

Mitteilungen
des
Deutschen Wetterdienstes

Nr. 21
(Band 3)

DK 551.593.11

**Über Luftspiegelungen der Alpen,
gesehen vom Bayerischen Wald**

von

Ernst Trautmann
(mit 8 Abbildungen im Text)

Offenbach a. M. 1960
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	3
Abstract	3
1. Einleitung	4
2. Theorie der Luftspiegelung nach oben	6
2.1. 13. Dezember 1951	10
2.2. 15. November 1957	13
2.3. 8. Januar 1952	16
3. Theorie der Luftspiegelung nach unten	18
3.1. 18. November 1952	20
3.2. 24./26. Januar 1949	22
3.3. 21. September 1959	25
4. Kritische Bemerkungen	27
5. Spiegelungsgünstige Wetterlagen	29
Literatur	30



Anschrift des Verfassers:

Dr. E. Trautmann, Fürth, Jacob-Henle-Straße 28

Zusammenfassung

Die Theorie der Luftspiegelung hat A. Wegener unter Berücksichtigung der Erdkrümmung abgeleitet. Das Ziel dieser Arbeit ist, die Theorie an Hand aerologischen Materials bei mehreren beobachteten Luftspiegelungen nach oben und nach unten quantitativ zu bestätigen. Es werden Beobachtungen gespiegelter Alpenbilder angeführt, die auf dem Gr. Falkenstein im Bayerischen Wald gemacht wurden. Die Entfernung Beobachter — Objekt beträgt über 150 km. 3 Spiegelungen nach oben und 4 Spiegelungen nach unten, welche zwischen 1949 und 1959 aufgetreten sind, werden mit den auf der Sehlinie gelegenen aerologischen Messungen von München diskutiert. Bei durchwegs guter Übereinstimmung von Theorie und Beobachtung werden schließlich 2 Fehlerquellen aufgezeigt. Erstens liegt der Ausgangspunkt der Sehlinie auf einem Berg, der von der freien Atmosphäre abweichende Temperaturverhältnisse besitzt. Zweitens ist die in der Theorie angenommene absolut horizontale Lage der Inversion in der Natur nur selten gegeben, jedoch bei einem Sehstrahl von mehr als 150 km von Bedeutung.

Zum Schluß werden spiegelungsgünstige Wetterlagen aufgezeigt, die weitere Beobachtungen dieser Art erleichtern sollen.

Abstract

The theory of mirages developed by A. Wegener takes into account the curvature of the earth. The present paper intends to confirm this theory quantitatively in the light of aerological material obtained during several mirage observations. Cited are observations of reflected images of the Alps made on the Großer Falkenstein in the Bavarian Forest. The distance between the observer and the object amounts to more than 150 km. 3 upward and 4 downward mirages that appeared between 1949 and 1959 are discussed with reference to the upper air observations of Munich, being in the line of vision. With a generally good harmony between theory and observations, finally two sources of error are spotted and explained. Firstly, the starting point of the line vision lies on a mountain where the temperature conditions differ from those in the free atmosphere. Secondly, the absolute horizontality of inversion assumed in theory, is only seldom met in nature; it is important however, with a visual ray of more than 150 km.

In conclusion, the weather conditions propitious to mirages are shown which should facilitate further observations of this kind.

1. Einleitung

Luftspiegelungen sind optische Erscheinungen, durch die dem Beobachter ein entfernter Gegenstand nicht als ein einzelnes aufrechtes Bild erscheint, sondern je nach den Umständen als verzerrtes oder umgekehrtes, oft auch gehobenes Bild. Es wird in diesen Fällen nicht allein der direkte, nur der Erdkrümmung unterliegende Sehstrahl vom Beobachter zum Objekt vorhanden sein, sondern es werden auch, in seltenen Fällen sogar ausschließlich, ein oder mehrere von der gewöhnlichen Strahlenbrechung bis zur totalen Reflexion an Luftschichten abweichende Sehstrahlen auftreten. Dichteunterschiede horizontal gelagerter Luftmassen, die je nach ihrer Intensität zur Ablenkung des Sehstrahles führen, können stets auf wesentliche Temperaturunterschiede zurückgeführt werden. Man unterscheidet zwei Arten von Luftspiegelungen:

1.) die Spiegelung nach oben. Sie gibt dem Beobachter häufig umgekehrte, aber auch mehrfach übereinander gelagerte oder bei großer Entfernung des Objektes stark in der Vertikalen gedehnte Bilder. Ihre Voraussetzung ist eine wärmere Luftschicht mit ausgeprägter Grenzfläche oberhalb des Beobachters, die dem Sehstrahl durch Teil- oder Totalreflexion einen Krümmungsradius verleiht, der wesentlich kleiner als der Erdradius ist. Diese Spiegelung ist relativ selten.

2.) die Spiegelung nach unten. Dem Beobachter erscheint das Objekt in vertikal stark geschrumpfter Form, häufig unter Einbeziehung des Himmels, der dann oft als eine Art Teich mit darauf schwimmenden Objekten angesehen wird. Hier ist unterhalb des Beobachters eine extrem warme Luftschicht vorhanden, die von einer kühleren Schicht überlagert wird. Der Sehstrahl erfährt eine Krümmung, in extremen Fällen sogar Totalreflexion nach oben. Da derartige Schichtungen oft recht beständig sind, ist die Spiegelung nach unten sehr häufig anzutreffen. Zum Beispiel kennen Kraftfahrer, die sich im Sommer auf heißen Asphaltstraßen bewegen, das Phänomen dieser Spiegelungen sehr gut, sobald die untersten, meist nur 10 bis 20 cm dicken Luftschichten über der erhitzten und dunklen Asphaltfläche extrem warm geworden sind und nunmehr eine Reflexion der Sehstrahlen bewirken derart, daß oft Bäume und Häuser erscheinen, die in Wirklichkeit in anderer Form und an anderer Stelle existieren.

Die Kenntnis dieser Phänomene ist schon sehr alt, aber erst in neuerer Zeit hat A. Wegener auf Grund vieler eigener Spiegelungsbeobachtungen an Grönlands Nordostküste eine vollständige Theorie der atmosphärischen Spiegelungen gegeben (1). Es liegt in der Natur der Spiegelungen, daß sie bisher fast ausschließlich über See oder an der Küste beobachtet wurden. Hier sind in den Temperaturen der beiden Medien Wasser und Luft am häufigsten derart extreme Differenzen zu erwarten, daß Teil- oder Totalreflexionen der Sehstrahlen auftreten können.

Im Binnenland ist es A. Vaupel gewesen, der als Erster Luftspiegelungen von Gebirge zu Gebirge beobachten und sogar photographieren konnte. Zu diesen Photographien hat A. Wegener einige Erläuterungen gegeben (2). Es handelt sich um Beobachtungen vom Feldberg im Schwarzwald in Richtung Süden und Südosten. Die 120 bis 230 km entfernte Alpenkette, darunter die Berge um die Zugspitze, erscheint mit starken Vertikalzerrungen und echten Spiegelungen oberhalb eines über der Niederung gelegenen Dunstmeeres. Hier handelt es sich um die seltenere Spiegelung nach oben. A. Wegener nimmt

diese Beobachtungen zum Anlaß des Wunsches, „daß möglichst bald aerologisches Material bei Anwesenheit von Spiegelungen nach oben beigebracht würde, da die Theorie dann ohne weiteres einen Vergleich mit den Beobachtungen gestattet. Da die Annahme einer sprunghaften Diskontinuität bei den Luftwogen zu einer fast überraschenden Übereinstimmung mit den direkten Messungen geführt hat, so wird es doppelt interessant sein, zu erfahren, ob sie dieselben Erfolge auch bei der quantitativen Erklärung der Luftspiegelungen hat.“

Diesem Wunsche kann im Folgenden nunmehr erstmals entsprochen und die Theorie der Spiegelungen quantitativ bestätigt werden. Doch zuvor sollen noch einige weitere Beobachtungen von Berg zu Berg angeführt werden, die in der Literatur der letzten Jahre bekannt geworden sind.

W. Weigel hat vom Fichtelberg im Erzgebirge in 145 km Entfernung Spiegelungen der Gipfel des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes mehrmals beobachtet (3), später vom Brocken Spiegelungen der Gipfelkette des Thüringer Waldes in 100 bis 150 km Entfernung, des Reinhardswaldes bei Kassel, der Rhön und des Erzgebirges in Entfernungen bis zu 230 km (4). G. Kohl hat die Weigelschen Beobachtungen vom Fichtelberg zum Anlaß genommen, die Wegenersche Theorie der Luftspiegelung an Hand der vertikalen Temperaturverteilung, wie sie aus den Radiosondenaufstiegen von Dresden und Erlangen zu erhalten ist, zu bestätigen. Obwohl beide Aufstiegsorte nicht auf der Sehlinie Fichtelberg — Bayerischer Wald gelegen sind, hält er die Wegenerschen Grundbedingungen für eine Luftspiegelung nach oben für erfüllt.

Schließlich hat H. Gäbler vom Fichtelberg Spiegelungen der Gipfel des Bayerischen Waldes (Hoher Arber, Osser u. a.) beobachtet (5).

Ein besonderer Fall einer Luftspiegelung nach oben von einem Flugzeug aus wurde am 29. November 1955 beobachtet. Sie fand statt in etwa 15 000 m Höhe zwischen Island und Norwegen und brachte Spiegelungserscheinungen an Quellwolken (6).

Die vorliegende Untersuchung gründet sich nun auf Beobachtungen geschulten Fachpersonals, welche in den Jahren 1949 bis 1959 auf der Bergwetterstation Großer Falkenstein gemacht worden sind. Dieser 1313 m hohe Berg (Höhe der Beobachtungsstation 1307 m) liegt an der Landesgrenze und bildet eine markante Kuppe im Gebirgrücken des Hinteren Bayerischen Waldes. Von seinem Gipfel sind bei klarer Sicht die 170 bis 250 km entfernte Gipfelkette der Bayerischen Alpen vom Watzmann bis zur Zugspitze und gelegentlich auch Teile der Zentralalpen gut zu erkennen. Die Häufigkeit der Alpensicht ist nach einer Statistik der Jahre 1947 bis 1952 in den Wintermonaten am größten:

Mittlere Zahl der Tage mit Alpensicht vom Gr. Falkenstein aus.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	XI	X	XII	XII	
10,7	7,2	5,7	2,8	2,0	1,0	0,5	2,7	1,5	7,2	10,5	12,5	Tage

Diese winterliche Häufung weist bereits auf die Bedingungen hin, die bei Alpensicht im Allgemeinen und bei dabei gelegentlich auftretenden Luftspiegelungen im Besonderen erfüllt sein müssen: es sind antizyklonale Inversionslagen über Süddeutschland, die im Winter am häufigsten auftreten und bei Verhinderung des vertikalen Austausches eine oft über mehrere Tage konstante horizontale Temperaturschichtung gestatten.

Es liegen Notizen in den Klimatabellen der Station Gr. Falkenstein und ab 1951 auch ausführliche gesonderte Beobachtungsberichte über Luftspiegelungen

an der Alpenkette vor. Sie gewinnen besonderen Wert dadurch, daß auf oder höchstens 100 km neben der Sehlinie die exakten vertikalen Temperaturverteilungen durch die Radiosondenaufstiege der Station München-Riem gleichzeitig oder nur wenige Stunden vor oder nach dem Phänomen gegeben sind.

Diese Kombination der Spiegelungsbeobachtung mit der genauen Kenntnis der Temperatur-, Feuchte- und Druckverteilung im durchsehenen Raum ist hier erstmalig gegeben und gestattet die Erfüllung des bereits genannten Wunsches von A. Wegener nach quantitativer Bestätigung seiner Theorie.

2. Theorie der Luftspiegelung nach oben

Zunächst soll die Theorie A. Wegeners für Spiegelungen nach oben mit einigen für den vorliegenden Spezialfall der Sicht von Berg zu Berg notwendigen Abänderungen wiedergegeben werden.

