

Veröffentlichungen des Preußischen Meteorologischen Instituts

Herausgegeben durch dessen Direktor

H. v. Ficker

Nr. 341

Abhandlungen Bd. VIII. Nr. 8.

**Über
die Entstehung großer Temperaturdifferenzen
zwischen Alpen und Lindenberg**

Von

H. v. Ficker

1926

Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH

Veröffentlichungen des Preußischen Meteorologischen Instituts

Herausgegeben durch dessen Direktor

H. v. Ficker

Nr. 341

Abhandlungen Bd. VIII. Nr. 8.

**Über
die Entstehung großer Temperaturdifferenzen
zwischen Alpen und Lindenberg**

Von

H. v. Ficker

Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH

Preis 5 R.M.

ISBN 978-3-662-31322-0 ISBN 978-3-662-31527-9 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-662-31527-9

Inhaltsübersicht.

	Seite
Einleitung	3
I. Die mittleren Verhältnisse bei extremen Temperaturdifferenzen zwischen Alpen und Lindenberg	4
1. Zahl der Fälle; jahreszeitliche Verteilung	4
2. Vertikalentwicklung extremer Temperaturdifferenzen	5
3. Windrichtung, relative Feuchtigkeit und vertikale Temperaturgradienten bei extremen Temperaturdifferenzen	6
4. Druckgefälle und Druckverteilung bei extremen Temperaturdifferenzen	9
II. Die Entwicklung großer Temperaturdifferenzen zwischen Alpen und Lindenberg	12
1. Extreme Verstärkung des normalen Temperaturgefälles zwischen Alpen und Lindenberg	13
2. Extreme Umkehrung des normalen Temperaturgefälles zwischen Zugspitze und Lindenberg 3 km. (Zugspitze kälter als Lindenberg)	22
3. Extreme Umkehrung des normalen Temperaturgefälles zwischen Peißenberg und Lindenberg 1 km	30
Übersicht	36

Einleitung.

Frühere Untersuchungen¹⁾ haben sich mit dem mittleren Temperaturunterschiede zwischen Alpen und Lindenberg in 1 und 3 km Höhe sowie mit der Häufigkeit von Temperaturdifferenzen bestimmter Größe zwischen Alpen und Lindenberg beschäftigt, wobei den Untersuchungen die Beobachtungen aus den Jahren 1911—1915 zu Grunde gelegt wurden. Es wurden Temperaturbeobachtungen des Peißenbergs 964 m und der Zugspitze 2964 m mit den gleichzeitig über Lindenberg in 1 und 3 km Höhe registrierten Temperaturen verglichen. Über die Anzahl der zur Verfügung stehenden Tage geben die eingangs erwähnten Untersuchungen Aufschluß.

Das Material zur vorliegenden Untersuchung wurde durch Tage geliefert, an denen die Temperaturdifferenz zwischen Alpen und Lindenberg in 1 und 3 km Höhe abnorm große Werte erreicht hat. Bei Feststellung der Häufigkeit von Temperaturdifferenzen bestimmter Größe hat sich herausgestellt, daß Fälle, in denen die Temperaturdifferenzen Zugspitze — Lindenberg 3 km und Peißenberg — Lindenberg 1 km größer als $+10^0$ oder größer als -5^0 werden, als Ausnahmefälle zu betrachten sind. Sie beziehen sich auf Verhältnisse, bei denen entweder das normale, süd-nördlich gerichtete Gefälle abnorm verstärkt ist oder bei denen es zu einer kräftigen Umkehrung des normalen Gefälles gekommen ist. Das normale Gefälle zwischen Zugspitze und Lindenberg 3 km beträgt z. B. im Sommer morgens 1.8^0 , mittags 3.2^0 , während für den Winter etwa die Hälfte dieser Beträge angenommen werden kann. Eine Verstärkung des Gefälles auf 10^0 muß deshalb als recht ungewöhnlich angesehen werden und von noch erheblicherem, meteorologischem Interesse sind jene Fälle, in denen die Alpen wesentlich kälter als die freie Atmosphäre über Lindenberg werden.

Von vornherein läßt sich über die Umstände, unter denen es zu einer abnormen Verstärkung oder zu einem Richtungswechsel des Gefälles kommt, nichts Bestimmtes aussagen. Ein erheblicher Einfluß von Faktoren lokaler Bedeutung (Ansammlung kalter Luft im Alpenvorlande z. B.) wurde vermutet, ließ sich aber nicht nachweisen. Ebenso erwies sich die Annahme, daß im Niveau von 1000 m durch Föhneinfluß häufig eine abnorme Gefällsverstärkung zwischen Alpen und Lindenberg eintrete, als unrichtig. Auch die Vermutung, daß bei derart großen, positiven oder negativen Temperaturdifferenzen die Richtung der Luftbewegung einerseits in den Alpen, andererseits über Lindenberg im allgemeinen eine sehr verschiedene sein würde, hat sich bei der Mehrzahl der Fälle durchaus nicht bestätigt. Die Erkenntnis, daß gerade die Faktoren, denen ich von vornherein die Hauptrolle zugeschrieben hatte, ziemlich wirkungslos seien, veranlaßten mich zu einer etwas eingehenderen Bearbeitung, die aber trotzdem über den Rahmen einer ersten Orientierung nicht hinausgediehen ist. Ein Verzeichnis der Einzelfälle gibt aber vielleicht Veranlassung dazu, daß ein oder der andere Einzelfall noch monographisch behandelt wird.

Die Fälle großer Temperaturdifferenz zwischen Alpen und Lindenberg würden weniger Beachtung verdienen, wenn die große Differenz in der Mehrzahl der Fälle nur in einer der beiden Vergleichshöhen vorhanden wäre, weil in diesem Falle der Dichteunterschied sich nicht auf große Massen erstrecken müßte. Tatsächlich aber und ganz besonders in den Fällen, in denen es zu einer abnormen

¹⁾ Vgl. Met. Zeitschrift 1926, Heft 4 und Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. Bd. XII, Heft 4.

Verstärkung des normalen Gefälles kommt, tritt ein großer Temperaturunterschied in der Regel in beiden Vergleichshöhen ein, erstreckt sich also auf Luftmassen von mindestens 2000 m vertikaler Mächtigkeit (1000—3000 m), denen, im Durchschnitt wenigstens, die Luftmassen unterhalb 1000 m Seehöhe sicherlich noch zugezählt werden müssen, obwohl mit Absicht die Bodenbeobachtungen in Lindenberg und die Beobachtungen einer Tiefenstation der bayerischen Alpen nicht benutzt wurden, um den Einfluß lokaler Faktoren und dünner Bodenschichten nach Möglichkeit auszuschalten. Es handelt sich also durchschnittlich um hochreichende Luftmassen (Luftströme) sehr verschiedener Temperatur, und es schien mir eine Untersuchung erwünscht, ob sich aus der Gesamtheit der Fälle verschiedene Entstehungs- und Entwicklungstypen herauschälen lassen. Aus diesem Grunde verzichtete ich darauf, nur einige besonders schöne Einzelfälle zu behandeln und hielt es für besser, eine Orientierung durch Mittelwertbildung zunächst für alle Fälle, sodann durch Mittelbildung für einzelne Gruppen zu gewinnen, wobei der Einteilung in verschiedene Gruppen natürlich ein bestimmtes Auswahlprinzip zu Grunde gelegt werden muß. Erst wenn diese Vorarbeit geleistet ist, kann meines Erachtens ohne Gefahr die monographische Bearbeitung einzelner Fälle durchgeführt werden. Die Behandlung eines Einzelfalles hat auch für den, der sehr viel nach dieser Methode gearbeitet hat, immer etwas Unbefriedigendes, wenn das Verhältnis des individuellen Einzelfalles zu der Mehrzahl äußerlich ähnlicher Fälle nicht beurteilt werden kann. Es darf eben keine der beiden Methoden vernachlässigt werden.

Das Ziel der Untersuchung liegt in der Feststellung, unter welchen meteorologischen Bedingungen in dem Teile Mitteleuropas, der durch bayerische Alpen im Süden, die westliche Ostsee im Norden grob umrissen ist, hochreichende Luftströme sehr verschiedener Temperatur sich entwickeln. Wenn man mit Mittelwerten arbeitet, darf man selbstverständlich keine Aufschlüsse über den Verlauf und die Verschiebung von Diskontinuitätsflächen und über die Vorgänge an letzteren erwarten. Die Lösung derartiger Fragen wird wohl ausschließlich der monographischen Bearbeitung überlassen werden müssen.

Es wird zunächst in Mittelwerten Windrichtung, relative Feuchtigkeit und Druckgefälle bei extremen Temperaturdifferenzen zwischen Alpen und Lindenberg mitgeteilt.

I. Die mittleren Verhältnisse bei extremen Temperaturdifferenzen zwischen Alpen und Lindenberg.

1. Zahl der Fälle; jahreszeitliche Verteilung.

Für die Untersuchung stehen insgesamt 154 Aufstiege (1911—1915, morgens und mittags) zur Verfügung. In 29 Fällen war die Zugspitze (Z) um mindestens 10° wärmer als Lindenberg 3 km (L_3), in 44 Fällen war Peißenberg (P) um 10° wärmer als Lindenberg 1 km (L_1). In diesen Fällen handelt es sich um eine extreme Verstärkung des normalen Gefälles. — In 38 Fällen war Z um mindestens 5° kälter als L_3 , in 43 Fällen P um mindestens 5° kälter als L_1 ; in diesen Fällen handelt es sich um eine Umkehrung des normalen Gefälles und zwar um eine Umkehrung extremen Betrages. Wir erhalten somit 4 Gruppen extremer Differenzen, einerseits nach der Richtung des Temperaturgefälles, andererseits nach der Höhe, in der die extreme Differenz vorhanden ist; mit Δ_3 , bzw. Δ_1 wird die Temperaturdifferenz in 3, bzw. 1 km Höhe bezeichnet. Δ ist positiv bei normalem, süd-nördlichem Temperaturgefälle, hingegen negativ bei umgekehrter, also nord-südlicher Gefällsrichtung.

Der Einfluß der Jahreszeit auf die Entwicklung extrem großer Temperaturdifferenzen ist namentlich für 3 km Höhe geringer als vermutet wurde. Von vornherein möchte man erwarten, daß der Sommer eine abnorme Verstärkung des normalen Gefälles, der Winter hingegen eine Umkehrung der normalen Gefällsrichtung begünstigen würde. Wie nachstehende Übersicht zeigt, ist diese Begünstigung in einer Höhe von 1 km vorhanden, in 3 km aber fast unmerklich¹⁾:

	Verteilung der Einzelfälle auf die Monate.												5 Jahre
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	
$\Delta_3 > 10^{\circ}$	3	2	6	2	3	2	0	3	4	2	0	2	29
— $\Delta_3 > 5^{\circ}$	4	6	0	5	0	1	4	2	5	5	6	0	38
$\Delta_1 > 10^{\circ}$	3	1	3	2	11	7	2	6	7	1	1	0	44
— $\Delta_1 > 5^{\circ}$	11	7	1	1	0	1	7	0	6	1	4	3	43

Verteilung der Einzelfälle auf die Jahreszeiten.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	5 Jahre
$\Delta_3 > 10^0$	7	11	5	6	29
$-\Delta_3 > 5^0$	10	5	7	16	38
$\Delta_1 > 10^0$	4	16	15	9	44
$-\Delta_1 > 5^0$	21	2	8	11	43

Extrem positive Werte sind in der Höhe von 1 km (Δ_1) am häufigsten im Frühling und Sommer, extrem negative Werte am häufigsten im Winter. Obwohl der Peißenberg eine Gipfelstation ist, so erhebt er sich doch nur um ca. 400 m über die umliegende Hochebene und ist in der wärmeren Jahreshälfte stark beeinflusst von der mächtigen, konvektiven Heizung der Luftmassen über der Ebene, während er andererseits im Winter noch häufig von dem Kaltluftsee, der sich über der Hochebene entwickelt, überflutet ist. Diese Faktoren machen sich in der Höhe von 3 km kaum mehr geltend. In einer Höhe von 3000 m ist eine extreme Verstärkung des normalen Gefälles ($\Delta_3 > 10^0$) zwar im Frühling am häufigsten, ist aber im Sommer seltener als im Winter und Herbst, ein deutlicher Hinweis, daß lokal-konvektive Vorgänge zur extremen Verstärkung des normalen Gefälles wohl nichts beitragen. Überdies sind im Sommer negative Werte von Δ verhältnismäßig recht häufig und zwar in beiden Vergleichshöhen, was ebenfalls für einen recht geringen Einfluß lokaler Faktoren (konvektive Heizung oder Ansammlung kalter Luft im Alpenvorlande) spricht. Die jahreszeitliche Verteilung namentlich in 3 km spricht somit von vornherein dafür, daß positive und negative Werte extremen Betrages im Gefolge beträchtlicher, atmosphärischer Störungen eintreten.

2. Vertikalentwicklung extremer Temperaturdifferenzen.

Es ist zu untersuchen, ob im Durchschnitt aller Fälle die extreme Temperaturdifferenz nur in einer Vergleichshöhe entwickelt ist oder ob in der Regel eine Differenz gleichen Vorzeichens und ähnlichen Betrages auch in der anderen Vergleichshöhe auftritt. Voraussetzen läßt sich eigentlich gar nichts, aber die Frage ist von Wichtigkeit, da große Temperaturdifferenzen um so interessanter werden, je höher die Luftmassen sind, innerhalb der sie wirksam sind. Man hat also für die vier bereits erwähnten Gruppen ($\Delta_3 > 10^0$, $\Delta_1 > 10^0$, $-\Delta_3 > 5^0$, $-\Delta_1 > 5^0$) gesondert festzustellen, wie groß im Mittel die gleichzeitige Temperaturdifferenz zwischen Alpen und Lindenberg in der anderen Vergleichshöhe ist. Man stellt also z. B. für alle Fälle, in denen die Zugspitze um 10^0 wärmer ist als Lindenberg 3 km ($\Delta_3 > 10^0$), fest, wie groß gleichzeitig Δ_1 , d. h. wie groß der Temperaturunterschied Peißenberg—Lindenberg 1 km ist. Auf diese Weise erhält man nachstehende Tabelle, in der Morgen- und Mittagsaufstiege gesondert behandelt sind, um zu zeigen, daß die Tageszeit nicht von Einfluß ist. Als Δ_m ist das arithmetische Mittel aus Δ_3 und Δ_1 bezeichnet — eine rohe Angabe für den Temperaturunterschied der ganzen, 2 km hohen Luftsäulen. Man wird keinen großen Fehler begehen, wenn man im Mittel Δ_m auch noch auf die unterhalb 1000 m befindlichen Luftmassen erstreckt.

Tab. 1. Extreme Temperaturdifferenzen Alpen—Lindenberg.

	Zahl der Fälle	Δ_3	Δ_1	Δ_m	Zahl der Fälle	Δ_1	Δ_3	Δ_m
a) $\Delta_3 > 10^0$				b) $\Delta_1 > 10^0$				
morgens . . .	15	+ 11.6	+ 7.1	+ 9.3	15	+ 11.7	+ 6.2	+ 8.8
mittags . . .	14	+ 11.8	+ 7.7	+ 9.8	29	+ 11.5	+ 5.8	+ 8.7
alle Fälle . .	29	+ 11.7	+ 7.4	+ 9.6	44	+ 11.6	+ 6.0	+ 8.7
c) $-\Delta_3 > 5^0$				d) $-\Delta_1 > 5^0$				
morgens . . .	25	- 6.5	- 2.0	- 4.2	31	- 7.1	- 2.5	- 4.8
mittags . . .	13	- 5.7	- 1.1	- 3.4	12	- 6.8	- 1.7	- 4.3
alle Fälle . .	38	- 6.1	- 1.7	- 3.9	43	- 7.0	- 2.3	- 4.7

Aus den Zahlenwerten geht unmittelbar hervor, daß in den Fällen einer abnormen Verstärkung des normalen Temperaturgefälles (Δ_3 oder $\Delta_1 > 10^0$) durchschnittlich auch im zweiten Vergleichsniveau eine kräftige Gefällsverstärkung vorhanden ist. Ist die Zugspitze um mindestens 10^0 wärmer als Lindenberg 3 km, so ist im Mittel auch Peißenberg um ca. 7^0 wärmer als Lindenberg 1 km. Ist Peißenberg

um mindestens 10° wärmer als Lindenberg 1 km, so ist auch die Zugspitze in der Regel um ca. 6° wärmer als Lindenberg 3 km. Es kommt unter 29 Fällen nicht ein einzigesmal vor, daß einer extremen positiven Differenz in 3 km eine negative Differenz in 1 km entsprechen würde. Und nur in einem Falle unter 44 wird gefunden, daß einer extrem positiven Differenz in 1 km eine negative Differenz in 3 km entspricht. Man erhält somit das Resultat: Extremem Temperaturüberschuß im Alpengebiet tritt gewöhnlich in hochreichenden Luftmassen (1000—3000 m) gleichzeitig ein. Ein Einfluß der Tageszeit ist nicht vorhanden.

Ein wesentlich anderes Bild geben die Fälle mit extrem negativen Differenzen (c und d), bei denen die Richtung des Temperaturgefälles nord-südlich wird. Im Mittel ergibt sich folgendes: Wenn in einer Höhe die Alpen viel kälter als Lindenberg sind, so hat im zweiten Vergleichsniveau Δ im Mittel zwar noch gleiches Vorzeichen, ist aber sehr viel kleiner. Selbstverständlich haben bei Durchsicht der Einzelfälle Δ_3 und Δ_1 häufig auch verschiedenes Vorzeichen. Betrachtet man die 38 Fälle, in denen die Zugspitze um mindestens 5° kälter als Lindenberg 3 km ist, so findet man 22 Fälle, in denen Δ_1 einen positiven Wert hat, d. h. in mehr als der Hälfte aller Fälle ist in 1 km die Richtung des Temperaturgefälles jenem in 3 km entgegengesetzt. Seltener — in 9 von 43 Fällen — beobachtet man diesen Gegensatz, wenn der Peißenberg um mindestens 5° kälter als Lindenberg 1 km ist. Extrem negative Werte von Δ (Alpen kälter als Lindenberg) sind häufig nur in einer der beiden Vergleichshöhen vorhanden; extremer Temperaturüberschuß in Lindenberg ist mithin häufig nur in einer Luftmasse von geringer, vertikaler Mächtigkeit wirksam.

3. Windrichtung, relative Feuchtigkeit und vertikale Temperaturgradienten bei extremen Temperaturdifferenzen.

Luftmassen von mindestens 2 km vertikaler Mächtigkeit, deren Mitteltemperaturen um $5-9^{\circ}$ von einander abweichen, können nicht in Ruhe nebeneinander liegen. Man ist geneigt, von vornherein verschieden temperierte Luftströme von sehr verschiedener Richtung vorauszusetzen, etwa in dem Sinne, daß im Gebiete jeweiligen Temperaturüberschusses südliche Winde zu finden sein müßten, während im kalten Gebiete eine Strömung ausgesprochen polaren Ursprunges vorhanden sein sollte. Wie Tabelle 2 zeigt, liefert die Auszählung der Windrichtung kein Resultat, das der einfachen Voraussetzung entsprechen würde.

Tab. 2. Windrichtung, Feuchtigkeit und Temperaturabnahme mit der Höhe bei extrem großen Temperaturdifferenzen zwischen Alpen und Lindenberg.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	O	mittl. rel. Feucht.	$\Delta t/100$ m
a) Temperaturdifferenz Zugspitze—Lindenberg 3 km größer als $+10^{\circ}$. — 29 Fälle											
Zugspitze . . .	2	1	—	2	3	1	5	15	—	95	} 0.45
Peißenberg . . .	1	7	1	—	—	5	10	3	2	84	
Lindenberg 3 km.	2	—	3	1	—	2	7	14	—	51	} 0.67
» 1 km.	1	—	3	1	1	1	8	14	—	68	
b) Temperaturdifferenz Peißenberg—Lindenberg 1 km größer als $+10^{\circ}$. — 44 Fälle											
Zugspitze . . .	7	5	—	3	—	—	7	21	1	86	} 0.70
Peißenberg . . .	2	8	3	2	—	6	13	7	3	62	
Lindenberg 3 km.	3	—	3	2	—	1	15	20	—	55	} 0.46
» 1 km.	2	1	4	3	1	2	10	20	1	71	
c) Temperaturdifferenz Zugspitze—Lindenberg 3 km größer als -5° . — 38 Fälle											
Zugspitze . . .	14	6	2	2	—	1	4	9	—	85	} 0.59
Peißenberg . . .	3	6	2	3	—	5	12	5	2	81	
Lindenberg 3 km.	6	2	4	2	4	4	8	8	—	51	} 0.37
» 1 km.	2	4	5	1	4	4	7	10	1	78	
d) Temperaturdifferenz Peißenberg—Lindenberg 1 km größer als -5° . — 41 Fälle											
Zugspitze . . .	8	3	5	12	2	2	2	5	2	82	} 0.28
Peißenberg . . .	—	7	5	3	1	7	12	1	4	91	
Lindenberg 3 km.	4	3	11	12	2	2	5	2	—	61	} 0.51
» 1 km.	2	3	11	9	3	3	6	3	1	69	

Es wird jede der Gruppen a—d für sich besprochen.

a) $\Delta_3 > 10^\circ$: Die abnorme Verstärkung des normalen, süd-nördlichen Temperaturgefälles kommt nicht dadurch zu Stande, daß in den Alpen südliche, in Lindenberg nördliche Winde vorhanden sind. Man findet vielmehr überall Nordwestwind vorherrschend, wobei der Westwind auf dem Peißenberg als Korrelat des in Zugspitzhöhe vorherrschenden NW zu betrachten ist. Der große Temperaturunterschied zwischen Alpen und Lindenberg ist also nicht durch Luftströme verschiedener Richtung verursacht; man findet einen breiten Nordweststrom, der im Norden viel kälter als im Süden ist, wobei der horizontale Temperaturunterschied bis 3000 m hinauf das normale Ausmaß bei weitem übersteigt. Über die zwischen Alpen und Lindenberg vorhandenen Grenzflächen sagt die Mittelwertbildung nichts aus. Ein kalter Nordweststrom liegt neben einem warmen Nordweststrom. Trotz gleicher Windrichtung in Alpen und Lindenberg ist die Herkunft der beiden so verschieden temperierten Luftströme vermutlich eine sehr verschiedene. Der Nordwest auf der Zugspitze kann „Tropikluft“, der Nordwest in Lindenberg „Polarluft“ transportieren.

Man ist zunächst versucht, die hohen Temperaturen in den Alpen, über denen die Neigung zur Entwicklung von Hochdruckgebieten ja besonders groß ist, als „antizyklonal“ zu deuten. Die Tatsache, daß im Mittel aller Fälle die vertikale Temperaturabnahme in den Alpen wesentlich langsamer ist als über Lindenberg, weist in diese Richtung. Die Mittelwerte der relativen Feuchtigkeit für Zugspitze und Peißenberg schließen aber diese Deutung aus. Der Nordwestwind auf der Zugspitze führt fast gesättigte Luft, wobei zu bemerken ist, daß auf der Zugspitze der Gang der relativen Feuchtigkeit der empfindlichste Indikator für antizyklonale Vorgänge ist. Wenn im Mittel von 29 Fällen auf der Zugspitze eine relative Feuchtigkeit von 95 %, auf dem Peißenberg von 84 % gefunden wird, ist es nicht gestattet, die hohe Temperatur in den Alpen als „antizyklonal“ zu deuten.

