

zn 68002  
Deutscher Wetterdienst in der US-Zone

Zentralamt Bad Kissingen  
Leiter: Prof. Dr. Ludwig Weickmann

---

230378

**Berichte**  
des  
**Deutschen Wetterdienstes**  
in der US-Zone

Nr. 24

**Kaltfronten und Gewitter**

Von Dr. H. Faust, Kissingen

- A) Über Kaltfronten und ihre Einteilung
- B) Über Entstehung und Energiequelle der Gewitterböen
- C) Statistische Untersuchungen an Gewittern im frontfreien Raum

Bad Kissingen, 1951

I 711

zn 68002  
Deutscher Wetterdienst in der US-Zone

Zentralamt Bad Kissingen  
Leiter: Prof. Dr. Ludwig Weickmann

---

230378

# Berichte

des

## Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone

Nr. 24

# Kaltfronten und Gewitter

Von Dr. H. Faust, Kissingen

- A) Über Kaltfronten und ihre Einteilung
- B) Über Entstehung und Energiequelle der Gewitterböen
- C) Statistische Untersuchungen an Gewittern im frontfreien Raum

Bad Kissingen, 1951

I 711

A. Über Kaltfronten und ihre Einteilung

	Seite
<b>Allgemeines über Kaltfronten</b>	
I. Einleitung . . . . .	3
II. Beobachtungsmaterial . . . . .	4
III. Die Form des Kaltluftvorstoßes . . . . .	5
IV. Stabile und labile Kaltfronten . . . . .	6
V. Weitere Erscheinungen beim Kaltfrontdurchgang . . . . .	7
VI. Das Bodendruckfeld im Bereich aktiver Kaltfronten . . . . .	7
VII. Die weiteren Auswirkungen der erzeugten Druckeffekte . . . . .	8
VIII. Die Beurteilung der aerologischen Messungen in der Warm- und Kaltluft hinsichtlich der Fronterscheinungen . . . . .	11
<b>Einteilung der Kaltfronten</b>	
IX. Der rein stabile und der rein labile Typ der aktiven Kaltfront . . . . .	12
X. Der Haupttyp der aktiven Kaltfront . . . . .	15
XI. Sonderformen der aktiven Kaltfront . . . . .	17
XII. Die passiven Kaltfronten . . . . .	19
<b>Überblick</b>	
XIII. Zusammenstellung der wichtigsten Kaltfronttypen . . . . .	21
XIV. Symbolik der Kaltfronttypen . . . . .	22

B. Über Entstehung und Energiequelle der Gewitterböen

I. Einleitung . . . . .	25
II. Bisherige Erklärungsversuche . . . . .	25
III. Beobachtungstatsachen . . . . .	26
IV. Vergleich der verschiedenen Böentheorien mit den Beobachtungsergebnissen . . . . .	28
V. Neuer Versuch zur Erklärung der Spitzenbö . . . . .	28
1. Die Bildung des Kaltluftkörpers in der Höhe	
2. Das plötzliche Abstürzen des Kaltluftkörpers	
3. Die Richtung des Kaltluftabsturzes	
4. Die Bildung der Böenwalze	
5. Das Voreilen der Böenwalze. Der Starkregen	
VI. Vergleich der entwickelten Theorie mit den Beobachtungstatsachen . . . . .	35
VII. Die Strömungsverhältnisse in der Gewitterwolke . . . . .	40

C. Statistische Untersuchungen an Gewittern im frontfreien Raum

I. Einleitung und Problemstellung . . . . .	43
II. Die Auswahl des Materials . . . . .	44
III. Gewitterhäufigkeit als Funktion von Bodendruck, relativer und absoluter Topographie . . . . .	44
IV. Das Labilitätsmaß . . . . .	45
V. Krümmungssinn und Vergenz als gewitterbeeinflussende Faktoren . . . . .	46
VI. Der Einfluß des Windes . . . . .	49
VII. Interdiurne Änderungen von Temperatur und Feuchte . . . . .	49
VIII. Temperatur- und Feuchteänderungen als Funktionen von Krümmungssinn und Vergenz . . . . .	51
IX. Die Gewitterbereitschaft . . . . .	52
X. Gewitterbereitschaft und Auslösetemperatur . . . . .	53
XI. Die Gewitterprognose . . . . .	54

## A) Über Kaltfronten und ihre Einteilung

### Zusammenfassung:

Die nach Wetterablauf und Himmelsbild sehr differenzierten Kaltfronten werden in verschiedene Typen unterteilt. Hierbei dienen als Einteilungsprinzip die vertikale Änderung der frontsenkrechten Windkomponente sowie die vertikale Schichtung der Luft im Frontbereich. Es werden unterschieden:

- I. **Aktive Kaltfronten** (Zunahme der frontsenkrechten Windkomponente nach oben).
  - a) Rein stabiler Typ (meist im Winter): Schichtung im Frontbereich stabil, präfrontaler Niederschlag, St. u. As, Ns, St, keine Böen.
  - b) Haupttyp (alle Jahreszeiten): Schichtung im Frontbereich erst stabil, dann labil, prä- und postfrontale Niederschläge, z. T. Gewitter, St und As, Ns mit Cb, Cb, Sc, mäßige Böen.
  - c) Rein labiler Typ (meist im Sommer): Schichtung im Frontbereich labil, postfrontale Schauerregen, z. T. mit Gewittern, Cu und Ac, Cb, Sc, starke Böen.
- II. **Passive Kaltfronten** (Abnahme der frontsenkrechten Windkomponente nach oben).
  - a) Stabiler Typ (alle Jahreszeiten): Schichtung im Frontbereich stabil, postfrontaler Dauerniederschlag, St und As, Ns, Sc, keine Böen.
  - b) Labiler Typ (im Sommer): Schichtung im Frontbereich labil, postfrontale Schauerregen, z. T. Gewitter, Cu und Ac, As und Cb, Sc, Böen.

Die Ausbildung von Sonderformen („trockene“ Kaltfronten, Kaltfronten in der Höhe, maskierte Kaltfronten) werden besprochen. Räumliche und zeitliche Übergänge aller dieser Typen ineinander an einer einzelnen Front sind häufig.

### Allgemeines über Kaltfronten.

#### I. Einleitung.

In Heft 12 der „Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone“ wurde eine kurze Darstellung eines Versuchs zur Einteilung der Kaltfronten gegeben, wobei auf die Begründung des Mitgeteilten nur kurz eingegangen, Sonderformen nicht angegeben und auch Einzelheiten weggelassen waren. Im folgenden ist nun eine ausführlichere Darstellung dieses Gegenstandes gegeben.

Die Kaltfronten sind diejenige Unstetigkeitslinien im Wetterkartenbild, die sich untereinander am stärksten unterscheiden. Im Wetterablauf, in den Aufzeichnungen der Registrierinstrumente gleicht kein Kaltfrontdurchgang genau dem anderen. Es gibt Kaltfronten, die mit stärksten Böen, andere wieder, die ohne wesentliche Windauffrischung, ja mit Windabnahme über den Beobachtungsort hinwegziehen, es gibt solche mit gleichmäßigem Regen, solche mit Schauern; teils setzt der Regen mit Frontdurchgang erst ein, teils hört er bereits wieder auf, oder der Niederschlag erfaßt sowohl den Bereich vor als auch hinter der Front. Die Aufzeichnungen des Barographen sind bei jedem Kaltfrontdurchgang anders, es gibt starke, plötzliche Druckanstiege, allmähliche Druckanstiege oder nur geringe Änderungen im Luftdruckgang. Auch im Himmelsbild unterscheiden sich die Kaltfronten untereinander wesentlich; es kann zu mächtigen Cb-Massiven kommen,

andererseits können Quellformen völlig fehlen, ja es gibt sogar Kaltfrontdurchgänge, die ohne wesentliche Bewölkungszunahme erfolgen. Einige Kaltfronten bringen Sichtverschlechterung, andere Sichtbesserung usw. So ist es nicht verwunderlich, daß man bald nach Einführung des norwegischen Zyklonenschemas die Notwendigkeit der Unterteilung dessen, was man schlechthin als „Kaltfront“ bezeichnet hatte, erkannte.

Aber erst 1934 führte Bergeron (1) erstmalig eine Unterscheidung in 2 Kaltfronttypen durch. Die Kaltfront 1. Art tritt außerhalb zyklonaler Gebiete auf und ist in nur langsamer Bewegung begriffen. Die Kaltluft schiebt sich keilförmig unter die Warmluft und hebt diese langsam an, es entstehen postfrontale Dauerniederschläge. Bei der Kaltfront 2. Art, die in zyklonalen Störungen auftritt, bedingt die Windzunahme mit der Höhe ein Abgleiten der Warmluft an der nach hinten ansteigenden Kaltluft. Die vor der Kaltfront aufsteigende Warmluft trifft in der Höhe auf die abgeglittene Warmluft, es entsteht eine nach vorwärts und aufwärts geneigte Grenzfläche, die mit Bewölkung verbunden ist. Das Niederschlagsband ist nur sehr schmal und liegt vor der Front, wo die Warmluft am stärksten aufsteigt. Diese Kaltfronteinteilung wurde 1940 noch von dem Lehrbuch von Chromow (2) übernommen.

Im „Handbuch der Fliegerwetterkunde“ (3) (1942) werden ebenfalls zwei Arten von Kaltfronten unterschieden: Beschleunigte Kaltfronten, wo sich die Kaltluft keilförmig unter die Warmluft schiebt und es in der Warmluft durch Hebung zu starken Regenschauern, Graupelschauern oder sogar Gewittern kommen soll; verzögerte Kaltfronten, bei denen die Warmluft schneller über die Kaltluft abgleitet als diese nachströmt, und wobei auf die Schichtwolken der Warmluft Schauer und meist mehrstündige Dauerregen (S. 95, a. a. O.) folgen sollen.

Vier Kaltfronttypen werden angegeben von Schinze und Siegel (4) (1943).

1. Die vorgelagerte Warmluft ist feuchtstabil, die frontsenkrechte Windkomponente nimmt mit der Höhe zu: es entsteht Aufzug vor der Front, der größte Teil des Niederschlags fällt präfrontal.

2. Die angehobene Warmluft ist feuchtstabil, die frontsenkrechte Windkomponente nimmt mit der Höhe nicht zu: Im Wolkenfeld können alle Vorzeichen einer Front fehlen. Mit dem Frontdurchgang verdichtet sich die Bewölkung, es kann Niederschlag einsetzen.

3. Die angehobene Warmluft ist feuchtlabil geschichtet, es entsteht der Kaltfronttyp mit Schauerniederschlag; Quellbewölkung, z. T. mit Gewittern, ist mit dem Frontdurchgang verbunden.

4. Vorstoß kälterer Luft in der Höhe führt zur Ausbildung einer Höhenkaltfront: Die Labilisierung beginnt in der Höhe und schreitet nach unten fort. Es kann zu kräftigen Schauern oder sogar Gewittern kommen.

Schwertfeger (5) unterscheidet vier Arten von Kaltfronten.

1. Die Kaltluft hat stärkeren vertikalen Temperaturgradienten als die Warmluft. Die frontsenkrechte Windkomponente nimmt mit der Höhe zu: Es kann im Frontbereich und auch schon davor eine Zone mit starken labilen Umlagerungen, kräftiger Quellbewölkung und Schauerniederschlägen vorhanden sein.

2. Die Kaltluft hat schwächeren vertikalen Temperaturgradienten als die Warmluft, die frontsenkrechte

Windkomponente nimmt mit der Höhe zu: Er ergibt sich in den mittleren Schichten die Möglichkeit zur Ausbildung einer frontalen und präfrontalen Aufgleit- bzw. Schichtbewölkung.

3. Die Kaltluft hat stärkeren vertikalen Temperaturgradienten als die Warmluft, die frontsenkrechte Windkomponente nimmt mit der Höhe nicht zu: Die Bewölkung wird wesentlich auf den frontnahen und präfrontalen Raum beschränkt bleiben.

4. Die Kaltluft hat schwächeren vertikalen Temperaturgradienten als die Warmluft, die frontsenkrechte Komponente des Windes nimmt mit der Höhe nicht zu: dieser Kaltfronttyp unterscheidet sich von dem vorigen insbesondere dann, wenn die Warmluft labil geschichtet ist; dann kommt es mit Frontdurchgang zu starken Vertikalbewegungen und Quellbewölkung mit Schauern.

Da für das Wettergeschehen an Fronten der Dichteunterschied der Luftmassen von ausschlaggebender Bedeutung ist, untersucht Dinies (6) 1947 die Vorgänge an den Fronten mit Hilfe der potentiellen Temperatur. Im wesentlichen unterscheidet Dinies die beiden Arten der zyklonalen und antizyklonalen Kaltfront. Es werden dann noch Unterteilungen vorgenommen, je nachdem die horizontale Temperaturdifferenz in den beiden Luftmassen nach oben zunimmt, abnimmt oder gleichbleibt.

Diese kurze Übersicht zeigt schon, daß bei den einzelnen Verfassern die Kaltfronten nach verschiedenen Merkmalen unterschieden werden. Stellen wir die Unterscheidungsmerkmale zusammen, so ergibt sich:

**Bergeron:** Vertikale Änderung der frontsenkrechten Windkomponente.

**Schinze-Siegel:**

- a) Vertikale Änderung der frontsenkrechten Windkomponente.
- b) Vertikaler Temperaturgradient in der Warmluft.

**Schwerdtfeger und Dinies:**

- a) Vertikale Änderung der frontsenkrechten Windkomponente.
- b) Vertikale Änderung der horizontalen Temperaturdifferenz der beiden Luftmassen.

Gemeinsam ist allen Einteilungen lediglich die Unterscheidung nach der vertikalen Änderung der frontsenkrechten Windkomponente. Fragt man nun aber, welche der übrigen Unterscheidungsmerkmale wesentlich sind, so kann die Antwort nur gefunden werden durch systematisch durchgeführte Beobachtungen in möglichst großer Anzahl und deren Auswertung.

## II. Beobachtungsmaterial.

Seit dem Jahre 1941 wurden vom Verfasser sämtliche erlebten Kaltfrontdurchgänge mit allen nötigen Registrierungen und Beobachtungen sorgfältig verzeichnet. Bei Kriegsende ging jedoch fast das gesamte Material verloren. In der Kriegsgefangenschaft wurde aber sofort wieder mit der Sammlung neuen Materials begonnen. Zu einer umfassenden Bearbeitung der mannigfaltigen Vorgänge beim Kaltfrontdurchgang wären die Aufzeichnungen noch vieler Jahre erforderlich; die mit dem vorhandenen Material gewonnenen Erfahrungen rechtfertigen jedoch eine Darstellung schon jetzt, zumal sich damit schon wesentlich neue Gesichtspunkte ergeben.

Ein Frontdurchgang dauert in strengem Sinne nur wenige Minuten; jedoch wollen wir im Folgenden unter „Frontbereich“ einen etwa 20 bis 50 km breiten Streifen verstehen, in dem sich die HAUPTerscheinungen der Front abspielen. Unter den Bezeichnungen „vor“

bzw. „hinter“ der Front seien dann die benachbarten Streifen von etwa 100 bis 200 km Breite verstanden. Die Beschreibung des Wetterablaufs bei einem Frontdurchgang wird sich nicht auf die Vorgänge im Frontbereich beschränken, sondern stets auch die Verhältnisse vor und hinter der Front einbeziehen.

Das vorliegende Material wurde nun darauf untersucht, welche meteorologischen Faktoren den Wetterablauf im Kaltfrontgebiet bestimmen. Es ergaben sich folgende Faktoren, nach der Stärke ihres Einflusses geordnet:

1. Vertikale Temperatur- und Feuchteverteilung der vorgelagerten Warmluft.
2. Vertikale und horizontale Windverteilung im Frontgebiet.
3. Horizontaler Temperaturgradient zwischen den beiden Luftmassen.
4. Vertikale Temperatur- und Feuchteschichtung in der Kaltluft.
5. Orographische Verhältnisse.
6. Allgemeines Druckniveau am Boden.

Hierin sind selbstverständlich alle diejenigen meteorologischen Zustände und Vorgänge enthalten, die eine Folge oder eine Ursache der sechs genannten Faktoren sind. So weiß jeder Synoptiker, daß bei vielen Kaltfronten die Bewölkungsverhältnisse in der Warmluft oder die Tageszeit eine wesentliche Rolle für den Wetterablauf beim Frontdurchgang spielen. Diese beiden Punkte sind aber schon im ersten enthalten, da sie weitgehend die Folge oder Ursache der vertikalen Temperatur- und Feuchteverteilung in der Warmluft sind. Die Stärke des Isobarenknicks, die ebenfalls von Einfluß ist, steht in Zusammenhang mit der horizontalen Windverteilung im Frontgebiet, die Stärke der Tiefdruckrinne ist eine Folge der Luftmassengegensätze und der Windverteilung, also von 2. und 3. usw.

Die dominierende Bedeutung der vertikalen Temperatur- und Feuchteverteilung der vorgelagerten Warmluft für die Wettererscheinungen im Kaltfrontgebiet, die sich aus den Beobachtungen ergibt, kann man sich so erklären, daß bei labil geschichteter Warmluft der geringste Anstoß zur Hervorrufung des Umsturzes genügt, die anderen Faktoren dann also ohne wesentliche Bedeutung sind. Demgegenüber spielt die vertikale Schichtung der Kaltluft eine wesentlich unbedeutendere Rolle, denn bis diese zur Auswirkung kommt, sind die Hauptwettererscheinungen der Front schon vorbei; jene bedingt wesentlich nur das Himmelsbild hinter der Front. Bei der Windverteilung im Frontgebiet erweist sich die vertikale Änderung des Windes, insbesondere vertikale Zu- oder Abnahme der frontsenkrechten Windkomponente, als von größerer Bedeutung als die horizontale Änderung. Die erstere dient ja, wie wir sahen, bei allen bisher aufgestellten Kaltfrontklassifikationen als Unterscheidungsmerkmal. Die horizontale Windänderung bestimmt die Stärke der Konvergenz im Strömungsfeld; auf die Bedeutung einer starken Konvergenz, besonders in den unteren Schichten, die durch Hebung der Luft wirksam wird, ist z. B. hingewiesen in (7). Die Größe des Dichteunterschieds der Luftmassen erweist sich als nicht so wesentlich wie die des horizontalen Dichtegradienten. Erstreckt sich die Abnahme der relativen Topographie in frontsenkrechter Richtung auf einen breiten Raum, so können trotz starken Massengegensatzes die Fronterscheinungen nur von geringer Heftigkeit sein, werden sich dann aber über ein breiteres Gebiet erstrecken. Die orographischen Verhältnisse sind bei den einzelnen Kaltfronttypen von unterschiedlicher Bedeutung. Unter sonst gleichen Verhältnissen schließlich sind die Kaltfronterscheinungen bei hohem Luftdruck schwächer als bei niedrigem Bodendruck.

### III. Die Form des Kaltluftvorstoßes.

Nach dem norwegischen Zyklonenschema und nach zahlreichen neueren Darstellungen dringt bei Kaltfronten die Kaltluft keilförmig unter der Warmluft vor. Sogar Bergeron ließ bei seiner Kaltfront 2. Art, bei der eine Windzunahme mit der Höhe vorausgesetzt ist, die Kaltluft in Form eines Keiles unter die Warmluft vordringen. Es handelt sich hierbei um Kaltluftmassen, die über 4 km hochreichen.

Besonders in der neuen amerikanischen Lehrbuchliteratur wird ausnahmslos an der Keilform der vorstoßenden Kaltluft festgehalten:

Nach Pack (8) und Willett (9) erzeugt die angehobene Warmluft Ns-Bewölkung. Auch bei Sawyer (10) wird die Keilform der Kaltluft vertreten. Byers (11) stellt die Kaltfront ebenfalls nach dem norwegischen Schema dar, weist aber darauf hin, daß dieses reformbedürftig ist. Andeutungen der Möglichkeit, daß die Kaltluft zuerst in der Höhe vorstößt, finden sich bei Brands (12), der zwar die Keilform als allgemeinen Fall beibehält, aber zeitweilige Kondensation als Folge instabiler Verhältnisse zuläßt, wenn ein Teil der Kaltluft in größeren Höhen gegen die Warmluft vorstößt. Berry, Bollay und Beers (13) geben als Normalfall die beiden Arten der Bergeron'schen Kaltfronten an, führen aber als Sonderfall die „overrunning cold front“ ein, wo die Kaltluft zuerst in halber Höhe der Rocky Mountains vorstößt, so daß ein Voreilen gegenüber der Bodenfront bis 500 km eintreten kann.

In Deutschland sind jedoch inzwischen die Veröffentlichungen recht zahlreich geworden, die ein Voreilen der Kaltluft in der Höhe beschreiben. Als erster hat wohl König (14) 1928 darauf hingewiesen, daß die bei Kaltfronten oft beobachtbare Labilität sich zwanglos erklären läßt durch oben voreilende Kaltluft, während die Annahme einer keilförmig vordringenden Kaltluft zur Erklärung dieser Erscheinung eine labil geschichtete Warmluft voraussetzen muß. Die Bestätigung der König'schen Ansichten für einen Einzelfall mit Hilfe von Fesselballonaufstiegen erbrachte dann 1929 Troeger (15). Mit ein Anlaß für Königs Veröffentlichung dürften wohl die damals nicht mehr seltenen Beobachtungen gewesen sein, wonach in der Höhe eine präfrontale Abkühlung eintritt. Schneider-Carius (16) wies bereits 1926 darauf hin, daß sommerliche Böen und Gewitter meist durch Kaltluftvorstöße oberhalb 5000 m entstehen. Die Vertreter der norwegischen Schule dagegen erklären noch 1938 die präfrontale obere Abkühlung mit einer durch Aufgleiten abgekühlten Tropikluft (17), während Ficker (18) 1922 der Meinung war, daß diese Abkühlung durch das Anheben der Warmluft durch die Kaltluft entstände und dann durch den oben stärkeren Höhenwind vorangetragen würde. Für Einzelfälle wurde dann das Voreilen der Kaltluft in der Höhe von mehreren Autoren nachgewiesen. Reidat (19) konnte 1930 das Entstehen einer Gewitterfront durch oben voraneilende Kaltluft erklären, Pernice (20) konnte zeigen, daß ein von ihm untersuchtes Wärmegewitter nur infolge advektiver Abkühlung in der Höhe möglich war, und stellt es als wahrscheinlich hin, daß dies für alle „Wärmegewitter“ gilt. Diesing (21) bestätigt unter Anwendung der äquivalentpotentiellen Temperatur ebenfalls für einen Einzelfall oben voreilende Kaltluft. Die frontalen Gewittererscheinungen des 29. 1. 1938 werden durch Hanewinkel (22) auf dieselbe Art erklärt. Sturm (23) schließt aus Änderungen der Horizontalzirkulation, die er nach dem Zirkulationsbeschleunigungssatz von Bjerknes bestimmt, auf die Vertikalzirkulation im Kaltfrontbereich, findet Aufsteigen auf der Vorderseite und Absinken hinter der Front. Oberes Voreilen der Kaltluft ergibt sich hierbei indirekt.

Während das Voreilen der Kaltluft in der Höhe in den genannten Arbeiten (außer Schneider-Carius und

König) immer nur in Einzelfällen nachgewiesen war, konnte Künnler (24) 1939 zeigen, daß es bei den Kaltfronten fast aller noch nicht zu alten Westdriftzyklonen die Regel ist. In seinem mit Hilfe der virtuell-feucht-potentiellen Temperatur (Berücksichtigung hauptsächlich der Dichte; siehe darüber [25]) entworfenen Vertikalschnitten zeigt sich in allen Fällen ein Überhängen der „Kaltfrontfläche“, worunter die stärkere Drängung der Isolinien verstanden sei. Auf statistischer Grundlage konnte endlich Dines (26) an reichhaltigem Material unter Verwendung von fast 2000 Flugzeugaufstiegen den Nachweis erbringen, daß in Fallgebieten des Luftdruckes, also auch Kaltfronten mit starken Druckänderungen, das Voreilen der Kaltluft in der Höhe die Regel ist.

Neuerdings weist Scherhag (27, S. 222/223) wieder auf die Tatsache hin, daß aus einer vertikalen Zunahme der Windgeschwindigkeit nicht ohne weiteres auf ein oberes Voreilen der Kaltluft geschlossen werden kann, weil bei Kaltluftadvektion der Höhenwind stark zurückdreht. Scherhag glaubt (S. 222), daß die beobachtete präfrontale Abkühlung in der Höhe in der Hauptsache durch Hebung der präfrontalen Massen infolge der mit der Front verbundenen Bodenkonvergenz entsteht, wobei er mit Recht hinzufügt, daß dieser Hebung bisher zu wenig Aufmerksamkeit geschenkt wurde. (Dines [26] erklärt die präfrontale Abkühlung der oberen Schichten durch Advektion und Hebung; auch in der vorliegenden Untersuchung ergeben sich beide Faktoren als Ursache dieser Erscheinung.) Scherhag kommt dann (S. 223) zu dem Ergebnis, daß ein Voreilen der Kaltluft oben nur möglich ist, wenn der Luftdruck im Frontbereich nicht durch Advektion fällt, sondern infolge dynamischer Ursachen. Wir werden im Folgenden sehen, daß sich eine einfache Möglichkeit ergibt, den Druckfall im Kaltfrontbereich dynamisch zu erklären: für die Richtigkeit dieser Erklärung spricht dann auch die Tatsache, daß sich mit ihrer Hilfe eine Kaltfrenteinteilung ergibt, die mit der synoptischen Erfahrung in Übereinstimmung steht. Es werden also im Folgenden die Fälle der in der Höhe voreilenden Kaltluft als synoptische Tatsachen angenommen.

Es sei hier nicht verschwiegen, daß die Erkenntnis der oben voreilenden Kaltluft durchaus kein Ergebnis der neueren Forschung ist. Schon Hann (28) erwähnt ausdrücklich das Voreilen von Kaltluft im Cirrusniveau vor einer herannahenden Depression, worauf neuerdings Schneider-Carius (29) wieder hinwies. Neues Licht auf die Frage der Form der Kaltlufteinbrüche und die Mächtigkeit derselben wirft der von Schneider-Carius in die Meteorologie eingeführte Begriff der Grundschicht (30, 31). Schneider-Carius hat gezeigt, daß in jeder einheitlichen Luftmasse die Tendenz zur Ausbildung einer deutlichen Grundschichtinversion („Peppopause“) vorhanden ist, daß aber bei Frontdurchgängen die Grundschicht vorübergehend aufgelöst wird (29). In einer noch unveröffentlichten Arbeit konnte dies auch von Hahn (32) an einem hochreichenden Kälteeinbruch vom März 1945 in Wien nachgewiesen werden. Hahn schreibt: „Vor und nach dem Frontdurchgang ist in den unteren Schichten eine Grundschicht vorhanden. Während des Frontdurchganges fehlt sie. Die Grundschicht nach dem Frontdurchgang ist eine Neubildung.“ Ein ebenso schönes Beispiel für die Auflösung der Grundschicht während eines Kaltfrontdurchganges bietet die Untersuchung Foitziks (33). Der zeitliche Schnitt durch 22 Drachenaufstiege vor, während und nach dem Kaltfrontdurchgang vom 15. 6. 1938 über Lindenberg zeigt in völliger Klarheit die Höhe der Grundschicht vor der Front in etwa 1500 m, das Ansteigen und die Auflösung der Grundschicht im Frontbereich und das Absinken der Peppopause nach dem Frontdurchgang wieder auf 2 km. Die frontale Abkühlung tritt zuerst in größerer Höhe auf, es handelt

sich auch hier um einen hochreichenden Kaltluft-einbruch, wie aus den mitgeteilten Temperaturänderungen bis 5000 m hervorgeht. Damit ist an zwei Beispielen hochreichender Kälteeinbrüche gezeigt, daß die hinter Kaltfronten mit vertikaler Zunahme der frontsenkrechten Windkomponente so oft beobachtbare Inversion in Höhen von 1500 bis 2500 m in keiner Weise als Obergrenze der eingebrochenen Kaltluft angesehen werden darf. Diese oft sehr deutlich ausgeprägte Inversion stellt also die Peplopause innerhalb der Kaltluft dar. Selbst Schneider-Carius (29) sieht in der Grundschichtinversion nach einem Kaltfrontdurchgang die Obergrenze der eingebrochenen Kaltluft. Die Beobachtungstatsache, daß sich oberhalb der Kaltluftpeplopause meist wolkenarme Luft vorfindet, während innerhalb der Grundschicht starke Bewölkung herrscht, drückt er folgendermaßen aus:

„Die Kaltluftbewölkung wird vollkommen innerhalb der Kaltluft erzeugt und verbleibt auch in ihr.“ Darin, daß diese jedem Wetterflieger bekannte Erscheinung eine der entscheidenden Widerlegungen des norwegischen Kaltfrontschemas ist, stimmen wir mit Schneider-Carius völlig überein. Seine zitierten Ausführungen über die Kaltluftbewölkung innerhalb der Grundschicht gelten nach der Überzeugung des Verfassers aber nur für sogenannte „antizyklonale“ Kaltfronten, wo wirklich ein keilförmiges Vordringen flacher Kaltluft am Boden stattfindet. Das von ihm angeführte Beispiel (34), wo er vom Ballon aus das ausschließliche Vorkommen von Bewölkung unterhalb einer starken Inversion in 1000 m Höhe beobachtete, stellt ja tatsächlich einen Einbruch flacher kontinentaler Kaltluft aus NE dar; hier war die Inversion also tatsächlich eine Scheide zweier Luftmassen. Die Wolkenarmut der Luft oberhalb der Peplopause („Advektionsniveau“ nach Schneider-Carius) wird sich aber in Folgendem zwanglos erklären durch sich ergebende Absinkerscheinungen hinter der Kaltfront. In diesem Zusammenhang ist die Mitteilung Hahns (32) interessant, wonach die Ausrichtung der ursprünglich kompakten Kaltfrontbewölkung zuerst im Niveau unmittelbar oberhalb der sich neu ausbildenden Grundschicht erfolgt.

Die von den Vertretern des Norwegischen Kaltfrontschemas so oft angegebene Neigung der „Kaltfrontfläche“ (Ohromow [2] 1:100) ist also nichts anderes als die Neigung einer angenommenen Fläche, die durch den frontnächsten Teil der Peplopause und die Bodenkaltfront gelegt ist, von der aber bei hochreichenden kräftigen Kaltlufteinbrüchen nichts zu finden ist. Die sich in der eingebrochenen Kaltluft ausbildende Grundschicht wird als Obergrenze der Kaltluft schlechthin angenommen. Bjerknes und Palmén (35) zeichnen auf Grund von 120 Ballonaufstiegen Vertikalschnitte durch Zyklonen. Zu einem Schnitt durch eine Kaltfront, bei dem die Kaltluft keilförmig gezeichnet wird, wird bemerkt: „Der Aufstieg Soesterberg 70 km hinter der Front zeigt keine Frontfläche“, während die 130 km hinter der Front in Ausbildung begriffene Peplopause als Frontfläche angesehen wird. Auch Küntner (18) weist darauf hin, daß bei den Aufstiegen in Frontnähe keine Inversion auftritt. Nach den mitgeteilten Anschauungen ist das Fehlen einer deutlichen Inversion beim Frontdurchgang nicht mehr verwunderlich, sondern selbstverständlich. Ekhardt (36) beschreibt einen hochreichenden Kaltlufteinbruch, bei dem vier Stunden nach Frontdurchgang die Ausbildung der Peplopause beginnt. Nach der norwegischen Anschauung müßte nach dem Durchgang einer Kaltfront ein allmähliches, aber deutliches Ansteigen der Inversion festzustellen sein, während die aerologische Erfahrung immer wieder zeigt, daß dies nur bei antizyklonalem Einfließen von Kaltluft beobachtet werden kann, sonst aber eher ein Absinken der Inversion nach dem Frontdurchgang stattfindet. Es sei schließlich noch bemerkt, daß in allen Schnitten durch

hochreichende Westdriftkaltfronten, die man in der Literatur findet, eine Darstellung der „Frontfläche“ sich auf Grund der meist eingetragenen Temperatur- und Wolkenangaben eher nach vorn überhängend rechteckigen ließe als in der üblichen Keilform.

#### IV. Stabile und labile Kaltfronten.

Im Folgenden werden häufig die Begriffe „stabil“ und „labil“ gebraucht werden. Hierunter seien stets, wenn keine vertikale Abgrenzung oder Unterscheidung angegeben ist, die Verhältnisse oberhalb der Kondensationshöhe unter Berücksichtigung der Feuchteverhältnisse verstanden. Trotz feuchtlabiler Schichtung kommt es dann nicht zur Cb-Bildung, wenn die relative Feuchte der freien Atmosphäre geringe Werte aufweist. Der Verfasser hat an anderer Stelle (37) ein Labilitätsmaß angegeben, das die Feuchte in der freien Atmosphäre berücksichtigt. (Vgl. auch dieses Heft S. 46). Auf dieses Labilitätsmaß wollen wir die Begriffe „stabil“ und „labil“ im folgenden beziehen. Im Frontbereich selbst wird die so definierte Labilität nicht wesentlich von der bisherigen Definition abweichen, da die Feuchte hier meist 100 % beträgt.

Die jahrelangen Beobachtungen von Kaltfronten zeigten nun, daß man auf einen Umstand zu achten hat, der m. W. bis jetzt noch nicht die nötige Beachtung gefunden hat: nämlich auf die vertikale Schichtung im Frontbereich. So wie die vertikale Schichtung in einer einheitlichen Luftmasse wesentlich ist für das Wettergeschehen in dieser Luftmasse, so hat auch die vertikale Schichtung im Frontbereich die größte Bedeutung für die Wettererscheinungen, die dort auftreten. Dabei kann sich die Schichtung im Frontbereich wesentlich von der der Warm- und Kaltluft unterscheiden. Nehmen wir an, in Abb. 1

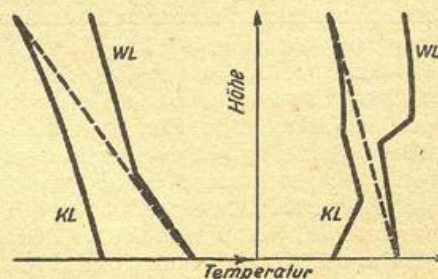


Abb. 1 Vertikale Schichtung in Warm- und Kaltluft und im Frontbereich.

stelle WL den thermischen Zustand der Warmluft dar (stabil), KL den der Kaltluft (stabil), so wird bei Zunahme der frontsenkrechten Windkomponente nach oben die vertikale Temperaturschichtung im Frontbereich in erster Näherung gegeben sein durch die gestrichelte Linie. Diese Kurve kann nun, wenn die Stabilität von Warmluft und Kaltluft nicht sehr bedeutend ist oder wenn die Massengegensätze in der Höhe groß sind, der labilen Schichtung im Frontbereich entsprechen. Andererseits ergibt sich auch, daß einem Voreilen von Kaltluft in der Höhe wohl immer eine Abnahme der Stabilität entspricht, daß es aber dabei nicht immer auch zu einer labilen Schichtung kommen muß.

Der Fall, daß Warm- und Kaltluft labil geschichtet sind, im Frontbereich aber bei Abnahme der frontsenkrechten Windkomponente mit der Höhe die stabile Schichtung herrscht, ist nicht beobachtet worden. Der Grund liegt darin, daß bei labil geschichteter Warmluft der geringste Anstoß zum Umsturz genügt.

Die vertikale Schichtung im Kaltfrontbereich äußert sich beim Frontdurchgang im Himmelsbild sowie in den Registrierungen fast sämtlicher meteorologischer

Elemente, wie an anderer Stelle (38) ausführlich gezeigt wurde.

Beim stabilen Kaltfrontdurchgang fehlen völlig die Quellformen, der Niederschlag fällt ziemlich gleichförmig, die Windstärke zeigt, abgesehen von Turbulenzböen, nur allmähliche Änderungen, die Temperaturänderung erfolgt allmählich, im Barogramm zeigt sich nur die mehr oder weniger gut ausgeprägte Tiefdruckrinne.

Der labile Kaltfrontdurchgang weist kräftige Quellformen auf, die Niederschläge fallen in Schauerform, in extremen Fällen treten Gewitter auf, die Windregistrierungen zeigen eine plötzlich einsetzende sogenannte Spitzenbö, die Temperaturänderung erfolgt plötzlich, im Barogramm erfolgt unmittelbar nach Durchgang des Druckminimums fast immer eine vorübergehende, zusätzliche Druckerhöhung. Es sei gleich gesagt, daß der stabile Kaltfronttyp nicht etwa mit der antizyklonalen Kaltfront gleichzusetzen ist und der labile nicht mit der zyklonalen Kaltfront.

#### V. Weitere Erscheinungen beim Kaltfrontdurchgang.

In einem weiteren Merkmal unterscheiden sich die Kaltfronten wesentlich, nämlich in der Lage der Haupterscheinungen der Front relativ zum Zeitpunkt des eigentlichen Frontdurchgangs. Wir wissen, es gibt Kaltfronten, bei denen bei fallendem Luftdruck gutes Wetter herrscht, die Verschlechterung aber erst einsetzt, nachdem der Druck zu steigen beginnt. Umgekehrt beobachtet man Kaltfronten, bei denen sich der Himmel bei fallendem Luftdruck allmählich zuzieht, es dann zu Regen kommt, die Besserung aber kurz nach dem Augenblick einsetzt, wo der Druck zu steigen beginnt. In diesen beiden Formen haben wir ebenfalls zwei wesensverschiedene Typen der Kaltfronten zu erblicken. Selbstverständlich gibt es auch hier Übergangsformen, bei denen sowohl vor als auch nach Durchgang des Bodendruckminimums Niederschläge auftreten. Die von Natur aus gegebenen Gruppen der Kaltfronten mit präfrontalem und mit postfrontalem Niederschlag waren ja der erste Anlaß zu einer Einteilung der Kaltfronten. Die Kaltfront mit postfrontalem Niederschlag wird noch heute fast allgemein erklärt durch passives Anheben der Warmluft durch die sich keilförmig darunter schiebende Kaltluft. Postfrontalen Niederschlag bei Kaltfronten findet man aber nicht nur bei Kaltfronten mit Abnahme der frontsenkrechten Windkomponente nach oben, sondern auch im Zyklonenbereich bei Windzunahme mit der Höhe. Die Erklärung durch rascheres Vordringen der Kaltluft in Bodennähe ist also für diese Fälle unmöglich. Man könnte etwa noch einwenden, daß trotz einer Windzunahme nach oben — gemeint ist immer nur die frontsenkrechte Komponente — ein keilförmiges Unterschieben von Kaltluft dann möglich ist, wenn die Abkühlung, die die Front bringt, nach oben rasch zurückgeht und oberhalb einer gewissen Höhe überhaupt keine Temperaturänderungen auftreten. (Tatsächlich weisen die weitaus meisten Kaltfronten mit postfrontalem Niederschlag die stärkste Abkühlung in den unteren Schichten auf.) Die Überlegung erweist sich aber als ein Trugschluß, denn infolge der vertikalen Windzunahme müßte ja eigentlich ein Abgleiten an der unteren Kaltluft, kein Unterschieben derselben, eintreten. Außerdem beweisen die seltenen Fälle einer Zunahme der durch die Front bedingten Temperaturabnahme nach oben bei Kaltfronten mit postfrontalem Niederschlag die Unmöglichkeit dieses Erklärungsversuches.

Der im Folgenden mitgeteilte Versuch einer Erklärung dieser Erscheinung nimmt den Weg über einen Erklärungsversuch des Bodendruckganges beim zyklonalen Kaltfrontdurchgang und wirft ein neues Licht auf den Mechanismus der Kaltfronten. Er stellt den

Versuch einer Kaltfrontklassifikation dar, der wesentlich die Form des Barogramms berücksichtigt.

Abnahme der frontsenkrechten Windkomponente nach oben findet man nicht nur im Bereiche von Antizyklonen, sondern auch bisweilen im Zyklonenbereich, wenn der Höhenwind gegenüber dem Wind in den unteren Schichten stark nach links dreht. Daher seien einem Vorschlag zufolge, den Verfasser Herrn Prof. Raethjen verdankt, unabhängig von der Wetterlage alle Kaltfronten mit Zunahme der frontsenkrechten Windkomponente nach oben aktive Kaltfronten, die übrigen passive Kaltfronten genannt.\*)

#### VI. Das Bodendruckfeld im Bereich aktiver Kaltfronten

In der Meteorologie wird von statisch und dynamisch bedingten Vorgängen gesprochen. Im Gebrauch des Wortes „dynamisch“ herrscht jedoch keine Einheitlichkeit. Zum Teil wird dieser Ausdruck gebraucht, wenn Vertikalbewegungen (ohne nennenswerte Beschleunigungen) bei einem Vorgang die wesentliche Rolle spielen, wie im Falle der sog. dynamischen Erwärmung der Luft bei Absinken. Zum Teil verwendet man den Begriff „dynamisch“ nur — was physikalisch auch vertretbar wäre — wenn Beschleunigungen auftreten. Schließlich wird von einem weiteren Teil der Autoren nur dann von dynamischen Vorgängen gesprochen, wenn (durch Vertikalbeschleunigungen) Abweichungen von der statischen Grundgleichung auftreten, weil sich — als Gegensatz zu „dynamisch“ — die Bezeichnung „statische Grundgleichung“ als fester Begriff eingebürgert hat. Völlig unberechtigt ist zweifellos die erste Art der Anwendung des Begriffes „dynamisch“, wenn also die Beschleunigungen so klein sind, daß sie wirkungslos sind. Ob man allerdings unter dynamischen Vorgängen solche mit jeglicher oder nur mit horizontaler Beschleunigung verstehen soll, bleibt Definitionssache.

Der im Folgenden eine große Rolle spielende Begriff der horizontalen Vergenz zeigt, wie vorsichtig man mit der Anwendung des Wortes „dynamisch“ sein muß. Massenanhäufungen und -defizite durch horizontale Konvergenz und Divergenz treten zwar auf als Folge von horizontal wirkenden Beschleunigungen, aber die vertikale Temperatur- und Druckverteilung kann in jedem Augenblick des Vergenzvorganges beschrieben werden durch die statische Grundgleichung; die durch Vergenzen und Krümmungseffekte der Strömung hervorgerufenen Bodendruckänderungen sind also letzten Endes statisch. Da sich in der Meteorologie noch keine einheitliche Definition für den Begriff „dynamisch“ durchgesetzt hat, sei er im folgenden vermieden, um stets eine eindeutige, klare Ausdrucksweise zu gewährleisten.

Für das Zustandekommen der Tiefdruckrinne bei aktiven Kaltfronten sind vertikal gerichtete Beschleunigungen einflußlos. (Die labilen Vorgänge im Kaltfront-Cb, die den Bodendruckgang selbstverständlich weitgehend modifizieren, sind ja nur eine Folge des Auftretens der Tiefdruckrinne.) Wir haben es also nur mit Bodendruckänderungen zu tun, die entweder advektiv durch Heranführung einer Luftmasse anderer Dichte entstehen oder durch die Wirkungen von Vergenz- und Krümmungseffekten der Höhenströmung. Wir wollen also von advektiv bedingten und strömungsbedingten Druckänderungen sprechen.

