

**Veröffentlichungen des Preußischen Meteorologischen Instituts**

Herausgegeben durch dessen Direktor

**H. v. Ficker**

---

Nr. 339

**Abhandlungen Bd. VIII. Nr. 6.**

**Die vertikale Temperaturverteilung  
zwischen Wasserleben und dem Brocken**

Von

**G. v. Elsner**

---

Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH  
1926

---

**Veröffentlichungen des Preußischen Meteorologischen Instituts**

Herausgegeben durch dessen Direktor

**H. v. Ficker**

---

Nr. 339

**Abhandlungen Bd. VIII. Nr. 6.**

**Die vertikale Temperaturverteilung  
zwischen Wasserleben und dem Brocken**

Von

**G. v. Elsner**

---

Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH 1926

ISBN 978-3-662-31401-2  
DOI 10.1007/978-3-662-31608-5

ISBN 978-3-662-31608-5 (eBook)

Softcover reprint of the hardcover 1st edition 1926

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung . . . . .	3
2. Der tägliche Gang der Temperaturabnahme . . . . .	3
3. Die Temperaturumkehr . . . . .	9
4. Die überadiabatische Temperaturabnahme . . . . .	23
5. Ergebnisse . . . . .	37

---

### Berichtigung.

Auf Seite 14 am Schluß muß die Formel lauten:

$$d\vartheta = - \frac{h \cdot 0.377 \, de}{18400 \, \alpha \cdot 705 \left(1 + 0.377 \frac{e_m}{b_m}\right)^2 (1 + \beta \cos 2\varphi) \left(1 + \frac{2 H_m}{r}\right) \log \frac{b}{b_1}}$$

---



## Einleitung.

Zu den Vorarbeiten für den vom Preußischen Meteorologischen Institut herausgegebenen Klima-Atlas von Deutschland gehörte auch eine vom Verfasser angestellte Untersuchung über die Temperaturabnahme mit der Höhe in den deutschen Gebirgen.<sup>1)</sup> Da hierbei nur der jährliche Gang berücksichtigt wurde, sollte später auch noch der tägliche Gang der Temperaturabnahme bearbeitet werden. Der Kreis der dafür in Frage kommenden Stationen wurde dadurch sehr beschränkt, daß sowohl von der Höhenstation, wie von der zugehörigen Basisstation Temperaturregistrierungen vorhanden sein mußten, die bereits ausgewertet waren, da natürlich von einer nachträglichen Auswertung nur zu dem gedachten Zwecke wegen der Größe der damit verbundenen Arbeit keine Rede sein konnte. Nun erschien bereits im Jahre 1920 eine Abhandlung von Anton Huber über „Die Änderung der Temperatur mit der Höhe im Bayerischen Alpengebiete“,<sup>2)</sup> in der ein Abschnitt auch den täglichen Gang des Temperaturgradienten zwischen Hohenpeißenberg und Zugspitze behandelt. Da in Süddeutschland kein anderes geeignetes Stationspaar für eine solche Untersuchung zur Verfügung stand, mußte für diesen Teil von Deutschland die Aufgabe durch die Arbeit von Huber als erledigt betrachtet werden. Es blieb daher nur noch übrig, den täglichen Gang der Temperaturabnahme mit der Höhe auch für Norddeutschland darzustellen. Leider lagen auch hier nur von einem Stationspaare ausgewertete Temperaturregistrierungen vor, nämlich vom Brocken und der zugehörigen Basisstation Wasserleben. Zwar sind auch die Registrierungen auf der Schneekoppe bearbeitet, dagegen nicht die der Basisstation, die überdies im Laufe der Jahre mehrfach gewechselt hat.

Im übrigen erschien gerade der Brocken für die vorliegende Untersuchung als besonders geeignet, einerseits wegen seiner Lage im Herzen von Deutschland und andererseits, weil er die am weitesten gegen die norddeutsche Ebene vorgeschobene Gebirgserhebung von größerer Höhe ist. Die 17 km nordnordöstlich vom Brocken gelegene Basisstation Wasserleben befindet sich bereits in ebenem Gelände und weist daher in meteorologischer Beziehung nicht mehr die besonderen Eigentümlichkeiten einer eigentlichen Talstation auf.

Die Thermometer auf dem Brocken waren bis zum Oktober 1913 in einer Hütte auf der Plattform des Observatoriums 11 m über dem Erdboden und in 1151 m Seehöhe aufgestellt. Von da ab befinden sie sich 17 m über der Erde und in 1157 m Seehöhe. In Wasserleben stand in den hier benutzten Beobachtungsjahren die Thermometerhütte völlig einwandfrei in einem großen Nutzgarten. Die Seehöhe der Aufstellung betrug 154 m, die Entfernung der Thermometergefäße vom Erdboden 2.1 m.

Die nachstehenden Ausführungen werden sich nicht allein auf den täglichen Gang der Temperaturabnahme mit der Höhe beschränken, sondern sich auch auf die extremen Fälle der Temperaturänderung, nämlich auf die Temperaturumkehr und die überadiabatische Temperaturabnahme erstrecken.

## 2. Der tägliche Gang der Temperaturabnahme mit der Höhe.

Der Untersuchung sind die Beobachtungen der Jahre 1900 bis 1914 zugrunde gelegt. Zwar lagen sowohl von Wasserleben wie vom Brocken in einer Abhandlung von H. Henze<sup>3)</sup> bereits Stundennmittel der Lufttemperatur vor; da sie sich aber nicht auf gleich lange Zeiträume beziehen, konnten sie hier nicht Verwendung finden. Die Werte sind daher für beide Stationen neu berechnet worden.

<sup>1)</sup> Bericht über die Tätigkeit des Preuß. Meteorol. Instituts in den Jahren 1917, 1918, 1919. Anhang S. 132. Berlin 1920.

<sup>2)</sup> Deutsches Meteorologisches Jahrbuch für Bayern 1917. Anhang C.

<sup>3)</sup> Der tägliche Gang der Lufttemperatur in Deutschland. (Abb. d. Pr. Met. Inst. Bd. IV: Nr. 7.) Berlin 1912.

Tab. 1. Mittlere Stundenwerte der Lufttemperatur in Wasserleben in C° (1900—1914).  
Seehöhe 154 m.

	1 <sup>a</sup>	2 <sup>a</sup>	3 <sup>a</sup>	4 <sup>a</sup>	5 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	7 <sup>a</sup>	8 <sup>a</sup>	9 <sup>a</sup>	10 <sup>a</sup>	11 <sup>a</sup>	Mittag	1 <sup>p</sup>	2 <sup>p</sup>	3 <sup>p</sup>	4 <sup>p</sup>	5 <sup>p</sup>	6 <sup>p</sup>	7 <sup>p</sup>	8 <sup>p</sup>	9 <sup>p</sup>	10 <sup>p</sup>	11 <sup>p</sup>	Mitternacht	Mittel
Jan.	-0.77	-0.82	-0.83	-0.87	-0.90	-0.93	-0.88	-0.90	-0.75	-0.22	0.48	0.99	1.31	1.48	1.29	0.86	0.43	0.11	-0.03	-0.23	-0.35	-0.53	-0.66	-0.78	-0.15
Febr.	0.69	0.52	0.39	0.28	0.21	0.15	0.12	0.13	0.58	1.36	2.13	2.71	3.16	3.48	3.43	3.09	2.45	1.82	1.55	1.35	1.22	1.04	0.92	0.83	1.40
März	2.49	2.34	2.20	2.08	1.94	1.91	2.00	2.56	3.51	4.37	5.15	5.78	6.29	6.65	6.67	6.52	6.04	5.17	4.32	3.77	3.42	3.09	2.91	2.69	3.91
April	4.91	4.60	4.37	4.15	3.96	4.19	5.21	6.41	7.65	8.61	9.43	10.05	10.60	11.02	11.12	10.97	10.55	9.79	8.47	7.28	6.45	5.92	5.58	5.23	7.36
Mai	8.95	8.57	8.21	7.91	7.95	8.72	10.24	11.53	12.76	13.80	14.65	15.23	15.76	16.22	16.24	16.11	15.77	15.09	13.98	12.46	11.16	10.32	9.80	9.36	12.12
Juni	11.95	11.62	11.32	11.07	11.40	12.41	13.86	15.11	16.33	17.27	18.06	18.58	18.98	19.42	19.44	19.23	18.80	18.23	17.31	15.93	14.40	13.40	12.76	12.31	15.38
Juli	13.50	13.13	12.83	12.58	12.67	13.58	15.11	16.43	17.69	18.69	19.47	20.05	20.58	20.95	21.09	20.95	20.55	19.95	18.93	17.38	15.77	14.87	14.34	13.88	16.87
Aug.	13.37	13.15	12.88	12.69	12.52	12.95	14.28	15.64	17.12	18.17	18.99	19.57	19.99	20.37	20.39	20.10	19.71	18.88	17.48	16.07	15.08	14.45	13.97	13.65	16.31
Sept.	10.35	10.06	9.81	9.61	9.48	9.40	10.03	11.25	12.93	14.22	15.28	16.03	16.54	16.94	16.94	16.64	15.96	14.75	13.31	12.43	11.83	11.37	10.95	10.62	12.78
Okt.	7.52	7.40	7.24	7.15	7.00	6.92	6.96	7.55	8.69	9.88	10.88	11.66	12.16	12.49	12.26	11.74	10.87	9.87	9.19	8.77	8.44	8.12	7.91	7.73	9.10
Nov.	3.29	3.24	3.20	3.12	3.10	3.07	3.07	3.12	3.59	4.32	5.00	5.57	5.94	6.07	5.79	5.23	4.71	4.36	4.11	3.91	3.83	3.61	3.52	3.41	4.09
Dez.	1.52	1.52	1.47	1.39	1.35	1.33	1.32	1.31	1.43	1.88	2.51	2.97	3.23	3.34	3.00	2.56	2.24	2.11	2.00	1.91	1.88	1.72	1.66	1.56	1.97
Jahr	6.48	6.28	6.09	5.93	5.89	6.14	6.77	7.51	8.46	9.36	10.17	10.77	11.21	11.54	11.47	11.17	10.67	10.01	9.22	8.42	7.76	7.28	6.97	6.71	8.43

Tab. 2. Mittlere Stundenwerte der Lufttemperatur auf dem Brocken in C° (1900—1914).  
Seehöhe 1151 m, vom Oktober 1913 ab 1157 m.

	1 <sup>a</sup>	2 <sup>a</sup>	3 <sup>a</sup>	4 <sup>a</sup>	5 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	7 <sup>a</sup>	8 <sup>a</sup>	9 <sup>a</sup>	10 <sup>a</sup>	11 <sup>a</sup>	Mittag	1 <sup>p</sup>	2 <sup>p</sup>	3 <sup>p</sup>	4 <sup>p</sup>	5 <sup>p</sup>	6 <sup>p</sup>	7 <sup>p</sup>	8 <sup>p</sup>	9 <sup>p</sup>	10 <sup>p</sup>	11 <sup>p</sup>	Mitternacht	Mittel
Jan.	-4.69	-4.67	-4.66	-4.67	-4.67	-4.69	-4.67	-4.67	-4.54	-4.38	-4.22	-4.11	-4.03	-4.00	-4.13	-4.30	-4.41	-4.49	-4.56	-4.58	-4.57	-4.62	-4.65	-4.64	-4.48
Febr.	-4.58	-4.63	-4.66	-4.72	-4.78	-4.78	-4.75	-4.67	-4.51	-4.33	-4.12	-3.95	-3.80	-3.67	-3.73	-3.87	-4.09	-4.25	-4.33	-4.38	-4.37	-4.47	-4.47	-4.52	-4.35
März	-3.09	-3.16	-3.24	-3.31	-3.40	-3.47	-3.37	-3.18	-2.92	-2.66	-2.37	-2.09	-1.90	-1.69	-1.68	-1.78	-2.01	-2.30	-2.50	-2.62	-2.71	-2.83	-2.94	-3.00	-2.68
April	-0.48	-0.57	-0.65	-0.76	-0.81	-0.74	-0.46	-0.19	0.17	0.56	0.88	1.19	1.51	1.79	1.82	1.78	1.54	1.15	0.69	0.42	0.22	-0.03	-0.21	-0.37	0.35
Mai	4.00	3.95	3.84	3.74	3.86	4.13	4.55	4.96	5.39	5.81	6.14	6.49	6.81	7.08	7.12	7.04	6.79	6.35	5.77	5.26	4.92	4.59	4.36	4.17	5.30
Juni	7.42	7.27	7.17	7.10	7.25	7.53	7.95	8.35	8.80	9.18	9.48	9.80	10.08	10.36	10.35	10.18	9.98	9.63	9.15	8.57	8.28	7.99	7.78	7.54	8.63
Juli	9.25	9.11	8.97	8.88	8.89	9.12	9.49	9.86	10.29	10.72	11.11	11.43	11.74	12.03	12.10	12.07	11.88	11.55	11.01	10.45	10.16	9.88	9.62	9.42	10.38
Aug.	8.57	8.43	8.30	8.20	8.15	8.33	8.71	9.05	9.42	9.78	10.20	10.56	10.89	11.19	11.22	11.18	10.88	10.33	9.75	9.44	9.28	9.07	8.87	8.70	9.52
Sept.	6.18	6.11	6.02	5.90	5.81	5.85	6.16	6.51	6.94	7.34	7.72	8.03	8.33	8.47	8.39	8.15	7.70	7.21	6.94	6.74	6.60	6.47	6.36	6.25	6.92
Okt.	3.46	3.44	3.39	3.31	3.26	3.25	3.35	3.56	3.83	4.23	4.54	4.76	4.89	4.98	4.81	4.43	3.99	3.77	3.66	3.61	3.61	3.56	3.50	3.49	3.86
Nov.	-1.38	-1.40	-1.42	-1.44	-1.51	-1.54	-1.51	-1.45	-1.32	-1.13	-0.95	-0.79	-0.67	-0.66	-0.80	-1.05	-1.22	-1.27	-1.28	-1.29	-1.29	-1.31	-1.32	-1.35	-1.22
Dez.	-3.15	-3.16	-3.18	-3.17	-3.17	-3.15	-3.13	-3.14	-3.09	-3.00	-2.90	-2.81	-2.76	-2.75	-2.81	-2.93	-2.98	-3.01	-3.02	-3.04	-3.04	-3.09	-3.12	-3.14	-3.03
Jahr	1.79	1.73	1.66	1.59	1.57	1.65	1.86	2.08	2.37	2.68	2.96	3.21	3.42	3.59	3.56	3.41	3.17	2.89	2.61	2.38	2.26	2.10	1.98	1.88	2.43

In den Tab. 1 und 2 sind die 15 jährigen Stundenmittel der Lufttemperatur für die beiden Stationen zusammengestellt. Um die Einflüsse der jährlichen Periode der Temperatur oder anderer unregelmäßiger Änderungen auszuschalten, sind die Werte nach dem Verfahren von Lamont<sup>1)</sup> ausgeglichen worden. Zum Zweck der Berechnung der Temperaturabnahme zwischen beiden Orten wurden dann die Differenzen für jede Stunde gebildet und zwar auf Grund der unausgeglichenen Werte, um die auf den Beobachtungen selbst beruhenden Temperaturunterschiede zu erhalten. Da der Höhenunterschied zwischen Brocken und Wasserleben 997 m und in den letzten 15 Monaten 1003 m betrug, brauchte man die Temperaturdifferenzen, um aus ihnen die Temperaturabnahme für 100 m zu erhalten, nur durch 10 dividieren. Die Werte für die Temperaturabnahme wurden auf Hundertstel Grade abgerundet. Dabei stellte es sich heraus, daß es sich gleich blieb, ob man die auf Grund der unausgeglichenen oder der ausgeglichenen Temperaturwerte ermittelten Temperaturunterschiede zur Berechnung der vertikalen Temperaturgradienten verwendete.

In Tab. 3 sind die mittleren Stundenwerte der Temperaturabnahme enthalten, während Tab. 4 den täglichen Gang zeigt.

Betrachten wir zunächst die in der letzten Spalte der Tab. 3 enthaltenen Mittelwerte der Temperaturabnahme für jeden Monat und das Jahr, so bemerkt man, daß das Maximum im April, das Minimum im Januar eintritt. Die Beträge weichen etwas ab von denen, die in der anfangs erwähnten Untersuchung über den jährlichen Gang der Temperaturabnahme mit der Höhe enthalten sind. Letztere beruhen beim Brocken auf den Beobachtungen von 1896—1910, bei Wasserleben auf denen von 1898—1910, die auf die 30 jährige Periode 1880—1910 reduziert sind.

<sup>1)</sup> Annalen der Münchener Sternwarte. Supplementband VI. 1868.

Tab. 3. Mittlere Stundenwerte der Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken für 100 m. (1900—1914).

	1 <sup>a</sup>	2 <sup>a</sup>	3 <sup>a</sup>	4 <sup>a</sup>	5 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	7 <sup>a</sup>	8 <sup>a</sup>	9 <sup>a</sup>	10 <sup>a</sup>	11 <sup>a</sup>	Mittag	1 <sup>p</sup>	2 <sup>p</sup>	3 <sup>p</sup>	4 <sup>p</sup>	5 <sup>p</sup>	6 <sup>p</sup>	7 <sup>p</sup>	8 <sup>p</sup>	9 <sup>p</sup>	10 <sup>p</sup>	11 <sup>p</sup>	Mitternacht	Mittel
Jan.	0.39	0.38	0.38	0.38	<b>0.37</b>	<b>0.37</b>	0.38	0.38	0.39	0.42	0.47	0.51	0.53	<b>0.55</b>	0.54	0.52	0.49	0.46	0.46	0.44	0.43	0.41	0.40	0.39	0.43
Febr.	0.53	0.52	0.51	0.50	0.50	0.49	0.49	<b>0.48</b>	0.51	0.57	0.63	0.67	0.70	<b>0.72</b>	<b>0.72</b>	0.70	0.65	0.61	0.59	0.57	0.56	0.55	0.54	0.53	0.58
März	0.56	0.55	0.54	0.54	<b>0.53</b>	0.54	0.54	0.57	0.64	0.70	0.75	0.79	0.82	<b>0.83</b>	<b>0.84</b>	0.83	0.81	0.75	0.68	0.64	0.61	0.59	0.59	0.57	0.66
April	0.54	0.52	0.50	0.49	<b>0.48</b>	0.49	0.57	0.66	0.75	0.81	0.86	0.89	0.91	<b>0.92</b>	<b>0.93</b>	0.92	0.90	0.87	0.78	0.69	0.62	0.60	0.58	0.56	0.70
Mai	0.50	0.46	0.44	0.42	<b>0.41</b>	0.46	0.57	0.66	0.74	0.80	0.85	0.88	0.90	<b>0.92</b>	0.91	0.91	0.90	0.87	0.82	0.72	0.62	0.57	0.54	0.52	0.68
Juni	0.45	0.44	0.42	<b>0.40</b>	0.42	0.49	0.59	0.68	0.75	0.81	0.86	0.88	0.89	0.91	<b>0.91</b>	0.91	0.88	0.86	0.82	0.74	0.61	0.54	0.50	0.48	0.68
Juli	0.42	0.40	0.39	<b>0.37</b>	0.38	0.45	0.56	0.66	0.74	0.80	0.84	0.86	0.88	0.89	<b>0.90</b>	0.89	0.87	0.84	0.79	0.69	0.56	0.50	0.47	0.45	0.65
Aug.	0.48	0.47	0.46	0.45	<b>0.44</b>	0.46	0.56	0.66	0.77	0.84	0.88	0.90	0.91	<b>0.92</b>	<b>0.92</b>	0.89	0.88	0.86	0.77	0.66	0.58	0.54	0.51	0.50	0.68
Sept.	0.42	0.40	0.38	0.37	0.37	<b>0.36</b>	0.39	0.48	0.60	0.69	0.76	0.80	0.82	0.85	<b>0.86</b>	0.85	0.83	0.75	0.64	0.57	0.52	0.49	0.46	0.44	0.59
Okt.	0.41	0.40	0.38	0.38	0.37	0.37	<b>0.36</b>	0.40	0.49	0.57	0.63	0.69	0.73	<b>0.75</b>	0.75	0.73	0.69	0.61	0.55	0.52	0.48	0.46	0.44	0.42	0.52
Nov.	0.47	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	<b>0.46</b>	<b>0.46</b>	0.49	0.55	0.60	0.64	0.66	<b>0.67</b>	0.66	0.63	0.60	0.56	0.54	0.52	0.51	0.49	0.49	0.48	0.53
Dez.	0.47	0.47	0.47	0.46	0.46	0.45	0.45	<b>0.45</b>	0.45	0.49	0.54	0.58	0.60	<b>0.61</b>	0.58	0.55	0.52	0.51	0.50	0.49	0.49	0.48	0.48	0.47	0.50
Jahr	0.47	0.46	0.44	0.43	<b>0.43</b>	0.45	0.49	0.54	0.61	0.67	0.72	0.76	0.78	<b>0.80</b>	0.79	0.78	0.75	0.71	0.66	0.60	0.55	0.52	0.50	0.48	0.60

Tab. 4. Täglicher Gang der mittleren Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken. (Hundertstel Grade).

	1 <sup>a</sup>	2 <sup>a</sup>	3 <sup>a</sup>	4 <sup>a</sup>	5 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	7 <sup>a</sup>	8 <sup>a</sup>	9 <sup>a</sup>	10 <sup>a</sup>	11 <sup>a</sup>	Mittag	1 <sup>p</sup>	2 <sup>p</sup>	3 <sup>p</sup>	4 <sup>p</sup>	5 <sup>p</sup>	6 <sup>p</sup>	7 <sup>p</sup>	8 <sup>p</sup>	9 <sup>p</sup>	10 <sup>p</sup>	11 <sup>p</sup>	Mitternacht	Diff. Max. - Min.	
Jan.	-4	-5	-5	-5	-6	-6	-5	-5	-4	-1	+4	+8	+10	+12	+11	+9	+6	+3	+3	+1	0	-2	-3	-4	-4	18
Febr.	-5	-6	-7	-8	-8	-9	-9	-10	-7	-1	+5	+9	+12	+14	+14	+12	+7	+3	+1	-1	-2	-3	-4	-5	-5	24
März	-10	-11	-12	-12	-13	-12	-12	-9	-2	+4	+9	+13	+16	+17	+18	+17	+15	+9	+2	-2	-5	-7	-7	-9	-9	31
April	-16	-18	-20	-21	-22	-21	-13	-4	+5	+11	+16	+19	+21	+22	+23	+22	+20	+17	+8	-1	-8	-10	-12	-14	-14	45
Mai	-18	-22	-24	-26	-27	-22	-11	-2	+6	+12	+17	+20	+22	+24	+23	+23	+22	+19	+14	+4	-6	-11	-14	-16	-16	51
Juni	-23	-24	-26	-28	-26	-19	-9	0	+7	+13	+18	+20	+21	+23	+23	+23	+20	+18	+14	+6	-7	-14	-18	-20	-20	51
Juli	-23	-25	-26	-28	-27	-20	-9	+1	+9	+15	+19	+21	+23	+24	+25	+24	+22	+19	+14	+4	-9	-15	-18	-20	-20	53
Aug.	-20	-21	-22	-23	-24	-22	-12	-2	+9	+16	+20	+22	+23	+24	+24	+21	+20	+18	+9	-2	-10	-14	-17	-18	-18	48
Sept.	-17	-19	-21	-22	-22	-23	-20	-11	+1	+10	+17	+21	+23	+26	+27	+26	+24	+16	+5	-2	-7	-10	-13	-15	-15	50
Okt.	-11	-12	-14	-14	-15	-15	-16	-12	-3	+5	+11	+17	+21	+23	+23	+21	+17	+9	+3	0	-4	-6	-8	-10	-10	39
Nov.	-6	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-7	-4	+2	+7	+11	+13	+14	+13	+10	+7	+3	+1	-1	-2	-4	-4	-5	-5	21
Dez.	-3	-3	-3	-4	-4	-5	-5	-5	-5	-1	+4	+8	+10	+11	+8	+5	+2	+1	0	-1	-1	-2	-2	-3	-3	16
Jahr	-13	-14	-16	-17	-17	-15	-11	-6	+1	+7	+12	+16	+18	+20	+19	+18	+15	+11	+6	0	-5	-8	-10	-12	-12	37

Aus der nachstehenden Gegenüberstellung sind die Unterschiede zwischen den auf verschiedene Weise ermittelten Werten zu ersehen.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittel 1900—1914	0.43	0.58	0.66	0.70	0.68	0.68	0.65	0.68	0.59	0.52	0.53	0.50	0.60
„ 1881—1910 (reduz.)	0.40	0.57	0.62	0.69	0.69	0.68	0.67	0.67	0.59	0.54	0.48	0.49	0.59
Differenz	0.03	0.01	0.04	0.01	-0.01	0.00	-0.02	0.01	0.00	-0.02	0.05	0.01	0.01

Die Unterschiede steigen also bis zu 0.05<sup>0</sup> im November an. Der jährliche Gang verläuft bei dem reduzierten Mittel 1881—1910 glatter als bei dem Mittel 1900—1914. Offenbar ist eine 15 jährige Beobachtungsreihe noch zu kurz, um die mittlere Temperaturabnahme in allen Monaten auf Hundertstel Grade genau festzustellen. Die Veränderlichkeit der Werte ist besonders im Winter ziemlich erheblich. Die 15 jährige Beobachtungsreihe ergibt folgende Beträge der mittleren Veränderlichkeit der Temperaturabnahme mit der Höhe, oder mit anderen Worten, der mittleren absoluten Abweichung der einzelnen Mittel vom 15 jährigen Mittel:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
0.164	0.105	0.059	0.038	0.030	0.025	0.042	0.030	0.040	0.093	0.096	0.077	0.017

Sie ist also am größten im Januar und am kleinsten im Juni. Es besteht ein ausgesprochener jährlicher Gang der Werte, der allerdings im Juli und Dezember etwas gestört ist.

Die große Veränderlichkeit im Winter hängt offenbar mit der in dieser Jahreszeit so häufig auftretenden Temperaturumkehr zusammen. Diese kann bewirken, daß im Mittel eines ganzen Monats

die Temperaturabnahme einen negativen Wert erhält, wie dies im Januar 1901 der Fall war. In diesem Monat betrug nämlich die mittlere Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken  $-0.024^{\circ}$ . Ganz im Gegensatz dazu erreichte sie im Januar des nächsten Jahres den hohen Wert  $0.71$ , der schon sommerlichen Verhältnissen entspricht.

Die Temperaturabnahme hat in allen Monaten einen ausgesprochenen täglichen Gang. Das Maximum tritt im Mittel, wie die Tab. 3 und 4 zeigen in den wärmsten Tagesstunden, d. h. um 2 oder 3<sup>p</sup> ein, während das Minimum offenbar mit der Zeit des Sonnenaufganges in Beziehung steht. In den meisten Monaten wenigstens fällt es auf die Stunde, die der mittleren Zeit des Sonnenaufganges am nächsten liegt. Die größte Abweichung in Gestalt einer Verfrühung von 2 Stunden zeigt sich im Januar. Man muß aber bedenken, daß die Änderung der Werte in der in Frage kommenden Zeit sehr gering ist.

Die tägliche Schwankung der Beträge der Temperaturabnahme, die aus der letzten Spalte der Tab. 4 zu ersehen ist, unterliegt auch einem deutlich ausgesprochenen jährlichen Gange und zwar verläuft dieser ganz ähnlich, wie der Gang der Unterschiede zwischen den täglichen periodischen Temperaturschwankungen in Wasserleben und auf dem Brocken, was sich leicht daraus erklärt, daß in Wasserleben und auf dem Brocken die Eintrittszeiten der Temperaturextreme wenig verschieden sind und den Eintrittszeiten der Extreme der Temperaturabnahme nahe liegen, sowie daraus, daß die Temperaturänderungen in der Nähe der Wendepunkte nur gering sind.

