

KfK 3053
Dezember 1980

Experimentelle und theoretische Untersuchungen zum Wärmeübergang aus Fließgewässern in die Atmosphäre

**(Ergebnisse aus dem
Meßprogramm Rheinhausen)**

**N. Wüst
Laboratorium für Aerosolphysik und Filtertechnik**

Kernforschungszentrum Karlsruhe

KERNFORSCHUNGSZENTRUM KARLSRUHE
Laboratorium für Aerosolphysik und Filtertechnik

KfK 3053

Experimentelle und theoretische Untersuchungen zum
Wärmeübergang aus Fließgewässern in die Atmosphäre
(Ergebnisse aus dem Meßprogramm Rheinhausen)

N. Wüst

Im Rahmen des F+E-Vorhabens "Untersuchungen zum Abwärmtransport
aus Fließgewässern in 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

Kurzfassung

An der Meßstation Rheinhausen durchgeführte Messungen des fühlbaren und latenten Wärmestroms über dem Rhein sowie anderer meteorologischer Größen wurden nach folgenden Gesichtspunkten ausgewertet:

1. Verträglichkeit der gemessenen Transportkoeffizienten mit Theorie und experimentellen Resultaten (Ozean-Messungen).
2. Empfehlung von Mittelwerten der Wärmeübergangszahlen für den Gebrauch bei praktischen Rechnungen.
3. Experimentelle Überprüfung des Konzepts der Bowen ratio.
4. Untersuchung des Einflusses der Umgebung auf die Wärmeaustauschbedingungen.

Abstract

Experimental and Theoretical Studies on Heat Exchange of a River to the Atmosphere

(Results from the Rheinhausen Measuring Program)

Measurements of sensible and latent heat fluxes above the river Rhine as well as other meteorologic parameters carried out at the Rheinhausen measuring station were evaluated according to the following viewpoints:

1. Agreement of the measured transfer coefficients with theory and with experimental results (ocean measurements).
2. Recommendation of averaged heat transfer coefficients for use in practical calculations.
3. Experimental test of the Bowen ratio concept.
4. Studies on the influence of topographic environment on exchange conditions.

INHALT

1. Einleitung
2. Meßtechnisches Vorgehen sowie Auswahl des Materials für die Analysen
 - 2.1. Bauliche Einrichtungen
 - 2.2. Meßtechnische Einrichtungen
 - 2.3. Art der durchgeführten Messungen
 - 2.4. Übersicht über das Datenmaterial
3. Auswertungen im engen Zusammenhang mit meteorologischen Grundlagen
 - 3.1. Theoretische Grundlagen
 - 3.2. Resultate aus den Rheinhausen-Daten
4. Die Wärmeübergangszahl α
 - 4.1. Rechtfertigung des Ansatzes
 - 4.2. Meßwerte
5. Der gesamte Wärmeübergang an der Wasseroberfläche
 - 5.1. Wärmehaushalt des Flusses
 - 5.2. Untersuchungen am latenten Wärmeübergang
6. Einfluß der Umgebung auf das Windprofil an der Meßstation Rheinhausen
7. Zusammenfassung der Ergebnisse und Schlußfolgerungen
8. Literatur

Liste der verwendeten Symbole

C_D, C_H, C_E	dimensionslose Transportkoeffizienten für Impulsfluß, fühlbaren und latenten Wärmefluß
C_p	spezifische Wärme bei konstantem Druck
E	latenter Wärmefluß
g	Beschleunigung durch Erdanziehung
H	fühlbarer Wärmefluß
K	turbulenter Austauschkoefizient
k	von Kármán Konstante
L	Monin-Obuchow Länge
p	Dampfdruck [$\bar{m}b$]
p_o	" " an der Oberfläche
q	spezifische Feuchte
q_o	" " an der Oberfläche
r	Korrelationskoeffizient
$(Ri)_B$	"bulk" Richardson Zahl
S	Strahlungsbilanz
T	absolute Temperatur
T_v	virtuelle Temperatur
u	horizontale Windgeschwindigkeit
u_*	Scherungsgeschwindigkeit
W	Gesamtwärmefluß
z	Höhe über Grund
z_o	Rauhigkeitshöhe
α	Wärmeübergangszahl
θ	potentielle Temperatur
θ_o	" " an der Oberfläche
λ	Verdampfungswärme
ρ	Dichte der Luft
τ	Impulsfluß

1. Einleitung

- Die Ableitung von Kraftwerksabwärme in Flüsse ist die wirtschaftlichste Methode der Kühlung. Bei gleicher Nutzenergie ist sie mit den geringsten Verlusten (Abwärme) verbunden.
- Die künstliche Erwärmung unserer Binnengewässer kann unter bestimmten hydrologischen und meteorologischen Bedingungen zur Schädigung bzw. Vernichtung von Lebensformen im Wasser führen, sofern bestimmte Grenzwerte der Temperatur überschritten werden.

Diese beiden Sätze scheinen zwar einen Widerspruch aufzuzeigen, doch kann dieser aufgelöst werden, wenn durch eine geschickt angesetzte "Kühlregie" [1] die Betreiber von Kraftwerken an kritischen Tagen von ihrer normalerweise durchgeführten Flußkühlung absehen und stattdessen ihre Abwärme über Kühltürme abführen. Zur Entscheidung über die wirtschaftlich und ökologisch bedeutsame Frage Flußkühlung oder Kühlturm ist jedoch die Kenntnis der Wärmetransportvorgänge an der Wasseroberfläche eines Flusses in der Abhängigkeit von meteorologischen Einflüssen von grundlegender Wichtigkeit. Leider bestehen hier jedoch noch Lücken, sowohl was praktische Messungen, als auch was theoretische Untersuchungen des Problems anbelangt. Dieser Umstand zwingt die zuständigen Stellen in der Regel, zur Behandlung dieses Problems sogenannte Verdunstungsformeln anzuwenden [16, 18], die, wie die bekannte Verdunstungsformel nach Trabert [2], günstigenfalls der Größenordnung nach sich von empirischen Beobachtungen nicht zu weit entfernen, deren physikalischer Hintergrund jedoch durch die neueren mikrometeorologischen Theorien des turbulenten Austausches (Monin-Obuchow Theorie) als überholt gelten muß.

Die Rheinmeßstation Rheinhausen des Kernforschungszentrums Karlsruhe, an der alle Daten der vorliegenden Arbeit gewonnen wurden, ist unseres Wissens die erste und bisher einzige Meßanordnung, die mit dem Verfahren der Turbulenz-Korrelationsmethode den fühlbaren und den latenten Wärmestrom in der atmosphärischen Grenzschicht über einem Fluß mißt. Die Turbulenz-Korrelationsmethode (eng.: eddy correlation method) hat sich, nachdem mit dem Ultraschall-Anemometer-Thermometer ein geeignetes Instrument hierfür entwickelt wurde, als die bisher zuverlässigste Methode der Messung turbulenter Transportströme in der Atmosphäre herausgestellt.

Die Auswertung der Daten geschah nach zwei Gesichtspunkten:

Zum einen wurde die Interpretation im Rahmen der neueren mikrometeorologischen Erkenntnisse vorgenommen, insbesondere wurden die Ergebnisse mit entsprechenden Resultaten aus Ozeanmessungen verglichen; zum anderen wurde der Versuch unternommen, Anhaltspunkte für die praktische Berechnung zu liefern, die ja nicht

mit der vollständigen physikalischen Wahrheit arbeiten kann, sondern aus einem beschränkten Datensatz näherungsweise hinreichend realistische Voraussagen machen muß, wobei die Näherungen aber wissenschaftlich vertretbar sein müssen.

Ein weiterer wichtiger Teil der Untersuchungen behandelt die Frage nach dem Einfluß der lokalen topographischen Umgebungsstrukturen auf das den Austausch wesentlich bestimmende kleinmeteorologische Umfeld, hier nur am Beispiel des Feldes der Windgeschwindigkeit untersucht. Falls die am Austausch beteiligten meteorologischen Parameter eine wesentliche Beeinflussung durch die lokale Topographie erfahren, können naturgemäß bei einer Berechnung des gesamten Wärmeaustausches eines Flusses nicht einfach alle Flußteile nach einem in der Nähe über freiem Gelände gewonnenen Datensatz berechnet werden, sondern die Abwandlung dieser Daten durch die jeweils unterschiedliche Umgebungsstruktur müßte in den verschiedenen Flußabschnitten berücksichtigt werden.

Die vorliegenden Untersuchungen, mit einem äußerst geringen Aufwand an Material und Personal durchgeführt, können noch nicht den Anspruch auf Vollständigkeit in dem sehr großen Feld der noch grundsätzlich zu klärenden Fragen erheben. Es wurde jedoch angestrebt, soweit die Daten es ermöglichen, zu einigen wichtigen Teilfragen des Wärmeaustauschverhaltens von Flüssen Beiträge zu liefern.

2. Meßtechnisches Vorgehen sowie Auswahl des Materials für die Analysen

2.1. Bauliche Einrichtungen

Aufbau und Ausstattung der Meßstation Rheinhausen sind bereits andernorts ausführlich beschrieben worden [3, 4]. Hier seien nur die wesentlichsten Punkte kurz zusammengefaßt:

Die Meßstation besteht aus zwei getrennten baulichen Einrichtungen: einer künstlichen Meßinsel im Rhein und einem etwa 40 m hohen Meßmast mit Hütte am Ufer. In der Hütte laufen alle Meßdaten über Kabel zusammen und werden dort vom Computersystem verarbeitet und aufgezeichnet.