In der älteren Kaltfront-Literatur (z. B. auch noch im Lehrbuch von Chromow, S. 273) wird die Tiefdruck-

\*) Diese Bezeichnungsweise steht also im Gegensatz zu der von Willett (9) vorgeschlagenen. Willett definiert als „aktive“ Kaltfronten solche, bei denen die Warmluft gezwungen ist, auf dem Rücken der Kaltluft aufzusteigen, wo die Kaltluft also rascher vorstößt als die Warmluft zurückweicht. Er spricht von „passiven“ Kaltfronten, wenn entweder keine Relativbewegung normal zur Front vorhanden ist oder wenn die Warmluft rascher abzieht als die Kaltluft nachstößt.

rinne im Frontbereich erklärt durch eine trogähnliche Änderung der isobaren Flächen, die sich als Folge des geringen Abstandes der isobaren Flächen in der Kaltluft gegenüber der Warmluft zwanglos ergibt, wenn die Kaltluft keilförmig unter der Warmluft liegt. Die Drängung der Linien gleicher relativer Topographie liegt also hier auf der kalten Seite der Bodenfrontlinie. Unter dem Gesichtspunkt des Voreilens der Kaltluft in der Höhe ist diese Darstellung aber nicht mehr brauchbar. Bei oben voreilender Kaltluft und in Frontnähe ziemlich horizontalhomogenen Luftmassen darf hinter der Bodenfrontlinie kein Umbiegen der Linien der relativen Topographie erfolgen, wie man es noch so oft dargestellt findet, sondern nur davor. In Abb. 2

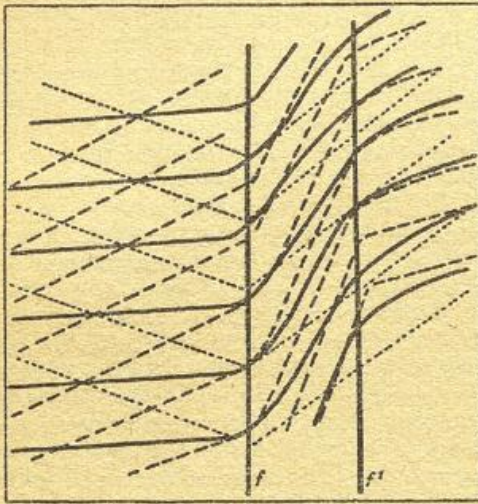


Abb. 2 Bodendruckverteilung (.....), relative (-----) und absolute Topographie (—) im Bereich einer aktiven Kaltfront.

möge  $f$  die Bodenfrontlinie darstellen,  $f'$  die Spur der Frontfläche in einer bestimmten Höhe  $h$  (etwa im 500-mb-Niveau); die punktierten Linien seien die Boden-isobaren, die gestrichelten Linien diejenigen gleicher relativer Topographie zwischen Boden und  $h$ ; dann werden die Isolinien der absoluten Topographie im Niveau  $h$  dargestellt durch die ausgezogenen Linien. Da die Drängung und Umbiegung der Linien gleicher relativer Topographie bei oben voreilender Kaltluft notwendigerweise genau an der Bodenfrontlinie beginnt (in Abb. 1 von links nach rechts gesehen), also in der Bodenwarmluft liegt, muß also auch in jeder Höhe  $h$  genau über der Bodenfrontlinie eine trogartige zyklonale Ausbuchtung der Höhenisobaren liegen. Infolge Drängung und zyklonaler Ausbuchtung der Höhenisobaren entstehen strömungsbedingte Effekte (Vergenz- und Krümmungseffekte), die rechts von der Linie  $f$  Druckfall und links daran Anstieg erzeugen (s. Scherhag [27], S. 185 und 194 und [39]). An der Linie  $f'$  treten die umgekehrten Druckänderungen ein, doch sind diese bedeutungslos, da die Linie  $f'$  in jeder Höhe an anderer Stelle liegt und die Wirkungen auf das Bodendruckfeld sich somit aufheben. Die strömungsbedingten Druckeffekte an der Linie  $f$  addieren sich aber zusammen am Boden zu Druckfall vor der Front und Anstieg hinter der Front.

**Der Druckverlauf bei Durchgang einer aktiven Kaltfront kann nicht durch Advektion erklärt werden, sondern beruht auf strömungsbedingten Effekten.**

Es ergibt sich somit eine Analogie zu dem Durchzug eines Tiefdruckkerns, dessen Bodendruckänderungen ebenfalls strömungsbedingt sind. Daß wir in unseren täglichen Höhenwetterkarten keine Anzeichen für die beschriebene frontale Ausbuchtung der Höhenisobaren finden, ist nur eine Folge der viel zu geringen Dichte unseres aerologischen Netzes. Die oft gefundene zyklonale

Ausbuchtung weit hinter der Kaltfront hat mit dieser nichts zu tun, sie stellt die bekannte Erscheinung des „Trog“ dar.

Selbstverständlich addieren sich zu den strömungsbedingten auch die advektiven Effekte. Weiter kommen hinzu die aus mannigfachen Ursachen (10) resultierenden meist druckerhöhenden Wirkungen unter kräftigem Ob-Gewölk. J. Bjerknes hat theoretisch die bekannte Gleichung für die zeitliche lokale Druckänderungen angegeben (39), wonach diese sich zusammensetzt aus der horizontalen Strömungsvergeng, dem vertikalen Massenfluß durch die betrachtete Grundfläche sowie der Advektion von Luft anderer Dichte oberhalb der betrachteten Höhe. Für den Boden fällt der mittlere Summand weg, und es bleiben nur das Vergenz- und das Advektionsglied übrig. Bjerknes (a. a. O., S. 465) kommt dann zu dem Schluß (wobei er keine Unterteilung der Kaltfronten vornimmt): „Das Advektionsglied ist in der Hauptsache für den Druckfall vor der Warmfront und für den ersten Teil des Druckanstieges hinter der Kaltfront verantwortlich. Der Druckfall im Warmsektor und der Druckanstieg gegen den Hochdruckkeil hin sind dagegen hauptsächlich Auswirkungen des Divergenzgliedes“. Die Übereinstimmung mit den hier gefundenen Ergebnissen ist gut.

Die Zusammenwirkung der genannten druckerhöhenden Effekte bewirkt die bekannte Erscheinung, daß der Druckanstieg nach Durchgang des Druckminimums fast immer rascher erfolgt als der Druckfall davor. Vor der Bodenaltfrontlinie herrschen also auspumpende Vorgänge. In welchen Höhen diese ihren maximalen Betrag haben, läßt sich naturgemäß nicht angeben. Diese Höhe wird in erster Linie abhängig sein von dem vertikalen Verlauf der frontalen Massengegensätze und muß im Einzelfall noch von wesentlicher Wirkung sein oberhalb der Höhe, bis zu der die Abkühlung der Luftschichten nach einem labilen Umsturz heraufreicht, wie sich noch zeigen wird. In der bodennahen Grundschicht wird — entsprechend wie bei der Zyklone — eine Strömung vorherrschen, die die Druckunterschiede auszugleichen bestrebt ist; unten wird infolge der Reibung also laufend ein Einströmen von Luft in die Tiefdruckrinne erfolgen. Zusammen mit dem oben vonstattgehenden Auspumpvorgang wird also im Bereiche des präfrontalen Druckfalls die Luft sich in anhaltender Hebung befinden.

Diese Hebung wirkt labilisierend. Die Höhe, bis zu der die Labilität reicht, wird aber auch noch bestimmt durch die Höhe der oben zuerst vordringenden Kaltluft, ist also nicht unmittelbar ein Anhaltspunkt für die vertikale Mächtigkeit des Hebungsvorganges. Schwerdtfeger (41) gibt als Obergrenze der Kaltfront-Cb 4000 bis 6000 m an. Bis zu dieser Höhe muß die Labilität also heraufreichen. In größeren Höhen wird über dem Gebiet des Auspumpens absteigende Luftbewegung herrschen, die Stabilisierung und Austrocknung bewirkt.

Wenn im Vorstehenden der Kürze halber öfters von einer Frontfläche gesprochen wird, so ist hierbei selbstverständlich zu bedenken, daß es sich in höheren Schichten um einen allmählichen Übergang im Temperaturfeld handelt (vgl. [42]). Dies ändert natürlich nichts wesentliches an dem Dargestellten. Entsprechend handelt es sich im präfrontalen Druckfallgebiet aktiver Kaltfronten nicht um zwei übereinandergeschichtete, deutlich voneinander getrennte Luftmassen, sondern um eine Misch- oder Übergangsluft, die in den oberen Schichten mehr den Charakter der Kaltluft, unten mehr den der Warmluft besitzt.

## VII. Die weiteren Auswirkungen der erzeugten Druckeffekte,

Bevor auf die Vorgänge vor dem Druckminimum weiter eingegangen sei, die zu einer Unterscheidung der

Kaltfronten führen, seien zunächst die strömungsbedingten Wirkungen hinter dem Bodendruckminimum betrachtet. Hier herrschen einpumpende Vorgänge, deren Maximalwert im Mittel in der Höhe des Maximalwertes der Auspumpvorgänge liegen dürfte. Unterhalb dieser Höhe werden also absteigende Luftbewegungen auftreten, die nach dem Gebiet der Kaltluft zu wieder aufhören werden. Damit erklärt sich ohne weiteres die oft beobachtbare Zone der Wolkenarmut unmittelbar hinter der Kaltfront, während in der Kaltluft dann wieder die der vertikalen Temperatur- und Feuchteverteilung entsprechende Bewölkung herrscht. Man kann nicht selten Kaltfronten beobachten, bei denen diese kurze postfrontale Auflockerung die einzige innerhalb vieler Stunden ist. Schwerdtfeger (41) schreibt darüber (S. 9): „Je stärker insgesamt die Vertikalbewegungen in der Front bzw. Übergangszone sind, um so besser ausgeprägt findet man hinter der Front eine Zone tief hinreichenden Absinkens, kenntlich durch einen nur schmalen Streifen (Tiefe 50—100 km) sehr geringer Bewölkung, oft sogar vollständiger Wolkenlosigkeit.“

Dieser wolkenarme Streifen wird oft dann nicht zur Ausbildung kommen, wenn es am Boden zu stärkeren labilen Umlagerungen gekommen ist und die Mächtigkeit der Cb-Massive noch sehr groß ist. Diese labilen Umlagerungen im Kaltfrontbereich sind für das gesamte Erscheinungsbild der Kaltfronten von so großer Bedeutung, daß wir jetzt näher darauf eingehen müssen.

Durch die präfrontale Hebung der Luft wird der vertikale Temperaturgradient dem indifferenten Gradienten angenähert. Das Voreilen der kälteren Luft zusam-

men mit etwaiger Sonneneinstrahlung wirkt nun weiter labilisierend, so daß es zum labilen Umsturz kommen kann. Vor der Front können also bereits einzelne Schauer oder in der heißen Jahreszeit auch Gewitter auftreten. Diese sind aber nicht zusammenhängend, sondern weit verstreut. Kommt nun die Tiefdruckrinne heran, so bringt sie eine Strömungskonvergenz am Boden mit sich, die auch dann, wenn die Schichtung kaum labil ist, zum Umsturz führt (7). Längs dieser Linie kommt es also jetzt zu einem frontartigen heftigen labilen Umsturz, z. T. mit Gewittern. Durch diesen Umsturz entsteht am Boden meist ein zusätzlicher rascher Druckanstieg, der in extremen Fällen bis zu 7 mb betragen kann (s. z. B. Abb. 3). Ist durch die verschiedenen Umstände die Labilität der vorgelagerten Luft besonders groß, so wird dieser frontartige labile Umsturz der ursprünglichen Troglinie am Boden voraneilen, wie die Erfahrung bei Kaltfronten mit starken labilen Umlagerungen zeigt. Ein deutliches Beispiel hierfür bietet die starke Kaltfront vom 13. Juli 1941 über Westdeutschland (43). Die Front kam von SW heran und fand am Nachmittag im Rhein-Main-Gebiet einen Raum mit außergewöhnlich hoher Labilität vor sich. Sie erlitt an dieser Stelle eine starke Ausbuchtung nach NE. Die ursprüngliche Troglinie, von der sie sich entfernt hatte, folgte 1½ Stunden später und war deutlich nachzuweisen; sie hatte keine Ausbuchtung erlitten (44).

Bei starken Instabilitätskaltfronten läßt sich der Doppelcharakter der Front besonders in den Windaufzeichnungen meist deutlich nachweisen. Es kann zu zwei getrennten Böen kommen, wobei die erste meist die stärkere und immer auch die schärfere ist. Im Himmelsbild kann man deutlich zwei getrennte Wetterverschlechterungen feststellen. Am interessantesten sind hierbei wohl die Temperaturaufzeichnungen der Bergstationen. Sie zeigen erst einen plötzlichen Temperatursturz, der von der im Cb produzierten Kaltluft herrührt und alsbald wieder um einige Grade zurückgeht. Mit dem Durchzug der Tiefdruckrinne fällt dann die Temperatur erneut, und zwar auf den in der advektiv herangeführten Kaltluft herrschenden Wert. Im Flachland ist der vorübergehende Temperaturanstieg meist nicht erkennbar, weil durch Verdunstung und Schmelzen des aus dem Cb gefallenen Niederschlags am Boden der Luft laufend Wärme entzogen wird.

Die Abb. 3 gibt eine Darstellung des Gangs der meteorologischen Elemente beim Durchgang der außergewöhnlich starken Böenfront vom 13. Juli 1941 am Flughafen Rhein-Main. Herr Prof. Mügge erlebte diesen Frontdurchgang in Jugenheim an der Bergstraße, wo die Front noch nicht den Höhepunkt ihrer Entwicklung erreicht hatte. Er schrieb dem Verfasser darüber:

„Am Morgen des 13. Juli 1941 herrschte ziemlich heiteres Wetter mit starker Dunstbildung in der Rheinebene. Am Himmel zeigten sich jedoch schon am frühen Morgen zahlreiche sehr stark entwickelte Castellatuswolken, die im Laufe des frühen Vormittags besonders im Südwesten über der Haardt und dem Donnersberg sowie östlich der Rheinebene an den Rändern des Odenwaldes und Spessarts auftraten. Die allgemeine Luftströmung war in der Niederung und in der Höhe südlich. Zwischen 9.00 und 11.00 Uhr vormittags konnte der Beobachter auf einer Fahrt zwischen Wiesbaden — Darmstadt — Alsbach feststellen, daß mit schnell zunehmender Erwärmung die Castellatuswolken mehr und mehr verschwanden. Dies geschah gleichzeitig mit der von unten her einsetzenden starken Konvektion und Cumuluswolkenbildung, die in mittelhohen Lagen bzw. zwischen den Aufwindfeldern absinkende Bewegungen veranlaßte. Die Cumuluswolken trockneten zunächst in einer Höhenlage von 2 bis 3 km ab und gaben dem Wetter das Gepräge einer noch einigermaßen gesicherten Schönwetterlage. Der Luftdruck, der seit dem vorhergehenden Abend, abgesehen von Gewitter-

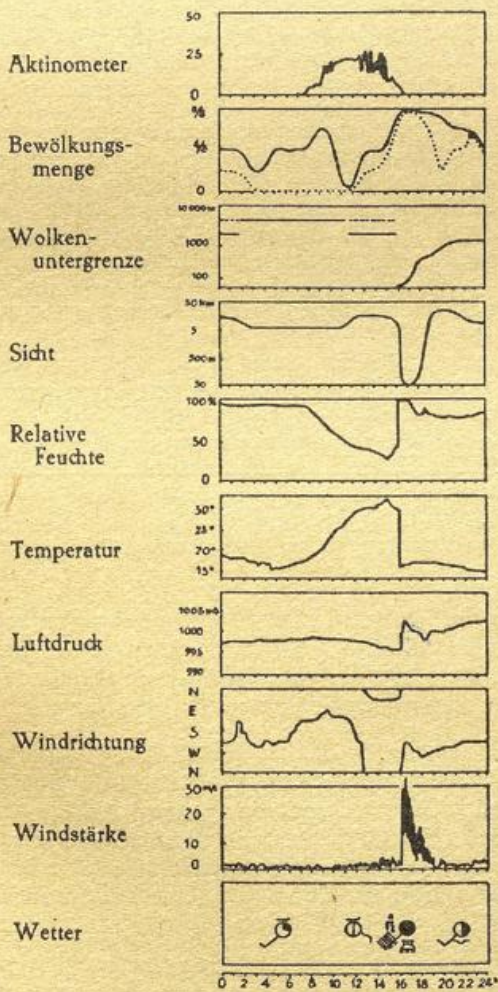


Abb. 3 Gang der meteorologischen Elemente beim Durchzug der Unwetterfront vom 13. 7. 1941 in Frankfurt a. M.

zacken, ungefähr gleich geblieben war, begann aber mit schnellsteigender Erwärmung neuerding stark zu fallen. Ab etwa 12.00 Uhr zeigten sich schnelle Durchbrüche der Cumuluswolken in die höheren Schichten, wobei sich über den Randgebirgen der Rheinebene (Taunus, Odenwald, Haardt), also in den Gebieten der Früh-Castellatuswolken, ungewöhnlich hohe Cumulonimben mit zahlreichen Kappen entwickelten. Sie zeichneten sich zunächst durch geringe Schirmentwicklung, dafür aber durch besonders starke Quellformen bis in die höchsten Gipfel aus. Die Fernsicht, die am Morgen in der bodennahen Zone durch starken Dunst getrübt war, wuchs während dieser Konvektion zu Sichtweiten von 50 km an (Donnersberg Taunus, von der Bergstraße schwach erkennbar).

Ab 14 Uhr zeigten die Cumulonimben die Anzeichen bald bevorstehender Gewitter, indem überall nach seitwärts sich ausbreitende Schirme entwickelt wurden. Im Süden erschienen außerdem die Merkmale einer größeren, nicht mehr örtlichen Wetterverschlechterung. Der Himmel bekam hier ein verworrenes Aussehen mit schmutzig gelblichen Wolkenmassen, und die Sicht ging in dieser Richtung erheblich zurück. Es zeigte sich aber noch nicht ein als geschlossene Front heraufziehendes Gewitter. Um 15.00 Uhr bekam der Himmel in der Gegend Bickenbach — Alsbach ein sehr drohendes Aussehen, indem bereits einzelne außerordentlich schwere Cumulonimben in großer Nähe standen, während im Süden eine filzig-verwirrte Wolkenmasse von zunächst noch heller Tönung den Himmel zuzog. In dem Gelände über Alsbach vor dem Abhang des Melibokus begann dann um 15.15 Uhr örtliche Gewittertätigkeit, wobei einzelne Erdentladungen und ein kurzer sehr großtropfiger Regen beobachtet wurden. Der entsprechende Cumulonimbus kam aber noch nicht richtig zum Durchbruch, sondern zog als außerordentlich schwere und dunkle Wolkenmasse (Unterseite mit zahllosen Mammatus-Bildungen) mit einer einsetzenden östlichen Strömung vom Gebirge mehr nach der Rheinebene zu. Über den Randbergen des Odenwaldes nach Osten und Nordosten zu zeigten sich in der Ferne weitere Cumulonimbuswolken und dazwischen nochmals größere Stücke blauen Himmels. Inzwischen wurde deutlich, daß von Süden her nunmehr größere und bereits im völligen Durchbruch befindliche Gewitter heranmarschierten. Der Himmel wurde dort vollkommen schwarz. Gleichzeitig sackte nunmehr der 1. über den Beobachter hinweggezogene und etwas westlich stehende Cumulonimbus in Form eines außerordentlich heftigen Wolkenbruchs mit schweren Entladungen nach unten durch. Dieses örtliche und vor der Hauptfront entstehende Gewitter entlud sich über dem Ried in der Gegend von Gernsheim. Über der Station Jugenheim, wo die weiteren Beobachtungen angestellt wurden, war der Himmel um diese Zeit wieder etwas heller und von zahllosen mittleren und hohen Wolkenformen aller Arten beherrscht. Von Süden wälzte sich die Gewitterwand der Hauptfront heran, die anfangs (etwa 15.35 Uhr) als völlig schwarzer Hintergrund erschien, dann aber sehr rasch die Entwicklung einer ungewöhnlich schweren Wolkenwalze erkennen ließ. Diese war von Norden her aus dem noch helleren Teil der Landschaft weißlich angeleuchtet. Die einzelnen Walzenformen des Böenkragens entarteten samt und sonders in schwere Castellatusformen, so daß die heranführende Walze von zahlreichen turmartigen Wolken durchsetzt war. Der eigentliche Einbruch geschah um 15.56 Uhr am Bahnhof Jugenheim mit außerordentlich heftigen Sturmstößen, denen ein anhaltender Niederschlag von Hagel und Regen folgte. Die Sicht ging hierbei unter 50 m zurück, das Tageslicht nahm soweit ab, daß man nicht mehr an einem Fenster stehend lesen konnte. Das nachfolgende Gewitter mit starkem Regen hielt etwa 1 Stunde an, wobei es nur langsam etwas

heller wurde. Dann zeigte sich im Laufe des Gewitters eine deutliche neue Front mit erneutem Graupelniederschlag und verstärkten Windböen (etwa gegen 17.00 Uhr). Ab 17.30 Uhr flaute der Regen ab, und die Entladungen fanden vorwiegend nördlich der Station Jugenheim statt. Am SW-Horizont zeigte sich der Rand des Cirrostratus-Schirms, der aber nach 18.00 Uhr den Zenit über Jugenheim passierte. Der Niederschlag hielt bis zum äußersten Rande des Wolkenchirms an. Nach dem Durchzug der Front zeigte sich nach Südwesten hin eine Fernsicht von rund 100 km. Die Haardt war mit zahlreichen Einzelheiten sichtbar, doch bildeten sich nach 19.00 Uhr über dem nassen und stark verdunstenden Boden der Rheinebene Dunstschwaden und in den Wäldern Nebenzonen aus.“ Aus dieser lebendigen Wetterschilderung geht eindeutig der Doppelcharakter der Front hervor.

Das Voreilen des gesamten Umsturzvorganges, auf das auch in „Hann-Süring“, 9. Aufl. (45) hingewiesen ist, hat also zur Folge, daß die gesamten Fronterscheinungen sich von der ursprünglichen Tiefdruckrinne nach vorn entfernen. Es erhebt sich nun die Frage, welche der beiden Linien im Wetterkartenbild als die Kaltfront einzutragen ist. Die ursprüngliche Tiefdruckrinne ist nur dann noch deutlich zu erkennen, wenn die labile Umlagerung sich genügend weit von ihr entfernt hat, andernfalls wird ihr Auftreten völlig von den durch den Umsturz verursachten Druckänderungen verdeckt. Ein weites Voreilen wird aber nur beobachtet bei starker Labilität der vorgelagerten Luft, ist also selten. Da außerdem die Wettererscheinungen längs der Linie des Umsturzes weit stärker sind und sich auch frontartig weiterbewegen, muß diese Linie als die Kaltfront eingezeichnet werden, obwohl sie im ursprünglichen Sinne nicht die Kaltfront darstellt. Infolge des plötzlich einsetzenden Druckanstiegs wird sie — nach Elimination etwaiger hochsitzender Drucktendenzgebiete — zusammenfallen mit der tiefsten Stelle des Barogrammes.

Eine frontartige Umsturzlinie nach dem Durchgang des ursprünglichen Druckminimums ist nur beobachtet worden bei Windabnahme mit der Höhe. Ein schönes Beispiel dafür liefert die Kaltfront vom 2. 8. 1948 (s. dieses Heft, S. 39). Die schwach stabile Warmluft wird durch die unten vordringende Kaltluft angehoben; nach einem gewissen Betrag der Labilitäts erhöhenden Hebung kommt es zu frontartigem Umsturz. Vor der Tiefdruckrinne ist es heiter, bei ihrem Durchgang wird es unter Windsprung auf NW plötzlich bedeckt. Hier haben wir also eine deutliche Wetteränderung mit dem Durchgang der Tiefdruckrinne. Diese ist also in dem vorliegenden Falle als die Kaltfront einzuzeichnen, auch wenn nachher — als ihre Folge — noch heftigere Wettererscheinungen folgen. Auch in diesem Falle wird die einzuzeichnende Kaltfront zusammenfallen mit der Stelle des tiefsten Luftdrucks im Barogramm. Es ergibt sich also:

**Sowohl bei vertikaler Windzu- als auch -abnahme ist als Kaltfront diejenige Linie einzuzeichnen, die mit dem Druckminimum zusammenfällt und im Wetterkartenbild einen deutlichen Windsprung ergibt.**

Ganz selten kommt es vor, daß dem Druckgang am Boden ein starker großräumiger Druckfall überlagert ist und daher das Druckminimum nach Abklingen der labilen Umlagerung niedriger liegt als das vor der Umlagerung. In diesen Ausnahmefällen ist also das erste Druckminimum als Abbild der Kaltfront anzusehen.

Wenn im Folgenden von der Front im engeren Sinne gesprochen wird, so ist stets die hier definierte Kaltfront-Linie gemeint.

**VIII. Die Beurteilung der aerologischen Messungen in der Warm- und Kaltluft hinsichtlich der Fronterscheinungen.**






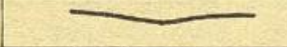
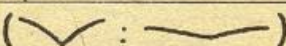
Für eine Untersuchung wie die vorliegende stehen zur Beurteilung des thermischen Aufbaues im Kaltfrontbereich ein Aufstieg vor und einer hinter der Front zur Verfügung. Beide Aufstiege können nun einen kleineren oder größeren Abstand von der Frontlinie haben. Da aber im Frontgebiet durch Hebung, Absinken und labile Umänderungen an den Luftmassen wesentliche Veränderungen entstehen, ist es nur bedingt richtig, die vertikale Schichtung der ungestörten Warm- und Kaltluft unverändert auch für den Raum „unmittelbar vor“ oder „unmittelbar hinter der Front“ anzunehmen und hieraus unter Berücksichtigung der Windverhältnisse auf den vertikalen Aufbau im Frontbereich zu schließen, wie dies rein schematisch und roh unter IV geschehen ist. Die Abb. 1 hatte ja nur den Sinn, zu zeigen, daß im Frontbereich labile Schichtung trotz stabiler Warm- und Kaltluft entstehen kann. Verfährt man rein schematisch so, daß man bei Windzunahme nach oben die hypothetische Zustandskurve im Frontbereich konstruiert aus der oberen Temperaturverteilung der Kaltluft und der unteren der Warmluft, so wird man in weitaus den meisten Fällen auch einen richtigen Anhaltspunkt für die Frage der Stabilität oder Labilität im Frontbereich erhalten. Besonders wenn beide Aufstiege zeitlich nahe dem Frontdurchgang liegen, liefert dieses rohe Verfahren einen guten Anhaltspunkt über die Schichtung im Frontbereich. In dem vorliegenden Material finden sich aber auch Fälle, wo dieses einfache Verfahren ein falsches Resultat liefert, wo man z. B. aus den beiden Aufstiegen schließen müßte, daß die Schichtung im Frontbereich stabil bleibt, während es aber zu Umlagerungen mit Cb-Bewölkung und Böen kam. Dies hatte natürlich zum Teil seine Ursache darin, daß der Bodenbeobachtungsort nicht nahe genug bei dem Aufstiegsort lag. Aber auch in einzelnen Fällen, wo die Bodenbeobachtungen vom Aufstiegsort stammen, wurden solche Unstimmigkeiten gefunden. Dies waren nun tatsächlich Fälle, in denen entweder nach wolkenarmem Wetter die Front nachmittags durchzog, so daß die Warmluft durch Einstrahlung nach dem Vormittagsaufstieg weiter labilisiert wurde, oder die Fälle, wo der präfrontale Druckfall sehr stark war, so daß hieraus eine starke Hebung der Warmluft mit Labilisierung erfolgte.

Auch die Veränderungen, die mit der Kaltluft nach Frontdurchgang vor sich gehen, können beträchtlich sein. Insbesondere die labilen Umlagerungen können

eine Abkühlung der unteren Schichten herbeiführen, die in keiner Weise der Sichtung der ungestörten Kaltluft entspricht, wie wir sie in genügendem Abstand hinter der Front feststellen. Die Absinkvorgänge im postfrontalen Gebiet verändern ebenfalls die Kaltluft. Ferner kommt hinzu, daß die Schichtung in der Kaltluft ja nie ganz horizontal-homogen ist, da die kälteste Luft oft erst weit hinter der Kaltfront liegt.

Trotz dieser Nachteile und der für diese Zwecke viel zu geringen Dichte des aerologischen Netzes wurde an Hand des vorliegenden Materials für aktive Fronten der Versuch unternommen, die Temperaturdifferenzen der vorliegenden Aufstiege der Kaltluft und Warmluft mit der Stärke der Tiefdruckrinne in Beziehung zu setzen. Dabei konnten selbstverständlich nur solche Temps herangezogen werden, die den gleichen zeitlichen Abstand vom Frontdurchgang haben. Es wurden eine Gruppe mit Differenzen der Mitteltemperatur (1000-500 mb) von über 4° und eine solche von unter 3° einander gegenübergestellt. Von den 84 vorliegenden Aufzeichnungen aktiver Kaltfronten waren für den vorliegenden Fall 52 brauchbar. Die mit großen Differenzen in der Mitteltemperatur wiesen in 19 Fällen eine stark ausgeprägte Tiefdruckrinne auf — die Folgeerscheinungen labiler Umlagerungen blieben außer Betracht —, in neun Fällen eine schwach ausgeprägte. Die Fronten, bei denen die Temps nur schwache Massengegensätze zeigten, hatten in nur 5 Fällen eine stark ausgeprägte Tiefdruckrinne, aber in 25 Fällen eine schwache. Wenn das vorliegende Material für eine statistische Aussage allgemeiner Art auch noch viel zu beschränkt ist, so zeigt doch schon dieses wenig umfangreiche Material, daß stärkere Massengegensätze auch stärker ausgeprägten Tiefdruckrinnen entsprechen, was mit den Überlegungen unter VI in Einklang steht.

Die Kaltfrontklassifikation von Schwerdtfeger (5) und Dines (6) benutzen als wesentliches Unterscheidungsmerkmal bei Kaltfronten die vertikale Zu- oder Abnahme der lokalen Temperaturänderung beim Frontdurchgang. Es wurde daher eine ähnliche Auszählung auch durchgeführt für diese beiden Fälle. Dabei wurden nur Aufstiegspaare herangezogen, die eine deutliche vertikale Zu- oder Abnahme des Temperaturrückganges zeigten. Hierzu eigneten sich 44 der vorliegenden Kaltfrontaufzeichnungen. Das Ergebnis als Zahl der eingetretenen Fälle ist mit dem der ersten Auszählung in der folgenden Tabelle zusammengestellt. Die symbolischen kurzen Bezeichnungen lassen unmißverständlich erkennen, welche Gesichtspunkte als Auswahlprinzip dienten.

Schichtung in Kalt- und Warmluft					
Barogramm:		6	12	5	13
		20	6	25	9
Quotient		0,3	2,0	0,2	1,8

Man erkennt deutlich, daß ein starker Temperaturgegensatz in der Höhe im Mittel eine stärkere Tiefdruckrinne im Gefolge hat als ein starker Temperaturgegensatz in den unteren Schichten. Trotzdem erscheint der Unterschied — wohl als Folge des beschränkten Materials — etwas kraß, zumal wenn man bedenkt, daß in der Höhe der Temperaturrückgang viel allmählicher erfolgt als in den bodennahen Schichten (42).

Um für die nachfolgende Aufstellung einer Kaltfrontklassifikation zu wissen, ob die vertikale Zu- oder Abnahme der lokalen Temperaturänderung (Einteilungs-

prinzip von Schwerdtfeger und Dines), wie sie uns die Temps im täglichen synoptischen Dienst liefern, auch von wesentlichem Einfluß auf den Wetterablauf im Kaltfrontbereich ist, wurden die oben ausgesuchten 44 Fälle auf ihren Wetterablauf hin untersucht. Es ergab sich als Resultat, daß ein irgendwie merkbarer Unterschied zwischen den Kaltfronten mit stärkster Abkühlung oben und denen mit stärkster Abkühlung unten nicht festgestellt werden konnte. Wesentlich war stets nur die Art der vertikalen Schichtung im Frontbereich und im präfrontalen Gebiet. Dieses Ergebnis führt zu

folgender Erklärung: Für die vertikale Schichtung im Frontbereich sind wegen der vertikalen Windzunahme von der Kaltluft nur deren obere Temperaturverhältnisse maßgebend. Die advektive Abkühlung der unteren Schichten erfolgt stets erst nach dem Frontdurchgang. Die durch zwei Temps gemessene Abkühlung oben besagt nichts über die horizontale Drängung der Massengegensätze, wenn auch durch den Umweg über die erzeugten Bodendruckänderung klar wird, daß die Wahrscheinlichkeit für eine stärkere Drängung bei großer gemessener oberer Temperatur-Differenz größer ist. Es resultiert hieraus also lediglich im Mittel eine stärkere präfrontale Hebung der Warmluft; die Wirkung der verschiedenen starken Hebungen wird aber völlig überdeckt von den Feuchteverhältnissen in der Warmluft. Nur unter Verwendung sehr umfangreichen Materials könnte man bei Beschränkung auf die Fälle mit gleichfeuchter Warmluft den Einfluß der oberen Temperaturänderung rein erhalten.

Ein starker Temperaturfall in der Höhe wird sich im Mittel darin äußern, daß es eher zu einem labilen Umsturz im Frontbereich kommt. Die weitere Abkühlung wird kaum noch von Wirkung sein, weil sie unter dem Einfluß des bereits beginnenden Absinkens steht. Von allen aufgezeichneten Kaltfronten, die oben starke Abkühlung, unten aber wenig Temperaturänderung aufweisen, hatten nur drei stabile Schichtung im Frontbereich; dies waren jedesmal Fälle, in denen die Warmluft äußerst starke Zunahme der potentiellen Temperatur nach oben aufwies.

Auf Grund dieser Ergebnisse werden wir also bei der Aufstellung der Kaltfrontenteilung der vertikalen Verschiedenheit der lokalen Temperaturänderung keine wesentliche Bedeutung zuzumessen haben.

Da die durch die Temps in Kalt- und Warmluft gemessenen Temperaturverteilungen nur bedingt einen Schluß auf die vertikale Schichtung im Gebiet der Kaltfront zulassen, wurde bei der Gewinnung der Klassifikation so vorgegangen, daß in erster Linie die jeweiligen Wettererscheinungen als Kriterium für die Stabilität oder Labilität der Schichtung herangezogen wurden.

Stellen wir nun die im Vorstehenden beschriebenen wirksamen Faktoren im Kaltfrontgebiet systematisch zusammen, so ergibt sich eine Einteilung der Kaltfronten, wie sie aus den Beobachtungen folgt.

### Einteilung der Kaltfronten.

#### IX. Der rein stabile und der rein labile Typ der aktiven Kaltfront.

##### 1. Der rein stabile Typ. (IS)\*

Kommt es zu keiner labilen Umlagerung im Frontbereich (stabile Kaltfront; s. IV!), so wird die vorgelagerte Warmluft so stabil geschichtet sein, daß weder die präfrontale Hebung noch die advektive Abkühlung in der Höhe zu Labilität im Frontbereich führen. In diesem Falle liegt also der Kaltfronttyp mit schlechtem Wetter bei Druckfall und Besserung bei Anstieg vor. Weil bei ihm die Folgeerscheinungen der strömungsbedingten Druckänderungen rein zutage treten, wollen wir ihn den „rein stabilen Typ der aktiven Kaltfront“ nennen. Das Barogramm zeigt einen gleichförmigen Fall, dem sich ein gleichförmiger, ruhiger Anstieg anschließt. Dieser Kaltfronttyp herrscht in der kalten Jahreszeit vor, in der heißen Jahreszeit ist er weit seltener zu finden.

Für die präfrontalen Wettererscheinungen im einzelnen sind nun erstens die Feuchteverhältnisse in der Warmluft zusammen mit den hauptsächlich durch die oberen Temperaturgegensätze verursachten Hebungen

entscheidend, zweitens der Typ der Grundschrift (30, 31) der ungestörten Warmluft.\*\* Es sei zunächst der weitaus häufigste Fall angenommen, daß Hebung und Feuchteverhältnisse der Warmluft zu Kondensation führen. Die in der stabilen ungestörten Warmluft auftretenden Grundschrifttypen — wir übernehmen die Bezeichnungsweise von Schneider-Carius — sind der Normaltyp (C), der Inversionstyp (A) und der Hochnebeltyp (B). Im Frontbereich selbst wird bei starker Hebung wahrscheinlich der (stabile) Auflösungstyp herrschen, den Schneider-Carius treffend Regentyp nennt.

a) Grundschrift: Normaltyp. (Front-Symbol: cIS.) Herrscht oberhalb der Peilopause keine wesentliche Inversion mit Feuchteanreicherung, so werden sich zuerst die Wolken an der Peilopause zu einer Sc-Decke, dann zu einer geschlossenen St-Decke verdichten. Schließlich kommt es auch zur Sättigung in den oberen Schichten und dann zu Regen, der völlig gleichförmig fällt, wobei sich auch tiefe Wolkenfelder bilden. Bald nach dem Beginn des Druckanstiegs hört der Regen auf, die Bewölkung reißt auf, ihre Obergrenze liegt meist an der Begrenzungs-inversion der sich rasch neu bildenden Grundschrift der Kaltluft. Die neue Peilopause hinter der Front sinkt allmählich langsam ab. Der Temperaturabfall bei Beginn des Druckanstiegs ist deutlich, aber nicht plötzlich.

Bisweilen setzt vor der Wolkenentstehung an der Peilopause schon eine hohe Ac-, später As-Bewölkung ein, und zwar dann, wenn in der Höhe eine Inversion mit hoher Feuchte liegt. Auch wenn die relative Feuchte an der oberen Inversion gleich ist der an der Peilopause, setzt die Wolkenbildung zuerst oben ein. Nun entspricht zwar gleicher relativer Feuchte in der kälteren Höhe eine etwas geringere Taupunktdifferenz als im Peilopausenniveau. Der Unterschied ist aber so gering, daß man trotzdem auf stärkere Hebungen noch im As-Niveau als in den unteren Schichten schließen muß.

b) Grundschrift: Inversionstyp. (Front-Symbol: aIS.) Die Warmluft zeigt in diesem Falle in den unteren Kilometern eine starke Zunahme der potentiellen Temperatur nach oben, ist also besonders stabil. Bisweilen sind Ac-Felder die ersten Frontanzeichen, manchmal aber auch tiefer St. Die Niederschläge sind oft sehr ergiebig. Der Unterschied zum Typ cIS ist sonst aber gering.

c) Grundschrift: Hochnebeltyp. (Front-Symbol: bIS.) Hier liegt unter der Warmluft eine Kaltluftschicht, die, wie der Synoptiker weiß, in der kalten Jahreszeit sehr zähe sein kann. Wenn es im Frontbereich nicht zu einer starken Tiefdruckrinne mit Windauffrischung kommt, kann der gesamte Frontdurchgang sich oberhalb der Bodenkaltluftschicht abspielen, und da diese nach oben in der kalten Jahreszeit fast immer durch eine dichte St-Decke begrenzt ist, wird der Frontalregen neben dem Luftdruckgang das einzige sein, was für den Bodenbeobachter von der Front bemerkbar wird. Man könnte hier bereits von einer „Höhenkaltfront“ (s. unter XI, 1!) sprechen.

Kommt es aber durch Windauffrischung zum Wegräumen der Bodenkaltluft, so liegt der Fall einer maskierten stabilen Kaltfront vor. Bereits vor dem Aufhören des Frontalregens wird die untere Bewölkung aufreißen, und mit dem Regenende bei Druckanstieg auch die Gesamtbewölkung auflockern, womit eine deutliche Sichtbesserung einhergeht.

\*\* Die von Schneider-Carius angegebenen Grundschrifttypen sind folgende: A: Inversionstyp (starke Inversionen in der unteren Troposphäre); B: Hochnebeltyp (Bodenkaltluftschicht); C: Normaltyp (Grundschriftinversion in 1000–1500 m); D: Konvektionstyp (Ansteigen der Grundschriftinversion infolge Konvektion); E: Böenwettertyp (Anschwellen der Grundschrift bis etwa 3 km; Quellbewölkung); F: Auflösungstyp (labile Unterform: Gewittertyp; hochreichende durchgehende Labilität).

\*) Über Symbolbezeichnungen s. Abschnitt XIV.

In der Abb. 6 oben auf S. 17 sei der Schnitt durch eine aktive Kaltfront vom stabilen Typ dargestellt, wie er sich auf Grund der ausgewerteten Beobachtungen und der von Flugzeugführern ergibt, die dem Verfasser während seiner Tätigkeit in der Flugberatung von durchflogenen Kaltfronten berichteten. Bei schwächeren stabilen Kaltfronten kann es dabei vorkommen, daß im gesamten Frontbereich eine oder sogar mehrere wolkenfreie Zwischenschichten vorkommen.

Die Grundsicht in der frontnahen Warmluft wurde bei etwa 1500 m angenommen, in der ungestörten Warmluft dürfte sie etwas tiefer gelegen haben. In der Kaltluft bildet sich bei etwa 2000 m bereits eine neue Grundsicht aus.

## 2. Der rein labile Typ. (IL.)

Labile Schichtung im Frontbereich ist immer dann am stärksten ausgeprägt, wenn die vorgelagerte Warmluft labil geschichtet ist. Dabei ist die Labilität der Warmluft in erster Linie bedingt durch Einstrahlungserwärmung der unteren Schichten. Diesen Typ der Kaltfront findet man meist als Abschluß einer mehrtägigen Hochdruckwetterlage in der heißen Jahreszeit. Die Hebung während des Druckfalles bewirkt dann keine geschlossene Wolkendecke, sondern nur quellige Bewölkung, bei starker Labilität der Warmluft vielfach einzelne präfrontale Gewitter. Mit einer schwarzen Wolkenwand erscheint dann plötzlich die beschriebene (sekundäre) Umlagerungsfront, deren starker Druckanstieg den von oben her anhaltenden Luftdruckfall überkompensiert, so daß also die Wetterverschlechterung bei plötzlich steigendem Luftdruck einsetzt. Starke Gewitter sind mit diesen Fronten verbunden. Der meist starke Druckanstieg geht nach etwa 1 bis 2 Stunden wieder zurück. Entsprechend der Mannigfaltigkeiten des Druckganges unter einem Cb ist aber die genauere Form des Barogrammes beim Durchgang einer rein labilen Kaltfront sehr unterschiedlich. Es sind alle Zwischenstufen zwischen den beiden Formen der Abb. 4 möglich.

