

Berichte  
aus dem  
Institut für Meereskunde  
an der  
Christian-Albrechts-Universität Kiel  
Nr. 17

UNTERSUCHUNGEN ZUM JAHRESGANG DES  
ATMOSPHAERISCHEN WAERMEHAUSHALTS FUER  
DAS GEBIET DER OSTSEE

Teil I - Textband

(Die Arbeit besteht aus einem Textband und einem Abbildungsband)



Als Dissertation des Fachbereiches

Mathematik-Naturwissenschaften

vorgelegt von

H.D. Behr

① 10.32P9 / IFM-BER-17

Kiel  
1976

Berichte  
aus dem  
Institut für Meereskunde  
an der  
Christian-Albrechts-Universität Kiel  
Nr. 17

A STUDY OF THE ANNUAL CHANGE OF THE  
ATMOSPHERIC HEAT BUDGET IN THE REGION  
OF THE BALTIC SEA

- Volume I (Text)

by

H. D. Behr

Requesters may obtain copies of this report from

Hein Dieter Behr  
Institut für Meereskunde  
Abt. Maritime Meteorologie

D 2300 K i e l 1  
Düsternbrocker Weg 20

# INHALTSVERZEICHNIS

	Seiten
1. Inhaltsübersicht	1
2. Verzeichnis der benutzten Symbole und Abkürzungen	3
3. Die Wärmehaushaltsgleichung	5
3.1. Allgemeine Bemerkungen	5
3.2. Herleitung	6
3.3. Vergleich mit Rechnungen anderer Autoren	10
4. Einführung in die Klimatologie des Untersuchungsgebietes	13
5. Herkunft und Aufarbeitung des für die Rechnungen benutzten Datenmaterials	15
5.1. Die Radiosondendaten	15
5.1.1. Angewandte Korrekturverfahren	16
5.2. Daten über die mittleren Bewölkungsverhältnisse	23
5.3. Die Niederschlagsdaten	24
5.4. Die Bodendaten	24
6. Diskussion der Ausgangsdaten	25
6.1. Die Temperatur	26
6.2. Der Wind	34
6.3. Die mittlere Bewölkung	40
6.4. Die Oberflächentemperatur der Ostsee	42
7. Berechnung der einzelnen Terme der Haushaltsgleichung und ihre Diskussion	43
7.1. Die Strahlungsumsetzung in der Atmosphäre	43
7.2. Die bei Niederschlagsbildung freiwerdenden Kondensationswärme	58
7.3. Der vertikale turbulente Fluß sensibler Wärme	61
7.4. Die Horizontaldivergenz der Energieflüsse	67
7.4.1. Forderungen an das Datenfeld	68
7.4.2. Berechnung der Vergenzen	75
7.4.3. Diskussion der Ergebnisse	76
7.4.3.1. Die Energieflüsse	76
7.4.3.2. Die Vergenzen der Energieflüsse	84
8. Zusammenfassung	89
9. Danksagung	92
10. Literaturverzeichnis	93

## 1. INHALTSUEBERSICHT

Energetische Betrachtungen der Atmosphäre mit Hilfe von Radiosondendaten werden bevorzugt für die gesamte Erde oder zumindest für die Nordhalbkugel (Hemisphäre) durchgeführt. Die daraus erhaltenen Ergebnisse können bei der Durchführung von Simulationsrechnungen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation als Orientierung dienen. Will man die aus Untersuchungen der Hemisphäre gewonnenen Ergebnisse auf kleinräumige Gebiete übertragen, so stößt man auf Probleme, deren Ursache meist in der Größe, der Gestalt und der geographischen Lage des gewählten Gebietes zu suchen sind. Trotz dieser seit langem bekannten Schwierigkeiten wurde mit wechselndem Erfolg für einige Gebiete der Erde versucht, Berechnungen des Energiehaushalts durchzuführen.

Die hier vorliegende Studie ist als Glied in der Kette solcher Untersuchungen zu sehen, die sich mit der Energetik kleinräumiger, geschlossener Gebiete befassen.

Bei einer derartigen Untersuchung ist zu erwarten, daß sich der Einfluß z.B. der Land-See-Verteilung oder der Orographie wesentlich stärker bemerkbar machen wird als bei großräumigen Betrachtungen. Deshalb ist für das Gelingen derartiger Studien ein in horizontaler wie vertikaler Richtung genügend repräsentatives, d.h. feinmaschiges Datennetz eine Voraussetzung. Aus diesem Grunde wird im Abschnitt 5 der Erarbeitung eines in sich konsistenten Datenfeldes ein breiter Raum gewidmet.

Anlaß, die Energetik der freien Atmosphäre über dem gewählten Gebiet, nämlich der Ostsee, zu untersuchen, war die Ringvorlesung "Meereskunde der Ostsee", die im Wintersemester 1968/69 und im Wintersemester 1971/73 am Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel gehalten wurde.

In seinem Vortrag "Klima und Wetter der Ostsee" regte Prof. Dr. Fr. Defant an, die Energetik der freien Atmosphäre mit

Hilfe neueren Datenmaterials zu erarbeiten. Ich entschloß mich, dieses Problem aufzugreifen und einer eingehenden Bearbeitung zu unterziehen. Eine ähnlich gelagerte energetische Untersuchung für den Westteil des Arabischen Meeres, BEHR und DEFANT (1972), wurde zu dieser Zeit gerade abgeschlossen. Im Gegensatz zum Arabischen Meer weisen die Energiegrößen im Bereich der Ostsee einen starken jahreszeitlichen Gang auf, deshalb sollte auf die Bestimmung dieser Veränderlichkeit ein großer Wert gelegt werden. Die Figur 1 zeigt das gewählte Untersuchungsgebiet.

Nachdem diese Arbeit in Angriff genommen worden war, zeigte es sich, wie mannigfach die zu bewältigenden Aufgaben waren. Aus diesem Grunde ist diese Studie nur ein Teil einer ins Einzelne gehenden umfassenderen meteorologischen Untersuchung des atmosphärischen Raumes über der Ostsee.

Parallel zu dieser Studie hat SKADE (1975) die Klimatologie dieses Gebietes untersucht, während die Bearbeitung des Feuchtehaushalts von BAESE (1975) zur Zeit noch vorgenommen wird.

## 2. VERZEICHNIS DER BENUTZTEN SYMBOLE UND ABKÜRZUNGEN

### 2.1. Skalare Größen

$c_p, c_v$	spezifische Wärmen der Luft bei konstantem Druck bzw. Volumen
$f$	Coriolisparameter, $f = 2 \Omega \sin \phi$
$g$	Schwerebeschleunigung der Erde, $g = 980,6 \text{ cm/sec}^2$
$I$	sensible Energie, Enthalpie $I = c_p \cdot T$
$K$	kinetische Energie
$L$	Verdampfungswärme (ca. 600 cal/g)
$N$	Niederschlag
$P$	potentielle Energie, $P = g \cdot z$
$p$	Luftdruck
$p_s$	Bodenluftdruck
$\dot{Q}$	nicht-adiabatische Wärmezufuhr pro Massen- und Zeiteinheit
$Q_s$	vertikaler turbulenter Fluß von sensibler Wärme
$R$	Gaskonstante der trockenen Luft, $R = 2,868 \times 10^6 \text{ erg/g/grad}$
$T$	Lufttemperatur ( $^{\circ}\text{K}$ )
$t$	Zeit
$u$	optische Weglänge, nur im Abschnitt 7.1.
$x, y$	horizontale Koordinaten, positiv nach Osten bzw. positiv nach Norden
$z$	Vertikal-Koordinate, positiv zum Zenit
$\alpha$	spezifisches Volumen; $\alpha = \frac{1}{\rho}$
$\rho$	Dichte der Luft
$\theta$	potentielle Temperatur
$\Omega$	Winkelgeschwindigkeit der Erde, $\Omega = 7,29 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$
$\sigma$	Konstante im Stefan-Boltzmannschen Strahlungsgesetz $B = \sigma T^4$ , $\sigma = 81,3 \times 10^{-12}$ , cal/(cm <sup>2</sup> ·min·grad <sup>4</sup> )

### 2.2. Vektorielle Größen

$$\begin{aligned} \vec{V}_3 &= u \vec{i} + v \vec{j} + w \vec{k} && \text{im } z\text{-System} \\ &= u' \vec{i}' + v' \vec{j}' + w' \vec{k}' && \text{im } p\text{-System} \end{aligned}$$

Dabei gilt:

u: zonale  
v: meridionale  
w: vertikale

} Komponente des Windes

$\omega = \frac{dp}{dt}$  generalisierte Vertikalgeschwindigkeit im p-System

Normalerweise werden nur die horizontalen Komponenten des Windes betrachtet. Deshalb wird auf den Index "2" verzichtet, indiziert wird nur, wenn zwischen dem horizontalen und dem totalen Windvektor unterschieden werden soll.

$f$  Reibungsvektor  
 $\mathcal{R}_\uparrow$  aufwärts gerichteter Strahlungsfluß  
 $\mathcal{R}_\downarrow$  abwärts gerichteter Strahlungsfluß  
 $\mathcal{R}_N$  Nettostrahlungsstrom,  $\mathcal{R}_N = \mathcal{R}_\uparrow - \mathcal{R}_\downarrow$

Die Bedeutung aller anderen benutzten Symbole geht aus dem jeweiligen Zusammenhang hervor.

### 3. DIE WAERMEHAUSHALTSGLEICHUNG

#### 3.1. *Allgemeine Bemerkungen zum Wärmehaushalt*

Der Antrieb für die atmosphärische Zirkulation der Erde erfolgt durch die geographisch unterschiedliche Energiezufuhr von der Sonne her. Dieser diabatische Prozeß erzeugt im Mittel ein meridionales Temperaturgefälle vom Äquator zu den beiden Polen hin. Die Atmosphäre ist bestrebt, die räumlich differenzierte Erwärmung wieder auszugleichen. Dieser Ausgleich erfolgt in den verschiedenen "Scales" mit Hilfe der unterschiedlichsten Energieflüsse. Verfolgt man die einzelnen Transporte und ihre zeitliche wie räumliche Veränderlichkeit, so erhält man einen Einblick in den Mechanismus des Ablaufs der atmosphärischen Zirkulation.

Ein abgeschlossener energetischer Zyklus ist der atmosphärische Wärmehaushalt. Er soll für ein regional begrenztes Gebiet, z.B. die Ostsee und die sie begrenzenden Landmassen, untersucht werden. Diese räumliche Begrenzung wurde bewußt gewählt, um einen tieferen Einblick in die regionale Struktur des atmosphärischen Wärmehaushalts zu bekommen.

Bei Untersuchungen des hemisphärischen Energiehaushalts dagegen beschränkt man sich häufig, in Kenntnis der Quantität und der Qualität der Daten, auf Darstellungen zonaler Mittel der einzelnen Energiegrößen, so z.B. HASTENRATH (1968) oder OORT und RASMUSSEN (1971). Auf diese Weise wird aber die räumliche Verteilung der einzelnen Energiebeiträge verwischt.

Im weiteren soll in diesem Abschnitt 3 folgendermaßen vorgegangen werden. Im Abschnitt 3.2. wird das für die Rechnungen nötige Formelgerüst erarbeitet und im Abschnitt 3.3. werden Ergebnisse von Rechnungen anderer Autoren diskutiert.

### 3.2. Ableitung eines analytischen Ausdruckes für die Wärmehaushaltsgleichung

Für das Verständnis der folgenden Abschnitte ist es erforderlich, die Herleitung der Wärmehaushaltsgleichung durchzuführen.

Die antreibende Kraft der atmosphärischen Zirkulation, die Sonneneinstrahlung, führt der Atmosphäre diabatisch die Wärmemenge  $\dot{Q}$  zu. Sie wird nach dem ersten Hauptsatz der Wärmelehre

$$(3.1.) \quad \dot{Q} = \frac{dU}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} \quad (dU = c_v dT, \text{ innere Energie})$$

dort umgewandelt. Der Wärmehaushalt wird zum einen dadurch balanciert, daß die einzelnen Energieformen in verschiedene Gebiete transportiert werden, d.h. es ergeben sich Konvergenzen und Divergenzen der einzelnen Energieflüsse. Darüberhinaus erfolgt eine Umwandlung in andere Energieformen. Um diese genannten Prozesse beschreiben zu können, wird die dreidimensionale Bewegungsgleichung in Vektorschreibweise herangezogen.

$$(3.2.) \quad \frac{dM}{dt} = - \frac{1}{\rho} \text{grad } p - \text{grad } \phi - 2 \vec{\Omega} \times M + \mathcal{F}$$

Die Bedeutung der einzelnen Symbole entnehme man Abschnitt 2. Aus den Gleichungen (3.1.) und (3.2.) läßt sich nach der von STARR (1951) beschriebenen Herleitung die Wärmehaushaltsgleichung finden. Sie lautet

$$(3.3.) \quad \int_u^o \dot{Q} \frac{dp}{g} = \int_u^o \frac{\partial}{\partial t} (I + P) \frac{dp}{g} + \int_u^o \text{div}_3 \{ (I + P) M_3 \} \frac{dp}{g}$$

Dabei bedeuten:

$I = c_p T$  die Enthalpie (sensible Wärme),

$P = g \cdot z$  die potentielle Energie,

$\dot{Q}$  die von außen zugeführte Nettoenergie pro Flächen- und Zeiteinheit.

Zur Berechnung dieses Termes wird in dieser Untersuchung zum einen der Beitrag des langwelligen Nettostrahlungsstromes, im folgenden abgekürzt durch  $R_u - R_o$  (siehe Abschnitt 7.1.), und zum anderen der Beitrag der bei der Niederschlagsbildung frei werdenden Kondensationswärme, im folgenden abgekürzt durch  $L \cdot N$  (siehe Abschnitt 7.2.), berücksichtigt. Es hatte sich gezeigt, daß dies die wichtigsten Beiträge sind.

Es soll an dieser Stelle nochmals betont werden, daß die Gleichung (3.3.) nur eine Auskunft über den atmosphärischen Wärmehaushalt gibt. Der Feuchtehaushalt soll hier nicht untersucht werden. Dieser Themenkreis ist der Studie von BAESE (1975) vorbehalten. Bei der Herleitung der Gleichung (3.3.) macht STARR (1951) folgende Einschränkungen:

1. Er fordert, daß die Atmosphäre hydrostatisch balanciert sein soll. Es soll also die hydrostatische Grundgleichung

$$(3.4.) \quad \frac{\partial p}{\partial z} = - g \rho$$

Gültigkeit besitzen.

2. Die Wirkung der Reibungskräfte wird als gering im Vergleich zu den anderen Gliedern der Wärmehaushaltsgleichung angesehen. Diese Entscheidung soll durch eine Zahl belegt werden.

FECHNER (1970) fand für eine Situation mit ausgeprägter Westwinddrift (Hamburger Sturmflut 1962) für das Gebiet des Nordatlantiks und Europas Werte für die Reibung in der Größe von

$$177 \text{ Joule/cm}^2/\text{Tag} = 5,1 \cdot 10^{-4} \text{ cal/cm}^2/\text{sec}.$$

Es wird sich später zeigen, daß die anderen Glieder der Haushaltsgleichung um ein bis zwei Größenordnungen größer sind als die Reibung. Sie ist damit für die weiteren Rechnungen ohne Bedeutung.

3. Der Beitrag der kinetischen Energie im Vergleich zu anderen Energiegrößen wird als gering angesehen. Dies soll ebenfalls an einem Zahlenbeispiel veranschaulicht werden. Nimmt man für die Atmosphäre eine mittlere Windstärke von etwa

12 m/sec an, so erhält man für die kinetische Energie einen Beitrag von:

$$K = 1,44 \cdot 10^6 \text{ cm}^2/\text{sec}^2 = 1,44 \cdot 10^6 \text{ erg/g} = 3,44 \cdot 10^{-2} \text{ cal/cm}^2/\text{mb}$$

Für die sensible Energie ergeben sich Werte von im Mittel  $60 \text{ cal/cm}^2/\text{mb}$  und für die potentielle Energie  $24 \text{ cal/cm}^2/\text{mb}$ .

Man macht sich aus diesem Grunde mit Hilfe der genannten Zahlen leicht klar, daß von der kinetischen Energie ein zu vernachlässigender Beitrag zu erwarten ist.

Im folgenden soll die Haushaltsgleichung (3.3.) noch etwas umgeformt und damit den Rechnungen angepaßt werden.

Der Divergenzterm läßt sich in einen horizontalen und in einen vertikalen Beitrag aufspalten. Führt man außerdem die Integration von der Meeresoberfläche als Untergrenze bis zur Obergrenze der Atmosphäre durch, so läßt sich die Gleichung (3.3.) schreiben als:

$$(3.5.) \quad R_u - R_o + L \cdot N = \int_u^o \frac{\partial}{\partial t} (I+P) \frac{dp}{g} + \int_u^o \text{div}_2 \left( (I+P) M_2 \right) \frac{dp}{g} + \\ \left( (I+P) \rho w \right)_o - \left( (I+P) \rho w \right)_u .$$

Der dritte Summand auf der rechten Seite der Gleichung (3.5.) verschwindet, da man annimmt, daß die Vertikalgeschwindigkeit an der Atmosphärenobergrenze ( $w_o$ ) gleich Null ist. Der vierte Summand beschreibt den vertikalen turbulenten Energiefluß vom Untergrund in das betrachtete Volumen hinein. Für den Fall der Diskussion der Wärmehaushaltsgleichung ist dies der turbulente Fluß sensibler Wärme ( $Q_s$ ), der im Abschnitt 7.3. diskutiert werden wird.

Der erste Summand der Gleichung (3.5.), die zeitliche Veränderlichkeit der Summe aus potentieller und sensibler Energie, wird vernachlässigt, da sein Beitrag im Vergleich zu denen der anderen Terme gering ist.

In dieser Arbeit wird nicht nur angestrebt, eine räumliche Differenzierung der einzelnen Größen des Energiehaushalts zu erarbeiten, sondern es soll auch auf ihre zeitliche Veränderlichkeit eingegangen werden. Um dieses Ziel zu erreichen, wird folgendermaßen vorgegangen:

Die Größe  $X$  läßt sich aufspalten in ihr zeitliches Mittel  $\bar{X}^t$  und die Abweichung  $X'$  davon, also:

$$(3.6.) \quad X = \bar{X}^t + X'$$

Die Mittelung eines Produktes  $X \cdot Y$  hat dementsprechend folgende Form:

$$(3.7.) \quad \overline{X \cdot Y}^t = \bar{X}^t \cdot \bar{Y}^t + \overline{X' \cdot Y'}^t$$

In der Gleichung (3.7.) gibt der erste Summand Auskunft über die mittleren Verhältnisse und der zweite über die gesuchte zeitliche Veränderlichkeit.

Um den Jahresgang der einzelnen Größen präsentieren zu können, muß die Mittelbildung für die einzelnen Monate getrennt erfolgen. Die Größe  $\bar{X}^t$  ist also aus dem gewählten Beobachtungszeitraum der Mittelwert aller aus einem Monat zur Verfügung stehender Daten und  $X'$  die Abweichung der Werte vom genannten Mittelwert  $\bar{X}^t$ . Diese mathematische Operation wird nun auf die einzelnen Terme der Gleichung (3.5.) angewandt, mit folgenden Ausnahmen: Da der Nettostrahlungsstrom innerhalb eines Monats keine großen Schwankungen aufweist, sind die Abweichungen der Größe  $R_u - R_o$  vom zeitlichen Mittelwert unbedeutend für den Wärmehaushalt und werden deshalb nicht weiter berücksichtigt.

Da die turbulenten Flüsse sensibler Wärme im "Micro-scale" ablaufen, die durch Parametrisierung mit Größen des synoptischen Scales mathematisch verknüpft werden, ist eine Aufspaltung nach Gleichung (3.7.) nicht möglich.

Die Größe  $L \cdot N$  konnte nur als Mittelwert bestimmt werden. Aufgrund der oben genannten Überlegungen erhält die zu erarbeitende Gleichung folgende Form:

$$(3.8.) \quad \overline{R_u - R_o}^t = \int_u^0 \text{div}(\overline{I+P})^t \rho^{-t} \frac{dp}{g} + \int_u^0 \text{div} (\overline{I+P})' \rho'^t \frac{dp}{g} - (Q_s + L \cdot N)$$

Die Bedeutungen der einzelnen Terme der Gleichung (3.8.) wurden bereits bei der Herleitung angesprochen. Ihre Berechnung und Diskussion erfolgt im Abschnitt 7. Im Abschnitt 8 werden die einzelnen energetischen Beiträge zum Gesamthaushalt zusammengestellt präsentiert.

### 3.3. Vergleich mit Rechnungen anderer Autoren

Im Abschnitt 1 wurde darauf hingewiesen, daß Ergebnisse energetischer Haushaltsrechnungen bereits von verschiedenen Verfassern präsentiert wurden.

In diesem Abschnitt sollen des besseren Verständnisses wegen die grundlegenden Arbeiten genannt werden.

Nach Wissen des Verfassers hat PRIESTLEY (1949) die erste systematische Untersuchung des Wärmehaushalts durchgeführt. Ihm standen eine für die damalige Zeit als lang anzusehende Reihe von Radiosondendaten der Station Larkhill (OMM/WMO-Nummer: 03.743) in Großbritannien zur Verfügung. Der Beobachtungszeitraum betrug drei Jahre. Aus den Radiosondendaten berechnete er die zeitlichen gemittelten Flüsse und ihre zeitliche Variabilität. Wegen der Kürze des Beobachtungszeitraumes sind die Ergebnisse dieser Untersuchung aber nur bedingt aussagekräftig.

Eine Verfeinerung der Untersuchung brachte die Arbeit von BROOK (1971). Er wählte die Daten des "Laverton-Experimentes" und unterzog sie einer Spektralanalyse. (In der Zeit vom 26.09. bis 23.10.1967 wurden in Laverton, Victoria, Australien, alle drei Stunden hochreichende Radiosondenmessungen durchgeführt). Das Ergebnis der Untersuchung zeigt, daß in der mittleren Atmosphäre (etwa in 8 km Höhe) Maxima der Energieflüsse bei Perioden von 0,5 und 5 Tagen auftraten.

Solange die vertikale Auflösung der Atmosphäre durch Radiosondenmeldungen ungenügend war, versuchte man mit Hilfe langer Reihen von Bodendaten energetische Betrachtungen durchzuführen. Man beschäftigte sich meist nur mit der Feuchte, da man davon ausging, daß die Kenntnis von Verdunstung und Niederschlag ausreicht, um eine Aussage über den Feuchtehaushalt der Atmosphäre zu erlauben.

Haushaltsberechnungen unter Einschluß von sensibler und potentieller Energie ließen sich aber erst dann durchführen, nachdem hinreichend lange Reihen von Radiosondenmessungen vorlagen, da für ein derartiges Vorhaben die Kenntnis der vertikalen Ver-

teilung der Temperatur und des Geopotentials bzw. des Druckes erforderlich ist.

Aus neuerer Zeit liegen dazu Arbeiten u.a. von OORT und RASMUSSEN (1971), OORT (1971) und SPETH (1974) vor. Der Untersuchungszeitraum umfaßt die Zeitspanne von fünf Jahren.

Leider präsentieren die Verfasser ihre Ergebnisse meist nur in zonalen Mitteln und zum Teil in Vertikalintegralen, so daß ein Vergleich mit einem regional begrenzten Gebiet erschwert wird. Die angesprochenen Arbeiten beschäftigen sich mit der Energetik der Nordhalbkugel der Erde. Für regionale Betrachtungen dagegen ist vor allem der Nordamerikanische Kontinent bevorzugtes Untersuchungsgebiet. Hier liegt das größte zusammenhängende Netz von Radiosondenstationen vor, in dem außerdem überall der gleiche Radiosondentyp benutzt wird.

Eine erste Untersuchung wurde von WHITE (1951) für die USA und den Nordatlantik durchgeführt. Der Untersuchungszeitraum umfaßte die Monate Februar und März 1949. Da der Verfasser seine Ergebnisse von seinem gewählten Gebiet auf die Nordhalbkugel extrapoliert, sind seine Ergebnisse kritisch zu betrachten. Neuere Untersuchungen zum Wärmehaushalt begrenzter Gebiete liegen von HASTENRATH (1966, 1968, 1971) vor. Ausgewähltes Gebiet ist die Karibische See und der Golf von Mexiko.

GRUBER (1970) führte ähnliche Untersuchungen für eine begrenzte Landregion (Halbinsel Florida) durch.

Zum Abschluß dieses Abschnittes soll noch auf einige Probleme hingewiesen werden, die sich bei der Durchführung der genannten Rechnungen stets ergaben. Mit den Winddaten hatten die Verfasser die größten Schwierigkeiten. Nimmt man für die Untersuchungen Routinemeldungen, so kann man, allein schon wegen der Art der Verschlüsselung der Daten in den Radiosondentelegrammen, mit einer Genauigkeit von höchstens  $\pm 0,5$  Knoten bei den Werten für die Windstärke und von  $\pm 5^\circ$  bei denen für die Windrichtung rechnen. Aus diesem Grunde nimmt die Bearbeitung des Windfeldes einen großen Teil der Untersuchungen des Energie-

haushalts ein. Auch in dieser Studie erfordern die Daten des Windes große Aufmerksamkeit. Im Abschnitt 7.4.1. wird genauer darauf eingegangen. Wollen die Verfasser den Schwierigkeiten der Homogenisierung der Winddaten aus dem Wege gehen, so ziehen sie für ihre Untersuchungen zeitlich gemittelte Datensätze heran, so zum Beispiel HASTENRATH (1968) oder PALMÉN und VUORELA (1963).