Aus einem Vergleich der Schwankungen der vertikalen Gradienten zwischen Wasserleben und Brocken mit den entsprechenden, zwischen Hohenpeißenberg und Zugspitze nach den von Huber<sup>1)</sup> mitgeteilten Zahlen geht hervor, daß letztere erheblich kleiner sind. Während bei dem ersten Stationspaare die Werte zwischen  $0.53^{\circ}$  im Juli und  $0.16^{\circ}$  im Dezember liegen, beträgt bei dem anderen die größte Schwankung im Juli nur  $0.12^{\circ}$ , die kleinste im Januar  $0.04^{\circ}$ ; das ist also nur der vierte Teil der Werte für Wasserleben und Brocken. Die Ursache dafür liegt hauptsächlich in der hohen Lage der Station Hohenpeißenberg, die mit einer Seehöhe von 994 m und einer Erhebung von 400 m über das umliegende Gelände schon selbst eine Bergstation ist. Infolgedessen ist dort die Tagesschwankung der Temperatur besonders im Sommer weit kleiner als in Wasserleben. Während sie sich in Hohenpeißenberg zwischen  $1.48^{\circ}$  im Dezember und  $4.76^{\circ}$  im Juli ändert, steigt sie in Wasserleben von  $2.03^{\circ}$  im Dezember bis auf  $8.51^{\circ}$  im Juli. Auf der Zugspitze wechselt die Schwankung zwischen  $0.78^{\circ}$  im Januar und  $2.54^{\circ}$  im Juli, auf dem Brocken dagegen zwischen  $0.43^{\circ}$  im Dezember und  $3.38^{\circ}$  im Mai. Sie ist also im Winter auf der Zugspitze größer als auf dem Brocken, trotz der weit bedeutenderen Höhe der ersteren.

Der Grund dafür ist vermutlich in den verschiedenen Bewölkungsverhältnissen zu suchen. Während auf dem Brocken die Bewölkung im Winter größer ist als im Sommer, ist auf der Zugspitze das Umgekehrte der Fall. Im zehnjährigen Mittel beträgt dort die mittlere Bewölkung im Sommer 7.2, im Winter aber nur 5.9. Durch die Wirkung der Sonnenstrahlung wird also der tägliche Gang der Temperatur im Winter auf der Zugspitze stärker beeinflußt als auf dem Brocken.

Aus Tab. 3 ersieht man, daß der kleinste Wert der mittleren Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken, nämlich  $0.36^{\circ}$ , auf 6<sup>a</sup> im September und 7<sup>a</sup> im Oktober fällt. Er kommt also nicht dem Januar zu, in dem das Monatsmittel der Temperaturabnahme am kleinsten ist, wenn auch das Januarminimum mit  $0.37^{\circ}$  nur unbedeutend höher liegt. Ebenso groß ist auch das Minimum im Juli. Der höchste mittlere Betrag der Temperaturabnahme, nämlich  $0.93^{\circ}$ , zeigt sich um 3<sup>p</sup> im April. In den folgenden Monaten Mai bis August werden ebenfalls noch Werte zwischen 0.92 und 0.90 in den wärmsten Tagesstunden erreicht, die von der adiabatischen Temperaturabnahme nicht mehr sehr weit entfernt sind. Wir können daraus den Schluß ziehen, daß Fälle mit überadiabatischer Temperaturabnahme ziemlich häufig vorkommen dürften. Im vierten Kapitel dieser Abhandlung wird diese Frage näher untersucht werden.

Bei den Stationen Hohenpeißenberg und Zugspitze sind die Extreme der mittleren vertikalen Temperaturgradienten mehr abgestumpft. Das auf den Januar entfallende Minimum beträgt  $0.41^{\circ}$ , das Maximum im Juli  $0.73^{\circ}$  <sup>2)</sup>. Dies erklärt sich zwanglos daraus, daß die Basisstation Hohenpeißenberg fast 1000 m hoch auf einem Berge liegt, während die Höhe der Zugspitze nahezu 3000 m erreicht. Temperaturumkehr zwischen den beiden Stationen wird also weit seltener vorkommen, da sie hauptsächlich durch eine Tallage der unteren Station bedingt ist, und überadiabatische Temperaturabnahme dürfte noch weniger häufig sein, da sie meist auf die unteren Luftschichten beschränkt bleibt.

<sup>1)</sup> A. a. O.

<sup>2)</sup> Der in der Huberschen Abhandlung angegebene Wert von  $0.74$  scheint um  $0.01^{\circ}$  zu hoch zu sein.

Tab. 5. Mittlere Temperaturabnahme für 100 m zwischen Wasserleben und Brocken in den einzelnen Jahreszeiten.

	1 <sup>a</sup>	2 <sup>a</sup>	3 <sup>a</sup>	4 <sup>a</sup>	5 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	7 <sup>a</sup>	8 <sup>a</sup>	9 <sup>a</sup>	10 <sup>a</sup>	11 <sup>a</sup>	Mittag	1 <sup>p</sup>	2 <sup>p</sup>	3 <sup>p</sup>	4 <sup>p</sup>	5 <sup>p</sup>	6 <sup>p</sup>	7 <sup>p</sup>	8 <sup>p</sup>	9 <sup>p</sup>	10 <sup>p</sup>	11 <sup>p</sup>	Mitternacht	Mittel	Schwankung
Frühling	0.53	0.51	0.49	0.48	<b>0.47</b>	0.50	0.56	0.63	0.71	0.77	0.82	0.85	0.88	0.89	<b>0.89</b>	0.89	0.87	0.83	0.76	0.68	0.62	0.59	0.57	0.55	0.68	0.42
Sommer	0.45	0.44	0.42	<b>0.41</b>	0.41	0.47	0.57	0.67	0.75	0.82	0.86	0.88	0.89	0.91	<b>0.91</b>	0.90	0.88	0.85	0.79	0.70	0.58	0.53	0.49	0.48	0.67	0.50
Herbst	0.43	0.42	0.41	0.40	0.40	<b>0.40</b>	0.40	0.45	0.53	0.60	0.66	0.71	0.74	<b>0.76</b>	0.76	0.74	0.71	0.64	0.58	0.54	0.50	0.48	0.46	0.45	0.55	0.36
Winter	0.46	0.46	0.45	0.45	0.44	0.44	0.44	<b>0.44</b>	0.45	0.49	0.55	0.59	0.61	<b>0.63</b>	0.61	0.59	0.55	0.53	0.52	0.50	0.49	0.48	0.47	0.46	0.50	0.19
Jahr	0.47	0.46	0.44	0.43	<b>0.43</b>	0.45	0.49	0.54	0.61	0.67	0.72	0.76	0.78	<b>0.80</b>	0.79	0.78	0.75	0.71	0.66	0.60	0.55	0.52	0.50	0.48	0.60	0.37

In Tab. 5 sind die mittleren Stundenwerte der Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken noch für die einzelnen Jahreszeiten zusammengestellt um einen Vergleich zu ermöglichen mit der mittleren Temperaturabnahme in der freien Atmosphäre auf Grund der Beobachtungen in Lindenberg. Hierzu wurde eine Arbeit von Josef Reger: „Täglicher Temperaturgang in der freien Atmosphäre und doppelte Luftdruckschwankung“<sup>1)</sup> benutzt und zwar die Tab. II auf S. 246, welche die ausgeglichenen vertikalen Temperaturdifferenzen für verschiedene Höhenstufen in den einzelnen Jahreszeiten enthält. Da der Höhenunterschied Brocken—Wasserleben rund 1000 m beträgt, in der Tab. II aber Werte für einen solchen Höhenunterschied nicht vorhanden sind, mußten die nächstgelegenen Höhenstufen verwendet werden und zwar die für 122—1000 m und für 122—1500 m, also für Höhendifferenzen von 878 und 1378 m. Die in Tab. 6 enthaltenen Werte der Temperaturabnahme sind durch Reduktion der Temperaturdifferenzen in Tab. II der Regerschen Abhandlung auf 100 m entstanden.

Aus dem Vergleich zwischen Tab. 5 und 6 ergibt sich, daß sowohl für den Höhenunterschied von 878 m wie für den von 1378 m die tägliche Schwankung der vertikalen Temperaturgradienten in Lindenberg in allen Jahreszeiten mit Ausnahme des Sommers für  $\Delta h = 1378$  größer ist als die der Gradienten Wasserleben—Brocken. Es rührt dies daher, daß die Gradienten in den Nachtstunden in der freien Atmosphäre, abgesehen vom Sommer, erheblich kleiner sind als zwischen Wasserleben und Brocken. Die in den Stunden nach Mittag eintretenden höchsten Gradienten dürften dagegen, wenigstens im Frühling, Sommer und Herbst, unter Berücksichtigung des Umstandes, daß die Höhendifferenz Wasserleben—Brocken zwischen 878 und 1378 m liegt, bei diesem Stationspaar ungefähr ebenso groß sein wie in der freien Atmosphäre. Im Winter dagegen sind die Gradienten für beide Höhenstufen der freien Atmosphäre durchweg kleiner als für Wasserleben—Brocken. Der Grund für diese Unterschiede kann nur darin liegen, daß über Lindenberg Temperaturumkehr wesentlich häufiger eintritt, als über Wasserleben, was auf die geographische Lage beider Orte zurückzuführen sein dürfte. Lindenberg liegt kontinentaler als Wasserleben. Wie Reger aber auf S. 236 seiner Abhandlung nachweist, ist die tägliche Schwankung der Temperaturabnahme im Innern des Landes größer als an der Küste.

Tab. 6. Mittlere Temperaturabnahme in der freien Atmosphäre über Lindenberg für 100 m. (Ausgegliche Werte.)

	1 <sup>a</sup>	2 <sup>a</sup>	3 <sup>a</sup>	4 <sup>a</sup>	5 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	7 <sup>a</sup>	8 <sup>a</sup>	9 <sup>a</sup>	10 <sup>a</sup>	11 <sup>a</sup>	Mittag	1 <sup>p</sup>	2 <sup>p</sup>	3 <sup>p</sup>	4 <sup>p</sup>	5 <sup>p</sup>	6 <sup>p</sup>	7 <sup>p</sup>	8 <sup>p</sup>	9 <sup>p</sup>	10 <sup>p</sup>	11 <sup>p</sup>	Mitternacht	Mittel	Schwankung	
122—1000 m ( $\Delta h = 878$ m)																											
Frühling	0.29	0.26	0.26	0.19	<b>0.15</b>	0.18	0.23	0.41	0.62	0.74	0.82	0.88	<b>0.91</b>	0.90	0.87	0.82	0.77	0.74	0.69	0.62	0.54	0.48	0.39	0.33	0.55	0.76	
Sommer	0.37	0.39	0.43	0.36	<b>0.35</b>	0.37	0.46	0.62	0.71	0.76	0.82	0.94	0.98	0.96	0.97	<b>0.99</b>	0.95	0.84	0.79	0.68	0.58	0.53	0.45	0.40	0.65	0.64	
Herbst	0.27	0.26	0.01	<b>0.13</b>	0.20	0.31	0.32	0.39	0.40	0.39	0.46	0.79	<b>0.89</b>	0.78	0.75	0.72	0.65	0.35	0.03	0.16	0.34	0.36	0.30	0.22	0.37	1.02	
Winter	0.14	0.12	0.10	0.12	0.14	<b>0.09</b>	0.25	0.19	0.16	0.18	0.24	0.20	0.31	<b>0.37</b>	0.35	0.28	0.25	0.26	0.24	0.23	0.20	0.19	0.17	0.13	0.20	0.28	
Jahr	0.29	0.26	0.16	<b>0.13</b>	0.25	0.30	0.34	0.40	0.46	0.53	0.64	0.74	<b>0.75</b>	0.74	0.72	0.69	0.64	0.60	0.55	0.47	0.41	0.37	0.33	0.29	0.46	0.62	
122—1500 m ( $\Delta h = 1378$ m)																											
Frühling	0.38	0.33	0.36	0.33	<b>0.23</b>	0.29	0.37	0.50	0.61	0.68	0.72	0.73	<b>0.83</b>	0.83	0.80	0.75	0.71	0.71	0.69	0.65	0.56	0.50	0.48	0.44	0.56	0.59	
Sommer	0.51	0.49	0.48	<b>0.43</b>	0.45	0.49	0.55	0.63	0.67	0.70	0.73	0.79	0.86	0.86	0.86	0.87	<b>0.89</b>	0.80	0.76	0.72	0.66	0.60	0.52	0.51	0.66	0.46	
Herbst	0.37	0.32	0.22	<b>0.17</b>	0.34	0.41	0.39	0.45	0.47	0.43	0.45	0.62	<b>0.88</b>	0.73	0.68	0.68	0.68	0.42	0.27	0.38	0.42	0.43	0.43	0.38	0.46	0.71	
Winter	<b>0.15</b>	0.15	0.21	0.27	0.38	0.33	0.29	0.22	0.19	0.21	0.32	0.37	0.34	<b>0.43</b>	0.42	0.38	0.35	0.33	0.26	0.22	0.20	0.21	0.24	0.21	0.28	0.28	
Jahr	0.39	0.34	0.30	<b>0.23</b>	0.37	0.42	0.44	0.46	0.47	0.51	0.59	0.69	<b>0.73</b>	0.71	0.68	0.66	0.65	0.62	0.61	0.53	0.45	0.41	0.42	0.41	0.51	0.55	

<sup>1)</sup> Die Arbeiten des Königl. Preuß. Aeronautischen Observatoriums bei Lindenberg im Jahre 1912. VIII. Bd. S. 229. Braunschweig 1913.

Wir haben vorhin gesehen, daß die mittlere Veränderlichkeit der Monatsmittelwerte der Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken deutlich einen jährlichen Gang zeigt. Es lag die Vermutung nahe, daß auch die mittlere Veränderlichkeit der Stundenmittel im Laufe des Tages wenigstens bis zu einem gewissen Grade einem gesetzmäßigen Verlauf unterworfen ist. Die Untersuchung wurde nicht für sämtliche Monate, sondern immer nur für den ersten eines jeden Vierteljahres sowie auch für das Jahr durchgeführt, da dies genügend schien, um das Vorhandensein eines täglichen Ganges und etwaiger Änderungen im Laufe des Jahres festzustellen. Nachträglich wurde dann auch noch der Juni hinzugenommen, da sich bei der erst später durchgeführten Berechnung der mittleren Veränderlichkeit der Monatsmittel der Temperaturabnahme herausstellte, daß in diesem Monat ein Minimum der Veränderlichkeit eintritt. Der Januar, in dem die Veränderlichkeit am größten ist, war schon berücksichtigt.

Tab. 7. Mittlere Veränderlichkeit der Stundenmittel der Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken (1900—1914).  
(Tausendstel Grade).

	1 <sup>a</sup>	2 <sup>a</sup>	3 <sup>a</sup>	4 <sup>a</sup>	5 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	7 <sup>a</sup>	8 <sup>a</sup>	9 <sup>a</sup>	10 <sup>a</sup>	11 <sup>a</sup>	Mittag	1 <sup>p</sup>	2 <sup>p</sup>	3 <sup>p</sup>	4 <sup>p</sup>	5 <sup>p</sup>	6 <sup>p</sup>	7 <sup>p</sup>	8 <sup>p</sup>	9 <sup>p</sup>	10 <sup>p</sup>	11 <sup>p</sup>	Mitternacht	
Januar	176	177	180	177	180	182	185	183	<b>186</b>	182	168	157	148	140	<b>136</b>	<b>136</b>	138	143	151	161	161	165	161	171	171
April	51	57	56	69	68	<b>81</b>	74	63	56	46	42	33	38	40	37	33	30	25	<b>22</b>	33	42	42	48	48	48
Juni	42	47	46	<b>49</b>	47	45	36	36	38	33	33	30	<b>26</b>	34	32	36	32	38	45	41	32	34	36	40	40
Juli	78	84	90	97	<b>105</b>	97	79	60	42	37	39	33	40	37	39	33	38	31	34	<b>29</b>	45	54	61	71	71
Oktbr.	120	127	130	127	129	131	<b>139</b>	137	126	109	92	83	77	74	62	54	<b>50</b>	59	72	82	94	91	103	112	112
Jahr	19	20	21	22	22	21	23	<b>24</b>	24	21	21	19	19	19	18	20	18	19	19	16	<b>15</b>	<b>15</b>	<b>15</b>	16	16
Ausgeglichene Werte:																									
Januar	175	177	178	179	180	182	184	<b>184</b>	<b>184</b>	180	169	159	148	141	137	<b>136</b>	139	144	151	158	162	163	164	170	170
April	52	55	60	66	72	<b>76</b>	73	64	55	48	41	36	37	39	37	33	30	<b>26</b>	<b>26</b>	32	40	43	46	49	49
Juni	43	45	47	<b>48</b>	47	43	38	37	36	34	32	30	<b>29</b>	31	33	34	35	38	42	40	35	34	37	40	40
Juli	78	84	90	97	<b>101</b>	94	79	60	45	39	37	36	37	38	37	36	35	34	<b>32</b>	34	43	54	62	70	70
Oktbr.	120	126	128	128	129	132	<b>136</b>	135	124	109	94	84	78	72	63	55	<b>53</b>	60	71	82	90	95	102	112	112
Jahr	18	20	21	22	22	22	23	<b>24</b>	23	22	21	20	19	19	19	19	19	19	18	16	15	<b>15</b>	15	16	16

In Tab. 7 sind die Werte der mittleren Veränderlichkeit, ausgedrückt in Tausendstel Graden enthalten. Im allgemeinen ist ein ausgesprochener täglicher Gang vorhanden, der allerdings nicht ganz störungsfrei verläuft. Da 15 Beobachtungsjahre zur Ermittlung genauer Werte der Veränderlichkeit vielleicht zu wenig sind, wäre es möglich, daß die Unregelmäßigkeiten bei Benutzung einer längeren Beobachtungsreihe ganz oder teilweise in Wegfall kämen. Gleicht man die Werte in bekannter Weise mit Hilfe der Formel  $\frac{1}{4}(a + 2b + c)$  aus, so verschwinden die Störungen fast ganz. Abgesehen von einigen Verzögerungen im Anstieg der Kurven macht sich nur in den Monaten April, Juni und Juli nachmittags je ein sekundäres Maximum bemerkbar, das aber nur im Juni stärker ausgeprägt ist. Im Juli ist es nur angedeutet. In den Monaten Januar und Oktober haben die Kurven einen einfachen Verlauf.

Die mittlere Veränderlichkeit erreicht ihre höchsten Beträge ungefähr zur Zeit des Sonnenaufganges, wie ja auch in ähnlicher Weise die Minima der Temperaturabnahme mit dem Sonnenaufgang in Beziehung stehen. Doch treten die Maxima der Veränderlichkeit in den hier behandelten Monaten mit Ausnahme des Oktober etwas später ein, als die Minima der Temperaturabnahme. Die Minima der Veränderlichkeit fallen ebenso wie die Maxima der Temperaturabnahme auf den Nachmittag. Während aber die letzteren durchweg um 2 oder 3<sup>p</sup> auftreten, verteilen sich die ersteren in anscheinend regelloser Weise auf die Stunden von 1 bis 7<sup>p</sup>, oder gar 1 bis 8<sup>p</sup> wenn die unausgeglichene Werte in Betracht gezogen werden. Im Jahresmittel tritt das Minimum sogar erst um 10<sup>p</sup> ein.

Obwohl es im allgemeinen nicht üblich ist, den täglichen Temperaturgang der harmonischen Analyse zu unterwerfen, weil es nicht möglich ist, die Verschiedenheit des Temperaturverlaufs bei Tag und bei Nacht durch wenige Glieder der Sinusreihe zum Ausdruck zu bringen, wurde doch nachgeprüft, ob der tägliche Gang der Temperaturabnahme nicht besser für eine analytische Behandlung geeignet wäre. Es ergab sich nun, daß schon drei Glieder der Sinusreihe genügen, um im Jahresmittel des täglichen Ganges eine völlige Übereinstimmung zwischen beobachteten und berechneten Werten ausgedrückt in Hundertstel Graden zu erzielen. Dagegen sind für die Darstellung des täglichen Ganges

der Temperatur im Jahresmittel bei der Station Wasserleben 9, beim Brocken 8 Glieder der Sinusreihe erforderlich, um die beobachteten und berechneten Werte nur soweit in Einklang zu bringen, daß die Abweichungen der letzteren nicht größer sind als die wahrscheinlichen Fehler des beobachteten täglichen Ganges. Völlige Übereinstimmung tritt erst mit dem 12. Gliede ein.

Das für die analytische Darstellung der Temperaturabnahme günstige Ergebnis beruht vor allem darauf, daß ja die Temperaturgradienten durch Division der Temperaturdifferenzen beider Stationen mit 10 gewonnen sind, also tatsächlich eine Stelle weniger enthalten als die letzteren.

Um nun zu sehen, ob sich die Phasenwinkel und Amplituden im Laufe des Jahres gesetzmäßig änderten, wurden auch noch die Monatsmittel des täglichen Ganges der Temperaturabnahme analysiert. Die Berechnung wurde nur bis zum 3. Reihengliede ausgeführt, obwohl die Monatsmittel sich dadurch nicht ganz so genau darstellen lassen wie das Jahresmittel. In Tab. 8 sind die Phasenwinkel und Amplituden zusammengestellt. Man sieht daraus, daß der Phasenwinkel  $A_1$  sich im Laufe des Jahres nur wenig ändert, doch findet immerhin eine geringe, wenn auch nicht ganz regelmäßige Zunahme vom Winter zum Sommer statt. Die Phasendifferenz zwischen dem Minimum im Februar und dem Maximum im August beträgt ungefähr eine Stunde. Der Phasenwinkel  $A_2$  ändert sich weit mehr. Die Winkel sind auch hier im Winter am kleinsten und nehmen rasch nach dem Sommer hin zu. Die Werte von  $A_3$  verhalten sich umgekehrt, da sie vom Oktober bis Februar groß, in den übrigen Monaten klein sind. Übergänge finden nicht statt.

Die Amplituden  $a_1$  haben nahezu den gleichen jährlichen Gang wie die Tagesschwankungen der Temperaturabnahme in der letzten Spalte der Tab. 4. Die Änderungen der Amplituden  $a_2$  und  $a_3$  sind weniger regelmäßig. Sie haben aber ähnlich wie die entsprechenden Phasenwinkel im allgemeinen einen entgegengesetzten Gang.

Unstreitig sind also gewisse Gesetzmäßigkeiten im jährlichen Gange der Phasenwinkel und Amplituden vorhanden, ohne daß sich jedoch etwas Näheres über ihre physikalische Bedeutung sagen ließe. Besonders auffällig ist das entgegengesetzte Verhalten des zweiten und dritten Gliedes.

Tab. 8. Harmonische Analyse des täglichen Ganges der Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken.

Konstanten der Reihe  $a_1 \sin(A_1 + x) + a_2 \sin(A_2 + 2x) + a_3 \sin(A_3 + 3x)$ .

Monat	$A_1$	$a_1$	$A_2$	$a_2$	$A_3$	$a_3$
Januar	221° 29'	0.0773	30° 0'	0.0280	212° 14'	0.0118
Februar	220 4	0.0988	33 22	0.0458	224 28	0.0111
März	227 32	0.1517	30 44	0.0413	25 8	0.0069
April	231 12	0.2284	60 0	0.0263	23 27	0.0324
Mai	229 38	0.2557	115 22	0.0155	21 33	0.0351
Juni	233 16	0.2645	184 7	0.0159	14 38	0.0305
Juli	234 38	0.2755	172 58	0.0127	21 48	0.0370
August	236 35	0.2557	78 9	0.0207	11 28	0.0405
September	228 15	0.2507	44 4	0.0490	15 24	0.0249
Oktober	225 34	0.1842	37 28	0.0565	289 28	0.0035
November	229 8	0.0972	30 3	0.0330	220 56	0.0118
Dezember	226 55	0.0571	42 20	0.0345	223 0	0.0168
Jahr	230 16	0.1840	48 38	0.0278	11 56	0.0126

### 3. Die Temperaturumkehr.

#### I.

Nachdem im vorigen Kapitel die mittleren Verhältnisse der Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken behandelt worden sind, sollen jetzt die besonderen Fälle der Temperaturänderung mit der Höhe untersucht werden und zwar zunächst diejenigen, in denen der vertikale Gradient negativ war, die Temperaturabnahme sich also in eine Temperaturzunahme nach oben verwandelte.

Leider war es nicht möglich, aus den stündlichen Beobachtungen des 15 jährigen Zeitraumes alle Fälle von Temperaturumkehr herauszusuchen und auf diese Weise den täglichen Gang des Phänomens festzustellen, da diese Arbeit bei den rund 130000 Stundenwerten, die von jeder Station vorlagen, ohne Mitwirkung einer Rechenhilfe zu viel Zeit in Anspruch genommen haben würde. Ich habe mich daher

zunächst damit begnügt, aus den Terminbeobachtungen um 7<sup>a</sup>, 2<sup>p</sup> und 9<sup>p</sup> die Fälle der Temperaturumkehr herauszusuchen, wobei nicht nur die Häufigkeit sondern auch die Stärke der Erscheinung berücksichtigt wurde.

Tab. 9. Häufigkeit der Temperaturumkehr zwischen Wasserleben und Brocken zu den drei Beobachtungsterminen 7<sup>a</sup>, 2<sup>p</sup> und 9<sup>p</sup> in den Jahren 1900—1914.

