

Der Einfluß einer Luftzwischen-schicht auf meteorologische Oberflächentemperaturmessungen mit Radiometern

Von DIETER LORENZ, *Meteorologisches Observatorium, Hohenpeißenberg*

(Manuscript received January 22, 1968)

ABSTRACT

The influence of an air layer between target and radiometer to airborne surface temperature measurements with radiometers is investigated experimentally for altitudes up to 8000 ft (approx. 2400 m) above ground. Calculations made by use of a special radiation chart agree very well with the measurements although the spectral regions of the chart and the radiometer are a little different. Therefore, simple working correction charts of the influence of air layers of 3000 ft (approx. 900 m) and 1000 ft (approx. 300 m) resp., are calculated by use of this radiation chart. The comparison of the correction chart's values and those measured with the radiometer shows a satisfactory result.

1. Einführung

Bei Oberflächentemperatur-Messungen des Erdbodens und von Gewässern mit Radiometern wird die Eigenstrahlung der Meßobjekte zur Temperaturbestimmung benutzt. Bei den auf der Erdoberfläche auftretenden Temperaturen liegt diese Strahlung im Langwelligen; sie hat ihr Maximum bei etwa $10\ \mu$ Wellenlänge. Die mit einem Radiometer gemessene Strahlung entspricht jedoch nicht ohne weiteres der Oberflächentemperatur und zwar aus zwei Gründen:

1. Die natürlichen Oberflächen besitzen zwar im Langwelligen ein hohes Absorptionsvermögen, sie sind jedoch keine „schwarzen“ Oberflächen. Infolgedessen wird ein geringer Teil der langwelligen Himmelsstrahlung von ihnen reflektiert und geht so mit in die Messungen ein.
2. Die Atmosphäre ist für die langwellige Strahlung nur bedingt transparent, vor allem Wasserdampf, Kohlendioxyd und Ozon absorbieren und emittieren hier und beeinflussen so die Strahlungsmessungen der Oberflächentemperatur.

Punkt 1 ist schon verschiedentlich behandelt worden (vgl. u. a. Buettner & Kern, 1965 und Lorenz, 1966). Die vorliegende Arbeit behandelt den bei Messungen von Luftfahrzeugen aus sich ergebenden Einfluß der Luftschicht.

Der größte Teil der heute gebräuchlichen

Infrarot-Geräte zur Messung von Oberflächentemperaturen arbeitet im Spektralbereich zwischen etwa $8\ \mu$ und $13\ \mu$ Wellenlänge, in einem der sog. „Fenster“ der Atmosphäre. Abb. 1 zeigt als Beispiel hierfür die spektrale Empfindlichkeit zweier derartiger Geräte, die des für die vorliegende Arbeit fast ausschließlich verwendeten Radiometers PRT¹ (nach Lorenz, 1966) und die des Radiometer-Kanals 2 im Wettersatelliten Tiros III (nach Staff Members ... 1962). Zum Vergleich enthält die Abbildung außerdem eine stark vereinfachte Darstellung der spektralen Transmission der Atmosphäre zwischen $7\ \mu$ und $20\ \mu$ Wellenlänge, zu der Messungen von Yates und Taylor (zitiert bei Bolle, 1964) benutzt wurden. Diese Darstellung zeigt, daß die spektrale Empfindlichkeit der Radiometer über das eigentliche „Fenster“ hinausreicht und daß deshalb in den Randbereichen mit Absorption und Emission in der Luftschicht zwischen Meßobjekt und Meßgerät gerechnet werden muß. Diese rühren von den Ausläufern der $6\ \mu$ -Wasserdampfbanden her, von der $15\ \mu$ -Bande des Kohlendioxyds und den Ausläufern der Rotationsbanden des Wasserdampfes. Die mitten im Fenster gelegene $9,6\ \mu$ -Bande des Ozons tritt demgegenüber hier kaum in Erscheinung.

¹ Portable Radiation Thermometer PRT 4 der Barnes Engineering Company, Stamford, Conn., USA.

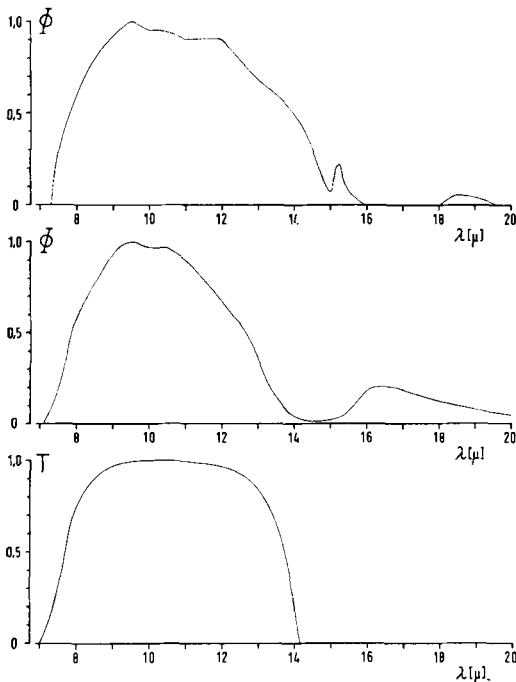


Abb. 1. Spektrale Empfindlichkeit Φ (bezogen auf Maximum = 1) des Radiometers PRT (oben) und des Radiometer-Kanals 2 im Wettersatelliten Tiros III (Mitte) sowie spektrale Transmission T der Atmosphäre für eine optische Weglänge von 300 m, 0,57 cm ppw und 26°C Lufttemperatur nach Yates und Taylor (stark vereinfachte Darstellung) (unten).

Wie verschiedene Autoren zeigten, kann man bei Messungen aus der Luft bei geringen Flughöhen den Absorptions- und Emissionseinfluß vernachlässigen (vgl. u. a. Lenschow und Dutton, 1964). Bei Messungen aus größeren Höhen müssen jedoch Korrekturen angebracht werden.

Grundsätzlich läßt sich der Einfluß von Absorption und Emission in der Luftschicht zwischen Meßobjekt und Meßgerät — er soll im folgenden als „Zwischenschicht-Einfluß“ bezeichnet werden — berechnen und zwar am einfachsten mit einem auf die spezielle spektrale Empfindlichkeit des betreffenden Gerätes zugeschnittenen Strahlungsdiagramm. Die üblichen Strahlungsdiagramme (Möller, Elsasser, Yamamoto u. a.) sind dafür jedoch ungeeignet, da sie das gesamte langwellige Spektrum von etwa 3 μ Wellenlänge an umfassen. Die andere Möglichkeit ist, die Korrekturen durch Messungen aus verschiedenen Höhen und bei unterschiedlichen Wetterbedingungen zu bestimmen. Dieser Weg wurde als erster eingeschlagen.

2. Experimentelle Untersuchungen

Die Untersuchungen sollten Korrekturwerte für Messungen aus der Luft mit dem Gerät PRT liefern. Sie wurden deshalb zum größten Teil mit diesem Gerät durchgeführt, zu einem geringen Teil allerdings auch mit einem Vorgängermodell davon, dem Radiometer IT¹. Die spektrale Empfindlichkeit dieser beiden Geräte unterscheidet sich nur minimal, das ältere Modell hatte jedoch eine erheblich geringere Genauigkeit. Selbstverständlich lassen sich die Korrekturen auch für alle anderen Geräte mit etwa gleicher spektraler Empfindlichkeit verwenden.

Voraussetzung für die Messungen ist eine große, gleichmäßig temperierte Fläche, denn das PRT erfaßt mit seinem Öffnungswinkel von ca. $3^\circ \times 3^\circ$ aus 3000 ft Höhe (ca. 900 m) bereits ca. 50 m $\times$ 50 m. Die Untersuchungen mußten deshalb ausschließlich über Wasser durchgeführt werden. Am besten eignen sich fließende Gewässer, weil bei ihnen eine konstante Temperatur über eine größere Fläche vorhanden ist. Bei Messungen über stehenden Gewässern (z. B. größeren Seen) muß man die Temperaturverteilung zuvor überprüfen und ggf. entsprechende Teile der Wasseroberfläche auswählen.

