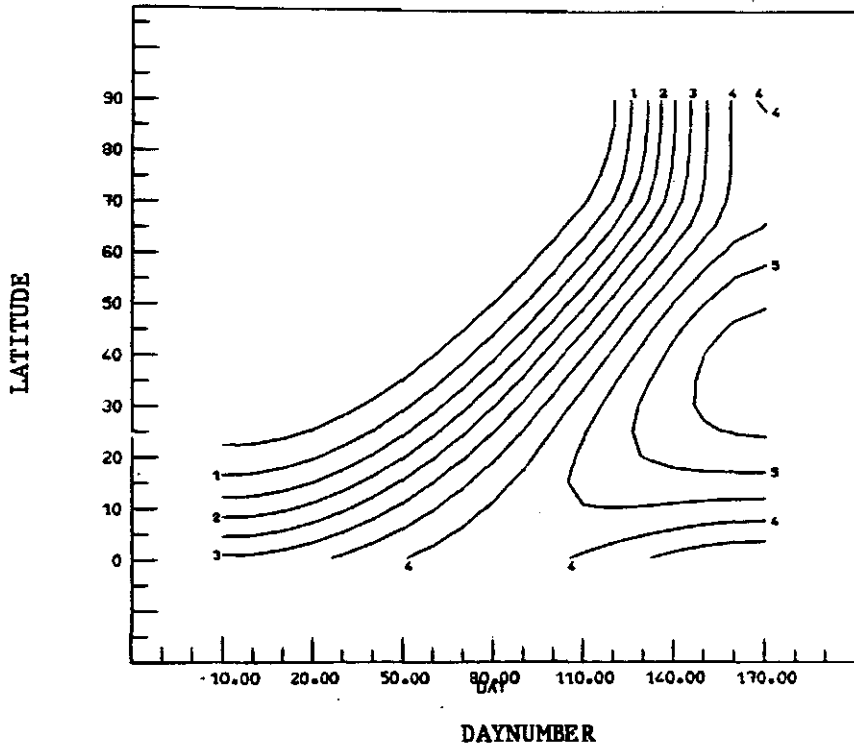
5.1.4 Tiefen konstanter Einstrahlung bei verschiedenen  
Bedeckungsgraden

Variable: Tiefe [m] mit  $\bar{I} = \text{const.}$

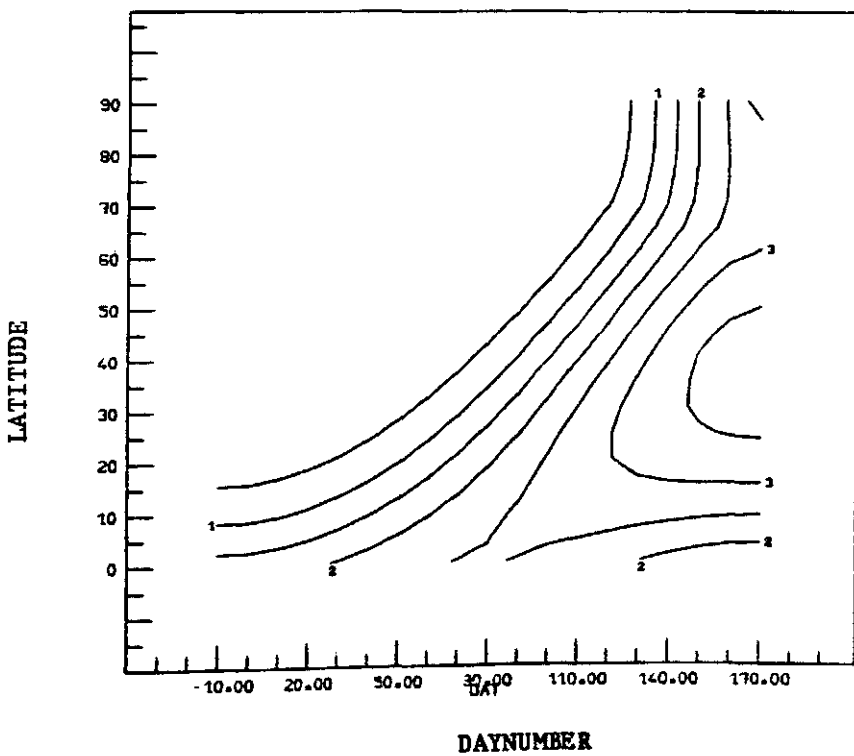
Abzisse: Tag im Jahr

Ordinate: Breite

Parameter: Bedeckungsgrad  $N = 8/8, 6/8, 4/8, 2/8, 0/8$   
Einstrahlung  $\bar{I} = 1, 10, 100 \text{ W/m}^2$



$dT = 100 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 0/8$ , Isolinienabstand = 0.5 m

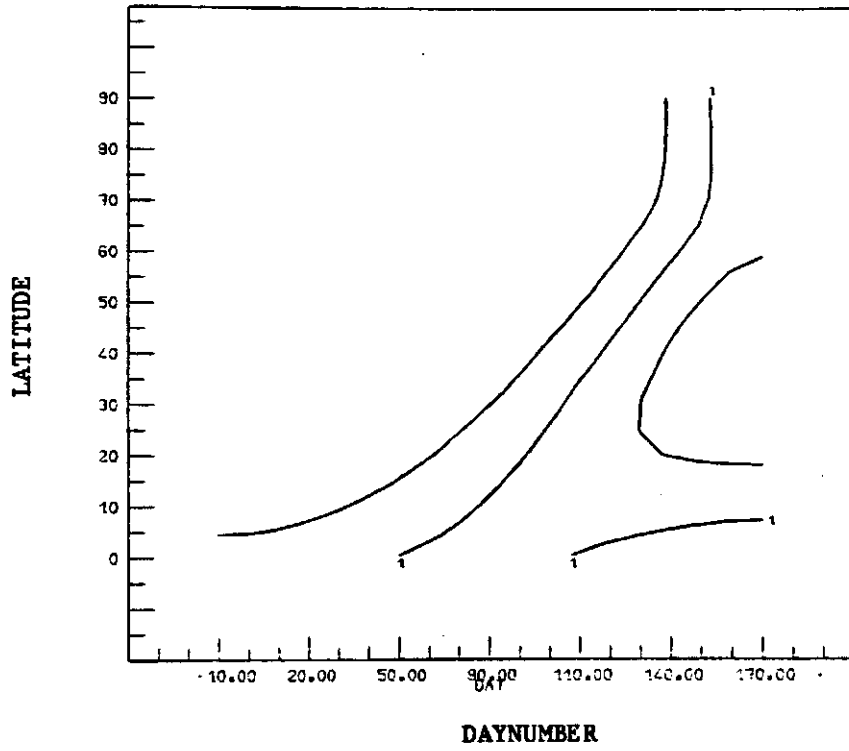


$dT = 100 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 2/8$ , Isolinienabstand = 0.5 m

5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.4 Tiefen konstanter Einstrahlung

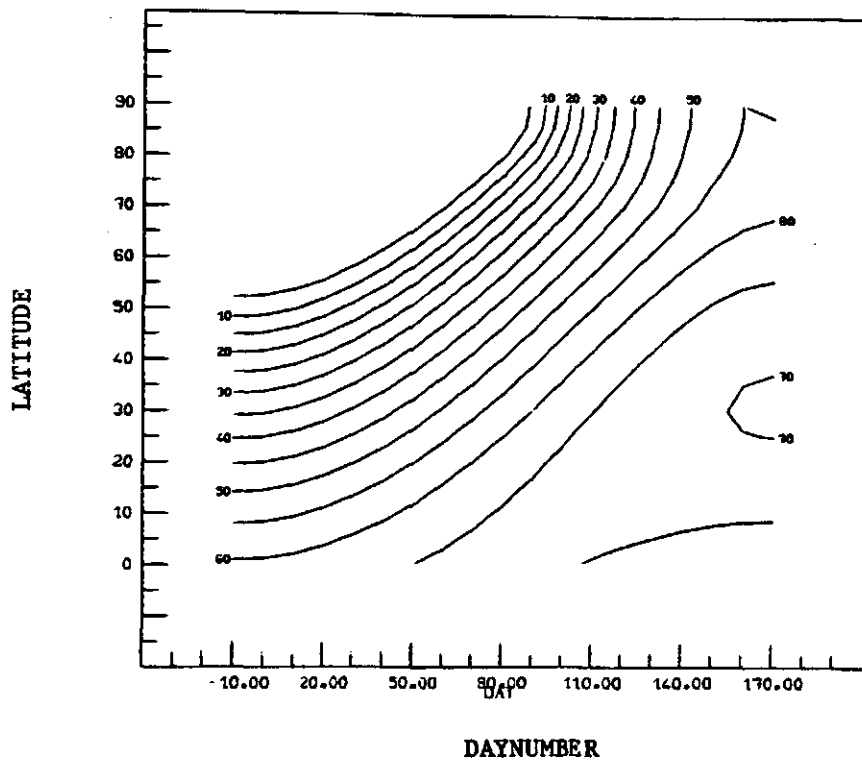


$dT = 100 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 4/8$ , Isolinienabstand = 0.5 m

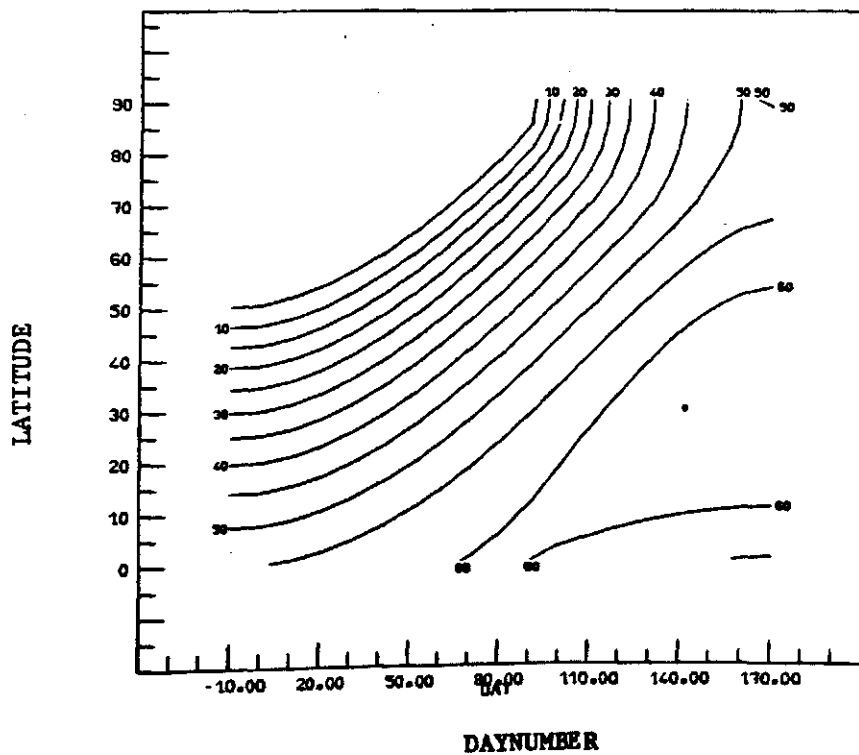
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.4 Tiefen konstanter Einstrahlung



$dT = 10 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 0/8$ , Isolinienabstand = 5 m

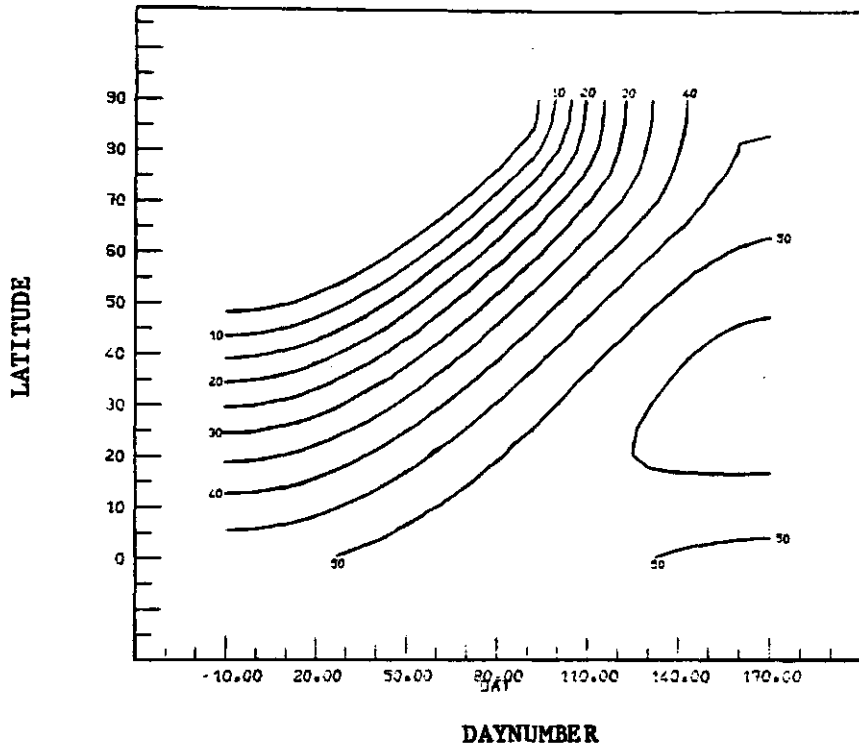


$dT = 10 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 2/8$ , Isolinienabstand = 5 m

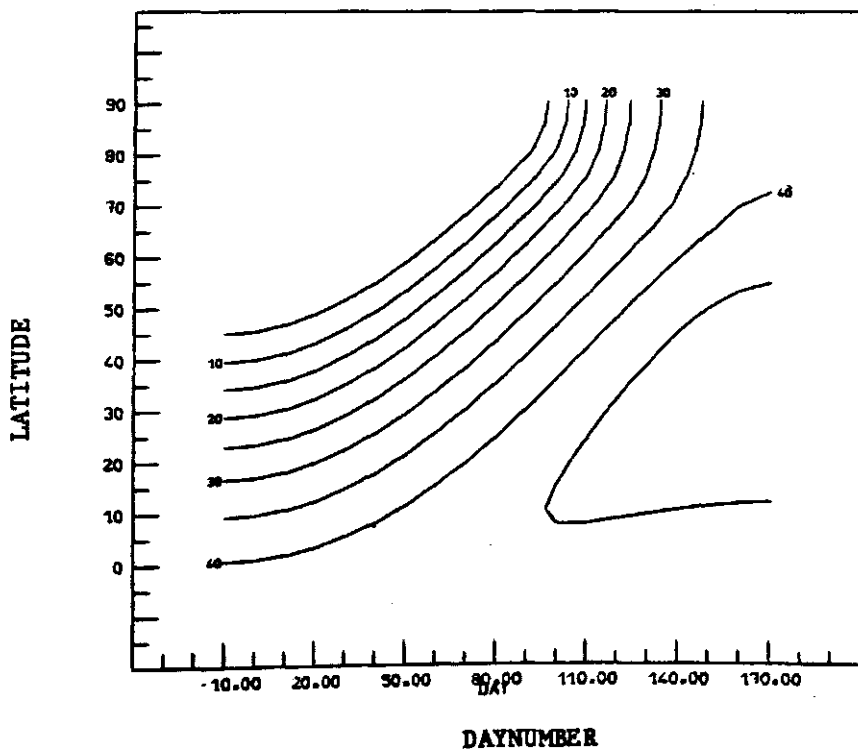
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.4 Tiefen konstanter Einstrahlung



$dT = 10 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 4/8$ , Isolinienabstand = 5 m

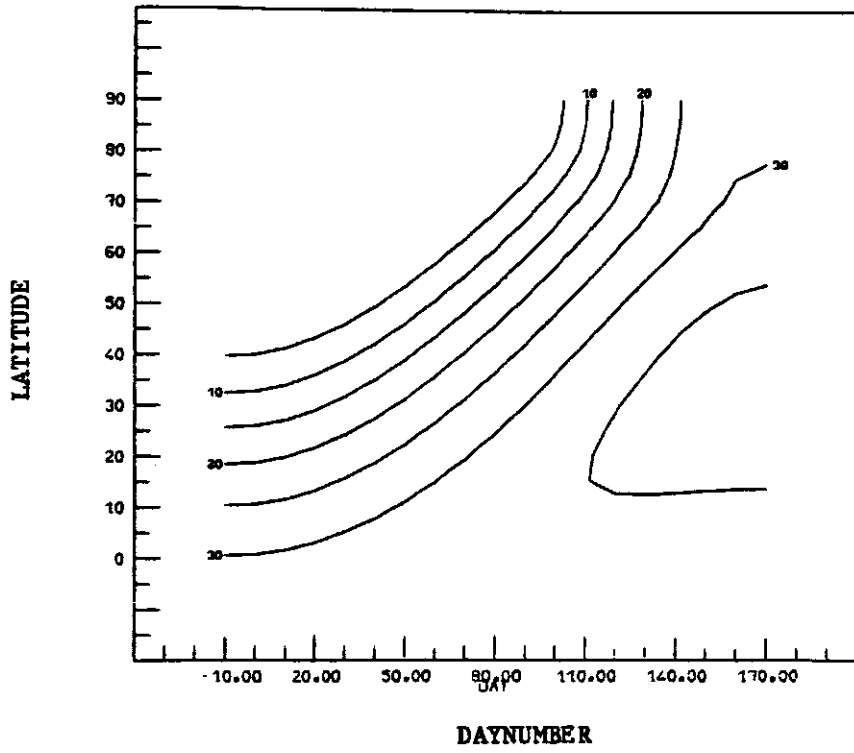


$dT = 10 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 6/8$ , Isolinienabstand = 5 m

5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.4 Tiefen konstanter Einstrahlung

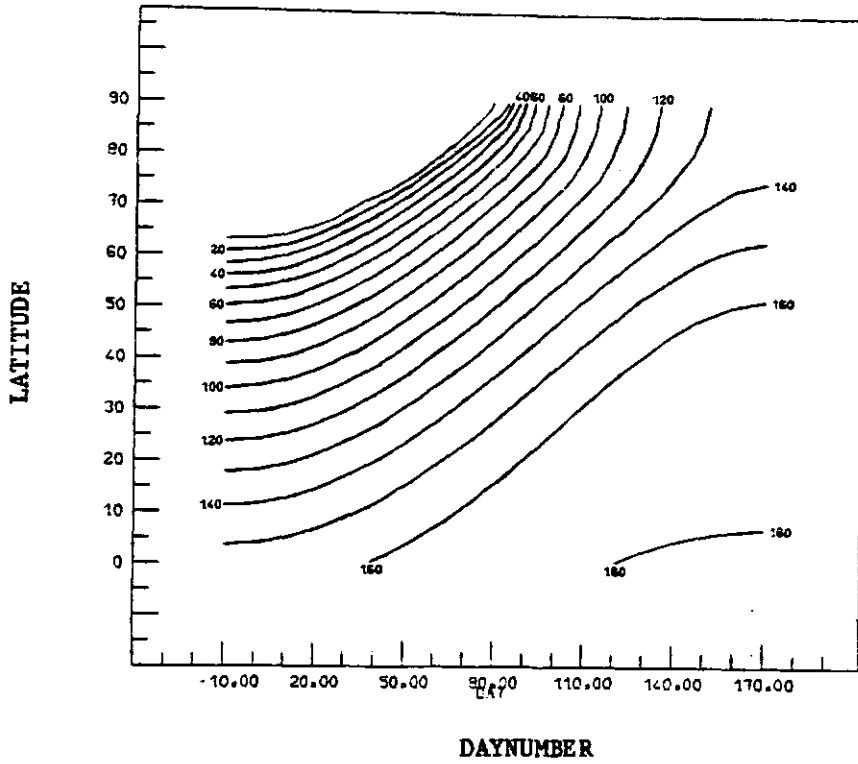


$dT = 10 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 8/8$ , Isolinienabstand = 5 m

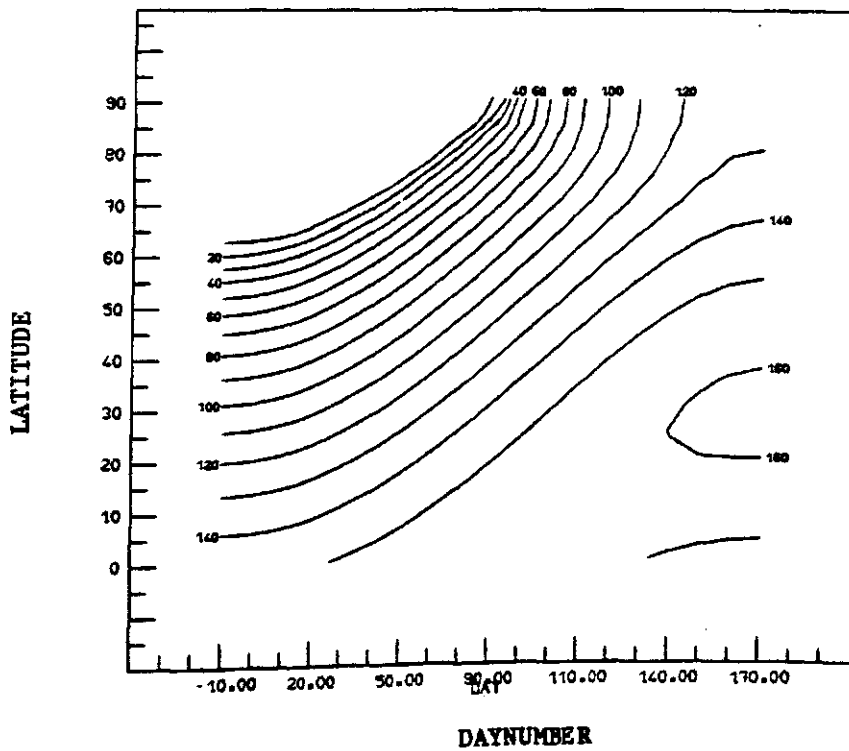
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.4 Tiefen konstanter Einstrahlung



$dT = 1 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 0/8$ , Isolinienabstand = 10 m



$dT = 1 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 2/8$ , Isolinienabstand = 10 m

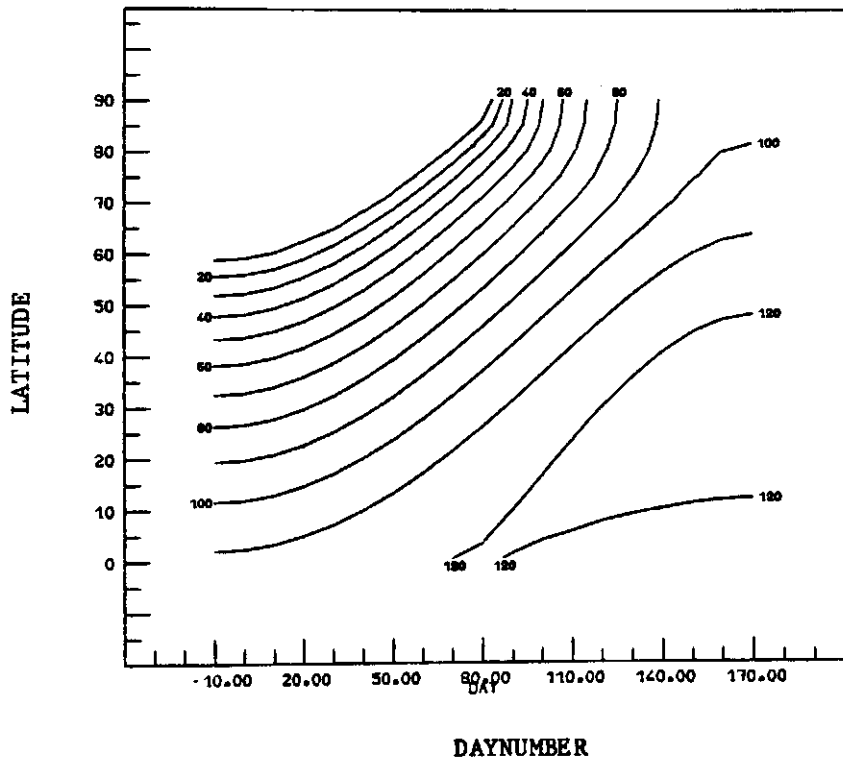
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.4 Tiefen konstanter Einstrahlung







$dT = 1 \text{ W/m}^2$ ,  $N = 8/8$ , Isolinienabstand = 10 m

5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.4 Tiefen konstanter Einstrahlung

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

5.1 "Horizontalschnitte" (Ordinate: Breite)

5.1.5 Erwärmungsraten auf konstanter Tiefe

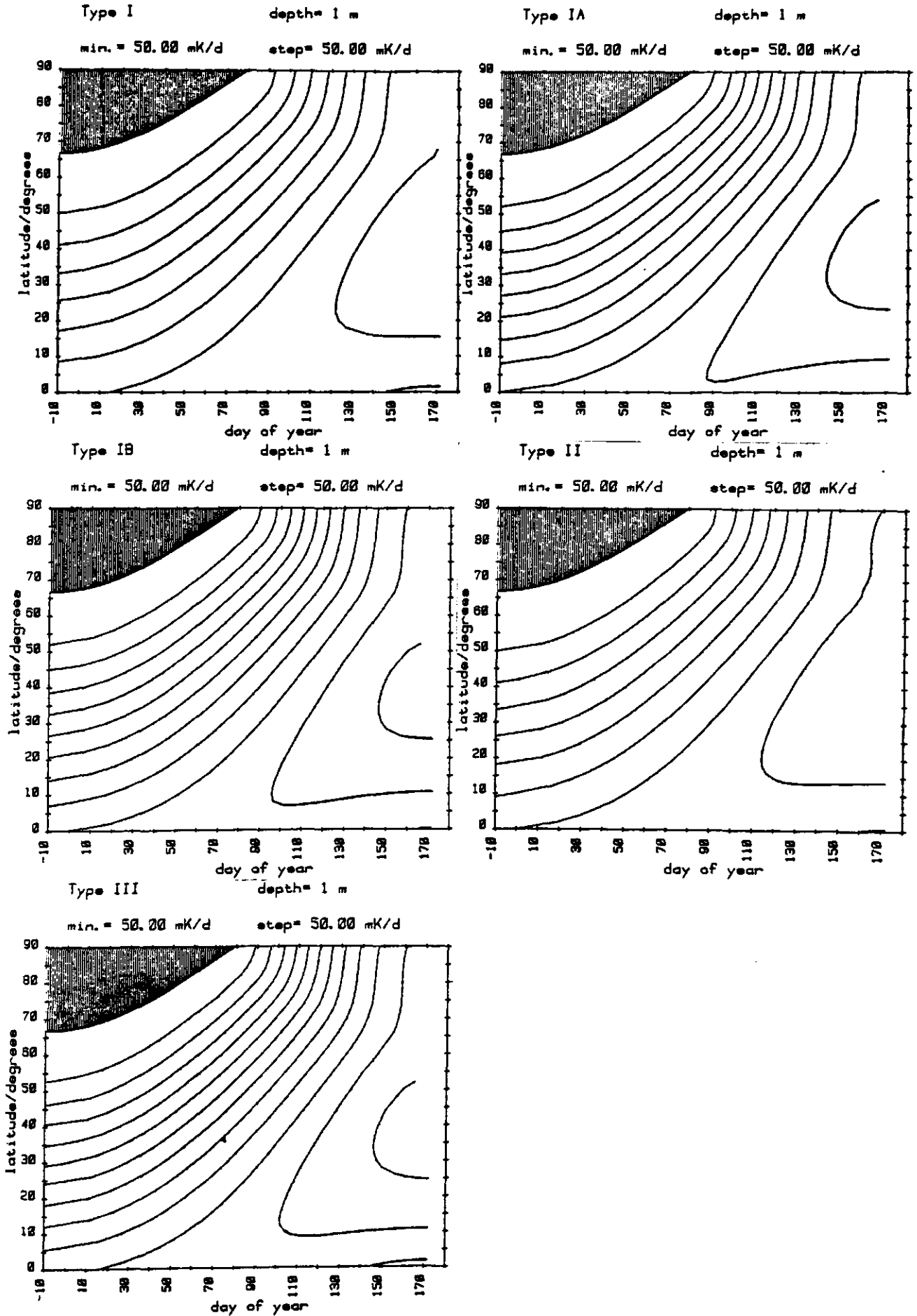
Variable:  $dT$  [mK/d] für  $z = \text{const.}$