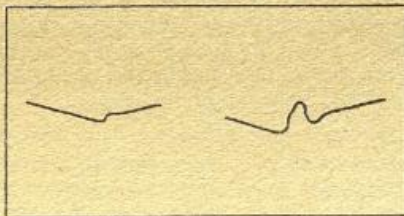


Abb. 4 Formen von Barogrammen rein labiler aktiver Kaltfronten.

Bisweilen sind im fallenden oder auch im ansteigenden Teil der Kurve noch kleinere Zacken nach oben oder unten eingelagert, die von schwächeren labilen Umlagerungen herrühren. Der rein labile Typ der aktiven Kaltfront äußert sich in charakteristischer Weise auch im Windfeld am Boden. Das Anemogramm zeigt vor der Front nur geringe Windstärken, zeitweise leichte Unruhe bei Vorüberzug eines Cb. Die Bodenwindrichtung weist meist eine Komponente zu der Front hin auf. Sobald die Wolkenwand den Beobachtungsort erreicht, setzen plötzlich Böen von oft verwüstender Stärke ein. Die Böen treten mit oder nach Beginn des Druckanstieges ein, selten schon etwas (1—3 Minuten) davor. Die Regenfälle, die meist nach Erreichen der maximalen Windstärke einsetzen, können beachtliche Niederschlagsmengen in kürzester Zeit bringen (bis über 50 mm in einer Stunde). Die Niederschlagsmenge ist infolge des labilen Charakters der Vorgänge örtlich stark verschieden. Es ist durchaus nicht so, daß Gebirge immer die höheren Niederschläge aufweisen; es kann bei solchen Kaltfronten sogar vorkommen, daß

die höchsten Regenmengen im Flachland fallen. Die Erklärung dürfte darin liegen, daß erstens bei der starken Anheizung der Warmluft vom Boden her die Vorrangstellung der Gebirge hinsichtlich des Anhebens der Luft wegfällt und zweitens beim Aufsteigen der Luft von der Tiefebene aus die Schicht unterhalb der Gebirgshöhe mit aufsteigt und ebenfalls ihren Wasserdampf, der in den unteren Schichten ja besonders reichhaltig vorhanden ist, kondensiert.

Im Thermogramm zeigt dieser Typ der Kaltfront einen plötzlichen Temperatursturz von mehreren Graden. (s. Abb. 3).

Während bei allen anderen Kaltfronttypen die jeweilige Lage der Front in erster Linie durch die Vorgänge in der Höhe bestimmt wird, zeichnet sich der rein labile Typ dadurch aus, daß die Lage der Front in erster Linie bestimmt wird durch die präfrontalen Verhältnisse am Boden, denn die Labilität im Kaltfrontbereich beruht ja fast nur auf der Einstrahlungs-labilität der Warmluft. An engbegrenzten Stellen, wo die Warmluft besonders labil ist, wird die Front voreilen, so daß die Frontlinie in einer Nachmittagskarte mit großem Maßstab einen bisweilen unglaublich anmutenden Verlauf aufweist. Dieser Kaltfronttyp ist daher auch derjenige, dessen Erscheinungsbild am stärksten von der Tageszeit abhängig ist. Die Böen lassen abends rasch an Stärke nach, der Niederschlag kann in der zweiten Nachthälfte vollkommen fehlen, auch Druckanstieg und Bewölkung gehen nachts zurück. Diese starke Abhängigkeit von der Tageszeit kann den Meteorologen oft verleiten, die Front nachts als praktisch aufgelöst zu betrachten. Jedoch am nächsten Mittag, wenn die vorgelagerte Warmluft wieder an Labilität gewinnt, nimmt die Front an Wetterwirksamkeit rasch zu und kann sich innerhalb weniger Stunden von einer völlig harmlos erscheinenden „Störungslinie“ zu einer Unwetterfront stärksten Ausmaßes entwickeln.

Die verschiedenen Möglichkeiten des Grundsichtstyps der vorgelagerten Warmluft, die für den Wetterablauf im einzelnen maßgebend sind, sind der Konvektionstyp, der Böenwettertyp und der (labile) Auflösungstyp (Gewittertyp). Sie alle unterscheiden sich in ihrer Wirkung auf die Fronterscheinungen nur graduell. Dabei sind die Untertypen mit

Grundsicht = Konvektionstyp (D)

Grundsicht = Böenwettertyp (E)

Grundsicht = Auflösungstyp (F)

wieder weitgehend eine Funktion der Tageszeit, insofern als der Typ dIL meist gegen Mittag, fIL meist am späten Nachmittag auftritt. Bei dIL werden präfrontale Cb noch fehlen, vielfach sind einige Accast-Felder vorhanden. Der frontartige Umsturz setzt ein, wenn die durch die advektive Abkühlung oben entstehende Labilitätszone bei ihrem Abwärtsgreifen sich mit der durch Einstrahlung unten entstehenden Labilitätszone vereinigt. In guter Übereinstimmung hiermit steht die von Schinze und Siegel entworfene Zeichnung auf S. 78 des Figurenbandes (4).

Beim Typ fIL hat die in erster Linie durch die Einstrahlung hervorgerufene Labilität bereits auf die gesamte untere Hälfte der Troposphäre oder noch höher hinauf übergegriffen, es können bereits vor der Front Cb, bis 8—9 km hochreichend, und Gewitter entstehen; fIL stellt den Prototyp der Gewitterfront stärkster Intensität dar.

Man könnte noch die Frage aufwerfen, wieso es kommt, daß vor der Front ein ungeordnetes\*) Entstehen von Cb, in der Front ein geordnetes, eben frontartiges Entstehen der Cb erfolgt. Es wäre ja heuristisch vorstellbar, daß beim Überströmen von Kaltluft über

\*) Die Ausdrücke „ungeordnet“ und „geordnet“ seien hier in Abweichung von den geprägten Begriffen der geordneten und ungeordneten Konvektion gebraucht. (47)

labile Warmluft es nur zu zahlreichen getrennten Einzelumstürzen käme. Man muß jedoch bedenken, daß die Front mit ihrer Konvergenz bereits existierte, ehe die vorgelagerte Warmluft labil geschichtet war. Das Fortschreiten dieser Konvergenz muß dann zu frontartig geordnetem Umsturz Anlaß geben.

Weit schwieriger ist jedoch diese Erklärung in einem Sonderfall der labilen Kaltfront, der dem Typ IIL zuzuordnen ist und auf den noch eingegangen sei.

Herrscht in der Warmluft der (labile) Auflösungstyp (F) der Grundschicht, d. h. hochreichende Labilität, so kann es also auch ohne Zufluß einer luftmassenfremden, d. h. nicht im Cb produzierten Kaltluft zu heftigen labilen Umlagerungen nach Art der Wärmegewitter kommen. In drei Fällen hat der Verfasser beobachtet, wie sich innerhalb einer einheitlich labilen Luftmasse nachmittags eine interne Umlagerungsfront ausbildete, die nur eine begrenzte Längenausdehnung hatte und sich am Abend wieder auflöste, aber von Gewittern und heftigsten, zerstörenden Böen begleitet war. In der Wetterkarte des Vortages, ja sogar des Vormittags war von einer solchen Front nicht das geringste zu bemerken. Auch Byers (48) weist auf die Entstehung solcher engbegrenzter kurzlebiger Fronten aus einem örtlichen Gewitter hin. Mittelfranken wurde am 22. 7. 48 nachmittags von einer solchen Umlagerungsfront mit ungeheuren Zerstörungen im Waldgebiet um Nürnberg überquert. Eine am Vormittag durchgezogene schwache Kaltfront schaffte mit ihrer Abkühlung der höheren Schichten die Voraussetzung starker Labilität am Nachmittag. Müldner (49) hat die Auswirkungen dieser Umlagerungsfront auf den Waldbestand untersucht und daraus Schlüsse auf die Natur der Vorgänge in der Front gezogen.

Der Verfasser hat die synoptischen Bedingungen für das Zustandekommen dieser Böenfront vom 22. 7. 1948 untersucht (50). Die Ergebnisse — die wohl allgemeingültig sind — waren:

1. Im Gebiet der Entstehung der Umlagerungsfront muß die Labilität mindestens so groß sein, daß ein zusätzlicher Anstoß — meist orographischer Einfluß — eine starke Umlagerung erzeugt.

2. Die Labilität darf aber andererseits nicht so verbreitet auftreten, daß an mehreren Stellen lokale Gewitter auftreten.

3. Auch in dem Gebiet, das sich in der Strömungsrichtung an das Entstehungsgebiet anschließt, müssen zur stärksten Wetterwirksamkeit der Front die Labilitätsverhältnisse so sein, daß es gerade noch nicht zur Ausbildung örtlicher Gewitter kommt.

Wir haben es bei diesen internen Umlagerungsfronten um Vorgänge in einheitlicher Luftmasse von hoher Labilität zu tun. Man könnte sie „frontartig verbreiterte Wärmegewitter“ nennen. Die Abkühlung auf der Rückseite der Front ist allein verursacht durch die im Cb produzierte Kaltluft.

Man muß annehmen, daß bei starker Labilität, wo der geringste Anstoß zum Umsturz genügt, der Umsturzvorgang eines entstandenen Wärmegewitters rasch nach allen Seiten weiterzugreifen bestrebt ist. Nach „hinten“ ist dies wegen der durch die entstandene Kaltluft hervorgerufenen Stabilisierung unmöglich, so daß der Umsturz nach der Seite und nach vorn um sich greift. Das Weitergreifen nach vorn bedingt die Fortbewegung der Erscheinung, das nach der Seite des Anwachsens des Wärmegewitters zur Front. Diese Erklärung wird auch wahrscheinlich gemacht durch die starke Krümmung solcher Fronten, deren Bild in der Wetterkarte in allen drei Fällen fast einen ganzen Halbkreis darstellt, so daß schon rein optisch der Eindruck der Bildung aus einem einzigen Störungszentrum entsteht.

Die allgemeine Definition (s. z. B. [27] S. 248), wonach unter einer Front eine mit einer Konvergenzlinie verbundene schmale Grenzzone zu verstehen ist, an der Luftmassen verschiedenen Ursprungs und verschiedener Eigenschaften gegeneinander geführt werden, versagt hier also vollkommen. Trotzdem kann man nicht umhin, diese Schlechtwetterlinien, die die heftigsten Wettererscheinungen bringen können, als Fronten zu bezeichnen, obwohl sich in gewissem Abstand hinter ihnen — wie beim Wärmegewitter — wieder dieselben Temperatur- und Wetterverhältnisse einstellen wie davor. Auch auf Grund anderer Vorgänge, wie Einstrahlungsunterschiede, verschiedenen Krümmungssinns der Isobaren können sich in einer ursprünglich einheitlichen, horizontal-homogenen Luftmasse beträchtliche regionale Unterschiede einstellen, die unter geeigneten Strömungsbedingungen Anlaß zur Entstehung einer Front geben können. Bei der Definition der Front sollte man also die Bedingung des verschiedenen Ursprungsortes fallen lassen, vielleicht sogar nicht einmal von zwei verschiedenen Luftmassen sprechen, da auch in die Definition der Luftmasse die Herkunft derselben eingeht. Die angeführten Fronten, die innerhalb einer ursprünglich einheitlichen Luftmasse entstehen, werden in die Frontdefinition einbezogen, wenn man dieselbe z. B. wie folgt gibt:

**Eine Front ist ein schmale Grenzzone mit einer Bodenkonvergenzlinie, an deren beiden Seiten Luft mit verschiedenem thermischem Vertikalaufbau gegeneinander geführt wird.**

Faßt man das Wort „Fläche“ nicht in mathematischem Sinne als zweidimensionales Gebilde auf, sondern als engbegrenzte räumliche Übergangszone, so kann man den Begriff der Front noch kürzer und klarer fassen:

**Eine Front ist eine mit einer Bodenkonvergenzlinie verbundene Unstetigkeitsfläche im vertikalen Temperaturfeld.**

Diese Definition enthält alles Wesentliche. Selbst wenn man den Fall annimmt, daß eine feuchte Luftmasse gegen eine trockene vom gleichen thermischen Aufbau geführt wird, so werden immer dann, wenn es dabei zur Ausbildung einer Bodenkonvergenz kommt, zu beiden Seiten der Konvergenzlinie thermische Unterschiede resultieren als Folge der konvektiven oder auch noch der Niederschlagswirkungen.

Für die physikalischen Vorgänge im Frontbereich ist es vollkommen einerlei, aus welchem Gebiet die Luft zu beiden Seiten der Front stammt, wetterwirksam sind lediglich der Unterschied des thermischen Vertikalaufbaues oder — wenn man den zuletzt angeführten Fall hinzunimmt — Vorgänge, in deren Gefolge thermische Unterschiede zu beiden Seiten der Front entstehen.

Diese erweiterte Definition des Frontbegriffes macht einen „Stufen-Vergleich“ der aktiven Kaltfronten möglich, der schon jetzt im Anschluß an die Frontdefinition gegeben sei. Bei der Frage nach der Energiequelle für die Wettererscheinungen im Kaltfrontbereich haben wir ursprünglich zu unterscheiden zwischen:

- 1) der potentiellen Energie, die aus dem Nebeneinander verschieden temperierter Luft folgt,
- 2) der in der Labilität der Warmluft aufgespeicherten Labilitätsenergie.

Bei dem rein stabilen Typ spielt nur die erste Energiequelle, natürlich mit ihren sämtlichen Folgeerscheinungen (die wir beschrieben haben) eine Rolle. Entsteht bei stabiler Warmluft im Frontbereich Labilität durch Advektion und Hebung, so haben wir den im Folgenden noch zu beschreibenden Übergangstyp der aktiven Kaltfront vor uns, dessen Wettererscheinungen noch auf derselben Energiequelle beruhen. Beim rein labilen Typ gewinnt aber die Labilitätsenergie der

Warmluft Bedeutung. Bei dIL spielt sie die geringere Rolle gegenüber der potentiellen Energie der Luftmassenverteilung, bei eIL aber schon die größere, denn dort ist nur noch eine geringe Labilitätserhöhung durch die Advektion zum Umsturz nötig. Beim Untertyp fIL, insbesondere bei den luftmasseneigenen Umlagerungsfronten, ist schließlich die in der Warmluft aufgespeicherte Energie die alleinige Quelle der frontalen energetischen Vorgänge.

Da somit hinsichtlich der Quelle der sich im Frontbereich umsetzenden Energien ein kontinuierlicher Übergang

- rein stabiler Typ
- Übergangstyp (Haupttyp)
- rein labiler Typ dIL und eIL
- fI und luftmasseneigene Umlagerungsfront

besteht, erscheint es auch aus diesem Grunde angebracht, die letzte Form der Kaltfronten in die Definition der Fronten einzubeziehen.

Abb. 6 Mitte (S. 17) stellt einen Schnitt durch eine Kaltfront vom rein labilen Typ dar. Die Front ziehe wieder von rechts nach links.

### X. Der Haupttyp der aktiven Kaltfront. (IH)

Während der rein stabile Typ hauptsächlich in der kalten Jahreszeit und der labile fast ausschließlich in den heißesten Monaten vorkommt, kann der Übergangstyp zwischen beiden Extremformen, den wir, da er weitaus am häufigsten auftritt, den Haupttyp nennen, zu allen Jahreszeiten vorkommen. Im Winter finden wir ihn bei großem horizontalem Temperaturgegensatz (besonders in der Höhe) der beiden Luftmassen, im Sommer tritt er dann auf, wenn die vorgelagerte Warmluft schwach stabil geschichtet ist.

Das Kennzeichen des Haupttyps ist stabil geschichtete Warmluft und labile Schichtung im Frontbereich, die durch Advektion und Hebung entsteht. Ein solcher Frontdurchgang bringt also sich allmählich verdichtende Schichtbewölkung, wobei die Erscheinungen beim Herankommen der Front denen gleichen, die wir beim rein stabilen Typ finden. Der Luftdruck fällt zunächst vollkommen ruhig und gleichmäßig, auch der einsetzende Niederschlag weist keine Intensitätsschwankungen auf. Beim Näherkommen der Front kann es aber schon zu leichteren labilen Umlagerungen kommen, in das bisher gleichförmige Schichtgewölk lagern sich Quellformen ein, der Barographenkurve wird ein etwas unruhiger Gang mit einzelnen Zacken aufgeprägt. Der Niederschlag kann schauerartige Verstärkungen zeigen, oder wenn bislang noch keiner gefallen ist, können einzelne Schauer schon vor der Front aus der geschlossenen Bewölkung fallen. Mit dem plötzlichen Anstieg des Luftdruckes kommt es dann meist zu Regenverstärkung und einzelnen Böen. Der Regen nimmt kurz danach den der Schauerform typischen Wechsel an, wobei auch die Bewölkung jetzt deutlich ihre Quellstruktur zeigt.

Im Gegensatz zum rein labilen Typ, wo die Labilität im Frontbereich zum großen Teil auf der Labilität der Warmluft beruht, kann sich beim Haupttyp die Labilität im Frontbereich infolge der anhaltenden Kaltluftadvektion in der Höhe nach einem erfolgten Umsturz bisweilen noch einmal herstellen. Man beobachtet in solchen Fällen zwei vollkommen voneinander unabhängige Böenvorgänge mit zwei Anstiegen im Barogramm, zwei Temperaturstürzen im Thermogramm usw., so als ob zwei Kaltfronten hintereinander herliefen. Diese Erscheinung einer zweiten starken Umlagerung beim Haupttyp ist jedoch zum Unterschied von der ersten, die man direkt als das Merkmal der Front ansprechen kann, nur örtlich eng begrenzt, so daß man in der

Wetterkarte eine zweite Böenlinie nicht eintragen kann. Sie unterscheidet sich auch in ihrem Wesen von der Troglinie, die sich bei starken Kaltfronten vom Typ fIL bei weitem Vorausschieben der labilen Umlagerung bisweilen noch deutlich feststellen läßt und auch in einer Wetterkarte mit dichtem Beobachtungsnetz eingezeichnet werden könnte (s. S. 9).

Beim Haupttyp erfolgt der labile Hauptumsturz aber nie weit vor oder erst an der strömungsbedingten Troglinie, weil die Warmluft ja vor und im größten Zeitabschnitt der präfrontalen Hebung stabil geschichtet ist. Eine von der Front getrennte Troglinie konnte daher auch im gesamten Material bei keiner Kaltfront vom Haupttyp festgestellt werden, da sie von der kurz davor liegenden Umlagerung völlig überdeckt wird oder mit deren Beginn zusammenfällt.

Als Beispiel einer Kaltfront vom Haupttyp mit 2 Umlagerungen sei die vom 8. April 1947, 21 Uhr, in Bad Kissingen durchgegangene Front angeführt. Barogramm und wichtigste Wettererscheinungen sind in Abb. 5 dargestellt.

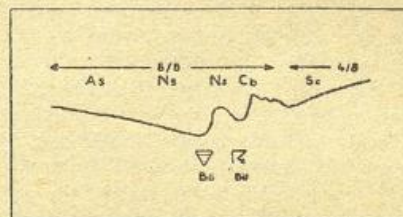


Abb 5 Aktive Kaltfront vom Haupttyp mit zwei Umlagerungen.

Warmluft und Kaltluft waren einzeln stabil geschichtet. Der zweite starke Anstieg findet sich nur im Kissingener Barogramm, hierin zeigt sich die örtliche Verschiedenheit aller labilen Vorgänge. In Stuttgart findet sich nur ein starker Anstieg im Barogramm bei einer Bö von 28 m/sec, dort ist die Warmluft allerdings labil geschichtet; Kassel zeigt nur schwachen Druckanstieg bei stabiler Warmluft, allerdings einer Bö von 30 m/sec, in Frankfurt liegt vor dem allmählich erfolgenden Druckanstieg eine kleine Drucknase, die von einer 17-m/sec-Bö begleitet ist, in Hof kommt es zu einem plötzlichen Druckanstieg von 1 mb mit starker plötzlicher Abkühlung und einer Bö von 22 m/sec. Dort folgen in deutlichem Abstand zwei weitere getrennte Böenvorgänge von 19 und 21 m/sec,\*) von denen das Barogramm und auch das Thermogramm nichts anzeigen. Es kam also hier sogar zu drei getrennten starken Umlagerungsvorgängen.

Wann die Bewölkung beim Haupttyp wieder endgültig auflockert, ist abhängig von der vertikalen Temperatur- und Feuchteschichtung der ungestörten Kaltluft. Die Mächtigkeit der erzeugten Quellwolkenmassen kann so groß sein, daß der Absinkvorgang auf der Rückseite der strömungsbedingten Druckrinne sie nicht auflösen kann, zumal die ursprünglichen Vorgänge, die auf dem Massengegensatz beruhen, ja durch die Folge-

\*) Bei allen Untersuchungen über Kaltfronten und Böen erwies sich das Fehlen von Windschreibern als der Hauptnachteil. Es zeigt sich immer wieder, daß die Auswertung von Anemogrammen weit mehr Einzelheiten erkennen läßt als die von Barogrammen oder Thermogrammen. Durch Auswerten von Anemogrammen im Krieg stieß der Verfasser zweimal auf Umlagerungsfronten, die sich nur noch schwach in den Thermogrammen, aber überhaupt nicht in Barogrammen nachweisen ließen. Auch in den gezeichneten Deutschlandkarten konnte der Meteorologe trotz des engmaschigen Meldernetzes des Krieges manchmal keine Front finden; erst als die Anemogramme vorlagen, klärten sich einige Merkwürdigkeiten im Wetterkartenbild, die bei der Analyse z. T. als „Falschmeldung“ gestrichen waren. Als weiterer Nachteil bei allen Untersuchungen erwies sich, daß man noch nicht dazu übergegangen ist, die Aufzeichnungen sämtlicher meteorologischer Elemente synchron auf einem einzigen Blatt vornehmen zu lassen, wodurch jedesmal mühevolle Synchronisierungsarbeiten, zudem noch bei ungenauen Zeitmarken, vorgenommen werden mußten.

erscheinungen der labilen Umlagerung etwas modifiziert werden. Ist die Kaltluft stabil geschichtet und feucht, so kann die Auflockerung lange verzögert werden. Es kann sich dabei in der kalten Jahreszeit an der Obergrenze der neuen Grundschicht lange eine geschlossene Wolkendecke halten.

Die Böenstärken, die beim Haupttyp auftreten, stehen im Mittel hinter denen zurück, die beim rein labilen Typ nachmittags vorkommen, wo trockenadiabatischer Temperaturgradient vom Boden bis zur Kondensationshöhe herrscht. In letzterem Falle ist eine Beziehung zwischen plötzlichem Temperaturfall und maximaler Böenstärke ( $F_{\max} \text{ (m/sec)} = 2 \cdot \Delta T \text{ (}^\circ\text{C)}$ ) (51) anwendbar; bei untertrockenadiabatischem Temperaturgradienten in den unteren Schichten, wie es beim Haupttyp der Fall ist, gilt zwar  $F_{\max} > 2 \cdot \Delta T$ , jedoch ist dabei die plötzliche Temperaturänderung wesentlich geringer, so daß auch die Böenstärke im Mittel kleiner ist. Die Böenwalze ist nicht so deutlich ausgeprägt wie beim rein labilen Typ. Die Erklärung für diese Unterschiede liegen in dem Mechanismus der Gewitterböen; diese sind als in die Horizontale umgebogene Absturzbewegungen engbegrenzter Kaltluftkörper aufzufassen, die durch Schmelzen von Niederschlag im Cb etwas unterhalb der Nullgradhöhe entstehen (46). Da die Absturzbewegung dieser mit Feuchtigkeit angereicherten Kaltluftkörper weitgehend nach der Feuchtadiabaten erfolgt, wirkt eine trockenadiabatische Schichtung der unteren Schichten beschleunigungserhöhend. Es ergibt sich ferner, daß die Böenstärke beim Haupttyp ganz im Gegensatz zum labilen Typ weitgehend unabhängig ist von der Tageszeit entsprechend dem Zustandekommen der Labilität im Frontbereich.

In diesem Zusammenhang sei kurz die Untersuchung Raethjens (52) über Labilisierung und Auslösung beim Einfließen von Kaltluft in der Höhe erwähnt, weil Raethjen hierbei einen Kaltluftvorstoß in der Substratosphäre annimmt und dabei zu ähnlichen Ergebnissen wie den hier gefundenen kommt. Es entstehen nach Raethjen zunächst böenartige Umlagerungen im Cirrenniveau was zur Ausbildung von Ci mit Fallstreifen führt. Der Niederschlag aus den Cirren fällt in die obere Troposphäre und bringt am Vorderrand der Kaltluft Labilisierung, wodurch Umlagerungen entstehen, die die ganze Troposphäre umfassen, aber keine zusammenhängende Böenfronten bilden müssen. Unter der eingeflossenen Kaltluft stellen sich hinter den Umlagerungen Absinkvorgänge ein infolge des zusätzlichen Gewichts der Kaltluft.

Das hier beschriebene Wetterbild des Kaltfronthaupttyps mit geschlossener Schichtbewölkung und etwaigen Niederschlägen vor der Front und Quellbewölkung bei oder schon vor dem beginnenden Druckanstieg entspricht also weitgehend dem Vorstellungsbild, das wir vom Okklusionsdurchgang haben. Daher kann mit Recht gefragt werden, worin der Unterschied zur Okklusion besteht. Bei der Okklusion tritt präfrontale Hebung der Warmluft ein, genau wie beim Haupttyp der Kaltfront. Aber sie wird dort in erster Linie verursacht durch Aufgleiten, hier durch „strömungsbedingte“ Effekte. Da die Aufgleitgebiete eine größere räumliche Erstreckung haben als die bei Kaltfronten vonstattengehenden präfrontalen Hebungseffekte, beginnt das präfrontale Bewölkungs- und Niederschlagsfeld der Okklusionen wesentlich weiter vor der Front als beim Kaltfronthaupttyp (und beim rein stabilen Typ). Die Vorstellung einer „Warmluftchale“ von V-förmigem Querschnitt ist aber bei oben voreilender Kaltluft unhaltbar. Durch die anhaltenden Hebungsvorgänge muß die Warmluft allmählich aus den wetterwirksamen Schichten der unteren Troposphäre verschwinden, so daß sie höchstens im Anfangsstadium der Okklusion nachgewiesen werden kann. Drei gesonderte Luftmassen im Okklusionsbereich hat Schwerdtfeger

(53) ja auch in einem Gebiet gefunden, in dem Okklusionen nur im Jugendstadium auftreten. Daß die Aufgleitvorgänge bei einer Okklusion mit zunehmender Alterung der Front immer mehr an Bedeutung verlieren — sofern die Okklusion nicht gegen Gebiete mit kälter werdender Luft vordringt — und die Okklusion immer mehr den Charakter einer Kaltfront oder Höhenkaltfront annimmt, zeigt auch die rasche Verschmälnerung des präfrontalen Wolken- und Niederschlagsfeldes.

Die oft beobachtbare Wolkenfolge St, As → Ns → Ns mit Cb → Cb, die sich aus den hier entwickelten Vorstellungen zwanglos ergibt, ist mit dem norwegischen Frontenschema kaum zu erklären. Ihr häufiges Auftreten war aber der Anlaß, daß die Vertreter der norwegischen Schule 1933 sie in der „Physikalischen Hydrodynamik“ (54) erwähnten. Auf S. 764 lesen wir: „Unter gewissen Umständen kann eine Art von cumuliformen internen Wolken auch unabhängig von der Erdbodenerwärmung entstehen, und zwar scheint diese Art besonders typisch zu sein für die Tropikluft beim Herannahen einer Kaltfront, die aber noch Hunderte von Kilometern entfernt sein kann. Die Cu-Köpfe wachsen in diesem Falle aus irgendeinem Wolkenstreifen im 3–5-km-Niveau auf (Ac cast, As cast) oder sie scheinen auch isoliert ohne solche Basiswolken. Die Bildungsursache ist in vertikalen Luftströmungen kleinen Querschnitts zu suchen, die durch eine feuchtlabile Schichtung der Atmosphäre ermöglicht wird. Solche starke Temperaturabnahme mit der Höhe in hohen Schichten kommt als Folge der Tropopausenstörung zustande.“

Besonders Mügge hat öfters auf die genannte Wolkenfolge bei Durchzug eines Regengebietes hingewiesen. In der „Energetik des Wetters“ (55) schreibt er zusammen mit Stüve die Ursache dieser Erscheinung dem Voreilen der Kaltluft bis in den Westteil des Aufgleitgebietes der Warmfront zu. Im Lehrbuch von Hann-Süring (56) vertritt er ähnliche Anschauungen.

Dinies (26) gibt zwei weitgehend mit der Erfahrung übereinstimmende Vertikalschnitte durch frontale Niederschlagsgebiete. Die erste Darstellung gibt den Schnitt durch eine aktive Kaltfront wieder. Die Kaltluft wird über die Warmluft vorstoßend gezeichnet, es kommt vor dem Frontdurchgang zu einzelnen Ac cast, Cb; mit dem Frontdurchgang treten mächtige, zusammenhängende Cb-Massen auf. Die Untergrenze der quelligen Bewölkung steigt aber nach dem Gebiet der Warmluft stetig an, während die Labilität vor der Front, zumindest nahe bei derselben, doch in der gesamten Luftsäule herrscht und auch erfahrungsgemäß vor dem hier dargestellten Frontdurchgang meist Cb auftreten, die den größten Teil der Troposphäre durchsetzen. Nach dem im Vorstehenden Ausgeführten handelt es sich bei dem von Dinies dargestellten Schnitt um den rein labilen Typ der aktiven Kaltfront.

Das hier abgeleitete Wolkenbild des Haupttyps der Kaltfront schreibt Dinies der Okklusion zu; es stimmt ja auch weitgehend überein mit dem von Schwerdtfeger (41) angegebenen Wolkenbild der Okklusion. Das Gebiet der Schichtbewölkung erstreckt sich daher auch zwangsläufig deutlich weiter in den Bereich der Warmluft hinein, als es beim Haupttyp beobachtet wird. Es mag nebenbei bemerkt sein, daß das von Dinies dargestellte Schema der Okklusion m. W. das erste in der Literatur veröffentlichte Okklusionsschema ist, das dem Voreilen der Kaltluft in der Höhe gerecht wird.

Der Einfluß des Grundschichttyps der vorgelagerten Warmluft auf die Wettererscheinungen vom Haupttyp der Kaltfront ist bei

Grundschicht : Normaltyp (C)  
und Grundschicht : Inversionstyp (A)

ähnlich wie beim rein stabilen Typ. Bei Grundschicht : Hochnebeltyp (B), der labilen maskierten Kaltfront bIH, ergibt sich insofern ein Unterschied zu der rein stabilen Kaltfront bIS, als die Fälle, bei denen sich der gesamte Frontdurchgang oberhalb der geschlossenen St-Decke abspielt und diese unverändert läßt, äußerst selten sind, da die Folgen der labilen Umlagerung in diesem Falle meist bis zum Boden herabreichen und die präfrontale Kaltluftschicht beseitigen. Die Wolkendecke kann schon vor Beginn des Druckanstiegs, der mit Böen und Quellbewölkung die grundlegende Änderung des Himmelsbildes einleitet, auflockern. In den Übergangsjahreszeiten weist die Obergrenze der präfrontalen Kaltluftschicht bisweilen keine geschlossene Wolkendecke auf. Das präfrontale Himmelsbild ist dann meistens wie bei aIH, seltener wie bei cIH.

Auch für den Haupttyp der Kaltfronten soll versucht werden, eine Schnittdarstellung zu geben (Abb. 6 unten). Die Darstellung ist ein Übergang zwischen der oberen und der mittleren von Abb. 6.

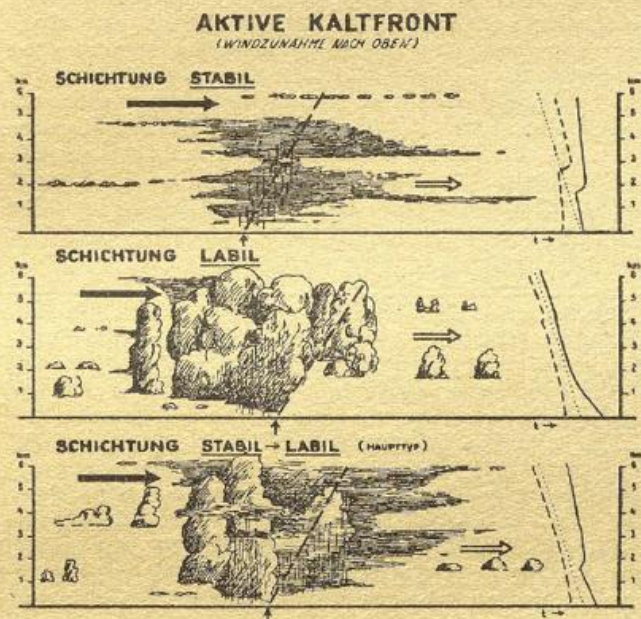


Abb. 6 Schnitte durch aktive Kaltfronten. Rechts Zustandskurven der ungestörten Warm- und Kaltluft. Punkttiert: Feuchtadiabate.

## XI. Sonderformen der aktiven Kaltfront

### 1. Die Kaltfront in der Höhe (Ih).

Bei Vorliegen einer geeigneten vertikalen Windschichtung kann es vorkommen, daß Kaltluft nur oberhalb einer gewissen Höhe herantransportiert wird. Die Höhenkaltluft wird dabei aus Richtungen einfließen, die gegenüber der bodennahen Windrichtung zurückgedreht ist. Es ist dabei nicht eine starke meridionale Komponente der bodennahen Strömungen (NW oder gar NNW) nötig, sondern es handelt sich dabei oft um Kaltluft, die um ein Höhentief oder einen Höhentrog herumgeführt ist. Im Sommer findet man sie z. B. relativ oft, wenn bei südwestlicher Bodenströmung über der Biskaya ein Höhentief liegt.

Kaltfronten in der Höhe (unter „Höhenkaltfronten“ werden bisweilen hochreichende Kaltfronten verstanden, die die stärkste Abkühlung in der Höhe bringen) können sich nur ausbilden, wenn die vorgelagerte Warmluft stabil geschichtet ist. Bei labiler Warmluft kommt es sofort zu einem heftigen Umsturz bis zum Boden, und es entsteht also eine Kaltfront vom labilen Typ. Daher kann sich eine scheinbar harmlos anmutende Höhenkaltfront zu einer schweren Unwetter-

front umwandeln, wenn sie gegen stark labile Warmluft vorstößt.

Die eigentliche Kaltfront in der Höhe verursacht in den oberen Schichten eine mehr oder weniger starke Labilität, in der es zu hochsitzenden Umlagerungen mit Wolkenbildung kommt (Ac, As, Ac cast in mehreren Schichten, die im Frontbereich verwachsen). Bei stärkerer Höhenlabilität treten auch Niederschläge auf, die den Boden erreichen können. Zusammen mit der Verhinderung der Einstrahlung durch die Wolkenbildung kann dieser auch den bodennahen Schichten eine Diskontinuität in der horizontalen Temperaturverteilung aufprägen und sogar eine schwache Windkonvergenz hervorrufen, bisweilen mit geringer Windauffrischung. Die Intensität der hohen Kaltfronten ist von der Tageszeit wenig abhängig. In den seltenen Fällen, wo an ihnen Hochgewitter auftreten, zeigt sich, daß die Gewitterbildung nachts meist fortbesteht.

Die Kaltfronten in der Höhe treten isoliert auf, wenn die Kaltluft auf ihrer Rückseite nicht bis zum Boden herabreicht, oder sie gehen einer Bodenkaltfront (worumter eine Kaltfront verstanden sei, die im wesentlichen nur den unteren Schichten Abkühlung bringt) voran, wenn die nachstoßende Kaltluft sich allmählich bis zum Boden durchsetzt. Die Rückdrehung des Windes mit der Höhe verhindert ein weites Voreilen der oberen Kaltfronten vor der jeweiligen Bodenfront, so daß man erstere meist in einem Abstand von 100 bis 200 km vor den letzteren findet.

Es taucht aber nun die berechtigte Frage auf, wann es zur Ausbildung einer Kaltfront in der Höhe mit nachfolgender Bodenkaltfront kommt und wann zu einer einzigen Kaltfront vom Haupttyp. Beidesmal eilt ja in der Höhe Kaltluft über stabile Warmluft vor. Die Antwort findet sich, wenn wir die Stärke des Überhängens der Kaltfrontfläche ins Auge fassen. Wird durch besondere Strömungsbedingungen ein weites Voreilen der Höhenkaltluft ermöglicht, so wird die Frontfläche stark nach vorn geneigt sein; die Linien  $f$  und  $f'$  in der Abb. 2 werden daher weiter auseinanderdrücken, und die Isohypsen werden geringere Krümmung aufweisen. Es kommt daher zu keinen starken strömungsbedingten Druckeffekten und also auch nicht zu wesentlichen Hebungsvorgängen vor der Bodenkaltfront. Setzt nun die labile Umlagerung in der Höhe weit vor der Bodenkaltfront ein, so können die als Ausgleich für die in den einzelnen Umlagerungszellen aufsteigenden Luftpakete hinter der oberen Kaltfront einsetzenden absteigenden Luftbewegungen zur Wolkenauflösung führen, da ja zwischen Boden- und Höhenfront praktisch keine Hebungseffekte entgegenwirken. Die Erfahrung scheint diese Erklärung auch insofern zu bestätigen, als am Boden bei einem Kaltfrontpaar der genannten Art keine wesentlichen Drucktendenzen auftreten.

In den USA scheinen die Kaltfronten in der Höhe eine größere Häufigkeit zu besitzen als in Europa. Holzmann (57) weist auf besonders große Häufigkeit im Winter hin, wenn das Land von einer kalten Bodenschicht bedeckt ist und sich der gesamte Frontdurchgang oberhalb dieser stabilen Bodenschicht abspielt. Dieser Vorgang ist hier bereits beim stabilen Kaltfronttyp bIS beschrieben. Diese Art der oberen Kaltfront kann sich in eine normale Kaltfront umbilden, wenn sie bei ihrer Wanderung die Begrenzung der Bodenschicht erreicht hat. Im Sommer sollen Kaltfronten in der Höhe vorkommen, wenn  $T_s$  (Tropical Superior)-Luftmassen (die nur in der Höhe auftreten), von kälterer Luft verdrängt werden. Als weitere Entstehungsursache gibt Lichtblau (58) in erster Linie die Umbildung aus einer Okklusion mit Warmfront-Charakter an. Die Warmfrontfläche wird durch das anhaltende Aufgleiten weitgehend wetterunwirksam, die Bodenwarmfront diffus, so daß lediglich die

in der Höhe die Warmluft verdrängende Kaltluft als einzig wetterwirksamer Faktor bleibt. Als seltene, aber wichtige Ausnahme in der Bildung hoher Kaltfronten wird erstens eine den Verhältnissen am Boden völlig entsprechende Frontogenese in der Höhe angenommen (vgl. 59), zweitens ein derart starkes Zurückdrehen des Höhenwindes bei hochreichenden Kaltlufteinbrüchen, daß die Kaltluft in den unteren Schichten zuerst ankommt. Nach unserer Definition handelt es sich hierbei um den Fall einer passiven Kaltfront, auf die unter XII eingegangen wird.

Daß Fronten in der Höhe nicht selten entgegengesetzt zur Bodenströmung ziehen, versteht sich von selbst. Scherhag (27) (S. 273) gibt die Darstellung einer Wetterlage, wo sich eine Okklusion mit Warmfront-Charakter bei WSW-licher Höhenströmung und bei ESE-licher Bodenströmung von Westen kommend bis zur Oder schiebt.

## 2. Trockene Kaltfronten [(IS), (IL) und (IH)].

Im Vorstehenden ist stets die Voraussetzung gemacht, daß die Feuchteverhältnisse der beteiligten Luftmassen bei der Hebung Kondensation zulassen. Es kann nun durchaus sein, daß es trotz der präfrontalen Hebung nicht zur Kondensation oder bei labiler Schichtung nur zur Bildung einzelner schwacher Quellungen kommt, und zwar dann, wenn die beteiligten Luftmassen sehr trocken sind. Dann wird der Durchgang der Kaltfront, die wir kurz „trockene Kaltfront“ nennen wollen, nicht mit geschlossener, ja zuweilen ganz ohne Bewölkung vonstatten gehen. Bekannt sind die trockenen Kaltfrontdurchgänge über ausgedehnten Wüstengebieten, die sich oft bei wolkenlosem Himmel abspielen. Bei solchen wolkenlosen Fronten fallen natürlich alle die sonst durch Cb-Bewölkung verursachten Komplikationen im Bodendruckgang fort, und es bleiben nur die strömungsmäßig und rein advektiv bedingten Druckänderungen.

Trockene Fronten mit nur geringer Bewölkung findet man naturgemäß hauptsächlich in kontinentalen Gebieten, wo die Luftmassen nur geringe Feuchte aufweisen. Der Frontdurchgang ist nicht markant ausgeprägt. Man kann auch hier einen stabilen, einen labilen und einen Übergangstyp unterscheiden. Der Bedeckungsgrad im Frontbereich bleibt allgemein unter 10/10, vielfach unter 5/10. Beim Übergangstyp herrschen nur einige Schichtwolkenfelder, die allmählich quellig werden, beim stabilen Typ kommt es nur zu Schichtwolken, beim labilen Typ nur zu Quellwolken, aus denen nur selten tagsüber leichte Schauer fallen. Den letzten Fall könnte man sinngemäß „halbtrockene labile Front“ nennen.

Eine trockene Kaltfront von labilem Typ wurde im Sommer 1944 in Gyula in Ungarn beobachtet. Warm- und Kaltluft zeigten erhebliche horizontale Temperaturdifferenzen. Die Front kam von Westen heran, wo sie noch heftige Regenfälle und Böen brachte, traf aber allmählich auf immer trockenere Warmluft. Der Temperaturfall in Gyula betrug am Boden noch 8°, trotzdem stieg der Bedeckungsgrad (Cb) nicht mehr über 5/10! Niederschlag fiel keiner. Während des Temperaturfalles, der an einem eigens zu diesem Zwecke im Freien angebrachten Thermometer verfolgt wurde und etwa 15 Minuten dauerte, herrschten heftige Böen, während es vorher und nachher windstill war.

## 3. Kaltfronten in Abschwächung und Verstärkung.

Die Energien für die Wettererscheinungen im Bereich aktiver Kaltfronten stammen, wie wir sahen, beim rein stabilen Typ und beim Haupttyp aus der horizontalinstabilen Luftmassenverteilung, beim labilen Typ fast ausschließlich aus der Labilität der Warmluft. Wenn die vorgelagerte Warmluft thermisch so geschichtet wäre, daß diese Energiequellen beim Weiterwandern

der Front immer vorhanden blieben, so würde die Kaltfront sich nie auflösen. Gelangt eine Kaltfront aber in ein Gebiet, wo die Schichtung der Warmluft eine Verringerung der zur Verfügung stehenden Frontenergien bedingt, so wird die Kaltfront sich allmählich abschwächen. Besonders rasch kann u. U. die Abschwächung des labilen Typs vonstatten gehen, wenn die Front nachts gegen ein Gebiet vordringt, das auch am Folgetage stabile vorgelagerte Warmluft aufweist. Die Front kann dann bis zum Morgen vollkommen aus dem Wetterkartenbild verschwunden sein. Die Erscheinungen an einer in Abschwächung befindlichen Front gleichen allmählich immer mehr denen an einer trockenen Front.

