

Berichte
des
Deutschen Wetterdienstes

Nr. 153

**Untersuchungen über die Energiehaushaltskomponenten
in der atmosphärischen Grenzschicht
am Beispiel eines Kiefernbestandes
in der Oberrheinebene (Hartheim/Rh.)**

von
Rüdiger Schott

(mit 30 Abbildungen und neun Tabellen im Text sowie einem
Anhang mit 12 Abbildungen und einer Tabelle)

Offenbach am Main 1980
Im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

ISSN 0072—4130

ISBN 3—88148—182—6

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main

Mit der Annahme des Manuskriptes und seiner Veröffentlichung durch den Deutschen Wetterdienst geht das Verlagsrecht für alle Sprachen und Länder einschließlich des Rechtes der photomechanischen Wiedergabe oder einer sonstigen Vervielfältigung an den Deutschen Wetterdienst über; für den Inhalt ist der Verfasser verantwortlich.

Anschrift des Autors:

Dr. Rüdiger Schott,
Brombergstraße 32, 7800 Freiburg

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S	Seite
Vorwort	2
Zusammenfassung	3
Abstract	3
Verzeichnis der verwendeten Symbole	4
1 EINLEITUNG	6
2 MIKROMETEOROLOGISCHE MEßSTATION HARTHEIM UND DATENVERARBEITUNG	6
2.1 Meßgelände und Umfeld	6
2.2 Instrumenteller Aufbau	7
2.3 Datenaufbereitung und -verarbeitung	9
3 ATMOSPHERISCHE GRENZSCHICHT OBER EINEM KIEFERNBESTAND	9
3.1 Windprofilparameter	9
3.2 Stabilitätsparameter	13
3.3 Austauschgrößen	14
4 ENERGIEHAUSHALTSKOMPONENTEN	16
4.1 Energiehaushaltsgleichung	16
4.2 Strahlungsbilanz	17
4.3 Boden-Bestandswärmestrom	19
4.3.1 Bodenphysikalische Parameter	20
4.3.2 Bodenwärmestrom	23
4.3.3 Bestandswärmestrom	26
4.4 Ströme fühlbarer und latenter Wärme	31
4.4.1 SVERDRUP-BOWEN-Methode	33
4.4.2 Wärmeleitungsmethode	34
4.4.3 Deposition-Velocity-Methode	35
4.5 Diskussion der Daten	36
4.5.1 Tages- und Jahresgang der Energiehaushaltskomponenten	37
4.5.2 Wasserhaushalt	41
5 PARAMETERISIERUNG DER LATENTEN ENERGIE- BZW. WASSERSTRÖME	43
6 ERGEBNISVERGLEICH NACH DIFFERENZ- UND PROFILMESSMETHODE	44
Danksagung	45
Literaturverzeichnis	46
Anhang	50

Vorwort

Seit 1974 werden kontinuierlich Wärme- und Wasserhaushaltsuntersuchungen an einem Kiefernwald im Trockengebiet der südlichen Oberrheinebene durchgeführt mit der Absicht, die periodischen Schwankungen und die langfristigen Veränderungen der einzelnen Komponenten über einen möglichst langen Zeitraum zu verfolgen. An solchen Informationen besteht heute noch ein großer Mangel, wenn man sich beispielsweise die Tatsache vor Augen hält, daß Diskussionen über die Ursache von Klimaänderungen meist qualitativ geführt werden müssen ohne ausreichende Kenntnisse der Variabilitätseigenschaften der sie bedingenden physikalischen Vorgänge. Die vorliegende Arbeit enthält Auswertungen der Jahre 1974/75. Weiteres Material soll künftig in zwangloser Folge veröffentlicht werden.

A. Kessler

Zusammenfassung

Auf der Meßstation im Hartheimer Kiefernwald (Oberrheinebene) werden seit Frühjahr 1974 mikrometeorologische Daten gewonnen. Für die Untersuchung des Wärme- und Wasserhaushaltes wurde ein Jahr aus der Meßkampagne gewählt (August 1974 - Juli 1975). Eine Optimierung der Wärmeflußbestimmung konnte auf zweifache Art erreicht werden: a) durch geeignete Kombination verschiedener Berechnungsverfahren und b) durch Benutzung von gewöhnlich als konstant angesehenen Parametern als Variable.

Bei der Untersuchung der Windprofilparameter konnte die starke Abhängigkeit der Parameter von der Windgeschwindigkeit bestätigt werden. Jedoch wurde im Gegensatz zu einigen anderen Beobachtungen in der Literatur eine Zunahme der aerodynamischen Rauigkeit mit zunehmender Windgeschwindigkeit festgestellt.

Die Untersuchung zeigte am Beispiel dieses besonders trockenen Standortes der Bundesrepublik, daß die über dem jungen Kiefernwald indirekt gemessene Evapotranspiration vorwiegend durch die Strahlungsenergie gesteuert wird und daß die Relation des Stromes latenter Wärme zur Strahlungsbilanz mit dem Wert 62.8% kleiner ausfällt als bei entsprechenden Beobachtungen an anderen Standorten. Bei der Wasserhaushaltsuntersuchung ergab sich eine ausgeglichene Bilanz zwischen einjähriger Verdunstungs- und Niederschlagssumme. Ein unterirdischer Abfluß wurde somit nicht beobachtet in diesem trockenen Gebiet mit relativ hoher Strahlungsintensität, relativ geringer Niederschlagssumme und tiefem Grundwasserspiegel (ca. 7 m).

Außerdem konnte eine hinreichende Parameterisierung des latenten Energiestromes vorgenommen und ein Ergebnisvergleich nach Differenz- und Profilmeßmethode aufgestellt werden. Danach liefern beide Methoden erst bei Energieströmen über 240 mcal/cm²min merklich differierende Werte.

Abstract

Since spring 1974 micrometeorological data were obtained at a control point in the Hartheim pine forest (Upper Rhine Valley). For the investigation of heat and water balance there was chosen a measuring-time of one year (August 1974 - July 1975). An optimal determination of heat flux could be reached in two ways: a) by an appropriate combination of different processes of calculation and b) by use of parameters as variables normally regarded as constants.

During the investigation of wind profile parameters a strong dependence of these could be determined on wind velocity. However, contrary to some other research studies an increase was established in aerodynamic roughness corresponding to increasing wind velocity.

The investigation showed, in the example of this especially dry area in West-Germany, that the indirectly determined evapotranspiration above the young pine forest correlates highly with radiation energy and that the relation of latent heat flux to radiation energy is 62.8%, which is a smaller value than that determined at other places. The water balance investigation yielded balanced values of annual evapotranspiration, precipitation, and water supply in the soil. Therefore a run-off in soil could not be observed in this dry area with a relatively high intensity of radiation, a relatively small amount of precipitation, and a deep groundwater level (approx. 7 m).

Moreover the latent heat flux could be parametrized rather well. The difference and the profile measuring methods were compared, and a high correlation was shown, with some marked differences only at times of energy fluxes above 240 mcal/cm²min.

Verzeichnis der verwendeten Symbole

A	Gegenstrahlung (langwellig) der Atmosphäre	(mcal/cm ² min)
A	Austauschkoeffizient (-Zahl)	(g/cm s)
A _A	Austauschkoeffizient bei Adiabasie	(g/cm s)
A _L	Austauschkoeffizient nach LETTAU	(g/cm s)
A _M	Austauschkoeffizient nach MONIN-OBUKOV	(g/cm s)
A _S	Austauschkoeffizient nach SVERDRUP	(g/cm s)
A _q	Austauschkoeffizient (turbulenter) für Wasserdampf	(g/cm s)
A _U	Austauschkoeffizient (turbulenter) für Impuls	(g/cm s)
A _θ	Austauschkoeffizient (turbulenter) für Wärme	(g/cm s)
a	Temperaturleitfähigkeit (-zahl) des Bodens	(cm ² /s)
B	Boden-Bestandswärmestrom	(mcal/cm ² min)
BB	Boden-Bestandswärmestrom im Niveau z=0	(mcal/cm ² min)
BB _T	Boden-Bestandswärmestrom in der Bodenschicht (0 > z > -z _*)	(mcal/cm ² min)
BB	Bodenwärmestrom im Niveau z=-z	(mcal/cm ² min)
BW	Wärmestrom in der Schicht (0 < z < z _R)	(mcal/cm ² min)
BW _{Bio}	Wärmestrom in der Biomasse (Vegetationsmasse)	(mcal/cm ² min)
BW _L	Wärmestrom in der Bestandsluft (0 < z < z _R)	(mcal/cm ² min)
BF	Bodenfeuchtegehalt	(Volumen %)
c	spezifische Wärme der Luft	(cal/g °C)
c _B	spezifische Wärme des Bodens	(cal/g °C)
c _{BF}	spezifische Wärme des feuchten, natürlichen Bodens	(cal/g °C)
c _{Bio}	spezifische Wärme der Holzmasse	(cal/g °C)
c _p	spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck	(cal/g °C)
C	Psychrometer-"Konstante" (≈ 0.48)	
D	Verdrängungsschicht, "Dicke der tätigen Schicht für Wind"	(cm)
d	Nullpunktverschiebung	(cm)
d	Tag	
E	Ausstrahlung (langwellig) der Erdoberfläche	(mcal/cm ² min)
E _{SB}	Ausstrahlung (langwellig) nach STEFAN-BOLTZMANN	(mcal/cm ² min)
e	Dampfdruck	(mm Hg)
G	Globalstrahlung (= S+H)	(mcal/cm ² min)
g	Erdbeschleunigung	(cm/s ²)
H _{Bio}	Bestandshöhe	(cm)
H	diffuse Himmelsstrahlung (kurzwellig)	(mcal/cm ² min)
h	Stunde	
I _O	Strahlungsstrom aus dem oberen Halbraum	(mcal/cm ² min)
I _U	Strahlungsstrom aus dem unteren Halbraum	(mcal/cm ² min)
K _U	turbulenter Diffusionskoeffizient für Impuls	(cm ² /s)
K _T	turbulenter Diffusionskoeffizient für Wärme	(cm ² /s)
L	fühlbarer Wärmestrom	(mcal/cm ² min)
L/V	BOWEN-Verhältnis	
L _*	MONIN-OBUKOV'sche Länge (Skalierungsgröße)	(cm)
P	Luftdruck in mm Hg	(g/cm s ²)
Q	Strahlungsbilanz	(mcal/cm ² min)
Q _K	Strahlungsbilanz der kurzwelligen Ströme	(mcal/cm ² min)

Q_L	Strahlungsbilanz der langwelligen Ströme	(mcal/cm ² min)
q	spezifische Feuchte der Luft	(g/kg)
q _{4.4}	spezifische Feuchte der Luft in 4.4 m Höhe	(g/kg)
q _{9.6}	spezifische Feuchte der Luft in 9.6 m Höhe	(g/kg)
R	Reflexstrahlung (kurzwellig) der Erdoberfläche	(mcal/cm ² min)
Ri	RICHARDSON-Zahl, Schichtungs-, Stabilitätsparameter der Luft	
S	direkte Sonnenstrahlung (kurzwellig)	(mcal/cm ² min)
T	Temperatur	(°C)
T _a	absolute Temperatur (=T + 273.2)	(°K)
T _{AN}	Stundenanfangswert der Bodentemperatur	(°C)
T _E	Oberflächentemperatur "des Bestandes" (berechnet aus E)	(°C)
T _{EN}	Stundenendwert der Bodentemperatur	(°C)
T _i	Bodentemperatur in der Tiefe z _i	(°C)
T _o	Oberflächentemperatur des Bodens	(°C)
T _{4.4}	Lufttemperatur in 4.4 m Höhe	(°C)
T _{9.6}	Lufttemperatur in 9.6 m Höhe	(°C)
T	mittlere Temperatur der Luftschicht 9.6 - 4.4 m	(°C)
TF	Feuchttemperatur	(°C)
TT	Trockentemperatur	(°C)
t	Zeit	(s)
u	Windgeschwindigkeit (horizontale)	(cm/s)
\bar{u}	mittlere Windgeschwindigkeit	(cm/s)
u _*	Schubspannungsgeschwindigkeit	(cm/s)
V	latenter Wärmestrom	(mcal/cm ² min)
VMM	Evapotranspiration	(mm/Zeit)
v	deposition velocity (turbulenter Diffusionswiderstand)	
z	Höhe (über Grund = positiv)	(cm)
z _R	Referenzniveau (Bezugsniveau) für den Energiehaushalt	(cm)
z _o	Rauigkeitsparameter (aerodynamischer)	(cm)
z _*	mittlere Eindringtiefe der vertikalen Bodentemperaturwelle	(cm)
z'	reduzierte Höhe (=z -D)	(cm)
α	Albedo (= 100 · R/G)	(%)
α _L	Wärmeleitungskoeffizient (Wärmeleitzahl)	(mcal/cm ² min °C)
Δ/Δz	Differenzoperator	
∂/∂z	Differentialoperator	
Δe	vertikale Dampfdruckdifferenz	(mm Hg)
Δq _{4.4}	spezifische Feuchteänderung der Bestandsluft	(g/kg)
ΔT	Temperaturdifferenz	(°C)
Δt	Zeitintervall	(s)
ΔT _{4.4}	Temperaturänderung der Bestandsluft	(°C)
ΔT _{Bio}	Temperaturänderung (gemittelte) der Biomasse	(°C)
Δu	Windgeschwindigkeitsdifferenz	(cm/s)
Δz _i	Bodenschichtdicke	(cm)
Δz _{Bio}	Höhe der Holzsäule (Biomasse)	(cm)
Δz _L	Höhe der Bestandsluftsäule	(cm)
Δθ	vertikale potentielle Temperaturdifferenz	(°C)

δT	Bodentemperaturamplitude der Tageswelle	($^{\circ}\text{C}$)
ε	Emissionswert	
θ	potentielle Temperatur	($^{\circ}\text{C}$)
θ_a	potentielle Äquivalenttemperatur	($^{\circ}\text{C}$)
κ	VON KARMAN - Zahl ("Konstante") ≈ 0.40	(cal/g)
λ	Wärmeleitfähigkeit des Bodens	($\text{cal/cm s } ^{\circ}\text{C}$)
λ_E	Verdampfungswärme von Eis	(cal/g)
λ_W	Verdampfungswärme von Wasser	(cal/g)
λ_O	geographische Länge	(Grad,min,s)
ρ	Dichte der Luft	(g/cm^3)
ρ_B	Dichte des trockenen Bodens	(g/cm^3)
ρ_{BF}	Dichte des feuchten Bodens	(g/cm^3)
ρ_{Bio}	Dichte der Holzmasse (Biomasse)	(g/cm^3)
$\rho \cdot c$	Volumwärme	($\text{cal/cm}^3 \text{ } ^{\circ}\text{C}$)
σ	STEFAN-BOLTZMANN-Konstante	($\text{cal/cm}^2 \text{min } ^{\circ}\text{C}^4$)
τ_0	Schubspannung an Grenzfläche	(g/cm s^2)
φ_0	geographische Breite	(Grad,min,s)
ω	Kreisfrequenz	(1/s)
∇	Divergenz	

1 EINLEITUNG

Ein Untersuchungsziel der am Meteorologischen Institut der Universität Freiburg ausgeführten Arbeiten ist die Erforschung der wechselseitigen Einflüsse zwischen bodennaher Luftschicht und Erdoberfläche. Die Erd- bzw. Vegetationsoberfläche stellt ein Hauptumsatzniveau für Energieströme dar. Vorwiegend von hieraus werden mikrometeorologische Prozesse in Gang gesetzt und gesteuert.

Seit Frühjahr 1974 werden meteorologische und bodenphysikalische Parameter an der Meßstation in Hartheim erfaßt. Die Meßdaten des Zeitraumes August 1974 bis Juli 1975 bilden die Basis für die vorliegende Wärme- und Wasserhaushaltuntersuchung eines Kiefernbestandes. Die Werte für die Wärme- und Wasserströme direkt oberhalb des Bestandes wurden für jede Stunde des einjährigen Zeitraumes ermittelt. Außerdem sind die Daten zur Charakterisierung der Grenzschicht Atmosphäre-Wald ausgewertet worden.

2 MIKROMETEOROLOGISCHE MEßSTATION HARTHEIM UND DATENVERARBEITUNG

2.1 Meßgelände und Umfeld

Die Station liegt ca. 20 km südsüdwestlich von Freiburg/Breisgau, nahe der Ortschaft Hartheim ca. 1 km östlich des Rheines. Der Meßort befindet sich im mittleren Teil des Oberrheingrabens, der westlich in ca. 23 km Entfernung von den Vogesen, und östlich in ca. 12 km Entfernung vom Schwarzwald begrenzt wird. Die nächstgelegene Erhebung, der Tuniberg, liegt in 7 km nordöstlicher Entfernung. Die Horizonteinengung ist in Abbildung 1 dargestellt worden.

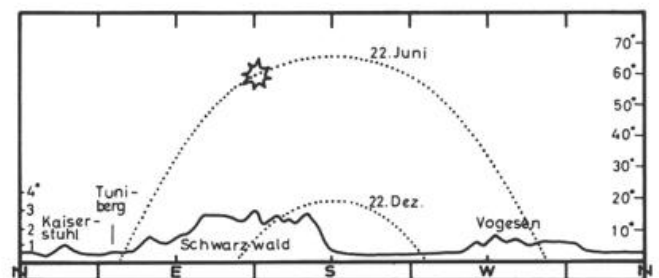


Abb. 1: Horizonteinengung an der Meßstation (linke Skala bezieht sich auf die Horizontenerhebung, rechte auf die Sonnenbahn)

Die topographische Lage der Meßstation (mit den Koordinaten $\varphi_0 = 47^\circ 56' N$, $\lambda_0 = 7^\circ 36' E$, 201 m NN) zeigt Abbildung 2.

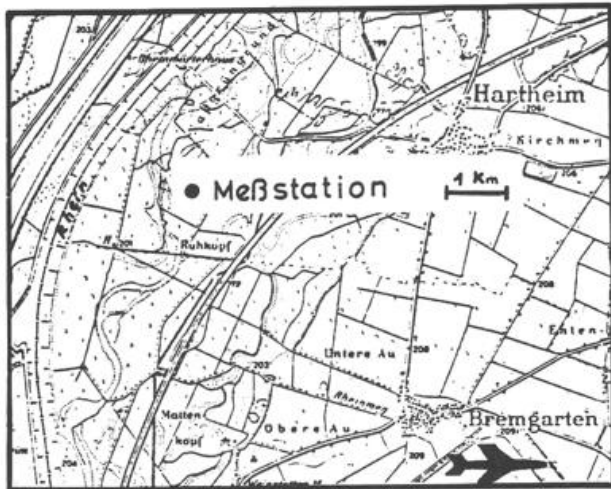


Abb. 2: Topographische Lage der Meßstation

Der untersuchte Kiefernwald (*Pinus sylvestris*) wurde 1964 in der Rheinaue angelegt. Die Baumreihen verlaufen in SSW-NNO-Richtung (siehe Abb. 3). Die Bestandsdichte beträgt ca. 8400/ha. Die mittlere Baumhöhe wird seit Frühjahr 1974 aus 8 Baumexemplaren alle 3 Monate bestimmt und betrug im April 1974 4.18 m, im Mai 1975 4.65 m und im April 1976 4.96 m.

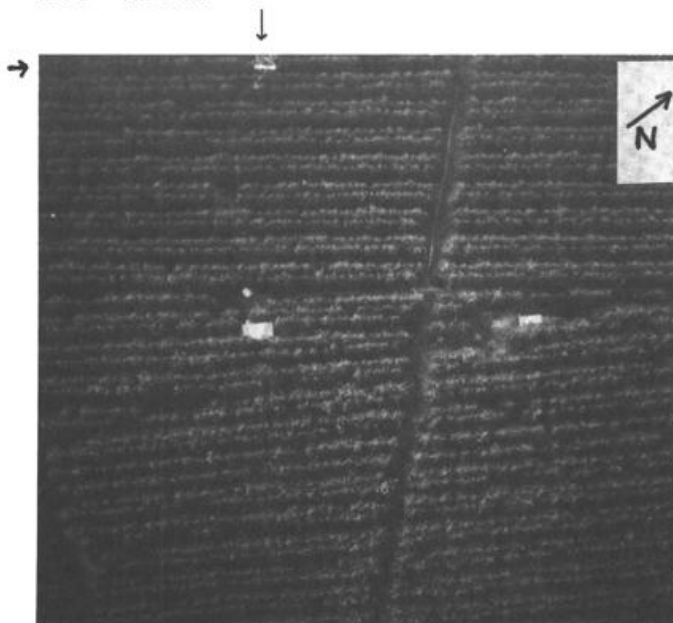


Abb. 3: Luftbildaufnahme des Meßumfeldes (freigegeben durch das Regierungspräsidium Freiburg unter Nr. P-14163)

Da man sich aus meßtechnischen und theoretischen Gründen und wegen des hohen Rechenaufwandes bei Energieberechnungen auf Vertikalströme beschränkt, müssen Energieadvektionen ausgeschlossen werden. Dies erfordert für eine Meßstation ein ausreichend großes Umfeld, das horizontal gelegen und in seinen hydrologischen, bodenphysikalischen und aerodynamischen Parametern, sowie in der Albedo homogen sein muß. Das Umfeld der Meßstation Hartheim liefert die Erfüllung dieser Voraussetzungen, da ein homogenes Gelände mit einem Radius von mindestens 1 km um die Meßstation gegeben ist (siehe Abb. 2 und 3). Ein homogener Fetch von 1000 m wird allgemein als erforderlich angenommen, um die Austauschprozesse von Impuls, Wärme und Wasser entsprechend der Charakteristik der Grenzfläche zu stabilisieren.

Der Untergrund besteht aus groben Schottern und Sanden alpiner Herkunft, wobei die "Deckschicht", ca. 45 cm mächtig, von feinkieshaltiger, sandig-schluffiger Natur ist, mit sehr geringem Humusanteil im obersten Bereich. Der Grundwasserspiegel kann bei 7 m Bodentiefe angenommen werden. Die Grundwasserabsenkung erfolgte seit der TULLAschen Rheinkorrektur und wurde mit der Schaffung des Rheinseitenkanals noch verstärkt. Die Rheinaue war früher sumpfig-feucht und mit Rheinseitenarmen durchsetzt. Der Jahresmittelwert für Lufttemperatur liegt bei 10°C, die mittlere jährliche Niederschlagssumme bei 600 mm. Diese hydrometeorologischen Verhältnisse des Untersuchungsraumes sind charakteristisch für ein Trockengebiet.

2.2 Instrumenteller Aufbau

Im Berichtszeitraum konnte nur eine vorwiegend analog-registrierende Meßanlage eingesetzt werden, die wiederum nur die wichtigsten Parameter erfaßte (siehe Tab. 1 und Abb. 5).

Um eine möglichst geringe Turbulenzstörung durch das Rohrgerüst zu erzielen, sind die Wind- bzw. Temperatur-Fühler soweit nach SW bzw. NW exponiert, daß das Windfeld im allgemeinen ungestört mit dem Fühler in Kontakt

Tab. 1: Übersicht der Meßeinrichtung

Gemessene Parameter	Meßfühler (Hersteller)	Meßniveau, Meßpunkte	Meßtechnik
Lufttemperatur (feucht)	LiCl-Fühler (Siemens)	2	elektr., analog
	Psychrometer (Eigenbau)	2-3	elektr., analog
Lufttemperatur (trocken)	Psychrometer (Eigenbau)	2-3	elektr., analog
Strahlung (kurzwellig)	Pyranometer (Kipp und Zonen)	1	elektr., analog
Strahlung (langw.,Innentemp.)	Pyrradiometer (Lange)	1	elektr., analog
Windgeschwindigkeit	Schalenkreuzanemometer (Lambrecht)	5	elektr.,digital
Windrichtung	Windfahne (Lambrecht)	1	elektr., analog
Bodentemperatur	Pt-100-Fühler (Eigenbau)	6	elektr., analog
Bodenfeuchte	Neutronensonde (Berthold)	14-19	elektr.,digital
Niederschlag	Niederschlagsmesser (Lambrecht)	1	mech., analog

kommt. Die vorherrschenden NNE bzw. SSW-Winde treten parallel zum Rheingraben auf (siehe Abb. 4).

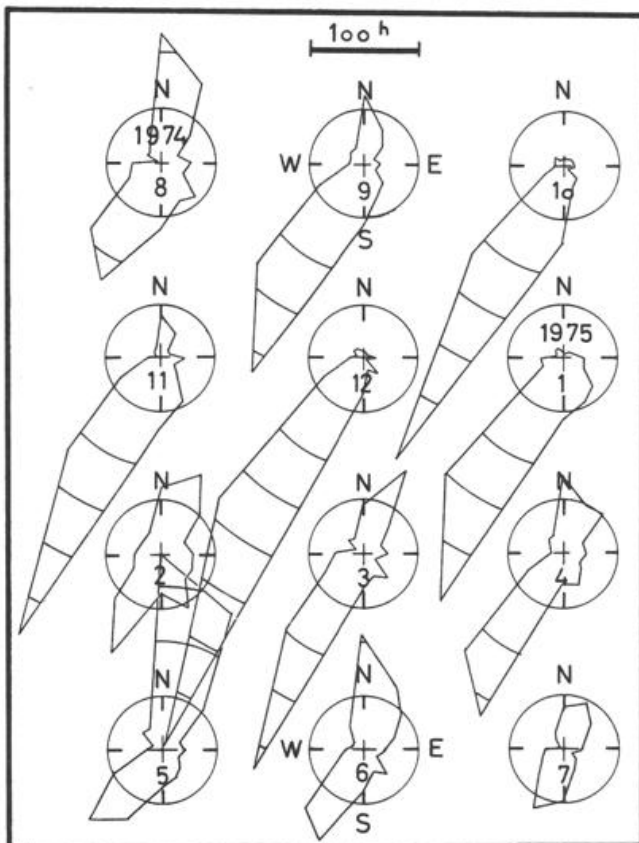


Abb. 4: Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen

In einer neutral geschichteten PRANDTL-Schicht bei homogenem Umfeld besteht eine logarithmische Abhängigkeit der Temperatur, der Feuchte und der Windgeschwindigkeit von der Vertikalen. Die Meßniveaus sind daher logarithmisch gewählt, um nahezu gleiche Differenzbeträge

zwischen zwei Niveaus zu erhalten. Ebenso wurde für die Bodentemperaturmessung eine quasi-logarithmische Tiefenverteilung der Sensoren vorgenommen.

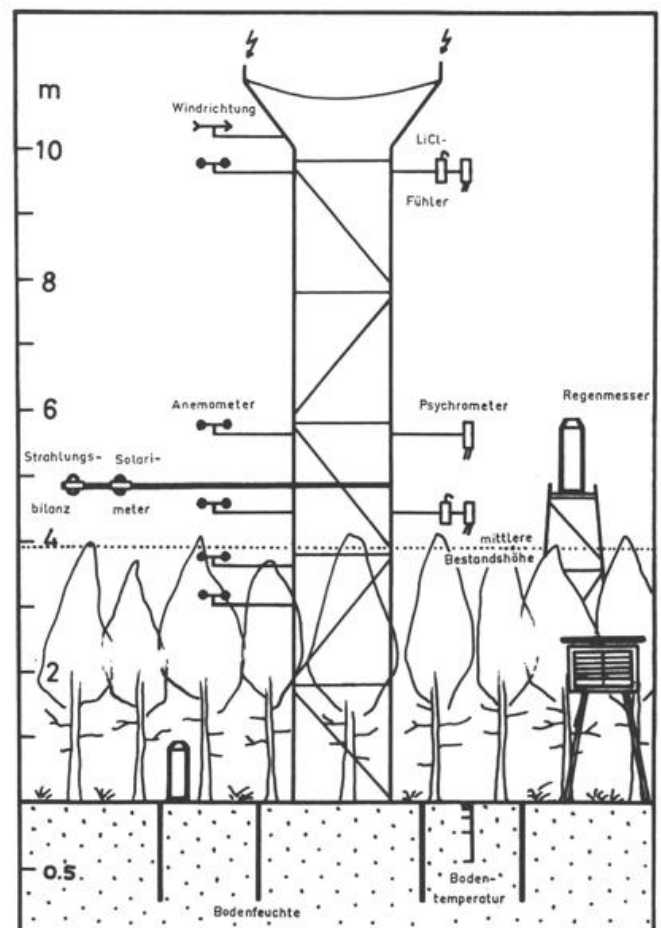


Abb. 5: Aufbau der Meßstation

2.3 Datenaufbereitung und -verarbeitung

Den allgemeinen Arbeitsverlauf der Datenaufbereitung und -verarbeitung einzelner meteorologischer Parameter spiegelt das Blockdiagramm Abbildung 6 wider. Im Kasten wird der Zustand des Arbeitsprozesses angegeben, die Pfeile deuten die Tätigkeit an.

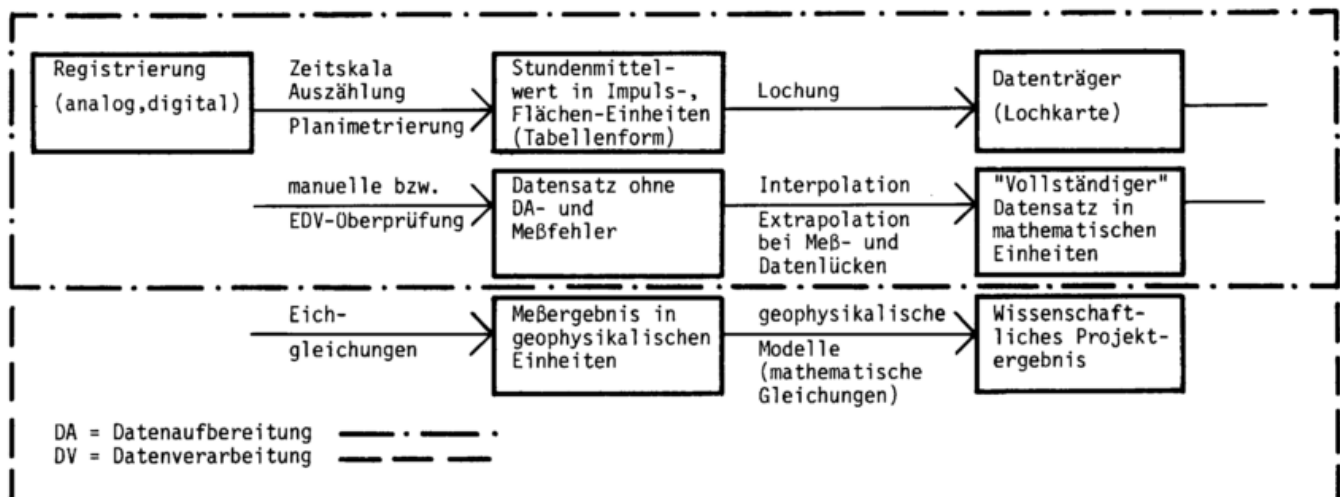


Abb. 6: Blockdiagramm für Datenaufbereitung und -verarbeitung

Der Arbeitsprozeß von der analog-digitalen Registrierung bis zum "vollständigen" Datensatz, der vorwiegend manuell abgewickelt wurde, kann mit dem Oberbegriff Datenaufbereitung bezeichnet werden. Der erstellte Datensatz des hier untersuchten ersten Meßjahres besteht aus ca. 250 000 Stundenwerten, die sich wiederum aus bis zu 60 Einzelmeßpunkten zusammensetzen. Nach erforderlicher Extra- und Interpolation (siehe 4.3.2) erhöht sich der Satz auf etwa 350 000 Werte.