Zur Durchführung der Messungen war der Meßkopf des Radiometers in einem Flugzeug oder Hubschrauber über einem Bodenschacht angebracht, senkrecht nach unten ausgerichtet. Die Meßflüge gingen folgendermaßen vor sich: Beginnend mit einer Flughöhe von 300 ft (ca. 90 m) (in besonderen Fällen auch 100 ft (ca. 30 m)) wurde der als Meßfläche ausgewählte Fluß oder See in vorgegebenen Höhen überflogen. Die Gipfelhöhe war dabei vor allem durch die Größe des Meßobjekts, die Wetterbedingungen (Wolkenuntergrenze) und durch Flugsicherheitsbestimmungen gegeben und schwankte zwischen 600 ft (ca. 180 m) und 10 000 ft (ca. 3000 m) über dem jeweiligen Meßobjekt. Wenn irgend möglich, wurde unmittelbar anschließend aus den gleichen Flughöhen im Abstieg gemessen. Auf diese Weise konnten zeitliche Änderungen insbesondere von Oberflächen- und Lufttemperatur eliminiert werden. Während der Flüge wurden außerdem kurze Zwischeneichnungen des Meßgerätes gemacht, um so die notwendige hohe Meßgenauig-

¹ Infrared Thermometer IT1 der Barnes Engineering Company, Stamford, Conn., USA.

Tabelle 1. Übersicht über die Messflüge

Zeitraum	Meßobjekt	Meßgerät	Geräteträger	Zahl d. Meßflüge
24.5.63–15.6.63	Laacher See	IT	Hubschrauber	4
16.8.63–17.8.63	Kieler Bucht	IT	Do 28	4
23.10.63	Hudson River b. New York (USA)	IT	C 47 (DC 3)	1
29.10.63–31.10.63	Atlantik vor Küste New Jersey (USA)	IT	C 47 (DC 3)	3
2.9.64–7.9.64	Weser i.d. Nähe von Rinteln	PRT	Hubschrauber	8
30.8.65	Kochelsee (Obb.)	PRT	Hubschrauber	1
30.8.65–7.9.65	Walchensee (Obb.)	PRT	Hubschrauber	4
2.9.65–8.9.65	Starnberger See (Obb.)	PRT	Hubschrauber	5
2.12.65–3.3.66	Rhein bei Brohl	PRT	Hubschrauber	17
12.9.66	Ammersee (Obb.)	PRT	Do 27	1
3.10.66–5.10.66	Starnberger See (Obb.)	PRT	Do 27	8
24.1.67–1.2.67	Starnberger See (Obb.)	PRT	Do 27	5

keit von etwa $\pm 0,2^\circ\text{C}$ sicherzustellen. Die Geräte weisen nämlich eine geringfügige Änderung ihrer Empfindlichkeit mit der Umgebungstemperatur auf. Schließlich wurde noch beim größten Teil der Flüge die Lufttemperatur in den jeweiligen Flugniveaus gemessen.

Über die Meßorte und -zeiten, die benutzten Luftfahrzeuge und Meßgeräte gibt Tabelle 1 Auskunft. In Abb. 2 sind zwei Beispiele aus dem Meßmaterial herausgezogen. Für die linke Darstellung wurden Mittelwerte aus den Messungen von Auf- und Abstieg verwendet und

in Abhängigkeit von der Höhe aufgetragen. Zum rechten Diagramm wurde aus einer Reihe von nacheinander durchgeführten Messungen der zeitliche Verlauf der Meßwerte in den einzelnen Flugniveaus bestimmt und daraus die Höhenabhängigkeit für feste Zeitpunkte ermittelt. Die Punkte sind durch eine Kurve verbunden, die bis zur Höhe 0 extrapoliert wurde. Bei diesen Meß- bzw. Extrapolationswerten handelt es sich jedoch nicht um die wahre Temperatur der Wasseroberfläche. Sie sind vielmehr durch das Reflexionsvermögen der Wasseroberfläche be-

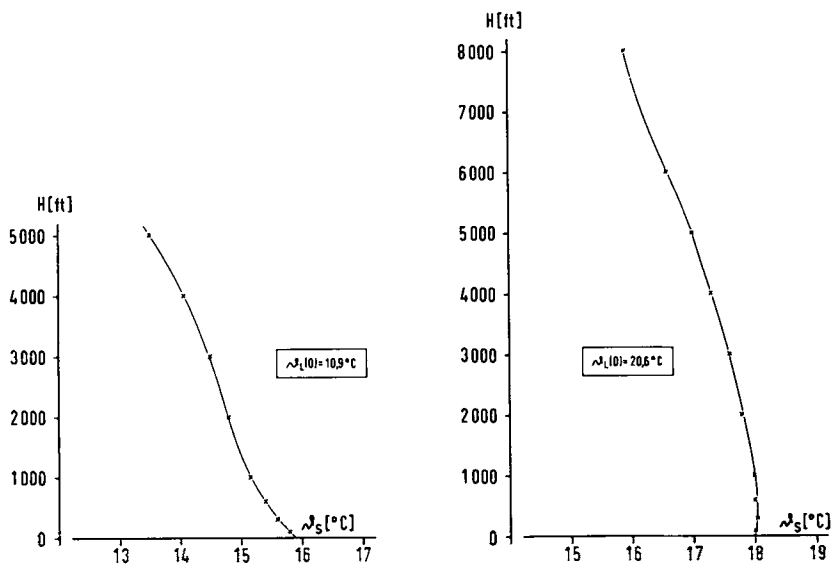


Abb. 2. Strahlungstemperatur θ_s einer Wasserfläche in Abhängigkeit von der Flughöhe H , gemessen mit PRT 4 über dem Starnberger See am 7.9.1965, 9.43–10.33 Uhr (links) und am 5.10.1966, 11.20 Uhr (rechts). $\theta_L(0)$ = Lufttemperatur in der Nähe der Wasseroberfläche.

einflußt und werden deshalb als „Strahlungstemperatur“ ϑ_s der Wasseroberfläche bezeichnet (vgl. Lorenz, 1966). Auf die vorliegenden Untersuchungen hat die Differenz zwischen der wahren Oberflächentemperatur und der Strahlungstemperatur keinen Einfluß.

Die Abbildung zeigt, wie verschieden die Änderungen der Meßwerte mit der Höhe ausfallen können. Im einen Fall (Abb. 2, links) ist die Lufttemperatur in der Nähe der Wasseroberfläche niedriger als die Strahlungstemperatur des Wassers. Wegen der Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe ist die Absorption in der Luftschicht zwischen Meßobjekt und Meßgerät in allen Höhen größer als die Emission. Die Meßwerte liegen deshalb sämtlich unter der auf die Höhe 0 extrapolierten Strahlungstemperatur und nehmen mit der Höhe ab. Im anderen Fall (Abb. 2, rechts) dagegen ist die Lufttemperatur in der Nähe der Wasseroberfläche höher als die Strahlungstemperatur des Wassers. Infolgedessen ist im unteren Teil der Luftschicht die Emission größer als die Absorption, die Meßwerte der Strahlungstemperatur steigen deshalb zunächst mit der Höhe etwas an. Durch die Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe wird jedoch bald eine Höhe erreicht, in der sich Absorption und Emission gegenseitig aufheben. Hier wird dann die gleiche Strahlungstemperatur wie in der Höhe 0 gemessen, und für weiter zunehmende Höhe nimmt die gemessene Strahlungstemperatur in ähnlicher Weise ab wie in der linken Darstellung. In der Praxis bringt fast jeder Meßflug eine andere Kurve. Das Problem liegt nun darin, die Ergebnisse zu vernünftig zu handhabenden Korrekturwerten zu verarbeiten.