Die Meßinsel steht mit ca. 60 m Abstand vom rechten und ca. 150 m Abstand vom linken Ufer im Rhein bei Strom-km 394,36 (Nähe Speyer). Durch eine Ponton-Konstruktion, die einen fest eingerammten Dalben umschließt und, je nach Wasserstandsänderung, an diesem auf- und abgleiten kann, werden konstante Meßhöhen der Sonden über dem Wasser auch bei wechselndem Wasserstand sowie eine stabile Basis für die Meßeinrichtungen gewährleistet. Die Meßinsel hat einen ca. 8 m hohen Gittermast mit zwei Auslegern in 1.60 m und in 8 m Höhe. Die Meßsonden sind an diesen Auslegern angebracht, und zwar in den drei Ebenen 1 m, 2 m und 8 m über dem Wasserspiegel. Eine weitere Meßebene befindet sich in 40 m Höhe über dem Uferniveau auf dem Meßmast am Ufer.

2.2. Meßtechnische Einrichtungen

Alle Lufttemperaturen und -feuchten werden mit zwangsbelüfteten Aspirationspsychrometern gemessen, die mit PT 100 - Fühlern nach 1/3 DIN ausgerüstet sind. Die Messungen der Wassertemperatur erfolgt ebenfalls mit PT 100 - Sonden, die in an der Unterseite verschlossenen ölbefüllten Rohren ins Wasser eintauchen. Die Meßgenauigkeit der Temperaturmessungen beträgt ± 0.1 K. Zur Messung der Windgeschwindigkeit werden Schalenstern-Anemometer verwendet. Ihre Anlaufschwellen betragen zwischen 0.3 und 0.4 m/s, die Meßgenauigkeit kann durch Kalibration der einzelnen Meßgeräte im Windkanal verbessert werden und liegt dann für Geschwindigkeiten größer als 1 m/s bei ± 0.1 m/s. Die Messungen der Windrichtung erfolgt durch Windfahnen, bei welchen das Überschwingen durch Doppelleitbleche mit S-Profil verhindert wird. Die Anlaufschwelle der Fahnen beträgt 0.2 m/s. Die Globalstrahlung wird mit einem Pyranometer der Firma Kipp & Zonen gemessen, während für die Messung der Strahlungsbilanz eine Meßsonde mit zwei geschwärzten Plättchen für den oberen und unteren Halbraum und einer dazwischengeschalteten Thermosäule, Abdeckung durch zwei Lupolenhauben, zur Anwendung kommt. Die Meßgenauigkeit der

Strahlungssonden sollte normalerweise bei $\pm 10 \text{ W/m}^2$ liegen, doch sind bei einigen Meßperioden leider größere Verschiebungen der Nulllinie (offset), wahrscheinlich durch Erdschleifen zwischen Sonde und Verstärker aufgetreten. Als weitere Größe wird noch der Luftdruck mittels eines Aneroid-Barometers gemessen.

Zur Messung der fühlbaren und latenten Wärmeströme nach der Turbulenz-Korrelationsmethode ist die zeitlich hochaufgelöste gleichzeitige Erfassung der Fluktuationen von vertikaler Geschwindigkeitskomponente, Temperatur und absoluter Luftfeuchte erforderlich. Die schnelle Messung von Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur erfolgt durch ein Ultraschall-Anemometer-Thermometer der Firma Kaijo Denki. Dieses Gerät mißt die Laufzeiten von Ultraschall-Impulsen durch die Luft für jeweils ein Paar von antiparallelen Laufstrecken. Aus der Differenz der Laufzeiten wird elektronisch die momentane Windgeschwindigkeit ermittelt, während aus der Summe der Laufzeiten die Schallgeschwindigkeit ermittelt wird, die proportional zur Quadratwurzel aus der Temperatur ist.

Für die Messung der Luftfeuchte-Fluktuationen wird ein Humidiometer der Firma Weather Measure Corp. verwendet. Das Gerät mißt die relative Luftfeuchte mit Hilfe einer Kondensatorsonde, die einen dünnen ($1 \mu\text{m}$) hygroskopischen Polymerfilm als Dielektrikum besitzt und ihre Kapazität mit der Luftfeuchte verändert. Das Gerät besitzt eine Einstelldauer von ca. 1 s auf 90 % des Endwertes. Die zur Erfassung des latenten Wärmestroms (Wasserdampfstroms) nach der Turbulenz-Korrelationsmethode nötige Umrechnung von relativer in absolute Luftfeuchte wird im Prozeßrechner mit Hilfe der SAT-Temperaturangaben vorgenommen. Die Ausgänge der meisten Meßsonden werden an Ort und Stelle verstärkt bzw. umgeformt, um dann per abgeschirmtes Kabel in die Meßhütte geleitet und einem System von Multiplexern mit nachgeschaltetem Analog-Digitalkonverter zugeführt zu werden. Der PDP 11/05-Prozeßrechner formt die digitalisierten SONDENSIGNALE in Meßwerte um und bildet daraus 10 min-Mittelwerte, die zu Protokollen zusammengefaßt und sowohl auf einer Teletype-Schreibmaschine ausgedruckt als auch auf Magnetkassetten geschrieben werden.

2.3. Art der durchgeführten Messungen

Die durchgeführten Messungen lassen sich in drei Kategorien einteilen:

- 1) Direkte Messung der Transportströme über dem Wasser:
 - fühlbare Wärme
 - Wasserdampf
 - 2 m über Wasserspiegel

Strahlungsbilanz 8 m über dem Wasserspiegel

2) Daten über die Struktur der untersten Grenzschicht:

Windgeschw.

Temperatur in 1 m, 2 m und 8 m über dem
Luftfeuchte Wasserspiegel

Wassertemperatur 2 Meßsonden in 0,2 m Tiefe mit 1 m
lateralem Abstand

3) Information über globale Wettersituation, mögliche Einflüsse
der Geländeinhomogenität:

Windgeschwindigkeit

Temperatur 40 m Höhe über dem Ufer

Luftfeuchte

Windrichtung 40 m (Ufer) und 8 m (Rhein)

Globalstrahlung 8 m (Rhein)

Luftdruck

ferner visuelle Beobachtung von Bewölkungsgrad, Wetteränderungen etc.
während der Meßkampagne.

Entsprechend der Absicht dieses Projektes sollen die Wärmetransportströme im Zusammenhang mit dem meteorologischen Umfeld registriert werden, was die gleichzeitige Erfassung aller drei oben angeführten Kategorien von Meßdaten erfordert. Dieser Katalog stellt eigentlich nur das absolute Minimum von Daten für den beabsichtigten Zweck dar, wünschenswert wären zum Beispiel noch eingehendere Messungen der Profile von Windgeschwindigkeit, Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht sowie der Temperatur an der Phasengrenze Wasser-Luft. Ersteres war aber sowohl aus Kostengründen als auch wegen der unzureichenden Präzision der Temperaturmessungen (± 0.1 K) nicht möglich, letzteres ist am Rhein wegen der hohen Wellen durch die Schifffahrt technisch nicht lösbar.

Der oben angeführte gleichzeitig zu messende Datensatz erfordert jedoch schon hinsichtlich Kalibrierung, Wartung und Aufrechterhaltung der Funktion der vielen verschiedenen Meßinstrumente, Meßumformer, Verstärker u.s.w. einen großen Aufwand, so daß eine verlässliche Registrierung aller dieser Werte bei begrenztem Personaleinsatz nur für eine beschränkte Zeitdauer (3-7 Tage) möglich ist. Es wurde daher in der neueren Betriebsphase der Rheinmeßstation (ab März 1979) von dem früher angestrebten Dauerbetrieb abgesehen und stattdessen die Station im Kampagnenbetrieb gefahren.

Nach einer längeren Umbau- und Renovierungszeit, die erst im November 1979 abgeschlossen war, konnte eine erste Meßkampagne vom 13. - 20.12.1979 durchgeführt werden, danach folgte eine Kampagne vom 10. - 12.01.1980. Wegen der starken Beschädigungen der Meßinsel durch Hochwasser konnte, nach Abschluß der notwendigen Reparaturen, eine weitere Meßkampagne erst vom 19.06. bis 30.06.1980 durchgeführt werden.

2.4. Übersicht über das Datenmaterial

Das Datenmaterial der Rheinstation teilt sich auf in Material aus der früheren Betriebsphase mit angestrebtem Dauerbetrieb 1976-77 und der neueren Betriebsphase mit Meßkampagnen 1979-80:

Älteres Datenmaterial (vor 1979): Die "konventionellen" meteorologischen Meßgrößen, wie Temperatur, Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte u.a. sind zwar zum großen Teil ohne viel Ausfälle im Dauerbetrieb registriert worden, doch sind die Daten aus den Turbulenz-Korrelationsmessungen nur in den einer Wartung unmittelbar folgenden Zeiträumen von etwa 3-4 Tagen zuverlässig. Messungen des latenten Wärmestroms liegen aus dieser Phase nicht vor. Bezüglich der übrigen Messungen gab es noch folgende Abweichungen zu später angewendeten Verfahren:

Die unterste Meßhöhe betrug 0,8 m, eine 2 m-Meßebeine für konventionelle Größen gab es noch nicht. Die Windrichtung über dem Rhein wurde in 0,8 m Höhe gemessen. Außerdem unterschieden sich noch die Methoden zur Lufttemperatur- und Feuchtemessung: Die Lufttemperaturen wurden in offenen Kalottenhütten ohne Zwangsbelüftung gemessen, die Luftfeuchten mit LiCl-Fühlern in Baumbach-Hütten.

