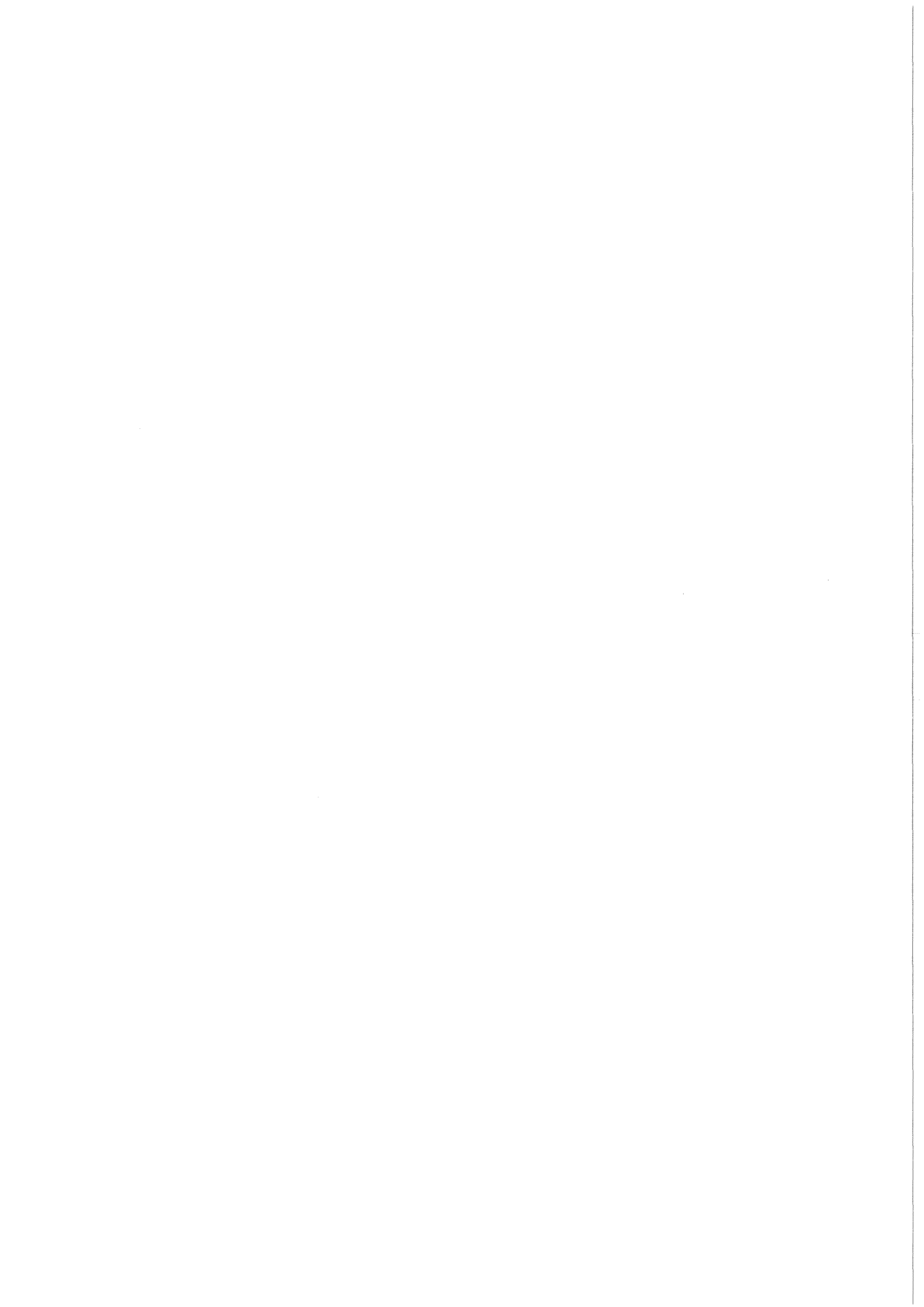


KfK 3475
März 1983

Untersuchungen zum Abwärmtransport aus Fließgewässern an die Atmosphäre

G. Poß
Laboratorium für Aerosolphysik und Filtertechnik

Kernforschungszentrum Karlsruhe



KERNFORSCHUNGSZENTRUM KARLSRUHE GMBH
Laboratorium für Aerosolphysik und Filtertechnik

KfK 3475

Untersuchungen zum Abwärmtransport aus
Fließgewässern an die Atmosphäre

G. Poß

Abschlußbericht des F + E Vorhabens
"Untersuchungen zum Abwärmtransport aus
Fließgewässern an die Atmosphäre"
Vorhaben-Nr. 104 07 348/02
gefördert vom Umweltbundesamt
sowie der Kernkraftwerk Philippsburg GmbH

Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH, Karlsruhe

Als Manuskript vervielfältigt
Für diesen Bericht behalten wir uns alle Rechte vor

Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH
ISSN 0303-4003

Zusammenfassung

Aufbau, Lage und Ausstattung der Meßstation Rheinhausen werden beschrieben. Gegenstand der Untersuchungen sind der fühlbare und der latente Wärmestrom aus der Wasseroberfläche, die Wärmestrahlungsbilanz sowie die Sichtweite über dem Fluß. Die Meßdatenerfassung und die theoretischen Grundlagen der angewendeten Meßmethoden werden dargestellt. Die ermittelten Transportkoeffizienten für Verdunstung und Konvektion zeigen die Abhängigkeit des vertikalen Eigenschaftstransports von den meteorologischen Randbedingungen wie Schichtung und Windgeschwindigkeit.

Bei einem Vergleich der direkt gemessenen mit der nach unterschiedlichen Ansätzen berechneten Verdunstung erhält man hohe Abweichungen. Die von diesem Bericht ableitbaren Ergebnisse für die Wärmebelastbarkeit von Flüssen sind durch die kurzen Meßperioden (max. 1 Woche) eingeschränkt. Für zuverlässige Aussagen werden Langzeitmittel (Jahre) gebraucht. Außerdem wird der Geltungsbereich der Bowen Ratio, das Verhalten der Wärmeübergangszahl, die Bedeutung von Fremdwärmeeinleitung in Zusammenhang mit Sichtweitemessungen und der lokale Einfluß der Orographie auf das Windfeld betrachtet.

Abstract

Investigations of wasted heat transport from flowing water bodies to the atmosphere

The construction, location and equipment of the Rheinhausen measuring station are described. Subjects of the examinations are the sensible and latent heat flux from the water surface, the heat radiation balance and the visibility above the river. The recording of the measuring data and the theoretical foundations of the applied measuring methods are represented. The investigated transport coefficients for evaporation and convection show the dependence of the vertical quality transport on the meteorological boundary conditions such as stratification and wind velocity.

A comparison between the directly measured evaporation and the calculations based on different customary formulars gives high deviations. The results one can derive from this report with respect to the thermal loadability of rivers are restricted due to the short measuring periods (max. 1 week). For reliable statements long range measurements (years) are needed. Further more the Bowen Ratio validity, the behavior of the heat transfer number α and the meaning of wasted heat ingestion in connection with visibility measurements as well as the local orographic influence on the wind field are described.

verwendete Zeichen

C_E, C_M	- dimensionslose Transportkoeffizienten für latenten und fühlbaren Wärmestrom
C_p	- spezifische Wärme bei konstantem Druck
E	- latenter Wärmefluß
g	- Schwerebeschleunigung
H	- fühlbarer Wärmefluß
k	- von Kármán Konstante
L	- Monin-Obuchow-Länge
m	- komplexer Brechungsindex
N_r	- Anzahl von Partikeln
p	- Dampfdruck
p_o	- Dampfdruck an der Oberfläche
q	- spezifische Feuchte
q_o	- spezifische Feuchte an der Oberfläche
r	- Korrelationskoeffizient Partikelradius
$(Ri)_B$	- "bulk" Richardson Zahl
S	- Strahlungsbilanz
T	- absolute Temperatur
T_v	- virtuelle Temperatur
u	- horizontale Windgeschwindigkeit
u_x	- Scherungsgeschwindigkeit
U_N	- Normsichtweite
W	- Gesamtwärmefluß
z	- Höhe über Grund
z_o	- Rauigkeitshöhe
α	- Wärmeübergangszahl
θ	- potentielle Temperatur
θ_o	- potentielle Temperatur an der Oberfläche
λ	- Verdampfungswärme, Wellenlänge
σ_s	- Streukoeffizient
σ_e	- Extinktionskoeffizient
σ_a	- Absorptionskoeffizient
τ_r	- Transmission

<u>Inhaltsverzeichnis</u>		<u>Seite</u>
0	VORBEMERKUNGEN	3
1	EINLEITUNG	4
2	MESSUNG DER WÄRMEFLÜSSE VON UND ZUR WASSEROBERFLÄCHE UND DER SICHTWEITE	5
2.1	Aufbau der Meßstation	5
2.1.1	Sondenträger im Rhein	5
2.1.2	Sondenträger am Ufer	6
2.1.3	Meßhütte am Ufer	6
2.2	Gegenstand der Untersuchungen	7
2.2.1	Fühlbarer Wärmestrom	7
2.2.2	Latenter Wärmestrom	7
2.2.3	Wärmestrahlungsbilanz	7
2.2.4	Sichtweite	7
2.3	Theoretische Grundlagen der angewandten Meßmethoden zur Wärmefluß- und Sichtweitebestimmung	8
2.3.1	Die Gradientenmethode	8
2.3.2	Die Turbulenz-Korrelationsmethode	11
2.3.3	Methodische Probleme der Sichtweitemessung	12

		<u>Seite</u>
2.4	Meßdatenerfassung	13
2.5	Ergebnisse und Schlußfolgerungen aus den Wärmefluß- und Sichtweitebetrachtungen	14
2.5.1	Parametrisierung des fühlbaren Wärmestromes	14
2.5.2	Parametrisierung des latenten Wärmestromes	17
2.5.3	Geltungsbereich der Bowen Ratio	20
2.5.4	Die Wärmeübergangszahl α , ihre Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und der atmosphärischen Stabilität	23
2.5.5	Der Einfluß von Fremdwärmeeinleitung auf die Wasser- temperatur nach 4 km Fließstrecke	26
2.5.6	Sichtweite in Abhängigkeit von Fremdwärmeein- leitung, Nebelhäufigkeit im fremdwärmebelasteten und unbelasteten Fall	27
2.5.7	Einfluß der Umgebung auf das Windprofil an der Meßstation Rheinhausen	29
2.5.8	Geltungsbereiche von Verdunstungsformeln	31
2.6	Diskussion der Ergebnisse	32
2.6.1	Bedeutung der Ergebnisse für die Wärmebelastbarkeit von Flüssen	32
2.6.2	Übertragbarkeit der Ergebnisse auf andere Flüsse oder Flußabschnitte	33
2.7	Literaturverzeichnis	35
	Anhang	
	Bilder und Tabellen	

0 Vorbemerkungen

Der nachfolgende Bericht über die Untersuchungen zum Abwärmtransport aus Fließgewässern an die Atmosphäre ist auf den Grundlagen der Arbeiten von H. Sauter, G. Hoffmann, N. Wüst und G. Poß erarbeitet. Er enthält in konzentrierter Form die bereitstehenden Grundlagen und Ergebnisse. Ergänzende und detailliertere Informationen können in internen Berichten des Kernforschungszentrums Karlsruhe GmbH nachgelesen werden [1-3].

In Bezug auf das Abwärmeverhalten über fließenden Gewässern wird hiermit ein Beitrag zur Grundlagenforschung turbulenter Austauschvorgänge geliefert. Seit Beginn 1974 war das Projekt lange Zeit das einzige seiner Art. Insbesondere die Idee, stationär entsprechend zweier verschiedener Vorstellungen bezüglich der Austauschmechanismen vergleichbare Transportkoeffizienten zu den See- und Ozeanmessungen zu finden, war neu.

Die Station wurde 1974 vom Kernforschungszentrum Karlsruhe errichtet. Standortkriterien waren in erster Linie eine lokal möglichst ungestörte Meßdatenerfassung, die Erfüllung einiger für die Fragestellung wichtiger Voraussetzungen, wie z. B. Lage im Bereich hoher Strömungsgeschwindigkeit oder Nähe zu bekannten Wärmeeinleitungen sowie äußere Bedingungen wie Zufahrt, Anschlußmöglichkeiten, behördliche Auflagen usw. Nach einer Erprobungsphase konnte Ende 1975 mit ersten Messungen begonnen werden. Die wesentliche Einschränkung, die sich aus diesen Erfahrungen ergab, war die Notwendigkeit von Dauer- auf Meßkampagnenbetrieb (Dauer ca. 1 Woche) umzustellen.

Im März 1979 übernahm das Umweltbundesamt die Finanzierung des Forschungsvorhabens "Untersuchung von Abwärmtransport aus Fließgewässern". Die Kernkraftwerk Philippsburg GmbH beteiligte sich ebenfalls an den laufenden Kosten. Sowohl dem Umweltbundesamt als auch der KKP GmbH wird für die finanzielle und fachliche Unterstützung durch Unterlagen, Daten etc. gedankt; ebenso Herrn Cherdron für die Bereitstellung und Einführung eines Rechners zur Datenerfassung. Dank gilt auch der Badenwerk AG für die Überlassung des Ufermastes der Meßstation sowie der Meßwertbereitstellung von meteorologischen und hydrologischen Daten. Schließlich sei dem Wasserwirtschaftsamt Mannheim sowie den örtlichen für Rheinhausen zuständigen Behörden für ihre Unterstützung gedankt.

1. Einleitung

Die Untersuchung des Abwärmetransports aus Fließgewässern am konkreten Beispiel des Rheins soll Aufschlüsse über die Wärmebelastbarkeit solcher Gewässer geben. Die Nutzung der Kühlkapazität von Flüssen durch Kraftwerke ermöglicht im Vergleich zu anderen Kühlmethoden die wirtschaftlichste Arbeitsweise. Die mit der Nutzung als Kühlreservoir verbundene Erwärmung des betreffenden Fließgewässers ist begrenzt [4], um ökologische Schäden im Fluß zu verhindern. Die Wärmeabgabe des Rheins an die Atmosphäre in Form von Strahlung, fühlbarer und latenter Wärme, trägt dazu bei, die Erwärmung des Flusses bei stetiger Fremdwärmezufuhr zur verringern. Damit hängt die Wärmeabgabe der Flußwasseroberfläche von den jeweils herrschenden meteorologischen Bedingungen ab. Das durchgeführte Forschungsvorhaben liefert Aufschlüsse über die Größen dieser Wärmeströme, vor allem auch im Hinblick auf ihr meteorologisches Verhalten. Dieser Bericht beschreibt Meßergebnisse zu der Wärmeabgabe durch Strahlung fühlbarer und latenter Wärme von der Wasseroberfläche an die Atmosphäre. Dabei werden die Umgebungsparameter wie z. B. Bewaldung, Baumkronenhöhe, Geländestruktur usw. mit untersucht. Das Verhalten der Bowen Ratio wurde ebenfalls betrachtet. Zur Beurteilung des Einflusses einer Flußwassertemperaturerhöhung auf das Auftreten von Nebel über Land und über Wasser wurden vergleichende Sichtweitebestimmungen im belasteten und im unbelasteten Fall angestellt. Daneben wurden verschiedene Nebelmeßprinzipien verglichen. Die in diesem Bericht erarbeiteten Informationen über das Wärmeübergangverhalten aus Fließgewässern in die Atmosphäre wurden mit über Seen und Meeresoberfläche gewonnenen Wärmetransportkoeffizienten verglichen. Damit stehen erstmals Meßdaten unter realistischen Bedingungen eines Flusses zur Verfügung.

2 Messung der Wärmeflüsse von und zur Wasseroberfläche und der Sichtweite

2.1 Aufbau der Meßstation

Eine detaillierte Beschreibung der Meßstation kann in Berichten des Kernforschungszentrum in Karlsruhe [1-3] nachgelesen werden. Anschließend ist das wichtigste noch einmal kurz zusammengefaßt. Die Auswahl des Standortes der Meßstation erfolgte nach dem Grundsatz, eine möglichst umfassende Meßdatenerfassung unter Vermeidung lokaler Störeinflüsse zu erreichen. Man entschied sich nach sorgfältiger Auswertung von Datenmaterial und Luftaufnahmen der Badenwerk AG für den Stromkilometer 394,36 in der Nähe von Rheinhausen. Der Standort des Sondenträgers im Rhein ist etwa 60 m von der Uferbaukante entfernt und liegt bei allen Wasserständen im Bereich einer gleichmäßigen und kräftigen Strömung (siehe Abb. 1, 2). 5 km stromaufwärts befindet sich das Kernkraftwerk Philippsburg. Es wird davon ausgegangen, daß die Einleitungen im Bereich der Meßstation bereits genügend durchmischt sind. Weiterer größere Wärmeeinträger sind stromaufwärts nicht vorhanden. Merkbare Lufttrübung durch Immission im Bereich der Meßstation sind nicht vorhanden. Im Bereich des Standorts findet man häufig stationäre Austauschbedingungen vor bedingt durch die natürliche Konstellation von Bewaldung und zusätzlichen freien Wasseroberflächen (Altrhein).

2.1.1 Sondenträger im Rhein

Der Aufbau der Meßstation ist auf das Meßprogramm zugeschnitten. In konstanten Abständen über dem Wasser sollen meteorologische Daten erfaßt werden und unter Einsatz eines Ultraschall Anemometer Thermometers (DAT) der Konvektions- und Verdunstungsanteil bestimmt werden. Eine exakte räumliche Justierung des DAT's ist unerlässlich, da die Horizontalkomponente des Windes durchschnittlich etwa um den Faktor 3 größer als die Vertikal-komponente ist. Dies erfordert eine vertikale Führung des Sondenträgers. Ein speziell geformter Auftriebskörper zur Dämpfung des Welleneinflusses liegt ringförmig um einen Dalben aus Spundprofilwänden und ca. 80 cm Durchmesser und 19 m Gesamtlänge. Der Dalben ist etwa 9 m tief in den Lettengrund gerammt. Er trägt einen Gittermastaufbau von 8 m Höhe, der mit festen und gefederten Rollen spielfrei am Dalben geführt wird. In 1,60 und 8 m Höhe sind jeweils Gitterausleger von 5 m und Gegenausleger von 2,5 m Länge nach Oberstrom bzw. Unterstrom angebracht, an denen die Sonden im Wasser in 0,8, 2, und 8 m Höhe über Wasserspiegel montiert sind. Die Ausleger sind so konstruiert und montiert, daß keine Vibrationen auftreten, welche sich auf die Sonden übertragen könnten. Die Versorgungs- und Meßleitungen von den

Ufereinrichtungen zu den Anschlußeinheiten am Ponton laufen in zwei Schutzrohren unter Grund zum Dalben. Die Instrumentierung kann aus Tab. (1) entnommen werden.

2.1.2 Sondenträger am Ufer

Zur Messung von Luftfeuchte, Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung über den Baumkronen des Auwaldstreifes ist ein Meßmast installiert mit einer Arbeitsplattform in etwa 35 m Höhe und einem ausfahrbaren Sondenträger, der es erlaubt in rund 40 m über der Wasseroberfläche zu messen (siehe Abb. 2).

2.1.3 Meßhütte am Ufer

In einer Meßhütte am Ufer, die aus Gründen der Hochwassersicherheit sowie des erschwerten unbefugten Zuganges auf 5 Stahlbetonsäulen von ca. 3 m Höhe gegründet ist, laufen die Meßdaten von Rhein- und Ufermast zusammen. In der Hütte befinden sich alle notwendigen Systeme zur Überwachung der Meß- und baulichen Sicherheitseinrichtungen.

Der Zugang zum Ponton erfolgt mit einem Boot, das auch für Meßfahrten und Gerätetransport benutzt wird.

2.2 Gegenstand der Untersuchungen

2.2.1 Fühlbarer Wärmestrom

Der fühlbare Wärmestrom beschreibt den Übergang von Wärme von oder zur Wasseroberfläche, je nach Vorzeichen des Temperaturgradienten. Durch Messung der Oberflächentemperatur des Wassers und der Lufttemperatur kann er direkt bestimmt werden. Der fühlbare Wärmefluß beinhaltet einen konvektiven Anteil (thermischer Austausch bzw. freie Konvektion), d. h. Aufsteigen wärmerer bzw. Absinken kälterer Luftpakete und einen Anteil durch Reibungsaustausch.

2.2.2 Latenter Wärmestrom

Der über der Wasseroberfläche gemessene latente Wärmestrom entspricht der potentiellen Verdunstung E; das entspricht der maximal möglichen Verdunstung unter vorgegebenen meteorologischen Randbedingungen. Genau wie die anderen Größen des Wärmehaushalts wird E in $\frac{W}{m^2}$ gemessen. Die latent vorhandene Energie ist die zur Verdampfung des Wassers notwendige Energie P ($\frac{cal}{g}$), die bei Kondensation wieder frei wird. P ist temperaturabhängig und beträgt bei 15 °C ca. $589 \frac{cal}{g}$ [5].

2.2.3 Wärmestrahlungsbilanz

Als Wärmestrahlungsbilanz bezeichnet man die Differenz zwischen der Wärmeausstrahlung des Wassers und der atmosphärischen Gegenstrahlung. Sie ist fast immer von der Wasseroberfläche zur Atmosphäre gerichtet. Die Wärmestrahlungsbilanz ist die entscheidende Größe in der Gesamtwärmebilanz der Wasserfläche auch an strahlungsarmen Tagen. Der durch strahlung abgegebene Anteil von Wärme von der Wasseroberfläche an die Atmosphäre ist direkt meßbar.

2.2.4 Sichtweite

Ganz allgemein versteht man unter der Sichtbarkeit den Kontrast eines Objekts zu seinem Hintergrund, d. h. die Differenz der Helligkeiten eines Objekts und seines Hintergrundes zu der des Hintergrundes [6]. Die Messung der Sichtweite ist bis heute problematisch, eine Absolutmessung fast nicht möglich. Die verschiedenen Meßprinzipien können nicht alle eingehenden Parameter gleichzeitig berücksichtigen. Man bezieht sich im allgemeinen auf die Definition einer Normsichtweite.

2.3 Theoretische Grundlagen der angewandten Meßmethoden zur Wärmefluß- und Sichtweitebestimmung

2.3.1 Die Gradientenmethode

In den letzten Jahren ist die mikrometeorologische Forschung mit der Monin-Obuchow-Theorie [7-9] zu einer konsistenten und erfolgreichen semiempirischen Beschreibung der Vorgänge in der atmosphärischen Grenzschicht gekommen. In dieser theoretischen Beschreibung sind alle wichtigen Größen wie Flüsse von Impuls, Wärme und Wasserdampf sowie Profile von Windgeschwindigkeit, potentieller Temperatur und Luftfeuchte u.a. durch Gleichungen miteinander verknüpft.

Die Monin-Obuchow-Theorie lebt vom Gegenspiel zwischen auftriebserzeugter und windscherungserzeugter Turbulenz. Die wichtigste charakteristische Größe darin ist die sog. Monin-Obuchow-Länge:

$$L = - \frac{u_*^3}{k} \frac{C_p \rho T}{g H} \quad (2.3.1.1)$$

Sie ist ein Maß für diejenige Höhe, oberhalb welcher nach dem jeweiligen Zustand der Atmosphäre die Auftriebskräfte über die Scherungskräfte dominieren. Bei fast neutraler Schichtung mit hohen Windgeschwindigkeiten und geringen vertikalen Temperaturschichtungen ist $|L|$ groß, bei kleinen Windgeschwindigkeiten und großen vertikalen Temperaturunterschieden wird $|L|$ klein. Das Vorzeichen von L ist positiv bei stabiler, negativer bei labiler Temperaturschichtung der Atmosphäre. Das Verhältnis z/L von Beobachtungshöhe zu Monin-Obuchow-Länge ist das Similaritätskriterium für die Vorgänge in der Grenzschicht. Identisches z/L für zwei Situationen bedeutet Gleichheit der Transportvorgänge in den beiden Situationen.

Eine weitere wichtige Höhenskala in der Grenzschicht ist die sogenannte Rauigkeitshöhe z_0 . Diese richtet sich nach der aerodynamischen Rauigkeit des Bodens. Bei Wasser als Untergrund ist sie sehr klein und liegt hierbei, je nach den Wellenverhältnissen - im Bereich zwischen 10^{-5} m und 10^{-3} m. Durch Stabilität und Rauigkeit werden die vertikalen Transportströme beeinflusst: labile Schichtung sowie größere Rauigkeit verstärken den Transport, während stabile Schichtung und geringe Rauigkeit den Transport vermindern. Nach der Theorie gibt es primär nur Beziehungen zwischen Transportströmen und den Gradienten (d. h. hier Ableitungen nach der Höhe) der sie charakterisierenden Skalarfelder.

Im Falle von bereits eingestellten stationären Wärmeaustauschbedingungen, also homogener horizontaler Durchmischung, werden diese Gradienten vertikal sein und

man kann ansetzen:

$$E = -\lambda \rho K_E \frac{\partial q}{\partial z} \quad \text{bzw.} \quad (2.3.1.2)$$

$$H = -c_p \rho K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.3.1.3)$$

Auf den eigentlichen Mechanismus einer vertikalen atmosphärischen Ausbreitung ist in einem solchen Ansatz zunächst noch kein Bezug genommen. Die bestimmenden Eigenschaften des atmosphärischen Zustands wie Dichteschichtung und Turbulenzgrad sind implizit in den Koeffizienten K_H und K_E enthalten. Von verschiedenen Autoren werden diese Koeffizienten daher in Faktoren aufgespalten, die unterschiedlichen Einflußgrößen zugeordnet werden. Die Ansätze hierzu werden teils aus Analogiebetrachtungen abgeleitet, teils sind sie empirisch gefunden. So werden als Hilfsgrößen eingeführt die Reibungsgeschwindigkeit nach dem Prandtl'schen Mischungswegansatz [10], die von Karmansche Konstante [11], die Richardson'sche Zahl (ein Stabilitätsparameter), verallgemeinderte Karmann-Parameter nach Monin und Obuchow [12] und die Oberflächenrauigkeit. Andere Ansätze verzichten auf solche Hilfsgrößen weitgehend und vereinfachen, wie die Berechnungsverfahren nach Thorthwaite-Holzman [13], Montgomery [14] und Bown [15].

Die Gradienten können durch Profilmessungen mit Einschränkungen gewonnen werden; daher macht man in der Praxis den Ansatz einer Parametrisierung nach den integralen Größen (siehe z. B. [16]):

$$\frac{H}{c_p \rho} = C_H (\theta_o - \theta) u$$

$$\frac{E}{\lambda \rho} = C_E (q_o - q) u$$

C_H und C_D sind die dimensionslosen Transportkoeffizienten für den fühlbaren (H)- bzw. den latenten Wärmestrom (E).

Diese Koeffizienten sollten dann nur noch von der Beobachtungshöhe z , der Rauigkeitshöhe z_o und der atmosphärischen Stabilität z/L abhängen. Aufgrund des identischen Transportmechanismus sollten die numerischen Werte für C_H und C_E übereinstimmen. Berechtigung für die obigen Parametrisierungen besteht von vornherein nur für kleine z_o , wie sie über Gewässerflächen herrschen, sowie (dies gilt jedoch für die gesamte Monin-Obuchow-Theorie) für horizontal homogene

Verhältnisse. Beides ist für Ozeane oder große Binnenseen recht gut erfüllt, und so wurde in der neueren mikrometeorologischen Literatur eine Reihe von Messungen der dimensionslosen Transportkoeffizienten über dem Meer, in einigen Fällen auch über großen Seen, veröffentlicht [17-23].