Bei der zeitlichen Mittelung ist sicherlich das Datenmaterial verbessert worden, dennoch haben derartige klimatologische Untersuchungen den Nachteil, daß sie keine Auskunft geben über die Glieder der Haushaltsgleichung, die die zeitlich turbulenten Flüsse enthalten. Im Abschnitt 7 wird sich zeigen, daß man den Wärmehaushalt nur unter Berücksichtigung sämtlicher Terme der Gleichung (3.8.) balancieren kann.

Eine weitere Schwierigkeit bereitete den Verfassern die Bestimmung der Horizontaldivergenz der Energieflüsse. Dabei wurde auf zwei verschiedenen Wegen vorgegangen. Entweder übertrugen die Bearbeiter die Werte der unregelmäßig über die Erde verteilten Radiosondenstationen mit Hilfe geeigneter mathematischer Verfahren auf ein gleichabständiges Gitternetz. In diesem Falle ist die Bestimmung der Ableitungen einzelner Größen bequem möglich. Dieser Weg wurde stets dann gewählt, wenn das Untersuchungsgebiet mindestens die Größe eines Erdoktanten hat.

Bei der energetischen Untersuchung kleinräumiger Regionen dagegen legt man vielfach um das Untersuchungsgebiet einen Polygonzug und bestimmt mit Hilfe des Gauß'schen Satzes aus den Flüssen quer zum Rand die Horizontaldivergenz. Ein ähnliches Verfahren wird in dieser Untersuchung angewandt und im Abschnitt 7.4. beschrieben.

Bei globalen Untersuchungen entfällt außerdem das Problem der Randwerte. Dort gibt es keine Ränder in horizontaler Richtung, während man bei ausgewählten Gebieten immer gezwungen ist, irgendwelche Annahmen über den Verlauf der Größen entlang des Randes zu machen. Dieses Problem tritt auch in der vorliegenden Arbeit auf.

#### 4. EINFUEHRUNG IN DIE KLIMATOLOGIE DES UNTERSUCHUNGS- GEBIETES

Im Abschnitt 1 wurde darauf verwiesen, daß eine in Einzelheiten gehende Untersuchung der Klimatologie der freien Atmosphäre über dem Ostseeraum von SKADE (1975) vorgenommen wird. Darum soll hier lediglich auf einige typische Eigenheiten eingegangen werden, die das Klima der betrachteten Region beeinflussen. Die Beschreibung der einzelnen meteorologischen Elemente erfolgt in den Abschnitten 6.1. bis 6.4.

Wesentlich für die Klimatologie der freien Atmosphäre des Untersuchungsgebietes ist, daß es fast das gesamte Jahr über von den polaren Luftmassen aus dem Norden und der Luft der gemäßigten Breiten von Süden her berührt wird. Die beide Luftmassen trennende Polarfront läuft im Mittel quer durch das Untersuchungsgebiet. Ihre Lage ist im Verlaufe des Jahres außerordentlich variabel. Nur in ausgeprägten Sommern verläuft sie am nördlichen Rand des Untersuchungsgebietes.

Typisch für die mittlere planetarische Auslegung der Polarfront ist ihr wellenförmiger Verlauf innerhalb der Breitenzone  $50^{\circ}$  bis  $70^{\circ}$ . Im Mittel läßt sich je ein Haupttrog über den Ostküsten Asiens bzw. Nordamerikas erkennen. Der amerikanische Trog verändert seine Lage im Verlaufe des Jahres kaum, dagegen verlagert sich der ostasiatische während des Sommers, als Folge der Erwärmung des asiatischen Kontinents ostwärts in den mittleren Stillen Ozean.

Zwischen beiden Trögen bildet sich ein Wellenrücken aus, dessen Gestalt durch die Lage der beiden Tröge zueinander bestimmt wird. Da dieser Rücken zum großen Teil über Nord-europa liegt, bestimmen seine sich täglich ändernde Form und Lage zum Untersuchungsgebiet welche Luftmassen über die Ostsee hinweg transportiert werden. Darüberhinaus sorgen die vielen täglichen den nahezu ortsfesten Hauptwellen überlagerten Wellen und Wirbelstörungen, die über das Untersuchungsgebiet hinweg wandern, für einen kräftigen Luftmassenaustausch.

Umfassende Untersuchungen über Zugrichtung und Zyklonalität im Untersuchungsgebiet haben BAHRENBURG (1973) und LÜKENGA (1972) geliefert.

Eine weitere Beeinflussung des Luftmassentransports erfolgt aufgrund der synoptischen Situation und der Orographie. Dies soll nur in aller Kürze skizziert werden.

Es sind prinzipiell folgende synoptische Situationen möglich. Entweder transportiert die Westwinddrift maritime Luftmassen ins Untersuchungsgebiet hinein oder das im Winter über Rußland liegende Hochdruckgebiet dringt je nach Wetterlage bis nach Skandinavien vor. Durch diese beiden Erscheinungen erfolgt besonders im Winter über der Ostsee ein kräftiger Austausch verschieden temperierter Luftmassen. Ausgesprochene Ostwetterlagen, verbunden mit im Winter kalten, im Sommer warmen, trockenen Ostwinden, werden abgelöst von Westwetterlagen, die feuchte, milde Luftmassen in das Gebiet der Ostsee transportieren.

Der Einfluß der Orographie macht sich in folgender Weise bemerkbar. Während der südliche Teil des Untersuchungsgebietes kaum Erhebungen aufweist (Norddeutsche Tiefebene, Jütland, Südschweden), was nur eine geringe Beeinflussung bedeutet, erfolgt in seinem nördlicheren Teil eine stärkere Veränderung des Luftmassentransports durch den norwegischen Gebirgsrücken, den stark gegliederten Verlauf der Küsten, sowie auch durch den Grad der Vereisung des Meeres. Außerdem reichen Teile dieser Region im Winterhalbjahr in das Gebiet der polaren Nacht hinein.

Diese Veränderlichkeit läßt sich an den zur Untersuchung herangezogenen Daten ablesen, deren Diskussion nach ihrer Vorstellung im Abschnitt 5 im Abschnitt 6 erfolgt.

## 5. HERKUNFT UND AUFARBEITUNG DES FUER DIE RECHNUNGEN BENUTZTEN DATENMATERIALS

In diesem Abschnitt soll die Herkunft der einzelnen Datensätze genannt werden, die zur Berechnung der Terme der Haushaltsgleichung herangezogen wurden, und ihre Aufarbeitung beschrieben werden.

Zur Bestimmung der horizontalen Energieflüsse in der freien Atmosphäre und ihrer Divergenzen benötigt man Felder der Temperatur, der geopotentiellen Höhe der Druckflächen und des Windes. Der für die Rechnungen zur Verfügung stehende Satz von Radiosondendaten wird im Abschnitt 5.1. diskutiert.

Zur Berechnung des Nettostrahlungsstromes sind neben den Radiosondendaten (Temperatur, Feuchte, Geopotential) Kenntnisse über die Verteilung der mittleren Bewölkung, der Albedo des Untergrundes und der Bodentemperatur erforderlich. Diese Daten werden in den Abschnitten 5.2. bzw. 5.4. präsentiert.

Das Material, mit dessen Hilfe die bei der Kondensation von Wasserdampf freiwerdende Wärme bestimmt wurde, wird im Abschnitt 5.3. vorgestellt.

Zur Berechnung des vertikalen turbulenten Flusses sensibler Wärme vom Untergrund her wurden mehrere Datensätze herangezogen. Sie sollen im Abschnitt 5.4. erläutert werden.

### *5.1. Die Radiosondendaten*

Aus den Radiosondendaten wurden die horizontalen Energieflüsse der freien Atmosphäre berechnet. Daraus erfolgte in einem zweiten Rechenschritt die Bestimmung der Horizontaldivergenzen der Energieflüsse.

Da die sich aus der zeitlichen Mittelung ergebenden turbulenten Energieflüsse um zwei Größenordnungen kleiner sind als die mittleren Flüsse, stellen sie die höchsten Anforderungen hinsichtlich der Genauigkeit der zu beschaffenden Daten.

Es ist deshalb folgendes zu fordern:

1. Die Radiosondendaten sollen über einen möglichst langen Zeitraum vorliegen.
2. Die vertikale Auflösung der Atmosphäre muß feiner sein als es durch die Standardniveaus eines Radiosondenaufstieges (100, 85, 50, 30, 20, 15, 10 cb) geschieht, um eine genügende Auskunft über die vertikale Veränderlichkeit zu erhalten.
3. Innerhalb des Untersuchungsgebietes sollen möglichst viele Radiosondenstationen liegen. Für sie sollten möglichst für den gleichen Zeitraum die Punkte 1. und 2. erfüllt sein.
4. Da das gewünschte Material sehr umfangreich sein wird, sollte es auf einem Datenträger zur Verfügung stehen, der sich zur elektronischen Datenverarbeitung eignet.

Ein entsprechender Datensatz war beim U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Asheville, N.C., erhältlich. Die Lieferung der Daten erfolgte auf Magnetbändern und umfaßte den Zeitraum September 1963 bis Dezember 1970.

Die Lieferung enthielt die zu jedem synoptischen Termin routinemäßig im zwölfstündigen Abstand aufgenommenen Radiosondenwerte, und zwar nicht nur jene für die Standardniveaus, sondern auch jene für die speziellen Punkte. Aus Platzgründen wurden die Daten auf den Bändern stark komprimiert. Das dabei angewandte Verschlüsselungsschema war auf die bei NOAA benutzte Rechenanlage zugeschnitten. Die Aufbereitung dieser Daten wird nun kurz beschrieben.

#### 5.1.1. Angewandte Korrekturverfahren

Das Rechenzentrum der Universität Kiel befand sich zu dem Zeitpunkt als die Magnetbänder eintrafen, in einer Phase der Umstellung. Da die Hardware zum Lesen dieser Bänder zwar schon vorhanden, die für die Entcodierung notwendige Software seinerzeit noch entwickelt wurde, mußte, um nicht allzu viel Zeit zu verlieren, auf ein anderes Rechenzentrum ausgewichen werden.

Da der Verfasser als Benutzer dort aus internen Gründen gegenüber anderen Benutzern eine geringere Priorität hatte, war die Entschlüsselung der Bänder sehr zeitaufwendig. Daneben wies die von NOAA beigefügte Beschreibung des Bandinhalts grobe Ungenauigkeiten auf, die erst nach und nach erkannt werden konnten.

Ziel dieses Rechenabschnittes war es, Zeitreihen der Radiosondendaten zu erstellen. Dabei ergab sich noch folgende Schwierigkeit. Nicht zu jedem Beobachtungstermin hatten alle Stationen gemeldet oder aber es waren einige Aufstiege besonders umfangreich gewesen. Das bedeutete, um es an einem Beispiel zu zeigen, daß sich zwischen den Meldungen vom 1. Januar 1964 und denen vom 1. Januar 1965 für die Station Schleswig eine andere Anzahl von Blöcken auf dem Magnetband befand als es z.B. bei der Station Murmansk der Fall war. Darum war es erforderlich, daß in den Prozeß der Entcodierung sehr viel manuell eingegriffen werden mußte, um das Rechenprogramm nicht zu umfangreich werden zu lassen.

Nachdem die gewünschten Zeitreihen vorlagen, wurden sie weiteren Prüfungen unterzogen, um eventuelle Fehler zu eliminieren. Am Ende dieses Rechenschrittes lagen die Daten in Zeitreihen auf den "Hauptniveaus" vor. Unter "Hauptniveaus" werden im folgenden stets die folgenden Flächen verstanden: 101, 100, 95 cb, dann in gleichen Schritten von 5 cb aufwärts alle Niveaus bis einschließlich der 15 cb-Fläche. Die weiteren Flächen sind: 12,5, 10, 0,9, 0,8, 0,7, 0,6 und 0,5 cb. Für das 101 cb bzw. 100 cb-Niveau lagen selbstverständlich nur dann Werte vor, wenn der Bodenluftdruck nicht kleiner als 101 cb bzw. 100 cb war.

Die einzelnen Kriterien, nach denen die Prüfung erfolgte, sollen im folgenden aufgezählt werden:

5.1.1.1. Das Geopotential

Im ersten Schritt wurden die gemeldeten Höhenwerte mit der U.S. Standard Atmosphäre verglichen (siehe LINKE und BAUR (1970), Tabelle 33a). Dabei wurde wegen der täglichen Veränderlichkeit der Atmosphäre zugelassen, daß in einer bestimmten Höhe der zugehörige Druckwert der Standard Atmosphäre um höchstens  $\Delta p$  über- oder unterschritten werden darf. In diesem Falle wurden die Höhenangaben als fehlerfrei angenommen. Diese Schranken  $\Delta p$  wurden zusammen mit SKADE (1975) als für diesen Datensatz ausreichend herausgefunden.

Tabelle 1 (Erläuterungen siehe im Text)

Schicht in cb	Zugelassene Abweichung $\Delta p$ von der U.S. Standard-Atmosphäre in cb		
	Monate		
	Sept.-Mai	Juni	Juli-Aug.
101 - 35	10,5	8,5	8,5
30 - 20	8,5	6,0	4,5
20 - 5	4,5	3,5	3,5

Danach wurde jeder Aufstieg mit der nach Abschnitt 5.1.1.2. überprüften Temperatur hydrostatisch hochgerechnet und eventuell noch vorhandene falsche Daten korrigiert. Im Anschluß daran wurden die Daten auf die Hauptniveaus interpoliert. Die Interpolation erfolgte hier, wie auch bei der Temperatur - Abschnitt 5.1.1.2. - und dem Wind - Abschnitt 5.1.1.4. - logarithmisch bezüglich des Druckes.

#### 5.1.1.2. Die Temperatur

Nach SCHERHAG (1969) wurde für die einzelnen Monate eine mittlere vertikale Verteilung der Temperatur erstellt. Abweichungen von dieser Normalverteilung wurden bis zu 15°C nach BAESE (1973) zugelassen. Es zeigte sich, daß alle Unkorrektheiten ausnahmslos ihren Ursprung im Erstellen des Datensatzes bei NOAA hatten. Die fehlerhaften Aufstiege wurden mit Verwendung eines Stüve-Diagramm-Papiers überprüft und die korrigierten Daten manuell eingegeben. Im Anschluß daran wurden die Daten auf die Hauptniveaus interpoliert.

#### 5.1.1.3. Die Feuchte

Die einzelnen Aufstiege enthielten Angaben über die vertikale Verteilung der Taupunkttemperatur. Dabei waren folgende Fehler am häufigsten anzutreffen:

1. Die Taupunkttemperatur ist größer als die Trockentemperatur.
2. Die meisten Feuchtemeldungen lagen erst oberhalb von 85 cb vor und reichten auch nur bis in Höhen von 30 cb.

Nach eingehender Prüfung der Feuchtedaten zeigte es sich, daß sie zwar zu einer beschreibenden Klimatologie ausreichen würden, nicht aber als Grundlagenmaterial zur Berechnung der Horizontaldivergenz der mittleren oder gar der zeitlich turbulenten Feuchteflüsse dienen könnten. Aus diesem Grunde mußte an dieser Stelle das Projekt der Bestimmung des Energiehaushalts unter Einschluß der Feuchte fallen gelassen werden. Die Bestimmung des Feuchtehaushalts wird von BAESE (1975) mit Hilfe neueren und vollständigeren Datenmaterials durchgeführt.

#### 5.1.1.4. Die Winde

Da das Windfeld wesentlich die Energieflüsse und damit ihre Horizontaldivergenz bestimmt, mußte auf eine möglichst fehlerfreie Erarbeitung dieser Daten größten Wert gelegt werden. Um sicher zu sein, daß keine zu großen Windstärken das Ergebnis verfälschen, wurde nach FECHNER (1970) eine vertikale Verteilung der maximal zugelassenen Windstärken eingeführt. Diese Werte sind in Figur 2 dargestellt.

In einer zweiten Durchsicht der Datenfelder zeigte sich, daß der Wind vereinzelt in der Vertikalen von einem Niveau zum anderen rasche Änderungen bezüglich Richtung und Stärke aufwies, die sich an Hand der synoptischen Situation nicht erklären ließen. Es mußte deshalb eine Schranke eingeführt werden, unterhalb derer Windänderungen noch zulässig waren. Um die Winde unter diesem Gesichtspunkt zu prüfen, wurde die thermische Windgleichung (5.1.) in der folgenden Form herangezogen:

$$(5.1.) \quad \frac{d|W|}{dp} = \frac{1}{f} \frac{R}{p} \left| \frac{dT}{dn} \right| \quad (n: \text{Richtung der Normalen})$$

Sie beschreibt die vertikale Änderung des Windes in Abhängigkeit vom horizontalen Temperaturgradienten  $\frac{dT}{dn}$ . Um eine Auskunft über eine mittlere Größe dieses Temperaturgradienten zu erhalten, wurden verschiedene Wetterlagen an Hand von Boden- und Höhenkarten für das Untersuchungsgebiet durchgesehen. Nach Diskussion verschiedener Möglichkeiten wurde ein maximaler Wert von  $6,3^{\circ}\text{C}$  je 100 km als sinnvoll angesehen, um den oben genannten Fehler auszuschalten. Eine ähnliche Größenordnung fand OREDSSON (zitiert nach LILJEUQUIST (1974)).

Danach erfolgte die Interpolation der Winde auf die Hauptniveaus. Da die oben genannten Korrekturverfahren Windmeldungen eliminierten, war es natürlich das Ziel der Interpolation, die Niveaus wieder mit Werten zu besetzen. Dennoch wurde die Interpolation nur in solchen Fällen zugelassen, in denen das zu überbrückende Druckintervall nicht größer als 20 cb war,

anderenfalls wären unrealistische Werte erzeugt worden. In diesem Falle wurde es als besser angesehen, daß das Datenfeld Lücken aufwies.

Durch die oben vorgestellten Korrekturverfahren werden die meisten Fehler aus den Daten beseitigt sein. Eine Fehlermöglichkeit ließ sich jedoch nicht ausschließen.

Die einzelnen Ostseeanrainerstaaten verwenden verschiedene Radiosondentypen, darüberhinaus wird die Windbestimmung nach unterschiedlichen Methoden durchgeführt. Aus diesem Grunde hat es nicht an Versuchen gefehlt, die Radiosondentypen miteinander zu vergleichen (siehe dazu z.B. OMM/WMO (1952)). Den meisten Versuchen war aber kein großer Erfolg beschieden. Aus diesem Grunde ließ sich der oben angesprochene Fehler nicht eliminieren. Darüberhinaus konnte auf einen weiteren Fehler nicht eingegangen werden, auf den NAGEL (1969) hinwies. Er beobachtete bei den Tagesaufstiegen der Radiosonde M 60 oberhalb von 30 cb in den Temperaturmessungen einen Strahlungsfehler, der bis zu 10 % ausmachte. Es ist zu vermuten, daß für andere Radiosondentypen ähnliche Fehler auftreten.

Diese Fehler wurden nicht korrigiert. Am Ende dieses Rechenganges stand ein Datensatz zur Verfügung, mit dem der Beitrag der Horizontaldivergenzen der Energieflüsse zum atmosphärischen Wärmehaushalt entsprechend der im Abschnitt 3 präsentierten Gleichungen erarbeitet werden konnte. Dies wird im Abschnitt 7.4. geschehen. Zuvor sollen die Ausgangsdaten vorgestellt werden, und zwar im Abschnitt 6.1. die Temperatur und im Abschnitt 6.2. der Wind.

Die folgende Tabelle 2 enthält alle für die Rechnungen benutzten Radiosondenstationen. Ihre horizontale Verteilung zeigt die Figur 1. Bei den später folgenden Abbildungen, die die Horizontalverteilungen verschiedener Größen zeigen, wurde als Kartenuntergrund diese Figur genommen, da sie flächentreu ist.

Tabelle 2 Die für die Rechnungen benutzten Radiosondenstationen

Lfd.Nr.	geogr. Lage		Höhe ü.NN. (m)	OMM/WMO-Nr.	Name
	Breite (°N)	Länge (°E)			
1	67°16'	14°23'	13	01.152	Bodö
2	63°42'	09°37'	7	01.241	Örlandet
3	60°12'	11°05'	203	01.384	Oslo
4	65°33'	22°08'	16	02.057	Luleaa
5	59°21'	17°57'	22	02.077	Stockholm
6	57°43'	11°47'	4	02.084	Göteborg
7	67°22'	26°39'	180	02.836	Sodankylä
8	62°25'	25°39'	145	02.935	Jyväskylä
9	60°49'	23°29'	103	0.2963	Jokionen
10	55°46'	12°32'	40	06.181	Kopenhagen
11	54°32'	09°33'	48	10.035	Schleswig
12	54°06'	13°23'	5	10.184	Greifswald
13	53°22'	07°13'	1	10.202	Emden
14	52°28'	09°42'	55	10.338	Hannover
15	52°13'	14°07'	100	10.393	Lindenberg
16	52°25'	16°51'	92	12.330	Poznan
17	52°25'	20°58'	104	12.374	Warszawa
18	68°58'	33°03'	46	22.113	Murmansk
19	67°08'	32°26'	26	22.217	Kandalakscha
20	64°59'	34°47'	10	22.522	Kem-Port
21	61°43'	30°43'	18	22.802	Sortavala
22	59°25'	24°48'	44	26.038	Tallinn
23	59°58'	30°18'	4	26.063	Leningrad
24	57°50'	28°21'	42	26.258	Pskov
25	56°33'	21°01'	8	26.406	Libau
26	56°58'	24°04'	3	26.422	Riga
27	54°53'	23°53'	75	26.629	Kaunas
28	54°42'	20°30'	27	26.702	Kaliningrad

Von NOAA wurden noch Daten von sieben weiteren Radiosondenstationen geliefert. Sie konnten nur bei der Berechnung des Nettostrahlungsstromes berücksichtigt werden, da sie meist nur einen Zeitraum von ein oder zwei Jahren umfaßten. Das mag bei

einigen Stationen verwundern, da man sich an Hand der täglichen Wetterberichte des Deutschen Wetterdienstes leicht überzeugen kann, daß gemessen wurde. Die Daten wurden aber aus Gründen, die dem Verfasser nicht bekannt sind, von NOAA nicht erfaßt. Es handelt sich um folgende Stationen:

Lfd.Nr.	geogr. Lage		Höhe ü.NN (m)	OMM/WMO-Nr.	Name
	Breite (°N)	Länge (°E)			
29	63°11'	14°30'	366	02.062	Östersund
30	62°32'	17°27'	6	02.066	Sundsvall
31	57°39'	18°21'	47	02.160	Tingstade
32	57°06'	09°52'	3	06.030	Aalborg
33	52°49'	09°56'	68	10.238	Bergen-Hohne
34	52°28'	13°24'	50	10.384	Berlin-Tempelhof
35	54°12'	16°09'	34	12.105	Koszalin

### 5.2. Daten der mittleren Bewölkungsverhältnisse

Die Größe des Nettostrahlungsstromes wird von der vertikalen Verteilung des Geopotentials, der Temperatur, des Druckes und der absoluten Feuchte bestimmt. Diese Größen wurden schon im Abschnitt 5.1. vorgestellt. In der freien Atmosphäre erfolgt außerdem eine Beeinflussung durch die Bewölkung. Daten über ihre jahreszeitliche wie horizontale Verteilung aus dem Zeitraum 1967 bis 1970 stellte freundlicherweise Herr Prof. Dr. Horst MALBERG (1973) vom Institut für Meteorologie, Zentraleinrichtung 2, der Freien Universität Berlin zur Verfügung. Die Überlassung der Daten erfolgte 1973 im Rahmen der Arbeitsgruppe "Diagnose empirischer Felder der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation" (DEFAAZ). Die Information über die Bewölkungsverhältnisse lag zum Teil als Analyse, zum Teil als Zahlenfeld im Abstand von 2,5 Grad vor. Sie beruhen auf Messungen des Wettersatelliten ESSA 8, deren Auswertungen im Meteorologischen Institut der F.U. Berlin vorgenommen wurden. Nach MALBERG (1973) können die Daten als repräsentativ für den gesamten Untersuchungszeitraum 1963 bis 1970 angesehen

werden.

Aus den im Abschnitt 6.3. diskutierten Analysen der Bewölkungsverhältnisse wurden für jede Station die Werte herausgelesen und bei der Berechnung des Nettostrahlungsstromes, die im Abschnitt 7.1. beschrieben werden wird, eingegeben.

### 5.3. Die Niederschlagsdaten

Die Daten der Niederschlagsverhältnisse im Bereich des Untersuchungsgebietes wurden dem von STEINHAUSER (1970) im Auftrage der OMM/WMO herausgegebenen Atlas Climatique de l'Europe entnommen und zu Gebietsmittelwerten zusammengefaßt. Sie umfassen die Klimahauptperiode 1931-1960.

### 5.4. Die Bodendaten

#### 5.4.1. Die Albedo

Bei der Berechnung des Nettostrahlungsstromes geht die Albedo des Untergrundes ein. Die entsprechenden Werte für die langwellige Strahlung wurden bei KONDRATJEV (1969) entnommen. Es wurden folgende Werte gewählt:

Tabelle 3

<u>Bodenart</u>	<u>Albedo</u>
Eis/Schnee	3,5 %
Wasser	10,0 %
Sand	6,3 %

#### 5.4.2. Die Temperaturen des Untergrundes

Die Berechnungen des vertikalen turbulenten Flusses sensibler Wärme für das die Ostsee umgebende Festland wurden bereits in einer Untersuchung im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) von HENNING (1970) durchgeführt. Sie umfassen die Klimahauptperiode 1930 bis 1960. Die verwendeten

Rechenverfahren hat HENNING (1970) veröffentlicht. Die Überlassung dieser Daten erfolgte im Rahmen der wissenschaftlichen Zusammenarbeit der DEFAAZ-Arbeitsgruppe. Nach Auskunft von HENNING (1973) lassen sich die Ergebnisse ohne Bedenken auf den Berechnungszeitraum 1963 bis 1970 übertragen. Figur 42 zeigt die horizontale Verteilung der von HENNING benutzten Stationen.