Neueres Datenmaterial (1979-80): Die verwendeten Aspirationspsychrometer gewähren eine unverfälschte Lufttemperaturmessung. Die Wärmestrom-Messungen mit dem Ultraschall-Anemometer-Thermometer sind durch die in den Meßperioden sehr häufigen Regenfälle (Sommer 1980!) gestört. Latente Wärmestrom-Messungen wurden in der Januar- und Juni-Meßkampagne 1980 durchgeführt.

3. Auswertung im engen Zusammenhang mit meteorologischen Grundlagen

3.1. Theoretische Grundlagen

In den letzten Jahren ist die mikrometeorologische Forschung mit der Monin-Obuchow Theorie [5-7] 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:

$$L = - \frac{u_*^3 C_p \rho T}{k g H} \quad (1)$$

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 Höhengröße in der Grenzschicht ist die sog. 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, z.B. im Fall Impulsfluß

$$\tau = - \rho K \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2)$$

Da diese Gradienten allenfalls durch Profilmessungen gewonnen werden können, macht man in der Praxis den Ansatz einer Parametrisierung nach den integralen Größen (siehe z.B. [8]):

$$\tau = - \rho C_D u^2 \quad (3)$$

C_D ist der dimensionslose Transportkoeffizient für Impuls. Für den Transport fühlbarer und latenter Wärme lassen sich entsprechende Umwandlungen der Gleichungen aus der differentiellen in die integrale Form vornehmen und damit entsprechende dimensionslose Koeffizienten definieren:

$$\frac{H}{C_P \rho} = C_H (\theta_0 - \theta) u \quad (4)$$

$$\frac{E}{\lambda \rho} = C_E (q_0 - q) u \quad (5)$$

Diese Koeffizienten sollten dann nur noch von der Beobachtungshöhe z , der Rauigkeitshöhe z_0 und der atmosphärischen Stabilität z/L abhängen. Aufgrund des identischen Transportmechanismus sollten die numerischen Werte für C_D , C_H und C_E übereinstimmen. Berechtigung für die obigen Parametrisierungen besteht von vornherein nur für kleine z_0 , wie sie über Gewässeroberflächen 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 wurden in der neueren mikrometeorologischen Literatur eine Reihe von Messungen der dimensionslosen Transportkoeffizienten über dem Meer, in einigen Fällen auch über großen Seen, veröffentlicht [9 - 15]. Tab. 1 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 wurde 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 Tab. 1 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.

3.2. Resultate aus den Rheinhausen-Daten

An der Meßstation Rheinhausen wurden seit 1976 umfangreiche Messungen des fühlbaren Wärmestroms in Verbindung mit Wasser- und Lufttemperatur- sowie Windgeschwindigkeitsmessungen durchgeführt. Es liegt daher nahe, zu überprüfen, ob sich der hier gemessene fühlbare Wärmestrom in der oben beschriebenen Weise parametrisieren läßt, und ob die Transportkoeffizienten die gleiche Größe wie über dem Meer haben.

Zu diesem Zweck wurden sieben Meßperioden mit recht unterschiedlichen Verhältnissen ausgewählt. Die Abbildungen 1-7 zeigen Auftragungen der fühlbaren Wärme H (10 min-Mittelwerte) gegen das "Parameterprodukt" $u(\theta - \theta_0)$ für 0.8 m bzw. 1 m Referenzhöhe. Wertepaare mit Windgeschwindigkeiten kleiner 1 m/s wurden nicht aufgenommen. Es zeigt sich in fast allen Meßperioden ein deutlich erkennbares lineares Verhalten, was angesichts der stark inhomogenen Verhältnisse am Rhein eine unerwartet gute Übertragbarkeit des Modells bedeutet. Durch Anpassung einer Geraden an die Punkteschar kann aus der Steigung dieser Geraden der zur jeweiligen Meßsituation gehörige dimensionslose Transportkoeffizient C_H gewonnen werden. Tabelle 2 gibt einen Überblick über die Ergebnisse der Parametrisierungen, die auch, zwecks Vergleichsmöglichkeit mit den Literaturwerten, für 8 m Referenzhöhe durchgeführt wurden. Das Hauptergebnis dieser Untersuchung ist die gute Übereinstimmung der Rheinhausen-Koeffizienten mit den über dem Meer oder großen Seen gewonnenen Koeffizienten (vergl. Tab. 1).

Um auch das Verhalten unserer Transportkoeffizienten mit der atmosphärischen Stabilität untersuchen zu können, wurde für jede Meßperiode ein Mittelwert der sog. "bulk Richardson number" $(Ri)_B$ nach Deardorff $\sqrt{8}$ errechnet:

$$(Ri)_B = \frac{g}{T} \frac{z}{u^2} \sqrt{\theta - \theta_0 + 0.61 T (q - q_0)} \quad (6)$$

Der Vorteil dieser als Maß der Stabilität benutzten Zahl ist, daß zu ihrer Berechnung keine Gradienten, sondern nur die integralen Meßwerte benötigt werden. Die Werte dieses Ausdrucks sind ebenfalls in Tab. 2 wiedergegeben. Diese Angabe eines für die jeweilige Meßdauer gemittelten Stabilitätsparameters ist jedoch nicht ganz unproblematisch, weil während einer Meßperiode ($\sim 6-12$ h) der Grad der Stabilität starken Schwankungen unterliegt.

Die Abhängigkeit der Koeffizienten von der Stabilität sollte nach J.W. Deardorff $\overline{8}$ sehr drastisch sein. Ein so ausgeprägter Gang konnte jedoch aus den Rheinhausen-Daten (Abb. 8) nicht bestätigt werden, wiewohl der Mittelwert der 3 stabilen Werte mit $C_H = 0.96 \times 10^{-3}$ geringer als der für die 3 labilen Werte, $C_H = 1.18 \times 10^{-3}$, ist.

4. Die Wärmeübergangszahl α und ihre Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und der atmosphärischen Stabilität

4.1. Rechtfertigung des Ansatzes

Eine aus der Thermodynamik übernommene und auch in der Gewässerkunde [4, 16] benutzte Formulierung für den fühlbaren Wärmeübergang aus einer Wasseroberfläche in die Atmosphäre ist die Gleichung

$$H = \alpha (\theta_0 - \theta) \quad (7)$$

durch die die "Wärmeübergangszahl" α definiert wird. Eine solche Formulierung impliziert jedoch bereits eine lineare $\Delta\theta$ -Abhängigkeit des Wärmestroms. 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.

Im vorangegangenen Kapitel wurde der Ansatz (4) aufgestellt, der durch Integration von Gradientengleichungen der Mikrometeorologie gewonnen wurde und für die Rheinhausen-Daten als gültig bestätigt werden konnte. Somit ist hier die Möglichkeit einer theoretischen Rechtfertigung der Formulierung (7) und der Berechnung von α durch Vergleich von (4) und (7) gegeben:

$$\alpha = C_p \rho C_H u \quad (8)$$

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_0 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 $\theta_0 > \theta$ sehr häufig am Rhein vorkommt, wurde mit Hilfe der Rheinhausen-Daten hierzu folgende Untersuchung vorgenommen: Aus einer längeren Periode wurden alle 10-min Intervalle mit $u_{0.8} < 1$ m/s ausgewählt und jeweils der Wert von H gegen die Temperaturdifferenz $\theta_0 - \theta$ aufgetragen (Abb. 9). 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 $r = 0.75$) :
 $H = - 1.29 + 3.69 (\theta_0 - \theta)$. 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 $\theta_0 - \theta$ unabhängiger Wärmeaustauschkoeffizient für $u \approx 0$ ergibt.

4.2. Meßwerte

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 in 3.2 beschriebenen 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 $\theta_0 < \theta$ und "labil" durch $\theta_0 > \theta$.

Zur Berechnung der Wärmeübergangszahlen wurde der fühlbare Wärmestrom durch $\theta_0 - \theta_{0.8}$ bzw. $\theta_0 - \theta_1$ dividiert. Es wurden jedoch nur diejenigen Meßpunkte verwendet, für die die Differenz $\theta_0 - \theta$ größer als 1K ist, damit nicht die Division durch sehr kleine und darüberhinaus noch mit Meßfehler 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 wurde für jede Klasse der Mittelwert und die Varianz bestimmt. Tabelle 3 gibt den Überblick über die so erhaltenen numerischen Werte, die Abb. 10 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 $3.4 \frac{W}{m^2K}$ erreicht wird. Dieses Verhalten steht im Einklang mit den Überlegungen im Abschnitt 4.1 und mit den in Abb. 9 dargestellten Untersuchungen des Wärmeübergangs bei kleinen Windgeschwindigkeiten.

Die Abb. 10 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 $\theta_0 - \theta > 1K$ 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. Eine dem in Wirklichkeit zweiparametrischen Problem besser angemessene Darstellung wäre eine dreidimensionale Auftragung des fühlbaren Wärmestroms H über der Ebene $(u, \Delta\theta)$. In dieser Form der Darstellung würden dann keine Unstetigkeitsstellen mehr auftreten.

Die in Abb. 10 eingezeichneten "Fehlerbalken" stellen die Varianzen der jeweiligen Wertesamtheiten 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 Abb. 10 die errechnete Anpassungsgerade $\alpha = a + b u_{0.8}$ mit $a = 0.09 \frac{W}{m^2K}$ und $b = 1.80 \frac{Ws}{mK}$ hindurchgelegt. Die labilen Werte werden im Windgeschwindigkeitsbereich $0 - 0.9$ m/s durch eine Konstante von $3.4 \frac{W}{m^2K}$ und ab 0.9 m/s durch die Gerade $\alpha = a + b u_{0.8}$ mit $a = 2.17 \frac{W}{m^2K}$ und $b = 1.42 \frac{Ws}{mK}$ am besten beschrieben.