Unter der Annahme einer horizontal gelagerten Grenzschicht oberhalb des Beobachters B in Abb. 1 wird ein von B ausgehender Sehstrahl die Fläche in P

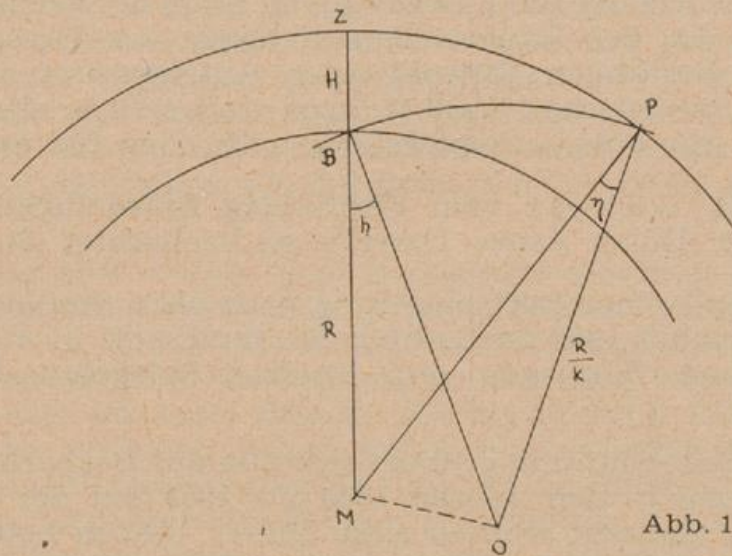


Abb. 1

treffen. Dieser Sehstrahl hat den Krümmungsradius $\frac{R}{k}$ mit dem Mittelpunkt in O, wobei in diesem speziellen Fall der Radius R gleich der Summe aus dem Erdradius R_0 in $\varphi = 49^\circ$ (Gr. Falkenstein) und der absoluten Meereshöhe H_0 des Beobachters in B: $R = R_0 + H_0$ ist. Der Höhenwinkel h des in B einfallenden Strahles PB kann mit dem Einfallswinkel $90^\circ - \alpha = \eta$ durch den Kosinussatz in den Dreiecken MBO und MPO derart in Beziehung gesetzt werden:

$$R^2 + \frac{R^2}{k^2} - 2 \frac{R^2}{k} \cos h = (R + H)^2 + \frac{R^2}{k^2} - 2 \frac{R}{k} (R + H) \cos \eta$$

wobei der Refraktionskoeffizient k definiert ist als der Radius des Sehstrahles, also $OB = OP = \frac{R}{k}$.

Setzt man $\frac{H}{R} = \varepsilon$, so erhält man:

$$(1 + \varepsilon) \cos \eta = \cos h + \frac{k}{2} (2\varepsilon + \varepsilon^2) \quad [1]$$

Totalreflexion an der Grenzschicht tritt ein, sobald der horizontale Strahl den Einfallswinkel α_0 erreicht hat und $h = 0$ gesetzt wird in Gleichung [1]:

$$(1 + \varepsilon) \sin \alpha_0 = 1 + \frac{k}{2} (2\varepsilon + \varepsilon^2)$$

da $\cos \eta$ auch durch $\sin \alpha$ ersetzt werden kann.

Da ε als kleine Größe zu betrachten ist, somit $\varepsilon^2 \ll 2\varepsilon$, erhalten wir:

$$\sin \alpha_0 = 1 - \varepsilon(1 - k)$$

Andererseits lautet die Bedingung für Totalreflexion:

$$\sin \alpha_0 \geq \frac{1}{n} \quad [2]$$

wobei n der Berechnungsquotient an der Schichtgrenze ist. Dieser berechnet sich aus den Berechnungsquotienten der unteren und oberen Schicht unter Berücksichtigung der Formel:

$$v = \frac{\varrho}{\varrho_0} (v_0 - 1) + 1$$

zu:

$$n = \frac{v_1}{v_2} = \frac{\frac{\varrho_1}{\varrho_0} (v_0 - 1) + 1}{\frac{\varrho_2}{\varrho_0} (v_0 - 1) + 1}$$

wobei v_0 und ϱ_0 sich auf Luft von 0°C und 760 mm Druck beziehen. Da gilt:

$$\frac{\varrho_{1,2}}{\varrho_0} = \frac{p_{1,2}}{760} \cdot \frac{273}{T_{1,2}}$$

so wird obige Gleichung unter der Annahme $v_0 = 1,000294$ und $p_1 = p_2$ zu:

$$n = 1 + 0,000106 \frac{p_2}{T_1 \cdot T_2} (T_2 - T_1)$$

Setzt man $n - 1 = \delta$, so ist:

$$\delta = 0,000106 \cdot \frac{p_2}{T_1 T_2} (T_2 - T_1) \quad [3]$$

wobei p_2 in mm ausgedrückt wird.

In Gleichung [2] eingesetzt, erhält man:

$$\sin \alpha_0 \geq \frac{1}{1 + \delta}$$

oder

$$1 - \varepsilon(1 - k) \geq \frac{1}{1 + \delta}$$

Da δ eine kleine Größe ist, ergibt sich:

$$\varepsilon(1 - k) \leq \delta \quad [4]$$

Dies ist die Bedingungsgleichung für Luftspiegelung nach oben bei gegebenen Temperaturen T_1 und T_2 der unteren und der oberen Schicht, gegebenem Druck p_2 an der Schichtgrenze und gegebenem Refraktionskoeffizienten k in der

durchsehenen (unteren) Schicht. Der Refraktionskoeffizient k wird im folgenden nach der von Brock s (7) entwickelten Formel berechnet:

$$k = \frac{R_{\odot}^+}{n} \cdot a \cdot \frac{dp}{dz} \cdot \frac{1}{T} \left(1 - \frac{R}{g} \cdot \frac{dT}{dz} \right)$$

wobei:

der Krümmungsradius des Erdellipsoides für $\varphi = 49^\circ$

$$\text{ist } R_{\odot}^+ = 636\,620 \text{ dm}$$

$$\text{der Brechungsindex } n = 1 + \frac{(n_1 - 1) T_1}{p_1} \cdot \frac{p_2}{T_2}$$

$$\text{mit } n_1 = 1,0002925$$

$$\text{die Konstante } a = \frac{(n_1 - 1) T_1}{p_1}$$

die Gaskonstante für trockene Luft $R = 2,8686 \cdot 10^2 \text{ m}^2/\text{sec}^2 \text{ grad}$

die Schwerebeschleunigung für $\varphi = 45^\circ$ $g = 9,806 \text{ m/sec}^2$

$$\text{die statische Grundgleichung } \frac{dp}{dz} = \frac{g}{R} \cdot \frac{p_2}{T_2}$$

und $\frac{dT}{dz}$ der Temperaturgradient für 100 m (bei Zunahme negativ!).

Die obige Formel vereinfacht sich zu:

$$k = 63,654 \cdot \frac{p_2 T_1}{T_2 (p_1 T_2 + p_2 T_1 \cdot 0,0002925)} \left(1 - 0,2925 \frac{dT}{dz} \right) \quad [5]$$

wobei p_1, T_1 an der unteren und p_2, T_2 an der oberen Grenze der Luftschicht gelten.

Ist im Falle einer Spiegelungsbeobachtung die Gleichung [4] erfüllt, dann lassen sich weiterhin die maximale Höhe der Schichtgrenze, die Breite des spiegelnden Streifens und die maximale Entfernung des Reflexionspunktes an der Schichtgrenze vom Beobachter berechnen.

Ist in Gleichung [14] $\delta = \varepsilon (1-k)$, dann tritt nur noch für den horizontalen Strahl Totalreflexion ein. Es gilt nunmehr:

$$\delta = \frac{H_{\max}}{R} (1 - k),$$

wobei H_{\max} die größte Höhe der Inversion über dem Beobachter bezeichnet.

$$\text{Sie ist somit: } H_{\max} = \frac{\delta \cdot R}{1 - k} \quad [6]$$

Die maximale Entfernung des Reflexionspunktes an der Schichtgrenze vom Beobachter ist gegeben für den horizontalen Strahl. Es wird in der Gleichung [1] $h = 0$ und $\cos \eta$ durch $\sin \alpha$ ersetzt:

$$(1 + \varepsilon) \sin \alpha = 1 + \frac{k}{2} (2\varepsilon + \varepsilon^2)$$

$$\sin \alpha = \frac{1 + k\varepsilon}{1 + \varepsilon}$$

oder

$$\sin \alpha = (1 + k\varepsilon) (1 - \varepsilon)$$

$$\cos \alpha = \sqrt{2\varepsilon(1 - k)}$$

Nun ist die Entfernung des allgemeinen Reflexionspunktes vom Beobachter in Abb. 1 durch die Strecke BP gegeben, sie sei mit D bezeichnet. A. Wegener findet für diese Strecke:

$$D = \frac{R}{1-k} (\cos \alpha - \sin h)$$

Für den besonderen Reflexionspunkt des horizontalen Strahles ($\sin h = 0$) ergibt sich unter Einsetzung obiger Gleichung:

$$D_0 = \frac{R}{1-k} \sqrt{2\varepsilon(1-k)}$$

oder

$$D_0 = R \sqrt{\frac{2\varepsilon}{1-k}}$$

[7]

Schließlich läßt sich noch die Breite σ des spiegelnden Streifens berechnen, indem man in Gleichung [1] setzt:

$$\cos \eta = \sin \alpha = \frac{1}{1+\delta}$$

und der Höhenwinkel h des Grenzstrahles für die Totalreflexion den Wert h_0 annimmt:

$$\frac{1+\varepsilon}{1+\delta} = \cos h_0 + \frac{k}{2} (2\varepsilon + \varepsilon^2)$$

$$\cos h_0 = 1 - \delta + \varepsilon(1-k)$$

$$\sin h_0 = \sqrt{2\delta - 2\varepsilon(1-k)}$$

Im vorliegenden Falle des Beobachters auf dem Gr. Falkenstein ist auch Reflexion vorhanden, wenn der Sehstrahl unter den Horizont geht, also innerhalb des Raumes von $+h_0$ bis $-h_0$. Hiermit ist der spiegelnde Streifen bestimmt, der nunmehr in Bogenminuten beträgt:

$$\sigma = 2 \sin h_0 = \frac{2\sqrt{2}}{\sin 1'} \sqrt{\delta - \varepsilon(1-k)}$$

[8]

$$\sigma = 9724 \sqrt{\delta - \varepsilon(1-k)}$$

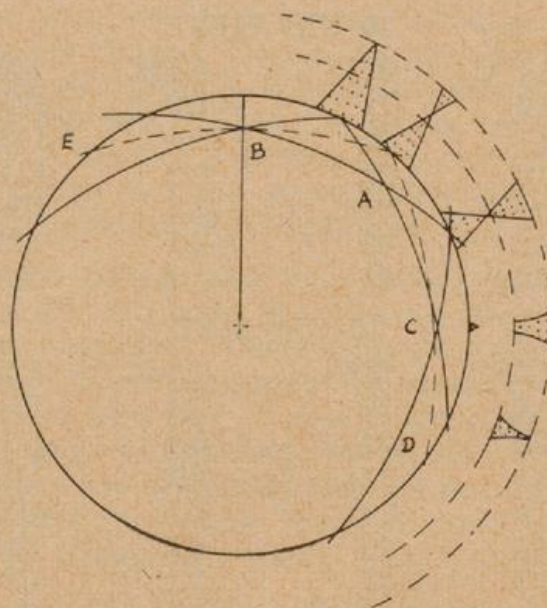


Abb. 2

Nach Abb. 2 ist die Entfernung des Reflexionspunktes vom Beobachter beim horizontalen Strahl durch BA gegeben. Da $\overline{EA} = \overline{AD} = 2 \overline{BA}$ für den horizontalen Strahl, so ist $\overline{BD} = 3 \overline{BA}$. Jenseits von C tritt, von B aus gesehen, nur noch das Spiegelbild in aufrechter Form in Erscheinung, es ist jedoch in der Vertikalen verzerrt. Diese Vertikalverzerrung wurde in den unten beschriebenen Fällen stets beobachtet, da die Alpen auf Grund der Berechnungen stets jenseits des Punktes C gelegen sind.