Abzisse: Tag im Jahr

Ordinate: Breite

Parameter: Tiefe 1, 5, 10, 20, 30, 50, 75, 100 m

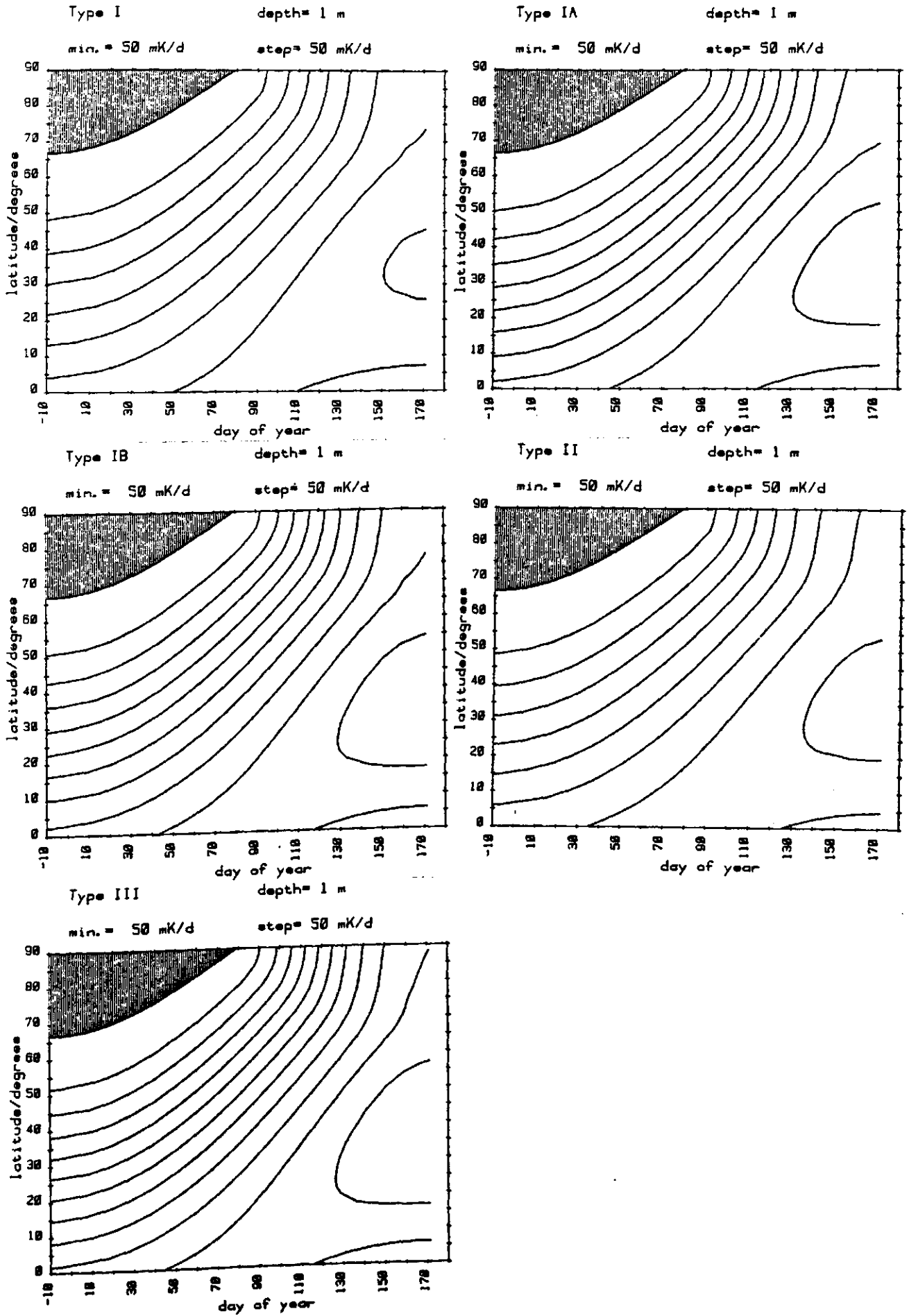
Trübung I, IA, IB, II, III



5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

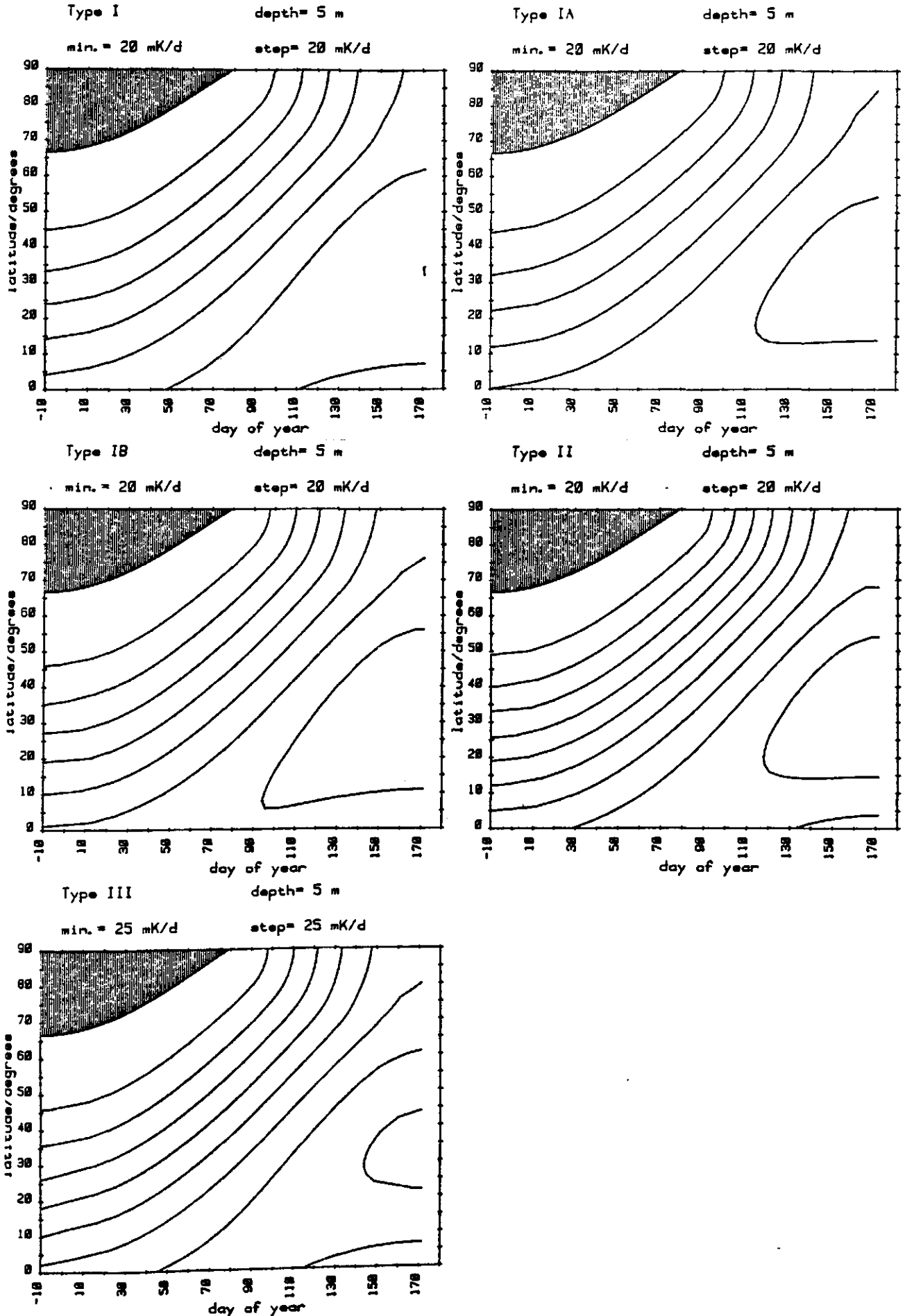
5.1.5 Erwärmungsraten auf konstanter Tiefe



5. Tagesmittel

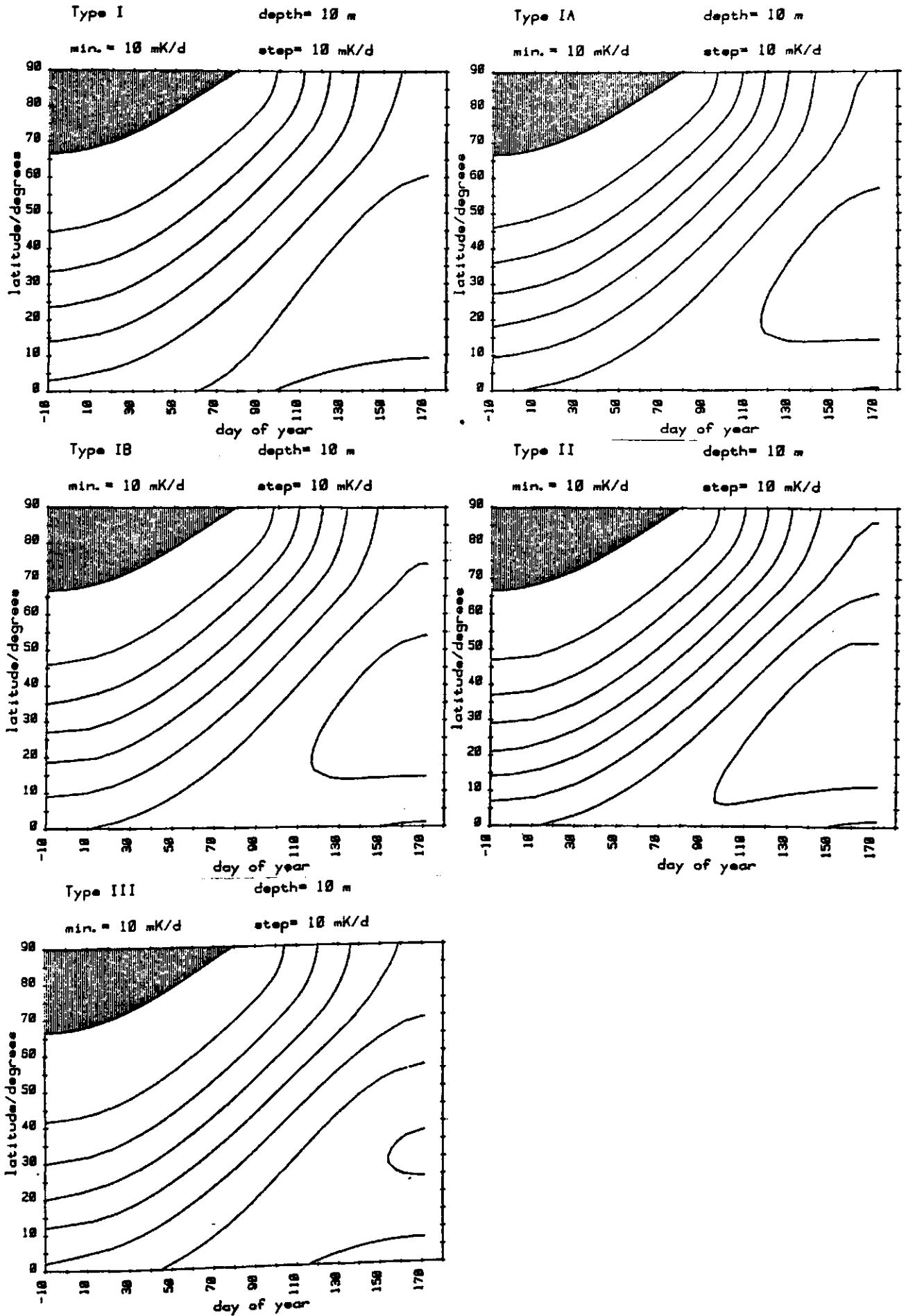
5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.5 Erwärmungsraten auf konstanter Tiefe



5. Tagesmittel

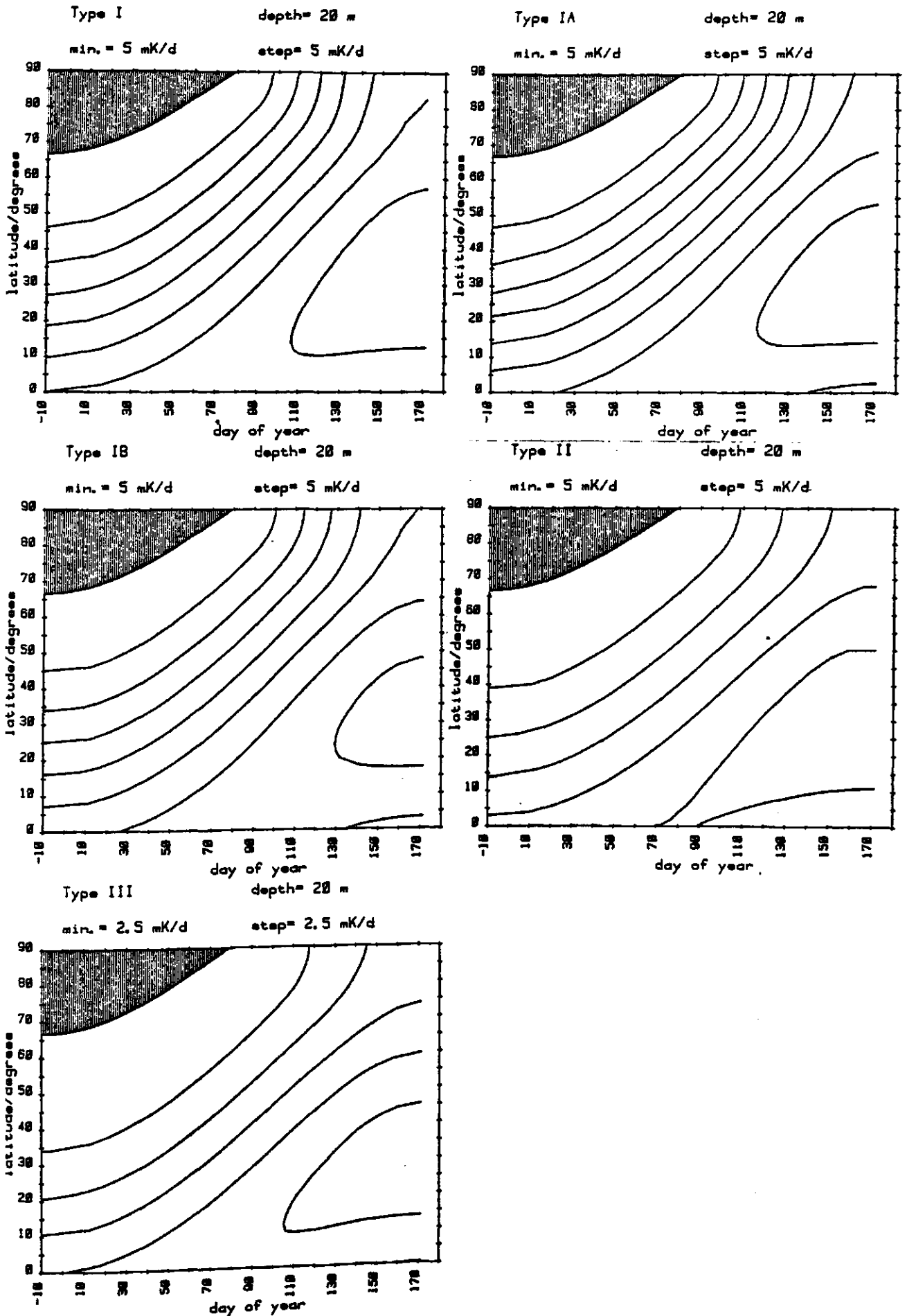
5.1 "Horizontalschnitte"  
" 5 Erwärmungsraten auf konstanter Tiefe



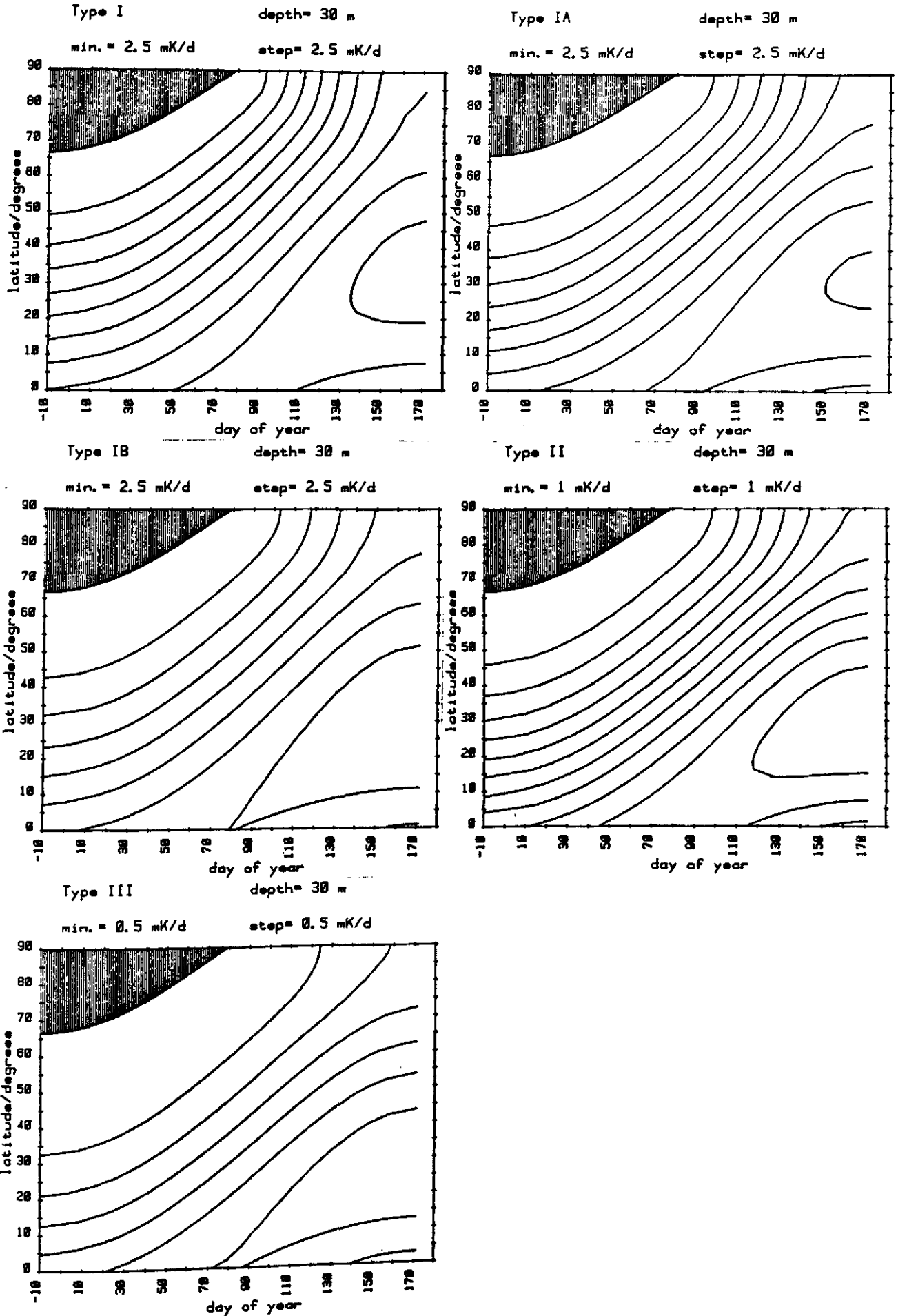
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.5 Erwärmungsraten auf konstanter Tiefe

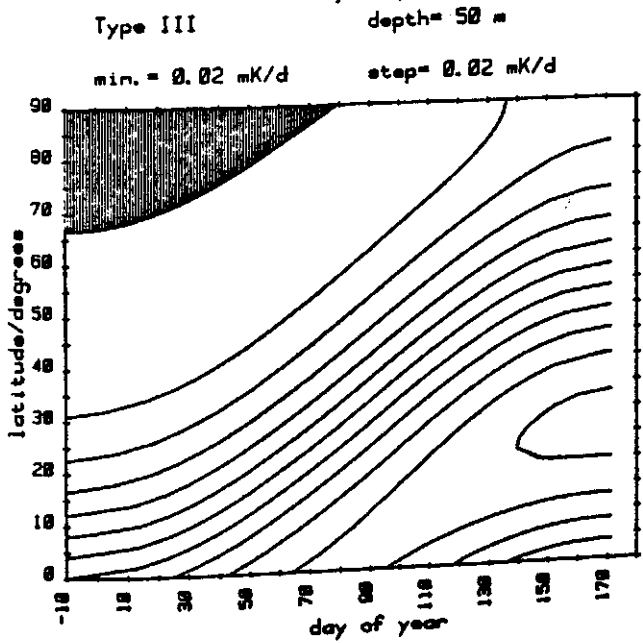
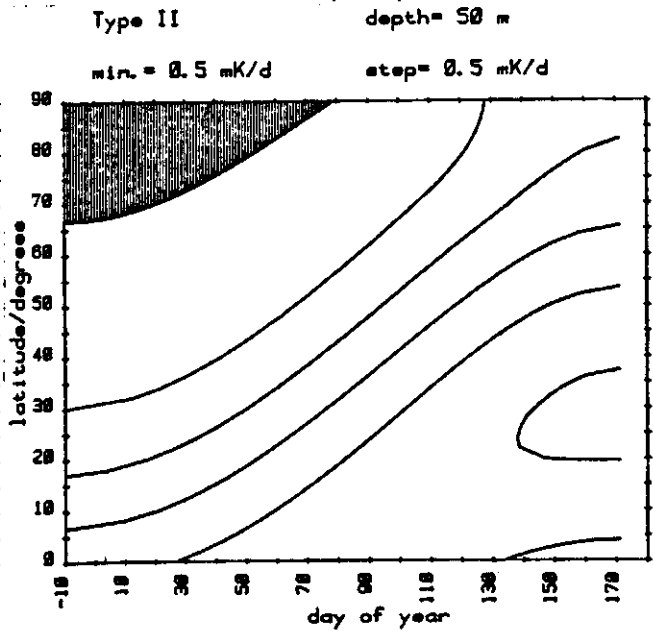
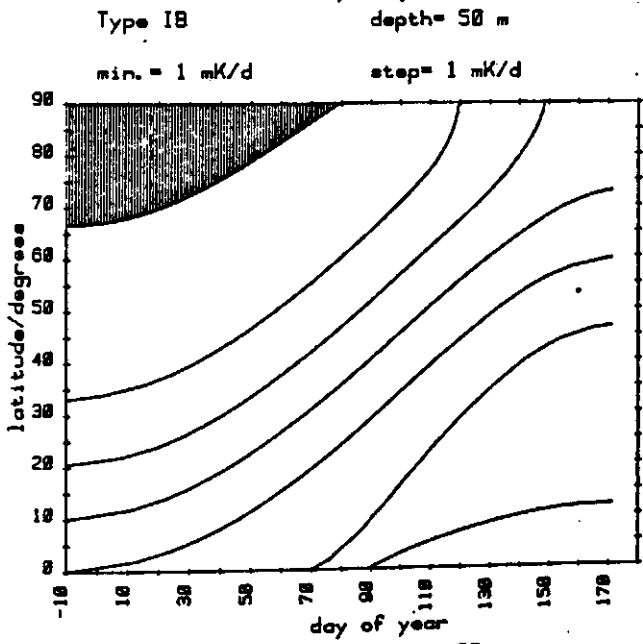
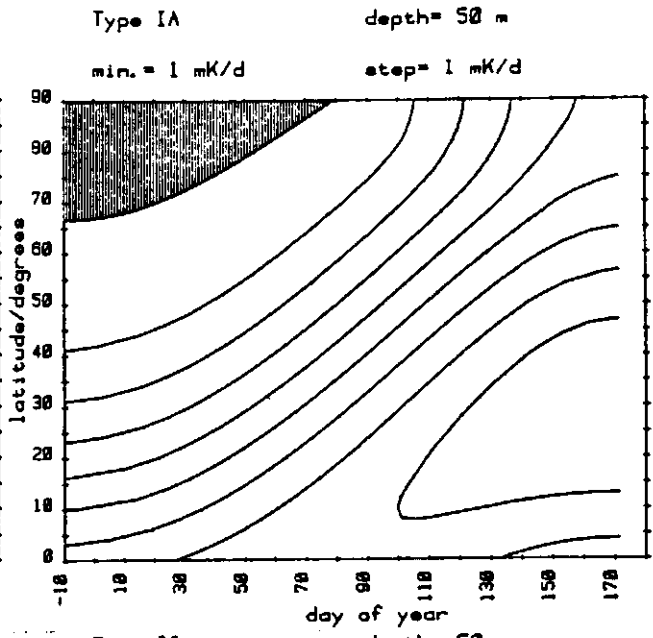
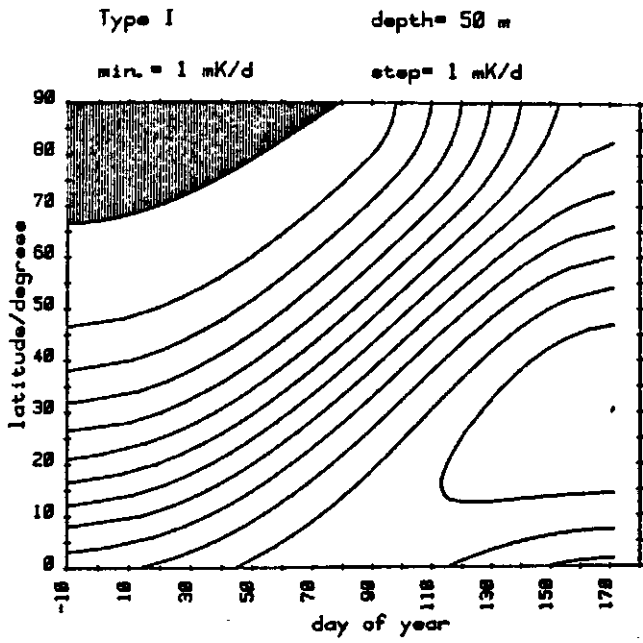






5. Tagesmittel

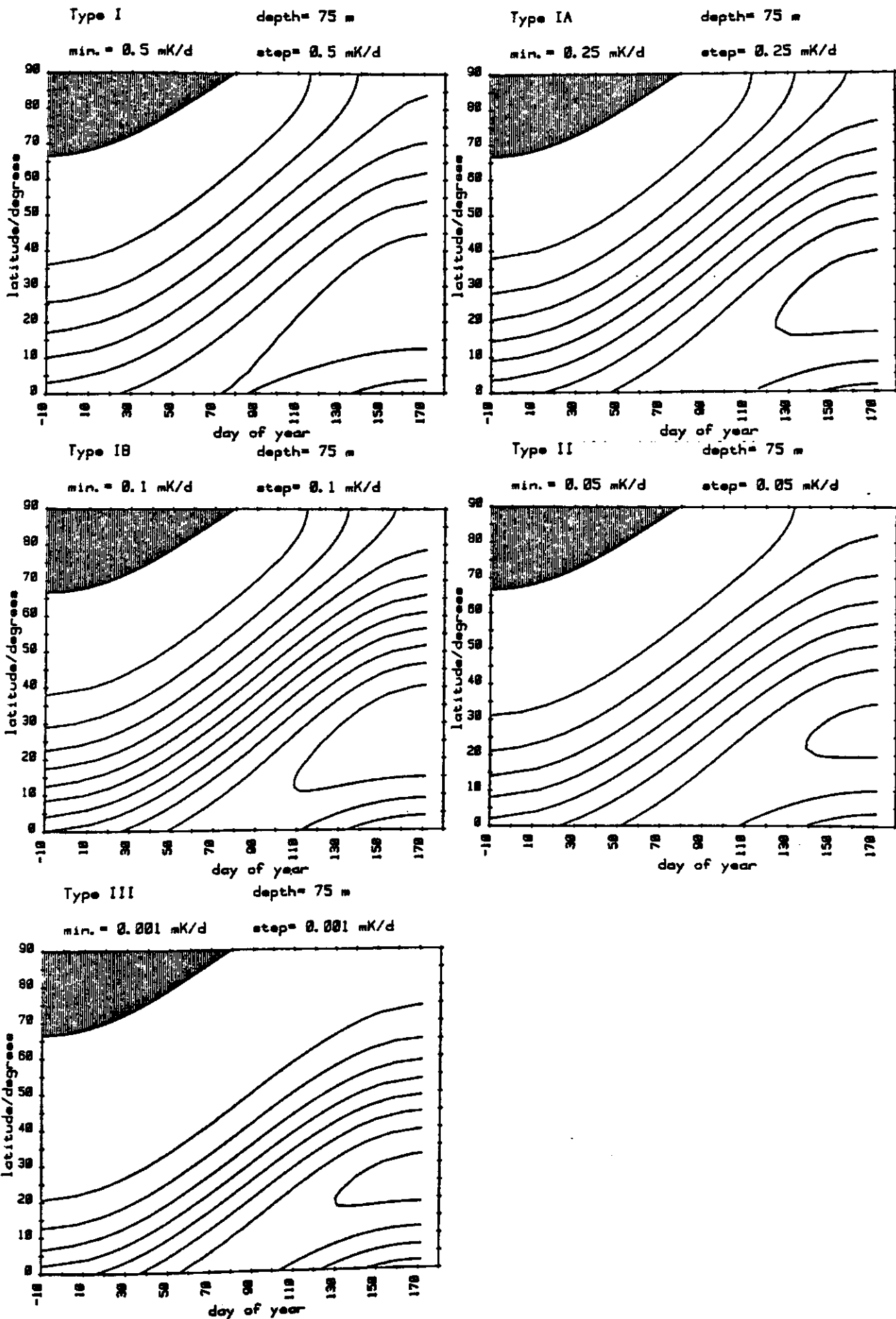
5.1 "Horizontalschnitte"  
5.1.5 Erwärmungsraten auf konstanter Tiefe



5. Tagesmittel

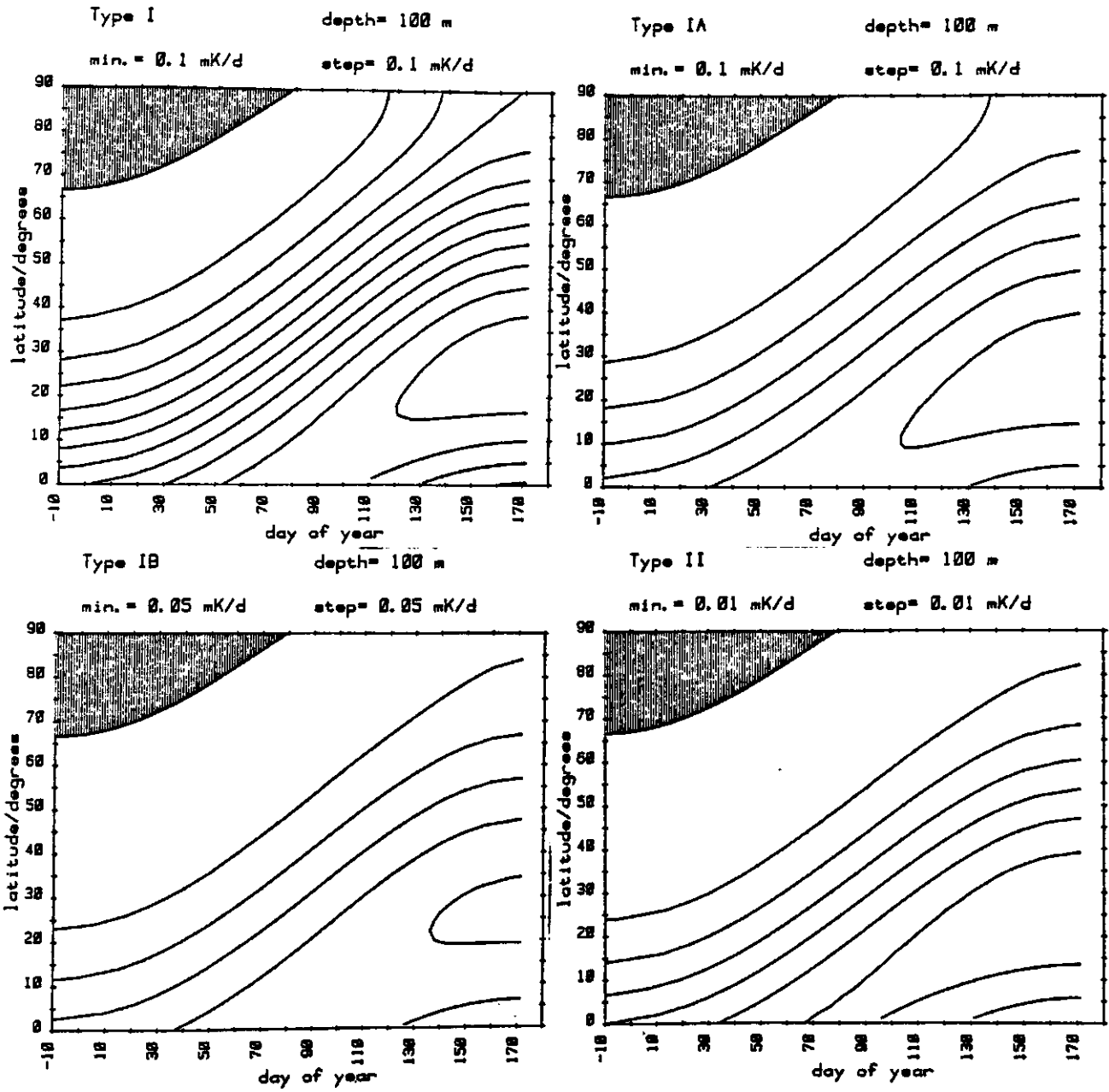
5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.5 Erwärmungsraten auf konstanter Tiefe