Die Differenz der Strahlungstemperatur zwischen den Höhen 0 und H hängt von der Temperatur der Wasseroberfläche und von Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit in der gesamten Schicht 0... H ab. Bei der Vielfalt der Variationsmöglichkeiten bietet die Berücksichtigung aller Parameter jedoch kaum die Möglichkeit, zu einer sinnvollen Darstellungsweise für die Korrekturwerte zu kommen. Außerdem kennt man in den seltensten Fällen bei Oberflächentemperaturmessungen die vertikale Verteilung von Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit. Was man sich dagegen ohne große Schwierigkeiten beschaffen kann, sind Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit in Bodennähe aus den Messungen einer nahe gelegenen Beobachtungs-

station oder durch eigene Messungen dieselben Werte aus dem Flugniveau. Die Erfahrung zeigt, daß die Luftfeuchtigkeit einen wesentlich geringeren Einfluß auf die Korrekturwerte für die Strahlungstemperatur hat als die Temperatur und daß bei der Temperatur vor allem die Differenz zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur eine Rolle spielt. Aus diesem Grund wurden die aus sämtlichen Meßflügen gewonnenen „Zwischenschicht-Korrekturen“ für die Oberflächentemperatur-Meßwerte, d. h. die Differenzen zwischen den Strahlungstemperaturen in den Höhen 0 und H aufgetragen in Abhängigkeit von der Differenz zwischen aus der Höhe H gemessener Strahlungstemperatur und Lufttemperatur in Bodennähe $\vartheta_s(H) - \vartheta_L(0)$ und zwar für die verschiedenen Höhen zwischen 300 ft (ca. 90 m) und 8000 ft (ca. 2400 m). Dieselben Korrekturen wurden außerdem in Abhängigkeit von der Differenz zwischen aus der Höhe H gemessener Strahlungstemperatur und der Lufttemperatur in Flughöhe $\vartheta_s(H) - \vartheta_L(H)$ aufgetragen. In den Abb. 3 und 4 sind hiervon die Darstellungen für 1000, 3000, 5000 und 8000 ft Höhe wiedergegeben. Wie zu erwarten, ergibt sich in keiner der beiden Abbildungen eine streng gültige Beziehung. Die eingezeichneten Ausgleichsgeraden lassen jedoch die Abhängigkeit der Korrekturen von der Differenz zwischen Strahlungs- und Lufttemperatur in etwa erkennen und ermöglichen, aus gemessener Oberflächentemperatur $\vartheta_s(H)$ und Lufttemperatur in Bodennähe oder im Flugniveau ($\vartheta_L(0)$ oder $\vartheta_L(H)$) wenigstens angenäherte Korrekturwerte zu bestimmen. Wegen der starken Streuung der Punkte in den Abb. 3 und 4 bleibt dieses empirische Verfahren jedoch unbefriedigend, insbesondere für größere Höhen. Mit der Höhe wird nicht nur die Zahl der Messungen geringer, auch die Variationsmöglichkeiten der einzelnen Parameter (vertikale Verteilung von Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit) nehmen mit der Schichtdicke zu. Die Geraden sind deshalb für größere Höhen noch weniger gesichert als für niedrigere Niveaus.

3. Berechnung individueller Korrekturen

Wegen der Mängel des empirischen Korrekturverfahrens wurde versucht, mit theoretischen Berechnungen weiter zu kommen. Wie eingangs erwähnt, lassen sich derartige Berechnungen am einfachsten mit einem Strahlungs-

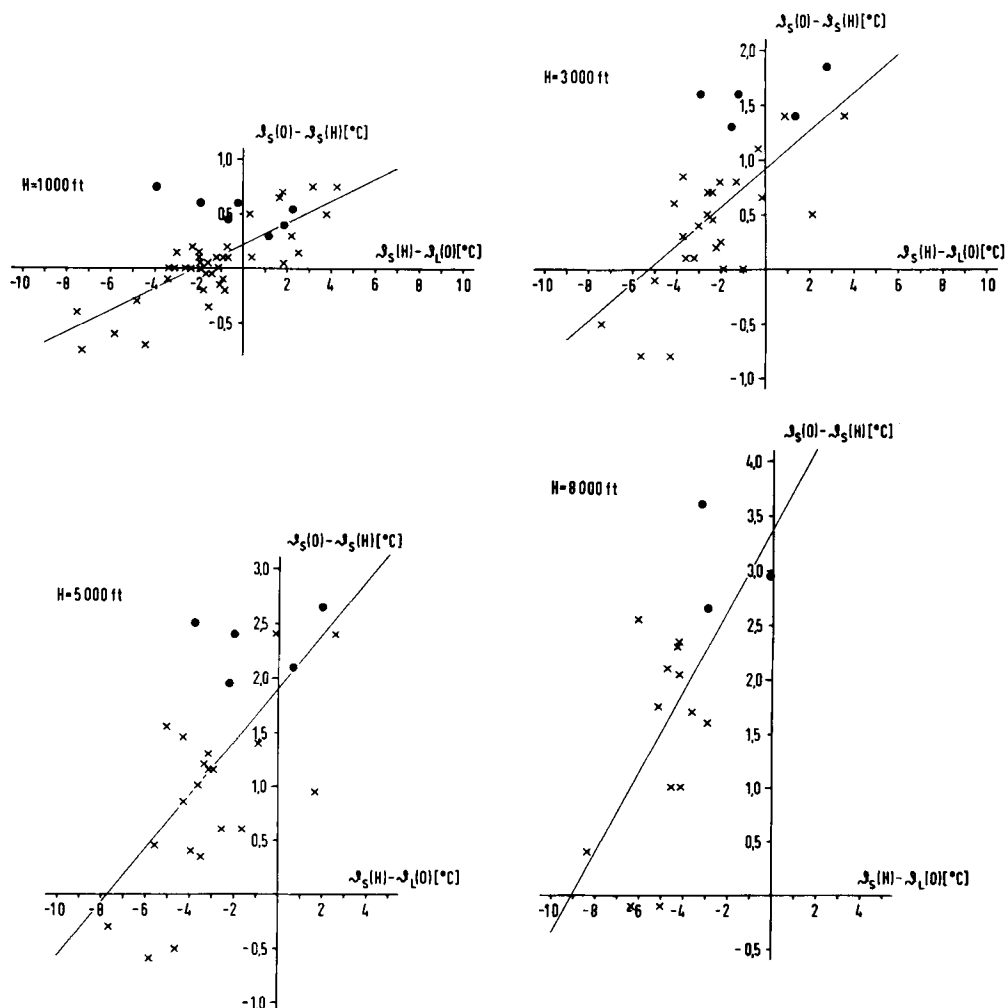


Abb. 3. Differenz zwischen den Strahlungstemperaturen der Höhen 0 und H ($\vartheta_S(0) - \vartheta_S(H)$) in Abhängigkeit von der Differenz zwischen der Strahlungstemperatur in der Höhe H und der Lufttemperatur in der Höhe 0 ($\vartheta_S(H) - \vartheta_L(0)$) für Flughöhen von 1000, 3000, 5000 und 8000 ft. $\times$ = Messungen mit PRT, $\bullet$ = Messungen mit IT.

diagramm durchführen, das auf die spektrale Empfindlichkeit des Meßgeräts zugeschnitten ist. Ein derartiges Strahlungsdiagramm steht derzeit nicht zur Verfügung. Es existiert jedoch ein von Möller und Raschke (1964) berechnetes Strahlungsdiagramm für den sehr ähnlichen Spektralbereich des Radiometer-Kanals 2 im Wettersatelliten Tiros III. Die spektralen Empfindlichkeitskurven der beiden Geräte sind in Abb. 1 gegenübergestellt. Man ersieht daraus, daß zwischen 7μ und 12μ Wellenlänge fast völlige Übereinstimmung besteht, der Abbruch

auf der langwelligen Seite beim Radiometer PRT dagegen um $1-2 \mu$ später erfolgt. Dafür ist allerdings das sekundäre Empfindlichkeitsmaximum beim Tiros-Radiometer wesentlich größer als beim PRT. Insgesamt wird man für das Tiros-Radiometer etwas kleinere Korrekturen zu erwarten haben als für das PRT. Um das zu prüfen, wurde für die beiden in Abb. 2 dargestellten Meßflüge über dem Starnberger See für die einzelnen Höhen von 600 ft (ca. 180 m) an aufwärts die Strahlungstemperatur $\vartheta_S(H)$ berechnet. Ausgangswerte hierzu bildeten