Tabelle (2) gibt eine Übersicht über die aus solchen Messungen gewonnenen Koeffizienten für die fühlbare Wärme. Bei diesen Werten beträgt die Referenzhöhe 10 m über dem Wasserspiegel.

Meistens wurden die Profilmethode oder die Turbulenz-Korrelationsmethode, manchmal auch die Dissipationsmethode zur Bestimmung der Flüsse angewendet. Die meisten Werte für C_H bewegen sich zwischen 1.0×10^{-3} und 1.4×10^{-3} . Messungen des latenten Wärmestroms und des Impulstransportes führten zu entsprechenden Ergebnissen für die jeweiligen dimensionslosen Koeffizienten. Die Kenntnis der Austauschverhältnisse an der Meeresoberfläche ist von allgemeiner Wichtigkeit für die gesamte Meteorologie und so wurden, wie die Tabelle (2) zeigt, sehr viele Anstrengungen zu ihrer Messung unternommen. Weniger Aufmerksamkeit wurde bisher den kleineren Binnengewässern gewidmet. Versucht man, den Austausch über diesen kleineren, landumschlossenen Wasserflächen in ähnlicher Weise zu parametrisieren, so erheben sich folgende Probleme:

1. Die Voraussetzung der horizontalen Homogenität ist nicht gegeben.
2. Die klimatischen Verhältnisse sind weniger ausgeglichen als über dem Meer, d.h. es kommt zu größeren Abweichungen von der Neutralität.

In der Praxis ist bei der Gradientenmethode von unterschiedlichen Eichkurven der in verschiedenen Höhen einzusetzenden Meßfühlern und deren unterschiedlichen Langzeitverhalten auszugehen, woraus bei kleinen Gradienten große Unsicherheiten erwachsen. Speziell bei Messungen über einem als Schifffahrtsstraße genutzten Fluß wie dem Rhein ist es dabei wegen des Wellenganges unmöglich, näher als ca. 80 cm an der Grenzschicht zu messen, so daß der Bereich des größten Gradienten nicht gut zugänglich ist.

2.3.2 Die Turbulenz-Korrelations-Methode (TKM)

Bei dieser Methode geht man von der anschaulichen Vorstellung aus, daß jeder Transport von statistisch schwankenden vertikalen Winden getragen wird. Dabei sind je nach Richtung des Wärmeflusses die nach oben gerichteten Wirbel systematisch wärmer bzw. feuchter als die nach unten gerichteten oder umgekehrt.

Daher verlangt die Turbulenz-Korrelations-Methode [24] lediglich die "schnelle" Messung der vertikalen Komponente der Windgeschwindigkeit, der Temperatur und der Feuchte. Die Flüsse berechnen sich dann unter der alleinigen Annahme, daß eine Querkomponente des Transports nicht vorliegt, zu

$$\phi_L = \rho \cdot \lambda \cdot \overline{v_z \cdot q'}$$

$$\phi_F = \rho \cdot c_p \cdot \overline{v_z \cdot \theta'}$$

v_z = Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit in m/s

q' = $q(t) - \bar{q}$ Abweichung des Momentanwertes der Feuchte vom Mittel

θ' = $\theta(t) - \bar{\theta}$ Abweichung des Momentanwertes der Temperatur vom Mittel

Unter "schneller" Messung ist eine zeitliche Auflösung der Fluktuationen bis ca. 10 Hz zu verstehen, da die spektrale Dichte nach "hohen" Frequenzen (ab etwa 0,1 Hz) nach einem 5/3-Exponentialgesetz abfällt und bei 10 Hz etwa 1% des Maximums annimmt. Dieser Abfall wurde von Elagina (1963) [25] auch für Feuchteschwankungen beobachtet und seitdem durch zahlreiche Messungen bestätigt [26]. Aus der Tabelle (3) läßt sich entnehmen, daß die Grenzfrequenzen, die einbezogen werden müssen, um 95% des latenten Wärmeflusses zu erfassen, in diesem Beispiel zwischen 0,08 und 0,75 Hz schwanken können. Dabei wurde in dem zitierten Experiment nicht speziell nach extremen Werten gesucht.

2.3.3 Methodische Probleme der Sichtweitemessungen

Vergleichende Sichtweitemessungen über Wasser und über Land sollen Aufschlüsse über denkbare Veränderungen hinsichtlich Entstehung, Häufigkeit und Eigenschaften von flußbürtigem, nicht durch die Großwetterlage aufgeprägtem Nebel liefern. Es besteht Interesse, mögliche Einflüsse der Nutzung des Kühlreservoirs eines Flusses als Indikator typischer Nebelbildungen zu verstehen. Die praktische Bedeutung solcher Erkenntnisse liegt bei Abwärmebelastung des Gewässers in der Kenntnis möglicher erhöhter Wärmeabgabe der Wasseroberfläche im Falle flußbürtigen Nebels sowie der dadurch bewirkten Behinderung der Schifffahrt durch verminderter Sicht. Zu diesem Zweck wurden an der Meßstation Rheinhausen unter Berücksichtigung seiner individuellen meteorologisch wirksamen topographischen Lage und im Kühlwassereinlauf des KKW Philippsburg die Sichtweite gemessen. Im Einsatz befinden sich:

- a) ein Streulichtmeßgerät (Fog Detector AI 74 - F der Firma Weather Measure Corporation, Meßbereich: 0 - 1 km), das am Meßmast im Strom ca. 2,5 m über der Wasseroberfläche montiert ist und parallel zur Flußrichtung mißt
- b) ein Transmissiometer (SM 4 der Firma Sick, Meßbereich: 0 - 20 km, je nach Meßbasis), welches auf dem Dach der Ufermeßhütte in ca. 6 m über Grund die Transmission über dem Rheinufer mißt sowie
- c) ein Streulichtschreiber (MS 05 der Firma AEG-Telefunken), der die Sichtweite auf dem Gelände des KKW Philippsburg registriert.

Bereitet die Anwendung verschiedener Geräte, die nach unterschiedlichen Meßprinzipien arbeiten, Schwierigkeiten bezüglich der Vergleichbarkeit ihrer Meßaussagen, so ermöglicht sie andererseits unter Berücksichtigung der notwendigen Theorie (Streuung, Absorption, Transmission) eine gegenseitige Verifikation der gemessenen Daten, was in Anbetracht eines Fehlers von $\pm 20\%$ bisheriger Sichtweitemessungen von Vorteil ist.

Vergleich Streulichtmessung - Transmissionsmessung

Grundsätzlich ist eine rein physikalisch begründete Umrechnung von Sichtweiten, die mit Streulichtmeßgeräten bzw. Transmissionsmetern bestimmt wurden, nicht möglich, da jeweils unterschiedliche Abhängigkeiten von der Partikelgrößenverteilung (Tropfengrößenspektrum) bestehen. Nebel können einen Teilchengrößenbereich von ca. 1 - 40 μm umfassen und weisen in der Regel eine schmale Verteilung auf. Im Anhang wurden zu dem Problem der Vergleichbarkeit der mit verschiedenen Meßprinzipien gewonnenen Sichtweiten genauere Betrachtungen angestellt.

2.4 Meßdatenerfassung

Eine Prüfung der Möglichkeiten der Meßwertübertragung vom Mast im Rhein zur Meßhütte ergab, daß bei der Vielzahl und Vielfalt der Sonden sowie dem Versorgungsbedarf auch der Hilfseinrichtungen (Beleuchtung der Schiff-fahrtszeichen) von den Fernübertragungsverfahren nur eine Kabelübertra-gung sinnvoll war. Dem höheren baulichen Aufwand für Uferböschungsdurch-führung, Unterwasserverlegung, geschiebeseicherer Dalbeneinführung und Wasserstandsausgleich zum Gittermast steht eine höhere Störanfälligkeit und größerer Wartungsaufwand bei drahtlosen, selbstversorgten Meß- und Übertragungssystemen gegenüber.

Bei der Kabelübertragung wurde aus ähnlichen Gründen von einer mastsei-tigen Meßstellenumschaltung Abstand genommen und jeder Meßwert über sepa-rate Adern geleitet. Die Kabelstrecke zum Rheinmast beträgt 80 m, diejenige zu den Sonden am Ufermast 45 m. Je nach Sondentyp fallen die Signale als Spannungen ± 10 V, ± 1 V oder als Ströme von 0 ... 20 mA, im Falle des Ultraschall-Anemometer-Thermometers als Impulse (Steuerung) und Impuls-gruppen (Empfangssignal), so daß abgeschirmte Leitungen gewählt wurden. Kabelbedingte Störungen von Meßsignalen ergaben sich lediglich bei einigen kommerziellen Geräten durch unzureichende Schwingsicherheit der Verstärker-ausgänge infolge Kabelimpedanz bei Anwahl der entsprechenden Leitung durch Meßstellenumschalter in der Hütte, konnten aber jeweils durch kleinere Maßnahmen beseitigt werden.

Andererseits werden alle Signale (die des Ultraschall-Anemometer-Thermo-meters erst nach Aufbereitung im Grundgerät, das wegen seiner Wartungsbe-dürftigkeit in der Hütte installiert ist) z. T. nach Umwandlung in kali-brierte Spannungen durch Spannungsteiler oder Bürden den Meßstellenumschal-tern der Camac-Peripherie des Prozeßrechners bzw. dem HP Rechner (bei den Messungen 1982) zugeführt.

2.5 Ergebnisse und Schlußfolgerungen aus den Wärmefluß- und Sichtweitebetrachtungen

2.5.1 Parametrisierung des fühlbaren Wärmestroms

An der Meßstation Rheinhausen wurden seit 1976 umfangreiche Messungen des fühlbaren Wärmestroms in Verbindung mit Wasser- und Lufttemperatur sowie Windgeschwindigkeitsmessungen durchgeführt. Nachfolgend werden die ermittelten Transportkoeffizienten mit denen über dem Meer verglichen. Die Parametrisierung des Wärmestroms erfolgte in der unter 2.3.1 und 2.3.2 beschriebenen Weise. Es wurden insgesamt 13 verschiedene Meßperioden ausgewertet. Bei den Meßperioden 1 - 7 wurde für die Referenzhöhe 1 m jeweils der 10 Minuten-Mittelwert des fühlbaren Wärmestromes H gegen das Parameterprodukt $u \cdot (\theta_o - \theta)$ aufgetragen, wobei Wertepaare mit Windgeschwindigkeiten unter 1 m/sec. nicht aufgenommen wurden. In restlichen 6 Meßperioden lag bei der Auswertung gleitende 10 Minuten-Mittel von H mit Einbeziehung aller Windgeschwindigkeiten sowie unterschiedlicher Stabilitätssituationen für jeweils eine Meßzeit von 24 Stunden zugrunde. Die Referenzhöhe betrug bei diesen Messungen 2 m. Bei allen Meßperioden zeigt sich ein erkennbares lineares Verhalten. Bedenkt man die stark inhomogenen Verhältnisse am Meßort, so bedeutet dies eine relativ gute Übertragbarkeit des Modells d. h. der Beschreibung von H mit C_H von der Situation über großen Wasserflächen auf Fließgewässern. Unter 2.5.7 wird auf den Einfluß der Umgebung eingegangen, die offensichtlich durch ihre abschirmende Wirkung von Uferböschung und Bewaldung den überraschend guten Vergleich ermöglicht hat. Als Stabilitätskriterium wurde die sogenannte "bulk Richardson Number" $(Ri)_B$ nach Deardorf [16] für die jeweilige Meßperiode ermittelt.

$$(Ri)_B = \frac{g}{T} \frac{z}{u^2} \overline{[\theta - \theta_o + 0.61 T (q - q_o)]}$$

Der Vorteil dieser als Maß der Stabilität benutzten Zahl ist, daß zu ihrer Berechnung keine Gradienten sondern nur die integralen Meßwerte benötigt werden. Die Angabe eines für die jeweilige Meßdauer gemittelten Stabilitätsparameters ist jedoch nicht ganz unproblematisch, weil während einer Meßperiode (ca. 6 - 12 h für die ersten 7, bzw. 24 h, für die restlichen Messungen) der Grad der Stabilität starken Schwankungen unterliegt.

Die Abhängigkeit der Koeffizienten von der Stabilität sollte nach J. W. Deardorf [14] sehr drastisch sein. Ein so ausgeprägter Gang konnte jedoch aus den Rheinhausen-Daten nicht bestätigt werden, wie wohl der Mittelwert der drei stabilen Werte mit $C_H = 0,96 \cdot 10^{-3}$ geringer als der für die drei labilen Werte, $C_H = 1,18 \cdot 10^{-3}$ für die ersten 6 Messungen ist. Prinzipiell muß man anerkennen, daß das Stabilitätsmaß alleine keine belastbare Rückschlüsse auf den Transport von Wärme erlaubt. Es ist nicht zu erwarten, daß man einfach einen Wärmestrom nach oben bzw. nach unten hat, je nachdem, ob labile bzw. stabile Verhältnisse vorliegen. Vielmehr sorgt die Turbulenz für die positive oder negativen Bilanz einer betrachteten, horizontalen Schicht bezüglich des Wärme- oder Feuchtedurchsatzes. Dies wird spätestens deutlich, wenn man sich die hochaufgelöste Vertikalkomponente des Windes (ca. 20 Hertz) anschaut. Die grobe Tendenz der Vertikalbewegung bedingt nicht zwangsläufig, daß in genau 1 Meßhöhe ein repräsentativer Transportkoeffizient ermittelt werden kann, viel weniger noch, daß man diesem einem Stabilitätsmaß zuordnen kann. Ein deterministisches Verständnis dieser Phänomene kann aufgrund des statistischen Charakters der Turbulenz nicht erwartet werden. Trotzdem hat sich, wie man aus totalen Wärmebilanzen ersehen kann, die Beschreibung von H und E mit den angegebenen Mitteln bewährt, wenngleich man sich der gemachten Einschränkungen bewußt sein muß.

In den Abbildungen (3-8) ist H über dem Produkt $u(\theta_0 - \theta)$ aufgetragen. Diese Darstellung beinhaltet stabile und labile Verhältnisse. Man erkennt den offensichtlichen Einfluß der mechanisch erzeugten Turbulenz, d.h. es kommen Situationen vor, in denen trotz stabiler bzw. labiler Schichtung, d.h. $\theta_0 <$ bzw. > 0 ein nach oben bzw. nach unten gerichteter fühlbarer Wärmestrom auftritt, was für ungestörte Verhältnisse nicht denkbar wäre. Eine Begründung für dieses Phänomen kann nur in einer kleinräumigen Zirkulation liegen, was man eventuell durch Frequenzanalysen nachweisen könnte. Eine Periodizität etwa in Form von Uferwalzen, durch die Umgebung und durch den gegen die Auwald anströmenden Querwind ist in dem Produkt $\overline{v_z \cdot \theta'}$ nicht nachweisbar, da weder v_z noch θ' separat vorliegen. Spätestens hier wird deutlich, daß zumindest für die am Meßort gegebene Konstellation von Randbedingungen wie relativ hoher Uferbewuchs (Auwald, ca. 40 m), freie Oberfläche im Windeinlauf (Altrhein), vorherrschende Querwinde eine Vergleichbarkeit der Transportströme für H und E nicht gefunden werden kann. Auch die unter 2.5.7 gefundenen Ergebnisse, die für eine störungsfreie Profilausbildung des Windes in den unteren 8 m sprechen, lassen keine Rückschlüsse auf das vertikale Windfeld zu. Da für das nach der Turbulenz-Kor-

relations-Methode gewonnene C_H die momentane vertikale Geschwindigkeitskomponente v_z immer gleich war, kann die Abweichung nur noch in der transportierten Eigenschaft gesucht werden. Auf eine exakte horizontale Justierung des DAT-Meßkopfes wurde während der Meßzeit besonderen Wert gelegt, ebenso wie auf die O-Punkt-Einstellung des DAT. Das DAT ist eine Weiterentwicklung des SAT's. Das neue Gerät bereitet im Gegensatz zum Vorgänger keine Eichprobleme. Mit Hilfe der dem Meßkopf nachgeschalteten Elektronik, welche u. a. entsprechende Referenzspannungen zur Kalibrierung selbst vorgibt, war die Kontrolle einer möglichen Nullpunktverschiebung beliebig oft möglich. Es muß zur Erklärung der vorliegenden Ergebnisse davon ausgegangen werden, daß das 10-Minuten-Mittel von v_z entgegen ungestörten Verhältnissen offensichtlich in diesem besonderen Fall einen endlichen, von 0 verschiedenen Wert hat, was für das paradoxe Verhalten des fühlbaren Wärmestromes verantwortlich ist. Dies bedeutet, daß die für C_H gefundenen Werte unter Einbeziehung aller möglichen Fehlerquellen mit einiger Sicherheit eine obere Grenze für die am Meßort gültigen Transportkoeffizienten darstellen.

Bei der Betrachtung der Ergebnisse (siehe Abb. (9-10) und 3-8; Messungen vom 23.-28.03.1982) unterscheiden sich C_H und C_E maximal bis zu einer Größenordnung. Weiterhin zeigt sich bei allen Meßtagen, daß auch bei der horizontalen Windgeschwindigkeit 0 immer noch ein positiver oder negativer Wärmestrom vorhanden ist.

Aus Tabelle (4) ist ersichtlich, welche Beiträge das Parameterprodukt $u (\theta_o - \theta)$ zu dem über 24 Stunden gemittelten C_H liefert. Da das Produkt im wesentlichen durch u geprägt wird, demonstriert diese Tabelle die Abhängigkeit des Austausches von u . In den Abbildungen (11, 12) wird deutlich, daß sich C_H aus additiven Anteilen sich laufend verändernde Stabilitätsvoraussetzungen für die Austauschvorgänge im labilen oder stabilen Fall zusammensetzt. Eine Separierung nach bestimmten Stabilitätskriterien ist für eine praktische Anwendung nicht sinnvoll, da die Bestimmung eines C_H für die in der Natur vorkommenden Verhältnisse ein Mittel über sämtliche Stabilitätsbedingungen über eine bestimmte Meßzeit erfordert. Außerdem ist der Gang von C_H und von C_E mit der Stabilität, wie aus den Abb. (13 und 14) ersichtlich ist, im Bereich $(Ri)_B$ von $\pm 2 \cdot 10^{-2}$ nur gering, darüber hinaus offensichtlich überhaupt nicht mehr korreliert.

2.5.2 Parametrisierung des latenten Wärmestromes

Eine Parametrisierung des latenten Wärmestromes ist aufgrund des notwendigen Meßaufwands schwieriger als die des konvektiven Stromes. Da man die Zusammenhänge über eine bedingte Gültigkeit der Bowen Ratio, auf die in Kap. 2.5.1 eingegangen wird, nicht exakt festlegen kann, um genaue latente Wärmeströme über die Bowen Ratio auf der Grundlage relativ einfach zu messender fühlbarer Wärmeströme zu errechnen, ist die direkte Bestimmung der Verdunstung zu genauen Parameterstudien unumgänglich. Anhand der gewonnenen Transportkoeffizienten C_E bzw. aus der Beschreibung der Verdunstung als Funktion des Produktes spezifischer Dampfdruckdifferenz und horizontaler Windgeschwindigkeit durch eine Gerade (19.06 - 20.06.80, 09. - 10.12.81, 22.03. - 29.03.82) kann man erkennen, daß diese mit Korrelationskoeffizienten zwischen $r = 0,68$ (19.06. - 20.06.80), $r = 0,66$ (19. - 20.12.81) und $r_{\max} = 0,72$ (22. - 29.03.82) deutlich hinter denen der Konvektion zurücksteht. Bei $H = H((\theta - \theta_0)u)$ ergibt sich im günstigsten Fall ein $r = 0,95$. Die Klärung, ob der Transport fühlbarer Wärme bzw. vom Wasserdampf den gleichen Mechanismen folgt, bleibt so lange offen, bis der latente Wärmestrom entweder durch hochfrequenter Feuchtemessungen verbessert und dem Auflösungsvermögen der fühlbaren Wärmestrommessung angeglichen werden kann oder aber ein anderes Transportmodell angenommen werden muß. Eine trägheitsfreie Feuchtemessung, z. B. durch ein optisches Absorptionsmeßverfahren wäre ideal. Bei den vom 22. - 29.03.82 durchgeführten Messungen wurde die Reaktionsgeschwindigkeit des Kondensatorplättchens des HMI 14-Feuchtefühlers durch mehrmaliges Auswechseln hoch gehalten (Vermeidung einer Schmutzschicht). Die relative Feuchte, die dieses Gerät angibt, wurde im 10-Hertz-Takt abgefragt, wobei die zwar gedämpfte, aber deutlich höher als 1 Hertz (d. h. höher als die Anpassungszeit des hygroskopischen Kondensatorplättchens des HMI 14-Fühlers auf 90 % des Endwertes der relativen Feuchte) liegende Feuchtefluktuation erkennbar wurde. Die Sonde blieb über die ganze Meßzeit stabil. Eine Nachkalibration wurde nicht notwendig. Es ließ sich keine Aussage darüber machen, ob die durch die Dämpfung abgeschnittenen Feuchtespitzen im zeitlichen Mittel einen höheren oder niedrigeren Fluß erzeugen als der gemessene. Geht man jedoch davon aus, daß die größer 1 Hertz liegenden Anteile der Feuchtefluktuation in der Meßhöhe von 2 m (Meßhöhe über Wasser DAT und HMI 14) nur noch geringen Einfluß auf die Gesamtverdunstung nehmen bzw. diese Anteile im zeitlichen Mittel auch noch gedämpft werden, so ist ein wesentlicher Fehler bei der Bestimmung von E nicht zu erwarten. Die Rechtfertigung für diese Annahme leitet sich, gleiche Transportmechanismen vorausgesetzt, aus den

unwesentlichen Änderungen des fühlbaren Flusses ab, bei der Erfassung und Bestimmung der Anteile bis 1 Hertz einerseits bzw. Fluktuation bis 10 Hertz andererseits. Das Postulieren solcher Randbedingungen ist notwendig, da die für eine exakte Erfassung von E ansonsten erforderlichen Zusatzinformationen meßtechnisch nur schlecht und aufwendig zu realisieren sind (z. B. Infrarottemperaturmessung der Wasseroberfläche, Geschwindigkeitsmessung im Grenzschichtbereich).

Im Gegensatz zu den in der Literatur häufig vorgeschlagenen empirischen Ansätzen für die Verdunstung, die in ihrem extremsten Fall z. B. nach J. E. Edinger und J. C. Geyer [27] bzw. Angström [28] um einen Faktor 7 auseinanderliegen, geht die Parametrisierung unter Heranziehung der Werte für E nach der TKM auf die Physik des Austausch ein. Am Beispiel der Parametrisierung (siehe z. B. Abb. 15, Abb. 16-21) zeigt sich zusätzlich ein residueller Term (R) für den Fall $(q_o - q)u = 0$ der negativ oder positiv sein kann.

Für die Darstellung der Parametrisierung von E folgert daraus

$$\frac{E}{\lambda \rho} = C_E (q_o - q) \cdot u + R \quad \text{für } (q_o - q) \cdot u = 0$$

Die letzte Meßkampagne vom 22.03. - 29.03.1982 verdeutlicht die eingangs geäußerte Unsicherheit bezüglich der Gleichheit der Transportmechanismen. Der dimensionslose Transportkoeffizient bewegt sich für diese Meßkampagne zwischen $0,49 \cdot 10^{-3}$ und maximal $3,4 \cdot 10^{-3}$. Die beste Korrelation ergibt sich dabei erwartungsgemäß für den Tag mit der höchsten mittleren Windgeschwindigkeit (siehe Abb. 21 vom 28.03.82). Es gibt keine ersichtlichen Gründe, die Punkteschar entsprechend meteorologischen oder auswahltechnischen Kriterien zu konzentrieren. Die Beschreibung des Transports durch eine Konstante ist nicht selbstverständlich (siehe Abb. 21 vom 28.03.82). Es gilt lediglich, den dimensionslosen Transportkoeffizienten C_E als brauchbare Größe zur Verdunstungsbestimmung z. B. in Gradientansätzen zu bestätigen. Bei allen gebräuchlichen Ansätzen läßt sich der Meßaufwand damit im wesentlichen auf reine Profilmessungen und mittlere Windgeschwindigkeitsmessungen reduzieren. Bei der Bestimmung des latenten Wärmestromes mit Hilfe von Gradientansätzen wird die Auswahl eines entsprechenden Transportkoeffizienten für den Anwender der unsicherste Faktor bleiben. Die einzige

deutliche Koppelung von C_E an meteorologische Parameter ist die Abhängigkeit von der mittleren Windgeschwindigkeit. So zeigt sich z. B. bei der Messung am 28.03.82, bei der gegenüber den fünf vorangehenden Tagen eine deutliche Erhöhung der mittleren Windgeschwindigkeit vorliegt, auch ein fast um eine Größenordnung höherer Transportkoeffizient von $3,4 \cdot 10^{-3}$ gegenüber Transportkoeffizienten zwischen $0,12$ und $0,75 \cdot 10^{-3}$ bei Geschwindigkeiten um 1 bis 2,5 m/sec. Schwächen bei der Meßdatenerfassung, die mit bisher gebräuchlichen und bekannten Feuchtemeßgeräten zwangsläufig verknüpft sind, wirken sich ebenfalls auf die Zuverlässigkeit der für C_E gefundenen Werte aus. So z. B. ist der größer 1 Hertz liegende Anteil zum gesamten latenten Wärmefluß quantitativ nicht bekannt. Weiterhin kann die Feuchteschichtung im Bereich der Meßhöhe (2 m) sich von der angenommenen relativen Feuchte für die Ebene 0, d. h. Grenzschicht über der Wasseroberfläche mit 100 % und der über die Psychrometerformel bestimmten Feuchte aus den Trocken- und Feuchtetemperaturmessungen in 2 m Höhe deutlich unterscheiden. Im ersteren Fall hat man immer einen vertikalen latenten Wärmefluß, der auch in 2 m Höhe nach oben gerichtet ist. Bei entsprechend stabilen Schichtungen kommt es vor, daß man einen durch die 2 m Ebene senkrecht nach unten gerichteten Feuchtegradienten hat. Eine weitere Ungenauigkeit besteht darin, daß die Messung der höher frequenten vertikalen Geschwindigkeitskomponenten (20 Hertz) und der relativen Feuchtefluktuation (1 Hertz), d.h. die von dem DAT bzw. dem HMI-14 gemessenen Werte für V_z bzw. r nur für diese speziell ausgesuchten Verhältnisse von 2 m Gültigkeit haben. In dem Ansatz für C_E , der sich aus einem Gradientanteil und der direkt gemessenen Verdunstungsbilanz von 2 m zusammensetzt, wird man den Wert C_E überbewerten im Falle eines Richtungswechsels des Verdunstungsstromes in der Vertikalen. Mißt man nach der Turbulenzkorrelationsmethode in einem solchen Fall einen nach unten gerichteten Verdunstungsstrom, so rekrutiert in diesem Falle die abgeführte Feuchte aus einem entsprechend der Schichtung zwischengelagerten Luftpaket, d.h. nicht mehr aus der Grenzschicht nahe der Wasseroberfläche. Diese Fälle sind während der Meßkampagne vom 23. - 28.03. jedoch praktisch nicht vorgekommen.