5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"  
5.1.5 Erwärmungsraten auf konstanter Tiefe



5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.5 Erwärmungsraten auf konstanter Tiefe

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

5.1 "Horizontalschnitte" (Ordinate: Breite)

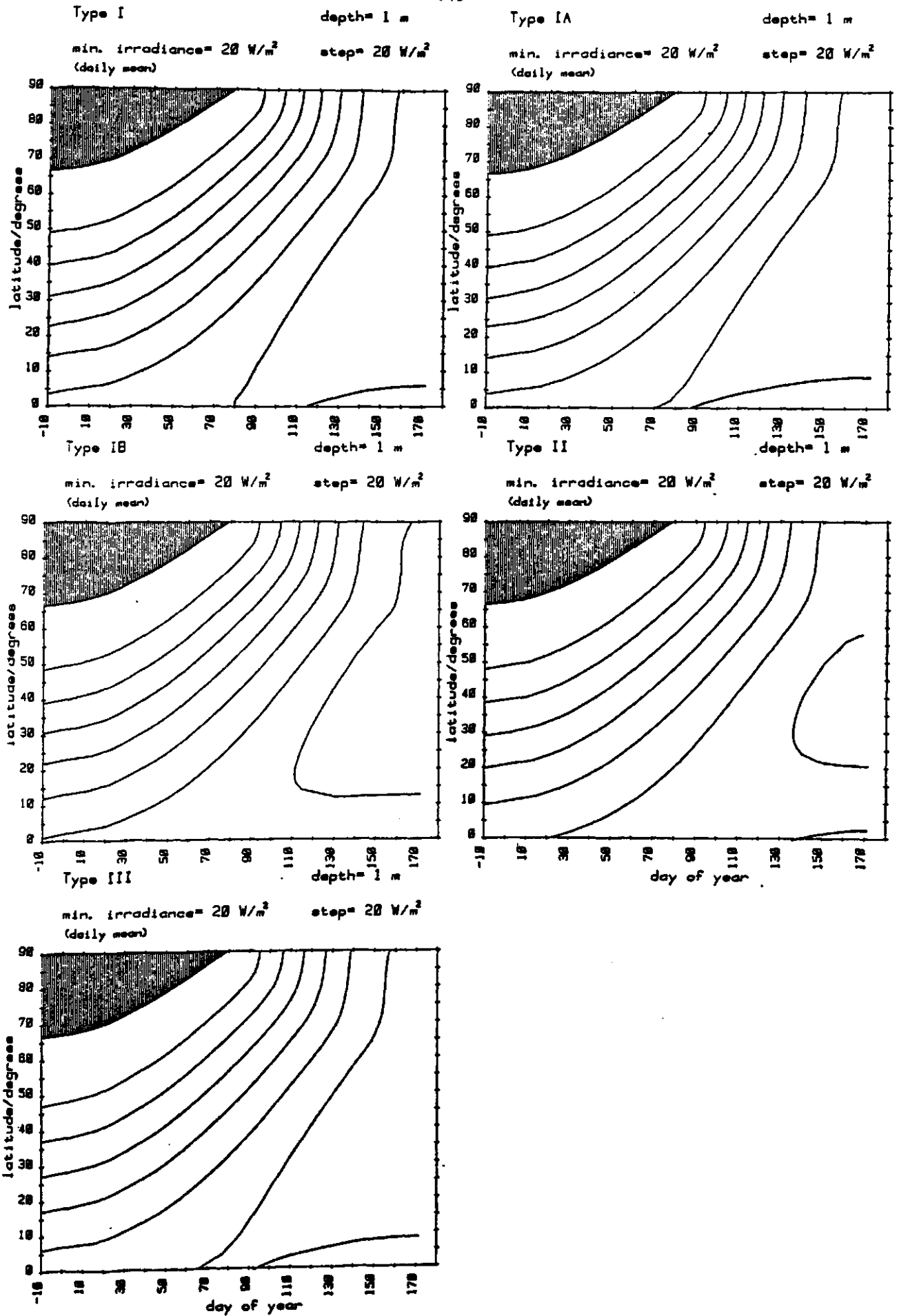
5.1.6 Einstrahlung auf konstanter Tiefe

Variable: Einstrahlung  $\bar{I}$  [ $W/m^2$ ] für  $z = \text{const.}$

Abzisse: Tag im Jahr

Ordinate: Breite

Parameter: Tiefe 1, 5, 10, 20, 30, 50, 75, 100 m  
Trübung I, IA, IB, II, III



5. Tagesmittel

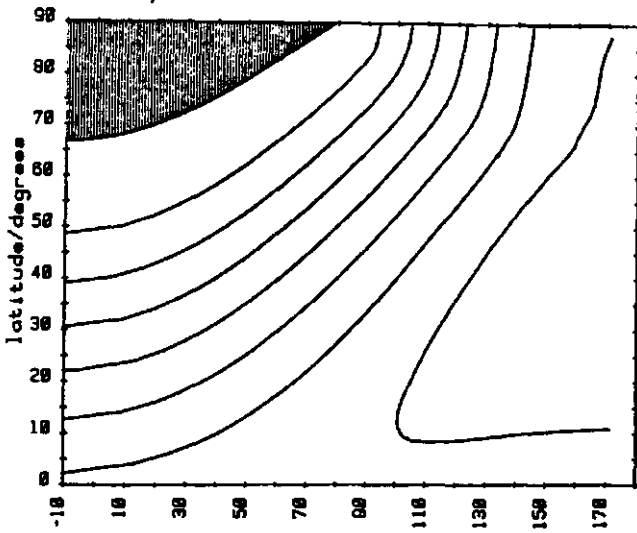
5.1 "Horizontalschnitte"  
5.1.6 Einstrahlung auf konstanter Tiefe

Type I

depth= 1 m

min. irradiance= 20 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

step= 20 W/m<sup>2</sup>

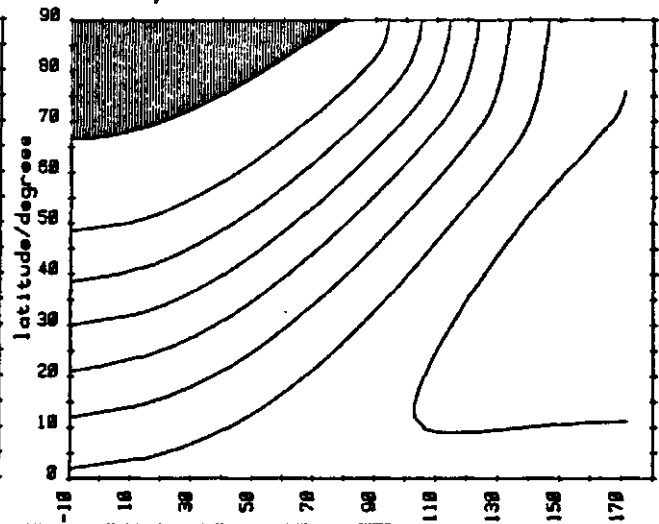


Type IA

depth= 1 m

min. irradiance= 20 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

step= 20 W/m<sup>2</sup>

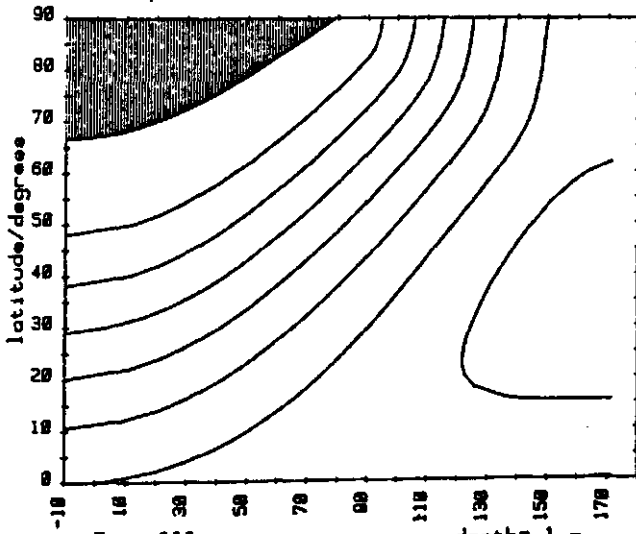


Type IB

depth= 1 m

min. irradiance= 20 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

step= 20 W/m<sup>2</sup>

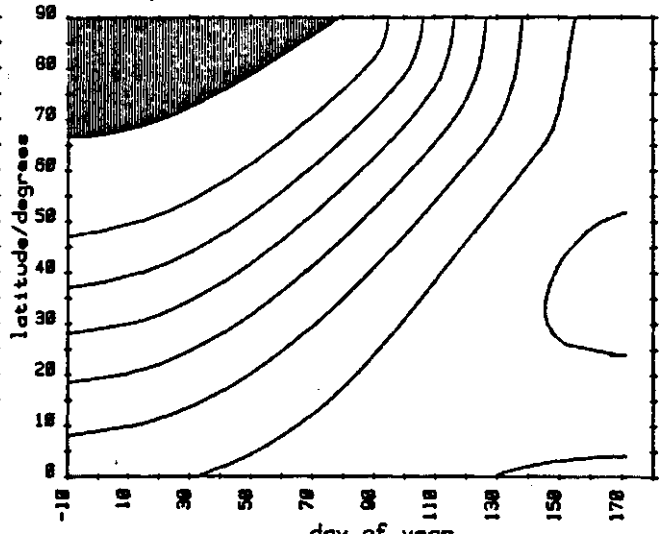


Type II

depth= 1 m

min. irradiance= 20 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

step= 20 W/m<sup>2</sup>

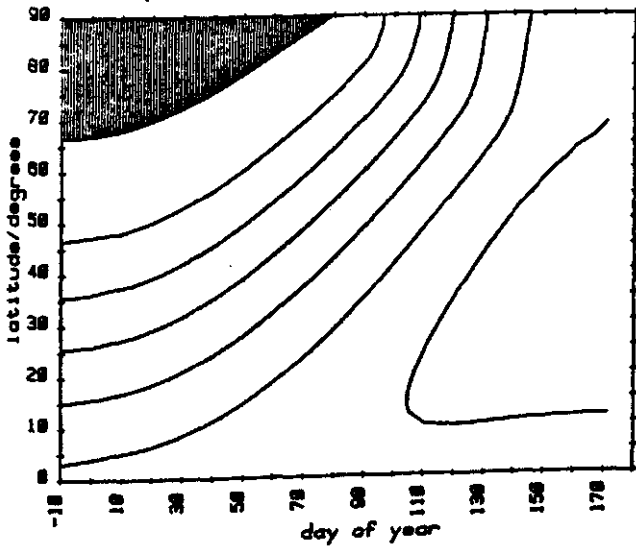


Type III

depth= 1 m

min. irradiance= 20 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

step= 20 W/m<sup>2</sup>

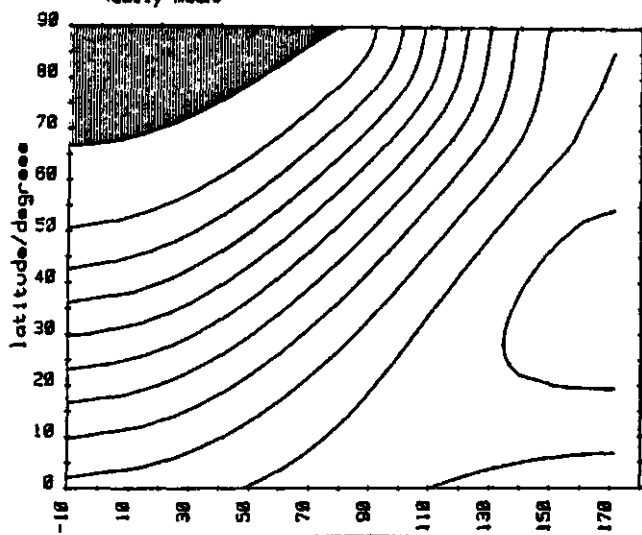


## 5. Tagesmittel

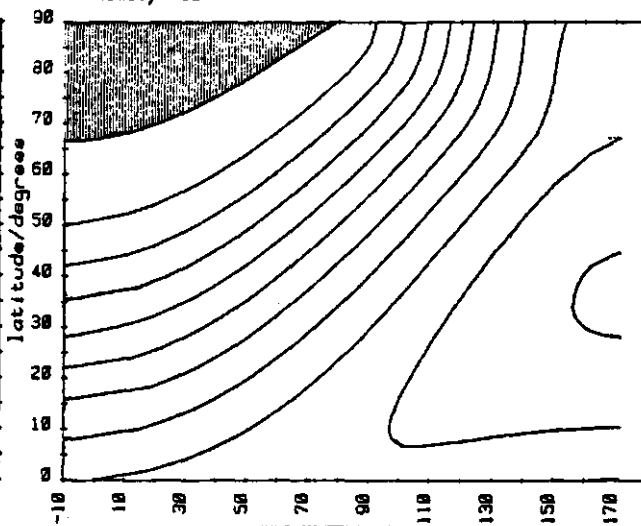
### 5.1 "Horizontalschnitte"

#### 5.1.6 Einstrahlung auf konstanter Tiefe

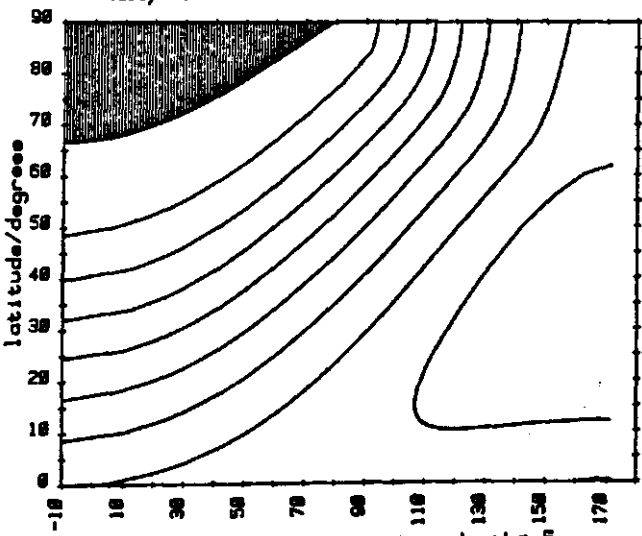
Type I  
depth= 5 m  
min. irradiance= 10 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean) step= 10 W/m<sup>2</sup>



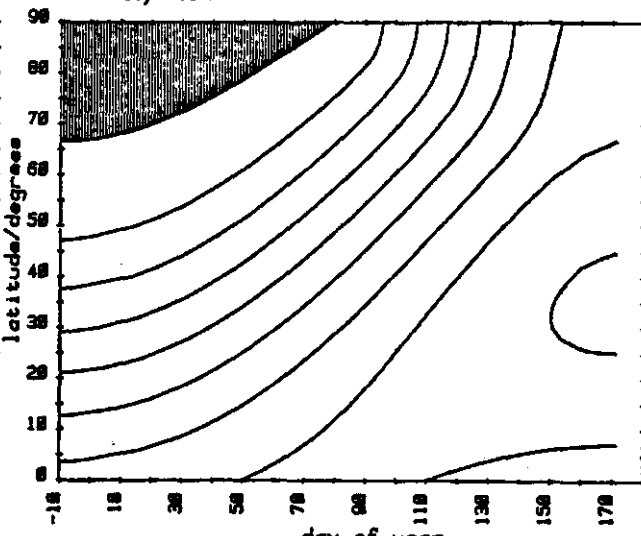
Type IA  
depth= 5 m  
min. irradiance= 10 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean) step= 10 W/m<sup>2</sup>



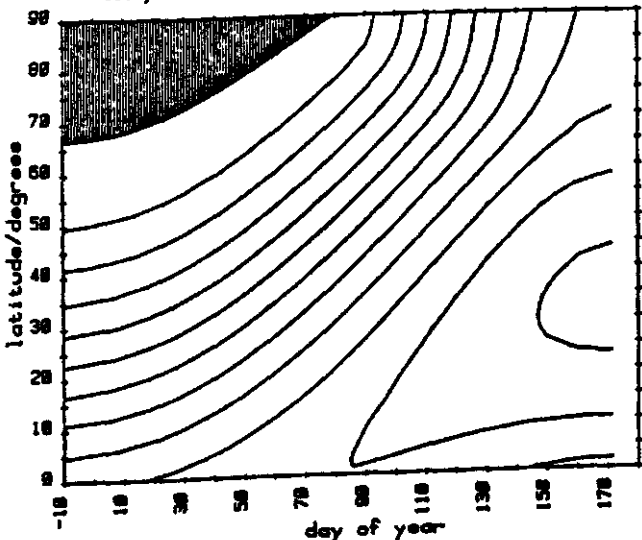
Type IB  
depth= 5 m  
min. irradiance= 10 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean) step= 10 W/m<sup>2</sup>



Type II  
depth= 5 m  
min. irradiance= 10 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean) step= 10 W/m<sup>2</sup>



Type III  
depth= 5 m  
min. irradiance= 5 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean) step= 5 W/m<sup>2</sup>



5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"  
die W. strahlung auf k. rat. at r. Ti. f.

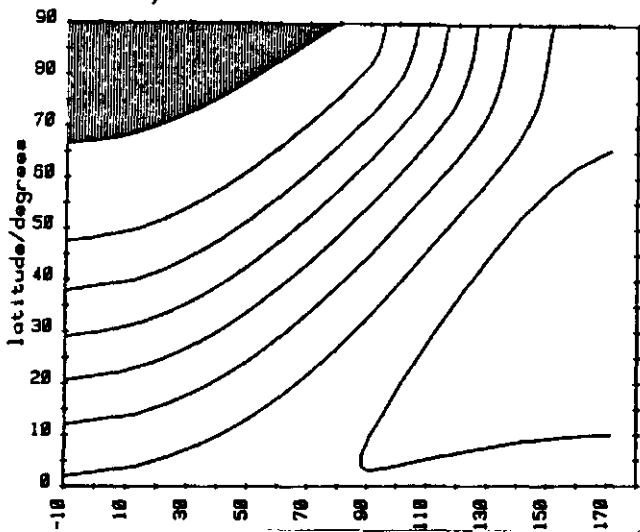


Type I

depth= 10 m

min. irradiance= 10 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

step= 10 W/m<sup>2</sup>

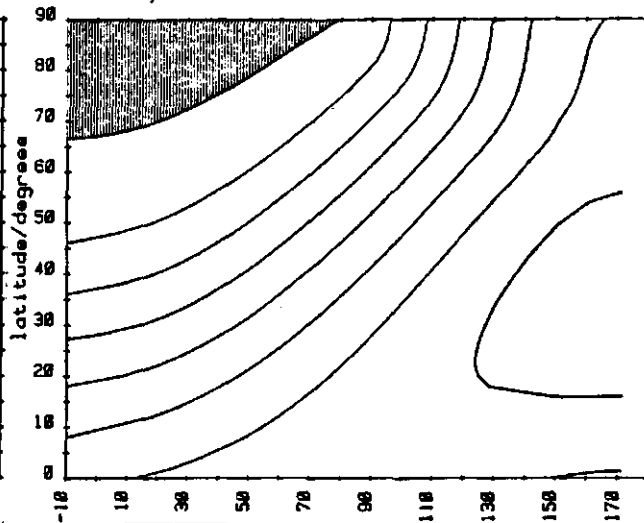


Type IA

depth= 10 m

min. irradiance= 10 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

step= 10 W/m<sup>2</sup>

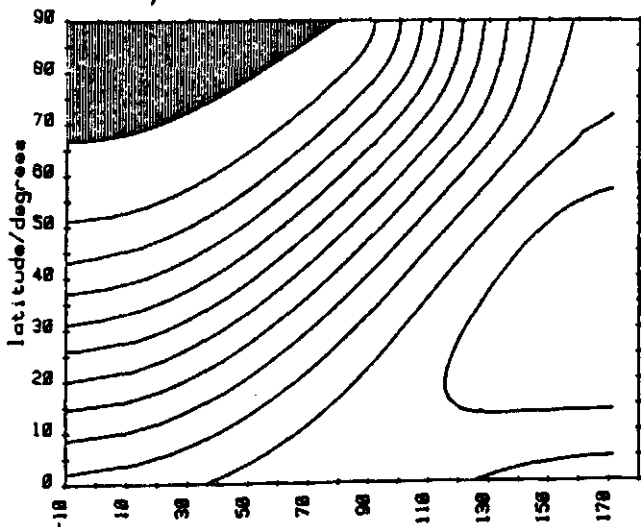


Type IB

depth= 10 m

min. irradiance= 5 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

step= 5 W/m<sup>2</sup>

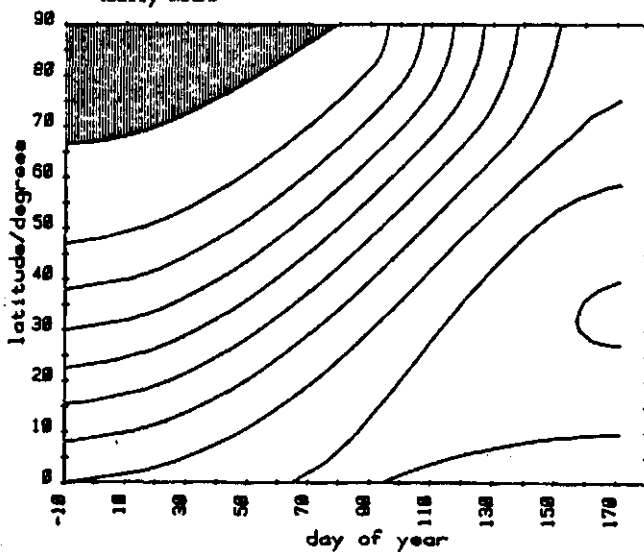


Type II

depth= 10 m

min. irradiance= 5 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

step= 5 W/m<sup>2</sup>

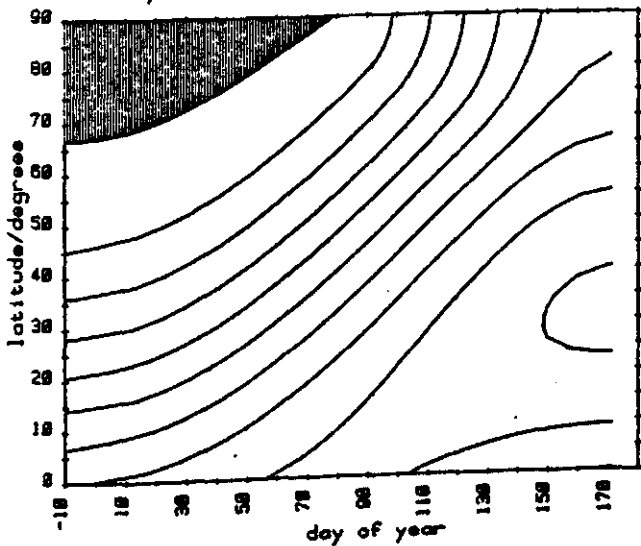


Type III

depth= 10 m

min. irradiance= 2.5 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

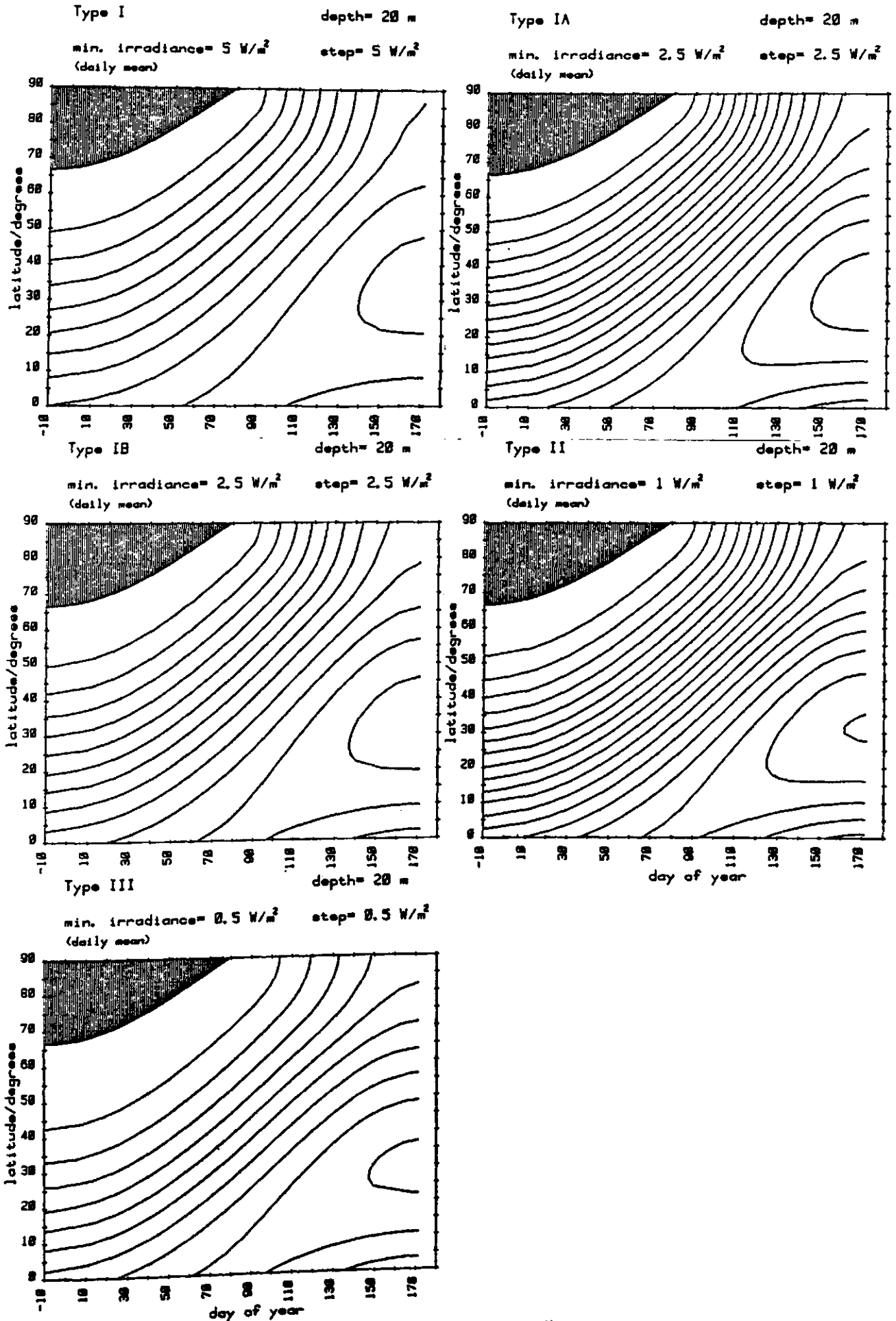
step= 2.5 W/m<sup>2</sup>



5. Tag s irtel

5.1 "Horizontalschnitte"