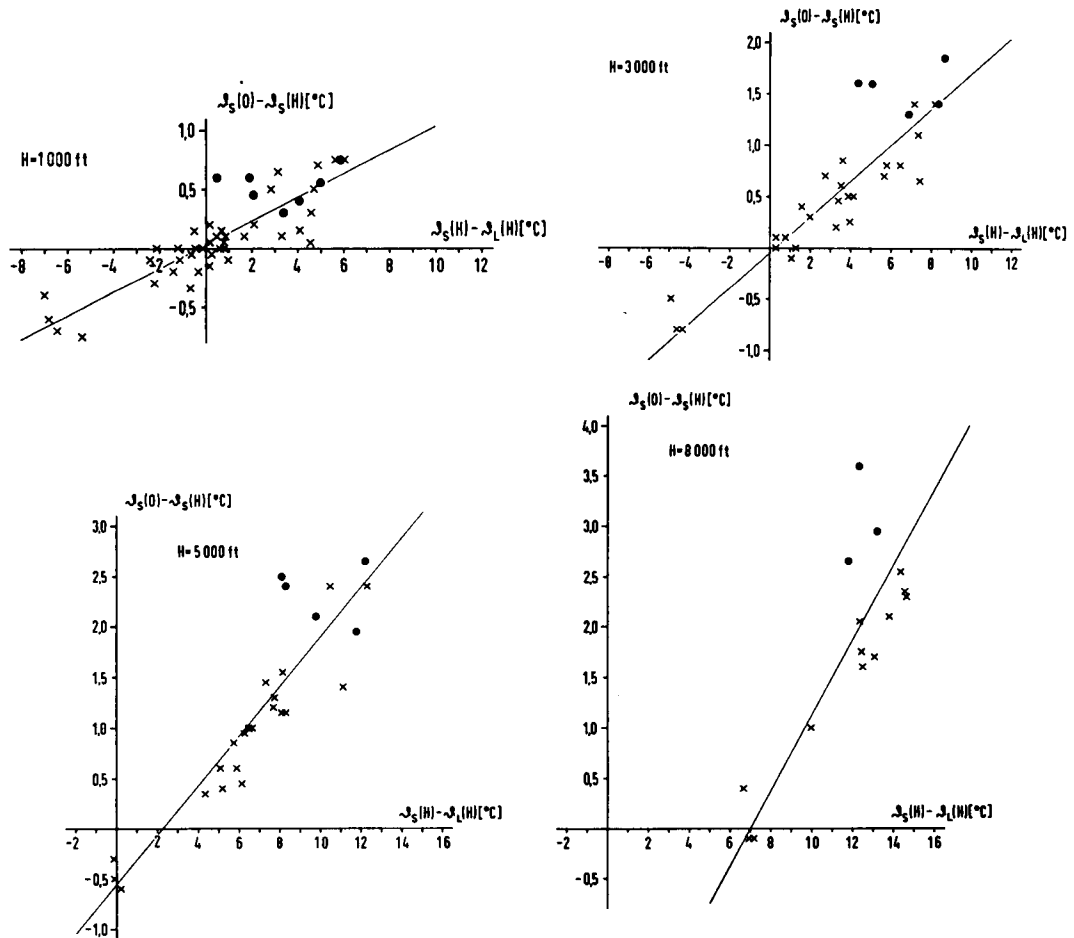


Abb. 4. Differenz zwischen den Strahlungstemperaturen der Höhen 0 und H ($\vartheta_s(0) - \vartheta_s(H)$) in Abhängigkeit von der Differenz zwischen der Strahlungstemperatur und der Lufttemperatur in der Höhe H ($\vartheta_s(H) - \vartheta_L(H)$) für Flughöhen von 1000, 3000, 5000 und 8000 ft. $\times$ = Messungen mit PRT, $\bullet$ = Messungen mit IT.

die auf die Höhe 0 extrapolierte Strahlungstemperatur $\vartheta_s(0)$, die bei den Flügen gemessene vertikale Temperaturverteilung sowie die vertikale Verteilung der Luftfeuchtigkeit. Da bei den Flügen keine Luftfeuchtigkeitsmessungen gemacht worden waren, wurden ersatzweise hierfür Radiosondenwerte von München-Riem und Hohenpeißenberg benutzt.

Zum Vergleich des Ergebnisses mit den Messungen wurde die Differenz zwischen den Strahlungstemperaturen in den Höhen 0 und H , $\vartheta_s(0) - \vartheta_s(H)$, in Abhängigkeit von der Höhe aufgetragen. Die Abb. 5 zeigt diese Darstellungen. Die Übereinstimmung von gemessenen und berechneten Korrekturen ist überraschend gut, besonders wenn man bedenkt, daß die

Relativ-Meßgenauigkeit des PRT, auf die es hier ankommt, höchstens mit $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ angenommen werden darf. In der linken Darstellung von Abb. 5 sind die Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Korrekturen durchweg $\leq 0,1^{\circ}\text{C}$, in der rechten steigen sie bis auf $0,23^{\circ}\text{C}$, wobei die berechneten Werte fast ausnahmslos kleiner als die gemessenen sind.

In Anbetracht dieser guten Übereinstimmung kann das Strahlungsdiagramm trotz des etwas anderen Spektralbereichs zur Berechnung der Korrekturen herangezogen werden. Das soeben angewandte Verfahren, individuelle Korrekturen für jeden Meßpunkt zu bestimmen, ist in der Praxis jedoch nicht durchführbar.

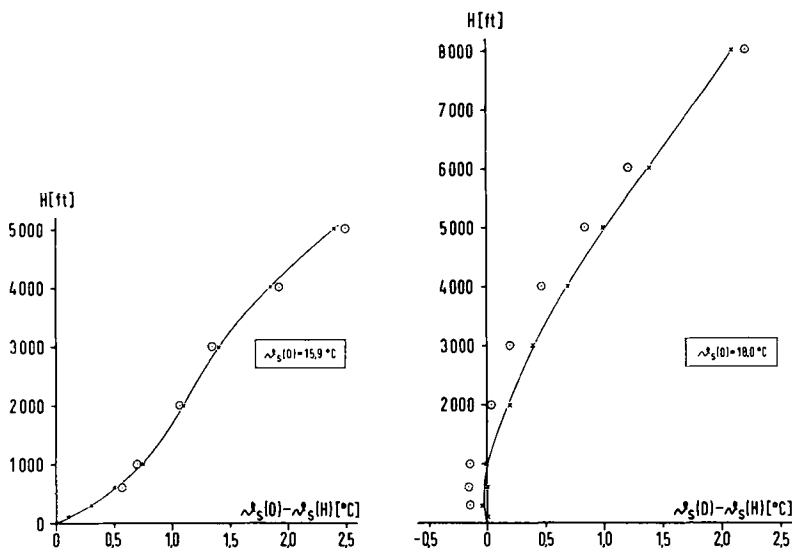


Abb. 5. Differenz zwischen den Strahlungstemperaturen der Höhen 0 und H ($\theta_s(0) - \theta_s(H)$) in Abhängigkeit von der Flughöhe H . Starnberger See, 7.9.1965, 9.43–10.33 Uhr (links) und 5.10.1966, 11.20 Uhr (rechts). $\times$ = Meßwerte, $\circ$ = mit Strahlungsdiagramm berechnete Werte.

4. Berechnungen mit Modellatmosphären

Es erschien zweckmäßig, mit Hilfe einfacher Modellatmosphären die Abhängigkeit der Zwischenschicht-Korrekturen von den einzelnen meteorologischen Parametern zu untersuchen, um so zu möglichst einfachen Beziehungen zwischen Parametern und Korrekturen zu kommen. Als erstes wurde mit Hilfe des Strahlungsdiagramms die Abhängigkeit der Korrekturen von der Luftfeuchtigkeit untersucht und zwar für eine Höhe von 3000 ft (ca. 900 m) über Grund. Diese Höhe wurde ausgewählt, weil einerseits die Korrekturen hier schon spürbare Beträge erreichen, andererseits für sie ein größeres Meßmaterial (30 Werte) zur Verfügung stand.