Zum Vergleich ist in Abb. 10 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 fast durchweg höher als die gemessenen Werte, vor allem im stabilen Bereich.

5. Der gesamte Wärmeübergang an der Wasseroberfläche

5.1. Wärmehaushalt des Flusses

Der fühlbare Wärmeübergang ist der innerhalb dieser Untersuchungen am detailliertesten untersuchte und gemessene Teil des gesamten Wärmeaustausches zwischen Rhein und Umgebung. Dieser stellt jedoch nur den kleineren Anteil hieran dar. Der vollständige natürliche Wärmehaushalt wird, bis auf vernachlässigbare Terme wie Wärmeübertritt ins Flußbett, Wärmeeintrag durch Niederschlag o.ä., durch folgende Summe beschrieben:

$$W = H + E + S \quad (9)$$

Um eine Vorstellung vom Tagesverlauf und den relativen Größen der Wärmeflüsse zu geben, sind hier zwei von uns gemessene Tagesgänge in Abb. 11 und 12 abgebildet. Die Abb. 11 zeigt einen klaren Wintertag, Wassertemperatur um + 5°C, Lufttemperatur um -1°C. In Abb. 12 ist der Tagesgang an einem Sommertag mit wechselnder Bewölkung gezeigt, die Wassertemperatur beträgt um 16.5°C, die Lufttemperatur schwankt zwischen 12°C und 15°C. Bei beiden Tagesgängen fällt zunächst die dominierende Rolle der Strahlungsbilanz auf, sogar am strahlungsärmeren Wintertag. Der Wärmeverlust an die Atmosphäre durch Verdunstung und Konvektion liegt weit dagegen zurück und zeigt auch keinen ausgeprägten Tagesgang. In der Wintermessung sind fühlbare und latente Wärmeabgabe etwa gleich groß, bedingt durch eine verhältnismäßig große Temperaturdifferenz und den geringen Dampfdruckunterschied bei niedrigen Temperaturen. Am Sommertag ist der Wärmeübergang durch Verdunstung deutlich sehr viel höher als der fühlbare Wärmeübergang, und beträgt anfangs, bei Windgeschwindigkeiten um 6 m/s, bis 100 W/m². Am Wintertag, wo die Anteile fühlbarer und latenter Wärme vergleichbar sind, fällt deutlich auf, daß die beiden Wärmeflüsse parallel verlaufen. Dies ist eine Illustration der Bowen ratio, also der Tatsache, daß die Wärmeflüsse in einem festen Verhältnis zueinander stehen.

5.2. Untersuchungen am latenten Wärmeübergang

Es konnten bisher nur zwei Meßkampagnen mit Registrierung des latenten Wärmeübergangs durchgeführt werden. Beide Meßreihen wurden in Bezug auf die Gültigkeit der Bowen ratio untersucht, d.h. es wurde die Gültigkeit der Beziehung

$$\frac{H}{E} = 0.61 \frac{\theta_0 - \theta}{p_0 - p}$$

nachgeprüft [17].

Es ergaben sich in den beiden Meßreihen uneinheitliche Ergebnisse. Während die Messung vom Januar 1980 eine recht gute Erfüllung der Gleichung zu zeigen scheint (Abb. 13), weichen die entsprechenden Meßwerte der Juni 80-Messung stärker von dieser Gleichung ab (Abb. 14) und zwar scheinen die $\frac{H}{E}$ -Verhältnisse größer zu sein als durch Beziehung (10) vorhergesagt. Bei beiden Messungen weisen die 10-min-Mittelwerte sehr viel stärkere relative Streuung auf, als sie bei den fühlbaren Wärmestrommeßwerten beobachtet wird. Abb. 15 zeigt als Beispiel den Versuch einer Auftragung der latenten Wärmewerte gegen das "Parameterprodukt" $u_1 (q-q_0)$ gemäß Gleichung (5). Vergleicht man die entsprechenden Auftragungen für die fühlbare Wärme (Abb. 1-7), so sieht man die deutlich schlechtere Korrelation der latenten Meßwerte. Erst bei längerer Mittelwertbildung (etwa 1h) verringert sich die Streubreite merklich. Eine mögliche Erklärung hierfür könnte das mit 1s Ansprechdauer vielleicht noch zu träge Meßverfahren sein, wodurch der hochfrequente Anteil der Dampfdruck-Fluktuationen abgeschnitten wird. Die Meßhöhe für die Turbulenz-Korrelationsmessungen beträgt immerhin nur 2 m, eine Höhe in der höhere Frequenzen noch durchaus einen gewissen Anteil am Fluß haben dürften. Dies müßte in erster Linie zu kleine E-Werte ergeben, was für die beobachteten zu großen $\frac{H}{E}$ -Verhältnisse die Ursache sein könnte. Die andere Möglichkeit ist, daß die Transportmechanismen für fühlbare Wärme und Wasserdampf doch Unterschiede aufweisen.

Eine Aufklärung über diese äußerst wichtige Frage könnte nur die Anwendung einer trägheitsfreien Feuchtemessung, am besten durch ein optisches Absorptionsmeßverfahren (z.B. Lyman- α -Humidiometer), herbeiführen. Die bisher durchgeführten Messungen lassen sich jedoch nicht als eindeutiger Beweis für die exakte Gültigkeit der Bowen-Beziehung (10) interpretieren.

6. 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 Auewald 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 1976-77 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. 16), Winkelcoordinate 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. 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, ungestörten 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 strukturierter Umgehung 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. 16 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. 18). 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 abgebogen 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 [4], 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.

7. Zusammenfassung der Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Es konnte gezeigt werden, daß die atmosphärischen Transportvorgänge über Flüssen nicht wesentlich verschieden von denjenigen über Meeresoberflächen sind. Insbesondere stimmen die am Rhein gemessenen Transportkoeffizienten der fühlbaren Wärme mit entsprechenden in der Literatur veröffentlichten Werten für Meere und große Seen gut überein. Die bei Meeressmessungen übliche Parametrisierung des fühlbaren Wärmestroms nach dem Produkt aus Windgeschwindigkeit und Temperaturdifferenz Luft-Wasser kann auch auf die in Rheinhausen erhaltenen Meßwerte mit gutem Erfolg angewendet werden. Störungen durch die inhomogene Geländestruktur scheinen nicht so gravierend zu sein, daß in einer Höhe von 2 m über dem Wasser und einem Abstand von 60 m zum nächsten Ufer atmosphärische Transportmessungen durch Inhomogenitätseffekte wie Advektion o.ä. verfälscht würden.

Die mittlerweile sehr reichlichen Datenmengen zum fühlbaren Wärmestrom erlauben es, durch Mittelwertbildung statistisch hinreichend gesicherte Aussagen über die Abhängigkeit der Wärmeübergangszahl von der Windgeschwindigkeit in 1 m über dem Wasserspiegel bei stabiler oder labiler Luftschichtung zu machen. Es wurde bei labiler Schichtung (Wasser wärmer als Luft) ein auch bei Windstille nicht verschwindender Wärmeübergangswert von im Mittel $3.4 \frac{W}{m^2K}$ gefunden, der der freien Konvektion zugeschrieben wird. Bei stabilen Verhältnissen findet bei $u = 0$ hingegen kein fühlbarer Wärmeübergang statt. Die Messung des latenten Wärmeübergangs bei zwei Meßkampagnen vervollständigt das Gesamtbild der Wärmeströme an der Flußoberfläche. Am Tagesgang aller Wärmeströme an einem Winter- und einem Sommertag kann die unterschiedliche Bedeutung der einzelnen Wärmeübertragungsarten bei Tag und Nacht, Sommer und Winter anschaulich gemacht werden: Der Strahlungsanteil überwiegt sommers als auch winters, im Winter sind latenter und fühlbarer Wärmeübergang etwa gleich groß, während im Sommer der latente Wärmeverlust bedeutungsvoller ist. Die gemessenen Verdunstungswerte lassen jedoch noch keine sicheren Schlüsse insbesondere über die Gültigkeit der Bowen-Beziehung zu.

Statistische Untersuchungen des Windprofils lassen eine Beeinflussung der ungestörten Windverhältnisse durch die Umgebungsstruktur an der Meßstelle Rheinhausen erkennen: Winde quer zur Flußrichtung werden stark unterdrückt, während Wind parallel zum Fluß unter Umständen sogar verstärkt wird. Dies zeigt, daß lokale Umgebungseinflüsse bei Abschätzungen der windabhängigen Verdunstung und Konvektion mitberücksichtigt werden müssen.