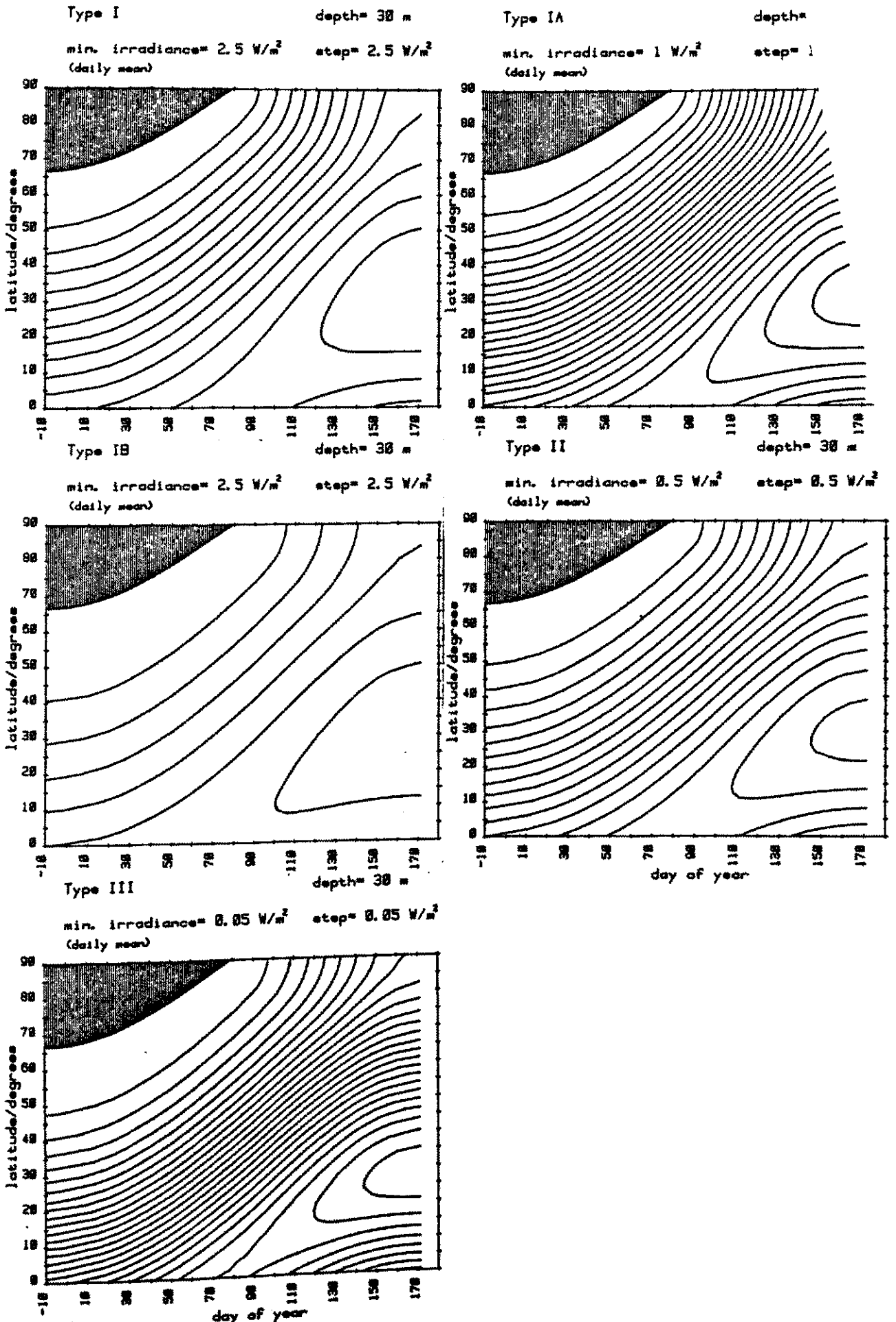
z. pr. flur g. of konstanter Tiefe



5. Tagesmittel

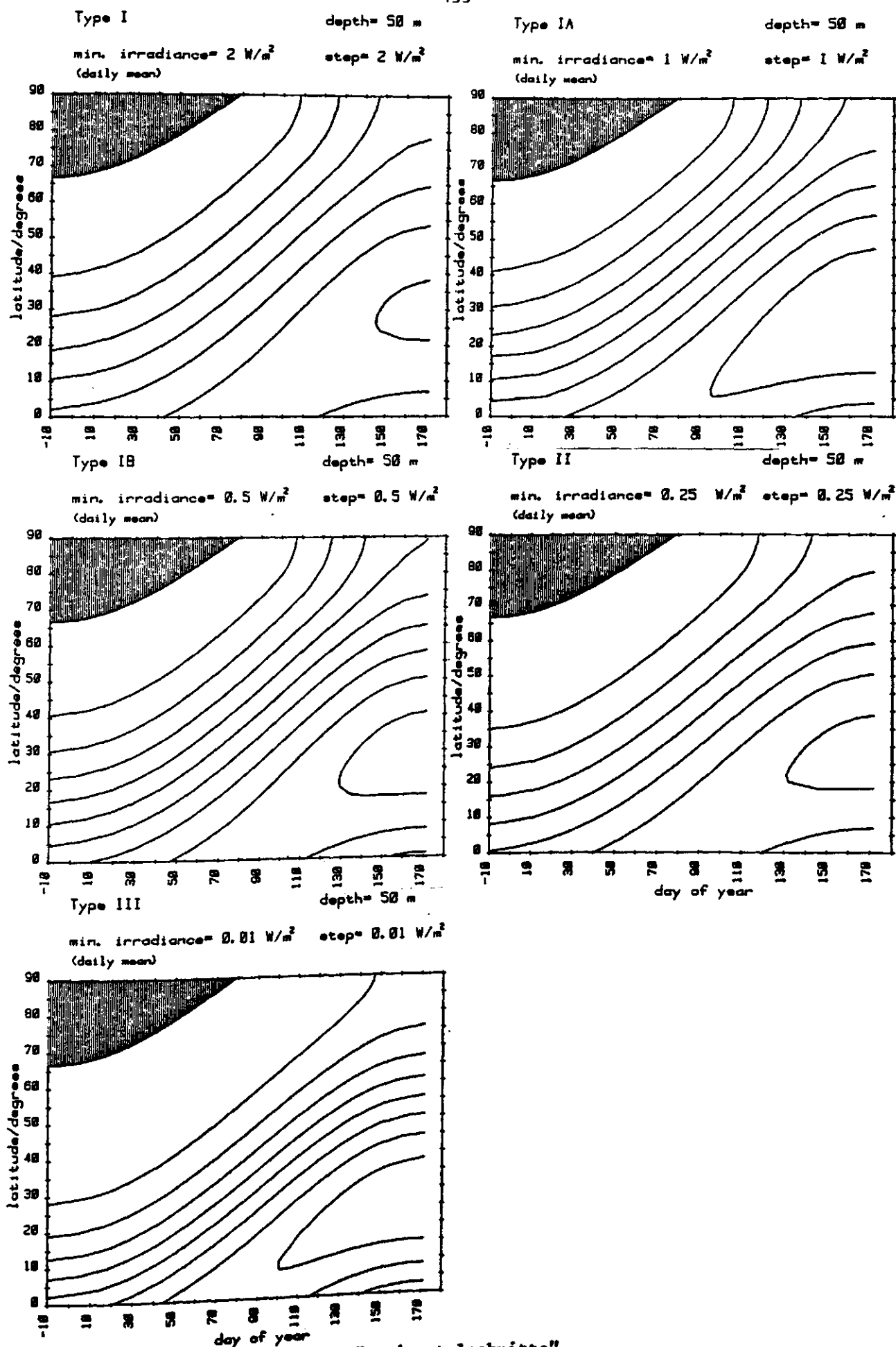
5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.6 Einstrahlung auf konstanter Tiefe



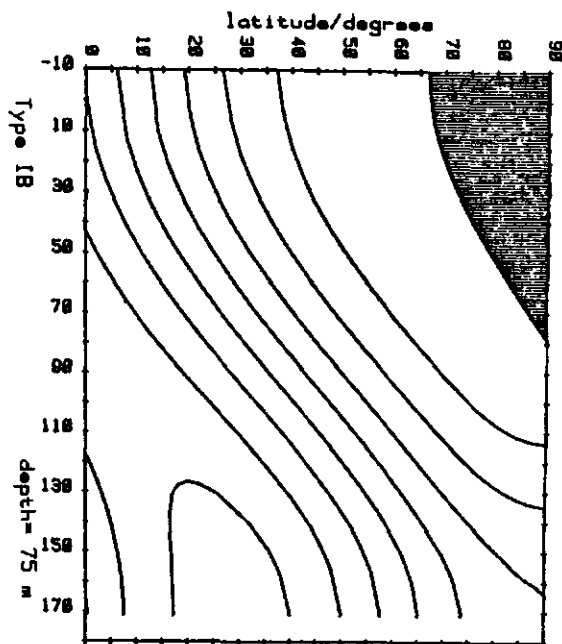
5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"  
5.1.6 Einstrahlung auf konstante

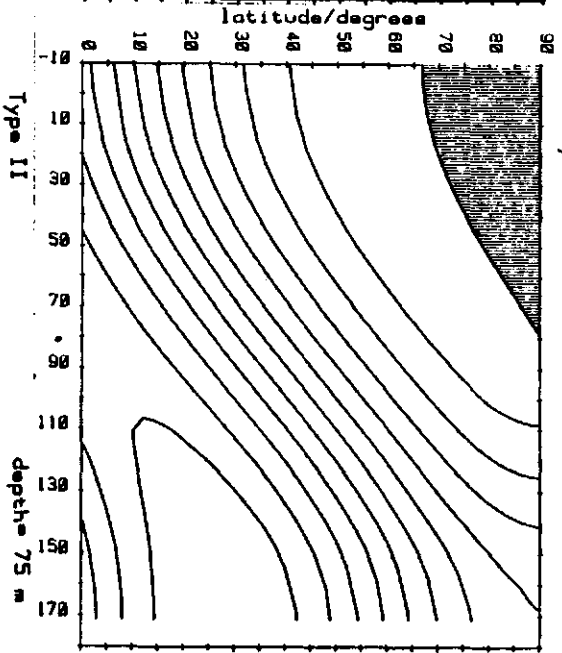


5.1. "Horizontalschnitte"

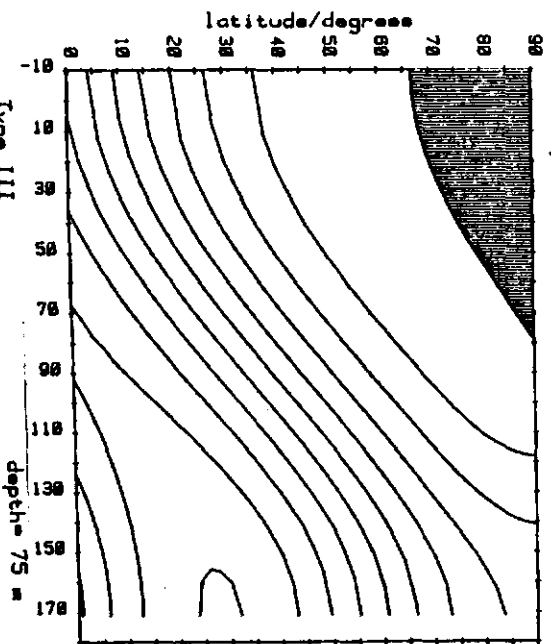
Type I  
depth= 75 m  
min. irradiance= 0.5 W/m<sup>2</sup> step= 0.5 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)



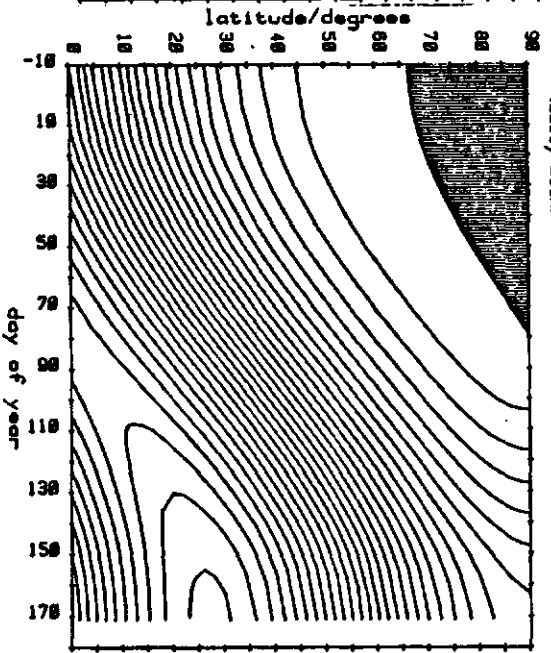
Type IA  
depth= 75 m  
min. irradiance= 0.2 W/m<sup>2</sup> step= 0.2 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)



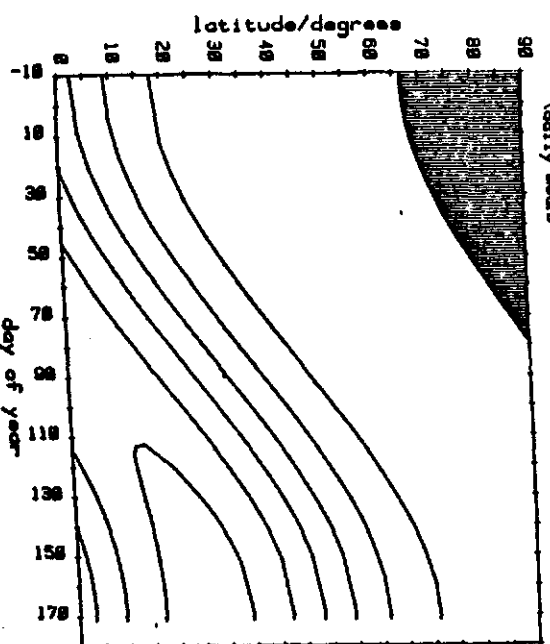
Type IB  
min. irradiance= 0.1 W/m<sup>2</sup> step= 0.1 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)



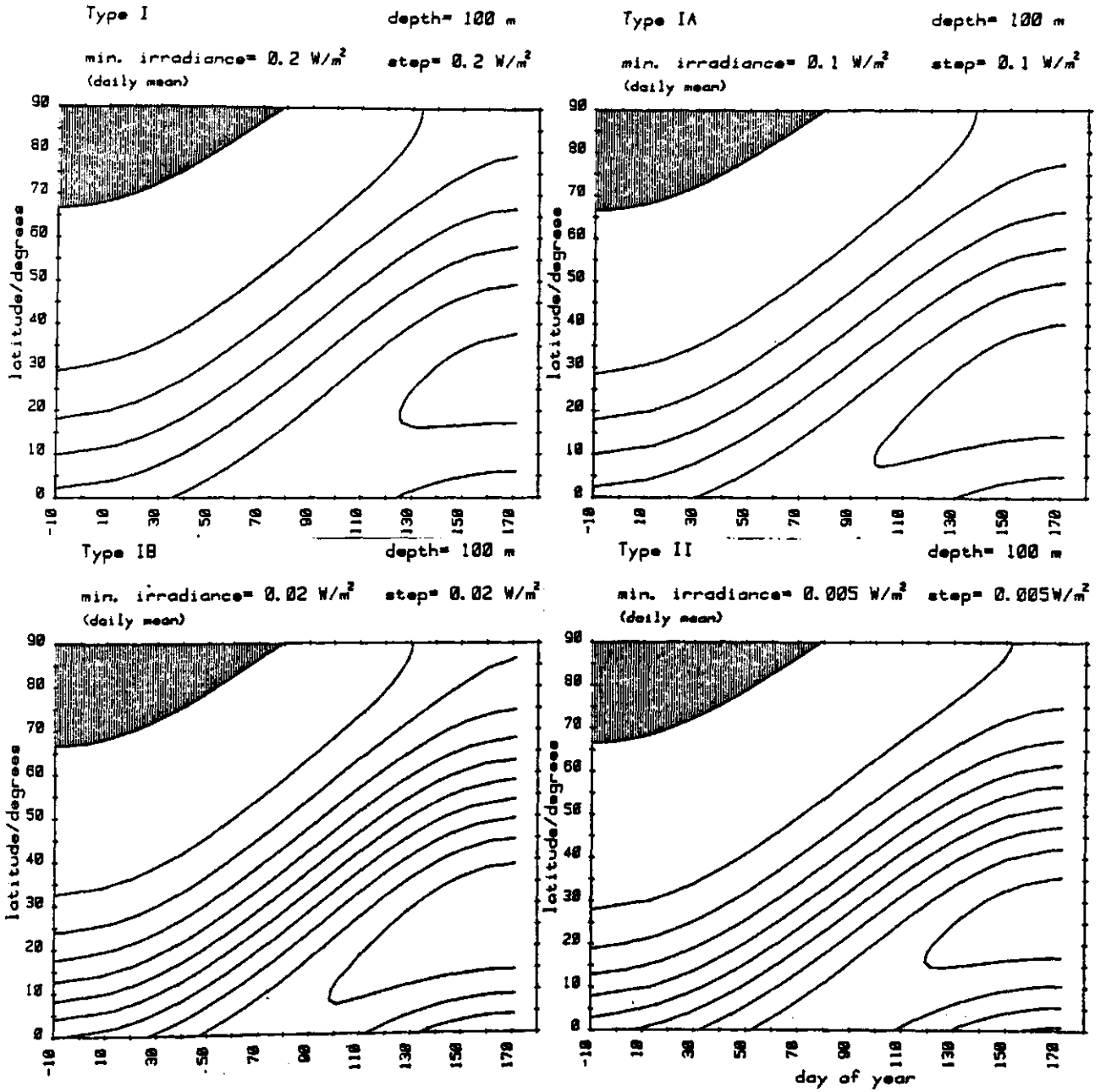
Type II  
min. irradiance= 0.01 W/m<sup>2</sup> step= 0.01 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)



Type III  
min. irradiance= 0.5 W/m<sup>2</sup> step= 0.5 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)



5.1 "Horizontalachnitte" f i r r e r r i r



5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.6 Einstrahlung auf konstanter Tiefe

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

5.1 "Horizontalschnitte" (Ordinate: Breite)

5.1.7 Einstrahlung an der Oberfläche

Variable: Einstrahlung  $\bar{I}$  [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] für  $z = 0$

Abzisse: Tag im Jahr

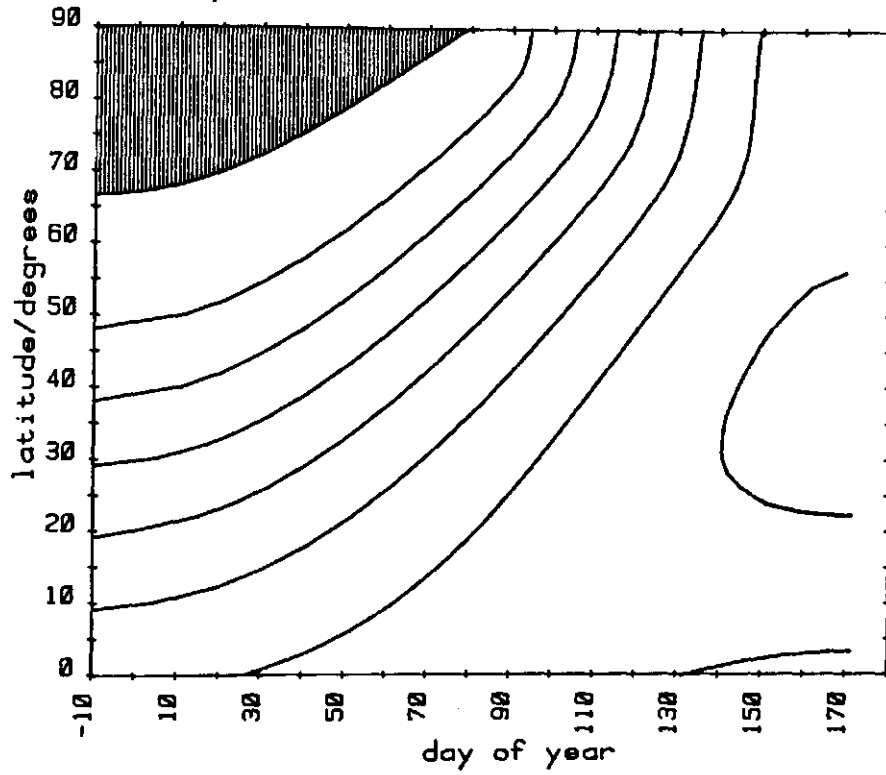
Ordinate: Breite

Parameter: keine (wolkenfreie "Standardatmosphäre")

depth= 0 m

min. irradiance= 50 W/m<sup>2</sup>  
(daily mean)

step= 50 W/m<sup>2</sup>



5. Tagesmittel

5.1 "Horizontalschnitte"

5.1.7 Einstrahlung an der Oberfläche



5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

5.2 "Vertikalschnitte" (Ordinate: Tiefe)

5.2.1 Erwärmungsraten entlang eines Meridians

Variable:  $dT[\text{mK/d}] = 200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2$

Abzisse: Breite

Ordinata: Tiefe

Parameter: Tag im Jahr

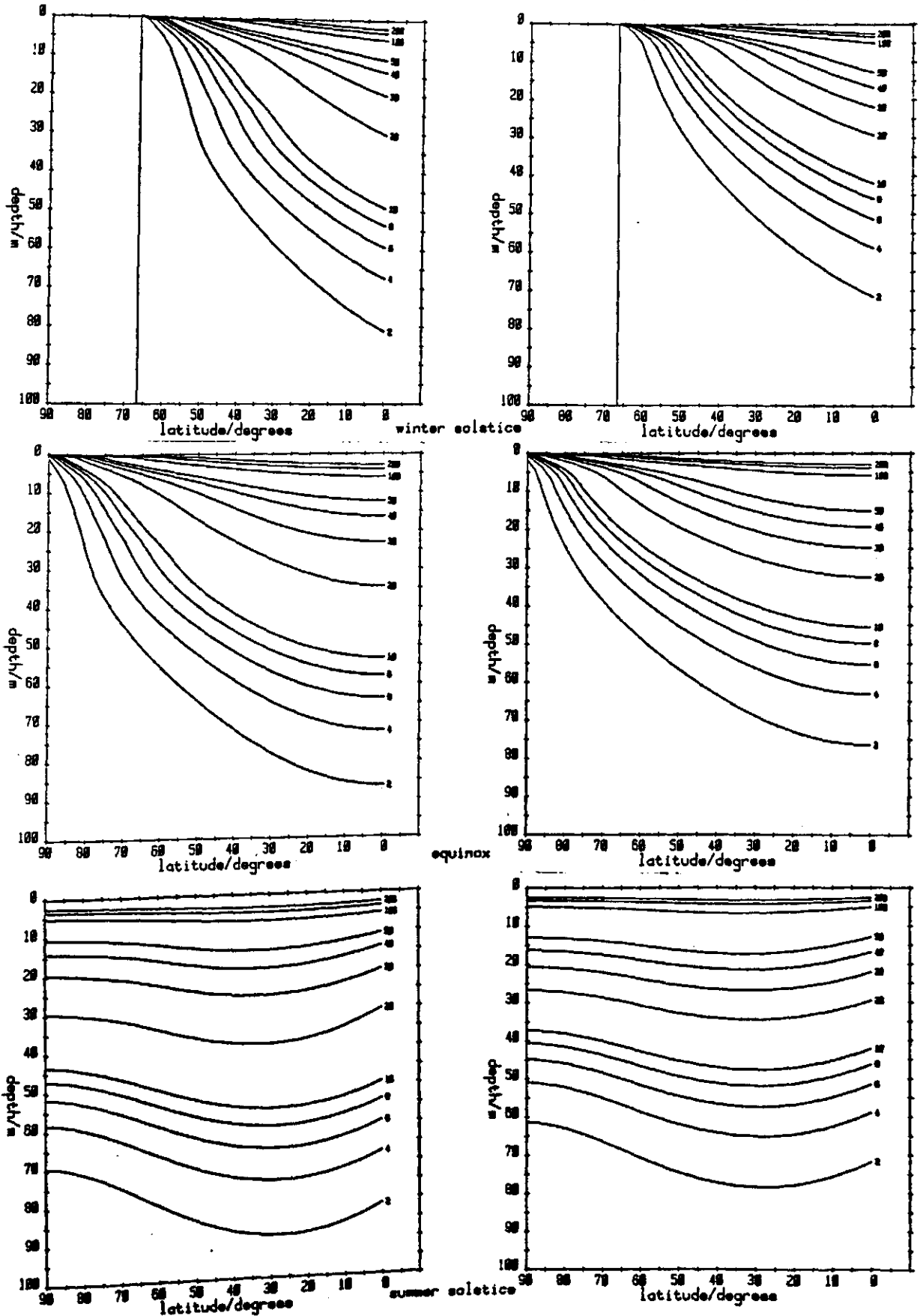
WS, SS, E

Trübung

I, IA, IB, II, III

Type I  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d

Type IA  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d

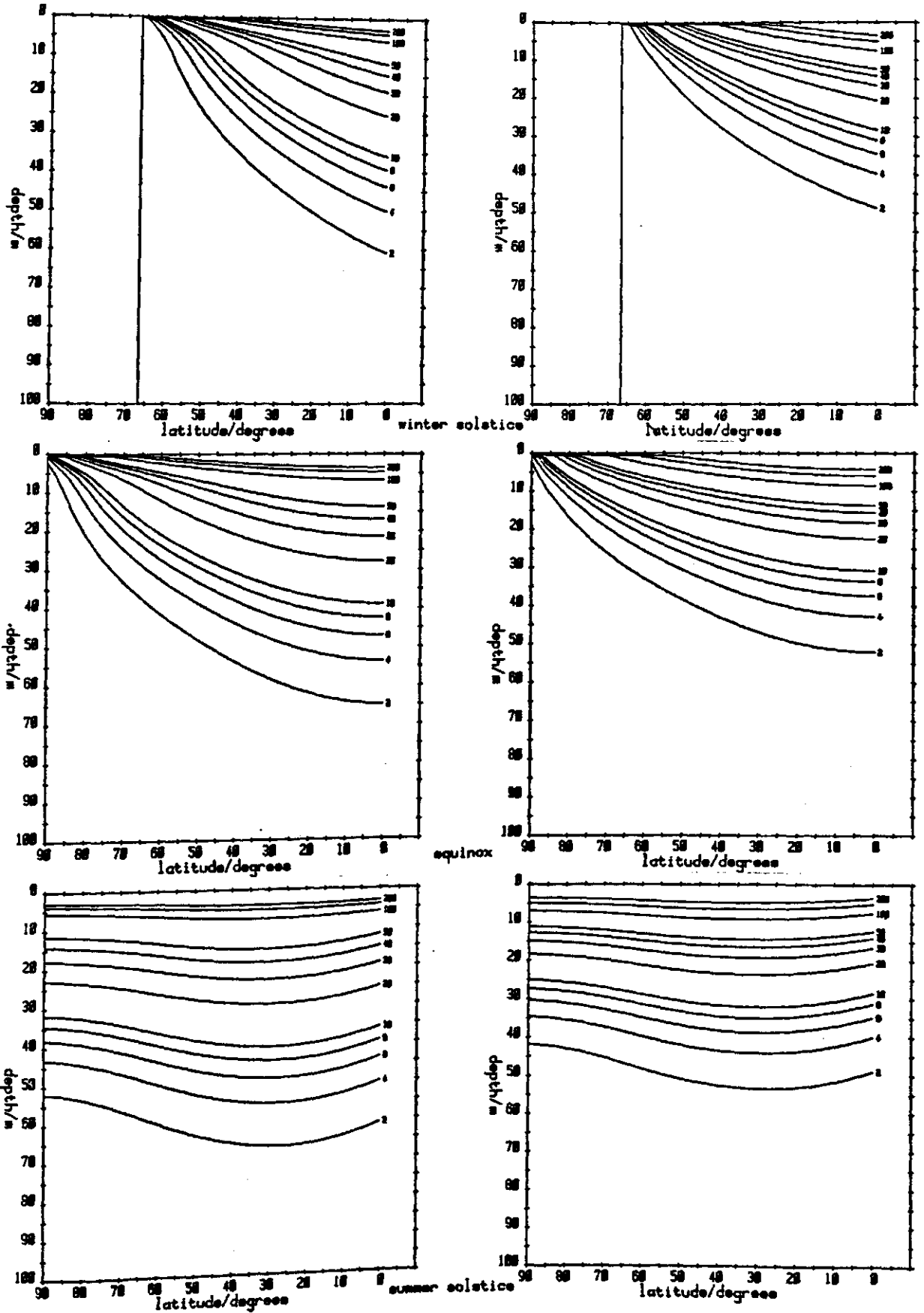


5. Tagesmittel

5.2 "Vertikalschnitte"  
5.2.1 Erwärmungsraten entlang eines Meridians

Type I B  
 heating rates=  
 200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d

Type II  
 heating rates=  
 200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d

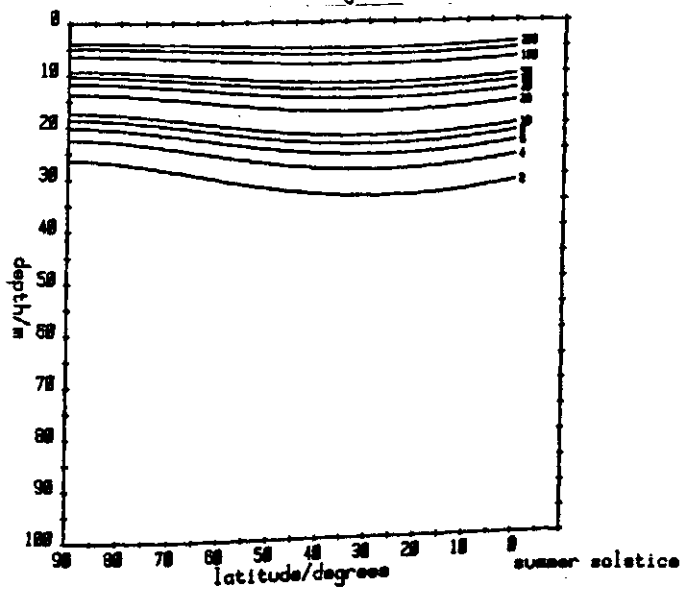
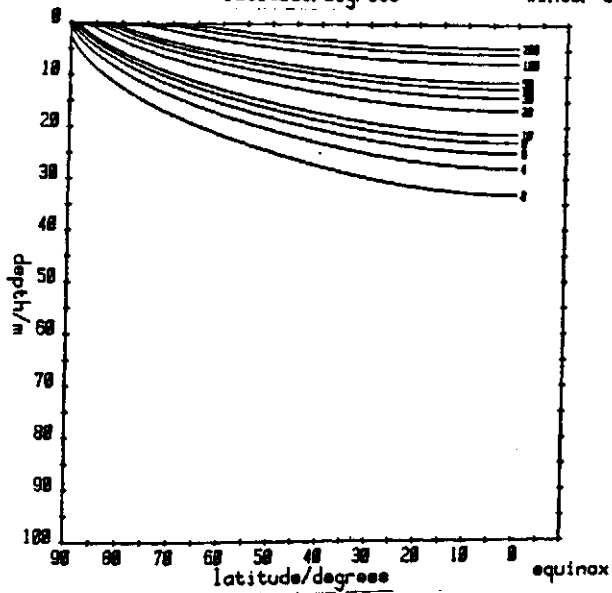
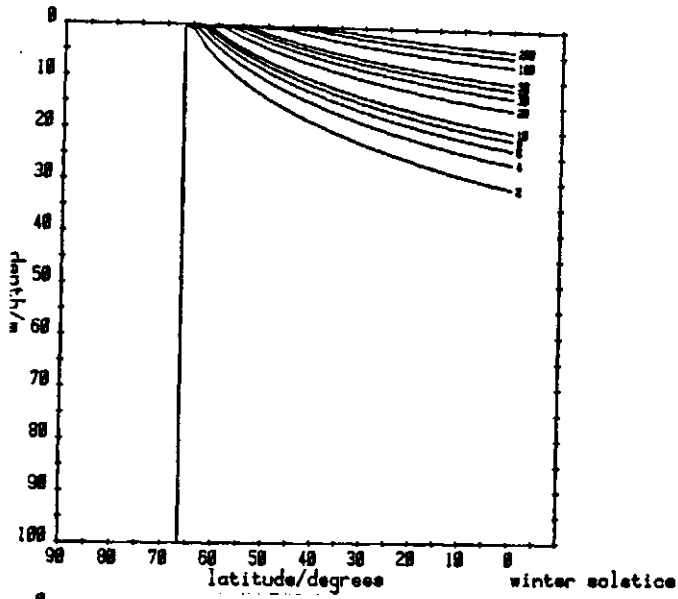