Monat	Termin	Temperaturzunahme für 100 m in C°																Summe	In Prozenten aller Monatstage	Mittlere Temp.-Zun.		
		0.01 bis 0.10	0.11 bis 0.20	0.21 bis 0.30	0.31 bis 0.40	0.41 bis 0.50	0.51 bis 0.60	0.61 bis 0.70	0.71 bis 0.80	0.81 bis 0.90	0.91 bis 1.00	1.01 bis 1.10	1.11 bis 1.20	1.21 bis 1.30	1.31 bis 1.40	1.41 bis 1.50	1.51 bis 1.60				1.61 bis 1.70	1.71 bis 1.80
Januar	7 <sup>a</sup>	6	9	7	14	17	8	7	7	4	4	1	1	2	2	3	—	1	—	93	20.0	} 0.48
	2 <sup>p</sup>	9	15	6	2	7	4	5	2	3	—	2	—	—	—	—	—	—	—	55	11.8	
	9 <sup>p</sup>	8	12	7	9	7	7	4	5	3	3	3	—	3	—	2	—	—	—	73	15.7	
Februar	7 <sup>a</sup>	9	1	4	4	3	4	4	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32	7.6	} 0.32
	2 <sup>p</sup>	3	—	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	1.7	
	9 <sup>p</sup>	4	1	7	3	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18	4.3	
März	7 <sup>a</sup>	9	2	3	2	1	3	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	22	4.7	} 0.25
	2 <sup>p</sup>	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0.4	
	9 <sup>p</sup>	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0.4	
April	7 <sup>a</sup>	9	6	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19	4.2	} 0.13
	2 <sup>p</sup>	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0.4	
	9 <sup>p</sup>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0.2	
Mai	7 <sup>a</sup>	5	7	2	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15	3.2	} 0.14
	2 <sup>p</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	9 <sup>p</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Juni	7 <sup>a</sup>	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	0.9	} 0.04
	2 <sup>p</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	9 <sup>p</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Juli	7 <sup>a</sup>	5	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	1.7	} 0.07
	2 <sup>p</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	9 <sup>p</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
August	7 <sup>a</sup>	10	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	3.0	} 0.11
	2 <sup>p</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	9 <sup>p</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
September	7 <sup>a</sup>	22	8	7	11	2	1	2	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	55	12.2	} 0.23
	2 <sup>p</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	9 <sup>p</sup>	3	2	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	1.8	
Oktober	7 <sup>a</sup>	26	12	12	14	8	6	4	2	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	87	18.7	} 0.25
	2 <sup>p</sup>	4	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1.3	
	9 <sup>p</sup>	13	5	8	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27	5.8	
November	7 <sup>a</sup>	5	6	11	6	4	6	4	2	1	4	—	1	—	—	—	—	—	—	50	11.1	} 0.35
	2 <sup>p</sup>	10	6	3	2	1	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24	5.3	
	9 <sup>p</sup>	8	3	9	4	3	2	4	2	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	38	8.4	
Dezember	7 <sup>a</sup>	13	6	11	6	3	5	1	3	2	—	—	—	—	1	—	1	—	—	52	11.2	} 0.35
	2 <sup>p</sup>	4	9	4	5	2	—	—	2	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	29	6.2	
	9 <sup>p</sup>	6	9	2	6	2	4	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	1	—	33	7.1	
Summe	7 <sup>a</sup>	123	62	59	59	41	33	23	16	10	10	1	4	2	2	4	—	2	—	451	8.2	} 0.34
	2 <sup>p</sup>	31	32	15	12	10	5	7	4	5	1	2	—	—	1	—	—	—	—	125	2.3	
	9 <sup>p</sup>	44	33	34	24	15	14	9	7	6	4	4	—	3	—	2	—	—	1	200	3.7	
In Prozenten der Jahressummen.																						
7 <sup>a</sup>	27.3	13.8	13.1	13.1	9.1	7.3	5.1	3.6	2.2	2.2	0.2	0.9	0.4	0.4	0.9	—	0.4	—	100.0			
2 <sup>p</sup>	24.8	25.6	12.0	9.6	8.0	4.0	5.6	3.2	4.0	0.8	1.6	—	—	0.8	—	—	—	—	100.0			
9 <sup>p</sup>	22.0	16.5	17.0	12.0	7.5	7.0	4.5	3.5	3.0	2.0	2.0	—	1.5	—	1.0	—	—	0.5	100.0			

In Tab. 9 sind die Ergebnisse zusammengestellt. Aus den Endsummen ersieht man, daß Temperaturumkehr am häufigsten um 7<sup>a</sup>, noch nicht halb so häufig um 9<sup>p</sup> und noch seltener um 2<sup>p</sup> vorzukommen pflegt. Das erklärt sich leicht aus den bekannten Ursachen der Erscheinung, über die nachher noch Einiges zu sagen sein wird. In den Monaten November bis Januar sind die Unterschiede in der Häufigkeit des Eintretens zu den drei Terminen am meisten abgeschwächt, während in den Monaten Mai bis September um 2<sup>p</sup> und in den Monaten Mai bis August auch um 9<sup>p</sup> Temperaturumkehr überhaupt nicht beobachtet wurde.

Der jährliche Gang der Temperaturumkehr läßt sich aus Tab. 9 nicht sicher entnehmen, da solche nicht nur häufig an demselben Tage zu verschiedenen Terminen bestand, sondern auch im



Sommer die Zahl der in der Tabelle verzeichneten Fälle weit hinter der Wirklichkeit zurückbleibt, weil die in den Nachtstunden etwa vorhandene Temperaturumkehr um 7<sup>a</sup> in Folge der Einwirkung der Sonne meist schon verschwunden ist.

Um daher einen der Wahrheit näher kommenden Überblick über die Verteilung der Erscheinung auf die einzelnen Monate zu erhalten, wurden noch alle Fälle von Umkehr herausgesucht, die um 4<sup>a</sup> sich bemerkbar machten, da zur Zeit des höchsten Sonnenstandes, also im Juni und Juli, die Temperaturabnahme zu dieser Stunde die kleinsten Werte erreicht. Es wurden nun die Tage ausgezählt, an denen in jedem Monat zu einem oder an mehreren der 4 Termine 4<sup>a</sup>, 7<sup>a</sup>, 2<sup>p</sup> und 9<sup>p</sup> Temperaturumkehr beobachtet wurde. Das Ergebnis findet man in der folgenden Tab. 10. Zum Vergleich ist die Zahl der Tage darunter gesetzt, die man erhält, wenn man nur die Termine 7<sup>a</sup>, 2<sup>p</sup> und 9<sup>p</sup> berücksichtigt.

Tab. 10. Zahl der Tage mit Temperaturumkehr zwischen Wasserleben und Brocken (1900—1914) nach den Beobachtungen zu den Stunden 4<sup>a</sup>, 7<sup>a</sup>, 2<sup>p</sup> und 9<sup>p</sup>.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septbr.	Oktbr.	Novbr.	Dezbr.	Jahr
In Prozenten der Jahressumme	110 14.8	47 6.3	35 4.7	37 5.0	42 5.6	54 7.2	58 7.8	32 4.3	78 10.5	103 13.9	70 9.4	78 10.5	744 100.0
In Prozenten aller Monatstage	23.7	11.1	7.5	8.2	9.0	12.0	12.5	6.9	17.3	22.2	15.6	16.8	13.6
Zahl der Tage mit Temperaturumkehr nach den Beobachtungen zu den Terminen 7 <sup>a</sup> , 2 <sup>p</sup> und 9 <sup>p</sup> .													
In Prozenten der Jahressumme	107 20.9	40 7.8	24 4.7	21 4.1	15 2.9	4 0.8	8 1.6	14 2.7	57 11.1	93 18.1	57 11.1	73 14.2	513 100.0

Aus dem ersten Teil der Tabelle für die 4 Termine ersieht man, daß auf den Januar die meisten Tage mit Temperaturumkehr entfallen, daß aber im Oktober die Erscheinung nahezu ebenso häufig ist. Das Minimum kommt dem August zu. Auffallend ist die Zunahme der Tage vom März bis zum Juli. Berücksichtigt man nur die 3 Termine 7<sup>a</sup>, 2<sup>p</sup> und 9<sup>p</sup>, so ergibt sich im Sommer ein ganz falsches Bild von der Häufigkeit der Temperaturumkehr. Wie der zweite Teil der Tabelle zeigt, würde dann die Häufigkeit der Temperaturumkehr bis zum Juni sehr stark abnehmen. Im Juni und Juli erreicht der Unterschied zwischen den Zahlen des ersten und zweiten Teiles der Tabelle 50 Tage. In den Wintermonaten Dezember bis Februar sind dagegen die Differenzen nicht sehr erheblich. Um die ungleiche Länge der Monate auszuschalten, sind die Monatssummen für die 4 Termine noch in Prozenten aller Monatstage ausgedrückt worden. Man ersieht daraus, daß im Januar an rund 24 von 100 Tagen, also ungefähr jeden 4. Tag Temperaturumkehr auftritt, im August dagegen nur an 7 von 100 Tagen, d. h. etwa zweimal im Monat.

Was die Ursachen der Temperaturumkehr anbetrifft, so ist sie bekanntlich im wesentlichen eine Folge der Abkühlung der unteren Luftschichten durch Ausstrahlung. Zu ihrer Entstehung tragen daher alle Faktoren bei, welche die Ausstrahlung begünstigen, vor allem ruhige oder wenig bewegte Luft und geringe Bewölkung in den Nachtstunden, ferner auch das Bestehen einer Schneedecke. Daher kommt es, daß die Temperaturumkehr vorwiegend eine winterliche Erscheinung ist und am häufigsten in der Zeit vom Abend bis zum Morgen auftritt. Da aber im Winter die Ausstrahlung die Einstrahlung überwiegt, kann unter den oben angegebenen Bedingungen die Temperaturumkehr auch am Tage bestehen bleiben, zumal wenn eine Schneedecke vorhanden ist. Nicht zu unterschätzen ist aber auch der Einfluß, den das langsame Herabsinken der Luftmassen in Antizyklonen durch dynamische Erwärmung auf die Temperatur oberhalb der durch Ausstrahlung erkalteten Luftschicht ausübt. Darauf sind die oft ungewöhnlich hohen Temperaturen, die im Winter zuweilen in der Höhe beobachtet werden, zurückzuführen. Im Sommer beschränkt sich die Temperaturumkehr im allgemeinen auf die Nacht- und frühen Morgenstunden. Zwischen Wasserleben und Brocken zeigt sie sich nur sehr selten schon vor Mitternacht.

Fragt man nach den Wetterlagen, welche die Entstehung der Temperaturumkehr besonders begünstigen, so sind dies in erster Linie solche, in denen Hochdruckgebiete für die Gestaltung des Wetters maßgebend sind, sei es, daß das Maximum eine zentrale Lage hat, oder daß der Ort mit Temperaturumkehr wenigstens noch im Bereich des Hochs oder im Übergangsbereich zwischen Hoch und Tief liegt. Es kommt jedoch eine Temperaturzunahme nach oben auch innerhalb eines Tiefdruck-

gebietes vor, nur muß dieses dann flach und von größerem Umfang sein, sodaß starke Luftdruckgegensätze nicht bestehen.

Bei der Zusammenstellung der Fälle mit Temperaturumkehr fiel es auf, daß die gleichzeitig in Wasserleben beobachtete Windrichtung offenbar besonders häufig Südost war. Daher wurde näher untersucht, wie oft die einzelnen Windrichtungen bei Temperaturumkehr vorkamen. Das Ergebnis ist aus Tab. 11 zu ersehen, die einen Überblick über die Häufigkeit in Prozenten in den einzelnen Jahreszeiten und im Jahr gibt. Man bemerkt sofort, daß im Jahresdurchschnitt Südostwinde in mehr als der Hälfte der Fälle auftraten. Im Frühling, Herbst und Winter ist dieses Überwiegen der südöstlichen Winde fast in gleicher Weise zu beobachten, nur im Sommer sind Südwestwinde etwas stärker vertreten. Nun besagt allerdings dieses Ergebnis so lange nicht viel, als wir nicht wissen, inwieweit es von der normalen Windverteilung in Wasserleben abweicht. Ich habe daher auch noch die prozentische Windverteilung für den gleichen Zeitraum 1900—1914 berechnet und die Zahlen der Tab. 11 angefügt. Bildet man die Unterschiede gegenüber der Windverteilung bei Temperaturumkehr, so zeigt sich auch hier ein starkes Überwiegen der Südostwinde. Sie übersteigen den normalen Wert um 32 Proz. und sind fast dreimal so häufig wie im Durchschnitt. Auch die Windstillen übertreffen den mittleren Betrag um mehr als das Doppelte. Weit weniger häufig als im Durchschnitt sind West- und Nordwestwinde, während bei den übrigen Windrichtungen die Unterschiede nur gering sind. Temperaturumkehr tritt also am häufigsten bei Wetterlagen ein, die Südostwinde bedingen, und zwar, wie man sich leicht überzeugen kann, bei einer östlichen Lage des Luftdruckmaximums. Daß Windstillen erheblich öfter vorkommen als im Mittel steht im Einklang mit den oben angeführten Bedingungen für den Eintritt der Temperaturumkehr. In den meisten Fällen dürfte es sich dabei um eine zentrale Lage des Maximums handeln.

Tab. 11. Häufigkeit der Windrichtungen in Wasserleben ausgedrückt in Prozenten bei Temperaturumkehr zwischen Wasserleben und Brocken.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Wind- stille
Frühling	—	1.6	7.9	49.2	3.2	14.3	4.8	6.3	12.7
Sommer	—	—	—	26.9	11.5	30.8	7.7	7.7	15.4
Herbst	0.7	0.7	2.8	47.4	6.0	23.3	2.1	2.5	14.5
Winter	0.5	0.2	5.4	54.3	3.9	14.4	1.7	4.6	15.0
Jahr	0.5	0.5	4.5	50.4	4.9	18.2	2.3	4.1	14.6
Proz. Windverteilung im Jahresmittel 1900—1914	1.0	3.1	4.9	18.7	4.1	20.0	20.1	21.9	6.2
Diff.	-0.5	-2.6	-0.4	31.7	0.8	-1.8	-17.8	-17.8	8.4

Wenn nun auch die Ursachen der Temperaturumkehr für gewöhnlich klar liegen, so kommen doch auch Fälle vor, die sich nicht ohne weiteres in das allgemeine Schema einordnen lassen. So erscheint es auffallend, daß vereinzelt um 2<sup>p</sup> Temperaturumkehr beobachtet wurde, dagegen nicht früh und abends am gleichen Tage.

Am 13. April 1905 war es in den Stunden von 10<sup>a</sup> bis 5<sup>p</sup> auf dem Brocken wärmer als in Wasserleben. Allerdings ging der Temperaturunterschied nicht über 1.8<sup>o</sup> hinaus. An diesem Tage lag Deutschland im Bereich eines Hochdruckgebietes, dessen Kern sich in Skandinavien befand. In Wasserleben war der Himmel bei andauerndem schwachen Nebel während des ganzen Tages völlig bedeckt. Die Temperatur stieg von 7<sup>a</sup> bis 3<sup>p</sup> von 4.2<sup>o</sup> bis 6.7<sup>o</sup>, also nur um 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub><sup>o</sup>. Auf dem Brocken dagegen schien bei fast völlig heiterem Himmel, geringer Luftbewegung und bereits durchbrochener Schneedecke dauernd die Sonne und die Temperatur stieg von 2.7<sup>o</sup> um 7<sup>a</sup> bis auf 8.8<sup>o</sup> um 4<sup>p</sup>, also um rund 6<sup>o</sup>. Hier war also nicht die Ausstrahlung die Ursache der Temperaturumkehr, sondern im Gegenteil die stärkere Temperaturerhöhung auf dem Brocken durch Einstrahlung. Ähnlich lag der Fall am 27. Februar 1909 2<sup>p</sup> und am 28. März 1911 2<sup>p</sup>. Allerdings spielt die Ausstrahlung hierbei insofern auch eine Rolle, als sie die vertikale Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken verringerte, so daß die Temperatursteigerung durch Insolation in der Höhe genügte, um Temperaturumkehr herbeizuführen. In allen drei Fällen trat auch in der darauffolgenden Nacht regelrechte Temperaturumkehr ein.

Ein wenig anders waren die Verhältnisse am 12. November 1907. An diesem Tage war der Brocken von Mittag ab bis 5<sup>p</sup> wärmer als Wasserleben. Die Wetterlage war so, daß die beiden Stationen

in einer flachen Rinne zwischen zwei Hochdruckgebieten im Osten und Westen lagen. In Wasserleben herrschte während des ganzen Tages starker Nebel. Die Temperatur war um 2<sup>p</sup> 0.2° niedriger als um 7<sup>a</sup>. Auf dem Brocken wurde zu den drei Terminen völlig bedeckter Himmel verzeichnet, Nebel jedoch nur früh und abends. Die Temperatur stieg von 2.7° um 7<sup>a</sup> auf 6.1° um 2<sup>p</sup>. Man kann wohl diesen Temperaturanstieg nur darauf zurückführen, daß im Gegensatz zu Wasserleben der Brocken vom Vormittag bis Abend nebelfrei war und daß sogar von 9 bis 11<sup>a</sup> eine Zeit lang die Sonne schien. Die normale tägliche Erwärmung war also auf dem Brocken nicht so sehr gehemmt wie in Wasserleben. Eine andere Luftströmung in der Höhe kam deshalb nicht in Frage, weil oben und unten Südostwind wehte. Am Abend und in der Nacht trat auf dem Brocken rasche Abkühlung ein, so daß Temperaturumkehr nicht mehr entstehen konnte.

Ungleich schwerer zu deuten ist der letzte Fall vom 15. Januar 1913. An diesem Tage lag ein Maximum im Norden und über dem östlichen Mitteleuropa, ein Minimum westlich der britischen Inseln. Der Luftdruckgradient war ziemlich erheblich, so daß in Wasserleben wie auf dem Brocken starke Südostwinde wehten. Die Bewölkung betrug in Wasserleben um 7<sup>a</sup> 8 um 2<sup>p</sup> 9, auf dem Brocken um 7<sup>a</sup> 8, um 2<sup>p</sup> 5. Auf dem Brocken schien erst zwischen 1 und 2<sup>p</sup> die Sonne, sonst den ganzen Vormittag nicht. An beiden Punkten herrschte strenger Frost. Die Temperaturumkehr wurde dadurch hervorgerufen, daß auf dem Brocken die Temperatur von -11.6° um 9<sup>a</sup> auf -7.8° um 10<sup>a</sup> stieg, in Wasserleben in derselben Zeit von -10.4° nur bis -9.1°. Die Inversion dauerte von 10<sup>a</sup> bis 2<sup>p</sup>. Worauf die rasche Temperatursteigerung innerhalb einer Stunde auf dem Brocken zurückzuführen ist, läßt sich nicht nachweisen. Eine Folge der Einstrahlung kann sie nicht gewesen sein, da die Sonne nicht schien und auch im Januar nicht eine derartige Wirkung hätte ausüben können. Eine Winddrehung wäre möglich, wenn auch eine solche aus den Terminbeobachtungen nicht ersichtlich ist. Vielleicht kann man die Temperaturerhöhung auf eine absteigende Luftströmung zurückführen.

Wie schon erwähnt wurde, wehte während der Temperaturumkehr ein starker Wind. Es gab nun auch noch eine Anzahl anderer Fälle, in denen im Gegensatz zu der Annahme, daß für die Entstehung der Erscheinung vor allem Luftruhe oder nur schwache Luftbewegung erforderlich ist, in Wasserleben lebhaft bis starke Winde wehten. Vielfach scheint es sich dabei aber nur um ein örtliches Auffrischen des Windes gehandelt zu haben, denn die Wetterlage war in der Tat so, daß sie nur schwache Luftbewegung bedingte. Die Stationen der Wetterkarten zeigen im Einklang damit auch nur geringe Windstärken. Es bleiben aber doch noch Fälle übrig, in denen trotz Zutreffens der sonstigen Vorbedingungen für Temperaturumkehr die lebhaften Winde auf das Bestehen eines stärkeren Luftdruckgradienten zurückzuführen waren.

Ich möchte hier nur auf einen Fall eingehen, der sich dadurch auszeichnet, daß Temperaturumkehr an 11 Tagen hintereinander, wenn auch mit einzelnen Unterbrechungen zu gewissen Tageszeiten beobachtet wurde. Es ist dies die Periode vom 11.—21. Januar 1912. In diesen Tagen befand sich ein ungewöhnlich hohes Maximum im Osten oder Nordosten und ein Minimum im Westen auf dem Ozean. Brocken und Wasserleben lagen nach dem Rande des Hochdruckgebietes zu. Trotzdem überstieg dort der Luftdruck im Meeresniveau vielfach noch 770 mm. Infolge des nicht unbedeutenden Gradienten wehten in Wasserleben südöstliche bis östliche Winde, die in den Tagen vom 11.—19. meist zwischen Stärke 5 und 7 der Beaufortskala schwankten. Das Wetter war vielfach heiter, sowohl unten wie oben. Nebelbildung fehlte ganz. Über dem mittleren und östlichen Norddeutschland lag eine Schneedecke. In Wasserleben herrschte strenger Frost, der sich nach oben hin infolge der Temperaturumkehr etwas milderte. Nach dem Inneren des Hochdruckgebietes und nach Südosten nahm die Kälte meist noch beträchtlich zu. Der positive Temperaturunterschied zwischen Brocken und Wasserleben ging an verschiedenen Tagen über 5° hinaus. Offenbar führten also die östlichen Winde durch Ausstrahlung sehr stark erkaltete Luft aus dem Hochdruckgebiet herbei, die sich, da sie über eine ausgedehnte Schneedecke strich und die Himmelsbedeckung nicht groß war, auf ihrem Wege nicht erheblich erwärmen konnte. Die normaler Weise innerhalb des Hochs über der kalten Bodenschicht befindliche wärmere Luft konnte sich bei ihrem Transport nach Westen mit der spezifisch schwereren kalten Luft nicht wesentlich vermischen, so daß die Temperaturumkehr bestehen blieb. Dadurch dürfte sich die Erscheinung, daß die Temperatur trotz der starken Luftbewegung nach oben zunahm, erklären lassen.

Über die Häufigkeit der Temperaturumkehr gesondert nach Stufenwerten gibt Tab. 9 Auskunft. Im Jahresdurchschnitt sind natürlich die Fälle mit dem schwächsten vertikalen Gradienten am häufigsten, für die Wintermonate trifft dies jedoch nicht immer zu. So kommen im Januar um 7<sup>a</sup> Gradienten von 0.41 bis 0.45° am meisten vor. Die stärksten Gradienten kann man, wie sich leicht

denken läßt, im Winter und zwar im Januar und Dezember erwarten. Die größte Temperaturzunahme an einem Beobachtungstermin ist am 12. Dezember 1902 9<sup>p</sup> eingetreten, und zwar 1.73° für 100 m. Legt man jedoch die Stundenwerte der Temperaturregistrierungen zugrunde, so betrug das Maximum, das überhaupt in den 15 Jahren zu verzeichnen war, um 5<sup>p</sup> desselben Tages fast 2° für 100 m, denn der Brocken war in dieser Stunde um 19.6° wärmer als Wasserleben. Im Sommer kamen nur schwache Gradienten vor, im Juni nur solche zwischen 0.01 und 0.10. Es ist allerdings anzunehmen, daß in den Nachtstunden auch noch stärkere Temperaturzunahme auftrat.

Was die Länge der Perioden mit Temperaturumkehr betrifft, so war vorhin schon von der Zeit vom 11.—21. Januar 1912 die Rede, innerhalb deren täglich, wenn auch mit Unterbrechungen zu gewissen Tageszeiten, Umkehr beobachtet wurde. Handelt es sich jedoch darum, die längste Periode festzustellen, innerhalb deren ohne jede Unterbrechung Temperaturumkehr bestand, so war dies die Zeit von Mitternacht zum 9. Januar 1901 bis 11 Uhr Vorm. am 19., d. h. ungefähr 10½ Tage. Die Temperaturunterschiede zwischen Brocken und Wasserleben stiegen bis zu 15.5°. Die Ursache war ein Hochdruckgebiet, dessen Kern über Deutschland oder nur wenig nach Osten hin lag. Auf dem Brocken war der Himmel wolkenlos; auch in Wasserleben war die Bewölkung gering, doch herrschte meist schwacher Nebel.

Die zweitlängste ununterbrochene Periode mit Temperaturumkehr dauerte von Mitternacht zum 9. Dezember 1902 bis 11<sup>a</sup> am 15. Dezember. Es ist das dieselbe, in der auch der größte Temperaturunterschied von 19.6° beobachtet wurde. Das Maximum lag damals im Norden oder Osten gegenüber tieferem Druck anfangs über Südwesteuropa, dann nordwestlich von Irland. Die Bewölkungsverhältnisse waren ähnlich den vorhin geschilderten. Nur herrschte anfangs in Wasserleben Nebel bei ganz bedecktem Himmel.

## II.

Aus den Temperaturbeobachtungen in Wasserleben und auf dem Brocken läßt sich lediglich die Tatsache der Temperaturumkehr feststellen, nicht aber, wie in Wirklichkeit die Änderung der Temperatur nach oben hin vor sich geht. Da keine Zwischenpunkte vorhanden sind, würde man sich also ähnlich wie bei der barometrischen Höhenmessung auf die nur ausnahmsweise zutreffende Annahme beschränken müssen, daß die Temperatur linear zunimmt, wenn man nicht doch auf andere Weise Anhaltspunkte über den Temperaturverlauf gewinnen könnte. Aus der barometrischen Höhenformel läßt sich nämlich in jedem Falle die Temperatur berechnen, die dem bekannten Höhenunterschied Brocken—Wasserleben wirklich entspricht. Da die Temperaturänderung zwischen den beiden Punkten in Form einer Kurve verlaufen wird, so bedeutet diese Temperatur, welche wir die barometrische nennen und mit  $\vartheta$  bezeichnen wollen, die mittlere Ordinate der Kurve.

Um die Berechnung von  $\vartheta$  möglichst einfach zu gestalten, wurde folgender Weg eingeschlagen. Die übliche Höhenformel lautet:

$$h = 18400 (1 + \alpha t) \left(1 + 0.377 \frac{e_m}{b_m}\right) (1 + \beta \cos 2\varphi) \left(1 + \frac{2 H_m}{r}\right) \log \frac{b}{b_1}.$$

Daraus erhält man, wenn man für  $t$   $\vartheta$  setzt:

$$\vartheta = \frac{h}{18400 \alpha \left(1 + 0.377 \frac{e_m}{b_m}\right) (1 + \beta \cos 2\varphi) \left(1 + \frac{2 H_m}{r}\right) \log \frac{b}{b_1}} - \frac{1}{\alpha}.$$

In diesem Ausdruck ist  $h$ , d. h. der Unterschied der Seehöhen der Barometeraufstellungen in Wasserleben und auf dem Brocken = 993.5 m und  $\alpha = 0.003665$ . Die Schwereglieder  $(1 + \beta \cos 2\varphi) \left(1 + \frac{2 H_m}{r}\right)$  sind konstant und für  $\frac{e_m}{b_m}$  setzen wir vorläufig als Mittelwerte für Feuchtigkeit und Luftdruck oben und unten  $\frac{6}{705}$ . Dann ist  $\vartheta = \frac{14.691}{\log b - \log b_1} - 272.86$  oder einfacher  $\vartheta = \frac{14.70}{\log b - \log b_1} - 273$ . Daß als mittlerer Luftdruck zwischen Wasserleben und Brocken 705 mm angenommen wurde, ist ohne nennenswerte Bedeutung für das Ergebnis, da selbst eine Änderung dieses Wertes um 25 mm die Temperatur nur um 0.03° ändern würde. Von größerem Einfluß ist dagegen die Annahme des mittleren Dampfdrucks mit 6 mm. Differenzieren wir die Gleichung für  $\vartheta$  nach  $\vartheta$  und  $e$ , so erhält man

$$d\vartheta = \frac{h \cdot 0.377 de}{18400 \alpha \cdot 705 (1 + \beta \cos 2\varphi) \left(1 + \frac{2 H_m}{r}\right) \log \frac{b}{b_1}}.$$

Daraus ergibt sich, wenn man für  $b$  und  $b_1$  Mittelwerte setzt, nämlich 748 und 662 mm,  $d\vartheta = -0.15$  de. Der Wert ändert sich nur unwesentlich, wenn man  $b$  und  $b_1$  zwischen extremen Beträgen schwanken läßt. Einer Änderung des angenommenen Mittels für  $e = 6$  mm um 1 mm entspricht also eine Temperaturänderung um  $0.15^\circ$  im entgegengesetzten Sinne. Da das Mittel aus dem oberen und unteren Dampfdruck im Winter unter 1 mm sinken und im Sommer über 16 mm steigen kann, würde der Wert von  $\vartheta$  bei Vernachlässigung der Korrektur im Sommer bis zu  $1.5^\circ$  zu hoch, im Winter bis zu  $0.8^\circ$  zu tief ausfallen können. Diese Korrektur für Abweichung des Dampfdrucks vom Mittel 6 mm wurde daher in jedem Fall an die berechneten Werte von  $\vartheta$  angebracht. Dies geschah ohne Mühe mit Hilfe einer kleinen Korrekturstabelle.