Für das offene Meer sollte die Berechnung dieser Größe nach dem Austauschkonzept erfolgen, das im einzelnen im Abschnitt 7.3. diskutiert werden wird. Für diese Berechnungen werden benötigt:

1. Die Temperatur der wassernahen Luftschicht.

Da die Radiosondenstationen nur vereinzelt am Meer liegen, mußte ein neuer Datensatz herangezogen werden. Er wurde einer Arbeit von DEFANT (1972) entnommen.

2. Die Oberflächentemperatur des Meeres.

Diese Daten wurden Arbeiten von BÖHNECKE und DIETRICH (1951) und LENZ (1971) entnommen.

## 6, DISKUSSION DER AUSGANGSDATEN

Im Abschnitt 5 wurde die Erarbeitung und Korrektur der Grunddaten beschrieben. Diese Grunddaten werden nun präsentiert und diskutiert. Da die Untersuchung von SKADE (1975) die vollständige klimatologische Ausdeutung der Daten enthält, sollen an dieser Stelle nur Eigenheiten angesprochen werden, die für die vorliegende Studie von Bedeutung sind.

Wegen der Fülle des Datenmaterials wurden die Monate Januar, April, Juli und Oktober als für den Jahresverlauf charakteristisch ausgewählt. Dargestellt werden die einzelnen Größen in drei Vertikalschnitten, deren Lage aus der Figur 3 zu ersehen ist. Der Nordschnitt verläuft parallel zum Polarkreis, spiegelt also für den Januar die Verhältnisse der polaren Nacht wider. Der Mittelschnitt verläuft quer durch das Untersuchungsgebiet auf  $60^{\circ}$  Nord, während der Südschnitt auf

54,5° Nord möglichst nahe zur Südküste der Ostsee gezogen wurde.

Unter jedem Schnitt ist die jeweilige Land-See-Verteilung und die Lage der Stationen mit ihren OMM/WMO-Nummern eingetragen. Dargestellt werden zum einen die zeitlichen Mittelwerte der Grunddaten, die direkt aus den Zeitreihen gewonnen wurden, und zum anderen bei der Temperatur die Streuung und bei den Winden ihre Stetigkeit.

Im folgenden soll auf die einzelnen Grunddaten eingegangen werden. Zur Diskussion werden neben den eigenen Abbildungen die klimatologischen Karten von SCHERHAG (1969) herangezogen.

### 6.1. Die Temperatur

Da die horizontalen Unterschiede in den Temperaturwerten nicht sehr groß sind, würden Bilder der vertikalen Verteilung der Temperatur wesentliche Eigenheiten des Gebietes nicht aufzeigen. Um diese Feinheiten besser herausarbeiten zu können, wurde von jedem Aufstieg eine mittlere Temperaturverteilung abgezogen. Gewählt wurde dazu die US-Standard-Atmosphäre (nach LINKE und BAUR (1970) Tabelle 33a).

Dieser derart gewonnene Datensatz wird an Hand der Figuren 4, 6, 8 und 10 diskutiert. Parallel dazu wird die vertikale Verteilung der Streuung der Temperatur mit Hilfe der Figuren 5, 7, 9 und 11 erläutert.

Die Streuung wird folgendermaßen berechnet. Sei

$$(6.1.) \quad \bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$$

der Mittelwert der Reihe  $x_i$ , so lautet die Streuung:

$$(6.2.) \quad \sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\bar{x} - x_i)^2 = (\overline{x^2} - \bar{x}^2) .$$

Bei der Diskussion der Temperaturen wird auf ihre Verteilung in der bodennahen Luftschicht, in der mittleren Atmosphäre

(etwa 50 cb) und im Tropopausenniveau besonderes Gewicht gelegt, da sich dort die Eigenheiten des Untersuchungsgebietes speziell zeigen. Außerdem wird die Verteilung in dem obersten zur Verfügung stehenden Niveau (5 cb) angesprochen.

#### 6.1.1. Januar (Fig. 4 und 5)

Im Januar zeigen alle drei Schnitte am Boden das für den Winter typische Temperaturgefälle von West nach Ost (Fig. 4). Im Nord- und Südschnitt beträgt die Differenz zwischen dem Westen und dem Osten etwa  $8^{\circ}\text{C}$ . Im Westen ist die maritim gefärbte Luft und im Osten der Einfluß des kalten russischen Festlandes deutlich erkennbar. Im Mittelschnitt dagegen beträgt die Temperaturdifferenz nur  $5^{\circ}\text{C}$ , was darauf zurückzuführen ist, daß im Westen die Station Oslo wegen ihrer Kessel-lage innerhalb des norwegischen Gebirges nicht so stark wie die westlichen Stationen der beiden anderen Schnitte im Winter von den maritimen Luftmassen erreicht wird.

Der Einfluß der Ostsee macht sich deutlich im Verlauf der Isothermen bemerkbar. Es ist eine leichte Erwärmung der hier aufliegenden Luft bis in Höhen von 90 cb (etwa 800 m) erkennbar. In der mittleren Atmosphäre (Fig. 4) nimmt die Lufttemperatur mit der Höhe im Osten stärker ab als im Westen. Dies bedeutet wohl, daß im Osten die Anpassung an die winterlichen Verhältnisse bereits erfolgt ist.

Oberhalb der Tropopause, die im Winter in etwa 25 bis 30 cb liegt, ist die Schichtung im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes wegen der polaren Nacht nahezu isotherm. Aus diesem Grunde nehmen im Nordschnitt oberhalb der Tropopause die Temperaturdifferenzen zur U.S. Standard-Atmosphäre wieder zu. Der mittlere und südliche Schnitt zeigen ein anderes Verhalten. Hier entspricht der Temperaturverlauf oberhalb der Tropopause in etwa dem des mittleren Aufstieges, daher treten hier nur geringe vertikale Differenzen auf. Im Süden sind sogar Flecken

wärmerer Luft zu beobachten. Anhand der Abbildungen von SCHERHAG (1969) läßt sich die Begründung für die Existenz dieser Gebiete wärmerer Luft zwischen Greifswald (10.184) und Kaliningrad (26.702) leicht geben. In der Breitenzone  $45^{\circ}$  bis  $55^{\circ}$  beobachtet man in 10 cb einen Ring wärmerer Luft von  $-50^{\circ}\text{C}$  bis  $-55^{\circ}\text{C}$ , der im Untersuchungsgebiet zwischen den genannten Stationen besonders gut ausgeprägt ist. Das Temperaturgefälle in der 5 cb-Fläche verläuft umgekehrt wie am Boden. Besonders im Norden ist wiederum ein starker zonaler Gradient ausgeprägt. Diese Zunahme des Temperaturgefälles deutet auf eine Verstärkung der winterlichen stratosphärischen Westwinde hin. Auf sie wird später noch eingegangen.

Die vertikale Verteilung der Streuung der Temperatur (Fig. 5) weist folgende auffällige Eigenheiten auf. Am Boden nimmt die Streuung im Nordschnitt von Osten nach Westen hin ab, da der Golfstrom hier die täglichen Temperaturschwankungen mildert. Im Mittel- und Südschnitt macht sich die ausgleichende Wirkung der Ostsee in Bodennähe bemerkbar. Erst oberhalb von 85 cb trifft man in diesem Bereich wie im Norden Beträge von  $2^{\circ}\text{C}$  an. Die Tropopause deutet sich in allen drei Schnitten durch Bereiche mit geringster Schwankung, also mit minimalem Wechsel der Luftmassen an. Darüber nimmt die Variabilität der Lufttemperatur besonders im Nord- und Mittelschnitt kräftig zu. Das Anwachsen der Werte über  $4^{\circ}\text{C}$  hinaus ist nicht mehr realistisch, es liegt sicherlich an der Überforderung des Datenmaterials.

#### 6.1.2. April (Fig. 6 und 7)

Im April läßt sich am Boden das zonale Temperaturgefälle nach Osten hin nur noch im Nordschnitt beobachten. Es beträgt etwa  $4^{\circ}\text{C}$ . In den beiden anderen Schnitten macht sich die Erwärmung der bodennahen Luftschichten im Verlaufe des Früh-

lings bemerkbar. Dies bewirkt einen Ausgleich zwischen Wasser- und Lufttemperaturen. Das zonale Temperaturgefälle beträgt nur noch etwa  $1^{\circ}\text{C}$ .

Wegen der Umstellung der Temperaturverhältnisse im Frühling ist der Einfluß der Ostsee nur noch schwach zu erkennen. Bei allen drei Schnitten ist nur noch ein leichtes Absenken der Isothermen über dem Wasser feststellbar. Darüberhinaus wird der Isothermenverlauf im Nordschnitt weit mehr durch die Erwärmung der norwegischen Westküste als durch die Ostsee beeinflusst. In der mittleren Atmosphäre erfolgt in allen drei Schnitten eine stetige Abnahme der Temperatur mit der Höhe, die zonale Verteilung ist ausgeglichen. Nur im Nordschnitt macht sich die starke Abkühlung des finnisch-karelischen Raumes in Bodennähe bis in etwa 50 cb hinauf bemerkbar. Im Süden erfolgt ein leichter Einschub wärmerer Luftmassen.

Im Tropopausenniveau in 22 cb sind die Verhältnisse ausgeglichen. SCHERHAG (1969) zeigt für diesen Monat in 10 cb ein sehr seichtes nord-südliches Temperaturgefälle, das in der Figur 6 aber nicht zu erkennen ist. Oberhalb der Tropopause weist die Figur 6 kaum Struktur auf.

Die oben bereits genannte Umstellung der Zirkulation im Frühling und der damit verminderte Temperaturgegensatz Land-See zeigt sich auch bei der Vertikalverteilung der Streuung der Temperatur. Während im Januar in der mittleren Atmosphäre die Streuung mehr als  $2^{\circ}\text{C}$  betrug, ist sie jetzt auf  $1,5^{\circ}\text{C}$  und weniger abgesunken (siehe Fig. 7). Oberhalb der Tropopause erfolgt wie im Januar eine rasche Zunahme der Streuung vor allem in den der Tropopause benachbarten Schichten. Dies deutet auf einen raschen Wechsel der Höhenlage dieser Schicht hin.

6.1.3. Juli (Fig. 8 und 9)

Im Abschnitt 4 wurde erläutert, welche Effekte das Klima des Untersuchungsgebietes beeinflussen. Als ein wesentlicher Faktor wurde die Lage der Polarfront genannt. Im Verlauf des Sommers wandert der ostasiatische Trog auf den Stillen Ozean hinaus. Gleichzeitig bildet sich in Lee des Urals ein kleinerer Trog. Ein weiterer liegt im Westen über Großbritannien. Dies bedingt, daß der Strahlstrom das Untersuchungsgebiet von Südwesten her überquert. Die vom Atlantik kommenden Störungen transportieren auf ihrer Rückseite von Südwest nach Nordost kühlere Luftmassen in das Untersuchungsgebiet hinein. Besonders im Nordschnitt läßt sich dies erkennen.

Die Wirkung der genannten Störungen ist im Westen bis zur Tropopause ausgeprägt. Dagegen rührt im Osten das Temperaturminimum in Bodennähe von der starken Abkühlung des Bodens während des Winters her, die noch nicht abgebaut werden konnte. Die Zufuhr frischer Luftmassen aus westlichen Richtungen, wie oben beschrieben, ist auch im Mittel- und Südschnitt andeutungsweise erkennbar. Vor allem wegen der starken Abkühlung des osteuropäischen Festlandes konnte im Januar ein westöstliches Temperaturgefälle beobachtet werden (siehe Figur 4). Da dieses Gebiet im Verlaufe des Sommers sich stark erwärmt hat, im Gegensatz zu den benachbarten Meeresgebieten, ist aus diesem Grunde ein entgegengesetzt gerichtetes, ost-westliches, Temperaturgefälle zu erwarten, das durch den genannten Einfluß - Zufuhr frischer Meeresluft aus Westen - noch verstärkt wird. In Figur 8 erkennt man in allen drei Schnitten im Westen niedrigere Temperaturen als im Osten.

Die Erwärmung der Ostsee zum Sommer hin erfolgt mit zeitlicher Verzögerung gegenüber der darüber lagernden Luft (siehe Abschnitt 6.4.). Am Isothermenverlauf läßt sich dies aber nur im Südschnitt erkennen. Hier reicht die kühlere Luft, angedeutet durch die  $2,5^{\circ}$ -Isotherme, bis nach Kalinin-

grad (26.7o2). In der mittleren Troposphäre weist die Temperatur keine markanten Unterschiede auf. Die Tropopause ist, wie auch in den anderen Monaten, im Juli gut ausgeprägt. Wegen des polaren Tages erfolgt besonders im Norden eine starke Erwärmung der Luft, die nach SCHERHAG (1969) im 10 cb-Niveau Werte von  $-44^{\circ}\text{C}$  erreicht.

Die Streuung weist für den Juli keine markante Strukturen auf. Nur im Südschnitt kann man oberhalb der Tropopause wie auch bei den anderen Monaten eine leichte Zunahme der Streuung erkennen. Die genannte Verringerung der Streuung der Temperatur stimmt gut mit Untersuchungen von OORT und RASMUSSEN (1971) überein. Sie fanden für den Bereich nördlich von  $40^{\circ}\text{N}$  für den Januar zwei Maxima der Streuung, und zwar in Bodennähe und in 10 cb, die beide zum Sommer hin verschwinden. Bei dem Vergleich muß man sich aber bewußt sein, daß Obiges ein zonales Mittel ist.

#### 6.1.4. Oktober (Figur 10 und 11)

Zum Herbst hin beginnt die Abkühlung der bodennahen Luftschichten, so daß dort wieder, besonders im Norden, ein kräftiges west-östliches Temperaturgefälle beobachtet werden kann. Wegen des großen Wärmespeichervermögens zeichnet sich der Einfluß der Ostsee sehr ausgeprägt bis zum 80 cb-Niveau ab. Besonders im Mittelschnitt ist zu erkennen, daß die über ihr lagernde Luft bis zu  $1,5^{\circ}\text{C}$  wärmer ist als über dem benachbarten Land. Im Süden lassen sich ähnliche Unterschiede erkennen.

In der mittleren Atmosphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe rascher ab als bei der U.S. Standardatmosphäre. Es sind starke Gradienten unterhalb 80 cb und knapp unterhalb der Tropopause vorhanden. Da die Luft sich im Verlaufe des Herbstes abgekühlt hat, treten im Nord- und Mittelschnitt negative, im Südschnitt nur noch leichte positive Werte für die Temperaturdifferenz zum mittleren Aufstieg auf.

Oberhalb der Tropopause erfolgt eine leichte Zunahme des

vertikalen Temperaturgradienten, die besonders im Nord-schnitt erkennbar ist. Die vertikale Verteilung der Streuung der Temperatur (Figur 11) weist eine rasche Abnahme dieser Größe nach oben hin auf. In den bodennahen Schichten des Nordschnittes kann man noch Werte von 3°C bis 4°C erkennen, die auf den Durchzug vieler Störungen hindeuten. Die anderen Beträge für die Streuung sind zu klein, als daß man sie mit synoptischen Ereignissen in Verbindung bringen könnte.

#### 6.1.5. Der Jahresgang der Temperatur und ihrer Streuung

Bei der Diskussion des Jahresganges der Temperatur soll anhand der Tabelle 4 auf den bodennahen Bereich und mit Hilfe der Tabelle 5 auf den stratosphärischen Bereich eingegangen werden. Die bei der bisherigen Diskussion der einzelnen Monate genannten Temperaturdifferenzen in Ost-Westrichtung sind in Tabelle 4 zusammengefaßt. Negative Zahlen deuten an, daß es im Osten wärmer ist als im Westen. Die Differenzen wurden zwischen dem westlichsten und östlichsten Punkt des jeweiligen Schnittes gebildet.

Tabelle 4 West-östliche bodennahe Temperaturdifferenz in den einzelnen zonalen Schnitten in °C

Schnitt	Jan.	April	Juli	Okt.	zonaler Temperatúrausgleich in den Monaten
Nord	+8,0°	+4,0°	-0,3°	+4,0°	Juli(A) / Juli (E)
Mitte	+5,0°	+1,0°	-2,2°	+2,5°	Mai (A) / September (A)
Süd	+8,0°	+1,0°	-0,3°	+2,0°	Juni(A) / August (M)

Es bedeuten: (A): Anfang, (M): Mitte, (E): Ende des Monats  
Positive Zahlen bedeuten, daß es im Westen wärmer ist als im Osten.

Auffällig ist, daß im Norden innerhalb eines Monats zweimal Temperaturgleichgewicht auftritt. Der späte Zeitpunkt dieses Ereignisses (Maximum des polaren Tages) deutet darauf hin, daß fast ein halbes Jahr benötigt wird, um das durch die polare Nacht bewirkte Temperaturgefälle Festland-Golfstrom abzubauen.

Im Mittelschnitt stellt sich relativ früh im Jahr (Anfang Mai) das zonale Temperaturgleichgewicht ein. Deshalb kann im weiteren Verlaufe des Jahres eine kräftige Umkehr des Temperaturgradienten erfolgen. Dies zeigt sich in den hohen Werten des Temperaturgefälles im Juli mit  $-2,2^{\circ}\text{C}$ . Auch der Arbeit von SCHERHAG (1969) sind für den estländisch-finnischen Bereich Temperaturwerte zu entnehmen, die um mehr als  $1^{\circ}$  bis  $2^{\circ}\text{C}$  die Umgebungstemperatur übertreffen. Die Ursache hierfür liegt in der Kontinentalität dieses Raumes.

Im Südschnitt ist dieser Effekt nicht in so starkem Maße anzutreffen, da sowohl im Westen die Nordsee als auch im Untersuchungsbereich selbst die mittlere Ostsee mildernd auf den Temperaturgradienten wirken. Im Vergleich zum Mittelschnitt tritt hier eine etwas kürzere Zeitspanne zwischen den Zeitpunkten mit Temperaturlausgleich und außerdem kein so starkes Temperaturgefälle auf.

Anhand der Tabelle 5 soll auf eine Eigenheit der unteren Stratosphäre verwiesen werden.

Im Winter zeichnet sich zwischen  $45^{\circ}$  und  $55^{\circ}$  Nord in 10 cb ein Ring warmer Luft mit Temperaturen von  $-50^{\circ}$  bis  $-55^{\circ}\text{C}$  ab. Nach Norden und Süden nimmt die Temperatur ab. Dieses Temperaturgefälle wird im Verlaufe des Jahres zu Gunsten eines Nord-Südwärts gerichteten abgebaut. Dabei weisen die polaren Luftmassen den größten und die des Bereiches von  $45^{\circ}$  bis  $55^{\circ}\text{N}$ , also der Südteil des Untersuchungsgebietes, den geringsten Jahresgang auf. Dieses Verhalten der Atmosphäre geht auch aus Tabelle 5 hervor. Die Beträge der hier angesprochenen Schwankung sind in der rechten Spalte aufgenommen.

Tabelle 5 Mittlere Temperatur im 10 cb-Niveau, vermindert um einen mittleren Aufstieg in den einzelnen Schnitten, in  $^{\circ}\text{C}$

	Jan.	April	Juli	Okt.	Differenz zwischen dem wärmsten u. dem kältesten Monat
Nord	$-8,0^{\circ}$	$+2,2^{\circ}$	$+9,0^{\circ}$	$+2,4^{\circ}$	$17,0^{\circ}$
Mitte	$-7,0^{\circ}$	$+2,5^{\circ}$	$+8,0^{\circ}$	$+0,5^{\circ}$	$15,0^{\circ}$
Süd	$-2,5^{\circ}$	$+2,5^{\circ}$	$+6,0^{\circ}$	$-2,0^{\circ}$	$8,5^{\circ}$

Diese beiden Tabellen zeigen, daß im Bereich der Ostsee in zonaler wie in meridionaler Richtung eine auffällige Veränderung der Temperaturwerte erfolgt.

Zum Abschluß soll noch auf den Jahresgang der Streuung der Temperatur eingegangen werden. Tabelle 6 enthält diese Größe für einige ausgewählte Gebiete in fünf Schichten. Die Lage der einzelnen Gebiete ist in Figur 51 angegeben. Die Streuung zeigt in der mittleren Atmosphäre ein deutliches Minimum, während am Boden und in den oberen Schichten Werte von 2°C bis 3°C angenommen werden, wie es auch HASTENRATH (1971) beobachtet hatte.

### 6.2. Der Wind

Im folgenden Abschnitt wird die vertikale Verteilung des Windes und seines Jahresganges anhand von Vertikalschnitten der zonalen und meridionalen Windkomponente diskutiert. Dazu werden die Figuren 12, 13, 15, 16, 18, 19, 21 und 22 herangezogen. Daneben wird die Vertikalverteilung der Stetigkeit des Windes in den Figuren 14, 17, 20 und 23 präsentiert. Unter der Stetigkeit  $q$  des Windes versteht man den Quotienten aus dem Vektormittel und dem skalaren Mittel des Windes.

(6.6.)

$$q = \frac{\left| \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \vec{w}_i \right|}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |w_i|} \quad \text{mit } 0 \leq q \leq 1 \text{ oder } 0 \leq q \leq 100 \%$$

Die Wirkungsweise dieses Quotienten wird leicht anhand folgender Überlegung deutlich. Haben die einzelnen Windwerte  $w_i$  unterschiedliche Richtungen, so ist das Vektormittel gering und damit auch die Stetigkeit. Sind nahezu alle Winde gleich gerichtet, so nähert sich die Größe  $q$  dem Wert 1 bzw. 100 %. Zur Diskussion der einzelnen Monate werden neben den genannten Abbildungen wiederum die klimatologischen Karten von SCHERHAG (1969) herangezogen.

Tabelle 6 Jahrgang der Streuung der Temperatur in °C für ausgewählte Gebiete und Schichten

GEBIETE	SCHICHTEN	JAN.	APRIL	JULI	OKT.
Schweden	10- 5	3,23	2,26	0,96	0,86
	25-10	3,25	2,36	1,28	1,28
	50-25	1,76	1,28	1,48	1,55
	80-50	2,00	1,22	1,41	1,97
	100-80	1,75	1,48	1,29	2,59
Ostsee	10- 5	2,29	1,79	1,11	0,94
	25-10	2,96	2,38	1,63	1,39
	50-25	1,73	1,23	1,62	1,47
	80-50	2,11	1,21	1,61	1,59
	100-80	1,76	1,42	1,26	1,90
Finnland	10- 5	2,71	2,12	0,86	0,75
	25-10	3,51	2,23	1,25	1,07
	50-25	1,73	1,09	1,35	1,79
	80-50	2,16	0,92	1,45	2,33
	100-80	2,35	1,07	1,72	3,39
Norddeutsche Tiefebene	10- 5	2,24	1,53	1,20	0,95
	25-10	2,58	2,04	1,75	1,31
	50-25	1,60	1,25	1,51	1,48
	80-50	2,08	1,31	1,51	1,64
	100-80	1,84	1,30	1,30	1,74

6.2.1. Januar (Fig. 12 bis 14)

Die atmosphärische Zirkulation über dem Untersuchungsgebiet wird in diesem Monat bestimmt durch einen kräftigen Trog über dem östlichen Teil Nordamerikas und einem weiteren, schwächeren bei etwa 20° Ost.

Die Struktur des europäischen Troges und des ostatlantischen Rückens spiegelt sich in den Darstellungen der Winde wieder. Wegen des in der gesamten Atmosphäre gleichsinnigen Temperatur-

gradienten nimmt die Windgeschwindigkeit nach oben hin stetig zu. So erreicht die zonale Komponente im 5 cb-Niveau Werte bis zu 20 m/sec. Wegen der Form der Höhenströmung dreht außerdem der Wind mit der Höhe. Da die Rückseite des Höhentrog bei 20° Ost noch zum Teil im Untersuchungsgebiet liegt, dreht der Wind mit der Höhe in den östlichen Teilen des mittleren und südlichen Schnittes nur langsam, in den übrigen Gebieten stärker nach rechts. Außerdem zeigt sich durch die starke Drehung des Windes im Westen der Einfluß des norwegischen Gebirges.

Weiterhin ist im Januar die flache bodennahe Schicht mit zum Teil südöstlichen Winden auffällig. Zum großen Teil kann man diese Windverhältnisse mit Hilfe einer Untersuchung von SOLANTIE (1968) erklären. Er fand für die Wintermonate über der Ostsee in Bodennähe ein kräftiges Tief, von dem eine Störung des mit der allgemeinen Zirkulation verbundenen Windfeldes zu erwarten ist.

Bei der Zunahme der Windstärke mit der Höhe ist auch ein Anwachsen der Stetigkeit verbunden. Fast überall werden in 5 cb Werte über 85 % erreicht.

#### 6.2.2. April (Fig. 15 bis 17)

Dieser Monat zeichnet sich vor allem durch einen Abbau des meridionalen Temperaturgefälles in dem Trog aus, der über dem Untersuchungsgebiet liegt. Damit verbunden ist eine Verringerung der zonalen Windkomponente im Vergleich zum Januar (Fig. 12). In 5 cb werden maximal nur noch Geschwindigkeiten von 12 m/sec erreicht statt 20 m/sec im Januar. Bedingt durch die Form der Höhenströmung, die wiederum auch vom norwegischen Gebirgsrücken beeinflusst ist, dreht ähnlich wie im Januar der Wind in den westlichen Teilen des Untersuchungsgebietes stärker mit der Höhe nach rechts als im Osten. Die Umstellung der winterlichen Zirkulation auf sommerliche Verhältnisse zeigt sich durch das Auftreten von Südwinden in der unteren Atmosphäre.