2.5.3 Geltungsbereich der Bowen Ratio

Bei der Abschätzung des Gültigkeitsbereiches der Bowen Ratio in der Form

$$\frac{H}{E} = C \frac{dT/dx}{dp/dx} \quad \text{mit dem gemessenen } H \text{ und } E \text{ wurde besondere Rücksicht auf}$$

die meteorologischen Randbedingungen, im wesentlichen der Schichtung, genommen. Anstelle der exakten Differenzen der potentiellen Temperatur ($\theta_o - \theta$) und der spezifischen Feuchte ($q_o - q$) wurde vereinfachend die tatsächliche Temperaturdifferenz zwischen Grenzschichttemperatur (= Temperatur der Wasseroberfläche) und Temperatur in 2 m Höhe genommen bzw. die Dampfdruckdifferenz von Sättigungsdampfdruck bei Wasseroberflächentemperatur und Dampfdruck in 2 m Höhe. Bei dem geringen Höhenunterscheid von 2 m ist die Luftdruckänderung vernachlässigbar und somit der Unterschied zu θ bzw. q ; die beiden Funktionen von p sind unbedeutend. Der Wert der Konstanten C hängt von der Wahl des Wertes für die Verdampfungswärme des Wassers (λ) bzw. der spezifischen Wärmekapazität c_p der Luft ab: $C = c_p / \lambda$. c_p und λ können in dem betrachteten Temperaturbereich als konstant angesehen werden (beide sind jedoch Funktionen der Temperatur), so daß sich am Wert der Konstanten C aufgrund der verschiedenen Meßbedingungen nichts ändert. Für die Gradienten wurden 1 Stundenmittel gebildet. Eine Erhöhung der Mittelungszeit erschien nicht sinnvoll. Eine bessere Anpassung an die Gerade der theoretischen Bowen-Beziehung konnte hierdurch nicht erreicht werden. Bei der Bestimmung der Bowen Ratio für die Messungen vom 9. und 10.12.1981, Abb. (22), ergibt sich eine gute Angleichung der $\frac{H}{E}$ - Verhältnisse an die Gleichung

$$\frac{H}{E} = - 0,11 + 0,79 \left(\frac{\theta_o - \theta}{p_o - p} \right) \quad 2.5.3.1$$

mit einem Korrelationskoeffizienten $r = 0,91$. Die Abweichungen zu

$\frac{H}{E} = 0,61 \left(\frac{\theta_o - \theta}{p_o - p} \right)$ für die einzelnen Stundenmittel sind in der nachfolgenden Tabelle aufgeführt.

Meßintervall	% Abweichung des gemessenen $\frac{H}{E}$ - Verhältnisses zur theoretischen Bowen Ratio
1	+ 7,27
2	+ 1,66
3	+ 14,28
4	+ 21,51
5	- 4,80
6	- 2,63
7	+ 19,56
8	- 1,49
9	+ 36,71

Das ergibt im Mittel eine Abweichung von 10,5 % (bzw. von 6,9 % unter Ausschluß des 9. Meßintervalls) von der theoretischen Bowen Ratio. Besonders veränderte Bedingungen während des letzten Meßintervalls bzw. eine Rechtfertigung zu dessen Ausschluß liegen nicht vor. Mit Richardson's Zahlen im Bereich von -0,027 bis - 4,21 herrschte durchweg eine instabile Schichtung, bei der das 9. Meßintervall mit $R_1 = -2,03$ nicht sonderlich stark herausfällt.

Es fällt auf, daß bei allen den hier vorgestellten Untersuchungen zum Bowen-Verhältnis dieses in der Regel größer ist als theoretisch vorhergesagt. Das gleiche beobachtet man auch bei den Messungen von Januar bzw. Dezember 1980. Auch hier mißt man Abweichungen der $\frac{H}{E}$ - Verhältnisse nach oben von max. 25 bzw. 46 %. Die Ursache hierfür liegt offensichtlich in einem erhöhten, fühlbaren Wärmestrom durch zusätzliche freie Konvektion infolge eines überadiabatischen Temperaturgradienten. Umsomehr kommt dem Bedeutung zu, da eine kontinuierliche Überbewertung von E die Annäherung von $\frac{H}{E}$ an die Gerade $0,61 \frac{\theta_0 - \theta}{p_0 - p}$ begünstigt. Maßgebend für die Verdunstung ist die Temperatur der obersten Wasserschicht. Die Phasengrenztemperatur ist bei einem Wärmestrom von der Wasseroberfläche an die Atmosphäre geringer als die Wassermitteltemperatur, welche bei den vorliegenden Untersuchungen gemessen und als Ausgangstemperatur zur Bestimmung von p herangezogen wurde. Damit verkleinert sich bei Einsatz der Grenzschichttemperatur anstelle der Mitteltemperatur auch die Differenz Sättigungsdampfdruck bei Wasser- bzw. Lufttemperatur (bei labiler Schichtung) und somit E. Ergebnisse dieser Art verleiten allzu schnell dazu, sich der Bowen Ratio als bequemes Hilfsmittel zu bedienen und entsprechend den Meßaufwand zu reduzieren. Zwar hat sich in den oben beschriebenen Fällen die Gültigkeit dieser Beziehung offensichtlich bestätigt, aber wie die Messungen vom 23. - 28.03. zeigen, kann das Ergebnis für $\frac{H}{E}$ auch völlig anders aussehen, siehe Abb. (23). Hier sind die gleitenden 10-Minuten-Mittel von $\frac{H}{E}$ über $\frac{(\theta_0 - \theta)}{(p_0 - p)}$ aufgetragen, Die Bowen Ratio ist eine Größe, die man sinnvollerweise nur über größere Zeiträume betrachtet. Das kann im Bereich von Stunden bis Monatsmittel und mehr liegen. Die in Abb. (23) gewählte kurze Zeitdauer von gleitenden 10-Minuten-Mittel wurde deshalb benutzt, da man für diese spezielle Meßperiode die Tendenz der Bowen Ratio an ihr noch am besten ablesen kann. Eine Mittelwertbildung von 20 Minuten, 40 Minuten, 1, 2, 3 bis 5 Stunden ergab für die $\frac{H}{E}$ -Verhältnisse dieser Meßperiode keine Annäherung an die theoretisch erwartete Beziehung, die z. B. in den vorher beschriebenen Messungen besser erreicht wurde. Die Bowen Ratio ist eine Größe, die nur bei Mittelung über sehr lange Zeiträume zu einer Konsistenz mit der Theorie führt. Einzelergebnisse können

im besonderen Fall, wie z. B. vom 09.12.81 oder Januar bzw. Dezember 1980 den Eindruck erwecken, die Bowen Ratio ist verlässlich, aber letztlich verifizieren läßt sie sich, wenn überhaupt, nur über sehr lange Meßreihen mit Tages- oder Wochenmitteln. Das wesentliche Anwendungsgebiet der Bowen Ratio ist ihre Benutzung als klimatische Größe. Ihre Gültigkeit für kurze Meßintervalle etwa im Bereich von Minuten oder Stunden ist fraglich. Erschwerend kommt hinzu, daß innerhalb des notwendigen langen Mittelungszeitraumes die meteorologischen Umgebungsparameter, die den Fluß von H und E bestimmen, nicht konstant bleiben. In Abb. (23) sei besonders darauf hingewiesen, daß eine negative Bowen Ratio vorkommt, nämlich dann, wenn E und H verschiedenes Vorzeichen haben. Da man von den Anfangsbedingungen ausgehend (100 % relative Feuchte in der Grenzschicht), immer einen Feuchtefluß nach oben hat, sofern kein Nebel herrscht, ist bei stabiler Temperaturschichtung das Vorzeichen von $\frac{H}{E}$ negativ. Zusammenfassend läßt sich bezüglich der über die Bowen Ratio gemachten Ergebnisse folgendes sagen:

Die Verwendung der Bowen Ratio als Ersatz für Messungen von E sollte nur eine letzte Möglichkeit sein. Eine brauchbare Näherung mit Abweichung bis zu ca. 40 % ist nur denkbar, wenn der Austausch relativ groß ist, z. B. bei den Messungen vom 10.12.81 oder Januar bzw. Dezember 1980, d. h. im wesentlichen bei Windverhältnissen deutlich über 1 m/sec. Bei kleineren Windgeschwindigkeiten, d. h. geringerem Austausch läßt sich die Bowen Ratio nicht verifizieren, weil die Fehlergrenzen hier schon über den Absolutwerten der zu messenden Größen liegen. Temperaturmessungen im Bereich unter 1/10 °C bzw. Geschwindigkeitsmessungen unter 1 cm/sec. sind mit dem DAT möglich. Der Fehler liegt hier unter 1 % des Endwertes. Im Vergleich hierzu kann die relative Feuchte nur ungenau bestimmt werden (für 1 Hertz Auflösung ± 10 %). Solange man hier nicht verlässlicher messen kann, ist eine Verifizierung der $\frac{H}{E}$ - Verhältnisse bei Austauschbedingungen unter 1 m/sec horizontalem Wind sehr schwierig.

2.5.4 Die Wärmeübergangszahl α , ihre Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und der atmosphärischen Stabilität

Eine aus der Thermodynamik übernommene und auch in der Gewässerkunde benutzte Formulierung für den fühlbaren Wärmeübergang aus einer Wasseroberfläche in die Atmosphäre ist die Gleichung

$$H = \alpha (\theta_o - \theta), \quad (2.5.4.1)$$

durch die die "Wärmeübergangszahl" α definiert wird. Eine solche Formulierung impliziert jedoch bereits eine lineare $\Delta\theta$ -Abhängigkeit des Wärmestromes. Dies könnte angesichts des komplizierten Transportmechanismus in der natürlichen Atmosphäre zunächst als eine zu weitgehende Vereinfachung erscheinen. Es bedarf grundsätzlich erst der theoretischen Begründung und experimentellen Rechtfertigung der durchaus nicht trivialen Annahme, daß der Wärmetransport sich linear zur Temperaturdifferenz Luft-Wasseroberfläche verhält.

Der Ansatz

$$H = C_p \cdot \rho \cdot C_H (\theta_o - \theta) \cdot u, \quad (2.5.4.2)$$

der durch Integration von Gradientengleichungen der Mikrometeorologie gewonnen wurde, konnte für die Rheinhausen-Daten als gültig bestätigt werden. Somit ist die Möglichkeit einer theoretischen Rechtfertigung der Formulierung (2.5.4.1) und der Berechnung von α durch Vergleich von (2.5.4.1) und (2.5.4.2) gegeben:

$$\alpha = C_p \rho C_H u \quad (2.5.4.3)$$

Hierbei muß jedoch berücksichtigt werden, daß C_H keine Konstante ist sondern im Rahmen der Monin-Obuchow-Theorie vom Grad der atmosphärischen Stabilität, etwa ausgedrückt durch z/L , sowie von der Rauigkeitshöhe z_o abhängt. Wie verhält sich jedoch der Wärmeaustausch bei verschwindender horizontaler Windgeschwindigkeit? Im Falle stabiler Schichtung sollte nach der Theorie mit $u \rightarrow 0$ auch der fühlbare Wärmeaustausch verschwinden. Anders hingegen ist es im Fall labiler Schichtung, d.h. wenn die Wassertemperatur höher als die Lufttemperatur ist. Hier kommt es nun durch die Auftriebskräfte der über dem Wasser erwärmten und damit leichteren Luftschichten zu turbulenter Luftbewegung und damit zu einem von Null verschiedenen fühlbaren Wärmeaustausch.

Über den fühlbaren Wärmeaustausch durch freie Konvektion liegen sehr wenig Naturmessungen oder theoretische Voraussagen vor. Da der Zustand $u < 1$ m/s und $\theta_o > \theta$ sehr häufig am Rhein vorkommt, wurde mit Hilfe der Rheinhausen-Daten hierzu folgende Untersuchung vorgenommen: Aus einer längeren Periode wurden alle 10-Minuten-Intervalle mit $u_{0.8} < 1$ m/s ausgewählt und jeweils der Wert von H gegen die Temperaturdifferenz $\theta_o - \theta$ aufgetragen. Trotz der recht großen Streuung zeigt sich deutlich ein Anstieg der fühlbaren Wärme mit der Temperaturdifferenz. An die Punkteschar läßt sich gut eine Gerade anpassen (Korrelationskoeffizient $r = 0.75$): $H = - 1.29 + 3.69 (\theta_o - \theta)$. Ob eine andere als lineare Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz vorliegt, läßt sich wegen der großen Streuung der Meßpunkte aus unseren Messungen nicht herauslesen. Für praktische Berechnungen aber scheint der lineare Ansatz gerechtfertigt, so daß sich ein von der Temperaturdifferenz $\theta_o - \theta$ unabhängiger Wärmeaustauschkoeffizient für $u \approx 0$ ergibt.

Um Empfehlungen für praktische Berechnungen geben zu können bzw. Vergleiche mit bereits bestehenden Formeln zu ermöglichen, wurde unter Verwendung fast allen vorhandenen Datenmaterials die Abhängigkeit der Wärmeübergangszahl von der Windgeschwindigkeit untersucht. Da die Untersuchungen der Abhängigkeit des Austausches von der atmosphärischen Schichtung keine starke Abhängigkeit gezeigt hat, wurden im folgenden nur zwei Klassen unterschieden: stabile und labile Schichtung, wobei "stabil" hier einfach definiert ist durch $\theta_o < \theta$ und "labil" durch $\theta_o > \theta$. Zur Berechnung der Wärmeübergangszahlen wurde der fühlbare Wärmestrom durch $\theta_o - \theta_{0.8}$ bzw. $\theta_o - \theta_1$ dividiert. Es wurden jedoch nur diejenigen Meßpunkte verwendet, für die die Differenz $\theta_o - \theta$ größer als 1 K ist, damit nicht die Division durch sehr kleine und darüberhinaus noch mit Meßfehlern behaftete Werte die Streuung der Koeffizienten zu groß macht. Die so gewonnenen Wärmeübergangszahlen wurden nach den Klassen 'stabil' oder 'labil' und nach Windgeschwindigkeitsklassen eingeteilt, sodann wurden für jede Klasse der Mittelwert und die Varianz bestimmt. Tabelle (5) gibt den Überblick über die so erhaltenen numerischen Werte; die Abbildung (24) zeigt eine grafische Darstellung.

Auffallend ist vor allem das unterschiedliche Verhalten der Wärmeübergangszahl für kleine Windgeschwindigkeiten im stabilen und im labilen Fall. Während bei stabiler Schichtung die Abhängigkeit der Wärmeübergangszahl von der Windgeschwindigkeit als Gerade angesehen werden kann, die durch den Nullpunkt geht, biegt die Gerade bei labiler Schichtung bei Windgeschwindigkeiten ab etwa 1 m/s in die Horizontale ab, so daß für $u = 0$ die positive Wärmeübergangszahl von

etwa $3.4 \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}}$ erreicht wird. Dieses Verhalten steht im Einklang mit den vorangegangenen Überlegungen und mit den in Abbildung (25) dargestellten Untersuchungen des Wärmeübergangs bei kleinen Windgeschwindigkeiten.

Die Abbildung (24) scheint eine Unstetigkeit von α bei $u = 0$ zu suggerieren; dies ist jedoch in Wirklichkeit nicht richtig, da ein stetiger Übergang vom labilen zum stabilen Bereich unter der in dieser Untersuchung gemachten Voraussetzung $\theta_0 - \theta > 1 \text{ K}$ nicht möglich ist. Der Übergang vom stabilen zum labilen Regime geht nur über $\theta_0 - \theta = 0$, was von einem verschwindenden Wärmeübergang H begleitet wäre. In einer dreidimensionalen Auftragung des fühlbaren Wärmestroms H über der Ebene $(u, \Delta\theta)$ würden keine Unstetigkeitsstellen auftreten.

Die in Abbildung (26) eingezeichneten "Fehlerbalken" stellen die Varianzen der jeweiligen Wertegesamtheiten dar; sie sind jedoch kein Maß für den Fehler der Mittelwerte. Die Varianzen geben das Intervall für die Streuung der Einzelwerte an; man kann an ihnen also denjenigen Fehler ablesen, den man im Mittel macht, wenn man Wärmeübergänge mit Hilfe der hier angegebenen Mittelwerte berechnet. Die Klassenmittelwerte streuen längst nicht so stark wie die Einzelwerte, und es läßt sich mit ihrer Hilfe sehr deutlich die funktionale Abhängigkeit des Wärmeübergangs von der Windgeschwindigkeit erkennen. Durch die stabilen Werte ist in Abbildung (24) die errechnete Anpassungsgerade $\alpha = a + b u_{0.8}$ mit $a = 0.09 \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}}$ und $b = 1.80 \frac{\text{Ws}}{\text{mK}}$ hindurchgelegt. Die labilen Werte werden im Windgeschwindigkeitsbereich $0 - 0.9 \text{ m/s}$ durch eine Konstante von $3.4 \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}}$ und ab 0.9 m/s durch die Gerade $\alpha = a + b u_{0.8}$ mit $a = 2.17 \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}}$ und $b = 1.42 \frac{\text{Ws}}{\text{mK}}$ am besten beschrieben.

Zum Vergleich ist in Abbildung (24) ebenfalls eine nach der Trabert'schen Verdunstungsformel mit Hilfe der Bowen ratio errechnete "Trabert'sche Wärmeübergangsformel" eingezeichnet. Diese Formel nimmt eine \sqrt{v} -Abhängigkeit an und unterscheidet nicht nach der atmosphärischen Schichtung. Die Übereinstimmung ist innerhalb des dargestellten Windgeschwindigkeitsbereichs ausreichend, vor allem, wenn man die Varianz der Meßwerte berücksichtigt. Die Trabert'schen Wärmeübergangszahlen sind fest durchweg höher als die gemessenen Werte, vor allem im stabilen Bereich.

2.5.5 Der Einfluß von Fremdwärmeeinleitung auf die Wassertemperatur nach 4 km Fließstrecke

Die Abbildung Nr. (27) zeigt die Differenz zwischen den Wassertemperaturen gemessen im Kühlwassereinlauf des KKW Philippsburg und am Rheinmeßmast ca. 4 km stromabwärts, aufgetragen für die Zeit vom 23.03., 9.00 Uhr bis 28.03., 24.00 Uhr. Über den gleichen Zeitraum ist auch die thermische Reaktorleistung wiedergegeben. Sie beträgt ca. 1.900 MW bis 21.00 Uhr (am 25.03.), das entspricht ca. 75 % Vollast für das KKW Philippsburg und fällt danach auf ca. 600 MW. Unabhängig von der Reaktorleistung liegen die Temperaturdifferenzspitzen jeweils um ca. 18 Uhr. Die Amplituden werden im wesentlichen durch den fast um $0,9^\circ$ höheren täglichen Gang der am Rheinmeßmast gemessenen Wassertemperaturen erzeugt. Eine deutliche Temperatursenkung zeigt sich nach Erniedrigung der Wärmezufuhr in der Nacht zum 26.03. Die markante, relativ trägheitsfreie Reaktion kann man mit dem nur niederen bis mittleren Wasserstand von ca. 3,5 m (Pegel Speyer) erklären. Bei einer Fließgeschwindigkeit von ca. 1,36 m/sec und der fehlenden Wärmeabfuhr an die Altrheinarme, die man bei höheren Wasserständen zusätzlich bekommt, ist die turbulente Durchmischung weniger intensiv bzw. eine Temperaturerhöhung weiter flußabwärts meßbar. Die vorliegende Situation kann bezüglich Wasserstand und Wärmeeintrag und der damit verbundenen Temperaturerhöhung als Extremfall betrachtet werden.

1
2.5.6 Sichtweite in Abhängigkeit von Fremdwärmeeinleitung, Nebel-
häufigkeit im fremdwärmebelasteten und unbelasteten Fall

Eine Korrelation zwischen Sichtweiteminima in Philippsburg im Kühlwasser-einlauf und in Rheinhausen ca. 4 km vom Kühlwasserauslauf flußabwärts existiert nicht. Der Korrelationskoeffizient r liegt für eine lineare Regression bei 0,35, für eine exponentielle bei 0,26 und für einen Potenzansatz bei 0,28, d. h. ungeachtet dessen, was die Unterschiede verursacht, bestehen in jedem Fall verschiedene Sicherheitsverhältnisse bei Nebel. Diese Aussage stützt sich nur auf wenige Meßpunkte. Eine verlässliche Aussage läßt sich auch hier nur nach ganzjährigen Messungen machen. Betrachtet wurden dabei nur Situationen, bei denen mindestens an einem der beiden Meßorte die Sicht unter 1 km lag. Die Vergleichbarkeit der mit verschiedenen Sichtweitemeßgeräten gewonnenen Daten wird vorausgesetzt, deren Rechtfertigung im Anhang dargelegt. Um festzustellen, inwieweit Orographie, Wärmeeinleitung und in dem Zusammenhang die Wasserführung einen Einfluß auf die unterschiedlichen Sichtweiten haben, benötigt man entsprechend den nur an wenigen Tagen im Monat herrschenden vergleichbaren Situationen Meßreihen über Jahre hinweg.

Um einen möglichen Einfluß der in den Rhein abgegebenen Wärme auf die Sichtweite herauszufiltern, muß vorausgesetzt werden, daß die jeweils vorhandene Abflußmenge gering genug ist, um besonders in den Wintermonaten eine Wassertemperaturerhöhung zu erhalten, die ausreicht, den zur Nebelbildung bei entsprechenden Umgebungsparametern wie Luftfeuchte, Lufttemperatur, Wassertemperatur notwendigen Diffusionsdruck aus der Wasseroberfläche (bei flußbürtigem Nebel) hervorzurufen. Der in diesem Fall entstehende Dampfnebel (typisches Flußrauchen) bei positiver Druckdifferenz von Sättigungsdampfdruck bei Wassertemperatur bzw. Wasserdampfpartialdruck der Luft wird durch die instabile Schichtung schnell durch Turbulenz wieder aufgelöst. Es wurden während der Wintermonate auch nur relativ kurz anhaltende Nebelbildungen im Bereich 1 - 3 Stunden beobachtet.

Die theoretisch errechenbaren Temperaturerhöhungen bei bekannter Abwärme und Abflußmengen können höchstens eine Neigung zum Flußrauchen verstärken, aber nur schwerlich verursachen. Bei idealer turbulenter Vermischung würde z. B. eine Wärmeeinleitung von 10^9 Joule/s bei dem in Speyer ermittelten jährlichen Abfluß (29-jähriges Mittel) von $1\,230\text{ m}^3/\text{s}$ (dies entspricht einem Pegel zwischen 3,5 - 4 m) zu einer Temperaturerhöhung von $\approx 0,2\text{ }^\circ\text{C}$ führen.

Unter Annahme ungünstiger Bedingungen, d. h. extrem niedrige Wasserführung, ist max. eine Temperaturerhöhung von 1 °C zu erwarten. Dieser Zahl liegt dabei ein Wärmeeintrag von 10^3 MW zugrunde. Anhand der Vergleichsmessungen konnte bezüglich der Nebelbildung im Hinblick auf den Wärmeeintrag folgendes festgestellt werden: Eine signifikante Änderung der Sichtweitedifferenz der Sicht in Philippsburg bzw. der Rheinmeßstation ca. 4 km flußabwärts als Folge der Wärmeeinleitung läßt sich aus den vorhandenen Beobachtungen nicht ableiten. Vielmehr verhält sich ΔS auch bei gleicher Wasserführung rein stochastisch.

Untersuchungen zur Nebelhäufigkeit an der Meßstelle in Rheinhausen im unbelasteten Fall können in einem Bericht [1-3] des Kernforschungszentrums Karlsruhe nachgelesen werden.

2.5.7 Einfluß der Umgebung auf das Windprofil an der Meßstation Rheinhausen

Für die sinnvolle Anwendung von Verdunstungsformeln o.ä. ist die Kenntnis von Größen wie Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur, -feuchte u.a. in den Luftschichten über dem Gewässer notwendig. Da es jedoch sehr wenige Wettermeßstationen unmittelbar über den betreffenden Gewässern gibt, werden zwangsläufig Wetterdaten aus entfernten, über Land liegenden Meßstellen herangezogen werden müssen. Die Betrachtung der unmittelbaren Umgebung der Meßstation Rheinhausen legt den Verdacht nahe, daß es hier eine lokale Beeinflussung zumindest des Windfeldes geben muß: das Flußbett ist beiderseits durch einen bis zu 30 m hohen Auwald gesäumt. Parallel zum Fluß sind, etwa 100 m hinter dem Ufer, Hochwasserdämme aufgeschüttet. Auch ergibt sich schon allein durch die geringere Oberflächenrauigkeit des Flusses eine Richtungsbevorzugung parallel zum Flußlauf.

Anhand statistischer Bearbeitung des Datenmaterials der Rheinstation aus den Jahren 1976-1977 wurde der Einfluß der Geländestruktur auf das Windprofil untersucht. Hierfür wurden die Verhältnisse $\frac{u_{0.8}}{u_{40}}$ aus Windgeschwindigkeit in 0.8 m zu 40 m Höhe (Ufermeßsturm) in Polarkoordinatendarstellung aufgetragen (Abb. 28); Winkelkoordinate ist die in 40 m gemessene Windrichtung. Diese Verhältniswerte wurden noch mit einem Faktor 1.35 multipliziert, um - unter der Annahme eines logarithmischen Profils mit der angenommenen Rauigkeitshöhe $z_0 = 1 \times 10^{-5}$ m - eine Normierung auf 1 im statistischen Mittel zu erreichen. Die Polarkoordinaten-Auftragung macht die massive Beeinflussung des Windfeldes durch das Gelände deutlich: Es zeigt sich eine stark ausgebildete Anisotropie der Windprofile in Bezug zur Windrichtung. Nur in den Richtungssektoren $230^\circ - 270^\circ$ und $40^\circ - 105^\circ$ (vgl. die Geländeskizze Abb. 29, 17), die der Flußrichtung des Rheins am Meßort entsprechen (der Wind überstreicht dabei weite, offene Wasserflächen), ist der Mittelwert des normierten Windgeschwindigkeitsverhältnisses etwa gleich 1. Hier kommt es sogar oft vor, daß die Windgeschwindigkeit in 0.8 m Höhe gleich oder gar größer ist als auf dem 40 m Ufermeßsturm. Bei Windrichtungen quer zum Flußlauf hingegen wird der in 0.8 m Höhe über dem Wasser gemessene Wind stark gegenüber dem Wind in 40 m Höhe unterdrückt. Am extremsten macht sich das bemerkbar, wenn der Wind direkt vom nahen Ufer (60 m) herweht (Windrichtung $140^\circ - 180^\circ$) mit einer Abschwächung bis auf 15% des ungestörten Falles. Der vom gegenüberliegenden Ufer herwehende Wind wird auf immerhin auch noch 55% der ungestörten Verhältnisse abgeschwächt (Windrichtungen $300^\circ - 40^\circ$). Das Windfeld wird also am Rhein förmlich "ausgekämmt", ähnlich wie in einer Straßenzeile. Eine wichtige Schlußfolgerung dieser Untersuchungen ist, daß

Messungen und Statistiken der Windgeschwindigkeiten, die über freiem, ungestörtem Gelände gewonnen wurden, nicht ohne weiteres auf einen Fluß übertragen werden können, der, wie fast der gesamte Oberrheinlauf, eine ausgeprägt inhomogene Umgebungsstruktur besitzt. Da die Windgeschwindigkeit in der Nähe der Wasseroberfläche einen entscheidenden Faktor für die Wärmeabgabe des Flusses an die Atmosphäre darstellt, kann auf eine Einbeziehung dieser lokalen Verbesserung des Windprofils in die Berechnung der Wärmeabgabe offensichtlich nicht verzichtet werden. Zumindest sollte dieses Phänomen auch an Flußläufen mit anders strukturiertem Umgebung noch weiter experimentell untersucht werden. Eine weitere wichtige Frage in diesem Zusammenhang ist, wie tief die topographisch bedingte Profilstörung bis zur Gewässeroberfläche hinabgreift. Zur Untersuchung dieses Problems wurden nach ähnlichem Schema wie in Abb.(29) diesmal die Verhältnisse $\frac{u_{0.8}}{u_8}$ von Windgeschwindigkeit in 0.8 m zu 8 m Höhe über dem Wasserspiegel gegen die Windrichtung in 40 m Höhe aufgetragen (Abb.30). Die Verhältnisse wurden wiederum normiert und zwar mit einem Faktor 1.20. Diese Auftragung läßt keine stärkere Anisotropie erkennen. Hieraus folgt, daß innerhalb der ersten 8 m über dem Rhein am Ort der Station eine Beeinflussung des Windprofils durch die Windrichtung nicht oder nur in geringem Maße stattfindet. Man kann daraus schließen, daß es eine Grenzschicht von mindestens 8 m Stärke über dem Rhein gibt, innerhalb derer sich homogene Profile ausbilden und die Transportströme konstant sind. Meßwerte innerhalb dieser Schicht eignen sich zur Berechnung der Wärmeströme, gleich ob sie aus 1 m, 2 m oder 8 m Höhe stammen. Irgendwo zwischen 8 m und 40 m Höhe werden die Profile abgelenkt und verzerrt; die Meßwerte ab 40 m Höhe eignen sich nicht mehr ohne weiteres zur Beschreibung der Verhältnisse unmittelbar über dem Wasser.