Auf diese Weise sind die barometrischen Temperaturen für eine größere Zahl von Fällen mit Temperaturumkehr berechnet worden und zwar zunächst für alle diejenigen, die im Laufe eines Jahres, und zwar des Jahres 1901 vorkamen, dann aber auch noch für eine Anzahl anderer ausgewählter Fälle aus verschiedenen Jahren. Es zeigte sich nun, daß der Wert von  $\vartheta$  nur äußerst selten ganz oder nahezu dem Mittel aus der oben und unten beobachteten Temperatur  $t_m$  entsprach, daß er vielmehr in stark überwiegender Zahl größer war. Im Jahre 1901 war er unter 80 Fällen nur fünf mal kleiner, während allerdings in den besonders ausgewählten Fällen negative Werte von  $\vartheta - t_m$  verhältnismäßig häufiger vorkamen. Sehr oft war dabei  $\vartheta$  noch höher als die Temperatur auf dem Brocken, bisweilen aber auch niedriger als die Temperatur von Wasserleben. Manchmal tauchten Zweifel auf, ob nicht die etwas ungewöhnlich erscheinenden Werte von  $\vartheta$  vielleicht auf Beobachtungsfehler zurückzuführen seien.

Fehler müßten in erster Linie durch unrichtige Luftdruckablesungen hervorgerufen werden; denn ein Fehler von 1 mm im Luftdruck von Wasserleben würde den Betrag von  $\vartheta$  um rund  $3^\circ$  im entgegengesetzten Sinne, ein gleicher Fehler im Luftdruck vom Brocken sogar um durchschnittlich  $3.4^\circ$  und zwar in demselben Sinne ändern.<sup>1)</sup> Nun sind allerdings erhebliche Luftdruckfehler aus dem Grunde nicht sehr wahrscheinlich, weil die Barometerablesungen von beiden Stationen sorgfältig geprüft und mit den Barographenkurven verglichen sind. In besonders zweifelhaften Fällen wurde außerdem von mir eine nochmalige Prüfung vorgenommen. Freilich ist noch eine andere vom Beobachter unabhängige Fehlerquelle für den Luftdruck auf dem Brocken vorhanden, die auch in den Registrierungen nicht zum Ausdruck kommt. Diese soll jedoch erst später besprochen werden.

Am besten kann man sich die Temperaturänderung zwischen Wasserleben und Brocken anschaulich machen, wenn man sich ein rechtwinkliges Koordinatensystem denkt, in dem die Ordinaten den Temperaturen, die Abszissen den Höhen entsprechen. Nehmen wir den Höhenunterschied  $h$  zwischen Wasserleben und Brocken mit rund 1000 m, die Höhe von Wasserleben aber als Null an und bezeichnen wir ferner die gleichzeitig in Wasserleben und auf dem Brocken beobachteten Temperaturen mit  $a$  und  $b$ , so entspricht in der nachstehenden Figur 1 der Abszisse Null die Ordinate  $a$  und der Abszisse  $h = 1000$  die Ordinate  $b$ . Ist nun  $\vartheta$  größer als  $\frac{a+b}{2}$ , so wird die Temperaturkurve zwischen den Punkten A und B im allgemeinen so verlaufen, daß die konkave Seite der Abszissenachse zugekehrt ist, während, wenn  $\vartheta < \frac{a+b}{2}$  ist, die Kurve ihre konvexe Seite der Abszissenachse zuwendet.

Die Werte von  $\vartheta$  lassen unter gewissen Umständen auch noch andere Schlüsse über die Gestalt der Kurve zu. So muß sie sich, wenn  $\vartheta > b$  ist, also  $\vartheta$  die Temperatur vom Brocken noch übersteigt, in der Schicht zwischen Wasserleben und Brocken noch zu einer höheren Temperatur erheben und dann bis zur Höhe der Brockentemperatur wieder herunter gehen. Ebenso wird, wenn  $\vartheta < a$  ist, also unter der Temperatur von Wasserleben liegt, die Temperaturkurve noch tiefer sinken müssen, um erst dann wieder anzusteigen.

Der Betrag, um den  $\vartheta$  die Mitteltemperatur  $t_m$  übersteigt, kann unter Umständen eine recht beträchtliche Größe erreichen. Die stärkste positive Abweichung von  $\vartheta$  betrug in den hier behandelten Fällen  $9.6^\circ$ , die größte negative  $6^\circ$ . Die barometrische Höhenmessung wird natürlich unter solchen Verhältnissen höchst unsicher, sobald man gezwungen ist, als Mitteltemperatur der Luftsäule zwischen oberer und unterer Station das Mittel aus den oben und unten beobachteten Temperaturen anzusehen. Die Höhendifferenz Brocken—Wasserleben kann dann um mehr als  $3\frac{1}{2}$  Proz. falsch werden.

<sup>1)</sup> Nach den aus der Höhenformel hervorgegangenen Formeln  $dt = -\frac{A \cdot M \cdot (1 + \alpha t)^2}{h b z} db$  und  $dt = \frac{A \cdot M \cdot (1 + \alpha t)^2}{h b_1 \alpha} db_1$ , worin A die Konstante einschließlich der Glieder für Feuchtigkeit und Schwere, M den Modulus der gemeinen Logarithmen bedeutet.

Am anschaulichsten wird das Bild des Temperaturganges zwischen beiden Stationen, wenn man annimmt, daß die Temperaturkurve eine Parabel bildet, deren Achse auf der Abszissenachse senkrecht steht. Es sei aber ausdrücklich hervorgehoben, daß es sich hierbei nur um eine rohe Annäherung gegenüber dem wirklichen Temperaturverlauf handelt, die nur dazu dienen soll, unsere auf den Werten von  $\vartheta$  beruhende vorläufige Anschauung durch eine bildliche Darstellung zu unterstützen. Die Annahme läßt sich auch nur dadurch rechtfertigen, daß es sich hier um einen Höhenunterschied von 1000 m handelt. Bei wesentlich größeren Höhendifferenzen können die Unregelmäßigkeiten im Temperaturverlauf so beträchtlich werden, daß eine so einfache Annahme unzulässig ist. Auch so dürften die Abweichungen zuweilen noch erheblich werden, wenn auch gewisse große Züge im Temperaturgange durch die Voraussetzung eines parabolischen Verlaufs zum Ausdruck kommen. Wir wollen daher die Parabel als Idealbild der wirklichen Verhältnisse auffassen. Man hätte natürlich anstatt der Parabel auch eine ähnliche Kurve, vielleicht eine Hyperbel wählen können, unsere Annahme hat aber den Vorzug, daß wir den Kurvenverlauf in jedem Falle rechnerisch bestimmen können und zwar mit Hilfe der Temperaturen von Wasserleben und vom Brocken und der barometrischen Temperatur.

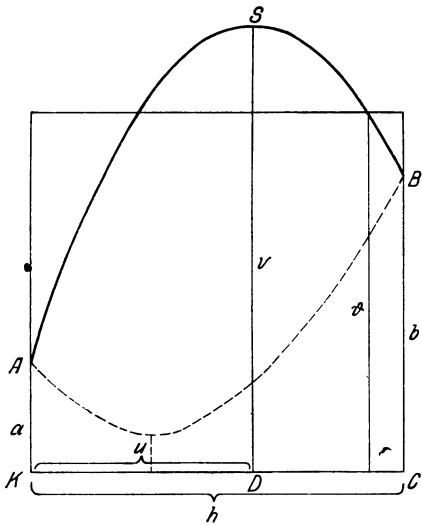


Fig. 1.

In erster Linie sollen die Koordinaten des Scheitelpunktes der Parabel berechnet werden, da man dadurch eine annähernde Vorstellung davon erhält, wie hoch etwa die Temperatur zwischen Wasserleben und Brocken steigt oder wie tief sie heruntergeht und welche Höhe zu diesen Extremwerten gehört.

In der vorstehenden Fig. 1 stellt  $ASB$  die Temperaturänderung zwischen Wasserleben und Brocken als Parabelbogen dar.  $S$  ist der Parabelschieitel.  $AK = a$  soll, wie vorhin schon gesagt wurde, die Temperatur von Wasserleben,  $BC = b$  die vom Brocken sein.  $KC$  ist  $= h = 1000$  m. Die Koordinaten des Parabelschieitels bezeichnen wir mit  $KD = u$  und  $SD = v$ . Die Scheitelgleichung der Parabel lautet  $y^2 = 2px$ , oder wenn wir die Koordinatenachsen miteinander vertauschen  $x^2 = 2py$ . Denken wir uns nun den Koordinatenanfang  $S$  nach  $K$  verlegt, so erhalten wir als Gleichung der Parabel im neuen Koordinatensystem  $(x_1 - u)^2 = 2p(v - y_1)$ , oder wenn wir die Indices weglassen:  $(x - u)^2 = 2p(v - y)$ .

Nun sind die Koordinaten des Punktes  $A$   $x = 0$  und  $y = a$ , die des Punktes  $B$   $x = h$  und  $y = b$ . Aus der Parabelgleichung ergeben sich daher folgende beiden Gleichungen:

$$1) u^2 = 2p(v - a) \text{ und } 2) (h - u)^2 = 2p(v - b).$$

Da  $u$ ,  $v$  und  $p$  Unbekannte sind, brauchen wir zu ihrer Bestimmung noch eine dritte Gleichung, die wir folgendermaßen erhalten:

$\vartheta$  ist die mittlere Ordinate des Parabelbogens  $ASB$  und das Rechteck aus  $h$  und  $\vartheta$  entspricht der Parabelfläche  $KASBC$ . Nun ist diese aber auch  $= \int_0^h y \, dx$ .

Als Wert für  $y$  ergibt sich aus der Parabelgleichung  $y = v - \frac{(x - u)^2}{2p}$  oder  $y = \frac{2pv - x^2 + 2ux - u^2}{2p}$ . Man erhält also, wenn man diesen Wert in das Integral einsetzt, die Gleichung

$$h\vartheta = \frac{1}{2p} \int_0^h (2pv - u^2) \, dx + 2ux \, dx - x^2 \, dx$$

Nach Ausführung der Integration ergibt sich

$$h\vartheta = \frac{1}{2p} \left[ (2pv - u^2)h + uh^2 - \frac{h^3}{3} \right] \text{ oder}$$

$$3) 2\vartheta p = 2pv - u^2 + uh - \frac{h^3}{3}.$$

Formt man die Gleichungen 1) und 2) etwas um, so erhält man 1)  $2pv - u^2 = 2ap$  und 2)  $2pv - u^2 = h^2 - 2hu + 2bp$ . Alle 3 Gleichungen enthalten also das Glied  $2pv - u^2$ . Eliminiert man dieses, so ergeben sich die Gleichungen:

$$4) 2ap = h^2 - 2hu + 2bp \text{ und}$$

$$5) 2\vartheta p = 2ap + uh - \frac{h^3}{3}.$$

In diesen beiden Gleichungen sind nur noch die Unbekannten  $u$  und  $p$  in der ersten Potenz enthalten. Daraus folgt zunächst

$$6) \quad u = \frac{h(3\vartheta - 2a - b)}{3(2\vartheta - a - b)}.$$

Ferner ist:

$$p = \frac{h^2}{6(2\vartheta - a - b)}.$$

Mit Hilfe von Gleichung 1) ergibt sich dann:

$$7) \quad v = a + \frac{(3\vartheta - 2a - b)^2}{3(2\vartheta - a - b)}.$$

Wir haben die Rechnung durchgeführt unter der Voraussetzung, daß die Parabel ihre konkave Seite der  $x$ -Achse zukehrt, und es ist noch zu untersuchen, ob sich die Werte von  $u$  und  $v$  ändern, wenn die konvexe Seite der  $x$ -Achse zugekehrt ist, wie es in der Fig. 1 durch eine gestrichelte Linie angedeutet ist. Die auf den Koordinatenanfang  $K$  bezogene Parabelgleichung lautet dann:  $(x - u)^2 = 2p(y - v)$ . Führt man die Rechnung in der vorhin angegebenen Weise durch, so ergibt sich:

$$8) \quad u = \frac{h(2a + b - 3\vartheta)}{3(a + b - 2\vartheta)} \quad \text{und}$$

$$9) \quad v = a - \frac{(2a + b - 3\vartheta)^2}{3(a + b - 2\vartheta)}.$$

Diese Werte von  $u$  und  $v$  sind identisch mit den unter 6) und 7) angeführten. Denn in den Gleichungen 6) und 8) sind nur im Zähler und Nenner die Vorzeichen vertauscht und in den Gleichungen 7) und 9) sind die Zähler des Bruches trotz umgekehrter Vorzeichen gleich, weil sie ins Quadrat erhoben sind, und die Nenner haben zwar auch umgekehrte Vorzeichen, diese werden aber durch die entgegengesetzten Vorzeichen des Bruches aufgehoben. Die Gleichungen 6) und 7) sowohl wie 8) und 9) gelten für alle Lagen des Scheitelpunktes der Parabel, also auch für solche auf der negativen Seite der  $x$ - und  $y$ -Achse.

Die Werte von  $u$  und  $v$  geben also an, in welcher Höhe über Wasserleben die Temperatur ein Maximum oder Minimum erreicht. Praktische Bedeutung für uns haben sie allerdings nur dann, wenn  $u$  positiv und kleiner als  $h$  ist, das Maximum oder Minimum also in der Luftschicht zwischen Wasserleben und Brocken eintritt. Obwohl man es auch schon durch eine bloße Überlegung nachweisen kann, unter welchen Bedingungen ein Maximum oder ein Minimum vorhanden ist, soll doch hier auch die mathematische Begründung gegeben werden. Setzt man die Werte von  $u$ ,  $v$  und  $p$  in die auf den Koordinatenanfang  $K$  bezogene Parabelgleichung  $(x - u)^2 = 2p(y - v)$  ein, so erhält man:

$$10) \quad y = a - \frac{3x^2}{h^2}(2\vartheta - a - b) + \frac{2x}{h}(3\vartheta - 2a - b).$$

Daraus folgt: 
$$\frac{dy}{dx} = -\frac{6x}{h^2}(2\vartheta - a - b) + \frac{2}{h}(3\vartheta - 2a - b).$$

Wenn die Funktion ein Maximum oder Minimum haben soll, muß die rechte Seite = 0 werden, dann ergibt sich

$$x = \frac{h(3\vartheta - 2a - b)}{3(2\vartheta - a - b)},$$

das ist also, wie es ja sein muß, der Wert von  $u$ .

Bildet man dann den 2. Differentialquotienten, so erhält man  $\frac{d^2y}{dx^2} = -\frac{6}{h^2}(2\vartheta - a - b)$ . Dieser ist im allgemeinen von Null verschieden. Ist nun  $2\vartheta > a + b$ , so wird der 2. Differentialquotient negativ und die Funktion wird für  $x = u$  ein Maximum, ist dagegen  $2\vartheta < a + b$ , so wird der 2. Differentialquotient positiv und wir erhalten für  $x = u$  ein Minimum. Ein Maximum tritt also ein, wenn  $\vartheta > \frac{a+b}{2}$  ist, d. h. größer als das Mittel aus der oben und unten beobachteten Temperatur, ein Minimum aber, wenn  $\vartheta < \frac{a+b}{2}$  ist, d. h. kleiner als die Mitteltemperatur. Ist  $2\vartheta = a + b$ , so wird  $\frac{d^2y}{dx^2} = 0$  und  $\frac{dy}{dx} = \frac{2}{h}(3\vartheta - 2a - b)$ , d. h.  $\frac{dy}{dx}$  hat einen konstanten Wert, die Parabel wird also zu einer geraden Linie.

Aus der Parabelgleichung 10) könnte man leicht berechnen, welche Temperatur in irgend einer Höhe zwischen Wasserleben und Brocken herrschen müßte, wenn die Voraussetzung zuträfe, daß die Temperaturkurve eine Parabel bildet. Uns interessieren hier aber in erster Linie die Werte von  $u$  und  $v$ , die daher für alle die Fälle berechnet wurden, in denen  $\vartheta$  bestimmt wurde.



Es wurde schon vorhin hervorgehoben, daß die Werte von  $u$  und  $v$  für unsere Untersuchung nur dann eine praktische Bedeutung gewinnen, wenn  $u$  kleiner als  $h$ , d. h. kleiner als 1000 m und gleichzeitig positiv ist. In diesem Falle nimmt also die Temperatur von Wasserleben aus bis zu einer gewissen Höhe zu oder ab, um dann bis zur Brockenhöhe wieder zu sinken oder umgekehrt anzusteigen. Wird  $u$  größer als 1000 m, so würde der Parabelscheitel oberhalb des Brockens liegen. Uns interessiert es dann wenig, wie groß der Wert von  $v$  ist, zumal er ganz hypothetisch sein würde. Es genügt vielmehr zu wissen, daß in diesem Falle die Temperatur von Wasserleben bis zum Brocken beständig steigt, und zwar würde der Parabelbogen dabei seine konkave Seite der Abszissenachse zukehren. Wird der Wert von  $u$  dagegen negativ, so muß man sich den Parabelscheitel auf der negativen Seite der Abszissenachse liegend denken. Auch in diesem Falle steigt die Temperatur andauernd mit der Höhe, nur kehrt der Parabelbogen die konvexe Seite der Abszissenachse zu. Der Wert von  $\vartheta$  ist, wenn  $u < h$  ist, nur wenig größer als die Mitteltemperatur  $\frac{a+b}{2}$ , wenn  $u$  negativ wird, nur wenig kleiner als  $\frac{a+b}{2}$ .

Es sind für rund 150 Fälle die Werte von  $\vartheta$ ,  $u$  und  $v$  berechnet worden. Hierunter befanden sich nur 6, in denen  $u$  größer als 1000 m und 3, in denen es negativ war. In diesen 9 Fällen reichte also die Temperaturumkehr bis zum Brockengipfel und noch höher hinauf. Einmal ergab die Rechnung geradlinige Temperaturzunahme. Zusammen sind das 7 Proz. aller Fälle. Daß die Temperatur von Wasserleben aus zunächst ab- und dann erst um einen größeren Betrag zunahm, geschah in 15 Proz. der Fälle. Der Punkt, an dem die Temperatur aus dem Fallen zum Steigen überging, lag der Rechnung nach stets unter 500 m Höhe, was lediglich auf der Annahme beruht, daß die Temperaturkurve eine Parabel bildet, deren Achse auf der Abszissenachse senkrecht steht. Da nämlich die die Temperatur von Wasserleben darstellende Ordinate kleiner ist, als die der Temperatur des Brockens, muß unter der gegebenen Voraussetzung des Kurvenlaufes der Parabelbogen zwischen der Ordinate von Wasserleben und dem Scheitel immer kleiner sein, als der Bogen zwischen dem Scheitel und der Ordinate vom Brocken. In allen übrigen Fällen, die 78 Proz. umfassen, nahm die Temperatur von Wasserleben aus bis zu einer gewissen Höhe unterhalb des Brockens zu und dann wieder ab und zwar mußte diese Höhe stets größer als 500 m werden, da die Kurve umgekehrt verläuft. Es möge aber hier gleich darauf hingewiesen werden, daß diese Grenze von 500 m in Wirklichkeit natürlich nicht besteht. Vermutlich wird sie im zuletzt besprochenen Fall sehr oft unter 500 m liegen, da bei Temperaturumkehr die Temperatur vom Boden aus sehr rasch anzusteigen pflegt. Unstreitig sind die berechneten Werte von  $u$  bedeutend unsicherer, als die von  $v$ , für die nicht die Wahrscheinlichkeit besteht, daß sie innerhalb so weiter Grenzen schwanken können, wie die von  $u$ .

Diese Unsicherheit der Werte von  $u$  ändert aber nichts an der Tatsache, daß nur verhältnismäßig selten die Temperatur von Wasserleben bis zum Brocken beständig steigen wird, sondern daß sie zuweilen zunächst fällt und dann steigt oder in der großen Mehrzahl der Fälle zuerst bis zu einem die Temperatur des Brockens übersteigenden Betrage zunimmt und dann abnimmt. Das hängt schon mit der Größe der Werte von  $\vartheta$  zusammen, worauf vorher bereits hingewiesen wurde. Denn in allen Fällen, wo unserer Rechnung nach der Wert von  $v$  kleiner war als  $a$  (Temperatur von Wasserleben), war auch  $\vartheta$  kleiner als  $a$ , wenn auch um einen geringeren Betrag. Wenn aber das Rechteck von  $\vartheta$  und  $h$  gleich der Kurvenfläche zwischen den beiden Ordinaten  $a$  und  $b$  sein soll, so ist das eben nur möglich, wenn die Kurve noch unter den Wert von  $\vartheta$  heruntergeht. In gleicher Weise muß sie, wenn  $\vartheta$  größer als  $b$  (Temperatur auf dem Brocken) ist, noch höher als  $\vartheta$  über die Temperatur des Brockens hinaufsteigen. Nun waren aber die Werte von  $\vartheta$  in weit mehr als der Hälfte der behandelten Fälle größer als  $b$  und oft lagen sie so wenig darunter, daß man auch dann noch annehmen mußte, daß die Temperaturkurve einen höheren Wert als  $b$  erreichen würde. Die Rechnungsergebnisse, soweit  $v$  in Frage kommt, können also im Durchschnitt nicht allzuweit von der Wirklichkeit abweichen.

Es ist unter diesen Umständen wohl nicht ohne Interesse, besonders für die Fälle, in denen die Temperatur zunächst zu- und dann abnahm, die Temperaturgradienten beim An- und Abstieg kennen zu lernen, wie sie sich aus der Rechnung ergeben. da sie ein ganz anderes Bild bieten, als die in Tab. 9 enthaltenen Gradientenwerte. Natürlich handelt es sich hier nur um einen Notbehelf, aus dem sich aber doch immerhin gewisse Schlüsse auf die wirklichen Verhältnisse ziehen lassen.

Die Temperaturzunahme für 100 m betrug

$< 1.00$	$1.0 - 1.90$	$2.0 - 2.90$	$3.0 - 3.90$	
in 29	48	41	9	Prozent aller Fälle.



Das sind weit höhere Werte, als sie in Tab. 9 enthalten sind, in der die vertikalen Gradienten sich auf den ganzen Höhenunterschied Wasserleben—Brocken beziehen. Während dort der stärkste Gradient unter  $2^{\circ}$  blieb und weitaus die meisten Gradienten auf die Stufen bis zu  $1^{\circ}$  fielen, kommen hier solche bis zu  $3.7^{\circ}$  vor und auf die unterste Stufe entfällt noch nicht ein Drittel aller Fälle. In Wirklichkeit sind diese Gradienten vielleicht noch zu klein. Da man ja nicht erwarten darf, daß die Temperaturkurve wirklich eine Parabel bildet, so besteht entweder die Möglichkeit, daß die Temperatur etwas weniger stark ansteigt, dafür aber eine größere Höhe erreicht, oder daß sie rascher zunimmt, aber nicht so hoch ansteigt. Es wird dabei vorausgesetzt, daß stärkere Unregelmäßigkeiten im Temperaturverlauf fehlen. In Fig. 2 sind die Verhältnisse schematisch dargestellt. Es ist zu beachten, daß die von den Endordinaten begrenzte Kurvenfläche immer gleich dem Rechteck  $h\theta$  bleiben muß. Steigt die Temperatur weniger rasch, aber bis zu einer größeren Höhe an, so wird der vertikale negative Gradient zwar ein wenig kleiner, aber der Abstiegsgradient muß größer werden. Nun sind aber die Beträge des Letzteren bei parabolischem Kurvenverlauf schon recht beträchtlich. Es lagen nämlich in unseren Fällen zwar 50 Proz. unter  $1^{\circ}$ , aber 43 Proz. zwischen 1 und  $1.9^{\circ}$  und 7 Proz. noch darüber. Das sind Werte, die für die Temperaturabnahme zum Teil schon ungewöhnlich groß erscheinen. Es ist also erheblich wahrscheinlicher, daß die Temperatur rascher ansteigen, aber weniger rasch abnehmen wird, wie es die gestrichelte Kurve in Fig. 2 zeigt. Das wird auch durch die Lindenberger Beobachtungen bestätigt. Daraus geht hervor, daß wir mit noch größeren Gradienten für die Temperaturzunahme rechnen müssen, als es die oben mitgeteilten Zahlen andeuten.

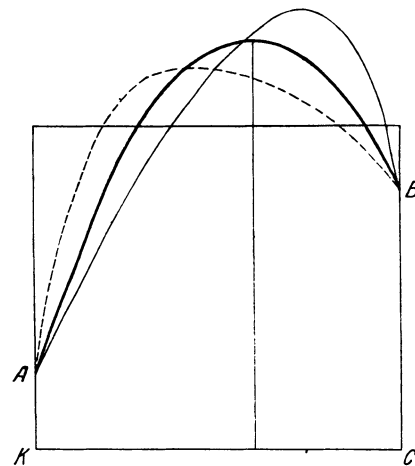


Fig. 2.

Daß die Temperatur von Wasserleben nur bisweilen zunächst abnimmt und dann erst ansteigt, steht in gewissem Widerspruch zu dem, was als Entstehungsursache der Temperaturumkehr angenommen wurde. Wenn die Abkühlung der untersten Luftschichten als Hauptursache anzusehen ist, so muß es am Boden am kältesten sein, wie das ja auch in der großen Mehrzahl der Fälle zutrifft. Es bedarf einer besonderen Untersuchung worauf die Abweichungen zurückzuführen sind.

Für die Berechnung der Werte von  $\theta$ ,  $u$  und  $v$  wurden unter anderen auch solche Fälle herausgesucht, in denen zur Zeit der Temperaturumkehr in Wasserleben ein stärkerer Wind wehte, um festzustellen, welchen Verlauf die Temperaturkurve unter solchen Verhältnissen hat. Es ergab sich dabei, daß auffallend oft bei lebhafter Luftbewegung die Temperaturumkehr nicht sogleich von Wasserleben aus, sondern erst darüber, von einer gewissen Höhe ab einsetzte. Die Vermutung liegt daher nahe, daß der Wind in der bodennahen Luftschicht das Zustandekommen der Temperaturumkehr verhinderte. Die darüber bestehende Temperaturzunahme nach oben dürfte auf die durch den absteigenden Luftstrom in Antizyklonen hervorgerufene Erwärmung zurückzuführen sein. Allerdings war anscheinend nicht immer, wenn stärkerer Wind wehte, die Temperaturumkehr vom Boden abgehoben, wie aus den Werten von  $\theta$  hervorging, die größer waren, als das Mittel aus oberer und unterer Temperatur. Es bleibt aber trotzdem die Möglichkeit, daß zunächst vom Erdboden aus die Temperatur bis zu einer geringeren Höhe etwas abnahm. Man muß dann einfach annehmen, daß der Temperaturanstieg etwas steiler und höher vor sich ging, als es die Rechnung ergab.

Nun liegt allerdings in einigen Fällen noch die Wahrscheinlichkeit vor, daß die Werte von  $\theta$  mit einem Fehler behaftet sind und zwar aus dem Grunde, weil der Luftdruck auf dem Brocken zwar richtig abgelesen, trotzdem aber gegenüber dem wahren Luftdruck zu tief ist. Ich glaube nämlich in einer Abhandlung<sup>1)</sup> den Nachweis erbracht zu haben, daß mit wachsender Windstärke die Luftdruckwerte an Höhenstationen zu tief ausfallen, und zwar vermutlich infolge einer Saugwirkung, die der Wind auf das Stationsgebäude ausübt. Die Erniedrigung des Luftdrucks erreicht im Mittel auf dem Brocken bei verschiedenen Windstärken folgende Beträge:

Windstärke nach der Beaufortskala	5	6	7	8	9	10
Erniedrigung des Luftdruckes	0.3	0.4	0.7	1.2	1.7	2.1 mm

<sup>1)</sup> Über den Einfluß des Windes auf den Barometerstand an Höhenstationen. (Abhandl. des Preuß. Meteorol. Instituts, Bd. IV, Nr. 8). Berlin 1913.