Ein weiterer, oft beobachteter Effekt, der sich frontabschwächend äußert, ist die Wirkung eines der Front überlagerten hohen Drucksteiggebietes. Diese Wirkung erklärt sich daraus, daß durch den Druckanstieg die präfrontalen Hebungen abgeschwächt werden. Ebenso kann eine Kaltfront im Lee von Gebirgen vorübergehend die Erscheinungen einer trockenen Front zeigen.

Wesentlicher für die im praktischen Dienst stehenden Meteorologen sind aber die Fälle, in denen eine Kaltfront sich verstärkt. Wenn kein hoher Druckanstieg überlagert ist, dagegen vielleicht sogar ein hohes Fallgebiet, wird also eine Verstärkung eintreten, wenn beim Fortschreiten der Kaltfront ein verstärkter Massengegensatz oder verstärkte Labilität der Warmluft auftritt. Besonders der labile Typ zeigt nachmittags, wenn die Warmluft stark labil ist, eine Verstärkung, auf die nicht genug geachtet werden kann.

## 4. Umwandlung des Typs.

So wenig wie die thermischen Verhältnisse der vorgelagerten Warmluft beim Weiterwandern einer Kaltfront konstant bleiben, so wenig wird eine Kaltfront bei der Fortbewegung dauernd ihren charakteristischen Typ beibehalten. Jeder Typ kann innerhalb kurzer Zeit in den benachbarten übergehen. Wenn eine Kaltfront vom rein stabilen Typ gegen Warmluft vordringt, die in den unteren Schichten allmählich wärmer wird, dann wird die Schichtung im Kaltfrontbereich langsam instabil, und die Front verwandelt sich in eine solche vom Haupttyp. Ebenso kann eine Kaltfront vom Haupttyp sich in eine solche vom rein labilen Typ verwandeln, wenn sie gegen labile Warmluft vordringt. Nach den mitgeteilten Vorstellungen muß dabei plötzlich vor der strömungsbedingten Druckrinne eine Umlagerungsfront entstehen, die als die neue Kaltfront anzusehen ist. Die Front „springt“ also ein gewisses Stück. Die umgekehrten Umwandlungen sind natürlich genau so möglich.

Eine sehr rasche Umwandlung des Typs einer Kaltfront müßte sich auf Grund unserer Überlegungen dann ergeben, wenn z. B. durch Ein- und Ausstrahlung die vertikale Schichtung der Warmluft von Labilität zu Stabilität — oder umgekehrt — übergeht. Dies ist in der kalten Jahreszeit nicht der Fall, da dann die Warmluft auch tagsüber stabil geschichtet ist; in der heißesten Zeit des Jahres ist dies ebenfalls selten, weil die Warmluft auch oft nachts noch ihre Labilität beibehält. Theoretisch müßten wir also die durch Tages- und Nachteinfluß bedingte Umwandlung des Typs einer Kaltfront fast ausschließlich in der warmen Jahreszeit mit Ausnahme der heißesten Zeitabschnitte erleben. Die Beobachtungen bestätigen dies. Es ist dann z. B. zu beobachten, daß der Regen nachts und vormittags vor und hinter der Front, nachmittags nur hinter der Front fällt.

Ein gut ausgearbeitetes Beispiel für diesen Fall gibt Reidat (60). In dem untersuchten Fall handelt es sich zwar um eine sich zur Kaltfront umbildende Okklusion; nach dem unter X. Gesagten hat das aber auf die Brauchbarkeit und Güte des Beispiels keinen Einfluß.

Vormittags herrscht präfrontal geschlossene Bewölkung von 100 bis 125 km Breite, postfrontale von 100 km Breite, nachmittags nur postfrontale geschlossene Bewölkung. In einem Höhenzeitdiagramm stellt Reidat die Wolkenuntergrenze beim Frontdurchgang für eine Anzahl nordwestdeutscher Beobachtungsstationen dar, wobei als Nulllinie der Zeitskala der Zeitpunkt des Durchganges des Druckminimums gewählt ist. Die Stationen zerfallen darin deutlich in zwei getrennte Gruppen ohne Übergang: eine Gruppe, bei der die tiefste Bewölkung vor und im Druckminimum, und eine solche, in der sie hinter demselben liegt. Die Stationen der ersten Gruppe passierte die Front vor 11 Uhr, die der zweiten Gruppe nach 11 Uhr, d. h. also: Ab 11 Uhr finden sich die Hauptwettererscheinungen plötzlich hinter der Tiefdruckrinne. Reidat schreibt: „Ein Übergang zwischen den beiden Bewölkungstypen ist nicht zu finden. Der Übergang vom Aufgleit- zum Einbruchstyp muß also sehr rasch vor sich gegangen sein.“ Die Bestimmungen der Zuggeschwindigkeit des Ostrandes der frontalen Bewölkung ergibt, daß die Bewölkung den ganzen Tag über unter gleichbleibender Geschwindigkeit fortwandert, aber „die Front (die Tiefdruckrinne) bis um 11 Uhr mit 25 km/h zieht. Zwischen 11 Uhr und 14 Uhr wird sie um 5 km/h rascher, nach Überschreiten des nachmittäglichen Temperaturmaximums verlangsamt sie sich auf 20 km/h. Die Front hat also nach 11 Uhr eine sprunghafte Verlagerung nach vorn vorgenommen.“

Der Hamburger Frühaufstieg zeigt bei hoher Feuchte fast feuchtindifferente Schichtung, ist also noch schwach stabil. Im Frontbereich kommt es aber zu Labilität, da die Kaltluft oben 3—4 Grad Abkühlung bringt. Die Einstrahlung vor der Front bewirkt eine Labilisierung der Warmluft, so daß sich plötzlich vor der von oben aufgeprägten Druckrinne die Umlagerungsfront bildet, die als die neue Kaltfront in Erscheinung tritt. Interessant ist die Tatsache, daß die entstandene Front abends, wo die Labilität der Warmluft allmählich wieder verschwindet, langsamer zieht als vor 11 Uhr, so daß sie in der folgenden Nacht wieder mit der strömungsbedingten Druckrinne zusammenfällt. Es liegt also hier ein Beispiel vor für den Übergang Haupttyp — rein labiler Typ — Haupttyp innerhalb 24 Stunden. Solche Übergänge sind wegen der sprunghaften Verlagerung der Front sehr zu beachten, zumal Reidat schreibt, daß diese unvorhergesehenen Erscheinungen verständlicherweise große Schwierigkeiten in der Flugberatung brachten. Dieses Beispiel liefert eine gute Bestätigung unserer gegebenen Kaltfronterklärung.

Es bedarf nur eines Hinweises, daß auch längs einer einzelnen Kaltfront verschiedene Typen auftreten können, daß z. B. die Front in ihrem Nordteil dem Haupttyp, im Süden dem rein labilen Typ angehören kann.

Man beobachtet aber nicht nur zeitliche und räumliche Übergänge zwischen den einzelnen Typen der aktiven Kaltfronten, sondern auch bisweilen zeitliche und räumliche Übergänge zwischen aktiven und den nunmehr zu behandelnden passiven Kaltfronten.

## XII. Die passiven Kaltfronten.

Infolge der Windabnahme mit der Höhe haben wir hier den Fall vorliegen, wo sich die Kaltluft keilförmig unter die Warmluft schiebt und diese anhebt. Diesen Vorgang bezeichnete man in den Anfängen der norwegischen Zyklonentheorie als den Fall der Kaltfront schlechthin. In viele Lehrbücher ist diese „Darstellung der Kaltfront“ eingegangen. Meist war von einem „stürmischen Emporwerfen der Warmluft“ die Rede, was bei dem allmählichen Ansteigen der Kaltluftobergrenze ja völlig unmöglich ist. Später zog man dann die Bodenreibung heran und stellte wenigstens innerhalb der Bodenreibungsschicht die Frontfläche nahezu

senkrecht, um das „Emporwerfen“ der Warmluft, das zu Schauern führen sollte, zu erklären. Selbstverständlich werden auch beim antizyklonalen Einfließen von Kaltluft die alleruntersten Schichten infolge der Bodenreibung abgebremst, aber die etwas darüber liegenden Kaltluftteilchen werden dann an den zurückbleibenden bodennahen Schichten nach vorn abgleiten. **Eine Schauerbildung an einer passiven Kaltfront ist nur möglich, wenn die Warmluft labil geschichtet ist, andernfalls bleiben größere Vertikalumlagerungen völlig aus.** Wir müssen die passiven Kaltfronten also zunächst nach dem Vertikalaufbau der Warmluft unterscheiden.

Eine zweite Unterscheidung erweist sich nötig hinsichtlich der vertikalen Mächtigkeit der einbrechenden Kaltluft. Besonders bei antizyklonalem Wetter reicht die einbrechende Kaltluft oft nur 1000 bis 2000 m hoch; diese Kaltfronten stellen also dem Sinne des Wortes nach die antizyklonalen Kaltfronten dar. Es gibt aber auch — wie bereits erwähnt — hochreichende Kaltluftereinbrüche im Zyklonenbereich, bei denen der Wind mit der Höhe so stark zurückdreht, daß die Kaltluft unten zuerst ankommt. Sinngemäß müßte man diese Art von Kaltfronten als „zyklonale passive Kaltfronten“ bezeichnen.

Während wir bisher bei aktiven Kaltfronten den Luftdruckgang durch die Wirkungen der Strömung erklärten, muß bei passiven Kaltfronten die advektive Erklärung der Barographenkurve beibehalten werden (im Sinne des Lehrbuchs von Chromow, S. 273) — abgesehen von etwaigen plötzlichen Druckänderungen, die als Folge labiler Umlagerungen entstehen. Bei passiven Kaltfronten kann man allgemein den Frontdurchgang am Boden nicht so klar festlegen wie bei aktiven Kaltfronten; es hat dies letzten Endes seinen Grund in der geringeren Neigung der Frontfläche.

### 1. Die stabile passive Kaltfront (IIS).

Beim stabilen Typ wird während des gesamten Frontdurchganges niemals labile Schichtung auftreten.

a) Kaltluft hochreichend (IISh). Dieser Typ tritt meist in der Nachbarschaft einer Zyklone auf, wobei der Wind mit der Höhe stark nach links dreht. Die passive Hebung der Warmluft führt in dieser zur Bildung geschlossener postfrontaler Bewölkung. Falls die Warmluft große Feuchte aufweist, kann es zu anhaltenden ergiebigen Landregenfällen kommen, die erst aufhören, wenn sich die Kaltluft in allen Höhen durchgesetzt hat. Dann nimmt das Himmelsbild rasch das dem vertikalen Aufbau der Kaltluft entsprechende Aussehen an.

Ist erst eine gewisse Hebung der Warmluft nötig, um stärkere Kondensation herbeizuführen, so folgt dem Frontdurchgang erst noch eine niederschlagsfreie Zone, bevor sich das Niederschlagsgebiet anschließt.

Die Mechanik dieses Fronttyps dürfte keine Schwierigkeiten aufweisen; der allgemein bekannte Wetterablauf ist etwa dem einer Warmfront zeitlich entgegengesetzt gleich.

b) Kaltluft flach (IISf). Auch dieser Fall flacher Kaltluft tritt nicht nur bei antizyklonaler Witterung ein. Es kann flache kontinentale Kaltluft durchaus in den Bereich einer Zyklone einbezogen werden, wobei die vorgelagerte wärmere Luft dann meist reich an Feuchtigkeit ist. In der Wetterauswirkung gleicht dieser Fall weitgehend dem vorher beschriebenen. Die Warmluft wird passiv gehoben, es kommt auch weit oberhalb der Kaltluftobergrenze zu Wolkenbildung in der Warmluft und bisweilen auch zu Niederschlägen. Dafür, daß die Kaltluft vertikal nicht so mächtig ist wie im Falle IISh, hat sie aber eine größere horizontale Temperaturdifferenz zur Warmluft. Die Windverteilung ist oft so, daß in der Höhe der Wind von der Warmluft zu dem von der Kaltluft überdeckten Gebiet weht,

so daß ein „aktives Aufgleiten“ hinzukommt. Die Front zieht in diesem Falle in keiner Weise mit der Höhenströmung.

Als gutes Beispiel sei die Kaltfront vom 23. 10. 1946 über Deutschland angeführt. Aus ENE drang an der Südseite eines Hochs über Skandinavien flache kontinentale Kaltluft nach Deutschland vor, die eine Mächtigkeit von etwa 1500 m hatte und nach ENE kaum noch anstieg. Die Strömung in 5000 m war über Kissingen NW, 20—30 km/h. Der Wetterablauf vollzog sich hier wie folgt: Vor Ankunft der Kaltluft herrschte 10/10 As und starker Dunst bei stabiler Schichtung und zyklonaler Wetterlage. Bei Ankunft der Kaltluft verstärkte sich der geringe Druckanstieg etwas, die Temperatur begann zu fallen, es bildeten sich unter dem As St-Schichten, dann begann gleichmäßiger Regen, der mehrere Stunden anhielt. Als sich die Kaltluft durchgesetzt hatte, lockerte die Bewölkung rasch auf, abends war es wolkenlos. Die Kaltluft brachte in der gesamten Schicht vom Boden bis 1500 m einen Temperaturrückgang um 10°.

Das Auflockern der Bewölkung in diesem Fall trotz der erzeugten starken Inversion in 1500 m war eine Folge der geringen Feuchte in der Kaltluft. Bisweilen kann man beobachten, daß sich an der Obergrenze der Kaltluft, aber noch innerhalb der Kaltluft, lange eine geschlossene St-Decke hält.

Das Einfließen flacher Kaltluft unter antizyklonaler Wetterlage äußert sich so grundverschieden zu dem eben beschriebenen Fall, daß es unter 3 gesondert behandelt wird.

## 2. Die labile passive Kaltfront (IIL).

a) Kaltluft hochreichend (IILh). Über die labile antizyklonale Kaltfront ist noch wenig bekannt. Bisweilen begegnet man in der Literatur sogar Aussagen (z. B. Dinies (6)) wonach sie gar nicht existiert, weil unten vordringende Kaltluft stabilisierend wirke. Dinies schreibt u. a.: „Die Geschwindigkeitsverteilung bewirkt aber gegenüber der zyklonalen Kaltfront, daß instabile Schichtungen mit ihren heftig ablaufenden Umlagerungserscheinungen nicht zustandekommen.“ Er gibt a. a. O. ein Beispiel, in dem hochreichende Kaltluft mit Windabnahme nach oben gegen labil geschichtete Warmluft vordringt (14. 8. 1935). Dabei fällt in Berlin 130% der normalen Monatssumme an Niederschlag. Gewitter traten keine auf, der Klartext meldet 10/10 Ns von 600 bis 4200 m. Dinies schließt daraus, daß bei labiler Warmluft unten vordringende Kaltluft eine Stabilisierung bewirkt und verneint allgemein den labilen Typ der passiven Kaltfront. Zu dem Beispiel, das Dinies anführt, ist folgendes zu sagen: In dichter Ns-Bewölkung mit Regen sind Quellformen nur schlecht zu erkennen. Die Stärke des Niederschlags in Berlin spricht aber für labile Vorgänge, denn bei langsamer stabiler Hebung sind Niederschläge dieses Ausmaßes nur schwer vorstellbar. Auch die örtliche Windauffrischung auf Sturmstärke (s. Seewartenbericht) spricht für labile Umlagerungen. Als einwandfrei labil erweist sich aber die Front weiter im Süden. Über Ungarn herrscht am Folgetag in 5000 m fast kein horizontaler Druckgradient, am Boden treten starke NW-Böen mit Schauer auf. Um 19 Uhr werden längs der gesamten Front die Niederschläge als Schauer gemeldet. Auch der plötzliche Temperatursturz an der Front spricht für die labilen Charakter des Frontgeschehens (38).

Als weitere Beispiele könnte man zunächst noch die Kaltfront vom 27. 5. 1938 über Westdeutschland anführen. Die Höhenströmung war nahezu parallel der Front, am Boden traten vor der Front SE-Winde auf, unmittelbar hinter der Front, die Gewitter brachte, herrschten starke NW-Böen. Die Warmluft war oberhalb der Kondensationshöhe überfeuchtadiabatisch geschichtet (Frankfurt am Main). Die Auslösetemperatur

wurde aber nicht erreicht. Das Anheben bis zur Kondensationshöhe besorgte die unten vordringende Kaltluft. Dieses Beispiel ist deshalb besonders gut, weil die nachstoßende Kaltluft oberhalb 3000 m sogar etwas wärmer war als die vorgelagerte Warmluft, so daß eine etwaige Labilisierung von oben her völlig ausgeschlossen war. Außerdem war die Labilität oberhalb der Kondensationshöhe ja bereits mehr als ausreichend. Auch die starke Gewitterfront vom 13. 7. 1941 könnte man als Beispiel heranziehen. Die Front wurde über dem östlichen Süddeutschland parallel der südwestlichen Höhenströmung, wanderte aber weiter nach E, war also zu einer passiven Front geworden, wobei die Gewitter und die starken W-Böen anhielten. Der Luftdruck, der über SW-Deutschland zum Zeitpunkt der Bö zu steigen begann, steigt über SE-Deutschland erst um einen gewissen Betrag, ehe die Böenerscheinung einsetzte (44). Es war also erst ein gewisses Anheben der Warmluft erforderlich, ehe es zum Umsturz kam. Auch die Gewitterfront vom 2. 8. 1948, auf die bereits S. 10 eingegangen ist, bietet ein weiteres Beispiel für diesen Fall der passiven Kaltfront. Die aus einer Okklusion hervorgegangene Kaltfront vom 17. 5. 1949 ist ein Beispiel für den raschen Übergang vom stabilen Typ der aktiven Kaltfront. Um 06 Uhr liegen bei Windzunahme nach oben und stabiler Warmluft das gesamte geschlossene Bewölkungsfeld und der Niederschlag vor der Front, mittags zu beiden Seiten, um 18 Uhr vollständig hinter der Front, die dann mit Gewittern verbunden war. Da über dem Gebiet, wo die Front abends lag, der Wind in der Höhe frontparallel aus S wehte, ist die Front nunmehr als passiv zu bezeichnen. Einzelne präfrontale Gewitter zeigten, daß die Warmluft durch Einstrahlung labil geworden war. Diese und weitere Beispiele lassen also folgendes erkennen:

Bei starker Labilität der Warmluft kann bereits die Ankunft der Kaltluft am Boden der Anstoß zum labilen Umsturz sein. Es wird sich dann oft eine Gewitterfront ausbilden, deren Wettererscheinungen sich in nichts mehr von einer aktiven Kaltfront vom rein labilen Typ unterscheiden; Böen und die typischen Anzeichen labiler Umlagerungen im Barogramm werden sich einstellen. Muß aber erst eine gewisse Hebungslabilisierung dazukommen, damit der Umsturz der Warmluft eingeleitet wird, so wird nach dem Frontdurchgang, der sich im Wind durch eine Drehung ohne wesentliche Auffrischung bemerkbar macht, erst Bewölkungszunahme einstellen. Es zeigt sich eine Wolkenfolge, die ähnlich der des Haupttyps der aktiven Kaltfront ist: Schichtgewölk, in dem allmählich Quellungen auftreten. Sehr rasch zieht dann die massive Umlagerungsbewölkung heran mit Böen, Schauern oder Gewittern und meist starken Druckanstieg. Eine Unterscheidung zwischen herangeführter und im Frontbereich produzierter Kaltluft wie beim aktiven Fall ist hier nicht mehr zu treffen, da die Fronterrscheinung der advektiv herangeführten Kaltluft nicht voraneilt.

b) Kaltluft flach (IILfl). Auch hier kommt es wie bei IISfl nur zu markanten Wettererscheinungen, wenn sich die Frontvorgänge bei zyklonalem Wetter abspielen, wo also die angehobene Warmluft genügend Feuchtigkeit besitzt. Ist auch die Kaltluft verhältnismäßig feucht, so kommt es an ihrer Obergrenze zu starker Sc- oder St-Bewölkung, und von den Wolkenformen in der Warmluft kann der Bodenbeobachter nichts sehen. Auch die labilen Vorgänge in der Höhe kann er dann nur aus den Stärkeschwankungen des Niederschlags, etwa den Zacken im Barogramm und in extremen Fällen auch aus den Böen schließen, denn bei starker Labilität in der Höhe kann es vorkommen, daß der schräg von oben kommende Böenstoß (46) durch die Bodenkaltluft hindurch wirkt. Infolge der örtlichen Begrenztheit der Böenerscheinungen wird es meist nicht zu einer allgemeinen Einbeziehung der fla-

chen Kaltluft in die vertikale Umlagerungszirkulation kommen, so daß die Kaltluft und mit ihr die etwaige Bewölkung an ihrer Obergrenze auch nach dem Frontdurchgang oft noch vorhanden bleibt.

Ein Beispiel für diesen Fall liefern die Wettererscheinungen vom 11./12. 3. 1947 in Bad Kissingen. In breitem Strom war über N-Deutschland flache kontinentale Kaltluft aus ENE eingeflossen. Mit der Höhenströmung aus WNW zog ein nicht hochreichendes Tiefdruckgebiet über Deutschland hinweg. Die Warmluft an seiner S-Seite war schwach labil geschichtet. Nachmittags wurde sie über Bad Kissingen durch hochreichende Kaltluft verdrängt, die ebenfalls labil geschichtet war, besonders zwischen 3000 und 4500 m. Da das Tiefdruckgebiet nicht hochreichend war, nahm die frontsenkrechte Windkomponente mit der Höhe deutlich ab. Die Rückseitenkaltluft hob die Warmluft an, es kam nachmittags zu Regen, der schauerartige Verstärkungen aufwies und durch die mit Böen bis 60 km/h verbundene Hauptumlagerung abgeschlossen wurde. Die Erscheinungen in dieser Front sind ein Beispiel für den vorher beschriebenen Fall IIIh. Nachdem sich die hochreichende Kaltluft durchgesetzt hatte, floß nachts die flache kontinentale Kaltluft ein, die 1500 m hochreichte und unterhalb dieser Höhe Temperaturrückgang bis fast 10° brachte (Beispiel für Fall IISfl). Die Bewölkung, die vom vorhergehenden Frontdurchgang noch geschlossen war, blieb geschlossen, die Untergrenze stieg aber etwas an. Es kam in der Höhe zu erneuten labilen Umlagerungen, die sich in Schneeschauern äußerten. Die Böen waren schwächer als bei der vorangegangenen Front. Im Bereich der flachen Kaltluft blieb die Bewölkung weiterhin geschlossen.

Im Barogramm fiel der Durchgang der ersten Front (hochreichende Kaltluft) mit dem Druckminimum zusammen, die labile Umlagerung war nicht angedeutet, wieder ein Beispiel für die weitgehende Unabhängigkeit der Böenstärke von der Bodendruckänderung. Der Durchgang der zweiten Front (Kaltluft flach) erfolgte während des gleichmäßigen Druckanstieges ebenfalls ohne „Böennase“.

Auch für die passiven Kaltfronten seien je eine Schnittdarstellung für den stabilen und den labilen Typ gegeben (Abb. 7).

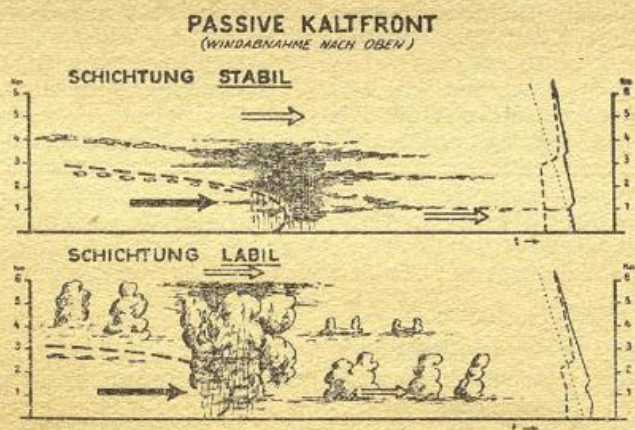


Abb. 7 Schnitte durch passive Kaltfronten. Rechts Zustandskurven der ungestörten Warm- und Kaltluft. Punktirt: Feuchtadiabate.

### 3. Sonderform: Die trockene passive (antizyklonale) Kaltfront ((IIS)).

Spielen sich flache Kaltlufteinbrüche bei ausgesprochen antizyklonaler Witterung ab — dieser Fall ist der häufigere —, so finden sie vor sich meist eine Warmluft, die keinen hohen Feuchtigkeitsgehalt aufweist. Die Hebung durch die unten vorstoßende Kaltluft genügt

dann nicht zur Kondensation. Enthält die Kaltluft genügend Feuchtigkeit, so bildet sich innerhalb derselben an ihrer Obergrenze eine St-Decke, darüber bleibt es in der Warmluft wolkenarm. Ein klassisches Beispiel für diesen Fall ist von Schneider-Carius (34) beschrieben und in der Literatur schon mehrfach behandelt, so z. B. (2, 6), so daß hierauf nicht mehr eingegangen zu werden braucht. Auch v. Ficker (61) beschreibt einen solchen Fall, wo es innerhalb der flachen Kaltluft zur Bildung einer St.-Decke kommt.

Ist auch die Kaltluft sehr trocken, so kann der Luftmassenwechsel vollkommen ohne Wolkenbildung vor sich gehen. Bei winterlichen Kälteeinbrüchen aus NE findet sich dieser Fall nicht selten. Eine vorübergehende Windauffrischung — wohl als Folge des Nebeneinander stark verschieden dichter Luftmassen — und der starke Temperaturfall sind dann die einzigen Merkmale einer solchen „wolkenlosen Front“.

## Überblick.

### XIII. Zusammenstellung der wichtigsten Kaltfronttypen.

Es seien nunmehr die wichtigsten Typen der Kaltfronten übersichtlich zusammengestellt. In der folgenden Übersicht sind alle wichtigen oder typischen Erscheinungen angegeben, und es zeigt sich hierbei die wesentliche Verschiedenheit der einzelnen Typen. Alle Eintragungen sind so ausgeführt, wie sie etwa dem Mittel aller beobachteten Einzelfälle jedes Typs entsprechen. Im Einzelfall können natürlich Abweichungen auftreten, die besonders im Barogramm der labilen Typen wesentlich sein können. Die relativen Stärke-

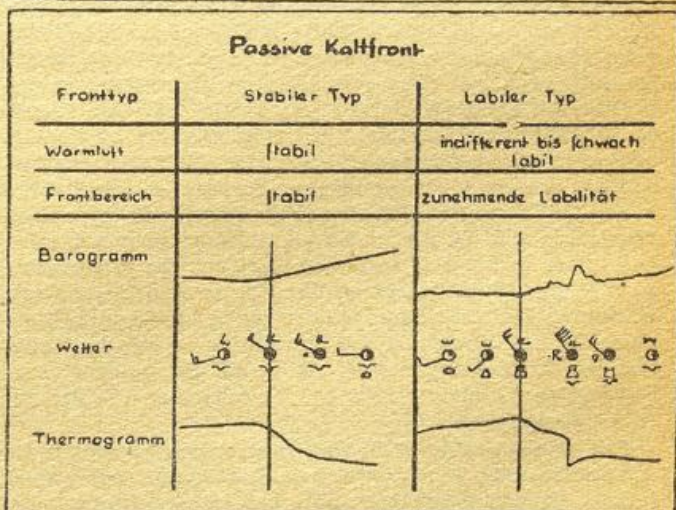
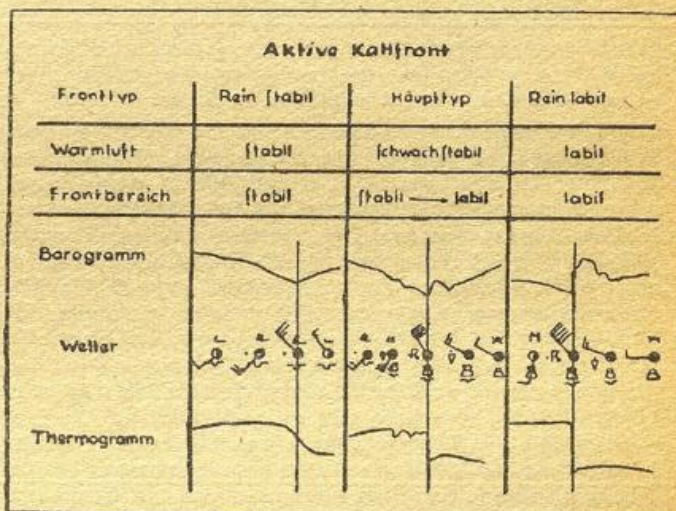


Abb. 8 Zusammenstellung der fünf Kaltfronttypen.

grade der einzelnen Erscheinungen sind so dargestellt, daß sie im Mittel untereinander vergleichbar sind; zu diesem Zweck wurde eine einheitliche Bewegungsrichtung der Fronten von West nach Ost und die gleiche Tageszeit des Frontdurchganges (zur Zeit des nachmittäglichen Temperaturmaximums) angenommen. Man kann also z. B. ablesen, daß im Mittel die Böenstärke nachmittags am größten ist beim rein labilen Typ der aktiven Kaltfront. Die dünnen senkrechten Linien bedeuten den Zeitpunkt des Frontdurchganges.

Rückschauend können wir jetzt auch vollständig die Reihenfolge der Wirkungen der einzelnen auf S. 4 mitgeteilten Faktoren auf den Wetterablauf bei Kaltfronten verstehen. Die dominierende Bedeutung der vertikalen Temperatur- und Feuchteverteilung der Warmluft ist jetzt klar verständlich. Bei der passiven Kaltfront bestimmt sie ausschließlich den Fronttyp, bei der aktiven weitgehend (zusammen mit dem horizontalen Dichtegradient der beiden Luftmassen). Bei starker labiler Warmluft ist sogar die vertikale Windverteilung im Frontbereich ohne Einfluß. Diese wiederum bestimmt, ob es bei nicht-labiler Warmluft zu einer aktiven oder passiven Kaltfront kommt. Der horizontale Temperaturgradient zwischen den beiden Luftmassen erzeugt im Mittel eine stärkere Tiefdruckrinne, also heftigere Vertikalbewegungen; seine Größe ist bei stark labiler Warmluft aber ebenfalls ohne Bedeutung, da diese lediglich eine zeitliche Verschiebung des labilen Umsturzes, aber keine wesentliche Intensitätsänderung derselben hervorrufen kann. Die Vertikal-schichtung der Kaltluft ist bei labiler Warmluft ebenso belanglos, in diesem Falle spielen sogar die orographischen Verhältnisse die größere Rolle. Beim aktiven Fronttyp sind die Wettererscheinungen im eigentlichen Frontbereich weitgehend unabhängig von der Vertikal-schichtung der Kaltluft, jedoch unmittelbar nach Frontdurchgang macht sich — ebenso beim rein stabilen Typ — die Schichtung der Kaltluft bemerkbar.

Die Wirkungen der Geländeform sind nicht so einheitlich, wie es von vornherein scheint. Bei stabilen Kaltfronten scheinen sie einheitlicher, wenn auch schwächer ausgeprägt zu sein als bei Kaltfronten mit labilen Umlagerungen. Bei starken labilen Fronten sind die Fronterscheinungen im Bergland bisweilen wesentlich schwächer als im Flachland (vgl. S. 13). Die Untersuchungen Schirmers (62) zeigen ebenfalls die Unabhängigkeit der Niederschlagsmengen bei einzelnen Kaltfronten von der Geländeform. Schirmer fand bei einigen der untersuchten Kaltfronten Streifen stärkeren Niederschlags zwischen solchen schwächeren Niederschlags, die sich über Hunderte von Kilometern, unabhängig von Gebirgen und Senken, hinzogen. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei — der Effekt trat ja nur bei etwa einem Drittel der untersuchten Kaltfronten auf — um stark labile Kaltfronten. Die frontparallelen Bänder könnte man vielleicht in Zusammenhang bringen mit der beschriebenen bisweilen sprunghaften Verlagerung einer Kaltfront (S. 18); die front-senkrechten sind vielleicht auf folgende Art erklärbar: Wenn es an geeigneten Stellen der Kaltfront zu besonders heftigen Umlagerungen kommt, — die Labilitätsverhältnisse im Frontbereich längs der gesamten Frontlinie sind ja nie gleich —, wird an diesen Stellen besonders kalte und mächtige Kaltluft im Cb produziert. Beim Weiterwandern der Front wird diese stark wirksame Kaltluft dann wieder einen kräftigeren Umsturz herbeiführen als die schwächer wirksame Kaltluft zu beiden Seiten, so daß sich ein solches engbegrenztes Gebiet stärkster Umlagerungen mit der Front fortpflanzt.

Schließlich erklärt sich jetzt auch zwanglos die frontabschwächende Wirkung hohen Luftdrucks oder eines hohen Drucksteiggebietes: die bei hohem Druck vorhandenen Absinkbewegungen unterbinden zum großen

Teil die präfrontalen Hebungerscheinungen, was besonders für stabile Kaltfronten gilt; bei labilen Kaltfronten wirken sie in erster Linie durch Verminderung der Labilität der vorgelagerten Warmluft.

#### XIV. Symbolik der Kaltfronttypen.

Im Vorstehenden wurden die einzelnen Typen der Kaltfronten bereits mit gewissen Symbolen versehen. Schon hierbei zeigte sich, daß die Einführung einer kurzen symbolischen Bezeichnung eine große Erleichterung und Vereinfachung des sprachlichen Ausdrucks bedeutet. Doch nicht nur für wissenschaftliche Arbeiten ist eine solche Kurzbezeichnung von großen Vorteilen. Bei sämtlichen Aufzeichnungen, Zusammenstellungen von Fronten, bei der Anlage eines Frontenkalenders, der für bioklimatologische Untersuchungen immer mehr an Bedeutung gewinnt und von jeder größeren Wetterstation geführt werden sollte, ist eine klare Symbolik von großem Wert.

Es wird daher die hier angewandte Bezeichnungsweise vorgeschlagen:

Die Hauptgruppe der aktiven Kaltfronten wird mit „I“ bezeichnet, die Hauptgruppe der passiven Kaltfronten mit „II“. Das zweite wesentliche Merkmal, die Schichtung im Frontbereich, wird ausgedrückt durch einen der römischen Zahl nachgestellten großen Buchstaben: S für stabil, L für labil und H für den Fronttyp der aktiven Kaltfront. Sämtliche Angaben, die sich auf die Warmluft beziehen, werden vor die römische Zahl, sämtliche, die die Kaltluft betreffen, hinter den großen Buchstaben gestellt. Da die beiden letzten Angaben von untergeordneter Bedeutung sind, werden sie durch kleine Buchstaben dargestellt. Als Angaben, die die Warmluft betreffen, kommt der Typ der Grundschrift nach Schneider-Carius in Frage (Typ A bis F, hier also a bis f). Die Eigenschaften der Kaltluft sind von wesentlicher Bedeutung nur bei den passiven Kaltfronten; dabei bedeutet h hochreichende, fl flache Kaltluft. In den meisten Fällen wird man mit der römischen Zahl und dem großen Buchstaben auskommen, womit man einen der 3 Typen der aktiven und der 2 der passiven Kaltfront erfaßt hat. Handelt es sich um eine trockene Front, so wird das Symbol in Klammern gesetzt. Andere Kaltfrontsonderformen werden durch hochgestellte kleine Buchstaben hinter dem Symbol gekennzeichnet. Der hochgestellte Buchstabe bezieht sich dabei nicht auf die Kaltluft. Die Höhenkaltfront wird mit *h* bezeichnet, die (aktive) luftmasseneigene Umlagerungsfront mit *fil*. Ist ein Kennzeichen so stark ausgeprägt, daß es für die frontalen Wettererscheinungen bedeutend wird, so wird es unterstrichen. Die zur Kennzeichnung des Grundschriftstyps der Kaltluft nachgestellten kleinen Buchstaben lassen eine Verwechslung mit *h* (= hochreichend) nicht zu, da die Grundschriftbezeichnungen nur die Buchstaben a bis f umfassen.

Es bedeuten also:

##### IS: Rein stabile aktive KFr.

- cIS rein stabile aktive KFr mit Normaltyp der Grundschrift in der WL
- aIS rein stabile aktive KFr mit Inversionstyp der Grundschrift in der WL
- bIS stabile maskierte KFr
- bIS rein stabiler Kaltfrontdurchgang spielt sich oberhalb einer starken Bodenkaltluftschicht ab.

##### IH: Haupttyp der aktiven KFr.

- cIH Haupttyp der aktiven KFr mit Normaltyp der Grundschrift in der WL
- aIH Haupttyp der aktiven KFr mit Inversionstyp der Grundschrift in der WL
- bIH labile maskierte KFr

**bIH** Durchzug einer KFr vom Haupttyp oberhalb einer starken Bodenkaltluftschicht.

**II: Rein labile aktive KFr.**

**dIL** rein labile aktive KFr mit Konvektionstyp der Grundschrift in der WL

**eIL** rein labile aktive KFr mit Böenwettertyp der Grundschrift in der WL

**fIL** rein labile aktive KFr mit Auflösungstyp der Grundschrift in der WL

**IIS: Stabile passive KFr.**

**IISh** stabile passive KFr mit hochreichender einbrechender KL

**IISfl** stabile passive KFr mit flacher einbrechender KL.

**III: Labile passive KFr.**

**IIIh** labile passive KFr mit hochreichender einbrechender KL

**IIIfl** labile passive KFr mit flacher einbrechender KL

**Sonderformen:**

**I<sup>h</sup>** Kaltfront in der Höhe

**cI<sup>h</sup> (aI<sup>h</sup>, bI<sup>h</sup>)** Kaltfront in der Höhe mit Normaltyp (Inversionstyp, Hochnebeltyp) der Grundschrift in der präfrontalen WL

**cI<sup>h</sup>** dasselbe; Normaltyp der Grundschrift bleibt während des Frontdurchgangs erhalten

**fIL<sup>l</sup>** luftmasseneigene Umlagerungsfront

**(IISfl)** (antizyklonale) trockene passive KFr mit flacher einbrechender KL.

Mit dieser Symbolik lassen sich weitere Eigenschaften der Kaltfronten darstellen. Durch **fIL** kann man zum Beispiel ausdrücken, daß die Labilität der Warmluft so stark war, daß bereits vor der Front verbreitete Gewitter auftraten. **eIL<sup>l</sup>** würde besagen, daß eine luftmasseneigene Umlagerungsfront sich in abendlicher Abschwächung befindet, wo die Gesamtlabilität der Warmluftsäule wieder abnimmt. Durch Vorsetzen einer von **f** verschiedenen Grundschriftbezeichnung vor das Symbol **III** — je nachdem, welcher Grundschrifttyp vorliegt — läßt sich ausdrücken, daß es sich um eine labile passive Kaltfront handelt, bei der erst eine gewisse Hebung der Warmluft zum labilen Umsturz nötig ist, bei der also die Hauptwettererscheinungen erst ein gewisses Stück hinter der Front beginnen, während **IIIS** die labile passive Kaltfront bedeutet, bei der Gewitter, Böen und Niederschlag sofort mit Frontdurchgang einsetzen. Auch wenn man es für nötig hält, den Grundschrifttyp der eingebrochenen Kaltluft bei aktiven Kaltfronten anzugeben, läßt sich ohne weiteres das entsprechende Symbol anfügen. **IHC** bedeutet also, daß die eingebrochene Kaltluft hinter einer Kaltfront vom Haupttyp derart im Zusammensinken ist, daß die starke Ausbildung des Grundschriftnormaltyps eine postfrontale Schauerbildung unmöglich macht.

Auf diese Weise ist es möglich, den Wetterablauf beim Kaltfrontdurchgang roh in 2—4 Buchstaben darzustellen. Kommen in einer Frontzusammenstellung auch noch Warmfronten und Okklusionen vor, für die klassifizierende Untersuchungen noch nicht vorliegen, so ist zur Kennzeichnung noch ein großes **K** vorzusetzen. Liegen einmal entsprechende Klassifikationen wie die in der vorliegenden Arbeit auch noch für Warmfronten und Okklusionen vor — solche sind vom Verfasser beabsichtigt — so muß dann auch der Frage einer neuen Darstellung der Fronten in den Wetterkarten nähergetreten werden.

**Literatur:**

1. Bergeron, T.: Die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse. II. Teil, Oslo 1934.
2. Chromow, S. P.: Einführung in die synoptische Wetteranalyse. Wien 1940.
3. Habermehl-Grunow-Schinze: Handb. der Fliegerwetterkunde, Band I, Berlin 1942.
4. Schinze, G. und Siegel, R.: Die luftmassenmäßige Arbeitsweise, Sonderband, RfW, 1943.
5. Schwerdtfeger, W.: Untersuchungen über den Aufbau von Fronten und Kaltlufttropfen. Ber. D. WD, US-Zone, Nr. 3.
6. Dinies, E.: Zur Dynamik der Fronten. Wiss. Abh. Dtsch. Met. Dienst frz. Besatzungsgebiet, Band I, 1947.
7. Faust, H.: Statistische Untersuchungen an Gewittern im frontfreien Raum. Ber. Dtsch. WD. US-Zone, vorliegendes Heft.
8. Pack, S. M. C.: Weather Forecasting, London, New York, Toronto, 1948.
9. Willett, H. C.: Descriptive Meteorology, New York, 1944.
10. Sawyer, J. S.: Cooling of air by rain as a factor in convection, Prof. Notes Met. Off. London, 6, Nr. 96 (1948).
11. Byers, H.: General Meteorology, New York, 1944.
12. Brands, G. J.: Meteorology, New York, 1944.
13. Berry, F. A., Bollay, E. and Beers, N. R.: Handbook of the Meteorology, New York, London, 1945.
14. König, W.: Beitrag zur Frontentheorie, Meteor. Z. 45, 269 (1928).
15. Troeger, H.: Die Form des Kaltlufteinbruchs, Meteor. Z. 46, 362 (1929).
16. Schneider, K.: Wolkenbeobachtungen bei Flugzeugaufstiegen. Arb. Preuß. Aeronautisch. Obs. Lindenberg, 15, 261 (1926).
17. Bjerknes, J. und Palmén, E.: Investigations of selected European cyclones by means of serial ascents, Geof. publ. Vol. XII, Nr. 2 (1938) und Beitr. fr. Atm. 21, 53 (1934).
18. Ficker, H. v.: Kälteeinbrüche über Lindenberg, Meteor. Z. 39, 65 (1929).
19. Reidat, R.: Gewitterbildung durch Kaltlufteinbruch in d. Höhe, Beitr. Phys. fr. Atm. 16, 29 (1930).
20. Pernice, E.: Das Gewitter am 26. April 1930 nachmittags zu Berlin, Meteor. Z. 48, 329 (1931).
21. Diesing, K.: Einige Typen von Äquivalenttemperaturen, Phys. fr. Atm. 19, 105 (1932).
22. Hanewinkel, M.: Die Gewitterfront vom 29. Januar 1938, Ann. Met. u. Hydr. 36, 195 (1938).
23. Sturm, H.: Kaltluftzirkulation auf der Rückseite einer Zyklone, Ann. Met. u. Hydr. 65, 1 (1937).
24. Künner, J.: Vertikalschnitte durch Kaltfronten, Meteor. Z. 56, 249, (1939).
25. Raethjen, P.: Warum virtuell-feuchtpotentielle Temperatur in Vertikalschnitten, Meteor. Z. 56, 263 (1939).
26. Dinies, E.: Der Aufbau von Steig- und Fallgebieten, Wiss. Abh. RfW, III, Nr. 3 (1937).
27. Scherhag, R.: Wetteranalyse und Wetterprognose, Berlin, 1948.
28. Hann, J.: Bemerkungen über die Temperatur in den Zyklonen und Antizyklonen, Meteor. Z. 7, 335 (1890).
29. Schneider-Carius, K.: Grundschrift und Kaltluft, Meteor. Rdsch. 1, 360 (1948).