Dieses Ergebnis deckt sich auch mit der bereits früher aus Rheinhausen-Daten abgeleiteten Feststellung [2], daß die fühlbaren Wärmeflüsse in Korrelation sowohl zu den 0.8 m-Daten als auch zu den 8 m-Daten stehen, daß aber die Korrelation zu den 40 m-Werten sehr viel schlechter ist.

Möglicherweise ist die Tatsache der guten Parametrisierbarkeit der Daten am Rhein und ihre gute Vergleichbarkeit mit Meßwerten über großen, offenen Wasserflächen der abschirmenden Wirkung der Uferböschung und -bewaldung zu verdanken.

2.5.8 Geltungsbereiche von Verdunstungsformeln

In den Grundlagen für die Wärmebelastung von Gewässern ist man sich bis heute nicht schlüssig, welche der bekannten Verdunstungsformeln die Verdunstung von freien Wasseroberflächen am besten beschreibt. Alle gängigen Ansätze sind von der gleichen Form.

$$E = A + B \cdot u^z / (p_0 - p) \quad \text{mit}$$

$$0 < z < 1, \quad 0 < A < 0,56 \quad \text{und} \quad 0,09 < B < 0,3.$$

Dies bedeutet bei vorgegebenem u , p_0 und p ein Unterschied von fast einer ganzen Größenordnung für die niedrigste bzw. höchste Abschätzung von E . Man geht von der Vorstellung aus, daß E proportional $(p_0 - p)$ ist. Die Unterschiede für E kommen ausschließlich von den stark voneinander abweichenden empirisch gefundenen Abhängigkeiten der Verdunstung von der Windgeschwindigkeit (siehe Tab. 6). In Tab. (6) wurde vorausgesetzt, daß die Verdunstungsbestimmung nach der Turbulenzkorrelationsmethode aufgrund ihrer physikalischen Modellvorstellung eine genauere Beschreibung von E ermöglicht. Bei einem Vergleich der Ergebnisse für E , welches nach den verschiedensten Ansätzen (siehe Tab. 6) gewonnen wurde, mit der nach der TKM errechneten Verdunstung konnte folgendes festgestellt werden: Die Abweichungen von \bar{E}_{TKM} zu $E_{(1-19)}$ (Tab. 6) mit Faktoren zwischen 0,72 bis 5,97 sind erheblich. Die häufig benutzte Verdunstungsformel nach Trabert weist dabei fast 100 % Abweichung zu \bar{E}_{TKM} auf. Die beste Übereinstimmung liefern die Ansätze 8, 10 und 12 mit $0,72 < C < 1,33$. Die Ansätze neueren Datums besitzen alle die Tendenz zu einer niedrigeren Abschätzung von E . Die drei der Verdunstung nach der TKM am nächsten liegenden Ansätze haben gemeinsam, daß im Gegensatz zu älteren Ansätzen keine direkte \sqrt{u} -Abhängigkeit vorliegt. Zwar läßt sich eine endgültige Beurteilung der Aussagekraft der einzelnen Verdunstungsformeln aufgrund des angestellten Vergleichs alleine nicht machen, da das meßtechnische Zustandekommen der Ansätze 1-19 in Tab. 6 nicht untersucht wurde. Es zeigt sich deutlich, daß die in jüngerer Zeit gemachten Ansätze für E (gemessen an der in diesem Programm für einen begrenzten Zeitraum bestimmten Verdunstung \bar{E}_{TKM}) brauchbare Näherungen sind. Für einen dieser drei Ansätze ist daher in Abb. (31) nochmals ein genauer Vergleich vorgestellt.

2.6 Diskussion der Ergebnisse

2.6.1 Bedeutung der Ergebnisse für die Wärmebelastbarkeit von Flüssen

Die über die Wasseroberfläche ausgetauschte Gesamtwärmestromdichte W setzt sich aus der Strahlungsbilanz (SB) sowie einen fühlbaren (H) und einen latenten Wärmefluß (E) zusammen.

$$W = SB + H + E$$

Die Strahlungsbilanz spielt im Gesamtwärmefluß die dominierende Rolle. Sie erreicht in den Mittagsstunden im Sommer eine Größenordnung von maximal $600 - 700 \frac{W}{m^2}$ bzw. $50 - 100 \frac{W}{m^2}$ im Winter. Informationen und Messungen der Strahlungsbilanz sind bereits hinreichend bekannt [4].

Die Theorie zu den Wärmeflüssen H und E wurde mit Messungen abgesichert und die für den Rhein gefundenen Parameter mit den entsprechenden über Seen und dem Meer gewonnenen Werten verglichen. Aus diesem Vergleich läßt sich ableiten, daß die Beschreibung von H bzw. E mit den Ansätzen

$$\frac{H}{c \rho} = C_H \cdot (\theta_o - \theta) u$$

bzw.

$$\frac{E}{\lambda} = C_E (q_o - q) u$$

brauchbar ist, d. h., daß die Theorie, nach welcher C_M und C_E gewonnen werden, auch für Fließgewässer angewendet werden kann und daß die Transportkoeffizienten selbst sinnvolle Parameter sind. C_E und C_H sind nur für begrenzte Zeiträume gemessen worden. Zu einer exakten Bestimmung der Kühlkapazität wäre es notwendig, diese Größen über Jahre hinweg zu registrieren. Der hierfür erforderliche zeitliche und finanzielle Aufwand ist erheblich. Eine Dauer-messung war daher nicht möglich. Um dennoch eine Beurteilung bezüglich der Kühlkapazität geben zu können, geht man von der Annahme aus, daß sich im Jahresmittel C_E bzw. C_H zwischen den Extremen der für den Transportkoeffizienten gefundenen Werte bewegt, wobei das Produkt aus Windgeschwindigkeit und Feuchte bzw. Temperaturdifferenz im Mittel ebenfalls innerhalb der gewonnen Grenzen liegt. Nach den Erfahrungen für die Verhältnisse in Rheinhausen ergibt sich für:

$$50 < u(q_o - q) \cdot 10^3 < 40 \quad \text{bzw.}$$

$$-5 < u(\theta_o - \theta) < 20$$

bei Wärmeströmen von

$$0 \cdot \frac{W}{m^2} < E < 160 \frac{W}{m^2} \quad \text{bzw.}$$

$$-40 \frac{W}{m^2} < H < 100 \frac{W}{m^2}$$

ein Transportkoeffizient in den Grenzen $0,12 < C_E \cdot 10^3 < 3,4$ bzw. $0,68 < C_H \cdot 10^3 < 3,89$. Aus den Jahresmitteln der Parameterprodukte $u \cdot (\theta_o - \theta)$ bzw. $u (q_o - q)$ lassen sich damit Näherungen für H und E bestimmen, wenn man sich den entsprechenden Wert für C_H bzw. C_E aus den in den Abbildungen (3-8, 15-21) vorgestellten Messungen bestimmt. Verläßt man sich auf die Wahl des Transportkoeffizienten, so muß klar sein, daß C_H bzw. C_E für die jeweilige Parameterkonfiguration reproduzierbar ist. Diese Bedingung war aufgrund kleinräumiger und orographisch bedingter Zirkulation bei den Messungen in Rheinhausen nicht immer gewährleistet. Setzt man voraus, daß dieser Effekt im 24-Stunden-Mittel der vorgestellten Messungen wieder verschwindet, ermöglichen diese Zahlen dennoch eine erste Abschätzung.

2.6.2 Übertragbarkeit der Ergebnisse auf andere Flüsse oder Flußabschnitte

In der vorliegenden Arbeit wurden keine Untersuchungen zur Übertragbarkeit der Ergebnisse zum Wärmeaustausch Gewässer - Atmosphäre auf andere Flußabschnitte durchgeführt, da im Vordergrund die Aufklärung der grundlegenden örtlichen Einflußparameter stand. Die Übertragbarkeit wurde jedoch in einer anderen Untersuchung des Umweltbundesamtes [36] beleuchtet, die erst nach den hier vorgelegten Untersuchungen fertiggestellt wurde. Danach macht sich der Umgebungseinfluß in der Hauptsache durch die Veränderungen von Windgeschwindigkeit und Richtung bemerkbar. Eine Veränderung der Abhängigkeit des Wärmeaustausches von u und ΔT durch Umgebungseinflüsse gegenüber den Verhältnissen über dem freien Meer konnte an der Rheinstation nicht festgestellt werden. Eine entsprechende Störung scheint demzufolge nicht sehr gravierend zu sein, zumindest, solange innerhalb der internen Grenzschicht gemessen wird (das gilt für die Messung des Wärmeflusses unter Umgebungsbedingungen der Rheinstation mit hoher Sicherheit - SAT in 2 m Höhe über dem Wasser). Der Einfluß der Advektion konnte nicht aufgelöst werden. Auch das

Feuchteprofil des Windes dürfte von der Umgebung abhängen (z.B. Weg über das Wasser). Eine weitere Einflußgröße ist die Fließgeschwindigkeit und -richtung.

Nach einer ebenfalls in [36] wiedergegebenen Untersuchung im Windkanal an einem maßstabgerechten Modell (Maßstab 1 : 400) für den Rheinabschnitt, in dem die Station Rheinhausen liegt, wird der Rauigkeitscharakter als bedeutender Einflußfaktor genannt. Ein Vergleich der charakteristischen Grenzschichtparameter der Modell-Versuche mit denen homogener Verhältnisse zeigt, daß die Grenzschicht (über den Verdunstungsflächen) bei kurzem Fetch, extremen Rauigkeitsänderungen und horizontaler Inhomogenität stark durch aerodynamische Effekte geprägt ist. So ist davon auszugehen, daß an jeder Stelle über dem Rheinabschnitt eine andere atmosphärische Schichtung vorherrscht, die zu unterschiedlichen Austauschkoefizienten führen kann.

Es ist zu erwarten, daß eine ausreichende Klärung des Problems erzielt werden könnte durch eine dreidimensionale Vermessung der Vorgänge an einem Standort mit unterschiedlichen Umgebungsverhältnissen für verschiedene Windrichtungen, kombiniert mit theoretischen Abschätzungen und modellmäßigen Strömungsversuchen, um möglichst die verschiedenen Umgebungseinflüsse voneinander zu trennen. Damit würde die Voraussetzung für die Übertragung der Ergebnisse auf andere Standorte geschaffen unter Berücksichtigung der speziellen Umgebungsverhältnisse sowie der speziellen mesoskaligen meteorologischen Situation zu einem bestimmten Zeitpunkt im betrachteten Flußabschnitt.

2.6 Literaturverzeichnis

- [1] G. Hoffmann, H. Sauter, 1978, Ergebnisse aus den Aufzeichnungen der Meßstation Rheinhausen im Jahr 1976; Bericht des Kernforschungszentrums Karlsruhe, KfK 2667
- [2] G. Hoffmann, H. Sauter, W. Schikarski, 1977, "Die Meßstation Rheinhausen zur Untersuchung des Wärmetransports aus Fließgewässern" Bericht des Kernforschungszentrum Karlsruhe, KfK 2374
- [3] N. Wüst, 1980, "Experimentelle und theoretische Untersuchungen zum Wärmetransport aus Fließgewässern in die Atmosphäre", Bericht des Kernforschungszentrums Karlsruhe, KfK 3053
- [4] Grundlagen für die Beurteilung der Wärmebelastungen von Gewässern, 1977, Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), Druck und Vertrieb: Dr. Hans Krach, Universitätsdruckerei Mainz
- [5] Rudolf Geiger, "Das Klima der bodennahen Luftschicht", Friedrich Vieweg und Sohn, Braunschweig, 1961
- [6] G. H. Ruppertsberg, 1979, unveröffentlichter Bericht
- [7] Monin, A. S., Obuchow, A. M, "Basic Laws of Turbulent Mixing in the Atmosphere near the Ground, Tr. Akad. Nauk SSR Geofiz. Int., No 24 (151), 1954, S. 163-187
- [8] Lumley, I. L. und Pemofsky, H. A., "The Structure of Atmospheric Turbulence", Interscience-Wiley, New York, 1964
- [9] Mangen, D. A. (Herausgeber), "Workshop on Micrometeorology", The American Meteorological Society, 1973

- [10] L. Prandtl, "Meteorologische Anwendung der Strömungslehre",
Beitr. Phys. fr. Atmos. 19, 188-202 (1932)
- [11] Monin, A. S., Obuchow, A. M., "Fundamentale Gesetzmäßigkeiten der
turbulenten Vermischung in der bodennahen Schicht der Atmosphäre"
Übersetzung aus dem Russ. in H. Goering (Hrsg.) Sammelband zur
statist. Theorie der Turbulenz, Akademieverlag Berlin, 1958, 199-226 (1954)
- [12] Umely, J. L., Panofsky, H. A., "The Structure of Atmospheric Turbulence"
Interscience, New York, S. 239 (1964)
- [13] Thorthwaite, C. W., Holzmann, B., "The Determination of Evaporation
from Land and Water Surface", Mon. Wea. Rev. 67, 4 (1939)
- [14] Montgomery, R. B., "Observation of Vertical Humidity Distribution
above the Ocean Surface and their Relation to Evaporation", Pap.
Phys. Ocean, Met. Mass. Inst. Techn. Woods Hoe Ocean Inst. 7,
No. 4 (1940)
- [15] Bowen, I. S., "The Ratio of Heat Losses by Conduction and by
Evaporation from any Water Surface", Phys. Rev. 27, 779 (1926)
- [16] Deardorff, J. W., "Dependence of Air-Sea Transfer Coefficients on
Bulk Stability, J. Geophys. Res. 73 (1968), S. 2549-2557
- [17] Emmanuel, C. B., "Drag and Bulk Aerodynamic Coefficients over Shallow
Water", Boundary-Layer Meteor. 8 (1975), S. 465-474
- [18] Smith, S. D., "Eddy Flux Measurements over Lake Ontario", Boundary-
Layer Meteor. 6 (1974), S. 235-255
- [19] Dunkel, M., Hasse, L., Krügermeyer, L., Schriever, D. und Wucknitz, J.,
"Turbulent Fluxes of Momentum, Heat, and Water Vapor in the Atmospheric
Surface Layer at Sea during ATEX, Boundary-Layer Meteor. 6,
(1974), S. 81-106

- [20] Hicks, B. B., "Some Evaluations of Drag and Bulk Transfer Coefficients over Water Bodies of Different Sizes, Boundary-Layer Meteor. 3 (1972), S. 201-213
- [21] Pond, S., Philips, G. T., Paquin, J. E., McBean, G. und Stewart, R. W., Measurement of the Turbulent Fluxes of Momentum, Moisture, and Sensible Heat over the Ocean, J. Atmospheric Sci. 28 (1971), S. 901-917
- [22] Pond, S., Fissel, D. B. und Paulson, C.A., "A Note on Bulk Aerodynamic Coefficients for Sensible Heat and Moisture Fluxes", Boundary-Layer Meteor. 6, (1974), S. 333-339
- [23] Müller-Glewe, J. und Hinzpeter, H., "Measurement of the Turbulent Heat Flux over the Sea", Boundary-Layer Meteor. 6, (1974), S. 47-52
- [24] Montgomery, R. B., "Vertical Eddy Flux of Heat in the Atmosphere", J. Meteor. 5, 265-274 (1948)
- [25] Elagina, L. G., "Measurement of the Frequency Spectra of Pulsations in Absolute Humidity in the near Ground Layer of the Atmosphere", Izv. Akad. Nauk SSR, Ser. Geogr. Geofiz., No. 12, 1859 (1963)
- [26] Kaimal, J. C., Buzinger, J. A., "Preliminary Results Obtained with a Sonic Anemometer-Thermometer", Cont. No. 74, Dep. of Atm. Sci, Univ. of Wash., Seattle (1962)
- [27] Edinger J. E., und Geyer J. C.,
Edison Elektr. Inst. Publ. . 65-902: 35 (1965)
- [28] Angström, 1916, Nach A. Wagner in Gerlands Beitrag zur Geophysik, 34: 100
- [29] Curcio, J. A. and Knestrick G. L., "Correlation of Atmospheric Transmission with Backscattering" Journal of the Optical Society of America, VOL 48, (1958), S. 686-689

- [30] Goes, Registrierung der Durchlässigkeit in verschiedenen Spektralbereichen in der Atmosphäre, Beiträge zur Physik der Atmosphäre 36 (1963), S. 127-147, Teil 2: 37 (1964) S. 119-131
- [31] Hänel, G. und Bullrich, K., 1970, "Calculation of the Spectral Extinction Coefficient of Atmospheric Aerosol Particles", Beiträge zur Physik der Atmosphäre, 43. Band 1970, S. 202-207
- [32] Fischer Klaus, "Measurements of Absorption of Visible Radiation by Aerosol Particles", Beiträge zur Physik der Atmosphäre, 43. Band 1970, S. 244-254
- [33] Bullrich, K. 1960, "Streulichtmessungen in Dunst und Nebel" Meteorologische Rundschau, 13. Jahrgang 1960/61, S. 21-29
- [34] Barnhardt E. A. and Streete J. L., "A Method for Predicting Atmospheric Aerosol Scattering Coefficients in the Infrared" Applied Optic Vol. 9 No. 6 June 1970
- [35] Quenzel, "Der Einfluß der Aerosolgrößenverteilung auf die Meßgenauigkeit von Streulichtmessern", Gerlands, Beiträge zur Geophysik, Band 78, 1969
- [36] G. Bartholomäi: Untersuchung der Umgebungseinflüsse auf die Abwärmeaufnahme der Luft aus Gewässern (Phase 1)
Studie im Auftrage des Umweltbundesamtes, Bonnenberg und Drescher,
Vorhaben 10407348/01 (1981)

2.7 Anhang

Streulichtmessung:

Ein empirisch mehrfach bestätigter Zusammenhang (Curcio und Knestrick, [29]) zwischen der Normsichtweite (die Normsichtweite ist gleich der Laufstrecke, die bei der Wellenlänge 0,55 μm 2% der einfallenden Strahlung gerichtet hindurchläßt unter der Voraussetzung, daß σ_e (550 nm) längs der Laufstrecke konstant ist) und dem rückgestreuten Signal liefert:

$$V_N = C / S^{1,5} \quad (2.3.3.1)$$

V_N = Normsichtweite, C = Konstante, S = Rückstreusignal

Weiterhin gilt nach Ruppertsberg:

$$V_N = \frac{3,91}{\sigma_s(550\text{nm})} \left(1 - \frac{\sigma_a}{\sigma_e(550\text{nm})} \right) \quad (2.3.3.2)$$

σ_s = Streukoeffizient bei 550 nm,

σ_a = Absorptionskoeffizient

σ_e = Extinktionskoeffizient

Transmissionsmessung:

V_N ist eine Funktion von τ (τ = Transmission). Nach Lambert - Bouger - Beer - Koschmieder gilt:

$$V_N = \frac{-3,912 \cdot l}{\ln \tau} \quad (2.3.3.3)$$

l = Länge der Maßbasis [6]

Ausgehend von der Bedingung, daß zwei Meßgeräte, die auf unterschiedlichen Meßprinzipien arbeiten, jedes entsprechend seiner Methode V_N richtig angibt, erhält man bei der Umrechnung von der empirisch gefundenen Rückstreuung in Transmission:

$$\tau = \text{EXP} \left(-3,91 B C^{-1} S^{1,5} \right) \quad (2.3.3.4)$$

B = Basislänge des Transmissiometers in m

C = Konstante (bestimmt sich aus den Eichkurven beider Geräte)

S = Rückstreusignal 0,01 - 1 $\hat{=}$ 1 - 100%

Beim Vergleich visueller Beobachtungen zur Meßaussage des Fog Detectors besteht die Tendenz einer Überbewertung der Sichtweite durch den Streulichtmesser, z.B. am 25.09.1981 zwischen 9.00 und 10.00 Uhr: geschätzte visuelle Sichtweite ca. 50 m (Meßmast vom Ufer aus nicht sichtbar), Meßanzeige dagegen ca. 150 m.

Um mögliche Unterschiede der Nebelbildung über Land und Wasser, d.h. Flußrauchen einerseits und Auflösung von Strahlungsnebel über warmem Wasser andererseits erfassen zu können, ist eine gesteigert Meßgenauigkeit anzustreben.

Ursachen, die bei der Streulichtmessung bzw. der Transmissionsmessung zu Fehlern führen:

- Der Einfluß der Wellenlänge des verwendeten Lichtes

Transmissiometer: kein Einfluß ($\lambda = 550 \text{ nm} \pm 40 \text{ nm}$)

Streulichtmesser: Absorption ($\lambda = 900 \text{ nm}$)

Zwar ist der Absorptionsanteil σ_a bei $0,9 \mu\text{m}$ vernachlässigbar gering, solange man sich im Bereich der Kontinuumsabsorption des atmosphärischen Aerosols bewegt, absorbiert wird jedoch bei 930 nm durch den Wasserdampf in der sogenannten 5τ -Bande.

Nach Messungen von Ruppertsberg und Schellhase (1973) konnte eine Wellenlängenabhängigkeit der Normsichtweite nachgewiesen werden. Überdies kommt es zu einem markanten Übergang vom spektralen Verhalten des Nebels zu dem des Dunstes im Normsichtweitembereich um $0,8 \text{ km}$. Goes [30] zeigt, daß das Verhältnis der Extinktionskoeffizienten z.B. bei $0,55 \mu\text{m}$ zu Extinktionskoeffizienten im beginnenden Infrarotbereich ($\geq 0,9 \mu\text{m}$) deutlich von 1 verschieden ist. Die Wellenlängenabhängigkeit der Extinktion ist bei vorhandener Absorption geringer als ohne Absorption (G. Hänel und H. Bullrich, [31]). Damit kommen beim Transmissiometer ($0,55 \mu\text{m}$) und dem Streulichtmesser ($0,9 \mu\text{m}$) unterschiedliche σ_e zustande. Die Eignung beider Geräte zu vergleichenden Sichtweitemessungen ist nur unter Einbeziehung ihrer speziellen Eigenschaften bezüglich des Meßprinzips bzw. deren unterschiedliche Reaktion auf die optischen Eigenschaften von Nebeldunst und trockenem Dunst denkbar. Der trockene Dunst entsteht durch Lichtstreuung an festen luftgetragenen Partikeln; dabei sind die Teilchen im allgemeinen so klein, daß die Streuung eine Funktion der Wellenlänge ist. Feuchter Dunst und Nebel

entstehen durch Kondensation und Sublimation. Die Teilchen sind hier im wesentlichen über 1 μm groß; der Einfluß der Wellenlänge schwindet.

Die wesentlichen Einflußgrößen:

Der komplexe Brechungsindex: $\bar{m} = n - i \kappa$

$$K = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \kappa_{\lambda} = 4 \pi \nu \kappa_{\lambda}$$

K_{λ} = Absorptionskoeffizient

Nach Messungen Grassel H., [30] in Mainz und am Feldberg/Taunus ergab sich für $\lambda = 0,877 \mu\text{m}$ ein κ_{λ} von 0,0487 - 0,06.

Nach Messungen von André (1976) folgt: Mindestens eine Teilchenart mit stärkerer Absorption im Ultravioletten und im nahen Infrarot (z.B. 0,9 μm = λ der Leuchtdiode des Fog Detectors auf dem Rheinmast) existiert nur in der nicht zu Wolken und Nebeltröpfchen anwachsenden Komponente des Aerosols.

Die Absorption von nicht aktivierten Partikeln bewirkt einen geringeren Empfang von Streulicht. In der Zuordnung Streulicht - Sichtweite ist die Absorption offensichtlich unterschätzt. Das Gerät zeigt daher nicht die aktuelle Sichtweite sondern eine höhere. Erst im Bereich von Nebeltröpfchen in der Größenordnung 1 - 40 μm zeigt sich die Streuung wellenlängenunabhängig bzw. die Tröpfchen weniger absorptionsfähig. Der Einsatzbereich des Fog Detectors beschränkt sich damit auf eine Sicht von max. 1 km, d.h. Nebel. Die Sichtverminderung ist abhängig von Konzentration und Größe der Kondensations- bzw. Sublimationsprodukte. Die Absorption, also der Imaginärteil des komplexen Brechungsindex, ist außerdem eine Funktion der Feuchte (Fischer, [32]).

Das Transmissiometer ist dazu geeignet, Trübungen durch Rauch, Staub, Nebel usw. zu messen und erfaßt Sichtweiten bis zu 20 km. Es kann bei der Eichung dieses Gerätes nur von einem komplexen Brechungsindex der Inhomogenitäten ausgegangen worden sein. Für das benutzte Licht (Weißlicht) und dem der spektralen Empfindlichkeit des menschlichen Auges angepaßten (0,55 μm) Detectors gilt mit Sicherheit keine einheitlich Zuordnung der Sichtweite aufgrund der verschiedenen optischen Eigenschaften von trockenem Dunst (Teilchengröße $< \lambda$) und Nebel ($> \lambda$).

Ein weiterer Punkt ist die Kenntnis der Richtungsabhängigkeit der gestreuten Strahlung. Bei Messung der spektralen Streufunktion in starkem Dunst, d.h. Sicht unter 1 km [33] besteht kein Zusammenhang zwischen Steilheit und Betrag des streuwinkelabhängigen Intensitätsabfalls des Streulichtes

und der Sichtweite. Dies trifft erst für Sichtweiten über 1 km zu.