8. Literatur

- [1] Kinzelbach, W., Numerische Untersuchungen über den optimalen Einsatz variabler Kühlsysteme einer Kraftwerkskette am Beispiel Oberrhein, Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Heft 44, Universität Stuttgart, 1978
- [2] Trabert, W., Neuere Beobachtungen über die Verdampfungsgeschwindigkeit, Meteorologische Zeitschrift, Berlin 1896, S. 261-263
- [3] Hoffmann, G., Sauter, H., Schikarski, W., Die Meßstation Rheinhausen zur Untersuchung des Wärmetransports aus Fließgewässern, Bericht des Kernforschungszentrums Karlsruhe, KfK 2374, 1977
- [4] Hoffmann, G., Sauter, H., Ergebnisse aus den Aufzeichnungen der Meßstation Rheinhausen im Jahre 1976, Bericht des Kernforschungszentrums Karlsruhe, KfK 2667, 1978
- [5] Monin, A.S., und Obuchow, A.M., Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground, Tr. Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst., No. 24 (151), 1954, S. 163-187
- [6] Lumley, J.L. und Panofsky, H.A., The Structure of Atmospheric Turbulence, Interscience-Wiley, New York 1964
- [7] Haugen, D.A. (Herausgeber), Workshop on Micrometeorology, The American Meteorological Society, 1973
- [8] Deardorff, J.W., Dependence of Air-Sea Transfer Coefficients on Bulk Stability, J. Geophys. Res. 73 (1968), S. 2549-2557
- [9] Emmanuel, C.B., Drag and bulk aerodynamic coefficients over shallow water, Boundary-Layer Meteor. 8 (1975), S. 465-474
- [10] Smith, S.D., Eddy flux measurements over Lake Ontario, Boundary-Layer Meteor. 6 (1974), S. 235-255
- [11] Dunckel, 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

- [12] 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
- [13] 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
- [14] 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
- [15] Müller-Glewe, J. und Hinzpeter, H., Measurement of the turbulent heat flux over the sea, Boundary-Layer Meteor. 6, (1974), S. 47 - 52
- [16] Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Umwelt Baden-Württemberg, Studie über das Abkühlverhalten erwärmter Fließgewässer, Wasserwirtschaftsverwaltung Heft 7, Stuttgart 1977
- [17] Bowen, I.S., The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface, Phys.Rev. 27, (1926), S. 465-474
- [18] Länderarbeitsgemeinschaft Wasser, Grundlagen für die Beurteilung der Wärmebelastungen von Gewässern, 2. Aufl., Mainz 1977

Anhang

Abbildungen 1 - 18 und Tabellen 1 - 3

Abb. 1-7: Parametrisierung des fühlbaren Wärmestromes für $z = 0,8$ m bzw. 1 m.
Jeder Punkt ist ein 10 min-Mittelwert.