Aus der auf S. 14 mitgeteilten Formel  $\vartheta = \frac{14.70}{\log b - \log b_1} - 273$  geht hervor, daß wenn  $b_1$ , d. h. der Luftdruck auf dem Brocken kleiner wird, der Wert des Nenners sich vergrößert und dadurch der Bruch kleiner wird. Ist also  $b_1$  zu niedrig, so wird auch  $\vartheta$  zu klein.

Nun bewirkt aber ein Fehler von 1 mm im Luftdruck vom Brocken bei mittleren Luftdruck- und Temperaturverhältnissen einen Fehler bei  $\vartheta$  von  $3.4^{\circ}$ . Da in den hier in Frage kommenden Fällen die Windstärke auf dem Brocken nicht selten 5—8 der Beaufortskala betrug, können also die Luftdruckwerte um 0.3 bis 1.2 mm zu tief sein, was zur Folge haben würde, daß die Werte von  $\vartheta$  um 1 bis  $4^{\circ}$  zu niedrig ausfallen würden. Nehmen wir aber  $\vartheta$  um solche Beträge größer an, so würde die Differenz zwischen  $\vartheta$  und dem Mittel aus oberer und unterer Temperatur  $t_m$  zuweilen positiv werden, während sie bei der Voraussetzung, daß die Temperatur erst sinkt und dann steigt, stets negativ war. Wir wären daher in solchen Fällen nicht mehr zu der Annahme gezwungen, daß die Temperatur von Wasserleben aus zunächst abgenommen hat.

Wenn auch im Durchschnitt die Windstärke auf dem Brocken bei Temperaturumkehr nicht erheblich ist, so kam es doch vor, daß auch dann, wenn  $\vartheta - t_m$  einen positiven Wert hatte, auf dem Brocken ein starker Wind wehte. Die Differenz  $\vartheta - t_m$  müßte daher noch größer angenommen werden und damit auch der Betrag der Temperaturumkehr, da die Temperaturkurve dann noch höher ansteigen würde.

Da die oben angegebenen Beträge der Erniedrigung des Barometerstandes unter dem Einfluß des Windes nur Mittelwerte sind, von denen im Einzelfalle mehr oder weniger große Abweichungen stattfinden, zumal anscheinend auch die Windrichtung dabei eine Rolle spielt, so dürfen sie nicht ohne weiteres zur Korrektur der Barometerstände auf dem Brocken benutzt werden. Wir müssen uns nur immer vor Augen halten, daß die bei starkem Wind abgelesenen Barometerstände auf dem Brocken kein volles Vertrauen verdienen, sondern in einem im allgemeinen mit der Stärke des Windes wachsenden Maße zu tief ausfallen. Im letzten Teil der vorliegenden Untersuchung wird sich noch Gelegenheit bieten, die Richtigkeit dieses Satzes auf einem anderen Wege nachzuweisen.

Abgesehen von den oben behandelten Fällen kam aber auch noch zuweilen trotz vorhandener Temperaturumkehr zunächst eine Abnahme der Temperatur von Wasserleben aus vor, die nicht auf eine stärkere Luftbewegung zurückgeführt werden kann. Einige Beispiele mögen das erläutern.

Am 3. November 1901 bestand während des ganzen Tages Temperaturumkehr von allerdings nicht beträchtlicher Stärke. Die Windstärke ging in Wasserleben nicht über den Grad 3 der Beaufortskala, auf dem Brocken nicht über 2 hinaus. Die Bewölkung war in Wasserleben gering, so daß trotz schwachen Nebels die Sonne schien. Auf dem Brocken war der Himmel wolkenlos. Es herrschte echtes Hochdruckwetter und damit die günstigste Vorbedingung für Temperaturumkehr. Die Differenz  $\vartheta - t_m$  war um 7<sup>a</sup> und 9<sup>p</sup> positiv, um 2<sup>p</sup> negativ. Da  $\vartheta$  um 7<sup>a</sup>  $1.1^{\circ}$  über der Temperatur des Brockens und um 9<sup>p</sup> nur  $0.1^{\circ}$  darunter lag, während es um 2<sup>p</sup> niedriger war als die Temperatur von Wasserleben, kann man ohne weiteres annehmen, daß früh und abends die Temperaturzunahme gleich von Wasserleben aus erfolgte, während um 2<sup>p</sup> die Temperatur zunächst noch nach der Höhe hin abnahm und dann erst anstieg. Es wurden nun die Werte von  $\vartheta$  auch für die meisten zwischen den Terminen liegenden Stunden berechnet und die Differenzen  $\vartheta - t_m$  gebildet, um deren Änderung im Laufe des Tages verfolgen zu können. Nachstehend werden diese Differenzen mitgeteilt und gleichzeitig auch die Temperaturen von Wasserleben und vom Brocken.

3. November 1901												
	7 <sup>a</sup>	9 <sup>a</sup>	10 <sup>a</sup>	11 <sup>a</sup>	12 <sup>a</sup>	1 <sup>p</sup>	2 <sup>p</sup>	3 <sup>p</sup>	4 <sup>p</sup>	5 <sup>p</sup>	6 <sup>p</sup>	9 <sup>p</sup>
$\vartheta - t_m$	+2.2	+1.9	+0.1	-0.1	-0.6	-1.0	-1.2	-0.5	0.0	+1.6	+2.3	+2.9 <sup>0</sup>
Temperatur Wasserleben	-1.4	-1.0	+0.8	+1.5	+1.4	+2.8	+2.8	+1.7	+0.6	-1.4	-2.1	-3.2 <sup>0</sup>
Temperatur Brocken	+0.9	+1.8	+3.3	+3.7	+3.7	+4.5	+3.6	+2.9	+2.2	+1.7	+1.6	+2.9 <sup>0</sup>

Die Differenzen  $\vartheta - t_m$  nehmen also mit steigender Temperatur ab, mit fallender zu. Zwischen 10 und 11<sup>a</sup> sowie um 4<sup>p</sup> wird  $\vartheta = 0$ , d. h. wir könnten dann annehmen, daß die Temperatur zwischen Wasserleben und dem Brocken sich geradlinig änderte, wenn nicht andererseits doch kleine Abweichungen von der geraden Linie möglich wären, die sich gegenseitig aufheben. Der Verlauf der Werte von  $\vartheta - t_m$  erinnert sehr an den täglichen Gang der Höhen bei der barometrischen Höhenmessung. Berechnen wir mit den Werten von  $t_m$  den Höhenunterschied Brocken—Wasserleben, so erhalten wir, da  $t_m$  um 2<sup>p</sup> die stärkste positive Abweichung von  $\vartheta$  zeigt, zu dieser Stunde den größten Höhenunterschied. Zwischen

10 und 11<sup>a</sup> und um 4<sup>p</sup> stimmt die Höhe mit der wirklichen überein und früh und abends fallen die Höhen zu niedrig aus. Die barometrisch gemessenen Höhen zeigen also annähernd den täglichen Gang, wie man ihn unter normalen Verhältnissen erwarten müßte. Nun ist aber die tägliche Periode der Höhen in erster Linie eine Wirkung der Wärmestrahlung des Bodens; der Gedanke liegt daher nahe, auch die Änderungen in der Art der Temperaturumkehr auf die Erwärmung der bodennahen Luftschicht im Laufe des Tages zurückzuführen. Früh war es infolge der nächtlichen Ausstrahlung unstreitig am Boden am kältesten; die Temperatur nahm von da nach oben hin zu. Durch die Erwärmung der untersten Luftschicht wurde aber dann in dieser die Temperaturumkehr aufgehoben und erst durch die Abkühlung am Abend wieder hergestellt.

Allerdings ergibt sich dabei eine Eigentümlichkeit, für die sich nicht ganz leicht eine Erklärung finden läßt. Der Wert von  $\vartheta$  ist nämlich um 7<sup>a</sup> und 2<sup>p</sup> derselbe und zwar beträgt er 2<sup>o</sup>. Da dies die mittlere Temperatur der Luftsäule zwischen Wasserleben und Brocken ist, die um 7<sup>a</sup> die Temperatur auf dem Brocken noch um 1.1<sup>o</sup> übersteigt, muß notgedrungen die Temperaturkurve noch einen höheren Wert erreichen. Unter Annahme eines parabolischen Verlaufs der Kurve entspricht der Scheitel einer Temperatur von 3.2<sup>o</sup>, die um 1.2<sup>o</sup> höher ist als  $\vartheta$ . Man darf gewiß annehmen, daß die Höchsttemperatur in Wirklichkeit diesem Betrage nahe gekommen sein wird. Um 2<sup>p</sup> ist  $\vartheta$  um 0.8<sup>o</sup> niedriger als die Temperatur von Wasserleben, die Temperaturkurve muß daher bis zu einem noch tieferen Werte heruntersinken. Die Rechnung ergibt 1.4<sup>o</sup>, d. h. der Unterschied gegen  $\vartheta$  beträgt 0.6<sup>o</sup>, was ebenfalls nicht unwahrscheinlich ist. Zeichnet man nun die beiden Kurven als Parabeln, so sieht man sogleich, daß in einer Luftschicht zwischen Wasserleben und dem Brocken um 2<sup>p</sup> eine niedrigere Temperatur herrscht als um 7<sup>a</sup>. Man kann aber den Kurven auch irgendwelche anderen Formen geben, man wird immer wieder finden, daß die Temperatur um 2<sup>p</sup> in einer gewissen Höhengschicht, deren Lage und Mächtigkeit sich mit der Form der Kurven ändert, tiefer sein muß als um 7<sup>a</sup>. Das erscheint auffallend, da sowohl in Wasserleben wie auf dem Brocken die Temperatur von 7<sup>a</sup> bis 2<sup>p</sup> gestiegen ist.

Eine Erklärung könnte man zunächst darin suchen, daß vielleicht in der freien Atmosphäre direkt über Wasserleben die Temperatur nicht in dem Maße gestiegen ist, wie auf dem Brocken. Es wäre durchaus nicht ausgeschlossen, daß die Einstrahlung bei wolkenlosem Himmel die Temperatur direkt über dem Brockenplateau stärker erhöht hat, als dies in der freien Atmosphäre der Fall war. Aber auch dann könnte man sich den Kurvenverlauf um 2<sup>p</sup> nicht so denken, daß die einzelnen Ordinaten stets größer wären, als die denselben Höhen entsprechenden Ordinaten der Kurve für 7<sup>a</sup>. Vielleicht wurde die Abkühlung nach der Höhe durch eine im Laufe des Tages vom Erdboden aus sich entwickelnde aufsteigende Luftbewegung hervorgerufen, die bis zum Abend mit zunehmender Abnahme der Temperatur am Boden wieder verschwand. Eine große Höhe dürfte aber dieser aufsteigende Luftstrom wegen der darüber befindlichen wärmeren Luftmassen nicht erreicht haben. Freilich stehen auch dieser Erklärung gewisse Schwierigkeiten entgegen, so daß sie nur den Wert einer Vermutung beanspruchen kann.

Ein zweites Beispiel möge einem Sommermonat entnommen werden. Hier handelt es sich natürlich um einen Fall von Temperaturumkehr, der früh eintrat, da, wie wir gesehen haben, in den Monaten Mai bis September um 2<sup>p</sup> Umkehr nicht vorkam. Am 9. August 1909 war um 7<sup>a</sup> die Temperatur auf dem Brocken bei heiterem, ruhigem Wetter um 3.1<sup>o</sup> höher als in Wasserleben. Die Temperaturumkehr begann nach 4<sup>a</sup>, zu welcher Zeit die Temperaturen oben und unten gleich waren, und endete nach 8<sup>a</sup> infolge der stärkeren Temperaturzunahme in Wasserleben. Nachstehend seien wieder die Werte von  $\vartheta - t_m$  während der Temperaturumkehr, sowie die zugehörigen Temperaturen von Wasserleben und dem Brocken mitgeteilt.

	9. August 1909					
	4 <sup>a</sup>	5 <sup>a</sup>	6 <sup>a</sup>	7 <sup>a</sup>	8 <sup>a</sup>	9 <sup>a</sup>
$\vartheta - t_m$	2.4	1.7	0.0	-1.0	-2.8 <sup>o</sup>	Ende der Temperaturumkehr
Temperatur Wasserleben	14.2	14.4	15.1	16.0	18.5	21.5
Temperatur Brocken	14.2	14.9	16.8	19.1	20.3	19.0

Wir sehen also, daß schon um 4<sup>a</sup>  $\vartheta$  um 2.4<sup>o</sup> größer war, als die Temperaturen in Wasserleben und auf dem Brocken. Es bestand also schon zu dieser Stunde Temperaturumkehr bis zu einer Höhe unterhalb des Brockens. Um 6<sup>a</sup> wird  $\vartheta - t_m = 0$ ; man kann also mit der beim vorigen Beispiel gemachten Einschränkung geradlinige Temperaturzunahme annehmen. Bis dahin kehrte die Temperaturkurve ihre konkave Seite der Abzissenachse zu, um 7 und 8<sup>a</sup> dagegen ist die konvexe Seite dahin gewendet.

Um 8<sup>a</sup> ist  $\vartheta = 16.6^{\circ}$ , also kleiner als der Temperaturwert von Wasserleben, so daß die Temperatur unbedingt von Wasserleben aus zunächst abnehmen muß, ehe sie nach oben hin zunimmt. Auch um 7<sup>a</sup> findet jedenfalls schon eine schwache Abnahme statt, wenn auch  $\vartheta$  noch etwas über der Temperatur von Wasserleben liegt. Die Ursache für die Beseitigung der Temperaturumkehr in den untersten Luftschichten ist auch hier in ihrer zunehmenden Erwärmung zu suchen. Da  $\vartheta$  sowohl um 5<sup>a</sup> wie um 8<sup>a</sup>  $= 16.6^{\circ}$  ist und die Temperaturkurve zwischen Wasserleben und Brocken um 5<sup>a</sup> einen höheren, um 8<sup>a</sup> aber einen tieferen Wert erreichen muß, so ergibt sich daraus der gleiche Schluß wie beim vorigen Beispiel, daß die Temperatur in einer gewissen Höhengschicht zwischen den beiden Stationen, trotz erheblicher Zunahme oben und unten abgenommen haben muß.

Zwischen Wasserleben und Brocken ist leider keine Station am Gebirgsabhang vorhanden, die es ermöglichte, bis zu einem gewissen Grade eine Nachprüfung der Temperaturverhältnisse bei Umkehr in der Zwischenschicht, wie sie auf rechnerischem Wege bisher ermittelt wurde, vorzunehmen. Dagegen gibt es zwischen der Schneekoppe (1610.5 m) und der Basisstation Zillerthal (396.8 m) mehrere Stationen, deren Beobachtungen sich für einen solchen Zweck verwenden lassen. Es sind dies die Stationen Krummhübel (607 m), Wang (874 m) und Schnee grubenbaude (1492 m). Von den letzteren liegt allerdings die Schnee grubenbaude etwas abseits auf dem östlichen Teile des Riesengebirgskammes.

Die Untersuchung erstreckte sich zunächst auf einen ganz willkürlich herausgegriffenen Fall von Temperaturumkehr, der am 11. November 1907 7<sup>a</sup> eintrat. In Zillerthal betrug die Temperatur  $-0.2^{\circ}$ , auf der Schneekoppe  $3.5^{\circ}$ . In Krummhübel wurden  $4.6^{\circ}$ , in Wang  $3.7^{\circ}$  und auf der Schnee grubenbaude  $2.6^{\circ}$  beobachtet. Die Temperatur nahm also von Zillerthal bis Krummhübel um  $4.8^{\circ}$  zu, von da bis zur Schnee grubenbaude um  $2^{\circ}$  ab und dann bis zur Höhe der Schneekoppe wieder um  $0.9^{\circ}$  zu. Bei der Berechnung der barometrischen Temperatur  $\vartheta$  aus dem oben und unten beobachtetem Luftdruck, dessen Richtigkeit, wie Vergleiche mit den Registrierungen ergaben, nicht anzuzweifeln ist, erhielt man den hohen Wert von  $6.3^{\circ}$ , der also die Temperatur der Schneekoppe noch wesentlich übersteigt. Die Temperatur zwischen Zillerthal und Schneekoppe muß also in Wirklichkeit einen noch höheren Betrag erreicht haben. Ich bemerke dabei ausdrücklich, daß auch eine örtliche Erniedrigung des Barometerstandes auf der Schneekoppe durch den Einfluß des Windes nicht in Frage kommt, da die Windstärke oben nur 3 der Beaufortskala betrug. Verbindet man nun die wirklich an den Stationen von unten nach oben beobachteten Temperaturen durch einen Kurvenzug, so sieht man bald, daß nur mit Hilfe ganz unmöglicher Annahmen über den Temperaturverlauf sich die Kurve so ziehen ließe, daß ihre zwischen den Temperaturordinaten von Zillerthal und der Schneekoppe gelegene Fläche gleich dem Rechteck aus  $\vartheta$  und der Höhendifferenz der beiden Stationen wird. Man müßte z. B. annehmen, daß zwischen Wang und Schnee grubenbaude die Temperatur bis zu einer fast sommerlichen Wärme gestiegen wäre und dann entsprechend wieder abgenommen hätte.

Um die Sachlage noch weiter zu klären, wurde, da es sich hier um einen besonderen Ausnahmefall handeln konnte, eine Anzahl von Tagen mit Temperaturumkehr zusammengefaßt. Aus dem Jahrgang 1907 wurden 12 Fälle von Temperaturumkehr ausgewählt, bei denen auf der Schneekoppe keine stärkeren Winde herrschten. Das Mittel der in Zillerthal beobachteten Temperaturen betrug  $-5.1^{\circ}$ , das der Temperaturen auf der Schneekoppe  $2.5^{\circ}$ . Die Mittel für Krummhübel, Wang und Schnee grubenbaude beliefen sich auf 2.0, 2.0 und  $1.7^{\circ}$ . Die Temperatur stieg also zunächst bis Krummhübel um  $7.1^{\circ}$ , blieb sich bis Wang gleich, nahm dann bis zur Schnee grubenbaude um  $0.3^{\circ}$  ab und bis zur Schneekoppe wieder um  $0.8^{\circ}$  zu. Der Temperaturverlauf zeigt also eine gewisse Ähnlichkeit mit dem im vorigen Falle geschilderten. Aus den Luftdruckmitteln ergab sich  $\vartheta = 4.3^{\circ}$ . In Wirklichkeit mußte also die Temperatur zwischen Zillerthal und Schneekoppe noch eine größere Höhe erreicht haben. Da auch hier sämtliche beobachteten Temperaturen nicht unwesentlich kleiner sind als  $\vartheta$ , ist es ebenso wie vorhin, ohne ganz unwahrscheinliche Annahmen nicht möglich, eine Temperaturkurve zu zeichnen, deren Fläche gleich dem Rechteck  $h \vartheta$  ist.

Schließlich wurden noch einmal 20 Fälle mit Temperaturumkehr aus den Jahren 1908 und 1909 zusammengefaßt. Als Mitteltemperaturen für die einzelnen Stationen ergaben sich

Zillerthal	Krummhübel	Wang	Schnee grubenbaude	Schneekoppe
-7.5	-0.8	-1.7	-0.1	2.3 <sup>0</sup>

Aus den Luftdruckmitteln wurde  $\vartheta = 3.1^{\circ}$  berechnet. Die Verhältnisse liegen hier ebenso wie in den früheren Fällen. Auch jetzt läßt sich eine dem Wert von  $\vartheta$  entsprechende Kurve ohne Annahme eines ganz unnatürlichen Verlaufs der Temperatur nicht zeichnen. Da es sich hier um Mittelwerte

aus einer größeren Zahl von Beobachtungen handelt, ist es sehr unwahrscheinlich, daß die Temperaturkurve zwischen den obenstehenden Werten überraschende Ausbiegungen nach oben zeigen sollte.

Da die Zuverlässigkeit der berechneten Werte von  $\vartheta$ , von belanglosen Fehlern abgesehen, nicht bestritten werden kann, bleibt keine andere Annahme übrig, als daß die Temperaturen der Zwischenstationen nicht denen der freien Atmosphäre entsprechen, sondern zu niedrig sind. Meines Erachtens muß diese Temperaturdifferenz in erster Linie auf Austrahlungsvorgänge zurückgeführt werden, da ja die Luft an den Hängen, wenn letztere sich durch Austrahlung abkühlen, nur so lange nach dem Tale abfließen kann, als sich dort nicht schon kältere und darum schwerere Luft befindet. Inwieweit die Schneekoppe selbst gegenüber der freien Atmosphäre in gleicher Höhe zu kalt ist, muß dahingestellt bleiben. Wenn man auch nach dem Ergebnis der vorliegenden Untersuchungen annehmen kann, daß die Berggipfel im Mittel früh zu kalt sind, so ist es doch fraglich, inwieweit dies bei Temperaturumkehr der Fall ist. Jedenfalls ist diese Frage noch nicht genügend geklärt.

Wir sind also zu dem Ergebnis gekommen, daß die Temperaturen von Stationen an Gebirgsabhängen bei Temperaturumkehr nicht denen der freien Atmosphäre entsprechen und uns ein falsches Bild von den Temperaturänderungen mit der Höhe, wie sie wirklich dort stattfinden, geben. Sicherlich ist die Vorstellung davon, die wir erhalten, wenn wir mit Hilfe von  $\vartheta$  den Temperaturverlauf als Parabel darstellen, immer noch besser der Wirklichkeit entsprechend. Dies zeigt sich auch, wenn man mit Hilfe der Aufstiegswerte in den Veröffentlichungen des Aeronautischen Observatoriums unter Berücksichtigung der besonderen Angaben für Zwischenhöhen die Temperaturkurven konstruiert. Es wurden aus dem Jahrgang 1914 eine ganze Anzahl von Fällen mit Temperaturumkehr herausgesucht und die Kurven dafür gezeichnet. Nimmt man davon, um vergleichbare Verhältnisse zu erhalten, das Stück zwischen 120 und 1120 m und zeichnet in jedem Falle eine Parabel mit der gleichen Anfangs- und Endordinate, die ungefähr denselben Flächeninhalt hat, wie die Temperaturkurvenfläche zwischen denselben Ordinaten, so bemerkt man, daß die Länge der Ordinate des Parabelscheitels sich gewöhnlich nur wenig unterscheidet von der Ordinate des höchsten Punktes der Temperaturkurve. Die Höhen, in denen diese Maximalwerte eintreten, können allerdings schon erheblicher von einander abweichen, worauf früher bereits hingewiesen wurde.

## 4. Die überadiabatische Temperaturabnahme.

### I.

Im Jahrgang 1919 der Meteorologischen Zeitschrift<sup>1)</sup> beschäftigt sich Bruno Wiese mit der Frage: „Sind die überadiabatischen Gradienten reell?“ und kommt zu dem Schluß, daß man an der Wirklichkeit der überadiabatischen Gradienten, wie sie aus den Beobachtungen in der freien Atmosphäre hervorgehen, in den meisten Fällen nicht zweifeln kann. F. M. Exner kommt im gleichen Jahrgang dieser Zeitschrift<sup>2)</sup> auf diese Frage zurück und stellt fest, daß das Bestehen überadiabatischer Temperaturabnahme keineswegs sofort eine plötzliche Umlagerung der Luftmasse zur Folge haben muß, sondern daß die Bewegung unter gewissen Bedingungen so langsam erfolgen kann, daß ein Temperaturausgleich mit der Umgebung möglich ist. Im Jahrgang 1920 der Meteorologischen Zeitschrift<sup>3)</sup> weist dann auch J. Reger darauf hin, daß überadiabatische Gradienten in der untersten Luftschicht (122 bis 500 m) in Lindenberg im Sommer eine alltägliche Erscheinung sind.

Die vorstehend erwähnten Erörterungen beziehen sich auf die überadiabatische Temperaturabnahme in der freien Atmosphäre. Die nachstehenden Ausführungen sollen nun den Beweis erbringen, daß auch zwischen den beiden festen Stationen Wasserleben und Brocken überadiabatische Temperaturgradienten sehr häufig sind. In seiner anfangs erwähnten Abhandlung über die Änderung der Temperatur mit der Höhe im Bayerischen Alpengebiete hat Huber festgestellt, daß sogar noch zwischen Partenkirchen und der Zugspitze, bei einem Höhenunterschied von rund 2250 m, Fälle von überadiabatischer Temperaturabnahme, wenn auch natürlich nicht mehr sehr zahlreich, vorkommen. Auf S. 6 wurde hier schon darauf hingewiesen, daß die  $0.9^{\circ}$  übersteigenden mittleren vertikalen Temperaturgradienten zwischen Wasserleben und dem Brocken zu den wärmsten Tagesstunden im Sommer darauf hindeuten, daß überadiabatische Temperaturabnahme nicht selten sein dürfte.

<sup>1)</sup> S. 22–25 (Auszug aus der Dissertation des Verf., Leipzig 1915).

<sup>2)</sup> Zur Frage der überadiabatischen Temperaturgradienten. S. 249.

<sup>3)</sup> S. 31–32.

Ebenso wie bei der Temperaturumkehr sind die Fälle überadiabatischer Temperaturgradienten nur den Terminbeobachtungen 7<sup>a</sup>, 2<sup>p</sup> und 9<sup>p</sup> entnommen worden. Tab. 12 gibt einen Überblick über die Verteilung auf die einzelnen Termine in jedem Monat, gesondert nach der Größe der

Tab. 12. Häufigkeit der überadiabatischen Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken zu den Terminen 7<sup>a</sup>, 2<sup>p</sup> und 9<sup>p</sup> in den Jahren 1900—1914.

Monat	Termin	Temp.-Abnahme für 100 m					Summe	In Proz. aller Monatstage
		1.01-1.05	1.06-1.10	1.11-1.20	1.21-1.30	1.31-1.35		
Januar	7 <sup>a</sup>	—	—	1	—	—	1	0.2
	2 <sup>p</sup>	1	—	—	—	—	1	0.2
Februar	7 <sup>a</sup>	1	—	—	—	—	1	0.2
	2 <sup>p</sup>	6	5	6	1	—	18	4.3
März	7 <sup>a</sup>	—	1	—	—	—	1	0.2
	2 <sup>p</sup>	39	31	14	4	1	89	19.1
April	7 <sup>a</sup>	1	1	—	—	—	2	0.4
	2 <sup>p</sup>	57	43	35	5	1	141	31.3
Mai	7 <sup>a</sup>	1	—	—	—	—	1	0.2
	2 <sup>p</sup>	64	40	38	6	—	148	31.8
	9 <sup>p</sup>	1	—	—	—	—	1	0.2
Juni	7 <sup>a</sup>	2	—	—	—	—	2	0.4
	2 <sup>p</sup>	62	34	25	5	—	126	28.0
Juli	7 <sup>a</sup>	1	—	—	—	—	1	0.2
	2 <sup>p</sup>	54	36	26	2	—	118	25.4
August	7 <sup>a</sup>	1	—	—	—	—	1	0.2
	2 <sup>p</sup>	58	44	24	3	—	129	27.7
September	2 <sup>p</sup>	50	18	13	2	—	83	18.4
Oktober	2 <sup>p</sup>	29	9	6	—	—	44	9.5
	9 <sup>p</sup>	—	—	1	—	—	1	0.2
November	2 <sup>p</sup>	8	5	6	—	—	19	4.2
Dezember	7 <sup>a</sup>	1	—	—	—	—	1	0.2
	2 <sup>p</sup>	2	3	—	—	—	5	1.1
	9 <sup>p</sup>	—	1	—	—	—	1	0.2
Summe	7 <sup>a</sup>	8	2	1	—	—	11	0.2
	2 <sup>p</sup>	430	268	193	28	2	921	16.8
	9 <sup>p</sup>	1	1	1	—	—	3	0.1
Gesamtsumme		439	271	195	28	2	935	
In Proz. der Jahressumme		46.9	29.0	20.9	3.0	0.2	100.0	

Gradienten, während in Tab. 13 die Zahl der Tage mit überadiabatischer Temperaturabnahme zusammengestellt ist. Man sieht zunächst aus Tab. 12, daß weitaus die Mehrzahl der Fälle um 2<sup>p</sup> eintritt, wie das ja schon aus Tab. 3 zu schließen ist. Nur 11 mal, d. h. an 0.2 Proz. aller Tage, zeigte sich die Erscheinung schon um 7<sup>a</sup> und noch seltener, d. h. nur 3 mal innerhalb von 15 Jahren um 9<sup>p</sup>. Über ihren jährlichen Gang gibt am besten Tab. 13 Auskunft. Am häufigsten ist die überadiabatische

Tab. 13. Zahl der Tage mit überadiabatischer Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken (1900—1914).