Der nächste Schritt ist als reine Datenverarbeitung anzusehen (EDV). Wegen des großen Datensatzes und der verschiedenen immensen Rechenverfahren für einzelne Projektziele konnte er nur mit einem leistungsfähigen Rechner (UNIVAC 1100/81) des Rechenzentrums Freiburg ausgeführt werden. Alle Rechenprogramme sind in der Computersprache FORTRAN geschrieben worden.

3 ATMOSPHERISCHE GRENZSCHICHT ÜBER EINEM KIEFERNBESTAND

3.1 Windprofilparameter

Die Grenzschicht Atmosphäre-Pflanzenbestand ist gekennzeichnet durch eine Oberflächen-Rauhigkeit und eine "Biomassenkompaktheit" der Vegetation. Eine gegebene aerodynamische

Rauhigkeit der festen Grenzfläche beeinflusst die Luftströmung in der Art, daß die Strömung immer turbulenter Natur ist. Eine laminare Strömung stellt einen Idealfall bei verschwindender Rauhigkeit dar. Ein Pflanzenbestand besitzt außerdem die Eigenschaft, die Luftströmung, das Windprofil vertikal nach oben zu verdrängen, je nach Struktur der Pflanze und Dichte des Bestandes (z.B. GEIGER, 1961; MONTEITH, 1975; FUCHS, 1973).

Bei adiabatischer Atmosphäre (neutraler Schichtung) kann die vertikale Veränderung der Strömung über einem Bestand durch drei Windprofilparameter (u_x, z_0, d) beschrieben werden:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_x}{x} \ln \left(\frac{z - d + z_0}{z_0} \right)$$

oder

$$\bar{u}(z) = \frac{u_x}{x} \ln \left(\frac{z - D}{z_0} \right) \quad (Gl. 1)$$

$$\text{mit } D = d - z_0.$$

Es bedeutet:

- \bar{u} mittlere horizontale Windgeschwindigkeit
in der Höhe z (cm) über Grund (cm/s)
- u_* Schubspannungsgeschwindigkeit (cm/s)
- κ v. KARMAN-Zahl (-"Konstante") ≈ 0.40
- z_0 Rauigkeitsparameter (aerodynamischer)
(Rauigkeitslänge, Rauigkeitshöhe) (cm)
- d Nullpunktverschiebung (= $D+z_0$) (cm)
- D Verdrängungsschicht (cm)

Diese Gesetzmäßigkeit hat PRANDTL aufgrund von Windkanalmessungen bei hindernisfreier Grenzfläche (d.h. bei $D=0$) für turbulente Strömungen und neutrale Schichtung beschrieben (SCHLICHTING, 1965). Im Falle $D=0$ gilt Gleichung 1 ab der "Rauigkeitslänge" z_0 , d.h. für $z \geq z_0$. Der Rauigkeitsparameter ist als ein Maß für die windbremsende Eigenschaft der Oberfläche, für die Turbulenzanregung durch die raue Oberfläche, sowie für die Mächtigkeit der Rauigkeitsschicht anzusehen. Bei vegetationsbedeckten, nicht hindernisfreien Grenzflächen wird nach GEIGER (1961) eine "reduzierte Höhe" $z' = z - D$ eingeführt, sodaß nun das logarithmische Gesetz des mittleren Windprofils für $z' = z - D \geq z_0$ gilt. Da die Symbole und Begriffe für d und D leider in der Literatur nicht einheitlich und daher teilweise falsch angewendet werden, sind sie hier in Abbildung 7 graphisch angegeben. Im Englischen wird d "zero-point-displacement" (LETTAU und DAVIDSON, 1957), im Russischen D "Dicke der Verdrängungsschicht" (KONSTANTINOV) und d "Dicke der tätigen Schicht für Wind" genannt (TAJCHMAN, 1967).

Der dritte Windprofilparameter, die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* (friction velocity) ändert sich mit der Schubspannung quadratisch:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad (Gl. 2)$$

wobei bedeutet:

- ρ Dichte der Luft (g/cm³)
- τ_0 Schubspannung an der Grenzfläche (g/cm s²)

Es handelt sich hier um einen Windprofilparameter, der ein Maß für die horizontale Kraft-

einwirkung pro Grenzschichtfläche ist.

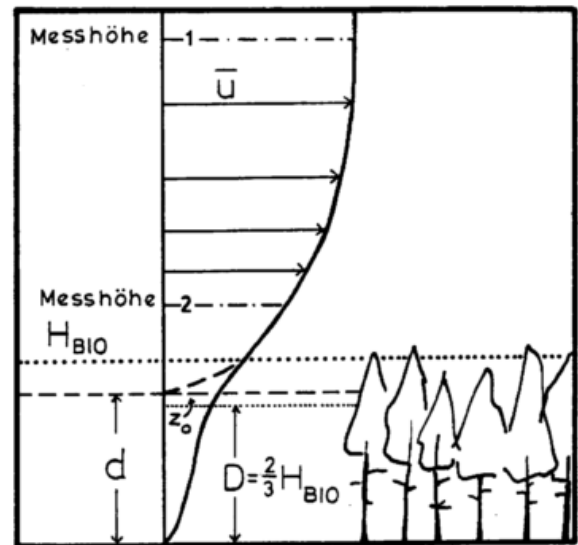


Abb. 7: Mittleres Windprofil über einem Bestand

Sind Windgeschwindigkeitsbeobachtungen in drei Meßhöhen vorhanden, so können jene Parameter berechnet werden. Auf der Meßstation Hartheim werden in fünf Niveaus Windgeschwindigkeiten registriert. So wurde ein Rechenprogramm nach der Methode der kleinsten Quadrate erarbeitet, das damit exaktere Parameterwerte liefert. ROBINSON (1962) entwickelte hierzu eine mathematische Ableitung in vektorieller Schreibweise. Mit Testdaten von LETTAU und DAVIDSON (1957) wurde das Programm auf seine Richtigkeit bezüglich Parameterwert geprüft.

In den Abbildungen 8, 9 und 10 ist die Abhängigkeit der Windprofilparameter z_0 , D und u_* von der Windgeschwindigkeit $u_{9.6}$ aus der Meßhöhe 9.6 m graphisch dargestellt. Die Kurven spiegeln die mittleren aerodynamischen Verhältnisse bei Adiabasie aus dem Monat April 1975 wider, zu der Zeit, als der Bestand die mittlere Höhe von ca. 4.6 m erreichte. Die Kurven wurden jeweils aus einer Punktwolke nach der Methode der kleinsten Quadrate berechnet und zeigen alle eine eindeutige Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit.

Der Rauigkeitsparameter z_0 vergrößert sich mit zunehmender Luftströmung, d.h. die Ober-

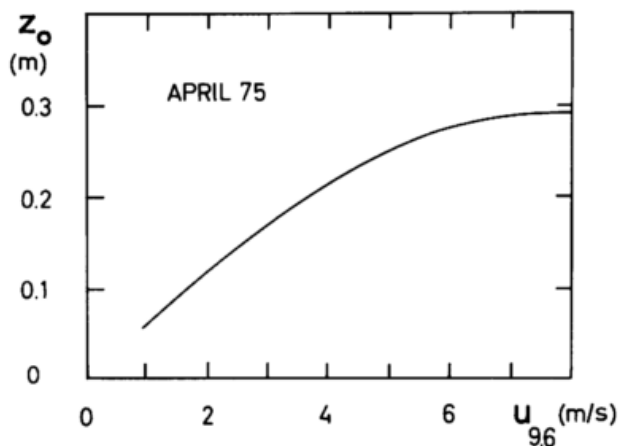


Abb. 8: Rauigkeitsparameter z_0 in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit $u_{9.6}$

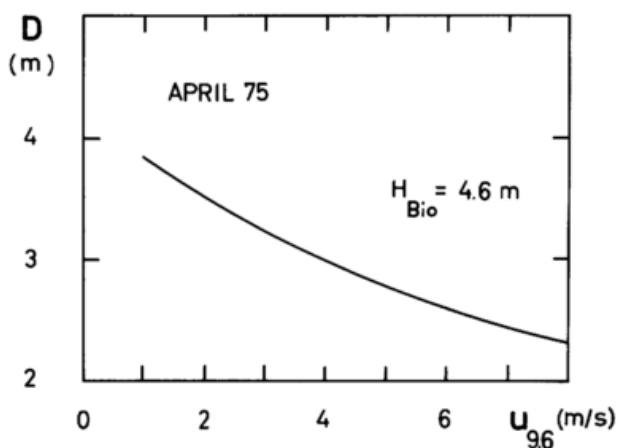


Abb. 9: Verdrängungsschicht D in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit $u_{9.6}$

fläche des Bestandes erhöht ihre windbremsende Eigenschaft und regt verstärkt die Turbulenz an. Dagegen wird mit zunehmender Windgeschwindigkeit die Verdrängungsschicht D kleiner; das bedeutet, daß das logarithmische Windprofil sich dem Boden nähert infolge des "Höhenverlustes an Kompaktheit" des Bestandes, da sich die Baumwipfel mit zunehmender Luftströmung im Mittel gering neigen. Weil D stärker abnimmt als z_0 zunimmt mit wachsendem u , verringert ebenso die Nullpunktverschiebung d (gleich der Summe aus D und z_0) ihre Höhe mit wachsender Luftströmung. Diese Erscheinung

wird in der Literatur häufig mißinterpretiert, indem man von schwindender aerodynamischer Rauigkeit mit steigender Windgeschwindigkeit spricht.

Bei der Berechnung der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* ergab sich eine lineare Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Nach Gleichung 2 ist die Schubspannung τ_0 an der Grenzfläche eine quadratische Funktion von u_* und - wegen der nachgewiesenen Linearität von u_* zu u - somit auch eine von u . Gleiche lineare Beziehungen konnten HARTOG und SHAW (1975) bei Untersuchungen über Kornfeldern nachweisen.

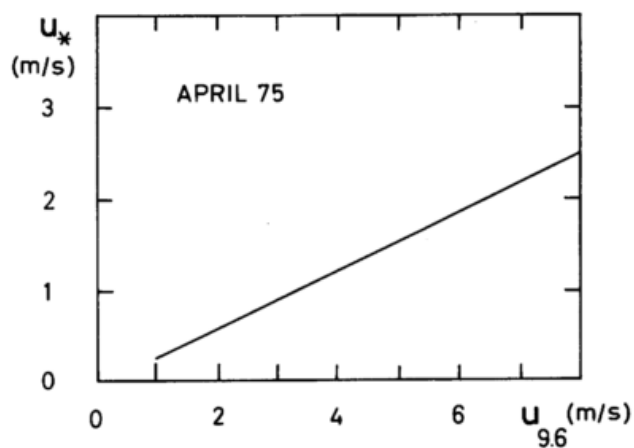


Abb. 10: Schubspannungsgeschwindigkeit u_* in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit $u_{9.6}$

Aufgrund der geometrischen Bepflanzungsart des Untersuchungsgebietes in Form von parallel verlaufenden Baumreihen (siehe Abb. 3) ist bei den Windprofilparametern außerdem mit einer Windrichtungsabhängigkeit zu rechnen. Diesem Gedanken konnte beim ersten Meßjahr leider nicht nachgegangen werden, da (wie Abb. 4 zeigt) die Stundenhäufigkeit bei westlichen, östlichen Winden - also quer zu den Baumreihen - in jedem Monat sehr gering war, und in jenen wenigen Stunden sich selten adiabatische Verhältnisse ausgebildet hatten. So gab es bei West-Ost-Winden nur etwa 5 Stunden pro Monat, in denen Adiabasie herrschte.

Die Ergebnisse über die Windprofilparameter basieren somit nur auf Beobachtungen mit nördlicher oder südlicher Luftströmung parallel zu den Baumreihen. Die ermittelten Parameter hatten im Zeitraum April 1975 mit der Bestands- höhe 4.6 m folgende funktionale Beziehung zu der Windgeschwindigkeit $u_{9.6}$:

$$z_0 = -0.0105 + 0.0686 u_{9.6} - 0.0037 u_{9.6}^2$$

$$D = 4.2057 - 0.4005 u_{9.6} + 0.0238 u_{9.6}^2$$

$$u_* = -0.16 + \frac{13}{40} u_{9.6}$$

$$\text{für } 1.0 < u_{9.6} < 7.0 \text{ m/s}$$

Der Gültigkeitsbereich obiger Gleichungen be- gründet sich aus der Häufigkeit der Windver- hältnisse. Luftströmungen bei Adiabasie bil- den sich selten unter 1.0 m/s bzw. über 7.0 m/s aus. Die mittlere Windgeschwindigkeit in 9.6 m Meßhöhe lag für die ausgewählten Stunden des Monats bei 3.3 m/s. Die mittleren Werte der Windprofilparameter lauten daher:

$$\bar{z}_0 (3.3 \text{ m/sec}) = 0.18 \text{ m}$$

$$\bar{D} (3.3 \text{ m/sec}) = 3.14 \text{ m}$$

$$\bar{u}_* (3.3 \text{ m/sec}) = 0.91 \text{ m/s}$$

Für die Korrelation zwischen D und Bestands- höhe hat sich eine "Faustregel" etabliert,

$$D = \frac{2}{3} H_{\text{Bio}}$$

wobei H_{Bio} die mittlere Bestandshöhe bezeich- nen soll. Für $H_{\text{Bio}} = 4.6 \text{ m}$ ergibt sich danach eine Verdrängungshöhe $D = 3.06 \text{ m}$, die gut mit dem $D = 3.14 \text{ m}$ beim erwähnten Mittel der Wind- geschwindigkeit $\bar{u} = 3.3 \text{ m/s}$ übereinstimmt.

Die Veränderungen der Verdrängungshöhe D mit dem Bestandsalter bzw. der Bestandshöhe H_{Bio} zeigen sowohl die nach der Näherungsformel als auch die nach dem Windprofil berechneten Werte.

Für die drei Zeiträume liefert demnach die "Faustregel" eine Ungenauigkeit von ca. $\pm 10\%$.

Tab. 2: Veränderungen der Verdrängungshöhe D mit der Bestandshöhe H_{Bio} (theoretische und experimentelle Ergebnisse)

Zeit- raum	H_{Bio} (m)	$D (\frac{2}{3} H_{\text{Bio}})$ (m)	D (Profil) (m)	D/D
April 1974	4.18	2.79	2.46	1.13
April 1975	4.60	3.06	3.14	0.97
April 1976	4.96	3.31	3.56	0.93

Im Hartheim-Wald wurde von WEISE (1975) eine z_0 -Bestimmung aus der Registrierung von Scha- lenkreuzanemometern in vier Meßhöhen am 19. November 1972 vorgenommen. Die mittlere Baumhöhe lag nach seinen Angaben damals bei "etwa 3 m". WEISE ermittelte aus jener Mes- sung eine Rauigkeitslänge von 30.0 cm. Nach Abbildung 8 liegt dieser z_0 -Wert schon über dem Gültigkeitsbereich, über 7 m/s. Da der dem Rauigkeitsparameter entsprechende Wert für die Windgeschwindigkeit in den vier Meß- niveaus sicher unter 7 m/s lag (bei WEISE fehlt die Angabe), müßte angenommen werden, daß der aerodynamische Rauigkeitscharakter seit November 1972 abgenommen hat. Solche Fra- gen und ähnliche aerodynamische Probleme kön- nen nur durch langfristige, kontinuierliche Beobachtungen an einem Meßort gelöst werden. Trotz vieler Untersuchungen ist die aerodyna- mische Gesetzmäßigkeit (auch bedingt durch die Vielfältigkeit von Grenzschichten) noch nicht gesichert, was folgende Arbeiten ver- deutlichen:

BRADLEY (1971), BRUTSAERT (1974), BUSINGER (1975), DOBESCH (1976), FUCHS (1973), LESNIK (1973), MAKI (1975), MAYER (1973, 1975), OLI- VER (1971), PAULSON (1970), SEGNER (1974), TENNEKES (1973).

Zur Veranschaulichung der windbremsenden Ei- genschaft der Bestandsoberfläche zeigt die Abbildung 11 die über den Juni gemittelten Tagesgänge der Windgeschwindigkeit in den fünf Meßniveaus 9.6 m, 5.6 m, 4.4 m, 3.6 m und 3.0 m. Die Höhe 4.4 m wurde von den Baum- wipfeln im Spätsommer 1974 erreicht. Auffal-

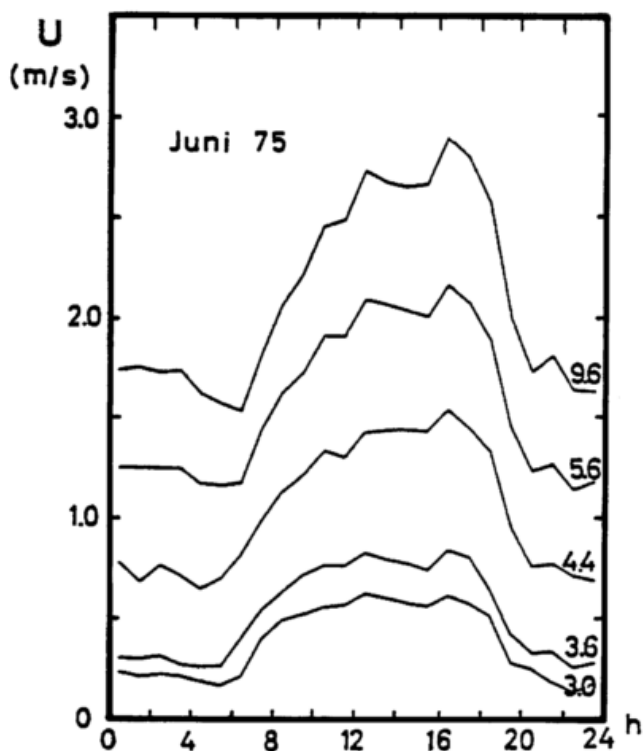


Abb. 11: Mittlerer Tagesgang der Windgeschwindigkeit in verschiedenen Meßhöhen

lend ist in der Abbildung die starke Amplitudenabnahme mit abnehmender Höhe infolge turbulenter Reibung. Das Maximum des Tagesganges liegt im Mittel am Nachmittag (17 h), 3 bis 4 Stunden nach dem Maximum des Strahlungsbilanzflusses (siehe 4.2) und im Zeitraum maximaler Oberflächenerwärmung (15-17 h) (siehe 4.3.3).

3.2 Stabilitätsparameter

In 3.1 wurde zur Berechnung der Windprofilparameter eine neutrale Atmosphäre vorausgesetzt. Auch andere Berechnungen, wie z.B. die der fühlbaren Wärmeströme mit der Wärmeleitungsmethode (siehe 4.4.2), erfordern Kenntnisse über die atmosphärische Schichtung. Als ein geeigneter Schichtungsparameter hat sich die RICHARDSON-Zahl Ri neben anderen Kenngrößen der Stabilität in der Mikrometeorologie erwiesen. Nach RICHARDSON wird die Schichtung der Atmosphäre durch einen thermischen Energieerzeugungsterm (thermische Konvektion) und einen dynamischen Energieerzeugungsterm (Übergang von der mittleren zur turbulenten Bewegung) charakterisiert. Das Verhältnis der bei-

den Terme ist der RICHARDSON-Zahl proportional:

$$Ri = \frac{g}{T_a} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} = \frac{g}{T_a} \frac{\frac{\Delta \theta}{\Delta z}}{\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)^2} \quad (Gl. 3)$$

Hier bedeutet:

- Ri RICHARDSON-Zahl; Stabilitäts-Schichtungsparameter
- g Fallbeschleunigung (cm s^{-2})
- T_a absolute Temperatur in der Höhe z ($^{\circ}\text{K}$)
- θ potentielle Temperatur ($^{\circ}\text{C}$)
- $\partial/\partial z$ Differentialquotient
- $\Delta/\Delta z$ Differenzquotient

Gleichung 3 gibt die RICHARDSON-Zahl in Differential- und in Differenz-Form an. Da die Messungen in Hartheim vorwiegend nur auf Differenzbasis durchgeführt werden konnten (speziell Temperaturmessung), fand die rechte Version von Gleichung 3 ihre Anwendung. Diese ist im Gegensatz zur linken Version von der Meßniveau-Verteilung abhängig. Für die Fallbeschleunigung g der Meßstation mit der geographischen Breite $\varphi = 47^{\circ} 56'$ und der Bodenhöhe 201 m ist der Wert 980.6 cm s^{-2} ermittelt worden.

Mit der RICHARDSON-Zahl kann der thermodynamische Zustand der bodennahen Atmosphäre zu einer der drei Stabilitätsklassen zugeordnet werden. Es gelten folgende Beziehungen:

- a) labile Schichtung (unter-diabatische; differente) für $Ri \leq -0.01$
- b) neutrale Schichtung (adiabatische; indifferente) für $-0.01 < Ri < 0.01$
- c) stabile Schichtung (über-diabatische; differente) für $Ri \geq 0.01$

In Abbildung 12 sind die nach Gleichung 3 berechneten Ri -Werte eingetragen, wobei die Zeiten mit labiler Atmosphäre gekennzeichnet wurden durch schwarze Flächen zwischen der Gerade $Ri=0$ und der Kurve $Ri < 0$. Nachts bildet sich eine stabile Atmosphäre, bedingt durch die gegenüber der Atmosphäre größere Eigenstrahlung der Erdoberfläche, was eine stärkere Abkühlung der unteren Luftschichten zur Folge hat. Morgens, 1.5 bis 2.5 Stunden nach Sonnenaufgang (SA), geht die stabile

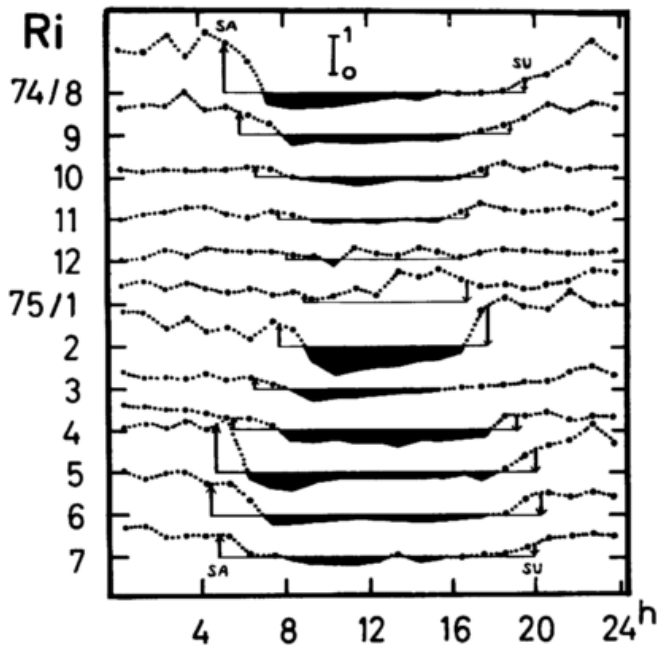


Abb. 12: Mittlerer Tagesgang der atmosphärischen Stabilität Ri (RICHARDSON-Zahl) für jeden Monat; schwarze Flächen kennzeichnen labile Atmosphäre

Atmosphäre in eine labile über, erreicht ihr erstes oder einziges Labilitätsmaximum vor Sonnenhöchststand und Windmaximum (Abb. 11) und wird abends etwa 1 bis 1.5 Stunden vor Sonnenuntergang (SU) wieder stabil. Die Monate Dezember und Januar bilden dagegen eine Ausnahme. Die Atmosphäre bleibt im Mittel den ganzen Tag über stabil, da beide Monate (mit minimaler Globalstrahlung) die einzigen im Meßjahr sind, die im Monatsmittel eine negative Strahlungsbilanz besitzen (wie in 4.5.1 gezeigt wird).

3.3 Austauschgrößen

Das Produkt aus Austauschkoeffizient und spezifischem Eigenschaftsgradienten ergibt einen Transport der Eigenschaft pro Fläche und Zeit, also einen Fluß. Verwendet man die Eigenschaft spezifischer Wärmehalt $c \cdot \theta$ und spezifische Verdunstungsenthalpie λq , so ergeben sich folgende Gleichungen für den vertikalen Strom fühlbarer Wärme L und latenter Wärme V :

$$L = A_{\theta} \frac{\partial (c \cdot \theta)}{\partial z} \quad (Gl. 4a)$$

$$V = A_q \frac{\partial (\lambda_{w,e} \cdot q)}{\partial z} \quad (Gl. 4b)$$

dabei ist:

- A_{θ} Austauschkoeffizient für Wärme (g/cm s)
- A_q Austauschkoeffizient für Wasserdampf (g/cm s)
- c spezifische Wärme der Luft (cal/g °C)
- $\lambda_{w,e}$ Verdunstungswärme des Wassers oder des Eises (cal/g)
- q spezifische Feuchte der Luft (g/kg)

Der Ermittlung der turbulenten Wärmeströme mit diesen Gleichungen sind gewisse Grenzen gesetzt. Während die Eigenschaftsgradienten meßtechnisch relativ einfach erfaßt werden können, bildet die Bestimmung der Austausch-koeffizienten bis heute ein Hauptproblem der Mikrometeorologie.

Es hat sich jedoch die Erkenntnis durchgesetzt, daß die Werte von A_u (Austauschkoeffizient für Impuls), A_{θ} und A_q nur wenig von einander abweichen. Da A_u am leichtesten bestimmt werden kann, sind verschiedene Korrekturwerte ermittelt worden, mit Hilfe derer dann A_{θ} und A_q errechnet werden (siehe TAJCHMAN, 1967). Eine weitverbreitete Annahme und Anwendung ist die Gleichsetzung der Koeffizienten: $A_K = A_{\theta} = A_q$.

Für den Reibungsaustausch bei neutraler atmosphärischer Schichtung gibt es einen gesicherten Ansatz. Der Austauschkoeffizient A_u für Impuls wird im adiabatischen Fall mit Kenntnis des vertikalen Gradienten der Windgeschwindigkeit u nach folgender Gleichung berechnet:

$$A_u = \rho z^2 z^2 \frac{\partial u}{\partial z} \quad (Gl. 5)$$

Dagegen kann bei Diabasis von einer gesicherten Beziehung für den Austauschkoeffizienten noch nicht gesprochen werden. Das verdeutlichen die Vielzahl der bisher aufgestellten Ansätze und die gegenwärtigen Anstrengungen (GARP-, GATE-, AMTEX-Programm, usw.), die

u.a. die Erforschung der physikalischen Austauschprozesse zwischen Ozean und Atmosphäre bei idealer Homogenität des Umfeldes zum Ziel haben.

Im folgenden werden Austauschkoeffizienten untereinander verglichen, die mit Daten des Monats Juni 1975 nach verschiedenen Methoden und Autoren bestimmt werden konnten (siehe Abb. 13).

Die Methode von SVERDRUP ermöglicht die Bestimmung des Austauschkoeffizienten über die Energiehaushaltskomponenten Q und B und den Gradienten der potentiellen Äquivalenttemperatur θ_{α} . Es wird hierbei von folgenden Annahmen ausgegangen:

- Die spezifische Wärme der Luft c und die Verdunstungswärme von Wasser (Eis) $\lambda_{w, \epsilon}$ sind konstant mit der Höhe (luftdruckunabhängig).
- Gleiche Austauschkoeffizienten für jede Eigenschaft: $A \equiv A_u = A_{\theta} = A_q$, d.h. die transportierte Eigenschaft hat keinen Einfluß auf den Transportvorgang.

Diese Annahmen vereinfachen die Gleichungen 4a und 4b, so daß mit $Q + B + L + V = 0$ gilt:

$$Q + B = -(L + V) = -A \left(c_p \frac{\partial \theta}{\partial z} + \lambda \frac{\partial q}{\partial z} \right) \quad (Gl. 6)$$

mit c_p als spezifische Wärme bei konstantem Luftdruck. Vermittels der Gleichung für den Gradienten der potentiellen Äquivalenttemperatur kann Gleichung 6 umgeformt werden zur SVERDRUP-Formel für den Austauschkoeffizienten:

$$A_S = - \frac{(Q + B)}{c_p \frac{\partial \theta_{\alpha}}{\partial z}} \quad (Gl. 7)$$

Bei und in der Nähe von Adiabasie wird das Energieangebot $Q + B$ und der Gradient der potentiellen Äquivalenttemperatur klein bzw. Null. In diesen Fällen versagt die Berechnungsmethode. Auch der Meßungenauigkeit wegen müssen der Anwendung der SVERDRUP-Methode Grenzen gesetzt werden, die wie folgt festgelegt wurden:

$$|Q + B| \leq 50 \text{ mcal/cm}^2 \text{ min}$$

$$\left| \frac{\partial \theta_{\alpha}}{\partial z} \right| \leq 0.05 \text{ } ^\circ\text{C/m}$$

Wie die Werte der RICHARDSON-Zahl in 3.2 zeigen, bildet sich im Mittel Adiabasie in den Übergangszeiten am Morgen und am Abend. In diesen Zeiten konnte Gleichung 5 für den adiabatischen Austauschkoeffizienten verwendet werden, so daß keine Lücken bei der Ermittlung der Austauschgrößen entstanden.

Der Koeffizient A_S vom Hartheim-Wald erreicht um 12 Uhr den maximalen Wert 10.5 g/cm s. KIESE (1972) erhält über Rotbuchenwald das Maximum von etwa 6.0, TAJCHMAN (1967) über Fichtenbestand von 6.7 und BERZ (1969) über Rasen von 6.7 g/cm s.