Den Berechnungen wurden die in Tabelle 2 aufgeführten Modellatmosphären Nr. 1–6 zugrunde gelegt, die jeweils konstante Luftfeuchtigkeit von 40 %, 60 % bzw. 80 % aufweisen. Die Differenzen zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur in Bodennähe wurden für alle diese Modellatmosphären von -20°C bis $+30^\circ\text{C}$ variiert. Das Ergebnis gibt Abb. 6 wieder. Die Darstellungsweise entspricht der von Abb. 3, nur ist hier bei der Differenz zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur nicht die aus der Höhe H gemessene Oberflächentemperatur benutzt, sondern die der Höhe 0 entsprechende.

Es läßt sich aus der Abbildung unschwer erkennen, daß die Differenz zwischen der Strahlungstemperatur von 0 und 3000 ft Höhe viel weniger von der Luftfeuchtigkeit abhängig ist als von der Differenz zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur und von der Lufttemperatur selbst. Man erhält z. B. bei einer Lufttemperatur von 25°C , einer relativen Luftfeuchtigkeit von 40 % und einer Oberflächentemperatur von $+35^\circ\text{C}$ ($\theta_s(0) - \theta_L(0) = +10^\circ\text{C}$) eine Korrektur von $+2,85^\circ\text{C}$. Bei einer Erhöhung der Oberflächentemperatur um nur 5°C ($\theta_s(0) - \theta_L(0) =$

Tabelle 2. Modellatmosphären

$\theta_L(0)$: Lufttemperatur in der Höhe 0, γ : Temperaturgradient, rF : relative Luftfeuchtigkeit

Nr.	$\theta_L(0)$ [$^\circ\text{C}$]	γ [$^\circ\text{C}/100\text{ m}$]	rF [%]
1	+ 25,0	– 0,6	40
2	+ 25,0	– 0,6	60
3	+ 25,0	– 0,6	80
4	– 5,0	– 0,6	40
5	– 5,0	– 0,6	60
6	– 5,0	– 0,6	80
7	+ 10,0	0,0	60
8	+ 10,0	– 0,6	60
9	+ 10,0	– 1,0	60

Temperaturgradient und relative Luftfeuchtigkeit konstant für alle Höhen.

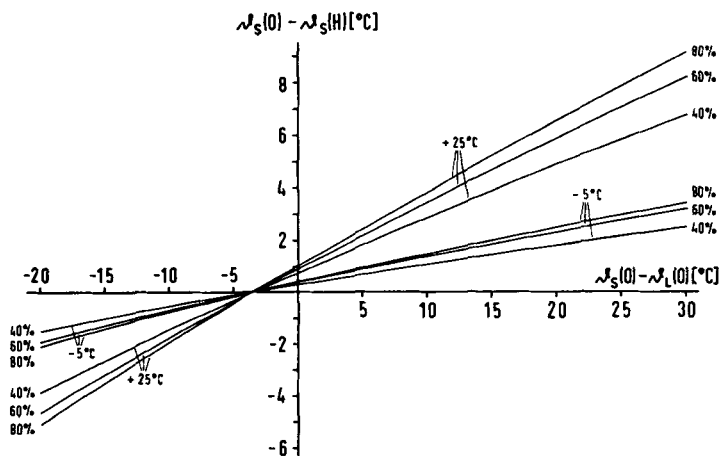


Abb. 6. Differenz zwischen den Strahlungstemperaturen der Höhen 0 und $H = 3000$ ft ($\theta_s(0) - \theta_s(H)$) in Abhängigkeit von der Differenz zwischen Strahlungstemperatur und Lufttemperatur in der Höhe 0 ($\theta_s(0) - \theta_L(0)$) für die Modellatmosphären 1–6 der Tabelle 2 (Lufttemperatur in der Höhe -5°C und $+25^\circ\text{C}$, relative Luftfeuchtigkeit 40 %, 60 % und 80 %).

$+15^\circ\text{C}$) erhöht sich diese Korrektur um $1,0^\circ\text{C}$. Soll die gleiche Änderung der Korrektur bei gleichbleibender Luft- und Oberflächentemperatur durch Änderung der Luftfeuchtigkeit erreicht werden, so muß die relative Feuchtigkeit von 40 % auf 80 % erhöht, also verdoppelt werden. Andererseits ist bei einer Differenz zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur von $+10^\circ\text{C}$ und einer relativen Luftfeuchtigkeit von 40 % die Korrektur für den aus 3000 ft Höhe gemessenen Wert $2,85^\circ\text{C}$, wenn die Lufttemperatur $+25^\circ\text{C}$ beträgt, jedoch nur $1,07^\circ\text{C}$ bei einer Lufttemperatur von -5°C . Es muß deshalb neben der Differenz zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur viel eher die Lufttemperatur zusätzlich berücksichtigt werden als die Luftfeuchtigkeit. Die weiteren Berechnungen wurden aus diesem Grund mit einer konstanten relativen Luftfeuchtigkeit von 60 % durchgeführt.

Vor einer zusätzlichen Berücksichtigung der Lufttemperatur bei der Ermittlung der Korrekturwerte mußte jedoch noch die Abhängigkeit der Korrekturen vom Temperaturgradienten untersucht werden. Um seinen Einfluß herauszubekommen, wurden (wiederum für eine Höhe von 3000 ft) drei weitere Modellatmosphären benutzt. Ihre über die gesamte Höhe konstanten Gradienten reichen von der Isothermie bis zur Trockenadiabität bei einer Lufttemperatur am Boden von 10°C . Über weitere Einzelheiten

gibt Tabelle 2 (Modellatmosphären Nr. 7–9) Auskunft. Die Berechnungen wurden in gleicher Weise wie die für die Abb. 6 mit dem Strahlungsdiagramm durchgeführt. Auch die Ergebnisse sind in der gleichen Weise in Abhängigkeit von der Differenz zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur aufgetragen (Abb. 7). Sie zeigen deutlich, daß Änderungen des Temperaturgradienten die Korrekturwerte nur in geringem Maße verändern. Hat eine Variation von $0,6^\circ\text{C}$ auf $1,0^\circ\text{C}$ Temperaturabnahme auf 100 m doch nur eine Änderung der Korrektur zwischen $0,0^\circ\text{C}$ und maximal $0,6^\circ\text{C}$ zur Folge.

5. Berechnung eines Korrekturdiagramms für 3000 ft Flughöhe

Aus den bisherigen Untersuchungen ergibt sich, daß man für die Ermittlung der Korrekturwerte außer der Differenz zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur zumindest die Abhängigkeit von der Lufttemperatur selbst zusätzlich berücksichtigen muß. Der Einfluß von Änderungen der Luftfeuchtigkeit und des Temperaturgradienten lassen sich dagegen schon eher vernachlässigen. Es wurde deshalb — ebenfalls wieder mit Hilfe des Strahlungsdiagramms — ein Korrekturdiagramm für 3000 ft (ca. 900 m) Flughöhe, eine konstante relative Luftfeuchtigkeit von 60 % und einen konstanten Temperaturgradienten von $0,6^\circ\text{C}$

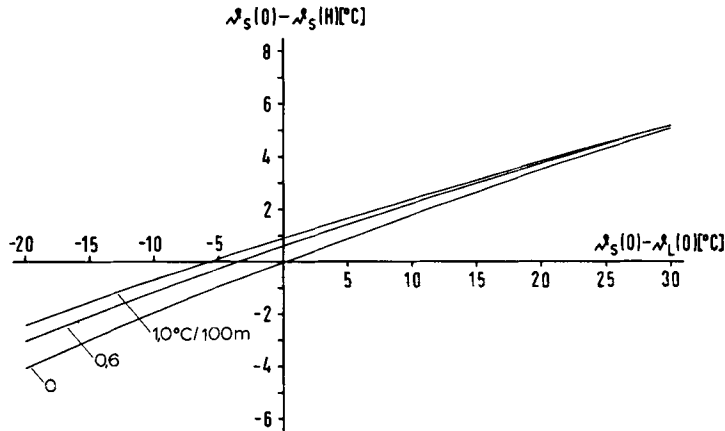


Abb. 7. Differenz zwischen den Strahlungstemperaturen der Höhen 0 und $H = 3000$ ft ($\vartheta_s(0) - \vartheta_s(H)$) in Abhängigkeit von der Differenz zwischen Strahlungstemperatur und Lufttemperatur in der Höhe 0 ($\vartheta_s(0) - \vartheta_L(0)$) für die Modellatmosphären 7–9 der Tabelle 2 (Temperaturgradienten 0, 0,6 und 1,0 °C/100 m).