Eine abnorme Verstärkung des normalen, süd-nördlichen Temperaturgefälles kann entstehen entweder durch Zufuhr wärmerer Luft in den Alpen bei konstanter Temperatur in Lindenberg oder durch Zufuhr kälterer Luft in Lindenberg bei konstanter Temperatur in den Alpen. Eine Bearbeitung der 29 Einzelfälle in dieser Richtung führt zu dem Resultat, daß in 25 Fällen die Verstärkung des Gefälles auf Zufuhr kälterer Luft in Lindenberg und nur in 4 Fällen auf Zufuhr wärmerer Luft in den Alpen zurückzuführen ist ($K_L = 25$, $W_A = 4$). Die Entscheidung ist im Einzelfalle nicht immer ganz leicht und eindeutig, da nicht selten Zufuhr warmer Luft in den Alpen und Zufuhr kälterer Luft in Lindenberg gleichzeitig vorhanden sind; die Zuteilung zu K oder W erfolgte dann nach dem jeweils überwiegenden Vorgange. Bleibt trotzdem mancher Einzelfall unklar, so ist andererseits doch nicht zweifelhaft, daß eine extreme Verstärkung des süd-nördlichen Temperaturgefälles in 3000 m fast immer durch einen Kälteeinbruch in Lindenberg hervorgerufen wird.

b) $\Delta_1 > 10^\circ$: Es handelt sich um 44 Fälle, in denen Peißenberg um mindestens 10° wärmer als Lindenberg 1 km ist und in denen auch in 3 km ein übernormales, süd-nördliches Gefälle vorhanden ist. Was die vorherrschende Windrichtung anbelangt, so ergibt sich kein wesentlicher Unterschied zwischen Alpen und Lindenberg und man erhält das gleiche Bild wie bei Gruppe a, nämlich ein ausgesprochenes Überwiegen nordwestlicher Winde. Die kalten Luftmassen im Norden strömen aus der gleichen Richtung wie die warmen Luftmassen im Süden. Östliche und südliche Winde treten sehr selten auf, aber gleich häufig in den Alpen wie in Lindenberg. Die Vermutung, daß ein extrem großes Temperaturgefälle zwischen Alpen und Lindenberg in 1000 m am häufigsten durch Föhnwinde in den Nordalpen erzeugt werde, hat sich nicht bestätigt, wenn auch in einigen Einzelfällen Föhn einfluß vorhanden ist¹⁾. In der weitaus überwiegenden Zahl der Fälle muß man vielmehr annehmen, daß sich Luftmassen sehr verschiedener Temperatur und Herkunft zu einem bezüglich der Bewegungsrichtung einheitlichen Nordweststrom vereinigt haben.

Merkmale antizyklonaler Witterung sind in den Alpen ebenso wenig vorhanden wie bei Gruppe a. Die vertikale Temperaturabnahme ist in den Alpen viel größer als über Lindenberg und größer als bei Gruppe a; letzteres ist zu erwarten, da bei den Fällen der Gruppe b das Temperaturgefälle in Peißenberghöhe am stärksten ist.

¹⁾ Bestimmt ist Föhn einfluß vorhanden am 23. XI. 1911 und am 21. III. 1911; wahrscheinlich auch am 13. IV. 1914. Windrichtung und relative Feuchtigkeit zeigen Föhn in den Nordalpen mit Sicherheit an. Im Mittel dieser 3 Fälle ist $\Delta_1 = 12.5^\circ$, $\Delta_3 = 0.5^\circ$, d. h. in diesen Föhnfällen ist von dem großen Temperaturüberschuß des Peißenbergs über Lindenberg 1 km oben in 3000 m Höhe nichts mehr zu merken. Δ_3 ist in diesen seltenen Föhnfällen sogar ausnehmend klein und in einem Falle ist die Zugspitze sogar kälter als Lindenberg, sehr im Gegensatz zu den weitaus überwiegenden Nordwestwindfällen.

Untersucht man weiter, ob bei Erzeugung des großen Temperaturgefälles Zufuhr kalter Luft im Norden oder Zufuhr warmer Luft in den Alpen die Hauptrolle spielt, so ergibt sich, daß unter den bei a gemachten Einschränkungen 27 Einzelfälle durch Kälteeinbruch im Norden (K_L), 17 Einzelfälle durch Zufuhr wärmerer Luft (W_A) in den Alpen erzeugt sind. Während also bei Gruppe a das Verhältnis $\frac{K_L}{W_A} = 6.2$ war, ist bei Gruppe b das Verhältnis $\frac{K_L}{W_A} = 1.6$. Bei den Fällen der Gruppe b spielt demnach die Zufuhr wärmerer Luft in den Alpen eine viel größere Rolle, was ohne weiteres verständlich wäre, wenn bei Gruppe b häufig Föhninfluß nachweisbar wäre. Letzteres ist aber nicht der Fall und man muß im Gegenteil annehmen, daß die Zufuhr wärmerer Luft in den Alpen, bei konstanter Temperatur im Norden, vorwiegend durch Nordwestwind besorgt wird. Hier ergeben sich Fragen, die nur durch die Behandlung von Einzelfällen geklärt werden können. Ein wesentlicher Unterschied zwischen den Fällen der Gruppen a und b scheint trotzdem nicht vorhanden zu sein, da sie im wichtigsten Punkte — Vorherrschen nordwestlicher Winde in den Alpen und in Lindenberg — übereinstimmen. Immerhin weist das Vorkommen östlicher Winde darauf hin, daß ein übernormales, süd-nördliches Temperaturgefälle nicht ausschließlich an Nordwestwind gebunden ist und daß die Mittelwertbildung zunächst nur den häufigsten Fall erkennen läßt. Daß in Wahrheit zwei extrem verschiedene Wetterlagen zur Ausbildung eines übernormalen Temperaturgefälles in gleicher Richtung Veranlassung geben können, wird in Teil II behandelt werden.

c) — $\Delta_3 > 5^\circ$: Fälle, in denen ein nord-südliches, dem normalen entgegengesetzt gerichtetes Temperaturgefälle starken Betrages in 3000 m Höhe sich entwickelt hat, bei schwachem oder sogar normal gerichtetem Gefälle in 1000 m. Die Vermutung, daß im allgemeinen die Alpen nur bei nördlichen Winden erheblich kälter werden können als Lindenberg, bestätigt sich insofern, als auf der Zugspitze (vgl. Tab. 2, c) tatsächlich nördliche, nordwestliche und nordöstliche Winde vorherrschen; die Westwinde auf dem Peißenberg vertreten wie immer die mehr nördlichen Winde auf der Zugspitze¹⁾. Die Annahme jedoch, daß in den Alpen ein Kälteeinbruch eingesetzt hat, während in Lindenberg noch ein warmer, südlicher Luftstrom herrschend ist, wird nur durch wenige Einzelfälle gestützt; in der Mehrzahl der Fälle wurden vielmehr auch in Lindenberg westliche bis nördliche Winde gefunden, also Luftströmungen, die ihrer Richtung nach von den gleichzeitig die Alpen beherrschenden Strömungen nicht stark abweichen.

Die höheren Temperaturen in Lindenberg können in manchen Fällen sicher als antizyklonal gedeutet werden, schwerlich aber in der Mehrzahl der Fälle. Besonders warm ist Lindenberg in 3 km, woraus sich der kleine, vertikale Temperaturgradient über Lindenberg, der ebenfalls auf antizyklonale Einflüsse hinweist, erklärt. Die hohen Werte der relativen Feuchtigkeit in den Alpen schließen hier antizyklonale Vorgänge aus.

In 19 Fällen von 38 läßt sich nachweisen, daß die Umkehrung des normalen Temperaturgefälles durch Einbruch kalter Luft in den Alpen bei konstanter Temperatur in Lindenberg verursacht ist; in ebenfalls 19 Fällen jedoch fließt in Lindenberg wärmere Luft zu, bei konstanter Temperatur in den Alpen. Man erhält — worauf später noch eingegangen wird — den Eindruck, daß der große Temperaturüberschuß von Lindenberg über die Zugspitze ebenso gut durch einen Kälteeinbruch in den Alpen wie durch antizyklonale Erwärmung über Lindenberg hervorgerufen werden kann.

Bemerkenswert ist außerdem die durch Vergleich mit den Gruppen a und b sich ergebende Tatsache, daß Nordwestströme, die mindestens von der Ostsee bis zu den Alpen reichen, bzw. diese Breite haben, bezüglich der horizontalen Temperaturverteilung innerhalb großer Luftmassen höchst verschieden zusammengesetzt sein können. Das Temperaturgefälle kann süd-nördlich oder nord-südlich sein; die sicher immer vorhandenen Diskontinuitätsflächen können sich dementsprechend innerhalb des Nordweststromes gegen Süden oder gegen Norden senken. Nicht unwichtig scheint aber dabei die Tatsache, daß bei nord-südlichem, von Lindenberg gegen die Alpen gerichteten Gefälle der große, horizontale Temperaturunterschied nur in einer Vergleichshöhe vorhanden ist, also mutmaßlich in der Vertikalen viel weniger entwickelt ist als bei abnormer Verstärkung des normal gerichteten Gefälles.

d) — $\Delta_1 > 5^\circ$: Umkehrung des normalen Temperaturgefälles, mit extremer Temperaturdifferenz in Peißenberghöhe, geringer Differenz in Zugspitzhöhe. — Während in Lindenberg 1 und 3 km östliche

¹⁾ Diese Tatsache darf aber nicht ausschließlich als die normale Rechtsdrehung der Winde mit zunehmender Höhe betrachtet werden. Der Gipfel des Peißenbergs ist viel niedriger als die im Süden in geringer Entfernung aufragende Alpenkette. Alle Winde aus nördlicher Richtung stauen sich an den Alpen, wodurch in 1000 m in den meisten Fällen eine Westkomponente, in seltenen Fällen auch eine Ostkomponente erzeugt oder verstärkt wird.

bis südöstliche, auf der Zugspitze südöstliche Winde vorherrschen, sind auf dem Peißenberg westliche Winde häufiger als östliche Winde. Die sehr langsame Temperaturabnahme zwischen Peißenberg und Zugspitze weist, da antizyklonale Merkmale sonst nicht vorhanden sind, darauf hin, daß in den Alpen ein Kälteeinbruch in Gang ist, der bereits den Peißenberg, noch nicht aber die Zugspitze erreicht hat — ein Vorgang, der die große negative Temperaturdifferenz Peißenberg—Lindenberg 1 km erklären, aber nur dann eine ausreichende Erklärung geben würde, wenn in der Mehrzahl der Fälle die Temperatur auf dem Peißenberg durch Advektion kälterer Luft unter die Temperatur von Lindenberg 1 km erniedrigt würde. Letzteres ist aber nur in 22 Fällen von 41 der Fall. In 19 Fällen wird das große, nord-südliche Temperaturgefälle durch Zufuhr wärmerer Luft in Lindenberg erzeugt. In zahlreichen Einzelfällen wird man deshalb annehmen müssen, daß in Lindenberg antizyklonale Erwärmung bereits bis 1000 m herab sich bemerkbar macht, während der Peißenberg noch in dem Kaltluftsee über der bayerischen Hochebene liegt, womit der abnorm hohe Wert der relativen Feuchtigkeit auf dem Peißenberg übereinstimmen würde. Da auf der Zugspitze neben den südöstlichen Winden auch Nordwinde häufig sind, darf man wieder vermuten, daß in die Mittelwertbildung Fälle, die zwei ganz verschiedenen Entwicklungstypen angehören, einfließen. Gegenüber den Gruppen a—c ist auf alle Fälle das Fehlen nordwestlicher Winde auffällig.

Als wesentliches Resultat aus allen Fällen ergibt sich, daß bei großem Temperaturgefälle zwischen Alpen und Lindenberg (ohne Rücksicht auf die Richtung des Gefälles) die Richtung der Luftbewegung in beiden Gebieten ungefähr die gleiche ist. Nach den Häufigkeitszahlen muß man es namentlich bei den Gruppen a und b als ausgeschlossen betrachten, daß das Schema: Kalter Oststrom im Norden, warmer Weststrom im Süden — häufiger vorkommt. Ein oder der andere Einzelfall mag diesem Schema entsprechen, aber das außerordentliche Überwiegen nordwestlicher Winde sowohl in den Alpen wie in Lindenberg beweist, daß dieses schroffe, horizontale Temperaturgefälle sich in einem breiten Luftstrom einheitlicher Richtung entwickelt. Da andererseits Luftmassen so verschiedener Temperatur nicht einheitlicher Herkunft sein können, kommt man zur Vorstellung, daß der breite Nordweststrom, der zwischen Lindenberg und Alpen fließt, durch Vereinigung eines Äquatorial- mit einem Polarstrom entstanden ist, wobei die schroffen, horizontalen Temperaturunterschiede und die mutmaßlich vorhandene Diskontinuitätsfläche die nicht einheitliche Herkunft der im Nordweststrom driftenden Luftmassen wohl noch lange Zeit erkennen lassen. Auch bei den Fällen der Gruppen c und d wird häufig ein breiter Luftstrom einheitlicher Richtung anzunehmen sein, wobei freilich die Fälle, in denen die Alpen infolge Zufuhr kälterer Luft kälter als Lindenberg werden, schwerer zu erklären sein werden als jene Fälle, bei denen antizyklonale Vorgänge die Temperaturen über Lindenberg erhöhen.

4. Druckgefälle und Druckverteilung bei extremen Temperaturdifferenzen.

Das mittlere Druckgefälle zwischen Alpen und Lindenberg für die einzelnen Gruppen läßt sich leicht feststellen, da im Einzelfall der Druck in 3 km über Lindenberg und auf der Zugspitze durch Messungen gegeben ist; man hat die Werte der Zugspitze (2964 m) nur auf das Niveau von 3 km zu reduzieren. Für das Meeresniveau kann man das Druckgefälle zwischen Alpen und Lindenberg unmittelbar den Wetterkarten, bzw. Meldungen der Deutschen Seewarte entnehmen, indem man für Lindenberg die Beobachtungen von Berlin nimmt, für die Alpen jene von München, das dem Peißenberg und der Zugspitze ja genügend nahe liegt. Da jede Gruppe Fälle sehr verschiedener Vorgeschichte umfaßt, werden die in den meisten Einzelfällen sicher sehr beträchtlichen horizontalen Druckunterschiede durch die Mittelbildung stark abgeschwächt. Immerhin aber vermag das durchschnittliche Druckgefälle eine rohe Orientierung über den häufigsten Fall zu geben.

a) **Horizontales Druckgefälle im Meeresniveau und in 3 km.** Für die früher definierten 4 Gruppen a—d erhält man folgende Luftdruckwerte:

	Meeresniveau			3000 m		
	Alpen	Lindenberg	ΔB	Alpen	Lindenberg	Δb
a) $\Delta_3 > +10^\circ$. . .	761.3	60.7	+ 0.6	524.2	20.0	+ 4.2
b) $\Delta_1 > +10^\circ$. . .	63.6	63.0	+ 0.6	29.3	25.7	+ 3.6
c) $-\Delta_3 > 5^\circ$. . .	67.9	64.5	+ 3.4	26.2	26.8	- 0.6
d) $-\Delta_1 > 5^\circ$. . .	64.1	63.7	+ 0.4	23.5	26.6	- 3.1

Das Ergebnis der Mittelwertbildung ist zunächst ein sehr betrübliches. Sieht man von Gruppe c ($-\Delta_3 > 5^0$) zunächst ab, so ist im Meeresniveau so gut wie kein horizontales, meridionales Druckgefälle vorhanden, wenn auch der Druck in München durchwegs um ein Geringes höher als in Berlin ist. Selbstverständlich muß dann im Mittel in einer Höhe von 3 km ein starkes, horizontales Druckgefälle vorhanden sein, da ja die Luftmassen über beiden Orten sehr verschieden temperiert sind. Bei gleichem Druck im Meeresniveau liegt in 3 km der Überdruck im jeweils wärmeren Gebiete, wie aus den Zahlen für die Gruppen a, b und d hervorgeht. Bei Gruppe c ist im Meeresniveau ein beträchtliches, süd-nördliches Druckgefälle zwischen Alpen und Lindenberg vorhanden; da aber bei Gruppe c die Alpen wesentlich kälter sind, ist dieses Druckgefälle in 3 km Höhe nicht nur ausgeglichen, sondern in ein mäßiges Gefälle entgegengesetzter Richtung übergegangen.

Im allgemeinen kann man aus den Zahlen nur das Eine herauslesen, daß im Mittel aller Fälle ohne Rücksicht auf die Richtung des Temperaturgefälles eine Neigung zu bestehen scheint, im Meeresniveau den Überdruck in den Alpen, in 3 km den Überdruck im jeweils warmen Gebiete zu entwickeln.

b) Isobarenverlauf. Um eine rohe Orientierung über den Isobarenverlauf und damit über die Wetterlage zu gewinnen, wurde das meridionale wie auch das west-östliche Druckgefälle noch etwas eingehender untersucht, indem in Richtung des Meridians noch Rom und Kopenhagen zu Berlin und München hinzugenommen wurden, während in west-östlicher Richtung der mittlere Druck für die Schnittpunkte des 50. Breitengrades mit den Meridianen 20^0 E, 10^0 E, 0^0 , 10^0 W v. Gr. berechnet wurde. Nach diesen 8 Punkten sollen nun die Gefällsverhältnisse der mittleren Druckverteilung für die vier Gruppen a—d beurteilt werden, was aber am bequemsten dadurch geschieht, daß man trotz der geringen Zahl von Punkten Isobaren zeichnet. Da das erhaltene Isobarenbild zu einer ersten Orientierung genügte, wurde von einer Ausdehnung der Untersuchung abgesehen, vor allem auch deshalb, weil bereits die erste Orientierung über den Isobarenverlauf zeigt, daß eine Mittelwertbildung für nur vier Gruppen ein brauchbares Ergebnis nicht zu liefern vermag.

In Fig. 1 a—d ist der Isobarenverlauf für die vier Gruppen dargestellt. Zunächst fällt auf, daß man für die drei Gruppen a—c ein sehr ähnliches Isobarenbild (im Meeresniveau) erhält, was für die Gruppen a und b, die durch extreme Verstärkung des normalen Temperaturgefälles in allen Vergleichshöhen als nahe verwandt charakterisiert sind, nicht verwunderlich ist. Daß aber die Fälle der Gruppe c (Zugspitze kühler als Lindenberg 3 km) im Mittel einen ähnlichen Isobarenverlauf liefern würden, war nicht zu erwarten. Dabei darf man aber nicht vergessen, daß bei den Gruppen a und b der Überdruck in den Alpen liegt, bei Gruppe c über Lindenberg, d. h. bei den Gruppen a und b darf man in 3 km eine ähnliche Druckverteilung wie im Meeresniveau mit verstärktem Gefälle von den Alpen gegen Norden annehmen, während bei Gruppe c trotz stärkerer Gradienten im Meeresniveau das Druckmaximum auf der Nordseite der Alpen bereits in einer Höhe von 3 km verschwunden bzw. beträchtlich nach Norden verschoben sein dürfte.

Im Meeresniveau erhält man also ein im Wesentlichen übereinstimmendes Isobarenbild ohne Rücksicht auf die Richtung des Temperaturgefälles gerade für die drei Gruppen (a—c), in denen sowohl in den Alpen wie über Lindenberg nordwestliche Winde vorherrschen. Das Überwiegen nordwestlicher Winde ist eigentlich das einzige einheitliche Merkmal, das den Gruppen a und b einerseits, Gruppe c andererseits zukommt. Gruppe d, bei der Winde östlicher Richtung über Lindenberg stark überwiegen und auf der Zugspitze (Südost) häufig sind, bildet auch in der Druckverteilung eine Gruppe für sich: Hoch im Osten mit starkem Gefälle gegen West und Südwest.

Bei Gruppe d steht die Häufigkeit östlicher Winde mit der Druckverteilung in Einklang, weshalb man vermuten darf, daß die Einzelfälle dieser Gruppe in den wesentlichen Punkten größtenteils Übereinstimmung zeigen. Für die Gruppen a—c darf man letzteres leider nicht voraussetzen. Die Häufigkeit nordwestlicher Winde auf der Zugspitze steht zwar mit der Druckverteilung — Tief im Norden und Süden des Kontinents, Hoch in Mitteleuropa — nicht in Widerspruch. Über Lindenberg aber, das immer nordöstlich des Hochdruckkernes liegt, möchte man südwestliche Winde erwarten; allgemein auf der Zugspitze nördliche, über Lindenberg südliche Winde. Von größerem Gewichte scheint aber noch ein anderes Bedenken, wenigstens bei den Gruppen a und b: In einem Luftstrom, in dem in hochreichenden Massen so bedeutende, horizontale Temperaturunterschiede entwickelt sind, muß im allgemeinen auch im Meeresniveau ein beträchtlicher, horizontaler Druckunterschied vorausgesetzt werden. Sieht man für die Einzelfälle auch nur flüchtig die Wetterkarten nach, so erhält man den Eindruck, daß an den Tagen mit großen Werten von Δ_3 und Δ_1 in Mitteleuropa gewöhnlich kräftige, mit starken Druckgradienten verbundene Störungen im Gange sind. Da die Mittelwertbildung von dieser Tatsache fast

nichts mehr erkennen läßt, so muß man vermuten, daß bei jeder Gruppe zur Mittelwertbildung Fälle sehr heterogener Art verwendet worden sind und daß ein Einblick in die Entwicklung derart großer, horizontaler Temperaturunterschiede nur gewonnen werden kann, wenn die Einzelfälle einer Gruppe nach irgend einem genetisch wichtigen Merkmal einer Einteilung in weitere Untergruppen unterzogen werden. Diese Unterteilung wird im zweiten Teile dieser Untersuchung vorgenommen. Trotz dieser Notwendigkeit stellt die summarische Mittelwertbildung keinen überflüssigen Umweg dar, sondern schafft den ersten Überblick über die zahlreichen, in vielen Einzelheiten naturgemäß voneinander sehr abweichenden Einzelfälle. Läßt dann der konstruierte „Mittelwertfall“ ein wesentliches Merkmal, das bei allen oder fast allen Einzelfällen vorausgesetzt werden muß, nicht hervortreten, so ergibt sich von selbst die Nötigung zu einer weiteren Zerlegung in Gruppen. Man gelangt so allmählich zu immerhin

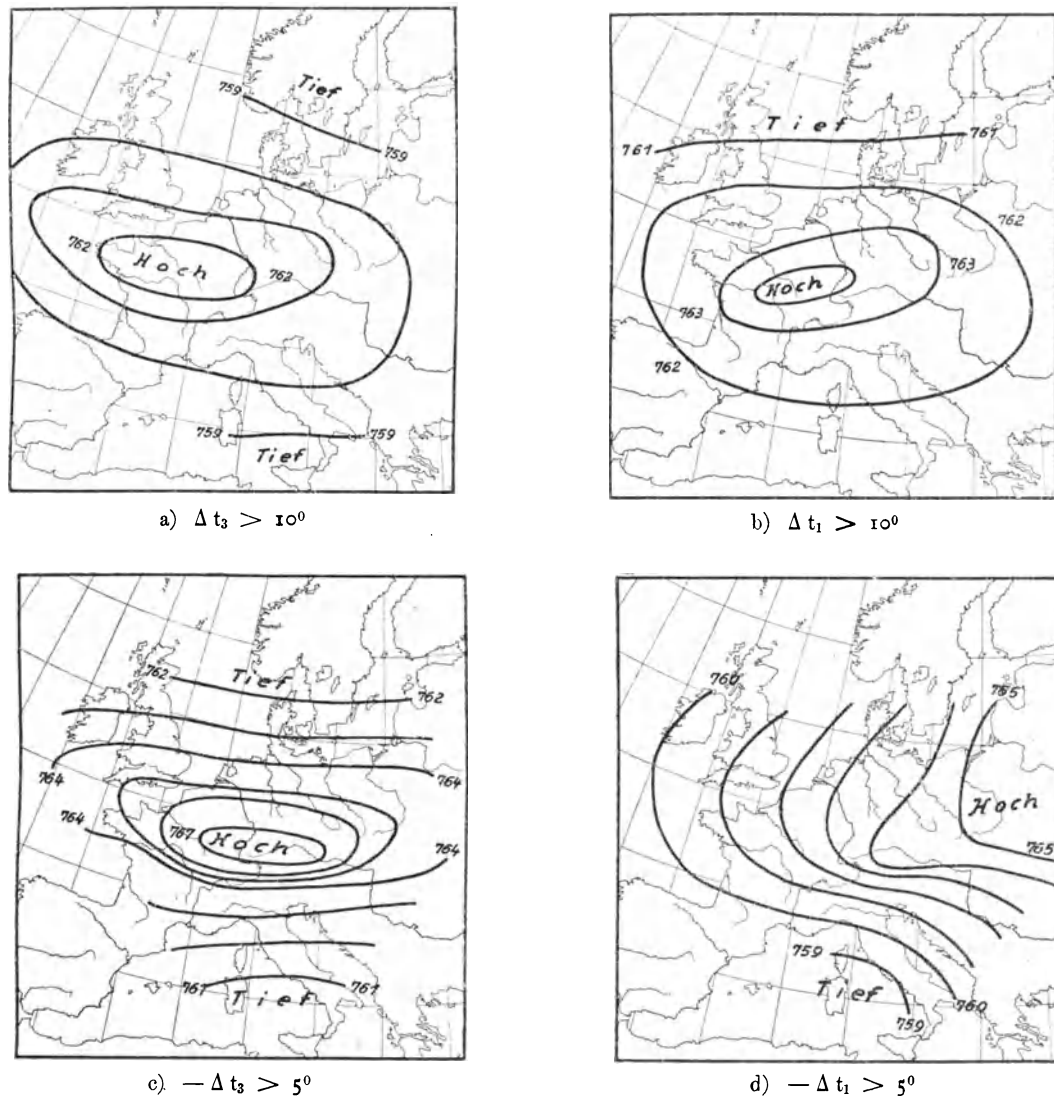


Fig. 1.

noch sehr vereinfachten Typen der verschiedenen Entwicklungsmöglichkeiten, auf einem Wege, der zugleich die Häufigkeit der einzelnen Typen beurteilen läßt, was durch detaillierte Behandlung einiger Einzelfälle fast nie zu erreichen ist. Der Behandlung der Einzelfälle, die das Schema durch feinere Einzelheiten ausstatten soll, sollte m. E. immer die Behandlung durch Mittelwertbildung vorausgehen, nicht umgekehrt, weil sonst das Verhältnis des behandelten Einzelfalles zur Gesamtheit äußerlich ähnlicher Fälle nur schwer zu überblicken ist. Für die Methode der zahlenmäßigen Mittelwertbildung kann natürlich auch unter Umständen mit Erfolg die mehr gefühlsmäßige „Methode der Erinnerungsbilder“ eintreten, deren Wert ja auch nur darin liegt, daß die Erinnerungsbilder, die sich z. B. beim Studium vieler Wetterkarten einprägen, sich zwangsläufig zu einem „Mittelwertfall“ zusammensetzen, der aber, wo immer es möglich ist, auch zahlenmäßig festgestellt werden sollte.