Wie SOLANTIE (1968) zeigte, bildet sich über Lappland im Frühling ein flaches Hochdruckgebiet aus, während das bei der Diskussion des Januars angesprochene Tief sich nach Südfinnland zurückgezogen hat. Über der Bottenwiek wehen deshalb nordöstliche Winde, die im Nordschnitt zu erkennen sind.

Die Stetigkeit des Windes ist vor allem in den obersten und untersten Schichten gesunken. Werte von weniger als 60 % in der Stratosphäre bzw. von 30 % in der unteren Troposphäre werden in diesem Monat angenommen.

#### 6.2.3. Juli (Fig. 18 bis 20)

Der Sommer zeichnet sich vor allem dadurch aus, daß in den obersten Schichten die sommerliche stratosphärische Ostwindzirkulation mit Geschwindigkeiten von 2 bis 3 m/sec erkennbar wird. Parallel dazu baut sich in 40 bis 30 cb ein sich nach Süden hin verstärkendes Maximum der zonalen Windkomponente auf, das zum Teil im April schon erkennbar war. Die Geschwindigkeiten betragen bis zu 12 m/sec.

Die Bilder der meridionalen Komponente des Windes weisen kaum eine Struktur auf. Nur am Westrand des Nord- und Mittelschnittes macht sich eine leichte Verstärkung bemerkbar, die auch bei SCHERHAG (1969) als eine verstärkte Mäandrierung des Höhenfeldes in Lee des norwegischen Gebirgsrückens erkannt werden kann.

Das Vertikalfeld der Stetigkeit weist ebenfalls kaum Struktur auf. Überall beträgt sie zwischen 40 und 60 %.

#### 6.2.4. Oktober (Fig. 21 bis 23)

Der Herbst wird durch eine Intensivierung des mittleren meridionalen Temperaturgradienten des europäischen Troges geprägt. Damit nimmt die zonale Komponente des Windes wieder zu und der im Juli beobachtete schmale Bereich maximaler Winde in

30 cb weitet sich nach oben hin aus. Außerdem erhält der Wind wieder eine nördliche Komponente. Bedingt durch Form und Lage des Troges ist die meridionale Komponente in der Mitte des Untersuchungsgebietes am größten.

In Bodennähe kann besonders im Westen noch eine südliche Komponente beobachtet werden, wie es auch die Arbeiten von SCHERHAG (1969) und SOLANTIE (1968) zeigen.

Mit der Verstärkung der Winde ist auch eine Zunahme ihrer Stetigkeit verbunden, die wieder bis zu 90 % erreicht.

#### 6.2.5. Der Jahresgang der Winde

Die Gesamtschau der in den obigen Abschnitten 6.2.1. bis 6.2.4. diskutierten Bilder zeigt, daß die Ostsee auf das Windfeld nur einen geringen Einfluß ausübt. Das bodennahe winterliche Tiefdruckgebiet, das über der Ostsee liegt, deformiert zum einen das Windfeld. Darüberhinaus zeigten Untersuchungen der Stromlinien des Windes, daß der norwegische Gebirgsrücken in Form von Leewellen einen weitaus stärkeren Einfluß auf das Windfeld ausübt als die Ostsee. In diesem Zusammenhang sei auf entsprechende Ausführungen von SKADE (1975) verwiesen.

In der folgenden Tabelle 7 ist der Jahresgang der Stetigkeit des Windes als Mittel der einzelnen Schichten zusammengestellt. Die Lage der einzelnen Gebiete ist in Figur 51 angegeben. Man erkennt noch einmal deutlich das in dem Abschnitt 6.2. angesprochene Verhalten der Atmosphäre.

Tabelle 7 Jahresgang der Stetigkeit des Windes in Prozent für ausgewählte Gebiete und Schichten

GEBIETE	SCHICHTEN	JAN.	APRIL	JULI	OKT.
Schweden	10- 5	68,67	61,57	46,08	66,11
	25-10	68,63	64,88	55,11	70,28
	50-25	55,96	47,06	53,17	62,83
	80-50	45,51	38,52	54,87	63,26
	100-80	24,32	19,53	40,16	42,86
Ostsee	10- 5	47,88	48,29	38,07	50,62
	25-10	68,36	60,07	57,07	64,85
	50-25	53,75	43,98	54,93	59,97
	80-50	41,05	40,44	56,62	63,38
	100-80	24,32	28,36	50,31	59,15
Finnland	10- 5	49,14	60,86	38,17	63,90
	25-10	65,06	68,82	48,96	69,04
	50-25	54,57	53,86	45,10	60,93
	80-50	44,44	43,49	45,71	60,11
	100-80	25,23	19,96	30,71	32,38
Norddeutsche Tiefebene	10- 5	41,96	47,86	30,88	45,04
	25-10	60,83	55,79	50,26	57,54
	50-25	51,12	44,41	52,64	55,44
	80-50	42,96	44,46	56,86	61,32
	100-80	34,72	32,38	47,74	55,45

### 6.3. Die mittleren Bewölkungsverhältnisse

In den Abschnitten 3.3.1. und 5.2. wurde darauf verwiesen, daß die Kenntnis der mittleren Bewölkungsverhältnisse eine wichtige Bedingung für die Bestimmung des Nettostrahlungsstromes ist. Dabei sollte möglichst ein Datensatz zur Verfügung stehen, der nicht nach der konventionellen Methode der Beobachtung vom Erdboden aus, sondern nach neueren Verfahren gewonnen wurde. Punktbeobachtungen sind stets kritisch zu betrachten, da jedesmal im einzelnen geklärt werden muß, in wie weit die Werte für einen größeren Raum repräsentativ sind. Aus diesem Grunde sind die von den verschiedenen Satelliten gelieferten Wolkenaufnahmen von hohem Wert.

Das von MALBERG (1973) zur Verfügung gestellte Datenmaterial basiert, wie im Abschnitt 5.2. geschildert, auf derartigen Satellitenmessungen. Es wird in den Figuren 24 bis 28 präsentiert.

#### 6.3.1. Januar (Fig. 24)

Wegen der polaren Nacht ist eine Erfassung und damit Diskussion der Bewölkungsverhältnisse nur weit südlich des Polarkreises möglich.

In Luv des norwegischen Gebirges zeichnet sich ein Bewölkungsmaximum ab, das sich wegen der Leewirkung des Gebirges zur Ostsee hin verringert. Ein weiteres Maximum der Bewölkung liegt über der Norddeutschen Tiefebene. Nach MALBERG (1973) setzt es sich über Südosteuropa bis zur Ukraine hin fort.

#### 6.3.2. April (Fig. 25)

Auch in diesem Monat zeichnet sich die Westseite des norwegischen Gebirgsrückens durch kräftige Bewölkung aus, die in Lee rasch abnimmt. Eine zweite wolkenarme Zone liegt über der Ostsee und dem Bottnischen Meerbusen, während über Schonen

eine deutliche Zunahme zu beobachten ist. Ursache sind die unterschiedlichen Stabilitätsverhältnisse im Frühjahr über den Wasserflächen und dem Festland. Die stärkere Erwärmung des Landes begünstigt die Entwicklung konvektiver Wolkenformen, während die niedrig temperierte Wasserunterlage die Luftschichtung stabilisiert und damit der Konvektion entgegenwirkt. Aus dem gleichen Grunde wie in Schonen nimmt in der Norddeutschen Tiefebene nach Süden hin die Bewölkung zu.

#### 6.3.3. Juli (Fig. 26)

Auffällig ist in diesem Monat die starke Abnahme der Bewölkung vom Festland zur Ostsee hin. Da im Juli die Ostsee noch kälter ist als die sie umgebenden Landmassen (siehe dazu auch Abschnitt 6.4.) wirkt sie, wie auch im April, stabilisierend auf die Atmosphäre und damit wolkenauflösend. Der destabilisierende Effekt des Festlandes zeigt sich deutlich in der wolkenreichen Zunge über Jütland.

#### 6.3.4. Oktober (Fig. 27)

Im Herbst läßt der stabilisierende Effekt der Ostsee mit der Erwärmung des Wassers relativ zur beginnenden Abkühlung des Landes nach. Man beobachtet im Mittel eine Zunahme der mittleren Bewölkung von 20 %. Da der norwegische Gebirgsrücken die Ostsee gegen die Westwinddrift abschirmt, zeichnet sich das innere Untersuchungsgebiet durch ein relatives Bewölkungsminimum aus.

#### 6.3.5. Der Jahresgang der Bewölkung (Fig. 28)

Deutlich erkennt man im Zeitraum Spätherbst bis Sommer für das Gebiet der Ostsee die oben angesprochene stabilisierende Wirkung des Wassers anhand des Bewölkungsminimums. Da vor allem während des Sommers eine starke Erwärmung des Festlandes erfolgt, nimmt in den übrigen Gebieten die Bewölkung wieder zu. Das zeigt sich hauptsächlich in den Gebieten

des polaren Tages. Im Bereich der Norddeutschen Tiefebene läßt sich dagegen eine leichte Abnahme vom April bis zum Juli beobachten. Das rührt wohl daher, daß im Sommer die südlichen Winde die Wolken aufs Meer hinaustreiben, wo sie sich dann auflösen.

#### 6.4. *Die Oberflächentemperatur der Ostsee*

Die Wirkung der Oberflächentemperatur der Ostsee auf die einzelnen Klimagrößen wurde in den vergangenen Abschnitten zum Teil schon angesprochen.

Kühles Wasser bewirkt eine Verringerung der Bewölkung über See und damit verbunden eine Abnahme des Niederschlages. Auch der vertikale turbulente Fluß sensibler Wärme weist keine großen Beträge auf (siehe dazu auch Abschnitt 7.3.).

Die kräftige Erwärmung in der Zeitspanne Mitte April bis Mitte Juli bewirkt eine völlige Umstellung der klimatologischen Verhältnisse, auf die bei der Diskussion der einzelnen Größen der Energiegleichung (3.8.) in den folgenden Abschnitten eingegangen werden wird.

Im Abschnitt 5.4.2. wurden die wesentlichen Arbeiten genannt, die eine Diskussion der Karten der Oberflächentemperaturen enthalten.

Um diese Studie nicht zu umfangreich werden zu lassen, kann es nicht Absicht dieses Abschnittes sein, dort Genanntes zu wiederholen.

Nur auf eine Besonderheit der Ostsee muß hingewiesen werden. Da die Extrema der Wasseroberflächentemperaturen und des Festlandes eine Phasenverschiebung von zwei bis drei Monaten aufweisen, ist von dieser Seite her eine Verstärkung des bodennahen horizontalen Temperatúraustausches zu erwarten. Im Abschnitt 7.3. wird darauf im Detail eingegangen werden.

## 7. BERECHNUNG DER EINZELNEN TERME DER WÄRMEHAUSHALTS- GLEICHUNG UND IHRE DISKUSSION

Im Abschnitt 3 wurden die theoretischen Grundlagen für die Bestimmung des Wärmehaushalts erarbeitet und im Abschnitt 6 das für die Rechnungen zur Verfügung stehende Datenmaterial präsentiert. In diesem Kapitel sollen nun die Bestimmung der einzelnen Energieterme sowie ihre regionale wie jahreszeitliche Veränderlichkeit beschrieben werden. Im abschließenden Abschnitt 8 werden die einzelnen Energieterme zum Gesamthaushalt zusammengesetzt und sein Jahresgang diskutiert.

### *7.1. Die Strahlungsumsetzung in der Atmosphäre*

Der Energiehaushalt des Systems Erde-Atmosphäre beruht auf der Zufuhr solarer Strahlungsenergie und der Abgabe terrestrischer Wärmestrahlung in den Weltraum. Bei der Strahlungsumsetzung innerhalb der Atmosphäre treten zwei für den Wärmehaushalt wesentliche Anteile auf. Es sind dies:

1. Die Sonne emittiert kurzwellige Strahlung mit einem Energiemaximum bei etwa  $0,48 \mu\text{m}$ .
2. Die Erdoberfläche absorbiert diese kurzwellige Strahlung bis auf geringe Reflexionsverluste und emittiert die aufgenommene Energie entsprechend dem Planck'schen Strahlungsgesetz als langwellige Strahlung mit einem Maximum bei etwa  $10 \mu\text{m}$  in die Atmosphäre.

Beim Durchgang durch die Atmosphäre, einem optisch aktiven Medium, wird die Strahlung beeinflusst. Dadurch wird eine räumlich differenzierte Energieumsetzung bedingt, die für den Wärmehaushalt von Bedeutung ist.

Entsprechend dieser Darstellung soll auch hier zwischen kurz- und langwelliger Strahlung unterschieden und jeweils die einzelnen Beiträge beim Passieren eines optisch aktiven Mediums beschrieben werden.

Die kurzwellige Strahlung wird, wie oben angedeutet, fast vollständig vom Erdboden absorbiert. Dadurch werden das Land und das Meer - im folgenden summarisch mit "Untergrund" bezeichnet - erwärmt und erzeugen neben der hier betrachteten langwelligen Wärmestrahlung außerdem turbulente Flüsse sensibler Wärme (siehe dazu Abschnitt 7.3.).

Die vom Untergrund ausgehende langwellige Strahlung wird innerhalb der Atmosphäre gestreut, absorbiert oder durchgelassen, während an der Grenzfläche verschiedener Medien Reflexion auftritt. Diese drei genannten Prozesse sollen kurz angesprochen werden:

1. Absorption und die daraus folgende Emission der langwelligen Strahlung innerhalb der Atmosphäre erfolgen vor allem durch Wasserdampf und Kohlendioxid entsprechend ihrer Temperatur. Die Emission ist für beide Gase unterschiedlich. Der Wasserdampf hat ein abwechslungsreiches Absorptionsspektrum verschieden breiter Banden, deren Lage im Spektrum außerdem von der Temperatur abhängt. Das Kohlendioxid absorbiert und emittiert hauptsächlich auf der 15  $\mu\text{m}$ -Bande.
2. Die Streuung der langwelligen Strahlung erfolgt zum einen an den Molekeln der Luft (Rayleigh-Streuung) zum anderen an den in der Atmosphäre suspendierten festen und flüssigen Teilchen, meist summarisch mit "Dunst" bezeichnet (Mie-Streuung).
3. Die Reflexion der langwelligen Strahlung erfolgt fast nur am Untergrund. Um diesen Beitrag zum Strahlungshaushalt berücksichtigen zu können, ist eine genaue Kenntnis der Albedo des Untergrundes erforderlich (siehe Abschnitt 5.4.1.).

Von verschiedenen Autoren wurde versucht, den Strahlungsfluß innerhalb der Atmosphäre durch direkte Messungen zu bestimmen. Dies geschah meist durch Sonden- oder Flugzeugmessungen, in letzterer Zeit aber auch durch Satellitenmessungen. In diesem Zusammenhang seien neuere Arbeiten erwähnt, z.B. von einem Vergleich der Strahlungssonden im Rahmen der GARP Vorbereitungen, GARP (1971), bzw. von RASCHKE, v.d.HAAR, PASTERNAK und BANDEEN (1973).

In dieser Studie soll dagegen die vertikale Verteilung des Nettostrahlungsstromes mit Hilfe der vorliegenden Radiosondendaten bestimmt werden, um die meteorologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes und Zeitraumes möglichst getreu zu erhalten. Das dabei verwandte Verfahren, es wurde von BEHR und DEFANT (1972) ausführlich beschrieben, soll hier zum besseren Verständnis skizzenhaft angegeben werden.

Ein Volumenelement möge entsprechend seiner Temperatur  $T$  nach dem Stefan-Boltzmann'schen Gesetz strahlen:

$$B = \sigma \cdot T^4$$

Diese Strahlung wird entlang der optischen Weglänge  $u$  durch Absorption geschwächt.

$$(7.1.) \quad dE = - B \cdot d\tau(u)$$

Die Transmissionsfunktion  $\tau$  beschreibt dabei das Transmissionsverhalten eines optisch aktiven Mediums. Die Gleichung (7.1.) läßt sich für alle Volumenelemente längs der Strahlungsrichtung anwenden. Den gesamten auf- bzw. abwärts gerichteten Strahlungsstrom erhält man durch Integration über alle Teilstrahlungsströme aller Schichten. Dabei liefern nur solche Schichten einen Beitrag, in denen absorbierende Medien vorhanden sind, das heißt, der abwärts gerichtete Strom beginnt erst in dem Niveau, in dem ein Absorber vorhanden ist, der aufwärts gerichtete ändert sich ab jenem Niveau nicht mehr.

Da die Beeinflussung der Strahlung für verschiedene Wellenlängen verschieden groß ist, müßte man die Gleichung für jede Wellenlänge getrennt lösen und zum Schluß über alle integrieren. Praktisch ist dieses Verfahren nicht anwendbar. Um das Transmissionsverhalten der Atmosphäre im langwelligen Bereich gemäß Gleichung (7.1.) dennoch beschreiben zu können, ist eine derartige Transmissionsfunktion zu wählen, die im sichtbaren Bereich mit guter Näherung für alle Wellenlängen gilt. Für sie wird ein Ansatz von RODGERS und WALSHAW (1966) und RODGERS (1967, 1968) gewählt. Die in diesen Arbeiten beschriebenen Funktionen beruhen auf Vergleichen zwischen Rechnungen

und Messungen und berücksichtigen die oben angesprochenen Prozesse innerhalb der Atmosphäre. In neuerer Zeit wurden die genannten Arbeiten von GAMP (1975) bestätigt. Integriert man alle Teilstrahlungsströme, so erhält man eine Auskunft über die vertikale Verteilung der Strahlungsflüsse, und zwar für den abwärts gerichteten:

$$(7.2.) \mathcal{R}_\downarrow(z) = - \int_{u_0}^{u_1} B(u) \frac{d}{du} (\tau(u-u_0)) du$$

und für den aufwärts gerichteten:

$$(7.3.) \mathcal{R}_\uparrow(z) = - \int_0^{u_0} B(u) \frac{d}{du} (\tau(u-u_0)) du + (B(0) \cdot (\alpha-1) + \mathcal{R}_\downarrow(0) \cdot \alpha) \cdot \int_0^{u_0} (u_0-u) d\tau$$

Es bedeuten:

$u_0$ : Untergrenze,  $u_1$ : Obergrenze des Integrationsweges.

$\alpha$ : Albedo

Für  $u_1$  wurde das 5 cb-Niveau gewählt. Der Beitrag des Strahlungsstromes, der oberhalb dieses Niveaus vorhanden ist, wird als vernachlässigbar klein angenommen. Der Integrand ist ein Produkt aus der Schwarzstrahlung  $B(u)$  und der Änderung der Transmissionsfunktion in dieser Schicht. Bei aufwärts gerichtetem Strahlungsfluß wird außerdem die Ausstrahlung des Untergrundes  $B(0) = \sigma T_B^4$  und die Reflexion der von oben kommenden Strahlung  $\mathcal{R}_\downarrow(0)$  berücksichtigt. Eine Wichtung beider Größen erfolgt durch die Integration zwischen dem Boden und der jeweiligen Schicht.

Unter dem Nettostrahlungsstrom versteht man die Differenz zwischen dem aufwärts und dem abwärts gerichteten Strahlungsfluß:

$$(7.4.) \mathcal{R}_N = \mathcal{R}_\uparrow - \mathcal{R}_\downarrow$$

Diese kurzen Überlegungen zeigen, daß zur Berechnung der vertikalen Verteilung des Nettostrahlungsstromes die Kenntnis folgender Größen längs der Vertikalen erforderlich ist:

Temperatur, Luftdruck bzw. Geopotential und absolute Feuchte. Sie lassen sich ohne große Schwierigkeiten den Radiosonden-  
daten entnehmen.

Da die Feuchtemeldungen einige Lücken aufwiesen, siehe dazu  
Abschnitt 5.1.1.3., wurden fehlerhafte Werte durch Daten  
aus einer Untersuchung von OORT und RASMUSSEN (1971) ergänzt.  
Die Wahl der Temperaturen des Untergrundes, sie werden für  
den Term  $B(o) = \sigma T_B^4$  benötigt, wurden den in Abschnitt 5.4.2.  
genannten Karten von BÖHNECKE und DIETRICH (1951) bzw. DEFANT  
(1972) entnommen. Die Werte für die Höhe über NN sind in  
der Tabelle 2 und die für die Albedo in Tabelle 3, siehe Ab-  
schnitt 5.4.1., aufgeführt.

Führt man die Rechnungen entsprechend den Gleichungen (7.2.)  
bis (7.4.) durch, so erhält man eine Aussage über den Netto-  
strahlungsstrom in einer feuchten, wolkenfreien Atmosphäre.

Die Bewölkung soll aber in die Rechnungen eingehen. Da bei  
der Diskussion der Verteilung dieser Größe im Abschnitt 6.3.  
gezeigt wurde, daß sie regional wie jahreszeitlich sehr  
variabel ist, ist es aus diesem Grunde nicht möglich, ihren  
Einfluß durch einen konstanten, d.h. regional wie jahreszeit-  
lich unabhängigen, Beitrag zum Strahlungshaushalt zu erfassen.  
Um dennoch den Einfluß der Bewölkung abzuschätzen, wurde im  
weiteren entsprechend den Überlegungen von MANABE und STRICKLER  
(1964) vorgegangen. Die Verfasser unterscheiden, wie es auch  
in dieser Untersuchung geschehen ist, zwischen abwärts und  
aufwärts gerichteten Strahlungsflüssen.

Es zeigte sich, daß der Strahlungshaushalt keinen ausge-  
sprochenen täglichen Gang aufweist. Deshalb konnte sich bei  
der Erarbeitung des Wärmehaushalts auf eine Aussage über  
die mittleren monatlichen Strahlungsverhältnisse beschränkt  
werden. Dazu genügen die von MALBERG (1973) zur Verfügung ge-  
stellten Daten der mittleren Verteilung der Bewölkung, siehe  
dazu auch Abschnitt 6.3.. Da die konvektive Bewölkung im  
Monatsmittel an der Gesamtbedeckung nur einen geringen Anteil  
hat, kann man für die weiteren Rechnungen mit guter Näherung

annehmen, daß sich nur in einer Schicht Wolken befinden. Sie wurden in 70 cb angenommen.

Bei der Berechnung des Strahlungsflusses einer Schicht wurde bisher angenommen, daß alle, entgegengesetzt zur Integrationsrichtung liegenden Schichten, einen Beitrag liefern. Durch die Einführung der Bewölkung erfolgt ein Bruch bei der Integration. Es wird unterschieden zwischen den Niveaus, die, in Richtung des Strahlungsflusses gesehen, vor und solche, die hinter der Schicht mit Bewölkung liegen.

#### 1. Abwärts gerichteter Strahlungsfluß

Oberhalb der Bewölkung werden die Teilstrahlungsströme entsprechend der Gleichung (7.2.) aufsummiert. Dabei geht in das Glied  $B(u)$  die Temperatur des jeweiligen Niveaus ein. Für das Niveau mit Bewölkung wird angenommen, daß die gesamte von oben kommende Strahlung von ihr vollständig absorbiert wird und daß die Wolken entsprechend der Temperatur ihres Niveaus strahlen. Dieser Strahlungsbeitrag geht in die darunter liegenden Schichten mit ein. Auf ihn werden die Teilstrahlungsströme der einzelnen unterhalb der Bewölkung liegenden Schichten aufsummiert.

Da die Temperatur des Wolkenniveaus weitaus höher ist als die der darüber liegenden Schichten und in ihnen außerdem der Feuchtegehalt sehr klein ist, ist der Strahlungsbeitrag aus diesen Schichten gering. Ersetzt man entsprechend den obigen Überlegungen das Integral der Strahlungsflüsse von der Atmosphärenobergrenze bis zum Wolkenniveau durch den Strahlungsbeitrag der Wolken, so erhält man für die darunter liegenden Schichten größere Strahlungsflüsse als ohne Berücksichtigung der Wolken.

#### 2. Aufwärts gerichteter Strahlungsfluß

Unterhalb der Bewölkung werden die Teilstrahlungsströme entsprechend der Gleichung (7.3.) aufsummiert. Die reflektierte von oben kommende Strahlung, entsprechend dem Term  $B(o)$ , wird nach den Überlegungen unter Punkt 1) in die Gleichung (7.3.) eingesetzt.

Für das Niveau mit Bewölkung wird wiederum angenommen, daß die gesamte von unten kommende Strahlung hier vollständig absorbiert wird und daß die Wolken entsprechend der Temperatur ihres Niveaus strahlen. Dieser Strahlungsfluß wird auf die Strahlungsströme der Schichten oberhalb der Wolken aufsummiert.

Gingen bei der Integration der Strahlungsströme für ein bestimmtes Niveau alle unterhalb dieses Niveaus befindlichen Flüsse ein, so liefert jetzt bei Berücksichtigung der Bewölkung nur die Schwarzstrahlung dieser Schicht und damit ihre Temperatur einen Beitrag. Der daraus resultierende Strahlungsfluß muß oberhalb der Wolken geringer sein als der, den man ohne Berücksichtigung der Wolken erhält.

Die oben geschilderten Überlegungen gelten für vollständig bedeckten Himmel. Ist der Bedeckungsgrad  $N$  geringer als 100 %, so wird angenommen, daß der Beitrag der Wolken zum Strahlungshaushalt proportional dem Bedeckungsgrad des Himmels ist. Außerdem gelangen  $(100-N)$  % der von unten (bei  $R_{\uparrow}$ ) bzw. von oben (bei  $R_{\downarrow}$ ) kommenden Strahlung durch die Schicht, in der Wolken angenommen wurden, hindurch. Beide Flüsse gehen in die Integration entsprechend den Gleichungen (7.2.) und (7.3.) ein.