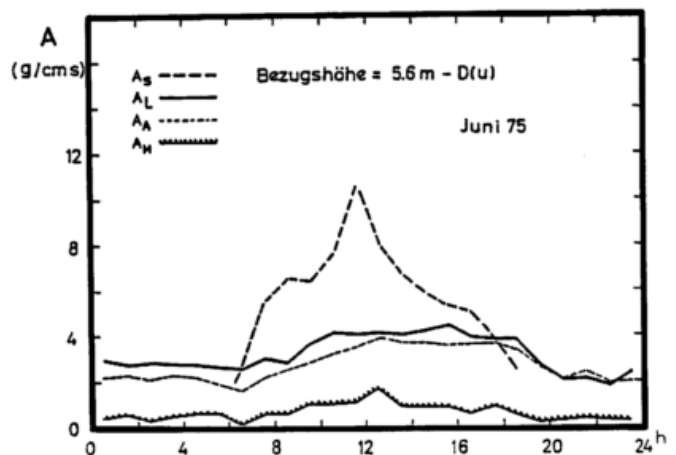


Abb. 13: Mittlerer Tagesgang von Austausch­koeffizienten (A_S nach SVERDRUP, A_L nach LETTAU, A_A bei Adiabasie, A_M nach MONIN-OBUKOV)

Ferner wurden zum Vergleich in Abbildung 13 der Austausch­koeffizient für Impuls im adiabatischen Fall A_A (Gl. 5) und die Austausch­koeffizienten nach LETTAU A_L und nach MONIN-OBUKOV A_M herangezogen:

$$A_L = \frac{A_A}{(1 + Ri_L)^2}$$

wobei Ri_L (mit Annahme steter Adiabasie) = Ri

$$A_M = \rho \frac{(a + b)^2 \cdot z}{a + b \cdot z}$$

mit

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{a}{z} + b$$

Wie bei BERZ (1969), der jene Formeln in seiner Arbeit angibt, differieren die Koeffi-

zienten auch hier stark bei stabiler Atmosphäre. Die A_L - und A_M -Werte fallen zu klein aus, wie es sich auch später in Kapitel 6 zeigt. Der A_A -Wert gilt, wie oben dargelegt wurde, ohnehin nur für den adiabatischen Fall.

Bei der Berechnung der Koeffizienten geht die reduzierte Bezugshöhe ein, die wiederum von der Windgeschwindigkeit abhängig ist, da - wie in 3.1 gezeigt - D eine Funktion von u ist. Im allgemeinen wird mit einem konstanten Wert D gerechnet. Es konnte hier jedoch nachgewiesen werden, daß die Ergebnisse für die Austauschkoefizienten erheblich mit sich änderndem D schwanken. So beträgt z.B. die gemittelte Tagesamplitude bei A_L mit der Verdrängungshöhe $D = 4.0 \text{ m}$ 0.3 g/cm s , dagegen mit $D = 2.85 \text{ m}$ 3.3 g/cm s .

4 ENERGIEHAUSHALTSKOMPONENTEN

4.1 Energiehaushaltsgleichung

Die Grenzfläche Pedosphäre-Atmosphäre, die Erdoberfläche, ist als Hauptumsatzfläche für atmosphärische Energieströme zu sehen. Hier wird die direkte Sonnenstrahlung und die diffuse Strahlung entsprechend der Bodenbeschaffenheit teils durch Absorption in Wärme umgewandelt, teils durch Reflexion in die Atmosphäre zurückgeleitet. Bei Vorhandensein einer Vegetationsdecke finden Reflexion und Absorption zum einen in der Vegetationsschicht, zum anderen an der Bodenoberfläche statt. Je nach Beschaffenheit der Vegetationsdecke nimmt die Biomasse den Charakter einer Energieumsatzschicht an. Je größer die vertikale Ausdehnung der Pflanzen und je dichter die Pflanzendecke ist, um so stärker hebt sich diese "aktive Schicht" vom Boden ab. Da bei Vegetationsbedeckung eine vertikale Auffächerung der Umsatzschicht in viele Einzelflächen erfolgt, ist es angemessener, von einer "tätigen" Schicht zu sprechen (BUDYKO, 1963), als von einer "äußeren tätigen Oberfläche" (TAJCHMAN, 1967). Im allgemeinen kann aber ein bestimmtes Niveau innerhalb der Vegetationsschicht als Hauptumsatzniveau angesehen wer-

den. Die Lage des Umsatzniveaus ist unter anderem von der Sonnenhöhe, der äußeren Luftströmung und der Pflanzenbewegung abhängig und kann daher nicht als konstant angesehen werden. Die Hauptumsatzflächen für Temperatur und Feuchte befinden sich in den Niveaus, in denen die größten Temperatur- bzw. Feuchteamplituden auftreten. Nahe dieser Höhen erreicht der Blattflächenindex der Vegetation sein Maximum.

Aus aerodynamischen und meßtechnischen Gründen können die Flüsse nur in unmittelbarer Nähe einer Grenzfläche direkt oder indirekt gemessen werden. Innerhalb eines gewissen Bereiches über der Grenzfläche sind die Energieströme höhenunabhängig (constant-flux-layer), so daß in dieser Schicht die Messungen vorgenommen werden müssen (MÜLLER, 1973). Die untere Grenze dieses Bereiches mit höhenunabhängigen Flüssen ist bisher nicht eindeutig bestimmt worden. Jene Untergrenze, das unterste mögliche Meßniveau also, wird in der Literatur im allgemeinen bei $D + 5 z_0$ (bis $D + 10 z_0$) festgelegt.

In der constant-flux-layer hat das Bezugsniveau für die Energiestromberechnung zu liegen. Das Bezugsniveau ist als mathematische, zweidimensionale Fläche anzusehen. Der Referenzfläche kommt daher nur eine Durchgangsfunktion zu, der Energieumsatzschicht (-fläche) eine Transformationsfunktion. Durchgang, d.h. Wärmeübertragung erfolgt bei Energiegefälle vom höheren zum niedrigeren Energieniveau nach dem NEWTON-Gesetz, während Transformation besagt, daß Strahlungsenergie in der "aktiven Schicht für Temperatur" absorbiert und in Wärme umgesetzt wird, bzw. daß Wasser in der "aktiven Schicht für Feuchte" vom flüssigen in den gasförmigen Zustand (und umgekehrt) umgewandelt wird. Die Begriffe Referenzfläche und Energieumsatzfläche (-schicht) werden in der Literatur häufig nicht klar voneinander getrennt.

Durch Umbildungsprozesse der Sonnenenergie in der "tätigen Schicht" wird die Strahlungsener-

gie verwendet teils für den Wasserdampfumsatz, vorwiegend in Form einer Verdunstung (für den energieverzehrenden Wechsel des Wassers von der flüssigen zur gasförmigen Phase), teils für den turbulenten Austausch für fühlbare Wärme und teils für die Wärmeverratsänderung in Boden, Biomasse und Bestandsluft.

Die Energiebilanzgleichung für ein Bezugsniveau in der bodennahen Luftschicht mit homogenem Umfeld kann mit vier Energieströmen (der Strahlungsbilanz Q , dem Boden-Bestandswärmestrom B und den Strömen für fühlbare Energie L und latente Energie V) beschrieben werden:

$$Q + B + L + V = 0 \quad (Gl. 8)$$

Die Vorzeichen der Komponenten ergeben sich aus der Stromrichtung. Alle Komponenten, die der Bezugsfläche Energie zuführen, sind positiv, alle energieabführenden Komponenten dagegen negativ (siehe Abb. 14). Die Summe aller der masselosen Bezugsfläche zufließenden Wärmeströme muß also gleich der Summe aller von ihr wegfließenden sein.

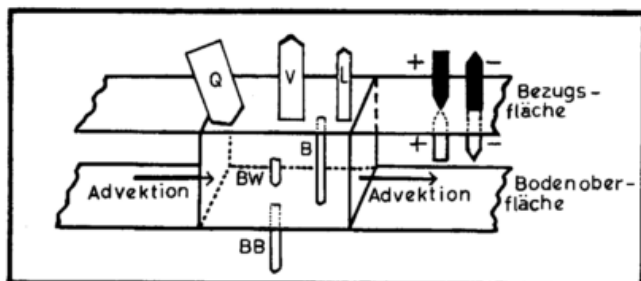


Abb. 14: Energiefluß-Modell

In der Energiebilanzgleichung 8 sind weitere Energiestromkomponenten hinzuzuziehen, wenn man sie nicht - wie hier - vernachlässigen kann. Der Vollständigkeit wegen sind zu nennen: der Geowärmestrom aus größerer Tiefe, der Wärmestrom auf Grund radioaktiven Zerfalls von Gesteinen, die Wärmeströme durch Niederschlag und durch Assimilations- und Atmungsenergie der Vegetation. Alle diese Wärmeströme sind vernachlässigbar klein im Vergleich zu den vier Grundkomponenten, und ihre Werte liegen unter der Meßgenauigkeit von Q , B , L und V .

Nach BAUMGARTNER (1969) kann beim Oxydationsprozeß bis zu 10% der nächtlichen Strahlungsbilanzwerte an freiwerdender Energie erreicht werden. Für die Assimilation werden nach seinen Angaben 1-2% des Strahlungsbilanzflusses gebraucht.

4.2 Strahlungsbilanz

Die Strahlungsbilanz gibt die Größe der Energieübertragung durch Strahlungsvorgänge an, die im Wellenlängenbereich von 0.3 bis ca. 100 μm eine horizontale Einheitsfläche (in Meßhöhe) pro Zeiteinheit passiert und ist somit als ein Energiestrom aufzufassen.

Die Strahlungsbilanz setzt sich aus mehreren Strahlungsströmen zusammen. Ihr Betrag ergibt sich aus der Differenz zwischen der zur Referenzfläche hinführenden und der von ihr wegführenden Strahlungskomponenten aus dem oberen und unteren Halbraum. SAUBERER und HÄRTEL (1959) haben die Strahlung spektral eingeteilt in einen ("solaren") kurzwelligigen (0.3 bis 3 μm) und einen ("thermischen") langwelligigen Bereich (ca. 3 bis 100 μm).

In Gleichungsform ergibt sich für den Strahlungsstrom aus dem oberen Halbraum I_0 :

$$I_0 = (S+H) + A$$

mit

- S direkte Sonnenstrahlung
- H diffuse Himmelsstrahlung
- A langwellige Gegenstrahlung

und für den Strahlungsstrom aus dem unteren Halbraum I_u :

$$I_u = E + \alpha_k G + \alpha_L A$$

mit

- E Wärmestrahlung der Unterlage
- $\alpha_k = R/G$ Albedo für kurzwellige Strahlung
- R Reflexstrahlung
- G = (S+H) Globalstrahlung
- α_L Albedo für langwellige Strahlung.

Aus der Differenz zwischen hin- und wegführenden Strömen bezüglich der Meßhöhe erhält man die Strahlungsbilanz Q :

$$Q = I_o - I_u = (S + H - R) + (A - E - \alpha_L A) \\ = Q_K + Q_L \quad (4.9)$$

Darin ist der erste Klammerausdruck die kurzwellige Bilanz Q_K und der zweite die langwellige Bilanz Q_L .

Im allgemeinen liegt die Referenzhöhe bezüglich der Energiehaushaltsgleichung nicht im Niveau der Meßhöhe, in der die Strahlung gemessen wird. Von der Luftschicht zwischen beiden Höhen wird, vorwiegend durch den atmosphärischen Wasserdampf, die Strahlung absorbiert und emittiert. Nur wenn das Strahlungsmessgerät genügend dicht am Umsatzniveau installiert ist, d.h. auch dicht an der Grenzfläche Atmosphäre-Biosphäre, kann die daraus resultierende Strahlungsdivergenz vernachlässigt werden. Auf der Meßstation Hartheim wurde daher die Strahlungseinheit in 4.8 m Bodenhöhe in südlicher Exposition am Meßturm angebracht. Die Distanz zu den höchsten Baumspitzen betrug im Winter 1974/75 ca. 0.8 m. Die vertikale Komponente der Divergenz der kurzwelligen Ströme $\partial(S+H)/\partial z$ ist daher auf jeden Fall vernachlässigbar klein und die Divergenz der langwelligen Ströme nur gering (FUNK, 1961).

Wegen der großen Bedeutung der Strahlungsbilanzwerte und wegen des zu ungenauen Meßwertes bei der direkten Messung der Strahlungsbilanz wurde auf eine direkte Messung mit Hilfe eines Strahlungsbilanzmessers verzichtet. Es ist daher auf der Station Hartheim eine aufwendigere Mehrkomponenten-Meßeinheit installiert worden.

Die eine Geräteeinheit, zwei Pyranometer (Solarimeter) vom Typ MOLL-GORCZYNSKI, mißt integrierend im kurzwelligen Spektralbereich (0.3 - 3 μ m), d.h. aus dem oberen Halbraum die Globalstrahlung, aus dem unteren die Reflexstrahlung. Um eine Bereifung der Glaskalotte zu vermeiden, wird im Winter die obere Glashaube mit angewärmter Luft angeblasen.

Das andere Gerät, das Pyrradiometer vom Typ SCHULZE-DAKE, mißt integrierend im Spektral-

bereich zwischen 0.3 bis 60 μ m, und zwar jeweils die Strahlung aus dem oberen und unteren Halbraum. Die langwellige Eigenstrahlung des Meßkörpers wird über ein Pt-100-Widerstandsthermometer registriert und muß rechnerisch kompensiert werden. Die Empfangsflächen sind gegen Verschmutzung, Feuchtigkeit und Windeinfluß mit Lupolen-Kalotten überdeckt. Der innere Meßkörper und die Lupolen-Kalotten werden zur Vermeidung von Obertemperaturen durch ein Gebläse auf dem äußeren Lufttemperaturniveau gehalten. Die Lupolenhauben sollen durch das tangentiale Anblasen frei von Regen, Tau, Schnee und Reif gehalten werden, was beim später eingebauten stärkeren Gebläse (mit angewärmter Luft im Winterbetrieb) zuverlässiger gelang.

Zur Bestimmung von A und E wurden folgende Gleichungen verwendet:

$$A = EF_{e,o} \cdot U_d + \sigma T_G^4 - (EF_{e,o}/EF_{k,o})(S+H)$$

$$E = EF_{e,u} \cdot U_d + \sigma T_G^4 - (EF_{e,u}/EF_{k,u}) R$$

mit

- o oberer Halbraum
- u unterer Halbraum
- l langwellig
- k kurzwellig
- EF Eichfaktor
- U_d elektrischer Spannungswert der Photozelle
- T_G Gerätetemperatur

Herrn Dr. Jaeger, der die Strahlungsmessung in Hartheim betreut, sei für die Oberlassung der aufbereiteten Strahlungsdaten gedankt.

Die Globalstrahlung liefert die lebensnotwendige Energie in dem für die Pflanze nutzbaren Wellenlängenbereich, die für den Assimilationsprozeß erforderlich ist. Bei bestandsklimatologischen Untersuchungen nimmt daher die Erforschung der Intensität und Umwandlung kurzwelliger Strahlungsströme eine wichtige Rolle ein. Ähnliche Bedeutung besitzt die Globalstrahlung bei Verdunstungsberechnungen, da eine Korrelation zwischen Globalstrahlung und Verdunstung besteht.

Nach FLEISCHER (1953/54) und SCHULZE (1970) steht die Globalstrahlung G (näherungsweise) in linearer Funktion zur Strahlungsbilanz Q . Diese lineare Beziehung konnte ebenfalls aus Monatsmittelwerten von G und Q in den 12 Meßmonaten festgestellt werden (Abb. 15). Die lineare Beziehung, die SCHULZE (1970) aus den Monatsmitteldaten in Hamburg im Zeitraum 1957-1966 gewann, ist in Abbildung 15 zum Vergleich eingetragen worden.

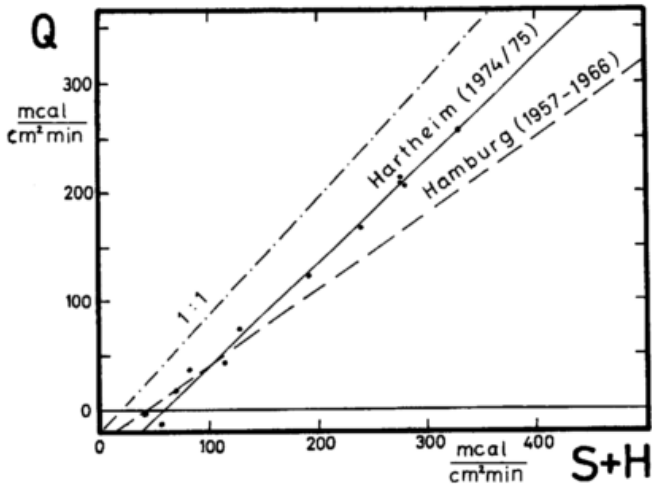


Abb. 15: Funktionale Beziehung zwischen Monatsmittelwerten der Strahlungsbilanz Q und Globalstrahlung G für Kiefernwald in Hartheim und für Rasen in Hamburg

Als Beispiel für den mittleren Tagesverlauf der langwelligen und kurzwelligen Strahlungskomponenten aus dem oberen und unteren Halbraum soll Abbildung 16 dienen. Die Graphik gibt die über den Monat Juni 1975 gemittelten Verhältnisse wieder. Die Kurve der unteren Abbildung stellt den mittleren Tagesgang der Albedo dar, die hiernach in funktionaler Beziehung zur Sonnenhöhe steht. Die Intensität der atmosphärischen Gegenstrahlung liegt unter der langwelligen Ausstrahlung der Erdoberfläche, die als Hauptenergieumsatzfläche in der Regel eine höhere Temperatur besitzt. Aus der Summe aller vier Komponenten resultiert die Strahlungsbilanzkurve Q , die tagsüber große positive Bestrahlungsstärken angibt und nachts, bei Wegfall von kurzweiliger Strahlung, negative.

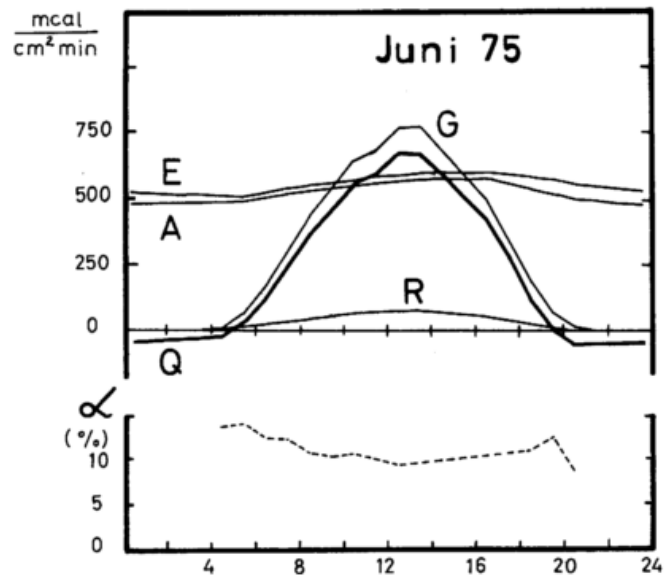


Abb. 16: Mittlere Tagesgänge der Strahlungsströme: A Gegenstrahlung, E Ausstrahlung, G Globalstrahlung, R Reflexstrahlung, Q Strahlungsbilanz und α Albedo

4.3 Boden-Bestandwärmestrom

Wie in 4.1 erwähnt, setzt sich der Boden-Bestandwärmestrom aus zwei Haupt-Energieströmen zusammen, aus dem Bodenwärmestrom BB und dem Bestandwärmestrom BW . Darüber hinaus gliedert sich BW auf in Energieströme bedingt durch Wärmeinhaltsänderungen einerseits der Bestandsluft BW_L (Entropieänderung) und andererseits der Vegetationsmasse BW_{Bio} . Der Begriff Boden-Bestandwärmestrom ist hier bewußt gewählt worden, um damit die Existenz einer Vegetationsschicht und ihre Berücksichtigung bei der Energiestromberechnung zu betonen.

Der Boden-Bestandwärmestrom B ist die kleinste Energiekomponente im Vergleich zu den anderen drei Komponenten des Energiehaushaltes. Die Jahres- und Monatssummen, oft sogar die Tagessumme des Boden-Bestandwärmestromes sind sehr klein, da der Massenkörper Bestand-Boden nach diesen Zeiträumen seinen Wärmeinhalt häufig fast nicht geändert hat. Dagegen erreichen tagsüber die Stundenwerte von B an Strahlungstagen relativ große Werte (bis ca. $-200 \text{ mcal/cm}^2\text{min}$) und nehmen nachts Stundenwerte gleicher Größenordnung wie die der übrigen Energieströme an.

Um eine bessere Vorstellung vom späteren Berechnungsverfahren (in 4.3.2, 4.3.3) für den Boden-Bestandswärmestrom und für die mathematischen und physikalischen Bedingungen zu bekommen, ist in Abbildung 17 das entwickelte theoretische Modell graphisch angegeben.

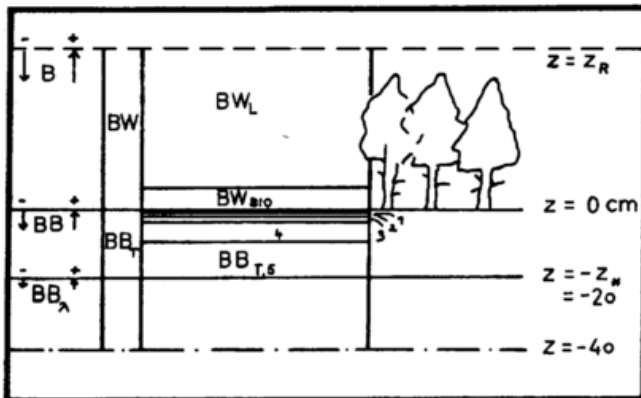


Abb. 17: Berechnungsmodell für den Boden-Bestandswärmestrom (Bezeichnung siehe Text)

Hierbei bedeuten:

- B Boden-Bestandswärmestrom
- BB Bodenwärmestrom im Niveau $z = 0$
- BB_λ Bodenwärmestrom im Niveau $z = -z_*$
- BW Wärmeinhaltsänderung zwischen $z = 0$ und $z = z_R$
- BW_L Wärmeinhaltsänderung der Bestandsluft
- BW_{Bio} Wärmeinhaltsänderung der Biomasse
- BB_T Wärmeinhaltsänderung zwischen $z = 0$ und $z = -z_*$
- $BB_{T,i}$ Wärmeinhaltsänderung in der i-ten Schicht (Schicht 1 = 0 - 1 cm, Schicht 2 = 1 - 3 cm, Schicht 3 = 3 - 5 cm, Schicht 4 = 5 - 10 cm, Schicht 5 = 10 - 20 cm)
- z_R Referenzniveau für die Ströme Q, B, L und V
- z_* mittlere Eindringtiefe der Bodentemperatur innerhalb einer Stunde

Im Falle der Eindimensionalität der Energieströme, also bei Abwesenheit von horizontalen

(advektiven) Strömen, ist die zeitliche Wärmeinhaltsänderung einer homogenen Masse gleich der Differenz der Wärmeströme, die an der Ober- und Untergrenze des Körpers auftreten. Ist die Wärmestromdifferenz gleich Null, so wird die zeitliche Wärmeinhaltsänderung, auch Wärmestromdivergenz genannt, ebenfalls Null sein. Diese physikalische Gesetzmäßigkeit findet im obigen Wärmestrommodell ihre Anwendung.

Die Bodenschichten 1 bis 5 sind bodenphysikalisch als homogen zu bezeichnen (siehe 4.3.1). Die Summe der Wärmeinhaltsänderungen in den 5 Schichten ist gleich der Gesamtwärmeinhaltsänderung der Bodensäule von $z = 0$ bis $z = -z_*$ und die ist gleich der Differenz der Bodenwärmeströme im Niveau $z = 0$ und $z = -z_*$. Formelmäßig heißt das für den Oberflächenbodenwärmestrom BB:

$$BB = BB_\lambda + \sum_{i=1}^5 BB_{T,i} \quad (Gl. 10)$$

Entsprechend heißt die Beziehung für den Boden-Bestandswärmestrom B:

$$B = BB + BW_L + BW_{Bio} \quad (Gl. 11)$$

Setzt man Gleichung 10 in Gleichung 11 ein, so ergibt sich die Formel für B aus acht einzelnen Wärmestromkomponenten.

4.3.1 Bodenphysikalische Parameter

Da der Erdboden eine Wärmekapazität besitzt, kann er die von oben zur Erdoberfläche transportierte Energie aufnehmen und leitet sie entsprechend seiner Wärmeleitfähigkeit auf molekularem Weg in tiefere Schichten. Die bodenphysikalischen Parameter, die spezifische Wärme c_B , die Dichte ρ_B und die Wärmeleitfähigkeit α des Bodens gehen linear bei der Berechnung des Bodenwärmestromes ein und besitzen daher eine große Bedeutung. Das Produkt $\rho_B c_B$ wird Volumwärme genannt, die in linearer Abhängigkeit von der Bodenfeuchte BF steht.

Das Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Universität Freiburg erstellte

die Werte für ρ_B und c_B und mißt im Hartheimer Wald kontinuierlich die Bodenfeuchte. Herrn Dr. F. HÄDRICH sei an dieser Stelle für die Ermittlung der bodenkundlichen Parameter gedankt. Die Tabelle 3 gibt die Mittelwerte für ρ_B , c_B und die Volumwärme der trockenen Bodensubstanz in verschiedenen Schichten an:

Tab. 3: Bodenphysikalische Parameter

Bodenschicht (ohne Wassergehalt) (cm)	Dichte (Trockenraumgewicht) ρ_B (g/cm ³)	spezifische Wärme c_B (cal/g °C)	Volumwärme $\rho_B c_B$ (cal/cm ³ °C)
0 - 5	1.187	0.216	0.256
5 - 10	1.269	0.217	0.274
10 - 15	1.204		
15 - 35	1.191 1.198	0.225	0.270
35 - 45	1.210		
Mittel: (0 - 45)	1.205	0.223	0.269

Die spezifische Wärme nimmt mit der Bodentiefe zu. Die Volumwärme nimmt anfangs ebenfalls mit der Tiefe zu, wird aber in der unteren Schicht wieder geringfügig kleiner auf Grund der vertikalen Dichteschwankung. Unterhalb der Deckschicht, im Bereich 45-90 cm, erhöht sich die Volumwärme dann sehr stark auf 0.392 cal/cm³ Grad. Die Werte in Tabelle 3 können als zeitlich konstant angenommen werden.

Die hier angegebene Volumwärme verändert sich linear mit dem in den Zwischenräumen (Poren) des natürlichen Bodens befindlichen Wassergehalt. Die Wärmekapazität der Bodenluft kann vernachlässigt werden. Da sich die Volumwärme des natürlichen Bodens stark mit dem Bodenfeuchtegehalt ändert - auf Grund der hohen Volumwärme des Wassers -, kann bei Bodenwärmestrom-Untersuchungen nicht auf Bodenfeuchte-Messungen verzichtet werden.

Die Bedeutung des Bodenwärmestromes nimmt im allgemeinen mit der Abnahme der Vegetationsschicht zu und damit auch die Bedeutung der Fehler bei ungenauer Bestimmung der bodenphysikalischen Parameter.

Nach KOHLRAUSCH (1956) ist die Temperaturab-

hängigkeit der spezifischen Wärme sehr gering. So verringert sich z.B. die spezifische Wärme des Wassers im Temperaturintervall 0°C bis 50°C um nur 0.9%. Die angegebenen Werte der spezifischen Wärme können daher als ein Mittel für ein Temperaturintervall angesehen werden.

Die Temperaturleitfähigkeit a und die Wärmeleitfähigkeit λ sind noch zu ermittelnde bodenphysikalische Größen, um den Bodenwärmestrom berechnen zu können. HANN-SÖRING (1939) geben die harmonische Analyse an, durch die die Leitfähigkeit der Bodensubstanz bestimmt werden kann. Bei diesem Verfahren wird vorausgesetzt, daß die Bodentemperatur verschiedener Tiefen einer harmonischen Schwingung, einer Cosinus-Welle mit tiefenabhängiger Phasenverschiebung, entspricht und daß die einzelnen Bodenschichten homogen sind, d.h. daß die Temperaturleitfähigkeit dort räumlich konstant ist.

Die Temperaturentbreitung bzw. den Wärmetransport in solchen Bodenschichten beschreibt die thermische Diffusionsgleichung:

$$\frac{\partial T_i}{\partial t} = a_i \frac{\partial^2 T_i}{\partial z_i^2} \quad (Gl. 12)$$

T_i ist die Bodentemperatur, a_i die Temperaturleitfähigkeit in der Tiefe z_i und t bedeutet die Zeit. Die Lösung dieser Differentialgleichung lautet für die hier zugrundeliegende Cosinus-Schwingung (BRONSTEIN-SEMENDJAJEW, 1967):

$$T_i = \delta T_i \cdot e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a_i}} \cdot z_i} \cdot \cos \omega t - \frac{e_i}{\sqrt{2a_i} \cdot \omega} \quad (Gl. 13)$$

dabei bedeutet:

- δT_i Temperaturamplitude der Tageswelle in z_i
- ω Kreisfrequenz der Tagesschwankung
(= $2\pi/24$ bei Tageswellen)

Die Gleichung 13 besitzt einen Faktor für die Dämpfung der Temperaturamplitude und ein Glied für die Phasenverschiebung. Bildet man das Verhältnis zwischen zwei Temperaturamplituden δT_i , so erhält man das Dämpfungsverhältnis der Temperaturwellen zweier Tiefen:

$$\frac{\delta T_i}{\delta T_{i+1}} = e^{\sqrt{\frac{\omega}{2a_i}} (z_{i+1} - z_i)}$$

Durch Umformung ergibt sich die Gleichung für die Temperaturleitzahl a_i (cm^2/s):

$$a_i = \frac{\omega}{2} \left(\frac{z_{i+1} - z_i}{\ln \left(\frac{\delta T_i}{\delta T_{i+1}} \right)} \right)^2 \quad (4.14)$$

Mit a_i ist die Temperaturleitzahl angegeben, die in der Bodenschicht $z_{i+1} - z_i$ Gültigkeit hat. Es wird also über das logarithmische Dekrement der Dämpfung $\ln (\delta T_i / \delta T_{i+1})$ die Temperaturleitzahl a_i berechnet.

Um einen Einblick in die thermischen Diffusionszustände der Deckschicht zu bekommen, sind nach Gleichung 14 für Tage mit "ungestörter" Temperaturwelle, d.h. bei Strahlungstagen ohne Beschattungseffekte durch Bewölkung und ohne Energiezufuhr durch Niederschlag in den Boden, die Temperaturleitfähigkeit a in allen 6 Bodenschichten tageweise ermittelt worden. In Wintermonaten liegt die Bodentemperaturamplitude der Tageswelle δT oft im Bereich der Meßgenauigkeit, so daß dann die Bestimmungsmethode nicht anwendbar ist. Ein Beispiel für die Tiefenabhängigkeit von a liefert Tabelle 4:

Tab. 4: Temperaturleitzahl a in Abhängigkeit von der Bodentiefe

Bodenschicht (cm)	0-1	1-3	3-5	5-10	10-20	20-40
a (cm^2/s)	0.0008	0.0014	0.0031	0.0034	0.0055	0.0053

Die Temperaturleitzahlen in der Tabelle stellen über den Monat Juni 1975 gemittelte Werte dar. Bei der experimentellen Bestimmung von a des natürlichen Bodens ist der Einfluß der momentanen Bodenfeuchte enthalten. Das Monatsmittel der Bodenfeuchte betrug 17.5 Volumen-

prozent.