Nach den theoretischen Ausführungen sind also nun die folgenden Aufgaben gestellt:

1.) Ist im Falle einer beobachteten Luftspiegelung nach oben die Bedingung

$$\delta \geq \varepsilon (1 - k)$$

erfüllt bei der von den Radiosondeaufstiegen gelieferten Temperaturverteilung?

2.) Welches Bild kann in diesen Fällen gesehen werden auf Grund der Theorie, d. h. wo liegt bei Kenntnis des Reflexionspunktes an der Grenzschicht der Punkt C?

3.) Stimmt dieses theoretisch errechnete Bild mit dem beobachteten überein?

4.) Entspricht die beobachtete Spiegelung etwa der errechneten Breite σ des spiegelnden Streifens?

2.1. 13. Dezember 1951

Der typische Fall einer Luftspiegelung nach oben konnte am 13. Dezember 1951 durch das Personal der Bergwetterstation Gr. Falkenstein beobachtet werden. Die Wetterlage dieses Tages war gekennzeichnet durch ein Hochdruckgebiet, welches bereits seit mehreren Tagen über Mitteleuropa gelegen war und sich am 13. unter geringer Abschwächung nach Südosten verlagerte. Oberbayern und der Alpenraum befinden sich im Bereich alternder polarmaritimer Luftmassen, es ist heiter bei starken Strahlungsfrösten.

Die Radiosondenaufstiege von München am 13. um 10 Uhr und um 16 Uhr brachten die folgenden Druck-, Temperatur- und Feuchtwerte, denen die virtuelle Temperatur, die Luftdichte und der Luftdichtgradient noch hinzugefügt werden:

Höhe	Druck	Temperatur	Rel. Feuchte	Virt. Temp.	Dichte	$\Delta \rho / 100 \text{ m}$
H	p	T	f	T_v	ρ	
10 Uhr MEZ						
526 m	967 mb	-6,1°C	87%	-5,8°C	1261,6 gr/m ³	-26,0 gr/m ³
700	946	-2,3	72	-1,9	1216,4	-13,8
880	925	-2,7	65	-2,4	1191,6	-17,5
1330	874	0,6	29	0,8	1112,8	-11,4
1890	815	-2,3	34	-2,1	1048,8	-12,2
2100	794	-2,6	30	-2,5	1023,2	-9,8
2450	760	-5,2	15	-5,1	988,9	
16 Uhr MEZ						
526 m	966 mb	1,7°C	62%	2,1°C	1224,1 gr/m ³	-18,9 gr/m ³
590	961	3,0	50	3,4	1212,0	-13,5
810	932	1,6	31	1,8	1182,3	-17,9
970	914	3,1	17	3,2	1153,6	-14,1
1170	890	2,6	14	2,7	1125,3	-17,8
1310	875	4,0	17	4,2	1100,4	-9,3
1560	850	1,9	21	2,1	1077,1	-10,8
1900	815	0,0	18	0,1	1040,3	-12,0
2350	770	-1,0	14	-0,9	986,5	

Der in Abb. 3 gegebenen Darstellung des Verlaufes der virtuellen Temperatur und des Luftdichtegradients ist zu entnehmen, daß am Vormittag zwei gut ausgeprägte Inversionen in 700 m und 1330 m NN vorhanden waren. Bis zum Nachmittag senkten sie sich auf 590 m und 1310 m NN, dazwischen bildete sich eine weitere Inversion in 970 m NN aus. Während die untere Inversion in

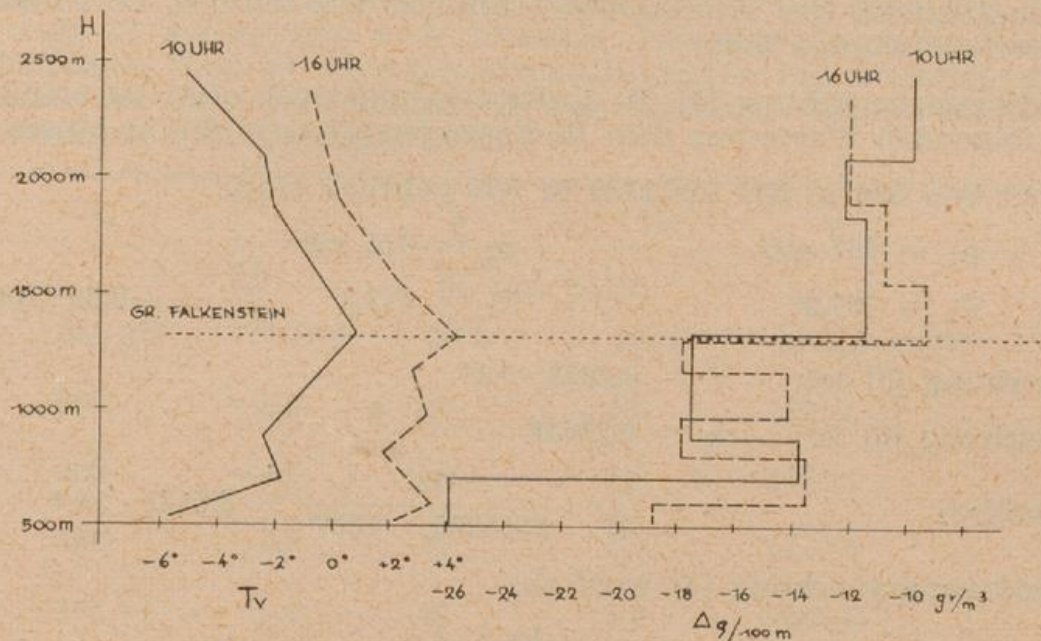


Abb. 3
Luftspiegelung nach oben, 13. Dezember 1951

700 m bis 590 m NN nur eine geringfügige Änderung im Luftdichtegradienten zeigte, normalisierte sich in der oberen Inversion 1330 m bis 1310 m NN der Luftdichtegradient beträchtlich um etwa $2,0 \text{ gr/m}^3$ im unteren Teil und um etwa $0,6 \text{ gr/m}^3$ im oberen Teile. Diese obere Inversion ist der Anlaß zur beobachteten Luftspiegelung gewesen, lag sie doch mit ihrer Schichtgrenze um 10 Uhr etwa 23 m über dem Beobachter auf dem Gr. Falkenstein. Dieser, Dipl.-Met. Werner, gab den folgenden Bericht:

„Seit Sonnenaufgang konnte die Alpenkette vom Hausruck bis zur Zugspitze in seltener Deutlichkeit beobachtet werden, wobei es leicht möglich war, eine Verzerrung einzelner bestimmter Gipfel auszumachen. Dabei war bemerkenswert, daß sich die Spiegelung anfangs nur in der östlich gelegenen Hälfte etwa bis zu den Hohen Tauern hervorhob. Am deutlichsten verzerrt war das doppelgipfelige Watzmann-Massiv, wobei der Teil etwa von 1000 bis 1300 m NN um ca. 200 bis 300 m in die Höhe gezogen schien. Besonders in seiner Umgebung wuchsen mehrere kleinere Gipfel unbekanntens Namens deutlich um die angegebene Zahl von Metern empor, so daß ein merkwürdig zackiges Bild entstand.

Um 9.30 Uhr war die Spiegelung vom östlichen zum westlichen Teil vorgezogen. Während die östlichen Massive annähernd ihre normale Gestalt annahmen, hob sich nun das Zugspitzmassiv mächtig über die nahe gelegenen Anhaltspunkte (Oberbreitenau im vorderen Bayerischen Wald), die es sonst fast verdeckten und nur eine winzige Kuppe erkennen ließen, hinaus. Die Verzerrung mag annähernd 500 m betragen haben. Entweder infolge einer Schwankung der Inversionsschicht oder durch Scintillation senkte und hob sich der Gipfel in stetem Wechsel um etwa 200 bis 300 m. Dabei hatte die sonst runde Kuppe ein mehr oder weniger spitzes Aussehen.

Langsam klang bis 12,30 Uhr die Erscheinung ab. Während der Dauer der Luftspiegelung ist einem unvoreingenommenen Beobachter die vorüber-

gehende Erwärmung beim Aufstieg auf den Gr. Falkenstein fühlbar aufgefallen.“

Die Spiegelung dauerte von 7,55 Uhr bis 12,30 Uhr, der Radiosondenaufstieg München um 10 Uhr liegt innerhalb dieses Zeitraumes. Auch die Sehlinie Gr. Falkenstein — Zugspitze führt fast direkt über München hinweg, so daß also der Vertikalzustand der Atmosphäre räumlich wie zeitlich in vollkommener Weise erforscht werden kann.

Die Bedingungsgleichung [4] für Luftspiegelung nach oben ist erfüllt, sofern man die folgenden Werte aus dem Radiosondenaufstieg 10 Uhr einsetzt, die in der Schicht von 526 m NN bis 1330 m NN gegeben sind:

$$\begin{array}{ll} p_1 = 967 \text{ mb} & p_2 = 874 \text{ mb} \\ T_1 = 267,2^\circ & T_2 = 273,8^\circ \end{array} \quad \frac{dT}{dz} = -0,82^\circ/100 \text{ m}$$

Nach Gleichung [3] ist: $\delta = 6,2693 \cdot 10^{-6}$

nach Gleichung [5] ist: $k = 0,25418$

und schließlich: $\varepsilon = \frac{H}{R} = \frac{23}{6366200 + 1307} = 3,6121 \cdot 10^{-6}$

Die Bedingungsgleichung [4] wird zu:

$$\begin{aligned} \varepsilon (1-k) &\leq \delta \\ 2,6939 \cdot 10^{-6} &< 6,2693 \cdot 10^{-6} \end{aligned}$$

Nunmehr läßt sich aus der Gleichung [6] die maximale Höhe der Schichtgrenze berechnen zu:

$$H_{\max} = 53,53 \text{ m}$$

das ist die absolute Höhe von 1360 m NN.

Die Breite σ des spiegelnden Streifens ist nach Gleichung [8]:

$$\sigma = 18,4'$$

Die Entfernung der Objekte beträgt zwischen Gr. Falkenstein und Watzmann 174 km, bzw. Zugspitze 250 km. Ihr entspricht einem σ von 18,4 Bogenminuten eine vertikale Höhendifferenz von 930 m bzw. 1337 m.

Zuletzt sind noch die Entfernung des Reflexionspunktes und die Lage des Punktes C zu berechnen nach der Gleichung [7]. Es ergibt sich

$$D_0 = 19,8 \text{ km}$$

Da in Abb. 2 $D = \overline{BA}$ und $\overline{BC} > 2 \overline{BA}$, liegt der Punkt C in größerem Abstand vom Beobachter in B als $2 \cdot 19,8 = 39,6 \text{ km}$, was den tatsächlichen Verhältnissen entspricht.

Die im Beobachtungsbericht erwähnte Wanderung der Spiegelung vom Osten (Watzmann) nach dem Westen (Zugspitze) sowie ihr Abklingen gegen 12,30 Uhr dürften auf die Veränderungen in der Höhenlage der Grenzschicht zurückzuführen sein. Über München war sie bis 16 Uhr auf 1310 m NN, über dem Gr. Falkenstein vermutlich noch tiefer abgesunken, wie aus dem letzten Satz des Beobachtungsberichtes entnommen werden kann.

Abschließend kann festgestellt werden, daß diese Luftspiegelung sowohl in ihrer Höhenlage wie in ihrer Spiegelungsbreite wie auch im ganzen Ablauf durchaus mit der Theorie in Übereinstimmung gebracht werden kann.

2.2. 15. November 1957

Einen weiteren Fall einer Luftspiegelung nach oben beobachtete das Personal der Bergwetterstation Gr. Falkenstein am 15. November 1957.