Die Teilchengrößenverteilung

Wenn die Aerosolgrößenverteilung bekannt ist sowie der effektive Brechungsindex des Aerosols, kann der Streukoeffizient mit der Mie-Theorie berechnet werden.

Im allgemeinen liegt eine 2-Komponenten-Verteilung kontinental/maritim vor. Die Aerosolgrößenverteilung in einer gegebenen geografischen Lage ist eine Funktion der relativen Feuchte und der Windgeschwindigkeit.

Molekularer Beitrag zur Streuung $\sigma_{sca}(\lambda)_M = 1,055 \times 10^{-3} / \lambda^{4,08}$

Beitrag der Aerosole $\sigma_{sca}(\lambda)_A = \pi \int_{r_1}^{r_2} r^2 N_T(r) K(\alpha, n) dr$

r = Radius ; N_T = Anzahl der Partikeln pro Einheitsvolumen mit $r = \pm \frac{dr}{2}$

Kontinentales Aerosol: $dn(r)_C = C r^{-8} d(\ln r)$

Maritimes Aerosol: $dn(r)_M = b \cdot e^{-ar} d(\ln r)$

nach E.A. Barnhardt und J.L. Streete, [34]

Bemerkenswert bei berechneten Streukoeffizienten ist die Konstanz dieser Größe im Bereich von 0,5 - 0,1 μm . Dies bestätigt, daß die Gründe für einen verschiedenen Extinktionskoeffizienten bei Messungen mit 0,55 bzw. 0,9 μm Licht in der Absorption zu suchen sind.

Der durch Annahme verschiedenster Aerosolgrößenverteilungen verursachte Meßfehler bei dem dritten benutzten Sichtweitemesser, dem AEG-Telefunken, ist bereits von Quenzel [35] untersucht worden und liefert Fehler von 10 - 35%.

Diese Ausführungen sollten vor allen Dingen auf die Schwierigkeiten aufmerksam machen, denen man bei Sichtweitemessungen allgemein begegnet.

Eine absolute Messung, die eine genügend große Auflösung hätte, den relativ geringen Temperaturschwankungen der Wasseroberfläche verschiedene Sichtweiten gut korreliert zuzuordnen, ist unter Berücksichtigung aller beteiligten Phänomene bis jetzt praktisch nicht möglich.

2.8 Bilder und Tabellen .

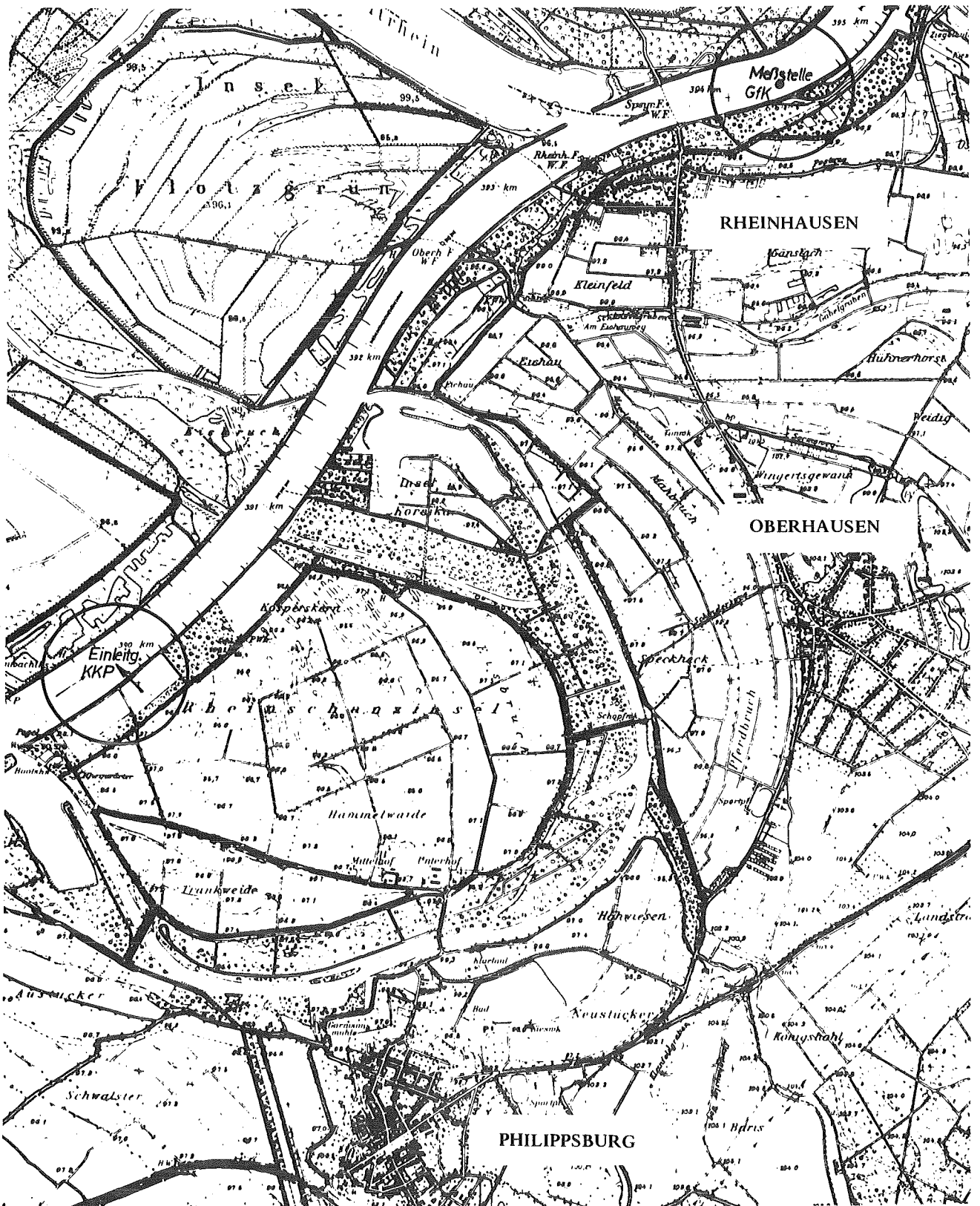


Abb. 1: Standort der Meßstation des Kernkraftwerks Philippsburg

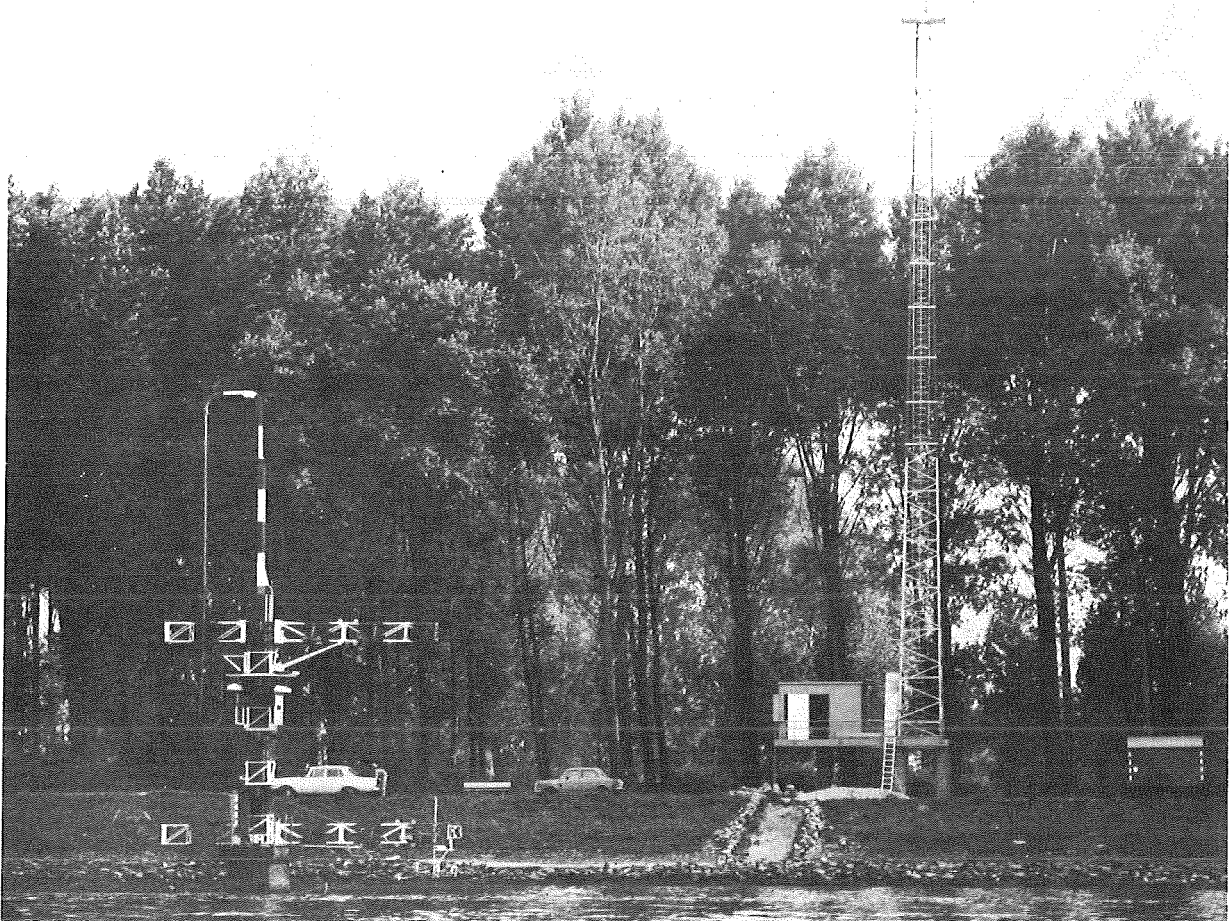


Abb. 2: Ansicht der gesamten Anlage

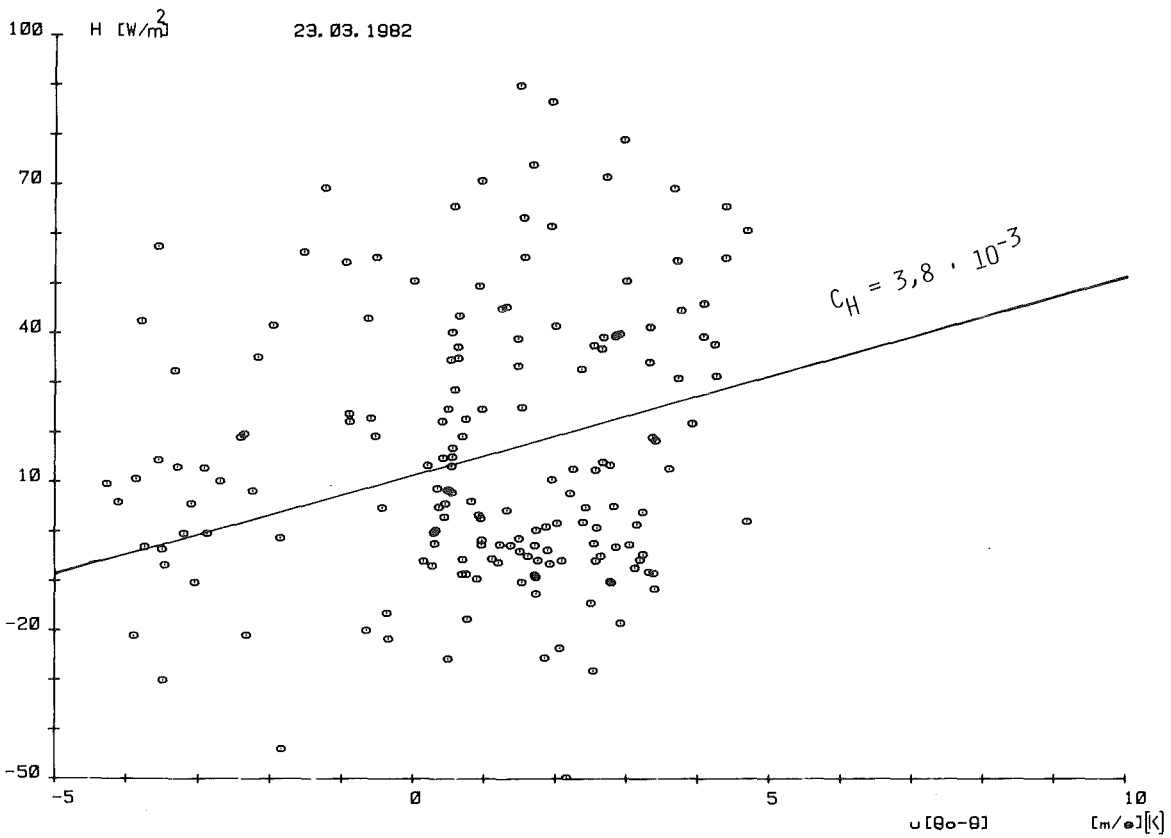


Abb. 3:

Abb. 3-10: Parametrisierung des fühlbaren Wärmestromes für $z = 2$ m; jeder Punkt ist ein 10-Minuten-Mittelwert

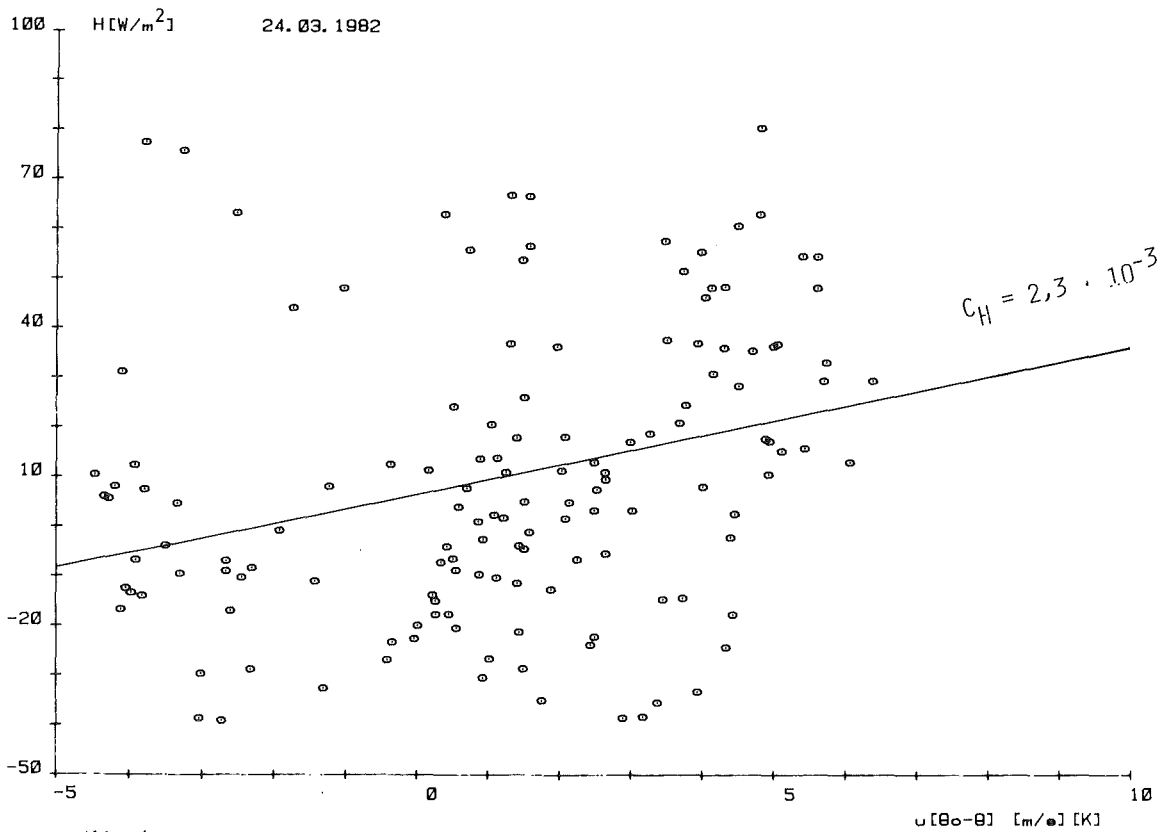


Abb. 4

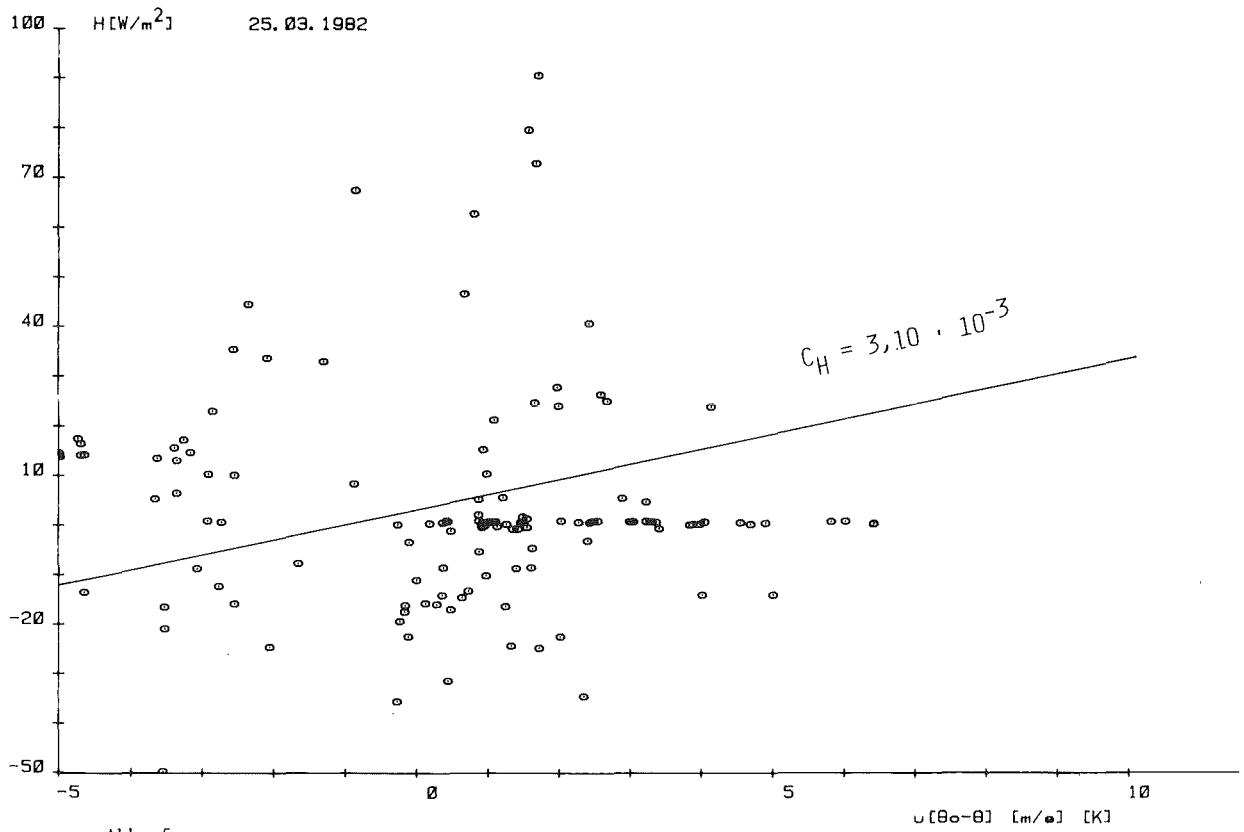


Abb. 5

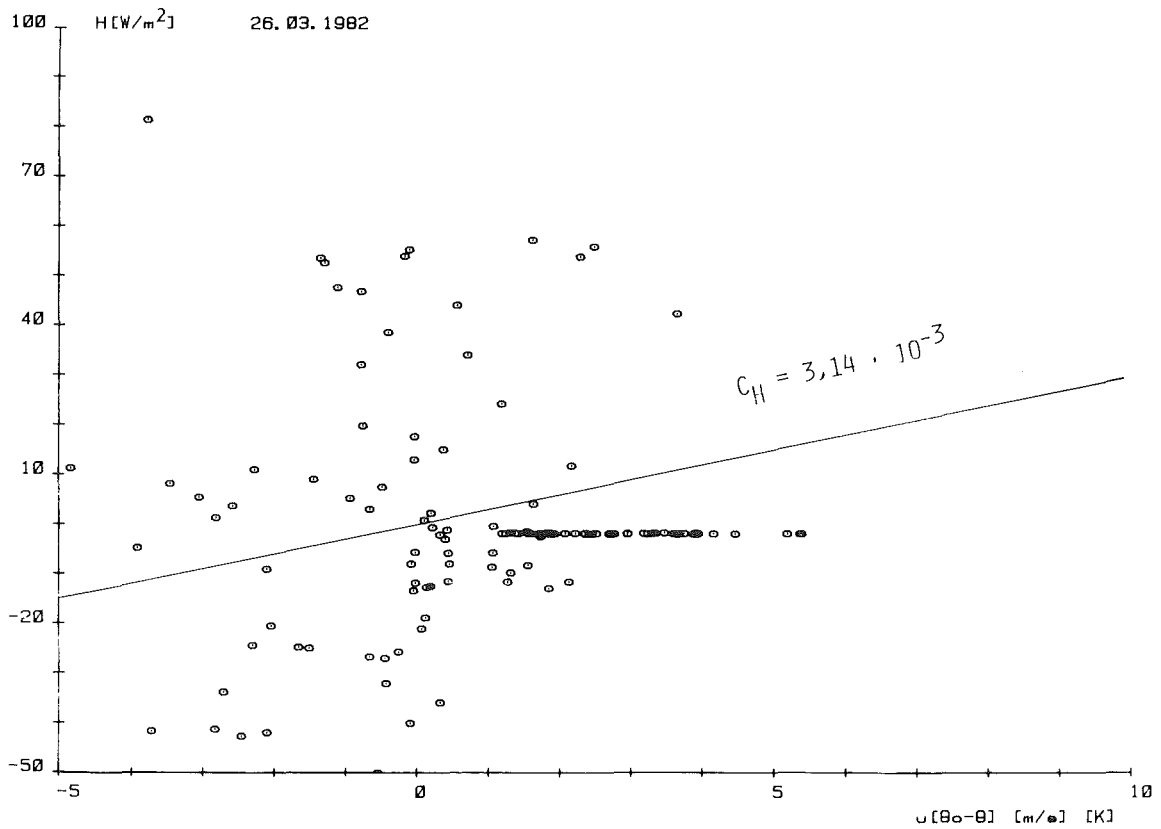
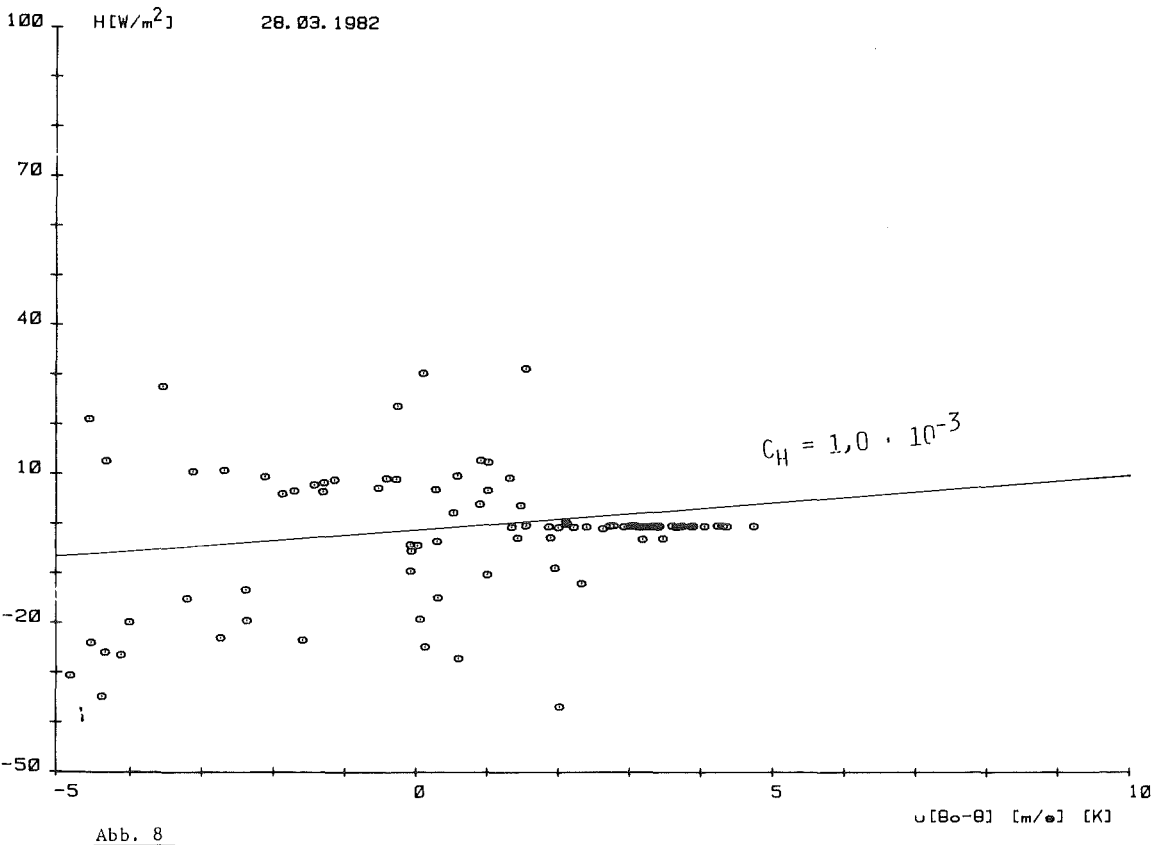
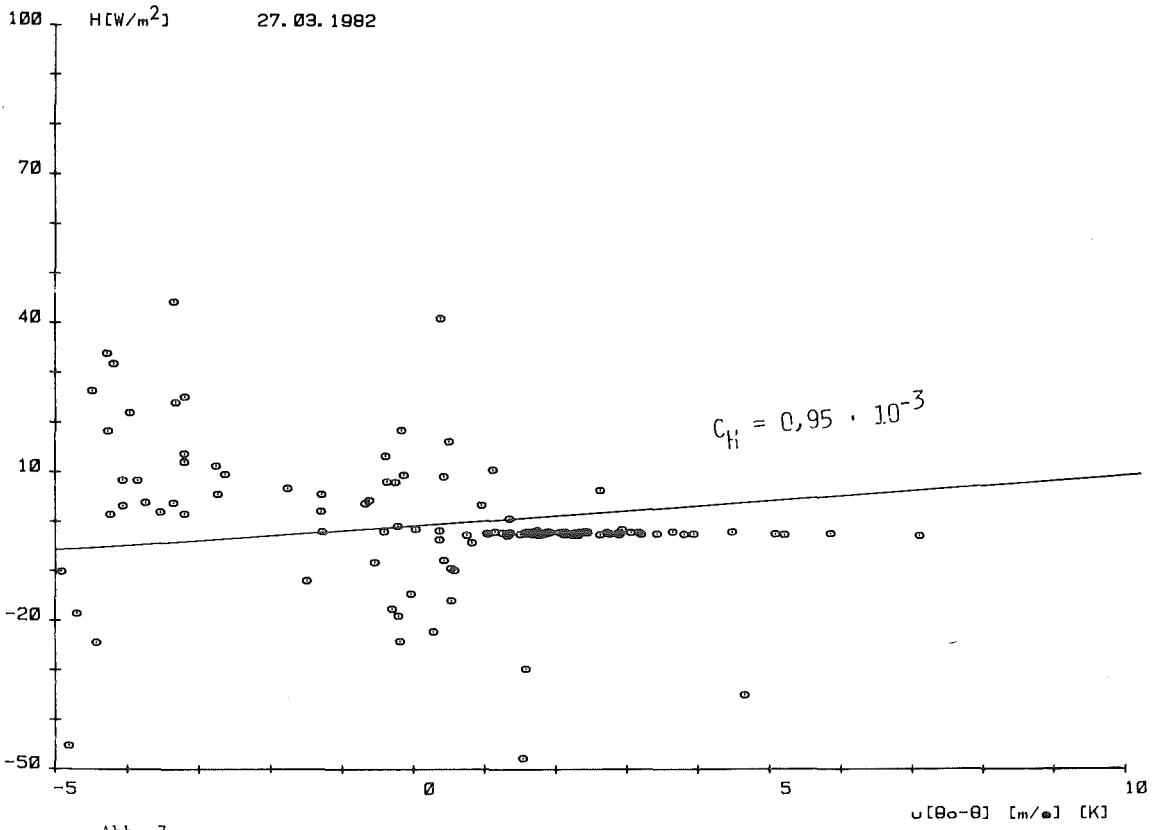