5. Tagesmittel

5.2 "Vertikalschnitte"

5.2.1 Erwärmungsraten entlang eines Meridians

Type III  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



5. Tagesmittel

5.2 "Vertikalschnitte"

5.2.1 Erwärmungsraten entlang eines Meridians

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

5.2 "Vertikalschnitte" (Ordinate: Tiefe)

5.2.2 Jahresgang der Erwärmungsraten

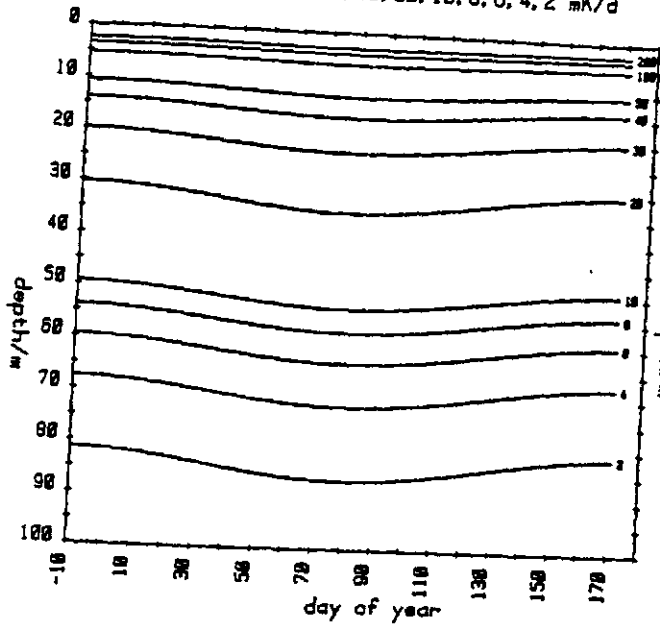
Variable:  $dT [\text{mK/d}] = 200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2$

Abzisse: Tag im Jahr

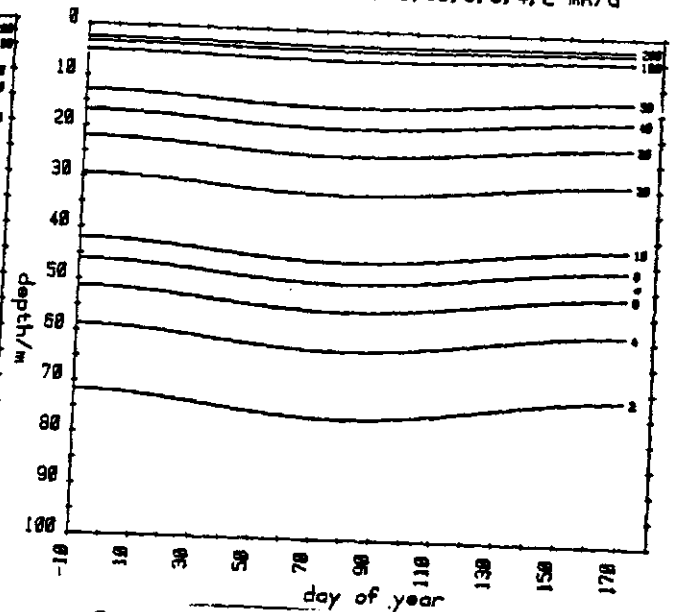
Ordinate: Tiefe

Parameter: Breite  $0^\circ, 20^\circ, 40^\circ, 60^\circ, 80^\circ$   
Trübung I, IA, IB, II, III

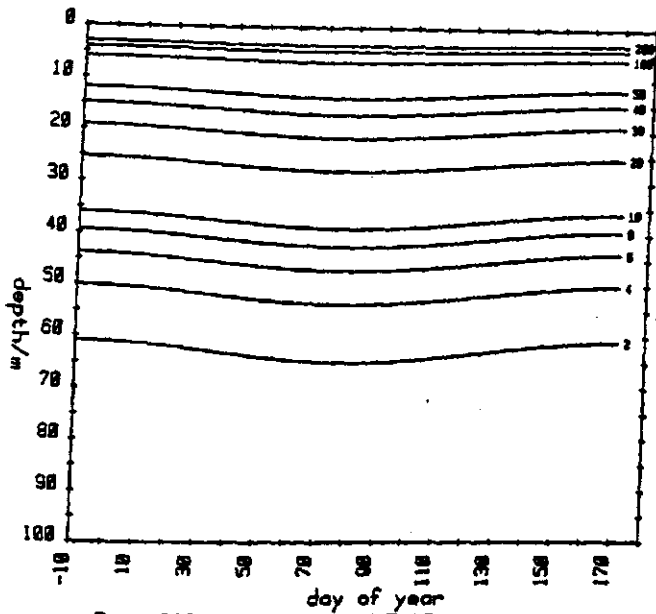
Type I latitude= 0 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



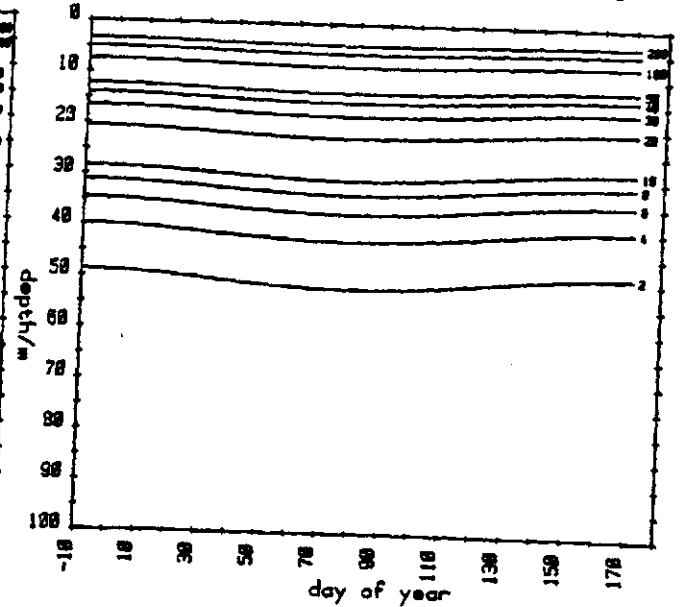
Type IA latitude= 0 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



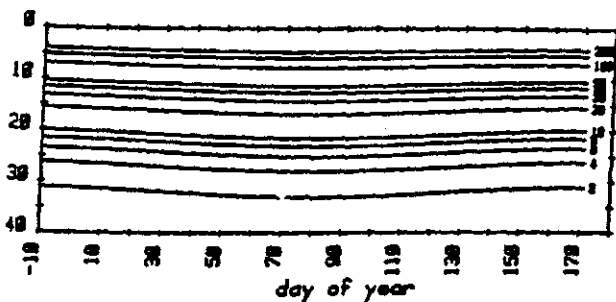
Type IB latitude= 0 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



Type II latitude= 0 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



Type III latitude= 0 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d

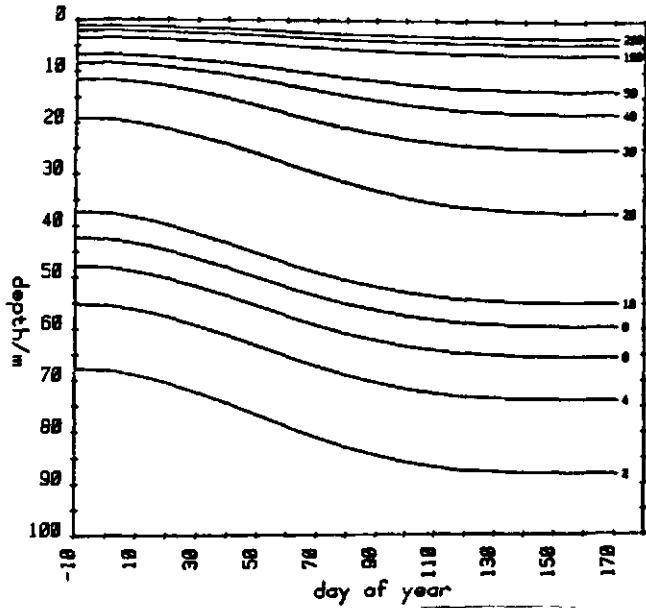


5. Tagesmittel

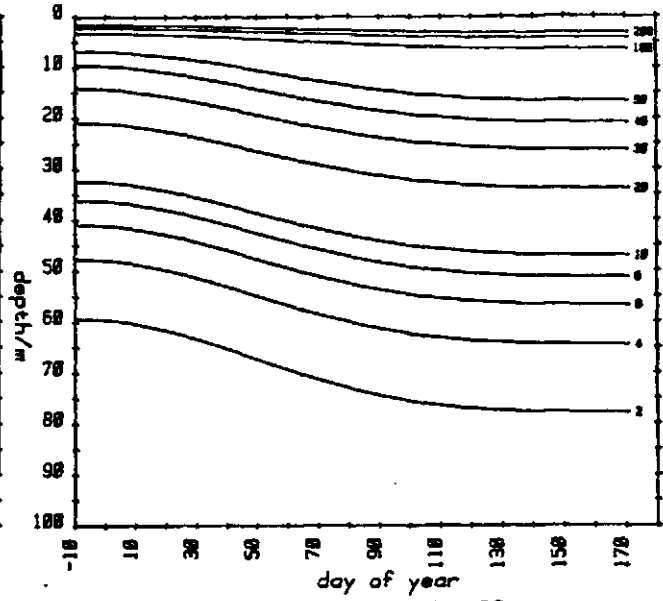
5.2 "Vertikalschnitte"

5.2.2 Jahresgang der Erwärmungsraten

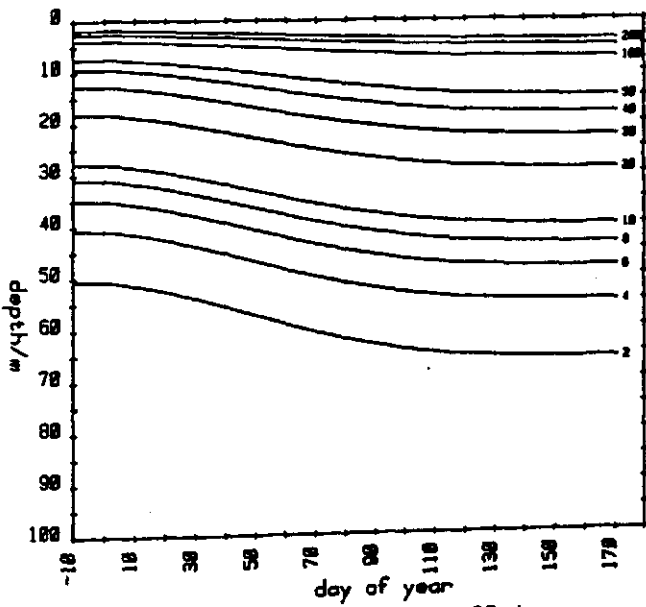
Type I latitude= 20 degrees  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



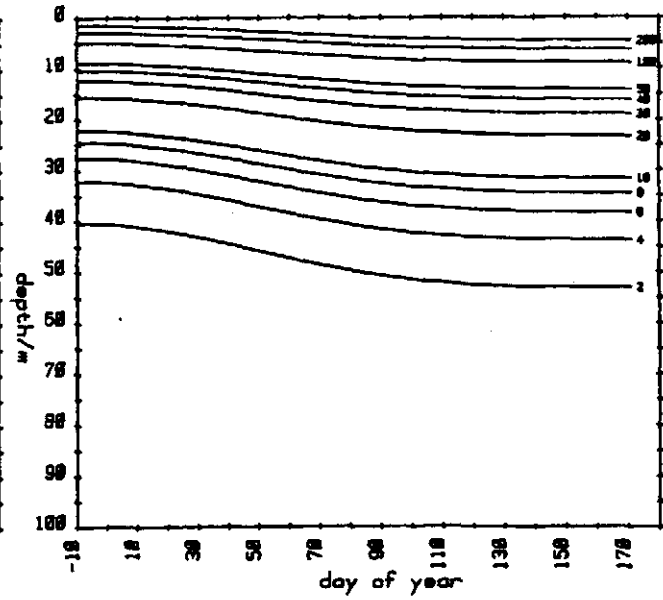
Type IA latitude= 20 degrees  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



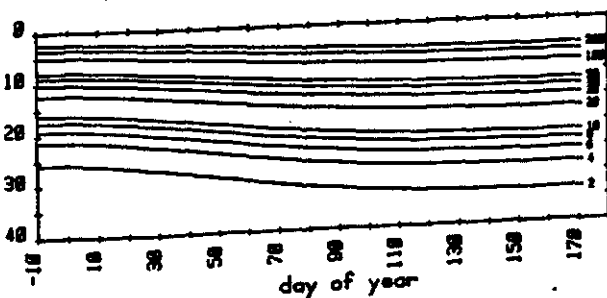
Type IB latitude= 20 degrees  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



Type II latitude= 20 degrees  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



Type III latitude= 20 degrees  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d

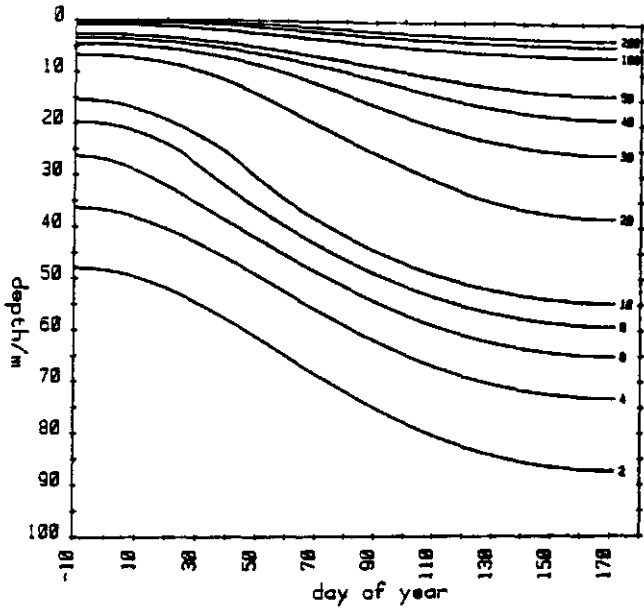


5. Tagesmittel

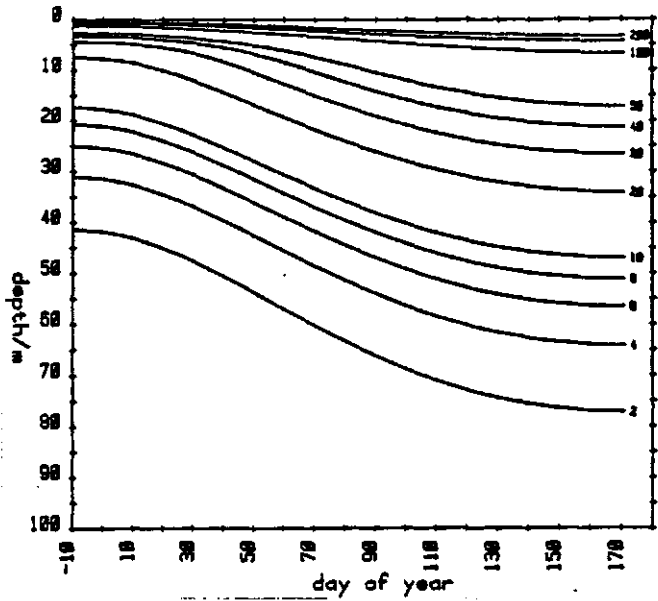
5.2 "Vertikalschnitte"

5.2.2 Jahrgang der Erwärmungsraten

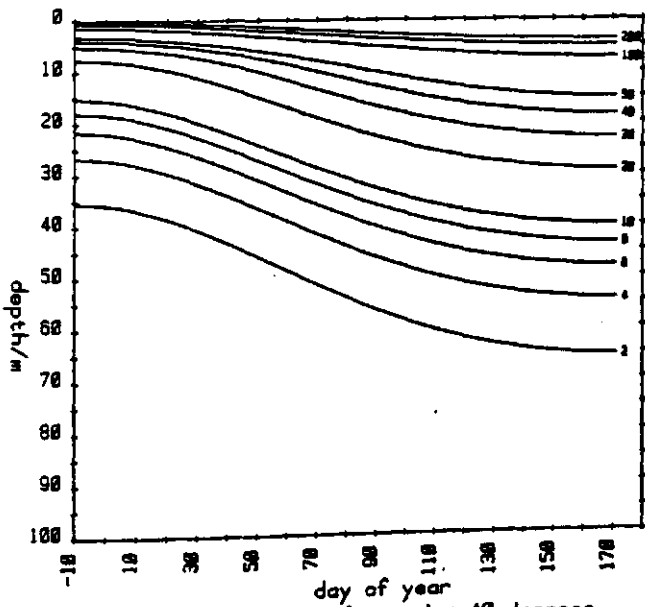
Type I latitude= 40 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



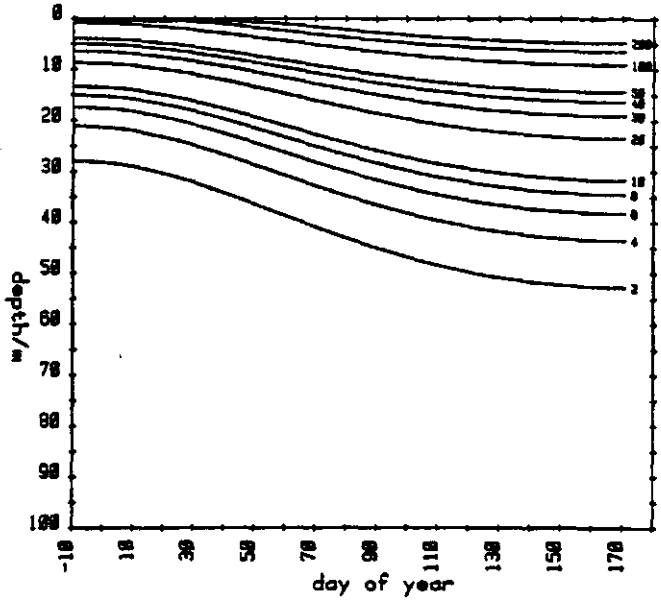
Type IA latitude= 40 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



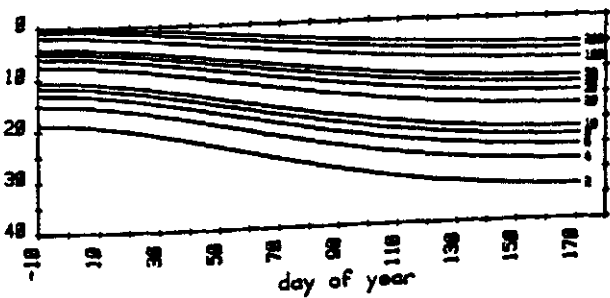
Type IB latitude= 40 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



Type II latitude= 40 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



Type III latitude= 40 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



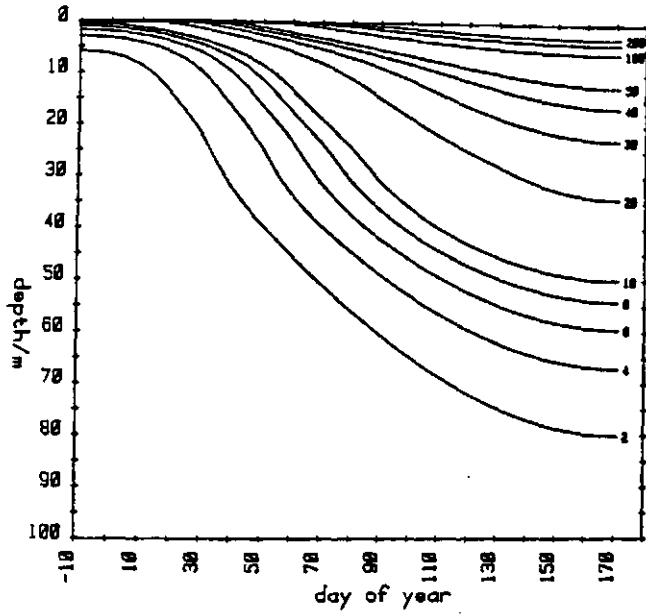
5. Tagesmittel

5.2 "Vertikalschnitte"

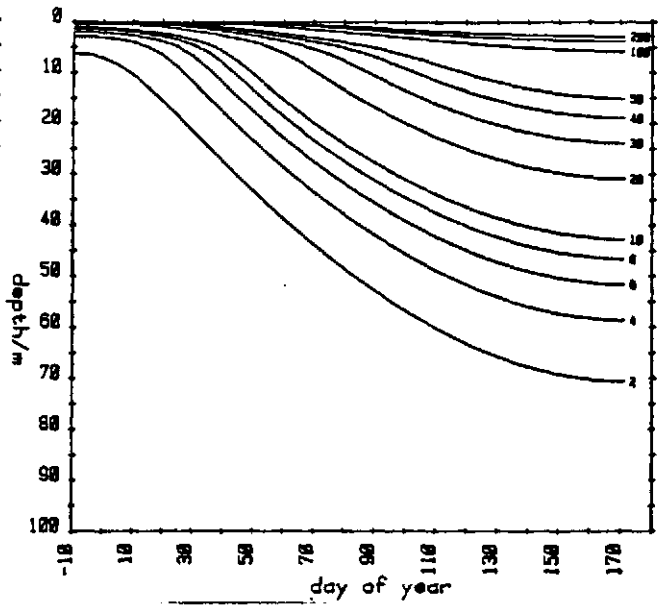
5.2.2 Jahrgang der Erwärmungsraten



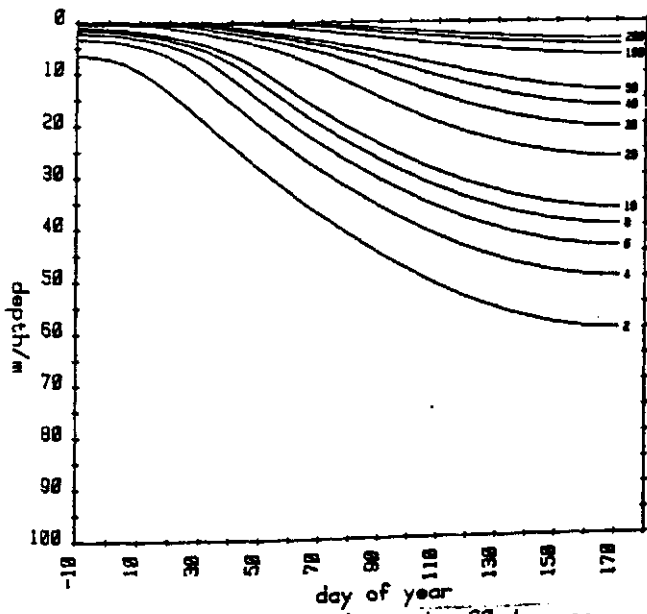
Type I latitude= 60 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



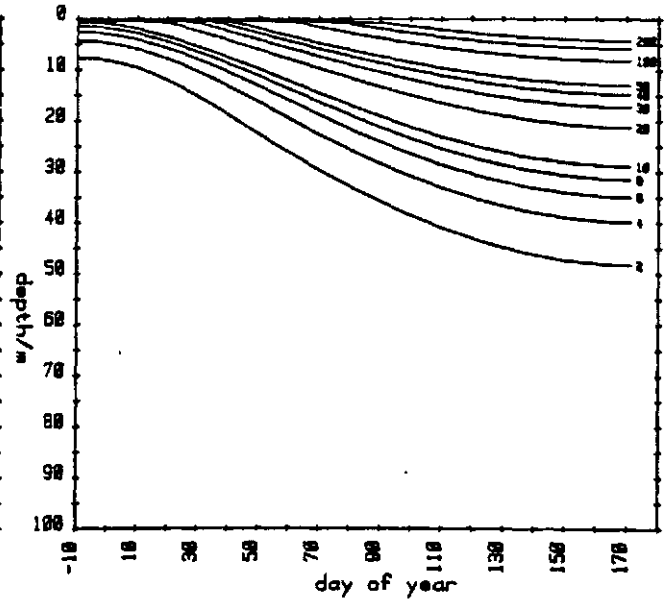
Type IA latitude= 60 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



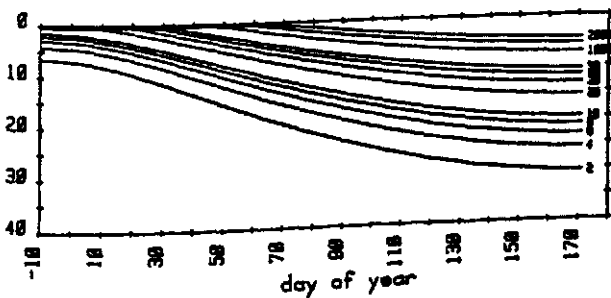
Type IB latitude= 60 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



Type II latitude= 60 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



Type III latitude= 60 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d

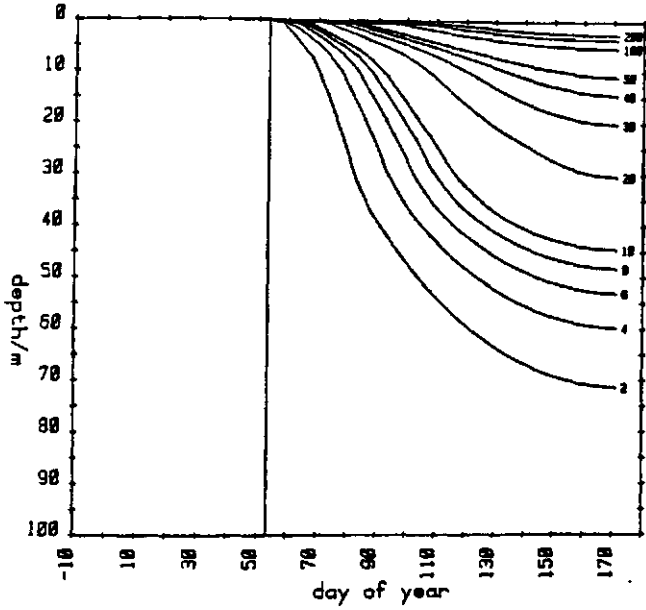


5. Tagesmittel

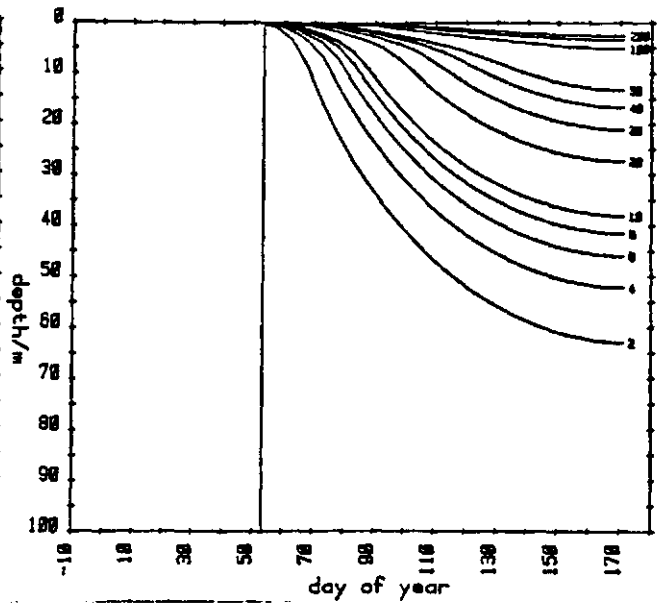
5.2 "Vertikalschnitte"

5.2.2 Jahrgang der Erwärmungsraten

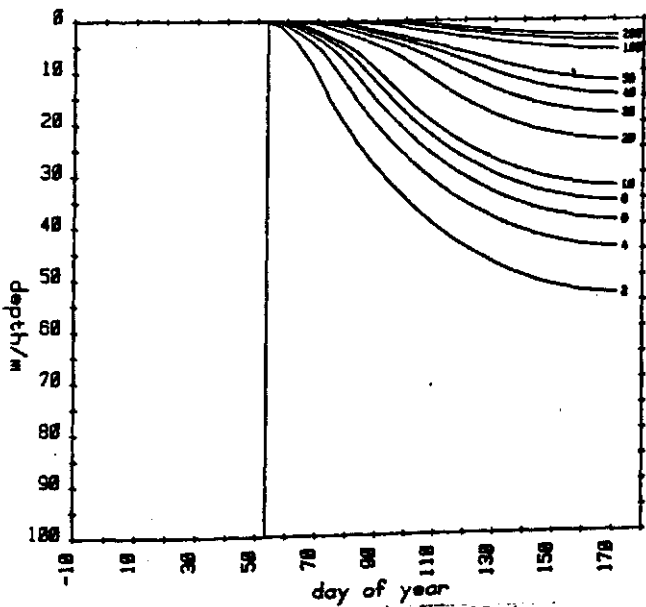
Type I latitude= 80 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



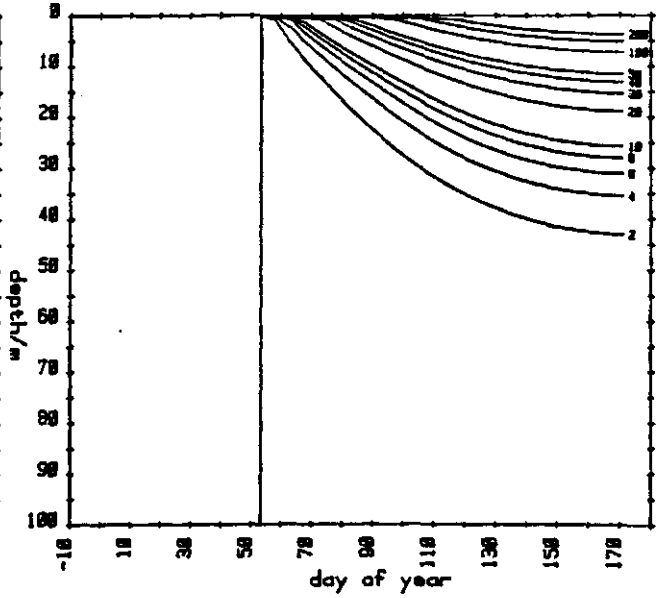
Type IA latitude= 80 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