Die seit mehreren Tagen vom Nordmeer bis zum Balkan reichende Hochdruckzone, deren Südwestflanke über Süddeutschland gelegen war, verlagerte sich bis zum 15. geringfügig nach Südosten. Der oberbayerische Raum erhielt bei wolkenlosem Himmel typisches Strahlungswetter mit Ausbildung kräftiger Inversionen. Die Radiosondenaufstiege von München am 15. um 01 Uhr und 13 Uhr brachten die folgenden Daten:

H	p	T	f	T _v	ρ	Δ ρ/100 m
01 Uhr MEZ						
526 m	962 mb	1,4°C	95%	2,0°C	1219,5 gr/m ³	
750	935	-0,6	100	0,0	1193,9	-11,4 gr/m ³
1020	903	-2,3	100	-1,8	1160,7	-12,3
1150	888	3,3	87	4,0	1117,5	-33,2
1330	868	5,4	47	5,8	1085,3	-17,9
1630	838	4,0	41	4,4	1053,1	-10,7
2120	788	0,8	44	1,2	1001,8	-10,5
2280	775	1,0	30	1,2	985,3	-10,3
2850	720	0,0	23	0,2	918,7	-11,7
13 Uhr MEZ						
526 m	965 mb	3,8°C	79%	4,4°C	1212,7 gr/m ³	
750	939	1,9	91	2,6	1187,7	-11,2 gr/m ³
870	924	1,9	91	2,6	1168,8	-15,7
1120	897	5,7	70	6,4	1119,2	-19,9
1290	879	5,7	59	6,3	1097,1	-13,0
1860	818	2,9	60	3,4	1031,7	-11,5
2010	804	2,4	30	2,6	1017,0	- 9,8
2240	782	0,5	30	0,7	996,0	- 9,1
2730	738	0,1	25	0,3	941,3	-11,2
2880	722	0,9	15	1,0	918,6	-15,1

Dem in Abb. 4 gezeichneten Verlauf der virtuellen Temperaturen und der Luftdichtegradiënten kann entnommen werden, daß in der Nacht vom 14. zum 15. November eine gut ausgebildete Inversion mit ihrer Obergrenze in 1330 m

NN gelegen hat. Sie senkte sich im Laufe des Vormittages bis auf 1290 m NN unter gleichzeitiger Erwärmung der darunter gelegenen Luftmasse um durchschnittlich 2 Grad. Die darüber befindliche Luftmasse erfuhr nur eine unwesentliche Temperaturzunahme um 0,2 bis 0,5 Grad. Der Luftdichtegradient

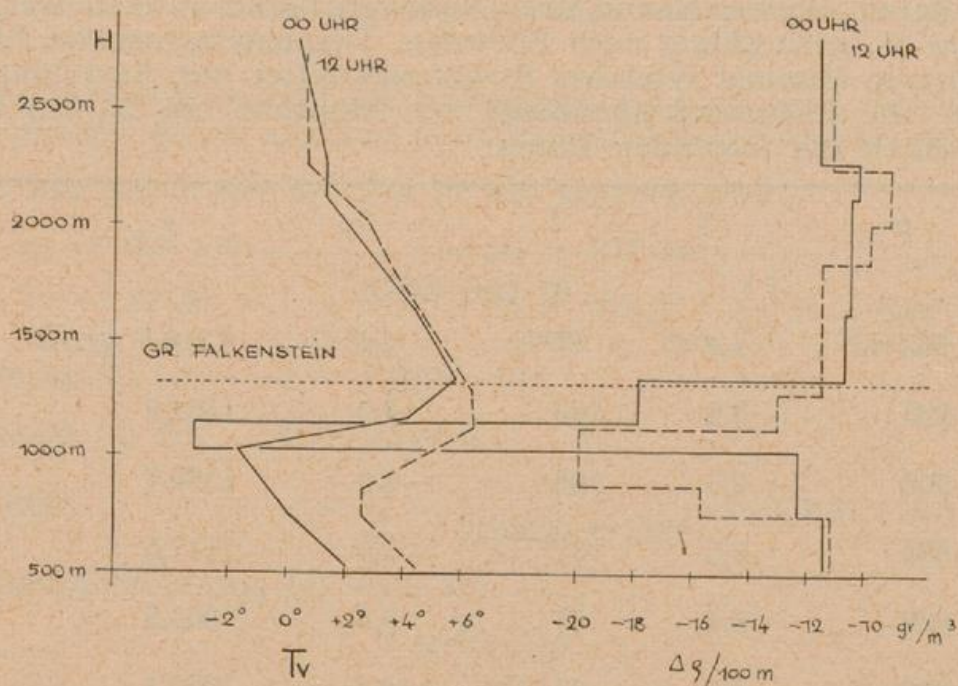


Abb. 4

Luftspiegelung nach oben, 15. November 1957

war von 750 m bis 1330 m anormal, darüber fast normal, jedoch deutete sich bereits in der Nacht in den Höhen um 2000 m eine weitere Inversion an, die sich bis zum Mittag weiter entwickelte. Die während der Nacht mangels jeglichen vertikalen Austausches kräftig ausgebildete Inversion mit einer Temperaturdifferenz (virt.) von 7,6 Grad ließ unter sich eine geschlossene Strato-cumulusdecke entstehen, die der Beobachter Weinberger vom Gr. Falkenstein derart beschreibt:

„Um 6,40 Uhr herrschte bei der Station eine Sicht von etwa 100 km bei 1/10 ci. Unter dem Stationsniveau lag eine geschlossene sc-Schicht mit einer Obergrenze bei 1150 m NN. Über dem Wolkenmeer lag in Richtung SE bis SSW eine schwache, durch Sonneneinstrahlung leicht rötlich gefärbte Dunstschicht, aus der um 7,05 Uhr bei Sichtverbesserung auf 200 km einzelne Alpengipfel mit abgeflachter Obergrenze sichtbar wurden.“

In diesem Moment der Sichtzunahme machte sich für den Beobachter die Brechung der Sehstrahlen an der Obergrenze der Inversion in 1330 m NN, also 23 m oberhalb des Standpunktes bemerkbar. Es entstand die Luftspiegelung nach oben, die Weinberger so schildert:

„Durch zunehmende Sonneneinstrahlung breitete sich die Spiegelung rasch von SE über S nach SSW aus. Während die Alpengipfel im SE um 7,21 Uhr wieder in ihre normale Form übergingen, war dies im S bis SW erst um 7,27 Uhr der Fall. Mit dem Theodolit konnte man durch die schwache Dunstschicht die oberen Konturen der einzelnen Gipfel sehen, welche eine starke horizontale Verzerrung gegenüber dem Normalbild aufzuweisen hatten. Nach 7,27 Uhr herrschte normale Alpensicht bis gegen 8,00 Uhr. Während der ganzen Erscheinungsdauer waren nur die höheren Alpenberge in diesen Vorgang mit einbezogen.“

Es ist offensichtlich, daß die Wanderung dieser Spiegelung auf eine geringe Neigung der reflektierenden Inversionsfläche zurückzuführen ist, die gerade zwischen 7,05 Uhr und 7,27 Uhr das Phänomen ermöglichte. Sie wird sich später fortgesetzt haben derart, daß schließlich um 13 Uhr während des nächsten Radiosondenaufstieges diese Fläche auf 1290 m NN vorgefunden wurde.

Für die folgenden Rechnungen wird die vom Beobachter durchsehene Luftschicht von 1020 m bis 1330 m NN angenommen, sie ist durch die folgenden Werte nach dem Nachtaufstieg von München gekennzeichnet:

$$p_1 = 903 \text{ mb} \quad p_2 = 868 \text{ mb} = 651,1 \text{ mm}$$

$$T_1 = 271,2^\circ \quad T_2 = 278,8^\circ$$

$$\frac{dT}{dz} = -2,45^\circ/100 \text{ m}$$

Es ergibt sich nach Gleichung [3]:

$$\delta = 6,9373 \cdot 10^{-6}$$

nach Gleichung [5]:

$$k = 0,36637$$

und schließlich:

$$\varepsilon = \frac{H}{R} = \frac{23}{6367507} = 3,6121 \cdot 10^{-6}$$

Die Bedingungsgleichung [4]

$$\varepsilon (1 - k) \leq \delta$$

ist derart erfüllt:

$$2,2887 \cdot 10^{-6} < 6,9373 \cdot 10^{-6}$$

Die maximale Höhe der Schichtgrenze ist nach Gleichung [6]:

$$H_{\max} = 69,71 \text{ m}$$

Dieser Wert entspricht einer absoluten Höhe von 1373 m NN.

Die Breite σ des spiegelnden Streifens ist nach Gleichung [8]:

$$\sigma = 20,97'$$

Da im Beobachtungsbericht die gespiegelten Alpengipfel namentlich nicht genannt sind, wird angenommen, daß die im Sektor S bis SSW gesehenen Gipfel in dem Watzmann-Massiv gelegen haben. Die Entfernung von Gr. Falkenstein beträgt 174 km. Die vertikale Höhendifferenz, welche einem σ von 20,97 Bogenminuten entspricht, ist dann 1062 m.

Die Entfernung des Reflexionspunktes ergibt sich aus Gleichung [7] zu

$$D_0 = 21,5 \text{ km}$$

Mithin ist der Punkt C in Abb. 2 vom Beobachter mehr als $2 D = 43 \text{ km}$ entfernt, was durchaus den Tatsachen entspricht. Es kann somit nur noch vertikale Verzerrung jenseits des Punktes C auftreten. Auch diese wurde nur beobachtet. —

Mit diesem zweiten Beispiel ist wiederum die gute Übereinstimmung zwischen der Theorie Wegeners und den in der Atmosphäre gemessenen Werten gezeigt worden.

Es folgt noch ein dritter Fall, der zwar gute Beobachtungen, jedoch nicht die direkte Erfüllung der Bedingungsgleichung [4] bringt.

2.3. 8. Januar 1952

Die Wetterlage dieses Tages ist durch antizyklonale Westlage mit hohem Druck über Süddeutschland charakterisiert. Im Bereich gealterter Meeresluft über Südbayern liegt zwischen Donautal und Alpen während des ganzen Tages eine geschlossene Stratusdecke mit Obergrenze in 1000 bis 1200 m NN. In größeren Höhen werden noch 5/10 ac lent beobachtet. Der Beobachter Ludwig auf der Bergwetterstation Gr. Falkenstein berichtet:

„Ab 10,15 Uhr konnte die Alpenkette vom Wilden Kaiser bis zum Wiener Becken beobachtet werden. Um 12,15 Uhr wurden im Süden — an der Westseite der Reiter Alpe und am Watzmann-Massiv — die ersten Luftspiegelungen beobachtet. Die unteren Bergspitzen wuchsen in zylindrischer Form bis 2000 m NN mit scharfer Obergrenze empor. Dort bogen die Verzerrungen nach links und rechts etwas aus. Die unterhalb 2000 m NN gelegenen Bergspitzen wuchsen um 200 bis 300 m über ihre Normalhöhe hinaus. Die über 2000 m NN emporragenden Bergspitzen hatten ihre Normalhöhe ohne Verzerrung. Die Spiegelungen verschoben sich zwischen 12,25 Uhr und 16,30 Uhr von Süden nach Südosten. Das Eigenartige an den Spiegelungen war, daß sie nur an der Westseite von geschlossenen Bergketten entstanden, so z. B. an der Westseite der Reiter Alpe, des Watzmannes, des Tennengebirges und des Dachsteinmassives. Um 16,30 Uhr lösten sich die Luftspiegelungen auf (Sonnenuntergang 16,17 Uhr).“

Die Radiosondenaufstiege dieses Tages um 10,30 Uhr und 16 Uhr ergaben die folgenden Werte:

H	p	T	f	T _v	ρ	Δ ρ/100 m
10,30 Uhr MEZ						
526 m	972 mb	0,0°C	76%	0,5°C	1238,9 gr/m ³	—17,4 gr/m ³
980	919	2,8	50	3,2	1159,9	—15,1
1200	894	3,0	81	3,6	1126,7	—12,8
1700	841	2,4	47	2,8	1063,0	—11,3
2000	810	0,9	57	1,4	1029,1	—10,5
2870	726	—3,4	36	—3,2	938,1	
16,00 Uhr MEZ						
526 m	968 mb	0,2°C	70%	0,6°C	1233,4 gr/m ³	—24,1 gr/m ³
676	950	3,1	72	3,6	1197,3	—15,3
1030	911	4,3	52	4,8	1143,2	—14,7
1170	894	3,9	77	4,6	1122,7	—12,8
1350	875	3,9	59	4,4	1099,6	—11,6
1580	850	2,7	57	3,2	1072,8	—11,0
2250	782	—0,5	40	—0,2	999,3	