Abb. 6



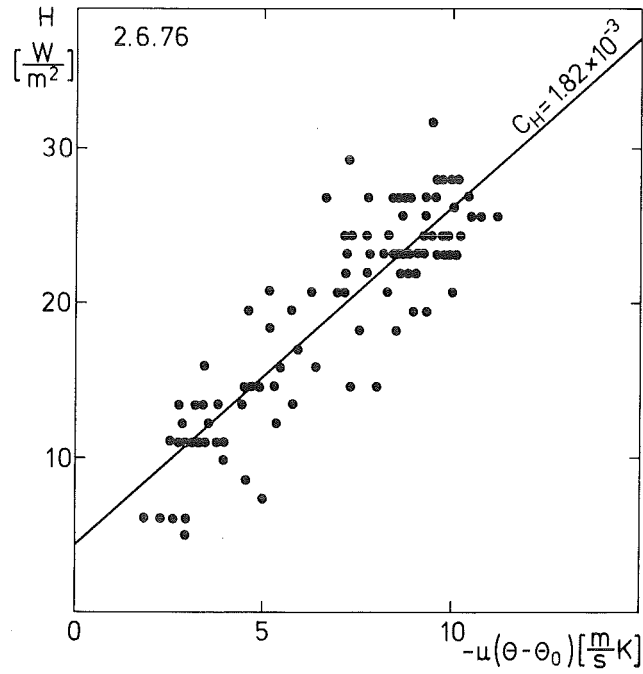


Abb. 9 (aus [3_7])

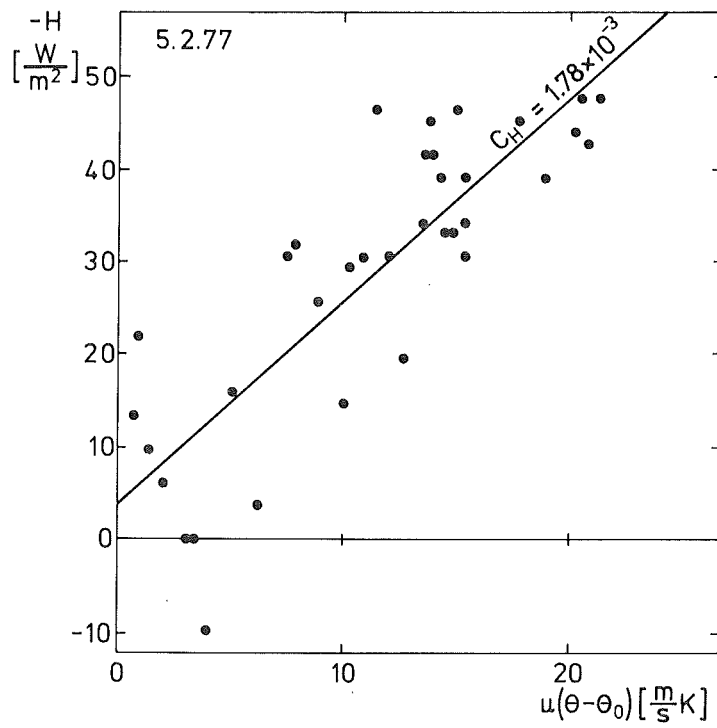


Abb. 10 (aus [3_7])

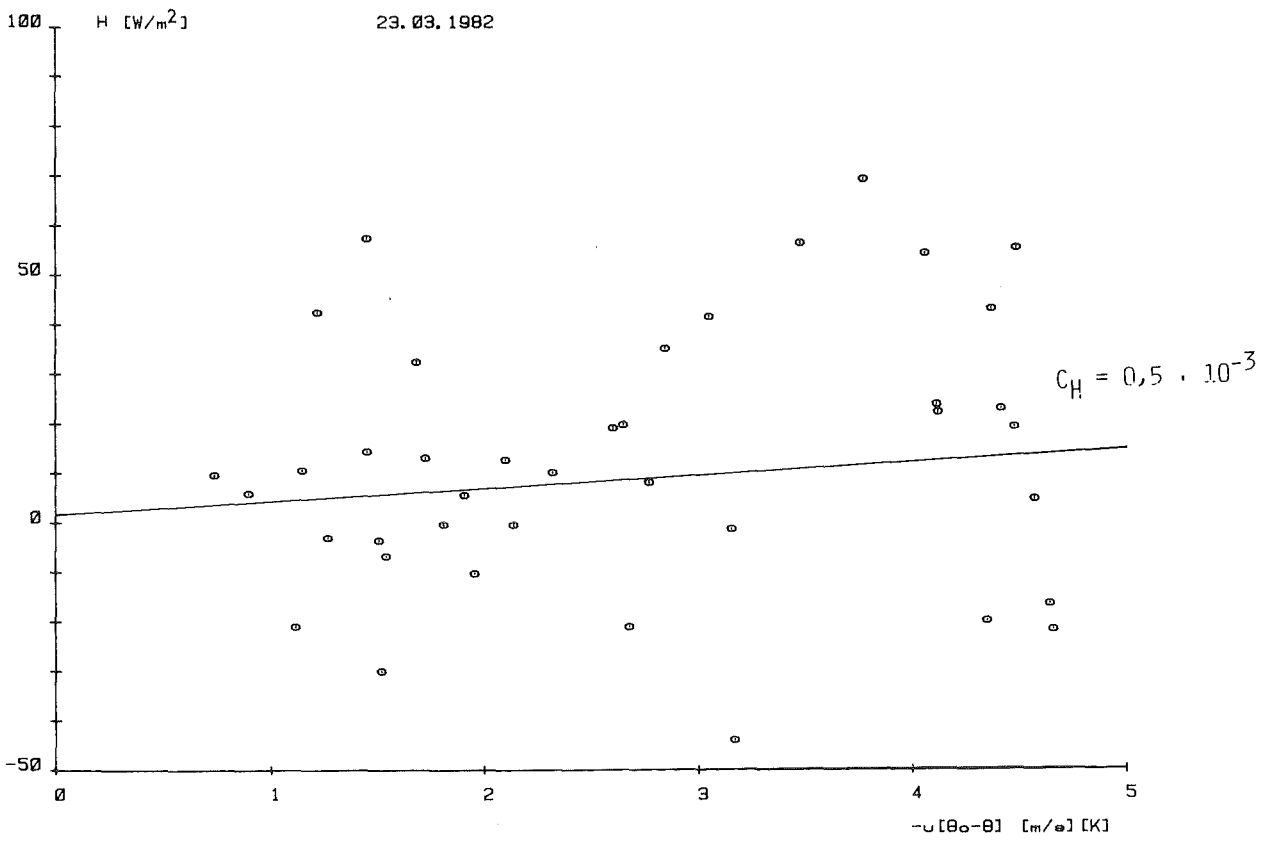


Abb. 11: Parametrisierung des fühlbaren Wärmestromes für stabile Temperaturschichtung

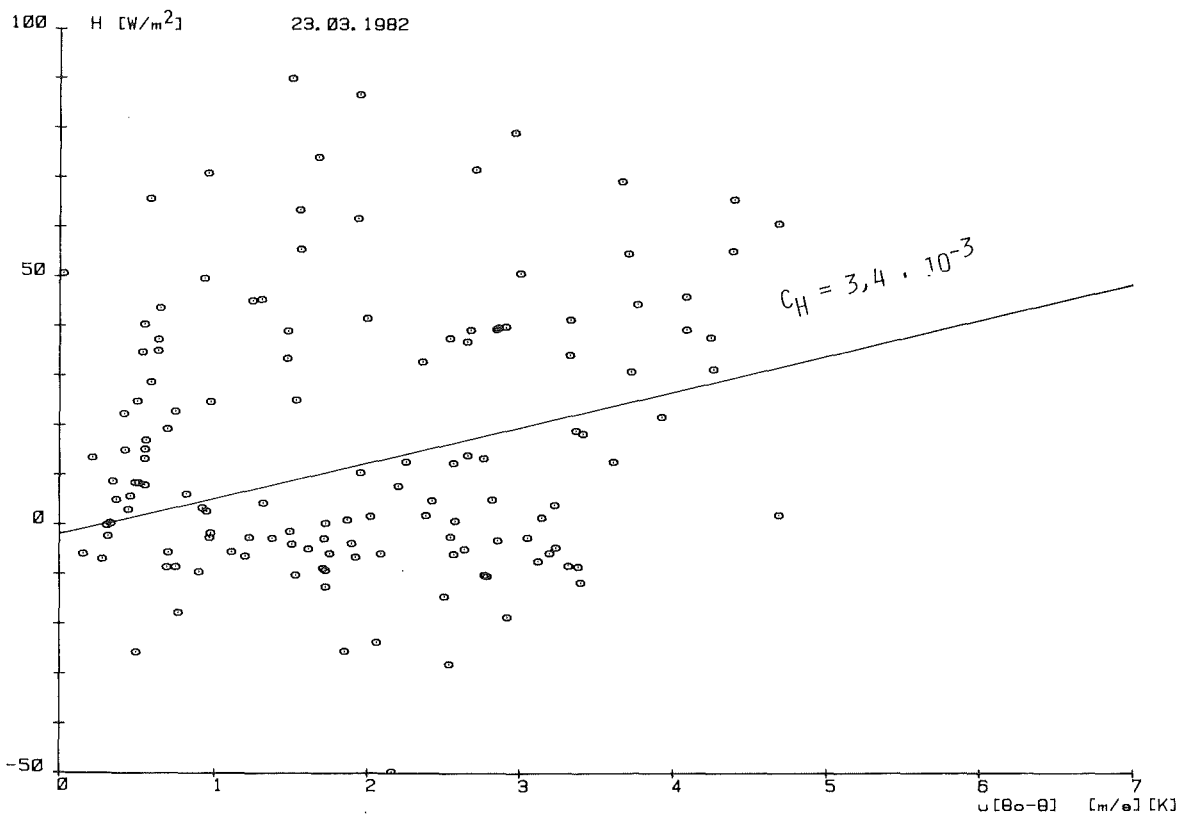


Abb. 12: Parametrisierung des fühlbaren Wärmestromes für labile Temperaturschichtung

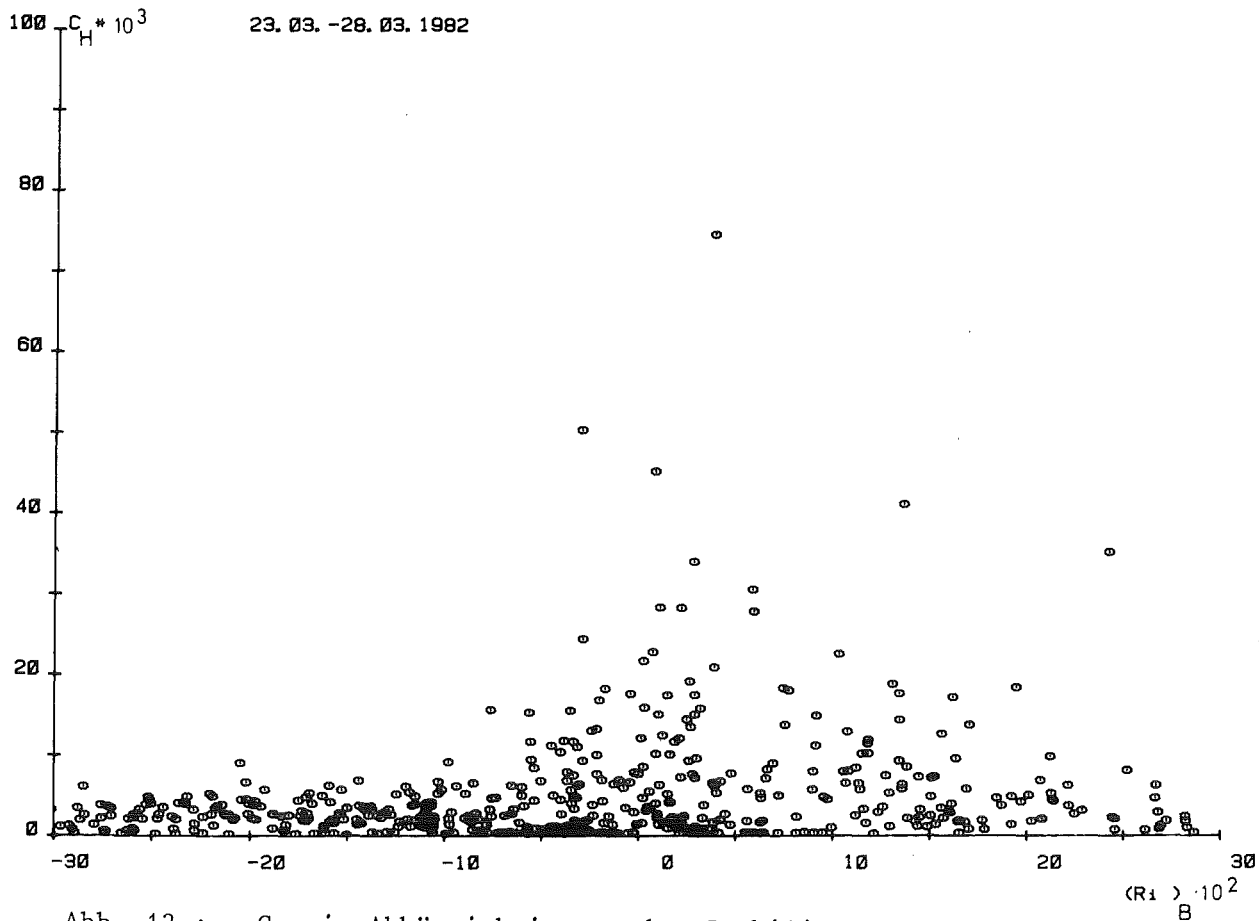


Abb. 13 : C_H in Abhängigkeit von der Stabilität

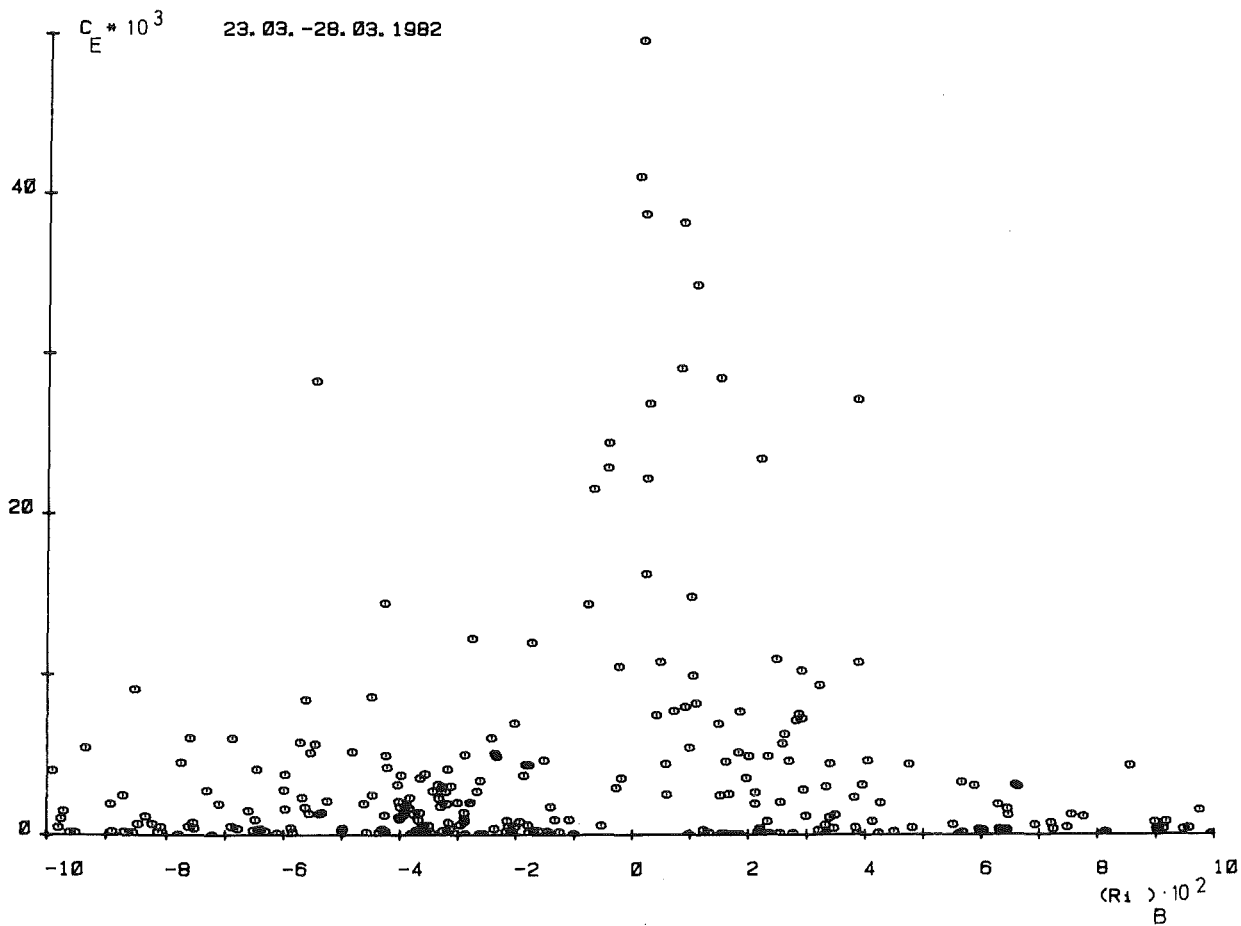


Abb. 14: C_E in Abhängigkeit von der Stabilität

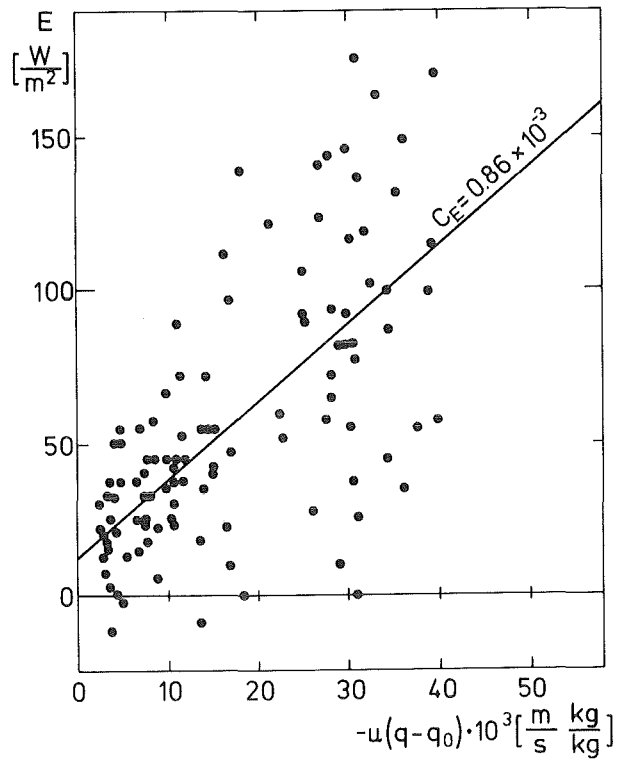


Abb. 15 Parametrisierung des latenten Wärmestromes
19.06.-20.06.1980 (aus [3])

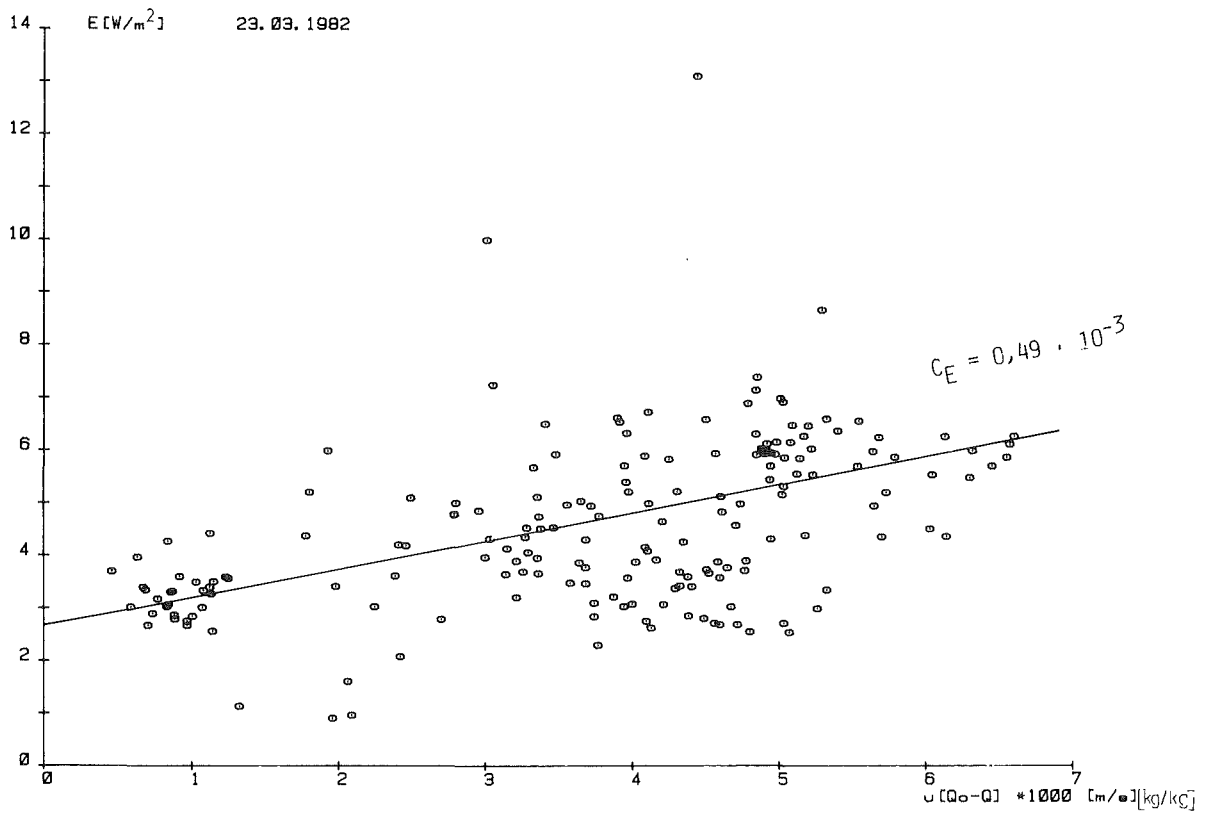


Abb. 16

Abb. 16-21: Parametrisierung des latenten Wärmestromes für die Zeit vom 23.-28.03.1982