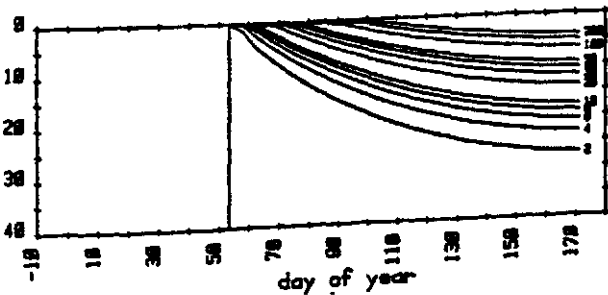
Type IB latitude= 80 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



Type II latitude= 80 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



Type III latitude= 80 degree  
heating rates=  
200, 150, 100, 50, 40, 30, 20, 10, 8, 6, 4, 2 mK/d



5. Tagesmittel

5.2 "Vertikalschnitte"  
5.2.2 Jahresgang der Erwärmungsraten

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

5.3 Profile

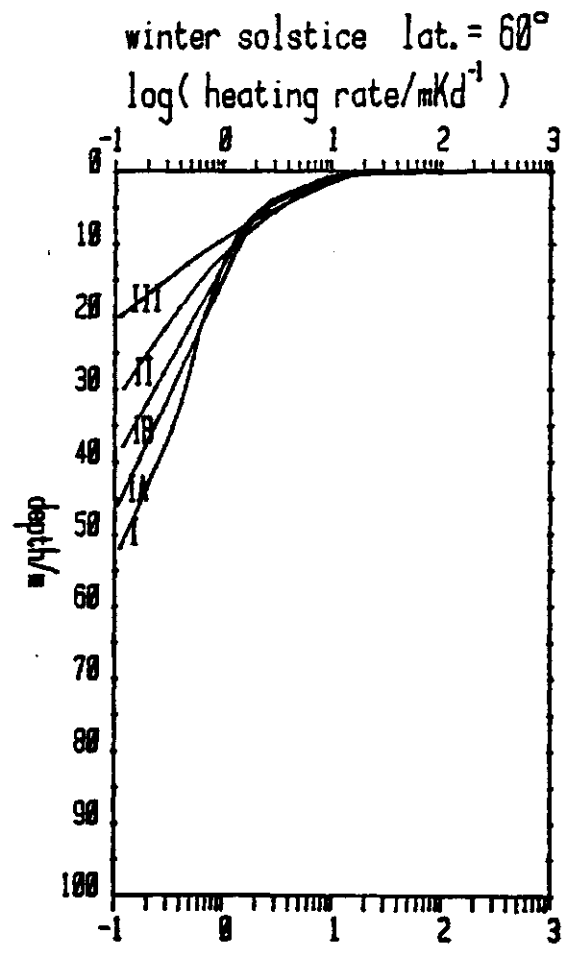
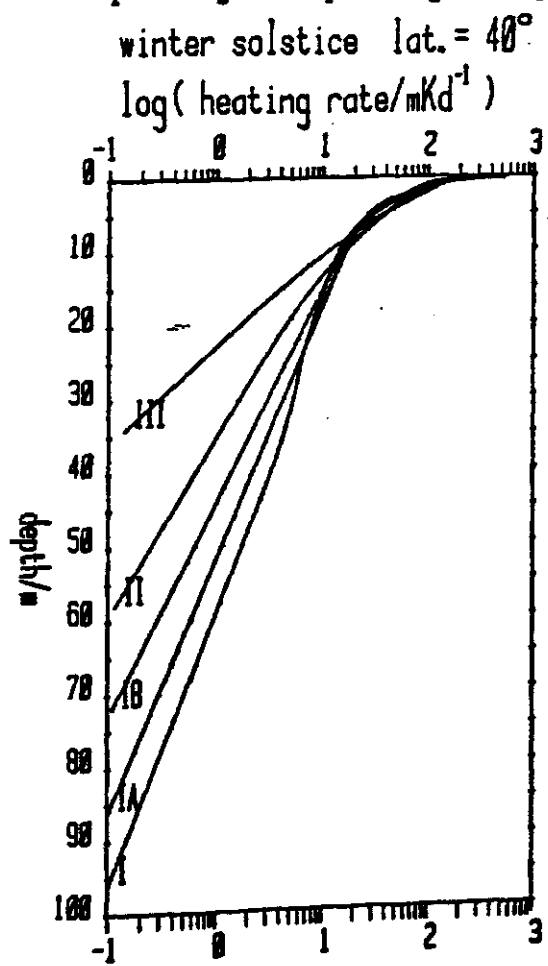
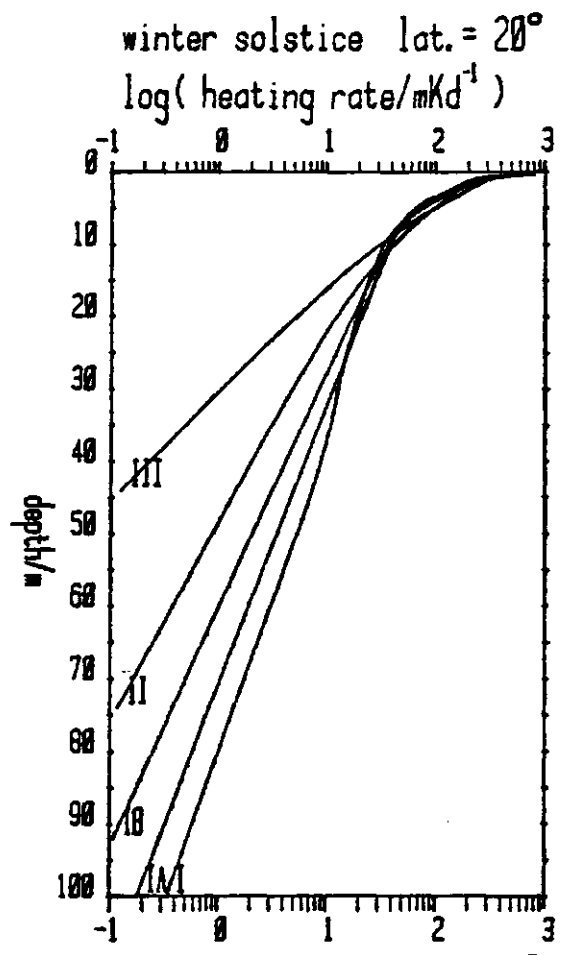
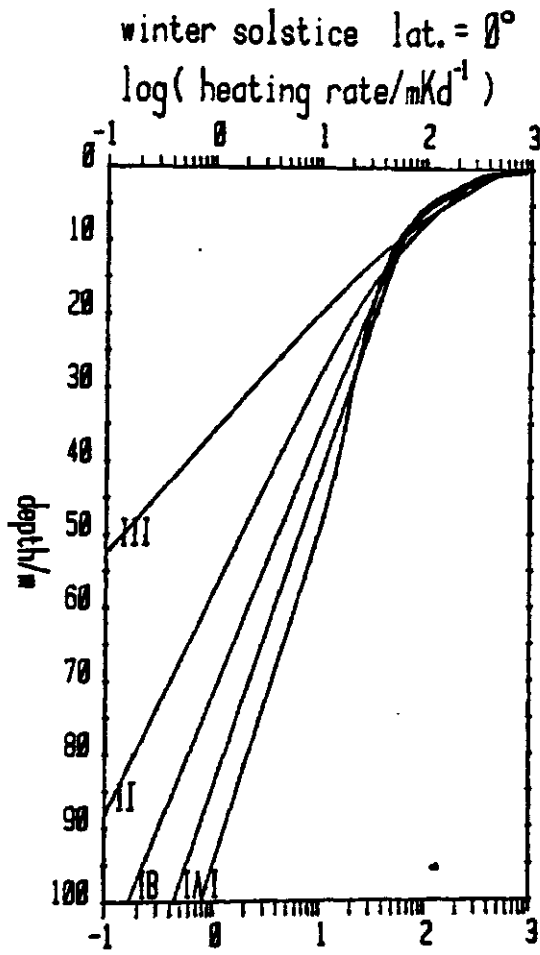
5.3.1 Erwärmungsraten bis 100 m

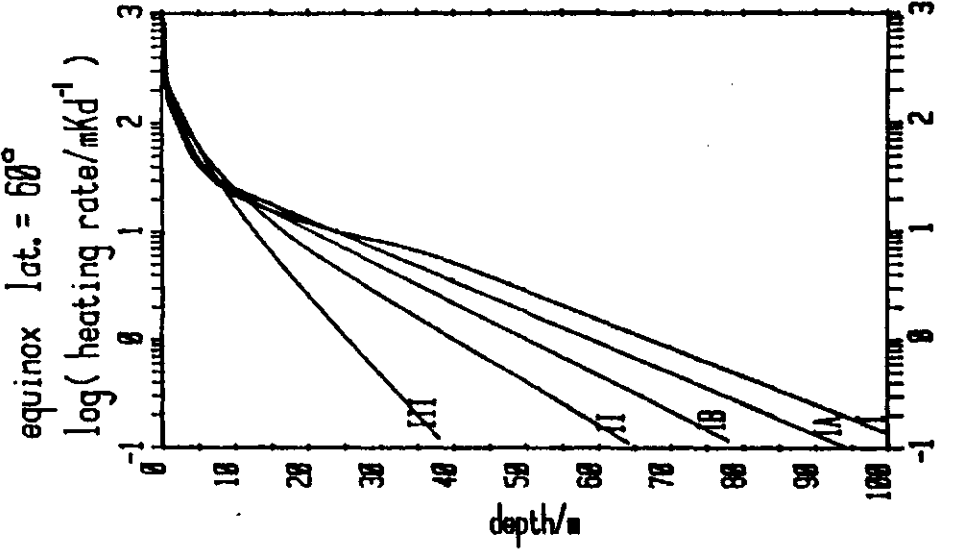
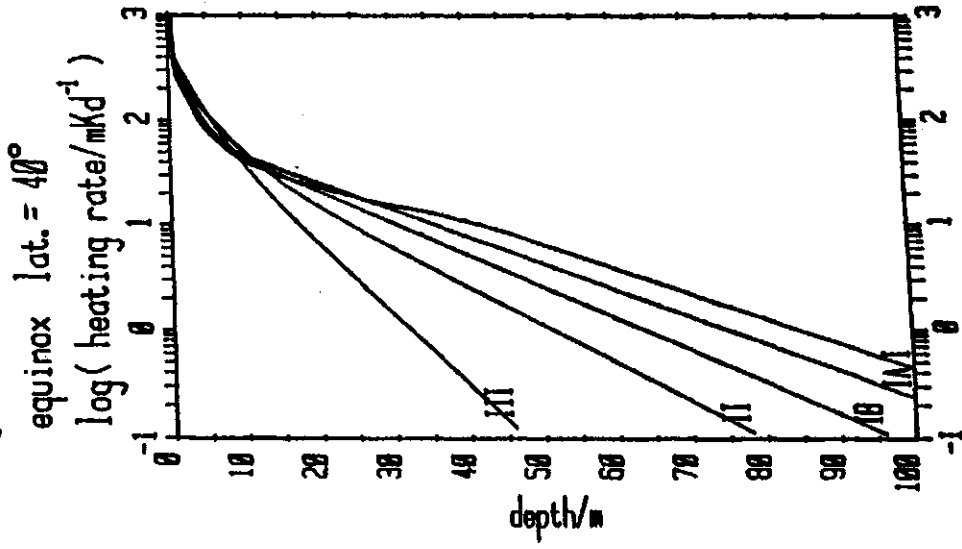
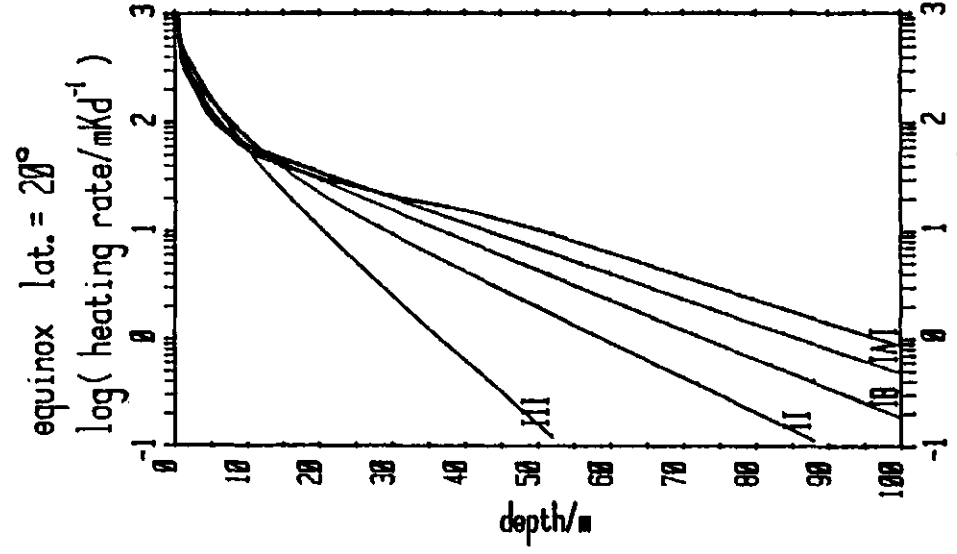
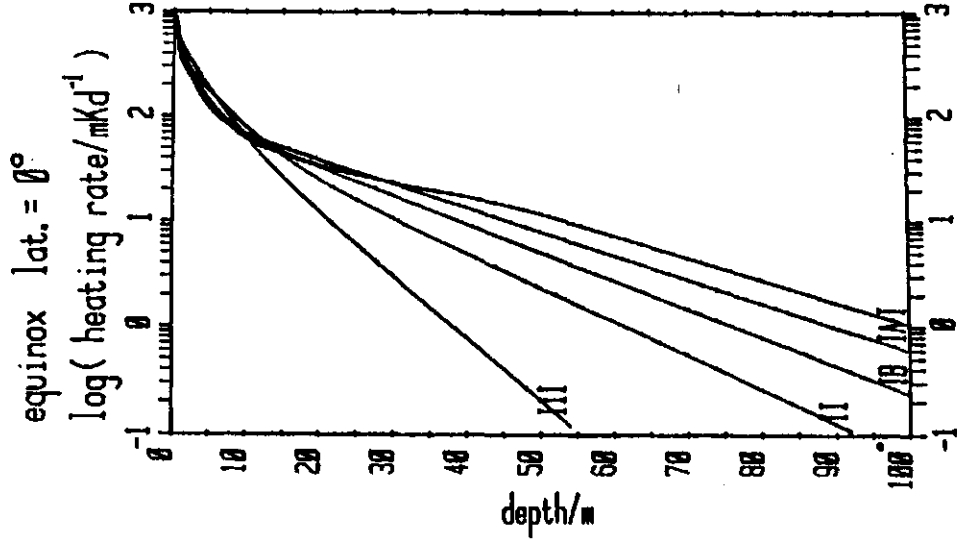
Variable: Trübung J = I, IA, IB, II, III

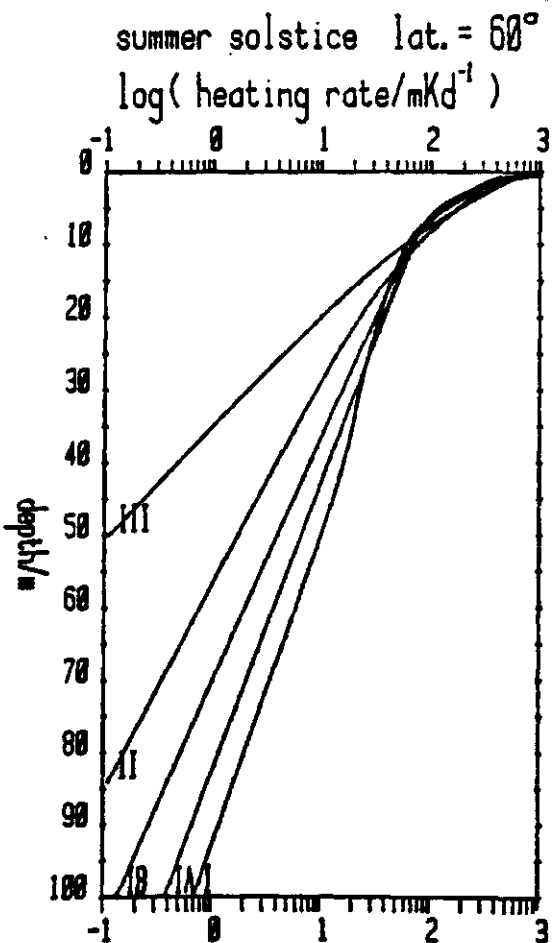
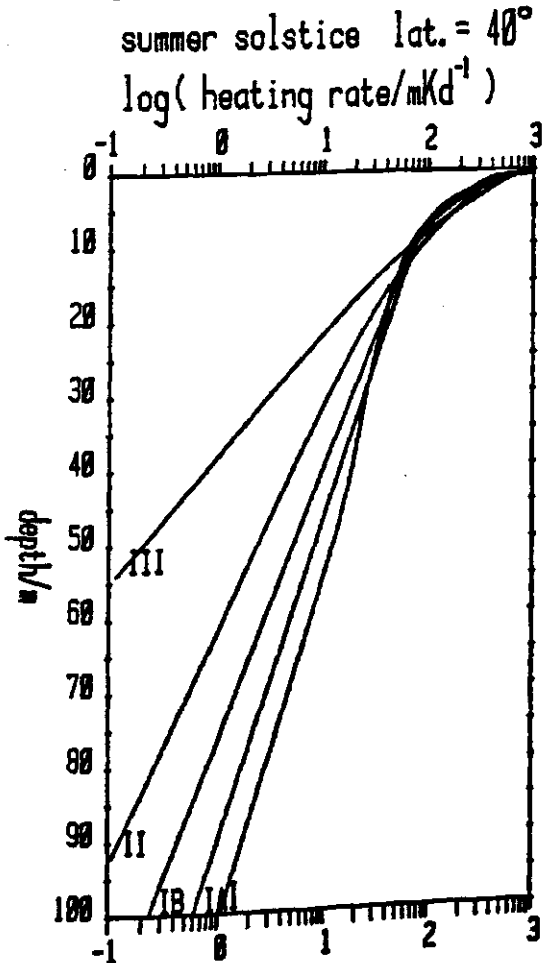
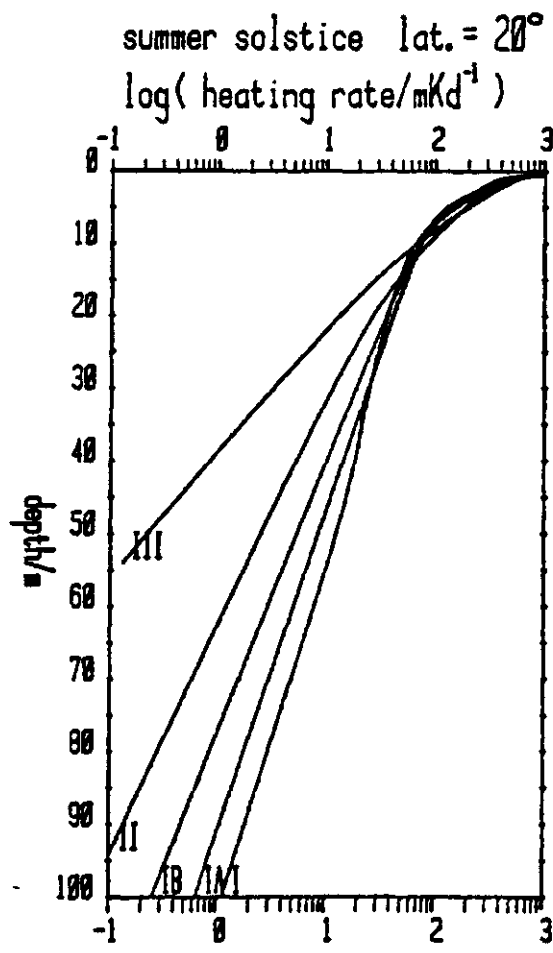
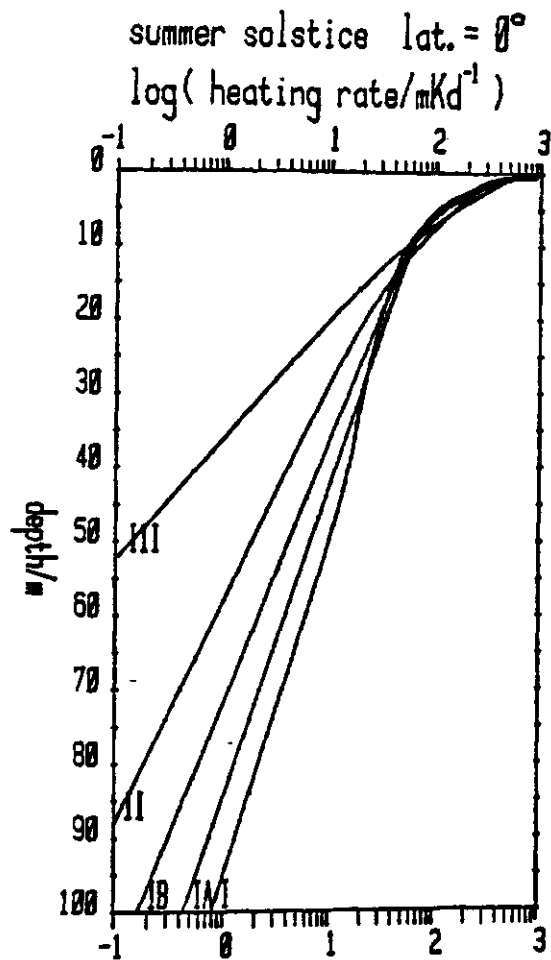
Abzisse: Erwärmungsrate (logarithmisch)

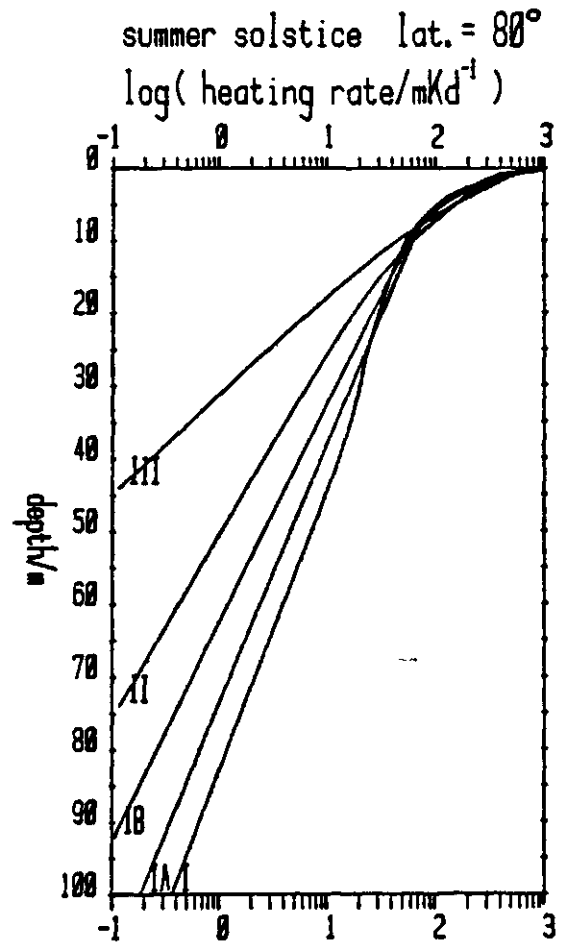
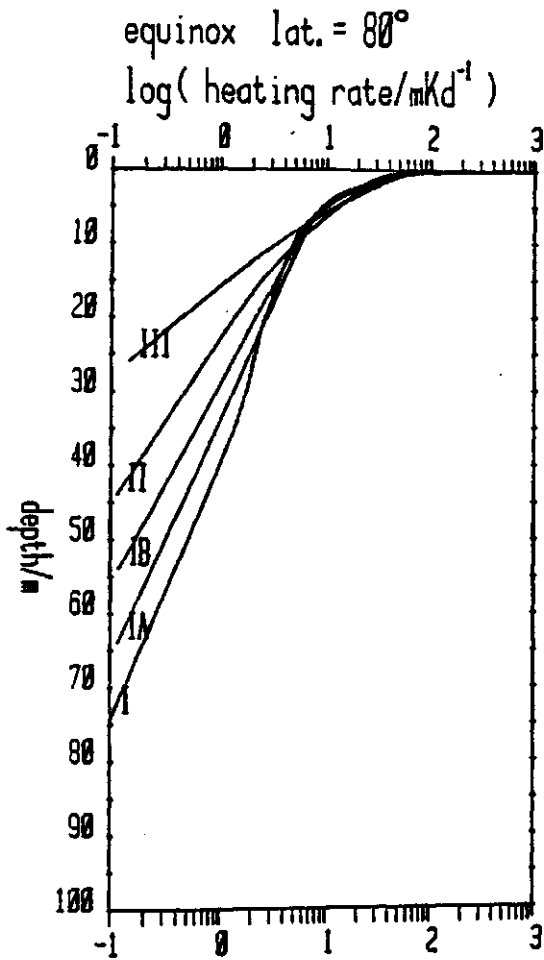
Ordinate: Tiefe

Parameter: Tag im Jahr WS, SS, E  
Breite 0°, 20°, 40°, 60°, 80°









5. Tagesmittel

5.3 Profile

5.3.1 Erwärmungsraten bis 100 m

5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

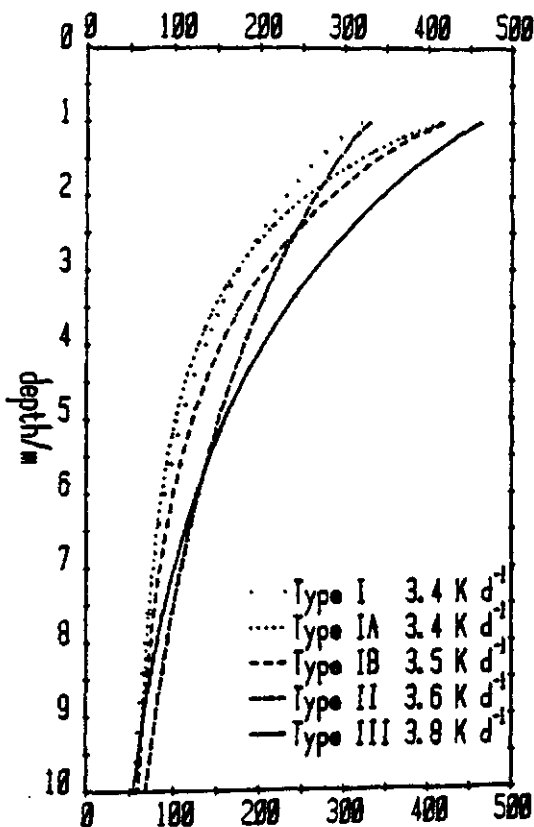
5.3 Profile

5.3.2 Erwärmungsraten bis 10 m

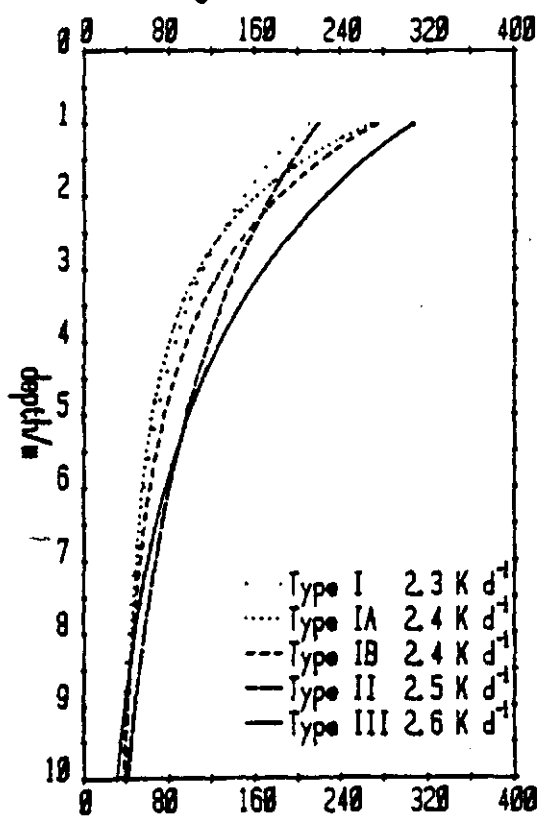
Variable: Trübung J =	I, IA, IB, II, III
Abzisse: Erwärmungsrate (linear)	
Ordinate: Tiefe	
Parameter: Tag im Jahr	WS, SS, E
Breite	0°, 20°, 40°, 60°, 80°



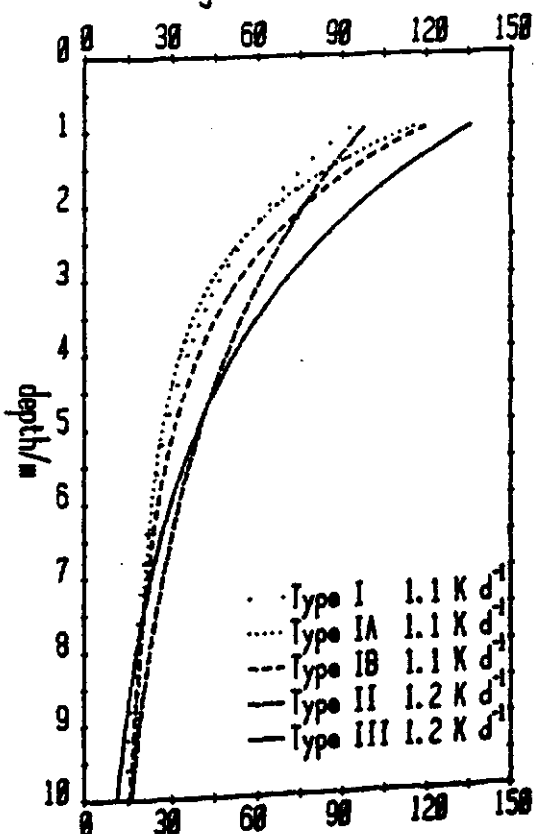
winter solstice lat. = 0°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>