30. Schneider-Carius, K.: Der Schichtenbau der Troposphäre, Meteor. Rdsch. 1, 79 (1947).
31. Schneider-Carius, K.: Der Aufbau der Grundschicht im mitteleuropäischen Klimagebiet, Meteor. Rdsch. 1, 228 (1948).
32. Hahn, E.: Die Luftschichtung des unteren Teils der Troposphäre bei einem bemerkenswerten Kaltlufteinbruch (noch unveröffentlicht).
33. Foitzik, L.: Die Untersuchung eines Kaltlufteinbruches durch Seriendrachenaufstiege, Meteor. Z. 57, 115 (1940).
34. Schneider-Carius, K.: Kaltlufteinbrüche ohne Böenbildung, Beitr. Phys. fr. Atm. 17, 117 (1931).
35. Bjerknes, J., und Palmén, E.: Aerologische Analyse einer Zyklone, Beitr. Phys. fr. Atm. 21, 53 (1933).
36. Ekhart, E., Der große Kälteeinbruch Ende November 1930, Gerl. Beitr. z. Geophys. 53, 161 (1938).
37. Faust, H., Verdunstungsstabilität, ein neues Maß der atmosphärischen Labilität, Z. f. Meteor. 4, 97 (1950).
38. Faust, H., Labilität und Stabilität im Kaltfrontbereich, Geofisca pura e applicata, 15, Fasc. 1—2 (1949).
39. Bjerknes, J.: Theorie der außertropischen Zykklonen, Meteor. Z. (1937).
40. Faust, H.: Zur Frage der drucksteigernden Wirkung der Niederschlagsabkühlung, Meteor. Rdsch. 3, 122 (1950).
41. Schwerdtfeger, W.: Meteorologische Erfahrungen bei Wettererkundungsflügen über See, Forsch. u. Erf. Ber. RWD, Reihe B, Nr. 7.
42. Scherhag, R.: Warum gibt es in der Höhe keine Fronten? Ann. Hydr. u. Marit. Met. 65, 367 (1937).
43. Faust, H.: Untersuchungen von Forstschäden hinsichtlich der Windstruktur in einer Bö. Meteor. Rdsch. 1, 290 (1948).
44. Faust, H.: Darstellung von Luftdruckabweichungen im Bereich einer Böenfront, Meteor. Rdsch. 2, 270 (1949).
45. Hann-Süring: Lehrb. d. Met. Leipzig 1948, 5. Aufl. S. 799/800.
46. Faust, H.: Über Entstehung und Energiequelle der Gewitterböen. Ber. Dtsch. WD. US-Zone, vorliegendes Heft.
47. Ficker, v. H.: Über die Entstehung lokaler Wärmegewitter. Sitzungsber. Akad. Wiss. Berlin, Phys. Mathem. Kl., 1. Mitteilung 3, 28 (1931).
48. Byers, H. R.: Nonfrontal thunderstorms, Pub. Inst. of Met. University Chicago, Misc. Rep. Nr. 3 (1943).
49. Müldner, W.: Die Windbruchschäden des 22. 7. 48 im Reichswald bei Nürnberg, Ber. D. WD. US-Zone, Nr. 12 (1950).
50. Faust, H.: Die synoptischen Bedingungen für das Entstehen der Unwetterfront vom 22. 7. 48 über Nordbayern. Ber. Dtsch. WD. US-Zone, Nr. 19.
51. Faust, H.: Über einen Zusammenhang zwischen der Stärke der Spitzenbö bei Kaltfronten und dem beim Böenvorgang auftretenden plötzlichen Temperatursturz, Meteor. Rdsch. 2, 217 (1949).
52. Raethjen, P.: Labilisierung und Auslösung beim Einfließen von Kaltluft in der Höhe. Erf. Ber. RfW. 4. Sonderband, (1935) II, S. 99.
53. Schwerdtfeger, W.: Über die Erscheinungsform der Fronten im nordwestdeutschen Seegebiet, Forsch. und Erf. Ber. RWD, Reihe B, Nr. 14 (1943).
54. Bjerknes, V. und J., Solberg, Bergeron: Physikalische Hydrodynamik, Berlin, 1933.
55. Mügge, R., und Stüve, G.: Energetik des Wetters, Beitr. Phys. fr. Atm. 22, 223 (1935).
56. Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie, Leipzig 1948, 5. Aufl., S. 828/829.
57. Holzmann, B.: Synoptic Determination and Forecasting significance of cold fronts aloft; monthly Weather Rev. 64, 400 (1936).
58. Lichtblau, S.: Upper-Air Cold Fronts in North America, Monthly Weather Review, 64, 414 (1936).
59. Pettersen, S.: Contribution to the theory of Frontogenesis, Geofiske Publikasjoner Vol XI, Nr. 6.
60. Reidat, R.: Die Entwicklung eines Schlechtwettergebietes im nordwestdeutschen Flachland am 24. Mai 1938, Meteor. Z. 61, 190 (1944).
61. Ficker, H. v.: Föhnuntersuchungen im Ballon, Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, 121, IIa (1912).
62. Schirmer, H.: Tageskarten des Niederschlags und ihr Zusammenhang mit dem synoptischen Geschehen, Vortrag, Ref.: Meteor. Rdsch. 2, 184 (1949).

#### Nachtrag bei der Korrektur.

Inzwischen wurden die hier aufgestellten Kaltfronttypen zusammen mit stabilen und labilen Warmfronten statistisch untersucht hinsichtlich des Verhaltens des vertikalen Austauschkoeffizienten in 35 m Höhe und des Ganges des bodennahen Ozons im Frontbereich\*). Als wichtigstes Resultat dieser Untersuchung ergab sich, daß sich **hinsichtlich dieser beiden Größen die einzelnen Kalt- und die beiden Warmfronttypen**

\*) vgl. H. Faust, Atmosphärische Fronten und Vertikalaustausch. Geofis. pura e appl. 19, 52 (1951).

**untereinander stärker unterscheiden als die Gesamtheit der Kaltfronten von der der Warmfronten.** Erwartungsgemäß ergaben sich die höchsten Werte bei labilen Kalt- und Warmfronten. Es erscheint also als unerläßlich, daß man bei allen Angaben, in denen die Begriffe des Vertikalaustausches und des Ozongehalts eine Rolle spielen (z. B. in der Bioklimatologie) den Untertyp einer Front angibt und sich nicht auf die Angabe „Kaltfront“ oder „Warmfront“ beschränkt. Andererseits liefert die genannte Untersuchung eine Bestätigung für die hier aufgestellten Kaltfronttypen.

## B. Über Entstehung und Energiequelle der Gewitterböen

### Zusammenfassung:

Die bisherigen Böenmodelle werden kurz besprochen, und es wird gezeigt, daß sie mit den Beobachtungstatsachen im Widerspruch stehen. Eine neue Erklärung zur Entstehung der Gewitterböen wird gegeben. Sie wird in der Annahme erblickt, in der am Boden registrierten Bö die in die Horizontale umgebogene Bewegung eines beschleunigt nach der Feuchtadiabaten abstürzenden Kaltluftkörpers zu sehen. Dieser Kaltluftkörper bildet sich im Gewittercumulonimbus etwas unterhalb der Nullgradgrenze durch Schmelzen der festen Niederschlagsprodukte. Es wird gezeigt, daß sich mit der neuen Annahme sämtliche Beobachtungstatsachen erklären lassen.

### I. Einleitung.

Die Gewitterbö gehört zu den eindrucksvollsten Wettererscheinungen, und dementsprechend zahlreich sind auch die Veröffentlichungen, die sich mit ihr befassen. In zahlreichen älteren Arbeiten werden nur beschreibende Darstellungen gegeben, und auch von den neueren werden nur wenige die Frage nach der Entstehung und damit der Energiequelle dieser mit so energiereichen Umsetzungen verbundenen Erscheinung auf.

Was im Folgenden unter einer Spitzenbö verstanden sei, entspricht der Definition in der Arbeit des Verfassers „Über einen Zusammenhang zwischen der Stärke der Spitzenbö bei Kaltfronten und dem beim Böenvorgang auftretenden plötzlichen Temperatursprung“ (1). Danach wird von einer Spitzenbö gesprochen, wenn folgende Bedingungen erfüllt sind:

1. Die Windstärke springt plötzlich von vorher geringen auf hohe Werte, um dann mehr oder weniger rasch wieder auf geringe Werte zurückzugehen.

2. Die Spitzenbö ist der Beginn einer plötzlichen starken Wetterverschlechterung von kurzer Dauer.

3. Die Spitzenbö ist mit einer Böenwalze verbunden.

Aus dieser Definition geht also hervor, daß wir uns im Folgenden nicht mit Windauffrischungen befassen wollen, die im Gefolge von trockenen oder halbtrockenen Kaltlufteinbrüchen auftreten. Trocken heißt ein Kaltlufteinbruch, wenn er ohne Wolkenbildung erfolgt, halbtrocken, wenn die thermodynamischen Vorgänge bei der Wolkenbildung von so geringer Bedeutung sind, daß sie die Strömungsverhältnisse nicht beeinflussen. Die Vorgänge bei diesen Kaltlufteinbrüchen dürfen als geklärt gelten (2).

### II. Bisherige Erklärungsversuche.

Im Folgenden ist kurz auf diejenigen Erklärungsversuche der Gewitterböen eingegangen, die in ihren grundsätzlichen Annahmen wesentlich voneinander abweichen. Es können dabei zwei Gruppen unterschieden werden: Erklärungsversuche, die die Energie der Spitzenbö herleiten

1. aus Energievorräten, die am Boden vorhanden sind,

2. aus Energievorräten, die aus Vorgängen in der Höhe stammen.

An Hand mitgeteilten Beobachtungsmaterials werden diese verschiedenen Annahmen alsdann besprochen. Auf die Einzelheiten der verschiedenen bis jetzt ent-

worfenen Böenmodelle einzugehen, erübrigt sich, da dies ausführlich in der ausgezeichneten Abhandlung Koschmieders „Über Böen“ (3) geschehen ist, auf deren reichhaltiges Material öfters Bezug genommen wird.

a) Von allen Beschreibungen des Böenganges am bekanntesten geworden sind die Modellversuche von Wilhelm Schmidt (4) aus dem Jahre 1910, die in fast allen Lehrbüchern Eingang gefunden haben. Auf die Vorgänge bei Kaltlufteinbrüchen übertragen, heißt dies, daß sich die Kaltluft in Form des bekannten Schmidtschen Böenkopfes unter die Warmluft schiebt, die Warmluft soll dadurch zu stürmischem Emporsteigen mit Cb-Bildung veranlaßt werden. Dieses Schema galt lange Zeit als Bild der Bewegungsvorgänge in einer Kaltfront schlechthin. Die Energie der Spitzenbö wird in diesem Modell erklärt aus dem Nebeneinander von Kaltluft und Warmluft auf engem Raum, also durch horizontal-instabile Massenordnung am Boden.

b) Ein zweiter Versuch, die Energie der Spitzenbö aus Energievorräten, die am Boden vorhanden sind, zu erklären, fußt auf der Heranziehung des horizontalen Luftdruckgradienten am Boden. Man findet ihn z. B. bei Raethjen (5). Nach ihm bewirkt der fallende Niederschlag eine unsymmetrische Störung des horizontalen Gleichgewichtsdruckfeldes als Druckerhöhung auf der Rückseite der Böenfront, teils durch die direkte Wirkung der Niederschlagslast, teils durch die Wirkung des Abkühlungseffektes. In diesem gestörten Druckfeld erfährt die Horizontalströmung eine merkliche Beschleunigung, was sich als Spitzenbö äußert. Mit Hilfe der Bernoullischen Gleichung errechnet Raethjen für ein erdfestes System bei einem Druckanstieg von 1 mb eine Böenstärke von 27 m/sec. Es ergibt sich weiter, daß dort, wo das Druckminimum liegt, die höchste Windgeschwindigkeit herrscht. Die Spitzenbö wird dargestellt als unterster Teil einer geschlossenen Wirbelströmung (im Gebiet des Dichtesprungs der Luftmassen), deren Obergrenze unterhalb 500 m liegt und die vollkommen getrennt ist von dem hochreichenden Umlagerungsvorgang im Cumulonimbus. Auch Suckstorf (6) gibt in seiner Mitteilung der meteorologischen Ergebnisse der Deutschen Dozenten-Afrikareise 1938 die Bodendruckverteilung, die der durch das Gewitter verursachte Kaltluftberg hervorruft, als Energiequelle für die Spitzenbö an. Die Stärke der bei einem in Breslau aufgetretenen Gewitter entstandenen Spitzenbö berechnet Renner (7) ebenfalls aus dem horizontalen Druckgradienten. Das (8) gibt eine Formel an, nach der die Stärke der Spitzenbö proportional ist der Wurzel aus dem Druckanstieg. Sie ist hergeleitet aus der Annahme, daß der Druckanstieg zustande kommt durch Unterschieben der einbrechenden Kaltluft unter die Warmluft.

c) M. Möller (9) leitet die Energie der Spitzenbö aus Vorgängen in der Höhe her. Er nimmt an, daß die Spitzenbö der untere Teil eines Wirbels mit horizontaler Achse ist, der seine kinetische Energie aus einer Kältequelle in der Höhe und einer Wärmequelle am Boden nimmt, thermodynamisch also eine Wärmemaschine darstellt. Die Kältequelle in der Höhe wird verursacht durch die abkühlende Wirkung des Niederschlags, die Wärmequelle ist die anwärmende Wirkung des warmen Erdbodens auf die vorrückende Kaltluft. Die kinetische Energie des Böenwirbels wird also beim Weiterwandern der Bö fortlaufend erneuert, der Böen-

vorgang erweist sich in dem mit der Front mitbewegten Koordinatensystem als stationär. Ein Luftteilchen kann nach Möller den Kreislauf mehrmals durchmachen.

d) Bisweilen wird versucht, die Ursache für die Spitzenbö in dem stürmischen horizontalen Ansaugen der produzierten oder herangeführten Kaltluft durch die aufsteigende Bewegung im Cumulonimbus zu sehen. Diese Ansicht vertritt auch — wenigstens als wesentlich mitwirkenden Faktor — Koschmieder (2, 3).

e) Die Böenerklärung von Koschmieder (2, 3) stellt eine Synthese zwischen den Versuchen a) und d) dar. Sowohl horizontale Instabilität der Massenverteilung am Boden als auch Ansaugen durch die aufsteigende Bewegung im Cb gehen als bestimmende Faktoren ein. Nach Koschmieder wird den horizontalen Gradientkräften, die der Kaltluftberg verursacht, am Boden das Gleichgewicht gehalten durch Scherkräfte der Warmluft, deren Stromlinien parallel der Fläche der keilförmig begrenzten Kaltluft schräg nach oben nach der Mitte des Gewitterherdes verlaufen. In diesem Stadium des Gewittervorganges bleibt die erzeugte Kaltluft an Ort und Stelle liegen. Erst mit dem Aufschließen eines neuen Gewitterturmes am der Vorderseite des bisherigen Gewitterherdes biegen die Stromlinien der Warmluft senkrecht nach oben in diesen neu entstehenden Cumulonimbus um. Dadurch hören die Scherkräfte auf, die vom Kaltluftberg erzeugten horizontalen Druckgradientkräfte setzen die Kaltluft in Bewegung. Als wesentliche Beschleunigung kommt ein Ansaugen durch die aufsteigende Bewegung in dem sich weiter verstärkenden Cb hinzu. Wenn die in Bewegung geratene Kaltluft durch Zerfließungsvorgänge verflacht ist und das Aufsteigen auch in den neu entstandenen Cb zu Ende ist, biegen die Stromlinien der Warmluft wieder nach rückwärts um, womit der Ausgangszustand wieder hergestellt ist. Mit dem Aufschließen eines neuen Gewitterturmes wiederholt sich das Spiel. Der Wolkenwulst der Böenwalze wird ganz innerhalb der Kaltluft angenommen, dort, wo die Stromlinien der Kaltluft vom Erdboden weg nach oben umbiegen.

f) Eine weitere Erklärungsmöglichkeit für die Entstehung der Spitzenbö kann in der Annahme erblickt werden, in der Spitzenbö den untersten Teil eines feuchtadiabatisch, beschleunigt abstürzenden Luftstromes zu sehen. Daß starke Abwärtsbewegungen in der Wolkenluft der Cb vorkommen, ist hinreichend oft beobachtet worden und folgt auch aus thermodynamischen Überlegungen. Besonders Suckstorff (10) hat feuchtadiabatisches Absteigen im Cb als unerläßliche Annahme zur Erklärung der Abkühlung unter Regenschauern voraussetzen müssen. Auch die in der bereits erwähnten Arbeit des Verfassers (1) gefundene enge Beziehung zwischen der Stärke der Spitzenbö und dem beim Böenvorgang eingetretenen plötzlichen Temperatursturz führt notgedrungen zu der Annahme feuchtadiabatischen Abstürzens der Luft unmittelbar hinter der Böenwalze. Obwohl schon mehrere Verfasser (3, 7, 10, 12, 13, 14) beschleunigt absteigende Luftströme im Cb anführten, hat wohl erstmals Mügge (15) 1937 auf diese Luftströme als Ursache der Spitzenbö hingewiesen, ohne allerdings näher auf die dabei auftretenden Vorgänge einzugehen.

### III. Beobachtungstatsachen.

Im Folgenden werden nun die wichtigsten Beobachtungstatsachen mitgeteilt, die bei der Erklärung des Böenvorganges berücksichtigt werden müssen. Sie sind zum Teil schon bekannt, zum Teil sind sie Ergebnisse sorgfältiger, jahrelanger Beobachtungen von Böenvorgängen durch den Verfasser. Wie in der Arbeit über die Stärke der Spitzenbö und den auftretenden plötzlichen

Temperatursturz bei Wärmegewittern (16) ausgeführt wurde, besteht hinsichtlich der Energetik in der Spitzenbö zwischen Kaltfronten und Wärmegewittern kein Unterschied (vgl. auch 17, 18). Es wird daher im Folgenden ein solcher Unterschied nicht gemacht; unter „Böen“ sind also Spitzenböen im eingangs definierten Sinne sowohl bei Kaltfronten als auch bei Wärmegewittern zu verstehen.

1. Die Vorstellung eines keilförmigen Unterschiebens der ankommenden Kaltluft unter die vorgelagerte Warmluft, wie sie das Norwegische Frontenschema angibt, kann als Entstehungsursache der Kaltfront schlechthin nicht aufrechterhalten werden. Nur bei dem geringsten Prozentsatz der Kaltfronten wird ein solches Unterschieben beobachtet (19). Ein stürmisches Emporwerfen der Warmluft mit Cb-Bildung ist in diesem Falle dynamisch nur möglich, wenn die Warmluft bis zum Kondensationsniveau trockenadiabatisch und darüber feuchtadiabatisch geschichtet ist. Ist dies nicht der Fall, so zeigt sich, wenn die Kaltluft tatsächlich am Boden zuerst ankommt oder nur flach ist, nichts von einer Spitzenbö. Erinnert sei nur an die Einbrüche flacher kontinentaler Kaltluft aus Nordost, bei denen die Temperatur allmählich abfällt und nur geringe Windauffrischung einsetzt. Schneider-Carius (20) hat einen solchen Fall beschrieben; dabei kam es nur zur Bildung einer dünnen St-Decke. Bisweilen erfolgen solche flachen Kaltluftereinbrüche ohne jegliche Wolkenbildung. Dagegen erfolgt bei den meisten markanten Kaltfronten die Ankunft der Kaltluft nicht zuerst am Boden. Die Kaltluft wird, falls sie hochreichend ist, in derjenigen Höhe zuerst ankommen, in der ein Maximum der frontsenkrechten Windkomponente herrscht, sofern dieses Maximum über einem hinreichend großen Gebiet vorhanden ist. Auf zahlreichen Beobachtungen und Messungen fußend, hat W. Pepppler (21) eine Zusammenstellung gegeben, in der er die häufigsten Formen der Kaltluftvorstöße anführt. Pepppler unterscheidet:

- a) Normales keilförmiges Vorstoßen an der Erdoberfläche,
- b) Vorstoß oberhalb der Bodenreibungsschicht in etwa 1500 m Höhe,
- c) Vorstoß in mittleren Höhen (etwa 3—4000 m),
- d) Vorstoß in großen Höhen (Stratosphäre).

Von allen Kaltluftvorstößen zeigen im Mittel diejenigen die heftigsten Böen, die zuerst in Höhen von etwa 3—5000 m ankommen.

2. Die Stärke der Spitzenbö, ebenso die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Böenerscheinung ist vollkommen unabhängig von der eintretenden Druckänderung. Es werden oft Böen beachtlicher Stärke beobachtet, ohne daß gleichzeitig auch im Barogramm die kleinste Druckänderung bemerkbar wäre. So wurde z. B. am 13. 7. 1941 in Hannover um 14 Uhr eine Bö von 20 m/sec registriert, ohne daß im Barogramm etwas zu erkennen war. Andererseits findet man bisweilen, besonders nachts, rasche Druckanstiege bis etwa 1 mb, ohne daß sich am Bodenwind etwas ändert. Lediglich starke, plötzliche Druckanstiege sind immer mit plötzlichen Änderungen im Bodenwindvektor verbunden. Meist erfolgt eine Bö, seltener bei mittelgroßer Windstärke vor und nach dem Böenvorgang eine Flaute (3). Der Zeitpunkt des Einsetzens der Spitzenbö ist in weiten Grenzen unabhängig von dem (groben) Verlauf der Barogrammkurve. Die Bö setzt bisweilen schon ein, wenn der Luftdruck noch fällt; ein kleiner vorübergehender Druckanstieg bis zu 1 mb, der sofort wieder zurückgeht, kann im Barogramm dann in Erscheinung treten. Der Druck fällt dann noch weiter, um erst später in den starken Anstieg überzugehen. Auch zu Beginn oder in der Mitte des starken Anstieges kann die Bö auftreten, was sich im Barogramm dann in einem kleinen Stück stärkeren Anstieges äußert. Es gibt sogar

seltene Fälle, in denen die Bö erst eintritt, wenn der starke Anstieg zu Ende ist und schon wieder Luftdruckfall eingesetzt hat. Ein Beispiel dieser Art findet sich bei (3), S. 21, ebenso in (22), S. 274.

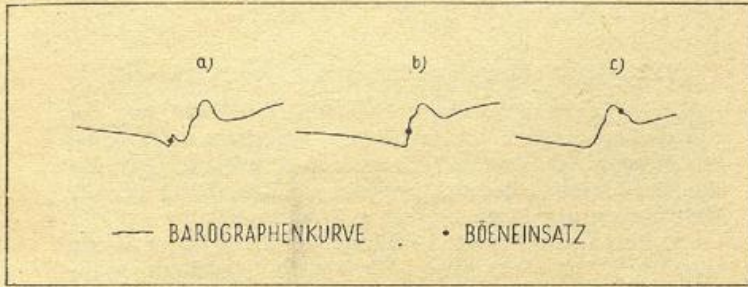


Abb. 9 Verschiedene Arten des Böeneinsatzes

3. Zwischen der Stärke der Spitzenbö und dem beim Böenvorgang auftretenden plötzlichen Temperaturabfall besteht immer dann eine enge Beziehung, wenn unmittelbar vor dem Böenvorgang in der vorgelagerten Warmluft ein trockenadiabatischer Temperaturgradient bis zur Kondensationshöhe herrscht (1, 16). Die Beziehung lautet:

$$\left| b_B - \frac{v_v + v_n}{2} \right| \text{ (in m/sec) } = 2 \cdot \Delta T \text{ (in } ^\circ \text{)},$$

wobei

- $b_B$  den Bodenwindvektor der Spitzenbö,
- $v_v$  den Vektor des mittleren Bodenwindes vor der Spitzenbö,
- $v_n$  den Vektor des mittleren Bodenwindes nach der Spitzenbö,

$\Delta T$  den beim Böendurchgang auftretenden plötzlichen Temperaturfall bedeuten.

4. Wie an anderer Stelle ausgeführt (1), ist die angegebene Beziehung nur dann verständlich, wenn auf der Rückseite des Böenwirbels ein feuchtadiabatischer vertikaler Temperaturgradient angenommen wird. Die Beobachtungen (die die genaue Erfüllung der genannten Beziehung zeigen!) fordern also indirekt die Existenz eines solchen feuchtadiabatischen Gradienten unmittelbar nach der Böenerscheinung.

5. Während beim Frontdurchgang ohne Böen im eingangs definierten Sinne die Windstärke mit der Höhe zunimmt, wird die Stärke der Spitzenböe mit zunehmender Höhe langsam kleiner. Ein schönes Beispiel für die vertikale Windabnahme bei einer Spitzenbö zeigen die Erscheinungen vom 13. Juli 1941 im Rhein-Main-Gebiet. In der Ebene traten starke Waldverwüstungen auf, während oberhalb 300 m NN kein Baum mehr umgestürzt war. Die Böenstärke war in dieser Höhe bereits auf den Wert zurückgegangen, der die untere Grenze zum Umstürzen von Bäumen darstellt.

6. Auch der beim Böenvorgang auftretende plötzliche Temperaturfall — bei trockenadiabatischem Gradienten in Bodennähe vor der Bö — nimmt mit der Höhe ab, und zwar etwas rascher als die Böenstärke. Für Berggipfelstationen gilt daher unter der Voraussetzung eines trockenadiabatischen Gradienten in den bodennahen Schichten der freien Atmosphäre eine Ungleichung, die aus der unter 3. angeführten Beziehung entsteht, wenn das Zeichen = ersetzt wird durch >.

Die Dauer des Temperatursturzes ist in der Höhe gleich der am Boden. Der Haupttemperatursturz fällt zeitlich zusammen mit der Spitzenbö.

Koschmieder hat 1944 in einer „Kleinen Mitteilung“ (23) die Temperaturstürze bei Gewittern am Fuße und in verschiedenen Höhenniveaus des Eiffelturmes bearbeitet. Er findet, daß die Temperaturstürze am Boden

und in der Höhe im Mittel praktisch gleich groß sind. Dazu ist zu bemerken, daß er den vertikalen Temperaturgradienten unmittelbar vor der Bö unberücksichtigt ließ, also auch die Fälle mit einbezog, in denen vielleicht eine Isothermie am Boden oder sogar eine kleine Bodeninversion auftrat. In diesen letzteren Fällen wird die Bö naturgemäß oberhalb der Bodenstörungsschicht eine größere Abkühlung verursachen als am Boden. Im Gesamtbild erscheinen dann die Temperaturerniedrigungen in der Höhe ebensogroß wie am Boden.

Die Zeiten für die Dauer des Temperaturfalles findet Koschmieder in den verschiedenen Höhen und am Boden als gleich groß.

Bei starken Kaltfronten mit vorgelagerter labiler Warmluft und Zunahme der frontsenkrechten Windkomponente mit der Höhe zeigen die Thermogramme von Berggipfelstationen bisweilen zum Zeitpunkt des Böenvorganges einen plötzlichen Temperaturfall, der nach Abflauen des Windes sofort wieder teilweise zurückgeht; erst später fällt die Temperatur dann allmählich auf den entsprechenden Wert in der Kaltluft.

7. Die maximale Windstärke längs einer Böenfront zu einem festen Zeitpunkt ist nicht annähernd gleich, sondern es wechseln sich Stellen großer Böenstärke mit solchen kleiner Böenstärke ab. Genau so bleibt in einem festen Punkt eines mit der Böenfront fortschreitenden Koordinatensystems die Böenstärke zeitlich nicht konstant, sondern es wechseln sich Zeiten großer Spitzenböenstärke mit solchen geringer Stärke ab. Beim Überschreiten eines Gebietes durch eine Böenfront werden in diesem Streifen stärkeren und schwächeren Windes erzeugt, die vollkommen unregelmäßig angeordnet sind (24). Die Vorgänge, die die Spitzenbö erzeugen, erfolgen also nicht kontinuierlich, sondern unstetig und stoßhaft.

8. Die Richtung der Spitzenbö ist in den meisten Fällen parallel der Höhenströmung, bisweilen weicht sie etwas davon ab, selten erreichen die Abweichungen einen Winkel von über 90° [als Beispiel s. (3) S. 21/22]. Mit der Richtung des Bodenwindes vor oder nach dem Böenvorgang kann dagegen die Richtung der Spitzenbö jeden beliebigen Winkel bilden.

Die Stärke der Spitzenbö steht in keinem Zusammenhang mit der Stärke der Höhenströmung. Insbesondere kann sie bei schwacher Höhenströmung dieselbe um ein Mehrfaches übertreffen. Erinnerung sei dabei an die Böen unter starken Wärmegewittern, wo oft kaum eine nennenswerte Höhenströmung vorhanden ist.

9. Die stärksten Böen treten auf bei labiler Schichtung der vorgelagerten Warmluft, wenn also bis zur Kondensationshöhe trockenadiabatischer, darüber feuchtadiabatischer Temperaturgradient herrscht. Bei Kaltfrontböen ist dabei das Maß der Labilität der vorgelagerten Warmluft auf die Stärke der Spitzenbö von größerem Einfluß als der Dichteunterschied der beiden Luftmassen.

10. Eine Bö mäßiger Stärke kann noch auftreten, wenn in dem Gebiet, in das sich die Böenerscheinung hineinbewegt, eine bis zu 1000 m mächtige Kaltluftmasse liegt. Ein Beispiel finden wir wieder in der ausführlichen Abhandlung Koschmieders (3) auf Seite 19. Es heißt dort: „Die in Potsdam registrierte Bö wird also durch eine 500—1000 m dicke stabile Kaltluft von oben her erzwungen.“

11. Die stärksten Böen im definierten Sinne treten in der heißesten Jahreszeit auf, während im Hochwinter überhaupt keine Böen vorkommen. Bei starken winterlichen Kaltfronten wird bisweilen starke Windauffrischung festgestellt, die aber in keiner Weise dem entspricht, was wir unter Bö verstehen wollen. Es ist die allgemeine Windauffrischung im Frontbereich, wobei im Gegensatz zu dem kräftigen Windstoß der Spitzenbö die Windstärke bedeutend länger auf dem erhöhten Wert bleibt.

#### IV. Vergleich der verschiedenen Böentheorien mit den Beobachtungsergebnissen.

Die im Vorstehenden angeführten 11 Punkte stellen gesicherte Beobachtungstatsachen dar, die von jeder Theorie, die die komplizierten Erscheinungen der Böen erklären will, unbedingt berücksichtigt werden müssen. Die einzelnen bereits beschriebenen Versuche zur Erklärung des Böenvorganges werden nun mit diesen 11 Beobachtungsergebnissen verglichen. Es werden der Kürze halber nur die Widersprüche mit den Beobachtungspunkten aufgezeigt, die deutlich zutage treten, wobei es dahin gestellt sein mag, ob alle übrigen Punkte mit der betreffenden Annahme erklärt werden können. Nur eine Theorie, die mit keinem dieser Punkte in Widerspruch steht, kann den Anspruch erheben, richtungweisend für neue Überlegungen zu sein.

a) Der Schmidt'sche Erklärungsversuch durch keilförmig am Boden vorstoßende Kaltluft steht im Widerspruch zu den Beobachtungsergebnissen 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11, scheidet also vollkommen aus. Es stellt das Modell für einen trockenen oder halbtrockenen Kaltlufteinbruch am Boden dar.

b) Die Erklärung der Böenenergie aus dem horizontalen Druckgradienten am Boden widerspricht den Beobachtungspunkten 2, 3, 4, 7, 8, 9 und 11.

c) Die Theorie von Möller ist nicht vereinbar mit den Punkten 7, 10 und 11.

d) Die Annahme, die Spitzenbö beziehe ihre Energie aus stürmischem Ansaugen der aufschießenden Cumulonimben verträgt sich nicht mit den Beobachtungsergebnissen 5 und 6, könnte jedoch sämtliche Punkte 7—10 sehr gut erklären. Sie ist jedoch ferner zu widerlegen durch die vollkommene Unmöglichkeit, durch Ansaugen Böenstärken von über 30 m/sec zu erzeugen, wie es nicht selten beobachtet wird. Der ernährende Zustrom unter dem aufschießenden Cumulonimbus hat mindestens eine Dicke vom Boden bis zur Wolkenuntergrenze, außerdem wird in der Höhe noch seitlich Luft zuströmen. Das plötzliche Einsetzen der Spitzenbö mit der starken Abkühlung widerspricht ebenfalls dieser Auffassung.

e) Auf die Böentheorie Koschmieders muß etwas ausführlicher eingegangen werden, denn in dieser sind fast von jeder der vorangegangenen Theorien brauchbare Thesen übernommen worden, und außerdem dürfte sie auf dem reichhaltigsten Beobachtungsmaterial aufgebaut sein. Die erzeugte Kaltluft bleibt nach Koschmieder zunächst liegen, um erst dann, wenn die Scherkräfte der Warmluft den Gradientenkräften des Kaltluftberges nicht mehr das Gleichgewicht halten, vorzustoßen. Mit diesem Zerfließungsvorgang ist die Tatsache 4. eines feuchtadiabatischen vertikalen Temperaturgradienten in Bodennähe unmittelbar hinter der Frontfläche nicht zu vereinbaren.

Außerdem steht damit der zweite Teil der Beobachtungstatsache 6 in Widerspruch, wonach die Dauer des Temperaturfalles in der Höhe gleich ist der am Boden. Bei keilförmig vordringender Kaltluft, die infolge der Bodenreibung die Form des Schmidt'schen Böenkopfes annehmen muß, wird die Obergrenze der Kaltluft beim Vorrücken nur allmählich ansteigen, es wird also in der Höhe die Dauer des Temperaturfalles bedeutend größer sein als an der Vorderseite des sog. Böenkopfes. Koschmieder selbst gibt hierzu (23) eine erklärende Abbildung.

Ferner müßte die größte Windstärke an der Vorderseite des Böenkopfes, also in etwa 500 m Höhe, auftreten und nicht am Boden, wie die Beobachtungen 5 zeigen.

Daß die Scherkräfte der Warmluft (Stromlinien der Warmluft am Boden vor der Front über den Kaltluftkeil hinweg schräg oben nach dem Zentrum des Ge-

witterherdes) ausreichen, einer Gradientkraft der Kaltluft, die ohne diese Scherkräfte bisweilen Böen bis über 30 m/sec erzeugen, das Gleichgewicht halten können, erscheint unwahrscheinlich — auch wenn zusätzlich ein Ansaugen der Kaltluft durch den neu aufschießenden Cb angenommen wird.

#### V. Neuer Versuch zur Erklärung der Spitzenbö.

Nachdem die bisherigen Theorien zur Erklärung der Spitzenbö sämtlich als mit den Beobachtungstatsachen in Widerspruch stehend erkannt sind, wird im Folgenden der Versuch gemacht, eine neue Erklärung für die Entstehung der Spitzenbö zu geben. Er beruht auf der unter II f) angeführten Annahme, in der Spitzenbö den untersten Teil eines innerhalb des Cb beschleunigt abstürzenden Kaltluftkörpers zu sehen. Es werden zunächst die Vorgänge geschildert, wie sie sich auf Grund jener Annahme darstellen, alsdann wird sich zeigen, daß sich sämtliche Beobachtungstatsachen 1. bis 11. mit der neuen Annahme zwanglos erklären lassen.

##### 1. Die Bildung des Kaltluftkörpers in der Höhe.

Sowohl bei einem Wärmecumulonimbus als auch bei einem Kaltfrontcumulonimbus muß eine Abkühlung in der Höhe die Voraussetzungen für die aufkommende vertikale Labilität bilden. Beim Wärmegewitter braucht die Abkühlung oben nicht die starken Ausmaße anzunehmen wie bei Kaltfrontgewittern, wenn dafür eine Erwärmung der unteren Schichten eintritt. Das Aufsteigen der Luft im Cb braucht nicht immer am Erdboden zu beginnen. Sogar der erste Ansatz zur Bildung des Cb kann in der Höhe erfolgen und bei fortschreitender Abkühlung in der Höhe dann langsam nach unten übergreifen.

Im Anfangsstadium eines Cb verlaufen die Stromlinien einheitlich und gleichmäßig von unten nach oben. Zum Ausgleich für die aufsteigende Luft sinkt außerhalb des Cb die Luft langsam in breitem Querschnitt ab. Bei weiterem Wachsen des Cb müssen sich in der Höhe infolge der anhaltenden Sublimation und Kondensation immer mehr Eisteilchen und unterkühlte Wassertröpfchen ansammeln, die die Luft mit ihrem gesamten Gewicht belasten. Diese Zone des Ansamelns der Eis- und Wasserteilchen muß sich an der Stelle des heftigsten Aufsteigens befinden, also etwa in der Mitte des Cb im Anfangsstadium. An der Obergrenze des Cb schießt die aufstrudelnde Luft infolge ihrer Trägheit über die Gleichgewichtslage hinaus (in der sich die im Cb gültige individuelle und die außerhalb des Cb gültige geometrische Zustandskurve schneiden) und bewirkt in großer Höhe eine zusätzliche Abkühlung, die von dem oben stärkeren Höhenwind vorangetragen wird (Ficker). Damit verlagert sich die Labilität weiter in Richtung der Höhenströmung: der Cb wächst nach vorn. Weiter hinten wird das Aufsteigen durch das zunehmende Gewicht der sich fortwährend vermehrenden Eis- und Wasserteilchen verlangsamt. Von Bedeutung ist nun das Verhalten der Eisteilchen. Diese gelangen schließlich, wenn der aufsteigende Luftstrom sie nicht mehr tragen kann, in den Bereich der Nullgradgrenze, die im Sommer bei Gewitterlagen zwischen 3000 und 4000 m liegt. Sie beginnen zu schmelzen und entziehen der umgebenden Luft die dazu nötige Schmelzwärme. So entsteht etwas unterhalb der Nullgradgrenze ein Kaltluftkörper im Cb. Dieser Kaltluftkörper hat das Bestreben, nach unten zu fallen, erstens weil seine Luft kälter und damit schwerer ist als die umgebende, zweitens weil er mit dem Gewicht der Regentropfen belastet ist. Seinem Abstürzen nach unten wirkt aber noch immer die aufsteigende Bewegung unter ihm entgegen. Es ist durchaus anzunehmen, daß diese aufsteigende Bewegung unter dem Kaltluftkörper vorübergehend noch einmal verstärkt wird, denn die Bildung des Kaltluftkörpers verursacht ja eine ver-

größte Labilität der darunter befindlichen Schichten. Durch diese vorübergehend verstärkte Aufwärtsbewegung können Teile des Kaltluftkörpers noch einmal bis in große Höhen geführt werden, wodurch es auf die bekannte Art zur Bildung von Hagel kommt und auch die Beobachtungstatsache erklärt wird, daß Flugzeuge oft starke Aufwindströme mit Niederschlägen antreffen (25). Es handelt sich aber hier wohl kaum um fallenden, sondern nach oben mitgerissenen Niederschlag. Amerikanische Autoren weisen neuerdings ebenfalls darauf hin (26), daß beobachteter Regen bei aufsteigenden Luftströmen notwendigerweise oft den Eindruck starken Niederschlags machen muß; denn in aufsteigenden Luftströmen muß die Niederschlagsdichte groß sein, da das Hinabfallen des Regens verhindert wird.

**2. Das plötzliche Abstürzen des Kaltluftkörpers.**

Durch das Anhalten der Aufwärtsbewegung auf der Vorderseite des Cb wird in der Höhe immer mehr festes und dann flüssiges Wasser angesammelt, der Luft unterhalb der Nullgradgrenze in der Mitte und auf der Rückseite der Wolke wird immer mehr Wärme durch den Schmelzvorgang entzogen: der Kaltluftkörper wächst in vertikaler und horizontaler Richtung. Bei starker ursprünglicher Labilität, d. h. kräftigen Aufwärtsbewegungen im Cb werden auch die beiden Kräfte, die auf den Kaltluftkörper wirken, größer sein: seine Abtriebskraft infolge Verstärkung der Sublimations- und Schmelzvorgänge und ihre Folgen und die der Abtriebskraft entgegenwirkende Aufwärtsbewegung der Luft unterhalb des Kaltluftkörpers. Bei stark entwickelten Cb muß man horizontale Temperaturdifferenzen des Kaltluftkörpers im Vergleich zu seiner Umgebung — zumindest der Vorderseite des Cb — bis zu 5 Grad annehmen.

Schließlich hat die Abtriebskraft in dem Kaltluftkörper so zugenommen, daß die aufsteigenden Luftströme ihn nicht mehr tragen können. Es sinkt nun nicht etwa gerade so viel erzeugte Kaltluft nach unten, daß die Abtriebskraft der restlichen Luft des Kaltluftkörpers sich wieder mit den Auftriebskräften des aufsteigenden Luftstromes im Gleichgewicht befindet, denn absinkende Luft des Kaltluftkörpers und aufsteigende Bewegung unter diesem schließen sich gegenseitig aus. Vielmehr — und das ist das Wesentliche an dem gesamten Vorgange — stürzt das gesamte Kaltluftpaket als Ganzes mit großer Heftigkeit nach unten. Obwohl die Produktion der Kaltluft in gewissem Sinne kontinuierlich vonstatten geht, erfolgt das Abstürzen ausgesprochen diskontinuierlich. Dieser Vorgang ist in weitem Maße ähnlich den Vorgängen, die oft bei dem Gegeneinanderwirken zweier Kräfte entstehen, von denen die eine konstant ist (hier die Auftriebskraft der Luft unter dem Kaltluftkörper), die andere kontinuierlich zunimmt (hier die Abtriebskraft des wachsenden Kaltluftkörpers).