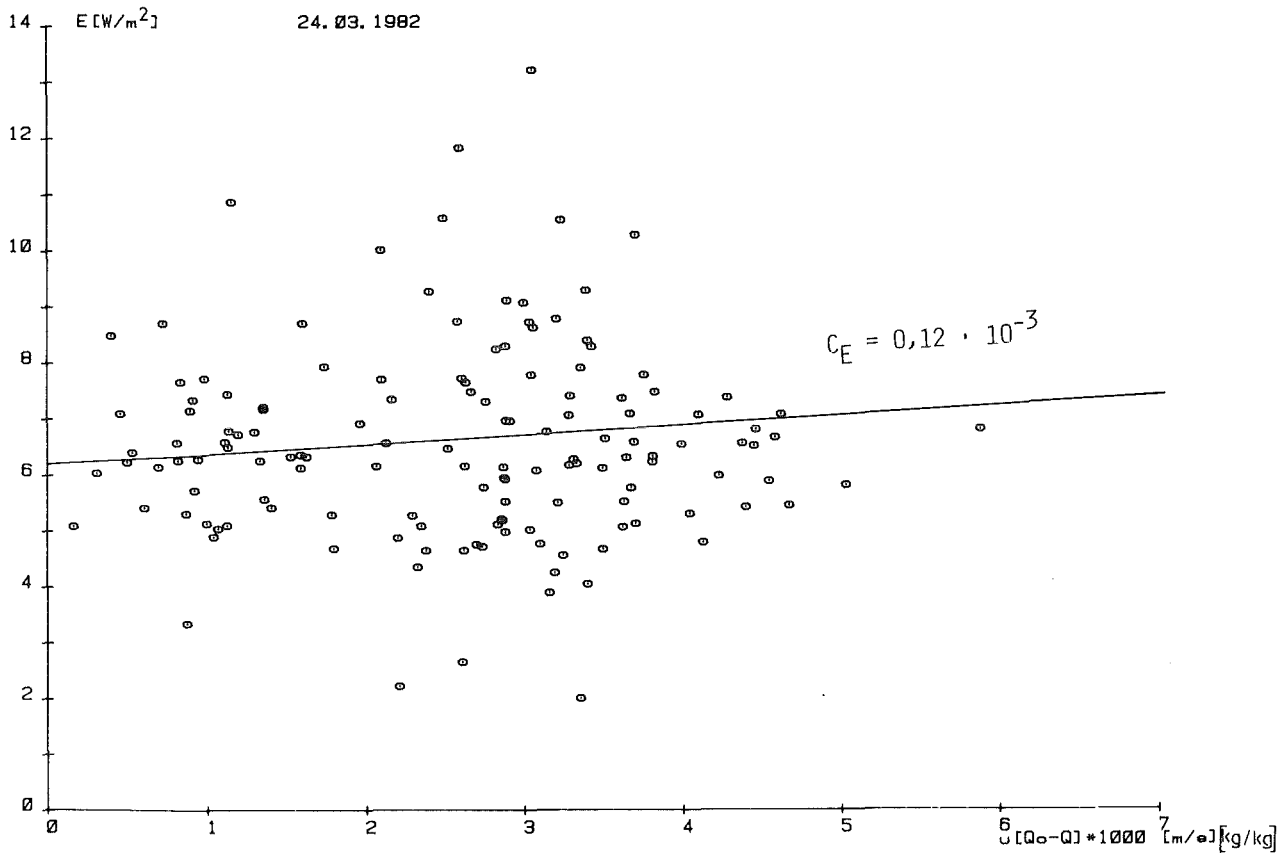


Abb. 17

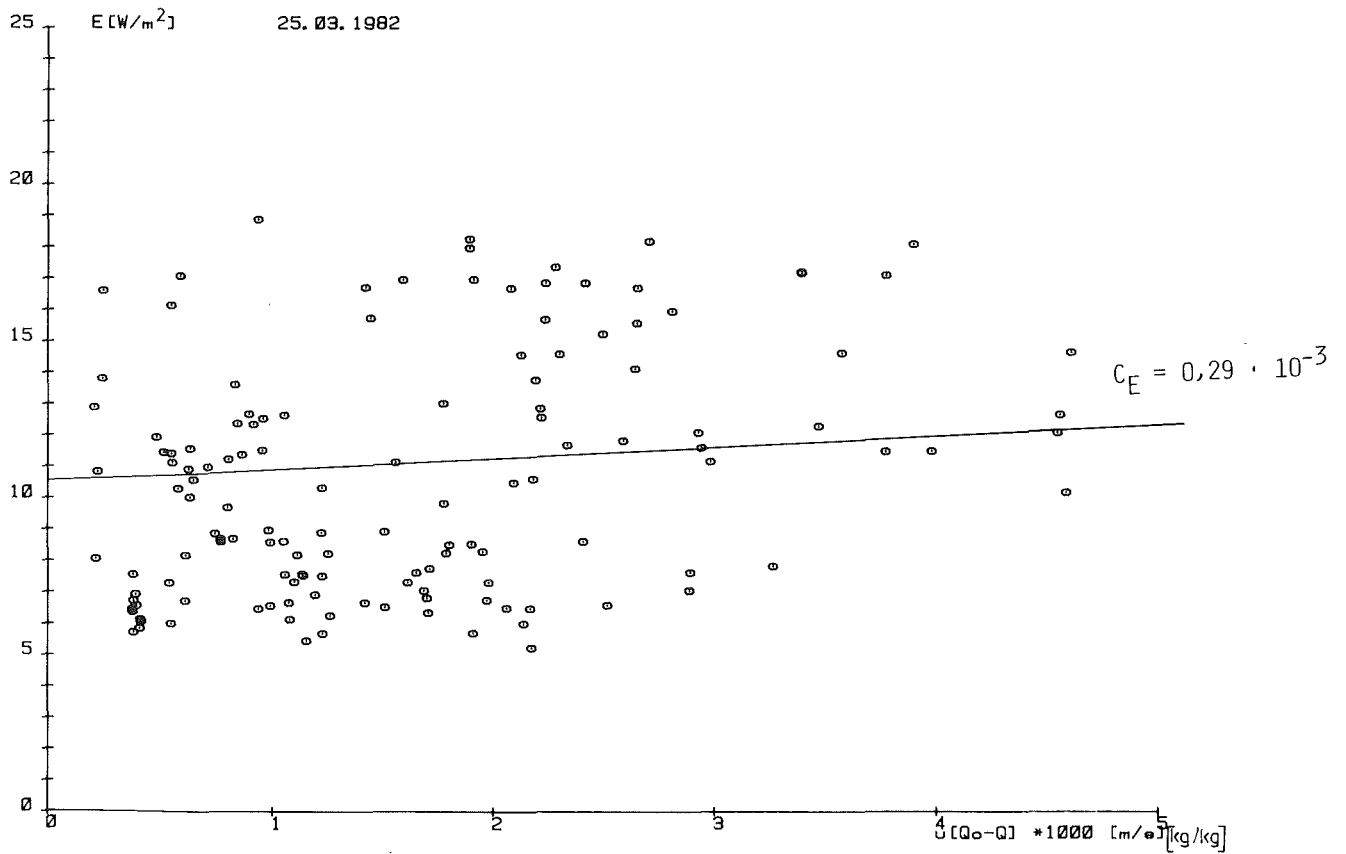


Abb. 18

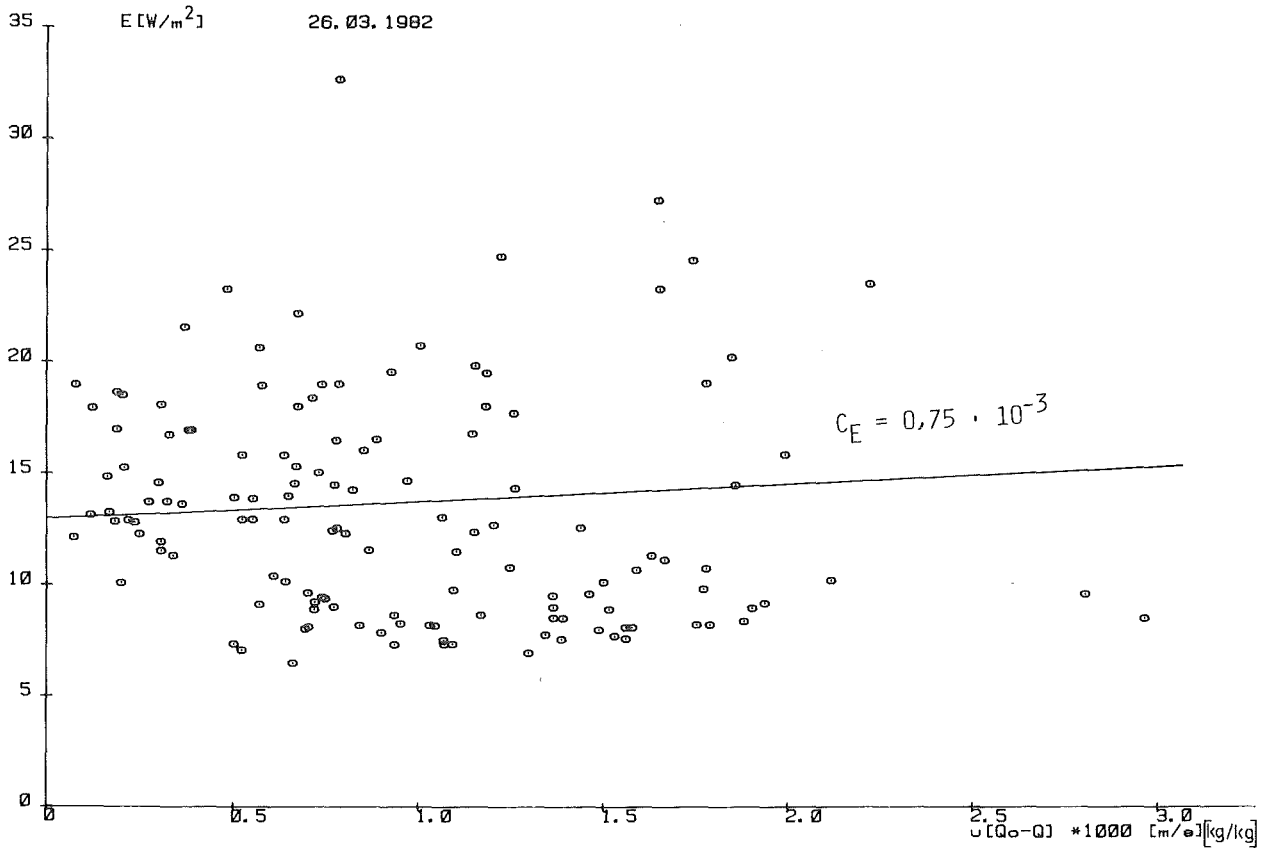


Abb. 19

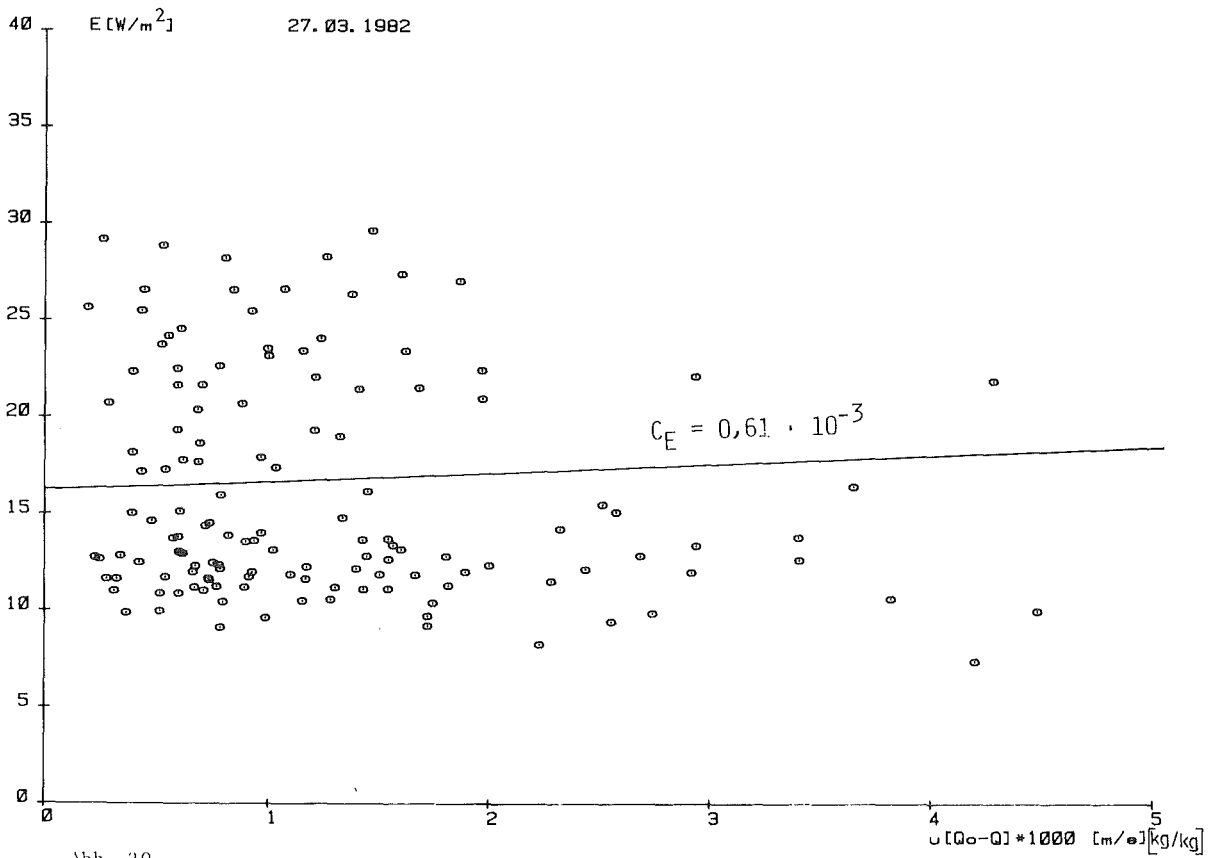


Abb. 20

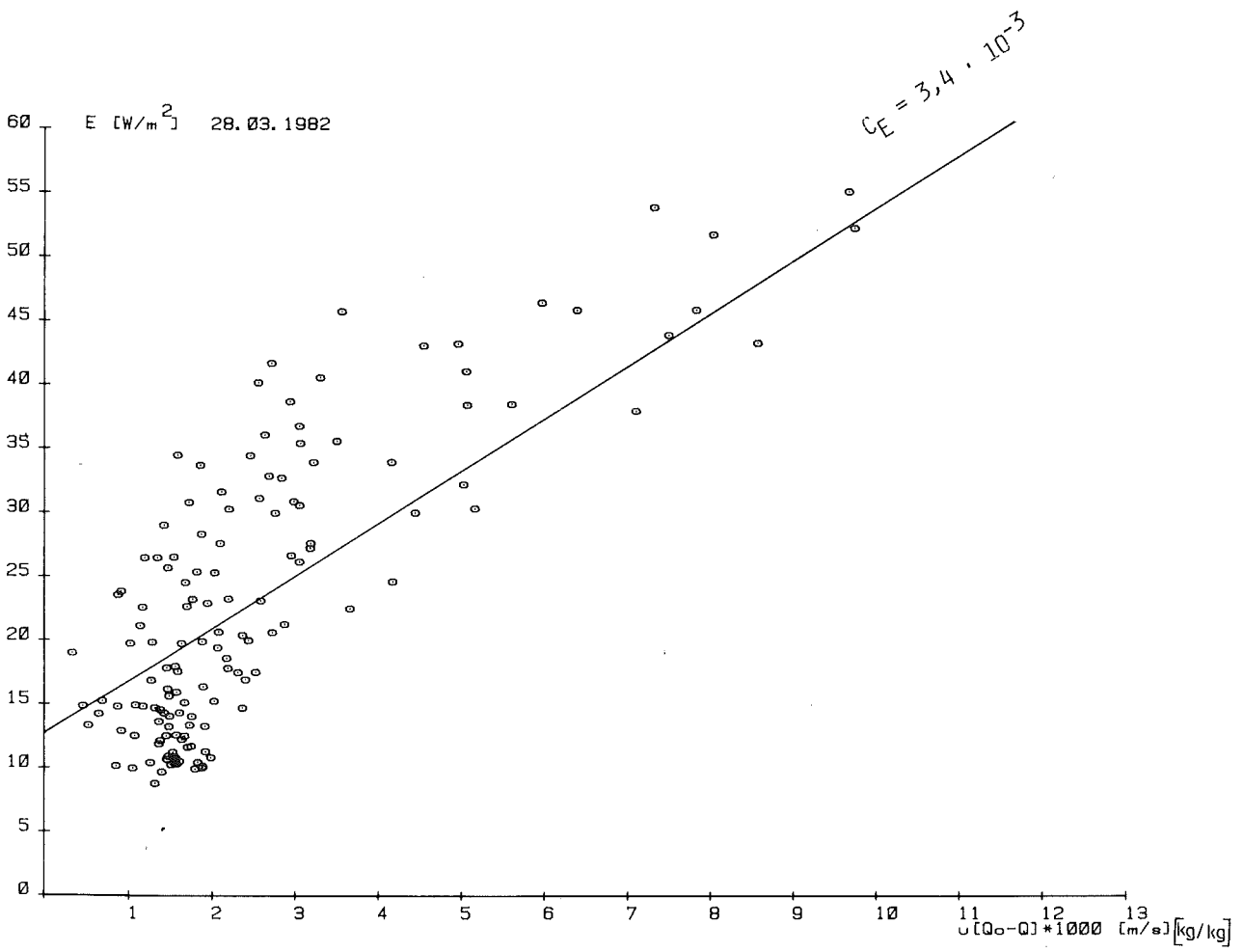


Abb. 21

Bowen ratios aus der Messung Dez 81 (1h Mittelwerte)

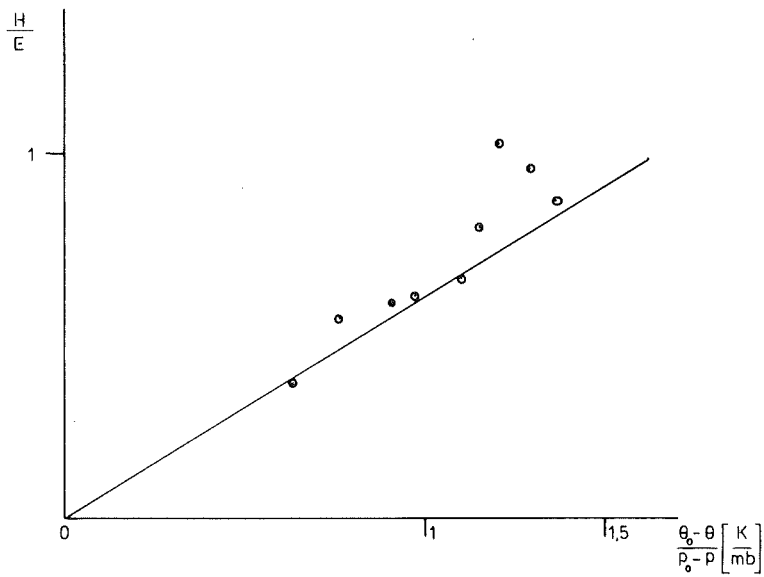


Abb. 22:

HEWLETT
PACKARD

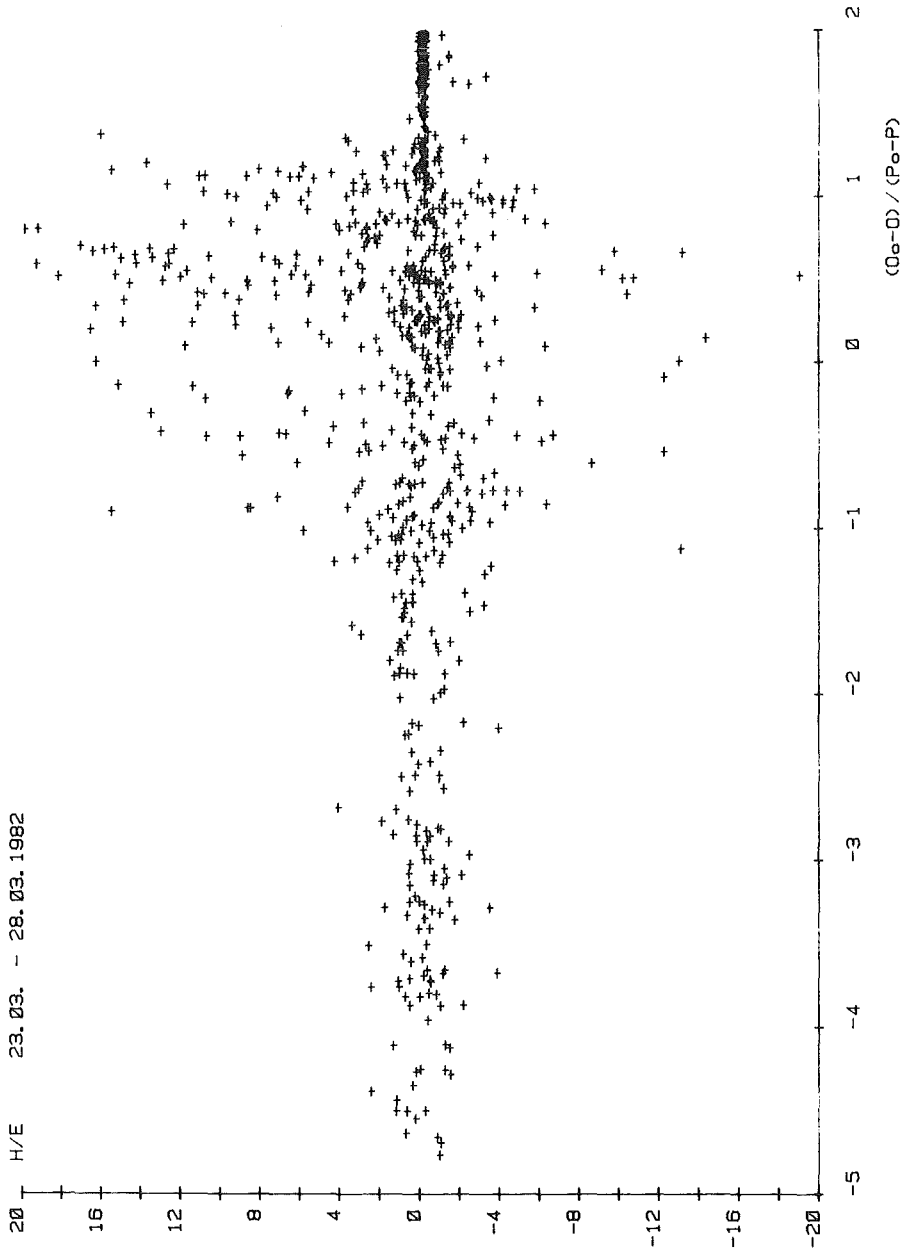


Abb. 23 Bowen Ratio

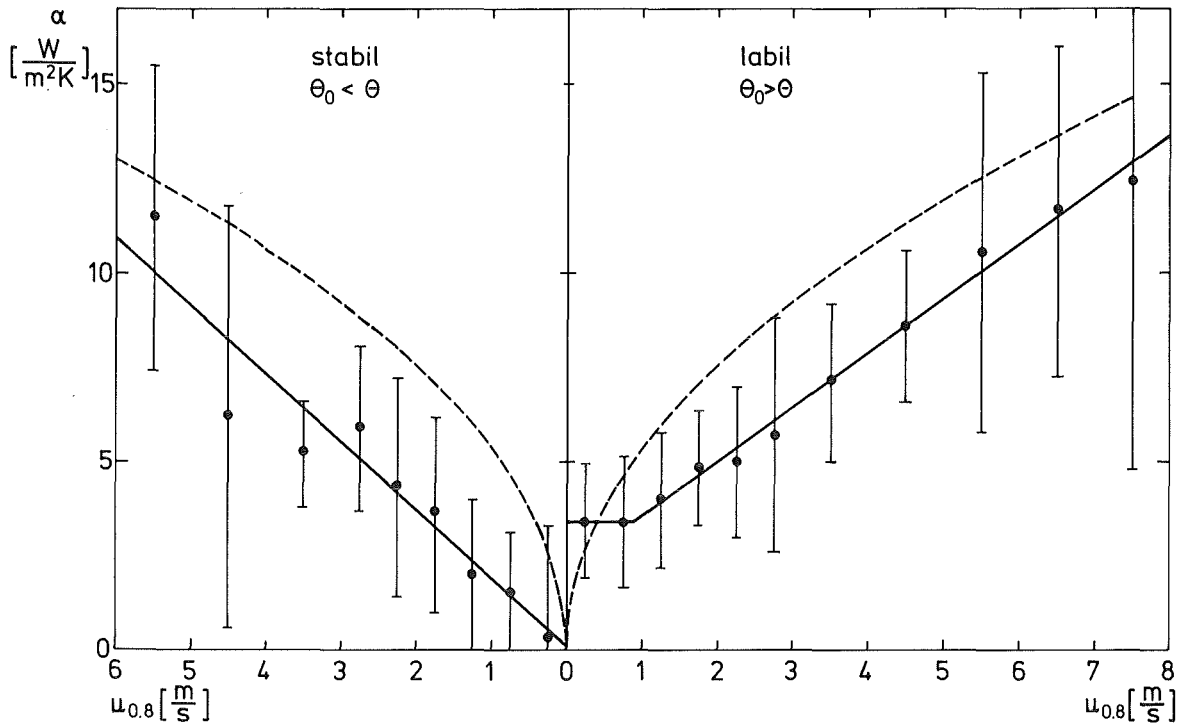


Abb. 24 Meßwerte zur Wärmeübergangszahl - gestrichelt zum Vergleich der Trabert-Formel (aus [3])

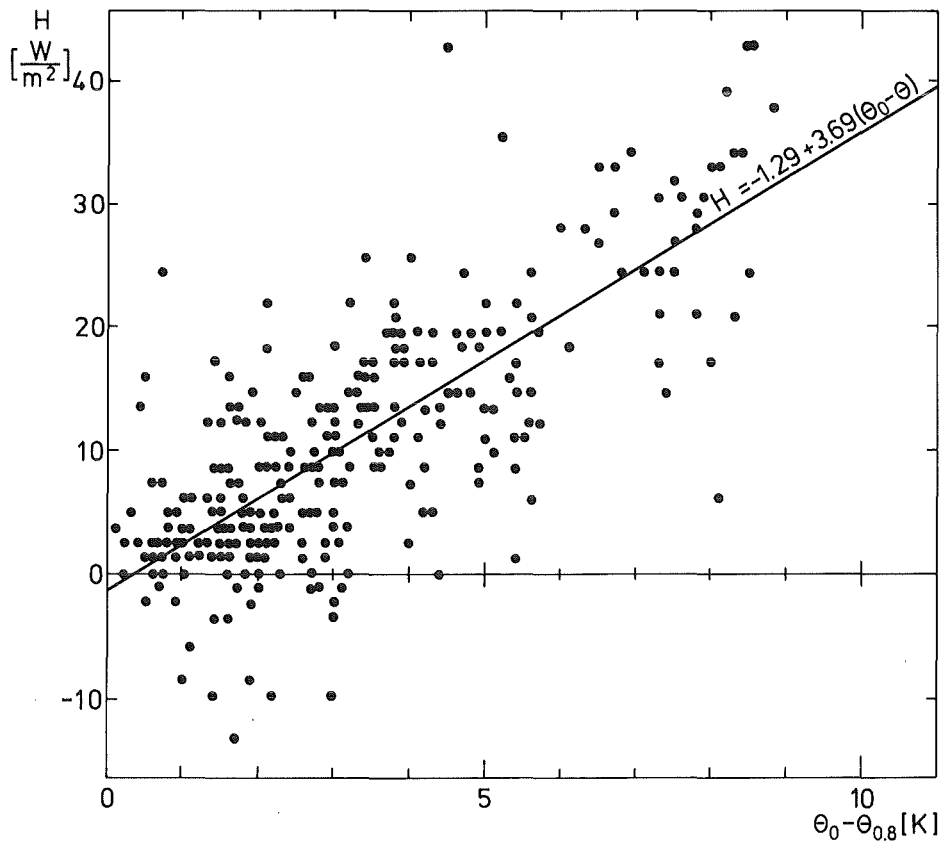


Abb. 25 Fühlbarer Wärmeübergang durch freie Konvektion
08.05.-26.05.1976 (aus [3])

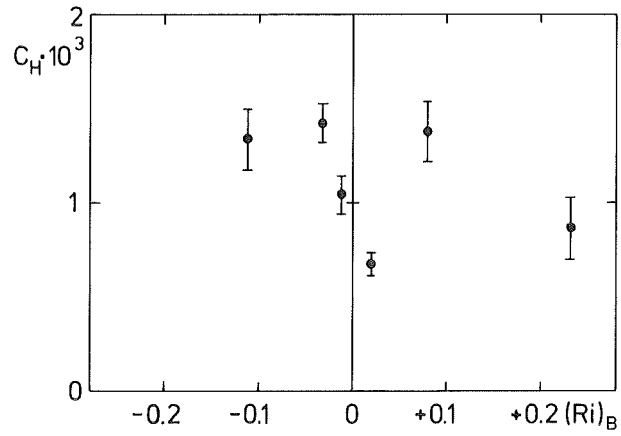


Abb. 26 C_H in Abhängigkeit von der Stabilität
 $z = 8 \text{ m}$ (aus [3])