Nach Kenntnis der Temperaturleitzahl a_i kann die Wärmeleitfähigkeit λ_i mit Hilfe der Gleichung 15 bestimmt werden (KOHLRAUSCH, 1956):

$$\lambda_i = (\rho c)_i a_i \quad (4.15)$$

Der Änderung der Wärmeleitfähigkeit durch Bodenfeuchteschwankungen kommt keine große Bedeutung zu, da der Beitrag zu den Stundenwerten des Bodenwärmestromes der untersten Bodenschicht - nur hier findet λ seine Anwendung - immer klein bleibt (s. hierzu 4.3.2).

Die Volumwärme ρc und damit auch die Wärmeleitfähigkeit a bzw. λ des natürlichen Bodens sind durch den wechselnden Bodenfeuchtegehalt BF einer zeitlichen Änderung ausgesetzt. Es wurden daher wöchentliche Bodenfeuchtemessungen mit einer Neutronensonde vorgenommen. Der Feuchtegehalt ergab sich als ein Mittelwert aus 14-19 Rohrmessungen in ca. 30 cm Bodentiefe. Die Messung mit der Neutronensonde erfaßt einen kugelförmigen Bereich um den Sondenkörper mit wechselndem Radius entsprechend der Bodenfeuchtigkeit. Beim trockeneren Boden ist der Meßbereich größer als beim feuchteren. Die Deckschicht (ca. 45 cm dick) wird meßtechnisch fast in ihrer ganzen Mächtigkeit erfaßt. Der Registrierwert wurde daher als ein räumlicher Mittelwert der Bodenfeuchte angesehen, der dann innerhalb der Bodensäule der Deckschicht als höhenkonstant betrachtet wird. Nach diesem Kriterium ist später auch die

Veränderung des Wasservorrats in der Deckschicht bestimmt worden. Wie an Hand der Bodenfeuchtekurve im Jahresgang aus 2 Abbildungen in 4.5.2 zu ersehen ist, schwankt der Feuchtegehalt zwischen einem Minimum von 10.5 Volumenprozent am 29.4.1974 und einem

Maximum von 32.2 Volumenprozent am 18.12.74. Der Welkepunkt liegt bei 11.7 Volumenprozent; die Feldkapazität bei 31.4 Volumenprozent (HÄDRICH, 1978). Damit wurden beide Grenzwerte gering überschritten.

Die Veränderung der Volumwärme ρc und der Wärmeleitfähigkeit λ durch exemplarische Bodenfeuchtwerte BF in 10-Volumenprozent-Schritten zeigt Tabelle 5:

Tab. 5: Volumwärme ρc und Wärmeleitfähigkeit λ in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte BF

BF (Vol%)	(ρc)	(ρc)	(ρc)	(λ)
	0-5 (cal/cm ³ °C)	5-10 (cal/cm ³ °C)	10-40 (cal/cm ³ °C)	10-40 (cal/cm min °C)
10	0.356	0.374	0.370	0.0866
20	0.456	0.474	0.470	0.1100
30	0.556	0.574	0.570	0.1334

Die Wärmeleitfähigkeit wurde bei der Bodenwärmestromberechnung nur in der unteren homogenen Schicht (10-40 cm) verwendet (siehe 4.3.2). Für die Temperaturleitfähigkeit a in dieser Schicht ist hier ein Mittelwert von 0.0054 cm²/s für die λ -Berechnung gewählt worden. Die Tabelle 5 zeigt, daß die $(\rho c)_i$ mit steigender Bodenfeuchte linear größer werden, ebenso die λ -Werte. Die Werte für $(\rho c)_i$ und λ_{BF} ergeben sich nach folgenden Formeln:

$$(\rho c)_{BF} = (\rho c)_0 + BF \quad (Gl. 16a)$$

$$\lambda_{BF} = (\rho c)_{BF} \cdot a \cdot 60 \quad (Gl. 16b)$$

Für jeden Meßtag wurden nach obigen Beziehungen die Volumwärme in den drei homogenen Bodenschichten (0-5 cm, 5-10 cm und 10-40 cm) und die Wärmeleitfähigkeit λ in der untersten Bodenschicht errechnet.

4.3.2 Bodenwärmestrom

Für das unmittelbare Umfeld der Meßstation werden die bodenkundlichen Parameter als konstant angesehen. Unter Bodenparametern sind zu verstehen die Bodenkonstanten, die Feuchte und die Temperatur des Bodens. In erster Näherung kann man räumliche Konstanz annehmen, wenn auch das Phänomen der Ungleichmäßigkeit bei der Interception, bei Besonnung der Bo-

denoberfläche und bei der Verteilung der Baumwurzeln in jedem Bestand existiert. Die lokalen horizontalen Gradienten der Bodentemperatur sind bei einem künstlich angelegten Bestand mit relativ regelmäßiger Bepflanzungsstruktur (bezüglich Alter, Größe und Pflanzentyp) erwartungsgemäß gering, so daß die horizontalen Austauschprozesse, die vorwiegend

auf Grund molekularer Vorgänge relativ langsam erfolgen, vernachlässigbar klein sind. Der Bodenwärmestrom ist dann als ein eindimensionaler Vertikalstrom zu betrachten, der durch Bodenprofilmessungen bestimmbar ist.

Die Deckschicht wurde meßtechnisch bezüglich Temperaturregistrierung in 6 Teilschichten zerlegt. Die eindringende vertikale Tages-temperaturwelle wird logarithmisch gedämpft, wie aus Gleichung 13 ersichtlich ist, so daß die Meßtiefen zweckmäßigerweise ebenfalls quasi logarithmisch verteilt werden, um etwa gleiche Temperaturdifferenzen zwischen den Meßniveaus zu erhalten. Das Meßprofil weist folgende Bodentiefen auf: 1, 3, 5, 10, 20 und 40 cm. In diesen Niveaus sind Widerstandsthermometer (Pt-100) in Bohrungen von 5 mm Durchmesser in Kupferplättchen eingegossen. Um genaue Tiefen zu erhalten, sind die Kupferplättchen in eine PVC-Leiste eingelassen, die dann in ein Bohrloch versenkt wurde.

Der Meßort für die Bodentemperatur liegt in unmittelbarer Nähe des Meßturmes zwischen zwei Kiefernreihen, die in NNO-SSW-Richtung verlaufen. Im Meßjahr 1974/75 hatte sich noch kein geschlossener Kronenraum entwickelt, so daß bei südlichem Sonnenstand der Bestandsbo-

den seine maximale Besonnung erfuhr. Da das Bodenmeßprofil zwischen zwei Kiefernreihen liegt, zeigte sich bei der Registrierung ein "aufgesetzter Temperaturpeak" oberhalb des Temperaturtagesganges. Dieser Peak täuscht einen überlagerten starken Bodenwärmestrom vor und ist auch nicht charakteristisch für die räumliche Bodentemperaturverteilung. Zur Eliminierung dieser Erscheinung wäre das Mittel aus mehreren Temperaturprofilmessungen notwendig, doch zusätzliche Meßeinrichtungen waren nicht möglich. So wurde ein anderer Weg zur Fehlereliminierung gewählt, indem die Werte jener Stunden mit Temperaturpeak gleitend über drei Stunden gemittelt werden. Dies erfolgte durch das Rechenprogramm automatisch für den Zeitraum 13 bis 15 Uhr bei den 4 oberen Temperaturniveaus, in denen sich Temperaturpeaks bildeten.

Der Grad der Besonnung des Bestandsbodens hängt von der Sonnenhöhe ab und von der Himmelsrichtung, in der die Sonne steht, da der Kiefernbestand in strenger geometrischer Form angelegt ist. Aus subjektiven Abschätzungen vom Meßturm aus und an Hand von Luftaufnahmen kann eine maximale Besonnung des Bestandsbodens von 50% der Gesamtbodenfläche für das Meßjahr 1974/75 angegeben werden.

Die Erdoberflächentemperatur ist mit der installierten Pt-100-Meßtechnik nicht exakt registrierbar. Hier wurde der Weg gewählt, der bei den meisten Bodenwärmestromuntersuchungen eingeschlagen wird, die Berechnung der Erdoberflächentemperatur über ein Extrapolationsverfahren mit Hilfe der obersten Temperaturwerte vorzunehmen. Zur Extrapolation wurde das LAGRANGE-Verfahren verwendet, das aus den 4 Temperaturen T_1 , T_3 , T_5 und T_{10} die Oberflächentemperatur T_0 berechnet (Index = Bodentiefe):

$$T_0 = \frac{25}{12} T_1 - \frac{25}{14} T_3 + \frac{3}{4} T_5 - \frac{7}{23} T_{10}$$

Die konstanten Koeffizienten obiger Gleichung ergeben sich aus den Meßtiefen über die allgemeine LAGRANGE-Formel (BRONSTEIN-SEMENDJAJEW, 1967).

Der molekulare Bodenwärmestrom BB_T gibt die Energiemenge an, die pro Zeiteinheit von einer Bodensäule gespeichert ($-BB_T$) oder abgegeben ($+BB_T$) worden ist, d.h. deren gesamter Wärmeinhalt ändert sich zeitlich. Die Wärmeinhaltsänderung eines homogenen Körpers resultiert aus der Volumwärme und der zeitlichen Temperaturänderung $\partial T / \partial t$. Die Wärmestromformel für eine Bodensäule lautet damit:

$$BB_T = \int_{z=0}^{z=-z_*} \rho_{BF} c_{BF} \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad (Gl. 17)$$

Bei der Schreibweise von Gleichung 17 wird die zeitliche Konstanz bezüglich eines Stundenintervalles der Volumwärme $\rho_{BF} \cdot c_{BF}$ vorausgesetzt, ansonsten müßte der Differentialausdruck $\partial / \partial t$ vor dem Integral stehen. Diese Annahme der zeitlichen Konstanz mußte hier gemacht werden, weil die Bodenfeuchte, welche allein die Volumwärme ändert, nur etwa wöchentlich gemessen wurde und die Tageswerte sich aus linearer Interpolation ergeben. Eine feinere zeitliche Interpolation der Bodenfeuchte auf Stundenbasis wurde hier nicht angestrebt. Dieses Vorgehen ist berechtigt, da sich die Bodenfeuchte wegen des dämpfenden Einflusses des Kiefernbestandes auf durchfallenden Niederschlag ohnehin nur langsam ändert.

Gleichung 17 zeigt für eine BB_T -Berechnung, daß Beobachtungen der räumlichen und zeitlichen Temperaturverteilung in der Bodensäule und Kenntnisse ihrer bodenphysikalischen Eigenschaften notwendig sind. Das Integral erstreckt sich bis zur Bodentiefe $z = -z_*$, in der der zeitliche Temperaturgradient $\partial T / \partial t$, d.h. hier die Temperaturänderung pro Stunde, gegen Null geht, bzw. kleiner ist als der räumliche Temperaturgradient $\partial T / \partial z$. Ab jener Tiefe $z = -z_*$ ist es zweckmäßig, das Berechnungsverfahren zu wechseln, um ungenaue Wärmestromwerte zu vermeiden.

Die Bestimmungsmethode nach Gleichung 17 wird die Temperaturintegral- oder auch Tautochronenmethode genannt, da der Abstand der Temperaturprofile am Anfang und am Ende des Zeit-

intervalles dt, also der Abstand der Tautochronen verwendet wird.

Andererseits ist nach dem NEWTON-Gesetz der molekulare Wärmestrom in fester Materie (hier Bodenmasse) dem vertikalen Gradienten der Temperatur proportional. Somit lautet die Gleichung für den Bodenwärmestrom BB_λ in der Tiefe z_i :

$$BB_\lambda = \lambda_{z_i} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_i} \quad (Gl. 18)$$

Der Wärmeleitkoeffizient λ_{z_i} aus dem Bodenniveau z_i nimmt die Stelle des Proportionalitätsfaktors ein. Dieses Verfahren wird Wärmeleitungsmethode genannt und wurde nur für die Tiefe $z_i = -z_*$ angewandt, zumal eine Bestimmung des vertikalen Temperaturgradienten an der Oberfläche schwierig wäre. Dagegen liefert die Tautochronenmethode in geringer Tiefe gesicherte Werte wegen der im allgemeinen größeren Temperaturänderungen pro Stunde. Wie BERZ (1969) betont, sollte bei der Wahl von z_* , wo die Berechnungsverfahren wechseln, die Gradientengenauigkeit bezüglich $\partial T / \partial z$ und $\partial T / \partial t$ und Besonderheiten der Bodenbeschaffenheit (die Bodenkonstanten) berücksichtigt werden.

Der Bodenwärmestrom BB an der Erdoberfläche läßt sich aus den Gleichungen 10, 17 und 18 auf folgende Form zusammenfassen: (Gl. 19)

$$BB = \lambda_{-z_*} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{-z_*} + \sum_{i=1}^5 \int_{z=z_i}^{z=z_{i+1}} (\rho_{BF} c_{BF})_i \frac{\partial T}{\partial t} dz$$

Das Integral $\int_{z=z_i}^{z=z_{i+1}}$ in Gleichung 17 wurde hierbei in 5 Integrations Schritte eingeteilt, um das Integral numerisch lösen zu können. Mit der gesicherten Annahme, daß die jeweilige Volumwärme $(\rho_{BF} c_{BF})_i$ in den einzelnen Schichten i ($i = 1, 2, 3, 4, 5$) konstant ist (homotherme Schicht) und daß bei geringen Schichtstärken $\frac{\partial T}{\partial t} dz \approx \frac{\Delta T}{\Delta t} \Delta z$ ist, kann die integrale Schreibweise in eine numerische überführt werden (numerische Integration):

$$BB = \lambda_{-z_*} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{-z_*} + \sum_{i=1}^5 (\rho_{BF} c_{BF})_i \left[\frac{\Delta T}{\Delta t} \right]_{z_i}^{z_{i+1}} \Delta z_i \quad (Gl. 20)$$

mit

z_*	-20 cm
z_i	0, 1, 3, 5, 10, 20 cm für $i = 1, 2, \dots, 6$ (Meßtiefe)
Δz_i	1, 2, 2, 5, 10 cm für $i = 1, 2, \dots, 5$ (Schichtdicke)
Δz_i	$z_i - z_{i+1}$
Δt	1 ^h
ΔT_{z_i}	Bodentemperaturänderung in z_i

Für die Ermittlung der ΔT_{z_i} /Stunde sind Kenntnisse der Bodentemperatur am Anfang und Ende der Meßstunde erforderlich. Da der Temperaturwert - wie oben erwähnt - einen Stundenmittelwert darstellt, müssen die Stundenanfangs- und Stundenendwerte aus den Mittelwerten extra- und interpoliert werden. Die Interpolation ist in quadratischer Form durchgeführt, wie sie BERZ (1966) angibt, so daß hier das Berechnungsschema ohne Herleitung kurz beschrieben werden soll.

Der erste Stundenanfangswert T_{AN} eines Monats mußte aus Datenabspeicherungsgründen extrapoliert werden aus den zwei benachbarten Stundenmittelwerten nach der Formel:

$$T_{AN}(1,0) = \frac{3}{2} T(1,1) - \frac{1}{2} T(1,2) \quad (Gl. 21a)$$

hier bedeutet:

T Bodentemperatur (Stundenmittelwert) der Zeit $0^{30}, 1^{30}, \dots$

T_{AN} Stundenanfangswert der Bodentemperatur der Zeit $0^h, 1^h, \dots$

(1,0) (1. Tag des Monats, 0 Uhr)

Die Klammerindices geben zuerst den Monats-tag und dann die Uhrzeit an. Die weiteren T_{AN} -Werte zur Zeit n Uhr werden mit Hilfe der folgenden Interpolationsformel berechnet: (Gl. 21b)

$$T_{AN}(1_{tag}, n) = T(1_{tag}, n) + \frac{1}{3} (T(1_{tag}, n+1) - T_{AN}(1_{tag}, n-1))$$

Für diese Formel werden die benachbarten Stundenmittelwerte und der letzte berechnete Stundenanfangswert benötigt. Für den Stundenwert am letzten Monatstag T_{EN} versagt die Interpolationsformel und so mußte der Wert über die Extrapolation erreicht werden: (Gl. 21c)

$$T_{EN}(N2, 24) = 3T(N2, 24) - 2T_{AN}(N2, 23)$$

wobei bedeutet:

NZ letzter Tag eines Monats

Obige Extrapolationsformel verlangt den vorherigen Stundenmittel- und Stundenanfangswert.

Durch diese Inter- und Extrapolationsformeln können die Stundenmittelwerte der Temperaturen mit genügender Genauigkeit in einen Datensatz mit Stundenanfangswerten transformiert werden. Die Umformung war für jede Meßtiefe 0, 1, 3, 5, 10, und 20 cm erforderlich, bis zur Anwendungsgrenze z_* der Tautochronenmethode.

Der Temperaturgradient ($\partial T / \partial z$) im Tiefenniveau $z = -z_*$ aus Gleichung 20 muß über Profilmessung berechnet werden. In der Bodenschicht -10 bis -40 cm kann die dortige Vertikalverteilung der Temperatur durch einen linear-logarithmischen Ansatz angenähert werden, dessen Ableitung lautet:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = a + \frac{b}{z} \quad (G. 22)$$

Die Konstanten a und b lassen sich aus drei Temperaturwerten T_i mit den dazugehörigen Meßtiefen z_i ($i = 1, 2, 3$) berechnen:

$$a = \frac{T_1 - T_2}{z_1 - z_2} - b \frac{\ln \frac{z_1}{z_2}}{z_1 - z_2} \quad (G. 23a)$$

$$b = \frac{(T_2 - T_3) \frac{z_1 - z_2}{z_2 - z_3} - (T_1 - T_2)}{\frac{z_1 - z_2}{z_2 - z_3} \ln \frac{z_1}{z_3} - \ln \frac{z_1}{z_2}} \quad (G. 23b)$$

Für die Bestimmung des Temperaturgradienten und damit des Bodenwärmestromes BW_B im Niveau $z = -z_*$ wurden die Temperaturmessungen (Stundenmittelwerte) aus den Bodentiefen -10, -20 und -40 cm verwendet.

4.3.3 Bestandwärmestrom

In 4.3 wurde erwähnt, daß der Bestandwärmestrom BW sich aus zwei Energieströmen zusammensetzt, die sich aus Wärmeinhaltsänderungen der Bestandsluft (BW_L) und der Biomasse (BW_{Bio}) ergeben. Das mathematische Modell für die Berechnung dieser Energiestromkomponenten zeigt Abbildung 17 in 4.3. Im Modell werden Biomasse und Bestandsluft als voneinander ge-

trennte Massen in Gestalt zweier übereinandergeordneter Säulen idealisiert.

Die Gesamtbiomasse des Kiefernbestandes oberhalb des Erdbodens wird im Modell als eine kompakte, homogene Masse angenommen, die aus dem Stammholz mit umgebender Rinde, aus den Ästen mit Nadeln und dem toten Holz (abgestorbenen Ästen) besteht. Diese Biomasse kann als eine "Holzplatte" ohne Seitenbegrenzung, beziehungsweise als eine Holzsäule angesehen werden, deren Höhe von der Bestandsdichte und -höhe und der Pflanzenart abhängt. Die Streu, das Unterholz und der leichte Graswuchs wurden bei der Biomassenbestimmung wegen räumlicher Unregelmäßigkeit und geringer Substanz vernachlässigt. Die Gesamtmasse des Bestandes wird ermittelt durch einfache Wägung von Kiefern mittleren Wuchses. Die Zunahme der Pflanzenmasse kann durch jährliches Wägen im Herbst beobachtet werden. Aus dem Gewicht einer Kiefer mittleren Wuchses und der Bepflanzungsdichte resultiert eine Gesamtbiomasse pro Fläche, die im Modell (Abb. 17) als eine Holzsäule mit der Höhe 2.9 cm dargestellt ist.

Das Volumen der Bestandsluft, die Höhe der modellhaften Luftsäule, ergibt sich als Differenz aus Gesamtvolumen unterhalb der Referenzhöhe und Volumen der Biomasse. Obwohl die Bäume nicht bis an die Referenzhöhe heranreichen, soll hier der gesamte hierunter befindliche Luftkörper Bestandsluft genannt werden (siehe Abb. 17 in 4.3).

Entsprechend der Tautochronenmethode beim Bodenwärmestrom können aus den Wärmeinhaltsänderungen der Bestandsluft bzw. der Biomasse nach folgenden Gleichungen die Wärmeströme BW_L bzw. BW_{Bio} ermittelt werden:

$$BW_L = -\rho c_p \frac{\Delta T_{L,y}}{\Delta t} \Delta z_L - \rho \lambda_v \frac{\Delta q_{v,y}}{\Delta t} \Delta z_L \quad (G. 24)$$

$$BW_{Bio} = -\rho_{Bio} c_{Bio} \frac{\Delta T_{Bio}}{\Delta t} \Delta z_{Bio} \quad (G. 25)$$

Es bedeuten:

λ_w	Verdampfungswärme von Wasser (W)	(cal/g)
ρ_{Bio}	Dichte der Holzmasse	(g/cm ³)
c_{Bio}	spezifische Wärme der Holzmasse	(cal/g °C)
$\Delta T_{4.4}$	Temperaturänderung der Bestandsluft (Meßhöhe 4.4 m)	(°C)
$\Delta q_{4.4}$	Feuchteänderung der Bestandsluft (Meßhöhe 4.4 m)	(g/kg)
ΔT_{Bio}	Temperaturänderung der Holzmasse	(°C)
Δz_L	Höhe der Bestandsluftsäule	(cm)
Δz_{Bio}	Höhe der Holzsäule	(cm)

Die Werte ρ_{Bio} und c_{Bio} wurden der Arbeit von TRENDELENBURG (1939) entnommen, die die mittlere Dichte und spezifische Wärme für jeweils verschiedene Baumarten aus einer Vielzahl von Untersuchungen bestimmte. Bei der Berechnung des Bestandwärmestromes sind folgende physikalische Größen als konstant angesehen worden:

ρ	0.001292	(g/cm ³)
ρ_{Bio}	0.43	(g/cm ³)
c_p	0.239962	(cal/g °C)
c_{Bio}	0.327	(cal/g °C)
λ_w	592	(cal/g)
Δz_L	- 557	(cm)
Δz_{Bio}	- 2.9	(cm)

Die stündlichen Temperatur- und Feuchteänderungen ergeben sich wie bei der Tautochronenmethode aus der Differenz von Stundenanfang- und Stundenendwert. Es mußte wie bei den Bodentemperaturen eine entsprechende Transformation von Stundenmittelwerten nach Stundenanfangswerten vorgenommen werden.

Bei älteren Beständen mit entsprechend grosser Biomasse wird die Holztemperatur an mehreren Punkten im Stamm und in Ästen eines Baumes gemessen, wie z.B. beim Sollingprojekt (KIESE, 1972). Ein junger Bestand wie der Kiefernwald bei Hartheim besitzt eine relativ geringe Biomasse und folglich auch eine nur kleine Wärmeinhaltsänderung. Aus diesem

Grund konnte hier auf eine Stammtemperaturmessung verzichtet werden, und es wurde die verfügbare Oberflächentemperatur des Bestandes und die Lufttemperatur aus der Höhe 4.4 m zur Bildung einer repräsentativen Biomassentemperatur benutzt.

Da das Verhältnis Oberfläche zu Masseneinheit bei der Kiefernadel groß ist und die langwellige Ausstrahlung des Kiefernwaldes vorwiegend aus dem Baumkronenbereich kommt, ergibt sich ein größerer Tagesgang der Oberflächentemperatur T_E im Vergleich zur Bodenoberflächentemperatur T_0 (Abb. 18). Durch die Beschattung und wegen des kleineren Verhältnisses Oberfläche zu Masseneinheit des Bodens erfährt die Bodenoberflächentemperatur T_0 im Verhältnis zu T_E eine Dämpfung und Phasenverschiebung. Weitere Gründe dafür wären im Unterschied molekularer Wärmeleitfähigkeit und Volumwärme von Boden und Biomasse zu sehen. Der Tagesgang der Lufttemperatur $T_{4.4}$ in 4.4 m Meßhöhe nimmt bedingt durch die große Austauschfähigkeit der Atmosphäre einen mittleren Verlauf an. Die Untersuchung von KESSLER (1971) zeigt ebenfalls die großen Temperaturunterschiede zwischen Luft und Pflanzenoberfläche, die Differenzwerte bis zu ca. 9°C ergaben.

Aus obigen Beobachtungen und Überlegungen wurde der Nadel- und Astmasse die Oberflächen- temperatur T_E zugeordnet und der Stammholzmasse die Lufttemperatur $T_{4.4}$. Die Biomasse setzt sich einerseits aus Stammholz und andererseits aus Ast- und Nadelmasse zusammen, die hier im Verhältnis 1:1 angenommen werden können, so daß die Temperatur T_{Bio} der Biomasse aus dem Mittelwert von T_E und $T_{4.4}$ resultiert. Hieraus folgt für die stündliche Temperaturänderung

der Biomasse die Gleichung 26:

$$\frac{\Delta T_{Bio}}{\Delta t} = \frac{\Delta T_E + \Delta T_{4.4}}{2 \Delta t} \quad (Gl. 26)$$

Wobei bedeutet:

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} \quad \text{stündliche Temperaturänderung für } \Delta t = 1^h$$

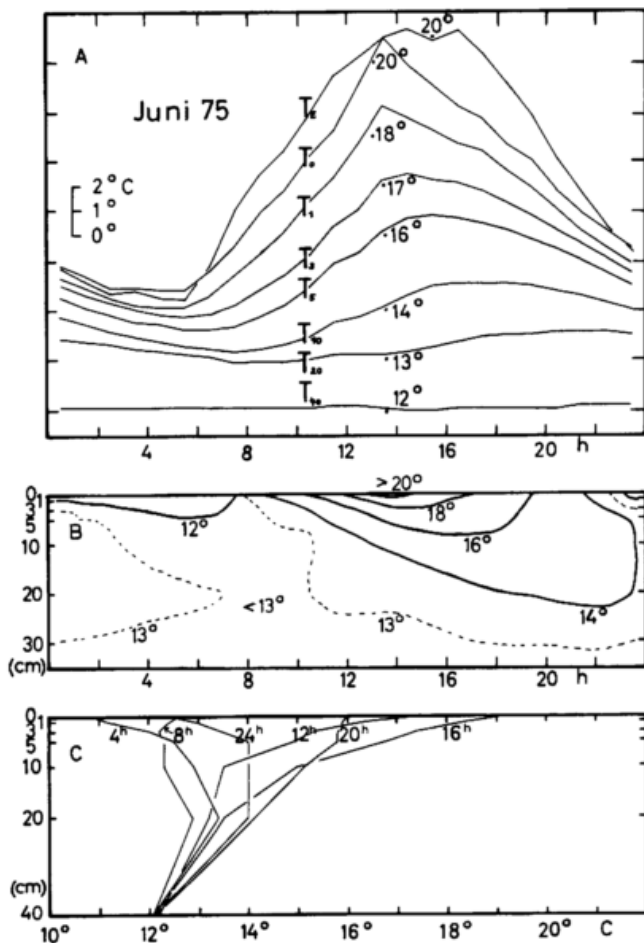


Abb. 18: Darstellung der mittleren Stundenwerte der Bodentemperatur (Juni 1975)
 A) Tagesgänge in verschiedenen Niveaus (Index=Bodentiefe in cm) und Tagesgang der Oberflächentemperatur des "Bestandes" T_E
 B) Isoplethen der Bodentemperatur
 C) Tautochronen der Bodentemperatur

Die Oberflächentemperatur T_E des Bestandes ist bestimmbar nach dem STEFAN-BOLTZMANN'SCHEN Gesetz aus dem Ausstrahlungswert E_{SB} des unteren Halbraumes:

$$T_E = \sqrt[4]{\frac{E_{SB}}{\epsilon \sigma}} - 273.16 \quad (^\circ\text{C}) \quad (6.27)$$

Für die Emissionskonstante ϵ ist der Wert 0.98 und für die STEFAN-BOLTZMANN-Konstante σ der Wert $0.826 \cdot 10^{-10}$ ($\text{cal}/\text{cm}^2\text{min } ^\circ\text{C}^4$) wie in Kapitel 4.2 benutzt worden. Dieser σ -Wert ist experimentell bestimmt worden und wird häufig mit dem theoretischen Wert $0.812 \cdot 10^{-10}$ (LINKE-BAUR, 1970) verwechselt. Bei einer Ausstrahlung von $1 \text{ cal}/\text{cm}^2\text{min}$ erhöht sich

die berechnete Oberflächentemperatur um ca. 1°C , wenn die theoretische anstelle der experimentellen σ -Konstante verwendet wird.

Für die Berechnung des Biomassenwärmestromes muß man sich mit solchen Approximationen (wie hier bei ΔT_{Bio}) begnügen, wenn man hohen meßtechnischen Aufwand vermeiden will. Der hieraus bedingte mögliche Fehler ist sehr klein zumal der Biomassenwärmestrom klein ist im Vergleich zum Boden-Bestandswärmestrom. Ähnliche Überlegungen gelten für den Bestandsluftwärmestrom, bei dem die Temperatur und Feuchteänderung der Bestandsluft gleich der Änderung in der Meßhöhe 4.4 m gesetzt wurde. Wie Gleichung 24 zeigt, teilt sich der Bestandsluftwärmestrom in zwei Flußkomponenten auf, der erste bedingt durch Lufttemperaturänderung, der zweite durch Luftfeuchteänderung. Da beide Flußkomponenten von etwa gleicher Größenordnung sind, wie Detailuntersuchungen zeigten und aus Abbildung 19 ersichtlich wird, sollte auf die zweite Wärmestromkomponente nicht verzichtet werden, besonders dann, wenn die Bestandsluftsäule so mächtig wie beim Sollingprojekt (25 m) ist. Dort wurde nur die erste Komponente berechnet.