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septbr.	Oktbr.	Novbr.	Dezbr.	Jahr
In Prozenten der Jahressumme	2	19	89	143	149	128	118	129	83	45	19	6	930
In Prozenten aller Monatstage	0.2	2.0	9.6	15.4	16.1	13.8	12.7	13.9	8.9	4.8	2.0	0.6	100.0
	0.2	4.5	19.1	31.8	32.0	28.4	25.4	27.7	18.4	9.7	4.2	1.3	17.0

Temperaturabnahme nicht in den Sommermonaten, sondern in den Frühjahrsmonaten Mai und April, erst dann folgen die Monate Juni bis August. Die Ursache dürfte darin zu suchen sein, daß im jährlichen Gange die Zunahme der Temperatur in Wasserleben rascher erfolgt, als auf dem Brocken.

Im April und Mai ist die Differenz der Monatsmittel der Temperatur der beiden Stationen am größten. Daß im Juli, obwohl er der wärmste Monat ist, etwas weniger Tage mit überadiabatischer Temperaturabnahme vorkommen als in den Nachbarmonaten Juni und August, ist wohl darauf zurückzuführen, daß im Juli im Mittel die Bewölkung stärker ist, als in den beiden anderen Monaten. Im April und Mai bildet sich fast jeden dritten Tag ein überadiabatischer Temperaturgradient. Man muß dabei immer bedenken, daß wir es hier mit einem Höhenunterschied von 1000 m zu tun haben. In der Nähe des Erdbodens werden natürlich solche Gradienten noch weit häufiger sein. Daß im Winter die Temperaturabnahme verhältnismäßig selten so hohe Beträge erreicht, ist nicht zu verwundern, da doch in erster Linie die starke Erwärmung der untersten Luftschichten durch die Sonnenstrahlung als Ursache der überadiabatischen Gradienten anzusehen ist. Es ist im Gegenteil auffallend, daß überhaupt noch so oft in den Wintermonaten eine so starke Temperaturabnahme vorkommt und daß selbst im Januar noch zwei Fälle zu verzeichnen sind, von denen der eine sogar zum Termin 7<sup>a</sup> eintrat. Es wird darüber später noch einiges zu sagen sein.

Was die Stärke der Temperaturabnahme anbelangt, so sind natürlich die Fälle, in denen der Gradient zwischen 1.01 bis 1.05<sup>0</sup> betrug, am häufigsten und zwar umfassen sie fast die Hälfte der Gesamtzahl. Gradienten über 1.2<sup>0</sup> sind schon ziemlich selten und solche über 1.3<sup>0</sup> kamen nur zweimal vor. Man muß aber dabei berücksichtigen, daß, wie wir das schon bei der Temperaturumkehr bemerkten, die überadiabatische Temperaturabnahme wahrscheinlich häufig nicht bis zur Höhe des Brockens reichte, so daß in Wahrheit auch noch stärkere Gradienten aufgetreten sein werden. Auch diese Frage wird noch eingehender behandelt werden. Der größte Temperaturunterschied zwischen Wasserleben und Brocken zu einem Termin wurde am 11. April 1901 2<sup>p</sup> beobachtet, nämlich 13.5<sup>0</sup>. Übertroffen wurde dieser Betrag aber noch ein wenig am 31. März desselben Jahres um 3<sup>p</sup>, da die Differenz zu dieser Stunde 13.6<sup>0</sup>, entsprechend einem Gradienten von 1.36<sup>0</sup> erreichte.

Bestimmte Wetterlagen, welche die Entstehung der überadiabatischen Temperaturabnahme besonders begünstigen, lassen sich nicht feststellen. Es ist aber auch hier, wie bei der Untersuchung der Temperaturumkehr, die Frage aufgeworfen worden, ob die überadiabatische Temperaturabnahme vielleicht besonders häufig bei einer bestimmten Windrichtung vorkommt.

Tab. 14. Häufigkeit der Windrichtungen in Wasserleben ausgedrückt in Prozenten bei überadiabatischer Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Wind- stille
Frühling	2.7	6.6	7.2	11.1	2.7	22.8	17.5	29.4	—
Sommer	1.6	8.4	6.6	8.4	0.8	19.8	20.1	34.3	—
Herbst	1.4	2.0	7.5	6.8	5.4	36.1	15.6	25.2	—
Winter	—	—	—	7.7	7.7	57.7	19.2	7.7	—
Jahr	1.9	6.5	6.8	9.3	2.5	24.6	18.3	30.1	—
Proz. Windverteilung im Jahresmittel 1900—1914	1.0	3.1	4.9	18.7	4.1	20.0	20.1	21.9	6.2
Diff.	0.9	3.4	1.9	−9.4	−1.6	4.6	−1.8	8.2	−6.2

In Tab. 14 ist die Häufigkeit der in Wasserleben bei überadiabatischer Temperaturabnahme beobachteten Windrichtungen ihrer prozentischen Verteilung nach für die einzelnen Jahreszeiten und das Jahr zusammengestellt. Die Jahreswerte sind in Vergleich gesetzt mit der Gesamtverteilung in den Beobachtungsjahren 1900—1914. Aus den Differenzen ersieht man, daß so erhebliche Unterschiede bei einzelnen Windrichtungen, wie wir sie in der ähnlichen, die Temperaturumkehr betreffenden Tab. 11 sahen, hier nicht vorkommen. Hauptsächlich Nordwestwinde sind etwas häufiger als dem Mittel entspricht, und Südostwinde seltener. Ferner kam überadiabatische Temperaturabnahme niemals bei Windstille vor. Das Letztere erklärt sich daraus, daß weitaus die Mehrzahl der Fälle um 2<sup>p</sup> eintrat, zu welcher Stunde in Wasserleben Windstillen äußerst selten beobachtet wurden. Der gleiche Umstand läßt aber auch die Möglichkeit offen, daß die bezüglich der Nordwest- und Südostwinde beobachteten Unterschiede nahezu verschwinden würden, wenn man zu dem Vergleich nicht die Gesamtwindverteilung, sondern die mittlere Verteilung um 2<sup>p</sup> benutzt. Daher wurde noch untersucht, wieviel Prozent der um 2<sup>p</sup> in dem 15jährigen Zeitraum beobachteten Winde auf die Richtungen Nordwest und Südost in den einzelnen Jahreszeiten und im Jahr entfielen. Das Ergebnis war folgendes:



	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
NW-Winde	33.8	37.2	26.2	22.2	29.9 Proz.
SE - Winde	17.1	12.6	23.1	22.2	18.7 „

Vergleicht man die Zahlen mit den entsprechenden der Tab. 14, so sieht man ohne weiteres, daß tatsächlich um 2<sup>p</sup> NW-Winde häufiger vorkommen als im Gesamtmittel und daß die Prozentzahl für das Jahr fast genau mit dem Anteil übereinstimmt, der auf die Nordwestwinde bei überadiabatischer Temperaturabnahme entfällt. Auch im Frühling, Sommer und Herbst bestehen keine großen Unterschiede, umsomehr dagegen im Winter. Die überadiabatische Temperaturabnahme kommt im Winter bei Nordwestwinden weit seltener vor als man nach der mittleren Windverteilung erwarten sollte.

Man sieht auch, daß zum Termin 2<sup>p</sup> die Prozentzahl der Südostwinde genau so groß war wie im Gesamtmittel. Die aus Tab. 14 sich ergebende Tatsache, daß überadiabatische Temperaturabnahme bei Südostwinden weniger häufig vorkommt, als es dem Mittel entspricht, bleibt also bestehen und zwar ist dies ganz besonders im Herbst und Winter der Fall. Dieses Ergebnis läßt sich gut in Einklang bringen mit dem, das aus Tab. 11 hervorgeht. Wir sahen, daß bei Temperaturumkehr besonders häufig Südostwinde herrschen, daß also Wetterlagen, die Südostwinde bedingen, für die Entstehung der Temperaturumkehr besonders günstig sind. Da aber die überadiabatische Temperaturabnahme den direkten Gegensatz zur Temperaturumkehr bildet, kann man nicht erwarten, daß erstere oft bei Südostwinden auftritt. Allerdings schließt das Vorkommen von Temperaturumkehr nicht aus, daß am gleichen Tage mittags überadiabatische Temperaturabnahme entsteht. Es kamen jedoch unter den 930 Tagen mit überadiabatischer Temperaturabnahme nur 14 vor, an denen früh Temperaturumkehr bestand. In drei Fällen davon wehte mittags SE-Wind.

Aus Tab. 14 sehen wir noch, daß im Winter überadiabatische Temperaturabnahme bei den Windrichtungen Nord bis Ost überhaupt nicht vorkam. Auch dies erklärt sich leicht daraus, daß diese Winde im Winter Kälte zu bringen pflegen. Es läßt sich aber nicht annehmen, daß, wenn es schon am Erdboden kalt ist, die Temperatur nach oben hin noch so stark abnehmen sollte, daß der Gradient überadiabatisch wird. Bei allen den Fällen, die in den Wintermonaten Dezember bis Februar vorkamen, war das Wetter mild, ja meist verhältnismäßig warm. Es gab überhaupt nur einmal eine Temperatur, die um 2<sup>p</sup> unter 0<sup>o</sup> lag, und zwar nicht im Winter, sondern zu Beginn des Frühjahrs, nämlich am 26. März 1901. Der Luftdruck war damals ziemlich gleichmäßig verteilt, am höchsten auf dem Ozean, am tiefsten über den Bottnischen Meerbusen. Auf dem Brocken war es bei schwachem Nordwestwinde kalt. Die Temperatur betrug um 7<sup>a</sup> —12.5<sup>o</sup>, um 2<sup>p</sup> —11.3<sup>o</sup>. Auch in Wasserleben zeigte um 7<sup>a</sup> das Thermometer —8.6<sup>o</sup>. Es stieg aber bei ziemlich heiterem Himmel und Sonnenschein, während sich der Wind von NW nach W drehte, bis auf —0.5<sup>o</sup> um 2<sup>p</sup>. Durch diese starke Temperaturzunahme in der Tiefe kam die überadiabatische Temperaturabnahme zustande, die um 4 Uhr wieder verschwunden war, da die Temperatur in Wasserleben bis zum Abend wieder sank.

Während in letzterem Falle der überadiabatische Gradient sich immerhin noch auf die normale Erwärmung der unteren Luftschichten im Laufe des Tages unter dem Einfluß der Sonnenstrahlung zurückführen läßt, versagt diese Erklärung ganz oder teilweise in den Wintermonaten. So bestand am 20. Dezember 1900 von 2<sup>p</sup> bis 4<sup>a</sup> des folgenden Tages mit einigen Unterbrechungen überadiabatische Temperaturabnahme. Die Temperatur stieg in Wasserleben von 3<sup>o</sup> um 7<sup>a</sup> bis 7.7<sup>o</sup> um 2<sup>p</sup>, auf dem Brocken aber von —4.6<sup>o</sup> um 7<sup>a</sup> nur bis —3.1<sup>o</sup> um 2<sup>p</sup>. Man könnte daher mit einigem Recht annehmen, daß auch hier die Erwärmung der unteren Luftschichten im normalen Tagesgange die Entstehung des überadiabatischen Gradienten hervorgerufen hätte. Nur muß man berücksichtigen, daß dies nur dadurch möglich war, daß schon um 7<sup>a</sup> ein ziemlich starker Gradient bestand. Daß er aber bis in die Nacht hinein überadiabatisch blieb, war nur darauf zurückzuführen, daß sich die Temperatur in Wasserleben bis zum Abend kaum änderte und dann sogar noch weiter stieg. Die Ursache davon war die Annäherung einer tieferen und ausgedehnten Depression vom Ozean her. Auf dem Brocken machte sich der erwärmende Einfluß der oben und unten wehenden Südwestwinde erst etwas später geltend.

Als weiteres Beispiel sei der 11. bis 12. Januar 1911 angeführt, an welchen Tagen von 10 Uhr abds. bis 11 Uhr vorm. ein überadiabatischer Gradient bestand. Die Wetterlage war so, daß Teilminima über Südschweden und Nordfrankreich lagen als Ausläufer eines im Norden befindlichen Tiefdruckgebietes. Auf dem Brocken änderte sich von 9<sup>p</sup> am 11. Januar bis 2<sup>p</sup> am 12. die Temperatur nur wenig. Dagegen trat im Laufe der Nacht in Wasserleben Erwärmung ein, die aber am folgenden Tage um 2<sup>p</sup> wieder verschwunden war. Trotzdem wäre es nicht zur überadiabatischen Temperatur-



abnahme gekommen, wenn nicht vorher schon die Temperaturdifferenz Wasserleben—Brocken sehr erheblich gewesen wäre. Sie betrug um 9<sup>p</sup> am 11. Januar bereits 9.7°. Die Windrichtung war oben und unten unverändert Südwest.

Auf einen starken Temperaturanstieg in Wasserleben war auch die überadiabatische Temperaturabnahme zurückzuführen, die am 28. Dezember 1914 von 7 bis 10<sup>a</sup> bestand. An diesem Tage lag ein Minimum in der Gegend der britischen Inseln und der Nordsee einem Maximum in Rußland gegenüber. Die Temperatur betrug in Wasserleben um Mitternacht noch  $-0.6^{\circ}$ , stieg aber von da ab zunächst langsam und dann außerordentlich rasch bis auf 9.6° um 7<sup>a</sup>. Der Wind drehte sich dabei von NE nach SW. Von 7<sup>a</sup> ab nahm dann die Temperatur langsam wieder etwas ab. Auf dem Brocken war der Temperaturgang ähnlich, nur waren die Änderungen weit geringer. Um Mitternacht betrug die Temperatur  $-3.3^{\circ}$ , der Temperaturgradient Wasserleben—Brocken also nur 0.4°. Bis 7<sup>a</sup> stieg dann die Temperatur auf  $-0.8^{\circ}$ , so daß der Temperaturunterschied gegenüber Wasserleben 10.4° erreichte. Er vergrößerte sich bis 9<sup>a</sup> noch bis auf 10.8°. Die Windrichtung auf dem Brocken war anders als unten. Der Wind drehte sich dort zwischen 9<sup>p</sup> und 7<sup>a</sup> von W bis SE.

In den Fällen, in denen im Winter um 2<sup>p</sup> ein überadiabatischer Gradient bestand, war er im allgemeinen auf eine raschere Zunahme der Temperatur im Wasserleben als auf dem Brocken zurückzuführen. Bisweilen nahm sogar dort die Temperatur noch ab. Die Temperaturdifferenz Wasserleben—Brocken war aber meist schon vorher ziemlich groß, so daß der Temperaturanstieg in Wasserleben nicht sehr beträchtlich zu sein brauchte. Auch eine plötzliche Temperatursteigerung von kurzer Dauer in Wasserleben kann die Ursache zur Entstehung eines überadiabatischen Gradienten werden, wenn vorher schon ein stärkerer Gradient vorhanden war.

Wir sahen also, daß im Winter in erster Linie Verschiedenheiten im Temperaturgange oben und unten die Veranlassung zur Entstehung der überadiabatischen Temperaturabnahme gaben, und diese dürften wohl hauptsächlich auf die Entfernung der beiden Stationen Wasserleben und Brocken voneinander zurückzuführen sein. Da Wasserleben 17 km nordnordöstlich vom Brocken liegt, können, zumal bei zyklonalen Wetterlage, schon gewisse Unterschiede in den Witterungszuständen an beiden Punkten, auch bezüglich der zeitlichen Aufeinanderfolge, bestehen.

In den Fällen, in denen im Sommer schon um 7<sup>a</sup> überadiabatische Temperaturabnahme vorhanden war, kann man sie meist auf starke Erwärmung der unteren Luftschichten durch Sonnenstrahlung zurückführen. Sie blieb dann auch bis zum Mittag oder Nachmittag bestehen. Vereinzelt war dies jedoch nicht der Fall, so am 13. Juni 1902, an dem ein überadiabatischer Temperaturgradient nur um 7<sup>a</sup> und 8<sup>a</sup> vorhanden war. Die Ursache lag in Verschiedenheiten des Temperaturganges oben und unten. In Wasserleben stieg die Temperatur von 10.4° um 4<sup>a</sup> bis auf 18.4° um 7<sup>a</sup>, während sie sich auf dem Brocken fast gar nicht änderte. Bis zum Mittag nahm dann die Temperatur auf dem Brocken mehr zu als in Wasserleben. Der Temperaturanstieg in Wasserleben ist hier weniger auf die normale tägliche Zunahme, als auf die Wetterlage zurückzuführen; denn der Himmel war um 7<sup>a</sup> bedeckt, aber auf der südlichen Nordsee lag ein Minimum, unter dessen Einfluß Südwestwind wehte. Der Brocken befand sich früh im dichten Nebel, woraus sich die gleichbleibende Temperatur erklärt.

Auch am 4. Juni war Nebel auf dem Brocken die Ursache, daß die Temperatur sich dort früh nicht änderte, während in Wasserleben bei heiterem Himmel und Sonnenschein die Temperatur rasch anstieg, so daß von 7 bis 9<sup>a</sup> überadiabatische Temperaturabnahme herrschte. Nach dem Verschwinden des Nebels nahm auch auf dem Brocken die Temperatur rasch zu.

Von den drei Fällen, in denen um 9<sup>p</sup> überadiabatische Gradienten auftraten, ist der eine vom 20. Dezember 1900 bereits behandelt. Am 15. Oktober 1907 wurde die übergroße Temperaturabnahme erzeugt durch einen vorübergehenden Temperaturanstieg in Wasserleben und gleichzeitigen Temperaturfall auf dem Brocken. Sie blieb auf die Stunde 9<sup>p</sup> beschränkt. Auch in dem Fall vom 30. Mai 1913 9<sup>p</sup> handelt es sich um eine isolierte Erscheinung aus ähnlichen Gründen. Jedenfalls spielt auch hierbei die horizontale Entfernung der beiden Stationen eine Rolle.

Die Frage der überadiabatischen Temperaturabnahme ist bisher ohne Rücksicht darauf behandelt worden, ob die aus den Temperaturbeobachtungen hervorgegangenen Ergebnisse auch in allen Fällen reell sind. Man muß bedenken, daß eine Verminderung der Temperaturdifferenz Wasserleben—Brocken um wenige Zehntel Grad oft schon genügt, um den Gradienten unter den adiabatischen Betrag herunterzudrücken. Daß die Temperaturablesungen an sich richtig sind, wollen und können wir dabei

voraussetzen. Es wäre aber möglich, daß Mängel in der Thermometeraufstellung Abweichungen der beobachteten von der wahren Lufttemperatur hervorriefen.

Nach den Untersuchungen von G. Hellmann<sup>1)</sup> und R. Süring<sup>2)</sup> sind die in der Thermometerhütte in Potsdam um 2<sup>p</sup> abgelesenen Temperaturen während des ganzen Jahres etwas zu hoch. Das gleiche ist nach Hellmann in Grünberg der Fall. Nach seinen Feststellungen ist der Fehler der Hüttenaufstellung ihrem numerischen Betrage nach stark abhängig von der Dauer und der Stärke der Insolation, sowie von der natürlichen Ventilation. Unter diesen Umständen können die in Potsdam und Grünberg gefundenen Abweichungen nicht ohne weiteres auf Wasserleben übertragen werden. Unstreitig lagen die Verhältnisse dort insofern günstiger, als die Ventilation der Hütte im allgemeinen in den hier in Betracht kommenden Fällen recht gut war. Windstärken unter 4 der Beaufortskala kamen nur in 15.6 Proz. aller Fälle vor, Windstillen überhaupt nicht und Windstärke 1 sehr selten. In Potsdam dagegen ist die Aufstellung der Thermometerhütte etwas zu windgeschützt und bei der stark kontinentalen Lage von Grünberg sind die Windstärken dort geringer als in Wasserleben. Unter diesen Umständen wird man annehmen dürfen, daß an letzterer Station die Thermometerangaben nicht im gleichen Maße durch Strahlung beeinflusst sind, wie in Potsdam und Grünberg. Außerdem bietet noch eine andere Station, nämlich Erfurt, die Möglichkeit, Vergleichen anzustellen zwischen den Angaben der in einer Englischen Hütte aufgestellten Thermometer mit einer daneben befindlichen Aufstellung in einem Gehäuse, in dem die Thermometergefäße einem durch einen elektrischen Ventilator erzeugten Luftstrom beständig ausgesetzt waren. An dieser frei außerhalb der Stadt gelegenen Station waren die Unterschiede zwischen aspirierter und nicht aspirierter Aufstellung um 2<sup>p</sup> sehr geringfügig, teils positiv, teils negativ und über wenige Zehntel Grad nicht hinausgehend. Ob die ventilerte Aufstellung dabei völlig unbeeinflusst von Strahlung war, muß allerdings dahingestellt bleiben. Immerhin lassen diese Vergleichen einen günstigen Rückschluß auf die Beobachtungen in Wasserleben zu, um so mehr, als dort die mittleren Windstärken größer waren, als in Erfurt und noch größer, ganz besonders um 2<sup>p</sup>, als die Windstärken in Potsdam.

Trotzdem wird man nicht annehmen dürfen, daß die Hüttentemperaturen um 2<sup>p</sup> in Wasserleben zumal im Sommer der wahren Lufttemperatur ganz entsprochen haben, sondern sie werden, besonders bei Sonnenschein und geringer Luftbewegung, höher gewesen sein. Um welchen Betrag im Einzelfalle, läßt sich freilich nicht feststellen. Da die meisten Fälle von überadiabatischer Temperaturabnahme um 2<sup>p</sup> in der wärmeren Jahreszeit stattfanden, müßte man unter diesen Umständen, zumal wenn die Temperaturdifferenz Wasserleben—Brocken nur wenig größer als 10<sup>0</sup> war, annehmen, daß manche scheinbaren überadiabatischen Gradienten nicht reell sind.

Bei diesen Überlegungen ist allerdings die Frage unberücksichtigt geblieben, inwieweit die auf dem Brocken beobachteten Temperaturen der wahren Lufttemperatur entsprechen. Die dort mit dem Aspirationsthermometer angestellten vergleichenden Messungen haben ergeben, daß die Hüttentemperaturen im Sommer um 2<sup>p</sup> nicht zu hoch, sondern sogar im Durchschnitt um 0.10 niedriger sind, als die Angaben des Aspirationsthermometers. Im Winterhalbjahr bestehen im allgemeinen keine Unterschiede. Jedenfalls können also die auf dem Brocken gemessenen Temperaturen die etwa durch die zu hohen Temperaturen von Wasserleben entstandenen Fehler in der Temperaturdifferenz zwischen beiden Stationen nicht ausgleichen. Doch gibt es noch einen anderen Umstand, der vielleicht geeignet ist, diesen Ausgleich herbeizuführen. Wenn wir nämlich, wie wir es hier tun, die Temperaturen von Wasserleben mit denen vom Brocken vergleichen, so nehmen wir im Grunde genommen stillschweigend an, daß die Temperaturen auf dem Brocken denen der freien Atmosphäre in gleicher Höhe senkrecht über Wasserleben entsprechen. Dies ist aber möglicherweise in zweierlei Hinsicht nicht genau der Fall. Zunächst ist der Brocken 17 km von Wasserleben entfernt. Es ist infolgedessen nicht ausgeschlossen, daß durch diese Entfernung des Brockengipfels von dem 1000 m senkrecht über Wasserleben gelegenen Punkte der freien Atmosphäre kleine Temperaturdifferenzen entstehen. Diese müssen wir hier freilich außer acht lassen, da uns jeder Anhaltspunkt zur Bestimmung ihrer Größe fehlt. Abgesehen davon aber ist es nach Untersuchungen besonders von Schmauß, De Quervain, Kleinschmidt und v. Ficker wahrscheinlich, daß die Berge im Mittel etwas kälter sind, als die freie Atmosphäre. H. v. Ficker<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> G. Hellmann, Über die Aufstellung der Thermometer zur Bestimmung der Lufttemperatur. 4. Mitteilung. (Bericht über die Tätigkeit des Königl. Preuß. Meteorol. Instituts im Jahre 1911. S. 59.) Berlin 1912.

<sup>2)</sup> R. Süring, Der aspirierte Thermograph des Meteorologischen Observatoriums bei Potsdam. (Ber. üb. d. Tätigk. d. Kgl. Pr. Met. Inst. im Jahre 1914. S. (89).) Berlin 1915.

<sup>3)</sup> H. v. Ficker, Temperaturdifferenz zwischen freier Atmosphäre und Berggipfeln. Meteorol. Zeitschr. 1913, S. 278.

hat jedoch nachgewiesen, daß dies nicht zu allen Jahres- und Tageszeiten der Fall ist, daß vielmehr im Sommer zur Mittagszeit die Zugspitze vermutlich wärmer ist, als die freie Atmosphäre und daß dies in noch höherem Maße beim Hohenpeißenberg der Fall sein dürfte, der sich nur 400 m über die Ebene erhebt.<sup>1)</sup> Bezüglich des Brockens hat allerdings Hildebrandt<sup>2)</sup> gefunden, daß er im Mittel mittags nicht oder nur ganz unerheblich wärmer ist, als die freie Atmosphäre. Einmal handelt es sich hier aber um Mittelwerte und dann sind die Vergleichen angestellt mit dem Lindenberger Aufstiegs-material. Bei der Entfernung des Brockens von Lindenberg können aber die Ergebnisse nur mit einer gewissen Kritik behandelt werden. Es ist außerordentlich wahrscheinlich, zumal der Brocken kein steil emporragender Gipfel ist, daß er im Sommer zur Mittagszeit wärmer ist, als die freie Atmosphäre in gleicher Höhe. Es ist sogar nicht ausgeschlossen, daß dieser Wärmeüberschuß größer ist, als der Unterschied zwischen Hüttentemperatur und wahrer Lufttemperatur in Wasserleben. Unter diesen Umständen ist kaum anzunehmen, daß die Zahl der Fälle mit überadiabatischer Temperaturabnahme infolge etwaiger zu hoher Hüttentemperaturen in Wasserleben sich merklich verringern wird, sie kann sogar vielleicht noch größer sein. Es kommt dazu, daß die aus den Temperaturdifferenzen Wasserleben—Brocken sich ergebenden überadiabatischen Gradienten keineswegs alle Fälle von überadiabatischer Temperaturabnahme über Wasserleben umfassen, da letztere sich sehr oft nicht bis zum Brockengipfel erstrecken, sondern auf geringere Höhen beschränkt wird. Wir werden nachher auf diese Frage noch näher eingehen. Zunächst soll aber hier zum Vergleich kurz untersucht werden, wie die Verhältnisse der überadiabatischen Gradienten in der freien Atmosphäre über Lindenberg beschaffen sind. Die Frage kann natürlich nicht in dem gleichen Umfang behandelt werden, wie beim Stationspaar Wasserleben—Brocken, es wurde vielmehr nur für ein Jahr, nämlich 1914, untersucht, wie oft in ihm überadiabatische Temperaturabnahme vorkam.