HEWLETT
 PACKARD

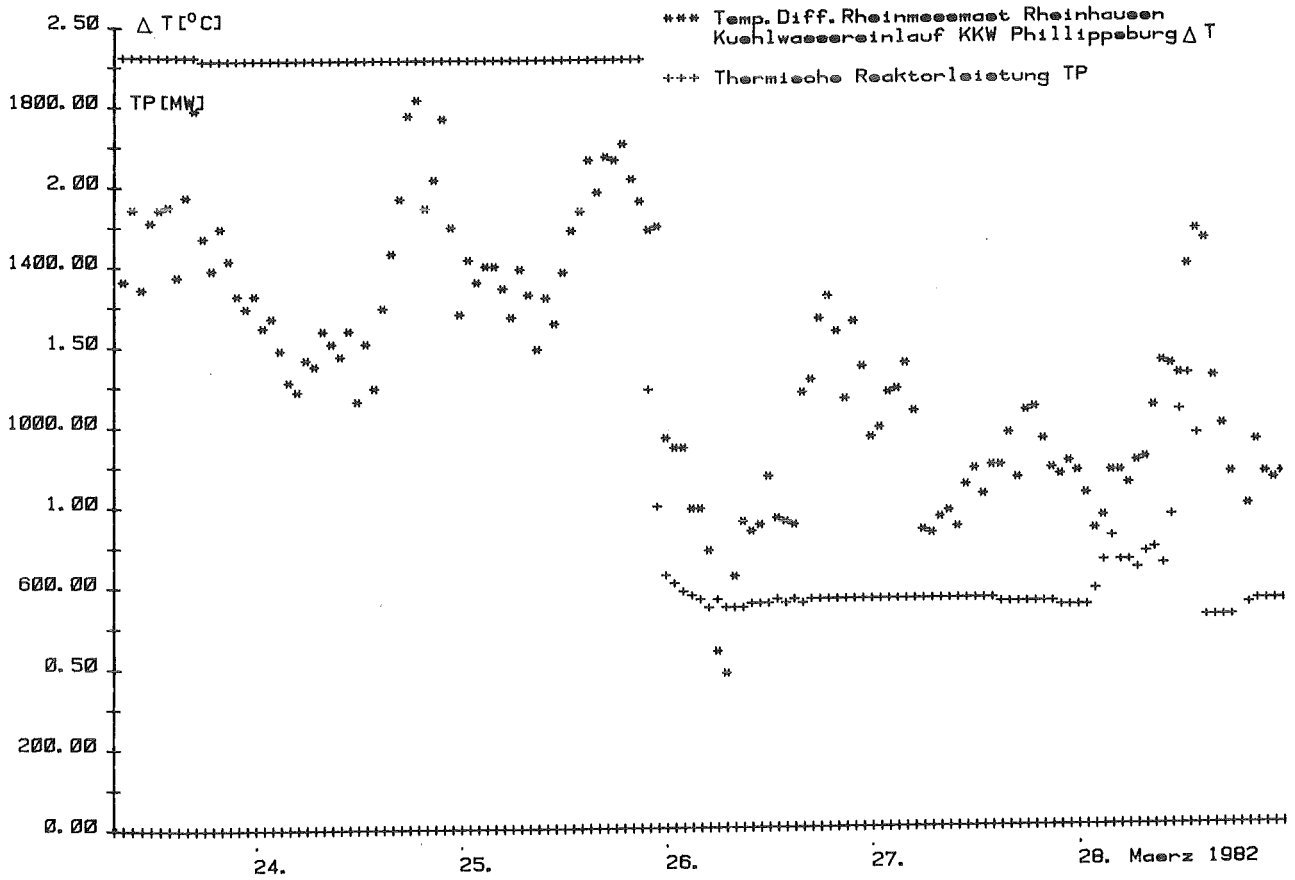


Abb. 27

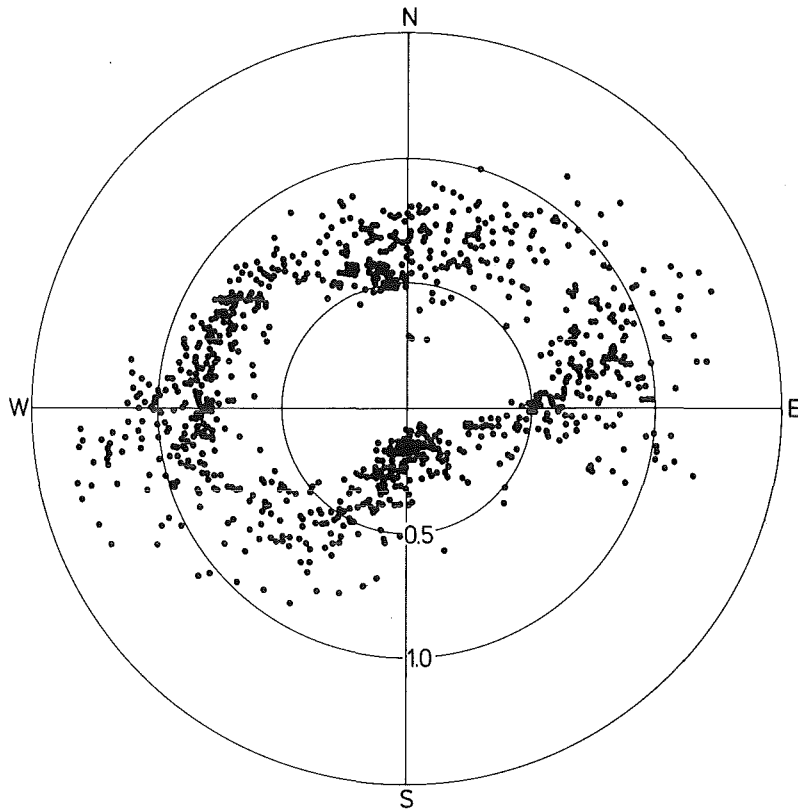


Abb. 28 Polarkoordinaten-Darstellung der Verhältnisse (aus [3])
 $1.35 \frac{U_{0.8}}{U_{40}}$ in Abhängigkeit von der Windrichtung 40 m.

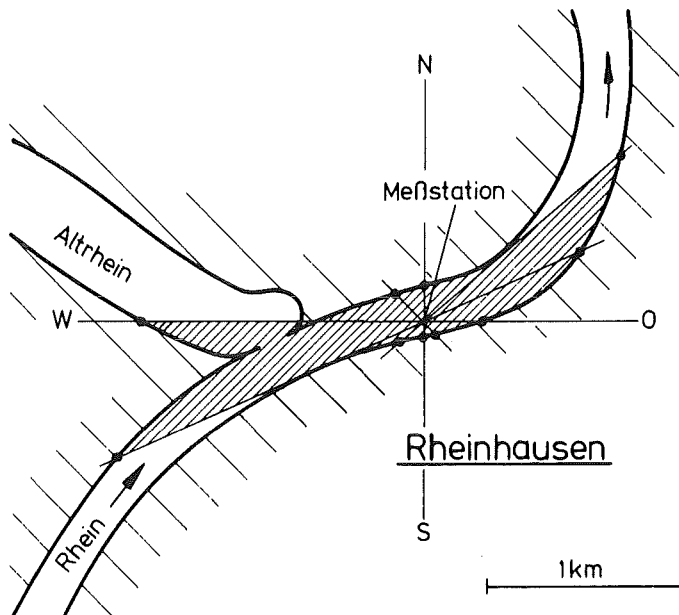


Abb.29 Umgebung der Meßstation Rheinhausen (aus [3]).

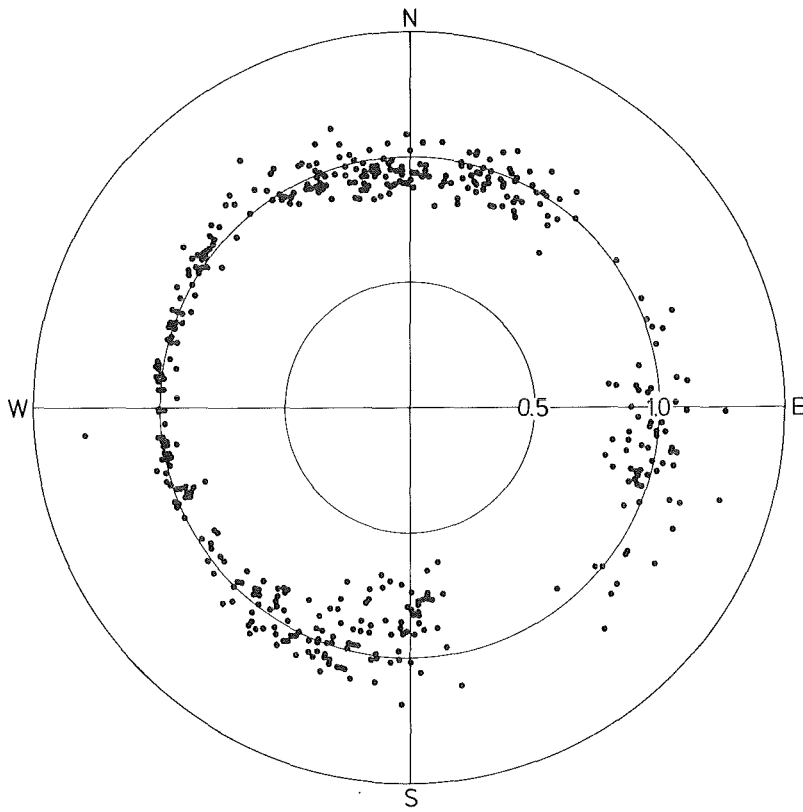


Abb. 30 Polarkoordinaten-Darstellung der Verhältnisse $1.35 \frac{U_{0.8}}{U_8}$ in Abhängigkeit von der Windrichtung 40 m. (aus [37])

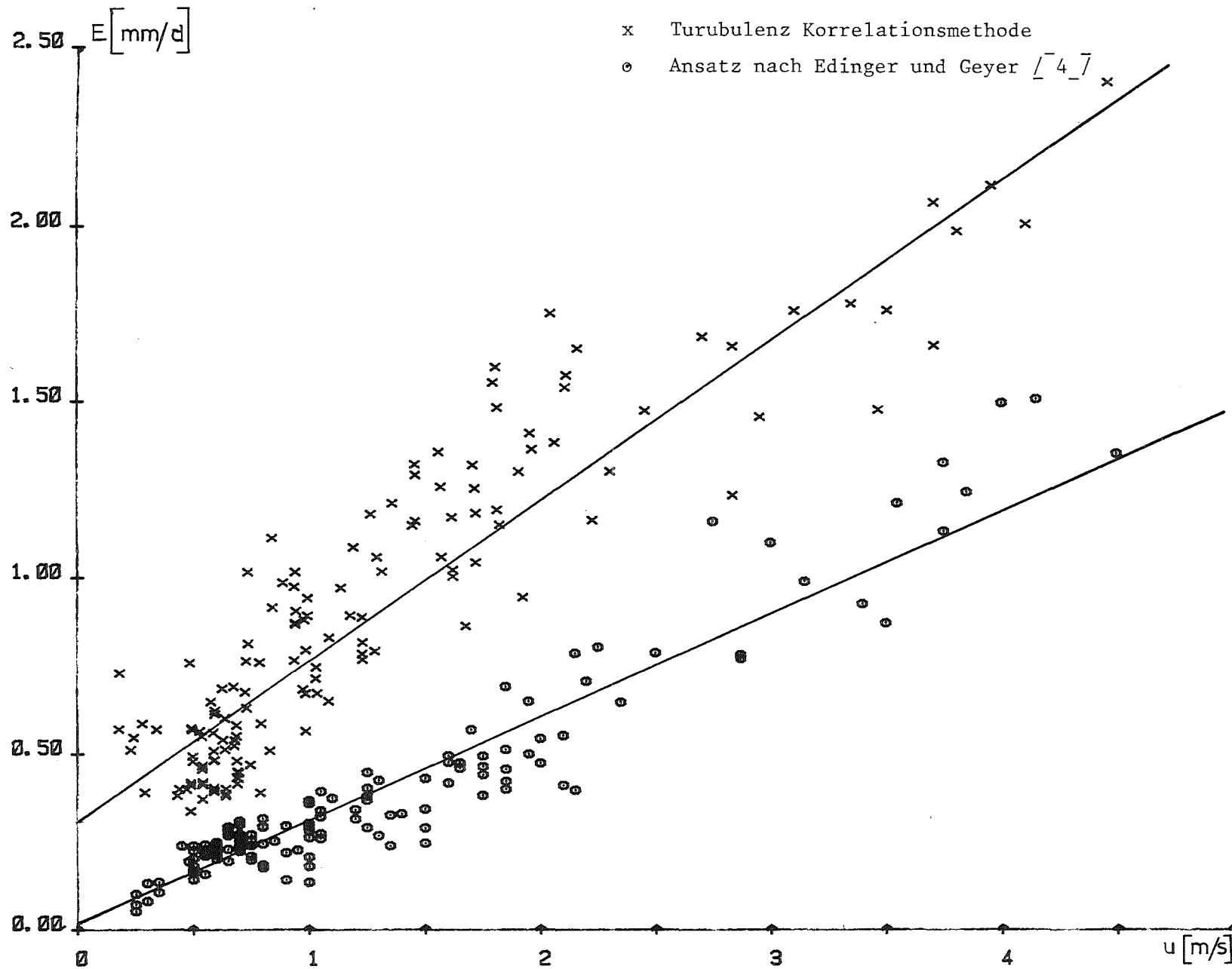


Abb. 31: Vergleich der nach der TKM bestimmten Verdunstung E (vom 28.03.82) mit dem nach Edinger und Geyer errechneten E

Maßebe Nr.	Lage	Meßgrößen
0	0 ... 0.5 m unter der Wasseroberfläche	Wassertemperatur
1	0.8 m oberhalb der Wasseroberfläche	Lufttemperatur Luftfeuchte Windgeschwindigkeit Windrichtung
2	2.0 m oberhalb der Wasseroberfläche	Lufttemperatur*) Luftfeuchte*) Windgeschwindigkeit *) in räumlichen Komponenten Strahlungsbilanz Sichtweite
3	8.0 m oberhalb der Wasseroberfläche	Lufttemperatur Luftfeuchte Windgeschwindigkeit Globalstrahlung
4	40 m über der Uferoberkante	Lufttemperatur Luftfeuchte Windgeschwindigkeit Windrichtung

*) mit hoher zeitlicher Auflösung zur direkten Berechnung von
konvektivem und latentem Wärmetransport

Tab. 1: Meßgrößen und Ort ihrer Erfassung

Referenz	Meßwert	$C_H \cdot 10^3$	Methode
[17]	Lake Hefner	1.1 ± 0.3	TKM
		1.2 ± 0.3	Profil
[18]	Lake Onario	1.3 ± 0.5	TKM
[19]	ATEX	1.46	Profil
		2.1	TKM
[20]	Lake Michigan Bass Strait Lake Wyangan } }	1.4	TKM
[21]	BOMEX	2.7 ± 0.6	TKM
	San Diego	1.0	TKM
[22]	BOMEX	1.54 ± 0.64	Profil
[23]	Ostsee	1.0	TKM

Tab. 2: Übersicht über veröffentlichte Messungen von

C_H · (TKM = Turbulenz-Korrelationsmethode) (aus [3])

Meßbe- ginn	Meß- dauer	Mittlere Windgeschw.	Luft- temp.	Dampf- druck	Verdun- stung	Mindest- auflösung *)
	min	m/sec	°C	mb	mm/h	Hz
10h 00m	10	3.8	12.8	7.8	0.13	0.47
12h 00m	5	5.3	14.2	8.0	0,10	0.25
14h 00m	6	5.1	14.4	7.5	0.06	0.75
16h 00m	8	4.2	12.9	7.6	0.18	0.40
18h 00m	2	6.5	11.0	7.3	0.08	0.38
23h 00m	3	5.4	8.9	7.1	-0.04	0.08

*) zur Erfassung von 95 % der Verdunstung erforderlich

Tab. 3: Ergebnisse der direkten Messung der Verdunstung (angegeben in mm/h mit Ultraschallanemometer und Infrarot-Hygrometer bei Shionomisaki am 24.12.66, alle Meßwerte in 1,5 m Höhe über dem Boden)

Meßtag	C_E 10^{-3}	C_H 10^{-3}	r_{C_H}	r_{C_E}	r_{C_H} für $u(\theta_0 - \theta) > 0$	r_{C_H} für $u(\theta_0 - \theta) < 0$	r_{C_H} für $u(\theta_0 - \theta) > 0,8$	r_{C_H} für $u(\theta_0 - \theta) > 0,5$	r_{C_H} für $u(\theta_0 - \theta) > 0,1$	C_H für $u(\theta_0 - \theta) > 0$	C_H für $u(\theta_0 - \theta) < 0$	C_H für $u(\theta_0 - \theta) > 0,8$	C_H für $u(\theta_0 - \theta) > 0,5$	C_H für $u(\theta_0 - \theta) > 0,1$	$(Ri)_B$
23.03.1982	0,49	3,89	0,11	0,5	0,22	0,20	0,95	0,53	0,44	3,42	0,50	1,0	1,7	1,77	- 0,027
24.03.1982	0,12	2,32	0,27	0,11	0,35	0,1	0,91	0,80	0,65	1,68	0,63	0,83	0,93	1,22	0,016
25.03.1982	0,29	3,14	0,01	0,015	0,095	0,29	0,14	0,14	0,09	0,55	2,58	0,52	0,6	0,83	0,014
26.03.1982	0,75	3,14	0,04	0,36	$5,7 \cdot 10^{-3}$	0,044	0,1	0,18	0,059	0,63	2,51	0,23	0,35	0,79	1,4
27.03.1982	0,61	0,95	0,11	0,15	0,03	0,099	0,2	0,20	0,14	0,27	0,67	0,16	0,26	0,48	0,0021
28.03.1982	3,4	1,0	0,30	0,72	0,13	0,33	0,2	0,4	0,31	0,63	0,37	0,17	0,26	0,97	0,029

Tab. 4: C_E, C_H = Temperaturkoeffizient für fühlbare, bzw. latente Wärme
 r = Korrelationskoeffizient
 $(Ri)_B$ = Richardson Bulk Number

Wind- geschw.-klasse (z=0.8m)		0.0-0.5	0.5-1.0	1.0-1.5	1.5-2.0	2.0-2.5	2.5-3.0	3.0-4.0	4.0-5.0	5.0-6.0	6.0-7.0	7.0-8.0	$\overline{[m/s]}$
<u>stabil</u>	α	0.38	1.61	2.06	3.74	4.43	5.98	5.30	6.27	11.6	15.05	-	$\overline{[\frac{-W}{m^2K}]}$
	N	4	36	31	25	48	21	14	6	6	2	0	
	s	3.00	1.58	1.95	2.59	2.92	2.23	1.43	5.60	4.06	-	-	
<u>labil</u>	α	3.40	3.46	4.04	4.88	5.05	5.76	7.13	8.62	10.54	11.66	12.38	$\overline{[\frac{-W}{m^2K}]}$
	N	239	260	288	222	162	95	76	22	7	5	5	
	s	1.44	1.75	1.78	1.54	1.96	3.12	2.12	2.01	4.77	4.39	7.61	

Tab. 5: Auswertung der Wärmeübergangszahlen nach Stabilitäts- und Windgeschwindigkeitsklassen.

α = Klassenmittelwert, N = Zahl der Fälle, s = Varianz. (siehe auch Abb. 10) (aus [3])

Tab. 6

Autoren bzw. Untersuchung	Literaturquelle	Verdunstungsformel V in mm/d u in m/s, $p_o - p$ in mbar	ΔE [mm/d]	C
(1) Trabert 1896	Meteorologische Zeitschrift 1896 Nr. 7, S. 261-263	$V = 0,31 \cdot \sqrt{u} \cdot (p_o - p)$	0,45	1,93
(2) Angström 1916	Nach A. Wagner in Gerlands, Beitrag zur Geophysik 34 : 100	$V = 0,82 \cdot \sqrt{u + 0,3} \cdot (p_o - p)$	2,39	5,97
(3) Thiesenhusen	Gesundheitsingenieur Heft 8, 1930, S. 113/119	$V = 0,53 \cdot \sqrt{u} \cdot (p_o - p)$	1,11	3,31
(4) Wüst	Veröffentlichungen des Insti- tuts für Meereskunde Berlin 1920	$V = 0,45 \cdot \sqrt{u} \cdot (p_o - p)$	0,87	2,81
(5) Leven	Wärme- und Kältetechnik 1942 Heft 11 S. 161/167	$V = 0,562 \cdot u^{0,727} \cdot (p_o - p)$	1,13	3,35
(6) Brockamp und Werner	Deutsche Gewässerkundliche Mit- teilungen, 1963, Jahrgang 7 Heft 6 S. 149/154	$V = 0,408 \cdot u^{0,456} \cdot (p_o - p)$	0,76	2,58
(7) Lake Hefner Studie 1955	nach M.A.Kohler et al.-US Weather Bureau Research Paper Nr. 38 : 2	$V = (0,315 + 0,161 \cdot u) \cdot (p_o - p)$	1	3,08
(8) Lake Colora- do City	nach J.E.Edinger und J.C.Geyer Edison Electric Inst.Publ. 65-902 : 35 (1965)	$V = 0,1289 \cdot u \cdot (p_o - p)$	-0,13	0,72
(9) Meyer	dto.	$V = (0,251 + 0,056 \cdot u) \cdot (p_o - p)$	0,5	2,04
(10) WMO 1966	World Meteorol.Org. Tech.Note No. 83 : 83	$V = (0,130 + 0,0936 \cdot u) \cdot (p_o - p)$	0,2	1,41
(11) Rimsha und Donchenko 1957	nach S.L.Dingman und W.F.Wecks- Cold Regions Research & Engi- neering Labor (CRREL) Research Rep.No.206 : 12 (1967)	$V = (0,2109 + 0,103 \cdot u) \cdot (p_o - p)$	0,5	2,04

(12) Schweizer Kühlwasserbericht	Eid. Depart. d. Innern "Gewässerschutztechn. Gesichtspunkte im Zusammenhang mit der Kühlwasserentnahme und -rückgabe bei konventionell- und nuklearthermischen Kraftwerken". (1968)	$V = (0,118 + 0,093 \cdot u) \cdot (p_o - p)$	0,16	1,33
(13) Carrier	Journ. Ind. Eng. Chem. Band 13 1921 S. 432/438	$V = (0,321 + 0,274 \cdot u) (p_o - p)$	1,33	3,77
(14) Himus and Hinchley	Chem. and Ind., Band 34 (1924)	$V = (0,559 + 0,244 \cdot u) (p_o - p)$	2,03	5,23
(15) Kohwer	U.S. Department of Agriculture 1931	$V = (0,33 + 0,198 \cdot u) \cdot (p_o - p)$	1,15	3,39
(16) Lurie und Michailoff	Gesundheitsingenieur, Heft 21, 1936, S. 289/294	$V = (0,395 + 0,303 \cdot u) \cdot (p_o - p)$	1,65	4,43
(17) Sprenger	Heizung und Lüftung 1943, Heft 1, S 7/8	$V = (0,395 + 0,301 \cdot u) \cdot (p_o - p)$	1,65	4,43
(18) Neuwirth	Über die Brauchbarkeit empirischer Verdunstungsformeln Arch. Met. Geophys. Biokl. Ser. B 22 (1974) S. 233-246	$V = (0,13 + 0,107 \cdot u) \cdot (p_o - p)$	0,24	1,5
(19) Spurr u. Scriven	British Experience of the Physical Behaviour of Heated Effluents Symposium: Environmental Effects of Cooling Systems at Nuclear Power Plants. Oslo 74 IAEA-SM-187/2. S 227-248	$V = (0,141 + 0,09 \cdot v) \cdot (p_o - p)$	0,23	1,48

E_{TKM} = nach der Turbulenz Korrelationsmethode errechnete Verdunstung für die Messung vom 23.-28.03.82; $\bar{u} = 0,83$ m/s
 $E_{TKM} = 12,45 \text{ w/m}^2 \approx 0,48 \text{ mm/d}$;

E = Verdunstung in mm/d (nach dem jeweils angewandten Ansatz 1 - 19)

u = Windgeschwindigkeit in m/s; p - Dampfdruck der Luft in mbar

p_o - Sättigungsdampfdruck bei der Temperatur des Wassers an der Phasengrenze in mbar

$$C = \frac{\bar{E}}{E_{TKM}}$$

Berichts - Kennblatt

1. UBA-FB	2.	3.
4. Titel des Berichts Untersuchungen zum Abwärmtransport aus Fließgewässern an die Atmosphäre		
5. Autor(en), Name(n), Vorname(n) Poß Gerhard		8. Abschlußdatum 28.06.1982
		9. Veröffentlichungsdatum Ende 1982
6. Durchführende Institution (Name, Anschrift) Laboratorium für Aerosolphysik und Filtertechnik I Kernforschungszentrum Karlsruhe Postfach 36 40 7500 Karlsruhe		10. UFOPLAN - Nr. 104 07 354/02
		11. Seitenzahl 71
7. Fördernde Institution (Name, Anschrift) Umweltbundesamt, Bismarckplatz 1, 1000 Berlin 33		12. Literaturangaben 36
		13. Tabellen und Diagramme 6
		14. Abbildungen 31
15. Zusätzliche Angaben		
16. Kurzfassung Aufbau, Lage und Ausstattung der Meßstation Rheinhausen werden beschrieben. Gegenstand der Untersuchungen sind der fühlbare und der latente Wärmestrom aus der Wasseroberfläche, die Wärmestrahlungsbilanz sowie die Sichtweite über dem Fluß. Die Meßdatenerfassung und die theoretischen Grundlagen der angewendeten Meßmethoden werden dargestellt. Die ermittelten Transportkoeffizienten für Verdunstung und Konvektion zeigen die Abhängigkeit des vertikalen Eigenschaftstransports von den meteorologischen Randbedingungen wie Schichtung und Windgeschwindigkeit. Bei einem Vergleich der direkt gemessenen mit der nach unterschiedlichen Ansätzen berechneten Verdunstung erhält man hohe Abweichungen. Die von diesem Bericht ableitbaren Ergebnisse für die Wärmebelastbarkeit von Flüssen sind durch die kurzen Meßperioden (max. 1 Woche) eingeschränkt. Für zuverlässige Aussagen werden Langzeitmittel (Jahre) gebraucht. Außerdem wird der Geltungsbereich der Bowen Ratio, das Verhalten der Wärmeübergangszahl, die Bedeutung von Fremdwärmeeinleitung		
17. Schlagwörter im Zusammenhang mit Sichtweitemessungen und der lokale Einfluß der Orographie auf das Windfeld betrachtet. Transport von latenter, fühlbarer Wärme, Strahlung, Sichtweite, Bowen Ratio		
18. Preis	19.	20.

REPORT COVER SHEET

1. Report No.	2.	3.
4. Report Title Investigations of wasted heat transport from flowing water bodies to the atmosphere		
5. Author(s), Family Name(s), First Name(s)		8. Report Date 06/28/1982
		9. Publication Date end 1982
6. Performing Organisation (Name, Address) Laboratorium für Aerosolphysik und Filtertechnik I Kernforschungszentrum Karlsruhe Postfach 36 40 7500 Karlsruhe		10. UFOPLAN - Ref. No. 104 07 354/02
		11. No. of Pages 71
		12. No. of References 36
7. Sponsoring Agency (Name, Address) Umweltbundesamt, Bismarckplatz 1, D-1000 Berlin 33		13. No. of Tables, Diagrams 6
		14. No. of Figures 31
15. Supplementary Notes		
16. Abstract <p>The construction, location and equipment of the Rheinhausen measuring station are described. Subjects of the examinations are the sensible and latent heat flux from the water surface, the heat radiation balance and the visibility above the river. The recording of the measuring data and the theoretical foundations of the applied measuring methods are represented. The investigated transport coefficients for evaporation and convection show the dependence of the vertical quality transport on the meteorological boundary conditions such as stratification and wind velocity.</p> <p>A comparison between the directly measured evaporation and the calculations based on different customary formulars gives high deviations. The results one can derive from this report with respect to the thermal loadability of rivers are restricted due to the short measuring periods (max. 1 week). For reliable statements long range measurements (years) are needed. Further more the Bowen Ratio validity, the behavior of the heat transfer number α and the meaning of wasted heat ingestion in connection with visibility measurements as well as the local orographic influence on the wind field are described.</p>		
17. Keywords Transport of latent and sensible heat, radiation, visibility, Bowen Ratio		
18. Price	19.	20.