Die Abbildung 19 zeigt für einen exemplarischen Sommermonat (Juni 1975) den über einen Monat gemittelten Tagesgang des Bodenwärmestromes BB , des Bestandswärmestromes BW und seiner Komponenten BW_L und BW_{Bio} . Die Summe beider Teilströme BB und BW liefert B , den Boden-Bestandswärmestrom. Etwa eine Stunde vor mittlerem Sonnenaufgang ($SA = 4.42$ Uhr MEZ) beginnt der Bestandswärmestrom geringfügig negative Werte anzunehmen, d.h. Bestandsluft und Biomasse nehmen Energie auf, die die diffuse Himmelsstrahlung, der fühlbare Wärmestrom und der Bodenwärmestrom liefern. Zwei Stunden nach SA erreicht BW sein Maximum, das allein aus der Strahlungsbilanz Q resultiert. Diese Tageszeit besitzt den maximalen Zuwachs der Bestandstemperatur T_E im Monatsstundenmittel (2.2°C pro Stunde). Dagegen erfährt der im tieferen Niveau liegen-

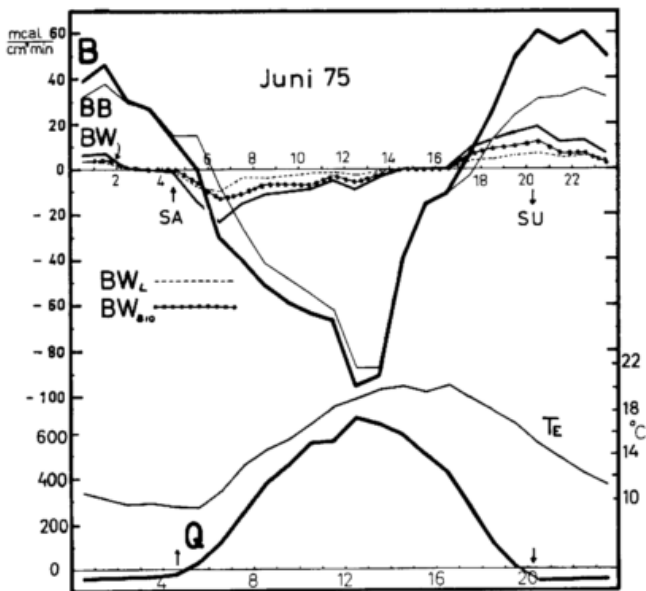


Abb. 19: Mittlerer Tagesgang des Boden-Bestandswärmestromes B, des Bodenwärmestromes BB, des Bestandswärmestromes BW und seiner Energiekomponenten in der Bestandsmasse BW_{Bio} und der Bestandsluft BW_L . Untere Kurven stellen die Tagesgänge der Oberflächentemperatur des "Bestandes" T_E und der Strahlungsbilanz Q dar.

de Boden eine Wärmezufuhr erst eine Stunde nach Sonnenaufgang bzw. etwa eine halbe Stunde nach Wärmestromrichtungswechsel der Strahlungsbilanz Q.

Bis zu den Maxima der Wärmeströme B und Q (13 Uhr MEZ) besteht eine hohe Korrelation beider Energieflüsse infolge von Strahlungsabsorption. Dagegen nimmt die Intensität beim Bestandswärmestrom BW vom Maximum der Energieaufnahme (7 Uhr MEZ) bis 15 Uhr allmählich ab, da eine Wärmeübertragung vom Bestandsraum mit geringer Wärmekapazität zum Boden mit großer Wärmekapazität eintritt. Die Strahlungsbilanzkurve stellt im allgemeinen eine symmetrische Glockenkurve dar, so daß der linke Flächeteil unterhalb der Kurve vor dem Flußmaximum etwa gleich dem rechten Flächeteil ist. Beim Boden-Bestandswärmestrom zeigt sich dagegen ein unsymmetrischer Verlauf, der sich durch eine zeitliche Verschiebung des Nulldurchganges von ca. 2,3 Stunden äußert. Unmittelbar nach mittlerem Sonnenuntergang (20.18 Uhr MEZ) erreicht der Bestandswärme-

strom die größte Wärmeabgabe infolge maximaler Temperaturänderung durch langwellige Ausstrahlung. Die maximale Abnahme des Monatsstundenmittels der Bestandstemperatur T_E liegt in diesem Zeitraum bei $-1.4\text{ }^\circ\text{C}$ pro Stunde. Zu dieser Zeit besitzt der negative Strahlungsbilanzstrom sein Maximum. Obwohl das Maximum des betragsmäßig größeren Teilstromes BB in die Morgenstunden fällt, liegt das Maximum der Summe der Teilströme (B-Kurve) im Juni in den Abendstunden, bedingt durch Modulation durch BW.

Maxima der Wärmeströme BW und BB treten zeitlich versetzt auf. Im Juni 1975 ist das gemittelte Maximum des negativen Flusses BB gegenüber demjenigen des Flusses BW um 6-7 Stunden verschoben. Die Maxima der positiven Flüsse besitzen eine Zeitdifferenz von 5 Stunden. Die großen Zeitverschiebungen bei den BB- und BW-Strömen sind in folgenden physikalischen Gründen zu sehen:

- im Niveauunterschied zwischen Körper I aus Bestandsluft plus Biomasse und Körper II aus Bodenmaterie: Strahlungsabsorption (Temperaturerhöhung) bzw. Emission (Temperaturerniedrigung) erfolgt vorwiegend im Baumkronenbereich, so daß ein Wärmeinput bzw. -output beim Körper II nur durch den Körper I hindurch erfolgen kann;
- im Wärmekapazitätsunterschied: die Wärmekapazität, das Speichervermögen (Produkt aus spezifischer Wärme und Masse), liegt beim Körper II etwa 36 mal höher als beim Körper I. Hierbei wurde die Bodendeckschicht bis 45 cm Tiefe bei 20 Volumenprozent Bodenfeuchte und die Höhe vom Körper I (Biomasse-Bestandsluft) mit 560 cm angenommen;
- im Wärmeleitungsunterschied: der Körper I leitet Wärme molekular in der Biomasse und turbulent in der Bestandsluft, während im Körper II nur molekulare Wärmeleitung existiert (abgesehen vom Wärmefluß durch Niederschlag mit Sickergeschwindigkeit).

Das in Abbildung 19 angegebene Verhalten der Teilströme vom Bestand-Bodenwärmestrom im Juni 1975 stellt einen exemplarischen Fall dar,

der ebenfalls für andere Monate charakteristisch ist. Dies trifft auch für die Relation aus Bestands- und Bodenwärmestrom zu. Während der Erwärmungsphase verhält sich im Mittel BW zu BB wie 1 zu 5, für die Abkühlungsphase ändert sich das Verhältnis zu 1 zu 3:

$$BW = \begin{cases} \frac{1}{5} \cdot BB & (\text{tags}) \\ \frac{1}{3} \cdot BB & (\text{nachts}) \end{cases}$$

Die Beziehung zwischen den zwei Komponenten des Bestandswärmestromes lautet im Monatsmittel für Juni 1975:

$$BW_L = 1.6 BW_{Bio}$$

Die Wärmeinhaltsänderung der Bestandsluft und der Biomasse sind also von gleicher Größenordnung und daher von gleicher Bedeutung. Obige Verhältniszahlen beschreiben den standortspezifischen Kiefernwald mit seiner Bestandsstruktur und sind somit schlecht vergleichbar mit anderen Untersuchungen über Kiefernbeständen, von denen es allerdings nur wenige gibt. Die Bestandshöhe und Biomasse pro Flächeneinheit beeinflusst das Verhältnis

$BW_L : BW_{Bio}$. Wiederum hängt das Verhältnis $BW_{Bio} : BB$ von der Kronenbaumdichte und der Bepflanzungsdichte ab. Größenordnungen der Energiestromkomponenten und ihr Verhältnis zueinander sind daher für jeden Bestand spezifisch.

Trotz der Einwände bezüglich eines Komponentenvergleiches soll erwähnt werden, daß bei BAUMGARTNER (1956), der einen jungen Fichtenbestand als Untersuchungsobjekt aussuchte, BW größer als BB ist. Ähnliche Ergebnisse, die im Gegensatz zur Hartheim-Beobachtung stehen, erhielten STEWART und THOM (1973) in Thetford-forest, in einem Kiefernbestand mit 21 m Baumhöhe. Dagegen registrierte KIESE (1972) im ca. 27 m hohen Rotbuchenwald tagsüber einen (etwa doppelt) größeren BB - als BW -Strom, während nachts beide Ströme etwa gleich waren. Die BW_{Bio} -Komponente war bei ihm im Mittel geringfügig größer als BW_L . Im Hartheim-Bestand verhält sich die Beziehung gerade umgekehrt, was durch die andere

Baumart, Baumhöhe und Biomasse bedingt ist. Bei TAJCHMAN (1967), der für die Bestimmung von BW_L eine 20 m hohe Bestandsluftschicht vom 27 m hohen Fichtenwald zugrunde legte, blieb BW_L dem Betrage nach unter BB_{Bio} .

Eine gute Vergleichsmöglichkeit bietet die Angabe von Extremwerten, die in Tabelle 6 eingetragen sind. Hier werden die maximalen Wärmeströme von sommerlichen Strahlungstagen im Thetford-forest (STEWART und THOM, 1973) denen vom Strahlungstag 8. Juni 1975 im Hartheim-Wald gegenübergestellt. Der 8. Juni ist der Tag mit maximaler Verdunstungsrate im Monat Juni 1975 (-5.18 mm/d) und mit großen Wärmeflußintensitäten, die von einzelnen Energieströmen nur bis 5 mal im Monat geringfügig übertroffen werden. In beiden Wäldern handelt es sich um einen pinus-sylvestris - Bestand, der sich allerdings in der Bestandsdichte unterscheidet (Biomassenverhältnisse $\approx 2:1$, Baumhöhenverhältnisse $\approx 5:1$).

Das Verhältnis der Bestandsluftsäulen (hier repräsentiert durch die Baumhöhe) spiegelt sich nicht deutlich wieder im Wärmefluß BW_L ; ähnliches gilt für den BW_{Bio} -Fluß in Thetford trotz doppelter Biomasse. Der Vergleich zeigt, daß die Erwärmungsrate im Hartheim-Wald bedeutend größer sein muß als im Thetford-forest. Im Hartheim-Wald wurde eine maximale Oberflächentemperatur T_E von 28.7 °C um 15 Uhr gemessen. Die Strahlungsbilanz Q erreichte um 14 Uhr mit 1094 mcal/cm²min fast die größte Intensität des Monats. Der Tageswert der Bodenfeuchte lag bei 16,8 Volumenprozent. Entsprechende Werte geben STEWART und THOM nicht an. Der Unterschied beim Bodenwärmestrom BB zwischen beiden Untersuchungsgebieten ist besonders beachtenswert.

Für die Hartheim-Untersuchung sind in der Tabelle 6 ebenfalls die maximalen Auskühlungsströme angegeben worden.

Die räumliche und zeitliche Verteilung der Wärmeinhaltsänderungen $BB_{T,i}$ in den Bodenschichten 0-1, 1-3, 3-5, 5-10, 10-20 cm und des Wärmestromes BB_λ im 20 cm Niveau veran-

Tab. 6: Vergleich von maximalen Wärmeströmen am sommerlichen Strahlungstag in zwei Beständen (Wärmestrom in Bestandsluft BW_L , in Bestandmasse BW_{Bio} und Bodenwärmestrom BB)

	THETFORD-FOREST	HARTHEIM-WALD	
Baumart	pinus sylvestris	pinus sylvestris	
Baumhöhe	21 m	4,9 m	
Biomasse	23 kg/m ²	12,4 kg/m ²	
max. Flüsse	Sommerlicher Strahlungstag		8. Juni 75
BW_L	-52	-34 (7 ^h)	24 (22 ^h)
BW_{Bio}	-48	-39 (7 ^h)	35 (22 ^h)
BB	-15	-179 (14 ^h)	83 (23 ^h)
	(mcal/cm ² min)		

Tab. 7: Stündliche Wärmeinhaltsänderungen $BB_{T,i}$ in einzelnen Bodenschichten i und Bodenwärmestrom BB in 20 cm Tiefe (20. Mai 1975 = Tag mit maximalem Bodenwärmestrom)

Boden-schichten	Wärme-strom	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
0 - 1 cm		3	3	3	4	3	-10	0	1	-7	-8	-14	-19	-23	-26	16	7	11	10	10	10	13	10	10	11
1 - 3 cm	$BB_{T,i}$	10	4	6	6	4	-7	-1	-3	-4	-10	-15	-27	-28	-30	-6	9	8	14	18	12	18	17	14	18
3 - 5 cm		7	5	5	5	3	-1	0	-2	-1	-7	-6	-14	-20	-22	-17	3	2	8	11	9	9	13	10	13
5 - 10 cm	$\frac{mcal}{cm^2 \cdot min}$	11	14	13	14	9	-3	1	0	-2	-8	-8	-20	-33	-42	-34	-3	-5	6	16	13	14	16	22	22
10 - 20 cm		25	10	15	17	21	-7	7	11	-4	1	-5	-16	-12	-23	-42	-22	-24	-5	2	4	12	0	18	16
20 cm Niveau	BB	-14	-12	-10	-8	-6	-6	-6	-7	-7	-7	-7	-9	-11	-14	-20	-22	-23	-25	-22	-22	-20	-20	-18	-16

schaulich Tabelle 7. Die Tagesgänge der Wärmeumsatz- bzw. Wärmestromintensitäten vom 20.5.1975, einem Strahlungstag mit maximalem Gesamtbodenwärmestrom BB, verdeutlichen die starke Abnahme der molekularen Wärmeausbreitung mit der Tiefe, die Diffusionsgeschwindigkeit und die zeitliche Verschiebung der Wärmeumsätze (z.B. die der Maxima). Hiernach durchdringt die Wärme die oberste 20 cm starke Bodenschicht in 3-4 Stunden, wobei der Wärmefluß in diesem Bodenprofil um 84% abnimmt. Der 20.5.1975 hatte sein Temperaturminimum an der Bodenoberfläche um 5 Uhr mit 11.9 °C, sein Maximum um 14 Uhr mit 27.8 °C und eine Bodenfeuchte von 21.3 Volumenprozent.

4.4 Ströme fühlbarer und latenter Wärme

Unter fühlbarer Wärme ist diejenige im Luftkörper enthaltene Wärmemenge zu verstehen,

die durch ihren thermischen Zustand bedingt ist. Dagegen heißen Wärmemengen, die einem Luftkörper bei einer Umwandlung zu oder abgeführt werden, ohne daß sich die Temperatur dabei ändert, latent (verborgen). Die Umwandlungswärme ist positiv bei Kondensationsprozessen (Wärmegewinn), bei Verdampfungs- (Verdunstungs-) Vorgängen negativ, d.h. Wärme wird abgeführt. Wenn nun Energie in fühlbarer bzw. latenter Form durch Luftmassenaustausch durch eine Bezugsfläche hindurchtritt, so stellt der Energiefluß einen Strom fühlbarer (L) bzw. latenter Wärme (V) dar.

Der Wärmestrom V ist relativ beständig von der "aktiven Oberfläche für Feuchte" weggerichtet, da die Vegetation eine Feuchtequelle darstellt und die Situation der Taubildung relativ selten ist. Dagegen erfährt der Wärmestrom L ei-

nen normalerweise tagesperiodischen Richtungswechsel. Am Tage erfolgt Energieabgabe vom Erdboden bzw. von der bodennahen Luftschicht aus in höhere Schichten, in der Nacht beobachtet man Energiegewinn der Unterlage. Durch die nächtliche Abkühlung der Grenzfläche und der untersten Luftschichten entwickelt sich eine Stabilisierung der bodennahen Luftsäule (siehe Abb. 12), die den thermodynamischen Luftmassenaustausch verringert (siehe Abb. 13) und damit den nächtlichen Wärmegewinn aus höheren Luftschichten beeinträchtigt. Bei fehlender thermischer und erzwungener (dynamischer) Konvektion ist nachts nur noch die sehr geringe molekulare Wärmeübertragung aus höheren Luftschichten zur "aktiven thermischen Oberfläche" hin möglich. Durch die Labilisierung am Tage und die nächtliche Stabilisierung der Atmosphäre wird die turbulente Durchmischung, die Luftbewegung so beeinträchtigt, daß daraus die bekannten Tagesgänge für Wind (siehe Abb. 11) und Austauschkoefizient (siehe Abb. 13), der ein Maß für den vertikalen Luftmassenaustausch ist, resultieren.

Für die Berechnung der vertikalen Wärmeströme L und V bieten sich mehrere Methoden an. Die Berechnungsverfahren basieren vorwiegend auf Messungen mit Psychrometern, die in verschiedenen Niveaus an einem Meßturm installiert sind. Mit Hilfe dieser Meßdaten kann ein Wärmestrom indirekt bestimmt werden.

Wenig kostspielig und technisch aufwendig ist die Registrierung mit Psychrometern in zwei Niveaus (Differenzmessung) oder in mehreren (Profilmessung). Werden in mehr als drei Höhen die Parameter registriert, so kann die Bestimmung des Profils nach der Methode der kleinsten Quadrate optimiert werden, d.h. Meßungenauigkeiten werden minimiert.

Die Differenzmessung gestattet die Anwendung mehrerer Bestimmungsmethoden für Wärmeströme: die Bulk-, die Wärmeleitungs-, die SVERDRUP-BOWEN- und die deposition velocity-Methode. Die Bulkmethode findet überwiegend ihre An-

wendung über klar definierbaren Grenzflächen, wie z.B. der Wasseroberfläche. Für eine so komplizierte Grenzfläche wie die eines Waldes bieten sich bei Differenzmessungen die drei restlichen Methoden an. Einen großen Vorteil hat die SVERDRUP-BOWEN-Methode, da bei ihr die aufwendige Bestimmung eines Austauschkoefizienten entfällt, der von der Rauigkeit der Grenzfläche, der Meßhöhe und der Stabilitätseigenschaft der Atmosphäre abhängt.

Aus obigen Vorteilen der indirekten Wärme-flußbestimmung und der Differenzmessung wurde für das Hartheim-Projekt dieser Weg vorwiegend gewählt. Zu diesem Zweck sind zwei Psychrometer in 9.6 und 4.4 m Höhe am Meßturm installiert worden (Abb. 5). Zwei LiCl-Fühler wurden Anfang 1975 zusätzlich in diesen Niveaus anmontiert, die allerdings nur für den Winterbetrieb vorgesehen sind. Beide Sensoren befanden sich damit zu dieser Zeit in der PRANDTL-Schicht (ca. 50 m mächtig) und oberhalb der kritischen Unterschicht ($D + 5 z_0$), über der die constant-flux-layer anzunehmen ist. Sie ist dadurch definiert, daß die in ihr auftretenden Flüsse bis zu ca. 10% schwanken dürfen.

Die verwendeten Psychrometer wurden im Eigenbau in Anlehnung an die FRANKENBERGER-Bauweise hergestellt. Im Laufe der Zeit sind am Psychrometer mehrere Verbesserungen vorgenommen worden: Eine neue Anfertigungsart der Strümpfe für den feuchten Fühler konnte den Wasserverbrauch um ca. 40% drosseln und verringerte auf Grund der kleineren Strumpf-Feuchte-Masse die Trägheit des "neuen" Feuchtefühlers. Damit wurde der Unterschied der Trägheit zwischen feuchtem und trockenem Fühler reduziert, der völlig beseitigt werden soll durch eine spätere Ummantelung des trockenen Pt-100 mit einer kleinen PVC-Hülle. Bei der Fertigung des neuen Strumpftyps entstehen keine Unterschiede mehr bezüglich der Festigkeit des Gewebes um den Fühler. Der große Vorteil liegt in dem selbständigen Ansaugen von

destilliertem Wasser aus dem Behälter bis zum Pt-100, auch im nicht benetzten Zustand des Strumpfes. Somit trat kein Abriss des Wasserfadens im Strumpf auf, zum Teil bedingt durch den verringerten Verschmutzungseffekt infolge kleinerer Strumpfoberfläche. Eine geplante Stabilisierung der Aspiratorrotation (Ventilationsgeschwindigkeit) würde eine weitere merkliche Verbesserung bezüglich Konstanthaltung der Psychrometerkonstante und Verdunstungskälte ergeben (Smithsonian Meteorological Tables, 1971).

Eine Nacheichung am Ende der ersten Meßkampagne ergab eine geringe Eichkurvenveränderung. Die Meßgenauigkeit beim verwendeten Kompensographen liegt bei 0.05 °C.

In den folgenden drei Unterkapiteln sollen die drei Methoden erläutert werden, die zur Bestimmung des fühlbaren und latenten Wärmestromes benutzt wurden.

4.4.1 SVERDRUP-BOWEN-Methode

BOWEN (1926) benutzte als erster das Verhältnis von fühlbarer Wärme zu latenter (Verdunstungs-) Wärme, das er zur Trennung von L und V in Verbindung mit der Wärmehaushaltsgleichung verwendete. SVERDRUP (1935) und ALBRECHT (1940) verfeinerten die Methoden, so daß das Verfahren häufig SVERDRUP-Methode oder SVERDRUP-ALBRECHT-Methode genannt wird. Da es schon den Begriff SVERDRUP-Methode bei der Bestimmung des SVERDRUPschen Austausch-koeffizienten gibt (3.3), sollte hier auf diese Bezeichnung verzichtet werden, zumal BOWEN der Urheber dieser Methode ist. SVERDRUP-BOWEN- oder Wärmehaushaltsmethode werden hier als Synonyme für jenes Berechnungsverfahren gewählt.

Das Verhältnis von fühlbarer zu latenter Wärme (L/V) kann aus den Energiestromgleichungen (Gl. 4a und 4b) gebildet werden, wobei c_p und $\lambda_{w,e}$ höhenunabhängig und die Austausch-koeffizienten für Wasserdampf und Wärme gleich sein sollen (SCHMIDT, 1925 zitiert nach KIESE, 1972):

$$\frac{L}{V} = \frac{c_p}{\lambda_{w,e}} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\frac{\partial q}{\partial z}} \quad (\text{Gl. 28})$$

mit $A_\theta = A_q$

Der Quotient $\frac{L}{V}$ wird BOWEN-Verhältnis genannt. Mit Gleichung 28 kann aus der Wärmehaushaltsgleichung $Q + B = - (L + V)$ (Gl. 8) die Trennung von L und V vorgenommen werden.

$$L = \frac{\frac{L}{V} (Q + B)}{1 + \frac{L}{V}} \quad (\text{Gl. 29})$$

$$V = \frac{Q + B}{1 + \frac{L}{V}} \quad (\text{Gl. 30})$$

Nach FRANKENBERGER (1953/54) wird das BOWEN-Verhältnis von Differential- in Differenzschreibweise umgeformt, so daß Gleichung 28 nun lautet:

$$\frac{L}{V} = C \frac{\Delta \theta}{\Delta e} \quad (\text{Gl. 31})$$

wobei bedeutet:

- $\Delta \theta$ vertikale potentielle Temperaturdifferenz (°C)
- Δe vertikale Dampfdruckdifferenz (mm Hg)

Die Umformung von q nach e erfolgt mit der Gleichung:

$$q = \frac{622 \cdot e}{p - 0.378 \cdot e} \quad (\text{g/kg}) \quad (\text{Gl. 32})$$

p ist der Luftdruck in mm Hg. Obwohl keine Luftdruckregistrierung am Meßort möglich war, ist dennoch ein konstanter p-Wert bei der Berechnung vermieden worden, indem die täglichen Luftdruckwerte vom Wetteramt Freiburg auf die Meßhöhe der Station reduziert wurden (Höhendifferenz: 69 m). Es hatte sich bei Prüfrechnungen gezeigt, daß bei Verwendung von konstanten Luftdruckwerten sich die Tagessumme der Evapotranspiration um < 0.1 mm/d ändern kann. Die Monatssumme vom Juni 1975 ergab eine Veränderung von 2 mm Wassersäule in der Verdunstungsrate.

Der Dampfdruck e ist aus der Trockentemperatur TT und der Feuchttemperatur TF, den

Psychrometerwerten nach Gleichung 33 bestimmbar:

$$e = 4.58 \cdot 10^{\frac{7.5 \cdot TF}{237.3 + TF}} - C \cdot (TT - TF) \frac{P}{755} \quad (Gl. 33)$$

Die Größe C , die "Psychrometerkonstante" in den Gleichungen 31 und 33, variiert zwischen 0.49 und 0.46 infolge der Temperaturabhängigkeit der Verdampfungswärme. Häufig wird ihr ein konstanter Wert zugeordnet, was im Falle einer EDV vermieden werden kann. In dieser Arbeit ist C für jede Meßstunde bestimmt worden nach der Formel:

$$C = \frac{P \cdot c_p}{0.622 \cdot \lambda_{w,e}} \quad (Gl. 34)$$

Der mittlere Wert der Psychrometerkonstanten lag bei 0.48. Die Berechnung des Dampfdruckes erfolgte auf ± 0.01 mm Hg genau wegen der Temperaturauflösung von 0.05 °C.

Der Wert für die latente Verdampfungswärme λ_w (bei Wasser) und λ_e (bei Eis) wurde ebenfalls für jede Stunde nach den Gleichungen 35a und 35b berechnet:

$$\lambda_w = 595.9 - 0.545 \bar{T} \quad (Gl. 35a)$$

$$\lambda_e = 678 \quad (Gl. 35b)$$

wobei \bar{T} die mittlere Temperatur der Luftschicht 9.6 - 4.4 m ist.

Bei der Wärmehaushaltsberechnung ist es unerheblich, ob zuerst L direkt nach Gleichung 29 berechnet und dann V als Restglied der Energiehaushaltsgleichung bestimmt wird oder ob der umgekehrte Weg zuerst V nach Gleichung 30 gewählt wird.

Die Wärmehaushaltsmethode (Gl. 29,30) findet ihre optimale Anwendung bei größeren Energieumsätzen, d.h. für die Tageszeit mit großen $Q + B$ - Beträgen und Parameterdifferenzen. Dies zeigt die Kombination aus Gleichung 31 mit Gleichung 29 oder 30. Nähert sich dagegen das BOWEN-Verhältnis dem Wert -1, der Unstetigkeitsstelle, so versagt diese Methode. Dies ist vorwiegend bei negativen $\Delta\theta$ - Differenzen der Fall, d.h. zu Zeiten mit geringen Energieumsätzen bei stabiler Atmosphäre.

In solchen Fällen muß auf die Wärmeleitungsmethode übergewechselt werden, die im nächsten Kapitel besprochen wird.

4.4.2 Wärmeleitungsmethode

BERZ (1969) und KIESE (1972) beschreiben die Herleitung der Beziehung zwischen fühlbarem Wärmestrom L und potentieller Temperaturdifferenz. Integriert man die Gleichung 4a für den Austauschwärmestrom über $d\theta$, so lautet die Gleichung bei Integration innerhalb der constant-flux-layer (mit $L = \text{constant}$):

$$\theta_1 - \theta_0 = L \int_{z_0}^{z_1} \frac{1}{A c_p} dz \quad (Gl. 36)$$

wobei bedeuten:

- θ_1 , potentielle Temperatur in der Höhe z_1
- θ_0 , potentielle Temperatur in der Höhe z_0 , die das Hauptniveau der "thermisch aktiven Flächen" darstellt

Das Integral in Gleichung 36 gibt den Wärmeleitwiderstand für die Schicht $z_0 - z_1$ an, dessen Reziprokwert die Wärmeleitfähigkeit α_L ist.

$$\alpha_L = \frac{1}{\int_{z_0}^{z_1} \frac{1}{A c_p} dz} \quad (Gl. 37)$$

Die Gleichungen 36 und 37 ergeben dann die einfache Beziehung zwischen Temperaturdifferenz und fühlbarem Wärmestrom:

$$L = \alpha_L (\theta_1 - \theta_0) \quad (Gl. 38)$$

Da L (siehe Gl. 4a) auch in funktionaler Beziehung zur Luftströmung steht, korreliert der Proportionalitätsfaktor hoch mit der mittleren Windgeschwindigkeit.

Bei einer komplexen Grenzschicht, wie einer Waldoberfläche, lassen sich aus der Geometrie und der Windgeschwindigkeit selten Wärmeleitungszahlen angeben. So können nach FRANKENBERGER (1958) höchstens empirische Formeln mit der Windgeschwindigkeit als Parameter erstellt werden. So wurde in den Stunden, in denen der fühlbare Wärmestrom nach der SVERDRUP-Methode berechnet werden konnte, die Wärmeleitfähigkeit α_L aus den ermittelten Größen θ_1 , θ_0 und L berechnet. Die Abbildung 20 zeigt die nach der Methode der kleinsten Quadrate ge-

mittelte α_L -Kurve in Abhängigkeit von der mittleren Windgeschwindigkeit $u_{9.6}$.

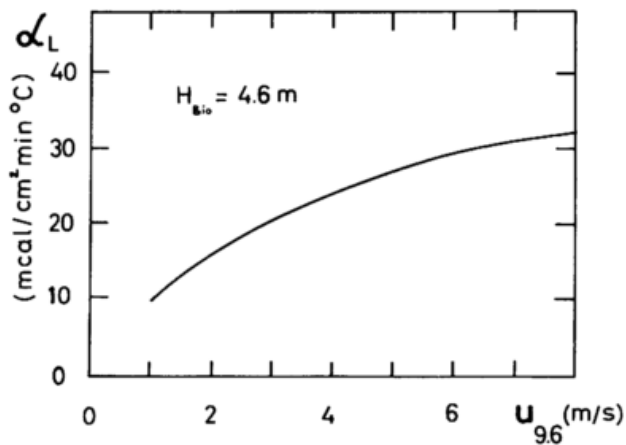


Abb. 20: Abhängigkeit der Wärmeleitzahl α_L von der mittleren Windgeschwindigkeit $u_{9.6}$

Die Wärmeleitzahl α_L ist durch eine Wurzelfunktion beschreibbar und besitzt folgende Koeffizienten:

$$\alpha_L = 11.6188 (u_{9.6})^{0.5} \quad (\text{mcal/cm}^2 \text{min } ^\circ\text{C}) \quad (6.39)$$

Diese funktionale Abhängigkeit der Wärmeleitzahl von $u_{9.6}$ ist eine standortspezifische Beziehung auf Grund der vorherrschenden Rauheitsstruktur des Waldes und der gewählten Meßhöhen und somit nicht übertragbar. BERZ (1969) und KIESE (1972) erhielten ähnliche Kurvenverläufe.

Die Ermittlung von α_L ermöglicht für Zeiten, bei denen die SVERDRUP-BOWEN-Methode versagt, die Berechnung von L mit Verwendung der Temperaturdifferenz aus den Höhen z_1 , z_2 nach Formel 38.

Der prozentuale Anteil der Wärmeleitungsmethode bezüglich Anwendungshäufigkeit beträgt in einem Sommermonat etwa 50% aller Stunden, im Winter 70%. Im Sommer werden durch die Wärmeleitungsmethode 15%, im Winter 30% der pro Monat durch L umgesetzten Energiemengen erfaßt.

4.4.3 Deposition-Velocity-Methode

Die SVERDRUP-BOWEN-Methode verlangt die Kennt-

nis der Daten von Q, B, Δe und $\Delta \Theta$ und ist bei der Unstetigkeitsstelle, wenn das BOWEN-Verhältnis gleich -1 wird, nicht anwendbar. Die Wärmeleitungsmethode braucht dagegen als Berechnungsgrößen nur $u_{9.6}$, Θ_1 und Θ_0 bzw. Θ_E und $\Theta_{9.6}$, so daß trotz Datenlücken zur Zeit stabiler Atmosphäre, denn dann findet die Wärmeleitungsmethode ihre Anwendung, Ergebnisse ermittelt werden können. Die Wärmeleitungsmethode braucht z.B. nicht die Feuchteregistrierung. Die deposition-velocity-Methode verlangt nur die Kenntnis von Δu , ΔT , um den fühlbaren Wärmestrom bestimmen zu können.