II. Die Entwicklung großer Temperaturdifferenzen zwischen Alpen und Lindenberg.

Als wesentliches Ergebnis des 1. Abschnittes kann die Feststellung betrachtet werden, daß extreme Temperaturdifferenzen zwischen Alpen und Lindenberg in der Regel nicht durch Luftströmungen, deren Richtungen in beiden Gebieten stark von einander abweichen, erzeugt werden. Man findet vielmehr in der Regel einen der Richtung nach einheitlichen Luftstrom, der aus Luftmassen sehr verschiedener Temperatur zusammengesetzt und in dem deshalb ein äußerst schroffes, meridionales Temperaturgefälle entwickelt ist. Eine Untersuchung der mittleren Druckverteilung für jede Gruppe gewährte aber keinen Einblick in die Entwicklung der großen, horizontalen Temperaturgegensätze, da in jeder Gruppe für sich genetisch sehr von einander abweichende Einzelfälle zur Berechnung des Gruppenmittels verwendet wurden, was allerdings erst durch das vollständig unbefriedigende Bild, das sich für die mittlere Druckverteilung bei den Gruppen a und b ergab, offenbar wurde. Jede Gruppe umfaßt Fälle, die bezüglich der Entwicklung der extremen Temperaturdifferenzen als nicht einheitlich betrachtet werden dürfen, und die bezüglich der Druckverteilung offenbar so geartet sind, daß die Vereinigung in eine Gruppe bei der Druckberechnung die im Einzelfalle wohl immer vorhandenen, großen Druckunterschiede im Meeresniveau ausgleicht und zum Verschwinden bringt. Letzteres tritt dann ein, wenn die Einzelfälle einer Gruppe zwei einander fast entgegengesetzt entwickelten Druckverteilungen angehören.

Zweck und Methode der Untersuchung.

Es ergibt sich zunächst die Aufgabe, die verschiedenen Entwicklungsmöglichkeiten bei den Einzelfällen einer und derselben Gruppe klarzustellen und die wichtigsten Entwicklungstypen aufzufinden. Man könnte z. B. für jede Gruppe die verschiedenen — es handelt sich im wesentlichen bei jeder Gruppe nur um zwei — Entwicklungstypen dadurch aufsuchen, daß man die Einzelfälle jeder Gruppe direkt nach prägnanten Merkmalen des Wetterkartenbildes in Untergruppen einteilt. Sobald es sich um viele Fälle handelt, ist dieses Verfahren sehr zeitraubend und nicht sehr verlässlich, namentlich für den, der Vorgängen in sehr großer Höhe einen bestimmenden Einfluß auf die Druckverteilung im Meeresniveau zubilligt. Auch daran könnte man denken, daß man innerhalb jeder Gruppe alle Fälle, bei denen die Luftbewegung mit der früher ermittelten, häufigsten Windrichtung zusammenfällt, in eine Untergruppe zusammenfaßt und ihr eine zweite, die Fälle mit abweichender Windrichtung umfassende Untergruppe gegenüberstellt. Noch bequemer erhält man jedoch eine Untergruppierung, wenn man von der Richtung und dem Betrage des Druckgefälles in der Höhe ausgeht. Gerade bei den Gruppen a und b, in denen infolge der Mittelwertbildung die Druckunterschiede im Meeresniveau zwischen Alpen und Lindenberg fast ganz verschwunden sind, erhält man in der Höhe von 3 km ein beträchtliches, von den Alpen gegen Lindenberg gerichtetes Druckgefälle. Untergruppen erhält man nun dadurch, daß man aus allen Fällen, in denen dieses im Mittel vorhandene, süd-nördliche Druckgefälle einen extrem großen Wert hat, in eine Untergruppe zusammenfaßt, während in eine zweite Untergruppe alle jene Fälle einfließen, in denen das Druckgefälle einen verschwindend kleinen Wert annimmt oder in seiner Richtung sich umkehrt. Auf diese Weise wurden für jede Gruppe nach dem Druckgefälle in der Höhe zwei Untergruppen ausgewählt, die bezüglich des Auswahlprinzipes nur mehr extreme Fälle umfassen, weil man auf diese Weise hoffen dürfte, einander entgegengesetzte Entwicklungsmöglichkeiten am raschesten und sichersten herauszufinden.

Eine Beschränkung der Untersuchung auf Untergruppen, die nur mehr die extrem von einander abweichenden Einzelfälle umfassen, war auch noch aus einem anderen Grunde notwendig. Hat man für jede Untergruppe die mittlere Druckverteilung festgestellt, so regt sich sehr rasch das Bedürfnis, zu ermitteln, was an den Vor- und Nachtagen geschehen ist. Eine derartige Ausdehnung der Untersuchung auf die mittleren Verhältnisse an den zwei Vor- und an den zwei Nachtagen läßt es aber von vornherein als rätlich erscheinen, zur Vermeidung unnötig umfangreicher, durch den Zweck nicht gerechtfertigter Rechenarbeiten die Untersuchung nur für 2 Untergruppen, die sich aus den extremen Einzelfällen zusammensetzen, durchzuführen. An sich ist die Ausdehnung auf die Vor- und Nachtage notwendig und sie wäre sogar noch in weiterem Umfange empfehlenswert, da auch die Betrachtung der zwei Vor- und Nachtage noch keinen ausreichenden Einblick in die Entwicklung der großen Temperaturdifferenzen gibt. Aber es ist mehr als zweifelhaft, ob eine Ausdehnung auf 3 bis 4 Vor- und

Nachtage einen besseren Einblick gewähren würde. Hier kommt man eben wieder zu Aufgaben, die man der „Methode der Einzelfälle“ überlassen muß¹⁾.

Erstreckt man die Untersuchung auf die Vor- und Nachtage, so ergibt sich eine große Schwierigkeit, die auf der Unzulänglichkeit des Beobachtungsmaterials beruht und deshalb nicht ganz beseitigt oder umgangen werden kann. Die Unzulänglichkeit beruht darin, daß im Einzelfalle nur höchst selten an allen fünf aufeinanderfolgenden Tagen die Drachenaufstiege in Lindenberg eine Höhe von 3 km erreicht haben, während das Observatorium auf der Zugspitze natürlich lückenlose Beobachtungen lieferte. Um auf die Ausdehnung der Untersuchung nicht zu verzichten, wurde folgendermaßen verfahren: In allen Fällen, in denen die Aufstiege wenigstens ca. 2500 m erreicht haben, wurden die Werte für 3 km extrapoliert gewonnen. Die hieraus resultierenden Fehler darf man nicht als sehr einflußreich betrachten; bei den behandelten Fällen ist die Windrichtung in 3 km gewöhnlich von jener selbst nur 1 km Höhe nicht sehr verschieden, was auch für die relative Feuchtigkeit im allgemeinen gilt. Bei der Temperatur gestatten die Gradientwerte bis zur erreichten Höhe ein verhältnismäßig sicheres Extrapolieren und auch für den Luftdruck erhält man vermutlich brauchbare Werte. Leider endigen aber viele Drachenaufstiege bereits in so geringer Höhe, daß ein Extrapolationsverfahren nicht mehr möglich ist. An solchen Tagen blieb nichts übrig als anzunehmen, als daß sie sich wie der Durchschnitt der übrigen Fälle verhalten haben. Die Verlässlichkeit der Mittelwerte für Lindenberg 3 km an den 2 Vor- und 2 Nachtagen wird hierdurch wesentlich beeinträchtigt, da in 19% aller Vor- und Nachtage die Aufstiege in Lindenberg nicht eine Höhe erreicht haben, von der aus die Werte für 3 km noch durch Extrapolation hätten gewonnen werden können. Mit diesem Mangel, dessen Einfluß durch Abschätzung nicht zu ermitteln ist, muß man sich abfinden. Er gilt nicht für Lindenberg 1 km, da für diese Höhe ein lückenloses Material vorliegt. Am meisten der erwähnte Mangel dürfte die Verlässlichkeit der Luftdruckmittel für Lindenberg 3 km beeinträchtigt sein, während er für Ermittlung des Isobarenverlaufes im Meeresniveau außer Betracht bleibt, da die horizontale Druckverteilung ja den ebenfalls lückenlos vorhandenen Wetterkarten entnommen wird. Bei Ermittlung der durchschnittlichen Druckverteilung im Meeresniveau macht sich hingegen der Umstand mitunter unangenehm bemerkbar, daß in den Jahren 1914 (zweite Hälfte) und 1915 des Kriegszustandes wegen der Isobarenverlauf in Westeuropa auf den Wetterkarten der deutschen Seewarte nicht sehr genau dargestellt ist, was aber nur von sehr geringem Einfluß ist.

Es werden wieder die Fälle, in denen die Alpen extrem wärmer als Lindenberg sind, vorangestellt. Die Werte unter der Rubrik „Tag“ beziehen sich auf den Tag, an dem zwischen Alpen und Lindenberg das normale Temperaturgefälle abnorm verstärkt ist.

1. Extreme Verstärkung des normalen Temperaturgefälles zwischen Alpen und Lindenberg.

In Abschnitt I ist gezeigt worden, daß bei abnormer Verstärkung des Temperaturgefälles in einer der beiden Vergleichshöhen in der Regel auch in der zweiten Vergleichshöhe eine kräftige Verstärkung des Gefälles zwischen Alpen und Lindenberg vorhanden ist. Man kann deshalb die Gruppen a und b umsomehr als zusammengehörig in eine einzige zusammenfassen, als auch die mittlere Druckverteilung für die Gruppen a und b nahezu identisch ist. Man erhält somit eine einzige Gruppe, deren Merkmal darin besteht, daß in einer der beiden Vergleichshöhen $\Delta > 10^0$ ist, während in der anderen Vergleichshöhe Δ zwar kleiner, aber doch weitaus größer als unter normalen Verhältnissen ist.

Wie bereits erwähnt, kann man die Fälle dieser neuen Gruppe je nach dem Betrage und der Richtung des horizontalen Druckgefälles in 3 km in zwei Untergruppen einteilen. Im Mittel aller Fälle hat sich ergeben, daß der Druck auf der Zugspitze um ca. 4 mm höher als in Lindenberg 3 km ist. Man findet 14 Fälle, in denen der Drucküberschuß auf der Zugspitze mindestens 6 mm beträgt, während in 11 Fällen der Luftdruck auf der Zugspitze nur gleich hoch oder sogar niedriger als in Lindenberg 3 km ist. Faßt man nun diese 14 bzw. 11 Fälle in Mittelwerte zusammen, so erhält man zwei

¹⁾ An sich kann man fragen, ob es überhaupt einen Sinn hat, bei derartigen Untersuchungen für eine ganze Anzahl ähnlicher Fälle eine „mittlere Wetterkarte“, eine „mittlere Druckverteilung“ zu berechnen. Man kann m. E. die Frage bejahen, wenn man von der mittleren Wetterkarte nichts erhofft als eine rohe Orientierung und wenn man die in ihr enthaltenen Druckgradienten nicht zur Grundlage von Berechnungen machen will. Ich erwähne in diesem Zusammenhang, daß z. B. durch die Konstruktion derartigen, mittlerer Druckverteilungen für eine Anzahl von Einzelfällen bereits vor 15 Jahren nachgewiesen wurde, daß bei einer Depression der tiefste Druck am Polarende des warmen Sektors zu finden ist.

Mittelwertfälle a und b, die bezüglich eines genetisch wichtigen Momentes extrem abweichende Verhältnisse repräsentieren. Bezeichnet man die Druckdifferenz Zugspitze—Lindenberg 3 km mit Δb , so erhält man folgende Einteilung:

$$\text{Gesamtgruppe: } \Delta t > 10^0 \left\{ \begin{array}{l} \text{Untergruppe a: } \Delta b > +6 \text{ mm,} \\ \text{Untergruppe b: } \Delta b < 0 \text{ mm.} \end{array} \right.$$

Alle Einzelfälle, bei denen Δb mehr oder weniger dem mittleren Werte sich nähert, bleiben unberücksichtigt, weil die Aussicht, die verschiedenen Entwicklungsbedingungen für $\Delta t > 10^0$ zu finden, von vornherein größer ist, wenn man nur die extrem vom Mittelwerte abweichenden Einzelfälle benutzt.

Die Untergruppen a und b werden gesondert behandelt.

a) $\Delta t > 10^0$; $\Delta b > +6$ mm (14 Fälle): Tab. 3 charakterisiert den aus 14 Einzelfällen¹⁾ berechneten Mittelwertfall. Es wurden für Zugspitze (Z), Peißenberg (P), Lindenberg 3 km und 1 km (L_3 und L_1) auch die mittleren Temperaturen berechnet, damit die Temperaturänderung während der 5 behandelten Tage bequem dargestellt ist. Die Werte des Temperaturgefälles für sich allein lassen ja nicht erkennen, ob eine Verstärkung des Gefälles auf Erwärmung im Süden oder auf Abkühlung im Norden zurückzuführen ist. Um die Tabelle nicht zu stark zu belasten, ist für die einzelnen Vergleichspunkte und Tage nur die vorherrschende Windrichtung mitgeteilt, unter Beifügung der nächsthäufigen.

Tab. 3. Zugspitze oder Peißenberg um 10^0 wärmer als Lindenberg.

1a) Luftdruck auf Zugspitze um mindestens 6 mm höher als in Lindenberg 3 km (14 Fälle).

		2. Vortag	1. Vortag	Tag	1. Nachttag	2. Nachttag
Temperatur	Z	— 1.4	— 0.8	— 0.9	— 2.1	— 3.4
	P	+ 11.2	+ 11.1	+ 10.6	+ 9.7	+ 8.1
	L_3	— 2.0	— 5.1	— 8.5	— 5.7	— 6.0
	L_1	+ 8.1	+ 5.7	+ 1.9	+ 3.3	+ 4.5
Temperaturgefälle	Z— L_3	+ 0.6	+ 4.3	+ 7.6	+ 3.6	+ 2.6
	P— L_1	+ 3.1	+ 5.4	+ 8.7	+ 6.4	+ 3.6
Vertikaler Temperaturgradient	Alpen	0.63	0.60	0.58	0.59	0.58
	Lindenberg	0.51	0.54	0.52	0.45	0.53
Relative Feuchtigkeit	Z	83	79	88	87	87
	P	68	72	67	71	72
	L_3	59	52	66	55	66
	L_1	63	82	80	76	75
Luftdruck	Z	531.8	31.3	30.3	29.5	27.3
	L_3	28.6	26.3	23.6	26.8	24.2
	München	766.3	65.1	64.3	64.3	62.4
	Berlin	62.8	60.2	61.1	62.7	61.5
Druckgefälle	Z— L_3	+ 3.2	+ 5.0	+ 6.7	+ 2.7	+ 3.1
	M—B	+ 3.5	+ 4.9	+ 3.2	+ 1.6	+ 0.9
Vorherrschende Windrichtung	Z	NW u. N	NW	NW	NW	NW, N, S
	P	W, NW	W	W	W	SW, W
	L_3	W	W, NW	NW	W, NW	W, E
	L_1	W	W, NW	NW	W	W, E

Da die meisten Einzelfälle der wärmeren Jahreszeit angehören (vgl. Fußnote), ergibt die Mittelbildung verhältnismäßig hohe Temperaturen. Am zweiten Vortag liegen die Temperaturen in den Alpen und in Lindenberg angenähert gleich hoch, wenigstens in 3 km. Die Differenz Peißenberg—Lindenberg 1 km (+ 3.1⁰) entspricht ungefähr normalen Verhältnissen. Man sieht sofort, daß die abnorme Verstärkung des Gefälles bis zum 3. Tag in beiden Höhen durch Zufuhr kalter Luft in Lindenberg verursacht wird, die bereits am 1. Vortag sehr deutlich in Erscheinung tritt. In den Alpen hingegen bleibt die Temperatur während der ersten drei Tage auf ihrer Anfangshöhe. Nach dem Kälteeinbruch beginnt in Lindenberg die Temperatur sofort zu steigen, ohne jedoch im Verlauf der

¹⁾ Daten der benutzten Einzelfälle: 1911, 8. VI., 6. VII., 16. und 17. VIII., 2. IX., 27. IX. 1912, 27. III., 12. V. 1913, 13. III., 10. und 11. VI. 1914, 8. I., 13. VIII. 1915, 14. V. Wie man sieht, gehören die meisten Einzelfälle dieser Gruppe der wärmeren Jahreshälfte an.

zwei Nachtage die Ausgangshöhe wieder zu erreichen. Umgekehrt macht sich in den Alpen an den zwei Nachtagen eine mäßige Abkühlung fühlbar, die vermutlich mit einer weiteren Ausbreitung der kalten Luft gegen Süden zusammenhängt. In der Mehrzahl der Einzelfälle ist diese Ausbreitung sehr deutlich, kann also wohl als Regel betrachtet werden. Am zweiten Nachtage kann das Temperaturgefälle Alpen-Lindenberg wieder als normal bezeichnet werden.

Da bei der Verstärkung des Temperaturgefälles Zufuhr warmer Luft in den Alpen keine Rolle spielt, kann der Temperaturüberschuß in den Alpen nicht als antizyklonal gedeutet werden. Auf der Zugspitze liegt die relative Feuchtigkeit an allen Tagen ziemlich hoch und auch die Größe des vertikalen Temperaturgradienten weist nirgends auf antizyklonale Verhältnisse hin. Die Tatsache, daß in Lindenberg die relative Feuchtigkeit in 3 km durchwegs niedriger ist als in 1 km, entspricht normalen Verhältnissen. Werte der relativen Feuchtigkeit, die auf der Zugspitze als antizyklonal gedeutet werden müßten, da in den Alpen die erzwungenen Vertikalbewegungen der Luftströmungen in der Gipfelregion durchschnittlich hohe relative Feuchtigkeit erzeugen, vertragen sich über Lindenberg in der freien Atmosphäre noch sehr gut mit zyklonalen Witterungsverhältnissen.

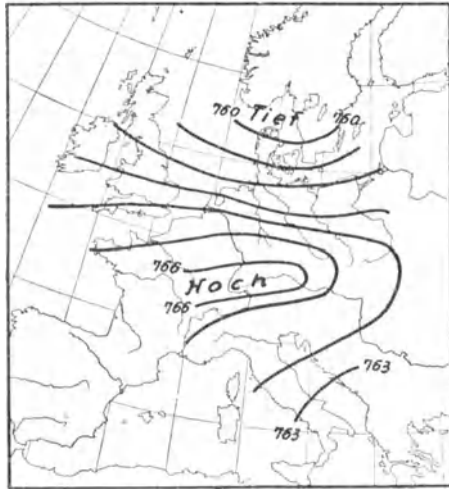
Luftströmungen wesentlich verschiedener Richtung tragen zur extremen Verstärkung des Temperaturgefälles nichts oder wenigstens nicht viel bei. Am 2. Vortage herrscht in den Alpen NW, in Lindenberg WNW — im Ganzen also eine leicht divergierende Westströmung. Dann wird der ganze Luftstrom seiner Richtung nach einheitlich, seiner Zusammensetzung nach jedoch heterogen. In Lindenberg dreht der Wind zwar von W nach NW, aber gerade diese Drehung ist mit dem Einströmen kalter Luft im Norden verbunden. Es zeigt sich sehr deutlich die verschiedene Herkunft der zwei Teilströme, die sich zu einer einheitlichen Nordwestströmung zusammensetzen. Man wird in Lindenberg von einem „Polarstrom“ sprechen dürfen, da die Temperatur stark sinkt. Es würde aber vielleicht zu weit gehen, in den Alpen von „Tropikluft“ zu sprechen, da sich hier ja nur die Anfangstemperatur erhält. Am ersten Nachtage ist der Strom einheitlicher Richtung fast immer noch vorhanden, während am zweiten Nachtage in den Alpen auch südliche, in Lindenberg östliche Winde auftreten — ein Beweis, daß die weitere Entwicklung im Einzelfall verschiedenartig oder mindestens in sehr verschiedenem Tempo erfolgt.

Bei Beschränkung auf die Linie Alpen-Lindenberg ist die Druckverteilung dadurch charakterisiert, daß während der fünf Tage durchwegs ein Druckgefälle von den Alpen gegen Lindenberg wirksam ist, dem vorherrschenden Nordwestwind entsprechend. Vom 2. zum 4. Vortage nimmt das Druckgefälle zu und ist im Meeresniveau von gleicher Größe wie in 3 km. Vom 1. Vortage zum Tag nimmt dann das Druckgefälle in 3 km noch zu, im Meeresniveau noch ab. Infolge des Kaltluft-einbruches steigt der Druck in Berlin um ein Geringes, aber viel weniger stark, als man nach der beträchtlichen Abkühlung einer 2—3 km hohen Luftmasse erwarten möchte. Wie der gleichzeitige Druckfall in L_3 beweist, ist der thermische Druckanstieg, der aus der Abkühlung bis 3 km hinauf resultieren müßte, durch ein hohes Druckfallgebiet kompensiert. Während der 2 Nachtage macht sich dann letzteres auch auf der Zugspitze fühlbar, in München jedoch nur verzögert, da sich jetzt die kalte Luft bis zu den Alpen ausgebreitet hat, während in Lindenberg besonders am 1. Nachtage ein hohes Steiggebiet merkbar wird. Im Meeresniveau sind in Lindenberg (Berlin) die Druckänderungen viel kleiner, als man nach der gewaltigen, hochreichenden Abkühlung erwarten müßte und viel kleiner als in 3 km — ein deutliches Anzeichen, daß die niedrig-troposphärischen Vorgänge — in diesem Falle der Kälteeinbruch — die Druckänderungen im Meeresniveau vermindern.