Als Beispiel für einen solchen Vorgang kann das Abtropfen von Wasser aus einem Wasserhahn angeführt werden: die gleichbleibende Kraft ist hier die Adhäsionskraft des metallenen Hahnes, die das Wasser festhalten will, die gegenwirkende zunehmende Kraft ist das Gewicht des sich am Hahn ansammelnden Wassers. Obwohl das Wasser kontinuierlich zufließt, erfolgt das Abfließen vom Hahn diskontinuierlich, tropfenweise. — Das Ausströmen von Dampf aus dem Sicherheitsventil der Lokomotiven ist ein ähnlicher Vorgang. Der im Überfluß erzeugte Dampf strömt, wenn sein Druck derart zugenommen hat, daß er das Sicherheitsventil öffnen kann, nicht gleichmäßig im Maße seiner Produktion aus, sondern wenn das Ventil geöffnet ist, preßt sich so viel Dampf auf einmal nach außen, daß im Innern der Dampfdruck weit unter den Grenzdruck sinkt, der zum Öffnen des Sicherheitsventils nötig ist. — Auch Beispiele aus der Meteorologie könnten hier

angeführt werden. Beim Entstehen des abendlichen Bergwindes fließt die Kaltluft (die kontinuierlich produziert wird!) nicht kontinuierlich zu Tal, sondern sie sammelt sich so lange an, bis alle dem Abfließen entgegenwirkenden Kräfte überwunden werden, und strömt dann lawinenartig talwärts (27). — Das diskontinuierliche Ausströmen von kontinuierlich entstehender Kaltluft aus dem Polargebiet dürfte ebenfalls als Beispiel herangezogen werden.

Wegen des in dem Kaltluftkörper vorhandenen flüssigen Wassers, das beim Abstürzen fortlaufend verdampft, erfolgt der Absturz der kalten Luft weitestgehend nach der Feuchteadiabaten. Da die umgebende Luft innerhalb des Cb in allen Höhen um den gleichen Betrag wärmer ist, unterhalb des Cb, wo die Warmluft meist trockenadiabatisch geschichtet ist, die Temperaturdifferenz der abstürzenden Luft gegenüber der Umgebung sogar nach unten laufend zunimmt, erfolgt der Absturz beschleunigt. Man kann dies noch genauer ausdrücken: da die kinetische Energie der abstürzenden Luft weitgehend proportional ist dem Höhenintegral über der genannten Temperaturdifferenz (s. S. 30), nimmt die kinetische Energie des abstürzenden Kaltluftkörpers innerhalb des Cb gleichmäßig zu, unterhalb des Cb wächst sogar noch die Zunahme der kinetischen Energie gleichförmig mit abnehmender Höhe.

In Bodennähe wird der abstürzende Luftstrom in die Horizontale umgebogen und erzeugt die Spitzenbö.

Eine kurze Berechnung soll zeigen, daß die auf die beschriebene Art erzeugten Bewegungsenergien ausreichen, die Stärke der Spitzenböen, wie wir sie beobachten und registrieren, zu erklären. Die Rechnungen seien an den Verhältnissen der überaus starken Gewitterbö vom 13. Juli 1941 in Frankfurt/Main als Beispiel durchgeführt.

Die Stärke der Spitzenbö betrug 32 m/sec (Abb. 3), die Temperatur am Boden unmittelbar vor der Bö betrug  $T_1 = 32^\circ\text{C}$ , unmittelbar nach der Bö  $T_2 = 16^\circ\text{C}$ , der vertikale Temperaturgradient bis zur Kondensationshöhe war trockenadiabatisch, das Kondensationsniveau lag in 2000 m. Auf Grund aller vorliegenden Daten, insbesondere der aerologischen Aufstiege, ist eine Temperatur des Kaltluftkörpers von mindestens  $5^\circ$  unter dem Temperaturwert der Warmluft anzunehmen.

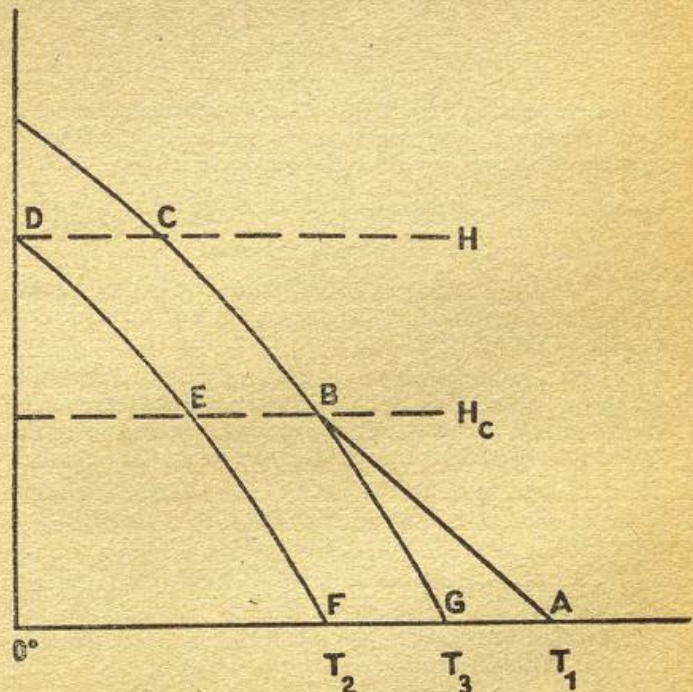


Abb. 10 Schematischer Ausschnitt aus dem Stüveschen thermodynamischen Diagrammpapier

Aufgestiegen ist die Luft im Cb von A über B nach C (Abb. 10), AB sei Trockenadiabate, das andere Feuchtadiabaten. Der sich weiter hinten bildende Kaltluftkörper ist bei D anzunehmen. D ist der Schnittpunkt der durch F gehenden Feuchtadiabaten mit der Nullgradisotherme. Die beim Absturz gewonnene Energie ist gegeben durch das Integral.

$$E = g \int_0^H \frac{\Delta T(h)}{T(h)} dh,$$

wobei  $\Delta T(h)$  die in der jeweiligen Höhe  $h$  vorhandene Temperaturdifferenz zwischen abstürzendem Kaltluftkörper und umgebender Luft ist,  $T(h)$  die in der Höhe  $h$  vorhandene absolute Temperatur der umgebenden Luft. Wir begnügen uns mit rohen Angaben und nehmen daher für  $\Delta T(h)$  und  $T(h)$  für das entsprechende Höhenintervall konstante Mittelwerte. Das Integral zerlegen wir in drei Einzelintegrale. Das erste sei auf die Fläche DEBC bezogen. Es wird, da  $H \approx 3000$  m,  $H_c = 2000$  m ist,

$$I_1 = g \int_{2000 \text{ m}}^{3000 \text{ m}} \frac{5}{282,5} dh = 981 \cdot \frac{5}{282,5} \cdot 10^5 \frac{\text{cm}^2}{\text{sec}^2} \\ = 1,74 \cdot 10^6 \frac{\text{cm}^2}{\text{sec}^2}$$

Diesen Wert hat  $\frac{v^2}{2}$  in der Höhe 2000 m. Also ist

$$v^2 = 3,5 \cdot 10^6 \frac{\text{cm}^2}{\text{sec}^2}$$

Dem zweiten Integral legen wir die Fläche EFGB zugrunde. Es wird unter Verwendung konstanter Mittelwerte

$$I_2 = g \int_0^{2000 \text{ m}} \frac{5}{287,5} dh = 981 \cdot \frac{5}{287,5} \cdot 2 \cdot 10^5 \frac{\text{cm}^2}{\text{sec}^2}$$

Daraus ergibt sich:  $v^2 = 6,8 \cdot 10^6 \frac{\text{cm}^2}{\text{sec}^2}$

Das dritte, auf die Fläche GAB bezogene Integral wird

$$I_3 = g \int_0^{2000 \text{ m}} \frac{5,5}{293,5} dh. \text{ Aus ihm ergibt sich} \\ v^2 = 6,6 \cdot 10^6 \frac{\text{cm}^2}{\text{sec}^2}$$

Um die theoretische Vertikal-Endgeschwindigkeit der abstürzenden Kaltluftmassen zu erhalten, ist die Wurzel aus der Summe der drei Zahlenwerte für  $v^2$  zu bestimmen. Dies liefert  $v = \sqrt{16,9} \cdot 10^3 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$  oder

$$v = 41 \text{ m/sec}^*)$$

Als Horizontalgeschwindigkeit in der Spitzenbö wurde, wie angeführt, 32 m/sec registriert. Zu dem Ergebnis ist folgendes zu sagen:

Bei dem rohen Rechenergebnis, das fast einer Abschätzung gleicht, handelt es sich um die Endgeschwindigkeit der Vertikalbewegung des Kaltluftkörpers am Erdboden unter folgenden idealisierenden Annahmen:

1. Die Erdoberfläche ist nur eine gedachte immaterielle Fläche, durch welche der Luftstrom ungehindert weiter nach unten fließen kann.
2. Die abstürzende Luft erleidet keine Reibung an der umgebenden Luft.
3. Das im Kaltluftkörper enthaltene flüssige Wasser ist ohne Einfluß auf die Abwärtsbewegung.

\*) Die genaue Rechnung, die weiter hinten aufgeführt wird, liefert einen etwas höheren Wert.

In Wirklichkeit liegen die Verhältnisse folgendermaßen:

1. Die Erdoberfläche biegt den Luftstrom in die Horizontale um. Durch Drängung der Stromlinien wäre daher noch eine etwas höhere Horizontalgeschwindigkeit als die vertikale Endgeschwindigkeit anzunehmen.
2. Das Gewicht der im abstürzenden Kaltluftkörper vorhandenen Wassertröpfchen wird die Absturzgeschwindigkeit ebenfalls etwas erhöhen.
3. Die Reibung des abstürzenden Luftstroms an der umgebenden Luft stellt einen wesentlichen Faktor dar. Nach Raethjen (28) verringert sie die Geschwindigkeit um mindestens ein Drittel.
4. Die in der Horizontalen umgebogene Kaltluft erfährt am Boden eine starke Reibung.

Unter Berücksichtigung dieser vier Punkte wird man also der beobachteten Stärke der Spitzenbö von 32 m/sec ziemlich nahe kommen. Verallgemeinernd kann man also feststellen, daß sich mit der Annahme des abstürzenden Kaltluftkörpers die gewöhnlich beobachteten Spitzenböenstärken erklären lassen. Das Ergebnis der rohen Rechnung bestätigt somit auch die Richtigkeit der vorausgesetzten Annahme des feuchtadiabatischen Abstürzens innerhalb und unterhalb des Cb.

Es sei noch bestimmt, welche Menge von Sublimationsprodukten im Kilogramm Luft nötig ist, um die Temperaturenniedrigung von 5° im Kaltluftkörper zu erzeugen. Da die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck  $c_p = 0,24$  ist und die Schmelzwärme des Eises 80 kleine Kalorien pro Gramm Eis beträgt, können also 3 Gramm schmelzendes Eis (= 240 kleine Kalorien) die Temperatur von 1 kg Luft um 1 Grad erniedrigen. Um eine Temperaturenniedrigung von 5 Grad zu erzeugen, müssen im Kilogramm Luft mithin 15 g Eis schmelzen. Bei der Heftigkeit der Sublimationserscheinungen erscheint dieser Wert durchaus plausibel, widerspricht also nicht dem oben Dargestellten.

Beobachtungen an Gewitterböen in Indien (29), den gefürchteten „nor'westers“, mit Hilfe der Feuchttemperatur (wet bulb temperature) zeigten, daß die Luft auf der Rückseite der Böen aus Höhen von mindestens 3000 m bis 5000 m stammen muß. Ähnliche Ursprungshöhen fanden Hamilton und Archbold (30) für die Luft hinter westafrikanischen Böen. Sawyer (13) (S. 96/3) berichtet, daß in der Mitte des Starkregengebiets der verbreiteten Gewitter über England im Juli 1945 Luftmassen am Boden angetroffen wurden, deren Ausgangspunkt etwas unterhalb der Nullgradgrenze (4000 m) gelegen haben muß.

Nur in einer einzigen Arbeit fand der Verfasser einen offenbaren Widerspruch zu der hier hergeleiteten Hypothese. Dieser Widerspruch gründet sich nicht auf eine Beobachtung, sondern auf eine Berechnung. Sawyer (13) findet rechnerisch, daß absteigende, Regen enthaltende Luft nur dann der Feuchtadiabaten folgen kann, wenn der Abstieg mit einer kleineren Geschwindigkeit als 67 m/min, also 1 m/sec erfolgt, weil zur Aufrechterhaltung der Sättigung eine gewisse Zeit nötig ist. Für eine Tropfengröße von 2 mm und ein Ausgangsniveau von 3000 m soll bei einer Absinkgeschwindigkeit von 300 m/min = 5 m/sec die Luft am Boden nur 3½° C kälter ankommen, als wenn sie trockenadiabatisch abgesunken wäre. Sawyer weist aber darauf hin, daß dieser Effekt rasch größer wird bei kleiner werdenden Wassertröpfchen. So plausibel es erscheint, daß zur Aufrechterhaltung der Sättigung beim Absteigen von Luft eine gewisse Mindestzeit nötig ist, so ist zu den Berechnungen Sawyers folgendes zu bemerken:

1. Fast jede starke Gewitterbö zeigt uns, daß mit ihr feinste Wassertröpfchen, deren Durchmesser wesentlich unter 2 mm liegt, nach unten gerissen werden.

2. Die Rechnungen Sawyers sind wahrscheinlich ohne Berücksichtigung der Turbulenz durchgeführt. Daß das Abstürzen aber ein Vorgang mit starker Turbulenz ist, zeigt jede Registrierung einer Gewitterbö.
3. Abgesehen davon, daß namhafte Autoren bereits von einem beschleunigten Absturz nach der Feuchtadiabaten gesprochen haben, spricht die Tatsache, daß sämtliche Beobachtungen sich mit der aufgestellten Hypothese zwanglos erklären lassen, indirekt für den feuchtadiabatischen Absturz.

Das große Gewitterforschungsprojekt, das in den USA durchgeführt wurde, zeitigte Ergebnisse, die mit den vorgetragenen Anschauungen in guter Übereinstimmung stehen. Byers und Braham (26) sprechen von einem „Herunterfallen“ der kälteren Luft. Sie weisen darauf hin, daß merkbare Abwärtsbewegungen im Cb von Flugzeugen erst unterhalb 5000 m festgestellt wurden. Die Abstürzgeschwindigkeiten werden bis zu 12 m/sec angegeben (schon dieser Wert würde den Berechnungen Sawyers widersprechen). Diese Angaben stammen von 18 von Flugzeugen durchflogenen Gewittern. Es ist nicht angegeben, in welcher Höhe diese abwärts gerichteten Vertikalbewegungen angetroffen wurden. Da die Vertikalgeschwindigkeit nach oben abnimmt (in Höhe der Nullgradgrenze theoretisch Null), würden diese Messungen also höheren Vertikalgeschwindigkeiten in geringer Höhe nicht widersprechen. Wahrscheinlich haben diese Flugzeuge alle die Gewitterwolke selbst durchflogen, die stärkste Beschleunigung erleidet der abstürzende Kaltluftkörper aber erst unterhalb der Kondensationshöhe der Warmluft. Zweitens ist zu bedenken, daß in Einzelfällen sehr starker Gewitterböen die Abwärtsgeschwindigkeiten wesentlich höher sein können. Drittens ist das Abstürzen des Kaltluftkörpers, verglichen mit der Lebensdauer der zugehörigen Gewitterwolke, nur ein sehr kurzdauernder Vorgang, so daß wahrscheinlich kein starker Kaltluftabsturz direkt im Höhepunkt seiner Entwicklung durchflogen wurde. Denn auch nach dem Absturz halten absinkende Bewegungen an, wie sich aus den drei Stadien ergibt, die Byers und Braham aus dem Thunderstorm Project ableiteten:

a) Cumulus-Stadium: Die „Gewitterzelle“ enthält nur aufwärts gerichtete Bewegung vom Wolkenfuß bis zur Obergrenze.

b) Reife-Stadium: Eine starke lokale Absturzbewegung entsteht in einem Teil des Gebiets, wo vorher aufwärts gerichtete Bewegung herrschte (als Anstoß der Absturzbewegung wird der fallende Regen angesehen).

c) Amboß-Stadium: Der gesamte untere Teil der „Zelle“ enthält schwache Abwärtsbewegungen, der obere Teil Vertikalbewegungen mit vernachlässigbaren Geschwindigkeiten.

Kaplan (14) schreibt: „Heftige Abwärtsbewegungen sind beobachtet nach dem Einsetzen des Gewitters. Fortlaufende Abkühlung der abstürzenden Luft durch Wasser- und Eishydrometeore hält sie kälter als die umgebende Luft. Auf diese Art wird die Abwärtsbewegung aufrechterhalten . . . Der Niederschlag hält die absteigende Luft gesättigt . . . , so daß sie der Feuchtadiabaten folgt.“

Wir sprechen also aus:

Die am Boden registrierte Spitzenbö ist die durch die Wirkung der Erdoberfläche in die Horizontale umgebene beschleunigt erfolgte Absturzbewegung eines Kaltluftkörpers, der im Cumulonimbus etwas unterhalb der Nullgradgrenze durch Schmelzen des entstandenen festen Niederschlags gebildet wurde. Die kinetische Energie der Spitzenbö stammt also aus der (um den archimedischen Auftrieb in der umgebenden Luft verminderten) potentiellen Energie des gebildeten Kaltluftkörpers in bezug zur Erdoberfläche.

Diese Aussage steht im Gegensatz zur Auffassung namhafter Böenforscher. Raethjen (5) vertrat 1934 die Ansicht (der sich u. a. auch Koschmieder anschließt), daß die Vertikalbewegungen im Gewitter-Cb sich im wesentlichen auf ein stürmisches Aufsteigen auf kleinem Querschnitt beschränken, dem ein langsames Absinken auf großem Querschnitt gegenübersteht. Stärkere abwärts gerichtete Bewegungen werden in der Literatur, die sich mit diesen Fragen befaßt, fast allgemein für unmöglich gehalten, weil sich die Wolke dabei auflösen müßte. Wo man notgedrungen abwärtsgerichtete Bewegungen zuläßt, etwa auf Grund von Segelflugergebnissen, werden sie als Ausgleichströmung für die stürmische Aufwärtsbewegung aufgefaßt. In dem hier dargestellten Schema des Böenvorganges erweist sich die Abwärtsbewegung nicht als — passive — Ausgleichsströmung, sondern als selbständiger, aktiver Vorgang. Hydrodynamisch ist er von der Aufwärtsbewegung völlig unabhängig; diese schafft nur insofern die Voraussetzungen für sein Zustandekommen, als die rasche Sublimation in Verbindung mit dem Schmelzvorgang zur Bildung des nachher abstürzenden Kaltluftkörpers unerlässlich ist.

### 3. Die Richtung des Kaltluftabsturzes.

Wenn ein Luftstrom senkrecht gegen eine ebene Fläche geblasen wird, weicht er nach allen Seiten gleichmäßig aus. Die Beobachtungen bei der Spitzenbö zeigen aber, daß das Ausweichen am Boden nicht nach allen Seiten gleichmäßig erfolgt, sondern daß eine Richtung vor allen anderen weit bevorzugt wird, nämlich die Richtung der Höhenströmung, und daß in der entgegengesetzten Richtung nur höchst selten Böen auftreten (s. S. 27). Das Umbiegen der abstürzenden Luft in die Waagerechte muß also durch Vorgänge gesteuert werden, deren Zustandekommen unmittelbar oder mittelbar mit der Richtung der Höhenströmung in Zusammenhang steht.

Die Erklärung liegt im Wesen der Labilität: die Richtung, in der sich auch der heftigste labile Vorgang abspielt, kann durch verhältnismäßig kleine Kräfte gesteuert werden; der geringste Anstoß z. B. bei einem auf einer Spitze stehenden Ei bestimmt durch seine Richtung auch die des Übergangs in die stabile Lage, bei der ein Vielfaches derjenigen Energie frei wird, die den Anstoß bildete. Wir brauchen also nur nach ganz geringen Kräften zu suchen, die die Richtung des Abstürzens der Kaltluft bestimmten. Der Faktor, der die Richtung des Abstürzens bestimmt, ist in dem Druckfeld zu sehen, das der Cb aufbaut. Dabei spielt nicht das Bodendruckfeld die entscheidende Rolle, vielmehr die Richtung der Neigung der Isopotentialflächen in denjenigen Höhen, die der Kaltluftkörper zu Beginn seiner Absturzbewegung durchfällt. In den untersten Schichten kommen bei Gewittervorgängen noch zahlreiche druckändernde Effekte hinzu, so daß sich das Druckfeld in 1000 m Höhe schon wesentlich von dem am Boden unterscheidet. Ist bei einem labilen Vorgang die Richtung des Ablaufes durch eine kleine Kraft einmal eingeleitet, so kann jene Richtung auch durch eine später wirkende, mehrfach größere, in entgegengesetzter oder seitlicher Richtung wirkende Kraft kaum noch geändert werden. M. a. W.:

Die Richtung des Kaltluftabsturzes wird bestimmt durch die Richtung der horizontalen Druckgradienten in denjenigen Höhen, die der Kaltluftkörper im ersten Teil seiner Bewegung durchfällt; der horizontale Druckgradient der unteren Schichten wirkt auf Richtung und Geschwindigkeit der Bö nur noch modifizierend.

Die Bevorzugung der Böenrichtung in Richtung der Höhenströmung ergibt sich nun einfach aus der Tatsache, daß in den entscheidenden Höhen das horizontale Druckgefälle, das der Cumulonimbus erzeugt, meist nach vorn gerichtet ist.

Rodewald (31) hat eine Böenfront beschrieben, bei der mit dem Beginn des (schwachen) Druckanstiegs Böen bis 12 m/sec in Richtung der Fortpflanzung der ganzen Erscheinung auftreten. Während des (starken) Druckfalles (fast bis zu 7 mb in 1 Stunde!) setzt eine gleichstarke Bö aus entgegengesetzter Richtung ein. Der Druckfall ist so stark (vor einer Warmfront), daß er auch in großen Höhen vorhanden ist und dort die Flächen gleichen Druckes nach hinten neigt.

Diese Front mit Böen bis zu 12 Sekundenmeter entgegen der Fortschreitungsrichtung der Bö liefert nebenbei einen indirekten Beweis für das angenommene Abstürzen der die Bö erzeugenden Kaltluft. Ein Vorgang, der in der einen Richtung fortschreitet und dabei Böen in der entgegengesetzten Richtung hervorbringt, ist kinematisch nur möglich, wenn die Strömungslinien (im ortsfesten sowie mitbewegten System) von oben kommen. Bei Koschmieder „Über Böen“ (3), S. 21, lesen wir: „Der Wind, der vor und nach dem Gewitter aus westlichen Richtungen kommt, springt während des Druckanstieges 16,27—16,41<sup>h</sup> um fast 180° auf ESE. Diese Windrichtung fällt fast genau zusammen mit der Zugrichtung des Gewitters aus E. Während des Druckfalles dagegen 16,41 Uhr bis 17 Uhr tritt eine deutliche Bö aus N auf.“ Während des Druckfalles herrschte in der Höhe also ein Druckgefälle von N nach S.

Bei Wärmegewittern beobachtet man bisweilen folgendes: Die Isochronen der Spitzenbö verlaufen in Form eines Kreisbogenstückes, dessen Zentrum der Gewitterherd ist und dessen Mitte in Richtung der Höhenströmung vom Gewitterherd entfernt ist. Die Richtung der Spitzenbö liegt in der des Radiusvektors vom Gewitterherd nach außen; den Ausschlag für die Richtung des Abstürzens geben die Flächen gleichen Druckes, deren Gradientvektoren in der Höhe in diesem Falle vom Gewitterherd radial nach außen gerichtet sind.

Da im vorliegenden Falle der Vorgänge im Cb verhältnismäßig starke Vertikalbewegungen auftreten, sei der Vollständigkeit halber die Größe der auftretenden Corioliskraft bestimmt. Es ist fast immer nur die Horizontalkomponente, auf die man bei meteorologischen Problemen stößt, hier jedoch, wo es sich um bedeutende Vertikalgeschwindigkeiten handelt, muß der Gesamtvektor der Corioliskraft herangezogen werden.

Um die West-Ostgeschwindigkeit in cm/sec zu bekommen, die die absteigende Luft am Boden angenommen hat, ist das Integral  $J = 2\omega \cdot \cos \varphi \int_0^{t_1} v \, dt$  zu bilden,

worin  $v$  die jeweilige Senkrechtgeschwindigkeit bedeutet,  $t$  die Absturzzeit,  $\omega$  die Rotationsgeschwindigkeit der Erde und  $\varphi$  die geographische Breite. Es sei der Weg von 4000 m bis zum Boden zugrunde gelegt. Der Einfachheit halber betrachten wir die Abstürzbewegung als gleichförmig beschleunigt, also  $v = \lambda \cdot t$ .

In dem Integral

$$J = 2\omega \cos \varphi \cdot \lambda \int_0^{t_1} t \, dt = \omega \cdot \cos \varphi \cdot \lambda \cdot t_1^2$$

sind  $\lambda$  und  $t_1$  noch zu bestimmen.

Aus  $v = \frac{ds}{dt} = \lambda t$  folgt

$\frac{t_2}{2} = s$  ( $s =$  Weg). Die Integrationskonstante ist Null, weil dem Zeitpunkt Null der zurückgelegte Weg Null entspricht. Nach Division dieser Gleichung durch  $v_1 = \lambda t_1$  und Einsetzen der Werte von  $s = 4 \cdot 10^5$  cm und  $v_1 = 4 \cdot 10^8$  cm/sec (Endgeschwindigkeit bei der Abstürzbewegung) ergibt sich als Absturzzeit

$$t_1 = 200 \text{ sec} = 3,3 \text{ Minuten}$$

und der Proportionalitätsfaktor zu

$$\lambda = 20 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-2}$$

Die Einsetzung dieser Werte in das Integral liefert als Westostgeschwindigkeit des abstürzenden Luftstromes in Bodennähe den Wert von 44,5 cm/sec. **Die durch die Corioliskraft verursachte Westostgeschwindigkeit der abstürzenden Kaltluft beträgt also etwa 1 Prozent der Windgeschwindigkeit in der Spitzenbö und ist somit vernachlässigbar.**

Nachdem der Luftstrom durch die Wirkung der Erdoberfläche in die Horizontale umgebogen ist, gilt auch für die Wirkung der Corioliskraft auf die nunmehr horizontale Bewegung, daß jene vernachlässigbar ist. (Vgl. [22]). Koschmieder berechnet in seiner großen Arbeit (3), daß die Corioliskraft in Gewitterböen nur  $\frac{1}{50}$  der Gradientkraft beträgt, wobei er zur Bestimmung der Gradientkraft die registrierten Drucksprünge benutzt, die — wie oben angeführt — allerdings in keinem Zusammenhang mit der Stärke der Spitzenbö stehen.

#### 4. Die Bildung der Böenwalze.

Der Wolkenwulst der Böenwalze stellt wohl die eigentümlichste Wolkenform unseres Himmels dar. Während in der Höhe bereits drohende Wolkenmassive das Herannahen der Wetterverschlechterung ankündigen, erfolgt der plötzliche Wettersturz erst mit dem Durchgang der Böenwalze durch den Zenit. Die Böenwalze hat demgemäß in allen Böenmodellen ihren Platz. In einigen der älteren Modelle wird sie als an der Grenzfläche von Warm- und Kaltluft entstehend angenommen insofern, als ihr ein eigenes Zirkulationssystem zugeschrieben wird, dessen vorderer aufsteigender Ast aus Warmluft, dessen hinterer, absteigender aus Kaltluft besteht. Neuerdings wurde aber bereits mehrfach darauf hingewiesen (so besonders von Koschmieder), daß das Kondensationsniveau der Warmluft bedeutend höher liegt als die in etwa 200 bis 500 m Höhe befindliche Böenwalze. Diese muß also ein Vorgang nur innerhalb der Kaltluft sein. Nach dem bisher Dargelegten ist in der Böenwalze der Vorderrand der abstürzenden, in die Horizontale umgebogene Kaltluft zu sehen. Die Kaltluft führt bei ihrem Absturz so viel flüssiges Wasser mit sich, daß sie sich unmittelbar durch Wolkenbildung sichtbar macht. Man sieht daher — etwa bei Herannahen einer starken Böenfront von einem hochliegenden Standort aus oder in der flachen Ebene — niemals eine durchgehende Böenwalze, die sich über den ganzen Horizont erstreckt. An gewissen Stellen des Himmels erscheint der typische Wolkenwulst am deutlichsten ausgeprägt, nach den Seiten hin wird er diffuser, an anderen, weitentfernten Stellen des Gesichtskreises wird man vielleicht andere gut ausgebildete Böenwalzen erkennen. In den Stellen deutlich ausgeprägter Wolkenwülste treten also sichtbar die aus den einzelnen Cb abstürzenden Kaltluftkörper zutage. Das seitliche Ausmaß der einzelnen abstürzenden Kaltluftkörper wird von Fall zu Fall verschieden sein. Da die abstürzende Luft nicht nur nach vorn, sondern auch nach den Seiten auseinanderfließt und auch die Luft der Umgebung mit nach unten gerissen wird, lassen sich aus den Windwirkungen am Boden nur sehr schwer Schlüsse auf den Umfang des ursprünglichen Kaltluftkörpers ziehen. Hinzu kommt, daß ein etwas schräg vor oder schräg hinter einem Kaltluftkörper abstürzender weiterer Kaltluftkörper die seitlichen Wirkungen der ersteren völlig verdeckt. Die Breitenerstreckung eines Kaltluftkörpers muß aber in der Größenordnung einer Cumulonimbuszelle liegen, die wir nach den Ergebnissen des Thunderstorm Projects zu etwa 2—5 km annehmen können.

Die Wolkenuntergrenze in der Böenwalze ist abhängig von der Stärke der gesamten Böenerscheinung. Die abstürzende Kaltluft setzt sich selbstverständlich bis zum Boden durch. Trotzdem bleibt in den meisten Fällen ein niedriger wolkenfreier Raum unter der Böen-

wolke. Es ist dies die Folge der bekannten Reibungswirkung der Erdoberfläche. Durch die bodennahe vertikale Turbulenz sind die bodennahen Luftschichten bestrebt, einen trockenadiabatischen vertikalen Temperaturgradienten auszubilden, der immer mit einer Zunahme der relativen Feuchtigkeit nach oben verbunden ist. Bei windstillem Regenwetter, wo diese Bodenturbulenz verhältnismäßig schwach ausgeprägt ist, hängen daher die Wolken tiefer herab als bei windigem Regenwetter. Wenn dennoch bei sehr starken Böenerscheinungen die Wolken trotz der starken Turbulenz bis zum Boden reichen, so spricht das für die Heftigkeit des Herantransportes von Kaltluft, die die Ausbildung einer bodennahen adiabatischen Temperaturabnahme weitgehend unmöglich macht.

Auf einen wesentlichen Unterschied der hier abgeleiteten Vorstellungen über die Böenwalze gegenüber den meisten anderen Darstellungen muß noch hingewiesen werden. Letztere stellen die Böenwolke als ein selbständiges, nicht mit dem Wolkenmassiv des Cb zusammenhängendes Gebilde dar; sogar bei Koschmieder, der die Böenmodelle all seiner Vorgänger kritisch betrachtet, finden wir noch diese Annahme. Dagegen ergibt sich hier, daß die Böenwalze auf ihrer Rückseite mit dem Cb zusammenhängt so wie es in den Abb. auf S. 41 dargestellt ist. Wäre die „Böenwalze“ wirklich ein walzenförmiges, selbständiges Wolkengebilde, so müßte sie von hinten aussehen wie von vorn. Demgegenüber erkennt man aber stets nach Durchgang der „Böenwalze“ durch den Zenit einen gleichmäßigen Übergang ihrer Untergrenze in die des folgenden Gewölks.

##### 5. Das Voreilen der Böenwalze. Der Starkregen.

Die Stärke des Windes unter der Böenwalze, der Spitzenbö, ist wohl zu unterscheiden von der Fortpflanzungsgeschwindigkeit des ganzen Böenvorganges, der wesentlich langsamer vonstatten geht. Da die abgestürzte Kaltluft mit großer Heftigkeit nach vorn vorstößt, muß in einem fest mit dem Cb verbundenen Bezugssystem daher die Böenwalze sofort nach ihrer Entstehung voreilen. Dieses Voreilen erfolgt aber wesentlich langsamer als der Geschwindigkeitsdifferenz zwischen Spitzenbö und Cb-Bewegung entspricht, wie die Beobachtungen zeigen. Kinematisch ist das nur möglich, wenn die Strömungslinien der Kaltluft wieder nach oben umbiegen, d. h. wenn die am weitesten vorn befindliche Kaltluft der nachstoßenden nach oben ausweicht. Dieses auf Grund derselben Überlegungen von anderen Verfassern bereits erschlossene Strömungsbild der Böenwalze, das dem unteren Teil eines sich bewegenden, aber im umgekehrten Sinne drehenden Rades entspricht, wie es beispielsweise die Walzenbesen einer Straßenkehrmaschine darstellen, muß in seinem unteren Teil aufrecht erhalten bleiben obwohl — wie oben gesagt — von einem walzenförmigen Wolkengebilde mit eigenem Zirkulationssystem keine Rede sein kann.

Für ein Voreilen der Böenwalze unter dem Cb sprechen auch die Beziehungen zwischen dem Zeitpunkt des Spitzenböeneinsatzes und dem Starkregenbeginn. Genaue Beobachtungen zeigen, daß der Starkregenbeginn (in Mitteleuropa) in dem Zeitraum von 1 bis 2 Minuten bis zu etwa 10 Minuten nach Durchgang der Spitzenbö eintritt. Suckstorff hat bei seiner Forschungsreise nach Afrika festgestellt (6), daß dort der Starkregenbeginn etwa 5 bis 20 Minuten nach dem Böeneinsatz erfolgt.

Der Kaltluftkörper trägt ursprünglich bedeutende Mengen flüssigen Wassers. Dieses Wasser reißt er zum großen Teil mit sich in die Tiefe. Ein bestimmter Teil hiervon wird wiederum bei der Abstürzbewegung verdunstet. Nach erfolgtem Abstürzen des Kaltluftkörpers ist plötzlich jede weitere nach oben gerichtete Luftbe-

wegung ausgelöscht. Der in der Höhe noch vorhandene oder sich neu bildende Niederschlag wird also nun plötzlich zur Erde fallen. Durch das Wegräumen der Warmluft kann ein Teil von ihm in fester Form den Erdboden erreichen. Während die abstürzende Luft aber aus den oben beschriebenen Gründen nach vorn abgelenkt wird, der Niederschlag aber fast senkrecht zu Boden fällt, setzt der Starkregen normalerweise erst nach dem Böenvorgang ein. Lediglich die allerkleinsten Wassertröpfchen werden von dem Kaltluftkörper mit nach vorn gerissen. Bei starken Böen kann man dementsprechend das Auftreten feinsten Regentropfchen zur Zeit der maximalen Windstärke feststellen.

Nicht alle Böenerscheinungen (immer wieder im Sinne eingangs erwähnter Definition der Spitzenbö!) sind aber mit Starkregen verbunden, umgekehrt gibt es bei Gewittervorgängen biswelen Fälle, wo trotz auftretenden Starkregens sich kaum Böen einstellen. In der Gesamtheit aller Fälle sind jedoch im Mittel die Böenvorgänge mit Starkregen heftiger als die ohne Starkregen. Im Falle einer starken Bö mit nur geringen Niederschlägen läßt sich ohne weiteres annehmen, daß nicht so viel Niederschlag gebildet wurde, um noch Starkregenfälle entstehen zu lassen. Schwieriger ist die Erklärung des umgekehrten Falles. Vielleicht ist hier aus irgendwelchen Gründen der den Kaltluftkörper tragende aufsteigende Luftstrom nicht heftig genug, so daß kleinere Kaltluftkörper laufend herabsinken. Es käme auf diese Art zu keinen wesentlichen Böen, obwohl in der Höhe viel Niederschlag erzeugt wird, der dann als Starkregen zu Boden fiel. Wahrscheinlicher ist, daß der Beobachtungsort gerade unter der Stelle liegt, von der aus die Abstürzbewegung der Kaltluft einsetzt. Der fast senkrecht fallende Starkregen tritt dann noch auf, während die Auftreffstelle des in schräger Richtung abstürzenden Kaltluftkörpers schon einige Kilometer in Fortschreitungsrichtung der Böenerscheinung entfernt liegt.

Das beschriebene Voreilen der Böenerscheinung unter dem Cb bedingt, daß sich längs der Fortschreitungsrichtung der Bö der zeitliche Abstand zwischen dieser und dem Starkregenbeginn allmählich vergrößert. Der Einsatz der Spitzenbö wird bestimmt durch die Ankunft der abgestürzten und dann mehr oder weniger horizontal strömenden Kaltluft, der Starkregen setzt ein, wenn der Ausgangspunkt des Kaltluftkörpers im Cb von der Höhenströmung fast über den Beobachtungsort getragen ist. An Orten, an denen der abstürzende Kaltluftkörper, schräg von oben kommend, den Erdboden erreicht, wird die Zeitdifferenz zwischen dem Einsatz von Bö und Starkregen am geringsten sein.

Es ist nun noch zu klären, wodurch die obere Grenze jener Zeitdifferenz bestimmt wird. Dabei ist im Auge zu behalten, daß das Abstürzen des Kaltluftkörpers ein einmaliger, also nicht stationärer Vorgang ist. Die abgestürzte Kaltluft wird bei ihrem weiteren Vorstoß also allmählich „zerfließen“, da der Nachschub von Kaltluft aus der Höhe alsbald wieder aufhört. Dabei wird die Windstärke unter Wärmegewittern allmählich auf den Wert Null abnehmen; in Kaltfronten wird sie auf einen Wert zurückgehen, der etwa dem der Windstärke im Frontbereich zwischen den zahlreich abstürzenden Kaltluftkörpern entspricht (hellschraffierte Streifen der Abb. 7, Met. Rdsch. 1948, S. 295). Das Maximum der in Rede stehenden Zeitdifferenz ist bestimmt durch:

1. Die maximale Entfernung des voreilenden Kaltluftkörpers von dem schlotförmigen, mit dem Cb ziehenden Gußregengebiet, in welcher der zerfließende Kaltluftkörper noch eine merkliche, über der allgemeinen Windstärke liegende Spitzenbö erzeugt.
2. Die Wanderungsgeschwindigkeit des gesamten Systems.
3. Die Höhe, in der der Kaltluftkörper entsteht.

Der Unterschied der beobachteten Zeitdifferenzen zwischen Einsatz von Bö und Starkregen von maximal etwa 10 und minimal etwa 2 Minuten, also die Zeitspanne von etwa 8 Minuten, würde nach dieser Darstellungsart — roh ausgedrückt — die „Lebensdauer“ des abgestürzten Kaltluftkörpers am Erdboden bedeuten. Denn erfolgt der Gußregen kurz nach der Bö, so liegt hiernach der Beobachtungsort an derjenigen Stelle, wo die abgestürzte Kaltluft erstmals den Boden erreicht, tritt der Starkregen erst 10 Minuten nach der Bö ein, so hat die Böenerscheinung ihre maximale Entfernung vom „Auftrittspunkt“ der Kaltluft erreicht. In der bereits erwähnten Arbeit des Verfassers (24), die lange vor dem Entstehen der hier mitgeteilten Auffassungen entstand, wurde auf völlig anderem Wege eine „Lebensdauer“ der abgestürzten Kaltluftkörper von etwa 4 Minuten abgeleitet. Diese Zeitdauer wurde damals erschlossen aus der Länge der „Schadensstreifen“, Letztere wurde infolge der Begrenztheit der dortigen Abbildung 7 zu etwa 5 km geschätzt, es hätten genau so gut einige Kilometer mehr angenommen werden können. Auf S. 296 a. a. O. wird ein Schadensstreifen von 8 km Länge erwähnt. Dies entspräche bei einer Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Böenerscheinung von 70 km/h einer Lebensdauer des Kaltluftkörpers am Boden von etwa 7 Minuten. Bedenkt man die gänzliche Verschiedenheit der beiden Wege, auf denen die Lebensdauer des Kaltluftkörpers am Boden erschlossen ist, so ist die Übereinstimmung als sehr gut zu bezeichnen.

Auch das a. a. O. (24) gefundene Ergebnis, daß in den Streifen stärksten Windes auch größere Niederschlagsmengen fallen, steht in Übereinstimmung mit den dargelegten Auffassungen vom Böenvorgang.

Die erwähnte Tatsache, daß in den Tropen die Zeitdifferenz zwischen Beginn der Bö und des Starkregens größer ist als in Mitteleuropa, läßt sich auf Grund der dargestellten Böentheorie ebenfalls ohne weiteres erklären. Erstens erfolgt die Bildung des Kaltluftkörpers dort im Mittel in größeren Höhen. Infolge der längeren Fallzeit wird die Auftreffstelle am Boden sich in größerer Entfernung von dem senkrecht unter der Bildungsstelle liegenden Punkt befinden als in Mitteleuropa. Zweitens ist die allgemeine Windgeschwindigkeit in den Tropen geringer, bei der geringeren Zuggeschwindigkeit der Cb wird es nach dem Böendurchgang also länger dauern als in Mitteleuropa, bis die Stelle des Starkregens den Beobachtungsort erreicht.

Das weitere Wachstum des Cb an seiner Vorderseite hat aber in der Zeit, während der sich all diese Vorgänge abspielen, nicht aufgehört. Neue Quelltürme sind inzwischen entstanden und mehr oder weniger mit dem übrigen Wolkenmassiv verwachsen. Auf dieselbe Art wie früher hat sich vorn mittlerweile in der Höhe ein neuer Kaltluftkörper gebildet, während der Vorderrand der bereits abgestürzten Kaltluft sich immer mehr der Stelle unter dem neu gebildeten Kaltluftkörper nähert. (s. Abbildungen am Schluß der Arbeit!) Der neugebildete Kaltluftkörper wird nun in der weit überwiegenden Zahl der Fälle dann seine Absturz-bewegung beginnen, wenn der Vorderrand der bereits vorher abgestürzten Kaltluft sich unter ihm befindet, weil dann sofort die Voraussetzungen für ein Weiterbestehen der den Kaltluftkörper tragenden Aufwärtsbewegung der Warmluft zerstört sind. An der Auftreffstelle des zweiten Kaltluftkörpers wird der Vorderrand der vorher abgestürzten Kaltluft dann etwas eher ankommen als die Luft des erst soeben sich in der Höhe in Bewegung gesetzten Kaltluftkörpers. Ein Beobachter wird also erst eine schwächere „Vorbö“ mit einem mäßigen bis schwachen Temperatursturz feststellen, nach einigen Minuten wird der Durchgang der „Hauptbö“ mit starkem Temperatursturz erfolgen. Diese bisweilen vorkommenden Erscheinungen einer

Vorbö können dieserart zwanglos erklärt werden. Die Richtung beider Böen braucht nicht unbedingt genau übereinzustimmen.