pro 100 m berechnet. Es ist in Abb. 8 wiedergegeben. Aus Zweckmäßigkeitsgründen weicht es in seinem Aufbau von den vorangehenden Diagrammen ab. Auf der Abszisse ist die aus 3000 ft Höhe gemessene Strahlungstemperatur

$\vartheta_s(H)$ aufgetragen, auf der Ordinate die Lufttemperatur in Flughöhe $\vartheta_L(H)$ (linker Rand und Gitternetz). Die Korrekturwerte, d. h. die Differenzen zwischen den Strahlungstemperaturen der Höhen 0 und H , sind Scharparameter. We-

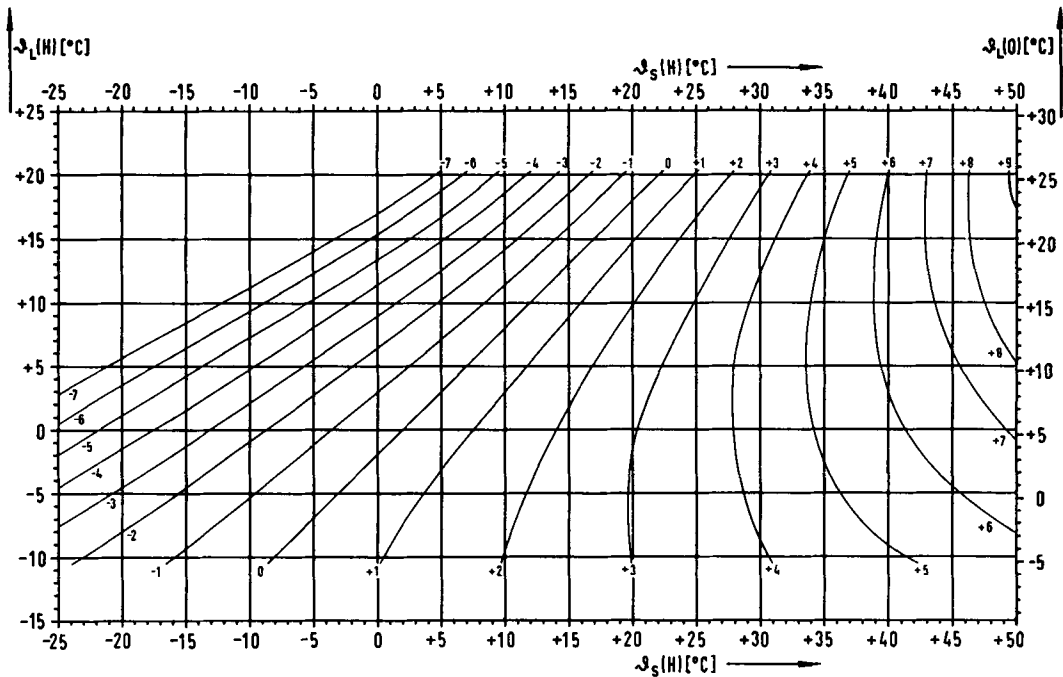


Abb. 8. Korrekturdiagramm für Strahlungstemperaturmessungen aus der Höhe $H = 3000$ ft. Abszisse: aus der Höhe $H = 3000$ ft gemessene Strahlungstemperatur $\vartheta_s(H)$. Ordinate: Lufttemperatur in der Höhe $H = 3000$ ft (linker Rand und Gitternetz) bzw. Lufttemperatur in der Höhe 0 (rechter Rand). Scharparameter: Korrektur (Differenz zwischen den Strahlungstemperaturen der Höhen 0 und $H = 3000$ ft, $\vartheta_s(0) - \vartheta_s(H)$).

gen des konstanten Temperaturgradienten kann das Diagramm jedoch auch mit der im Bodenniveau gemessenen Lufttemperatur $\vartheta_L(0)$ benutzt werden. Die Ordinatenskala verschiebt sich dann lediglich um einen konstanten Betrag. Deshalb ist in Abb. 8 am rechten Rand außerdem noch eine $\vartheta_L(0)$ -Skala eingetragen.

Einige Bemerkungen mögen den Inhalt des Diagramms erläutern. Sind die aus 3000 ft Höhe gemessene Oberflächentemperatur $\vartheta_s(H)$ und die Lufttemperatur in dieser Höhe $\vartheta_L(H)$ gleich (z. B. beide = 5°C), dann ist die gesamte Luftschicht zwischen Erdboden und Meßniveau etwas wärmer als $\vartheta_s(H)$ und $\vartheta_L(H)$, der Meßwert $\vartheta_s(H)$ wird infolgedessen etwas höher sein als die wirkliche Strahlungstemperatur $\vartheta_s(0)$, die Korrektur also negativ (im vorliegenden Beispiel $-0,5^\circ\text{C}$).

Ganz allgemein sind die Korrekturwerte negativ, wenn die zwischen Boden und Flughöhe liegende Luftschicht als Ganzes wärmer als die Oberflächentemperatur ist, denn dann fällt der Meßwert in der Höhe H zu niedrig aus (Korrekturen links über der Null-Linie). Ist die Luftschicht dagegen kälter als die Oberflächentemperatur, fällt der Meßwert aus 3000 ft zu niedrig aus, die Korrekturen werden dann positiv (Korrekturen rechts unter der Null-Linie).

Die verschiedene Form der Isolinien erklärt sich vor allem aus der Temperaturabhängigkeit des Wasserdampfgehaltes, die aus der zugrunde gelegten konstanten relativen Feuchtigkeit resultiert.

6. Vergleich mit Meßwerten

Um die Brauchbarkeit des Korrekturdiagramms für praktische Zwecke zu prüfen, wurde ein Vergleich mit den Messungen angestellt, die in den Abb. 3 und 4 für 3000 ft Höhe wiedergegeben sind. Aus diesem Meßmaterial lassen sich nicht nur die gemessenen Differenzen zwischen der Strahlungstemperatur der Höhen 0 und H entnehmen, sondern auch die aus der Höhe H gemessene Strahlungstemperatur $\vartheta_s(H)$ und die Lufttemperaturen für die Höhen 0 und H . Es sind damit die Größen gegeben, die zur Bestimmung der Differenz $\vartheta_s(0) - \vartheta_s(H)$ aus Abb. 8 notwendig sind.

Diese Differenzen wurden sowohl in Abhängigkeit von Strahlungstemperatur und Lufttemperatur in der Höhe H als auch von Strahlungstemperatur und Lufttemperatur in Bodennähe bestimmt.

Sie sind zusammen mit den gemessenen Differenzen in Tab. 3 wiedergegeben. Vergleicht man die aus dem Diagramm gewonnenen Werte mit den gemessenen, so zeigt die Tabelle folgendes:

1. Wenn man zur Bestimmung der Korrektur $\vartheta_s(0) - \vartheta_s(H)$ die Lufttemperatur in Bodennähe benutzt, so stimmen bei 20 der 30 gemessenen Werte, d. h. in zwei Drittel aller Fälle, gemessene und mit dem Diagramm ermittelte Korrekturen auf $\pm 0,5^\circ\text{C}$ miteinander überein. Die mittlere Abweichung des Diagrammwertes vom Meßwert beträgt $\pm 0,56^\circ\text{C}$.
2. Wird zur Bestimmung der Korrektur die Lufttemperatur in der Höhe H benutzt, so weichen bei 24 Messungen, also bei vier Fünftel aller Fälle, die mit dem Diagramm ermittelten Korrekturen nicht mehr als $0,5^\circ\text{C}$ von den gemessenen ab. Die mittlere Abweichung des Diagrammwertes vom Meßwert beträgt $\pm 0,47^\circ\text{C}$.

(Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Messungen 1–4 mit dem älteren Radiometer IT gewonnen wurden. Die Meßwerte können in diesen Fällen wesentlich ungenauer als die Diagrammwerte sein.)