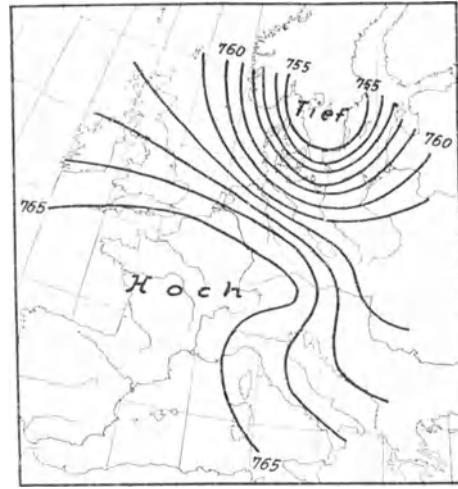
Die Druckverteilung (Meeresniveau) in größerem Umfange ist für jeden einzelnen der fünf Tage in Fig. 2a—e dargestellt. Im allgemeinen ergibt sich das für Kälteeinbrüche aus Nordwesten charakteristische Isobarenbild¹⁾.

Am zweiten Vortage findet man tiefen Druck im Norden und Südosten des Kontinentes; zwischen beiden Tiefs eine Zone hohen Druckes, deren Kern sich keilförmig an die Nordseite der Alpen legt. Im Ganzen also eine Wetterlage, die in Lindenberg westliche, in den Alpen nordwestliche Winde indiziert. Der Einbruch kalter Luft im Norden, der am 1. Vortage beginnt, erfolgt gleichzeitig mit dem Auftreten eines hohen Druckfallgebietes im Norden, durch das die nördliche Depression stark vertieft

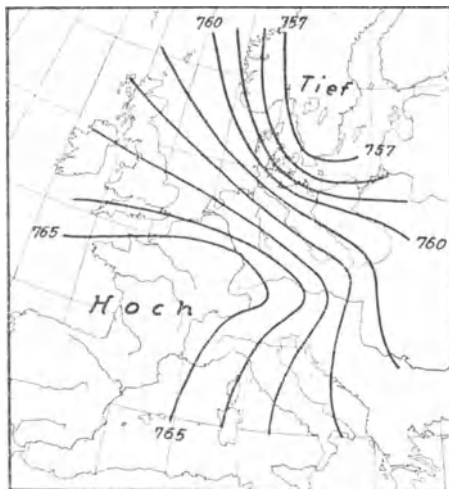
¹⁾ Dem Umstande, daß im Winter Kälteeinbrüche aus NW häufig „maskiert“ sind, d. h. stärkeren Temperaturrückgang nur mehr in größeren Höhen bringen, ist es vermutlich zuzuschreiben, daß die meisten Einzelfälle dieser Gruppe der wärmeren Jahreshälfte angehören. Im Sommer ist die Heizwirkung des Ozeans auf kalte Luftmassen meist nicht ausreichend, d. h. wenn im Sommer Kaltluftmassen selbst auf die Temperatur der Wasserflächen angeheizt werden, so erzeugt ihr Einbruch in den sommerwarmen Kontinent gewöhnlich auch noch in den untersten Schichten starke Abkühlung.



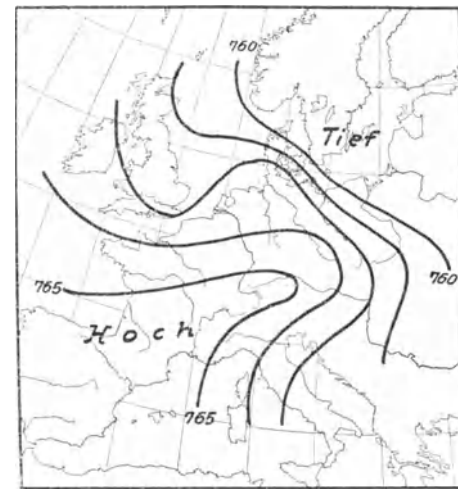
a) 2. Vortag



b) 1. Vortag



c) Tag



d) 1. Nachttag



e) 2. Nachttag

Fig. 2. Zugspitze oder Peißenberg am 3. Tage (c) um mehr als 10° wärmer als Lindenberg 3 km; Druck auf der Zugspitze am 3. Tage um 6 mm höher als in Lindenberg 3 km.

wird. Daß der Druckfall durch Vorgänge in Höhen oberhalb 3 km erzeugt sein muß, beweist der Umstand, daß bis 3 km hinauf in Lindenberg bereits Abkühlung eingetreten ist. Man ist versucht, das Auftreten des hohen Druckfalles mit dem Beginn der niedrig-troposphärischen Abkühlung ursächlich in Beziehung zu bringen. Der hohe Druckfall zieht in den unteren Schichten kalte Luftmassen in niedrigere Breiten herab; in L_3 dreht der Wind nach NW. — Vom zweiten Vortag bis zum Tag stärksten Temperaturgefälles (c) dauert der hohe Druckfall noch an; in L_3 sinkt der Druck noch um 2.7 mm, aber da die kalten Luftmassen bedeutend höher geworden sind, ist der Druck in Kopenhagen bereits um 2 mm, in Berlin um 1 mm gestiegen. Das Zentrum des nördlichen Tiefs zieht nach Osten, aber am 1. Nachttag macht sich das hohe Druckfallgebiet, dessen Achse vermutlich von NE nach SW sich erstreckt, auch in den Alpen bemerkbar, aber nur in der Höhe; in der Tiefe (München) ist seine Wirkung durch die nun auch in den Alpen einsetzende Abkühlung kompensiert, was jedoch für den 2. Nachttag nicht mehr zutrifft. Die mittlere Wetterlage am 2. Nachttag mit ihren schwachen Gradienten im Meeresniveau läßt aber vermuten, daß am 2. Nachtage die Einzelfälle untereinander bereits stark abweichen, so daß ein charakteristischer Isobarenverlauf durch Mittelwertbildung nicht mehr zu erreichen ist. Daß die weitere Entwicklung der Einzelfälle eine recht verschiedene ist oder mindestens in sehr verschiedenem Tempo vor sich geht, wurde bereits früher erwähnt. Am zweiten Nachtage sind ja auch bereits die Windrichtungen in beiden Gebieten recht variabel geworden.

In Kürze kann man sagen: Infolge des Auftretens eines hohen Druckfallgebietes, das eine im Norden bereits vorhandene Depression rasch vertieft, werden kalte Luftmassen in niedrigere Breiten herabgezogen, treten als kalter Nordweststrom in einen bereits vorhandenen Weststrom ein und breiten sich gegen die Alpen hin aus. Das keilförmige Gebilde hohen Luftdruckes, das während der ganzen Entwicklung auf der Nordseite der Alpen vorhanden ist, hat ursächlich keine Beziehung zu dem Kaltlufteinbrüche. Bestimmend für die extreme Verstärkung des Temperaturgefälles ist das Auftreten des hohen Fallgebietes.

Da an dem Tage, an dem das süd-nördliche Temperaturgefälle seinen größten Wert erreicht (c), ein der Richtung nach einheitlicher Nordweststrom vorhanden ist, lassen sich für diesen Tag die Verhältnisse schematisch durch Fig. 3 darstellen¹⁾: Innerhalb des Nordweststromes sind kalte und warme Luftmassen durch die Diskontinuitätsfläche F, über deren Orientierung innerhalb des Nordweststromes aus der Untersuchung nichts bekannt ist, von einander getrennt. In einem nord-südlichen Schnitt greift die kalte Masse keilförmig unter die warme hinein. In jeder Masse nimmt der Druck in nördlicher Richtung ab, in 3 km Höhe ist in der wärmen Masse das Druckgefälle größer, in der kalten Masse kleiner als im Meeresniveau. Beide Massen bewegen sich im betrachteten Querschnitt von NW nach SE. Die Windstärke würde nicht untersucht. Schließt man nach der Gradientgröße im Meeresniveau, so muß man annehmen, daß die kalten Luftmassen sich durchschnittlich rascher bewegen als die warmen.

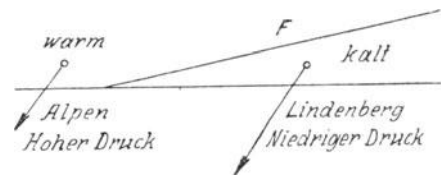


Fig. 3.

Die Bedingungen, unter denen ein derartiges Strömungssystem stationär wird bzw. bleibt, sind durch die bekannte Formel von Helmholtz-Margules gegeben. Bei gleicher Windrichtung in beiden Massen, aber größerer Windgeschwindigkeit der kalten Masse, wird letztere im allgemeinen sich in das warme Gebiet hinein ausbreiten. Im vorliegenden Falle scheint aber eine Diskussion auf Grund der erwähnten Gleichgewichtsformel nicht aussichtsreich. Aller Wahrscheinlichkeit nach verläuft die Front nicht parallel zur Luftbewegung, sondern es weht der Wind in der kalten Masse vermutlich mit einer Komponente gegen die Front (vgl. Fig. 4). Man hat es mit einer bereits in der Ausbreitung befindlichen Kaltluftmasse zu tun. Außerdem neige ich der Auffassung zu, daß bei vorhandenem, stationärem Zustande zweier verschieden temperierter Strömungen die Störung dieses Zustandes im allgemeinen nicht durch Änderungen des Dichteunterschiedes oder durch Änderungen des Bewegungszustandes beider Massen, sondern durch die Einwirkung hoher Fall- und Steiggebiete des Luftdruckes eingeleitet wird, da letztere ja auch das Druckfeld bis zum Meeresniveau herab beeinflussen und dadurch bestimmend für die Zugrichtung der kalten Luft-

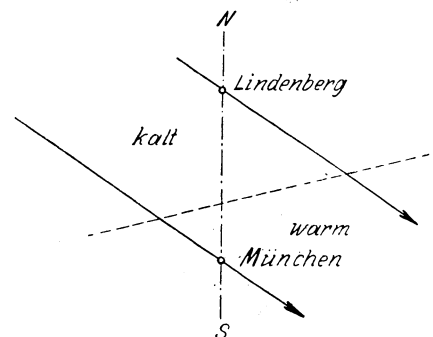


Fig. 4.

¹⁾ Man vgl. F. M. Exner, Dynamische Meteorologie, II. Aufl., S. 192—196.

massen werden. Ich verweise in dieser Beziehung auf eine bisher nicht genügend beachtete Untersuchung von F. Göllles¹⁾. Mißt man bei derartigen Vorgängen aber erst einmal dem Druckeffekte hoher Vorgänge eine entscheidende Rolle bei, so scheint es wenig aussichtsreich, die Ausbreitungstendenz von Kaltluftmassen lediglich nach dem Befunde in niedrigtroposphärischen Höhen zu beurteilen.

Da im Mittel für alle Fälle, in denen das Temperaturgefälle Alpen—Lindenberg extrem verstärkt ist, auch ein starkes Druckgefälle gleicher Richtung in Zugspitzhöhe vorhanden ist (vgl. S. 9), so werden die meisten Fälle in ihrer Entwicklung dem behandelten, für sehr starkes Druckgefälle berechneten Mittelwertsfälle ähnlich sein; letzterer stellt somit einen verhältnismäßig sehr häufig vertretenen Typus dar. Ein Vergleich der Druckverteilung Fig. 2c mit jener von Fig. 1a und 1b zeigt aber noch so große Verschiedenheiten, daß man schließen muß, daß bei Konstruktion der Fig. 1a und 1b noch Fälle eingeflossen sind, die durch eine ganz andere Isobarenverteilung ausgezeichnet sind als der für den Mittelwertfall in Fig. 2 ermittelten. Man findet diese wesentlich selteneren Ausnahmefälle, wenn man alle Einzelfälle herausucht, in denen das Druckgefälle zwischen Alpen und Lindenberg verschwindet oder seine Richtung ändert.

b) $\Delta t > 10^{\circ}$, $\Delta b \leq 0$ mm (11 Fälle). Man findet unter insgesamt 73 Fällen, bei denen das Temperaturgefälle Alpen—Lindenberg extrem verstärkt ist, 11 Einzelfälle²⁾, bei denen der Druckunterschied Zugspitze—Lindenberg verschwindend klein oder negativ wird. Die Zusammenfassung dieser seltenen Fälle in einen Mittelwertfall stellt eine zweite Möglichkeit zur Entwicklung eines abnorm starken, süd-nördlichen Temperaturgefälles dar.

Tab. 4. Zugspitze oder Peißenberg um 10° wärmer als Lindenberg.

1b) Luftdruck auf Zugspitze gleich oder niedriger als in Lindenberg 3 km (11 Fälle).

		2. Vortag	1. Vortag	Tag	1. Nachttag	2. Nachttag
Temperatur	Z	- 8.3	- 8.1	- 6.9	- 5.7	- 6.0
	P	+ 3.2	+ 2.0	+ 2.2	+ 3.1	+ 3.0
	L ₃	-10.7	-14.2	-11.9	- 8.7	- 7.4
	L ₁	- 0.4	- 3.1	- 4.6	- 0.4	+ 1.7
Temperaturgefälle	Z—L ₃	+ 2.4	+ 6.1	+ 5.0	+ 3.0	+ 1.4
	P—L ₁	+ 3.6	+ 5.1	+ 6.8	+ 3.5	+ 1.3
Vertikaler Temperaturgradient	Alpen	0.57	0.51	0.46	0.44	0.45
	Lindenberg	0.52	0.56	0.36	0.42	0.46
Relative Feuchtigkeit	Z	86	96	85	91	85
	P	76	83	71	76	79
	L ₃	67	62	39	60	46
	L ₁	80	76	73	66	66
Luftdruck	Z	522.7	22.5	23.8	25.6	26.0
	L ₃	20.9	21.8	24.4	26.2	27.2
	München	60.7	61.9	64.0	65.8	65.2
	Berlin	58.5	62.3	67.2	66.7	66.8
Druckgefälle	Z—L ₃	+ 1.8	+ 0.7	- 0.6	- 0.6	- 1.2
	M—B	+ 2.2	- 0.4	- 3.2	- 0.9	- 1.6
Vorherrschende Windrichtung	Z	NW	NW	NW	NW	N, W, SE
	P	SW	NW, SE	NE	var.	NE, W
	L ₃	W	NE	ESE	E	E
	L ₁	W	E, NW	ESE	ESE	E

Den Werten der Tab. 4 ist zu entnehmen, daß die Verstärkung des Gefälles wieder durch Zufuhr kalter Luft in Lindenberg, nicht aber durch Erwärmung in den Alpen zustande kommt; die kalte

¹⁾ F. Göllles, Untersuchungen über den Luftdruckgang bei Kältewellen im Gebiete des Kaspischen Meeres. Met. Z. 1922, S. 97. So kann z. B. ein von Westen herannahendes, hohes Druckfallgebiet kalte Luftmassen zu einem Vorstoß zunächst gegen Westen veranlassen. Zieht dann das hohe Fallgebiet nach Osten ab, so können die Luftmassen, die zuerst nach Westen sich ausgebreitet haben, nun umkehren und nach Osten hin sich ausbreiten, woraus sich zwanglos die Tatsache erklären würde, daß nach dem Isochronenverlauf bei Kältevorstößen die kalte Luft zuerst nach SW sich ausbreitet, dann nach S und über SE nach E.

²⁾ 1911: 19. III., 9. IX., 21. XI. 1912: 15. I., 3. II., 2. X. 1913: 9. I., 26. I., 19. IV., 22. IX., 9. X. In dieser Gruppe überwiegen Winterfälle; eigentliche Sommerfälle sind überhaupt nicht vorhanden.

Luft kommt aber nicht aus NW, sondern aus NE—E nach Lindenberg, was fast nur in der kälteren Jahreshälfte vorkommt. Die Temperaturen liegen deshalb allgemein wesentlich niedriger als bei dem früher behandelten Mittelwertfall 1 a.

Dem Kälteeinbruch aus E geht in beiden Gebieten eine westliche Strömung voraus (2. Vortag), innerhalb der ein ziemlich beträchtliches, süd-nördliches Temperaturgefälle vorhanden ist¹⁾. Am ersten Vortag erfolgt dann der Kälteeinbruch aus Osten, der sich in den Alpen überhaupt nicht fühlbar macht. In Lindenberg 3 km tritt die niedrigste Temperatur bereits am 1. Vortag, in 1 km erst am folgenden Tage ein. In den Alpen bleibt in 3 km der Wind durchaus nordwestlich, während in 1 km (Peißenberg) östliche Winde noch fühlbar werden, aber ohne Abkühlung.

In Lindenberg folgt der Abkühlung kräftige Erwärmung, die viel schwächer auch in den Alpen fühlbar wird. Da in den Alpen der Erwärmung keine Abkühlung vorausgeht, ist hier der Temperaturanstieg viel schwächer. Am 2. Nachttag wird das Temperaturgefälle normal. In Lindenberg hat, nach den Werten der relativen Feuchtigkeit am 3. Tage zu schließen, die Erwärmung ausgesprochen antizyklonales Gepräge; hier ist in 3 km bereits kräftige Erwärmung im Gange, während in 1 km die Temperatur noch sinkt — eine Erscheinung, die bei nordöstlichen Kältewellen gewöhnlich zu beobachten ist. In den Alpen, wo der Oststrom in 3 km überhaupt nicht fühlbar wird, ist von antizyklonalen Merkmalen nichts zu konstatieren. Als Temperatureffekt des Oststromes in den Alpen könnte man höchstens die Tatsache deuten, daß auf dem Peißenberg sich die in 3 km vorhandene, langsame Erwärmung gar nicht fühlbar macht.

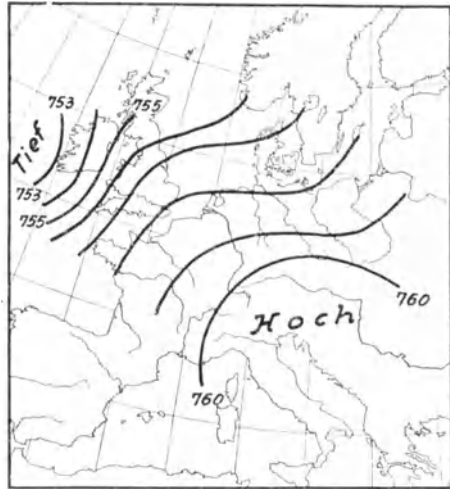
Über das Druckgefälle zwischen München und Berlin bzw. Zugspitze und Lindenberg 3 km ist folgendes zu sagen: Am 2. Vortag ist in den Alpen der Druck noch höher, der allgemein vorhandenen, westlichen Strömung entsprechend. Bis zum 1. Vortag erfolgt dann im Norden durch Zufuhr kalter Luft ein starker Druckanstieg (Berlin $\Delta B = + 3.8$ mm), unter dessen Einwirkung das Druckgefälle nord-südlich wird, vorerst aber nur im Meeresniveau; in 3 km Höhe ist noch ein geringes Druckgefälle von den Alpen gegen Lindenberg vorhanden, da in dem kalten Oststrome über Lindenberg der Druck mit der Höhe rascher abnimmt als in den Alpen. Vom 1. Vortag zum Tag nimmt dann in Berlin der Druck abermals um 4.9 mm zu, obwohl die Luftsäule über Lindenberg im Ganzen bereits wärmer geworden ist. Also ein hoher Druckanstieg, der auch in Lindenberg 3 km sich stark zur Geltung bringt und nun auch in 3 km ein Druckgefälle von Lindenberg gegen die Alpen erzeugt. Der Bereich dieses hohen Drucksteiggebietes scheint sehr groß zu sein, da auch auf der Zugspitze sich Druckanstieg geltend macht und, wie in Lindenberg 3 km, bis zum zweiten Nachtage andauert, trotz der Erwärmung, die nur im Meeresniveau durch Überkompensation des hohen Druckanstieges zu fallendem Druck führt.

Im Ganzen ergibt sich, daß unter dem Einflusse des niedrigen Kaltlufteinbruches im Norden für sich allein sich das ursprünglich süd-nördliche Druckgefälle in 3 km Höhe noch nicht umkehrt; zu dieser Umkehr kommt es erst später bei Erwärmung unter Einwirkung eines hohen Drucksteiggebietes, das erfahrungsgemäß besonders bei östlichen Kälteeinbrüchen dem niedrigen Steiggebiet rasch nachfolgt, unter rascher Entwicklung antizyklonaler Verhältnisse. Es erscheint mir wahrscheinlich, daß der Vorstoß kalter Luft durch dieses hohe Drucksteiggebiet ausgelöst wird.

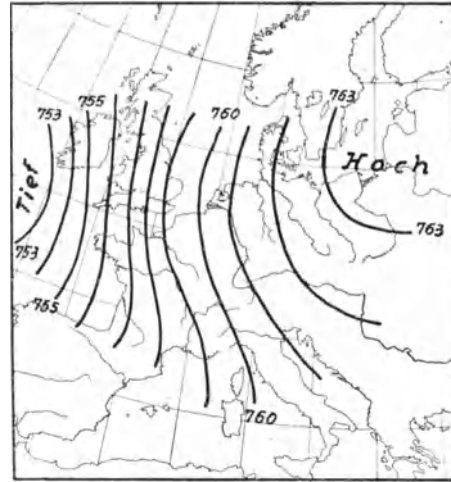
In Fig. 5 a—e ist wieder die mittlere Druckverteilung an den fünf betrachteten Mittelwertstagen dargestellt. Am 2. Vortag liegt ein Minimum westlich von Irland, ein sehr flaches Hoch in Südeuropa. Verhältnismäßig sehr niedrig ist der Druck in der westlichen Ostsee (Kopenhagen 757.4 mm). Der Einbruch kalter Luft von Osten erhöht zum 1. Vortag den Druck in Kopenhagen um 5.1 mm und diesen Druckanstieg wird man nach dem Befunde in Lindenberg als niedrig-troposphärisch, rein thermisch zu betrachten haben, während der folgende Druckanstieg vom 1. Vortag zum Tag (Kopenhagen + 6.1 mm) als „hoch“ und vermutlich aus der Stratosphäre stammend zu betrachten ist. Vom Tag zum 1. Nachttag ändert sich nicht viel; nur im Westen ist der Druck gestiegen, vermutlich infolge der weiten Ausbreitung der kalten Luftmassen nach Westen hin. Die ganze Wetterlage und ihre Entwicklung stehen in stärkstem Gegensatz zur Druckverteilung bei dem Mittelwertfall 1 a (Fig. 2).

Eine Schwierigkeit ergibt sich, wenn man die Druckverteilung mit den vorherrschenden Windrichtungen vergleicht. In starkem Gegensatz zu Mittelwertfall a kann von einer der Richtung nach

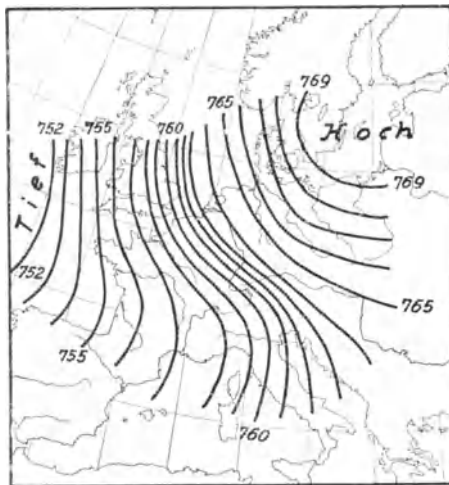
¹⁾ Im Winter ist im Mittel die Temperaturdifferenz Alpen—Lindenberg sehr klein. Eine Differenz von 2.5—3.5° (2. Vortag) muß deshalb als übernormal bezeichnet werden.