Auf Grund der entwickelten Anschauungen wäre es sogar möglich, daß einmal ein Starkregen vor der Bö auftritt, und zwar dann, wenn der später weiter vorn gebildete Kaltluftkörper eher seine Absturz-bewegung beginnt, als der Vorderrand des vorher weiter hinten entstandenen Kaltluftkörpers den Beobachtungsort erreicht. Liegt die Auftreffstelle des vorderen Kaltluftkörpers nur wenig vom Beobachtungsort in Richtung des Böenfortschreitens entfernt, so kann der Starkregen des vorderen Kaltluftkörpers oder etwa nur sein abklingender Rest am Beobachtungsort registriert werden, bevor die Bö des hinteren Kaltluftkörpers auftritt.

Daß bei heftigen Böenerscheinungen im Starkniederschlag zeitweise Hagel auftritt, erklärt sich daraus, daß der Hagel nach erfolgtem Absturz des Kaltluftkörpers nicht mehr längere Zeit in Höhe der Nullgradgrenze gehalten wird, sondern jetzt frei nach unten fallen kann; die Zeit innerhalb derer er sich in Luft mit positiver Temperatur befindet, ist daher jetzt zu kurz, um ihn vollständig schmelzen zu lassen. Eine Erklärung für den mehrfachen Wechsel der Aggregatzustandes des Niederschlags unter demselben Cb hat Roßmann (32) gegeben.

Dieses Spiel des Abstürzens von Kaltluftkörpern wiederholt sich laufend beim Weiterwandern des Wärmegewitters oder der Böenfront. Werden die Vorbedingungen für labile Umlagerungen allmählich ungünstiger, so wird die Cb-Bildung langsam schwächer, die Kaltluftkörper allmählich weniger gut ausgeprägt oder umfangreich, bis sich schließlich gar keine Kaltluftabstürze mehr ereignen. Das Wärmegewitter löst sich allmählich auf, bei Kaltfronten wird dann lediglich noch die allgemeine Windzunahme im Frontbereich das einzige Kennzeichen im Windfeld bilden.

Das Voreilen der Böenerscheinung unter dem die Bö erzeugenden Cb steht vermutlich auch in Zusammenhang mit der zeitlichen Beziehungslosigkeit des Böeneinsatzes zum Druckanstieg. Die Beobachtungen zeigen, daß der starke Druckanstieg weder eine Folge noch eine Ursache der Spitzenbö ist. Diese kann ja (vgl. S. 27) vor dem Anstieg, zu Beginn, in der Mitte und am Ende des Anstieges auftreten, am häufigsten sind die Fälle, in denen die Bö zu Beginn oder in der Mitte des Anstiegs auftritt. (Abb. 9). Der starke Druckanstieg am Boden ist eine summarische Folge der verschiedensten Vorgänge, die sich im und unter dem Cb abspielen (vgl. 33). Die Bö ist nur einer dieser Vorgänge. Der starke Anstieg fällt daher immer zusammen mit dem Durchzug des ersten, kräftigsten Cb. Ist die Bö unter ihm schon weit vorgeeilt, wird sie zu Beginn des Anstieges oder vielleicht sogar schon etwas vorher erfolgen. Entsprechend wird sie gegen Ende des Anstieges auftreten, wenn der Kaltluftkörper gerade eben den Erdboden erreicht hat. Es muß gesagt werden, daß weitere Effekte, die zu den in ihrem Wesen doch recht komplizierten drucksteigernden Wirkungen hinzukommen, diese Verhältnisse nicht immer so einfach zutage treten lassen. Solche Effekte können beispielsweise in der Wirkung benachbarter Cb oder Kaltluftabstürze gesehen werden. Auch ist es denkbar, daß bei der Mannigfaltigkeit der einzelnen Cb und ihrer Intensität schon einmal ein weniger heftiger Kaltluftabsturz, vielleicht etwas seitlich vom Beobachtungsort, stattgefunden hat, dem dann ein weit heftigerer, vielleicht nach der anderen Seite hin, folgt. Es ist ferner denkbar, daß ein kräftiger Cb den Beobachtungsort überquert, starken Druckanstieg verursacht, daß sein Kaltluftkörper aber noch in Bildung ist und daher gar keine Spitzenbö verursacht. Auch das gelegentliche Auftreten einer Bö ohne nennenswerte Druckänderung widerspricht keineswegs der gegebenen Vorstellung.

Die Erscheinung des Durchzuges eines kräftigen Cb ohne wesentliche Druckänderung am Boden gehört in den gesamten Fragenkomplex der Ursachen der Druckänderungen unter einem Cb und hat mit der Auslösung der Bö nichts zu tun. Die druckändernden Vorgänge in einem Cb, deren Summe der Barograph registriert, sind sehr mannigfaltig. Es kann daher durchaus einmal vorkommen, daß sie sich in ihrer Wirkung auf das Bodendruckfeld kompensieren. Alle diese erwähnten Möglichkeiten zeigen, daß der angegebene Versuch zur Deutung der zeitlichen Verhältnisse von Spitzenbö und starkem Druckanstieg nur als rohes Schema aufgefaßt werden darf.

Unter dem hier erwähnten Druckanstieg ist bisher immer der von dem Cb erzeugte Anstieg gemeint. Bei Gewitterkaltfronten spielt sich aber bisweilen ein Druckanstieg ab, der mit dem böenerzeugenden Cb nichts zu tun hat: es ist der im Gefolge des Durchgangs der Rinne im barischen Feld einsetzende Anstieg, dessen Ursachen also vollkommen anderer Art sind. Faßt man diesen Anstieg auch noch in das Bild der Gesamtheit aller mit einer Böenfront verbundenen Anstiege, so werden die Beziehungen zwischen Barogramm und Böeneinsatz noch komplizierter. Die langjährigen Beobachtungen des Verfassers haben gezeigt, daß der böenerzeugende Cb bei Kaltfronten durchaus nicht immer im Druckminimum der Tiefdruckrinne liegt; dabei ist es natürlich nicht immer einfach, das „wahre“ Minimum der Druckrinne, wie es ohne Cb-Bildung ausgeprägt wäre, zu finden, weil die druckändernden Vorgänge im Cb sich zu dem allgemeinen („ungestörten“) Druckgang addieren und ihn meist verwischen. In vielen Fällen erfolgt die Cb-Bildung vor dem Durchgang der Druckrinne. Seltener kommt es vor, daß der böenerzeugende Cb erst nach Durchgang der Tiefdruckrinne erscheint. Das Auftreten der böenerzeugenden Cb vor der ursprünglichen, dynamisch bedingten Tiefdruckrinne, ist nur bei starker Labilität der vorgelagerten Warmluft und Zunahme der frontsenkrechten Windkomponente nach oben beobachtet. Die ersten Cb treten erst hinter der Tiefdruckrinne auf, wenn es sich um eine „passive“ Kaltfront handelt und die am Boden voreilende Kaltluft durch Anheben der vorher schwach labilen Warmluft diese zum Umsturz bringt. Ein solcher Fall konnte z. B. am 2. August 1948 in Bad Kissingen beobachtet werden (vgl. S. 39, wo auf diese Front näher eingegangen ist).

Es läßt sich also sagen:

**Die zeitliche Beziehung des Böeneinsatzes zu dem Druckanstieg bei Durchgang der Kaltfront-Tiefdruckrinne ist eine großräumige Angelegenheit und wird bestimmt durch die aerologischen Verhältnisse, hauptsächlich in der Warmluft. Die zeitliche Beziehung des Böeneinsatzes zu dem durch die Cb-Vorgänge hervorgerufenen Druckanstieg ist ein kleinräumiges Problem und wird bestimmt durch die jeweilige Lage der Böenwalze in bezug auf den die Druckerhöhung erzeugenden Cb.**

## VI. Vergleich der entwickelten Theorie mit den angeführten Beobachtungstatsachen.

1. Die unter IIIa mitgeteilten Beobachtungstatsachen stehen in völliger Übereinstimmung mit der dargelegten Böentheorie. Daß Kaltluftvorstöße, die in der Höhe zuerst ankommen, die meisten und heftigsten Böen verursachen, erklärt sich jetzt ohne weiteres aus der Tatsache, daß jene die stärkste Labilität erzeugen, damit die heftigste Aufwärtsbewegung im Cb und die kräftigsten Kaltluftkörper.

Es möge an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß wir in der in die Horizontale umgebogenen Kaltluftströmung das beste Beispiel haben für das Vordringen von Kaltluft nach dem Schema von W. Schmidt.

Hier liegt tatsächlich ein flacher, heftiger Vorstoß von Luft vor, die wesentlich kälter ist als die vorgelagerte. An ihr kommt es auch zur Bildung des Böenkopfes, und wahrscheinlich ist diese Tatsache mit ein Grund dafür gewesen, daß sich die Ansicht vom Kaltluftvorstoß nach dem Schmidt'schen Schema als dem typischen Bild des Kaltluftvorstoßes schlechthin so lange gehalten hat. **Während die ankommende Kaltluft, die die Auslösung zum Böenvorgang gibt, also nicht in der von W. Schmidt beschriebenen Form vorstößt, erfolgt der Vorstoß der durch die labilen Vorgänge im Cb produzierten Kaltluft in der Form des Schmidt'schen Schemas.** Ein schönes Beispiel für die unten vorstoßende Cb-Kaltluft ergeben die Beobachtungen von L. Weickmann an Schornsteinrauch (34).

2. Die völlige Beziehungslosigkeit des Böeneinsatzes zu der Barogrammkurve ist bereits im Vorstehenden erklärt. Es wäre hier nur noch klarzulegen, auf welche Art es zu Flauten oder Gegenwindböen kommt. Wie Koschmieder (3) darlegt, kommen Flauten und Gegenwindböen nur dann vor, wenn die ungestörte Windrichtung am Boden derjenigen der Höhe entgegengesetzt oder nahezu entgegengesetzt ist. Nehmen wir als Beispiel an, am Boden herrsche ein lebhafter Ostwind von 10 m/sec, die Höhenströmung komme aus West. Durch die Druckverteilung unter dem Cb wird diese Ostströmung nun gestört, es komme eine Bö aus West hinzu, die bei einheitlicher vertikaler Windschichtung eine Stärke von 20 m/sec aufweisen würde. Die Geschwindigkeit der abgestürzten in die Horizontale umgebogenen Kaltluft wird daher um 10 m/sec vermindert, im erdfesten Bezugssystem wird mithin eine kurzdauernde Gegenwindbö von 10 m/sec aus West zu beobachten sein.

Beträgt die Horizontalgeschwindigkeit der abgestürzten Kaltluft nur etwa 10 m/sec aus West, so wird im Anemogramm am Boden eine kurzdauernde Flaute registriert werden.

3. Zur Erklärung der empirisch gefundenen Beziehung zwischen Stärke der Spitzenbö und plötzlichem Temperatursturz muß eine kurze Rechnung durchgeführt werden.

Wir legen der Rechnung die Figur auf S. 29 zugrunde. Der Kurvenzug ABC (AB Trockenadiabate, BGC und FED Feuchtadiabaten) stellt die vertikale Temperaturverteilung der umgebenden Luft dar, der abstürzende Kaltluftkörper ändert seine Temperatur gemäß der Kurven DEF. Es ist diesmal in allgemeiner Rechnung der Wert des Integrals

$$E = g \int_0^H \frac{\Delta T(h)}{T(h)} dh \quad (\text{s. S. 30})$$

zu bestimmen, das die kinetische Energie des abstürzenden Kaltluftkörpers am Erdboden angibt.  $\alpha$  sei der mittlere trockenadiabatische,  $\beta$  der mittlere feuchtadiabatische vertikale Temperaturgradient in den vorkommenden Temperatur- und Höhenbereichen. Die Höhe des Kondensationsniveaus  $H_c$  und die Höhe  $H$ , in der die durch F gehende Feuchtadiabate die Nullgradisotherme schneidet, sind gegeben durch

$$H_c = \frac{T_1 - T_3}{\alpha - \beta} \quad \text{und} \quad H = \frac{T_2 - 273}{\beta},$$

wobei  $T_1$  bzw.  $T_2$  die absolute Lufttemperatur am Boden unmittelbar vor bzw. nach dem Böendurchgang sind,  $T_3$  eine Hilfstemperatur, die definiert ist durch den Wert der durch B gehenden Feuchtadiabaten am Boden. (Sie wäre physikalisch realisiert durch die Temperatur, die ein vom Kondensationsniveau feuchtadiabatisch absteigendes Luftquantum annehmen würde.)

Vom Gesamtintegral sei zunächst der Wert  $E_1$  über die Fläche BCDE, also vom Ausgangsort des Kaltluftkörpers bis zur Kondensationshöhe berechnet.

$$\begin{aligned} \frac{E_1}{g} &= (T_3 - T_2) \int_{H_c}^H \frac{dh}{T_3 - \beta h} \\ &= (T_3 - T_2) \cdot \left[ -\frac{1}{\beta} \ln(T_3 - \beta h) \right]_{H_c}^H = -\frac{1}{\beta} (T_3 - T_2) \ln \frac{T_3 - T_2 + 273}{T_3 - \frac{\beta}{\alpha - \beta} (T_1 - T_2)} \\ &= -\frac{1}{\beta} (T_3 - T_2) \ln \frac{1 - \frac{T_2 - 273}{T_3}}{1 - \frac{\beta}{\alpha - \beta} \frac{T_1 - T_2}{T_3}} \end{aligned}$$

Da die  $T_i$  absolute Temperaturwerte darstellen, sind die Brüche

$$\frac{T_2 - 273}{T_3} \quad \text{und} \quad \frac{T_1 - T_2}{T_3}$$

klein im Vergleich zu 1. Wir wenden daher die Näherungsformel für kleine  $x$  an:

$$\ln(1 \pm x) \approx \pm x \quad \text{für} \quad x \ll 1.$$

Dies liefert

$$\begin{aligned} \frac{E_1}{g} &= \frac{1}{\beta} (T_3 - T_2) \left( \frac{T_2 - 273}{T_3} - \frac{\beta}{\alpha - \beta} \frac{T_1 - T_2}{T_3} \right) = \\ &= \frac{T_3 - T_2}{T_3} \left[ \frac{1}{\beta} (T_2 - 273) - \frac{1}{\alpha - \beta} (T_1 - T_2) \right]. \end{aligned}$$

Das durch die Erdbeschleunigung  $g$  dividierte Teilintegral  $E_2$  von  $H_c$  bis zum Boden wird

$$\begin{aligned} \frac{E_2}{g} &= \int_0^{H_c} \frac{T_1 - ah - T_2 + \beta h}{T_1 - ah} dh = \\ &= \int_0^{H_c} dh - T_2 \int_0^{H_c} \frac{dh}{T_1 - ah} + \beta \int_0^{H_c} \frac{h dh}{T_1 - ah} \end{aligned}$$

Da die Integration folgende Ergebnisse liefert:

$$\begin{aligned} \int_0^h \frac{h dh}{T_1 - ah} &= -\frac{h}{a} - \frac{T_1}{a^2} \ln(T_1 - ah) \quad \text{und} \\ \int_0^h \frac{dh}{T_1 - ah} &= -\frac{1}{a} \ln(T_1 - ah), \quad \text{wird} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{E_2}{g} &= \left[ h \left( 1 - \frac{\beta}{a} \right) + \left( \frac{T_2}{a} - \frac{\beta}{a^2} T_1 \right) \ln(T_1 - ah) \right]_0^{H_c} = \\ &= \frac{T_1 - T_2}{\alpha - \beta} \left( 1 - \frac{\beta}{\alpha} \right) + \left( \frac{T_2}{\alpha} - \frac{\beta}{\alpha^2} T_1 \right) \ln \left[ 1 - \frac{\alpha}{\alpha - \beta} (T_1 - T_3) \right]. \end{aligned}$$

Unter Benützung derselben Näherungsformel wie oben geht dies über in

$$\begin{aligned} \frac{E_2}{g} &= \frac{T_1 - T_2}{\alpha - \beta} \left( 1 - \frac{\beta}{\alpha} \right) - \left( \frac{T_2}{\alpha} - \frac{\beta}{\alpha^2} T_1 \right) \frac{\alpha}{\alpha - \beta} \cdot \frac{T_1 - T_2}{T_1}, \\ \text{was sich vereinfacht zu} \quad \frac{E_2}{g} &= \frac{1}{\alpha - \beta} \frac{1}{T_1} (T_1 - T_2) \cdot (T_1 - T_2). \end{aligned}$$

Im Nenner des Ausdruckes für  $E_1$  steht  $T_3$ , im Nenner desjenigen für  $E_2$  steht  $T_1$ . Da es sich hierbei um absolute Temperaturen handelt und beide Werte als Divisoren auftreten, (so daß z. B. für den Fall, der starken Frankfurter Bö, wo  $T_1$  und  $T_3$  besonders weit auseinander liegen, die Werte  $\frac{1}{T_1} = 0,0033$  und  $\frac{1}{T_3} = 0,0034$

sich nur um 3% unterscheiden,) ersetzen wir  $\frac{1}{T_1}$  und

$\frac{1}{T_3}$  durch  $\frac{1}{T_m}$ , wobei  $\frac{1}{T_m} = \frac{1}{2} \left( \frac{1}{T_1} + \frac{1}{T_3} \right)$  ist.

Führen wir schließlich durch  $t_i = T_i - 273$  Centigrade ein und beachten, daß in den in Frage stehenden Temperatur- und Höhenintervallen ziemlich genau  $\beta = \frac{\alpha}{2}$  gilt, (wobei sich die Ungenauigkeiten weitgehend aufheben, da  $\beta$  bei dem einen Summanden im Faktor  $\frac{1}{\alpha - \beta}$ , beim andern im Faktor  $\frac{1}{\beta}$  vorkommt), so ergibt sich als Summe der beiden Teilintegrale

$$\frac{E}{g} = \frac{2}{\alpha \cdot T_m} \left[ (t_1 - t_3)^2 + t_2 (t_3 - t_2) \right].$$

Dieser Wert stellt also die kinetische Energie des abgestürzten Kaltluftkörpers unter den auf S. 30 mitgeteilten idealisierenden Annahmen dar. Um hieraus die theoretisch bestimmte Geschwindigkeit  $v_{th}$  am Erdboden zu bekommen, müssen wir aus dem doppelten mit  $g$  multipliziertem Wert die Wurzel ziehen:

$$v_{th} = 2 \sqrt{\frac{g}{\alpha \cdot T_m} \cdot \left[ (t_1 - t_3)^2 + t_2 (t_3 - t_2) \right]}. \quad (1)$$

Die Beobachtungen haben gezeigt, daß die wahre Böenstärke proportional zu  $t_1 - t_2$  ist. Die auf Grund der dargelegten Theorie berechnete Böenstärke  $v_{th}$  muß also, wenn die Theorie stimmt, proportional zu  $t_1 - t_2$  sein. Um dies zu zeigen, müßte die Hilfstemperatur  $t_3$  als Funktion von  $t_1$  und  $t_2$  bestimmt und eliminiert werden. Dazu könnten sämtliche mit allen Einzelheiten aufgezeichneten Böenvorgänge, bei denen trockenadiabatischer Temperaturgradient unterhalb  $H_c$  herrscht, herangezogen, das Druckniveau von  $H_c$  in der Warmluft und daraus die einzelnen  $t_3$ -Werte bestimmt werden. Aus den zahlreichen Wertetripeln  $t_1, t_2, t_3$  wäre dann eine mittlere Beziehung  $t_3 = t_3(t_1, t_2)$  abzuleiten. Abgesehen von der Mühsamkeit der Aufstellung dieser Beziehung, ist eine solche Beziehung aber gar nicht notwendig, denn die Temperatur  $t_3$  bewegt sich innerhalb derart enger Grenzen, daß ein einfacherer Weg möglich ist.

Die recht mühsame Bestimmung der einzelnen  $t_3$ -Werte aus allen in Frage kommenden, aufgezeichneten Böenvorgängen läßt sich allerdings nicht vermeiden. Durch Kriegseinwirkungen ging wertvolles Beobachtungsmaterial verloren. Aber die noch verwertbaren Aufzeichnungen und die, zu denen die Unterlagen ohne Schwierigkeit beschafft werden konnten, liefern schon ein hinreichend genaues Bild.

In der folgenden Zusammenstellung sind in der ersten Spalte Zeit und Ort der herangezogenen Böenerscheinung (trockenadiabatischer Gradient bis  $H_c$  unmittelbar vor der Bö!) angegeben. K bedeutet den Hinweis auf Koschmieders Arbeit „Über Böen“, in der alle Unterlagen der einzelnen Böenerscheinungen angegeben sind, mit der entsprechenden Seitenzahl. Die drei folgenden Spalten enthalten die Wertetripel  $t_1, t_2, t_3$ , die 5. Spalte gibt die nach der oben abgeleiteten Formel (1) hieraus berechnete Geschwindigkeit  $v_{th}$ , die nächste Spalte den Wert von  $t_1 - t_2$  (der nach dem Gesagten zu dem davorstehenden Wert von  $v_{th}$  proportional sein müßte). Die letzte Spalte enthält das Verhältnis  $v_{th} : (t_1 - t_2)$ . Es sei — was besonders wichtig ist — ausdrücklich bemerkt, daß kein Wertetripel  $t_1, t_2, t_3$  gefunden wurde, dessen Ergebnis in der Tabelle herausfiel.

Zeit, Ort	$t_1$	$t_2$	$t_3$	$v_{th}$	$t_1 - t_2$	$\frac{v_{th}}{t_1 - t_2}$
K S. 7	24	18	17	8,5	7	1,2
K S. 8	25	18	17	9,5	8	1,2
K S. 20	26	17	16	11,4	10	1,1
K S. 20	28	20	18	11,5	10	1,2
K S. 22	26	17	16	11,4	10	1,1

Zeit, Ort	t <sub>1</sub>	t <sub>3</sub>	t <sub>2</sub>	v <sub>th</sub>	t <sub>1</sub> -t <sub>2</sub>	$\frac{v_{th}}{t_1-t_2}$
13. 7. 41 Frankfurt/M	32	21	16	16,4	16	1,0
13. 7. 41 Saarbrücken	26	18	16	11,5	10	1,2
13. 7. 41 Mannheim	31	19	16	16,0	15	1,1
22. 7. 43 Saporoshje	32	23	21	12,8	11	1,2
22. 7. 43 Poltawa	25	18	17	9,4	8	1,2
3. 9. 44 Debrecen	28	20	17	12,5	11	1,1
22. 5. 46 Bad Kissingen	23	16	12	11,5	11	1,0
5. 7. 47 Bad Kissingen	29	23	23	6,9	6	1,2
30. 4. 48 München	20	12	10	10,8	10	1,1

Die Zusammenstellung zeigt also, daß innerhalb der Grenzen, in denen die Wertetripel t<sub>1</sub>, t<sub>2</sub>, t<sub>3</sub> bei Böen vorkommen, die auf Grund der Annahme des abstürzenden Kaltluftkörpers berechneten Böenstärken v<sub>th</sub> ziemlich genau proportional zu t<sub>1</sub>-t<sub>2</sub>, dem plötzlichen Temperatursturze beim Böenvorgang, sind. Damit sind die Beobachtungen (die die angeführte Beziehung auf S. 27 liefern) erklärt.

Man kann nun noch angeben, wie der Faktor 2 in jener Beziehung zustande kommt. Da  $\sqrt{\frac{1}{T_m}}$  in der soeben betrachteten Zusammenstellung nur zwischen 0,0575 und 0,0585 schwankt, also als konstant betrachtet werden kann, setzen wir

$$(t_1-t_3)^2 + t_2(t_3-t_2) = 1,1(t_1-t_2), \quad (2)$$

da der Proportionalitätsfaktor aus der Tabelle sich zu 1,1 ergibt. Die beobachtete Böenstärke wird dann gegeben sein durch

$$v = 2 \cdot R \cdot \sqrt{\frac{g}{\alpha \cdot T_m}} \cdot (t_1 - t_2),$$

wobei R ein Proportionalitätsfaktor ist, der die auf S. 30 angegebenen, die Böenstärke beeinträchtigenden Faktoren, in erster Linie wohl die Reibung, berücksichtigt. T<sub>m</sub> ist beim Böenvorgang nicht unmittelbar beobachtbar. Es muß durch T<sub>1</sub> oder T<sub>2</sub> oder einer Funktion von T<sub>1</sub> und T<sub>2</sub> ersetzt werden. Die letzte Zusammenstellung zeigt, daß die Quotienten

$$\frac{v_{th}}{t_1 - t_2} = 1,2$$

bei den schwächeren Böen vorkommen, während die etwas kleineren Quotienten 1,1 und 1,0 bei den stärkeren Böen auftreten. Durch die obige Ersetzung (2) werden die schwächeren Böen also etwas zu schwach, die stärkeren als etwas zu stark angesetzt. Wir können dies ausgleichen, wenn wir  $\frac{1}{T_m}$  ersetzen durch  $\frac{1}{T_1}$ ; da  $\frac{T_1}{T_m}$  für stärkere Böen etwas größer ist als für schwächere, werden durch diese Ersetzung die starken Böen durch eine relativ größere Zahl geteilt als die schwächeren.

Den Faktor R können wir dann noch aus dem Vergleich der errechneten mit der beobachteten Böenstärke ermitteln. Es muß sein

$$R \cdot \sqrt{\frac{g}{\alpha \cdot T_1}} = 1$$

Mit einem mittleren T<sub>1</sub> von 300° ergibt sich hieraus  
R = 0,55,

d. h. die Reibung des abstürzenden Kaltluftkörpers an der umgebenden Luft, das Gewicht des in der abstürzenden Kaltluft vorhandenen flüssigen Wassers und die Wirkung der Erdoberfläche in Reibung und Umbiegung und Drängung der Stromlinien erniedrigen in ihrer Gesamtwirkung die unter Abstrahierung dieser Faktoren errechnete Böenstärke um den Faktor 0,55, d. h. fast auf die Hälfte. Aus der Vereinigung von Theorie und Beobachtung ergibt sich also für die Stärke der Spitzenbö in m/sec die Formel

$$v = 2 R \sqrt{\frac{g}{\alpha \cdot T_1}} (T_1 - T_2) \text{ mit } R = 0,55 \quad (3)$$

Streng genommen gilt nach (1) diese Beziehung nur dann, wenn der Bodenwind vor und nach dem Böenvorgang praktisch still ist. Ist der Windvektor der Spitzenbö v<sub>B</sub>, der Bodenwindvektor vor der Bö v<sub>v</sub>, der nach Abklingen der Böenerscheinung v<sub>n</sub>, so muß die Gleichung in der erweiterten Form

$$\left| v_B - \frac{v_v + v_n}{2} \right| = 2 R \sqrt{\frac{g}{\alpha \cdot T_1}} (T_1 - T_2) \quad (4)$$

angewandt werden.

Faßt man die gesamten Probleme der Reibung ins Auge, so ist zu sagen, daß die sich ergebende Proportionalität von v und t<sub>1</sub>-t<sub>2</sub> eigentlich doch etwas überraschend ist. Erstens wäre es denkbar, daß bei starken Böen das Verhältnis v: (t<sub>1</sub>-t<sub>2</sub>) wesentlich größer ist als bei schwachen, da ja die Reibung allgemein stärker wächst als die erste Potenz der Geschwindigkeit (sie ist proportional v<sup>μ</sup> wobei μ zwischen 1 und 2 liegt). Andererseits wird aber die Drängung der Stromlinien in Bodennähe bei stärkeren Böen auch stärker sein und damit der erhöhten Reibung stärker entgegenwirken. Beide Effekte gleichen sich also aus.

Zweitens ist es auffallend, daß die gefundenen Beziehungen (3) bzw. (4) sowohl für Orte gelten, die der abgestürzte Kaltluftkörper soeben erreicht, als auch für Orte, an denen er erst nach einer gewissen horizontalen Wanderung ankommt. Nachdem die Kaltluft in die Horizontale umgebogen ist, findet eine weitere Drängung der Stromlinien nicht mehr statt, eher das Umgekehrte. Die Reibung ist also jetzt allein wirksam und verringert die Geschwindigkeit der Kaltluft. Wegen der Erfüllung der Beziehung (3) bzw. (4) muß daher auch der verursachte Temperatursturz beim Weiterwandern der Böenerscheinung kleiner werden. Die Erklärung liegt in der die Temperatur des weiterfließenden Kaltluftkörpers stetig erhöhenden Wirkung der vorher sehr warmen Erdoberfläche.

4. Die durch die Beobachtungen indirekt geforderte Existenz eines feuchtadiabatischen Temperaturgradienten unmittelbar nach Durchgang der Spitzenbö bildet eine der Grundlagen der hier dargelegten Theorie; eine Erklärung erübrigt sich daher.

5. Die Abnahme der Windstärke der Spitzenbö mit der Höhe läßt sich ebenfalls ohne weiteres erklären: die Geschwindigkeit des beschleunigt abstürzenden Kaltluftkörpers ist in Erdbodennähe am größten. Kaltfronten mit Spitzenböen im eingangs definierten Sinne zeigen also eine entgegengesetzte vertikale Verteilung der maximalen Windstärke wie Kaltfronten ohne labile Umlagerungen (vgl. 35).

6. Daß der plötzliche Temperatursprung mit der Höhe abnimmt, ist einfach eine Folge des nach oben kleiner werdenden Abstandes zwischen den Trockenadiabaten

\* In einer vorläufigen Mitteilung über diesen Gegenstand („Über Gewitterstürme“, Forsch. u. Fortschr. 13/14, 1949) wurde im Nenner versehentlich T<sub>2</sub> geschrieben. Die Abweichung ist aber unwesentlich.

AB und der Feuchtadiabaten EF (Abb. 10). Auch die beobachtete praktische Gleichheit der Dauer des Temperatursturzes am Boden und den darüberliegenden Schichten bedarf keiner Erklärung. Nur in großen Höhen von etwa 3000 bis 4000 m, wo der Kaltluftkörper sich in Bewegung setzt, wäre — falls tatsächlich überhaupt einwandfrei feststellbar — eine merkbare längere Dauer des Temperatursturzes zu beobachten.

7., 8. und 9. Die Erklärungen der Streifen stärkeren und schwächeren Windes, der Richtung der Spitzenbö im Vergleich zu der der Höhenströmung und die Tatsache stärkster Böen bei starker Labilität der vorgelagerten Warmluft sind bereits bei der Darstellung der Böenerscheinungen gegeben.

10. Ebenso erklärt sich leicht, daß die kinetische Energie des abgestürzten Kaltluftkörpers ausreicht, eine Bodenkaltluftschicht wegzuräumen. Die Böenstärke wird dabei in weit geringerem Maße abnehmen als die eintretende Temperaturdifferenz, die in extremen Ausstrahlungsfällen sogar negativ werden kann.

11. Schließlich bietet die mitgeteilte Theorie auch ohne weiteres eine Erklärungsmöglichkeit für die Tatsache, daß die stärksten Böen im Sommer, überhaupt keine im Hochwinter auftreten: die Bildung des Kaltluftkörpers durch Schmelzen des im Cb erzeugten festen Niederschlags ist im Hochwinter, wenn die Temperatur in allen Höhen unter Null Grad liegt, vollkommen unmöglich. Auch bei niedrigerer Höhe der Nullgradgrenze werden keine kräftigen Böen entstehen können, weil dann die Bildung des Kaltluftkörpers erst in Bodennähe erfolgen würde. Die Nullgradgrenze muß zur Entstehung von Böen mindestens so hoch liegen, daß die potentielle Energie des wenige hundert Meter unter ihr gebildeten Kaltluftkörpers ausreicht, bei der Verwandlung in horizontale Bewegungsenergie am Boden eine wesentliche Windzunahme zu erzeugen.

Es sei in diesem Zusammenhang auf eine Winterbö eingegangen! Sie entspricht nicht mehr ganz der eingangs gegebenen Definition, die absichtlich etwas eng gehalten wurde, um das Wesen der hier behandelten Böen klar zutage treten zu lassen und Verwechslungen von vornherein auszuschalten. Ihrer Entstehung nach gehört sie aber zu dem beschriebenen Problemkreis. Es handelt sich um die in Koschmieders großer Böenarbeit (3) auf S. 12 mitgeteilte Winterbö vom 27. 2. 1912. Die Bö kam aus West mit 16 m/sec, vor und nach der Bö herrschte W-Wind von 7 m/sec. Entsprechend der Jahreszeit herrschte in Bodennähe kein trockenadiabatischer Temperaturgradient, die Temperatur sank beim Böendurchgang von über 9 auf etwas über 5 Grad. Vor der Bö herrschte starke St- und Ns-Bewölkung, teils mit Regen.

Was das Eingehen gerade auf diese Bö rechtfertigt, ist die Angabe Koschmieders, daß vor der Bö feuchtadiabatischer Temperaturgradient vom Boden bis in große Höhen herrschte. Daher ist eine rechnerische Behandlung möglich. Eine etwaige Übereinstimmung von berechneter und beobachteter Böenstärke auch in diesem Falle würde eine weitere Bestätigung der dargestellten Theorie bedeuten.

Als Temperatur der ruhenden Luft können wir also die Verhältnisse längs der durch die Bodendrucklinie (hier ziemlich genau 1000 mb) und die 9-Grad-Isotherme gehenden Feuchtadiabaten annehmen, die die Nullgradisotherme in etwa 1800 m schneidet. Also wird (S. 30)  $T(h) = 282 - \beta h$ . Die durch 5° und 1000 mb gehende Feuchtadiabate schneidet die Nullgradisotherme bei etwa 1000 m.  $T(h)$  wird konstant, und zwar gleich 4°. Somit wird die durch die Erdbeschleunigung geteilte kinetische Energie des abgestürzten Kaltluftkörpers (theoretisch) mit Metern als Längeneinheit und  $\beta = \beta'/100 \text{ m}$  ( $0 < \beta' < 1$ )

$$\begin{aligned} \frac{v^2}{2g} &= \int_0^{1000} \frac{4}{283 - \beta h} dh = -\frac{4}{\beta} \left[ \ln(283 - \beta \cdot 1000) - \ln 283 \right] \\ &= -\frac{400}{\beta'} \ln\left(1 - \frac{10\beta'}{283}\right) \approx 400 \cdot \frac{10}{283} = 14,3 \\ v^2 &= 2 \cdot 14,3 \cdot 9,81 = 277 \\ v &= 16,5 \text{ m/sec.} \end{aligned}$$

Diesen Wert müssen wir noch mit dem Faktor  $R = 0,55$  multiplizieren und erhalten  $v = 9 \text{ m/sec}$ . Dieser errechnete Wert ist nun zu vergleichen mit dem beobachteten. Da der Bodenwind vor und hinter der Bö nicht still ist, sondern in gleicher Richtung wie die Spitzenbö 7 m/sec beträgt, ist als beobachteter Wert der Spitzenbö

$$\left| v_B - \frac{v_v + v_n}{2} \right| = 16 - 7 = 9 \text{ m/sec}$$

zu entnehmen, was also in völliger Übereinstimmung mit dem Rechenergebnis steht.

Diese kurze Untersuchung zeigt also, daß auch Kaltluftkörperabstürze mit Böen im Winter vorkommen können, wenn nur die Nullgradgrenze in der vorgelagerten Warmluft hoch genug (hier 1800 m) liegt. Um die allgemeine Formel für die Böenstärke bei solchen „feuchtadiabatischen Gewittern“, wie sie Koschmieder nennt, zu bekommen, müssen wir das Integral

$$E = \frac{v_{th}^2}{2} = g \int_0^H \frac{T_1 - T_2}{T_1 - \beta h} \text{ mit } H = \frac{T_2 - 273}{\beta} \text{ berechnen.}$$

(Die Einführung einer Hilfstemperatur ist in diesem Falle nicht nötig.) Dies ergibt

$$\begin{aligned} v_{th} &= 2 \sqrt{\frac{g}{\alpha \cdot T_1} \cdot t_2 (t_1 - t_2)}, \text{ also} \\ v &= 2R \sqrt{\frac{g}{\alpha \cdot T_1} \cdot t_2 (t_1 - t_2)} \text{ bzw.} \\ \left| v_B - \frac{v_v + v_n}{2} \right| &= 2R \sqrt{\frac{g}{\alpha \cdot T_1} t_2 (t_1 - t_2)}. \quad (5) \end{aligned}$$

Zu dieser Beziehung kommt man auch, wenn man in Gleichung (1)  $t_3 = t_1$  setzt (die Differenz  $t_1 - t_3$  kommt als Faktor eines Gesamtnenners nicht vor.) Diese Möglichkeit, die vom rechnerischen Standpunkt zunächst vielleicht etwas überrascht, ist nur deshalb gegeben, weil wir  $(t_1 - t_3)^2 + t_2(t_3 - t_2)$  ersetzen konnten durch  $(t_1 - t_2)^2$ , was wiederum nur eine Folge davon war, daß die  $t_3$ -Werte zwischen  $t_1$  und  $t_2$  ein so eng begrenztes Intervall annehmen.

Ein Vergleich der rechten Seiten der Beziehungen (4) und (5) ist daher nur unter äußerstem Vorbehalt unter Berücksichtigung der in der Atmosphäre überhaupt möglichen Verhältnisse möglich. Ist die in Centigraden gemessene Zahl der Endtemperatur  $t_2$  größer als der eingetretene plötzliche Temperatursturz  $t_1 - t_2$ , so ist bei gleichem  $t_1 - t_2$  die Böenstärke unter feuchtadiabatischen Gewittern größer. Dies entspricht im Rahmen der vorkommenden Verhältnisse den Tatsachen. Betrachten wir aber die Verhältnisse der starken Frankfurter Bö mit  $t_1 = 32^\circ$  und  $t_2 = 16^\circ$ , wo also  $t_2 = t_1 - t_2$  war, so sieht man schon hieran, daß ein solcher Vergleich in diesem Falle sinnlos ist, weil bei  $32^\circ$  Bodentemperatur kein feuchtadiabatischer Temperaturgradient vom Boden bis zur Kondensationshöhe vorkommen wird. Vollkommen sinnlos wäre ein solcher Vergleich für  $t_2 < t_1 - t_2$ . Bezeichnen wir mit  $B_f$  den Bereich der Lufttemperatur am Boden, innerhalb dessen durchgehende feuchtadiabatische Temperaturschichtung vorkommt! Dieser Bereich liegt wesentlich tiefer als der, in dem trockenadiabatische Gradienten unterhalb der Kondensationshöhe auftreten. Nehmen wir rein theoretisch innerhalb  $B_f$  trockenadiabatische Schichtung bis zu einer mittleren Kondensationshöhe an, so wird unter Beachtung von  $t_2 < t_1 - t_2$  der sich ergebende Wert von  $t_3$  zusammen mit  $t_1$  und  $t_2$  ein Wertetripel liefern, das, in die Tabelle auf S. 36 eingesetzt, ein von den übr-

gen Ergebnissen vollkommen abweichendes Resultat liefern würde. Dies besagt also erstens, daß die Ersetzung von  $(t_1 - t_3)^2 + t_2(t_1 + t_2)$  durch  $(t_1 - t_2)^2$  für  $t_1$  innerhalb  $B_f$  und  $t_2 < t_1 - t_2$  nicht mehr statthaft ist. Zweitens ergibt sich, da wir keine Gewitterbö fanden, deren Wertetripel  $t_1, t_2, t_3$  in der Tabelle ein abweichendes Ergebnis liefert, daß Gewitterböen bei trockenadiabatischen Gradienten mit  $t_1$  innerhalb  $B_f$  und  $t_2 < t_1 - t_2$  nicht vorkommen. Für  $t_2 < t_1 - t_2$  schließen sich also die beiden Fälle eines durchgehenden feuchtadiabatischen und eines trockenadiabatischen Temperaturgradienten unterhalb der Kondensationshöhe meteorologisch gegenseitig aus. Ein Vergleich der rechten Seiten von (4) und (5) ist daher für  $t_2 < t_1 - t_2$  sinnlos, für  $t_2 > t_1 - t_2$  nur innerhalb der in der Atmosphäre vorhandenen Möglichkeiten statthaft. — Die weitere Erfahrung wird zweifellos noch zeigen, daß die theoretisch gefundene Beziehung für alle „feuchtadiabatischen Böen“ gilt.

Damit ist auch für den letzten der angeführten Beobachtungspunkte, den sonst keine andere Theorie erklären kann, durch die gegebene Darstellung des Böenvorganges eine Erklärung gefunden.

Einer Erscheinung sei hier noch gedacht, die wegen der Seltenheit ihres Auftretens nicht unter den allgemeinen Beobachtungsstatsachen aufgeführt wurde. Bisweilen beobachtet man bei Wärmegewittern oder isoliert auftretenden Frontgewittern folgendes: Vom Punkte stärkster Böenentwicklung ausgehend, verläuft ein Streifen mit Hagel- oder Starkregenfall in Richtung der Höhenströmung, gleichzeitig geht von diesem Punkt — aber unter anderem Winkel — der Streifen stärkster Böen aus, wobei der Hauptböenstreifen sowohl rechts als auch links vom Hagelstreifen liegen kann. Böen- und Hagelerscheinung entfernen sich also mit der Zeit immer weiter voneinander, so daß es Stationen mit Böen ohne Hagel und auch solche mit Hagel ohne Bö gibt. Die Erklärung suchte man u. a. in den verschiedenen Windrichtungen am Boden und in der Höhe.

Auf Grund der mitgeteilten Auffassung vom Böenvorgang ist die Erklärung aber in folgendem zu suchen: Zum Zeitpunkt des Abstürzbeginns des Kaltluftkörpers war das Druckgefälle im Gewittergewölk nicht genau nach vorn, d. h. in Richtung der Höhenströmung, gerichtet, so daß der Kaltluftkörper etwas nach der Seite abstürzt. Diesen seitlichen Impuls behält er bei und entfernt sich daher immer weiter vom Zentrum der Gewitterwolke, deren Bahn durch den Hagelstreifen gekennzeichnet ist.

Als Beispiel sei noch der bereits erwähnte Kaltfrontdurchgang vom 2. August 1948 an Hand der gewonnenen Ergebnisse dargestellt. Der Druckverlauf in Bad Kissingen ist durch die Abb. 11 dargestellt.

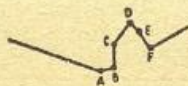


Abb. 11 Barogramm vom 2. 8. 1948. Bad Kissingen.