Zusammenfassend läßt sich dazu sagen: Die aus Abb. 8 zu ermittelnden Korrekturwerte $\vartheta_s(0) - \vartheta_s(H)$ lassen sich zur Korrektur von Meßwerten der Oberflächentemperatur verwenden, obwohl bei ihrer Berechnung einheitliche Luftfeuchtigkeit und konstante Temperaturgradienten zugrunde gelegt wurden. Der Korrekturwert wird genauer, wenn statt der Lufttemperatur am Boden die im Flugniveau zu seiner Bestimmung herangezogen wird. Das ist auch bereits aus den Abb. 3 und 4 zu erkennen, in denen die gemessenen Differenzen zwischen der Strahlungstemperatur der Höhen 0 und H einmal in Abhängigkeit von der Differenz zwischen Strahlungstemperatur in der Höhe H und der Lufttemperatur in Bodennähe und einmal in Abhängigkeit von der Differenz zwischen Strahlungstemperatur und Lufttemperatur in der Höhe H aufgetragen sind. In Abb. 4 erweist sich die Streuung der Meßpunkte als geringer als in Abb. 3. Es empfiehlt sich daher, wenn nur irgend möglich, die Lufttemperatur im Flugniveau mit zu messen.

Setzt man die Absolut-Meßgenauigkeit des Infrarot-Temperaturmeßgerätes zu $\pm 0,5^\circ\text{C}$ an, so ist nach Anbringen der Zwischenschicht-

Tabelle 3. Vergleich der Messungen mit den aus Abb. 8 ermittelten Zwischenschicht-Korrekturen für $H = 3000$ ft

$\vartheta_s(H)$: Strahlungstemperatur, aus $H = 3000$ ft gemessen, $\vartheta_L(0)$, $\vartheta_L(H)$: Lufttemperatur in den Höhen 0 und $H = 3000$ ft

Nr.	Datum	Zeit	Meßobjekt	$\vartheta_s(H)$ °C	$\vartheta_L(0)$ °C	$\vartheta_L(H)$ °C	Korrektur		
							Messg. °C	Berechn. m.	
								$\vartheta_L(0)$ °C	$\vartheta_L(H)$ °C
1	17.8.63	9.35–10.15	Kieler Bucht	15,8	17,0	10,7	1,6	0,6	0,9
2	17.8.63	10.36–11.42	Kieler Bucht	16,4	19,3	12,0	1,6	0,2	0,7
3	29.10.63	15.13–15.53	Atlantik (N.J.)	14,0	11,2	5,3	1,85	1,3	1,6
4	31.10.63	10.47–11.36	Atlantik (N.J.)	13,25	11,8	4,85	1,4	1,1	1,3
5	31.10.63	14.45–15.35	Atlantik (N.J.)	13,5	15,0	6,6	1,3	0,5	1,1
6	30.8.65	14.35–15.33	Walchensee	13,1	14,4	6,6	0,8	0,5	1,0
7	30.8.65	16.14–16.30	Kochelsee	13,9	15,9	8,1	0,8	0,4	0,9
8	2.9.65	14.21–15.14	Starnberger See	16,7	21,7	15,6	–0,1	–0,5	–0,4
9	3.9.65	13.47–14.37	Walchensee	12,6	14,6	8,6	0,25	0,3	0,4
10	7.9.65	9.43–10.33	Starnberger See	14,5	10,9	6,2	1,4	1,5	1,3
11	7.9.65	15.01–15.32	Walchensee	11,8	14,4	6,1	0,7	0,0	0,9
12	8.9.65	8.59– 9.47	Starnberger See	14,2	13,3	7,0	1,4	1,0	1,2
13	8.12.65	13.59–14.38	Rhein b. Brohl	4,1	4,4	–3,3	1,1	0,6	0,9
14	8.12.65	15.39–16.11	Rhein b. Brohl	3,85	4,0	–3,6	0,65	0,6	0,9
15	10.2.66	15.42–16.18	Rhein b. Brohl	6,1	9,8	2,5	0,85	0,0	0,3
16	3.3.66	10.02–10.48	Rhein b. Brohl	6,35	4,2	2,2	0,5	0,0	0,4
17	12.9.66	14.20	Ammersee	22,3	26,0	20,3	0,3	0,0	0,0
18	3.10.66	13.00	Starnberger See	18,1	22,2	14,6	0,6	–0,2	0,4
19	4.10.66	10.00	Starnberger See	16,8	20,0	16,5	0,1	0,0	0,4
20	4.10.66	10.40	Starnberger See	17,5	21,1	16,7	0,1	0,0	–0,4
21	5.10.66	9.45	Starnberger See	16,3	17,3	16,0	0,0	0,8	–0,6
22	5.10.66	10.45	Starnberger See	17,0	18,9	15,7	0,0	0,4	–0,2
23	5.10.66	11.20	Starnberger See	17,6	20,6	16,0	0,4	0,1	–0,2
24	5.10.66	12.20	Starnberger See	18,55	21,1	15,8	0,7	0,3	0,2
25	5.10.66	13.00	Starnberger See	19,2	21,6	15,8	0,45	0,3	0,4
26	24.1.67	13.25	Starnberger See	1,9	4,5	–2,0	0,5	0,2	0,3
27	30.1.67	13.15	Starnberger See	3,7	8,0	8,0	–0,8	–0,2	–1,4
28	30.1.67	14.00	Starnberger See	3,9	9,5	8,5	–0,8	–0,5	–1,7
29	30.1.67	15.00	Starnberger See	3,6	11,0	8,5	–0,5	–0,9	–1,8
30	1.2.67	12.00	Starnberger See	3,3	5,5	0,0	0,2	0,0	0,2

Korrektur nach Abb. 8 für eine Höhe von 3000 ft (ca. 900 m) mit einem Gesamtfehler von $\pm 0,7^\circ\text{C}$ bis $\pm 1,0^\circ\text{C}$ zu rechnen. Dabei sind jedoch ausgeprägte Dunstschichten nicht mit berücksichtigt. Marlatt (1967) findet bei Messungen mit einem ähnlichen Gerät aus 12 000 ft Höhe einen starken Einfluß der Luftzwischen-schicht, wenn Dunst vorhanden ist. Nach den Erfahrungen des Verfassers sind diese Fälle jedoch nicht sehr häufig, möglicherweise deshalb, weil er seine Flüge ausschließlich unter Sichtflugbedingungen durchführte.

Zu berücksichtigen ist ferner, daß der mit Hilfe von Abb. 8 korrigierte Wert noch nicht die wahre Oberflächentemperatur ist, sondern, wie mehrfach erwähnt, die sog. Strahlungstem-

peratur. An ihr muß ggf. noch eine weitere Korrektur angebracht werden, die den Einfluß des langwelligen Absorptionsvermögens der jeweiligen Oberfläche berücksichtigt.

7. Korrekturdiagramm für 1000 ft Flughöhe

Der Einfluß der Luftschicht zwischen Meßobjekt und Meßgerät nimmt zu mit der Dicke dieser Schicht und damit bei Messungen aus der Luft mit der Flughöhe. Infolge der Annahme einer konstanten relativen Luftfeuchtigkeit und eines konstanten Temperaturgradienten bei der Berechnung des Korrekturdiagrammes nimmt auch die Genauigkeit des Korrekturwertes ab.