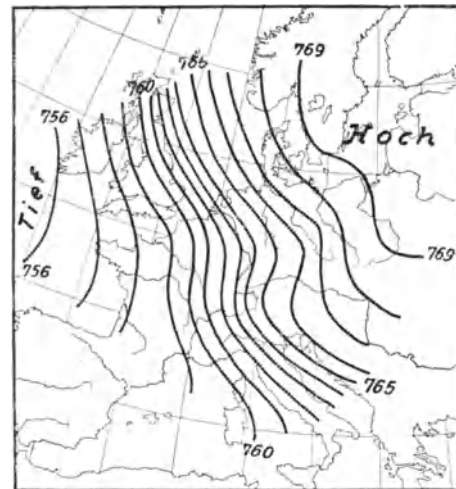
a) 2. Vortag



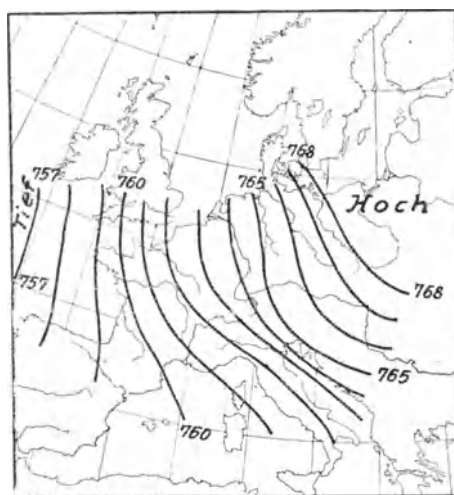
b) 1. Vortag



c) Tag



d) 1. Nachttag



e) 2. Nachttag

Fig. 5. Zugspitze oder Peißenberg. am 3. Tage (c) um mehr als 10° wärmer als Lindenberg 3 km;
 Druck auf der Zugspitze gleich hoch oder niedriger als in Lindenberg 3 km.

einheitlichen Luftströmung vom 1. Vortag an nicht mehr gesprochen werden. Auf der Zugspitze bleiben Nordwestwinde vorherrschend, während in Lindenberg östliche Winde kalte Luft herantransportieren, und auch während der nachfolgenden Erwärmung noch herrschend bleiben. Diese östlichen Winde (NE—SE) in Lindenberg stehen mit der Druckverteilung in Übereinstimmung, was aber keineswegs für die Nordwestwinde auf der Zugspitze zutrifft. Auch für die Zugspitze müßte man nach der Druckverteilung im Meeresniveau südöstliche bis östliche Winde erwarten. Da aber mindestens bis zum 1. Nachttag (incl.) nordwestliche Winde überwiegen, muß man annehmen, daß die Druckverteilung in 3 km gegenüber jener im Meeresniveau bereits erheblich verändert ist, und zwar in der Richtung verändert, daß zwischen Alpen und Lindenberg eine Rinne tiefen Druckes vorhanden ist. Für diese Annahme ist folgende Überlegung maßgebend: Mittelwertfall 1 b repräsentiert das in Fig. 6 angedeutete System. Die Grenzfläche F trennt einen kalten Südost- von einem warmen Nordweststrom. Der Bewegungszustand kann nur dann stationär sein, wenn in jedem der beiden Luftströme die Flächen gleichen Druckes sich gegen die Grenzfläche F senken, wenn also zwischen Z und L_3 längs der Fläche eine Rinne tiefen Druckes entwickelt ist. Bei der Anwendung des Schemas auf unseren Fall ist zu berücksichtigen, daß in der Höhe H selbst dann ein Druckgefälle von Z gegen F vorhanden sein kann, wenn in der Höhe h das Gefälle durchwegs von L_1 gegen P gerichtet ist. Letzteres ist wahrscheinlich und der vorherrschende NW wird ja auch nur auf der Zugspitze, nicht auf dem Peißenberg gefunden; auf letzterem treten sogar östliche Winde auf.

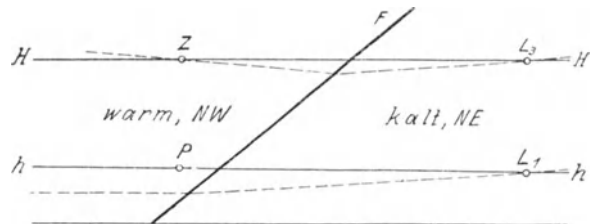


Fig. 6.

Kann man sich somit die mit der Druckverteilung im Meeresniveau nicht zu vereinbarenden Nordwestwinde auf der Zugspitze am ehesten damit erklären, daß entsprechend dem oben stehenden Schema zwischen Zugspitze und Lindenberg 3 km eine Rinne tiefen Druckes verläuft, so muß andererseits doch betont werden, daß diese Annahme zur Folge hätte, daß der im Meeresniveau vorhandene, starke, von Osten gegen Westen gerichtete Gradient (vgl. Fig. 5 b–d) westlich der Linie München-Berlin (ungefähr) in 3 km Höhe bereits einem entgegengesetzt gerichteten Gradienten Platz gemacht haben müßte. Ein Hoch über Westeuropa in 3 km hätte zur Voraussetzung, daß die Temperatur gegen Westen viel höher, die Druckabnahme mit wachsender Höhe immer langsamer wird. Da die Einzelfälle fast durchwegs auf die kältere Jahreshälfte fallen, hat diese Annahme nichts Gewaltames.

Sind Temperatur- und Geschwindigkeitsverteilung derart, daß das Strömungssystem stationär ist, so kann es zu einem Vorstoß der kalten Luft in das warme Gebiet hinein kommen, wenn die Temperaturdifferenz beider Massen sich vergrößert oder wenn die Geschwindigkeit der kalten Masse kleiner wird. Ebenso wird es aber zu einem Kältevorstoß kommen müssen, wenn z. B. bei ungeänderter Temperatur- und Geschwindigkeitsverteilung im kalten Gebiete infolge Zuwanderens eines hohen Drucksteiggebietes der Luftdruck steigt und damit der Gradient gegen die Rinne tiefen Druckes größer wird. Die kalten Luftmassen werden in das warme Gebiet vordringen; die Verstärkung der Windgeschwindigkeit innerhalb der kalten Masse wird solange vor sich gehen, bis die ablenkende Kraft dem verstärkten Gradienten wieder das Gleichgewicht hält und ein neuer, stationärer, den veränderten Bedingungen angepaßter Zustand eintritt. Man wird demzufolge die Ursachen eines niedrigen Kältevorstoßes nicht immer in Vorgängen der unteren Troposphäre zu suchen haben, sondern sehr häufig den Druckeffekt hoher, stratosphärischer Vorgänge mit in Betracht ziehen müssen. Im Mittelwertfalle 1 b scheint es mir wahrscheinlich, daß unter dem Einflusse eines im Norden zuwandernden hohen Drucksteiggebietes sich zunächst der ost-westliche Gradient verstärkt und die kalten Luftmassen sich nach Westen in Bewegung setzen bzw. nach Westen geschoben werden. In ähnlicher Weise würde ein im Westen zuwanderndes, hohes Druckfallgebiet die kalten Luftmassen zu einer Wanderung nach Westen veranlassen können, wofür aber im oben behandelten Falle kein Anzeichen vorhanden ist.

Ergebnis: Die Behandlung von Fällen, die bezüglich der Druckdifferenz Zugspitze—Lindenberg 3 km sich sehr von einander abweichend verhalten, ergibt zwei ganz verschiedene Entwicklungstypen bei Erzeugung eines extremen Temperaturgefälles zwischen Alpen und Lindenberg. Die beiden Typen sind durch die Mittelwertfälle 1 a und 1 b repräsentiert. Ein gemeinsames Merkmal liegt darin, daß in beiden Fällen die Gefällsverstärkung durch Advektion kalter Luft in Lindenberg bei konstanter

Temperatur in den Alpen erzeugt wird¹⁾. Im Fall 1a, durch den die überwiegende Anzahl aller 73 Einzelfälle repräsentiert wird, erfolgt der Kaltlufteinbruch aus NW, im Fall 1b aus E. Bei den Kaltlufteinbrüchen aus NW weicht trotz der großen Temperaturdifferenz die Windrichtung in den Alpen von jener in Lindenberg nicht ab, während bei den Kältevorstößen aus E in den Alpen — wenigstens in 3 km — sich eine entgegengesetzt gerichtete Strömung erhält. Bei den Einbrüchen aus NW dringt die Kaltluft in der Regel südlich bis zu den Alpen vor; daß letzteres nicht immer der Fall ist, wird durch die im Verhältnis zu Lindenberg nur geringe Abkühlung in den Alpen angedeutet. Umgekehrt machen sich die Kaltluftmassen aus E nur selten in den Alpen (3 km) fühlbar, während die Alpen an der Erwärmung, die in Lindenberg dem Einbruch östlicher Kaltluft meist rasch nachfolgt, teilnehmen. Die Tatsache, daß einerseits bei Fall 1a der Kaltlufteinbruch sogar im Meeresniveau ohne Druckanstieg verläuft, während andererseits bei Fall 1b die Erwärmung nach dem Kaltlufteinbruch bei steigendem Druck vor sich geht, legt die Annahme nahe, daß im Mittelwertsfalle 1a ein hohes Druckfallgebiet, im Fall 1b ein hohes Drucksteiggebiet als wichtiger, vielleicht ausschlaggebender Entwicklungsfaktor auftritt²⁾.

2. Extreme Umkehrung des normalen Temperaturgefälles zwischen Zugspitze und Lindenberg 3 km (Zugspitze kälter als Lindenberg).

In den bisher behandelten Fällen hat es sich um eine extreme Verstärkung des normalen Temperaturgefälles gehandelt und auf Grund des in Abschnitt I gewonnenen Ergebnisses, daß bei extremem Gefälle in einer Vergleichshöhe auch in der zweiten Höhe ein weit übernormales Gefälle vorhanden ist, konnte man extreme Einzelfälle ohne Rücksicht auf die Höhe, in der das stärkste Gefälle vorhanden war, zu Mitteln vereinigen. Wenn man nun in ähnlicher Weise Mittelwertsfälle, in denen die Temperatur in Lindenberg wesentlich höher als in den Alpen ist, konstruieren will, so muß man die Untersuchung gesondert für beide Vergleichshöhen durchführen, da bei starkem nord-südlichem Gefälle in 3 km das Gefälle in 1 km meist viel kleiner und nicht selten bereits entgegengesetzt gerichtet ist. Das gleiche gilt für 3 km bei starkem, nord-südlichem Gefälle in 1 km.

Wir behandelten zunächst den Fall, daß die Zugspitze wesentlich kälter als Lindenberg 3 km, daß also in 3 km eine intensive Störung der normalen Gefällsverhältnisse vorhanden ist, und suchen aus den 38 Fällen, in denen $-\Delta t_3 > 5^0$, wieder alle jene aus, die sich bezüglich des Druckgefälles in 3 km extrem gegensätzlich verhalten. Im Mittel dieser 38 Fälle erhält man (S. 9) zwischen Zugspitze und Lindenberg 3 km nur eine verschwindend kleine Druckdifferenz (-0.6 mm), also geringen Überdruck in Lindenberg). Die Einteilung in extreme Gruppen ergibt sich von selbst. Man scheidet alle Fälle, in denen die Druckdifferenz Zugspitze—Lindenberg 3 km (Δb) gleich oder nahe gleich 0 ist, aus und bildet je eine Untergruppe für $\Delta b > 0$ und $\Delta b < 0$. Man erhält somit:

$$\text{Gesamtgruppe: } -\Delta t_3 > 5^0 \left\{ \begin{array}{l} \text{Untergruppe a: } \Delta b > 0 \text{ mm} \\ \text{Untergruppe b: } \Delta b < 0 \text{ mm} \end{array} \right.$$

a) $-\Delta t_3 > 5^0$; $\Delta b > 0$ mm (16 Fälle). Der in Tab. 5 dargestellte Mittelwertsfall 2a ist aus 16 Einzelfällen gebildet³⁾. Am dritten der betrachteten 5 Tage ist die Zugspitze um 5.5^0 kälter als Lindenberg; es ist also im Mittel ein sehr kräftiges nord-südliches Gefälle vorhanden, aber nur in 3 km. Immerhin macht sich die Störung auch in 1 km noch deutlich bemerkbar (-1.5^0).

Im Gegensatz zu den Mittelwertsfällen 1a und b zeigt sich, daß die Störung sich nur über einen Tag erstreckt. An den 2 Vortagen und den 2 Nachtagen findet man in den Alpen und in

¹⁾ In manchem Einzelfall beobachtet man natürlich auch in den Alpen eine geringfügige Erwärmung, die aber nach dem Ergebnis der Mittelwertbildung nicht als wesentliches Merkmal aufzufassen ist. Der Wert der Mittelwertbildung liegt ja bei derartigen Vorgängen gerade in der Unterdrückung individueller, für den Typus unwesentlicher Züge.

²⁾ Zieht man beide Mittelwertsfälle zusammen und bildet man aus den Druckverteilungen Fig. 2c und 5c eine einzige, mittlere, so erhält man ein Isobarenbild, das den Fig. 1a und 1b sehr ähnlich ist — ein Zeichen, daß man durch die Betrachtung nur extremer Fälle je nach der Druckdifferenz in 3 km tatsächlich die typischen Entwicklungsmöglichkeiten isoliert hat.

³⁾ 1911: 23. I., 7. II., 16. IX. 1912: 27. II., 2. IX. (morgens u. mittags), 17. X., 26. X., 23. XI. 1913: 5. II., 14. VIII., 15. VIII. 1914: 27. I., 21. VII. 1915: 2. IV., 4. IX. Fälle während der kälteren Jahreszeit überwiegen, fehlen aber auch im Hochsommer nicht, obwohl im Sommer die Zugspitze normalerweise viel wärmer ist als Lindenberg 3 km. Im August 1913 ist die Zugspitze sogar an zwei einander folgenden Tagen um mehr als 5^0 kälter wie Lindenberg.

Lindenberg übereinstimmende Temperaturen¹⁾. Um so auffälliger ist die große Differenz Z—L₃ am 3. Tag. Sie kommt dadurch zu Stande, daß auf der Zugspitze kältere, in Lindenberg wärmere Luft zugeführt wird. Nach den mittleren Temperaturen kann man schließen, daß die Umkehr des normalen Gefälles mehr durch Advektion wärmerer Luft im Norden als durch Zufuhr kalter Luft im Süden verursacht ist. Untersucht man die Einzelfälle, so ist in 11 Fällen die Zufuhr wärmerer Luft im Norden, in 5 Fällen die Zufuhr kälterer Luft im Süden von überwiegendem Einfluß. Da aber beide Einflüsse fast immer erkennbar sind, wenn auch von Fall zu Fall in verschiedenem Ausmaße, so wird der berechnete Mittelwertfall den durchschnittlichen Verhältnissen durchaus gerecht und eine Zerlegung in weitere Untergruppen erscheint nicht nötig.

Tab. 5. Zugspitze um 5° kälter als Lindenberg 3 km.

2a) Luftdruck auf Zugspitze höher als in Lindenberg 3 km (16 Fälle).

		2. Vortag	1. Vortag	Tag	1. Nachttag	2. Nachttag
Temperatur	Z	− 6.2	− 7.8	− 9.1	− 5.5	− 4.6
	P	+ 3.2	+ 2.6	+ 2.6	+ 5.1	+ 6.3
	L ₃	− 6.7	− 7.3	− 3.6	− 5.3	− 5.7
	L ₁	+ 2.9	+ 2.3	+ 4.1	+ 4.6	+ 5.1
Temperaturgefälle	Z—L ₃	+ 0.5	− 0.5	− 5.5	− 0.2	+ 1.1
	P—L ₁	+ 0.3	+ 0.3	− 1.5	− 0.5	+ 1.2
Vertikaler Temperaturgradient	Alpen	0.47	0.52	0.59	0.53	0.55
	Lindenberg	0.48	0.48	0.39	0.50	0.54
Relative Feuchtigkeit	Z	82	86	80	79	76
	P	84	87	71	71	69
	L ₃	72	63	53	68	71
	L ₁	78	79	81	88	79
Luftdruck	Z	526.8	26.4	28.1	28.5	27.7
	L ₃	25.8	(26.1)	26.6	24.9	25.1
	München	765.9	66.1	68.8	66.5	64.1
	Berlin	63.4	62.7	61.6	60.2	59.6
Druckgefälle	Z—L ₃	+ 1.0	+ 0.3	+ 1.5	+ 3.6	+ 2.6
	M—B	+ 2.5	+ 3.4	+ 7.2	+ 6.3	+ 4.5
Vorherrschende Windrichtung	Z	NW, N	N	N	NW	W, SW
	P	W	W, SW	W	SW, W	SW, W
	L ₃	NW, W	NW	W	W	W, SW
	L ₁	W	W	W, NW	W	SW, W

Die Erwärmung in Lindenberg, die auch in 1 km merklich ist, kann — der immerhin geringen relativen Feuchtigkeit am 3. Tag in 3 km zufolge — als antizyklonal gedeutet werden, wobei diese Bezeichnung weniger eine Druckverteilung als absteigende Luftbewegung andeuten soll. In den Alpen ist kein Anzeichen absteigender Luftbewegung vorhanden. Die Annahme, daß der in Lindenberg vorherrschende Westwind wärmere Luft zuführt, bereitet keine Schwierigkeit. Unklar ist hingegen die Herkunft der kalten Luft, die auf der Zugspitze als Nordwind zufließt, da ja nördlich der Alpen eine viel wärmere Westströmung im Gange ist, aus der die Nordströmung in den Alpen nicht gespeist werden kann. Eine Deutung ist vielleicht möglich, wenn man berücksichtigt, daß erstens auf der Zugspitze nördliche, in Lindenberg westliche, im ganzen also divergierende Winde vorherrschen; zweitens muß man bei so starkem, nord-südlichem Temperaturgefälle annehmen, daß zwischen Zugspitze und Lindenberg am 3. Tag eine nach Norden sich senkende Diskontinuitätsfläche (Gleitfläche) vorhanden ist. In Fig. 7a, die für den 1. Vortag gilt, ist angenommen, daß ein Schwall kalter Luft, der aus NW zugeflossen ist, sowohl die Alpen wie Lindenberg überflutet hat, wobei die kalte Luft in den

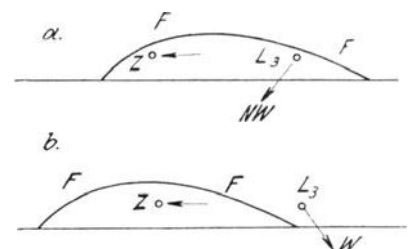
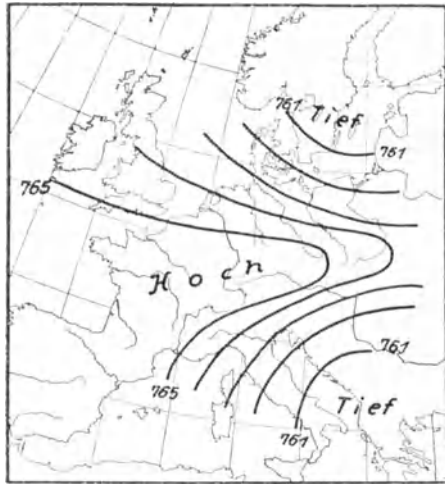
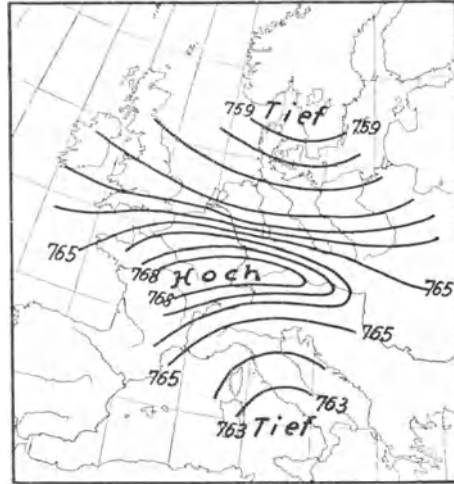


Fig. 7.

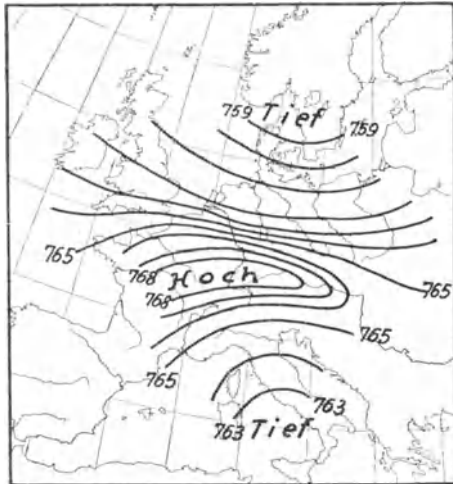
¹⁾ Da normalerweise Zugspitze und Peißenberg wärmer sind als Lindenberg, könnte man annehmen, daß an den Vor- und Nachttagen die Alpen etwas zu kalt oder Lindenberg etwas zu warm ist, ohne daß diese Unsicherheit wesentlich ins Gewicht fallen würde.



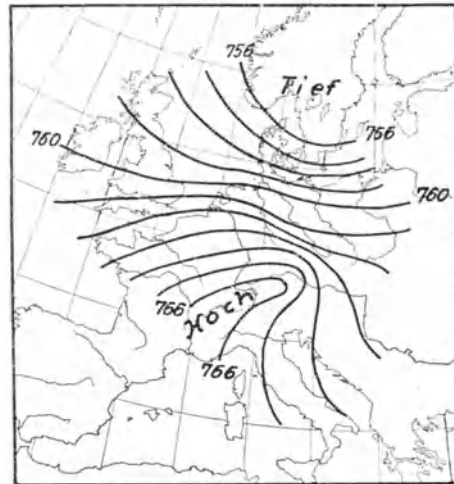
a) 2. Vortag



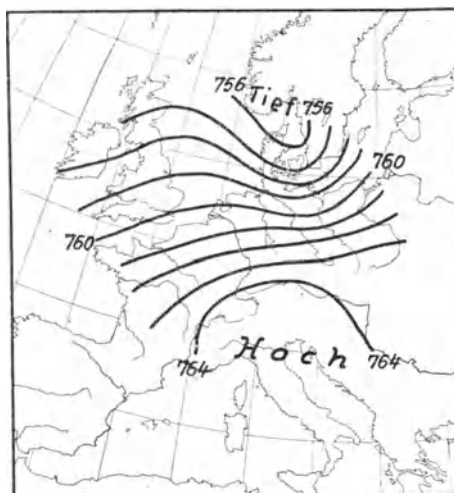
b) 1. Vortag



c) Tag



d) 1. Nachttag



e) 2. Nachttag

Fig. 8. Zugspitze am 3. Tage (c) um mehr als 5° kälter als Lindenberg 3 km;
 Druck auf der Zugspitze am 3. Tage (c) höher als in Lindenberg 3 km.

Alpen sich nach Süden, in Lindenberg nach Südost sich ausbreitet. Die Fläche F grenzt die kalte Luft ab. In Fig. 7b ist die Entwicklung bis zum 3. Tag dargestellt: Die kalte Masse im Ganzen hat sich nach Süden verschoben; die Zugspitze steckt bei Nordwind und niedrigster Temperatur noch in der Kaltluft, während die Fläche F sich über Lindenberg bereits hinweggeschoben hat, so daß Lindenberg bereits in die wärmere Westströmung geraten ist, deren Luftmassen über der schrumpfenden (abziehenden) Kaltluftmasse sich zunächst senken, woraus sich die abnorm hohe Temperatur und die geringe Feuchtigkeit am 3. Tag namentlich in 3 km ober Lindenberg, erklären dürften. Am 1. Nachttag gerät dann auch die Zugspitze mit Winddrehung nach NW in die wärmere Strömung. Da Nordwestwinde in den Nordalpen durch das Gebirge zum Aufsteigen gezwungen werden, darf man hier das leicht antizyklonale, rasch vorübergehende Zwischenstadium, das in Lindenberg am 3. Tag fühlbar wird, nicht erwarten.