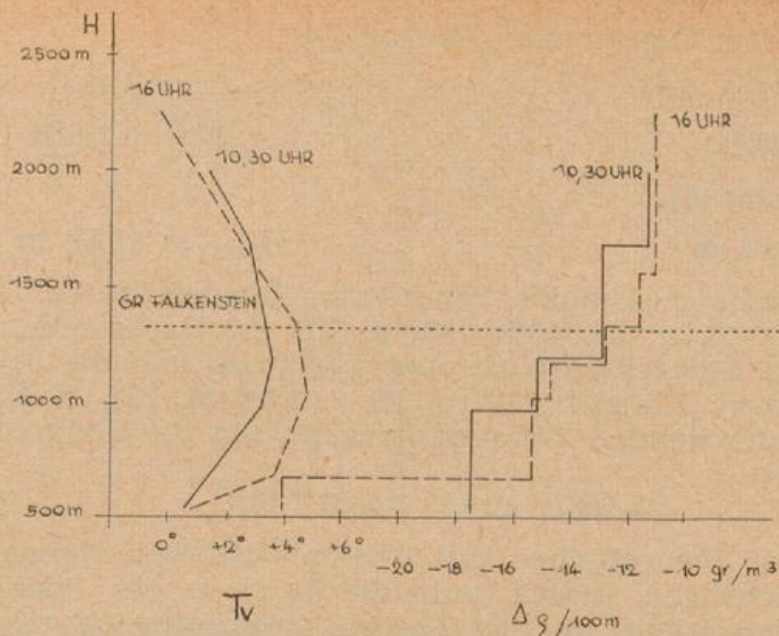


Abb. 5
Luftspiegelung nach oben, 8. Januar 1952

Der vertikale Temperaturverlauf zwischen 10,30 und 16 Uhr, wie er in Abb. 5 dargestellt ist, zeigt neben der tageszeitlichen Erwärmung zwischen dem Boden und 1600 m Höhe eine bemerkenswerte und für das Verständnis der beobachteten Luftspiegelung entscheidende Tatsache: die Hebung der in diesem Bereich gelegenen Inversionen. Sie wird deutlich an der 980 m-Schicht um 10,30 Uhr, die um 16 Uhr in 1030 m angetroffen wird, ebenso an der 1200 m-Schicht um 10,30 Uhr, die nachmittags in 1350 m wiederzufinden ist. Entsprechend der stärkeren Erwärmung in den unteren Schichten findet auch eine Umkehr der wärmsten Punkte statt, die vormittags in 1200 m, nachmittags in 1030 m liegen.

Mit dieser allgemeinen Erwärmung und der Hebung der Inversionen ist natürlich auch die Hebung der Inversionsobergrenze als der bei der Luftspiegelung reflektierenden Schichtgrenze verbunden.

Nach den in den Kapiteln 2.1. und 2.2. untersuchten Fällen ist es natürlich klar, daß auf Grund der Temperaturverteilung um 10,30 Uhr eine solche Spiegelung nicht zustande kommen kann (eine Spiegelung nach unten ist dagegen nicht ausgeschlossen, jedoch nach den beobachteten Vertikalverzerrungen unwahrscheinlich. Derartige Spiegelungen zeigen Vertikalschrumpfungen). Es ist aber die Inversionsobergrenze im Laufe des Mittags über das Niveau des Gr. Falkenstein angestiegen bis zu 1350 m NN um 16 Uhr. Berechnet nun nach Gleichung [6] die maximale Höhe der reflektierenden Schichtgrenze, so läßt sich, zeitlich linearer Temperaturgang vorausgesetzt, der Zeitraum einer möglichen Luftspiegelung nach oben angeben.

Zunächst sollen die Faktoren δ und k in Gleichung [6] mit den um 10,30 Uhr für die Schicht von 526 m bis 1200 m und um 16 Uhr für die Schicht von 526 m bis 1350 m gemessenen Werten berechnet werden:

10,30 Uhr		16 Uhr	
$p_1 = 972 \text{ mb}$	$p_2 = 894 \text{ mb} = 670,6 \text{ mm}$	$p_1 = 968 \text{ mb}$	$p_2 = 875 \text{ mb} = 656,3 \text{ mm}$
$T_1 = 273,5^\circ$	$T_2 = 276,6^\circ$	$T_1 = 273,6^\circ$	$T_2 = 277,4^\circ$
$\frac{dT}{dz} = -0,46^\circ / 100 \text{ m}$		$\frac{dT}{dz} = -0,46^\circ / 100 \text{ m}$	

Somit sind nach den Gleichungen [3] und [5]:

$$\delta = 2,9129 \cdot 10^{-6}$$

$$\delta = 3,4831 \cdot 10^{-6}$$

$$k = 0,23740$$

$$k = 0,23204$$

und nach Gleichung [6]:

$$H_{\max} = 24,32 \text{ m}$$

$$H_{\max} = 28,88 \text{ m}$$

Die Horizontalfläche maximaler Temperatur überschritt bei linearem Temperaturgang um 14,30 Uhr die Höhe 1307 m NN des Beobachters. Theoretisch hat zu dieser Zeit die Spiegelung nach oben begonnen und bis 15,30 Uhr gedauert, dem Zeitpunkt ihrer Höhe in $1307 + 29 = 1336 \text{ m}$. Um 16 Uhr war nach der zu dieser Zeit herrschenden Temperaturverteilung die Bedingungsgleichung [4] nicht mehr erfüllt:

$$5,1861 \cdot 10^{-6} > 3,4831 \cdot 10^{-6}$$

Der Vergleich der theoretischen mit den tatsächlichen Zeiten der Spiegelung zeigt zwar Unterschiede, jedoch kann die Existenz des Phänomens innerhalb der Beobachtungszeit auch aus der Theorie einwandfrei abgeleitet werden. Die Unterschiede werden durch die in der Theorie geforderte, völlig horizontale Lage der reflektierenden Grenzfläche erklärt, die in der Praxis keineswegs gegeben ist. Es können Schwankungen um wenige Dekameter die Reflexion zeitlich und auch räumlich (Änderung der spiegelnden Breite σ) wesentlich variieren. Darüber wird noch im Kapitel 4. berichtet werden.

Es sei schließlich noch die Breite des spiegelnden Streifens nach Gleichung [8] berechnet für Beginn ($H = 0$) und Ende ($H = H_{\max}$) der Spiegelung:

$$\sigma_B = 9724 \sqrt{\delta} = 18,15'$$

$$\sigma_E = 0$$

Die Breite beträgt also maximal 18,15', das ist eine vertikale Erstreckung am Watzmann in 174 km Entfernung von 986 m. Bei einer Basislinie von 1307 m traten mithin am Watzmann Verzerrungen im Höhenbereich $1307 \pm 493 \text{ m}$, also zwischen 814 m NN und 1800 m NN auf, was etwa den Beobachtungen entspricht. —

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß auch diese dritte Luftspiegelung nach oben die Theorie W e g e n e r s bestätigt. Sie kann nicht direkt mit der in München registrierten vertikalen Temperaturverteilung, wohl aber mit der zeitlichen Entwicklung zwischen zwei Messungen koordiniert werden.

3. Theorie der Luftspiegelung nach unten

Wird im vergangenen Kapitel die Existenz einer reflektierenden Grenzschicht als Obergrenze einer Inversion oberhalb des Beobachters angenommen, so ist nunmehr bei Spiegelungen nach unten eine derartige Schichtgrenze unterhalb des Beobachters zu fordern. Diese Bedingung ist in der Natur viel häufiger erfüllt, vollends in der Stellung eines Beobachters auf Bergen, da dann eine meist mehrere Dekameter starke Luftschicht zwischen ihm und dem Objekt unterhalb seiner Kimmlinie gelegen ist. In Abb. 6 ist mit dem Radius $\frac{R^*}{k}$ der untere Grenzstrahl vom Beobachter B zum Punkt P auf der reflektierenden Grenzschicht, die nicht mit der Erdoberfläche identisch ist, eingezeichnet. Der Radius dieser Grenzschicht beträgt $R^* = R + H$, wobei R der Erdradius und H die absolute Höhe der Grenzschicht bezeichnen. H ergibt sich aus den Messungen des Radiosondenaufstieges. Der mit dem gleichen Krümmungsradius gezeichnete Bogen BC stellt die Sicht nach der Oberfläche dieser Grenzschicht

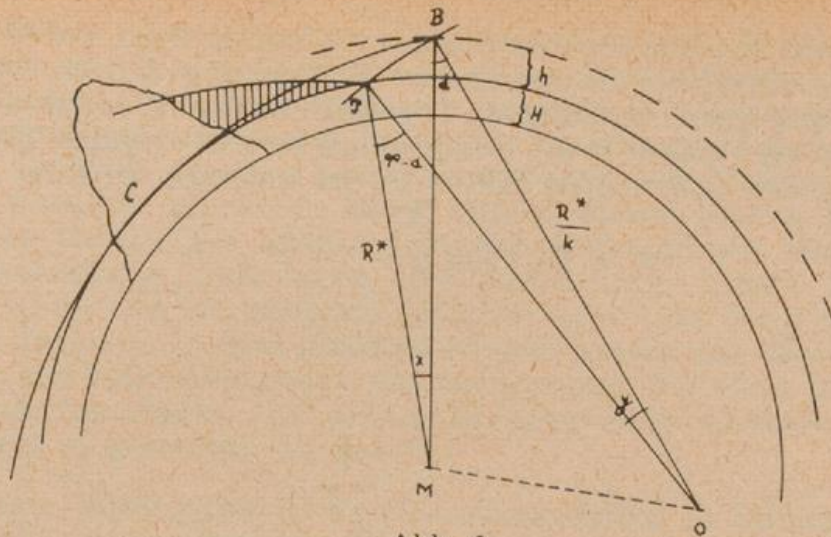


Abb. 6

dar. Der Winkel zwischen den beiden Kreisbögen ist die Breite des spiegelnden Streifens. Bezeichnet man mit h die Höhe des Beobachters über der Grenzschicht, mit α den Einfallswinkel des Strahles an der Schichtgrenze und mit d den Winkel OBM, dann gilt nach dem Kosinussatz für die beiden Dreiecke OBM und OPM:

$$\left(\frac{R^*}{k}\right)^2 + (R^* + h)^2 - 2 \frac{R^*}{k} (R^* + h) \cos d = \left(\frac{R^*}{k}\right)^2 + R^{*2} - 2 \frac{R^{*2}}{k} \sin \alpha$$

Es sei $\varepsilon = \frac{h}{R^*}$ und als kleine Größe somit $\frac{1}{1 + \varepsilon} = 1 - \varepsilon$ dann folgt:

$$\cos d = k \varepsilon + (1 - \varepsilon) \sin \alpha \quad [9]$$

Die Länge des Sehstrahles BP wird mit D bezeichnet, sie ergibt sich unter Zuhilfenahme der Winkel x und y , wobei $\sin x = \frac{D}{R^*}$ und $\sin y = \frac{D \cdot k}{R^*}$, derart:

$$D = \frac{R^*}{1 - k} (\sin d - \cos \alpha) \quad [10]$$

Für die untere Grenze des spiegelnden Streifens ergibt sich aus der Gleichung [9] unter Einsetzung von $\sin \alpha = \frac{1}{n}$ und gemäß der Ableitung zu Gleichung [3] $n - 1 = \delta$, also:

$$\sin \alpha = \frac{1}{1 + \delta} = 1 - \delta$$

endlich

$$\cos d_u = 1 - \delta - \varepsilon (1 - k)$$

oder:

$$\sin d_u = \sqrt{2 \delta + 2 \varepsilon (1 - k)} \quad [11]$$

Die Länge dieses Sehstrahles mit dem Depressionswinkel d_u ergibt sich aus Gleichung [10] unter Einführung von

$$\cos \alpha = \sqrt{2 \delta}$$

$$D_u = \frac{R^*}{1 - k} (\sin d_u - \sqrt{2 \delta})$$

$$D_u = \frac{R^* \sqrt{2}}{1 - k} (\sqrt{\delta + \varepsilon (1 - k)} - \sqrt{\varrho}) \quad [12]$$