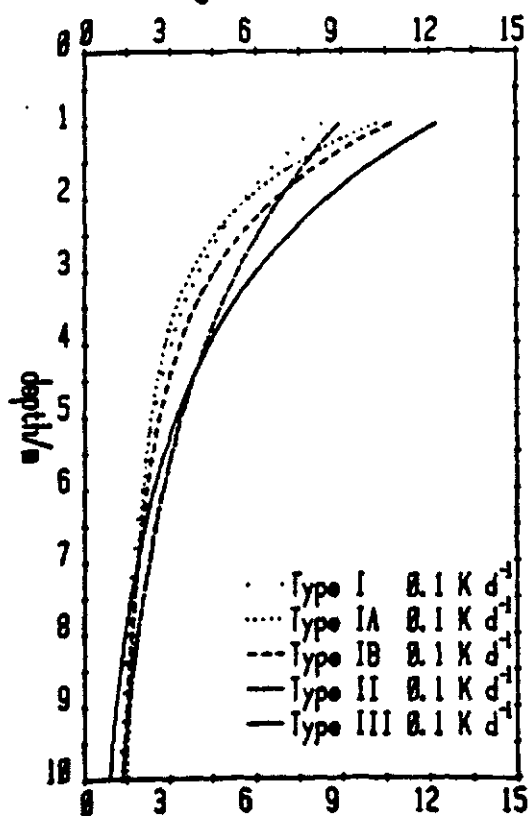
winter solstice lat. = 20°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>



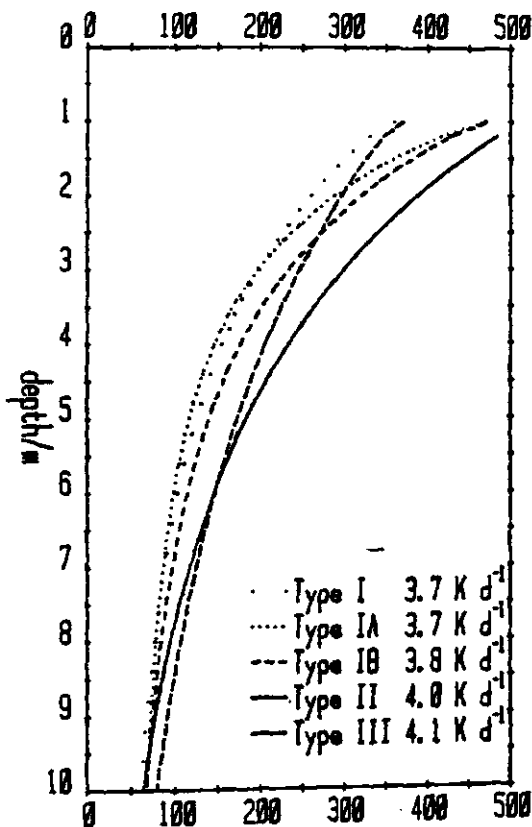
winter solstice lat. = 40°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>



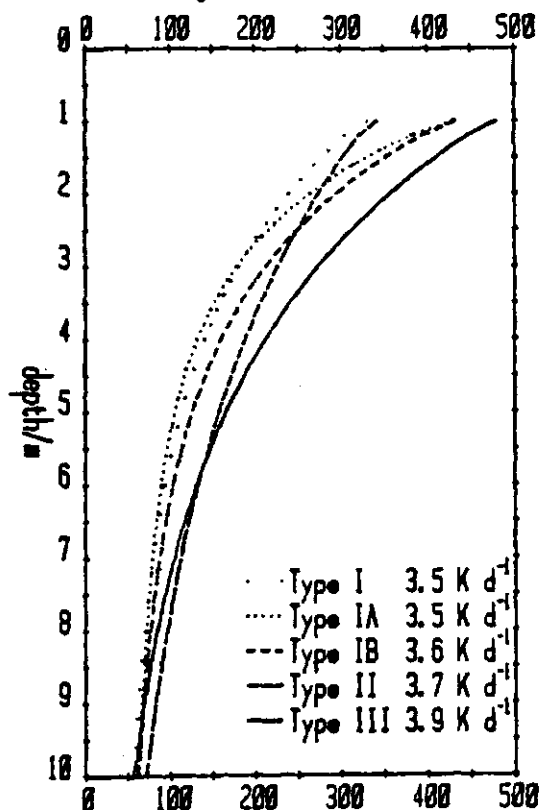
winter solstice lat. = 60°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>



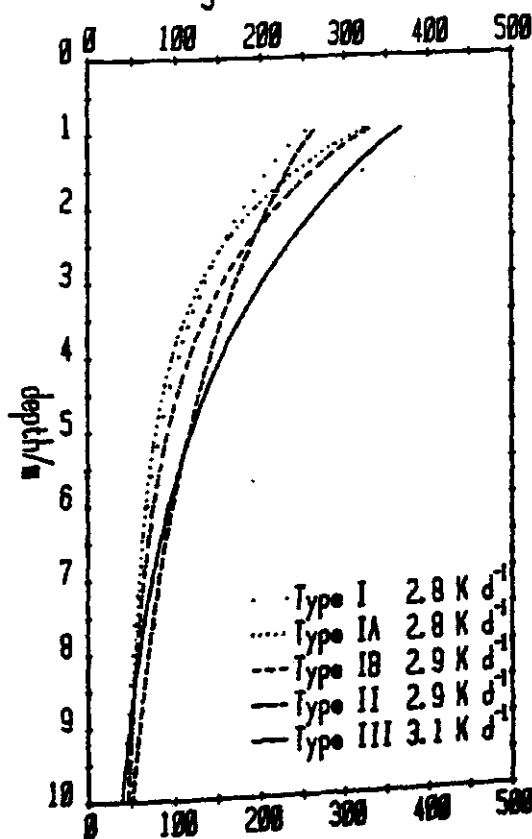
equinox lat. = 0°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>



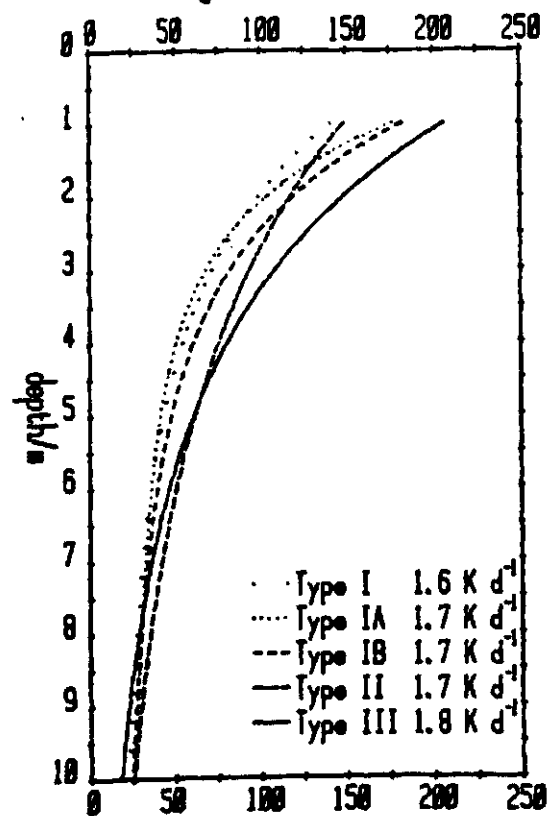
equinox lat. = 20°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>



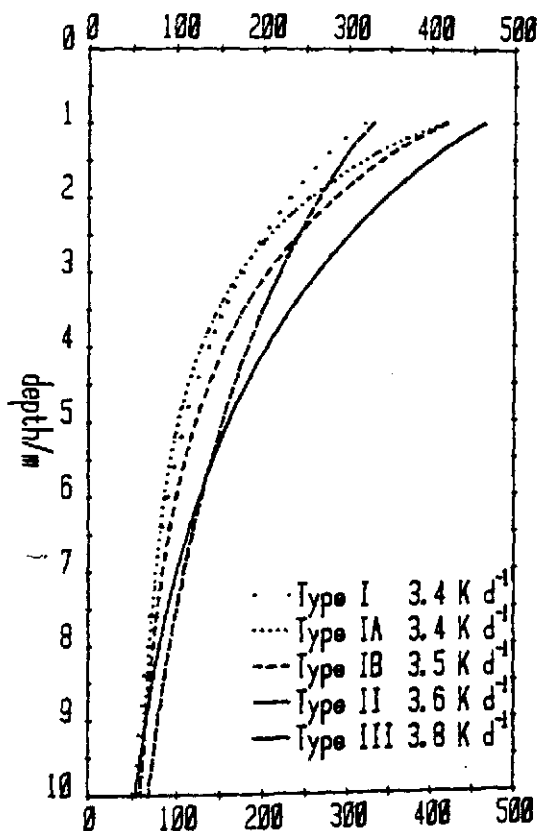
equinox lat. = 40°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>



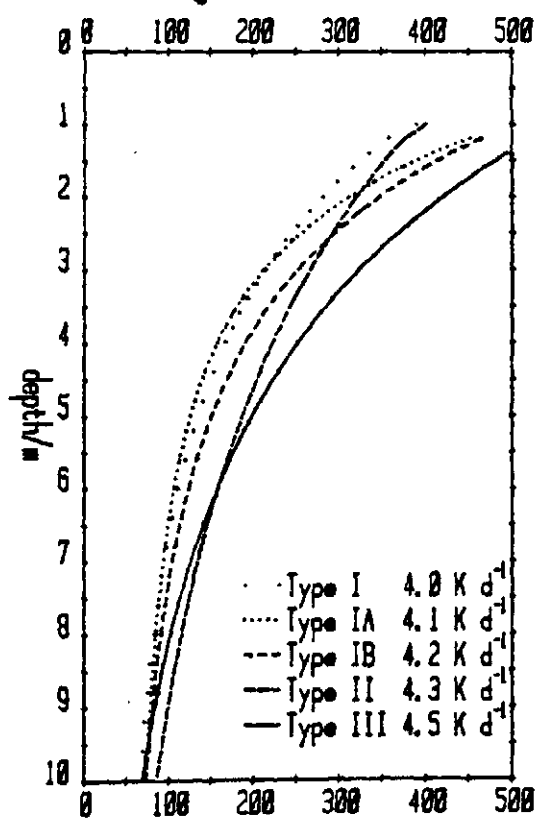
equinox lat. = 60°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>



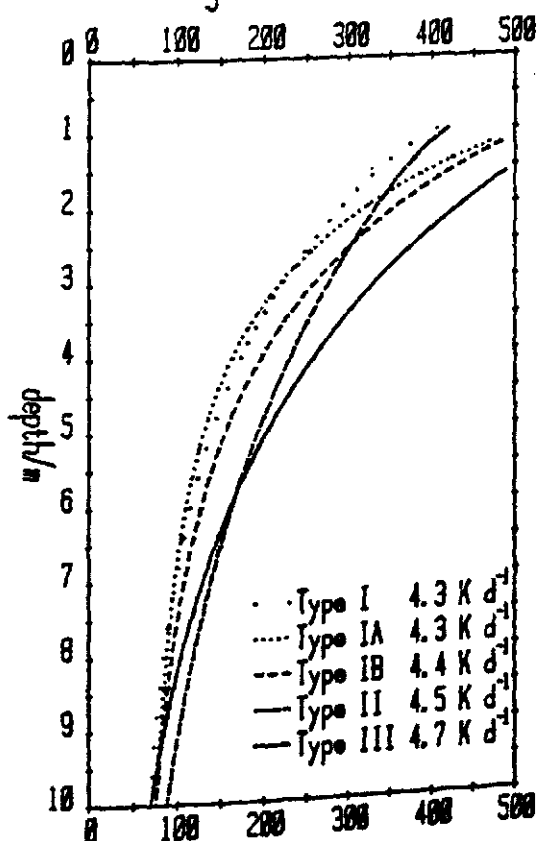
summer solstice lat. = 0°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>



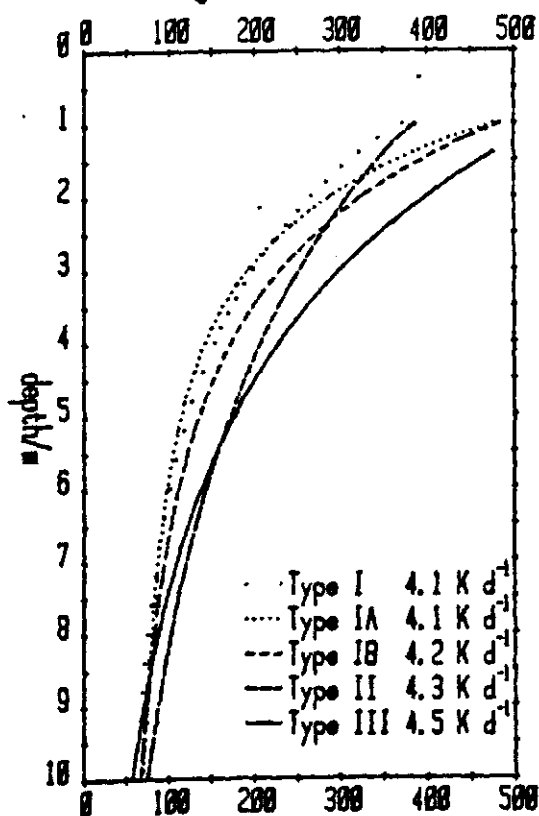
summer solstice lat. = 20°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>

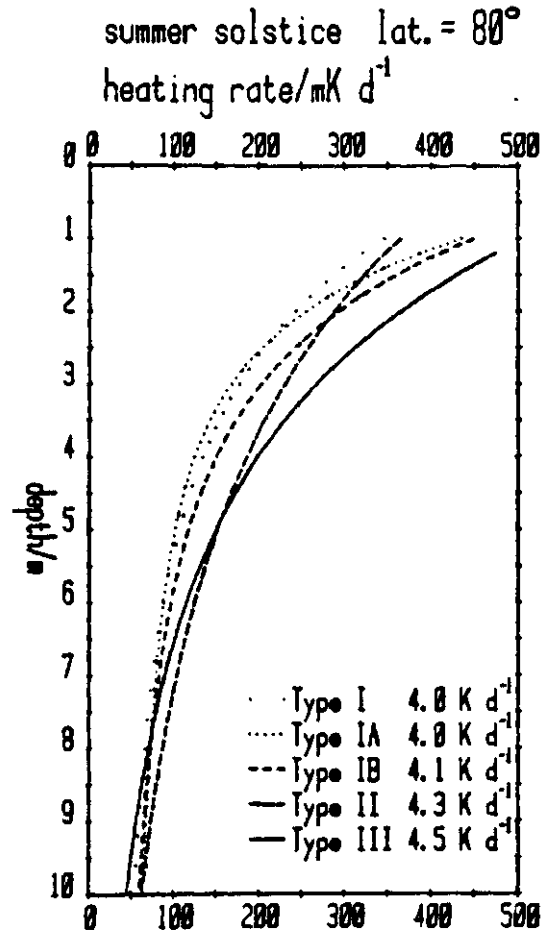
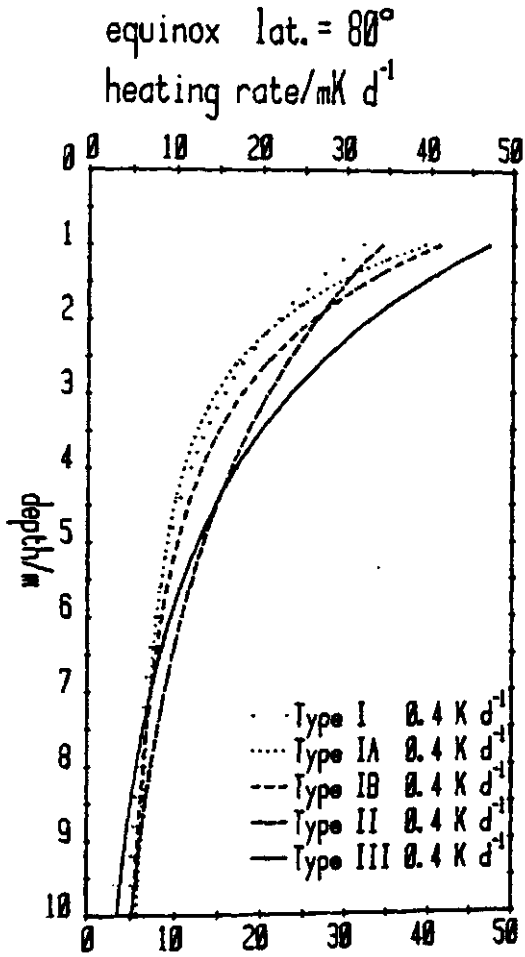


summer solstice lat. = 40°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>



summer solstice lat. = 60°  
heating rate/mK d<sup>-1</sup>





5. Tagesmittel

5.3 Profile

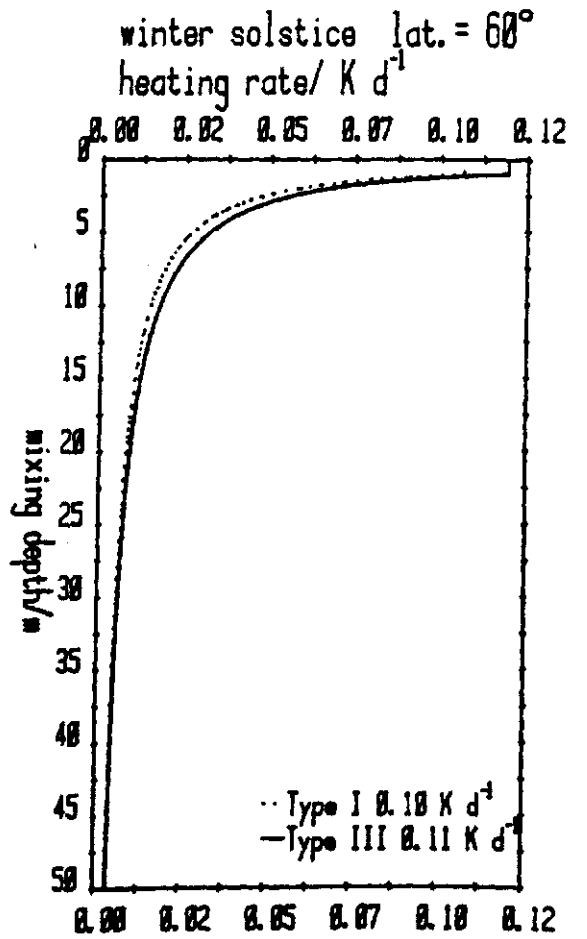
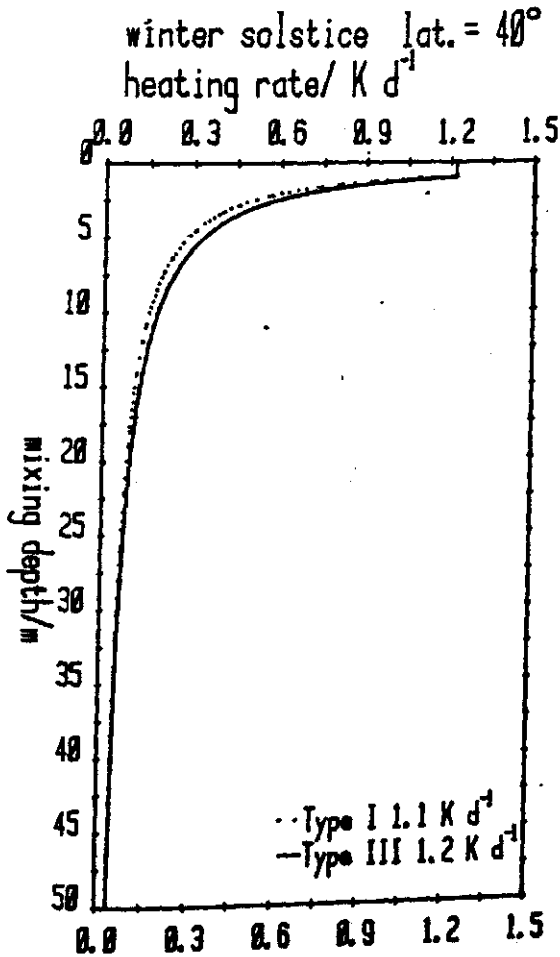
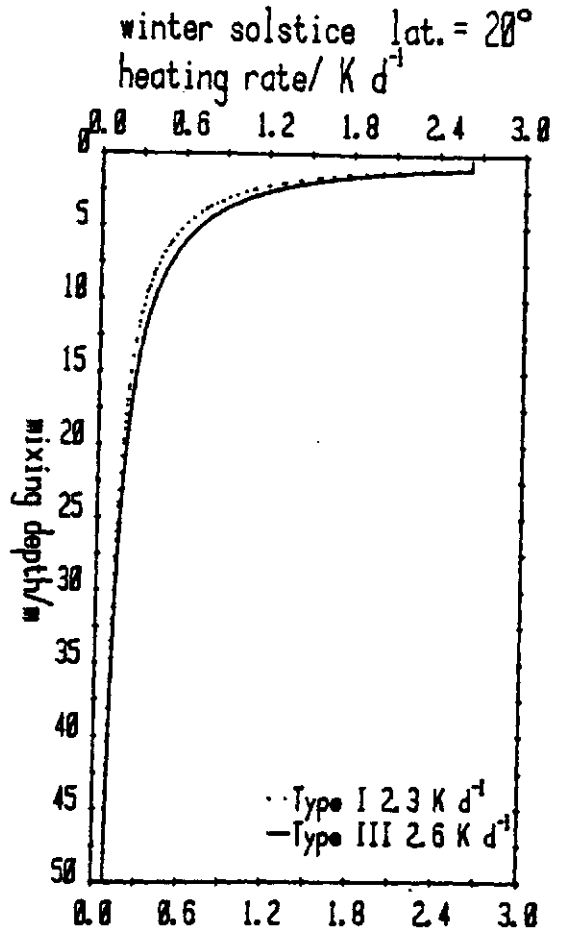
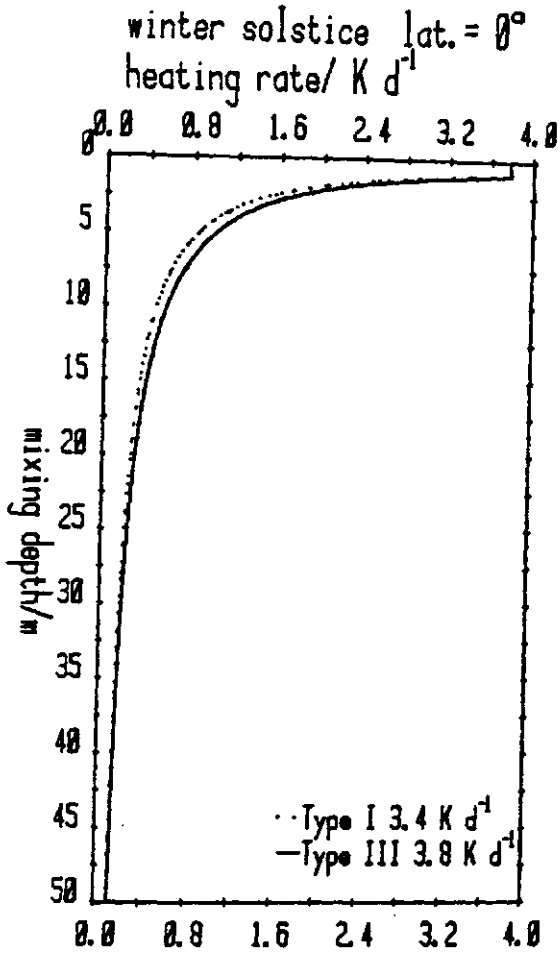
5.3.2 Erwärmungsraten bis 10 m

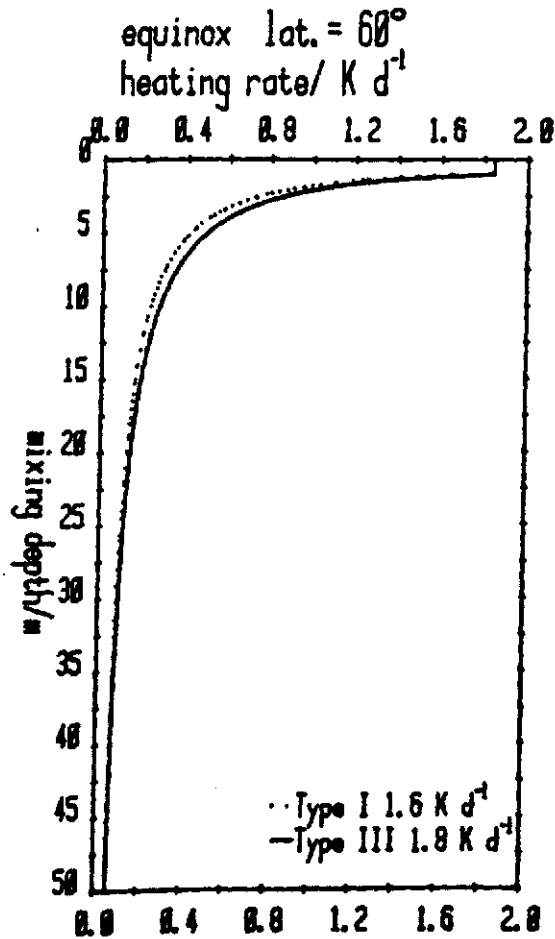
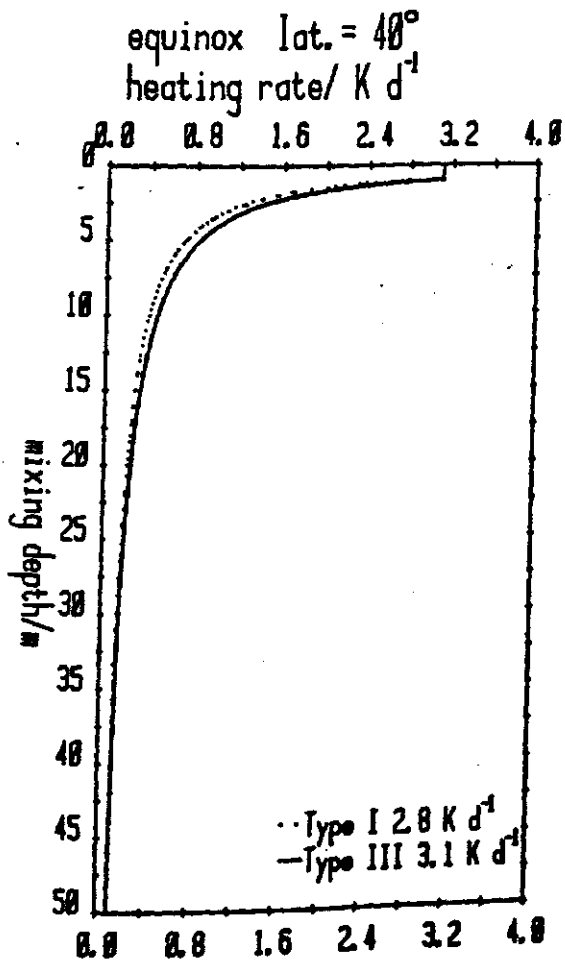
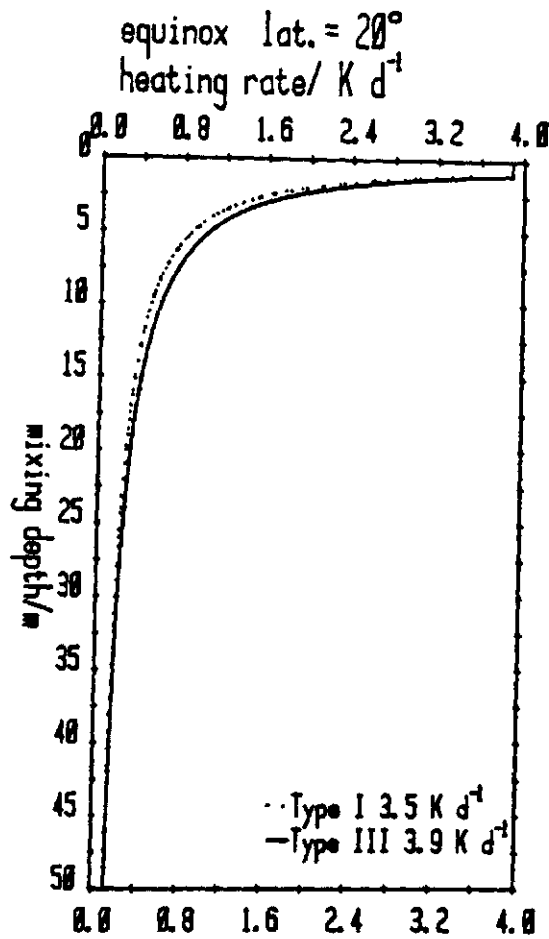
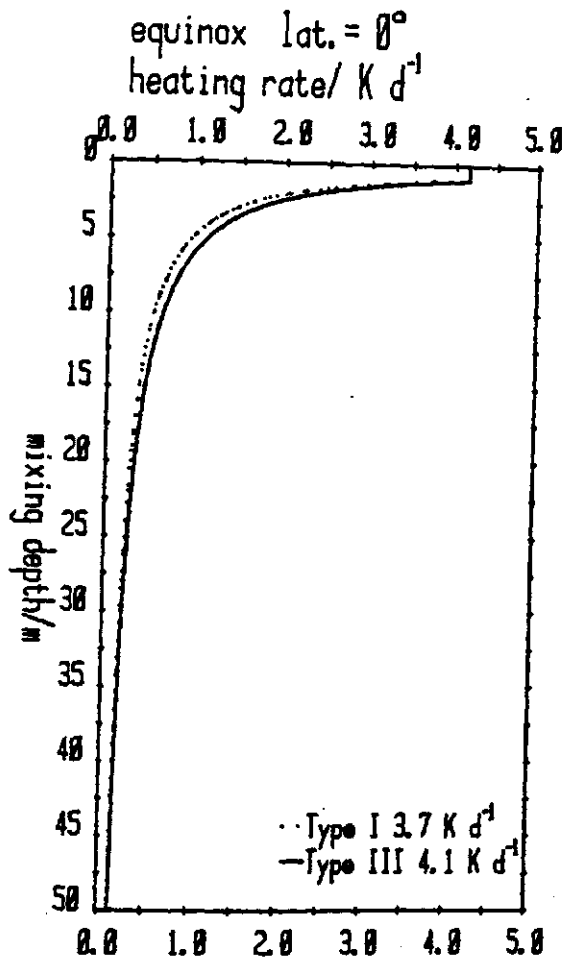
5. Tagesmittel der Einstrahlung  $\bar{I}$  und der Erwärmungsraten  $dT$