Diese Überlegungen sind sicherlich nur grob, denn sie berücksichtigen weder die vertikale Verteilung der Wolken, noch ihren Aufbau und ihre Struktur. Da aber zum einen aus dem vorliegenden Datenmaterial keine genaueren Berechnungen durchgeführt werden konnten und zum anderen eine Verbesserung der Theorie keine für die Erstellung des Wärmehaushalts wesentlich anderen Ergebnisse geliefert hätte, wurden die erhaltenen Strahlungsflüsse als zufriedenstellend angesehen.

Die Ergebnisse der Rechnungen sind in den Figuren 29 bis 41 dargestellt und sollen nun in drei Gruppen diskutiert werden.

7.1.1. Vertikalverteilung der Strahlungsströme für ausgewählte Stationen (Fig. 29 - 32)

In diesem Abschnitt soll auf einige typische Eigenschaften der einzelnen Strahlungsströme eingegangen werden. Zur Diskussion wurden vier verschiedene Radiosondenstationen ausgewählt. Zwei liegen in der Nähe des Polarkreises, die beiden anderen am südlichen Rande des Untersuchungsgebietes. Die beiden westlichen (Örlandet und Emden) stehen unter maritimen, die beiden östlichen (Jyväskylä und Warschau) unter kontinentalem Einfluß.

Bei der Durchsicht der Abbildungen erkennt man zwei die Strahlungsflüsse wesentlich bestimmende Parameter. Dies sind zum einen die Bodentemperatur ( $T_B$ ) und zum anderen der Bewölkungsgrad (N).

Der Einfluß der Bewölkung zeigt sich derart, daß unterhalb der Schicht mit Bewölkung eine rasche Zunahme des abwärts gerichteten und oberhalb von ihr eine schwache Abnahme des aufwärts gerichteten Strahlungsstromes erfolgt. Insgesamt bewirkt dies eine Vergrößerung des Nettostrahlungsstromes oberhalb und eine Verringerung unterhalb der Wolken im Vergleich zur wolkenlosen Situation. Die Stärke der Zu- bzw. Abnahme der Flüsse hängt wie oben gezeigt wurde, vom Bewölkungsgrad ab. Der Grad der Bewölkung ist unter jeder Station angegeben. Betrachtet man den Betrag des durch die Bewölkung bewirkten Sprunges im vertikalen Verlauf des Nettostrahlungsstromes in den einzelnen dargestellten Monaten anhand der Daten, die den Abbildungen zugrunde liegen, so erkennt man einen Jahresgang dieser Größe von etwa  $0,03 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min}) = 5,0 \cdot 10^{-4} \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{sec})$ . Darüberhinaus beeinflusst die Veränderung der Wolkentemperatur im Verlaufe des Jahres in diesem Niveau den Nettostrahlungsstrom. Man erkennt einen Gang für die Werte im 70 cb-Niveau von  $0,05 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min}) = 8,33 \cdot 10^{-4} \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{sec})$ .

Die Temperaturen des Untergrundes und der bodennahen Luftschichten bewirken vor allem eine Veränderung des aufwärts gerichteten Strahlungsstromes in den untersten Niveaus. Höhere Bodentemperaturen erzeugen eine größere Schwarzstrahlung.

Vergleicht man die angegebenen Bodenwerte der Temperatur mit den Werten der Strahlung, so läßt sich ihr Einfluß gut beobachten.

Besonders im Januar erkennt man wegen der zonalen Temperaturabnahme nach Osten hin bei den westlichen Stationen größere Werte als bei den östlichen.

In der Untersuchung von BEHR und DEFANT (1972) wurde auf ein besonders auffälliges Verhalten des aufwärts gerichteten Strahlungsstromes ( $\mathcal{R}\uparrow$ ) in den untersten Schichten aufmerksam gemacht. Die Größe ( $\mathcal{R}\uparrow$ ) zeigte nämlich zwischen Boden und 95 cb (etwa 500 m) eine leichte Zunahme um ungefähr  $0,07 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min}) = 11,66 \cdot 10^{-4} \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{sec})$ . Darüber erfolgte eine Abnahme mit der Höhe. Bei der Diskussion des Verlaufes von  $\mathcal{R}\uparrow$  wurde gezeigt, daß man dieses Verhalten nur dann beobachten kann, wenn in den untersten Schichten Isothermie oder Temperaturzunahme mit der Höhe herrscht, andernfalls weist  $\mathcal{R}\uparrow$  schon vom Boden an eine stetige Abnahme auf. Auch im Rahmen dieser Untersuchung wurde in vielen Fällen eine Zunahme des aufwärts gerichteten Strahlungsstromes mit der Höhe vor allem im April (Fig. 30) beobachtet. Im Juli (Fig. 31) ist es nur bei kontinentalen Stationen erkennbar, während es im Oktober (Fig. 32) nur in Emden auftritt und in Örlandet angedeutet ist.

Die obige Diskussion zeigt, daß die unterschiedliche vertikale Verteilung des aufwärts gerichteten Strahlungsstromes als Indikator für die Klimatologie der untersten 500 m der Atmosphäre dienen kann. Da die Strahlungswerte aus Routinedaten gewonnen wurden, wird leicht auf kleinräumige meßtechnisch schwer zugängliche Prozesse der angesprochenen Schicht aufmerksam gemacht, die bei verschiedenen Stabilitätsverhältnissen auftreten können.

Zum Abschluß dieses Abschnittes sollen die berechneten Werte des Nettostrahlungsstromes an der Atmosphärenobergrenze mit Messungen anderer Autoren verglichen werden. RASCHKE et al. (1973) betrachten die vom System Erde -

Atmosphäre ausgehende Strahlung und kartierten sie für die gesamte Erde. Ihre Werte beruhen auf Messungen des Satelliten Nimbus 3. In Tabelle 8 werden die Werte der Strahlungsflüsse für das Gebiet der Ostsee von RASCHKE denen vom Verfasser berechneten gegenübergestellt. Beim Vergleich ist zu beachten, daß die Messungen von RASCHKE nur einen kurzen Zeitraum überdecken, nämlich den 1. bis 15. Mai 1969 bzw. 3. bis 17. Oktober 1969. Aus diesem Grunde werden sie nicht ganz übereinstimmen.

Tabelle 8 Die vom System Erde-Atmosphäre ausgehende langwellige Strahlung in cal/(cm<sup>2</sup>.min)

	Frühjahr		Herbst	
	Mai	April	Oktober	
	R	V	R	V
Örlandet	0,315	0,300	0,300	0,295
Jyväskylä	0,330	0,305	0,305	0,310
Emden	0,320	0,305	0,335	0,320
Warschau	0,330	0,310	0,335	0,320

R: RASCHKE et al.

V: Verfasser

7.1.2. Abkühlung der Atmosphäre durch langwellige Ausstrahlung (Fig. 33 - 36)

Langwellige Ein- bzw. Ausstrahlung bewirkt eine Temperaturänderung der Atmosphäre. Dieser Effekt tritt nur dann auf, wenn kein Strahlungsgleichgewicht vorliegt, d.h. der Nettostrahlungsstrom muß von Null verschieden sein und sich mit der Höhe ändern. Um eine Auskunft über die Größenordnung der Temperaturänderung zu bekommen, betrachtet man die vertikale Vergenz des Nettostrahlungsstromes im p-System:

$$(7.5.) \quad \frac{dT}{dt} = \frac{g}{c_p} \quad \text{div } \mathcal{R}_N$$

Es ist also stets dann eine Erwärmung zu erwarten, wenn der

Nettostrahlungsstrom nach oben hin abnimmt. Anders ausgedrückt: die Zufuhr von Strahlungsenergie ist dann größer als ihre Weitergabe in höheren Schichten.

Für drei Schnitte wurde für vier verschiedene Monate die vertikale Verteilung der Abkühlung durch langwellige Ausstrahlung bestimmt und in den Figuren 33 bis 36 dargestellt. Auf sie soll im folgenden eingegangen werden.

In den bodennahen Schichten beobachtet man eine flache Erwärmungszone. Im Januar ist sie wegen der niedrigen Temperaturen des Untergrundes nur an wenigen Stellen zu beobachten. Die Werte betragen etwa  $0,5^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$ . Eine Vergrößerung des bodennahen Erwärmungsbereiches ist bis in den Oktober hinein zu beobachten. Die Werte erhöhen sich bis auf  $2^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$ . Dies ist eine Folge der Erwärmung des Untergrundes und der Zufuhr feuchterer Luftmassen.

Besonders auffällig ist die Beeinflussung der Vergenz des Nettostrahlungsstromes in dem wolkennahen Bereich in etwa 80 bis 60 cb. Unterhalb der Wolken beobachtet man leichte Erwärmung um  $1^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$ . Im Juli weitet sich diese Zone nach Westen hin aus.

Im Bereich der Wolken beobachtet man starke Abkühlung. Hier wirken zwei Effekte, die die Größenordnung der Temperaturänderung bestimmen. Ist die Wolke kalt gegenüber den darunter liegenden Schichten, so nimmt der aufwärts gerichtete Strahlungsstrom nach oben hin ab und damit auch der Nettostrahlungsstrom. Dies bewirkt eine Erwärmung der unterhalb der Wolke liegenden Schichten. Ist die Wolke warm, so wird vor allem der abwärts gerichtete Strahlungsstrom in den untersten Schichten erhöht und damit der Nettostrahlungsstrom nach unten hin verringert. Dies bewirkt eine kräftige Abkühlungsrate bis zu  $10^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$ . Diese beiden Effekte bewirken in etwa 70 cb ein Minimum des Nettostrahlungsstromes unterhalb dessen

Erwärmung, oberhalb dessen Abkühlung stattfindet.

Besonders im Januar sind die Abkühlungswerte wegen der scharfen vertikalen Temperaturgradienten besonders groß.

In der mittleren bis oberen Troposphäre beobachtet man Zonen leichter Erwärmung, deren Form sich im Verlaufe des Jahres ändern. Betrachtet man parallel zu diesen Figuren die vertikale Verteilung der Temperatur (Figuren 4,6,8,10), so erkennt man, daß die Erwärmung fast ausschließlich auf die Änderung des vertikalen Temperaturgradienten zurückzuführen ist. Da in diesem Bereich von der geringen Feuchte kein wesentlicher Beitrag zu erwarten ist, ist der alleinige Beitrag der Temperatur verständlich. Die Abkühlung durch Ausstrahlung ist im Juli an der Atmosphärenobergrenze am größten. Das ist darauf zurückzuführen, daß der aufwärts gerichtete Strahlungsstrom wegen der hohen Lufttemperaturen zu dieser Jahreszeit am größten ist. Da der abwärts gerichtete in 5 cb zu Null angenommen wurde, wird die Differenz beider Strahlungsströme und damit  $R_N$  groß. Im darunter liegenden Niveau hat  $R_+$  zugenommen und damit verringert sich  $R_N$ . Da dieser Effekt im Sommer am größten ist, beobachtet man zu dieser Jahreszeit die schon angesprochene starke Abkühlung durch Ausstrahlung.

### 7.1.3. Jahreszeitliche und regionale Veränderlichkeit der Vergenz des Nettostrahlungsstromes (Figuren 37 - 41)

In den beiden vorangegangenen Abschnitten wurde die vertikale Verteilung des Nettostrahlungsstromes (7.1.1.) und seine vertikale Veränderlichkeit (7.1.2.) beschrieben. In diesem Abschnitt soll darauf eingegangen werden, welchen Beitrag die Strahlung zum atmosphärischen Wärmehaushalt liefert. Wie schon bei der Diskussion der Temperaturänderung durch die langwellige Ausstrahlung gezeigt wurde, ist die vertikale Änderung des Strahlungsstromes für die Energiezufuhr von Bedeutung. Die energetische Änderung der Gesamtatmosphäre durch langwellige Strahlung wird aus diesem Grunde nur durch die Differenz zwischen dem unten ein- ( $R_u$ ) und dem oben austreten-

den ( $R_0$ ) Nettostrahlungsstrom beschrieben. Die Veränderlichkeit innerhalb der Atmosphäre kann bei der Betrachtung der Gesamtatmosphäre unberücksichtigt bleiben.

Unter der Vergenz  $V_N$  des Nettostrahlungsstromes einer Schicht soll also folgende Differenz

$$(7.6.) \quad V_N = R_u - R_0$$

verstanden werden. Bei Betrachtungen ausgewählter Schichten werden die Nettostrahlungsströme der die Schichten begrenzenden Niveaus eingesetzt.

Negative Zahlen bedeuten einen Energieverlust für die betreffende Schicht.

Die Vergenz des Nettostrahlungsstromes wurde entsprechend den obigen Überlegungen für die einzelnen Stationen und Monate bestimmt und soll nun anhand der Figuren 37 - 40 diskutiert werden.

Darüberhinaus wurde die Vergenz zu Gebietsmitteln zusammengefaßt und ihr Jahresgang in einzelnen Schichten dargestellt (Fig. 41). Im Abschnitt 7.1.1. wurde darauf verwiesen, daß die vertikale Veränderung des Nettostrahlungsstromes vor allem durch folgende Parameter bestimmt wird:

1. Die Bodentemperatur,
2. den Bewölkungsgrad,
3. die vertikale Temperaturverteilung.

Die damit verbundenen Effekte sollen nochmals unter dem Blickwinkel der Zielsetzung dieses Abschnittes angesprochen werden. Bei der Diskussion ist stets zu beachten, daß:  $R_u < R_0$ .

1. Ist die Temperatur des Untergrundes höher als die über ihr lagernde Luft, so bedeutet dies nach Abschnitt 7.1.1. eine Erhöhung des aufwärts gerichteten Strahlungsstromes im bodennahen Bereich. Dies bewirkt hier eine Vergrößerung des Nettostrahlungsstromes ( $R_u$ ). Da der Strahlungsstrom  $R_0$  in den oberen Schichten davon nicht verändert wird, wird der

- Betrag der Differenz  $R_u - R_o$  geringer als er es bei niedrigeren Bodentemperaturen gewesen wäre.
2. Je höher der Bewölkungsgrad desto mehr wird der abwärts gerichtete Strahlungsstrom ( $\mathcal{R}_\downarrow$ ) innerhalb der Wolken vergrößert. Da der aufwärts gerichtete ( $\mathcal{R}_\uparrow$ ) in diesem Bereich von diesem Prozeß nicht berührt wird, verringert sich der Nettostrahlungsstrom ( $\mathcal{R}_N$ ) unterhalb der Wolken mit zunehmender Bewölkung. Oberhalb der Wolken wird  $\mathcal{R}_\uparrow$  nur leicht verringert. Die Begründung dafür wurde im Abschnitt 7.1.1. gegeben.  $\mathcal{R}_\uparrow$  ist hier unbeeinflusst. Diese Veränderung der Strahlung bewirkt in dem oberhalb der Wolke gelegenen Bereich eine leichte Verringerung von  $\mathcal{R}_N$ . Insgesamt bedeutet dies, daß mit zunehmender Bewölkung der Betrag  $R_u - R_o$  anwächst.
  3. Die Bedeutung der Veränderlichkeit der Temperatur auf die Vergenz der Strahlung wurde im Abschnitt 7.1.2. angesprochen.

Bei der nun folgenden Diskussion soll vor allem auf die beiden ersten Erscheinungen eingegangen werden. Dazu werden die Figuren 24 - 27 und die im Abschnitt 5.4.2. genannten Karten der Temperaturen der Ostsee und der sie begrenzenden Landmassen herangezogen. Das Gewicht der Diskussion soll dabei auf dem Unterschied Meer - Land liegen. Wird bei der Diskussion von großen bzw. kleinen Vergenzen gesprochen, so ist damit stets der Absolutbetrag dieser Größe gemeint.

Januar (Fig. 37)

In Figur 24 war ein relatives Bewölkungsminimum über der Ostsee vorhanden. Dies bewirkt gemäß den obigen Überlegungen kleinere Beträge für die Vergenz. Da vor allem im Bottnischen Meerbusen die Temperaturen des Wassers bzw. des Eises höher sind als die der Luft, wird die Vergenz auch aus diesem Grunde verringert. Man erkennt in Figur 37 ein deutliches Minimum, das über der gesamten Ostsee liegt. Aus dem gleichen Grunde liegt über dem Europäischen Nordmeer ein weiteres Minimum. Wegen der polaren Nacht sind die Daten hier allerdings unsicher. Über dem norwegischen Gebirgsrücken und der Norddeutschen Tiefebene nimmt die Vergenz vor allem wegen der

großen Bewölkung zu.

April (Fig. 38)

Aus dem gleichen Grunde wie im Januar erkennt man über der Ostsee ein relatives Minimum der Vergenz. Da zum April die horizontalen Temperaturgegensätze abgenommen haben, hat auch ein Ausgleich des Feldes der Vergenz stattgefunden.

Die größten Beträge der Vergenz treten im Weißrussischen Raum auf, bedingt durch den höheren Bewölkungsgrad und die niedrigen Temperaturen des Untergrundes und der bodennahen Luft.

Juli (Fig. 39)

Im Bereich der Ostsee hat die Bewölkung weiter abgenommen. Dies bedingt ein Minimum der Vergenz in diesem Gebiet. Die wolkenreichen Gebiete über Norwegen, Finnland und Jütland kann man gut an größeren Beträgen der Vergenz erkennen. Das gesamte Feld der Vergenz ist recht ausgeglichen, da keine markanten Temperaturunterschiede (s. Fig. 8) auftreten.

Oktober (Fig. 40)

Im Bereich der Bottensee hat die Bewölkung zugenommen, ist aber geringer als über dem Festland. Aus diesem Grunde ist über dem Wasser die Vergenz geringer als im übrigen Bereich. Im Gebiet des Europäischen Nordmeeres verringern vor allem die hohen Wassertemperaturen des Golfstromes die Vergenz. Ihre Zunahme in der Norddeutschen Tiefebene läuft parallel mit der Erhöhung des Bewölkungsgrades, während in Lappland die Verringerung der Temperaturen des Bodens und der auf ihm lagernden Luft für die Erhöhung verantwortlich sind.

Der Jahresgang der Vergenz des Nettostrahlungsstromes (Fig. 41)

Zum Abschluß dieses Abschnittes soll anhand der Figur 41 der Jahresgang der Vergenz in ausgewählten Gebieten diskutiert werden. Dabei wird zum einen das Vertikalintegral der ge-

santen Schicht (100 bis 10 cb) präsentiert und zum anderen jenes von vier ausgewählten Schichten.

Die Vergenz der Strahlung zeigt in allen Gebieten im Juli ein typisches Minimum, das vor allem von der Erwärmung des Untergrundes und der Atmosphäre herrührt.

Die Ostsee zeigt den geringsten Jahresgang, da die Amplitude der Schwankung der Wasseroberflächentemperatur viel geringer ist als die der Bodentemperatur des Festlandes und außerdem dieses Gebiet sich vor allem im Sommer durch Wolkenarmut auszeichnet.

Der Jahresgang der Vergenz zeigt besonders in der Schicht 80 bis 100 cb seine größte Veränderlichkeit, da hier die jahreszeitlich variable Bewölkung anzutreffen ist. Da außerdem die Temperatur im Verlaufe des Jahres sich in diesem Bereich am stärksten ändert, ist auch von dieser Seite her ein kräftiger Beitrag zu erwarten. Ein ausgeprägtes Minimum der Vergenz liegt im Juli.

Ein gegenläufiges Verhalten - allerdings mit geringerer Amplitude - weist die Schicht 50 - 80 cb auf. Oberhalb von 50 cb läßt sich kein ausgeprägter Jahresgang beobachten, bedingt vor allem durch die schwache jahreszeitliche Änderung der Temperatur und die Abschirmung nach unten hin durch die Wolken.

#### *7.2. Die bei der Niederschlagsbildung freiwerdende Kondensationswärme*

Die Erfassung der Niederschlagsmengen bereitet auf See bekanntlich Schwierigkeiten, da dort kaum Routinemessungen durchgeführt werden. Da außerdem der Meßgeräteträger (das Schiff) die Messung verfälscht, sind derart gewonnene Ergebnisse meist sehr kritisch zu betrachten. Über Land dagegen versucht man relativ erfolgreich durch ein möglichst engmaschiges Netz von Pluviometern die gewünschte Größe zu bestimmen.

Wegen der genannten Schwierigkeiten werden vielfach nur lange Klimareihen kartographisch aufgearbeitet und präsentiert. Einem derartigen Werk (OMM/WMO - Klimaatlas von Europa) wurden, wie in Abschnitt 5.3. angesprochen, die für die Berechnungen benötigten Daten entnommen. In neuerer Zeit wird im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) von BAESE (1975) der Versuch unternommen, aus aerologischem Datenmaterial die regionale Niederschlagsverteilung mit größerer Sicherheit als bisher zu bestimmen. Auf ein prinzipielles Problem bei der Verwendung der Niederschlagsdaten soll noch aufmerksam gemacht werden.

Da es Ziel dieser Studie sein soll, den gesamten Wärmehaushalt für das Gebiet der Ostsee und der sie begrenzenden Landmassen zu bestimmen, dürfen nur energetische Umsetzungen innerhalb des genannten Bereiches betrachtet werden. Darauf wird im Abschnitt 7.4. besonders eingegangen. Bei dem im Untersuchungsgebiet ausfallenden Niederschlag ist aber zu vermuten, daß er zum Teil aus Wolken stammt, die außerhalb desselben entstanden sind. Ist die Verdunstung der in der Luft vorhandenen Wassertropfchen oder die Auflösung von Wolken kleiner als die Kondensation, so wird dem betrachteten System diabatische Wärme zugeführt. Dieser Effekt wird etwas gemildert durch diejenigen Wolken, die sich zwar innerhalb des Untersuchungsgebietes bilden, dann aber, meist nach Osten, aus ihm herausdriften, ohne auszuregnen. Da es aufgrund des vorliegenden Datenmaterials unmöglich war, die unterschiedliche Herkunft des gemessenen Niederschlages festzustellen, wurden die Daten ohne Abstriche übernommen. Lediglich auf einige Besonderheiten soll eingegangen werden.

Wegen der das ganze Jahr über vorherrschenden westlichen Winde beobachtet man stets in Luv des norwegischen Gebirges sehr große Niederschläge von mehr als 120 mm/Monat. In Lee des Gebirges erfolgt eine rasche Abnahme auf Werte von 25 bis 50 mm/Monat. Ähnlich wie auf den Bildern der mittleren Bewölkung (Fig. 24 bis 27) erfolgt parallel zur Abnahme dieser Größe eine Verringerung des Niederschlages. Besonders deutlich wird

dies im Juli. Hier beträgt die Bewölkung in Lee des Gebirges über der Ostsee nur noch weniger als 40 % (Fig. 26), dementsprechend findet man vom Land zum Meer hin eine starke Abnahme des Niederschlages.

Da die westliche Zirkulation fast ungehindert die gesamte Norddeutsche Tiefebene erreicht, beobachtet man hier größere Niederschläge als in Schweden und Mittelfinnland. Der angesprochene Feuchtigkeitstransport, in das Untersuchungsgebiet hinein verursacht vor allem in Jütland und Westschonen Niederschlag. Monate des stärksten Niederschlages sind für die genannten Gebiete der Januar und der Juli. In den Figuren 24 und 26 ist dort eine Zunge mit stärkerer Bewölkung als in der Umgebung zu erkennen. Eine abschließende Bemerkung noch zum Jahresgang des Niederschlages.

Berücksichtigt man alle Tage mit mindestens 0,1 mm Niederschlag, so hat der Monat Dezember die meisten Niederschlagstage, etwa 15 bis 20, der Monate Mai die wenigsten, etwa 9 bis 13.

Die größte monatliche Niederschlagsmenge fällt dagegen in den Monaten Juli und August, vor allem durch großtropfigen, starken Schauerniederschlag.

Betrachtet man die regionale Verteilung der Monate mit den meisten Niederschlägen, so findet man, daß die Ostsee eine Klimascheide ist. Östlich von ihr ist der Sommer der niederschlagsreichste Zeitraum, während es westlich davon der Winter ist.

Die Niederschlagsmengen, die meist in mm/Monat angegeben sind, werden wie folgt in Energieeinheiten umgerechnet:

$$1 \text{ mm/Monat} \hat{=} 2,303 \cdot 10^{-5} \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{sec}).$$

### 7.3. *Der vertikale turbulente Fluß sensibler Wärme*

In vielen Untersuchungen des atmosphärischen Wärmehaushalts wird der vertikale turbulente Fluß sensibler Wärme als Restglied der Haushaltsbetrachtungen bestimmt. Dieser Weg wird vor allem dann gewählt, wenn man keine Informationen über die meteorologischen Verhältnisse der bodennahen Luftschichten hat. Diese Methode sollte aber eigentlich nur in Ausnahmefällen angewandt werden, denn es werden bei der Bilanzierung des Haushalts alle Ungenauigkeiten der übrigen Energieterme in das Restglied übertragen.

Prinzipiell macht die direkte Bestimmung des turbulenten Flusses sensibler Wärme vom Untergrund her deshalb Schwierigkeiten, weil eine genaue Kenntnis der Bodenverhältnisse benötigt wird. Aus diesem Grunde hat es auch in neuerer Zeit nicht an Versuchen gefehlt, Energietransportgleichungen für diesen "Scale" aufzustellen. Bei der Entwicklung von Gleichungen hat man unterschieden zwischen solchen für Flüsse von der Meeresoberfläche und solchen vom festen Untergrund her. Es soll zunächst auf die Flüsse von oder in die wasser-nahen Luftschichten eingegangen werden.