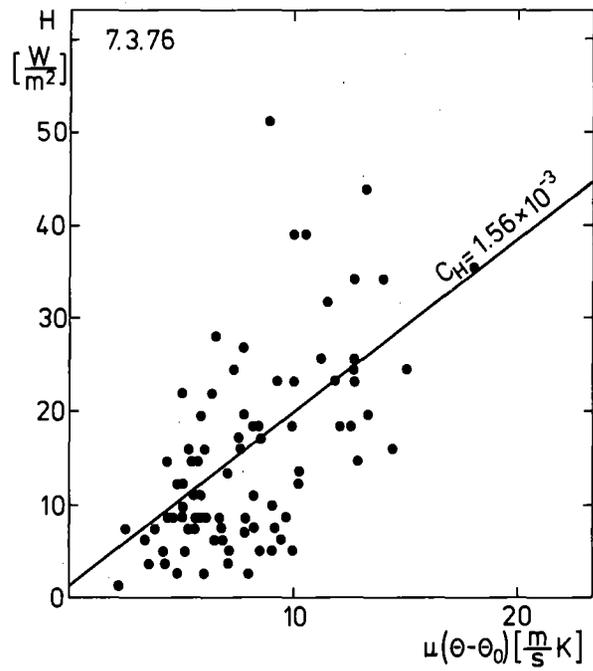


Abb. 1

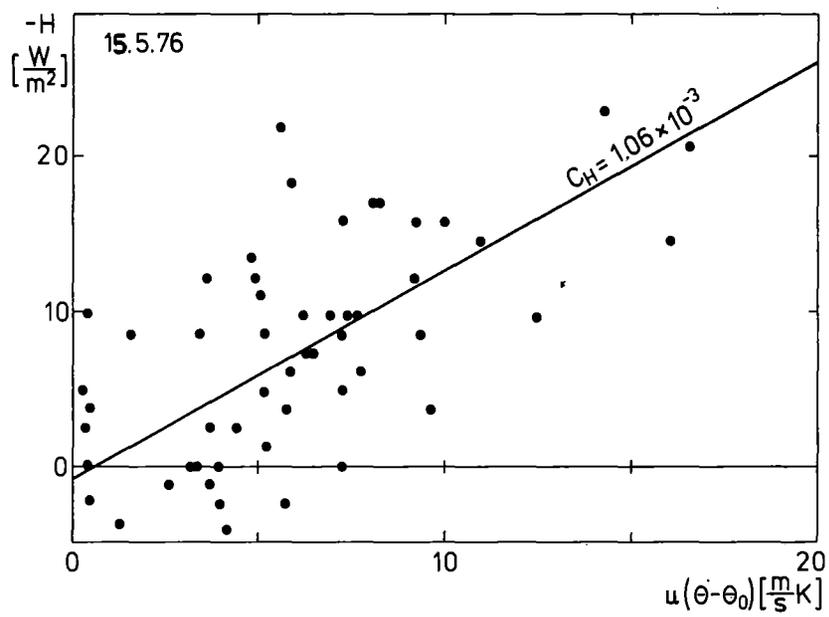


Abb. 2

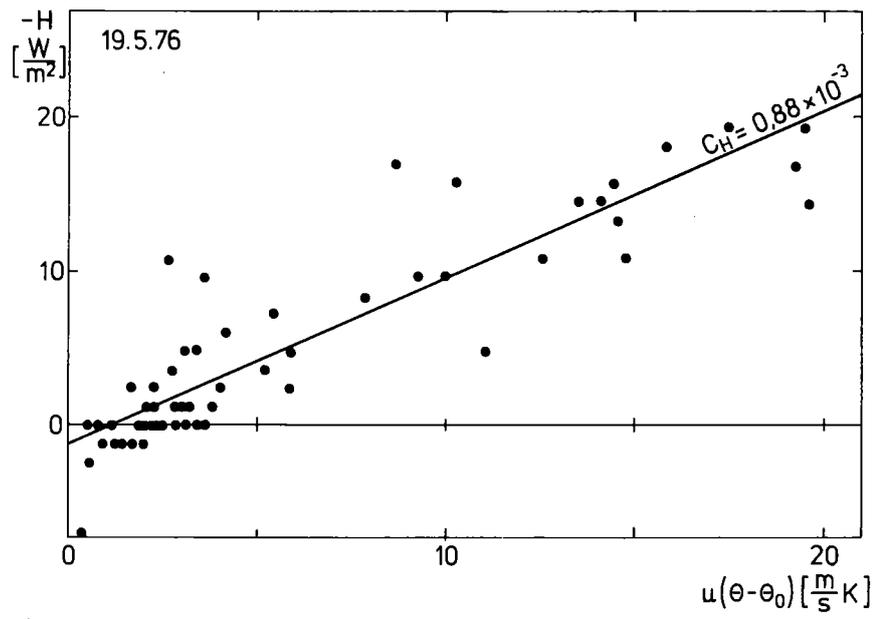


Abb. 3

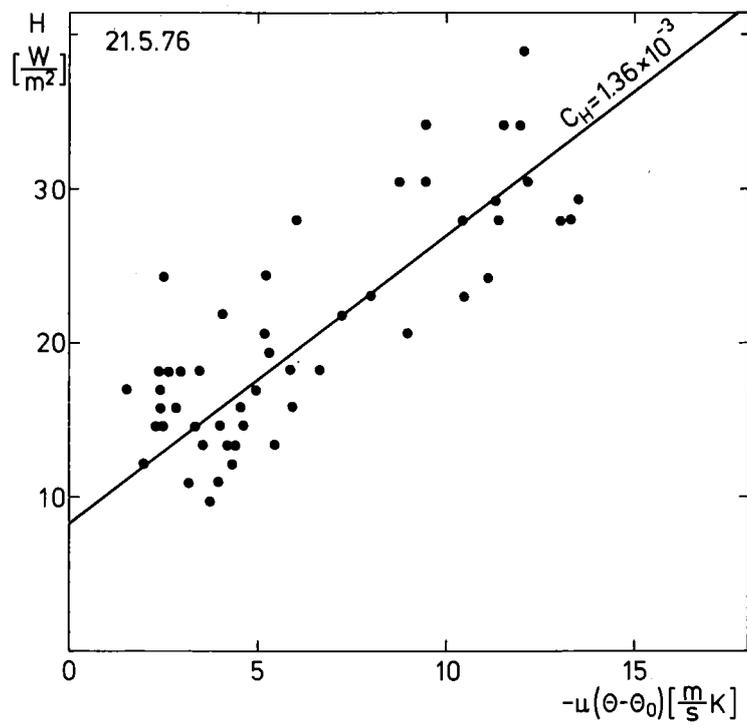


Abb. 4

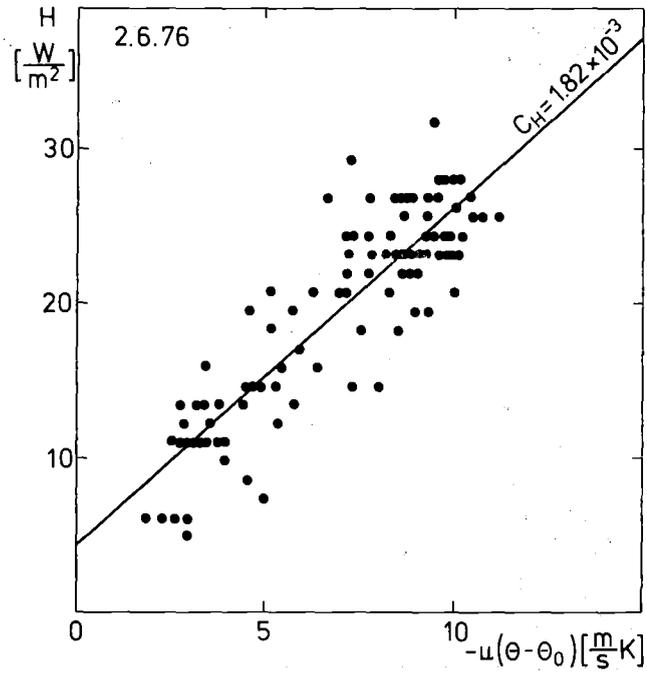


Abb. 5

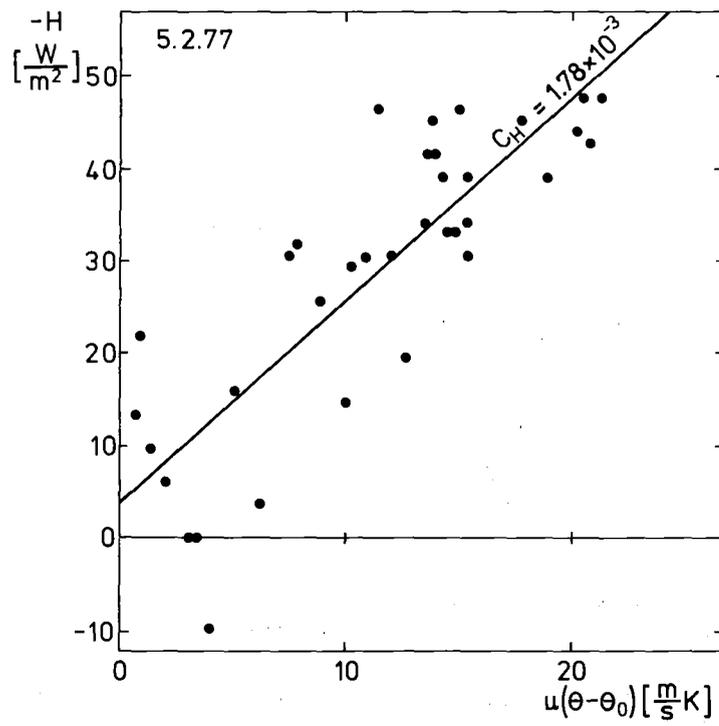


Abb. 6

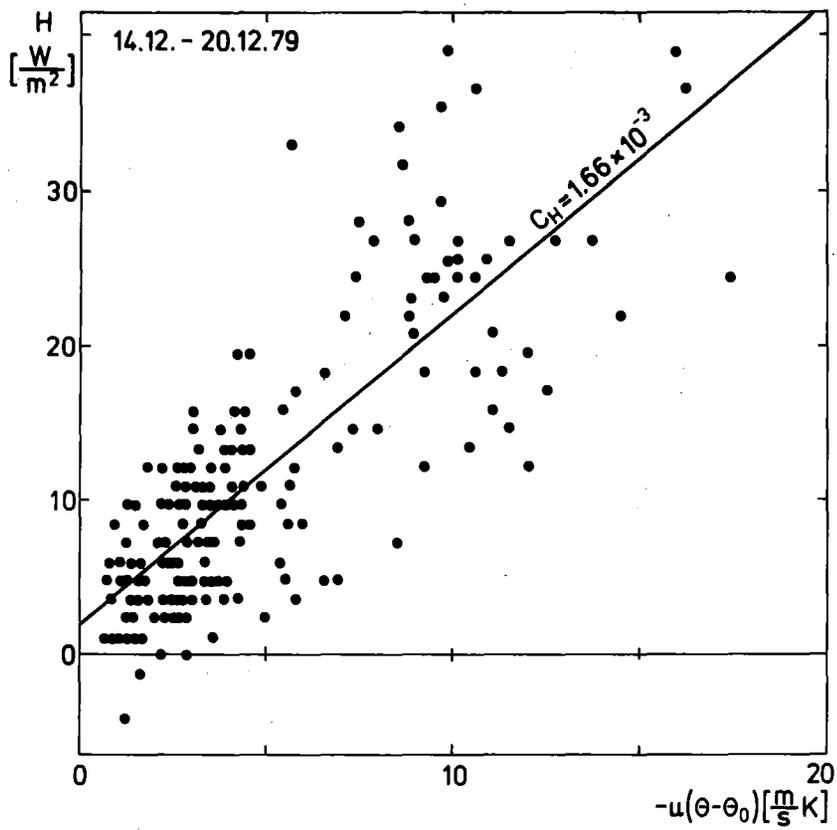


Abb. 7

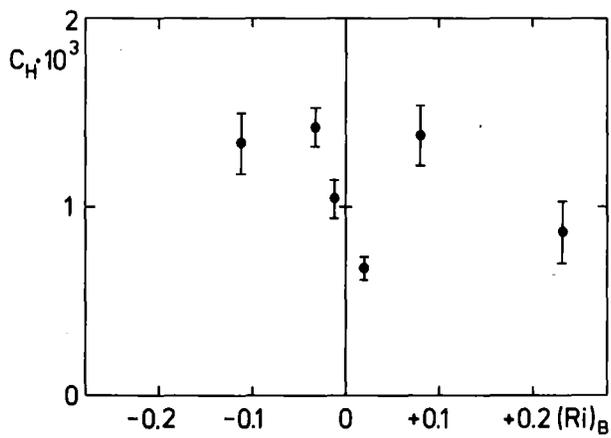


Abb. 8: C_H in Abhängigkeit von der Stabilität. $z = 8$ m

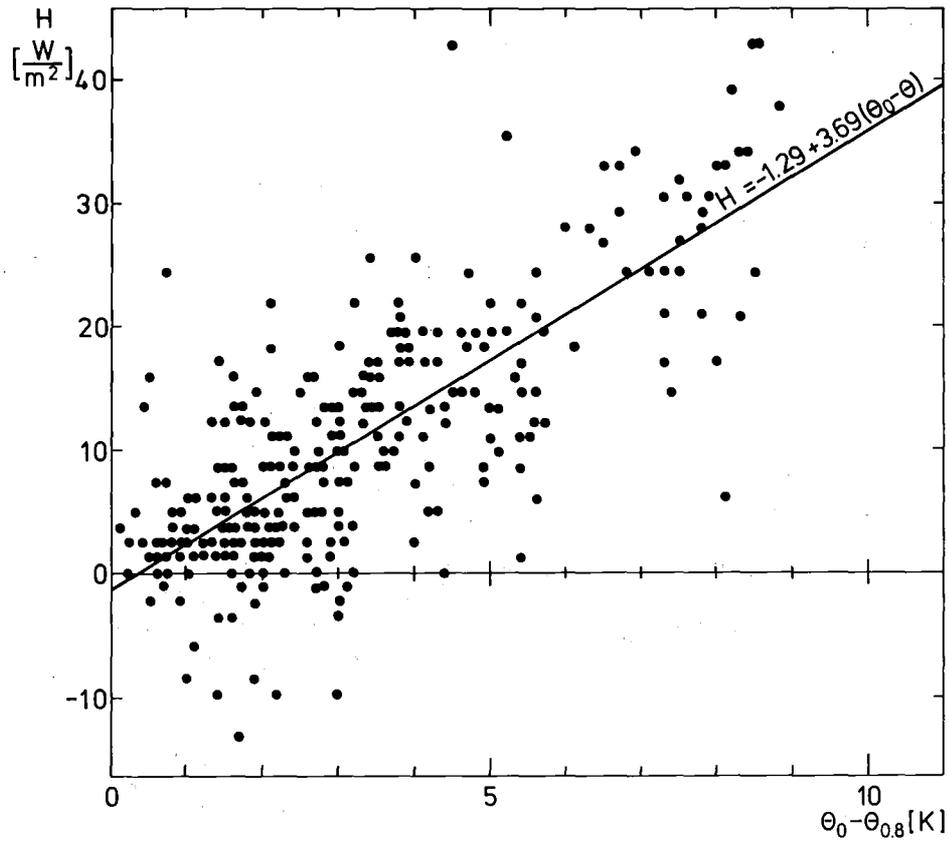


Abb. 9: Fühlbarer Wärmeübergang durch freie Konvektion
08.05.-26.05.76