In den nachfolgenden beobachteten Luftspiegelungen ist es von Interesse, die vertikale Ausdehnung des spiegelnden Streifens am Objekt Alpen theoretisch

zu berechnen und mit den Beobachtungen zu vergleichen. In Abb. 7 sei mit X die Höhe dieses Streifens an den in der Entfernung Z vom Beobachter in B gesichteten Alpenbergen bezeichnet. Die Entfernung Z wird auf der Grenzschicht, also der im Punkte P die Sehstrahlen reflektierende Fläche angenommen. Die Länge des Sehstrahles $BP = D_u$ ist bekannt, es folgt aus dem Dreieck ABP :

$$Y = D_u \cdot \sin \alpha = D_u (1 - \delta)$$

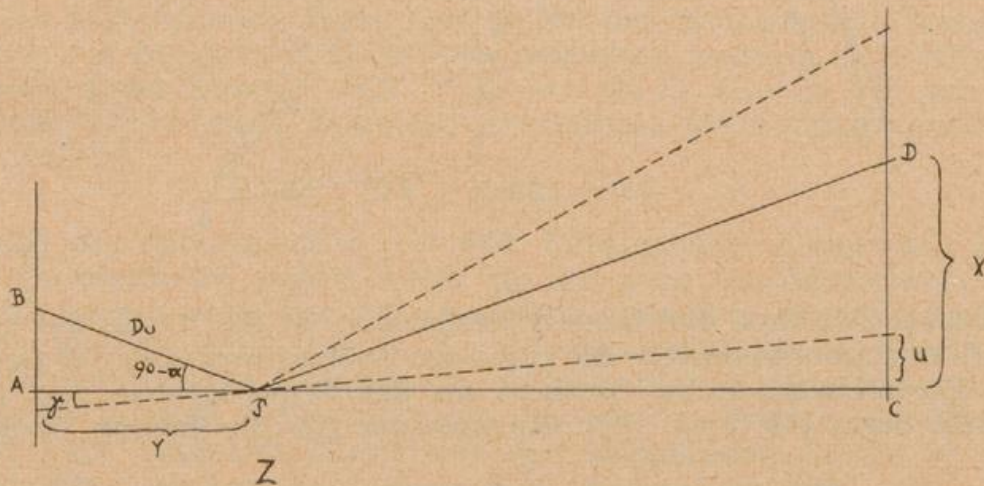


Abb. 7

Aus dem Dreieck PCD ergibt sich die Strecke X zu:

$$X = (Z - Y) \operatorname{ctg} \alpha$$

für $\operatorname{ctg} \alpha = \frac{\sqrt{2} \delta}{1 - \delta}$

wird eingesetzt: $\operatorname{ctg} \alpha = (1 + \delta) \sqrt{2} \delta$

und man erhält:

$$X = \sqrt{2} \delta (Z (1 + \delta) - D_u) \quad [13]$$

Nunmehr kann also nach der Berechnung der Größen δ , ε und k aus den Gleichungen [3] und [5] nach den Registrierungen der Radiosonde die Länge des Sehstrahles D_u und schließlich die vertikale Ausdehnung der Spiegelung am Objekt berechnet und mit der Beobachtung verglichen werden.

Eine Bedingungsgleichung wie bei den Luftspiegelungen nach oben in Gleichung [4] gibt es hier nicht, da praktisch jeder noch so kleine Temperatur-sprung den Sehstrahl ablenken, aber erst in den Fällen starker Temperatur-differenzen für den Beobachter zu einer sichtbaren Spiegelung reflektieren wird.

3.1. 18. November 1952

Seit mehreren Tagen bestand eine Brücke zwischen dem ostatlantischen und dem russischen Hochdruckgebiet, auf deren Südseite am 18. November mit einer schwachen Ostströmung von Polen her Luftmassen einsickerten, die besonders in den Schichten zwischen 800 m und 1100 m sehr warm waren. Am Morgen lag über der Donauebene eine geschlossene Wolkendecke mit Obergrenze um 1000 m NN, die sich im Laufe des Vormittages bis in das Zwieseler Becken zwischen dem vorderen und hinteren Bayerischen Wald ausgedehnt hatte und dort nach den Beobachtungen auf dem Gr. Falkenstein eine Obergrenze um 950 m NN erreichte. Von 16,00 bis 16,20 Uhr wurde an der Bergwetterstation eine Luftspiegelung beobachtet, die der Dipl.-Met. Werner so schildert:

„Die blaugraue Silhouette der Alpen war etwa vom Watzmann ab bis zur Zugspitze hin durch eine dahinter liegende dunkle Wolkenmasse nur sehr schwer in Einzelheiten, nach Osten hin dagegen vor einem gelblichen, freien Himmel gut zu erkennen. Am letzteren Teil wurde keine Luftspiegelung beobachtet, lediglich an dem markanten Watzmann-Massiv und einem unbekanntem, westlich gelegenen Berg. Hinter diesen beiden Erhebungen lag die zerrissene Grenze der oben erwähnten Wolkenmasse. Auch gerade diese porösen Wolkenteile unterlagen der Spiegelung, indem einzelne kleine Lücken zwischen den Bergkuppen plötzlich groß und dann wieder klein bis gar nicht erschienen. In dem gleichen Niveau hatten der Watzmann und sein Nachbar typische Erscheinungen der Spiegelung, die einer ständigen Änderung unterworfen waren. Die größte Zerrung einer bestimmten Partie mag zu 250 bis 300 m geschätzt werden.“

Der um 16 Uhr durchgeführte Radiosondenaufstieg in München brachte die folgenden, in Abb. 8 dargestellten Werte:

H	p	T	f	T _v	ρ	Δ ρ/100 m
526 m	953 mb	−3,2°C	95%	−2,8°C	1229,5 gr/m ³	
552	950	−3,6	93	−3,3	1227,9	− 6,2 gr/m ³
790	922	−6,0	98	−5,7	1202,4	−10,7
1170	878	5,0	57	5,5	1099,0	−27,2
1770	816	1,1	43	1,4	1036,7	−10,4
2806	716	−6,5	52	−6,3	935,9	− 9,8

Es ist also eine ausgeprägte Grenzschicht in 1170 m NN vorhanden, die zur Reflexion der vom Gr. Falkenstein in 1307 m NN nach den Alpen gerichteten Sehstrahlen führte.

Die folgenden Berechnungen nach der Wegenerschen Theorie gehen von der Basislinie AC in Abb. 6 aus und setzen:

$$h = 1307 - 1170 = 137$$

$$R^* = 6366200 + 1170 = 6367370$$

Dann ergibt sich in der Inversionsschicht 790 m bis 1170 m mit den Werten:

$$p_1 = 922 \text{ mb} \quad p_2 = 878 \text{ mb} = 658,6 \text{ mm}$$

$$T_1 = 267,3^\circ \quad T_2 = 278,5^\circ$$

$$T_2 - T_1 = 11,2^\circ$$

nach Gleichung [3]:

$$\delta = 1,0503 \cdot 10^{-5}$$

und in der Schicht 1170 m bis 1770 m, in der die Sehstrahlen verlaufen, mit den Werten:

$$p_1 = 878 \text{ mb} \quad p_2 = 816 \text{ mb}$$

$$T_1 = 278,5^\circ \quad T_2 = 274,4^\circ$$

$$\frac{dT}{dz} = +0,68^\circ / 100 \text{ m}$$

nach Gleichung [5]:

$$k = 0,17526$$

$\varepsilon = \frac{h}{R^2}$ erhält den Wert:

$$\varepsilon = 2,1516 \cdot 10^{-5}$$

Nunmehr beträgt die Länge des Sehstrahles D_u mit dem Depressionswinkel d_u nach Gleichung [12]:

$$D_u = 22\,646 \text{ m}$$

Die vertikale Ausdehnung des spiegelnden Streifens, in Abb. 7 mit X bezeichnet, ergibt sich nach Gleichung [13] für $Z = 174\,000 \text{ m}$ als der Entfernung Gr. Falkenstein — Watzmann zu:

$$X = 693,7 \text{ m}$$

Auf der Basislinie 1170 m würde demnach die größte Höhe der Spiegelungserscheinungen am Watzmann in etwa 1864 m NN erreicht sein. Die Rechnung entspricht der Beobachtung: „indem einzelne kleine Lücken zwischen den Bergkuppen plötzlich groß und dann wieder klein bis gar nicht erschienen.“

Ein weiterer Fall einer Luftspiegelung nach unten, der jedoch nur einer kleinen Notiz in der Klimatabelle des Gr. Falkenstein entnommen ist (ohne ausführlichen Beobachtungsbericht), war am 24. und unter gleichen Bedingungen nochmals am 26. Januar 1949 gegeben.

3.2. 24./26. Januar 1949

Nach einer zehntägigen, zeitweise stürmischen Westwetterlage baute sich am 22. Januar 1949 ein Hochdruckgebiet über Mitteleuropa auf, in dem die eingeströmten polarmaritimen Luftmassen sich bei anhaltend wolkenlosem Himmel durch rasche Abtrocknung zu kontinentaler Kaltluft umwandelten. Zwischen dem 23. und 30. konnten bei Feuchterückgang bis zu 8% in den Mittagsstunden vom Gr. Falkenstein täglich die Alpen in seltener Klarheit gesehen werden. Eine erste Luftspiegelung ist in den Aufzeichnungen unter dem 24. vormittags notiert, eine zweite unter dem 26. vormittags. Beide sollen im Folgenden behandelt werden.

Der Radiosondenaufstieg des 24. um 10 Uhr ergab:

H	p	T	f	T_v	ρ	$\Delta \rho / 100 \text{ m}$
526 m	967 mb	—5,9°C	90%	—5,6°C	1260,7 gr/m ³	—25,1 gr/m ³
860	930	2,0	67	2,5	1176,8	—11,6
1700	836	—3,2	57	—3,0	1079,4	—13,8
2430	762	—1,6	24	—1,5	978,4	

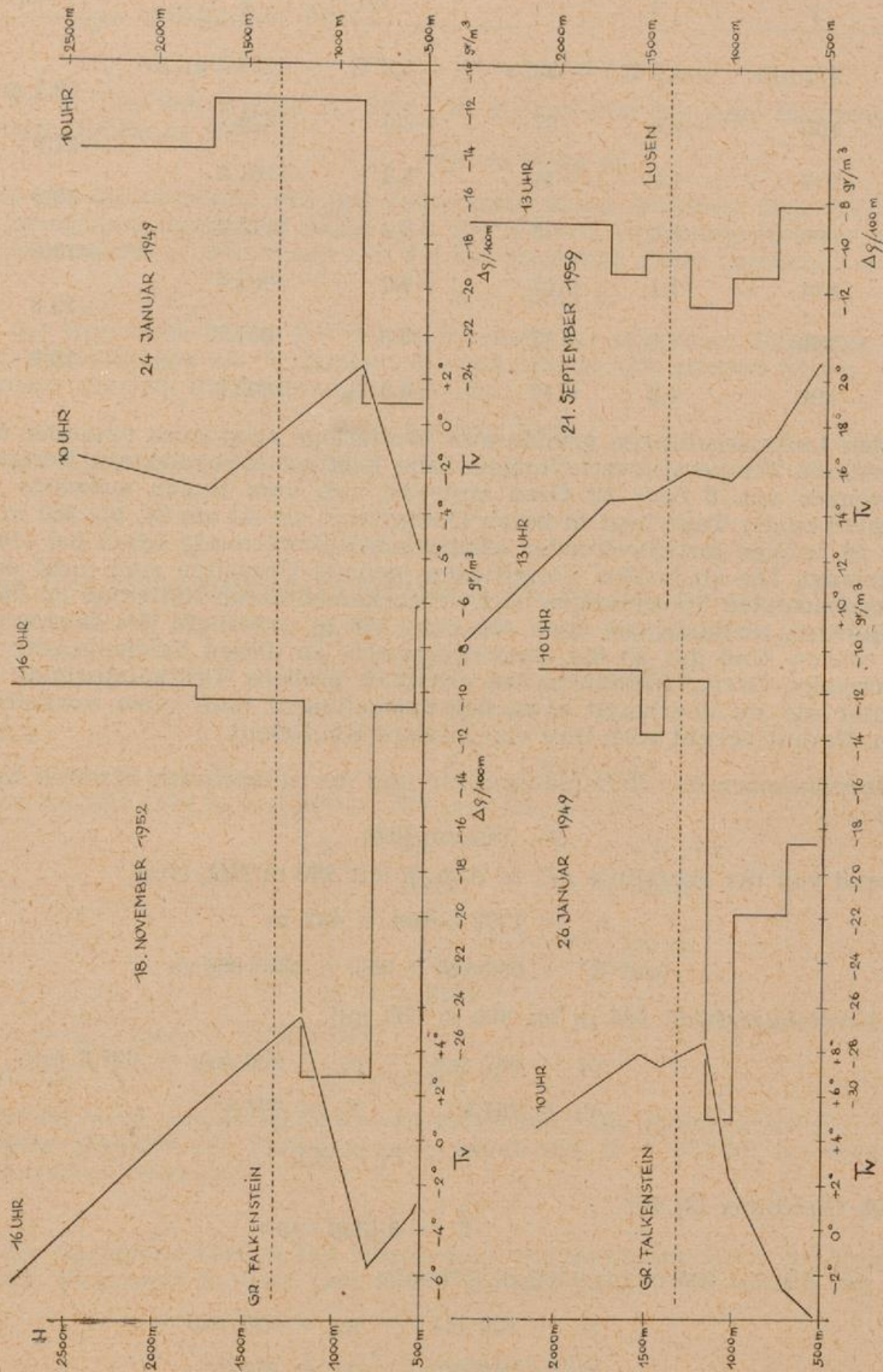


Abb. 8
Luftspiegelungen nach unten.