Das Druckgefälle an den einzelnen Tagen steht mit der skizzierten Erklärung nicht in Widerspruch. In beiden Vergleichshöhen ist das Druckgefälle von Süden gegen Norden gerichtet. Im Meeresniveau verstärkt sich das Druckgefälle bis zum 3. Tage, um an den 2. Nachttagen wieder abzunehmen¹⁾. In Berlin, das an den 2. Vortagen auf der schrumpfenden Rückseite der abziehenden Kaltluftmasse liegt und das am 3. Tage in die warme Strömung gerät, fällt der Druck durchaus. In München hingegen, über dem die Kaltluftmassen bis zum 3. Tage anschwellen, steigt der Druck, und Fall tritt erst ein, nachdem die warme Strömung sich bis in die Alpen ausgebreitet hat. Da in den ersten 3 Tagen der Druck im Norden fällt, im Süden steigt, hat man am 3. Tage — für den alle Druckwerte verlässlich sind! — ein sehr starkes Druckgefälle von den Alpen gegen Lindenberg ($\Delta B = 7.2$ mm), von dem aber in 3 km nicht mehr viel vorhanden ist ($\Delta b = 1.5$ mm), da in den wärmeren, nördlichen Luftmassen der Druck mit wachsender Höhe viel langsamer abnimmt als in den Alpen. In noch größerer Höhe ist vermutlich das Druckgefälle bereits nord-südlich. Nach den Zugspitzebeobachtungen folgt dann in den Alpen an den 2. Nachttagen ein für die untersten Schichten bereits kompensiertes Drucksteiggebiet, das in Lindenberg 3 km aber nicht mehr konstatierbar ist und über dessen Rolle in der Entwicklung des ganzen Falles nichts ausgesagt werden kann.

Der Druckverteilung an den fünf Tagen (Fig. 8 a—e) läßt sich entnehmen, daß zunächst eine Zone hohen Druckes zwischen zwei gleich tiefen Tiefdruckgebieten vorhanden ist. Die nördliche bis nordwestliche Strömung auf der Zugspitze gehört dem südlichen, die mehr westliche Strömung in Lindenberg dem nördlichen Minimum zu. Vom 2. zum 1. Vortag steigt der Druck im westlichen Gebiete, nach der früher skizzierten Auffassung die Folge eines niedrigen Kälteeinbruches, der vielleicht schon am 2. Vortage im Gange war. Infolge dieses Druckanstieges, der aber die Gradienten nur im Meeresniveau verstärkt, wird aus der Zone hohen Druckes ein von Westen sich vordrängender Hochdruckkeil. Vom 1. Vortag zum Tag hat sich der Hauptschwall kalter Luft nach Süden verlagert, liegt über den Alpen und hat Südeuropa erreicht, während die nördlichen Gebiete (Lindenberg) aus dem Bereich der kalten Luft heraus- und in eine warme Westströmung hineingeraten sind; der Druck ist in den Alpen und in Italien gestiegen, im Norden gefallen (ΔB : Rom +1.2, München +2.7, Bamberg +1.5, Berlin —1.1, Kopenhagen —2.1). Durch den warmen Weststrom ist das nördliche Minimum vertieft, durch die kalten Luftmassen das südliche Minimum abgeschwächt worden. Da aber bereits in 3 km Höhe das Druckgefälle auf ein Fünftel des Betrages zwischen München und Berlin abgeschwächt ist, muß man schließen, daß bereits in 3 km das südliche Minimum zum Hauptminimum wird und daß in noch größerer Höhe über dem nördlichen Minimum ein Hochdruckgebiet entwickelt ist. Auf jeden Fall ist das im Meeresniveau vorhandene, mit seinem Kern an die Alpennordseite sich legende Maximum nur niedrig-troposphärisch und in ca. 3—4 km wohl nicht mehr vorhanden. Am 1. Nachttag hat sich der warme Weststrom bis zu den Alpen ausgedehnt und ebenso weit reicht jetzt der Druckfall, während über Italien der Druck noch gestiegen ist. Bis zum 2. Nachttag ist das südliche Minimum gänzlich verschwunden, während das nördliche Minimum gegenüber dem Anfangstage wesentlich vertieft worden ist. Da für die Wirksamkeit hoher Druckänderungsgebiete keine deutlichen Anzeichen vorhanden sind, muß man in diesem Mittelwertsfalle die Druckänderungen wesentlich den niedrig-troposphärischen Vorgängen zuschreiben.

In den Fällen dieser Art kommt also die Umkehrung des normalen Temperaturgefälles dadurch zu Stande, daß die kältesten Partien einer hochreichenden, im allgemeinen von Norden nach Süden sich

¹⁾ Die Druckwerte für L₃ an den 2. Vor- und Nachttagen sind sicher mit einer Unsicherheit von ca. ± 1 mm behaftet, so daß nur beträchtlichen Änderungen des Druckgefälles Wert beigelegt werden kann. Die Druckwerte sind aber z. B. bestimmt zu unsicher, als daß man für Lindenberg »barometrische« Mitteltemperaturen berechnen und mit den beobachteten Temperaturen vergleichen dürfte. Das gilt aber nur für die Vor- und Nachtage.

verschiebenden Kaltluftmasse die Alpen erst dann erreichen, wenn Lindenberg bereits wieder in eine wärmere Westströmung hineingeraten ist. Daß die Temperaturdifferenz im Niveau von 1 km bedeutend kleiner bleibt, erklärt sich vermutlich aus der Tatsache, daß die meisten, winterlichen Kälteeinbrüche aus Nordwesten den Kontinent bereits „maskiert“ erreichen.

b) — $\Delta t_s > 5^\circ$; $\Delta b < 0$ mm (10 Fälle). Hat der eben behandelte Fall eine im allgemeinen westliche Strömung ergeben, in der die Temperatur von Norden gegen Süden zunimmt, so ergibt die Zusammenziehung von 10 Einzelfällen, in denen der Druck in Lindenberg 3 km höher als auf der Zugspitze ist, einen Mittelwertsfall, in dem es in einer östlichen Luftströmung zur Entwicklung eines nord-südlichen Temperaturgefälles kommt.

Tab. 6. Zugspitze um 5° kälter als Lindenberg 3 km.

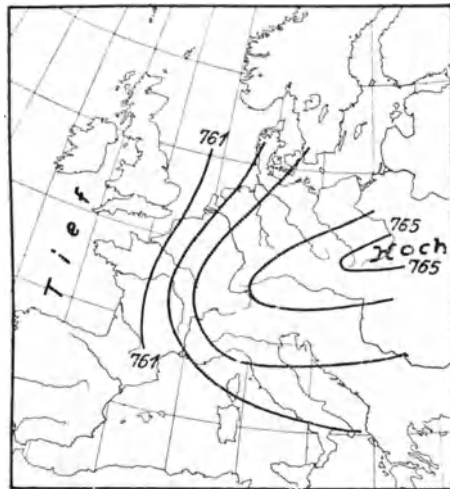
2b) Luftdruck auf Zugspitze niedriger als in Lindenberg 3 km (10 Fälle).

		2. Vortag	1. Vortag	Tag	1. Nachttag	2. Nachttag
Temperatur	Z	— 4.2	— 6.2	— 8.9	— 8.2	— 6.7
	P	+ 4.4	+ 3.6	+ 1.8	+ 1.9	+ 2.7
	L ₃	— 4.7	— 2.8	— 2.4	— 3.8	— 5.2
	L ₁	+ 4.8	+ 5.5	+ 4.9	+ 3.8	+ 3.3
Temperaturgefälle	Z—L ₃	+ 0.9	— 3.4	— 6.5	— 4.4	— 1.5
	P—L ₁	— 0.4	— 1.9	— 3.1	— 1.9	— 0.6
Vertikaler Temperaturgradient	Alpen	0.43	0.49	0.54	0.51	0.47
	Lindenberg	0.48	0.42	0.37	0.38	0.43
Relative Feuchtigkeit	Z	86	92	92	87	80
	P	78	96	93	89	84
	L ₃	65	62	45	57	52
	L ₁	72	63	70	77	79
Luftdruck	Z	526.7	24.2	23.7	24.4	25.3
	L ₃	26.1	27.2	28.3	28.0	26.5
	München	764.3	62.8	64.2	64.8	64.8
	Berlin	63.3	64.1	65.0	64.8	64.4
Druckgefälle	Z—L ₃	+ 0.6	— 3.0	— 4.6	— 3.6	— 1.2
	M—B	+ 1.0	— 1.3	— 0.8	0.0	+ 0.4
Vorherrschende Windrichtung	Z	SE	SE, N	NE	N	N
	P	SW, SE	W, NE	W, NE	W, NE	W
	L ₃	SE	SE, NE	E	ENE	SE
	L ₁	(SE)	ENE	ENE	E	SE

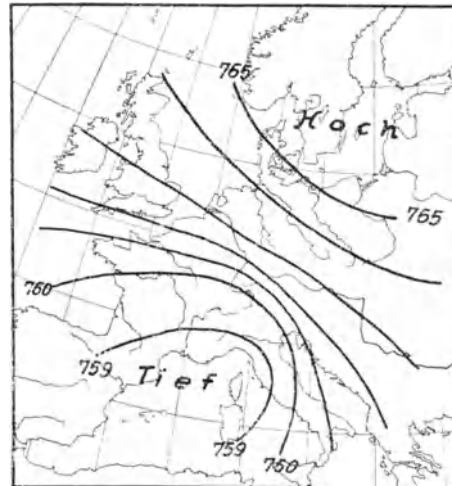
Zum Unterschiede vom Mittelwertsfall 2a entnimmt man den Werten der Tab. 6, daß im Falle 2b die Umkehrung des normalen Temperaturgefälles — höhere Temperaturen im Norden — sich fast über alle fünf Tage erstreckt. Am 2. Vortag kann man die Luftmassen im Norden und Süden bei bereits vorhandener, südöstlicher Strömung als gleich temperiert ansehen. In den Alpen setzt dann Abkühlung bis zum dritten Tag ein, die auch in 1 km stark merkbar wird, während in Lindenberg, wenigstens in 3 km Höhe, Erwärmung bis zum dritten Tage sich geltend macht, ohne daß in der Richtung der Luftströmungen sich eine Änderung oder ein Gegensatz zeigen würde. Die im Norden und Süden einander gegensätzlichen Temperaturänderungen erzeugen am dritten Tage das stärkste Temperaturgefälle zwischen Alpen und Lindenberg, wobei im Norden östliche, in den Alpen nordöstliche Winde überwiegen. Vorwiegend trägt zur Erzeugung des starken, anormal gerichteten Gefälles die Abkühlung in den Alpen bei: In fünf Einzelfällen hat man nur Abkühlung im Süden, in zwei Fällen vorwiegend Erwärmung im Norden, in drei Fällen eine Mischwirkung beider Vorgänge.

Die in Lindenberg 3 km fühlbare Erwärmung muß nach dem niedrigen Werte der relativen Feuchtigkeit und der langsamen Temperaturabnahme als antizyklonal gedeutet werden. Am 1. Nachttag vermindert sich dann das horizontale Temperaturgefälle, da nun in den Alpen Erwärmung, in Lindenberg aber Abkühlung einsetzt, so daß bis zum 2. Nachtage die Temperaturen der beiden Luftmassen sich stark ausgleichen; aber auch am 2. Nachtage ist die Richtung des Gefälles noch nicht normal

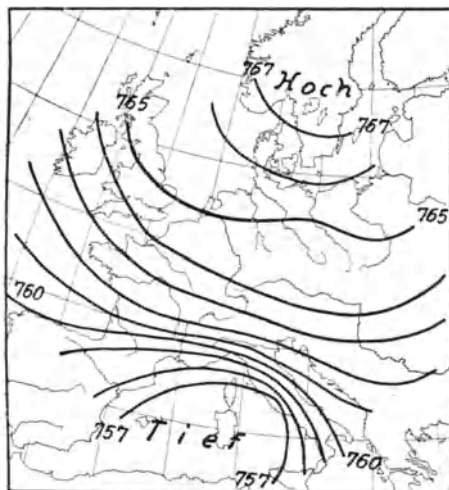
) 1911: 21. IX. 1912: 21. X.; 5. XI. 1913: 11. II.; 23. XI. 1914: 18. I.; 10. VI.; 16. VII. 1915: 12. u. 13. X.



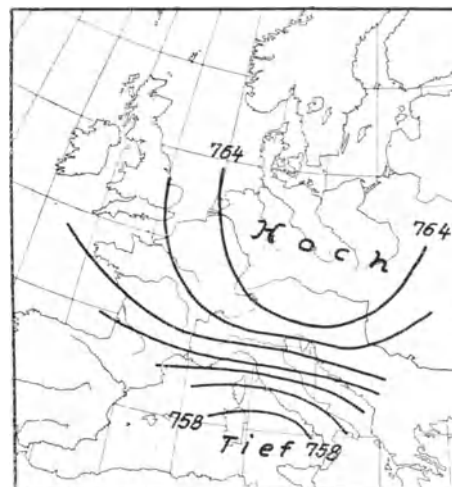
a) 2. Vortag



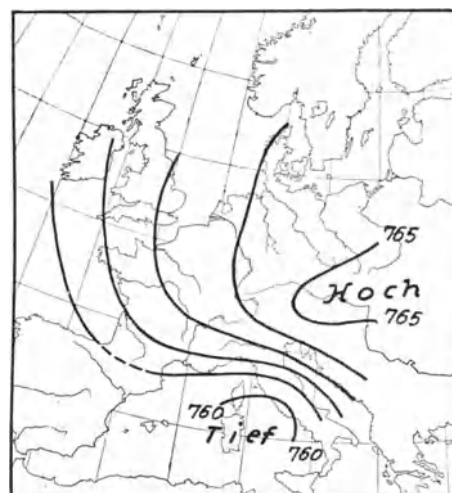
b) 1. Vortag



c) Tag



d) 1. Nacht



e) 2. Nacht

Fig. 9. Zugspitze am 3. Tage (c) um mehr als 5° kälter als Lindenberg 3 km;
Druck auf der Zugspitze am 3. Tage (c) niedriger als in Lindenberg 3 km.

geworden. Auf der Zugspitze dreht dabei der Wind nach Nord, während in Lindenberg bis zum 2. Nachtage der Wind von Ost nach Südost dreht. An den beiden Nachtage divergieren die Luftströmungen und der mit Abkühlung verbundene Südost in Lindenberg kann als Verzweigung der Ostströmung aufgefaßt werden, deren kalter Flügel sich in den Alpen früher und kräftiger fühlbar gemacht hat.

Der Luftdruckgang in beiden Gebieten stellt sich in typischer Weise als Effekt niedriger und hoher Vorgänge dar. Während der Abkühlung in den Alpen fällt hier zunächst der Druck, sowohl in München wie in 3 km, worin sich deutlich der Einfluß eines hohen Druckfallgebietes äußert; vom 1. Vortag zum Tag steigt der Druck in München, während er auf der Zugspitze noch fällt, d. h. in München ist der Effekt des noch vorhandenen, hohen Fallgebietes durch den niedrigen Kaltluft einbruch bereits überkompensiert. Während der zwei Nachtage — Erwärmung in den Alpen — steigt der Druck auf der Zugspitze, während er in München konstant bleibt: Ein hohes Drucksteiggebiet ist für München durch Erwärmung der unteren Schichten kompensiert.

Auch in Lindenberg-Berlin, wo die Druckänderungen jenen in den Alpen fast genau entgegengesetzt verlaufen, läßt sich der große Einfluß hoher Druckgebilde — im Gegensatz zu 2 a — sehr deutlich nachweisen. Solange hier Erwärmung vorhanden ist, nimmt der Druck unter der Einwirkung eines hohen Drucksteiggebietes nicht nur in 3 km zu, sondern auch in Berlin, um dann an den Nachtage bei Abkühlung zu fallen; die hohen Vorgänge bestimmen hier — ungeachtet der niedrig-troposphärischen Vorgänge — das Vorzeichen der Druckänderungen auch noch im Meeresniveau.

Der Eindruck, daß zur Entwicklung derartiger Kaltluft einbrüche hohe Druckänderungsgebiete wesentlich beitragen, verstärkt sich, wenn man die Drucksituationen in Fig. 9 a—e an den fünf Tagen betrachtet. Am 2. Vortage hat man eine im Osten liegende Antizyklone, ohne ausgesprochene Tiefdruckgebiete. Von der Antizyklone geht die im Norden und Süden zunächst gleich temperierte Südostströmung aus. Vom 2. zum 1. Vortage erscheint ein kräftiges Druckfallgebiet im Südwesten (Rom — 3.1 mm), unter dessen Einfluß trotz der bereits im Gange befindlichen Abkühlung der Druck auch noch auf der Zugspitze und selbst in München fällt, während im Norden bei Erwärmung infolge eines hohen Drucksteiggebietes der Druck steigt (Berlin + 0.8 mm, Kopenhagen + 2.5 mm). Die Richtung des Druckgefälles wird nord-südlich und in 3 km ist das Gefälle noch stärker als im Meeresniveau, da die kälteren Luftmassen im Süden liegen. Überall werden nordöstliche Winde häufig oder herrschend und dieses Drehen von SE auf NE hat man der Umkehrung des Druckgefälles und damit ausgesprochen dem Eingreifen der hohen, aus den Vorgängen in der unteren Troposphäre unerklärlichen Druckgebilde zuzuschreiben. Vom 1. Vortage zum Tag fällt der Druck im Süden und auf der Zugspitze noch weiter (Rom — 1.7, Zugspitze — 0.5), während er im Norden noch weiter steigt (Kopenhagen + 1.1 mm)¹⁾. Die hohen Druckgebilde schieben sich dann, wenigstens mit einer Komponente, gegen Süden: An den Nachtage schiebt sich das Steiggebiet über die Alpen nach Italien (Druckanstieg in Rom und auf der Zugspitze), während im Norden (Abkühlung) ein neu zuwanderndes Fallgebiet den Druck erniedrigt, womit das Drehen des Windes in Lindenberg von E auf SE zusammenhängt.

Über die Herkunft der in den Alpen zuströmenden, kalten Luft sagen die Beobachtungen unmittelbar nichts aus. Es ist nicht ohne weiteres verständlich, wie eine Nordostströmung im Norden wärmere, im Süden kältere Luft zuführen kann. Fig. 10 schematisiert eine Möglichkeit. Am 2. Vortage führt Südostwind in Lindenberg und in den Alpen gleich temperierte Luftmassen aus einer niedrigen Antizyklone zu; der Südost führt „Polarluft“, die auf der Rückseite der Antizyklone in höhere Breiten zurückfließt. Bei stationärer Druckverteilung wird der im Süden herrschende Südoststrom allmählich kältere Luft wie im Norden zuführen, wenn die Luft im Gebiete K_2 kälter ist wie jene im Gebiete K_1 . Man kann sich aber auch, gewissen Anschauungen Stüves folgend, vorstellen, daß im Norden mit der Zeit immer wärmere, durch Abgleiten erwärmte Luftmassen zufließen, womit man das Gebiet K_1 , das Ausgangsgebiet dieser Strömung, in die Höhe verlegt. Auf alle Fälle muß man das Auftreten kälterer Luft in den Alpen irgendwie durch derartige Annahmen zu erklären suchen. In Fig. 11 a—c ist dann die Entwicklung schematisiert: a gibt die Ausgangslage mit Südostwind, Hoch im Osten; b zeigt die Umgestaltung durch das Eingreifen des hohen Drucksteiggebietes im Norden, eines hohen Druckfallgebietes im Süden, die zusammen die Südost- in eine Nordostströmung umwandeln, wobei man für

¹⁾ Die Tatsache, daß die Druckänderungen auf der Zugspitze dem Vorzeichen nach in der Regel mit den Druckänderungen in Italien im Meeresniveau übereinstimmen, ist bemerkenswert und schon längere Zeit bekannt, aber noch nicht eingehend untersucht.

den 3. Tag den Nordost in den Alpen als eine im allgemeinen horizontale, höchstens am Gebirge aufsteigende, den Nordost über Lindenberg jedoch als sinkende Strömung aufzufassen hat. Die zwischen Alpen und Lindenberg wohl sicher vorhandene Diskontinuitätsfläche senkt sich zwar gegen Norden, wird aber im Ganzen gegen Süden zurückgeschoben. Erst wenn in den Nachtstunden das hohe Drucksteiggebiet sich ganz nach Süden geschoben hat, während im Norden ein hohes Druckfallgebiet sich entwickelt, kann die Grenzfläche sich nordwärts verschieben, worauf der in Lindenberg einsetzende SE und die Abkühlung hinweisen. Unter allen Umständen sind für die Entwicklung des Falles die Vorgänge in hohen Schichten wichtig; sie bestimmen im wesentlichen auch noch das Druckfeld im Meeresniveau und damit die Verschiebung der verschieden temperierten Luftmassen in der unteren Troposphäre.

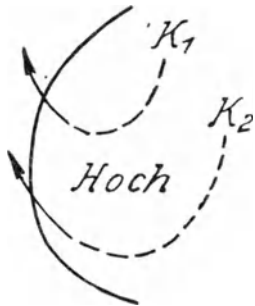


Fig. 10.

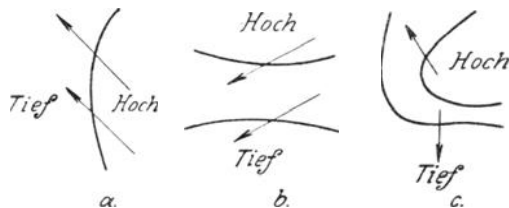


Fig. 11.

Mittelwertfall 1 b (S. 18) hat einen Kälteeinbruch aus Osten geliefert, der die Temperatur im Norden, in Lindenberg stark herabgedrückt und damit den Vorstellungen entsprochen hat, die man sich über Kälteeinbrüche gebildet hat, wobei zu bemerken ist, daß östliche Kältewellen in Mitteleuropa verhältnismäßig selten sind und dann meist das Jugendstadium der Kältewellen repräsentieren. Ein Oststrom wie im eben behandelten Fall, der die Temperatur zunächst nur im Süden herabdrückt, entspricht nicht der landläufigen Vorstellung, kommt aber, wie man sieht, nicht nur ausnahmsweise vor. Er erklärt sich am besten durch die Annahme, daß die Abkühlung durch rückfließende Polarluft auf der Rückseite west-östlich sich verschiebender Kaltluftmassen erfolgt. Eine vorstoßende Kaltluftmasse sucht sich ja allseits auszubreiten, wenn auch an der „warmen Front“, im Gebiete der rückfließenden Polarluft, die Vorgänge nicht so einfach und übersichtlich wie im Gebiete der kalten Front sind. Warme Fronten werden oft stationär und daß ihre Verschiebung außerdem von dem Druckeffekt hoher atmosphärischer Vorgänge oft sehr abhängig wird, scheint Mittelwertfall 2 b anzudeuten.

Ergebnis: Die Behandlung der Fälle, in denen die Alpen in 3 km viel kälter als die freie Atmosphäre über Lindenberg sind, liefert das Ergebnis, daß eine derart extreme Umkehr des normalen Temperaturgefälles in der Regel insofern einer Mischwirkung zuzuschreiben ist, als gleichzeitig mit der Advektion kälterer Luft in den Alpen Zufuhr wärmerer Luft in Lindenberg erfolgt. Die Zufuhr der kalten Luft in den Alpen kann dabei aus Westen oder Osten erfolgen und im allgemeinen ist die Windrichtung in Lindenberg von jener in den Alpen dabei nicht sehr verschieden, immerhin ist in beiden Fällen ein Divergieren der Strömungen zu konstatieren.