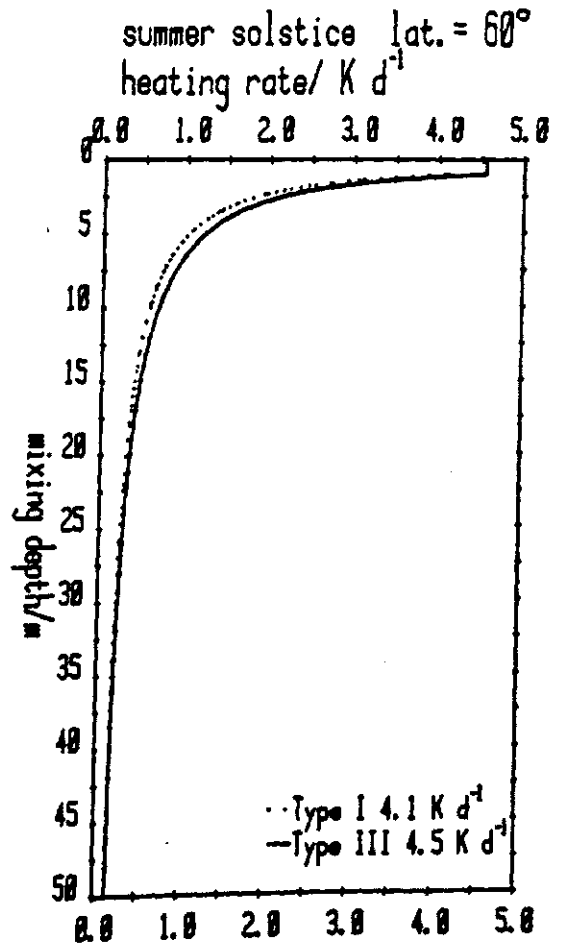
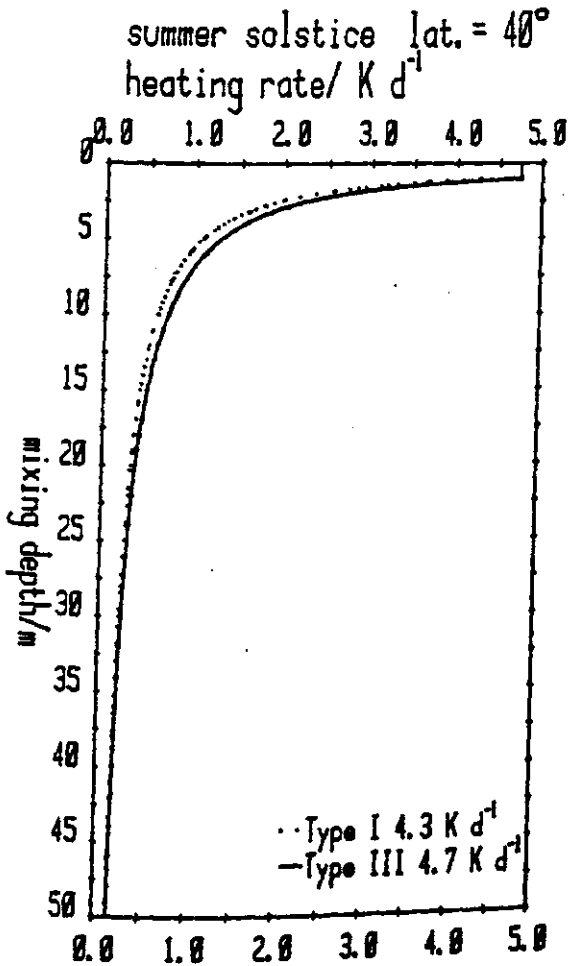
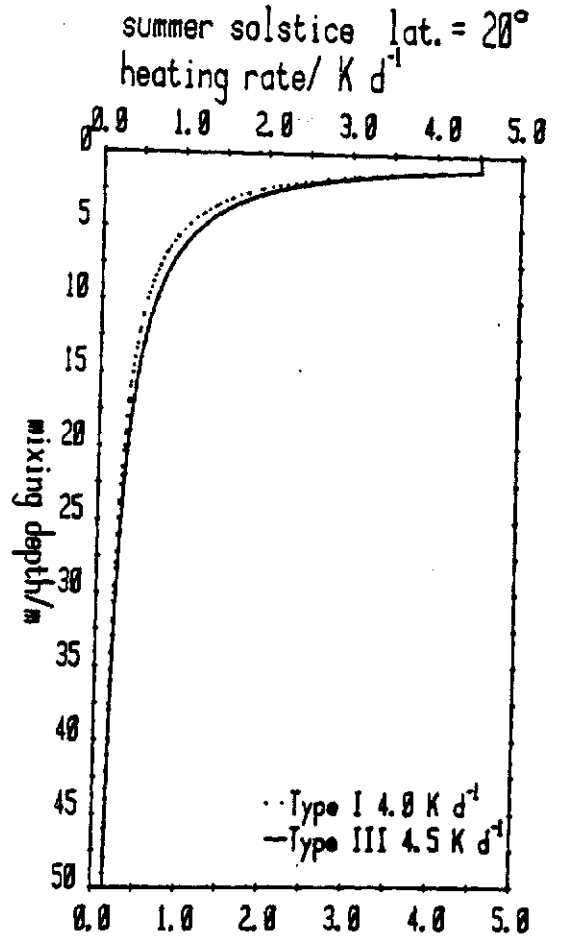
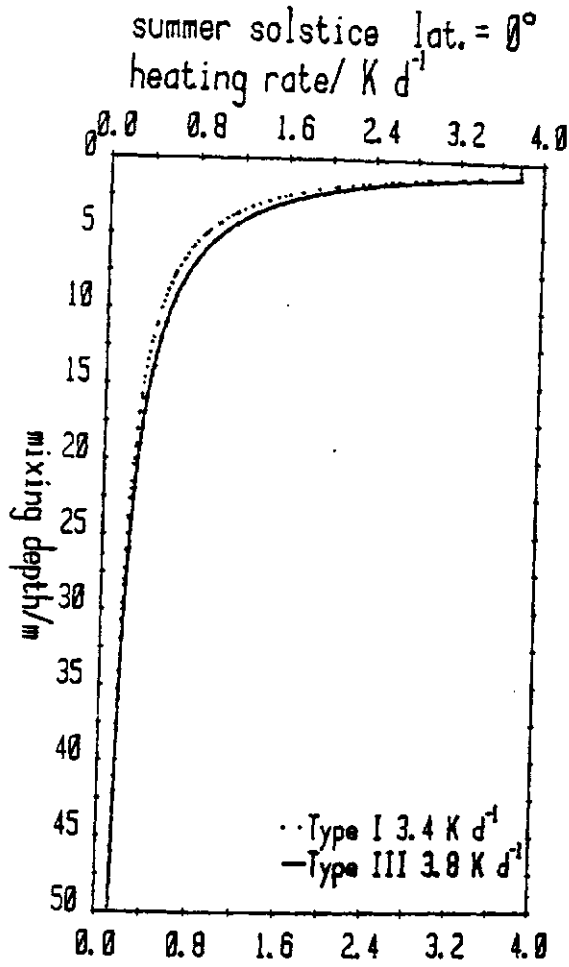
5.3 Profile

5.3.3 Erwärmungsraten bei angenommener Durchmischung

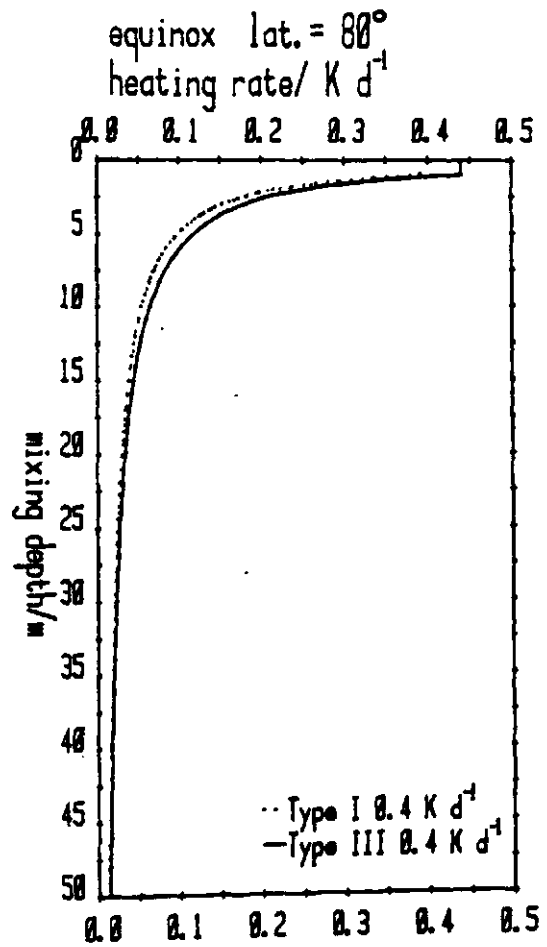
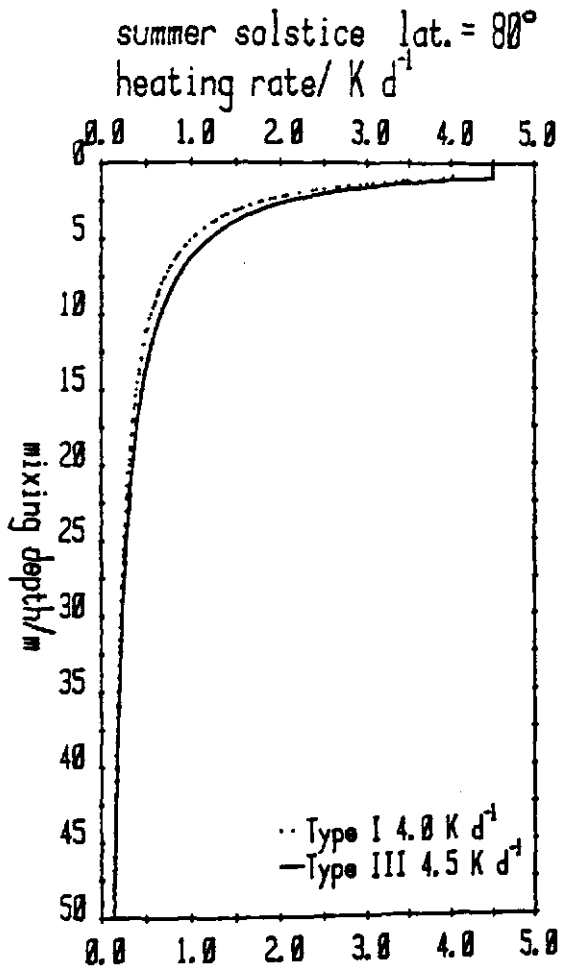
Varibale: Trübung J = I, III  
Abzisse: Erwärmungsrate (linear)  
Ordinate: Mischungstiefe (bis 50 m)  
Parameter: Tag im Jahr WS, SS, E  
Breite 0°, 20°, 40°, 60°, 80°











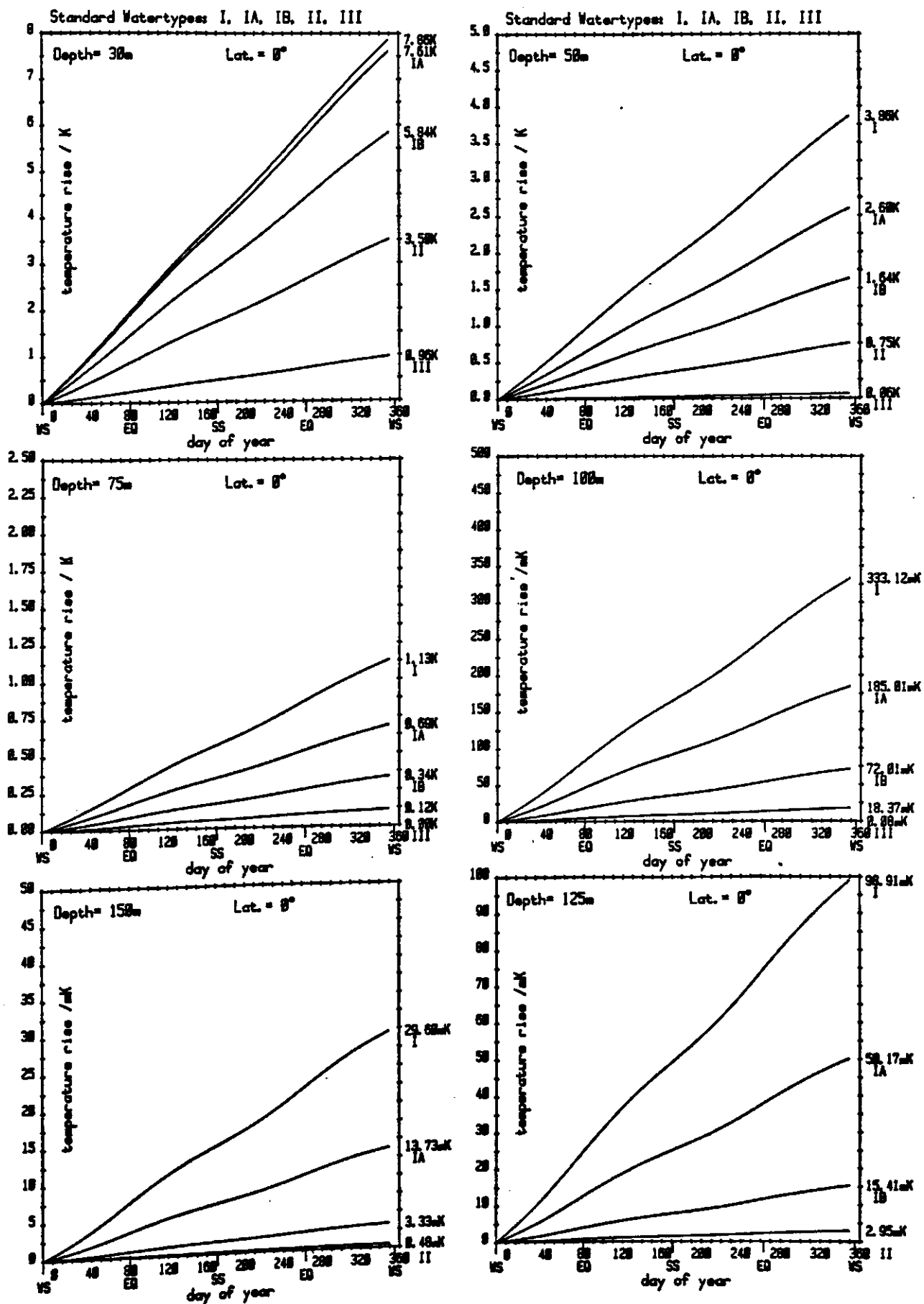
5. Tagesmittel

5.3 Profile

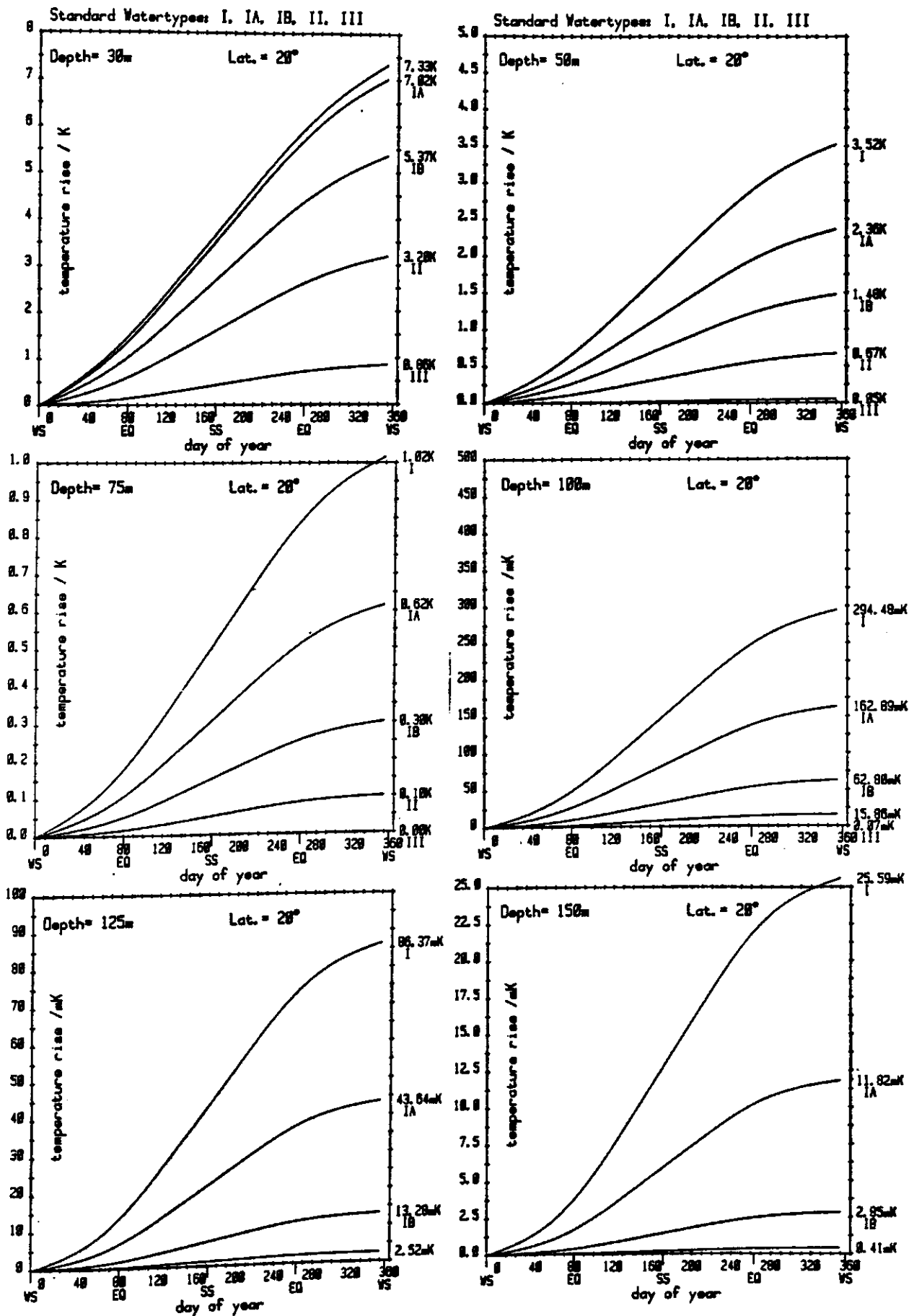
5.3.3 Erwärmungsraten bei angenommener Durchmischung

6. Jahresintegral der Erwärmung aus Tagesmitteln

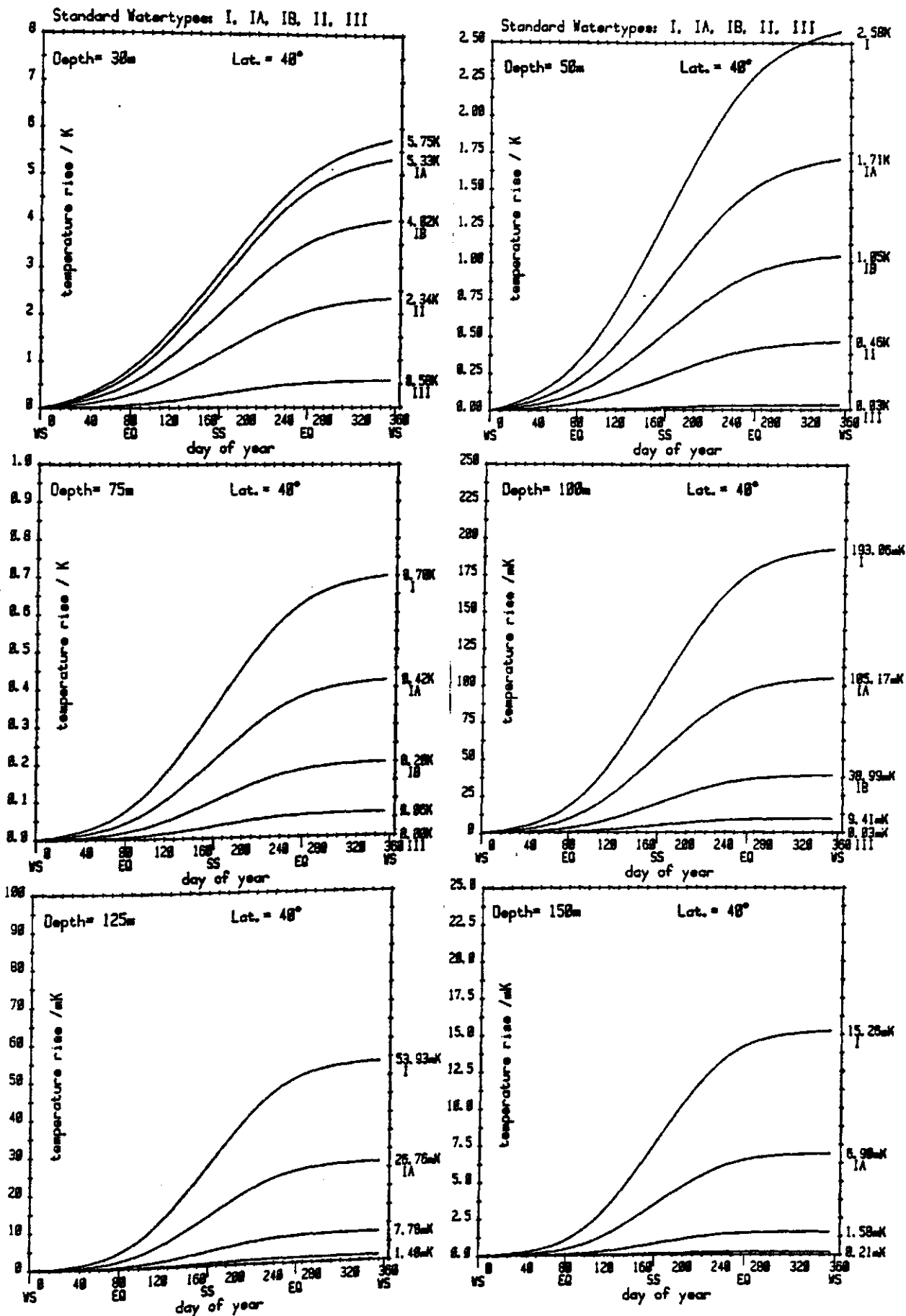
Variable: Trübung J = I, IA, IB, II, III  
Abzisse: Tag im Jahr  
Ordinate: Temperaturerhöhung  
Parameter: Breite 0°, 20°, 40°, 60°, 80°  
Tiefe 30, 50, 75, 100, 125, 150 m



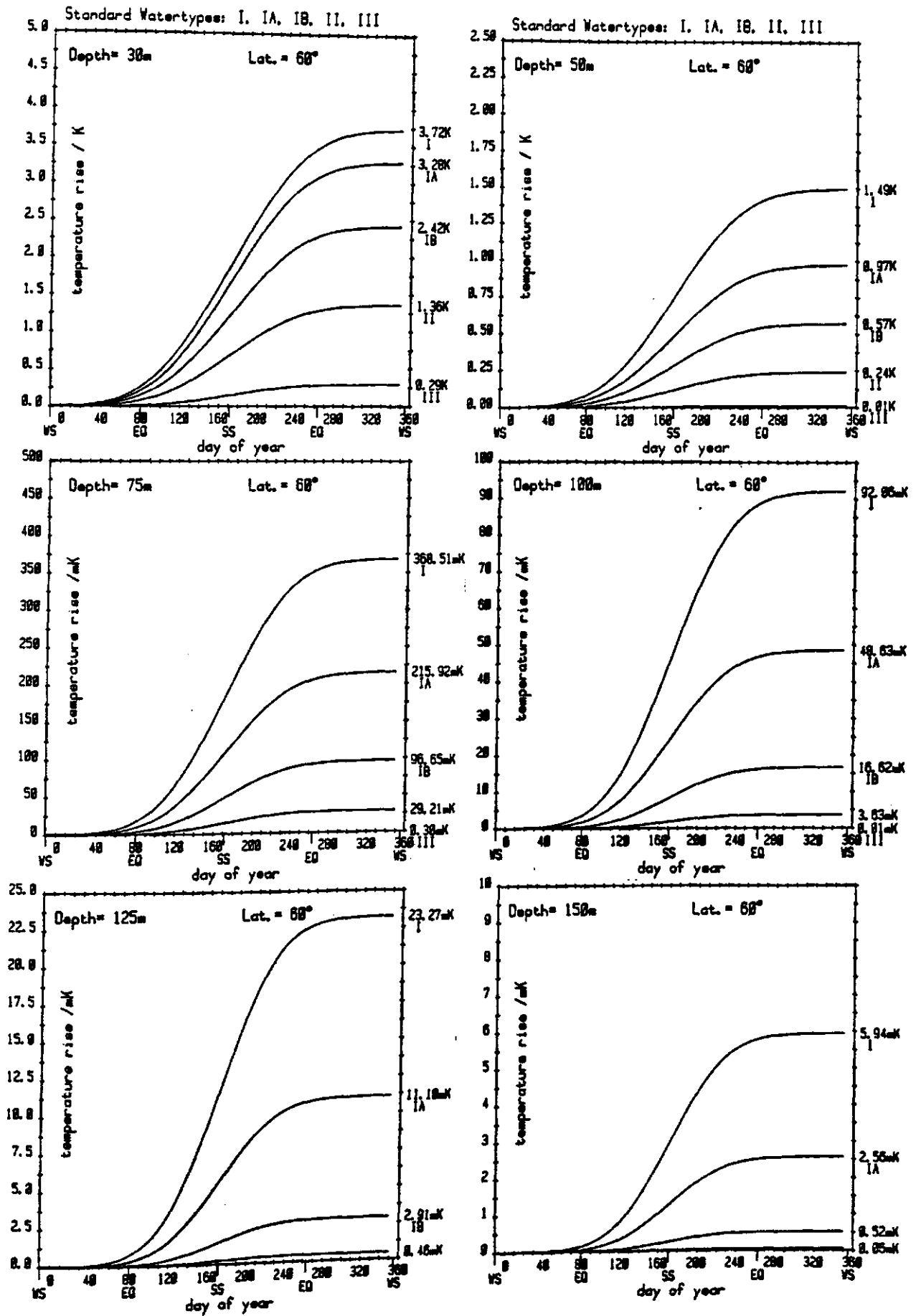
6. Jahresintegral der Erwärmung aus Tagesmitteln



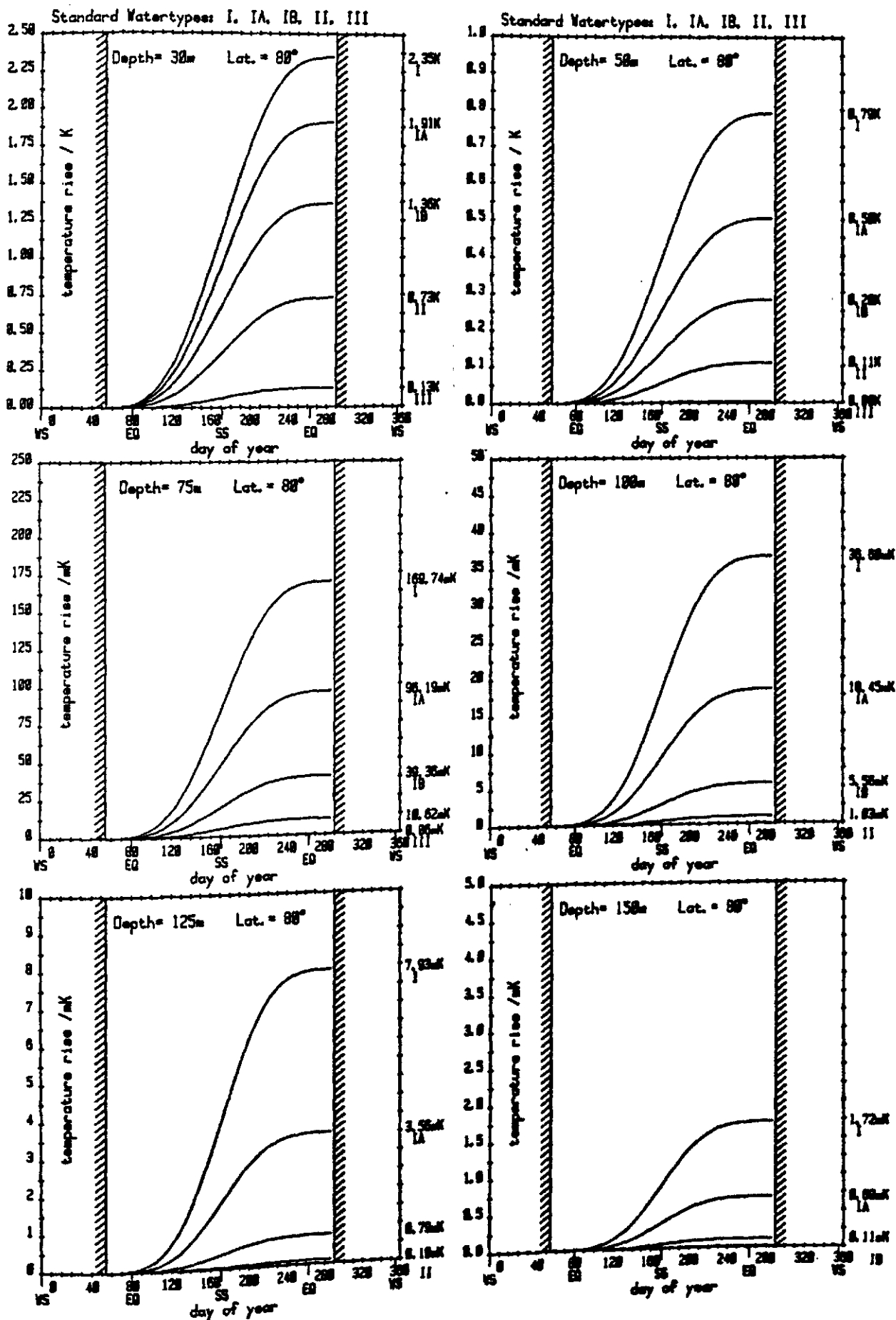
6. Jahresintegral der Erwärmung aus Tagesmitteln



6. Jahresintegral der Erwärmung aus Tagesmitteln



6. Jahresintegral der Erwärmung aus Tagesmitteln



6. Jahresintegral der Erwärmung aus Tagesmitteln