Die deposition-velocity-Methode ist hier als ein drittes Berechnungsverfahren gewählt worden, um in etwaigen Stunden mit unvollständigen Datensätzen mit dieser Methode dennoch zufriedenstellende Wärmestromberechnungen durchführen zu können. Ein weiterer Vorteil der deposition-velocity-Methode, neben der Voraussetzung von nur Wind- und Temperaturdaten, liegt in der beliebigen Wahl zweier Meßhöhen über einer Begrenzungsfläche. Dagegen liegt bei den "Bulk-Ansätzen", die ebenfalls von Differenzmessungen ausgehen, das untere Meßniveau in der Grenzfläche, d.h. in der Höhe Null. Bei komplizierten Begrenzungsflächen, wie hier im Falle des Waldes, ist die Bestimmung der Höhe Null problematisch.

ROTH (1975) stellt in ausführlicher Weise die mathematische Herleitung des turbulenten Diffusionswiderstandes, der deposition-velocity, dar, so daß in diesem Kapitel die Gedanken nur kurz zusammengefaßt zu werden brauchen. Den Ausgangspunkt bilden die empirischen Beziehungen für das Wind- und Temperaturprofil in diabatischer Atmosphäre.

Aus den Gleichungen für turbulente Diffusionskoeffizienten (K_u , K_T) und der Definition für die deposition-velocity $v(1,2)$ (siehe ROTH, 1975):

$$v(1,2) = \frac{1}{\int_1^2 \frac{dz}{K_u}} \quad (6.40)$$

ergibt sich nach Integration über dz vom unteren Meßniveau 1 zum oberen Meßniveau 2 ein System mit folgender funktionaler Abhängigkeit:

$$\Delta u = \Delta u(u_*, L_*, z_1, z_2) \quad (Gl. 41a)$$

$$\Delta T = \Delta T(u_*, L_*, z_1, z_2) \quad (Gl. 41b)$$

$$v(1,2) = v(u_*, L_*, z_1, z_2) \quad (Gl. 41c)$$

mit u_* Schubspannungsgeschwindigkeit, L_* MONIN-OBUKOV'sche Länge.

Aus den Gleichungen 41a, 41b und 41c kann für $v(1,2)$ eine Beziehung von der Struktur

$$v(1,2) = v(\Delta u, \Delta T, z_1, z_2) \text{ (m/s)} \quad (Gl. 42)$$

abgeleitet werden. Die deposition-velocity ist hiermit allein aus den Differenzgrößen $\Delta u = u_1 - u_2$ und $\Delta T = T_1 - T_2$ für jede Auswertestunde bestimmbar. Die konstanten Meßniveaus $z_1 = 440 - d$ und $z_2 = 960 - d$ stellen "reduzierte Höhen" dar (GEIGER, 1961). Mit Gleichung 42 kann der Strom fühlbarer Wärme nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$L = - \rho c_p v(z_1, z_2) \cdot \Delta T(z_1, z_2) \quad (Gl. 43)$$

Die Bestimmung der fühlbaren Wärme L nach der deposition-velocity-Methode (Gl. 42 und 43) konnte ihre Anwendung finden, wenn die Berechnung nach der SVERDRUP-BOWEN- bzw. der Wärmeleitungsmethode unmöglich wurde. Die deposition-velocity-Methode ist anwendbar bei stabiler und labiler Schichtung. Ihre L-Ergebnisse wurden nur bei passenden Übergängen berücksichtigt, um etwaige Wertesprünge, bedingt durch einen Wechsel der Berechnungsmethode, zu vermeiden. Die Anwendung dieses 3. Verfahrens belief sich auf 0% bis ca. 5% pro Monatsstundenzahl.

4.5 Diskussion der Daten

Der berechnete Datensatz, der mit einem Drucker des Rechenzentrums Freiburg geschrieben wurde, gliedert sich in 3 Teile auf und ist in Buchform als vollständiger Datenband am Meteorologischen Institut Freiburg deponiert:

I: in ein Tabellenwerk mit monatlichem Ausdruck der einzelnen Stundenwerte der Ener-

giehaushaltskomponenten in der Reihenfolge Q, B, L und V,

II: in ein Graphikwerk mit einem Ausdruck von Tagesgängen der vier Energieströme für sämtliche Tage,

III: in ein Graphikwerk mit einem Ausdruck von mittleren Tagesgängen der vier Energieströme für die 12 Monate August 1974 bis Juli 1975. Dieser Teil liegt als Anhang im verkleinerten Format der vorliegenden Fassung bei.

Die Wärmeflußkomponenten sind in Form von Stundenmittelwerten in der Dimension $\text{mcal/cm}^2 \text{ min}$ angegeben. Diese Dimension wurde gewählt, weil sie bisher in der mikrometeorologischen Literatur am meisten benutzt wurde. Die Dimension W/m^2 etabliert sich zum neuen Standard und kann mit dem Faktor 1.4328 erhalten werden. Die Zeitziffern beziehen sich auf das Ende des Stundenintervalls (z.B. 12 Uhr, d.h. 11-12 Uhr), und alle Zeitangaben sind in MEZ wiedergegeben.

Da die Anzahl der Datenlücken bei den einzelnen Energiekomponenten verschieden groß ausfällt, wurden gemittelte Tagesgänge nur aus Stunden mit berechneten Q-, B-, L- und V-Werten gebildet. Diese gemittelten Tagesgänge der vier Energiekomponenten sind für einzelne Monate im Anhang graphisch dargestellt und in einer Tabelle beigegeben. Die horizontale Zeitachse wurde mit dem Faktor 4 gestreckt, so daß die jeweiligen vier Zwischenwerte interpoliert werden mußten. Dies erfolgte auf linearem Wege. Die vertikale Skala ist in $(30 \text{ mcal/cm}^2 \text{ min})$ -Schritte eingeteilt, von der Intensität $-794 \text{ mcal/cm}^2 \text{ min}$ bis zu $+1095 \text{ mcal/cm}^2 \text{ min}$. Die Wärmeflußskalierung mit der Weite 30 entspricht etwa der maximalen Fehlerabweichung bedingt durch die Ungenauigkeit der Temperaturregistrierung von $\pm 0,025^\circ\text{C}$ und der Planimetrierung von $\pm 0,005^\circ\text{C}$. Kreuzen sich zwei oder mehr Kurven, so wird das Symbol \otimes gedruckt. Zur Kennzeichnung der einzelnen Ströme wurden ihre jeweiligen Symbole Q, B, L und V verwendet.

4.5.1 Tages- und Jahresgang der Energiehaushaltskomponenten

Die Verflechtung, d.h. die gegenseitige Beeinflussung der Wärmehaushaltsglieder ist in der Darstellungsweise von Tages- und Jahresgängen erkennbar. Ein Beispiel hierfür liefert die Abbildung 21A mit dem Tagesgang vom 10.9.74 und die Abbildung 21B mit der zeitlichen Veränderung der Differenzwerte von Windgeschwindigkeit u , potentieller Lufttemperatur θ und spezifischer Feuchte q . Aus dem glockenförmigen Kurvenverlauf von Q ist zu entnehmen, daß es sich beim 10. September um einen Strahlungstag handelte. Wie in 4.2 diskutiert, ergibt sich tagsüber die Q -Kurve überwiegend aus dem Globalstrahlungsverlauf, der bei wolkenfreiem Himmel mit der Sonnenhöhe in hoher Korrelation steht. Da die Strahlungsbilanz nachts nur durch ihre langwelligen Ströme bestimmt wird und die Ausstrahlung der Erdoberfläche größer als die der Atmosphäre ist, bilden sich in diesem Zeitraum negative Strahlungsbilanzflüsse. Der Boden-Bestandswärmestrom schwankt zwischen den Extremwerten von +120 und -121 $\text{mcal/cm}^2\text{min}$. Die zeitlichen Änderungen vom negativen zum positiven B -Fluß und umgekehrt sowie die Zeiten der Maximalflüsse verhalten sich sehr ähnlich wie beim mittleren B -Kurvenverlauf im Juni, der oben ausführlich diskutiert wurde.

Zur Bestimmung der L - und V -Flüsse wurde die SVERDRUP-BOWEN-Methode für den Zeitraum von 9 bis 18 Uhr einschließlich angewandt, in der Nachtzeit die Wärmeleitungsmethode. Der Kurvenverlauf von $\Delta\theta$ und Δq spiegelt sich tagsüber in der zeitlichen Veränderung der V - und L -Ströme wider. Die $\Delta\theta$ -Kurve verläuft im positiven Teil etwa entsprechend der Q -Kurve, die die Erwärmungsintensität wiedergibt. Die Δq -Graphik zeigt ein morgendliches Differenzmaximum um 10 Uhr und eine stetige Abnahme bis 18 Uhr. Aus der zeitlichen Änderung von Δq resultiert eine ähnliche für den Verdunstungsstrom V mit einem Maximum um 10 Uhr und nachfolgender Abnahme. Obwohl Δq im Zeitraum 19-20 Uhr ein zweites Maximum einnimmt,

reicht die verfügbare Energie für erhöhte Verdunstungsströme nicht mehr aus.

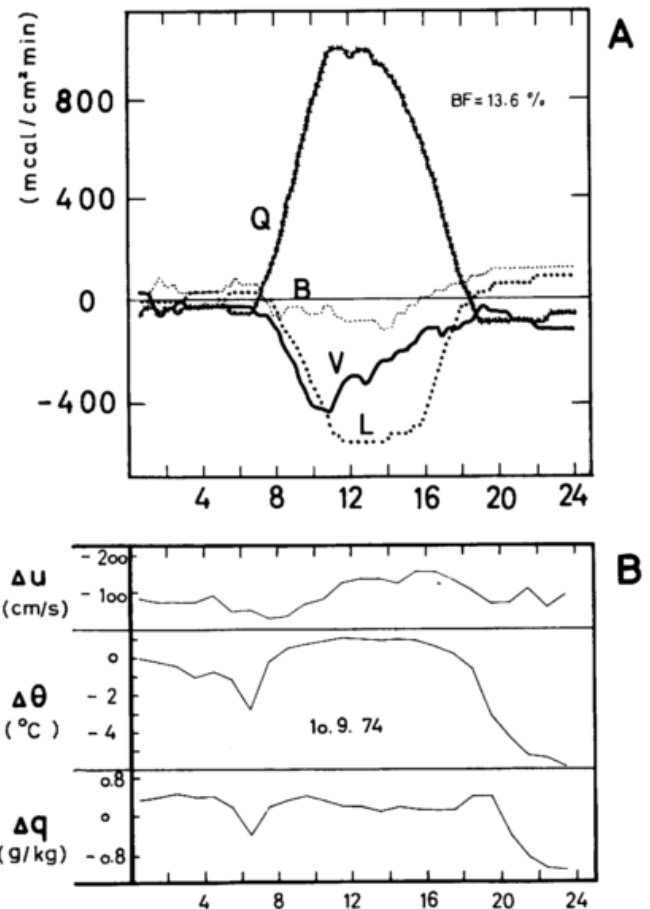


Abb. 21: A) Tagesgang der Wärmehaushaltskomponenten Q , B , L und V am 10.9.1974
B) Tagesgang der Differenzen der Windgeschwindigkeit Δu , der potentiellen Temperatur $\Delta\theta$ und der spezifischen Feuchte Δq (Differenz = unteres minus oberes Niveau)

Die Flüsse werden außer von der Differenz- bzw. Gradient-Größe eines Parameters durch die Austauschfähigkeit des Mediums bestimmt. Die Austauschfähigkeit der Atmosphäre wird durch den Austauschkoefizienten angegeben. In Ermangelung von Profilmessungen, die eine Bestimmung des Austauschkoefizienten ermöglichen, wurde in Abbildung 21 B Δu ($= u_{4.4} - u_{9.6}$) eingezeichnet. Austauschkoefizienten- und Δu -Darstellungen, beide Größen stehen in funktionaler Beziehung zum Stabilitätskoefizienten, besitzen annähernd gleiche Aussagekraft bezüglich der atmosphärischen Austauschfähigkeit. Die Charakteristik der Δu -Kurve

ähnelt der diskutierten Abbildung 13 mit den Tagesgängen des Austausches.

Zusätzlich zur Abbildung 21 sei für den exemplarischen Tag (10.9.75) die Tagesenergiebilanz in Tabelle 8 dargestellt. Der Gesamtstrahlungsumsatz betrug $456 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$. Hier von sind 409 cal/cm^2 am Tage als Strahlungseinnahme und nur 47 cal/cm^2 nachts als Strahlungsausgabe zu verbuchen. In den Raum unterhalb der Referenzfläche (Bestandsluft, Bestandsmasse, Boden) wurden am Tage 33 cal/cm^2 abgespeichert. An die Atmosphäre gingen durch L 227 cal/cm^2 und durch die Evapotranspirationsprozesse 199 cal/cm^2 verloren. Nachts erfolgt die Rücklieferung als Einnahme bei B mit 65 cal/cm^2 (nächtliche Wärmeabgabe der Masse unterhalb der Referenzfläche), bei L mit 29 cal/cm^2 (nächtlicher Wärmetransport aus der Atmosphäre zum Bestand) und bei V mit 2 cal/cm^2 (Kondenswärme bei Taubildung beim Rückstrom von Wasserdampf zum Wald). Die Bilanz ist, wie die unterste Zeile angibt, ausgeglichen. Von unten wird zur Referenzfläche Energie in Höhe von 32 cal/cm^2 abgegeben. Dieser Betrag macht sich in einer interdiurnen Temperaturerniedrigung in Bestandsluft, Biomasse und Bodenkörper bemerkbar. Dieses Phänomen verdeutlicht der Satz von BAUMGARTNER (1956): "Das Bestandsklima wurde von der Witterung an jedem Tag neu geprägt."

Verdunstung verbraucht wurde. Die eingeklammerten Prozentwerte geben das Ergebnis von BAUMGARTNER (1956) an, das im Rahmen seiner Untersuchung im jungen Fichtenwald ein Mittel vom 28.6. - 7.7.1952 darstellt. Bei ihm wurden 66% der Strahlungsenergie (ca. $600 \text{ cal/cm}^2 \text{ d}$) zur Verdunstung gebraucht. Der geringe Prozentsatz vom Hartheimer-Wald liegt in der zu jener Zeit sehr geringen Bodenfeuchte von 13.6 Volumenprozent begründet.

Der Einfluß der Bodenfeuchte auf die Evaporation des Bodens und der Transpiration des Kiefernwaldes ist aus den Abbildungen 22 und 23 ablesbar. Wie Abbildung 27 in 4.5.2 zeigt, erhöht sich infolge intensiver Niederschläge um die Monatswende Juni/Juli die Bodenfeuchte (vom 18.6. bis 9.7.1975 um +5,6 Volumenprozent). Am 5. Juni 1975 bildete sich eine starke, symmetrische Verdunstungsdepression zwischen 10 und 16 Uhr aus, d.h. eine Abnahme der Verdunstungsrate bei zunehmender Verdunstungsanregung infolge steigender Strahlungsintensität. Nach intensiver Regenperiode mit erhöhter Bodenfeuchte, z.B. am 15. Juli 1975 (Abb. 23), bildete sich keine Verdunstungsdepression mehr aus.

Das Phänomen der Verdunstungsdepression ist nur bei einer vegetationsbedeckten Erdoberfläche zu beobachten, d.h. diese Erscheinung geht auf die biologische Reaktion der Pflanze

Tab. 8: Tagesbilanz der Wärmehaushaltskomponenten

10. September 1974 BF = 13,6 Volumenprozent				
Energiekomponente (Tagessumme)	Einnahme (cal/cm^2)	Ausgabe (cal/cm^2)	Saldo (cal/cm^2)	Saldo (%)
Q	409	-47	362	91 (100)
B	65	-33	32	9 (-0,5)
L	29	-227	-198	-50 (-33,5)
V	2	-199	-197	-50 (-66,0)
Bilanz	505	-506		

Die prozentualen Angaben der positiven und negativen Flüsse in Tabelle 8 zeigen, daß die verfügbare Energie (aus Q und B) zu 50% zur

zurück. Nach intensiver Transpirationstätigkeit in den Vormittagsstunden ist die über Nacht angesammelte Wasserreserve verbraucht

und ein genügend schneller Wassernachschub von den Wurzeln her nicht gesichert, so daß die Pflanze durch Stomaschließung ihre Transpiration vermindert oder sogar fast völlig unterbindet. Die Abbildung 21 mit dem zeitlichen Verdunstungsverlauf vom 10. September 1974 weist eine asymmetrische Verdunstungsdepression auf. Die Gründe für die Asymmetrie mögen in dem extrem geringen Bodenfeuchtegehalt von 13,6 Volumenprozent, nahe dem Welkepunkt der Pflanze, liegen.

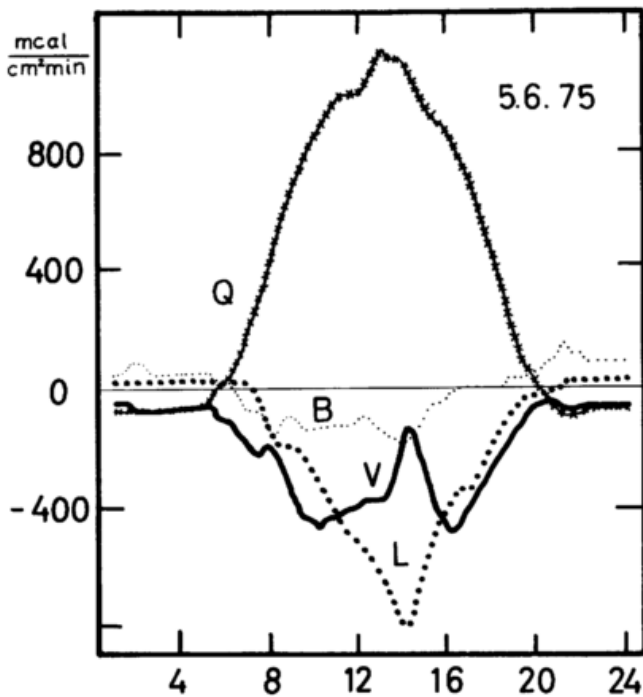


Abb. 22: Tagesgang der Wärmehaushaltskomponenten Q, B, L und V am 5.6.1975

Beim Solling-Projekt im 29 m hohen Rotbuchenwald konnte KIESE (1972) ebenfalls Verdunstungsdepressionen an 8 Junitagen beobachten. Während der Mittagszeit blieb die Verdunstungsintensität konstant trotz eines sich verstärkenden Strahlungsflusses. Zwischen 12 und 14 Uhr hatte sich eine maximale, relativ konstante Strahlungsbilanz ausgebildet, die die Pflanze zur verstärkten Stomaschließung veranlaßte, was dann zu einer Verdunstungs-

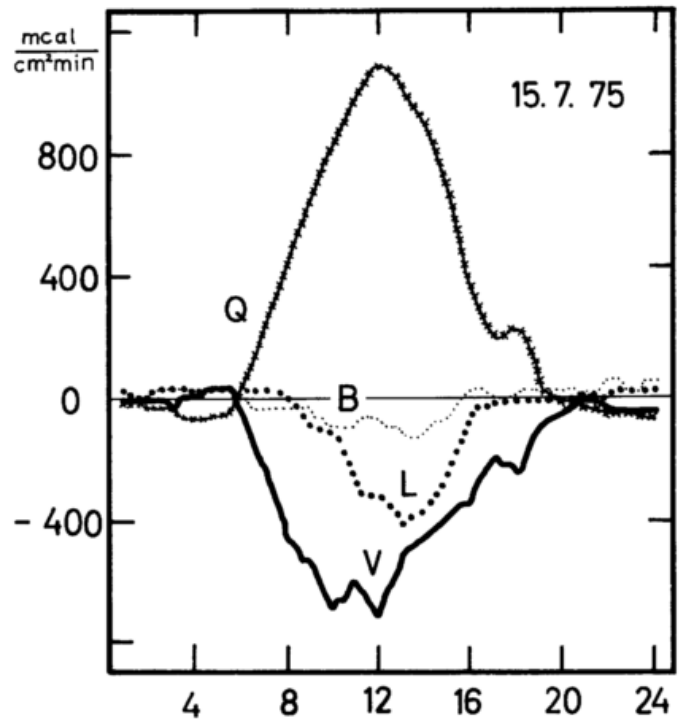


Abb. 23: Tagesgang der Wärmehaushaltskomponenten Q, B, L und V am 15.7.1975

abnahme führte. Auch bei niedriger Vegetationsbedeckung, wie beim Rasen, konnten ähnliche Transpirationserscheinungen festgestellt werden. Am Beispiel einer Präriebeobachtung (O'Neill, Nebraska) vergleicht DEACON (1969) den Tagesgang der Energiekomponenten nach einem Regentag mit dem nach 15 niederschlagsfreien Tagen. Bei annähernd gleichen Strahlungsverhältnissen beider Tage hat sich nach dem niederschlagsfreien Zeitraum die Verdunstungsstärke während des ganzen Tages erheblich verringert und es bildete sich zur Mittagszeit eine stärkere Verdunstungsdepression aus. Andere Beispiele aus dem Hartheimer-Wald haben KESSLER, JAEGER und SCHOTT (1979) veröffentlicht.

Die Strahlungsbilanz nimmt eine dominierende Stelle bei den Wärmehaushaltskomponenten ein. Sie muß als eine "treibende Kraft" bezüglich der thermodynamischen Atmosphärenschichtung, der Steuerung der Energieströme und damit des

Mikroklimas gesehen werden. Die starke zeitliche Abhängigkeit der Strahlungsflußrichtung (Gewinn oder Verlust) und der Strahlungsintensität zeigt Abbildung 24.

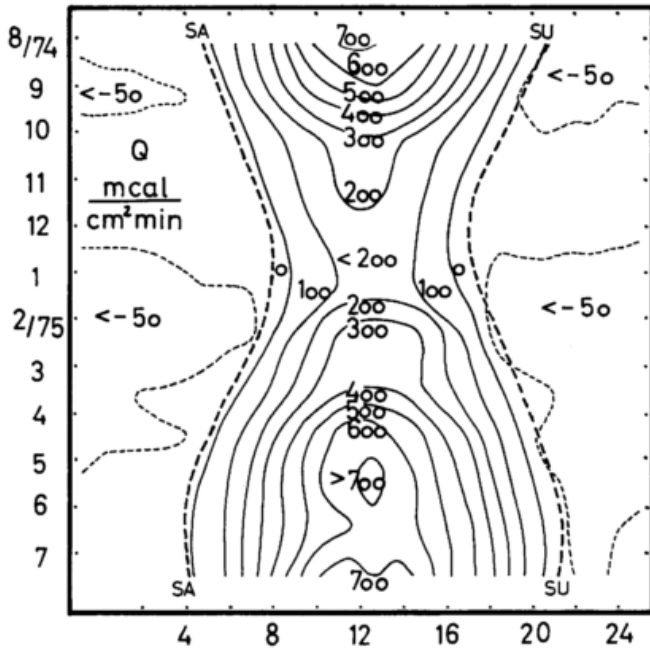


Abb. 24: Tages- und Jahresgang der Strahlungsbilanz

Hier wurde der mittlere Tagesgang der Strahlungsbilanz in den einzelnen Monaten in IsoPLEthenform dargestellt. Die gestrichelten Linien für Sonnenaufgang (SA) und -untergang (SU) trennen die Tag- und Nachtphase. Aus der Graphik ist zu ersehen, daß die Strahlungsbilanz im Mittel etwa eine Stunde nach Sonnenaufgang eine positive Flußrichtung und etwa eine Stunde vor Sonnenuntergang eine negative einnimmt. Die nächtliche Bilanz liegt in allen Jahreszeiten bei $-50 \text{ mcal/cm}^2\text{min}$, dagegen besitzt die mittägliche Strahlungsbilanz einen großen Jahresgang zwischen $200 \text{ mcal/cm}^2\text{min}$ im Dezember 1974/Januar 1975 und über $700 \text{ mcal/cm}^2\text{min}$ im Mai und Juli 1975. Dieses zeitliche Verhalten der Strahlungsbilanz wird in Abbildung 25 durch die Säulen der täglichen Summen von positiven und negativen Strahlungsbilanzwerten verdeutlicht.

Unterliegt man nicht einer optischen Fehldeutung durch die Datenlücken im Mai bis Juli 1975, so ist ein eingipfliger Jahresgang der

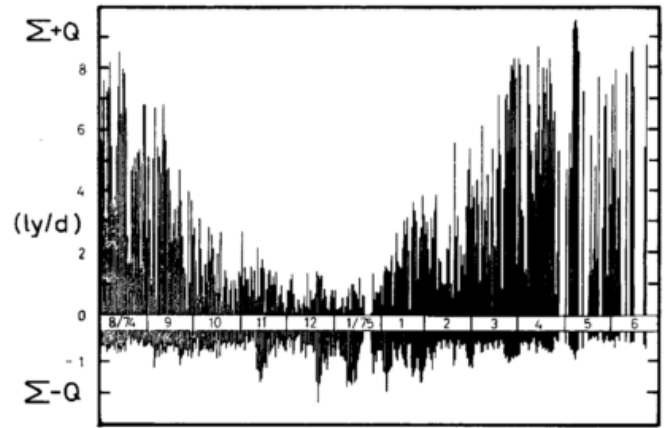


Abb. 25: Jahresgang der Tagessummen der positiven und negativen Strahlungsbilanzwerte

Tagessummen erkennbar, wie er für Stationen außerhalb der Tropen und Subtropen typisch ist (KESSLER, 1975). Der Jahresgang der positiven Summen hat sein Minimum im Winter und sein Maximum im Sommer, während bei den negativen Summen die größten Werte im Winterhalbjahr gehäuft auftreten. In den Monaten Dezember 1974 und Januar 1975 überragt die Monatssumme der negativen Q-Werte dem Betrag nach die der positiven, d.h. in diesen beiden Monaten war im Mittel der Strahlungsverlust größer als der Gewinn (siehe Abb. 26).

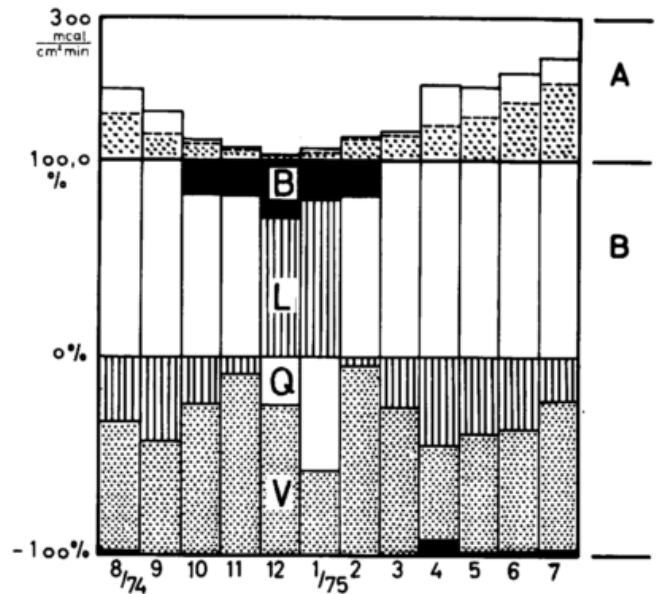


Abb. 26: A) Jahresgang der gesamten positiven, zur Referenzfläche gerichteten Wärmeströme (Treppenkurve) und des latenten Wärmestromes V (punktierte Fläche) B) Jahresgang der prozentualen Anteile der Wärmestromkomponenten Q, B, L und V nach positiven und negativen Strömen geordnet

In Abbildung 26 ist der Jahresgang der Wärmehaushaltskomponenten und deren Relation zueinander dargestellt. Abbildung 26 A gibt in der oberen Treppenkurve die Summe der gesamten positiven zur Referenzfläche gerichteten Wärmeströme an. Wie man aus Abbildung 26 B (oberer Teil) entnehmen kann, bestehen die positiven Flüsse von März bis September nur aus der Strahlungsbilanz Q, im Oktober, November und Februar aus der Summe von Q und dem Boden-Bestandswärmestrom B und im Dezember und Januar aus der Summe von B und dem Strom fühlbarer Wärme L. Im Laufe des Jahres wechselt also die Zusammensetzung der mittleren positiven, zur Referenzfläche gerichteten Energieflüsse.

Die punktierten Säulen in Abbildung 26 A sind die monatlichen Intensitäten des latenten Wärmestroms. Aus Abbildung 26 A kann man leicht die Beziehung zwischen dem Energieverbrauch durch Verdunstung und dem überhaupt zur Verfügung stehenden Energiebetrag ersehen. Im Sommer ergibt sich ein relativ konstantes V/Q-Verhältnis. Das mittlere Verhältnis für V/Q aus den Monaten, in denen Q als einziger Energielieferant der Referenzfläche auftritt, beträgt für den Hartheimer Wald 62.8. TAJCHMAN (1967) erhielt für den Fichtenbestand die Verhältniszahl 66.5, LÜTZKE (1969) für einen Kiefernforst 64.8 und KIESE (1972) für den Buchenwald 83.8 (alle Werte in %).

In Abbildung 26 B sind die prozentualen Anteile der positiven und negativen, zur Referenzfläche gerichteten und von ihr wegführenden Energieflüsse angegeben. Die positiven Prozentanteile von B in den Monaten von Oktober bis Februar verdeutlichen die Abkühlungsphase des Bodens mit ihrem Maximum im Dezember (der Bestandsraum ist im Monatsmittel frei von Wärmeinhaltsänderung). Wie aus Abbildung 25 ersichtlich, treten im Dezember und Januar Strahlungsverluste (negatives Q) auf, aus denen durch Abkühlungsprozesse große, negative Temperaturgradienten in der unteren Luftschicht resultieren. Negative Temperaturgradienten ermöglichen eine Wärmeflußrichtung

von oberen (wärmeren) zu unteren (kühleren) Luftschichten. Hiermit ergibt sich für L eine positive Stromkomponente. Das negative Temperaturgefälle äußerte sich in einer stabilen Luftschichtung mit $R_i > 0$ (siehe Abb. 12), die die Stärke des Luftmassenaustausches hemmt und damit auch die Absolutbeträge des fühlbaren Wärmestromes verringert.

Vom Frühjahr bis zum Herbst bestreitet Q aufgrund seiner großen Intensität allein den Wärmegewinn, so daß die untere erwärmte Luftschicht Wärme in höhere Schichten ableitet, wobei die Labilisierung der Atmosphäre ($R_i < 0$, siehe Abb. 12) diesen Austauschprozeß und den der Verdunstung verstärkt. B hat seine maximalen Ströme im Winter (große Wärmeabgabe) und im Frühjahr (große Wärmeaufnahme).