Bei den Westfällen (2a) entsteht das große, nord-südliche Temperaturgefälle dadurch, daß eine von Norden nach Süden sich verschiebende Kaltluftmasse mit ihren kältesten Massen die Alpen erst erreicht, wenn Lindenberg von der Kaltluft passiert und bereits in den Bereich einer warmen Strömung geraten ist, die sich dann ebenfalls, der abziehenden Kaltluft nachfolgend, nach Süden, zu den Alpen ausbreitet. Der große Temperaturüberschuß in Lindenberg stellt ein rasch vorübergehendes Entwicklungsstadium dar.

Bei den Ostfällen (2b) führt vermutlich ein Rückstrom von Polarluft, die ihrerseits im Osten in niedrige Breiten herabgestoßen ist, den Alpen als horizontale Strömung kalte Luft zu, während in Lindenberg, wohl unter dem Einflusse absinkender, bzw. abgleitender, rückströmender Luftmassen sich antizyklonale Erwärmung fühlbar macht. Die Umkehr der Temperatur-Gefällsrichtung hält sich längere Zeit.

Während bei den Ostfällen die Entwicklung wesentlich unter der Mitwirkung hoher Druckänderungsgebiete vor sich geht, findet man bei den Westfällen, daß die auftretenden Druckänderungen wesentlich von den niedrig-troposphärischen Vorgängen abhängen. Es ist möglich, daß der Druckeffekt

hoher Vorgänge bei den Westfällen durch die Mittelwertbildung eliminiert worden ist, was aber nur dann eintreten kann, wenn der Effekt solcher Vorgänge von Einzelfall zu Einzelfall sehr variiert und im Mittelwert deshalb unkenntlich wird. Das heißt aber nichts anderes, als daß eine typische, wesentliche Mitwirkung den hohen Vorgängen nicht zukommt, während sie bei den Ostfällen bestimmend für Druckverteilung und Druckänderungen werden. Dieser Unterschied weist vielleicht darauf hin, daß bei westlichen Kälteeinbrüchen die Kaltluftmassen viel höher reichen als bei den östlichen.

Zu erwähnen ist ferner noch, daß sowohl bei den West- wie bei den Ostfällen, die die Temperatur in den Alpen bedeutend unter die Temperatur von Lindenberg herabdrücken, stets ausgeprägte Mittelmeerdepressionen vorhanden sind, während letztere im Druckbilde der Fälle 1a und 1b — Lindenberg um 10^0 kälter als die Alpen — nicht hervortreten. Im Falle 2b ist es geradezu das starke, aus der Höhe stammende Druckfallgebiet im Südwesten, das die bereits rückfließende Polarluft veranlaßt, neuerdings als NE niedrigere Breiten aufzusuchen, allerdings unter Mithilfe eines gleichzeitig im Norden zuwandernden, hohen Drucksteiggebietes.

3. Extreme Umkehrung des normalen Temperaturgefälles zwischen Peißenberg und Lindenberg 1 km.

Da extreme Umkehr des Gefälles gewöhnlich nur in einer der beiden Vergleichshöhen vorhanden ist, werden nunmehr in Kürze die Fälle behandelt, bei denen der Peißenberg um mindestens 5^0 kälter ist als Lindenberg 1 km. Es stehen 41 Einzelfälle zur Verfügung. Eine Untergruppierung ergibt sich wieder nach der Druckdifferenz Zugspitze — Lindenberg 3 km: Im Mittel aller Fälle ist der Druck auf der Zugspitze um 3.1 mm niedriger als in Lindenberg (S. 9). Eine Gruppe erhält man aus 4 Fällen, in denen der Druck auf der Zugspitze höher, demnach ein dem mittleren Druckgefälle entgegengesetzt gerichtetes Gefälle vorhanden ist. Eine zweite extreme Untergruppe bilden 5 Fälle, in denen die Richtung des Druckgefälles dem mittleren entspricht, das Gefälle selbst aber extrem verstärkt ist. Man erhält:

$$\text{Gesamtgruppe: } -\Delta t_1 > 5^0 \left\{ \begin{array}{l} \text{Untergruppe a: } \Delta b > 0 \text{ mm} \\ \text{Untergruppe b: } -\Delta b > 6 \text{ mm} \end{array} \right.$$

a) $-\Delta t_1 > 5^0$; $\Delta b > 0$ mm (4 Fälle.) Der Fall, daß die Alpen in 1 km bei höherem Druck in den Alpen viel kälter als Lindenberg 1 km sind, ist sehr selten¹⁾. Der Tab. 7 ist zu entnehmen, daß ein starkes, gegen Süden gerichtetes Gefälle nur am 3. Tage vorhanden und in 3 km Höhe bereits sehr abgeschwächt ist; an den Vor- und Nachtagen unterscheiden sich die Temperaturen in den Alpen und in Lindenberg nur wenig voneinander. Die große Differenz am 3. Tage kommt durch Abkühlung in den Alpen und durch Erwärmung in Lindenberg zustande, d. h. in je 2 Einzelfällen überwiegt der eine oder andere Faktor sehr bedeutend. Am 1. Nachtag tritt, von Peißenberg abgesehen, überall Abkühlung ein, die in Lindenberg besonders kräftig ist. Alles weist darauf hin, daß die Advektion kälterer Luft von Westen her zunächst im Süden und zwar zunächst in den unteren Schichten erfolgt. Am 1. Nachtag schwillt dann die kalte Luft einerseits in den Alpen bis Zugspitzhöhe empor und breitet sich andererseits auch nach Lindenberg aus, wobei auf der Zugspitze Nordwind weht, während in Lindenberg die vorher westliche Strömung in eine nordwestliche übergeht; in Lindenberg 3 km sinkt gleichzeitig mit der Temperatur die relative Feuchtigkeit sehr kräftig, was als Anzeichen eines kalten, trockenen Polarstromes betrachtet werden kann. Im Ganzen handelt es sich also wohl um den Einbruch einer „kalten Front“, deren Längserstreckung von NW nach SE geht, so daß also bei einer Verschiebung der Front im Ganzen die Alpen von den Kaltluftmassen früher erreicht werden als Lindenberg, woraus sich die wesentlich höhere Temperatur in Lindenberg 1 km am 3. Tage wenigstens zum Teil erklärt. Die Zufuhr kalter Luft macht sich auf dem Peißenberg bereits vom 2. zum 1. Vortag fühlbar und die hohe Temperatur, die man auf dem Peißenberg am 2. Vortag findet (mit Westwind), erscheint in Lindenberg 1 km, ebenfalls mit Westwind, am 3. Tag.

Der Druck nimmt an allen fünf Tagen in beiden Vergleichshöhen gegen Norden ab. Im Meeresniveau ist das Gefälle wesentlich stärker, was am 3. Tage sich ohne weiteres aus der niedrigeren Temperatur der südlichen Luftmasse erklärt. Für die Vor- und Nachtage ist der Druckwert für Lindenberg 3 km sehr unverlässlich; man kann nur das Eine herauslesen, daß das Druckgefälle in 3 km viel kleiner ist.

¹⁾ 9. I. 1911; 15. II. 1911; 16. VII. 1913; 10. XI. 1915.

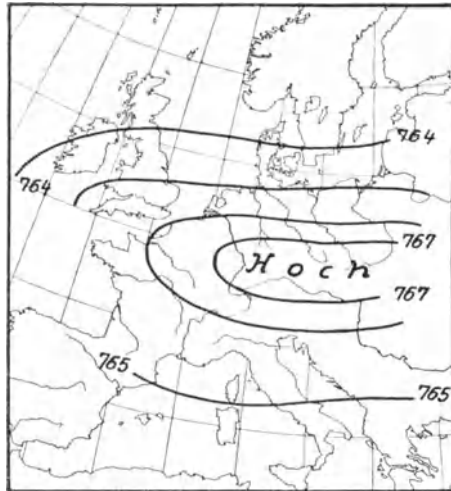
Tab. 7. Peißenberg um 5° kälter als Lindenberg 1 km.

3a) Luftdruck auf Zugspitze höher als in Lindenberg 3 km (4 Fälle).

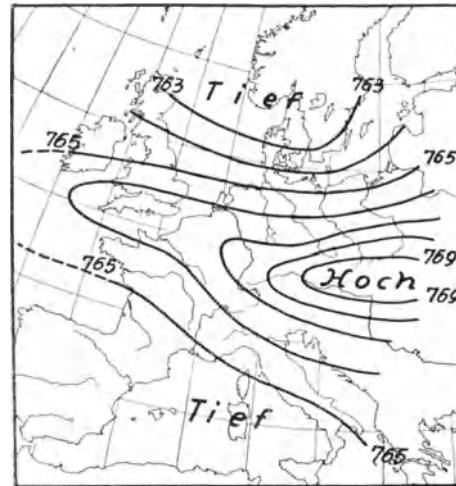
		2. Vortag	1. Vortag	Tag	1. Nachttag	2. Nachttag
Temperatur	Z	- 7.1	- 7.1	- 8.0	- 11.4	- 9.5
	P	+ 4.3	+ 2.5	- 0.4	+ 1.2	+ 2.3
	L ₃	- 8.0	- 7.3	- 6.0	- 10.9	- 9.7
	L ₁	+ 1.8	+ 2.3	+ 4.6	+ 0.2	+ 1.7
Temperaturgefälle	Z-L ₃	+ 0.9	+ 0.2	- 2.0	- 0.5	+ 0.2
	P-L ₁	+ 2.5	+ 0.2	- 5.0	+ 1.0	+ 0.6
Vertikaler Temperaturgradient	Alpen	0.57	0.48	0.38	0.63	0.59
	Lindenberg	0.49	0.48	0.53	0.56	0.57
Relative Feuchtigkeit	Z	87	79	62	91	100
	P	58	78	84	87	70
	L ₃	47	70	74	52	67
	L ₁	75	77	78	87	92
Luftdruck	Z	527.7	27.7	26.5	24.9	25.4
	L ₃	26.9	26.0	25.3	23.0	21.4
	München	767.6	68.6	67.7	66.7	65.1
	Berlin	65.8	65.9	61.8	61.2	57.9
Druckgefälle	Z-L ₃	+ 0.8	+ 0.3	+ 1.2	+ 0.1	+ 4.0
	M-B	+ 1.8	+ 2.7	+ 5.9	+ 5.5	+ 7.2
Vorherrschende Windrichtung	Z	NW	—	N	N	W
	P	W, NE	W	SW	W	W
	L ₃	NW	W	W	NW	W
	L ₁	—	W	W	NW	W

Von dem starken Druckfall, der in Berlin—Lindenberg vom 1. Vortag zum Tag vor sich geht, ist in München nichts zu merken, weil hier der Kaltlufteinbruch in den unteren Schichten entgegenwirkt und weil andererseits der Druck in München an den folgenden Tagen anzeigt, daß der Druckfall sich nur sehr langsam nach Süden ausbreitet. Vom Tag zum 1. Nachttag fällt der Druck in Lindenberg 3 km stark, in Berlin bleibt er fast ungeändert, weil bis zum 1. Nachttag die Kaltluftmassen auch hier einbrechen. Nach erfolgtem Kaltlufteinbruch macht sich dann im Norden der hohe Druckfall sofort auch im Meeresniveau fühlbar.

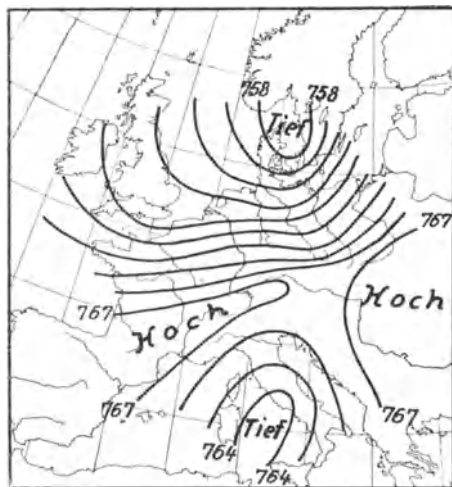
Die mittlere Druckverteilung (Fig. 12 a—e) gibt kein sehr deutliches Bild, da die Mittelbildung über nur 4 Fälle vermutlich noch individuelle Züge eines oder mehrerer Einzelfälle nicht unterdrückt. Aus einer antizyklonalen Lage am 2. Vortage, mit der nur die niedrige Feuchtigkeit in Lindenberg 3 km im Einklang steht, entwickelt sich bis zum 3. Tag eine Wetterlage, in der vermutlich durch Einwirkung eines einzigen, hohen Druckfallgebietes Depressionen in Nord- und Südeuropa entstehen, während einerseits das ursprüngliche Hochdruckgebiet nach Osten zurückgewichen ist und andererseits von Westen her sich ein Keil hohen Druckes an die Nordseite der Alpen vorschiebt (Kaltlufteinbruch in den Alpen). Am 1. Nachttag — Kaltlufteinbruch auch in Lindenberg — hat man eine für Kälteeinbrüche aus NW sehr charakteristische Druckverteilung, während am 2. Nachttag unter dem Einflusse eines neuen (?) Druckfallgebietes sich das nördliche Minimum vertieft hat und kräftiger Druckfall in Westeuropa eingetreten ist. Über eine typische Verbindung hoher und niedriger Druckänderungsgebiete läßt sich jedoch weder aus den Luftdruckwerten noch aus den Drucksituationen etwas herauslesen. Zwei von den 4 Einzelfällen, die zur Mittelbildung verwendet worden sind, entsprechen insofern sicher dem Mittelwertsfalle, als ein aus NW—W erfolgender Kälteeinbruch die Alpen früher erreicht als Lindenberg, was aber — man vgl. Mittelwertsfall 1a (Fig. 2 a—e) — als Ausnahme zu betrachten ist. In der Regel tritt die Abkühlung früher im Norden ein und verstärkt dann das normale Temperaturgefälle in extremer Weise. Bei äußerlich sehr ähnlichem Isobarenverlauf unterscheidet sich der Mittelwertsfall 1a sehr wesentlich von dem eben behandelten dadurch, daß bei ersterem das süd-nördliche Druckgefälle in 3 km viel größer ist als im Meeresniveau. Ein Unterschied liegt auch darin, daß dann, wenn die kalte Luft zuerst oder nur im Norden einbricht, das nördliche Minimum sich rasch ausfüllt bzw. nach Osten abzieht.



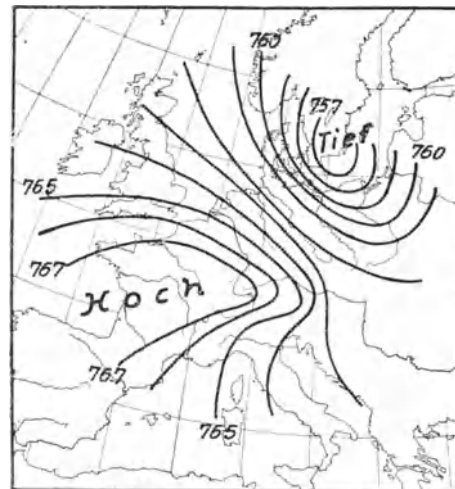
a) 2. Vortag



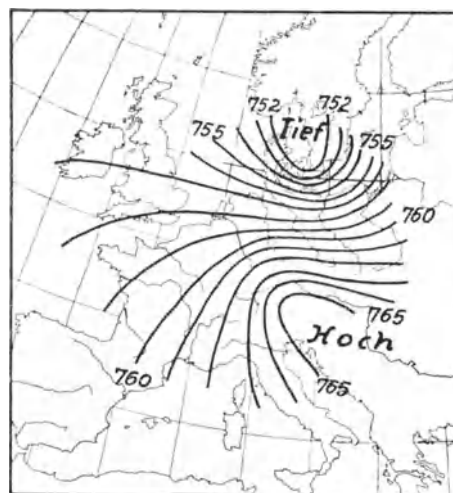
b) 1. Vortag



c) Tag



d) 1. Nacht



e) 2. Nacht

Fig. 12. Temperatur auf dem Peißenberg am 3. Tage (c) um mehr als 5° niedriger als in Lindenberg 1 km;
 Druck auf der Zugspitze am 3. Tage (c) höher als in Lindenberg 3 km.

b) $-\Delta t_1 > 5^{\circ}$; $-\Delta b > 6 \text{ mm}$ (5 Fälle). Fast in allen Fällen, in denen der Peißenberg wesentlich kälter als Lindenberg 1 km ist, ist in 3 km ein von Lindenberg gegen die Alpen gerichtetes Druckgefälle vorhanden. Die fünf Fälle¹⁾, in denen diese Druckdifferenz in 3 km größer als 6 mm ist, wurden zu einem Mittelwertfall vereinigt, der die charakteristischen Erscheinungen dieses häufigen Falles repräsentiert.

Nach dem Temperaturgange (Tab. 8) ist bereits am 2. Vortage ein Kälteeinbruch aus Osten im Gange, der regulär Lindenberg zuerst erreicht hat, in den Alpen 3 km aber erst am 1. Vortage fühlbar

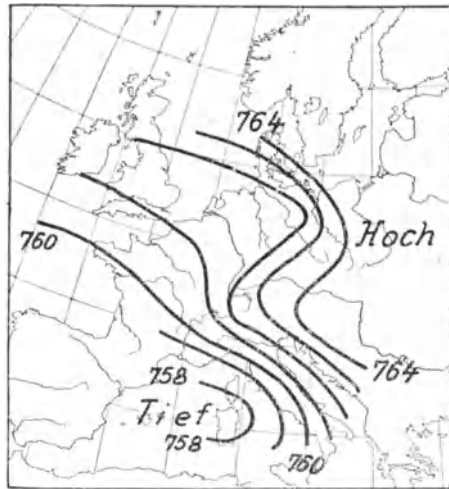
Tab. 8. Peißenberg um 5° kälter als Lindenberg 1 km.

3b) Luftdruck auf Zugspitze niedriger als in Lindenberg 3 km (5 Fälle).

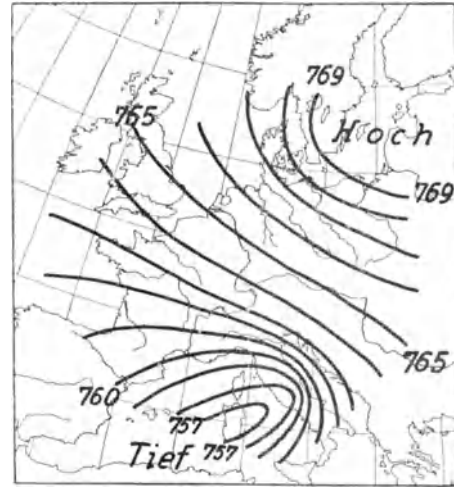
		2. Vortag	1. Vortag	Tag	1. Nachttag	2. Nachttag
Temperatur	Z	- 8.2	-11.2	-10.2	- 9.3	- 9.1
	P	- 1.0	- 2.5	- 4.9	- 4.0	+ 0.2
	L ₃	-10.0	-10.9	- 6.6	- 5.2	- 6.3
	L ₁	+ 0.8	- 1.3	+ 1.2	+ 1.6	+ 3.4
Temperaturgefälle	Z-L ₃	+ 1.8	- 0.3	- 3.6	- 4.1	- 2.8
	P-L ₁	- 1.8	- 1.2	- 6.1	- 5.6	- 3.2
Vertikaler Temperaturgradient	Alpen	0.36	0.44	0.27	0.27	0.47
	Lindenberg	0.54	0.48	0.39	0.34	0.49
Relative Feuchtigkeit	Z	87	90	91	73	85
	P	90	98	100	96	75
	L ₃	67	(53)	61	28	54
	L ₁	64	79	70	64	71
Luftdruck	Z	522.7	21.1	21.7	23.3	25.6
	L ₃	23.1	25.4	28.0	29.7	28.6
	München	763.3	64.2	65.1	65.7	67.6
	Berlin	61.6	66.8	69.4	68.7	68.0
Druckgefälle	Z-L ₃	- 0.4	- 4.3	- 6.3	- 6.4	- 3.0
	M-B	+ 1.7	- 2.4	- 4.3	- 3.0	- 0.4
Vorherrschende Windrichtung	Z	W	E	E	E	—
	P	(W)	E	NE	E	—
	L ₃	E, NE	NE	E	E	—
	L ₁	(E)	E	E	E	—

wird, wobei auch in den Alpen Ostwind eintritt. Am 1. Vortag gleiche Temperatur in den Alpen und in Lindenberg. Am 3. Tag macht sich in Lindenberg in beiden Höhen Erwärmung geltend, die wohl als antizyklonal zu deuten ist, da bis zum 1. Nachttag die relative Feuchtigkeit in 3 km ungewöhnlich niedrig wird. Von dieser Erwärmung zeigt sich in den Alpen, wo die kalte Luft später eingetroffen ist, noch keine Spur. In 3 km bleibt die Temperatur konstant niedrig und in 1 km sinkt sie am 3. Tag sogar erst auf ihren tiefsten Stand, was — der Peißenberg ist eine Gipfelstation — nicht nur als Ausstrahlungseffekt betrachtet werden kann. Das auch noch in 3 km beträchtliche, nord-südliche Temperaturgefälle kommt also dadurch zustande, daß die Kaltluftmassen die Alpen später erreichen, bzw. daß Lindenberg am 3. Tag bereits in den antizyklonalen, wärmeren Flügel des Oststromes geraten ist. Während der Einbruch der kalten Luft durch Verschieben einer von Norden nach Süden (NE nach SW) sich senkenden Grenzfläche (kalte Front) bewirkt wird, hat man auf der Rückseite der Kaltluftmasse am 3. Tage sicherlich eine von Süden nach Norden sich senkende Fläche (warme Front), längs der innerhalb des Oststromes auch ein Abgleiten stattfindet. Das große, nord-südliche Temperaturgefälle ist innerhalb eines der Richtung nach einheitlichen Oststromes zur Entwicklung gekommen. Bemerkenswerter Weise hält sich das anormale Temperaturgefälle auch noch an den zwei Nachttagen, d. h. die Alpen bleiben kälter als Lindenberg; in 1 km tritt in den Alpen allerdings vom 1. zum 2. Nachttag beträchtliche Erwärmung ein, ohne daß die Temperatur von Lindenberg erreicht würde. Ein deutliches Übergreifen antizyklonaler Vorgänge auf die Alpen ist aus den Daten nicht herauszulesen, obwohl die vertikalen Temperaturgradienten am Tag und 1. Nachttag in den Alpen sehr klein sind.

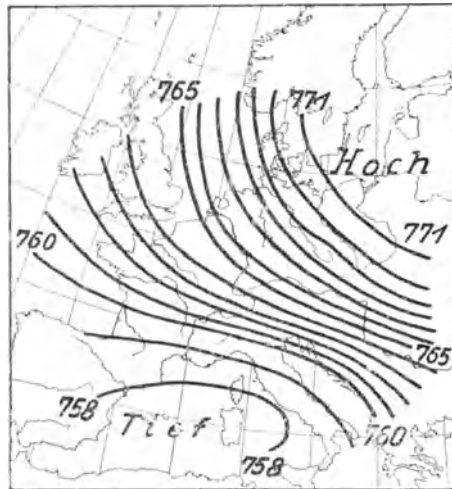
¹⁾ 23. IX. 1911; 18. II. 1913; 27. IX. 1913; 19. XII. 1913; 19. I. 1914. — Da in der weitaus überwiegenden Zahl aller Fälle, bei denen $-\Delta t_1 > 5^{\circ}$ sind, die kalte Luft aus Osten, bzw. Nordosten stammt, sind sommerliche Fälle höchst selten.