Für diesen Bereich steht ein Formalismus zur Verfügung, der eine recht objektive Abschätzung der gesuchten Größe erlaubt. Auf die Herleitung des Verfahrens, die Transporte mit Hilfe der sogenannten "Austauschgleichungen" zu berechnen, soll nur kurz eingegangen werden, da es in der Literatur hinlänglich bekannt ist.

Die meteorologischen Prozesse erzeugen turbulente Flüsse der Form  $\overline{\theta'w'}$ , die die sensible Energie von der Meeresoberfläche in die Atmosphäre transportieren.  $\tau$  ist dabei ein Mittelungsintervall von mindestens 10 min. Diese Größen sind einer großräumigen direkten Bestimmung nicht zugänglich, zur Verfügung stehen dagegen meist synoptische Meldungen, die einen Mittelwert von 12 Stunden repräsentieren.

JACOBS (1942) zeigte, daß über den Weg der Parametrisierung meßbarer Größen der gewünschte Energietransport  $Q_s$  bestimmbar ist. Man geht dabei von der Annahme aus, daß er der mittleren Windstärke und dem vertikalen Gradienten der mittleren Temperatur direkt proportional ist.

Man kann also von einer großräumigen Verteilung von Temperatur und Wind auf den vertikalen Fluß  $Q_s$  schließen. Er hat folgende Form:

$$(7.7.) \quad Q_s = \text{const} \cdot \overline{\Delta T}^t \cdot \bar{v}^t$$

Für die Temperaturdifferenz  $\overline{\Delta T}^t$  nimmt man die Differenz der Wasser- und Lufttemperaturen:  $\overline{\Delta T}^t = \bar{T}_W^t - \bar{T}_L^t$ . Das Vorzeichen dieses Gradienten bestimmt die Richtung des Energieflusses. Er ist stets vom wärmeren zum kälteren Medium gerichtet. Die Temperaturen wurden den im Abschnitt 5.4.2. genannten Arbeiten entnommen und auf ein über das Meer gelegte Gitternetz übertragen.

Die Daten für die mittleren Windstärken in Bodennähe  $\bar{v}^t$  wurden den aus den Radiosondenmeldungen gewonnenen Zeitreihen entnommen, einer Horizontalanalyse unterzogen und dann als Gitterwerte herausgelesen.

Die bei der Aufstellung der Gleichung (7.7.) angewandte Theorie fordert, daß die Konstante folgende Form haben muß:

$$(7.8.) \quad \text{const} = c_p \cdot \rho \cdot c_D$$

Die Dichte  $\rho$  wird aus den Bodendaten berechnet. Der Schubspannungskoeffizient  $c_D$  hat nach DEACON und WEBB (1962) folgende Form:

$$(7.9.) \quad c_D = (1,00 + 0,07 \cdot \bar{v}^t) \cdot 10^{-3} ; \quad \bar{v}^t \text{ in m/sec}$$

Durch den linearen Zusammenhang zwischen dem Schubspannungs-

koeffizienten  $c_D$  und der Windgeschwindigkeit  $\bar{v}^t$  wird berücksichtigt, daß die See bei stärkeren Winden rauher wird. Von verschiedenen Ansätzen für  $c_D$  wurde dieser ausgewählt, da er sich in früheren Untersuchungen des Verfassers bewährt hatte.

Die für die Rechnungen benutzte Gleichung lautet damit:

$$(7.10.) \quad Q_s = c_p \cdot \rho \cdot c_D \quad (\bar{T}_W^t - \bar{T}_L^t) \cdot \bar{v}^t$$

Es ist dagegen sehr viel schwieriger, die Flüsse vom festen Boden in die Atmosphäre zu berechnen. In die Rechnungen gehen die Bodenart, Bewuchs, Albedo, Bodenluftdruck, Bewölkungsgrad und Art ein.

F. ALBRECHT (1962, 1965) hat in mehreren umfangreichen Untersuchungen versucht, den turbulenten Fluß sensibler Wärme vom Erdboden aus unter Berücksichtigung der oben angeführten und weiterer Faktoren zu bestimmen. Seine Gedanken hat HENNING (1970) aufgenommen. In einer größeren Untersuchung, die im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gefördert wurde, hat er für mehr als einhundert Landstationen rund um die Ostsee den vertikalen turbulenten Fluß sensibler Wärme berechnet. Die Ergebnisse für den Bereich der Ostsee wurden von HENNING (1973) für diese Studie zur Verfügung gestellt (siehe dazu auch Abschnitt 5.4.2.). Die regionale Verteilung der von ihm benutzten Stationen zeigt die Figur 42. Die Ergebnisse von HENNING und die der eigenen Rechnungen nach Gleichung (7.10.) wurden gemeinsam in Karten eingetragen und einer Analyse unterzogen. Dies zeigen die Figuren 43 bis 47. Sie sollen nun im einzelnen diskutiert werden.

Januar (Fig. 43)

Bei der Diskussion der Oberflächentemperatur der Ostsee im Abschnitt 6.4. wurde darauf verwiesen, daß die Jahresgänge der Wasser- und der der Lufttemperatur im Bereich der Ostsee eine Phasenverschiebung von zwei bis drei Monaten haben. Dieses Verhalten der beiden Medien kommt klar in diesem Bild

zum Ausdruck. Über Land beobachtet man, da es zu dieser Jahreszeit sehr stark ausgekühlt ist, einen kräftigen abwärts gerichteten Fluß der besonders in den höher gelegenen gebirgigen Regionen aber auch im Landesinneren ausgeprägt ist. Da außerdem die Bottenwiek zu dieser Zeit vereist ist, zeigt sie das gleiche Verhalten wie das an sie grenzende Land.

Ganz anders verhält sich dagegen die offene See. Da das Wasser zu dieser Jahreszeit aus den oben angeführten Gründen wärmer ist als die darüber lagernde Luft, beobachtet man überall einen aufwärts gerichteten Fluß, der aber nicht so kräftig ist wie der über dem Festland. Auf zwei Extrema soll aufmerksam gemacht werden.

Da in der Bottenwiek zu dieser Jahreszeit eine Insel wärmeren Wassers mit Werten von  $+2^{\circ}\text{C}$  liegt, kann man hier ausgeprägten Aufwärtstransport sensibler Wärme beobachten. Außerdem sind die hohen Werte im Skagerrak und Kattegat besonders auffällig. Sie erklären sich vor allem durch eine Zunge warmen Wassers, die vom Golfstrom kommend bis in die Beltsee hineinreicht.

April (Fig. 44)

Im zentralen Bereich der Ostsee treten die geringsten Wassertemperaturen im März mit Werten von etwa  $1^{\circ}\text{C}$  bis  $2^{\circ}\text{C}$  auf. In den folgenden Monaten beginnt sich die Ostsee zu erwärmen. Da sich seit Januar die Temperatur der Luft stetig erhöht hat, ist im April über dem Wasser nahezu ein Temperaturgleichgewicht erreicht. Aus diesem Grunde treten hier für den turbulenten Fluß Werte von weniger als  $1 \cdot 10^{-4} \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{sec})$  auf. Nur im Skagerrak ist der Fluß wegen des wärmeren Golfstromes (Wassertemperatur etwa  $5^{\circ}\text{C}$ ) etwas größer.

Über dem Festland hat eine Umstellung der Richtung des turbulenten Flusses stattgefunden. Von Norden nach Süden zunehmend ist der Untergrund erwärmt worden. Die Lufttemperatur weist nach DEFANT (1972) eine fast rein meridionale Zunahme nach Süden hin auf. Da dieser Gradient stärker ist als der der Bodentemperatur, beobachtet man einen sich nach Süden hin

verstärkenden Fluß sensibler Wärme.

Juli (Fig. 45)

Der stärkste aufwärts gerichtete Fluß sensibler Wärme ist in diesem Monat über dem norwegischen Gebirgsrücken zu beobachten, da die Aufheizung des Untergrundes weiter vorangeschritten ist. Dieser Effekt macht sich bis in den gesamten norwegischen Küstensaum hin bemerkbar. An den Ufern der Ostsee beobachtet man dagegen eine rasche Abnahme des Flusses, bedingt durch das kühlere Wasser. Besonders auffällig ist dies im Bottnischen Meerbusen.

Da die Aufheizung der Norddeutschen Tiefebene schon im Frühsommer rasch vorangeschritten war, liefert dieser Bereich keinen größeren Beitrag als im April. Die Gebiete stärkerer Winde sind nach Norden zurückgewichen, siehe dazu auch die Figuren 18 und 19. Dadurch wird im Vergleich zum Frühling zum Beispiel in Nordkarelien der Fluß vergrößert.

Der Fluß von der Meeresoberfläche in die Atmosphäre hat wegen der Erwärmung des Wassers im Vergleich zum Frühjahr zugenommen. Besonders ausgeprägt ist er in der östlichen Ostsee mit Werten über  $4 \cdot 10^{-4}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec).

Oktober (Figur 46)

Die Erwärmung der Ostsee ist weiter vorangeschritten, so daß man besonders in ihrem Kernbereich die kräftigsten vertikalen Flüsse sensibler Wärme beobachten kann. Sie sind in etwa so groß wie die Beiträge, die im Bereich des norwegischen Gebirges im Juli auftraten. Diese hohen Beträge lassen sich auch im Finnischen und Bottnischen Meerbusen beobachten. Auch im Skagerrak und Kattegat sind die stärksten Flüsse des Jahres anzutreffen. Die Beltsee unterbricht die Zone größter Werte, da die dänischen Inseln mindernd auf den Temperaturfluß wirken.

Wegen des raschen Absinkens der Temperaturen des Festlandes,

das eine Angleichung an die darüber lagernde Luft bewirkt, sind in diesem Bereich nur geringe aufwärts gerichtete Flüsse zu beobachten. In Lappland ist der Fluß wegen der dort vorherrschenden geringen Temperaturen sogar abwärts gerichtet. Der Verlauf der östlichen und der westlichen Begrenzungen der schattierten Gebiete ist wegen fehlender Daten unsicher.

Der Jahresgang des vertikalen turbulenten Flusses sensibler Wärme (Fig. 47)

In der Figur 47 sind die Jahresgänge der Flüsse in Gebietsmittelwerten noch einmal zusammenfassend dargestellt. Man erkennt für den Bereich der Ostsee deutlich die stetige Zunahme zum Herbst hin, während die drei anderen Gebiete ihr Maximum im Sommer haben. Die Norddeutsche Tiefebene weist ein etwas breiteres Maximum auf, da bereits im April, wie oben schon erwähnt, eine kräftige Aufheizung des Untergrundes erfolgt ist. Dieses Bild zeigt deutlich das Zusammenspiel zwischen der Ostsee und der sie begrenzenden Landmassen. Die einzelnen Gebiete weisen im Jahresverlauf typische Maxima der Flüsse sensibler Wärme auf. Zum Abschluß sei auf Ergebnisse einiger anderer Untersuchungen aufmerksam gemacht.

Die in den Figuren 43 bis 46 präsentierten Ergebnisse stimmen gut mit Werten überein, die SOLANTIE (1968) und HANKIMO (1964) für das gleiche Gebiet erhalten haben.

Für eine kontinentale Region (Ungarn) hat BOLDIZSÁR (1958) den turbulenten Fluß bestimmt. Er kommt auf Werte, die um ein bis zwei Größenordnungen kleiner sind als die für den Bereich der Ostsee ermittelten.

#### 7.4. Die Horizontaldivergenz der Energieflüsse

Bei der Diskussion der einzelnen Terme der Wärmehaushaltsgleichung (3.8.) soll in diesem Abschnitt als letzter energetischer Beitrag die Horizontaldivergenz der Flüsse von sensibler und potentieller Energie betrachtet werden.

Für energetische Umsetzungen ist nicht der Gesamtbetrag des Geopotentials verfügbar, wie z.B. LORENZ (1955) zeigte, sondern nur die Abweichung von einem Gleichgewichtszustand, auch verfügbare potentielle Energie genannt. Aus diesem Grunde liefert nicht der Fluß des Geopotentials, sondern nur seine räumliche Vergenz einen Beitrag zum Energiehaushalt.

Die Erwärmung der Atmosphäre wird durch die Änderung des Vorrats an sensibler Energie (Enthalpie) beschrieben. Die Größe der Vergenz des Flusses dieser Energieform beschreibt neben anderen Termen den energetischen Gewinn bzw. Verlust der Atmosphäre.

Bei der Durchführung der Rechnungen zeigte es sich, daß an das Datenmaterial sehr hohe Anforderungen gestellt werden müssen, die weit über die hinausgehen, die im Abschnitt 5.1.1. genannt wurden.

Wie im Abschnitt 3.4. schon angedeutet, werden von den meisten Autoren die Felder der Winddaten, aus denen sie die Horizontaldivergenz der Flüsse bestimmen, vor den eigentlichen energetischen Rechnungen einer nochmaligen kritischen Durchsicht unterzogen. Die dabei angewandten Kriterien treffen auch für das vorliegende Datenfeld zu. Auf sie und ihre praktische Durchführung soll im folgenden eingegangen werden, um ein Verständnis für die Güte der Ergebnisse zu vermitteln, die im Abschnitt 7.4.3. präsentiert werden werden.

#### 7.4.1. Forderungen an das Datenfeld

In diesem Abschnitt wird für die Horizontaldivergenz der Energieflüsse abkürzend stets geschrieben:

$$\text{div} (\varepsilon \mathcal{A}).$$

$\varepsilon$  sei die Energie, entweder die potentielle, sensible oder die Summe aus beiden. Dabei wird nicht unterschieden, entsprechend der Wärmehaushaltsgleichung (3.8.), zwischen zeitlich turbulenten  $(\overline{\varepsilon \mathcal{A}})^t$  und zeitlich gemittelten  $(\overline{\varepsilon \mathcal{A}})^t$  Flüssen. Für beide gelten die nun folgenden Betrachtungen völlig synchron.

Die vertikal integrierte Divergenz der Energieflüsse läßt sich nach den Regeln der Vektorrechnung schreiben zu:

$$(7.11.) \int_u^0 \text{div} (\varepsilon \mathcal{A}) dp = \int_u^0 \varepsilon \text{div} \mathcal{A} dp + \int_u^0 \mathcal{A} \cdot \text{grad} \varepsilon dp$$

Entsprechend der Kontinuitätsgleichung im p-System ist dabei zu fordern, daß das Volumenintegral der Massendivergenz verschwindet.

$$(7.12.) \int_{(v)} \text{div} \mathcal{A} dV + \int_{(v)} \frac{\partial \omega}{\partial p} dp = 0 \quad (dV: \text{Volumenelement})$$

Da im folgenden stets die gesamte Atmosphäre betrachtet werden soll, eine vertikale Differenzierung der Energiegrößen wird in dieser Diskussion noch nicht angestrebt, kann man die Gleichung (7.12.) folgendermaßen umschreiben, nachdem das Volumenintegral in ein Linienintegral überführt worden ist:

$$(7.13.) \int_u^0 \text{div}_3 \mathcal{A}_3 dp = \int_u^0 \text{div}_2 \mathcal{A}_2 dp + [\omega]_u^0$$

An den Integrationsgrenzen verschwindet mit guter Näherung die Vertikalgeschwindigkeit  $\omega$  und damit auch der zweite Summand. Wegen der festen Integrationsgrenzen sind Integration und Differentiation vertauschbar, somit folgt:

$$(7.14.) \quad \frac{1}{\Delta p} \int_u^0 \operatorname{div}_2 \mathcal{M}_2 \, dp = \operatorname{div}_2 \left[ \frac{1}{\Delta p} \int_u^0 \mathcal{M}_2 \, dp \right] = \operatorname{div}_2 \overline{\mathcal{M}_2}^p = 0$$

$\overline{\quad}^p$  bedeutet die vertikale Mittelung über den Druck. Dieser Zusatz wird im folgenden wieder fortgelassen, um Schreibarbeit zu sparen.

Dies zeigt, daß nicht die Massendivergenz, sondern nur die horizontale Advektion ( $\mathcal{M} \cdot \operatorname{grad} \epsilon$ ) der einzelnen Energiegrößen einen Beitrag zum Energiehaushalt liefert. Um deshalb der Forderung der Kontinuitätsgleichung (7.12.) bzw. (7.14.) gerecht zu werden, ist das Hauptaugenmerk auf die sorgfältige Erstellung eines "divergenzfreien" Windfeldes zu richten. Das wird in diesem Abschnitt geschehen.

Sollen energetische Haushaltsrechnungen für große Gebiete durchgeführt werden, d.h. ist der prozentuale Anteil derjenigen Stationen gering, die am Rande des Untersuchungsgebietes liegen, so kann man mit Hilfe geeigneter objektiver mathematischer Funktionen das Windfeld filtern, um Divergenzfreiheit zu erreichen. Für diese Fälle ist es prinzipiell von geringer Bedeutung, ob die Stationen innerhalb des Untersuchungsgebietes unregelmäßig verteilt sind oder auf Gitterpunkten vorliegen. Unter "Filterung" soll ein Verfahren verstanden sein, bei dem die Daten mit Hilfe von Kreisfunktionen aufgelöst werden und dann die Beiträge der höheren Wellenzahlen bei den weiteren Rechnungen unberücksichtigt bleiben. Wegen der geringen Flächenausdehnung und der unregelmäßigen Verteilung der Stationen ist das genannte Verfahren der mathematischen Filterung der Daten in diesem Falle nicht möglich. Um die Divergenzfreiheit des Windfeldes (nach Gleichung (7.14.)) zu erhalten, wird der Gauß'sche Satz angewandt:

$$(7.15.) \quad \operatorname{div}_2 \mathcal{M}_2 = \frac{1}{\Delta F} \oint \mathcal{M}_2 \cdot d\vec{s}$$

Mit ihm läßt sich die Horizontaldivergenz ausdrücken durch ein Kreisintegral längs einer geschlossenen Kurve S mit dem Weg-element  $d\vec{s}$ , dessen Richtung senkrecht zum Rand weist. Die Kurve S umschließt das Flächenelement  $\Delta F$  im mathematisch posi-

tiven Sinne. Dieser Formalismus hat den Vorteil, daß er unabhängig von der Wahl des Koordinatensystems und - was für diese Untersuchung besonders wichtig ist - unabhängig von der Form des Flächenelementes  $\Delta F$  ist.

Mit Hilfe der Gleichung (7.15.) wurde nun das Datenfeld auf seine Divergenzfreiheit überprüft und notfalls korrigiert. Diese Korrektur war sehr zeitaufwendig, da sie für jeden einzelnen Radiosondentermin der Zeitspanne September 1963 bis Dezember 1970 durchgeführt werden mußte. Anderenfalls wäre aber die Divergenzfreiheit nicht gewährleistet.

Bei der Durchführung der Korrektur des Datenmaterials wurde in mehreren Schritten vorgegangen.

Der Verlauf des ersten Integrationsweges (Figur 48) gemäß Gleichung (7.15.) wird so gewählt, daß er alle äußeren Stationen des Untersuchungsgebietes miteinander verbindet. Wegen Fehlerhaftigkeit der Daten ist zu erwarten, daß das Kreisintegral einen Wert ungleich Null liefert. Anhand dieses Fehlers erfolgt eine Korrektur der einzelnen Winde. Das dabei angewandte Verfahren wird im Abschnitt 7.4.1.1. geschildert. Ist nun für die äußere Schleife die Forderung der Divergenzfreiheit erfüllt, so müssen sich alle anderen beliebig gewählten Schleifen, sofern sie innerhalb des Gebietes der ersten Schleife liegen, auch korrigieren lassen, so daß auch für sie obiges Kriterium gilt. Um einen Anschluß an die äußere Schleife zu erhalten, werden die zweite und die weiteren derart gewählt, daß sie zum Teil durch Stationen laufen, deren Winde bereits innerhalb der ersten Schleife korrigiert worden sind. Wegen der Gültigkeit der Divergenzfreiheit in der ersten Schleife dürfen diejenigen Stationen, die bereits Teil der ersten Schleife waren, bei der Berechnung der nächsten Schleifen nicht korrigiert werden. Mit beliebig vielen Schleifen kann man das Datenfeld so überdecken, daß jede Station korrigiert werden kann. Auf diese Weise ist die gewünschte Aufarbeitung des Windfeldes möglich.

Die für die Untersuchung gewählte Verteilung der Schleifen ist in Figur 48 angedeutet.

#### 7.4.1.1. Anwendung

Es ist noch darzustellen, auf welche Weise die Korrektur der Winde erfolgt. Die Korrektur ist für jeden Termin durchzuführen und außerdem ist dabei zu beachten, daß bei einem Termin diese, bei einem anderen jene Station ausfallen kann. Der Gedanke dabei ist der folgende: das Integral

$$(7.16.) \quad \frac{1}{S} \oint \mathcal{A}_D \cdot d\vec{b} = \frac{G}{S} \neq 0$$

liefert eine Aussage über den Fluß pro Längeneinheit in oder aus dem Gebiet.  $S$  ist der Gesamtumfang des Gebietes mit dem Längenelement  $d\vec{b}$ . Die Richtung von  $d\vec{b}$  weist dabei stets nach innen. Dieser "Fluß"  $G/S$  rührt allein daher, daß die einzelnen Winde mit dem Fehler  $\mathcal{A}_D(\mathcal{A}_i)$  behaftet sind, der von Station zu Station unterschiedlich ist. Es zeigt sich, daß der Fehler  $\mathcal{A}_D(\mathcal{A}_i)$  in den unteren Niveaus vor allem durch die Winkelungenauigkeit und in den oberen Niveaus durch die Ungenauigkeit in den Windgeschwindigkeitsangaben herrührt. Dies bedingt, daß  $\mathcal{A}_D(\mathcal{A}_i)$  nicht notwendigerweise parallel oder antiparallel zu dem divergenzfreien Anteil  $\mathcal{A}_O(\mathcal{A}_i)$  des Windes ist. Insgesamt wird auf diese Weise eine Scheindivergenz erzeugt, die eliminiert werden muß. Unter  $\mathcal{A}_i$  soll ein Vektor verstanden werden, der von einem beliebig wählbaren Koordinatensystem zur Station mit der Nummer  $i$  führt.

Da die einzelnen Stationen unterschiedlich weit voneinander entfernt sind, sind bei der Korrektur die jeweiligen Abstände der Stationen voneinander zu berücksichtigen. Es erfolgt also eine gewichtete Korrektur der einzelnen Winde, die berücksichtigt, daß bei weiter auseinander liegenden Stationen mehr Masse über die Verbindungslinie fließt.

Die genaue Größe des divergenten Anteiles des Windes gibt die

Gleichung (7.29.) an. Figur 49, in der alle im folgenden genannten Größen eingetragen sind, veranschaulicht die Berechnung des divergenzfreien Windes. Man hat sich das fehlerhafte Windfeld derart vorzustellen, daß es sich aus Winden  $\mathcal{M}_O(\mathcal{M}_i)$ , für die das Kreisintegral verschwindet, und einem zweiten, divergenzenerzeugenden Summanden  $\mathcal{M}_D(\mathcal{M}_i)$  zusammensetzt. Es gilt also

$$(7.17.) \mathcal{M}(\mathcal{M}_i) = \mathcal{M}_O(\mathcal{M}_i) + \mathcal{M}_D(\mathcal{M}_i)$$

Wendet man (7.16.) auf (7.17.) an, so erhält man

$$(7.18.) \frac{1}{S} \oint \mathcal{M}_D \cdot d\vec{b} = \frac{G}{S}$$

Es ist nun ein  $\mathcal{M}_D$  zu suchen, das der Gleichung (7.18.) genügt. Die Herleitung soll für die Station  $P_i$  erfolgen:

Der Wind an dieser Station ist bezüglich der ihm benachbarten Strecken  $l_i$  bzw.  $l_{i+1}$  gewichtet zu korrigieren. Dazu normiert man die durch den Wind  $\mathcal{M}_D(\mathcal{M}_i)$  erzeugte Flüsse über die Strecken  $\frac{1}{2} l_i$  bzw.  $\frac{1}{2} l_{i+1}$  mit der Summe der beiden Streckenhälften. Man erhält:

$$(7.19.) \frac{\mathcal{M}_D(\mathcal{M}_i) \frac{1}{2} l_i \vec{b}_i^{\circ}}{\frac{1}{2} (l_i + l_{i+1})} + \frac{\mathcal{M}_D(\mathcal{M}_i) \frac{1}{2} l_{i+1} \vec{b}_{i+1}^{\circ}}{\frac{1}{2} (l_i + l_{i+1})} = \frac{G}{S}$$

$\vec{b}_i^{\circ}$  bzw.  $\vec{b}_{i+1}^{\circ}$  sind Einheitsvektoren, die senkrecht auf den Strecken  $l_i$  bzw.  $l_{i+1}$  stehen und ins Integrationsgebiet hineinzeigen.