In Ergänzung zur Abbildung 26 werden in Tabelle 9 die absoluten Intensitäten der Komponenten angegeben. Die Werte der Tabelle entstammen nur aus den Meßstunden, in denen alle vier Energiekomponenten bestimmt werden konnten. Außerdem sind die Monatsmittelwerte der Bodenfeuchte BF eingetragen.

Tab. 9: Monatsmittel der Wärmehaushaltskomponenten in $\text{mcal/cm}^2\text{min}$

	Q	B	L	V	BF (Vol %)
Aug 74	177	-1	-60	-116	13.0
Sep	120	0	-52	-68	12.0
Okt	36	8	-11	-33	18.3
Nov	21	5	-3	-23	24.8
Dez	-4	5	11	-12	29.5
Jan 75	-14	5	19	-10	29.9
Feb	39	9	-3	-45	28.9
Mae	73	0	-19	-54	28.4
Apr	184	-14	-84	-86	28.9
Mai	180	-3	-68	-109	22.1
Jun	215	-5	-75	-135	17.5
Jul	247	-7	-55	-185	18.1
Jahr	106	0	-33	-73	22.6

4.5.2 Wasserhaushalt

Aus dem Wärmestrom für latente Energie, aus

seiner Wärmemenge pro Fläche und Zeit läßt sich die entsprechende Wassermenge ermitteln, die dem Körper unterhalb der Referenzfläche entzogen wird. Bei der Berechnung wurde die Temperaturabhängigkeit der Verdampfungswärme für Wasser und Eis berücksichtigt.

Um eine Wasserbilanz aufstellen zu können, mußten die Datenlücken, die bei der Berechnung des latenten Wärmestroms auftraten, mit Schätzwerten gefüllt werden. Die Lücken wurden durch das Monatsmittel der entsprechenden Stundensummen ersetzt, wie es sich aus den vorhandenen Werten errechnete.

Die Monatssumme des Niederschlags wurde aus 3 getrennten Beobachtungen abgeleitet:

1) Hartheimer Wald, 2) Station Hartheim Ort des Deutschen Wetterdienstes, 3) Station Fliegerhorst Bremgarten des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr. Die Lage der Stationen ist aus Abbildung 2 zu entnehmen.

Als ein repräsentativer Niederschlagswert des Standorts wird das arithmetische Mittel der drei Niederschlagsbeobachtungen angenommen.

Da die eingesetzten Niederschlagsmesser keine Windschutzeinrichtung besitzen, muß ein mittlerer, empirischer Zuschlag, der von der Windgeschwindigkeit abhängt, zum gemessenen Niederschlagswert addiert werden. Die mittleren Windverhältnisse an der Meßstation liegen zwischen 0 bis 6 m/s, daraus resultiert ein mittlerer Korrekturfaktor von +10% (BRUCE und CLARK, 1977). Obwohl die drei Meßstellen nur in 2 bis 3 km Entfernung zueinander liegen, gab es während der Meßkampagne einen erheblichen Niederschlagsunterschied: Hartheim-Ort (205 m) = 670 mm, Bremgarten (213 m) = 595 mm und Meßstation Wald (201 m) = 556 mm.

Die Bodenfeuchte wurde, wie in 4.3.1 beschrieben, mit der Neutronensonde wöchentlich bestimmt. Aus Abbildung 27 sind der Jahresgang der Bodenfeuchte und die Tagesniederschläge ersichtlich. Der Welkepunkt WP wurde im August und September 1974 leicht überschritten. Im Dezember 1974/Januar 1975 sowie im April 1975 überstieg die Bodenfeuchte BF den Wert der

Feldkapazität FK geringfügig.

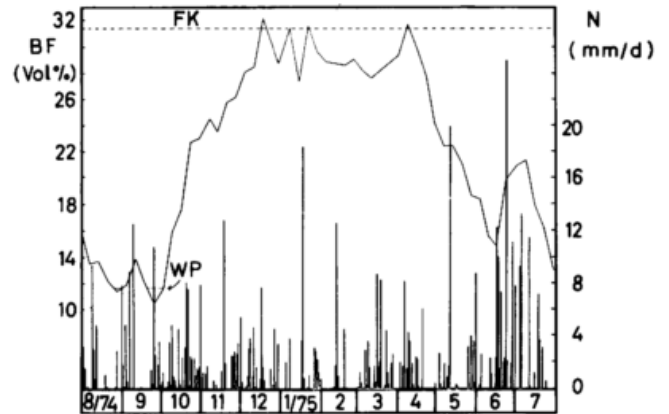


Abb. 27: Jahresgang der Bodenfeuchte BF und Tagessummen des Niederschlages N (FK = Feldkapazität, WP = Welkepunkt)

Für den Standort Kiefernwald-Hartheim kann die Wasserhaushaltsgleichung für Monatssummen in folgender Form verwendet werden:

$$N + \Delta BF = VMM \quad (Gl. 44)$$

mit N Niederschlag, ΔBF Feuchteänderung der Bodendeckschicht und VMM Gesamtverdunstung = Evapotranspiration.

In dem völlig ebenen Gelände tritt kein oberflächlicher seitlicher Zu- bzw. Abfluß auf. Auch ein unterirdischer Zu- und Abfluß braucht nicht berücksichtigt zu werden, da der Grundwasserspiegel in 7 m Tiefe liegt und zwischen der oberen Deckschicht und den grundwassernahen Bodenhorizonten kein Wasseraustausch stattfindet. Nach Berieselungsversuchen von SCHÄFER (1977) kann nämlich eine Versickerung zum Grundwasser praktisch vernachlässigt werden. Nur eine sehr starke Berieselung, die einem unrealistisch hohen Niederschlagsereignis gleichzusetzen wäre, kann die tonhaltige Deckschicht durchdringen.

In Abbildung 28 sind die Monatssummen von N, VMM und $(N + \Delta BF)$ eingetragen. N wurde nach der oben erwähnten Methode bestimmt. VMM ist die mit dem Wärmehaushaltsverfahren berechnete Evapotranspirationssumme. ΔBF wurde aus den Bodenfeuchtemessungen abgeleitet. Hierbei wird ersichtlich, daß etwa für die Hälfte aller Monate die Wasserhaushaltsgleichung

(Gl. 44) durch die 3 voneinander unabhängig bestimmten Größen hinreichend erfüllt wird. Die sonstigen Diskrepanzen sind nicht überzubewerten. Sie sind weniger auf fehlerhafte Niederschlags- und Verdunstungswerte zurückzuführen als auf die unzureichende Bestimmung der Bodenfeuchteänderung ΔBF mit der Neutronensonde.

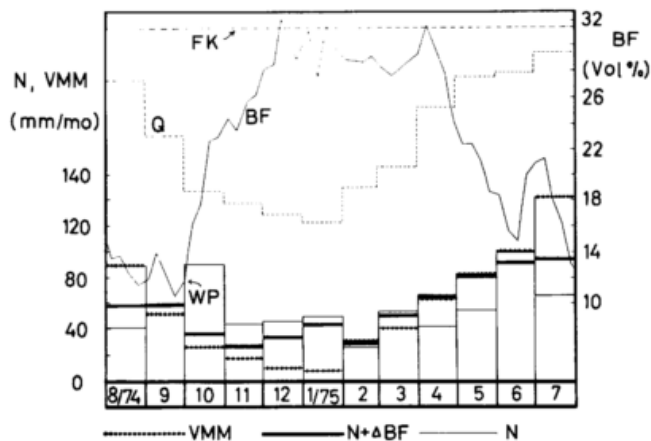


Abb. 28: Jahresgang der Bodenfeuchte BF, der Strahlungsbilanz Q, der Niederschlagssumme N (waagerechter Strich), der Evapotranspiration VMM (gestrichelte Perlkette) und der Summe aus Niederschlag und Wasserspeicherung (N + ΔBF) (dicker Balken); (FK = Feldkapazität, WP = Welkepunkt)

Die Gründe für die mangelhafte Bestimmung liegen a) in der relativ großen Meßgenauigkeit, b) in der im Verfahren begründeten variablen Größe des meßtechnisch erfaßten Bodenvolumens, die vom Wassergehalt abhängig ist, c) in der Mittelwertbildung von BF bedingt durch das Meßprinzip und d) in den Meßterminen der Bodenfeuchtebestimmung, die nicht exakt am Monatsanfang bzw. -ende lagen.

Die Meßgenauigkeit der Neutronensonde wird mit ± 4 Volumenprozent angegeben (HÄDRICH, 1978). Dieser Meßfehler in der Bodenfeuchtebestimmung pflanzt sich fort bei der Berechnung der Wasservorratsänderung ΔBF . Ein BF-Fehler von ± 4 Volumenprozent liefert einen Fehler in der Wasservorratsänderung von ± 18 mm H_2O bei einer 45 cm mächtigen Deck-

schicht.

Wie aus Abbildung 28 zu entnehmen ist, begann im Oktober 1974 die Bodenwasservorratsbildung durch Niederschlagsüberschüsse. Diese Tendenz hielt bis zum Januar 1975 an. Februar und März hatten einen ausgeglichenen Wasserhaushalt. Im April begann durch eine negative (N-V)-Bilanz eine starke Aufzehrung des Bodenwassergehaltes, die bis zum August zu verfolgen ist. Der September tritt als ein Übergangsmontat zwischen sommerlichem Wasserverbrauch und winterlicher Wasseranreicherung auf.

Die Jahressummen von (N + ΔBF) und von VMM ergaben folgende Werte:

$$\sum_{i=1}^{12} (N + \Delta BF) = 670.4 \text{ mm}$$

$$\sum_{i=1}^{12} (VMM) = 657.5 \text{ mm}$$

Die Jahressummen liefern etwa gleiche Beträge. Dadurch wird bestätigt, daß nur mit unerheblichen Sickerwassermengen im Hartheimer Wald zu rechnen ist.

Im Jahresmittel halten sich Niederschlag und Evapotranspiration des Kiefernwaldes praktisch die Waage. Da das Beobachtungsjahr nur geringfügig feuchter war als ein Normaljahr, kann die hier vorgelegte Wasserbilanz als repräsentativ für den Standort angesehen werden.

5 PARAMETERISIERUNG DER LATENTEN ENERGIE BZW. WASSERSTRÖME

Anhand der ermittelten Verdunstungsdaten wurde versucht, eine funktionale Beziehung zur Windgeschwindigkeit und zur Strahlungsflußintensität abzuleiten. Der Datensatz vom September 1974 wurde dafür ausgewählt. Eine weitere Datenauswahl ergab die Forderung nach Verdunstungswerten, die mit Q-Werten ≥ 50 mcal/cm².min synchron sind und die nur nach der SVERDRUP-BOWEN-Methode ermittelt wurden.

Das Ergebnis wird in Abbildung 29 in Parameterdarstellung angegeben. Die Koeffizienten der Polynome wurden nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt. Die Gleichungen haben folgende Form. Sie gelten für den Bereich

$$1 < u_{9,6} < 6 \text{ m/s.}$$

$$\begin{aligned} (\text{VMM/h})_{Q=900} &= 0.2180 + 0.0443 u_{9,6} - 0.0020 u_{9,6}^2 \\ (\text{VMM/h})_{Q=700} &= 0.1520 + 0.0444 u_{9,6} - 0.0023 u_{9,6}^2 \\ (\text{VMM/h})_{Q=500} &= 0.0880 + 0.0442 u_{9,6} - 0.0024 u_{9,6}^2 \\ (\text{VMM/h})_{Q=300} &= 0.0420 + 0.0407 u_{9,6} - 0.0027 u_{9,6}^2 \\ (\text{VMM/h})_{Q=100} &= 0.0160 + 0.0253 u_{9,6} - 0.0013 u_{9,6}^2 \end{aligned}$$

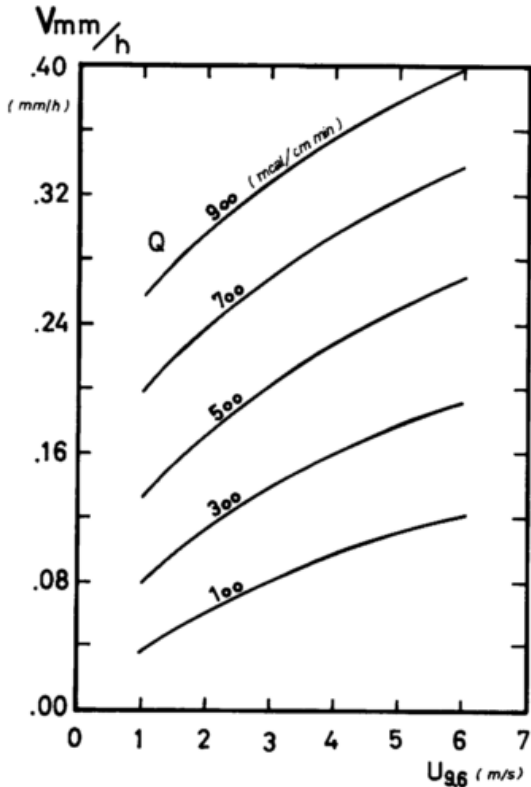


Abb. 29: Stündliche Evapotranspiration VMM/h in Abhängigkeit vom Stundenmittel der Windgeschwindigkeit $u_{9,6}$ und der Strahlungsbilanz Q

6 ERGEBNISVERGLEICH NACH DIFFERENZ- UND PROFILMESSMETHODE

Die Differenzmessung aus zwei Niveaus beschränkt die Anzahl der Berechnungsverfahren für die Wärmeströme L und V (wie in 4.4 besprochen). Mit der Messung aus drei und mehr Niveaus stehen "Profildaten" zur Verfügung, die eine Gradientbestimmung ermöglichen. Bei Kenntnis der Gradienten für Wind, Temperatur und Feuchte der Luft können die Wärmeaustauschgleichungen für L und V (Gl. 4a, 4b) verwendet werden.

Erweitert man die Anzahl der Meßniveaus, so erhöht sich die Genauigkeit der Parameterwerte, da bei Kenntnis von mehr als drei Meßwer-

ten die optimalen Profile für Wind, Temperatur und Feuchte nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt werden können. Aus den Profilgleichungen können dann Parameterwerte für beliebige Niveaus berechnet werden. Der gemessene Parameterwert einer Meßhöhe wird sich leicht vom berechneten Parameter(profil)wert unterscheiden, wobei letzterer eine höhere Wertegenauigkeit aufweist. Die berechneten Parameterwerte für verschiedene Niveaus stellen dann die Basis für eine optimale Wärmestrombestimmung dar. Verwendet man diese Parameterwerte für die SVERDRUP-BOWEN-Gleichung (Gl. 29, 30) und die Gradientenwerte einzelner Parameter für die Wärmeaustauschgleichung (Gl. 4a, 4b), so kann ein Vergleich der Wärmestrombestimmung nach der Differenz- und Differential-Methode vorgenommen werden.

Während der Meßkampagne konnte eine auf den Monat Juni 1975 beschränkte dritte Psychrometerregistrierung durchgeführt werden. Als zusätzliches Meßniveau wurde die Höhe 5.6 m gewählt, die also innerhalb der beiden anderen Psychrometerhöhen lag. Hiermit ist neben der vorhandenen Möglichkeit der Gradientenbestimmung für Wind eine für Lufttemperatur und -feuchte geschaffen worden, so daß der erweiterte Datensatz eine Berechnung von L und V nach den Wärmeaustauschgleichungen erlaubte. Die Abbildung 30 zeigt den Vergleich der Bestimmungsmethoden nach der SVERDRUP-BOWEN-Gleichung (Index: DIFFERENZ) und der Wärmeaustauschgleichung (Index: PROFIL). Es sind jeweils 11 Monatsstundenmittel der Wärmeströme für L (mit x) und für V (mit \bullet) eingetragen worden. Die Differenzwerte wurden den Meßhöhen 4.4 und 9.6 m, die Profilwerte den Höhen 4.4, 5.6 und 9.6 m entnommen.

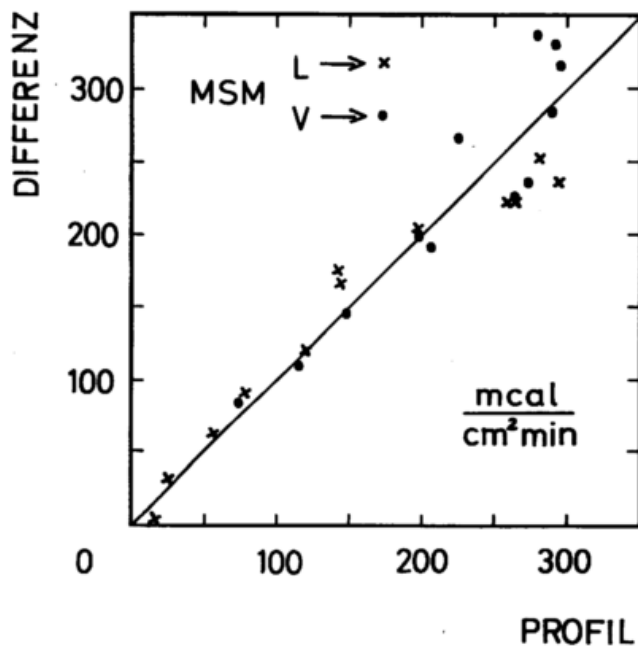


Abb. 30: Vergleich der Wärmestrombestimmung für den fühlbaren L und latenten Wärmestrom V nach der Differenz- und Profil-Methode (MSM = Monatsstundenmittel für Juni 1975)

Eine nennenswerte Abweichung zwischen beiden Bestimmungsmethoden ist erst in den Stunden mit höherer Wärmestromintensität (ab ca. 240 mcal/cm²min) zu erkennen, d.h. in Zeiträumen, in denen eine hohe Strahlungsbilanz vorherrscht.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit ist am Meteorologischen Institut der Universität Freiburg angefertigt worden und stellt die gekürzte Fassung meiner Dissertation bei der hiesigen Geowissenschaftlichen Fakultät der Universität dar. Anregung und Arbeitsmöglichkeit hierzu gab mir Herr Prof.Dr.A.KESSLER. Ihm möchte ich für seine Betreuung, zahlreichen Ratschläge und stetes Interesse herzlich danken. Mein Dank gilt weiterhin dem Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes, Herrn Prof.Dr.E.LINGELBACH, für die Aufnahme dieser Arbeit in die "Berichte des Deutschen Wetterdienstes".

Ferner habe ich folgenden Personen und Institutionen für die Bereitstellung von Datenmaterial zu danken:

Prof.Dr.H.W.ZÖTTL und Dr.F.HÄDRICH, Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Universität Freiburg, für Bodenkonstanten und Bodenfeuchtwerte; Prof.Dr.G.MITSCHERLICH und Dr.E.KONSTLE, Institut für Forstliche Ertragskunde der Universität Freiburg, für Niederschlagswerte; Dipl.Met.E.IBE, Wetteramt Freiburg, für Klimadaten; Dr.v.RUDLOFF, Geophysikalischer Beratungsdienst der Bundeswehr, Bremgarten, für Niederschlagsdaten.

Literaturverzeichnis

- ALBRECHT, F. Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. Wiss.Abh.Reichsamt Wetterdienst 8 (1940).
- BAUMGARTNER, A. Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt eines jungen Waldes. Ber.d.Dt.Wetterd. Bd. 5 (1956) Nr. 28.
- BAUMGARTNER, A. Meteorological Approach to the Exchange of CO₂ Between the Atmosphere and Vegetation, Particularly Forest Stands. Photosynthetica 3 (1969).
- BAUMGARTNER, A. Wald als Austauschfaktor in der Grenzschicht Erde/Atmosphäre. Forstw.Cbl. 90 (1971).
- BERZ, G. Der Wärmehaushalt der Erdoberfläche am Forschungsreaktor in Garching. Dipl.Arbeit aus Met.Inst.München (1966).
- BERZ, G. Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport. Wiss.Mittl.d.Met.Inst.München 16 (1969).
- BOWEN, I.S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surfaces. Phy.Rev. 27 (1926).
- BRADLEY, E.F. The Influence of thermal stability on a Drag Coefficient measured close to the Ground. Agric.Meteorol. 9 (1971).
- BRONSTEIN-SEMENDJAJEW Taschenbuch der Mathematik. Zürich u.Frankfurt/M.: Verlag Harri Deutsch 1967.
- BRUTSAERT, W. Comments on Surface Roughness Parameters and the Height of Dense Vegetation. J.of the Meteorol.Soc.Jap. 53 (1974).
- BRUCE, J.P.; CLARK, R.H. Introductions to Hydrometeorology. Oxford: Pergamon International Library, Pergamon Press 1977.
- BUDYKO, M.I. Der Wärmehaushalt der Erdoberfläche. (Deutsche Fassung in) Geophys.BDBw-FM 1/100 (1963).
- BUSINGER, J.A. Aerodynamics of Vegetated Surfaces. In: de Vries, Afgan (Ed.), Heat and Mass Transfer in the Atmosphere. Part I, Washington D.C.: Scripta Book Comp. 1975.
- DEACON, E.L. Physical Processes near the Surface of the Earth. In: Flohn, H. (Ed.), World Survey of Climatology. Vol. 2, Amsterdam-London-New York: Elsevier Publishing Company 1969.
- DOBESCH, H. Der Rauigkeitsparameter und die Dicke der Verdrängungsschicht für Wind über verschiedenen natürlichen Unterlagen. Arch.f.Meteorol. Geophys.Bioklimat. Ser.A 25 (1976) S.125-130.
- FLEISCHER, R. Der Jahresgang der Strahlungsbilanz und ihrer Komponenten. Ann.Meteorol. 6 (1953/54) S.357-364.

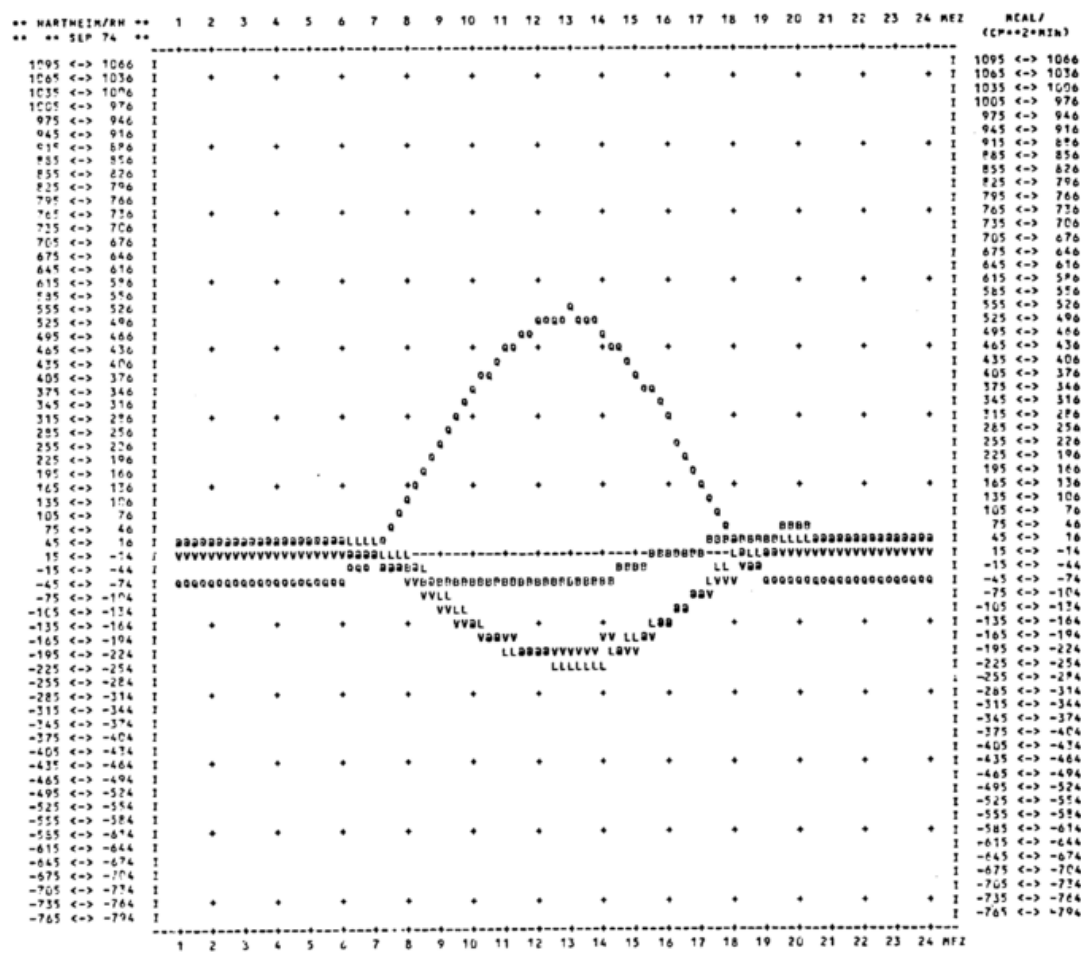
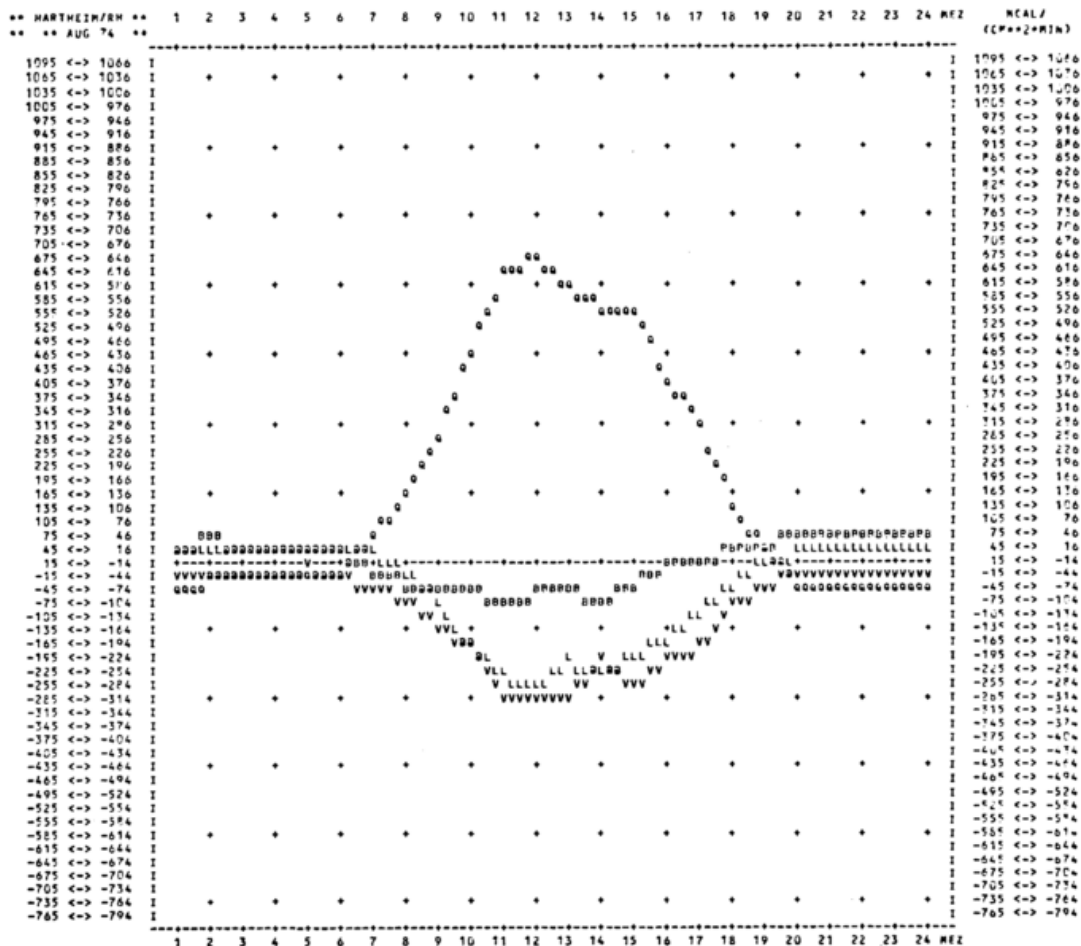
- FRANKENBERGER, E. Messungen der natürlichen Verdunstung über Gras nach verschiedenen Methoden und einige Folgerungen betreffend atmosphärische Turbulenz und Konvektion. *Ann.Meteorol.* 6 (1953/54) S. 5-13.
- FRANKENBERGER, E. Der Austauschkoefizient über Land. *Beitr.z. Phys.d.fr.Atmos.* 30 (1958).
- FRANKENBERGER, E. 1. Meßergebnisse und Berechnungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche. *Ber.d.Dt.Wetterd.* 10 (1960) Nr. 73.
- FUCHS, M. Water Transfer from the Soil and the Vegetation to the Atmosphere. In: Yaron, Danfors, Vaadia (Ed.), *Arid Zone Irrigation, Ecological Studies* 5. Berlin: Springer-Verlag 1973.
- FUNK, P. A numerical method for the computation of the radiative flux divergence near the ground. *J.Meteorol.* (1961).
- GEIGER, R. Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig: F. Vieweg und Sohn Verlag 1961.
- HÄDRICH, F. Mündliche Mitteilung (1978).
- HANN-SORING Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig: Bd. 1 und 2, 1939.
- HARTGE, K.H. Einführung in die Bodenphysik. Stuttgart: F. Enke-Verlag 1978.
- den HARTOG, G.; SHAW, R.H. A Field Study of Atmospheric Exchange Processes within a Vegetative Canopy. In: de Vries, Afgan (Ed.), *Heat and Mass Transfer in the Biosphere*. Washington, D.C.: Scripta Book Company 1975.
- HOMEN, Th. Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Leipzig: 1897.
- JAEGER, L. Die klimatologische Meßstation/Hartheim des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg i.Br. *Ber.Naturf.Ges.Freiburg i.Br.* 68 (1978) S. 47-73.
- KESSLER, A. Über den Tagesgang von Oberflächentemperaturen in der Bonner Innenstadt an einem sommerlichen Strahlungstag. *Erdkunde* 25 (1971).
- KESSLER, A. Über den Tages- und Jahresgang der Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche in verschiedenen Klimaten der Erde. In: Prof.Dr.Walter Dammann zum 65. Geburtstag, *Ber.Inst.f.Met.u.Klimat.* TU Hannover 10 (1975).
- KESSLER, A.; JAEGER, L.; SCHOTT, R. Die Auswirkung der Sonnenfinsternis vom 29. April 1976 auf die Energieströme an der Erdoberfläche. *Meteorol.Rdsch.* 32 (1979) S. 109-115.
- KIESE, O. Bestandsmeteorologische Untersuchungen zur Bestimmung des Wärmehaushalts eines Buchenwaldes. *Ber.Inst.f.Met.u.Klimat.* TU Hannover 6 (1972).