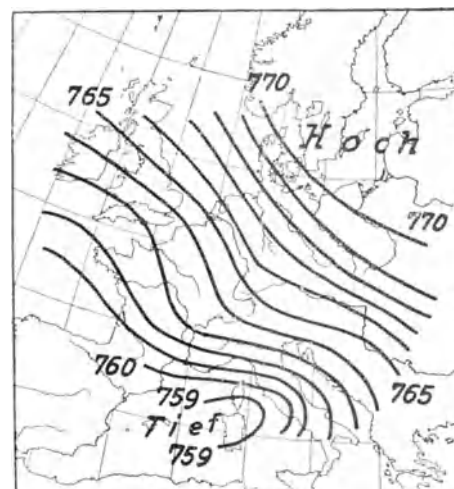
a) 2. Vortag



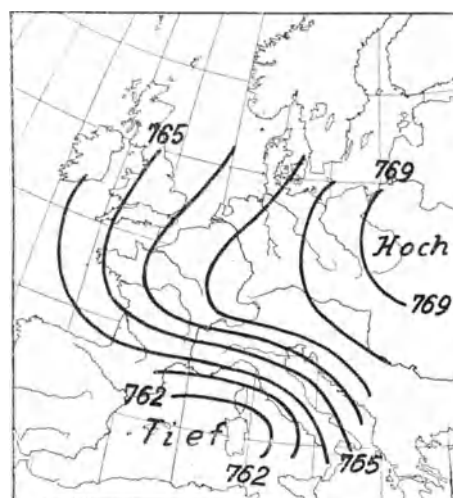
b) 1. Vortag



c) Tag



d) 1. Nachttag



e) 2. Nachttag

Fig. 13. Peißenberg am 3. Tage (c) um mehr als 5° kälter als Lindenberg 1 km;
 Druck auf der Zugspitze am 3. Tage (e) niedriger als in Lindenberg 3 km.

Das Druckgefälle ist fast durchaus von Norden nach Süden gerichtet und wird mit der Höhe stärker, da die kälteren Massen im Süden liegen. In Berlin—Lindenberg steigt der Druck im Meeresniveau bis zum 3. Tag, in 3 km bis zum 4. Tag. Der Druckanstieg beträgt in Berlin 7.8 mm, in Lindenberg 3 km 6.6 mm. Ein Vergleich mit dem Temperaturgang zeigt aber sofort, daß dieser Druckanstieg nur zum geringsten Teil auf den niedrig-troposphärischen Kälteeinbruch aus Osten zurückzuführen ist. Vom 2. zum 1. Vortag ändert sich die Temperatur bis 3 km hinauf fast nicht, vom 1. Vortag zum Tag steigt sie bedeutend; der Druckanstieg, in 3 km vom 2. zum 3. Tag kräftiger als im Meeresniveau, zeigt an, daß es sich um ein hohes Drucksteiggebiet handelt; die druckerhöhende Wirkung des letzteren dauert in 3 km bis zum 1. Nachttag.

In den Alpen fällt in 3 km trotz des Kälteeinbruches der Druck: Wirkung eines hohen Fallgebietes, dessen Druckeffekt für München bereits überkompensiert ist. Vom 3. Tag an zeigt sich dann auch auf der Zugspitze Druckanstieg, bei gleichen oder sich erhöhenden Temperaturen — ein Anzeichen, daß sich das hohe Steiggebiet von Lindenberg aus bis zu den Alpen hin fühlbar macht, allerdings ohne die in Lindenberg auftretenden antizyklonalen Begleiterscheinungen. Der Ausdehnung des hohen Steiggebietes nach Süden hin, das am 2. Nachttag im Norden einem hohen Fallgebiet Platz macht, ist die Abschwächung der Gradienten am 2. Nachttag der Hauptsache nach zuzuschreiben.

Die Luftdruckverteilung (Fig. 13 a—e) ist charakterisiert durch ein Hochdruckgebiet im Nordosten und eine tiefe Depression im westlichen Mittelmeere. Die Existenz des letzteren, das sich bis zum 1. Vortag noch etwas vertieft (Druckfall auf der Zugspitze), scheint die Entwicklung wesentlich zu bestimmen. Bei den östlichen KälteWellen (Mittelwertfall 1b, Fig. 5 a—e), bei denen Lindenberg durchwegs viel kälter bleibt als die Alpen und in denen sich die kalte Luft nicht bis zu den Alpen ausbreitet, hat man bei ähnlicher Lage des Hochdruckgebietes ebenfalls im Norden die Entwicklung eines hohen Steiggebietes; aber das Minimum liegt nicht im Mittelmeer, sondern im Westen. In der Höhe fehlt ein starkes, nord-südliches Druckgefälle und die kalte Luft breitet sich nach Süden nicht aus. In allen Fällen, in denen die Alpen kälter werden als Lindenberg oder die Zufuhr kalter Luft sich auf den Süden beschränkt, wirken Mittelmeerdepressionen mit. Faßt man letztere — wofür es viele Anzeichen gibt — wesentlich als Erzeugnisse hoher Druckfallgebiete auf, so ergibt sich der Schluß, daß die Gruppierung und Ausbreitung verschieden temperierter Luftströmungen in der unteren Troposphäre wesentlich durch die Lage und Verschiebung der hohen Druckänderungsgebiete bedingt ist. Neigt man dieser Betrachtungsweise, deren formaler Nutzen unbestreitbar, deren Begründung noch sehr mangelhaft ist, zu, so erkennt man z. B. in Fig. 13 d und e deutlich, wie sich die Mittelmeerdepression durch das aus höheren Breiten zugewanderte Drucksteiggebiet ausfüllt, während im Norden sich bereits im Isobarenverlauf das Herannahen des hohen Fallgebietes andeutet, das vom 1. zum 2. Nachttag den Druck in Lindenberg 3 km erniedrigt. Zum Gesamtbetrag der Druckänderungen im Meeresniveau liefert der Wechsel verschieden temperierter Luftströme in der unteren Atmosphäre im Durchschnitt vermutlich nur einen geringen Beitrag.

Ergebnis: Die Mittelwertbildung über Fälle, in deren Verlaufe der Peißenberg um 5° kälter als Lindenberg 1 km wird, bestätigt das Ergebnis aus Abschnitt 2 ($-\Delta t_3 > 5^\circ$), d. h. die kalte Luft kann aus Westen oder Osten stammen. Bei Kälteeinbrüchen aus Westen kommt es, anscheinend recht selten, vor, daß die kalte Front von NW nach SE verläuft, also die Alpen früher erreicht als Lindenberg, so daß sich bis zum Eintreffen der Front auch in Lindenberg — also meist nur während kurzer Zeit — ein starkes, nord-südliches Temperaturgefälle ergibt.

Viel häufiger ist der zuletzt behandelte Fall, daß bei Zufuhr kalter Luft aus Osten die Kaltluftmasse Lindenberg zwar früher erreicht, daß aber dann in Lindenberg bereits antizyklonale Erwärmung eintritt, während der Kaltluftstrom die Alpen noch beherrscht, so daß sich ebenfalls ein starkes und in diesem Falle auch länger dauerndes, nord-südliches Temperaturgefälle ergibt.

Es ergibt sich wieder die bereits in Abschnitt 2 erwähnte Tatsache, daß bei Kälteeinbrüchen aus Osten der Druckverlauf viel mehr durch den Druckeffekt hoher Vorgänge beeinflusst wird als bei den Kälteeinbrüchen aus NW oder W. Das kann möglicherweise, wie früher erwähnt, damit zusammenhängen, daß die Kaltluftmassen westlicher Einbrüche durchschnittlich viel höher reichen. Es ist aber auch möglich und scheint mir wahrscheinlich, daß bei Kälteeinbrüchen aus Westen das Vorzeichen der gleichzeitigen hohen und niedrigen Druckänderungen öfters übereinstimmt als es bei östlichen Einbrüchen der Fall ist. Beobachtet man bei einer Drucksteigerung im Meeresniveau gleichzeitig Abkühlung bis in große Höhe hinauf, so ist man sehr geneigt, den ganzen Druckanstieg dem niedrig-troposphärischen

Kälteeinbruch zuzuschreiben, obwohl zu dem Druckanstieg auch hohe Vorgänge beigetragen haben; letztere bleiben in diesem Falle auch qualitativ unbekannt und dieser Fall scheint bei Kälteeinbrüchen aus Westen verhältnismäßig häufig zu sein. Hingegen wird der maßgebende Einfluß der Vorgänge in hohen Schichten qualitativ sehr deutlich bei den östlichen Kaltluftinvasionen. Es wird notwendig sein, diesen Punkt durch Untersuchung von Einzelfällen zu klären, was in Aussicht genommen ist.

Übersicht.

Eine Untersuchung zahlreicher Fälle, in denen die Temperaturdifferenz zwischen Alpen und Lindenberg in 1000 m und 3000 m extrem groß wird oder in denen ein von Norden gegen Süden, also von Lindenberg gegen die Alpen gerichtetes Gefälle großen Betrages sich entwickelt hat, führt zu dem Ergebnis, daß im allgemeinen weder die extreme Verstärkung des Gefälles, noch die Umkehrung des Gefälles durch Luftströmungen sehr verschiedener Richtung erzeugt werden. Die großen, horizontalen Temperaturunterschiede sind vielmehr in der Regel innerhalb eines Luftstromes entwickelt, der seiner Richtung nach im Großen und Ganzen als einheitlich zu betrachten ist. Wird z. B. Lindenberg viel kälter als die Alpen, so ist die naheliegende Annahme, daß in Lindenberg eine nördliche Strömung eingesetzt hätte, während in den Alpen noch eine südliche Strömung herrschend sei, nach dem Ergebnis der Untersuchung für die Mehrzahl der Fälle abzulehnen, da in beiden Gebieten gleichzeitig in der Regel eine Nordwestströmung vorhanden ist.

Über die Herkunft der verschieden temperierten Luftmassen, die sich in Mitteleuropa im allgemeinen bereits zu einem der Richtung nach einheitlichen Luftstrom zusammengesetzt haben, sagt die Untersuchung unmittelbar nichts aus, aber man muß wohl annehmen, daß die Ausgangsgebiete der vereinigten Stromzweige sehr verschieden sind. Ebenso erstreckte sich die Untersuchung nicht auf die Feststellung, ob zwischen den verschieden temperierten Luftmassen Grenzflächen entwickelt seien. Die Existenz letzterer wurde vielmehr, immer den Vorstellungen von Margules und V. Bjerknes folgend, vorausgesetzt.

Im Einzelnen ergab sich, daß eine extreme Verstärkung des normalen Temperaturgefälles zwischen Alpen und Lindenberg sowohl durch westliche wie durch östliche Strömungen erzeugt werden kann und im allgemeinen durch Zufuhr kälterer Luft im Norden, nicht aber durch Zufuhr wärmerer Luft im Süden erzeugt wird. Der Kälteeinbruch vollzieht sich zuerst im Norden; bei den Einbrüchen von Westen her breitet sich die kalte Luft in der Regel, bei den östlichen hingegen nur selten bis zu den Alpen (3 km) aus; in letzterem Falle bleibt die Windrichtung auf der Zugspitze NW — der einzige Fall, in dem die verschieden temperierten Luftströme entgegengesetzte Richtung haben. Je nachdem, ob die Zufuhr kalter Luft aus Westen oder Osten erfolgt, ergibt sich natürlich eine ganz andere Druckverteilung; ausgeprägte Mittelmeerdepressionen fehlen.

Depressionen über dem Mittelmeer spielen hingegen eine große Rolle dann, wenn die Alpen wesentlich kälter werden als Lindenberg. Auch in diesem Falle kann die Zufuhr kalter Luft aus Westen oder Osten erfolgen; aber zur Erzeugung des starken, nord-südlichen Temperaturgefälles trägt in der Regel auch Zufuhr wärmerer Luft in Lindenberg bei. Die Diskontinuitätsflächen senken sich in diesem Falle von Süden gegen Norden. Am häufigsten scheint Lindenberg dann wesentlich wärmer als die Alpen zu werden, wenn eine in niedrigere Breiten sich verlagernde Kaltluftmasse Lindenberg bereits passiert hat, während sie die Alpen eben erst erreicht oder gerade überflutet. In diesem Falle kann das nord-südliche Temperaturgefälle während mehrerer Tage vorhanden sein, während es rasch verschwindet, wenn eine von Westen einbrechende Kaltluftmasse die Alpen früher erreicht als Lindenberg (Verlauf einer kalten Front von NW nach SE).

Die Druckverteilung im Meeresniveau ist, abgesehen von der Existenz von Mittelmeerdepressionen, bei Kälteeinbrüchen aus Westen sehr ähnlich, ohne Rücksicht darauf, ob das normale Temperaturgefälle extrem verstärkt wird oder ob das Gefälle sich umkehrt. In 3 km muß aber je nach der Richtung des Temperaturgefälles schon ein wesentlich anderes Druckbild vorhanden sein, da ja die sehr kräftigen, horizontalen Temperaturunterschiede in hochreichenden Luftmassen wirksam sind und da in der jeweils kälteren Masse der Druck mit wachsender Höhe viel rascher abnimmt als in der wärmeren Masse.

Stellt man sich auch, soweit die Vorgänge in den unteren Schichten der Atmosphäre (Troposphäre) in Betracht kommen, ganz auf die von Bjerknes und seiner Schule formulierten Anschauungen ein, die ja vielfach mit den schon früher von den österreichischen Meteorologen seit Margules gewonnenen Ergebnissen übereinstimmen, so ergeben sich doch bezüglich der Wichtigkeit, die dem Druckeffekt hoch-atmosphärischer, vermutlich stratosphärischer Vorgänge zukommt, früher geäußerte Bedenken von neuem und verstärkt. Die Druckverteilung und die Druckänderungen, die wir im Meeresniveau beobachten, sind außerordentlich häufig aus den Vorgängen in der unteren Troposphäre nicht zu erklären und es gewinnt immer mehr den Anschein, als ob auch die Druckverteilung im Meeresniveau hauptsächlich durch Vorgänge in hohen Schichten und ihren Druckeffekt bestimmt sei. Dabei ist zu beachten, daß die vorliegende Untersuchung sich ausschließlich auf Fälle bezieht, die durch große Temperaturunterschiede in hochreichenden Massen charakterisiert sind; man müßte deshalb erwarten, daß die Verschiebung dieser Massen wenigstens, das Vorzeichen der Druckänderungen im Meeresniveau bestimmen sollte, was aber durchaus nicht als Regel zu betrachten ist. Die Tatsache aber, daß in dem Mittelwertergebnis der Einfluß hoher Vorgänge sich noch so kräftig äußert, muß man andererseits als Anzeichen auffassen, daß diese hohen Vorgänge nicht etwa in einer regellos-zufälligen Beziehung zu den Vorgängen in der unteren Troposphäre stehen; wäre letzteres der Fall, so wäre es verwunderlich, daß der Druckeffekt der hohen Vorgänge durch die Mittelwertbildung nicht unterdrückt worden wäre.

Von wesentlicher Bedeutung aber scheint mir eine Folgerung zu sein: Wenn zwei Luftströme verschiedener Temperatur nebeneinander strömen, so kann bei einer bestimmten Temperatur- und Geschwindigkeitsverteilung der Zustand stationär sein. Untersucht man nun die Bedingungen, unter denen es zu einer Störung des stationären Zustandes kommt, so ist man gewöhnt, nur Änderungen der Temperatur- und Geschwindigkeitsverteilung in beiden Strömen selbst zu betrachten. Man hat aber zu berücksichtigen, daß der stationäre Zustand auch dadurch gestört werden kann, daß bei ungeänderten Verhältnissen in beiden Strömungen unter dem Einflusse hoher, beweglicher Druckgebilde sich die Druckverteilung ändert. Betrachtet man z. B. den Fall, daß zwei Strömungen verschiedener Dichte stationär neben einander liegen und fließt die kalte Luft aus Ost, die warme aus West (Fig. 14), so besteht in beiden Massen ein Druckgefälle gegen die Trennungsfäche. Gehen nun in der Höhe über beiden Strömungen Veränderungen vor sich, die den Druck ändern und damit auch das Druckgefälle in beiden Strömungen, so wird der stationäre Zustand gestört, ohne daß die Ursachen in Vorgängen innerhalb der beiden Strömungen gefunden werden könnten. Fällt z. B. in der Höhe über der kalten Masse der Druck, während er über der warmen steigt, so wird die kalte Luft zurückgedrängt. Steigt hingegen über der kalten Luftmasse der Druck und breitet sich die kalte Luftmasse in das warme Gebiet hinein aus, so liegt natürlich die Versuchung sehr nahe, den Druckanstieg, der den Kälteeinbruch begleitet, zur Gänze dem letzteren zuzuschreiben.

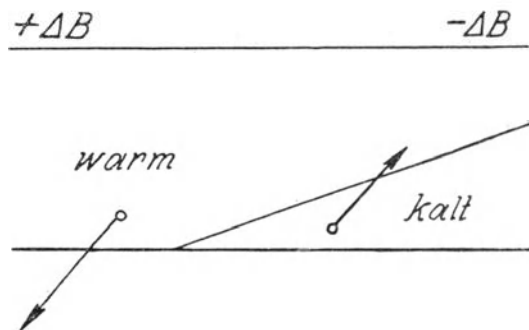


Fig. 14.

Andererseits ist es sehr wohl möglich, daß eine kalte Luftmasse, die sich in Ausbreitung befindet, durch die Wirksamkeit eines hohen Vorganges zurückgehalten wird. Da aber in einem solchem Falle die Gradientgröße sich ändert, so muß man allerdings vermuten, daß sich dann in den beiden Massen auch eine Windverteilung herstellt, die in Verbindung mit der Temperaturverteilung den Bedingungen eines stationären Zustandes genügt. Ob aber z. B. eine kalte Masse in das warme Gebiet sich ausbreitet oder ob sie umgekehrt zurückgedrängt wird, das, glaube ich, wird fast immer durch den Druckeffekt hochatmosphärischer Vorgänge bestimmt. Die Annäherung eines hohen Druckfallgebietes kann einen Kältevorstoß zur Auslösung bringen, während ein hohes Drucksteiggebiet in Ausbreitung befindliche Kaltluft aufhalten, bzw. in eine ganz andere Richtung drängen kann. Unter dem Einflusse einer bestimmten, durch Vorgänge in hohen Schichten erzeugten Druckverteilung können sich auch in einem Gebiete immer größere Massen kalter Luft ansammeln, bzw. ein gewaltiges Reservoir potentieller Energie sich ansammeln, das sich erst dann entleert und in die lebendige Kraft vorstoßender kalter Luftmassen umwandelt, wenn die allgemeine Druckverteilung unter dem Einflusse hoher Vorgänge sich ändert.

Wenn eine Gränzfläche stationär bleibt, wird immer die Betrachtung von Margules Anwendung finden. Aber man darf nicht vergessen, daß die der Windverteilung in beiden Massen zu Grunde liegende Druckverteilung nicht von den Dichteverhältnissen der beiden betrachteten Massen allein abhängig ist, sondern in vielen Fällen wesentlich durch Vorgänge in Höhen bestimmt sein wird, bis zu denen weder die kalte noch die warme Masse sich erstrecken. Wenn man z. B. in Fig. 14 annimmt, daß auch innerhalb der warmen Masse ein Druckgefälle gegen die Gränzfläche besteht, so wird man dieses Gefälle im allgemeinen aus der Temperaturverteilung innerhalb der warmen Westströmung nicht erklären können. Noch auffälliger wird die Unabhängigkeit des Druckgefälles von der Temperaturverteilung innerhalb beider Strömungen, wenn beide sich in gleicher Richtung bewegen (Fig. 15).

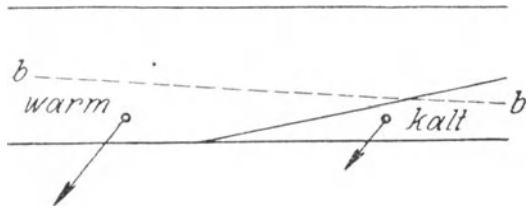


Fig. 15.

Strömt die Luft dabei von Westen nach Osten, so muß in beiden Strömen ein gegen Nord gerichtetes Druckgefälle vorhanden sein, das in der Figur durch die Isobare *b—b* angedeutet ist. Soweit die beiden Strömungen für sich allein betrachtet werden, würde aber aus der Temperaturverteilung ein gegen Süden gerichtetes Druckgefälle resultieren. Die tatsächliche, z. B. in Mittelwertfall 1a (S. 16) realisierte Druckverteilung, kann infolgedessen nur aus dem dominierenden Einfluß druckbeeinflussender Vorgänge in größeren Höhen erklärt werden.

Es ist vielleicht nicht ganz überflüssig, darauf hinzuweisen, daß die von Helmholtz und Margules entwickelte Formel für stationären Zustand einer Diskontinuitätsfläche nicht das Mindeste darüber aussagt, wie die der Windverteilung entsprechenden Druckgradienten nach Größe und Richtung zu Stande kommen. In dem erwähnten Beispiel ist die Druckverteilung bestimmt kein Ergebnis der Massenverteilung in den beiden betrachteten Strömungen. So wird man auch bei Diskussion der Frage, durch was für Umstände ein stationärer Zustand zerstört oder hergestellt wird, den Vorgängen in hohen Schichten der Atmosphäre eine außerordentlich große Wichtigkeit beizumessen haben.

Nachdem ich im Jahre 1919 die hohen Vorgänge vermutlich stratosphärischer Herkunft als „primär“ von den wesentlich niedrig-troposphärischen „sekundären“ Vorgängen unterschieden habe, haben sich eine Reihe von Meteorologen mit den druckändernden Vorgängen in großen Höhen beschäftigt, wobei ich vor allem auf die Untersuchungen von A. Schmauss über die Äquatorialfront hinweise. Obwohl ich von vornherein den Ausdruck „primär“ nicht genetisch verstanden wissen wollte, wurde mehrfach betont, daß die „sekundären“ Vorgänge sehr wohl als Ursache der „primären“ aufgefaßt werden könnten, daß also genetisch die Vorgänge in der Troposphäre ausschlaggebend seien. Dazu ist folgendes zu bemerken: Selbstverständlich sind alle atmosphärischen Vorgänge, die durch Wärmezufuhr eingeleitet werden, niedrig troposphärischer Herkunft, da ja die Erdoberfläche selbst die ausschlaggebende Heizfläche ist. Vorgänge hingegen, die durch Wärmeentzug eingeleitet werden, sind ursächlich keineswegs an die Erdoberfläche gebunden. Obwohl die Heizung von der Erdoberfläche ausgeht, erstreckt sich ihre Wirkung bis in sehr große Höhen und wenn die Stratosphäre in den Tropen am höchsten liegt und wir in den Tropen eine außerordentlich tiefe Stratosphärentemperatur treffen, so ist das wohl als Effekt besonders starker Heizung aufzufassen. Andererseits werden durch Ausstrahlung erkaltende Luftmassen sich in der untersten Troposphäre ansammeln, obwohl die Ausstrahlung kein an die Erdoberfläche gebundener Prozeß ist. Als „primär“ möchte ich nun alle stratosphärischen Vorgänge bezeichnen, die wesentlich von der Heizwirkung in niedrigen Breiten abhängen und die Schmauss unter dem Begriff „Äquatoriales System“ zusammenfaßt. Als „sekundär“ hingegen alle troposphärischen Vorgänge, die sich an der „Polarfront“ abspielen. Ich neige immer mehr zu der Auffassung, daß die stratosphärischen Vorgänge auch genetisch die Bezeichnung „primär“ insofern verdienen, als die Deformationen der Polarfront vermutlich durch „hohe“ Druckgebiete, durch „hohe“ Fall- und Steiggebiete des Luftdruckes verursacht werden. Die letzten Ursachen dieser hohen Steig- und Fallgebiete wird man aber immer an der Erdoberfläche und zwar dort zu vermuten haben, wo die stärkste Heizwirkung vorhanden ist. Andererseits werden die „sekundären“ Druckänderungen immer als Verschiebungen der Polarfront zu deuten sein. Was sich aber in der Druckverteilung an der Erdoberfläche als „Zyklone“, als „Depression“ darstellt, ist eben eine Verbindung primärer und sekundärer Druckgebilde.