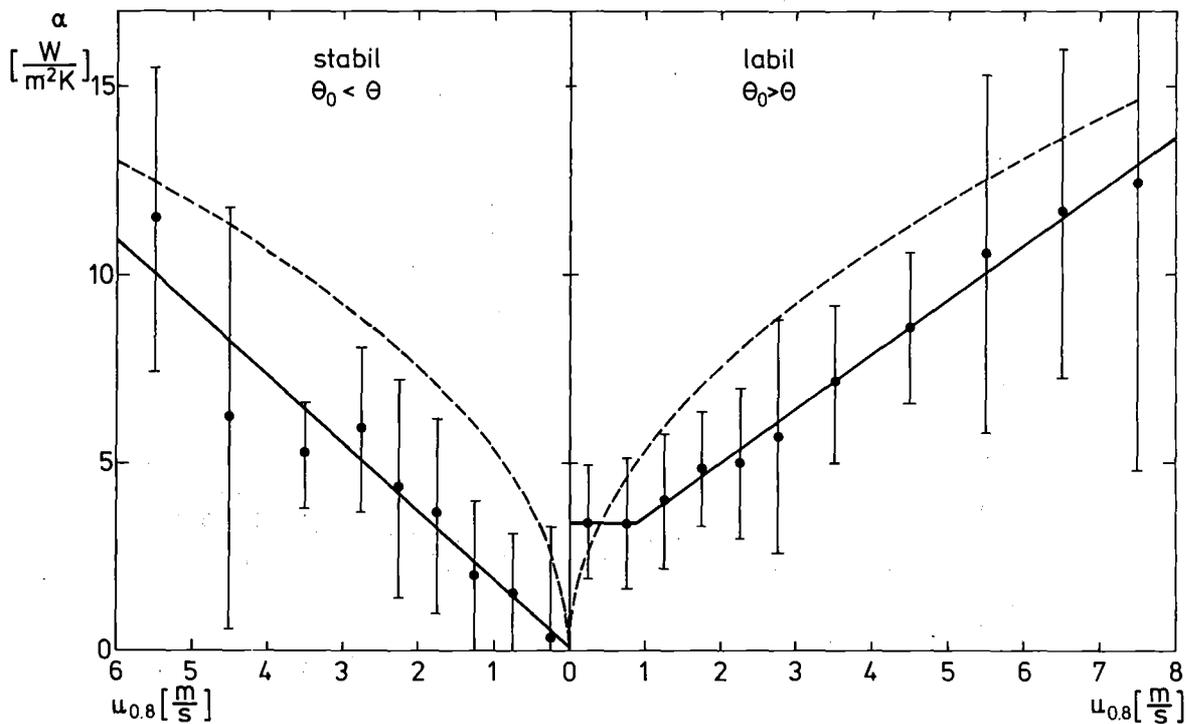


Abb. 10: Meßwerte zur Wärmeübergangszahl. Gestrichelt zum Vergleich der Trabert-Formel

Abb. 11-12: Tagesgang der Wärmeflüsse am 10.01.-11.01.80 (Bild 11) und am 20.06.-21.06.80 (Bild 12)

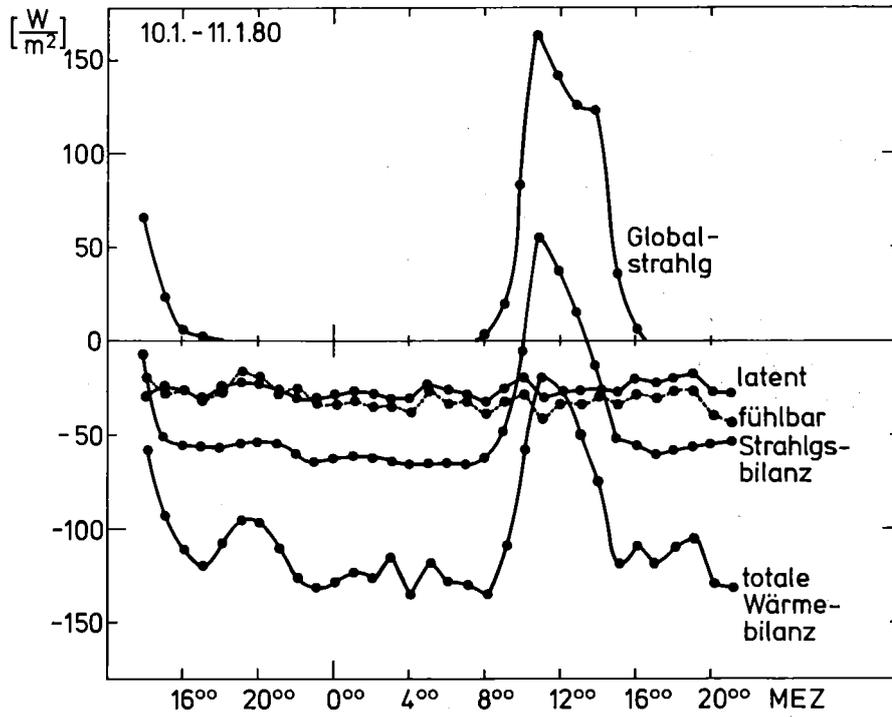


Abb. 11

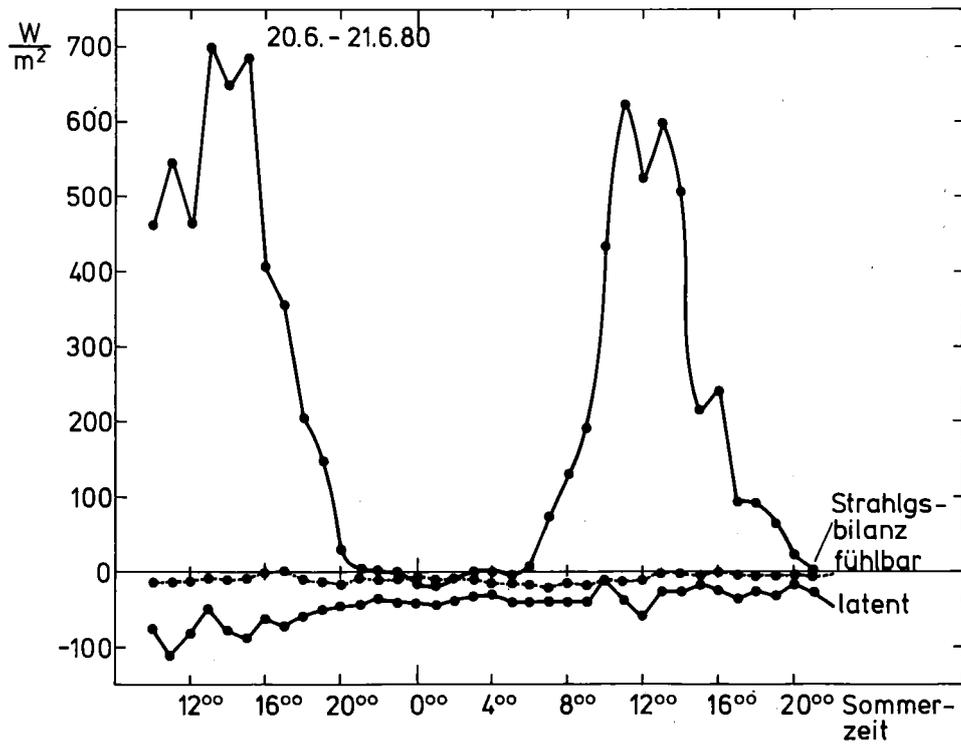


Abb. 12

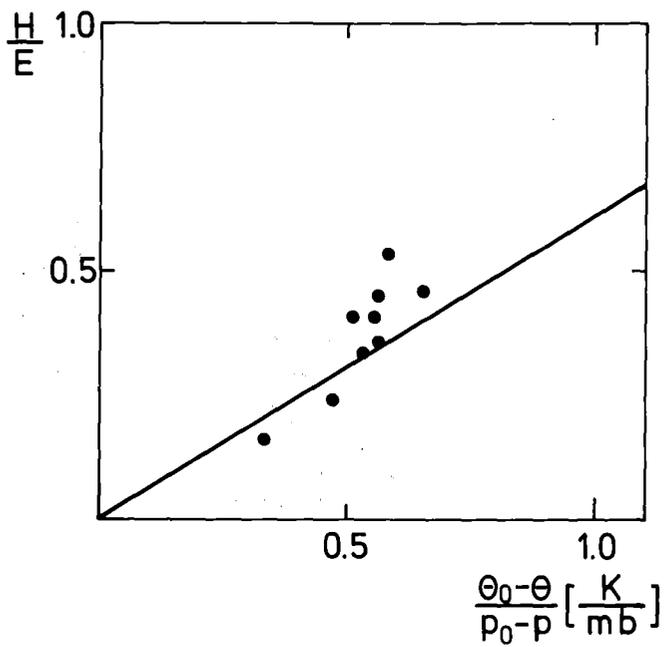
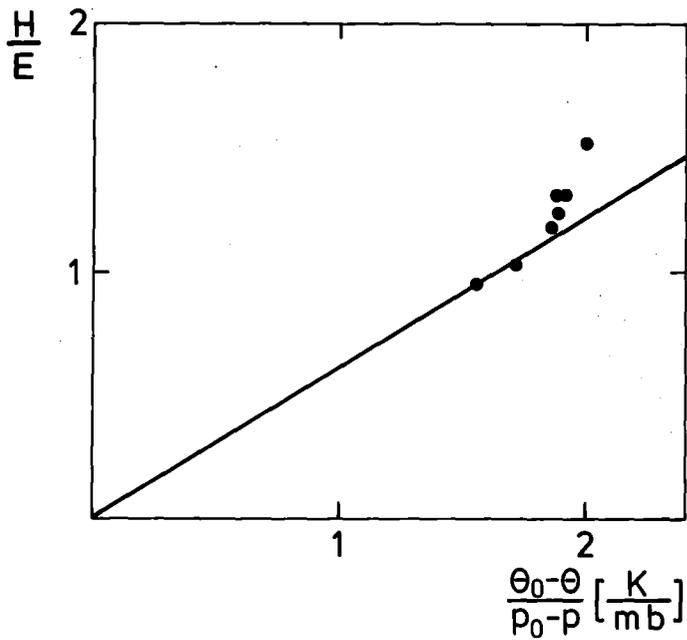


Abb. 13-14: Bowen ratios aus der Messung Januar 80 (200 min-Mittelwerte, Bild 13) und Juni 80 (1h-Mittelwerte, Bild 14). Die Gerade gibt die theoretische Bowen-Beziehung wieder.