und des am 26. um 10 Uhr:

H	p	T	f	T _v	ρ	Δ ρ/100 m
526 m	972 mb	-4,2°C	88 ⁰ / ₀	-3,9°C	1259,2 gr/m ³	-18,7 gr/m ³
710	950	-2,9	87	-2,6	1224,7	-21,9
1000	917	1,9	44	2,3	1161,2	-32,0
1144	900	8,2	18	8,4	1115,0	-11,4
1390	874	7,1	<17	7,3	1087,0	-13,8
1530	860	7,6	<17	7,8	1067,7	-10,9
2107	800	4,3	<17	4,5	1005,0	

Die beiden Luftspiegelungen gemeinsame Wetterlage zeigt auch einander ähnliche vertikale Temperaturverteilungen. Eine kräftige Inversion mit Temperaturdifferenzen von 8 bzw. 12 Grad erstreckt sich vom Boden aufwärts. Der Unterschied beider Tage liegt in deren Obergrenze, sie ist am 24. bis 860 m NN und am 26. infolge fortschreitender adiabatischer Erwärmung schon bei 1144 m NN angelangt. Die an beiden Vormittagen (genaue Uhrzeiten sind nicht angegeben) beobachteten Spiegelungen nach unten kamen durch Reflexion an diesen Grenzschichten zustande, die etwa 450 bzw. 160 m unterhalb des Beobachters gelegen waren. Und das ist das Bemerkenswerte an diesen Spiegelungen: ihre reflektierenden Grenzschichten hatten erheblich größere Vertikalabstände vom Beobachter als sie überhaupt etwa bei Spiegelungen nach oben vorkommen könnten. Darauf beruht auch ihre viel größere Häufigkeit.

Die Berechnungen der Reflexionspunkte und der spiegelnden Streifen haben ergeben:

24. Januar 1949

Ausgehend von der Basislinie AC in Abb. 6 mit 860 m NN, sind

$$h = 1307 - 860 = 447 \text{ m}$$

$$\text{und } R^* = 6366200 + 860 = 6367060 \text{ m}$$

In der Inversionsschicht 526 m bis 860 m NN mit:

$$p_1 = 967 \text{ mb} \quad p_2 = 930 \text{ mb} = 697,6 \text{ mm}$$

$$T_1 = 267,4^\circ \quad T_2 = 275,5^\circ$$

$$T_2 - T_1 = 8,1^\circ$$

gilt nach Gleichung [3] für

$$\delta = 8,1308 \cdot 10^{-6}$$

und in der Schicht 860 m bis 1700 m NN mit:

$$p_1 = 930 \text{ mb} \quad p_2 = 836 \text{ mb}$$

$$T_1 = 275,5^\circ \quad T_2 = 270,0^\circ$$

$$\frac{dT}{dz} = +0,66^\circ / 100 \text{ m}$$

nach Gleichung [5] für

$$k = 0,17446$$

$\varepsilon = \frac{h}{R^*}$ erhält den Wert

$$\varepsilon = 7,0207 \cdot 10^{-5}$$

Die Länge des Sehstrahles D_u vom Gr. Falkenstein bis zum Reflexionspunkt ist nach Gleichung [12]:

$$D_u = 57570 \text{ m}$$

Da in der Klimatabelle des Gr. Falkenstein keine Angaben über die Objekte der Spiegelung enthalten sind, wird für Z nach Gleichung [13] der Abstand Gr. Falkenstein — Watzmann mit 174 km angesetzt. Dann berechnet sich

$$X = 469,5 \text{ m}$$

Auf der Basishöhe 860 m NN würde demnach die maximale Höhe der Spiegelungserscheinungen am Watzmann in etwa 1330 m NN gelegen haben.

Analog ergeben die Rechnungen für den

26. Januar 1949

mit der Basislinie in 1144 m NN:

$$h = 163 \text{ m}$$

$$R^* = 6\,367\,344 \text{ m}$$

In der Inversionsschicht 526 m bis 1144 m NN mit den Werten:

$$p_1 = 972 \text{ mb} \quad p_2 = 900 \text{ mb} = 675,1 \text{ mm}$$

$$T_1 = 269,1^\circ \quad T_2 = 281,4^\circ$$

$$T_2 - T_1 = 12,3^\circ$$

gilt für

$$\delta = 1,1624 \cdot 10^{-5}$$

In der Schicht 1144 m bis 1390 m NN mit den Werten:

$$p_1 = 900 \text{ mb} \quad p_2 = 874 \text{ mb}$$

$$T_1 = 281,4^\circ \quad T_2 = 280,3^\circ$$

$$\frac{dT}{dz} = +0,45^\circ / 100 \text{ m}$$

$$\text{ist } k = 0,19220$$

Mit $\varepsilon = \frac{h}{R^*}$, hier $\varepsilon = 2,560 \cdot 10^{-5}$

ergibt sich $D_u = 25\,352 \text{ m}$

Wiederum wird wegen fehlender Angaben über die gespiegelten Objekte der geringste Abstand Gr. Falkenstein — Alpen mit $Z = 174\,000 \text{ m}$ (Watzmann) angenommen, dann ist:

$$X = 716,7 \text{ m}$$

Auf der Basishöhe 1144 m NN würde dann die maximale Höhe der Spiegelungen am Watzmann in etwa 1861 m NN gelegen haben.

3.3. 21. September 1959

Als letzte der Spiegelungen nach unten wird nun noch eine Beobachtung mitgeteilt, die der Verfasser auf dem Gipfel des Lusen (1373 m NN) am 21. Sep-

tember 1959 gegen 12 Uhr machen konnte. Gelegentlich einer Wanderung mit dem Oberkonservator an der Landesuniversität München, Herrn Dipl.-Ing. Dirnagl, konnte zu dieser Zeit das Massiv des Dachsteines in 163 km Entfernung als einziges der Alpen über einem geschlossenen Wolkenmeer beobachtet werden, dessen Obergrenze im Bayerischen Wald in etwa 1250 m NN gelegen hat. Diese Obergrenze stieg nach Süden an und erreichte am Alpenrand (Höhe Watzmann) etwa 2400 m NN. Das Watzmann-Massiv war nicht sichtbar, nur die Randgipfel um die Dachstein-Gletscher, also der Hohe Gjaidstein (2792 m), das Hohe Kreuz (2808 m) und der Hohe Dachstein (2993 m) ragten aus der hier bis 2400 m NN reichenden Wolkendecke hervor. Die Gletscher waren von dieser Höhe an gut sichtbar und boten für die erwähnten Gipfel den besten Kontrast zur Beobachtung. Diese Gipfelberge waren zwischen 2400 m und 2800 m NN ständig schwankenden vertikalen Zerrungen und Schrumpfungen unterworfen. Der Beobachtungspunkt war der waldfreie Felsengipfel des Lusen, der eine isolierte Kuppe auf dem Gebirgszug des hinteren Bayerischen Waldes, etwa 22,5 km südöstlich des Gr. Falkenstein darstellt.

Die Witterung dieses Tages war bestimmt durch das seit etwa 7 Tagen über Süddeutschland gelegene Hochdruckgebiet, welches bei anhaltend wolkenlosem Himmel kräftige Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht brachte. Es hatten sich an den voraufgegangenen Tagen mehrere Absinkinversionen ausgebildet, die schließlich am 21. September zu zwei markanten Schichtgrenzen in 1690 m und 1260 m NN führten. Während über dem Bayerischen Wald die bodennahe Schicht bis zur ersten Inversion in 1260 m von starkem Dunst und Hochnebelfeldern erfüllt war, blieb es darüber anhaltend wolkenlos, so daß die zweite Inversion in 1690 m durch kein Wolken- oder Dunstbild erkennbar wurde.

Der Radiosondenaufstieg von München um 13 Uhr brachte die folgenden Werte:

H	p	T	f	T _v	ρ	Δ ρ/100 m
526 m	961 mb	19,6°C	48%	20,8°C	1140,3 gr/m ³	— 8,2 gr/m ³
770	934	16,4	54	17,6	1120,4	—11,4
1020	904	14,4	61	15,6	1091,9	—12,7
1260	880	15,0	52	16,0	1061,5	—10,4
1510	855	13,8	51	14,8	1035,6	—11,2
1690	838	13,8	42	14,7	1015,4	— 9,0
2530	758	7,5	49	8,2	939,7	

Die in Abb. 8 gegebene Darstellung der virtuellen Temperatur und des Luftdichtegradients zeigt nur eine schwache Inversion in 1260 m NN an, die aber doch zur Reflexion der Sehstrahlen ausgereicht hat, um die beobachteten Spiegelungen am Dachstein zu erzeugen. Mit der von 1250 m bis 2400 m über den Alpen ansteigenden Wolkenuntergrenze ist offenbar, daß hier keine auf der ganzen Sehstrecke horizontal gelagerte Inversionsschicht vorhanden gewesen sein kann. Die Schräglage kann jedoch nicht, etwa durch Temperaturen der Bergstationen Zugspitze und Wendelstein, nachgewiesen werden aus den im Kapitel 4. dargelegten Gründen.

Zunächst folgt die Berechnungen der Länge D_u des Sehstrahles bis zum Reflexionspunkt und die maximale Vertikalausdehnung der Spiegelungserscheinungen am Objekt. Ausgehend von der als horizontal angenommenen Basislinie AC in Abb. 6 mit 1260 m NN ist

$$h = 1373 - 1260 = 113 \text{ m}$$

$$\text{und } R^* = 6\,366\,200 + 1260 = 6\,367\,460 \text{ m}$$

Dann ergibt sich in der Inversionsschicht 1020 m bis 1260 m mit den Werten:

$$p_1 = 904 \text{ mb} \quad p_2 = 880 \text{ mb} = 660,1 \text{ mm}$$

$$T_1 = 288,6^\circ \quad T_2 = 289,0^\circ$$

$$T_2 - T_1 = 0,4^\circ$$

nach Gleichung [3]:

$$\delta = 3,3557 \cdot 10^{-7}$$

und in der Schicht 1260 m bis 1510 m mit den Werten:

$$p_1 = 880 \text{ mb} \quad p_2 = 855 \text{ mb}$$

$$T_1 = 289,0^\circ \quad T_2 = 287,8^\circ$$

$$\frac{dT}{dz} = +0,48^\circ/100 \text{ m}$$

nach Gleichung [5]:

$$k = 0,18545$$

$\varepsilon = \frac{h}{R^*}$ erhält den Wert

$$\varepsilon = 1,7747 \cdot 10^{-5}$$

Die Länge D_u des Sehstrahles bis zum Reflexionspunkt beträgt nach Gleichung [12]:

$$D_u = 36\,113 \text{ m}$$

Die vertikale Ausdehnung des spiegelnden Streifens für $Z = 163\,000 \text{ m}$ ist nach Gleichung [13]:

$$X = 104,0 \text{ m}$$

Dieser unter der Annahme horizontaler Lagerung der Reflexionsschicht gewonnene Wert kann unbedenklich auch als Maß der vertikalen Spiegelungsbreite bei geneigter Fläche benutzt werden, wenn man bedenkt, daß der Neigungswinkel bei 163 km Entfernung mit einer Vertikaldifferenz von $2400 - 1250 = 1150 \text{ m}$ nur $0^\circ 24' 15''$ beträgt.