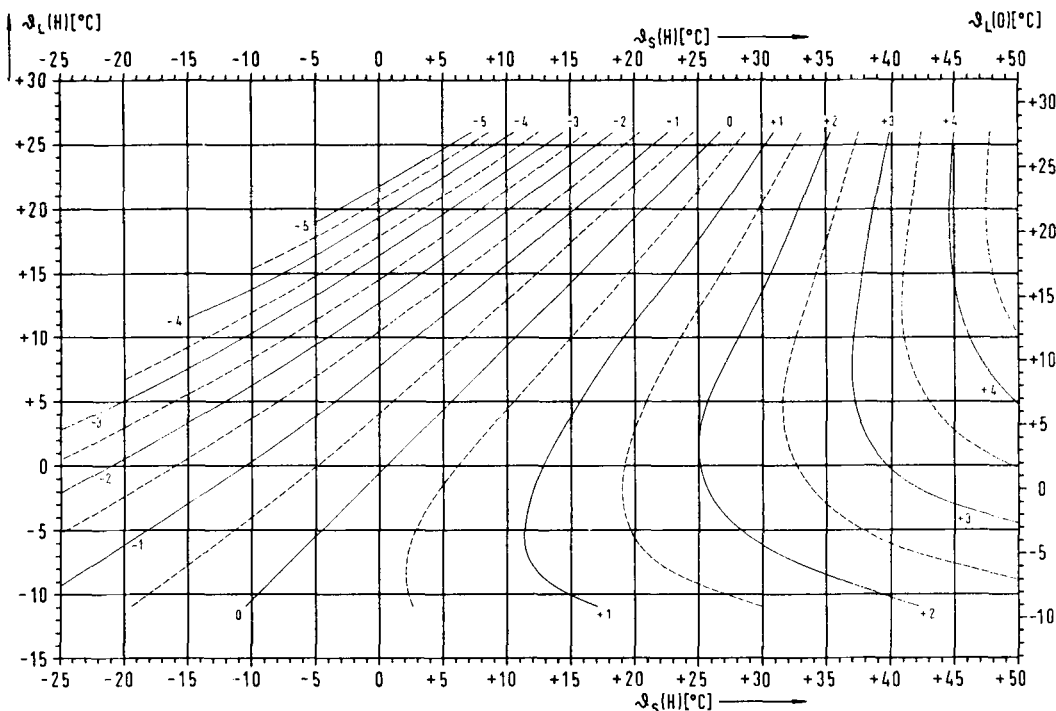


Abb. 9. Korrekturdiagramm für Strahlungstemperaturmessungen aus der Höhe $H = 1000$ ft. Abszisse: aus der Höhe $H = 1000$ ft gemessene Strahlungstemperatur $\vartheta_s(H)$. Ordinate: Lufttemperatur in der Höhe $H = 1000$ ft (linker Rand und Gitternetz) bzw. Lufttemperatur in der Höhe 0 (rechter Rand). Scharparameter: Korrektur (Differenz zwischen den Strahlungstemperaturen der Höhen 0 und $H = 1000$ ft, $\vartheta_s(0) - \vartheta_s(H)$), ganze Grade ausgezogen, Halbgrad-Zwischenwerte gestrichelt.

Man wird deshalb im Interesse der Meßgenauigkeit die Flughöhe möglichst niedrig wählen, soweit sich dies mit den Belangen der Flugsicherheit vereinbaren läßt. Über freiem Gelände und kleineren Ortschaften erwies sich eine Flughöhe von 1000 ft (ca. 300 m) als guter Kompromiß, deshalb wurde für diese Höhe ein weiteres Korrekturdiagramm berechnet (s. Abb. 9). Es gestattet in gleicher Weise wie das in Abb. 8 wiedergegebene Diagramm aus gemessener Strahlungstemperatur und Lufttemperatur im Flugniveau bzw. in der Höhe 0 die Korrektur zu ermitteln, mit deren Hilfe sich die Strahlungstemperatur der Höhe 0 ergibt. Die Berechnungen wurden ebenfalls wieder mit dem Strahlungsdiagramm von Möller und Raschke ausgeführt unter Benutzung von Modellatmosphären mit einem konstanten Temperaturgradienten von $0,6^\circ\text{C}$ pro 100 m und konstanter relativer Luftfeuchtigkeit von 60%.

Ein Vergleich der gemessenen Korrekturwerte (Abb. 3 und 4) mit den aus dem Diagramm ermittelten lieferte im Prinzip die gleichen Er-

gebnisse wie die Vergleiche für das 3000 ft-Diagramm. Der geringeren Schichtdicke entsprechend waren jedoch die Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Werten kleiner. Bei 47 Messungen ergab sich z. B. nur in zwei Fällen eine Differenz zwischen Meß- und Diagrammwerten von mehr als $0,5^\circ\text{C}$.

Zusammenfassung

Anhand von Flugzeug- und Hubschrauber-messungen wird bis zu einer Höhe von 8000 ft (ca. 2400 m) über Grund der Einfluß einer Luftschicht zwischen Meßobjekt und Meßgerät auf Oberflächentemperaturmessungen mit Radiometern untersucht. Vergleichende Berechnungen mit einem speziellen Strahlungsdiagramm stimmen trotz etwas unterschiedlicher Spektralbereiche so gut mit den Messungen überein, daß mit diesem Strahlungsdiagramm auch einfach zu handhabende Korrekturdiagramme für den Einfluß von Luftzwischen-schichten von 3000 ft (ca. 900 m) bzw. 1000 ft

(ca. 300 m) berechnet werden können. Die sich aus ihnen ergebenden Korrekturen zeigen eine befriedigende Übereinstimmung mit den entsprechenden Messungen.

Schlußbemerkungen

Der Verfasser möchte dem ehemaligen Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes, Herrn Dr. G. Bell und seinem Nachfolger, Herrn Dr. E. Süßenberger sowie Herrn Reg.-Dir. Dr. J. Grunow für die Möglichkeit danken, die vorliegenden Untersuchungen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg des Deutschen Wetterdienstes durchführen zu können. Die Meßflüge erfolgten mit Flugzeugen und Hubschraubern der Bundeswehr, der US Army und des Air Lloyd, Hamburg im Rahmen

der folgenden Forschungsverträge: T-270-I-203 und T-497-I-203 des Bundesministers der Verteidigung, FG IV 8k/02/325-A-606/4 des Bundesamts für Wehrtechnik und Beschaffung sowie DA-91-591-EUC-3099 des US Department of the Army. An ihnen und an den Auswertarbeiten nahmen zeitweise auch die Herren Dipl.-Met. D. Plass, H. Völker und J. Schilcher teil, denen der Verfasser ebenso wie den Flugzeug- und Hubschrauberbesatzungen, der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Mainz mit ihren nachgeordneten Dienststellen und allen anderen beteiligten Stellen für ihre Unterstützung herzlich danken möchte. Nicht zuletzt sei noch den Herren Prof. Dr. F. Möller und Dr. E. Raschke gedankt, die für die Berechnungen die Originalblätter ihres Strahlungsdiagramms zur Verfügung stellten.

LITERATUR

- Bolle, H.-J. 1964. *Ausarbeitung eines Verfahrens zur Vorhersage thermischer Strahlung. Die Abhängigkeit der Ortungsweite im infraroten Spektralbereich von meteorologischen Parametern*. Bericht III zum Forschungsauftrag T-369-I-203 des Bundesministers für Verteidigung. Meteorologisches Institut der Universität München, VIII, 168 S.
- Buettner, K. J. K. & Kern, C. D. 1965. The determination of infrared emissivities of terrestrial surfaces. *J. Geophys. Res.* 70, 1329-1337.
- Lenschow, D. H. & Dutton, J. A. 1964. Surface temperature variations measured from an airplane over several surface types. *J. appl. Meteor.* 3, 65-69.
- Lorenz, D. 1966. The effect of the long-wave reflectivity of natural surfaces on surface temperature measurements using radiometers. *J. appl. Meteor.* 5, 421-430.
- Marlatt, W. E. 1967. Remote and in situ temperature measurements of land and water surfaces. *J. appl. Meteor.* 6, 272-279.
- Möller, F. & Raschke, E. 1964. *Evaluation of Tiros III radiation data*. Nasa Contractor Report CR-112. University of Munich, VIII, 84 und VIII, 114 S.
- Staff Members of the Aeronomy and Meteorology Division, Goddard Space Flight Center, NASA, 1962. *Tiros III radiation data users' manual*. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md., 71 S.

ВЛИЯНИЕ ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ ВОЗДУХА НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ С ПОМОЩЬЮ РАДИОМЕТРОВ

Влияние промежуточного слоя воздуха между радиометром и подстилающей поверхностью при измерениях ее температуры исследовано экспериментально для высот до 8000 футов (приблизительно 2400 м) над поверхностью. Вычисления, сделанные при помощи специальной радиационной карты, очень хорошо согласуются с измерениями, хотя спектральные области для карт и для радиометра слегка

различны. Поэтому с помощью этой радиационной карты были вычислены простые рабочие поправочные карты для учета влияния слоев воздуха толщиной в 3000 футов (~900 м) 1000 футов (~300 м). Сравнение величин поправочных радиационных карт и величин, измеренных радиометром, указывает на их удовлетворительное согласие.