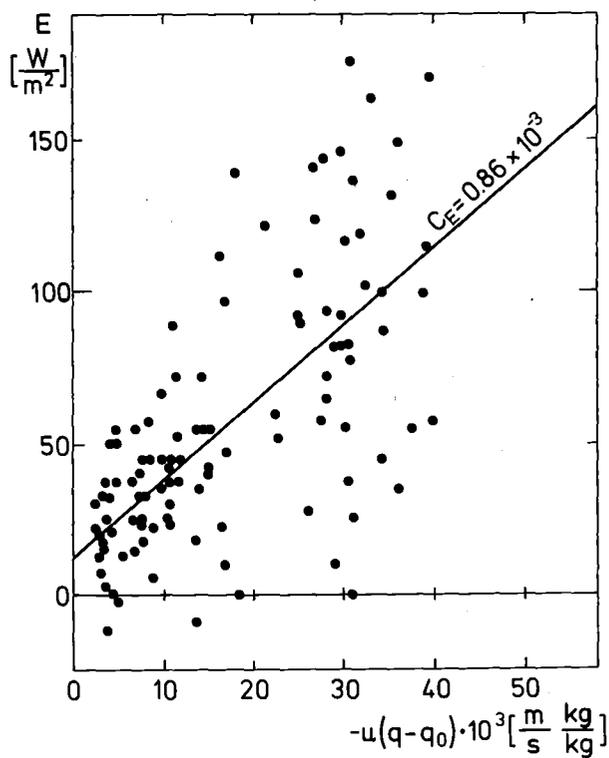


Abb. 15: Parametrisierung des latenten Wärmestromes 19.06.-20.06.80. Korrelationskoeffizient $r = 0.68$ für den eingezeichneten Fit.

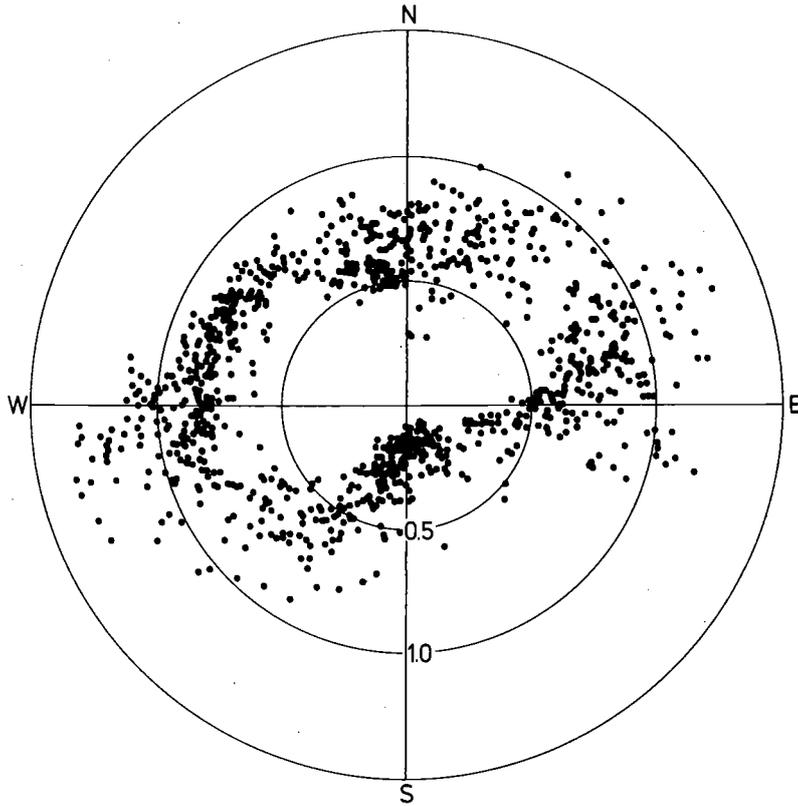


Abb. 16: Polarkoordinaten-Darstellung der Verhältnisse $1.35 \frac{U_{0.8}}{U_{40}}$ in Abhängigkeit von der Windrichtung 40 m.

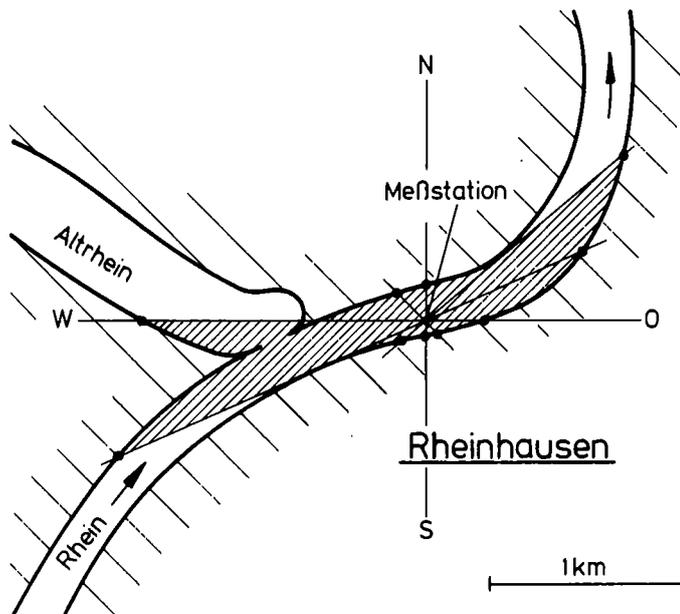


Abb. 17: Umgebung der Meßstation Rheinhausen (aus [4]).

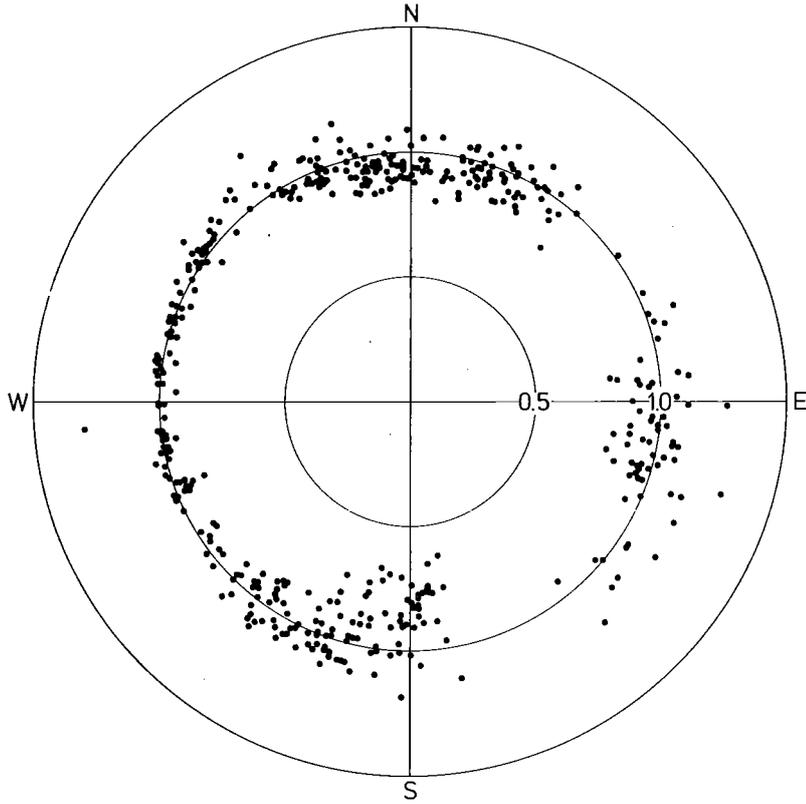


Abb. 18: Polarkoordinaten-Darstellung der Ver-
 hältnisse $1.35 \frac{U_{0.8}}{U_8}$ in Abhängigkeit
 von der Windrichtung 40 m.

Referenz	Meßwert	$C_H \cdot 10^3$	Methode
[9]	Lake Hefner	1.1 ± 0.3	TKM
		1.2 ± 0.3	Profil
[10]	Lake Ontario	1.3 ± 0.5	TKM
[11]	ATEX	1.46	Profil
		2.1	TKM
[12]	Lake Michigan	1.4	TKM
	Bass Strait		
	Lake Wyangan		
[13]	BOMEX	2.7 ± 0.6	TKM
	San Diego	1.0	TKM
[14]	BOMEX	1.54 ± 0.64	Profil
[15]	Ostsee	1.0	TKM

Tab. 1 Übersicht über veröffentlichte Messungen von C_H · (TKM = Turbulenz-Korrelationsmethode)

Meßperiode	$C_H \cdot 10^3$	Korrel.- koeff. r	$(Ri)_B$
07.03.76	1.34	0.66	- 0.113
15.05.76	0.86	0.61	0.232
19.05.76	0.68	0.87	0.019
21.05.76	1.04	0.81	- 0.009
02.06.76	1.42	0.85	- 0.032
05.02.77	1.08	0.78	0.079

Tab. 2 Eigene Ergebnisse für C_H ; Referenzhöhe
ist 8 m.

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	$[\bar{m}/\underline{s}]$	
<u>stabil</u>	α	0.38	1.61	2.06	3.74	4.43	5.98	5.30	6.27	11.6	15.05	-	$[\frac{-W}{m^2K}]$
	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	$[\frac{-W}{m^2K}]$
	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. 3 Auswertung der Wärmeübergangszahlen nach Stabilitäts- und Windgeschwindigkeitsklassen.

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

Danksagung

Der Autor dankt Herrn H.-L. Gültling für die tatkräftige Mitarbeit an dem Projekt sowie zahlreichen Mitarbeitern des LAF für die Unterstützung bei "Sondereinsätzen" an der Rheinstation.

Dank gilt auch dem Umweltbundesamt, der Kernkraftwerk Philippsburg GmbH sowie der Badenwerk AG für die finanzielle Förderung des Vorhabens, das unter Leitung von Prof. Dr. Schikarski durchgeführt wurde.