Tab. 15. Häufigkeit der überadiabatischen Temperaturabnahme in Lindenberg im Jahre 1914 (Tage).

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septbr.	Oktbr.	Novbr.	Dezbr.	Jahr
122—500 m	—	3	18	26	26	28	27	30	25	12	3	1	199
122—1000 »	—	—	8	18	23	19	17	26	20	5	—	1	137
122—1500 »	—	—	2	8	13	12	11	19	10	2	—	—	77
122—2000 »	—	—	—	2	3	3	9	11	2	—	—	—	30
122—2500 »	—	—	—	—	—	—	2	2	—	—	—	—	4
Häufigkeit zwischen Wasserleben und Brocken im Jahre 1914.													
	—	1	5	6	13	7	8	9	11	3	2	2	67
Maximalwerte der vertikalen Temperaturgradienten.													
122—500 m	—	1.29	1.61	1.66	1.89	2.03	2.16 <sup>3)</sup>	1.89	1.82	1.45	1.11	1.37	
122—1000 »	—	—	1.17	1.28	1.50	1.38	1.39	1.50	1.24	1.15	—	1.25	
122—1500 »	—	—	1.08	1.14	1.22	1.19	1.26	1.30	1.11	1.01	—	—	
122—2000 »	—	—	—	1.02	1.09	1.12	1.16	1.19	1.02	—	—	—	
122—2500 »	—	—	—	—	—	—	1.04	1.08	—	—	—	—	

In der beifolgenden Tab. 15 ist die Zahl der Tage, an denen über Lindenberg überadiabatische Temperaturabnahme vorhanden war, zusammengestellt und zwar für verschiedene Höhenstufen. Die Zahlen sind so zu verstehen, daß die niedrigeren Stufen die höheren mit umfassen. Im ganzen wurden also an 199 Tagen überadiabatische Gradienten beobachtet, jedoch nur an 137 Tagen reichten sie bis zu Höhen von 878 m und an 77 Tagen bis zu Höhen von 1378 m über Lindenberg. Auch noch bis zu größeren Höhen kam überadiabatische Temperaturabnahme vor. Die Gradienten sind hierbei wie bei Wasserleben und Brocken berechnet aus den Temperaturdifferenzen zwischen Lindenberg und den in der Tabelle angegebenen Höhen. In Wirklichkeit bestanden aber die überadiabatischen Gradienten meist gar nicht innerhalb des ganzen Höhenunterschiedes, sondern nur in einem Teil davon. Im allgemeinen war es so, daß die Temperaturabnahme in der untersten Schicht bis 500 m am größten war und in den darüber liegenden Schichten von je 500 m allmählich kleiner wurde. Tatsächlich

<sup>1)</sup> Auch nach den Untersuchungen von Kleinschmidt ist der Säntis im Jahresmittel nachmittags etwas wärmer als die freie Atmosphäre. (Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre Bd. VI. 1914. S. 6 u. 7.)

<sup>2)</sup> A. Hildebrandt, Vergleich der Temperatur auf dem Brocken und in der gleichen Höhe der Atmosphäre. Dissertation Rostock 1911.

<sup>3)</sup> Ein Maximum 2.40° im Juli ist unsicher.

bestand ein überadiabatischer Gradient in den Fällen, wo sich ein solcher aus der Temperaturdifferenz zwischen 122 und 1000 m folgern ließ, zwischen 500 und 1000 m Höhe nur in 37 Proz. aller Aufstiege, und bei einer überadiabatischen Temperaturdifferenz zwischen 122 und 1500 m Höhe innerhalb 1000 bis 1500 m nur noch in 24 Proz. aller Aufstiege. Es wird sich zeigen, daß sich ähnliche Verhältnisse auch zwischen Wasserleben und Brocken nachweisen lassen.

Vergleicht man die Zahlen in Tab. 15 mit den darunter stehenden vom Jahre 1914 für Wasserleben und Brocken, so sieht man gleich, daß überadiabatische Temperaturabnahme über Lindenberg häufiger war, als zwischen unserem Stationspaare. Wenn auch die Werte wegen der verschiedenen Höhendifferenzen nicht unmittelbar miteinander vergleichbar sind, so bemerkt man doch, daß für die Höhe von 1378 m über Lindenberg die Zahl der Tage mit überadiabatischer Temperaturabnahme immer noch größer ist, als für die Höhe von nur 1000 m über Wasserleben. Es stehen nämlich 77 Tage im Jahre 67 Tagen bei Wasserleben gegenüber. Noch viel größer wird der Unterschied, wenn man die Zahl der Tage für die Höhe von 878 m über Lindenberg zum Vergleich heranzieht, denn sie beträgt 137. Für 1000 m über Lindenberg ergibt sich also ein zwischen 77 und 137 liegender Wert, den wir auf rund 120 schätzen können, gegenüber 67 für Wasserleben und Brocken.

In Tab. 15 finden sich auch die Maximalwerte der aus den Temperaturdifferenzen berechneten Gradienten angeführt. Uns interessieren hier des Vergleichs wegen in erster Linie wieder die Beträge für die Höhenunterschiede von 122—1000 m und 122—1500 m. Ein Vergleich mit Tab. 12 zeigt, daß die Höchstwerte der Gradienten über Wasserleben und Lindenberg anscheinend nicht sehr verschieden sind, wenn man berücksichtigt, daß man für Lindenberg Beträge annehmen muß, die zwischen den beiden erwähnten Höhenstufen liegen. Allerdings darf man dabei nicht außer acht lassen, daß die Zahlen in Tab. 15 sich nur auf ein Jahr, nämlich 1914, beziehen, die in Tab. 12 aber auf 15 Jahre. Im Jahre 1914 betrug der stärkste vertikale Gradient zwischen Wasserleben und Brocken nur 1.22°, war also unter allen Umständen kleiner, als er sich für die Höhe von 1000 m über Lindenberg ergibt, wo er  $< 1.5$  und  $> 1.3$  gewesen sein dürfte.

Wir haben vorhin die Frage erörtert, ob die zwischen Wasserleben und Brocken beobachteten überadiabatischen Gradienten in allen Fällen als reell anzusehen sind. Es soll daher versucht werden, die gleiche Frage auch bezüglich der Lindenerger Beobachtungen zu beantworten.

Es ist ja eine bekannte Tatsache, daß bei raschen Temperaturänderungen die Angaben des Thermographen etwas nachzuhinken pflegen. Man wird also beim Aufstieg eines Drachen oder Registrierballons beim Anstieg etwas zu hohe, beim Abstieg etwas zu niedrige Temperaturen für eine bestimmte Höhe erhalten. Bei Inversionen kann natürlich das Umgekehrte eintreten. Die Größe des Fehlers hängt von der Geschwindigkeit des Auf- und Abstiegs ab. Dadurch kommt eine gewisse Unsicherheit in die für bestimmte Höhen geltenden Temperaturangaben. Dasselbe ist der Fall bei den aus den Barographenaufzeichnungen ermittelten Höhen. Auch der Barograph wird bei den raschen Druckänderungen während des Auf- und Abstiegs etwas hinter dem wahren Luftdruck zurückbleiben. Allerdings können sich Luftdruck- und Temperaturfehler bis zu einem gewissen Grade entgegenwirken. Immerhin dürfte es schwer gelingen, so genaue Temperaturangaben für eine bestimmte Höhe der freien Atmosphäre zu erlangen, wie an einer festen Station. Unter diesen Umständen hat man in Lindenberg anscheinend lange Zeit geschwankt, ob man den Aufstiegs- oder Abstiegswerten den Vorzug geben soll. Bis zum Jahre 1908 sind hauptsächlich Aufstiegswerte veröffentlicht, in den folgenden Jahren bis 1914 die Aufzeichnungen für Auf- und Abstieg. Nebenbei fängt man aber etwa von 1912 ab schon an, Abstiegswerte zu bevorzugen und von 1915 ab werden hauptsächlich und überwiegend die letzteren veröffentlicht. Worauf dieser Wechsel der Anschauungen beruht, ist mir nicht bekannt. In seiner Abhandlung über das Aspirationspsychrometer schildert Aßmann auch die Versuche über die Einstellungsgeschwindigkeit des Aspirationspsychrometers<sup>1)</sup>. Er kommt dabei zu dem Ergebnis, daß die Einstellung bei Erkaltung wesentlich rascher erfolgt als bei Erwärmung. Da es sich hier um sehr rasche Temperaturänderungen handelt, ist dieser Unterschied nach Aßmanns offenbar zutreffender Anschauung darauf zurückzuführen, daß bei der raschen Überführung des Aspirationspsychrometers aus einem kalten in einen warmen Raum eine Kondensation des Wasserdampfes am Thermometer stattfindet und daß erst nach Verdunstung dieses Niederschlages, wobei Wärme verbraucht wird, die richtige Einstellung erfolgt. Allerdings ist Aßmann der Ansicht, daß in der Praxis, selbst bei Ballonauf- und Abstiegen solche Temperatursprünge, wie bei den angestellten Versuchen nicht vorkommen dürften,

<sup>1)</sup> R. Aßmann, Das Aspirationspsychrometer. (Abhandl. d. Preuß. Met. Inst. Bd. I. Nr. 5. S. 193 ff.) Berlin 1892.

eine Verzögerung der Erwärmungsgeschwindigkeit also nicht eintreten würde. Trotzdem erscheint es nicht sicher, ob nicht doch, zumal bei hoher Luftfeuchtigkeit, beim Abstieg eines Drachen oder Ballons ein Taubeschlag auf dem Thermographen zuweilen die Einstellung auf die richtige Temperatur verzögern kann. Bei dem Heraussuchen der Fälle von überadiabatischer Temperaturabnahme aus dem Jahrgang 1914 der Lindenberger Beobachtungen fiel es mir auf, daß bei Vormittagsaufstiegen, während zwischen Auf- und Abstieg die Temperatur über dem Erdboden erheblich gestiegen war, in 500 m Höhe die Temperatur zuweilen beim Abstieg etwas niedriger war als beim Aufstieg. Ob es sich hier um einen reellen Vorgang oder um ein Nachhinken des Thermographen, vielleicht infolge Taubeschlags, handelt, läßt sich natürlich nicht ohne weiteres entscheiden. Man kann hierbei auch an die beiden, im vorigen Kapitel auf S. 20 und 21 behandelten Fälle der Temperaturumkehr vom 3. November 1901 und 9. August 1909 denken, in denen anscheinend, trotzdem die Temperatur in Wasserleben und Brocken zunahm, in einer Zwischenschicht ebenfalls eine Abnahme stattfand.

Man sieht also, daß die durch die Lindenberger Aufstiege gewonnenen Beobachtungen auch mit gewissen Unsicherheiten behaftet sind. Doch haben sie allerdings den großen Vorzug vor den Messungen an einer Berg- und der zugehörigen Talstation, daß sie nicht auf eine bestimmte Höhe beschränkt sind.

## II.

Bei der Untersuchung der Temperaturumkehr wurde festgestellt, daß die Temperaturänderung in der Luftschicht von Wasserleben bis zum Brocken im allgemeinen nicht geradlinig, sondern in einer Kurve verläuft. Dieser Schluß ergab sich daraus, daß, wenn man die barometrischen Temperaturen berechnete, d. h. diejenigen, die man in die barometrische Höhenformel einsetzen mußte, um den richtigen Höhenunterschied zwischen Wasserleben und Brocken zu erhalten, diese fast stets von den Mittelwerten zwischen den oben und unten gemessenen Temperaturen mehr oder weniger abwichen. Nahm man dann der Einfachheit halber an, daß die Temperaturkurve eine Parabel bildete, so ließen sich die Koordinaten des Scheitelpunktes berechnen, d. h. man erhielt die höchste oder unter Umständen die tiefste Temperatur zwischen Wasserleben und Brocken und die Höhe, in der diese äußersten Werte eintraten. Dasselbe Verfahren soll jetzt auf die überadiabatische Temperaturabnahme angewendet werden. Wir haben ja vorhin schon bei Besprechung der Lindenberger Aufstiege gesehen, daß bei überadiabatischer Temperaturabnahme die vertikalen Temperaturgradienten in den verschiedenen Höhenschichten sich nicht gleich bleiben, sondern meist von unten nach oben abnehmen, daß also die Temperatur nach oben hin sich im allgemeinen nicht geradlinig ändert.

Da es leider nicht möglich war, die Rechnungen für alle in den 15 Jahren eingetretenen Fälle von überadiabatischer Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und dem Brocken durchzuführen, wurden zunächst nur die eines Jahrganges, und zwar von 1907, behandelt, später noch solche aus den Wintermonaten und dann auch noch diejenigen, die um 7<sup>n</sup> und 9<sup>n</sup> sich ereigneten.

Zunächst wurden wieder die barometrischen Temperaturen  $\vartheta$  berechnet. Dabei stellte es sich heraus, daß diese mit wenigen Ausnahmen kleiner waren, als die Mittel aus oberer und unterer Temperatur. Daraus kann man sofort schließen, daß die Temperaturkurve für gewöhnlich ihre konvexe Seite der Abszissenachse des Koordinatensystems zuwendet, in der die Ordinaten den Temperaturen, die Abszissen den Höhen entsprechen. Die Temperatur nimmt also dann zunächst rascher und allmählich langsamer ab. Vereinzelt kam es auch vor, daß  $\vartheta$  noch unter der Temperatur des Brockens lag. Dann muß natürlich die Temperaturkurve bis zu einer gewissen Höhe noch tiefer herabsinken und von da ab bis zur Brockenhöhe wieder steigen. In dieser Schicht unterhalb des Brockens findet dann Temperaturumkehr statt.

Mit Hilfe der Werte von  $\vartheta$  und der Temperaturen von Wasserleben und Brocken, die wieder mit  $a$  und  $b$  bezeichnet wurden, sind dann die Koordinaten des Scheitelpunktes der Parabel, die den Temperaturenverlauf zwischen beiden Stationen darstellen soll, berechnet worden. Hierzu wurden hauptsächlich die Formeln 8) und 9) auf S. 17 benutzt, da diese für Parabeln gelten, welche ihre konvexe Seite der Abszissenachse zukehren. Sie lauten:

$$u = \frac{h(2a + b - 3\vartheta)}{3(a + b - 2\vartheta)} \quad \text{und} \quad v = a - \frac{(2a + b - 3\vartheta)^2}{3(a + b - 2\vartheta)}.$$

Es ergab sich nun, daß in der Mehrzahl der Fälle  $u < 1000$  war, daß also der Scheitel der Parabel unterhalb der Brockenhöhe lag.  $v$  muß dann kleiner werden als  $b$ , d. h. noch unter der Temperatur des Brockens liegen. Die Parabel hat dann die in Fig. 3 auf S. 33 angegebene Gestalt.

Zwischen der Höhe des Scheitels und der Brockenhöhe würde also Temperaturumkehr bestehen. Ob die Kurve wirklich immer so verläuft, ist allerdings fraglich. Die Bedingung, daß die von den Ordinaten AK und BC begrenzte Kurvenfläche gleich dem Rechteck aus  $\vartheta$  und KC ist, kann nämlich vielfach auch dadurch erfüllt werden, daß die Temperatur zunächst steiler abfällt, als es die Parabel zeigt und dann erheblich langsamer bis zur Brockenhöhe abnimmt, so daß also keine Temperaturumkehr stattzufinden braucht. Ein solcher Kurvenverlauf ist aber, wie vorhin schon angedeutet wurde, dann nicht möglich, wenn  $\vartheta$  unter der Brockentemperatur liegt, und auch dann im allgemeinen nicht, wenn es nur wenig höher ist.

Häufig ergab auch die Rechnung, daß  $u > h$  war, daß also die Temperatur beständig bis zur Brockenhöhe abnahm und zwar ähnlich, wie es oben angegeben wurde, zunächst rascher, dann langsamer.

In 6 Proz. der behandelten Fälle war  $\vartheta$  größer als das Mittel aus oberer und unterer Temperatur, d. h. die Temperaturkurve kehrte ihre konkave Seite der Abszissenachse zu. Für  $u$  ergaben sich dabei Werte, die zur Hälfte  $< 0$  waren, d. h. der Parabelscheitel lag auf der negativen Seite der  $x$ -Achse. Die Temperaturabnahme erfolgte dabei zuerst langsamer und dann rascher. In den Fällen, wo  $u$  einen positiven Wert hatte, stieg die Temperaturkurve zunächst etwas an, um dann erst abzunehmen, das heißt also, es bestand in der untersten Luftschicht Temperaturumkehr und dann erst überadiabatische Temperaturabnahme. Das gilt aber nur für die Annahme eines parabolischen Kurvenverlaufs. Sieht man davon ab, so kann man sich die Änderung der Temperatur, ohne mit dem Werte von  $\vartheta$  in Widerspruch zu geraten, auch so denken, daß sie bis zu einer etwas größeren Höhe, als der Betrag von  $u$  angibt, zunächst langsam und dann rascher abnimmt.

Die Fälle, in denen  $\vartheta$  größer war als das Mittel aus oberer und unterer Temperatur, kamen mit einer Ausnahme im Winter oder zeitigen Frühjahr vor. Diese eine Ausnahme trat am 30. Mai 1913 9<sup>h</sup> ein, von der oben auf S. 27 schon kurz die Rede war. Die überadiabatische Temperaturabnahme bestand nur zu dieser Stunde und wurde lediglich dadurch hervorgerufen, daß auf dem Brocken von 8 bis 9<sup>h</sup> die Temperatur um 2.2<sup>o</sup>, in Wasserleben aber nur um 0.6<sup>o</sup> sank. Da sich die rasche Temperaturänderung in der Höhe abspielte, ist es leicht verständlich, daß die überadiabatische Temperaturabnahme nicht in der Luftschicht über Wasserleben sondern erst weiter oben bestand. Weshalb sonst  $\vartheta$  das Mittel aus oberer und unterer Temperatur überstieg, läßt sich nicht ermitteln.

Im Anschluß hieran möge auch gleich die Frage erörtert werden, wie die Temperaturkurve beschaffen ist, wenn zu den Terminen 7<sup>a</sup> und 9<sup>h</sup> überadiabatische Temperaturabnahme stattfindet. Meist lag  $\vartheta$  nicht erheblich unter dem Mittel aus oberer und unterer Temperatur, so daß also  $u > h$  wurde. Die Temperatur nahm also auch unter Voraussetzung eines parabolischen Verlaufs von Wasserleben bis zum Brocken dauernd ab. In den übrigen Fällen, wo dies scheinbar nicht zutraf, lag  $\vartheta$  so hoch über der Brockentemperatur, daß man leicht eine andere Kurve zeichnen konnte, die einer dauernden Temperaturabnahme entsprach. Über die Gestaltung der Temperaturkurve in den Wintermonaten läßt sich nichts Sicheres sagen, da zu wenig Fälle vorhanden sind. Bemerkenswert ist nur, daß, wie wir vorher sahen, gerade im Winter hauptsächlich Fälle eintraten, in denen die Temperaturkurve ihre konkave Seite der Abszissenachse zuwendete.

In Tab. 12 sind die vertikalen Gradienten lediglich aus dem Temperaturunterschied zwischen Wasserleben und Brocken berechnet. Die Beträge geben also nur unter der Voraussetzung ein zutreffendes Bild von der Größe der Temperaturabnahme, daß man diese als geradlinig verlaufend annimmt. Da dies aber im allgemeinen nicht zutrifft, werden die Gradienten in den verschiedenen Luftschichten zwischen Wasserleben und Brocken sich ändern, wie wir dies auch schon bei Besprechung der Lindenberger Beobachtungen feststellten. Sie werden von Wasserleben aus für gewöhnlich zuerst am größten sein und dann allmählich abnehmen. Es ist also keineswegs nötig, daß die Temperaturabnahme in der ganzen Luftsäule zwischen Wasserleben und Brocken überadiabatisch ist, und es ist dies um so weniger wahrscheinlich, je kleiner der Wert ist, um den die Temperaturdifferenz zwischen beiden Punkten den adiabatischen Betrag übersteigt.

Es ist nun, wenn man von der Voraussetzung ausgeht, daß die Temperaturkurve eine Parabel ist, möglich, den Punkt zu bestimmen, an dem die Temperaturabnahme aus der überadiabatischen in die nicht adiabatische übergeht. Daraus lassen sich dann die Gradienten berechnen, die tatsächlich überadiabatisch sind. Natürlich wird man dadurch nur eine annähernde Vorstellung von den wirklichen Verhältnissen erhalten. Die durch Rechnung erhaltenen Gradientenwerte dürften durchschnittlich etwas zu klein ausfallen, da wahrscheinlich die Temperatur in den unteren Luftschichten rascher abnimmt, als bei einem parabolischen Verlauf der Kurve.

Zur Bestimmung des gesuchten Punktes gehen wir von der Gleichung 10) auf S. 17 aus, geben ihr aber, da es sich hier zunächst um eine Parabel handelt, welche die konvexe Seite der Abszissenachse zukehrt, die Form 11)  $y = a + \frac{3x^2}{h^2} (a + b - 2\vartheta) - \frac{2x}{h} (2a + b - 3\vartheta)$ . Durch Differentiation erhält man  $\frac{dy}{dx} = \frac{6x}{h^2} (a + b - 2\vartheta) - \frac{2}{h} (2a + b - 3\vartheta)$ . Denkt man sich nun die Ordinatenachse so geteilt, daß ein Teilstrich einem Temperaturgrad entspricht, und die Abszissenachse so, daß ein Teilstrich 100 m oder 1 Hektometer bedeutet, so muß, da der gesuchte Punkt die Eigenschaft haben soll, daß in ihm die Temperaturabnahme gerade  $1^\circ$  für 1 Hektometer beträgt,  $dy = dx$  sein oder  $\frac{dy}{dx} = -1$ . Der Differentialquotient muß das negative Vorzeichen erhalten, da im gesuchten Punkt die Kurve fällt. Wir erhalten also die Gleichung

$$-1 = \frac{6x}{h^2} (a + b - 2\vartheta) - \frac{2}{h} (2a + b - 3\vartheta).$$

Daraus ergibt sich

$$12) \quad x = \frac{h(2a + b - 3\vartheta)}{3(a + b - 2\vartheta)} - \frac{h^2}{6(a + b - 2\vartheta)}.$$

Nun ist aber nach Gleichung 8) auf S. 17  $u = \frac{h(2a + b - 3\vartheta)}{3(a + b - 2\vartheta)}$ , ferner ist der Halbparameter  $p$  für eine Parabel, die die konvexe Seite der Abszissenachse zuwendet  $= \frac{h^2}{6(a + b - 2\vartheta)}$ ; daraus folgt also  $x = u - p$ . Setzt man den Wert von  $x$  in die Gleichung 11) ein, so erhält man

$$13) \quad y = a - \frac{(2a + b - 3\vartheta)^2}{3(a + b - 2\vartheta)} + \frac{h^2}{12(a + b - 2\vartheta)}.$$

Nach Gleichung 9) ist aber  $v = a - \frac{(2a + b - 3\vartheta)^2}{3(a + b - 2\vartheta)}$  und  $\frac{h^2}{12(a + b - 2\vartheta)}$  ist  $= \frac{p}{2}$ , folglich ist  $y = v + \frac{p}{2}$ .

Welche Bedeutung das Ergebnis hat, kann man aus Fig. 3 ersehen.  $P$  soll der Punkt sein, an dem die überadiabatische Temperaturabnahme in die nicht adiabatische Abnahme übergeht, an dem also gerade adiabatische Abnahme besteht. Dann ist  $KT = x$  und  $PT = y$ ,  $KD = u$  und  $SD = v$ . Nun ist  $KT = KD - TD$  oder  $x = u - TD$ . Da  $x = u - p$  war, so ist  $TD = p$ . Ist  $PR$  eine Parallele zur Abszissenachse, so ist  $TD = PF = p$ . Nun ist Punkt  $F$  ein Punkt der Parabelachse, also ist  $PF$  der Halbparameter,  $PR$  der Parameter und  $F$  der Brennpunkt der Parabel. Der Punkt  $P$  ist also der Endpunkt des Parameters. Daraus ersieht man auch gleich, weshalb  $y = v + \frac{p}{2}$  ist. In der Figur ist  $SD = v$  und  $FS = \frac{p}{2}$ , also  $FD = v + \frac{p}{2}$  und, da  $FD = PT = y$  ist, ergibt sich auch für  $y$  dieser Wert. Das Ergebnis entspricht dem Satze, daß die Tangente im Endpunkt des Parameters durch den Durchschnittspunkt zwischen Achse und Leitlinie geht. Sie bildet also mit der Parabelachse einen Winkel von  $45^\circ$ , mit der  $x$ -Achse unseres Koordinatensystems aber einen solchen von  $180 - 45 = 135^\circ$ .  $\frac{dy}{dx}$  ist also für Punkt  $P = \tan 135^\circ = -\tan 45^\circ = -1$ .

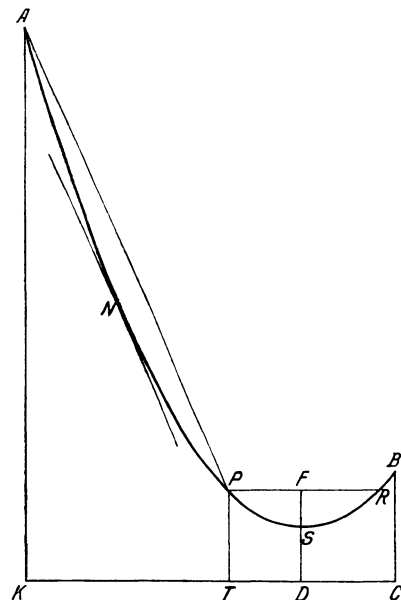


Fig. 3.

Was die Größe von  $x$  an betrifft, so läßt sich noch zeigen, daß die Rechnung immer einen Wert ergeben muß, der größer ist, als der halbe Höhenunterschied Wasserleben-Brocken. d. h. größer als 500 m. Da der Temperaturunterschied Wasserleben-Brocken bei überadiabatischer Temperaturabnahme  $> 10^\circ$  sein muß, so ist, wenn  $\alpha$  der die Temperatur  $10^\circ$  übersteigende Betrag ist,  $a = b + 10 + \alpha$ . Ferner muß  $\vartheta$  kleiner sein als die Mittel aus  $a$  und  $b$ . Setzt man den Unterschied  $= \beta$ , so wird  $\vartheta = \frac{a + b}{2} - \beta$ . Wenn man diese Wert für  $a$  und  $\vartheta$  in die Gleichung 12) für  $x$  einsetzt, wobei man natürlich  $h$  in Hektometern auszudrücken, also  $= 10$  zu setzen hat, so erhält man schließlich, da  $b$  sich weghebt,  $x = \frac{5\alpha}{6\beta} + 5$ . Da  $\alpha$  und  $\beta$  stets positive endliche Zahlen sein sollen, ist also  $x > 5$ , d. h. größer als 5 Hektometer. Natürlich handelt es sich hierbei nur um ein Rechnungsergebnis ohne



praktische Bedeutung, das nur zur Begründung des Umstandes angeführt wird, daß man bei der Rechnung stets einen 500 m übersteigenden Wert von  $x$  erhält.