- KOHLRAUSCH, R. Praktische Physik. Stuttgart: Teubner Verlag 1956.
- LESNIK, G.E. Estimation of Displacement-Layer Thickness and Roughness Parameter from Measurements above a Forest. Izv.Acad.of Sci.USSR Atmos.Ocean. Phys., Washington, D.C. 9 (1973).
- LETTAU, H.H.; DAVIDSON, B. Exploring the Atmosphere First Mile. Proc. Great Plains Turbulence Field Program. O'Neill, Nebraska, London-New York: Pergamon-Press 1957.
- LINKE, F.; BAUR, F. Linkes meteorologisches Taschenbuch. 2.Auflage, Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig K.G. 1970.
- LOTZKE, R. Wasserverbrauch und Energieumsatz eines Kiefernbestandes und einer Wiese. Arch.Forstwes. 15 (1969).
- MAKI, T. Interrelationship between Zero-plane Displacement, Aerodynamic Roughness Length and Plant Canopy Height. (Japanisch). J.of Agric.Meteorol.,Tokyo 31 (1975).
- MAYER, H. Mittelwerte der Schubspannungsgeschwindigkeit, der Schubspannung und des Quotienten Δ/L über Wald in neutral und labil geschichteter bodennaher Atmosphäre. Meteorol.Rdsch. 26 (1973) S. 133-137.
- MAYER, H. Die Parameter des vertikalen Windprofils. Meteorol.Rdsch. 28 (1975) S.25-31 Teil I, S.101-109 Teil II.
- MITSCHERLICH, A. Bodenkunde für Land- und Forstwirte. Berlin: 1920.
- MÜLLER, F. Einführung in die Meteorologie. Band 1 und 2, Mannheim/Wien/Zürich: B.I.-Wissenschaftsverlag 1973.
- MONTEITH, J.L. Vegetation and the Atmosphere. London, New York, San Francisco: Academic Press 1975 Vol.1 (Principles), 1976 Vol.2 (Case Studies).
- MONIN, A.; OBUCHOV, A. Fundamentale Gesetzmäßigkeiten der turbulenten Vermischung in der bodennahen Schicht der Atmosphäre. In: Statistische Theorie der Turbulenz. Berlin: Akademie Verlag 1958.
- OLIVER, H.R. Wind-Profiles in and above a Forest Canopy. Quart.J.of the Roy.Meteorol.Soc. 97 (1971).
- PAULSON, C.A. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. J.of Appl.Meteorol. 9 (1970) S. 857-861.
- ROBINSON, N. Solar Radiation. Amsterdam, London, New York: 1966.
- ROBINSON, S.M. Computing wind profile parameters. J.of the Atmos.Sci. 19 (1962).

- ROTH, R. Der vertikale Transport von Luftbeimengungen in der Prandtl-Schicht und die Deposition-Velocity. Meteorol.Rdsch. 28 (1975) S. 65-71.
- SAUBERER, F.; HÄRTEL, O. Pflanze und Strahlung. Leipzig: A.V.G., Geest und Portig 1959.
- SCHÄFER, G. Nährelementhaushalt von Kiefernjungbeständen in der südlichen Oberrheinebene. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen 7 (1977).
- SCHLICHTING, H. Grenzschicht-Theorie. Karlsruhe: Verlag G. Braun 1965.
- SCHMIDT, W. Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Probleme kosm.Physik VII (1927).
- SCHULZE, R. Strahlenklima der Erde. Darmstadt: Dr.D. Steinkopff Verlag 1970.
- SEGINER, I. Aerodynamic Roughness of Vegetated Surfaces. Boundary-Layer Meteorol. 5 (1974) S. 383-393.
- SELLERS, W.D. Physical Climatology. The University of Chicago Press 1965.
- SMITHSONIAN METEOROLOGICAL TABLES R.J.List (Ed.), City of Washington: Smithsonian Institution Press 1971.
- STEWART, J.B.; THOM, A.S. Energy Budgets in Pine Forest. Quart.J.of the Roy. Meteorol.Soc. 99 (1973).
- TAJCHMAN, St. Energie- und Wasserhaushalt verschiedener Pflanzenbestände bei München. Wiss.Mittl.d. Met.Inst.München 12 (1967).
- TENNEKES, H. The logarithmic Wind Profile. J.of the Atmos. Sci. 30 (1973) S. 234-238.
- von TRENDELENBURG, R. Das Holz als Rohstoff. München: Lehmanns-Verlag 1939.
- WEISE, H. Entwicklung eines Dreikomponenten-Schall-Windmessers zur Ausmessung turbulenter Windfelder. Diss.Univ.Freiburg (1975).

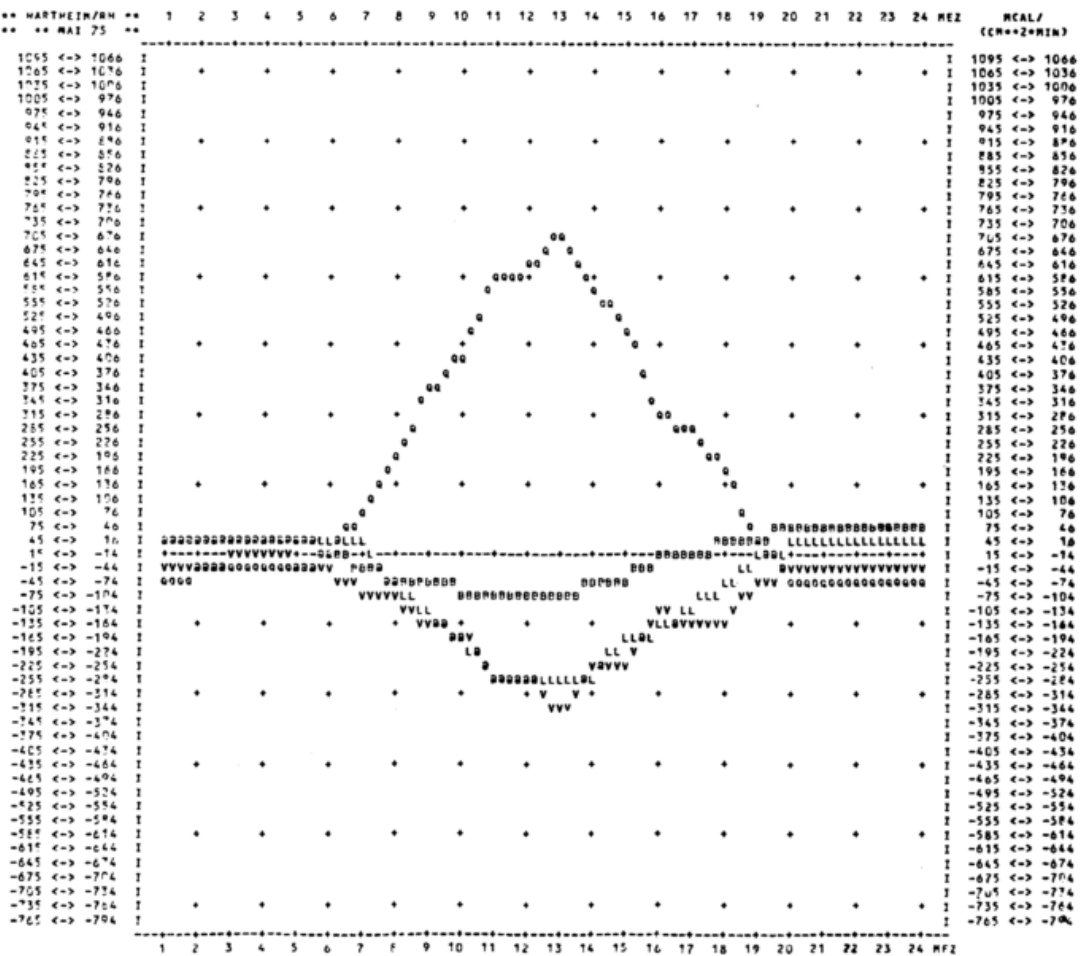
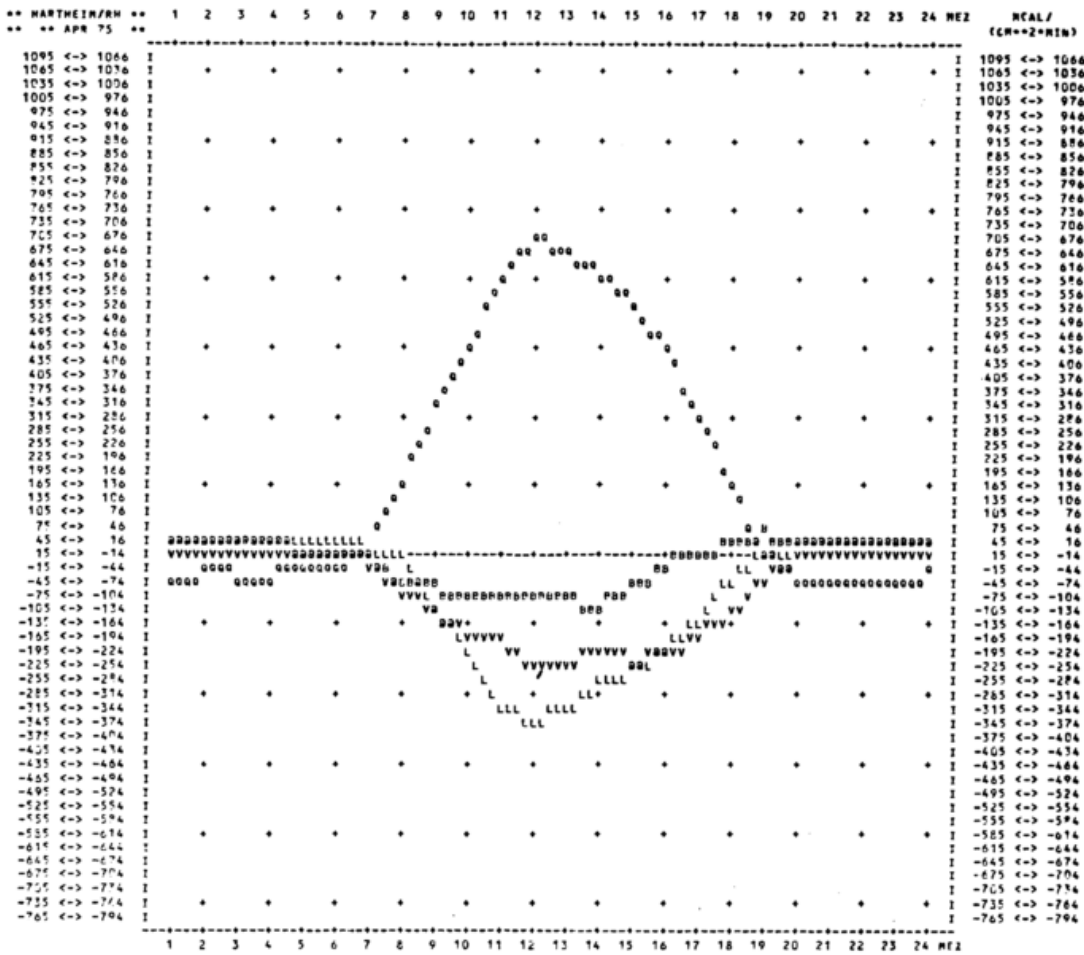
Anhang

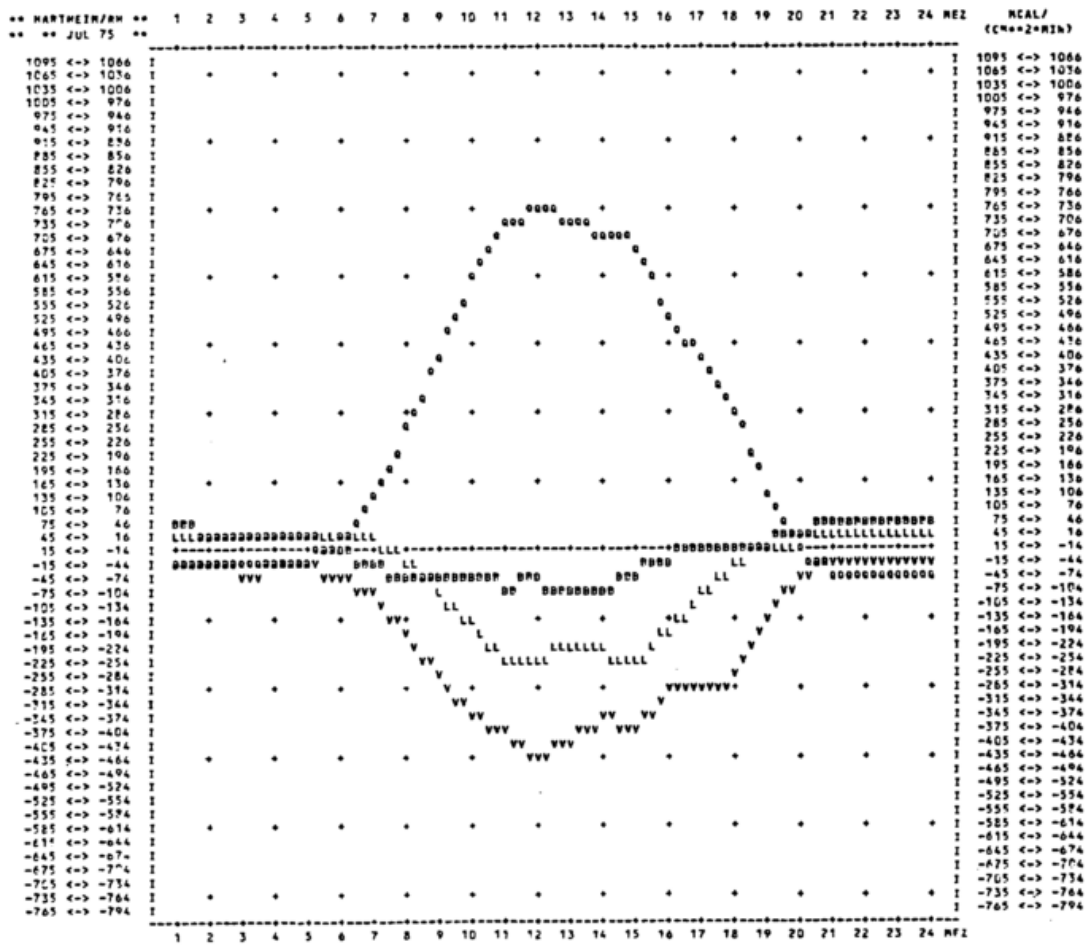
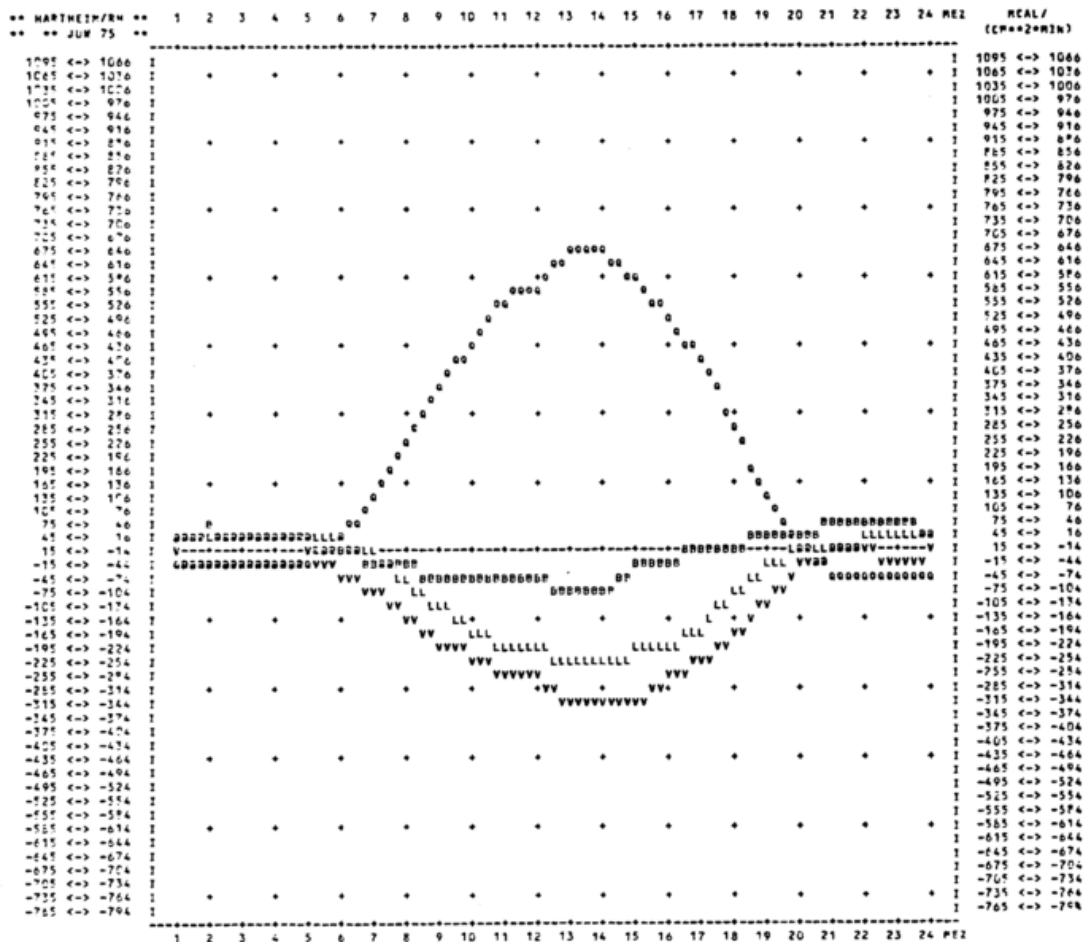
Monatliche Darstellung des Tagesgangs der Energiehaushalts-
komponenten (August 1974 - Juli 1975)



** HARTHEIN/RH **		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	MEZ	REAL/				
** ** OKT 74 **		-----																								(CM**2*MIN)					
1095	<->	1066	I																								I	1095	<->	1066	
1065	<->	1036	I	*																							*	I	1065	<->	1036
1035	<->	1006	I		*																							I	1035	<->	1006
1005	<->	976	I			*																						I	1005	<->	976
975	<->	946	I				*																					I	975	<->	946
945	<->	916	I					*																				I	945	<->	916
915	<->	886	I	*					*																	*	I	915	<->	886	
885	<->	856	I		*					*																		I	885	<->	856
855	<->	826	I			*					*																	I	855	<->	826
825	<->	796	I				*					*																I	825	<->	796
795	<->	766	I					*					*															I	795	<->	766
765	<->	736	I	*					*					*												*	I	765	<->	736	
735	<->	706	I		*					*					*													I	735	<->	706
705	<->	676	I			*					*					*												I	705	<->	676
675	<->	646	I				*					*					*											I	675	<->	646
645	<->	616	I					*					*					*										I	645	<->	616
615	<->	586	I	*						*				*				*								*	I	615	<->	586	
585	<->	556	I		*						*				*				*							*	I	585	<->	556	
555	<->	526	I			*						*				*				*						*	I	555	<->	526	
525	<->	496	I				*					*				*				*						*	I	525	<->	496	
495	<->	466	I	*						*				*			*			*						*	I	495	<->	466	
465	<->	436	I		*						*				*			*			*					*	I	465	<->	436	
435	<->	406	I			*						*				*			*							*	I	435	<->	406	
405	<->	376	I				*					*				*			*							*	I	405	<->	376	
375	<->	346	I					*					*				*			*						*	I	375	<->	346	
345	<->	316	I						*					*				*			*					*	I	345	<->	316	
315	<->	286	I	*						*					*				*			*				*	I	315	<->	286	
285	<->	256	I		*						*					*				*						*	I	285	<->	256	
255	<->	226	I			*						*				*				*						*	I	255	<->	226	
225	<->	196	I				*						*				*				*					*	I	225	<->	196	
195	<->	166	I					*						*					*							*	I	195	<->	166	
165	<->	136	I	*									*					*				*				*	I	165	<->	136	
135	<->	106	I		*									*					*							*	I	135	<->	106	
105	<->	76	I			*									*					*						*	I	105	<->	76	
75	<->	46	I				*									*					*					*	I	75	<->	46	
45	<->	16	I					*									*									*	I	45	<->	16	
15	<->	-14	I	#####																							I	15	<->	-14	
-15	<->	-44	I	#####																							I	-15	<->	-44	
-45	<->	-74	I	#####																							I	-45	<->	-74	
-75	<->	-104	I	#####																							I	-75	<->	-104	
-105	<->	-134	I	#####																							I	-105	<->	-134	
-135	<->	-164	I	*						*					*				*			*				*	I	-135	<->	-164	
-165	<->	-194	I		*						*					*				*						*	I	-165	<->	-194	
-195	<->	-224	I			*					*					*				*						*	I	-195	<->	-224	
-225	<->	-254	I				*					*				*				*						*	I	-225	<->	-254	
-255	<->	-284	I					*					*				*			*						*	I	-255	<->	-284	
-285	<->	-314	I	*						*					*				*			*				*	I	-285	<->	-314	
-315	<->	-344	I		*						*					*				*						*	I	-315	<->	-344	
-345	<->	-374	I			*						*				*				*						*	I	-345	<->	-374	
-375	<->	-404	I				*					*				*				*						*	I	-375	<->	-404	
-405	<->	-434	I					*					*				*				*					*	I	-405	<->	-434	
-435	<->	-464	I	*						*				*			*			*						*	I	-435	<->	-464	
-465	<->	-494	I		*						*				*			*			*					*	I	-465	<->	-494	
-495	<->	-524	I			*					*				*			*			*					*	I	-495	<->	-524	
-525	<->	-554	I				*					*				*			*							*	I	-525	<->	-554	
-555	<->	-584	I	*						*				*			*			*						*	I	-555	<->	-584	
-585	<->	-614	I		*						*				*			*			*					*	I	-585	<->	-614	
-615	<->	-644	I			*						*				*				*						*	I	-615	<->	-644	
-645	<->	-674	I				*					*				*				*						*	I	-645	<->	-674	
-675	<->	-704	I					*					*				*				*					*	I	-675	<->	-704	
-705	<->	-734	I	*						*					*				*			*				*	I	-705	<->	-734	
-735	<->	-764	I		*						*					*				*						*	I	-735	<->	-764	
-765	<->	-794	I			*					*					*				*						*	I	-765	<->	-794	

** HARTHEIN/RH **		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	MEZ	REAL/				
** ** NOV 74 **		-----																								(CM**2*MIN)					
1095	<->	1066	I																								I	1095	<->	1066	
1065	<->	1036	I	*																							*	I	1065	<->	1036
1035	<->	1006	I		*																						I	1035	<->	1006	
1005	<->	976	I			*																					I	1005	<->	976	
975	<->	946	I				*																				I	975	<->	946	
945	<->	916	I					*																			I	945	<->	916	
915	<->	886	I	*					*																	*	I	915	<->	886	
885	<->	856	I		*					*																*	I	885	<->	856	
855	<->	826	I			*					*															*	I	855	<->	826	
825	<->	796	I				*					*														*	I	825	<->	796	
795	<->	766	I					*					*													*	I	795	<->	766	
765	<->	736	I	*					*					*						*		</									





Monatsstundenmittel in kcal/cm²min (berechnet nur aus Stunden mit ermitteltem Q-, B-, L- und V-Wert)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	SUM
AUG 1974																									
Q	-48	-44	-40	-35	-40	-26	59	151	282	473	625	662	593	550	534	400	291	125	21	-48	-58	-48	-48	-49	178
B	42	48	38	22	21	21	-24	-48	-51	-75	-82	-74	-67	-86	-48	-9	4	25	32	63	60	53	57	47	-1
L	34	39	39	38	33	36	25	-16	-89	-196	-250	-284	-219	-210	-208	-180	-105	-48	-2	19	28	32	33	39	-58
V	-27	-43	-37	-25	-14	-31	-60	-87	-141	-201	-293	-303	-306	-253	-277	-211	-190	-102	-51	-34	-30	-38	-42	-37	-118
SEP 1974																									
Q	-57	-58	-61	-54	-51	-45	-7	114	236	356	451	504	533	486	402	289	150	22	-52	-62	-59	-57	-52	-53	119
B	30	36	33	27	23	20	-6	-43	-49	-46	-57	-66	-71	-62	-24	0	14	33	45	47	40	37	30	30	0
L	26	27	29	27	22	19	22	-14	-75	-148	-210	-215	-250	-234	-175	-153	-77	-10	14	21	23	25	23	24	-52
V	0	-5	-1	0	5	5	-8	-56	-111	-161	-183	-222	-211	-189	-203	-136	-88	-45	-7	-5	-4	-5	-1	-1	-68
OKT 1974																									
Q	-36	-40	-35	-33	-30	-29	-30	2	68	147	202	248	263	209	142	91	24	-35	-47	-48	-46	-47	-42	-38	35
B	25	16	15	13	13	14	18	1	-14	-19	-26	-26	-22	-11	0	5	21	35	33	31	20	30	24	18	8
L	9	9	7	4	5	4	7	6	-7	-33	-67	-82	-78	-64	-31	-21	-2	5	10	12	11	11	11	8	-11
V	3	14	12	15	11	10	4	-10	-46	-93	-107	-139	-162	-133	-111	-75	-42	-5	2	4	14	4	6	11	-33
NOV 1974																									
Q	-37	-35	-39	-40	-33	-30	-28	-20	29	98	167	240	227	189	109	26	-32	-47	-42	-38	-34	-37	-39	-40	21
B	17	15	19	21	19	18	12	11	1	-25	-38	-44	-45	-20	-17	5	17	26	20	25	20	13	24	24	4
L	15	10	7	9	8	7	5	7	3	-14	-32	-67	-64	-56	-22	-2	6	15	15	13	14	14	12	14	-3
V	5	9	12	9	5	4	10	1	-34	-58	-96	-127	-117	-113	-69	-29	8	5	6	0	-1	9	2	2	-23
DEZ 1974																									
Q	-44	-46	-54	-48	-48	-52	-50	-43	-21	35	107	131	155	141	94	9	-49	-52	-48	-46	-49	-46	-46	-48	-4
B	8	1	15	16	11	17	19	11	4	-10	-20	-29	-24	-16	-4	7	16	20	22	16	10	12	11	13	5
L	11	10	11	9	11	12	14	20	18	7	0	1	2	16	16	27	14	16	13	14	7	13	17	7	11
V	25	34	27	22	25	21	15	11	-2	-31	-87	-104	-132	-140	-105	-43	18	15	13	15	31	20	17	27	-12
JAN 1975																									
Q	-69	-67	-63	-58	-52	-49	-49	-50	-34	26	80	126	135	127	94	31	-37	-62	-57	-57	-60	-63	-63	-65	-14
B	20	15	17	20	14	7	13	16	4	-12	-33	-43	-36	-21	-16	-3	18	21	22	19	18	21	15	25	5
L	29	30	36	26	18	16	23	21	22	11	5	-3	0	0	8	12	21	25	20	26	25	29	34	32	19
V	19	22	9	10	19	25	11	13	8	-25	-52	-79	-98	-106	-86	-41	-2	15	13	11	15	12	14	8	-11

Monatsstundenmittel in mcal/cm²min (berechnet nur aus Stunden mit ermitteltem Q-, B-, L- und V-Wert)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	SUM
FEB 1975																									
Q	-76	-80	-74	-70	-57	-62	-57	-53	4	144	259	334	350	358	300	201	40	-69	-79	-77	-76	-75	-77	-71	39
B	28	31	31	23	19	20	17	18	2	-22	-32	-29	-26	-39	-35	-25	8	56	54	27	28	25	26	15	9
L	41	42	41	40	34	30	30	33	34	-23	-81	-127	-141	-159	-132	-62	-10	44	59	54	48	45	44	38	-3
V	6	7	1	6	2	11	9	1	-41	-98	-145	-177	-183	-159	-131	-113	-38	-31	-34	-4	-1	4	6	17	-45
MAE 1975																									
Q	-50	-50	-49	-49	-52	-46	-36	14	110	215	306	363	375	351	302	217	122	24	-45	-49	-57	-53	-54	-52	73
B	22	17	15	19	14	18	13	0	-15	-30	-45	-42	-44	-46	-30	-18	-2	16	30	25	26	23	25	24	0
L	21	18	19	17	18	14	13	13	-9	-60	-109	-120	-121	-103	-89	-59	-32	-2	13	13	17	21	20	19	-19
V	6	14	14	11	19	13	8	-28	-85	-124	-150	-200	-209	-201	-183	-138	-87	-38	1	10	13	8	7	8	-54
APR 1975																									
Q	-45	-44	-45	-45	-41	-37	9	158	317	459	606	688	674	609	542	447	302	150	0	-51	-48	-48	-46	-44	186
B	27	21	19	20	13	8	-4	-60	-73	-82	-86	-95	-99	-114	-68	-21	7	21	46	41	38	35	23	32	-14
L	21	19	21	20	18	18	15	-10	-121	-199	-327	-333	-329	-257	-247	-207	-137	-46	0	19	20	23	17	16	-82
V	-3	3	3	4	10	10	-20	-87	-122	-178	-192	-259	-244	-237	-226	-219	-173	-125	-46	-8	-10	-10	5	-5	-88
MAY 1975																									
Q	-48	-44	-44	-42	-38	2	92	209	353	431	610	617	698	567	484	294	266	178	32	-46	-58	-54	-53	-49	181
B	40	39	29	32	30	9	-26	-53	-64	-78	-89	-80	-98	-64	-45	-5	1	22	38	63	59	50	53	47	-3
L	31	30	26	25	24	30	18	-66	-134	-181	-259	-272	-258	-258	-186	-161	-112	-66	-7	17	29	27	27	27	-68
V	-23	-26	-11	-14	-15	-41	-84	-89	-153	-171	-262	-265	-341	-244	-252	-126	-156	-135	-63	-35	-30	-23	-27	-25	-108
JUN 1975																									
Q	-44	-38	-34	-33	-23	27	118	247	370	451	555	564	673	657	596	504	421	276	114	3	-54	-53	-51	-47	216
B	38	46	30	27	16	0	-29	-39	-52	-58	-65	-63	-99	-88	-42	-16	-9	6	27	39	52	46	53	40	-5
L	18	21	23	21	20	20	-4	-61	-121	-166	-222	-217	-236	-252	-222	-204	-175	-91	-31	2	11	16	21	21	-75
V	-13	-28	-19	-15	-14	-49	-84	-145	-197	-226	-266	-282	-337	-316	-331	-283	-236	-191	-110	-44	-9	-9	-23	-13	-135
JUL 1975																									
Q	-44	-42	-33	-31	-22	19	115	256	435	586	713	758	718	694	672	504	413	310	135	-4	-49	-52	-43	-48	248
B	53	42	41	34	22	6	-41	-50	-67	-74	-75	-72	-101	-98	-47	-16	-7	2	14	38	58	55	48	46	-7
L	32	36	39	40	36	40	25	-23	-90	-150	-246	-233	-203	-224	-241	-177	-98	-31	3	16	25	33	37	37	-54
V	-41	-37	-47	-43	-36	-65	-99	-182	-277	-361	-391	-453	-413	-370	-383	-310	-307	-282	-153	-50	-33	-35	-36	-35	-184