Somit ergibt also die Rechnung, daß an den Dachsteinbergen in der sichtbaren Zone zwischen 2400 m und 2800 m innerhalb einer etwa 100 m breiten Schicht Spiegelungen, hier infolge der großen Entfernung des Beobachters vom Objekt, Schrumpfungswankenden Ausmaßes stattgefunden haben. Das stimmt mit den Beobachtungen überein.

4. Kritische Bemerkungen

Obwohl die Berechnungen der Luftspiegelungen mit den Beobachtungen recht gut übereinstimmen und insofern die Wegener'sche Theorie bestätigen, müssen doch zwei Momente hervorgehoben werden, die bisher zur Vereinfachung der Theorie unberücksichtigt geblieben sind. Sie sind aber in der Natur vorhanden und können die tatsächlichen Abweichungen zwischen Theorie und Beobachtung klären helfen.

Das erste Moment: der Sehstrahl des Beobachters geht von einem Berggipfel aus und nicht von einem Punkt in der freien Atmosphäre. Nun ist durch die Arbeiten von Ficker (8), Schmauß (9) und W. Peppler (10) nachgewiesen, daß die Temperaturen zwischen Berggipfeln und freier Atmosphäre beträchtliche Unterschiede zeigen. W. Peppler hat nachgewiesen, daß im Winter bei wolkenlosen Antizyklonallagen der Gipfel (Zugspitze) um 2 bis 4 Grad kälter als die freie Atmosphäre in gleicher Höhe ist. Die Differenz nimmt ab mit zunehmender Bewölkung. Zwischen den auf dem Gr. Falkenstein und den in gleicher Seehöhe über München herrschenden virtuellen Temperaturen bestehen an den Spiegelungstagen die folgenden Differenzen:

13. Dezember	1951	10 Uhr	—7,7 Grad
15. November	1957	7 Uhr	—6,2 Grad
8. Januar	1952	16 Uhr	—3,7 Grad
18. November	1952	16 Uhr	—3,2 Grad
24. Januar	1949	10 Uhr	—3,1 Grad
26. Januar	1949	10 Uhr	—4,6 Grad
21. September	1959	13 Uhr	3,1 Grad

Mit Ausnahme des 13. 12. 51, 15. 11. 57 und des 21. 9. 59 bewegen sich die Temperaturdifferenzen in dem von W. Peppler a. a. O. gegebenen Rahmen. Der 13. 12. 51 und 15. 11. 57 brachten extrem stabile Schichtungen mit Ausstrahlung bei Windstille und Schneedecke am 13. 12. 51 auf dem Gr. Falkenstein. Der 21. 9. 59 wies lebhaftige Konvektion in den Mittagsstunden auf, die zugleich mit starker Sonneneinstrahlung typische Effekte der Bodenerwärmung brachte.

Es entstehen durch diese Differenzen in Gipfelhöhe Deformationen im horizontalen Temperaturfeld der freien Atmosphäre und notwendigerweise auch im optischen Feld. Nach Brooks (7) können dadurch Änderungen in der Refraktion eintreten, die allerdings schwer abzuschätzen sind, doch dürften die Höhenwinkelschwankungen des Sehstrahles den Betrag von $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{3}$ Bogensekunde nicht überschreiten.

Das zweite Moment: die Temperaturschichtung und hier besonders die Lage der Inversionen ist nur in seltenen Fällen horizontal, wie es die Theorie verlangt. Besonders in der Nähe hoher Gebirge (Alpen) ist schon aus orographischen Gründen eine Hebung der isothermen Schichten zu erwarten. Ein Vergleich der Radiosondenaufstiege von München und Erlangen, die mit 170 km etwa den gleichen Abstand haben wie der Gr. Falkenstein vom Watzmann, bringt an zwei Beispielen die geneigte Lage der wärmsten Schicht deutlich zum Ausdruck:

- 1.) Am 8. Januar 1952 16 Uhr lag über Erlangen die höchste Temperatur mit 6,0 Grad in 856 mb, über München mit 4,3 Grad in 911 mb. Der Druckdifferenz von 55 mb entspricht eine Höhendifferenz von ungefähr 570 m oder ein Neigungswinkel von 11,5 Bogenminuten.
- 2.) Am 13. Dezember 1951 16 Uhr lag über Erlangen die höchste Temperatur mit 3,0 Grad in 835 mb, über München mit 4,0 Grad in 875 mb. Mit 40 mb Druckdifferenz oder ungefähr 415 m Höhendifferenz beträgt der Neigungswinkel 8,4 Bogenminuten.

Die Spiegelungszeiten am Vormittag können leider nicht an beiden Aufstiegsorten verglichen werden, da in Erlangen nur nachmittags Messungen stattgefunden haben.

Eine Hebung der Reflexionsschicht vom Gr. Falkenstein in Richtung Alpen um den Winkel γ würde bei Luftspiegelungen nach unten in Gleichung [12] den Wert ε ändern in:

$$\varepsilon' = \frac{h \cos \gamma}{R^*}$$

In dem Beispiel $h = 207$ m, $R^* = 6\,367\,300$ m, $k = 0,15$ und $\delta = 1,1 \cdot 10^{-5}$ würde

$$\varepsilon = 3,2510 \cdot 10^{-5} \text{ für } \gamma = 0^\circ$$

$$\text{zu } \varepsilon' = 3,2505 \cdot 10^{-5} \text{ für } \gamma = 1^\circ$$

und somit

$$D_u = 307,13 \text{ m für } \gamma = 0^\circ \text{ zu } D_u' = 307,09 \text{ m für } \gamma = 1^\circ.$$

Es kann also die Änderung von D_u vernachlässigt werden.

Nicht unberücksichtigt bleiben kann jedoch die Höhenlage des spiegelnden Streifens am Objekt.

In Abb. 7 sei die reflektierende Schichtgrenze im Reflexionspunkt P um den Winkel γ geneigt. Dann ist gefragt nach der Vertikalstrecke U, um die der spiegelnde Streifen X sich am Objekt, den Alpen, erhöht.

Es ergibt sich aus der Abb. 7: $U = (Z - Y) \operatorname{tg} \gamma$.

Da $Y = D_u \cdot \sin \alpha = D_u (1 - \delta)$, so erhält man:

$$U = (Z - D_u (1 - \delta)) \cdot \operatorname{tg} \gamma$$

Das Zahlenbeispiel mit $D_u = 307$ m und der Entfernung Gr. Falkenstein — Watzmann mit $Z = 174$ km ergibt

$$\text{für } \gamma = 0^\circ \quad \text{den Wert } U = 0$$

$$\gamma = 0^\circ 30' \quad \text{„} \quad \text{„} \quad U = 1516 \text{ m}$$

$$\gamma = 1^\circ \quad \text{„} \quad \text{„} \quad U = 3032 \text{ m}$$

Die Spiegelung des 18. November 1952 (Kap. 3.1.) brachte den Wert

$$D_u = 22\,646 \text{ m für } Z = 174 \text{ km}$$

Hier kann die Neigung der Schichtfläche um den Reflexionspunkt die folgenden vertikalen Erhöhungen verursachen:

$$\text{bei } \gamma = 0^\circ 15' \text{ wird } U = 660 \text{ m}$$

$$\gamma = 0^\circ 30' \quad \text{„} \quad U = 1321 \text{ m}$$

$$\gamma = 0^\circ 45' \quad \text{„} \quad U = 1981 \text{ m}$$

$$\gamma = 1^\circ \quad \text{„} \quad U = 2641 \text{ m}$$

Dieses zweite Moment, die Neigung der reflektierenden Schichtfläche, ist also gerade bei der Feststellung der Höhenlage des spiegelnden Streifens am Objekt bei den weiten, zwischen 150 km und 250 km betragenden Sehstrecken entscheidend wichtig. Es erklären sich dadurch selbst kleinste Änderungen in der Höhenlage bei Neigungen von wenigen Bogenminuten.

5. Spiegelungsgünstige Wetterlagen

Zum Schluß sei noch eine Diskussion der Wetterlagen angefügt, die für Spiegelungen gute Voraussetzungen bieten. Es kann dadurch möglich sein, häufiger als bisher von Berggipfeln aus an entfernten Gebirgen diese Phänomene zu beobachten. Mit der Vermehrung des Beobachtungsmaterialies wächst

dann auch die Wahrscheinlichkeit, die im vorigen Kapitel diskutierten Variationen genauer erforschen zu können.

Der erste Blick auf die Daten der durchgerechneten Spiegelungen zeigt schon, daß sie im Winter am häufigsten sind. Und hier gestatten vornehmlich die Antizyklonen die Ausbildung starker bodennaher Inversionen. Mit der Alterung der Luftmassen, die das Hochdruckgebiet aufgebaut haben, wird die Entwicklung von Inversionen auch in den höheren Luftschichten zunehmen. Und diese sind es gerade, die die seltenen Luftspiegelungen nach oben erzeugen, sofern sie nur noch wenige Dekameter über dem Gipfel des Beobachtungsberges liegen. A. Wegener gibt in einer Tabelle für einige Werte von k und H diejenigen ungefähren Temperatursprünge an, die mindestens für eine Luftspiegelung nach oben erreicht sein müssen. Es werden hier ΔT und $\delta \cdot 10^6$ gleichgesetzt. Darnach muß bei einem Refraktionskoeffizienten von $k = 0,2$ ein Temperatursprung von etwa 12,6 Grad gegeben sein in einer Höhe von 100 m über dem Beobachter. Dieser Wert kann bei mehrtägigen stabilen Hochdruckwetterlagen, sofern die Alterung der Luftmassen weit fortgeschritten ist, durchaus vorkommen. Tritt dann noch der glückliche Umstand hinzu, daß die Schichtgrenze weiter zum Beobachter absinkt und damit die Reflexionsmöglichkeiten laufend verbessert, ist eine der interessantesten Erscheinungen in der meteorologischen Optik gegeben.

Literatur

- (1) Wegener, A.: Elementare Theorie der atmosphärischen Spiegelungen. Ann. Phys. **57**, 203—230 (1919)
- (2) Wegener, A.: Photographien von Luftspiegelungen an der Alpenkette. Meteor. Z. **43**, 207—209 (1926)
- (3) Weigel, W.: Beobachtungen von Luftspiegelungen auf dem Fichtelberg im Erzgebirge. Z. Meteor. **6**, 94 (1952)
- (4) Weigel, W.: Luftspiegelungen auf dem Bröcken. Z. Meteor. **9**, 58 (1955)
- (5) Gäbler, H.: Registrierung geringer Feuchte und Beobachtung einer Luftspiegelung auf dem Fichtelberg. Z. Meteor. **8**, 93 (1954)
- (6) Durst, C. S., and Bull, G. A.: An unusual refraction phenomenon seen from a high-flying aircraft. Meteor. Mag. **85**, 237—242 (1956)
- (7) Brocks, K.: Vertikaler Temperaturgradient und terrestrische Refraktion, insbesondere im Hochgebirge. Veröff. Meteor. Inst. Berlin **3**, H. 4 (1939)
- (8) Ficker, H. v.: Temperaturdifferenz zwischen freier Atmosphäre und Berggipfeln. Meteor. Z. **30**, 278—289 (1913)
- (9) Schmauß, A.: Gleichzeitige Temperaturen auf der Zugspitze und in der freien Atmosphäre in gleicher Seehöhe. Dt. Meteor. Jb. Bayern 1909, Anhang
- (10) Peppler, W.: Zur Frage des Temperaturunterschiedes zwischen den Berggipfeln und der freien Atmosphäre. Beitr. Phys. fr. Atm. **17**, 247—263 (1931)