Da zuweilen auch die Parabel ihre konkave Seite der Abszissenachse zuwendete, muß auch dieser Fall noch kurz behandelt werden. Die Werte für  $x$  und  $y$  bleiben unverändert, nur wird man sie aus praktischen Gründen so schreiben:

$$14) \quad x = \frac{h(3\theta - 2a - b)}{3(2\theta - a - b)} + \frac{h^2}{6(2\theta - a - b)}$$

$$15) \quad y = a + \frac{(3\theta - 2a - b)^2}{3(2\theta - a - b)} - \frac{h^2}{12(2\theta - a - b)}$$

Da für Parabeln, welche die konkave Seite der Abszissenachse zukehren,  $p = \frac{h^2}{6(2\theta - a - b)}$  ist und die ersten Teile der Ausdrücke entsprechend den Gleichungen 6) und 7) gleich  $u$  und  $v$  sind, so erhält man  $x = u + p$  und  $y = v - \frac{p}{2}$ .

Für  $x$  ergibt sich stets ein Wert, der kleiner als 500 m ist. Bis zu dieser Höhe ist die Temperaturabnahme nicht adiabatish, erst von ihr ab wird sie überadiabatish.

Auf diese Weise lassen sich die Koordinaten des Punktes, an dem die überadiabatish Temperaturabnahme in die nicht adiabatish übergeht, oder umgekehrt, leicht berechnen. Der Wert von  $x$  bedeutet also die Höhe dieses Punktes über Wasserleben,  $y$  die Temperatur, die dort herrscht. Bildet man den Unterschied zwischen der Temperatur von Wasserleben und der Temperatur des Übergangspunktes und dividiert ihn durch die Höhe  $x$  in Hektometern, so erhält man den Gradienten zwischen den beiden Punkten, zwischen denen die Temperaturabnahme überall überadiabatish ist, also den Gradienten zwischen den Punkten A und P in Fig. 3. Wenn die Parabel die konkave Seite der Abszissenachse zuwendet, ist der Unterschied zwischen der Temperatur des Übergangspunktes und der Temperatur des Brockens zu bilden und durch  $h - x$  zu dividieren.

Da es uns hier aber weniger auf die Werte von  $x$  oder  $y$  selbst, als auf die Gradienten ankommt, kann man letztere auch auf einfachere Weise erhalten, ohne erst  $x$  und  $y$  auszurechnen.

Aus Gleichung 13) folgt  $a - y = \frac{(2a + b - 3\theta)^2}{3(a + b - 2\theta)} - \frac{h^2}{12(a + b - 2\theta)}$ . Dividiert man diese Gleichung durch Gleichung 12) für  $x$ , so erhält man

$$\frac{a - y}{x} = \frac{\frac{(2a + b - 3\theta)^2}{3(a + b - 2\theta)} - \frac{h^2}{12(a + b - 2\theta)}}{\frac{h(2a + b - 3\theta)}{3(a + b - 2\theta)} - \frac{h^2}{6(a + b - 2\theta)}}$$

Nun ist  $\frac{a - y}{x}$  der gewünschte Gradient, der mit  $\gamma$  bezeichnet werden soll. Schafft man auf der rechten Seite der Gleichung die Teilnenner fort, so ergibt sich  $\gamma = \frac{4(2a + b - 3\theta)^2 - h^2}{2h[2(2a + b - 3\theta) - h]}$ . Nach Division mit  $[2(2a + b - 3\theta) - h]$  folgt daraus:

$$16) \quad \gamma = \frac{2(2a + b - 3\theta) + h}{2h} = \frac{2a + b - 3\theta}{h} + 0.5.$$

Wenn die Kurve die konkave Seite der Abszissenachse zuwendet ist der Gradient  $\frac{y - b}{h - x}$ . Zieht man in Gleichung 15) auf beiden Seiten  $b$  ab und zieht man Gleichung 14) von  $h = h$  ab, so erhält man:

$$\frac{y - b}{h - x} = \frac{a - b + \frac{(3\theta - 2a - b)^2}{3(2\theta - a - b)} - \frac{h^2}{12(2\theta - a - b)}}{h - \frac{h(3\theta - 2a - b)}{3(2\theta - a - b)} - \frac{h^2}{6(2\theta - a - b)}} = \gamma.$$

Hieraus ergibt sich schließlich:

$$17) \quad \gamma = \frac{3\theta - a - 2b}{h} + 0.5.$$

Wenn natürlich auch die so gefundenen Gradienten von der Wirklichkeit mehr oder weniger abweichen, so geben sie doch wenigstens Anhaltspunkte dafür, welche überadiabatish Gradienten tatsächlich möglich sind. Wir werden sogar, worauf schon früher hingewiesen wurde, annehmen müssen, daß noch größere Gradienten vorkommen. Die auf die angegebene Weise ermittelten Gradienten geben an sich auch noch nicht die höchsten Beträge der Temperaturabnahme an, die in jedem einzelnen Falle auftreten können. Verbindet man in Figur 3 die Punkte A und P und zieht an die Kurve eine Tangente, die der Verbindungslinie parallel ist, so wird in dem Teil der Kurve von A bis zum



Berührungspunkte N der Gradient größer sein, als der errechnete Gradient, in dem Teil von N bis P kleiner.

Wenn gesagt wurde, daß noch größere als die berechneten Gradienten vorkommen können, so setzt dies natürlich voraus, daß sie nicht mit Fehlern behaftet sind, die ihren Ursprung in den zugrunde liegenden Beobachtungen haben. Wir werden gleich sehen, daß offenbar ein Teil der Gradienten aus diesem Grunde als unrichtig zu betrachten ist. Die berechneten Gradienten verteilen sich der Größe nach folgendermaßen auf die angegebenen Stufen:

Gradienten	1.1—1.5 <sup>0</sup>	1.6—2.0 <sup>0</sup>	> 2.0 <sup>0</sup>
Prozente	28	58	14

Während die stärksten Gradienten in Tabelle 13 zwischen 1.31 und 1.35 lagen, übersteigen nach der obigen Zusammenstellung die meisten diesen Betrag. In der letzten Stufe > 2.0 sind Werte enthalten, deren Richtigkeit man in Zweifel ziehen muß, denn sie gehen noch erheblich über 3.0 hinaus. Es stellte sich nun heraus, daß diese übergroßen Gradienten immer bei stürmischen Winden auf dem Brocken auftraten. Daher lag die Vermutung nahe, daß die auf S. 19 bereits besprochene Erniedrigung des Barometerstandes auf dem Brocken unter dem Einfluß starker Winde als Fehlerquelle bei der Berechnung der Gradienten wirkte. Wir sahen, daß ein zu tiefer Barometerstand auf dem Brocken zu niedrige Werte von  $\vartheta$  hervorrief. Je mehr aber  $\vartheta$  unter dem Mittel aus oberer und unterer Temperatur liegt, desto tiefer liegt auch der Scheitel der Parabel und desto kleiner wird die Abszisse des Scheitels. Diese Umstände wirken also im Sinne einer Verstärkung des Gradienten.

Da die Zahl der berechneten Fälle mit stürmischem Wind auf dem Brocken zu gering war, um eine sichere Entscheidung der Frage herbeizuführen, wurden aus den Jahrgängen 1900—1914 zunächst sämtliche Fälle mit überadiabatischen Gradienten herausgesucht, bei denen Sturm von Stärke 9 bis 10 auf dem Brocken herrschte, außerdem noch alle diejenigen aus dem Jahre 1912, bei denen Windstärke 8 beobachtet worden war. Für diese wurden in der angegebenen Weise die Gradienten bis zu dem Übergangspunkte P in Figur 3 berechnet. Sämtliche Gradienten, also auch die früher berechneten, wurden dann gleichzeitig nach den auf dem Brocken beobachteten Windstärken gesondert und darauf für die einzelnen Stufen Mittelwerte gebildet. Die 4 unteren Stärkestufen sind dabei zusammengefaßt worden, da bei diesen noch keine merkliche Erniedrigung des Barometerstandes erfolgt. Das Ergebnis ersieht man aus nachfolgender Zusammenstellung, zu der noch zu bemerken ist, daß Windstille nicht vorkam.

Windstärke:	1—4	5	6	7	8	9	10
Mittlerer Gradient:	1.49	1.58	1.67	1.89	2.40	2.66	3.60
Zahl der Beobachtungen:	32	20	15	15	12	16	2

Die Gradienten wachsen also im Mittel mit zunehmender Windstärke. Da sämtliche berechneten Gradienten verwendet wurden, ohne Rücksicht darauf, ob sie etwa im Einzelnen bei geringem Winde zu groß, bei starkem zu klein erschienen, so muß das Ergebnis als einwandfrei angesehen werden. Daß nicht etwa der starke Wind die Temperatur auf dem Brocken erniedrigt, geht daraus hervor, daß bei den Windstärken 8—10 die mittlere Differenz der Temperatur von Wasserleben und Brocken 10.7<sup>0</sup>, bei den Windstärken 1—7 aber 11.0<sup>0</sup> beträgt. Da das regelmäßige Anwachsen der mittleren Gradienten mit der Windstärke auch nicht als Zufallserscheinung angesehen werden kann, bleibt nur die Erklärung übrig, daß es durch Erniedrigung des Barometerstandes auf dem Brocken infolge der Wirkung des Windes hervorgerufen ist. Das Ergebnis der auf S. 19 zitierten Abhandlung des Verfassers wird also hier auf einem ganz anderen Wege bestätigt.

Es läßt sich nun auch berechnen, welchen Einfluß die Erniedrigung des Luftdruckes auf dem Brocken um einen bestimmten Betrag, beispielsweise um 1 mm, auf die Größe des Gradienten ausübt, oder umgekehrt, um welche Beträge der Luftdruck auf dem Brocken zu tief sein muß, um die Unterschiede der Gradienten, wie sie die Zusammenstellung für verschiedene Windstärken zeigt, hervorzurufen.

Nach Formel 16) war der Gradient  $\gamma = 2a + \frac{b-3\vartheta}{h} + 0.5^1$ ). Sieht man a und b als konstant,  $\gamma$  und  $\vartheta$  als veränderlich an, so ist  $d\gamma = -\frac{3}{h} d\vartheta$ , oder, da  $h = 10$  Hektometern ist,  $d\gamma = -0.3 d\vartheta$ .

1) Die Formel 17 für  $\gamma$  kommt bei starkem Winde nicht in Frage.

Auf S. 15 wurde schon erwähnt, daß ein Fehler von 1 mm im Luftdruck vom Brocken einen Fehler von durchschnittlich  $3.4^{\circ}$  im Betrage von  $\vartheta$  hervorruft und zwar mit gleichem Vorzeichen. Es ist also, wenn  $b_1$  der Luftdruck auf dem Brocken ist,  $d\vartheta = 3.4 d b_1$ . Daraus ergibt sich  $d\gamma = -1.02 d b_1$ , oder abgerundet:

$$d\gamma = -d b_1.$$

Das bedeutet also, daß einem Gradientenfehler von  $1^{\circ}$  ein Fehler im Luftdruck des Brockens von 1 mm mit umgekehrtem Vorzeichen entspricht. Bilden wir nun in der Zusammenstellung auf S. 35 die Unterschiede der mittleren Gradienten bei den Windstärken 5, 6, 7, 8, 9 und 10 gegenüber dem Gradienten bei Windstärke 1—4, so erhält man nacheinander folgende Differenzen: 0.09, 0.18, 0.40, 0.91, 1.17 und 2.11. Sehen wir den mittleren Gradienten bei Windstärke 1—4 als normalen Durchschnittswert an, die übrigen aber als zu groß infolge zu tiefen Barometerstandes auf dem Brocken, so folgt aus der Beziehung  $d b_1 = -d\gamma$ , daß die obigen Differenzen einer Erniedrigung der Barometerangaben auf dem Brocken um folgende Beträge bei starken und stürmischen Winden entsprechen:

Windstärke	5	6	7	8	9	10
	0.1	0.2	0.4	0.9	1.2	2.1 mm

Die Zahlen sind zwar mit Ausnahme der für Windstärke 10 etwas kleiner als die auf S. 19 mitgeteilten, die auf den früheren Untersuchungen beruhen, da aber letztere auch noch keine endgültigen Werte darstellen, so besagen diese Unterschiede wenig. Die Hauptsache ist die Bestätigung des Satzes, daß auf den Berggipfeln der Barometerstand entsprechend der zunehmenden Windstärke zu tief ausfällt.

Der Zusammenhang, der zwischen  $\vartheta$  und dem Luftdruck besteht, machte es übrigens wahrscheinlich, daß die Differenzen zwischen dem Mittel aus oberer und unterer Temperatur und  $\vartheta$  im Durchschnitt ebenfalls mit wachsender Windstärke zunehmen. Dies wurde durch eine nachträglich angestellte Untersuchung bestätigt, auf die jedoch hier nicht weiter eingegangen werden soll, da das Ergebnis mit dem obigen übereinstimmt.

Schaltet man die Gradientenwerte bei Windstärke 5—10 als zu hoch aus, so bleibt der mittlere Gradient bis zu dem Punkte P in Figur 3 bei den Windstärken 1—4, d. h.  $1.49$ , immer noch wesentlich höher, als der mittlere Gradient, den man aus den Temperaturdifferenzen Wasserleben—Brocken erhält. Dieser beläuft sich nämlich nur auf  $1.08^{\circ}$ .

Wie bei der Behandlung der Temperaturumkehr ist dann noch nachgeprüft worden, wie sich die Temperaturen der zwischen Schneekoppe und Basisstation gelegenen Stationen bei überadiabatischer Temperaturabnahme zu den entsprechenden berechneten Werten verhalten. Als Basisstation wurde diesmal Eichberg benutzt, das wegen seiner Lage in einem Flußtale bei Temperaturumkehr als Fußstation nicht so geeignet schien wie Zillerthal. Im vorliegenden Falle hatte man den Vorteil, anstatt der etwas seitwärts gelegenen Schneegrubenbaude die näher an der Schneekoppe liegende Prinz Heinrich-Baude verwenden zu können, von der Beobachtungen aus späterer Zeit nicht mehr vorliegen.

Um sofort ein allgemeineres Ergebnis zu erzielen, wurden 15 Fälle von überadiabatischer Temperaturabnahme aus den Jahren 1902 und 1903 zusammengefaßt und zwar sind, um den Einfluß des Windes auszuschalten, nur solche ausgewählt worden, bei denen die Windstärke auf der Schneekoppe gering war. Nachstehend sind die beobachteten Mittelwerte und die auf Grund der Annahme eines parabolischen Kurvenverlaufs berechneten Durchschnittstemperaturen einander gegenübergestellt.

	Eichberg	Krummhübel	Wang	Pr. Heinrich-Bde.	Schneekoppe
Beobachtet	11.9	9.0	6.8	1.2	- 1.5 <sup>0</sup>
Berechnet		7.6	4.0	- 0.6 <sup>0</sup>	

Die beobachteten Temperaturen sind also an den drei Zwischenstationen höher als die berechneten. Aus den mittleren Luftdruckwerten ergab sich  $\vartheta = 3.6^{\circ}$ . Versucht man mit Hilfe der beobachteten Temperaturen den Temperaturverlauf graphisch so darzustellen, daß die Fläche der Temperaturkurve zwischen den Ordinaten für Eichberg und Schneekoppe gleich der Fläche des Rechtecks aus  $\vartheta$  und dem Höhenunterschied Schneekoppe—Eichberg ist, so bemerkt man, daß dies nicht angängig ist, falls man nicht etwa ganz unmögliche Temperatursprünge nach unten zwischen den Stationen annehmen will. Offenbar sind also die Temperaturen der Zwischenstationen, ähnlich wie sie bei der Temperaturumkehr zu tief waren, bei überadiabatischer Temperaturabnahme und schwacher Luftbewegung zu

hoch gegenüber den Temperaturen der freien Atmosphäre in gleicher Höhe und zwar infolge Erwärmung der Berghänge durch Einstrahlung zur Mittagszeit. Unstreitig geben auch hier, ebenso wie bei Temperaturumkehr, die berechneten Temperaturen immer noch eine bessere Vorstellung von den Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre zwischen Eichberg und Schneekoppe, als die Beobachtungen an den Hangstationen, da erstere mit der barometrischen Temperatur im Einklang stehen, letztere aber nicht.

Ob die Temperatur auf der Schneekoppe wesentlich zu hoch ist, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden. Ein gewisser Rückschluß kann vielleicht aus der Größe der Temperaturabnahme von Station zu Station zwischen Eichberg und Schneekoppe gezogen werden. Diese beträgt nämlich zwischen

Eichberg— Krummhübel	Krummhübel— Wang	Wang— Pr. Heinrich-Bde.	Pr. Heinrich-Bde.— Schneekoppe
1.12	0.82	1.04	1.38 <sup>0</sup>

für 100 m. Hier fällt die Zunahme des Temperaturgradienten zwischen Prinz Heinrich-Baude und Schneekoppe auf. Da die Temperatur an ersterer Station gegenüber der der freien Atmosphäre anscheinend zu hoch ist, darf man wohl aus der stärkeren Temperaturabnahme zwischen beiden Punkten schließen, daß die Schneekoppe nicht in dem Maße zu warm ist, wie die Prinz Heinrich-Baude. In bezug auf den Brocken ist auf S. 29 die Vermutung ausgesprochen worden, daß er im Sommer zur Mittagszeit wärmer ist, als die freie Atmosphäre. Bei der verschiedenen Gestalt der beiden Gipfel — die Schneekoppe bildet einen den Gebirgskamm noch um 200 m übersteigenden spitzen Kegel — ist anzunehmen, daß der Brocken im Verhältnis wärmer ist, als die Schneekoppe.

Wenn der Brocken um die Mittagszeit gegenüber der freien Atmosphäre zu warm ist, ohne daß diese Temperaturerhöhung etwa durch zu hohe Hüttentemperaturen in Wasserleben ausgeglichen wird, so würde daraus folgen, daß in Wirklichkeit überadiabatische Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und der freien Atmosphäre in Brockenhöhe noch häufiger wäre, als sich aus Tab. 13 und 14 ergibt. Wir können aber auch annehmen, daß überadiabatische Temperaturabnahme auch in solchen Fällen vorkommt, in denen die Temperaturdifferenz Wasserleben—Brocken 10<sup>0</sup> nicht erreicht. Da die Temperaturabnahme, wie schon aus den Werten von  $\vartheta$  folgt, im allgemeinen in Form einer Kurve vor sich geht, die ihre konvexe Seite der Abszissenachse zukehrt, und daher wahrscheinlich in den unteren Luftschichten am stärksten ist, kann leicht dort ein überadiabatischer Gradient bestehen, ohne daß die Temperaturdifferenz Wasserleben-Brocken den überadiabatischen Betrag erreicht. Man braucht nur in solchen Fällen die barometrische Temperatur  $\vartheta$  zu berechnen und sich der Gleichungen 12), 13) und 16) zu bedienen, um Anhaltspunkte dafür zu gewinnen, ob überadiabatische Temperaturabnahme wahrscheinlich ist.

Das hier angegebene Verfahren, den Temperaturverlauf zwischen einer Tal- und einer Höhenstation rechnerisch darzustellen, läßt sich natürlich mit gewissen Einschränkungen auf die Gesamtheit der Beobachtungen ausdehnen. Es kann jedenfalls dazu dienen, uns die Vorstellung davon, wie die Temperaturänderungen vor sich gehen, zu erleichtern, wenn keine Beobachtungen aus der freien Atmosphäre vorhanden sind. Die Anwendung auf Höhenunterschiede, die erheblich über 1000 m hinausgehen, wird sich aber kaum empfehlen. Ebenso sind die Rechnungsergebnisse ganz unsicher, wenn an der Höhenstation zur Zeit der Beobachtung ein starker oder stürmischer Wind wehte. Die Beobachtungen an Stationen, die zwischen Basis- und Höhenstation gelegen sind, geben meist kein richtiges Bild von dem Temperaturverlauf in der freien Atmosphäre, so daß die berechneten Werte trotz aller Unsicherheit ihnen vorzuziehen sind, da sie nicht im Widerspruch mit den barometrischen Temperaturen stehen.

## 5. Ergebnisse.

1. Die stärkste Temperaturabnahme zwischen Wasserleben und Brocken besteht im Mittel im April, die geringste im Januar; dagegen ist die mittlere Veränderlichkeit der Monatsmittel der Temperaturabnahme am größten im Januar, am kleinsten im Juni.

2. Im täglichen Gange tritt das Maximum der Temperaturabnahme um 2 oder 3<sup>u</sup>, das Minimum meist zu der Stunde ein, die der Zeit des Sonnenaufganges am nächsten liegt.

3. Der kleinste Wert der mittleren Temperaturabnahme,  $0,36^{\circ}$ , fällt auf  $6^{\text{a}}$  im September und  $7^{\text{a}}$  im Oktober, während der größte Betrag,  $0,93^{\circ}$  der Stunde  $3^{\text{p}}$  im April zukommt.

4. Die tägliche Schwankung der vertikalen Temperaturgradienten ist zwischen Wasserleben und Brocken, abgesehen vom Sommer, kleiner, als in der freien Atmosphäre über Lindenberg für den gleichen Höhenunterschied. Im Winter ist die mittlere Temperaturabnahme während des ganzen Tages über Lindenberg kleiner als zwischen Wasserleben und Brocken, was auf eine größere Häufigkeit der Temperaturumkehr über Lindenberg hindeutet.

5. Die mittlere Veränderlichkeit der Stundenmittel der Temperaturabnahme ist ungefähr zur Zeit des Sonnenaufganges am größten, am kleinsten in den Nachmittagstunden.

6. Um das Jahresmittel des täglichen Ganges der Temperaturabnahme bei einer 15 jährigen Beobachtungsreihe völlig genau auf Hundertstel Grade durch die harmonische Analyse darzustellen, genügen schon 3 Glieder der Sinusreihe.

7. Temperaturumkehr kommt am häufigsten im Januar und demnächst im Oktober vor, am seltensten im August. Im Juni und Juli ist sie häufiger, als in den vorhergehenden Monaten Februar bis Mai. In den Monaten Mai bis September trat Umkehr um  $2^{\text{p}}$ , in den Monaten Mai bis August um  $9^{\text{p}}$  niemals auf.

8. Unter den bei Temperaturumkehr herrschenden Winden überwiegen die Südostwinde. Sie tritt daher besonders häufig bei einer östlichen Lage des Luftdruckmaximums ein. Zentrale Lage des Hochdruckgebietes begünstigt natürlich auch die Entstehung der Erscheinung.

9. Temperaturumkehr ist nicht unter allen Umständen an Windstille oder schwache Luftbewegung gebunden. Sie kann bisweilen auch bei starken Winden bestehen, wenn diese aus dem östlichen Hochdruckgebiet herauswehen und eine wesentliche Vermischung der von dort herbeigeführten kalten Bodenluft mit der darüber lagernden warmen Luftschicht nicht stattfindet.

10. Die Temperaturzunahme nach oben erreicht im Januar und Dezember die höchsten Werte. Sie kann zwischen Wasserleben und Brocken bis auf  $20^{\circ}$  anwachsen.

11. Die längste Periode ununterbrochener Temperaturumkehr in den Jahren 1900—1914 betrug  $10\frac{1}{2}$  Tage und fiel in den Januar.

12. Die Temperaturzunahme von Wasserleben aus erfolgt im allgemeinen nicht geradlinig, sondern in einer Kurve. Die Berechnung der barometrischen Mitteltemperatur mit Hilfe der Höhenformel gibt Anhaltspunkte über den Verlauf der Temperaturkurve.

13. Die Vorstellung von dem Temperaturverlauf gewinnt noch an Anschaulichkeit, wenn man die Kurve als Parabel auffaßt, deren Achse auf der Abszissenachse senkrecht steht. Mit Hilfe der Temperaturen von Wasserleben und vom Brocken sowie der barometrischen Mitteltemperatur läßt sich der Lauf der Parabel berechnen.

14. In den meisten Fällen steigt die Temperatur von Wasserleben bis zum Brocken nicht ununterbrochen, sondern nur bis zu einer gewissen Höhe unterhalb des Gipfels an und nimmt von da aus wieder ab. Bisweilen nimmt auch die Temperatur zunächst ab und erst von einer bestimmten Höhe ab zu. Die Gradienten der Temperaturzunahme sind dann wesentlich größer, als sie aus dem Temperaturunterschied Brocken—Wasserleben hervorgehen.

15. Eine Nachprüfung des Temperaturverlaufs zwischen Wasserleben und Brocken bei Temperaturumkehr mit Hilfe von Zwischenstationen ist aus Mangel an solchen nicht möglich. Dagegen ist dies bei der Schneekoppe und ihrer Basisstation der Fall, zwischen denen drei Stationen am Gebirgshang liegen. Es ergab sich aber, daß die Temperaturen dieser Stationen mit der barometrischen Mitteltemperatur nicht in Einklang zu bringen sind. Sie sind offenbar bei Temperaturumkehr gegenüber denen der freien Atmosphäre zu niedrig.

16. Überadiabatische Temperaturabnahme tritt am häufigsten in den Monaten Mai und April ein. Im Juli ist sie, vermutlich wegen der stärkeren mittleren Bewölkung, etwas weniger häufig als in den Nachbarmonaten.

17. Überadiabatische Temperaturabnahme kommt bei Südostwinden seltener vor, als man nach der mittleren Windverteilung erwarten sollte. Im Winter tritt sie bei Windrichtungen von Nord bis Ost überhaupt nicht auf.

18. Im Winter sind in erster Linie Verschiedenheiten im Temperaturgange an der oberen und unteren Station, die wahrscheinlich auf die horizontale Entfernung der beiden Punkte voneinander zurückzuführen sind, die Ursache der überadiabatischen Temperaturabnahme.

19. Überadiabatische Temperaturabnahme ist in der freien Atmosphäre über Lindenberg wesentlich häufiger als zwischen Wasserleben und Brocken.

20. Berechnet man, wie bei der Temperaturumkehr die barometrischen Mitteltemperaturen aus den Luftdruckbeobachtungen, so bemerkt man, daß auch bei überadiabatischer Temperaturabnahme diese im allgemeinen nicht geradlinig, sondern in einer Kurve verläuft, die meist ihre konvexe Seite der Abszissenachse zukehrt. Um die Vorstellung vom Temperaturverlauf zu erleichtern und ihn rechnerisch erfassen zu können, wurde er wie bei der Temperaturumkehr als Parabel aufgefaßt.

21. Die aus den Temperaturunterschieden zwischen Wasserleben und Brocken berechneten überadiabatischen Gradienten sind gegenüber der Wirklichkeit zu klein. Durch die Annahme, daß die Temperaturkurve eine Parabel bildet, ergibt sich aber die Möglichkeit, wenigstens annähernd die Größe der tatsächlichen den adiabatischen Betrag übersteigenden Gradienten zu berechnen. Dabei stellte sich heraus, daß sich zum Teil dabei so große Werte ergaben, daß sie unmöglich reell sein können. Eine nähere Prüfung ergab eine Abhängigkeit der Größe der Gradienten von der Windstärke auf dem Brocken. Sie wachsen im Durchschnitt mit der Windstärke. Dieses Ergebnis bestätigt einen schon früher vom Verfasser auf andere Weise bewiesenen Satz, daß an Höhenstationen der Barometerstand mit zunehmender Windstärke vermutlich infolge einer auf das Stationshaus ausgeübten Saugwirkung des Windes erniedrigt und dadurch gefälscht wird.

22. An den zwischen Schneekoppe und Basisstation liegenden Abhangstationen wurde nachgeprüft, ob deren Temperaturen bei überadiabatischer Temperaturabnahme mit den berechneten barometrischen Temperaturen im Einklang stehen. Es wurde, allerdings nur für Fälle mit schwachem Winde auf der Schneekoppe, festgestellt, daß die Temperaturen im Vergleich zu denen der freien Atmosphäre zu hoch sind.

---