Da  $G/S$  nach Gleichung (7.16.) einen Fluß pro Längeneinheit des Randes darstellt, ist diese Operation erlaubt. Die Beziehung (7.19.) läßt sich zusammenfassen zu:

$$(7.20.) \mathcal{M}_D(\mathcal{M}_i) \cdot \mathcal{D}_i = \frac{G}{S} \quad \text{mit}$$

$$(7.21.) \mathcal{D}_i = \frac{\frac{1}{2} l_i \vec{b}_i^{\circ} + \frac{1}{2} l_{i+1} \vec{b}_{i+1}^{\circ}}{\frac{1}{2} (l_i + l_{i+1})} = \frac{l_i \vec{b}_i^{\circ} + l_{i+1} \vec{b}_{i+1}^{\circ}}{l_i + l_{i+1}}$$

Da der rotationelle Anteil des Windes keinen Einfluß auf die Größe der Divergenz hat, muß gelten:

$$(7.22.) \oint \mathcal{A}_D \times \mathcal{D}_i = 0$$

Dies bedingt, daß  $\mathcal{A}_D (\mathcal{M}_i)$  und  $\mathcal{D}_i$  parallel bzw. antiparallel sein müssen. Aus diesem Grund darf man schreiben:

$$(7.23.) \frac{1}{S} \mathcal{A}_D (\mathcal{M}_i) = c \mathcal{D}_i \quad \text{mit } c = \text{const.}$$

Um diese Vektorgleichung (7.23.) nach  $\mathcal{A}_D (\mathcal{M}_i)$  aufzulösen, wird sie in die Gleichung (7.20.) eingesetzt. Man erhält

$$(7.24.) (\mathcal{D}_i \cdot \mathcal{D}_i) c S = \frac{G}{S} \quad \text{und daraus:}$$

$$(7.25.) c = \frac{G}{S^2} \cdot \frac{1}{\mathcal{D}_i^2} \quad \text{Dies wiederum in (7.23.) berücksichtigt, liefert}$$

$$(7.26.) \mathcal{A}_D (\mathcal{M}_i) = \frac{G}{S} \frac{1}{\mathcal{D}_i^2} \mathcal{D}_i \quad \text{oder}$$

$$(7.27.) \mathcal{A}_D (\mathcal{M}_i) = \frac{G}{S} \frac{(l_i + l_{i+1})^2}{l_i^2 + l_{i+1}^2 + 2 l_i l_{i+1} b_i^\circ b_{i+1}^\circ} \frac{l_i b_{i+1}^\circ + l_{i+1} b_i^\circ}{l_i + l_{i+1}}$$

Sei  $\alpha_{i,i+1}$  der von den Strecken  $l_i, l_{i+1}$  eingeschlossene Winkel, so gilt:

$$(7.28.) b_i^\circ \cdot b_{i+1}^\circ = \cos (\alpha_{i,i+1})$$

Die gesuchte Form lautet damit:

$$(7.29.) \mathcal{A}_D (\mathcal{M}_i) = \frac{G}{S} \frac{l_i + l_{i+1}}{l_i^2 + l_{i+1}^2 + 2 l_i l_{i+1} \cos (\alpha_{i,i+1})} (l_i b_{i+1}^\circ + l_{i+1} b_i^\circ)$$

Die Gleichung (7.29.) gibt die Korrektur an, die an dem Wind der Station  $P_i$  gemäß (7.17.) anzubringen ist.

Soll die Divergenz der jeweiligen Energieflüsse in den einzelnen Niveaus berechnet werden, so ist die Korrektur des Vertikalintegrals des Windes an einer Station auf die einzelnen Niveaus zu verteilen. Die Verteilung wird dabei nach den einzelnen Schichtdicken gewichtet. Am Beispiel der zonalen Wind-

komponente  $u$  wird dieses Verfahren gezeigt:

Sei  $\Delta p$  die Druckdifferenz zwischen Boden und Atmosphärenobergrenze und  $\bar{u}_k$  die nach Gleichung (7.29.) berechnete Korrektur des vertikal gemittelten Windes, so ist in jedem Niveau folgende Korrektur  $\Delta u_i$  an den jeweiligen Wind  $u(p_i)$  anzubringen:

$$(7.30.) \quad \Delta u_i = \frac{\bar{u}_k}{\Delta p} \cdot \frac{1}{2} (p_{i-1} - p_{i+1})$$

Für den korrigierten Wind ergibt sich dann:

$$(7.31.) \quad \hat{u}(p_i) = u(p_i) - \Delta u_i$$

Bevor zur Berechnung der Divergenz der Energieflüsse übergegangen wird, muß noch eine Bemerkung zu dem Koordinatensystem gemacht werden, in dem die Korrekturen durchgeführt wurden. Anhand der Gleichung (7.29.) ist zu erkennen, daß in die Berechnung der Korrekturgrößen wesentlich die Entfernung zwischen zwei Stationen und die Richtung dieser Verbindungslinie bezogen auf geographisch Nord eingehen.

Eine Überprüfung zeigt, daß das Untersuchungsgebiet zu groß ist, als daß es noch als eben angesehen werden kann. Um Flächen- und Winkeltreue zu erhalten, wurde ein sphärisches Koordinatensystem gewählt, wie es in Figur 50 dargestellt ist. Die bei den Rechnungen benutzten Größen sind dort eingetragen. Die Verbindungslinie zweier Stationen ist in diesem Falle stets ein Großkreis. Da ein Großkreis die Meridiane ständig unter anderen Winkeln schneidet, wurden für die Richtungen der Streckennormalen an den Punkten  $P_1$  bzw.  $P_2$  die beiden verschiedenen Winkel  $\gamma_1$  und  $\gamma_2$  gewählt.

Die Entfernung  $\Delta s$  zwischen zwei Punkten und die Winkel  $\gamma_1$  und  $\gamma_2$  wurden mit Hilfe der Neperschen Regeln bestimmt.

Zum Abschluß der Korrekturen der einzelnen Windmeldungen gemäß dem oben beschriebenen Verfahren, wurde das neu gewonnene

Datenfeld mit Hilfe einer Proberechnung überprüft. Dabei wurde folgendermaßen vorgegangen (s. dazu Fig. 48). Man geht davon aus, daß das von der Schleife 1 umschlossene Gesamtgebiet divergenzfrei ist. Da ein Teilgebiet davon, z.B. das von der Schleife 2 umschlossene, auch divergenzfrei sein soll, muß der andere Teil des Gesamtgebietes auch divergenzfrei sein. Ähnlich kann man für die Schleife 3 argumentieren. Eine rechnerische Nachprüfung der genannten Bedingungen wurde für jeden einzelnen Termin durchgeführt. Ließ sich die Forderung nicht erfüllen, so schied der betreffende Termin aus. In allen solchen Fällen war die Ursache dafür, daß zu wenig Meldungen vorlagen.

Nach Durchführung der oben beschriebenen Rechnungen stand ein Datensatz zur Verfügung, aus dem die Horizontalvergenzen der Flüsse von sensibler und potentieller Energie berechnet werden konnten.

Die rechnerische Bestimmung (Abschnitt 7.4.2.) und die Präsentation der Ergebnisse (Abschnitt 7.4.3.) soll nun erfolgen.

#### 7.4.2. Berechnung der Vergenzen der Energieflüsse

Die Horizontalvergenzen der einzelnen Energieflüsse wurden ähnlich wie die Vergenzen des Windes mit Hilfe des Gauß'schen Satzes (7.15.) bestimmt. Es lautet für diesen Fall:

$$(7.32.) \quad \text{div} (\epsilon \mathcal{N}) = \frac{1}{\Delta F} \oint (\epsilon \mathcal{N}) \cdot d\vec{b}$$

Die Bedeutung der einzelnen Größen wurde bereits im Abschnitt 7.4.1. genannt.

Auf einen Punkt soll noch aufmerksam gemacht werden. Zur Bestimmung der Horizontalvergenz wird der Wert des Kreisintegrals durch die Größe der umschlossenen Fläche  $\Delta F$  geteilt. Dabei ist darauf zu achten, daß sie nicht zu klein gewählt wird, anderenfalls haben die durch die Ungenauigkeit der Windmessungen erzeugten Vergenzen die gleiche Größenordnung wie die Vergenzen der Flüsse. In verschiedenen Untersuchungen

wurde gezeigt, daß gelten muß:

$$\Delta F > 50000 \text{ km}^2.$$

Entsprechend dieser Forderung wurden die einzelnen klimatisch unterschiedlichen Untersuchungsgebiete gewählt. Ihre Verteilung ist in den folgenden Abbildungen durch verschiedene Schattierungen angedeutet.

#### 7.4.3. Diskussion der Ergebnisse (Fig.: 51 bis 70 und 71 bis 80)

In diesem Abschnitt werden zum einen die einzelnen Energieflüsse und zum anderen ihre horizontalen Vergenzen für ausgewählte Gebiete und Jahreszeiten in verschiedenen Schichten präsentiert. Bei der Diskussion soll in drei Schritten vorgegangen werden.

1. Die Figuren 51 bis 70 zeigen für die verschiedenen Schichten und Monate die jeweiligen Energieflüsse in oder aus den einzelnen Untersuchungsgebieten. Daneben sind in den Figuren, die die vertikalen Mittel der Flüsse zeigen (Figuren 51, 56, 61, 66), in den vier Gebieten in einem kreuzförmigen Schema die einzelnen Beiträge zum Energiehaushalt eingetragen.

2. Die Figuren 71 bis 80 zeigen für die verschiedenen Schichten die Jahrgänge der Vergenzen der Flüsse von sensibler Wärme bzw. potentieller Energie. Die Zusammenfassung zu Vertikalintegralen erfolgt in den Figuren 71 und 72.

3. Im abschließenden Abschnitt 8 werden die Jahrgänge aller am Wärmehaushalt beteiligten Energiegrößen in einer Gesamtchau diskutiert.

##### 7.4.3.1. Die Energieflüsse (Figuren 51 bis 70)

Innerhalb dieses Abschnittes werden die in dieser Studie gewonnenen Energieflüsse vorgestellt und die darin enthaltene Information gemeinsam mit den Kenntnissen über die allgemeine atmosphärische Zirkulation und ihrer Energetik betrachtet. Dazu wird in erster Linie auf die Arbeiten von OORT und

RASMUSSEN (1971), im Text abgekürzt durch "O&R71" und OORT (1971) zurückgegriffen. Dabei ist stets zu bedenken, daß diese beiden Arbeiten nur zonale Mittelwerte enthalten.

In den folgenden Figuren wird zwischen zwei verschiedenen Flüssen unterschieden. Dies sind zum einen die zeitlich gemittelten ( $\bar{\epsilon}^t$ ,  $\bar{\omega}^t$ , durchgezogene Pfeile) Flüsse. Sie beschreiben den Beitrag der stehenden Wellen und der mittleren Zirkulation zum Wärmehaushalt. Da das Geopotential wie auch die Temperatur stets positiv sind, geben die Pfeile die längs eines Teilrandes gemittelte Richtung der Energietransporte an. Beide Flüsse haben außerdem stets die gleiche Richtung. Bei der folgenden Diskussion wird für diese Transporte die nicht exakte Bezeichnung "mittlerer Fluß" verwendet.

Der zeitlich turbulente Fluß ( $\overline{\epsilon'\omega'}$ , gestrichelte Pfeile) beschreibt den Beitrag der wandernden Wellen zum Energiehaushalt. Ein nord- bzw. ostwärts gerichteter Transport entsteht bei einer positiven Korrelation zwischen  $T'$  (bzw.  $\phi'$ ) und  $\omega'$ . Das bedingt, daß z.B. für die sensible Energie entweder warme Luft nach Norden bzw. Osten oder kalte nach Süden bzw. Westen transportiert wird. Bei negativer Korrelation wird warme Luft nach Süden bzw. Westen oder kalte nach Norden oder Osten transportiert. In der sich anschließenden Diskussion wird diese Größe abkürzend mit "turbulentem Fluß" bezeichnet. Bei der ersten Durchsicht der Abbildungen ist zu erkennen, daß die turbulenten Flüsse um den Faktor einhundert kleiner sind als die mittleren, ihre Vergenzen sind aber z.T. größer als die der mittleren Flüsse.

7.4.3.1.1. Januar (Fig.: 51 bis 55)

Geprägt wird das Wetter im Untersuchungsgebiet durch einen kräftigen, über seinem östlichen Teil lagernden Trog. Dadurch wird kühle Luft aus nördlichen Richtungen hereingeführt. Bedingt durch die Lage des Troges ziehen täglich Tiefdruckgebiete quer durchs Untersuchungsgebiet, die für einen regen meridionalen Luftmassenaustausch sorgen (vergleiche auch

Figuren 12 und 13).

Diese Verhältnisse spiegelt Fig. 51 (sie zeigt das vertikale Mittel zwischen 100 und 10 cb) recht gut wider. Durch die mittleren Flüsse (durchgezogene Pfeile) gelangt sensible und potentielle Energie von Norden in die Gebiete. Der einzige nordwärts gerichtete Fluß zwischen Reval und Jokionen rührt von der Energiezufuhr vom Meer her, (s. Fig. 30) der mit der Grundströmung aus dem Gebiet heraustransportiert wird (s. Figur 13, Mittelschnitt).

Die Pfeile der turbulenten Flüsse der Temperatur entlang der Grenzen der Ostsee weisen in diesem Bild nach Norden, es wird also kühle Luft in diesem Bereich durch die turbulenten Störungen nach Süden transportiert. Wegen der Lage des Troges fließt über die westlichen und südlichen Grenzen Finnlands wärmere Luft nach Osten. Ebenso gelangt vor allem über die Ostgrenze der norddeutschen Tiefebene mildere Luft nach Osten.

Die turbulenten Flüsse des Geopotentials sind nur im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes von größerer Bedeutung. Zum Abschluß soll noch auf einige Schichten innerhalb der Atmosphäre eingegangen werden.

In der untersten Schicht (100 bis 80 cb) in Figur 52 weisen die meisten Flüsse nach West oder Nord. Außerdem sind die Beträge der einzelnen Flüsse, bis auf den der sensiblen Energie, gering, da die energetische Umsetzung in höheren Schichten stattfindet.

OORT (1971) hat anhand von zonalen Mitteln darauf hingewiesen, daß der turbulente Fluß sensibler Wärme im Winter in der unteren Troposphäre und der unteren Stratosphäre recht groß, in der mittleren Troposphäre dagegen klein ist. Er begründete es damit, daß in dieser Schicht die Flüsse eine variable Richtung haben. Eine ähnliche Verteilung fand SPETH (1974). Besonders in der von ihm präsentierten 50 cb-Fläche fällt die

fleckenhafte Struktur der nord- bzw. südwärts gerichteten Flüsse auf. Dies läßt sich auch im Untersuchungsgebiet erkennen. In der Schicht 50 cb bis 25 cb (Figur 54) lassen sich im Vergleich zu den anderen Schichten fast überall auffällige Veränderungen der einzelnen Flüsse erkennen: während im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes eine Richtungsumkehr der Flüsse auftritt, sind im nördlichen Teil dieser Schicht die kräftigsten Flüsse anzutreffen, die nach oben hin wieder abnehmen. Die Größenordnungen betragen für die turbulenten Flüsse 50 bis 250 Kcal/(cm·sec), für den mittleren Fluß sensibler Wärme 10000 bis 14000 Kcal/(cm·sec) und für den des Geopotentials 3000 bis 4000 Kcal/(cm·sec).

#### 7.4.3.1.2. April (Figuren 56 bis 60)

Der Monat April zeichnet sich durch eine Abnahme des horizontalen Temperaturgradienten und damit verbunden durch eine Verringerung der Windgeschwindigkeiten aus (siehe dazu Abschnitt 6.2.2.). Das hat zur Folge, daß die mittleren Flüsse von sensibler und potentieller Energie die gleiche Richtung haben wie die im Januar, während die transportierte Energie aber auf etwa die Hälfte gesunken ist (Figur 56).

Vergleicht man die Figuren, die die zonalen Komponenten des Windes im Januar (Figur 12) und im April (Figur 15) darstellen, miteinander, so erkennt man, daß jeweils im Westen die Winde stärker abgenommen haben als im Osten. In gleicher Weise beobachtet man bei den mittleren Flüssen vom Januar (Figur 51) zum April (Figur 56) im Westen eine starke, im Osten eine geringe Abnahme.

Die Veränderung der Form des Troges hat auch die turbulenten Flüsse sensibler Wärme beeinflußt. Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes nahmen sie auf die Hälfte ohne Richtungsänderung ab, während im Gebiet der Ostsee eine Umstellung der Richtung erfolgt ist. Die Ostsee exportiert jetzt im ver-

stärktem Maße turbulente sensible Wärme. Demzufolge steigt die Divergenz von 14,3 auf  $72,8 \cdot 10^{-4}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec).

In gleichem Maße hat sich die Divergenz des turbulenten Flusses des Geopotentials in diesem Gebiet vergrößert. Dies rührt vor allem daher, daß im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes die turbulenten Flüsse des Geopotentials angewachsen sind, während sie an der schwedischen Ostseeküste leicht abgenommen haben und im Norden nahezu unverändert geblieben sind.

Zum Abschluß soll noch auf die vertikale Verteilung der Flüsse eingegangen werden. Die Abnahme der mittleren Flüsse der Temperatur und des Geopotentials im Vergleich zum Januar läßt sich gut in den einzelnen Schichten beobachten und ist besonders auffällig in der Schicht von 100 cb bis 80 cb (Fig. 57). Hier erfolgt hauptsächlich im Süden eine sehr starke Abnahme des mittleren Flusses der Temperatur, während im Norden die Werte fast unverändert sind.

OORT (1971) zeigt, daß die turbulenten Flüsse sensibler und potentieller Energie im April ein ausgeprägtes Maximum aufweisen. Im vertikalen Mittel (Fig. 56) läßt sich dies im Untersuchungsgebiet nicht beobachten. Eine Zunahme gegenüber Januar ist nur in der Schicht 25 bis 10 cb (Fig. 60) erkennbar. Die größten Werte der turbulenten Flüsse sind wie auch im Januar in der Schicht 50 bis 25 cb anzutreffen.

#### 7.4.3.1.3. Juli (Fig.: 61 bis 65)

Zum Juli hin beobachtet man eine weitere Abschwächung der Windgeschwindigkeiten. Außerdem werden die höheren Schichten oberhalb von 30 cb von der sommerlichen Ostwinddrift erfaßt (siehe dazu Abschnitt 6.2.3.).

O&R71 haben gezeigt, daß in diesem Monat der Beitrag der stehenden Wellen negativ und der der mittleren Meridionalzirkulation positiv ist und beide von gleicher Größenordnung sind. Die Summe beider ergibt nach der oben angegebenen Definition

die "mittleren" Flüsse. Sie müßten nach O&R71 nahezu verschwinden. Für dies hier betrachtete spezielle Gebiet lassen sich die oben genannten mittleren zonalen Verhältnisse in Figur 61 nicht wiederfinden. Statt dessen ist im Vergleich zum April im Nordteil eine Abnahme von 16 bis 18 Kcal/(cm·sec) auf 12 bis 14 Kcal/(cm·sec) beim mittleren Fluß sensibler Wärme und von 7 auf 4 Kcal/(cm·sec) beim mittleren Fluß des Geopotentials und im Südteil eine kräftige Zunahme von 5 bis 7 Kcal/(cm·sec) auf 9 bis 23 Kcal/(cm·sec) beim mittleren Fluß sensibler Wärme und von 2 bis 4 Kcal/(cm·sec) auf 4 bis 6 Kcal/(cm·sec) beim mittleren Fluß des Geopotentials zu beobachten.

Nach O&R71 soll der Beitrag der wandernden Wellen zum Juli hin für die Breitenzone, innerhalb welcher die Ostsee gelegen ist, abnehmen. Im Gegensatz zu diesen angesprochenen zonalen Verhältnissen beobachtet man im Untersuchungsgebiet in Figur 61 für die turbulenten Flüsse sensibler Wärme und des Geopotentials eine Zunahme im Vergleich zum Januar (Figur 51) und April (Figur 56). Das bedeutet, daß eine rege Zyklonenaktivität vorliegen muß, die in rascher Folge sehr unterschiedlich temperierte Luftmassen herantransportiert.

Weiterhin soll noch auf einige einzelne Schichten näher eingegangen werden. In der Schicht 100 bis 80 cb erkennt man zwei für diese Jahreszeit typische Prozesse. Bedingt vor allem durch das sommerliche russisch-skandinavische Hoch verringert sich zum einen im Nordteil der mittlere Fluß mit der Höhe, zum anderen wird durch die mittleren Flüsse Energie ins Gebiet der Ostsee transportiert. Dies kann als Leewirkung des norwegischen Gebirges angesehen werden, die diese Konvergenz erzeugt.

Aus den Figuren 62 und 63 erkennt man, daß die mittleren Flüsse sensibler Wärme in der Schicht 100 bis 50 cb im Süden stärker sind als im Nordteil. Ein ähnliches Verhalten tritt auch bei O&R71 auf.

In den darüberliegenden Schichten sind die Verhältnisse nahezu ausgeglichen. Die starke Abnahme in der Schicht 25 bis 10 cb (Figur 65) ist auf das Auftreten der sommerlichen Ostwinde in diesen Höhen zurückzuführen (siehe Figur 18).

Bei der Diskussion der Monate Januar und April wurde darauf aufmerksam gemacht, daß die turbulenten Flüsse sensibler Wärme in der Schicht 50 bis 25 cb (Figuren 54 und 59) eine starke südwärts gerichtete Komponente haben. Für den Juli ist dieses Verhalten nicht zu erkennen. Wie auch bei O&R71 ist in den Figuren 62 bis 65 eine gleichförmige Verteilung der Größenordnung der genannten Flüsse zu beobachten.

Die Zunahme der turbulenten Flüsse im Vergleich zum April erstreckt sich vor allem auf den Südteil des Untersuchungsgebietes und dort auf die untersten Schichten. Im Bereich der sommerlichen Ostwinde weisen diese Flüsse ein relatives Minimum auf.

#### 7.4.3.1.4. Oktober (Fig. 66 bis 70)

Mit Ablauf des Sommers intensiviert sich das meridionale Temperaturgefälle. Darüberhinaus bildet sich über dem Untersuchungsgebiet wieder ein kräftiger Trog aus (siehe Abschnitt 6.2.4.). Dies bewirkt eine Verstärkung der einzelnen Flüsse.

Nach O&R71 sollen im zonalen Mittel zum Oktober hin vor allem die turbulenten Flüsse kräftig zunehmen und nahezu die Werte des Januars erreichen. Die mittleren Flüsse dagegen wachsen zwar deutlich gegenüber dem Juli an, die im Januar beobachteten erreichen sie aber zu dieser Jahreszeit noch nicht. Im Gegensatz dazu verhalten sich im Ostseebereich die einzelnen Energieflüsse recht anders. Hier sind es vor allem die mittleren Flüsse, die sich im Vergleich zum Juli fast verdoppelt haben und damit sogar größer sind als die entsprechenden Flüsse des Januars.

Bei den turbulenten Flüssen beobachtet man in Figur 66 für den sensiblen Fluß überall eine kräftige Zunahme gegenüber dem Juli. Bedingt durch die Leewirkung des norwegischen Gebirgsrückens wird zum Teil sensible und potentielle Energie durch die mittleren Flüsse gen Süden und über Finnland nach Osten transportiert. In gleicher Richtung erfolgt der Transport von potentieller Energie durch die wandernden Wellen.

Der turbulente Fluß sensibler Wärme zeichnet sich vor allem dadurch aus, daß er von der Ostsee fortgerichtet ist. Das bedeutet gemäß den Überlegungen zu Beginn dieses Abschnittes, daß die wandernden Wellen die warme Luft der Ostsee (siehe auch: DEFANT (1972)) von ihr fort transportieren.

Zum Abschluß soll noch auf die vertikale Verteilung der einzelnen Flüsse eingegangen werden. Die Ergebnisse von O&R71 zeigen für die turbulenten Flüsse sensibler Wärme ein Maximum in der unteren Troposphäre und ein zweites in der unteren Stratosphäre, wie es bei der Diskussion des Januars und des Aprils auch im Untersuchungsgebiet zu beobachten war. Dieses Verhalten der Atmosphäre ist für das Untersuchungsgebiet weder im Juli noch im Oktober erkennbar. Man beobachtet stattdessen eine Zunahme der genannten Flüsse mit der Höhe in ähnlicher Weise wie im Juli.

Bei den turbulenten Flüssen der potentiellen Energie erkennt man ein Maximum in 50 bis 25 cb von 70 bis 150 Kcal/(cm·sec) in Figur 69. Ähnliche Größenordnungen fanden auch O&R71. Die mittleren Flüsse zeigen die bekannten Erscheinungen: bei der sensiblen Energie Zunahme bis zu einem Maximum in 50 bis 25 cb (11000 bis 14000 Kcal/(cm·sec)), danach Abnahme, bei der potentiellen Energie stetige Zunahme bis nach oben hin (3000 bis 5000 Kcal/(cm·sec)).

7.4.3.2. Jahresgang der Vergenzen der einzelnen Energieflüsse  
in einzelnen Schichten (Figuren 71 bis 80)

Nach der detaillierten Präsentation und Diskussion der einzelnen Monate sollen die von den Energieflüssen regional erzeugten Vergenzen in diesem Abschnitt angesprochen werden. Für die Diskussion wird das Untersuchungsgebiet in vier Regionen eingeteilt. Für sie werden die folgenden abkürzenden Bezeichnungen gewählt:

nordöstliches Gebiet:	" Finnland "
nordwestliches Gebiet:	" Schweden "
südliches Gebiet:	" Norddeutsche Tiefebene "
zentrales Gebiet:	" Ostsee " .

Zur Diskussion werden vor allem die vertikalen Mittel (Figuren 71 und 72) herangezogen.

In den Abbildungen sind die mittleren Flüsse durch ausgezogene, die turbulenten durch gestrichelte Linien dargestellt.

7.4.3.2.1. Schweden

Die Westwinddrift transportiert durch die mittlere Strömung sensible Energie in dieses Gebiet hinein. Die vertikale wie jahreszeitliche Verteilung der Flüsse ist bereits in den vorangegangenen Abschnitten besprochen worden. Deshalb wird über diesem Gebiet Konvergenz erzeugt, die zum Herbst hin, bedingt durch die Intensivierung des Troges, stetig zunimmt. Die Zunahme der Konvergenz sensibler Energie erfolgt nicht in allen Schichten gleichförmig. Im Herbst beobachtet man in der mittleren Atmosphäre (50 bis 25 cb) Divergenz ( $+ 1,5 \cdot 10^{-2}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec), Figur 77), die wohl vor allem von der im Verlaufe des Jahres veränderlichen Lage des Troges herrührt. Diese Divergenz wird in den unteren Schichten durch Konvergenz überkompensiert ( $- 1,5$  bis  $- 3,0 \cdot 10^{-2}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec), Figuren 73 und 75). Der Beitrag der obersten Schicht ist gering.

An der jahreszeitlichen Veränderung der Vergenz der turbulenten

ten Flüsse von sensibler Wärme lassen sich sehr deutlich die Jahresgänge der Temperaturen dieses Gebietes, also des Festlandes, und der benachbarten Meeresteile erkennen. Im Winter sind Golfstrom wie auch Ostsee wärmer als das Festland, deshalb transportieren die wandernden Wellen wärmere Luft nach Schweden hinein. Da aber ein noch größerer Energiebeitrag ( $0,401 \text{ Kcal}/(\text{cm}\cdot\text{sec}\cdot\text{mb})$ ) von Schweden nach Finnland weitertransportiert wird, zeigt die Figur 71 für Schweden insgesamt eine mäßige Divergenz des turbulenten Flusses sensibler Energie auf.

Zum Sommer hin kehren sich die Flußrichtungen an der West- und Südgrenze Schwedens um. Jetzt wird von dem durch den langen polaren Tag erhitzten Festland durch die wandernden Wellen wärmere Luft in Richtung der kühleren Meere transportiert. Der turbulente Wärmefluß in Richtung Finnland nimmt zum Herbst hin leicht ab, folglich wird zum Jahresende hin weniger warme Luft turbulent nach Osten transportiert. Wegen der unterschiedlichen Richtungen der Flüsse ergibt sich für das gesamte Jahr für dieses Gebiet eine leichte Divergenz der sensiblen Energie.

Die Vergenz der mittleren und turbulenten Flüsse des Geopotentials liefert nur einen geringen, jahreszeitlich kaum veränderlichen Beitrag.

#### 7.4.3.2.2. Ostsee

In den Abschnitten 6.1. und 6.2. - sie beschreiben die Temperatur- und Windverhältnisse des Untersuchungsgebietes - war schon angedeutet worden, daß die Leewirkung des norwegischen Gebirges bis in den Bereich der Ostsee hineinreicht.

Aus diesem Grunde erfolgt über diesem Gebiet während des gesamten Jahres Konvergenz des mittleren Flusses von sensibler Energie. Den größten Beitrag dazu liefert die mittlere Atmosphäre (80 bis 25 cb) mit Werten von  $-4\cdot 10^{-2} \text{ cal}/(\text{cm}^2\cdot\text{sec})$ ,

Figuren 75 und 77. Diese Konvergenz rührt vor allem daher, daß an der Nordküste der Ostsee mehr Energie importiert als an der Südküste exportiert wird.

Bei den turbulenten Flüssen sensibler Wärme erkennt man deutlich das unterschiedliche Verhalten der Ostsee und der sie umgebenden Landmasse, wie es bereits bei der Diskussion der Verhältnisse über Schweden angesprochen wurde. Während des Winters wird, da die Ostsee wärmer als das sie umgebende Land ist, durch die wandernden Wellen wärmere Luft vom Meer fort transportiert, siehe dazu Figur 52. Im Sommer erfolgt eine Umkehr der Richtungen des turbulenten Transportes. Wegen der starken Erwärmung Schwedens wird von hier durch die wandernden Wellen Wärme aufs Meer hinaus transportiert (siehe Figur 61). An der Süd- und Ostküste der Ostsee erfolgt im Sommer dagegen ein mäßig starker Transport warmer Luft in umgekehrter Richtung, nämlich vom Meer aufs Festland. Dieses gegensätzliche Verhalten rührt daher, daß sich das Baltikum weniger stark erwärmt als die Ostsee. Eine detaillierte Untersuchung der Daten zeigte, daß an der Südküste der Ostsee der Transport - wie erwartet - in Richtung See erfolgt. Im Oktober kehrt sich nur an der Nordküste der Ostsee die Richtung des turbulenten Transportes um, siehe Figur 66. Das bedeutet, daß sich Schweden rasch abkühlt, vor allem wegen der einsetzenden polaren Nacht und damit als Wärmelieferant ausfällt. An der Süd- und Ostküste der Ostsee hat sich der turbulente Fluß verstärkt. Die Ostsee ist zu dieser Jahreszeit ein Lieferant warmer Luft.

Wegen dieses Verhaltens der turbulenten Wärme Flüsse nimmt die Divergenz zum Herbst hin in der gesamten Atmosphäre gleichmäßig zu. Im Herbst werden Werte von  $+ 1,5 \cdot 10^{-2} \text{ cal/} (\text{cm}^2 \cdot \text{sec})$  erreicht. Die mittleren Flüsse des Geopotentials ergeben wie auch in Schweden nur eine geringe Vergenz.

Von den mittleren Flüssen sensibler Energie wird besonders im Sommer eine beträchtliche Divergenz erzeugt. Dies weist auf die kräftige Umstellung der atmosphärischen Zirkulation

in diesem Gebiet hin (siehe auch Abschnitt 7.4.3.1.3.), die in allen Schichten der Atmosphäre zu erkennen ist.

#### 7.4.3.2.3. Finnland

Bedingt durch seine Lage auf der Trogvorderseite wird aus Finnland während des gesamten Jahres durch die mittleren Flüsse sensible Energie exportiert. Der Export erfolgt in den unteren Schichten der Atmosphäre bis 50 cb ( $+ 3,5 \cdot 10^{-2}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec), Figuren 73 und 75), darüber ist, besonders in der zweiten Jahreshälfte, Import von sensibler Energie zu beobachten ( $- 2,0 \cdot 10^{-2}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec), Figuren 77 und 79).

Der Jahresgang der Vergenz des turbulenten Flusses sensibler Wärme wird vor allem bestimmt durch das unterschiedliche Verhalten der Flüsse an der West- und Ostgrenze Finnlands. Durch die wandernden Wellen wird während des gesamten Jahres fast unverändert viel warme Luft von Westen nach Finnland importiert. Der Export nach Osten dagegen nimmt zum Jahresende hin ab, bedingt vor allem durch die winterlichen Hochdruckgebiete. Die Konvergenz nimmt deshalb zum Jahresende hin unterhalb 50 cb ab, darüber zu. Dabei werden Beträge von  $- 1,0 \cdot 10^{-2}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec) erreicht.

Die mittleren und turbulenten Flüsse des Geopotentials zeigen ein mit der Höhe unterschiedliches Verhalten und bewirken damit variable Vergenzen. Das Vertikalintegral liefert für die zweite Jahreshälfte eine Konvergenz, die sich vor allem aus der jahreszeitlichen Veränderung der Form des Troges erklären läßt.

#### 7.4.3.2.4. Norddeutsche Tiefebene

Bei der Diskussion der Jahresgänge der mittleren Flüsse der sensiblen Wärme und des Geopotentials im vorangegangenen Abschnitt 7.4.3.1. wurde darauf verwiesen, daß die genannten Flüsse im Untersuchungsgebiet nach Süden hin abnehmen. Besonders deutlich wird die Veränderung zwischen der Nord- bzw.

Ostgrenze der Norddeutschen Tiefebene einerseits und ihrer Südgrenze andererseits. Hier sind die Winde noch ungehindert durch das Meer, dort wird ihre Geschwindigkeit durch den rauhen Untergrund gebremst.

Diese Effekt bewirkt für den mittleren Fluß der sensiblen Energie eine Konvergenz, die im Sommer in der Troposphäre ihr Maximum findet ( $- 2,5 \cdot 10^{-2}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec), Figur 71). Vor allem die untere Troposphäre ( $- 3,0 \cdot 10^{-2}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec)) liefert dazu Beiträge. Die untere Stratosphäre (Figur 79) zeigt ein gegensinniges Verhalten wie die Troposphäre, im Winter Konvergenz ( $- 2,5 \cdot 10^{-2}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec)), im Sommer Divergenz ( $+ 1,5 \cdot 10^{-2}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec)).

Die mittleren Flüsse des Geopotentials erzeugen wegen der unterschiedlichen Druckverhältnisse zwischen Sommer und Winter nur während des Jahreswechsels Konvergenz. Den größten Beitrag dazu liefert die Schicht 50 bis 10 cb, während die Schicht 80 bis 50 cb das gleiche Verhalten wie die mittleren Flüsse sensibler Energie zeigt: Konvergenz im Sommer, Divergenz im Winter.

Außer im Januar wird, wie bei der Diskussion der Verhältnisse über der Ostsee schon angedeutet, warme Luft aufs Festland transportiert. Die nach Süden bzw. Osten aus dem Untersuchungsgebiet durch die wandernden Wellen heraus transportierte Wärmemenge je Längeneinheit ist geringer als die an der Nordseite importierte. Wegen des sehr großen südlichen Randes ergibt sich während des gesamten Jahres ein Export sensibler Energie durch die wandernden Wellen nach Mittel- und Osteuropa. Gleiches läßt sich für den turbulenten Transport des Geopotentials beobachten.

Damit zeigt sich das bekannte Phänomen, daß die Norddeutsche Tiefebene eine Durchgangsstation dieser Energieformen für das, von der Ostsee aus gesehen, dahinter liegende Land ist.

## 8. ZUSAMMENFASSUNG (FIGUR 81)

Ziel der vorliegenden Studie sollte es sein, einen detaillierten und tieferen Einblick in die räumliche Verteilung der einzelnen Komponenten des atmosphärischen Wärmehaushalts für ein ausgewähltes spezielles Gebiet zu gewinnen als es anhand der bereits vorliegenden Arbeiten möglich ist.

Herangezogen zu dieser Untersuchung wurden die täglichen Routinedaten der verschiedenen meteorologischen Dienste aus dem Untersuchungsgebiet. Dadurch erhält man einen Aufschluß über die horizontale wie vertikale Verteilung der einzelnen meteorologischen Prozesse sowie über die Energiequellen und Senken in dem betreffenden Gebiet.

Wegen der Ausführlichkeit der Diskussion dieser Größen in den vorangegangenen Abschnitten, soll zum Abschluß in knapper Form für das Gesamtgebiet der Jahresgang des vertikal integrierten Wärmehaushalts anhand der Figur 81 diskutiert werden. Bei der Diskussion wird zum Teil auf die Untersuchung von HASTENRATH (1968) zurückgegriffen, der aus klimatologischen Daten zonale Mittel der Vergenzen der Energieflüsse berechnet hat. Die Figur 81 zeigt noch einmal die für die Rechnungen benutzte Haushaltsgleichung (3.8.). Um die Zeichnung nicht zu unübersichtlich werden zu lassen, wurden die Erläuterungen der einzelnen Bezeichnungen nicht mit hineingenommen. Sie bedeuten im einzelnen:

- $R_u - R_o$  : vertikale Vergenz des Nettostrahlungsstromes
- $mI, tI,$   
 $mP, tP$  : die durch die mittleren Flüsse (m) bzw. durch die wandernden (t) Wellen erzeugte Vergenz der sensiblen (I) bzw. potentiellen (P) Energie
- $Q_s$  : Beitrag des vertikalen turbulenten Flusses sensibler Energie
- $L \cdot N$  : Beitrag der bei der Niederschlagsbildung freiwerdenden Kondensationswärme

Die Beiträge der wandernden Wellen weisen im Zeitraum April bis Juli ein Minimum auf, zum Herbst wächst besonders der Einfluß der sensiblen Energie.

Diese Veränderlichkeit der turbulenten Flüsse ist ein Spiegelbild des Jahresganges der Zyklonenaktivität des Untersuchungsgebietes. Ihr regionales Verhalten wurde in den einzelnen Abschnitten schon angesprochen. Während HASTENRATH (1968) aus Mangel an Daten diesen Term nicht berechnen konnte, wurde in dieser Untersuchung der Versuch unternommen, ihn zu bestimmen.

Bei den Beiträgen der mittleren Zirkulation und der stehenden Wellen fällt vor allem die stetige Zunahme des Einflusses der sensiblen Energie (mI) zum Herbst hin auf, während der der potentiellen Energie (mP) besonders im Winter groß ist.

Ein ähnliches Verhalten fand HASTENRATH (1968) für die potentielle Energie, während bei ihm für die Vergenzen der mittleren Flüsse der sensiblen Energie umgekehrte Verhältnisse auftraten. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet konvergiert der Fluß sensibler Energie während des gesamten Jahres. Dies ist vor allem auf die Leewirkung des norwegischen Gebirgsrückens zurückzuführen.

In der folgenden Tabelle 9 sind die Werte der Vergenzen noch einmal einander gegenübergestellt. Es ist zu beachten, daß die Rechnungen von HASTENRATH (1968) von zonal gemittelten klimatologischen Daten ausgehen. Deshalb müssen die von ihm gewonnenen Ergebnisse von geringerer Größenordnung sein als die in dieser Studie erarbeiteten.

Tabelle 9 Die durch die mittlere Zirkulation und die stehenden Wellen erzeugten Vergenzen des Geopotentials (mP) und der sensiblen Energie (mI) in  $10^{-2}$  cal/(cm<sup>2</sup>·sec).

Vertikales Mittel zwischen 100 und 10 cb.

	Winter		Sommer	
	V	H	V	H
mP	-0,605	-0,219	+0,070	+0,023
mI	-0,356	+0,045	-0,874	+0,031

H: Hastenrath (1968), zonales Mittel zwischen 50° und 60°N

V: Verfasser, Region um die Ostsee

Die Jahresgänge der einzelnen Energiegrößen sind in der Figur 81 wie folgt eingetragen:

Die durch die Beiträge  $mI$ ,  $mP$ ,  $tI$ ,  $tP$ ,  $Q_s$  und  $L \cdot N$  hervorgerufenen Divergenzen sind oberhalb, die Konvergenzen unterhalb der Abszisse eingetragen. Diese Größen werden nach der in Figur 81 angegebenen Haushaltsgleichung durch die Vergenz der Strahlung ( $R_u - R_o$ ) balanciert. Da die Atmosphäre durch langwellige Ausstrahlung Energie verliert ist dieser Beitrag negativ, außerdem ist er wenig veränderlich im Laufe des Jahres.

Die Abbildung zeigt, daß die durch die horizontalen Flüsse angesammelte Energie zum großen Teil durch die langwellige Ausstrahlung wieder vernichtet, zum Herbst und Winter hin aber auch durch die wandernden Wellen exportiert wird.

Die beiden anderen Beiträge,  $Q_s$  und  $L \cdot N$  weisen nur einen geringen Jahresgang auf, der in den betreffenden Abschnitten schon besprochen wurde.

## 9. DANKSAGUNG

Diese Arbeit entstand in der Abteilung Meteorologie des Instituts für Meereskunde an der Universität Kiel im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Schwerpunktprogramms "Energiehaushalt und Zirkulation der Atmosphäre".

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Fr. Defant, auf dessen Anregung hin diese Studie entstand. Darüberhinaus danke ich allen wissenschaftlichen Mitarbeitern der Abteilung Meteorologie, allen voran Herrn Priv.Doz. Dr. P. Speth, die in vielen hilfreichen Diskussionen mir mit Rat zur Seite standen.

Herr Prof. Dr. H. Malberg, Institut für Meteorologie, Zentraleinrichtung 2 der Freien Universität Berlin, stellte die Daten der mittleren Bewölkungsverhältnisse und Herr Dr. D. Henning, Meteorologisches Institut der Universität Bonn, die der turbulenten Flüsse sensibler Wärme im Untersuchungsgebiet, zur Verfügung. Beiden gilt mein herzlicher Dank.

Die Untersuchung wurde von dem Herrn Kultusminister des Landes Schleswig-Holstein im Rahmen des Graduiertenförderungsprogrammes und von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell gefördert, beiden gilt mein aufrichtiger Dank.

Die Rechnungen erfolgten im Rechenzentrum der Universität Kiel. Seinen Mitarbeitern danke ich für ihre Bereitschaft, mir bei meinen Datenverarbeitungsproblemen zu helfen.

## 10. LITERATURVERZEICHNIS

- Albrecht, F. (1962): Die Berechnung der natürlichen Verdunstung (Evapotranspiration) der Erdoberfläche aus klimatologischen Daten.  
Ber.Dt.Wetterd., Bd. 11, Nr. 83, p.1-19
- Albrecht, F. (1965): Untersuchungen des Wärme- und Wasserhaushalts der südlichen Kontinente.  
Ber.Dt.Wetterd., Bd. 14, Nr. 99, p.1-54
- Baese, K. (1973): Bestimmung des Jahresganges der charakteristischen Temperaturen an der Polar- und Subtropenfront in verschiedenen Standardniveaus.  
Dipl.-Arb. am Inst.f.Meereskunde, Abt. Met. in Kiel
- Baese, K. (1975): Arbeiten zur Bestimmung der Divergenz des atmosphärischen Feuchteflusses über der Ostsee.  
Inst.f.Meereskunde, Kiel, persönliche Mitteilung
- Bahrenberg, G.(1973): Auftreten und Zugrichtung von Tiefdruckgebieten in Mitteleuropa.  
Diss.a.d. math.-nat.Fak.d.Univ.Münster/West.
- Behr, H.D. und Fr. Defant (1972): Untersuchungen zur Aerologie und zum Wärmehaushalt der Atmosphäre über dem westlichen Arabischen Meer während der Nord-Ost-Monsun-Periode.  
Meteor Forsch.-Ergebn. B, 8: 1-30
- Böhnecke, G. und G. Dietrich (1951): Monatskarten der Oberflächentemperaturen für die Nord- und Ostsee und die angrenzenden Gewässer.  
Dt.Hydr.Inst., Hbg, Veröff. Nr. 2336, 17 Blätter
- Boldizsár, T. (1958): New terrestrial heat flow values from Hungary.  
Geofis.pura e appl., Vol. 39, p. 120-125

- Brook, R.R. (1971): Fluxes of momentum and mass from 2 km to 28 km at Laverton, Victoria, during the serial sounding experiment, spring 1966. Quart.J.Roy.Meteor.Soc., Vol. 97, p.110-117
- Deacon, E.L. und E.K. Webb (1962): Interchange of properties between sea and air; small scale interactions.  
Aus: M.N.Hill, The Sea, Vol. 1, p. 43-87, New York, London
- DEFAAZ (1973): Bericht über die Tagung der DEFAAZ-Arbeitsgruppe in Lüneburg vom 23.9. bis 26.9. 1973
- Defant, Fr. (1972): Klima und Wetter der Ostsee. Kieler Meeresforschung, Vol. XXVIII, 1, p. 1-30
- Deutscher Wetterdienst (1963-1970): Tägliche Wetterberichte
- Fechner, H. (1970): Der Haushalt der kinetischen Energie für den atmosphärischen Raum über dem Nordatlantik und Europa bei ausgeprägter Westwinddrift und starker Zyklonenaktivität. Diss. a.d.math.-nat. Fak. d. Univ. Kiel
- Gamp, Chr. (1974): Bestimmung der Transmissionsfunktion für Wasserdampf bei kleinen optischen Wegen aus Messungen der Divergenz des von unten kommenden langwelligen Strahlungsflusses. Dipl.-Arb. am Institut für Meereskunde, Abt. Met. in Kiel
- GARP (1971): Report of the sixth session of the joint organizing committee, Toronto, 20.-25. Oct.1971, 6<sup>th</sup> Session, Annex F, p.1-17
- Gruber, A. (1970): The energy budget over the Florida peninsula when a convective regime dominates. J.appl.Meteor., Vol. 9, p. 401-416

- Hankimo, J. (1964): Some computations of the energy exchange between the sea and the atmosphere in the Baltic area.  
Finn.Met.Off., Contr. 57, Helsinki,  
26 Seiten
- Hastenrath, S.L. (1966): On general circulations and energy budget in the area of the Central American Seas.  
J.atmosph.Sci., Vol. 23, p. 694-711
- Hastenrath, S.L. (1968): A study of the atmospheric energy budget between Equator and 60°N during winter and **summer** seasons.  
Part I: Beitr.Phys.Atmosph., Vol. 41,  
p.157-183  
Part II: Beitr. Phys.Atmosph., Vol. 41,  
p. 245-263
- Hastenrath, S.L. et al. (1971): Temperature and heat budget in the tropical atmosphere.  
Arch.Meteor.Geophys.Bioklimat.Ser.A.,  
Vol. 20, p.189-210
- Henning, D. (1970): Comparative heat balance calculations, first results of a global investigation.  
Aus: International association of scientific hydrology, proceedings of the Reding symposium, July 1970,  
World Water Balance; p. 80-87 und p. 361-376
- Henning, D. (1973): persönliche Mitteilung
- Jacobs, W.C. (1942): On the energy exchange between sea and atmosphere.  
J.Mar.Res., Vol. 5, p.37-66
- Kondratjev, K.Y. (1969): Radiation in the atmosphere.  
Academic press, New York, London, 912 S.
- Lenz, W. (1971): Monatskarten der Temperatur der Ostsee dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte.  
Dt.hydrogr.Z., Reihe B(4<sup>0</sup>), Nr. 11,  
Ergänzungsheft

- Linke, F. und F. Baur (1970): Meteorologisches Taschenbuch, Band II, 712 Seiten, Leipzig, 2. Auflage
- Lorenz, E.N. (1955): Available potential energy and the maintenance of the general circulation. Tellus 7, p.157-167
- Lükenga, W. (1972): Die Zyklonalität im Ostseeraum, ein Beitrag zur dynamischen Klimageographie Nordeuropas. Diss. a.d.phil.Fak.d.Univ. Münster/Westf.
- Malberg, H. (1973): persönliche Mitteilung
- Malkus, J. (1962): Interchange of properties between sea and air; large scale interactions. Aus: M.N. Hill, The Sea, Vol. 1; p. 88-294, New York, London
- Manabe, S. und R.F. Strickler (1964): Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. J. atmosph. Sci., Vol. 21, p. 361-385
- Möller, F. (1973): Einführung in die Meteorologie, Band 2, 224 Seiten, Mannheim, Wien, Zürich
- Nagel, F. (1969): Der Strahlungsfehler der Radiosonde M60 und der Tagesgang der Lufttemperatur oberhalb der 500 mb-Fläche nach Messungen an der Äquatorstation auf der Atlantischen METEOR-Expedition 1965 (IQSY) Meteor Forsch.-Ergebn. B,3: 33-39
- OMM/WMO (1952): Comparaison mondiale des radiosondes Payerne, 8-30 mai 1950, acte finale; Vol. III  
Commission des instruments et méthodes d'observation, Sous-commission d'aérologie expérimentale.  
Polycopié à la Station Centrale Suisse de Météorologie.
- Oort, A.H. (1971): The observed annual cycle in the meridional transport of atmospheric energy. J.atmosph.Sci., Vol. 28, p. 325-339

- Oort, A.H. und E.M. Rasmusson (1971): Atmospheric circulation statistics,  
NOAA Professional Paper 5, U.S. Department of Commerce, 324 Seiten
- Oredsson, L. (1974): in G.H. Liljequist: "Allgemeine Meteorologie" Seite 249
- Palmén, E. und L.A. Vuorela (1963): On the mean meridional circulations in the Northern Hemisphere during the Winter Seasons.  
Quart.J.Roy.Meteor.Soc., p.131-138
- Priestley, C.H.B. (1949): Heat transport and zonal stress between latitudes.  
Quart.J.Roy.Meteor.Soc., Vol. 75, p. 28-40
- Raschke, E., T.H. van der Haar, M. Pasternak und W.R. Bandeen (1973): The radiation balance of the Earth-Atmosphere system from Nimbus 3 radiation measurements.  
NASA Technical Note D-7249, Washington, April 1973, 73 Seiten
- Rasmusson, E.M. (1967): Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America.  
Part I: characteristics of the water vapor flux field.  
Monthly Weather Rev. Vol. 95, p. 403-426
- Rodgers, G.D. (1967): The use of emissivity in atmospheric radiation calculations.  
Quart.J.Roy.Meteor.Soc., Vol. 93, p. 43-54
- Rodgers, G.D. (1968): Korrekturen zu (1967), persönliche Mitteilung
- Rodgers, G.D. und C.D. Walshaw (1966): The computation of infrared-cooling-rate in planetary atmospheres.  
Quart. J.Roy.Meteor.Soc., Vol. 92, p. 67-92

- Scherhag, R. und Mitarbeiter (1969): Klimatologische Karten der Nordhemisphäre.  
Meteor.Abh.Inst.Meteor.Geophys. Freie Universität Berlin, Band 100/1
- Skade, H. (1975): Eine aerologische Klimatologie der Ostsee.  
Dipl.-Arb. am Inst.f.Meereskunde, Abt. Met. in Kiel
- Solantie, R. (1968): The influence of the Baltic Sea and the Gulf of Bothnia on the weather and climate of Northern Europe, especially Finland, in Autumn and Winter.  
Finn.Meteor.Inst.Contr. Nr. 70, Helsinki, 28 Seiten
- Speth, P. (1974): Horizontale Flüsse von sensibler und latenter Energie und von Impuls für die Atmosphäre der Nordhalbkugel.  
Meteorol.Rdsch. 27, p.65-90
- Starr, V.P. (1951): Applications of energy principles to the general circulation;  
In: Byers, H.R. et al., Compendium of Meteorology, Boston, Mass. p. 572-574
- Steinhauser, F. (1970): Atlas Climatique de l'Europe, Vol. 1, Cartes des Valeurs moyennes de la température et des précipitations, OMM/WMO Genève
- U.S. Department of Commerce (1969): The compatibility of Radiosonde data at stratospheric levels over the Northern Hemisphere; Technical memorandum WBTM DATAC 2, ESSA, Silver Spring, Md.
- White, R.M. (1951): The meridional eddy flux of energy.  
Quart. J.Roy.Meteor.Soc., Vol. 77, p.188-199