Die mit der Verfolgung der Barographenkurve gleichzeitig angestellten Beobachtungen lieferten folgendes:

- Vor A: heiter, schwacher Südwind,  
 A 16<sup>01</sup> Uhr: plötzlich 10/10 dichter As, Wind auf W springend, schwach,  
 A—B 10/10 As, schwacher Wind,  
 B 16<sup>10</sup> Aufzug mächtigen Cb-Gewölks, Windböen bis etwa 20 m/sec, keine Böenwalze,  
 16<sup>11</sup> Blitz,  
 16<sup>12</sup> leichter Regen,  
 C 16<sup>15</sup> Nachlassen des Regens und des Windes, anhaltend schwarzer Himmel,

- 16<sup>17</sup> stärkere Blitze und Donner.  
 D 16<sup>18</sup> Regenverstärkung, schichtförmiges Aussehen der Bewölkung,  
 16<sup>19</sup> Starkregenbeginn,  
 16<sup>20</sup> Graupelfall, mäßiger Wind, dichter Ns,  
 16<sup>27</sup> nach Starkregen, fast windstill,  
 E 16<sup>36</sup> Nachlassen des Regens, windstill,  
 16<sup>40</sup> nur noch einzelne Regentropfen,  
 16<sup>45</sup> Aufhören des Regens, Aufhellung von SW,  
 16<sup>50</sup> dünner As mit Fs, nach Gewitter im E,  
 F 17<sup>10</sup> Bewölkungsverdichtung.

Diese Erscheinungen haben wir uns folgendermaßen vorzustellen: Der Durchzug der Troglinie des barischen Feldes (A) veranlaßt noch keine Cb-Bildung, die vorgelagerte Warmluft ist, wie die Aufstiege zeigen, unten trockenstabil, oben fast feuchtadiabatisch geschichtet. Erst mit dem Vordringen weiterer Kaltluft setzt rasch starke Labilisierung auf der Westseite der Druckrinne ein. Bei B ist das Cb-Gewölk im Zenith angekommen. Der Kaltluftkörper ist bereits westlich vom Beobachtungsort abgestürzt. So kommt es zu keiner ausgesprochenen Böenwalzenbildung mehr, da der abgestürzte Kaltluftkörper bereits weitgehend zerflissen ist. Sein Vorderrand ist bis zur Vorderseite des Cb vorgeeilt, dadurch setzen die nicht sehr starken Böen gleich nach Erscheinen des Cb-Vorderrandes ein. Der starke Druckanstieg spricht für eine kräftige Entwicklung des Cb und für Bereitstehen eines neuen Kaltluftkörpers. Die Ausgangsstelle der abgestürzten Kaltluft im Wolkenmassiv erreicht den Beobachtungsort bei Kurvenpunkt D. Bei E beginnt der Abzug des gesamten Cb-Massivs nach Osten, so daß der Druck rasch fällt und es 10 Minuten später fast zur Auflockerung kommt. Bei F stellen sich dann die auf der Rückseite der Druckrinne herrschenden Verhältnisse ein.

Es sei mit einigen Bemerkungen noch eine Abbildung wiedergegeben, die Georgi (36) veröffentlicht und Koschmieder (2) übernommen hat (Abb. 12). Es handelt

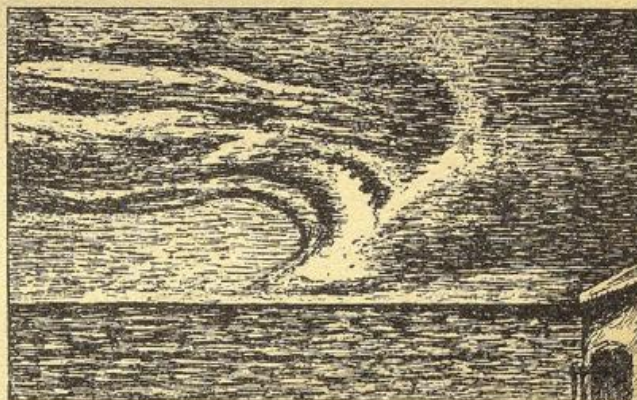


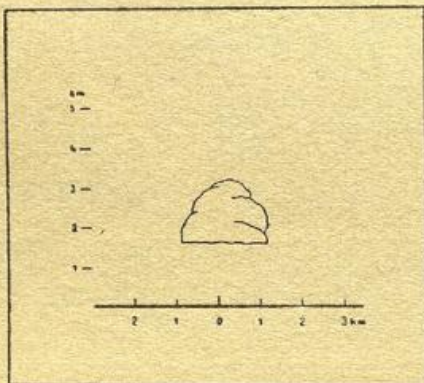
Abb. 12 Bøenwolke eines Pampero secco (Nachzeichnung)

sich um eine selten schöne, von Groth gemachte Aufnahme einer Böenwolke von der Seite, der Böenwolke eines Pampero secco. Die Böenerscheinung ist aufgenommen in dem Augenblick, wo sie von Südbrasilien aus auf die See übertritt. Koschmieder bezeichnet diese Bö als Folge eines trockenen Kaltlufteinbruchs, wahrscheinlich weil sie ohne Niederschlag erfolgte. (Gemeint ist wohl ein halbtrockener Kaltlufteinbruch, denn sonst müßte er sich ohne Wolkenbildung abspielen). Wir haben aber im Vorstehenden gesehen, daß Böen durch abstürzende Kaltluftkörper sehr wohl entstehen können, ohne daß am Boden überall Niederschlag fällt. Wir sind der Meinung, daß diese Aufnahme geradezu ein Musterbeispiel für das bildhafte Festhalten eines abgestürzten Kaltluftkörpers darstellt. Daß der Pam-

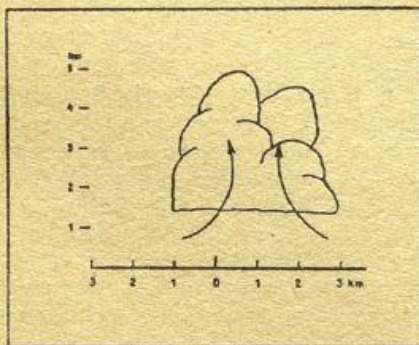
pero kein trockener oder halbtrockener Kaltlufteinbruch ist, geht auch aus der Beschreibung a. a. O. (36) hervor, wo J. Georgi schreibt: „Dabei muß als günstiger Zufall betrachtet werden, daß der Pampero hier schon im Erlöschen war. In seiner Vollkraft hätten die noch viel gewaltigeren Wolkenbildungen und der massenweise Niederschlag wahrscheinlich diese Einzelzüge völlig verdeckt.“ An anderer Stelle heißt es, daß nicht alle Pamperos mit Niederschlag verbunden sind, woraus man schließen könnte, daß in der überwiegenden Zahl der Fälle Regen fällt. Im linken Teil der Abbildung erkennt man deutlich die Wolkenuntergrenze des „Mutter“-Cb, in der Mitte die fast bis zur Meeresoberfläche herunterhängende Wolkenluft des abgestürzten Kaltluftkörpers. Nach rechts hin geht die Wolkenuntergrenze langsam ansteigend ohne Unterbrechung in die Untergrenze des anschließenden Gewölkes über, von einer selbständigen Wolkenwalze ist nichts zu sehen.

### VII. Die Strömungsverhältnisse in der Gewitterwolke.

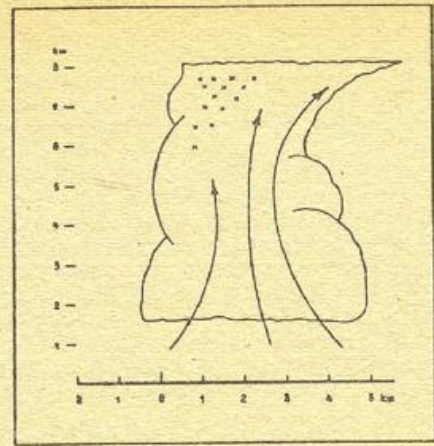
Aus den gewonnenen Anschauungen über den Mechanismus der Gewitterböen lassen sich indirekt die Strömungsverhältnisse in den einzelnen Stadien einer Gewitterwolke erschließen. Sie seien in Form mehrerer Abbildungen wiedergegeben. Es sind dabei Zustände in der Entwicklung eines böenerzeugenden Cb dargestellt, wobei die Wiedergabe stets für ein mit der Wolke mitwanderndes Bezugssystem gelten. Die drei Hauptstadien, die Byers und Braham (26) aus der Auswertung von Radarmessungen fanden (s. S. 31), sind auch hier zu erkennen. Das Cumulusstadium, das gekennzeichnet ist durch im wesentlichen aufwärts gerichtete Bewegungen, umfaßt hiernach die Abbildungen 13a) bis e), das Reifestadium die linken Teile der Abbildungen f) bis h), das Amboßstadium den äußersten linken Teil der Abb. i). Da sich die genannten drei Stadien immer nur auf das beziehen, was die genannten Verfasser als „Zelle“ bezeichnen und worunter wir hier die Mutterwolke eines einzelnen Kaltluftkörpers verstehen können, dürfen für die beiden letzten Stadien nicht die Gesamtbilder der Abb. f) bis i) herangezogen werden, da ja auf deren rechter Seite bereits das Zusammenwachsen mit einer neuen Zelle dargestellt ist.



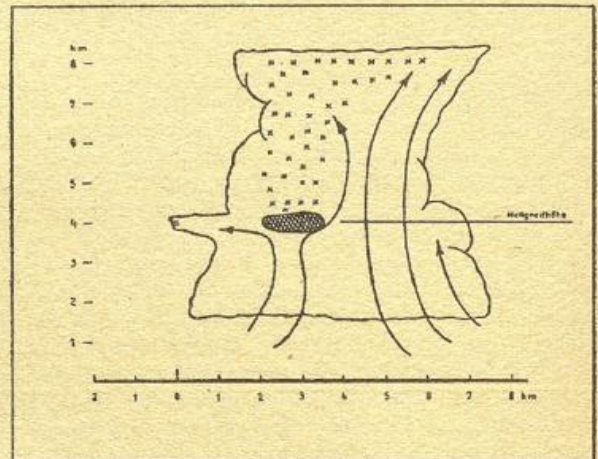
a



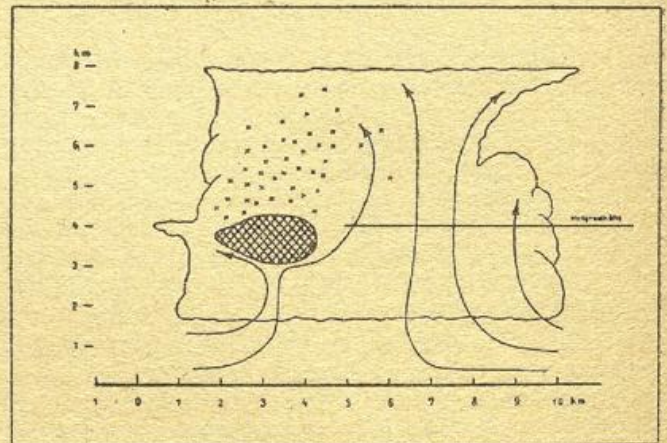
b



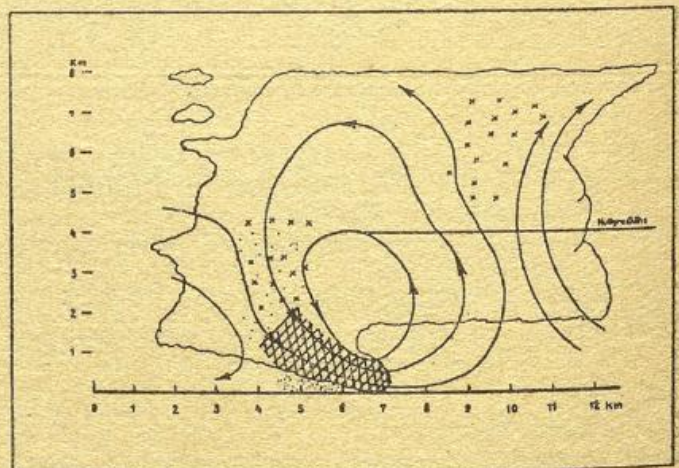
c



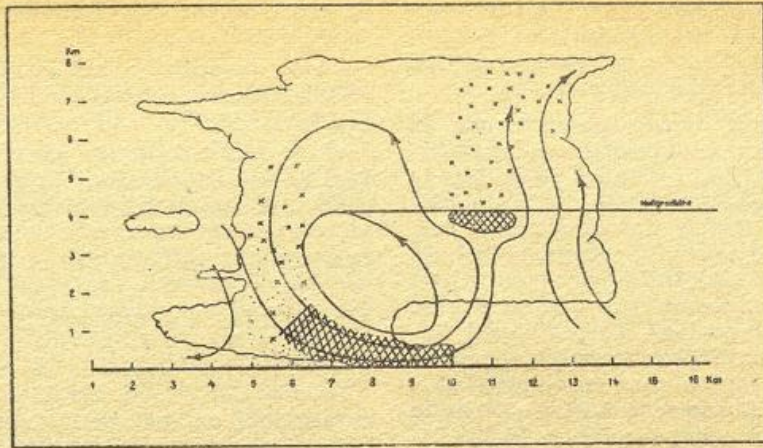
d



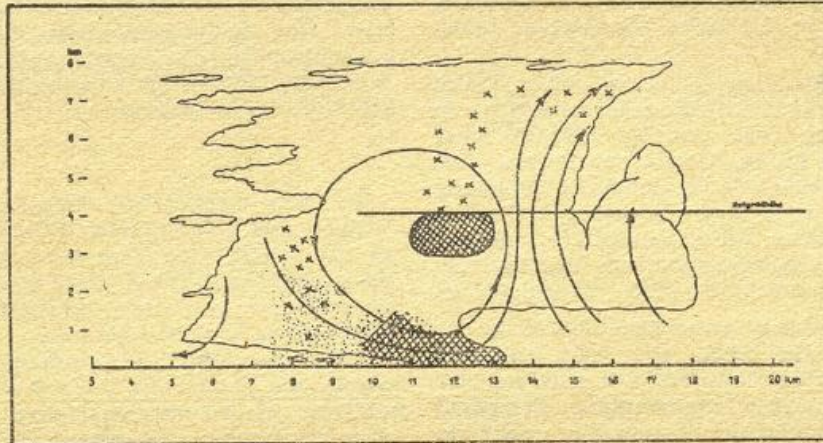
e



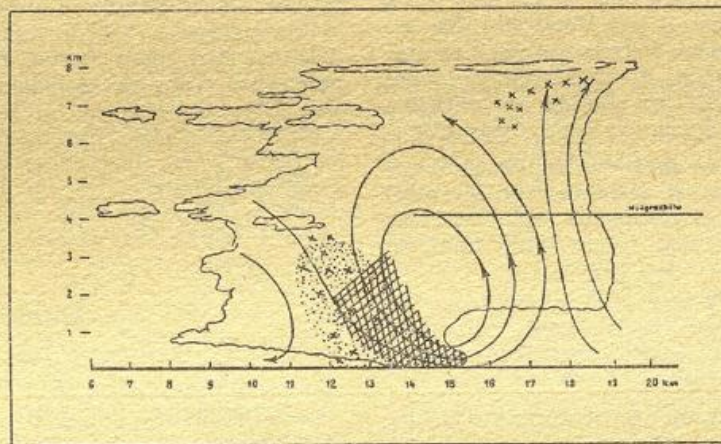
f



g



h



i

Abb. 13 a-i Die einzelnen Stadien einer Gewitterwolke.  
Kreuze: (Für den Böenvorgang wesentliche) Eisteilchen; Punkte: Regen; schraffiert: produzierte Kaltluft. Der Abstand der Pfeile ist ein reziprokes Maß für die Strömungsgeschwindigkeit.

In der Abb. 13a befindet sich der Cb im Anfangsstadium, bei b) ist er schon etwas nach oben und den Seiten gewachsen und hat sich gleichzeitig in der allgemeinen Strömung, wie aus den an der Bodenlinie angeschriebenen Kilometerzahlen hervorgeht, nach rechts (im folgenden als „vorn“ bezeichnet) bewegt. Zwei Strömungslinien (die jeweils durch ihren Abstand die Geschwindigkeit angeben sollen) sind durch ihn hindurchgezeichnet und geben die nun rasch zunehmende Vertikalbewegung an. Der Aufbau des Cb ist in diesem Stadium noch symmetrisch.

Durch die anhaltende Aufwärtsbewegung sammeln sich in der Höhe Kondensations- und Sublimationspro-

dukte an. Auf der Vorderseite werden immer weitere Luftmassen in die Aufwärtsbewegung einbezogen. Die Ansammlung des ausgefallenen flüssigen und festen Wassers ist dort am dichtesten, wo die Aufwärtsbewegung bereits am längsten im Gang ist d. h. auf der Rückseite des Cb. Die ausgefallenen Niederschlagsprodukte belasten nun die Luft mit ihrem ganzen Gewicht. Dadurch wird die Aufwärtsbewegung oben auf der Rückseite allmählich unterdrückt, der Cb wird asymmetrisch. Die linke Strömungslinie in Abb. c) ist daher nicht bis oben — in 8 km Höhe befindet sich eine Sperrschicht — durchgezeichnet. Das soll aber nicht heißen, daß die Strömung am Ende dieser Linie plötzlich auf-

hört, was ja kinematisch unmöglich ist. Es sind vielmehr schwächere, nach der Seite ausweichende Strömungen anzunehmen, die aber so schwach sind, daß keine Strömungslinien mehr eingezeichnet sind.

Im Stadium d) haben die Niederschlagsprodukte an Menge derart zugenommen, daß sie langsam herabsinken. Von Bedeutung für den gesamten Böenvorgang sind aber nur die festen Niederschlagsprodukte, die Eisteilchen, die durch kleine Kreuze dort angedeutet sind, wo sie für den Böenvorgang von Bedeutung sind. Es kommt zur Bildung eines Kaltluftkörpers (schraffiert) innerhalb der Wolke. Dies verursacht wiederum eine verstärkte Labilität der unter dem Kaltluftkörper liegenden Schichten mit verstärkter Aufwärtsbewegung in diesen Schichten, was durch zwei Strömungslinien ausgedrückt sei. Auf der Vorderseite hält die lebhaftere Aufwärtsbewegung an, ein neuer Quellsturm ist in Bildung.

Der Kaltluftkörper wächst weiter (Abb. e). Auf der Rückseite spielen sich in der Höhe keine wesentlichen Bewegungen ab.

Im entscheidenden Stadium f) kehren sich plötzlich und vollkommen unstetig die Strömungsverhältnisse in der hinteren Hälfte der Wolke um. Der Kaltluftkörper stürzt als Ganzes mit großer Gewalt zu Boden. Die starke Abwärtsgeschwindigkeit sei durch die Drängung der Stromlinien auf engem Raum angedeutet, Punkte bedeuten Regen. Im oberen Teil des inzwischen mit der Ausgangswolke verwachsenden neuen Quellturmes sammeln sich bereits in stärkerem Maße die Eisteilchen.

Die Böenwalze eilt (Abb. g) unter dem Cb vor; in der hinteren Seite der Wolke macht sich jetzt, nachdem die Luft dem abgestürzten Kaltluftkörper auch aus der Höhe nachgesunken ist und kein wesentlicher Überschuß an ausgeschiedenen Niederschlagsprodukten mehr da ist, die bereits bei f) beginnende Auflösungserscheinung stärker bemerkbar. In der vorderen Hälfte des Wolkensystems bildet sich während des Vorstoßes des ersten Kaltluftkörpers am Boden bereits ein zweiter aus. Während des Weiterschreitens der Entwicklung vom Stadium f) nach g) entsteht am Boden ein Streifen maximaler Windstärke im Sinne der Abb. 7 von (24).

Sobald der Vorderrand der abgestürzten Kaltluft unter dem zweiten Kaltluftkörper angekommen ist, wird die Labilität unter dem Kaltluftkörper und damit die aufwärts gerichtete Bewegung unter ihm beseitigt (Stadium h).

Unmittelbar danach stürzt der 2. Kaltluftkörper ab. (Abb. i). Sein Vorderrand am Boden kann anfänglich etwas hinter demjenigen des ersten zerfließenden Kaltluftvorstoßes liegen, wird ihn aber bald einholen.

Es muß nicht so sein, daß die Auftreffpunkte beider Kaltluftabstürze genau in der Fortschreitungsrichtung der Böenerscheinung hintereinander liegen, wie es hier in der zweidimensionalen Darstellung angegeben werden muß. — Die auf indirekte Art erschlossenen Strömungsverhältnisse in einer Gewitterwolke stimmen überein mit den bis jetzt vorliegenden Meßergebnissen des Thunderstorm Projects. Byers (37) berichtet, daß durch Radar verfolgte Ballone, die um ein Gewitter herum hochgelassen wurden, folgende Strömungsverhältnisse erkennen ließen: im Anfangsstadium der Gewitterwolke horizontale Konvergenz am Boden und in allen Höhen, in der „fertigen“ Gewitterwolke Divergenz unter der Wolke und Konvergenz in allen Höhen zwischen 1300 und 7600 m, darüber wieder Divergenz. Dabei ist wieder zu bedenken, daß unsere Abbildungen auf der rechten Seite das Zusammenwachsen mit einer neuen „Zelle“ darstellen.

Auch die von Byers und Brahan (26) auf Grund der Meßergebnisse des Thunderstorm Projects angefertigte Darstellung (S. 76) der Strömungsverhältnisse in einem

Cb nach Beginn des Starkregens stimmt überein mit unserer Abb. f).

Zwei schematische Darstellungen der Strömungsverteilung in einem Gewitter-Cb, die den hier wiedergegebenen ähnlich sind, seien noch erwähnt.

W. Georgii (38) stellt ohne erläuterndem Text die Böenwalze mit der Gewitterwolke fest verbunden dar, genau wie es hier geschehen ist. Die Labilisierung schreitet in der Höhe nach vorn weiter. Der Starkregen in der Wolke befindet sich im Aufwindgebiet und steht mit dem Böenregen unmittelbar in Verbindung. Trotzdem deuten die Strömungspfeile darauf hin, daß der Böenwind mit einer Abwärtsbewegung im hinteren Teil der Wolke in Zusammenhang steht.

Brands (39) deutet durch schräg verlaufende Strömungspfeile an, daß die Böenkaltluft und der weit dahinter einsetzende Starkregen von einer gemeinsamen Ursprungsstelle in der Höhe auf der Cb-Rückseite ausgehen. Der in der Bö auftretende Starkregen oder Hagel aber steht in Zusammenhang mit einem Gebiet stark konzentrierter Kondensationsprodukte in dem über der Böenwalze neu aufschießenden Gewittersturm mit starker Aufwärtsbewegung.

Der hier dargestellte Versuch, für die so mannigfaltigen und komplizierten Erscheinungen der Spitzenbö unter dem Cb eine erschöpfende Erklärung zu geben, fußt auf einem umfangreichen Beobachtungsmaterial, das aus sorgfältigen, jahrelangen eigenen Beobachtungen und den gesamten im Schrifttum erreichbaren Beobachtungsaufzeichnungen zusammengetragen wurde. Wie jeder neue Versuch, einen Naturvorgang zu erklären, in diesem oder jenem Punkt vielleicht noch einer Ergänzung oder sogar Berichtigung bedarf, so soll auch mit der Veröffentlichung dieser neuen Böentheorie nicht behauptet werden, daß damit in diesen so komplizierten Fragen nun das letzte Wort gesprochen sei. Auf einen Vorteil der gegebenen Darstellung gegenüber früheren Modellen sei aber noch hingewiesen: Die vorgetragene Auffassung ist frei von jeder Starrheit. Die Vorgänge im und unter dem Cb können im Rahmen der Theorie so mannigfaltig und verschiedenartig ablaufen, wie wir sie auch in der Natur beobachten. Und diese Mannigfaltigkeit ist ja eines der Hauptmerkmale der Gewitterböenvorgänge.

#### Schrifttum:

1. Faust, H.: Meteor. Rundsch. 2, 217 (1949).
2. Koschmieder, H.: Über Böen und Tromben, Naturwiss. 33, 203 (1946).
3. Koschmieder, H.: Über Böen, Wiss. Abh. R. f. W., Bd. VIII, Nr. 3 (1940).
4. Schmidt, W.: Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Math. Kl. (IIa), 119, 1101 (1910).
5. Raethjen, P.: Meteor. Z. 48, (1931) und 51, 9 und 53 (1935).
6. Suckstorff, G. A.: Gerl. Beitr. Geophys. 55, 138 (1939).
7. Renner, R.: Ann. d. Hydr. 36, 455 (1938).
8. Das, A. K.: Gerl. Beitr. Geophys. 39, 145 (1933).
9. Möller, M.: Meteor. Z. 1, 230 (1884).
10. Suckstorff, G. A.: Meteor. Z. 52, 449 (1935) und Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. phys. Kl. N. F. II, 2, Nr. 2 (1936).
11. Schmauß, A.: Meteor. Z. 39, 241 (1922).
12. Raethjen, P.: Ann. d. Hydr. 36, 97 (1938).
13. Sawyer, J. S.: Meteor. Office, Profess. Notes Nr. 96, (1949).

14. Kaplan, K. G.: Bull. Amer. Meteor. Soc. 24, 54 (1943).
15. Mügge, R.: Wolkenbildung im nicht aufsteigenden Luftstrom. Veröff. Reichsstelle f. Unterrichtsfilme.
16. Faust, H.: Meteor. Rundsch. 4, 68 (1951).
17. Faust, H.: Statistische Untersuchungen an Gewittern im frontfreien Raum. Ber. Dtsch. WD., US-Zone, vorliegendes Heft.
18. Schneider-Carius, K.: Meteor. Rundsch. 2, 143 (1949).
19. Faust, H.: Ber. Dtsch. WD., US-Zone 12, 151 (1950).
20. Schneider-Carius, K.: Beitr. Phys. fr. Atm. 17, 177 (1931).
21. Peppler, W.: Z. angew. Meteor. 48, 58 (1931).
22. Faust, H.: Meteor. Rdsch. 2, 270 (1949).
23. Koschmieder, H.: Meteor. Z. 61, 245 (1944).
24. Faust, H.: Meteor. Rdsch. 1, 290 (1948).
25. Flugberichte Rhön-Segelflugwettbewerb, 1938.
26. Byers, H. R. and Braham, R. R., jr.: I. Meteor. 5, 71 (1948).
27. Schmauß, A.: Das Problem der Wettervorhersage, Leipzig (1945).
28. Raethjen, P.: Einf. i. d. Phys. d. Atm. II, 61 (1942).
29. India Meteorological Department. Techn. Notes Met. Dep. India 10, (1944).
30. Hamilton, R. A. and Archbold, Z. W.: Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc. 71, 231 (1945).
31. Rodewald, M.: Ann. d. Hydr., 63, 23 (1935).
32. Roßmann, F.: Wetter und Klima, 2, 175 (1949).
33. Faust, H.: Meteor. Rdsch. 3, 122 (1950).
34. Weickmann, L.: Z. angew. Meteor. 55, 390 (1938).
35. Faust, H.: Geofisica pura e applicata 15, 156 (1949).
36. Georgi, J.: Der Seewart, 5, 199 (1936).
37. Byers, H. R.: Bull. Amer. Met. Soc. 30, 90 (1949).
38. Georgii, W.: Z. Flugtechnik und Motorluftfahrt 24, 130 (1933).
39. Brands, G. J.: Meteorology, New York and London, 1944, S. 72.

## C. Statistische Untersuchungen an Gewittern im frontfreien Raum

(Synoptisch-statistische Untersuchung Nr. 4)

### Zusammenfassung:

Es wird als Funktion des bisherigen rein thermischen Labilitätsmaßes und der mittleren Feuchte der freien Atmosphäre ein neues Maß der atmosphärischen Labilität hergeleitet, das sich für alle Stabilitätsuntersuchungen als brauchbarer erweist als das bisherige.

Die Labilitätsänderungen innerhalb einheitlicher Luftmassen sind nur zum geringsten Teil advektiv, vielmehr **konvektiv** bedingt durch die Wirkungen des Krümmungssinnes der Isohypsen und der Vergenz der Strömung. Diese Wirkungen reichen in weitaus den meisten Fällen aus, um die Temperatur- und Feuchteänderung bei Gewitterbildung und -beendigung zu erklären.

84% aller untersuchter Gewitter in frontfreiem Raum entstanden durch Vorgänge in der Höhe, und nur 16% entsprachen der ursprünglichen Vorstellung des „Wärmegewitters“. In Deutschland sind nur 1.5% aller Jahresgewitter als echte Wärmegewitter mit Erwärmung durch den erhitzten Erdboden anzusprechen.

Es wird eine „Gewitterbereitschaft“ definiert, die alle gewitterbeeinflussenden Faktoren in einem einzigen Zahlenmaß zusammenfassend ausdrückt.

### I. Einleitung und Problemstellung.

Obwohl die Gewitter zu denjenigen meteorologischen Erscheinungen gehören, über die bisher die meisten Untersuchungen angestellt sind — eine erschöpfende Zusammenstellung des diesbezüglichen Schrifttums wäre unübersehbar —, bergen sie in sich noch eine Menge ungelöster Probleme. Man weiß, daß zu ihrer Entstehung eine labile Schichtung der Atmosphäre so-

wie genügend hohe Feuchtigkeit notwendige Voraussetzung ist, daß die Gewitterentstehung begünstigt wird durch zyklonale Isobarenkrümmung bzw. durch konvergente Strömung, durch erzwungene Hebung der Luft und daß die umgekehrten Verhältnisse die Gewitterentstehung verzögern bzw. unmöglich machen. Trotzdem bereitet die Gewittervorhersage im synoptischen Dienst immer dann noch erhebliche Schwierigkeiten, wenn einzelne der genannten Faktoren gegeneinanderwirken, weil man keine Anhaltspunkte dafür hat, wie stark man die Wirkung jedes einzelnen der verschiedenen Faktoren anzusetzen hat. Man kennt Gewitter an Fronten und solche, die in einheitlichen Luftmassen auftreten, man weiß aber noch nicht, ob dieser nach rein äußerlichen Gesichtspunkten gemachte Unterschied auch eine wesentliche Verschiedenheit dieser beiden Gewitterarten hinsichtlich ihrer Dynamik und Energetik bedeutet.

Die vorliegende Untersuchung, zu der Dr. habil. Flohn den Verfasser anregte, hat als Ziel, die oben angezeigten Probleme ihrer Lösung ein Stück näherzubringen und dem praktischen Vorhersagedienst eine bescheidene Möglichkeit zu geben, die Wirkung der einzelnen für die Gewitterentstehung so wichtigen Faktoren quantitativ zu erfassen.

Die übliche Einteilung der Gewitter geschieht nach dem Faktor, den man für die Entstehung hinreichender Labilität und der anderen zur Gewitterbildung nötigen Bedingungen verantwortlich macht. Die neuere Literatur (1, 2, 3) ist sich in dieser Einteilung im wesentlichen einig.

Die folgende Untersuchung erstreckt sich lediglich auf nicht-frontgebundene Gewitter.

## II. Die Auswahl des Materials.

Von sämtlichen deutschen Beobachtungsorten, an denen in der Zeit vom Beginn der Höhengaufstiege bis zum Ende des Krieges Flugzeugaufstiege ausgeführt wurden, wurden aus den Klimabogen sämtliche verzeichneten Gewitter der Monate Mai bis August herausgeschrieben. Alsdann wurden diejenigen ausgeschieden, die sich als Frontgewitter oder als an Frontreste gebundene Gewitter erwiesen. Zu diesem Zwecke wurden die Seewartenkarten sowie die Breslauer Wetterkarten, die eine besonders streng frontenmäßige Ausarbeitung aufweisen, für jeden einzelnen Gewittertag studiert. Zweifelsfälle wurden ausgeschieden. Gestrichen wurden schließlich noch alle Gewitter, die sich beim Zeichnen der Temps als durch einen Luftmassenwechsel entstanden zu erkennen gaben. Dadurch ergaben sich über 100 Gewitter, die wohl auch der strengsten Prüfung auf Nicht-Frontgebundenheit standhalten würden. Zu jedem Gewitter wurden alsdann sämtliche in den Seewartenberichten enthaltene Aufstiege des betreffenden Ortes vom Vortag, Gewittertag und Nachttag gezeichnet. Dazu wurden notiert: der Wert der absoluten und relativen Topographie, die Bodentemperatur zu den synoptischen Terminen, die jeweiligen Tagesmaxima der Temperatur, die Windverhältnisse in 1000 und 5000 m sowie Angaben über zyklonale oder antizyklonale und konvergente oder divergente Strömung in 1000 und 5000 m. Zur Bestimmung der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung wurden an Hand der Seewartenkarten sowohl der sich aus der Isobaren- bzw. Isohypsendarstellung ergebende Gradientwind als auch die in den Tabellen angegebenen Höhenwindmessungen herangezogen. Schwache zyklonale oder antizyklonale Strömung (z,a) wurde notiert, wenn der Krümmungsradius der Isobaren bzw. Isohypsen zwischen 2000 und 500 km lag, starke (Z, A), wenn er kleiner als 500 km war.

Um eine zahlenmäßige Angabe über die Stärke der horizontalen Vergenz über einem Punkte zu bekommen, wurde der Differenzenquotient der Höhenwindgeschwindigkeit gebildet für eine in der Strömung liegende Strecke von 500 km, in deren Mitte die Station liegt. Dabei wurde in zwei Punkten, die in Richtung der Strömung 500 km entfernt waren, wovon der eine also 250 km „vor“, der andere 250 km „hinter“ der Station lag, die Quadratzahlen der Windgeschwindigkeit bestimmt, voneinander subtrahiert und durch 2 dividiert, was dem Wert der Energieänderung entspricht.

Bei dieser zahlenmäßigen Bestimmung der Vergenz fiel es besonders auf, daß die Ergebnisse so ganz und gar nicht übereinstimmten mit den auf Schätzung beruhenden Begriffen einer großen bzw. kleinen Vergenz. Große geometrische Vergenz der Isolinien bei kleiner Windgeschwindigkeit ergibt einen wesentlich kleineren Zahlenwert als kleine geometrische bei großer Windgeschwindigkeit, worauf auch besonders Scherhag a. a. O. (3), S. 185 hinweist. Um auch eine mathematische Definition für die Begriffe „klein“ und „groß“ bei den Vergenzwerten zu haben, schien es nach dem vorliegenden Material angebracht, eine Vergenz von 500 bis 1500 (km/std)<sup>2</sup> : 500 km als „klein“ (k, d), eine solche über 1500 als „groß“ (K, D) zu bezeichnen.

Es mag vielleicht sonderbar erscheinen, daß sowohl Vergenz als auch der Krümmungssinn (worunter im Folgenden stets die Sammelbezeichnung für zyklonale und antizyklonale Strömung verstanden wird), getrennt einer Untersuchung unterzogen wurden, ist es doch vielfach üblich, zyklonale Luftbewegung am Boden schlechthin mit Konvergenz, antizyklonale mit Divergenz gleichzusetzen. Dazu muß gesagt werden, daß nur innerhalb der Bodenreibungsschicht und bei örtlich konstantem Isobarenabstand diese Annahmen erfüllt sind. Es ist aber durchaus der Fall gegeben und fast in

jeder Wetterkarte nachweisbar, daß die Strömung trotz zyklonalen Charakters eine geometrische Divergenz aufweisen kann, ebensooft kann man bei antizyklonaler Strömung Drängungen der Isolinien feststellen. Zyklonale Strömung (z) und Konvergenz (k) werden sich genau so wie antizyklonale Strömung (a) und Divergenz (d) in ihrer Wirkung verstärken. Entsprechend werden sich k und a bzw. d und z in ihrer Wirkung abschwächen oder u. U. ganz aufheben.

## III. Gewitterhäufigkeit als Funktion von Bodendruck, relativer und absoluter Topographie.

Zunächst wurde eine Häufigkeitsauszählung nach den Werten der Differenz von absoluter und relativer Topographie vorgenommen. Auf der Abszisse wurden die **Bodendruckwerte** in mb angeschrieben, die dieser Differenz entsprechen. Die Ordinate gibt die Häufigkeit der Gewitter für jeden einzelnen Bodendruck an. Wir erhalten so die Kurve a) in Fig. 14. Diese Kurve besagt

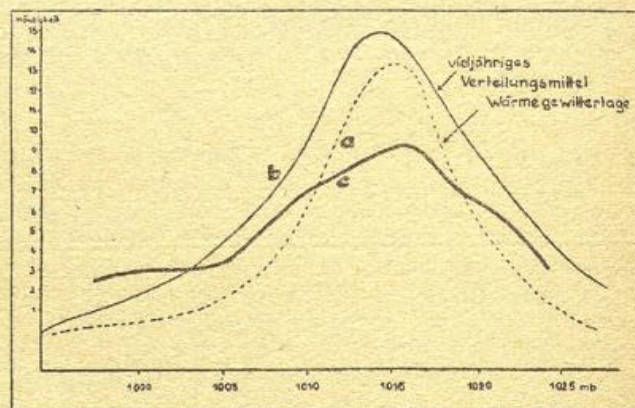


Abb. 14: Gewitterwahrscheinlichkeit als Funktion des Bodendruckes (Kurve c).

an sich noch nicht viel, denn in ihr steckt ja a priori die allgemeine Häufigkeitsverteilung des Luftdruckes. Ein wahres Bild von der Abhängigkeit des Auftretens isolierter Gewitter vom Bodenluftdruck erhalten wir also erst, wenn wir eine Verteilungskurve b) für alle Luftdruckwerte einer geeignet gelegenen Station über viele Jahre zeichnen und die Ordinaten-Werte der ersten Kurve durch die der zweiten teilen. Die Kurve b) in Abb. 1, der ein anderer Ordinatenmaßstab zugrunde liegt, ist entnommen aus der Dissertation von Scherhag (4), der die Häufigkeit der auf NN reduzierten Luftdrucktagemittel von Potsdam für die Monate Mai bis August von 1893—1917 bestimmt und zum selben Zwecke wie hier kurvenmäßig dargestellt hat; nur handelt es sich bei Scherhag um sämtliche in Potsdam aufgetretenen Sommergewitter einschließlich der Frontgewitter. Wir erkennen aus der Abb. 1, daß das Maximum der Gewitterhäufigkeit (Kurve a) bei höherem Luftdruck liegt als das Maximum der Luftdruckhäufigkeitskurve (b). Bezeichnen wir mit Scherhag (4) den Quotienten aus der Anzahl der Gewittertage in einem bestimmten Druckintervall und der Häufigkeit der Tage mit solchem Luftdruck als „Gewitterwahrscheinlichkeit als Funktion des Barometerstandes“, so stellt die Kurve c) in Abb. 1 diese Gewitterwahrscheinlichkeit dar. Wir erhalten also eine Kurve, wie wir sie auf Grund der synoptischen Erfahrung vermuten. **Die größte Wahrscheinlichkeit zur Entstehung eines isolierten Gewitters tritt bei einem Bodenluftdruck von 1017 mb auf, also bei übernormalem Luftdruck.**

Wie aus dem Scherhag'schen Ergebnis (4, S. 11) folgt, nimmt die Wahrscheinlichkeit sämtlicher Sommergewitter (einschließlich der Frontgewitter) mit abnehmenden Luftdruck zu. Bei tiefem Luftdruck handelt es sich also fast stets — wie unser Ergebnis zeigt — um

ein frontgebundenes Gewitter, während der Ast der Scherhag'schen Kurve nach der Seite des hohen Druckes hin fast ausschließlich auf das Konto der nicht-frontgebundenen Gewitter kommt.

Entsprechend wie für Bodenluftdruck wurden die drei Kurven der Abb. 15 hergestellt. Die ausgewählten Gewitter wurden nach den Werten der relativen Topographie in einer Häufigkeitskurve dargestellt (Kurve a). Sodann wurde für Berlin eine Häufigkeitskurve für die einzelnen Werte der relativen Topographie unter Aus-

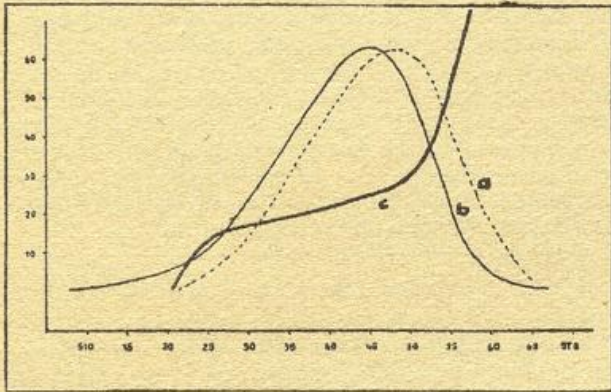


Abb. 15 Gewitterwahrscheinlichkeit als Funktion der relativen Topographie (Kurve c).

zählung der Monate Mai bis August von fünf Jahren ermittelt, die als Kurve b) dargestellt ist. Die Ordinaten der Kurve c) schließlich sind die Quotienten von a) und b). Die Kurve c) stellt somit die Wahrscheinlichkeit des Auftretens isolierter Gewitter als Funktion der relativen Topographie dar. Wenn auch die Feinheiten in der Neigung der einzelnen Kurvenstücke nicht ganz frei sind vom Zufall, so kann doch eindeutig gesagt werden: **Die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten isolierter Gewitter wächst stark mit zunehmender relativer Topographie.** Diese Beziehung fußt auf zwei in gleicher Richtung wirkenden Ursachen. Einmal ist bei gleicher vertikaler Temperaturabnahme die Labilität bei großer relativer Topographie größer als bei kleiner, weil die Feuchtadiabaten bei steigender Temperatur sich immer mehr aufteilen. Zweitens hat warme Luft im allgemeinen einen größeren absoluten Feuchtigkeitsgehalt als kalte Luft, und ein hoher Gehalt an Feuchtigkeit ist eine der Voraussetzungen zur Gewitterbildung.

Als schönes Beispiel, wo bei hoher relativer Topographie Warmegewitter, bei niedriger keine Gewitter auftraten, ergaben sich bei der ersten Durchmusterung des Materials die Warmegewitter vom 25. VI. 38 in Norddeutschland und vom 10. VII. 1942 in Süddeutschland. Die „Verdunstungslibilität“ (s. später) betrug am Vormittag des Vortages in Kaltluft an jenen beiden Tagen + 41 bzw. +26. Am Vormittag des Gewittertages betrug sie nach einem Warmfrontdurchgang -10 bzw. -15, in der Kaltluft des Nachtages waren ihre Zahlenwerte wieder positiv, nämlich + 32 und +15. Es sind dies also zwei ganz deutliche Fälle, wo die Warmfront — es handelt sich hier aber nicht um Frontgewitter, sondern um Warmsektorgewitter! — Labilisierung, die Kaltfront dagegen Stabilisierung brachte. Man muß sich also davor hüten, mit jedem Warmfrontdurchgang schlechthin Stabilisierung, mit jedem Kaltfrontdurchgang Labilisierung zu verbinden. Nur im Mittel über alle Warm- und Kaltfronten ergeben sich diese Verhältnisse. Im vorliegenden Material fanden von allen isolierten Gewittern, die 6 bis 24 Stunden nach einem Luftmassenwechsel auftraten, 30% nach Durchgang einer Warmfront statt!

Auf genau dieselbe Art wie bei der relativen Topographie wurden in Abb. 16 die entsprechenden Kurven

für die absolute Topographie gewonnen. Kurve c) gibt also die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines isolierten Gewitters als Funktion der absoluten Topogra-

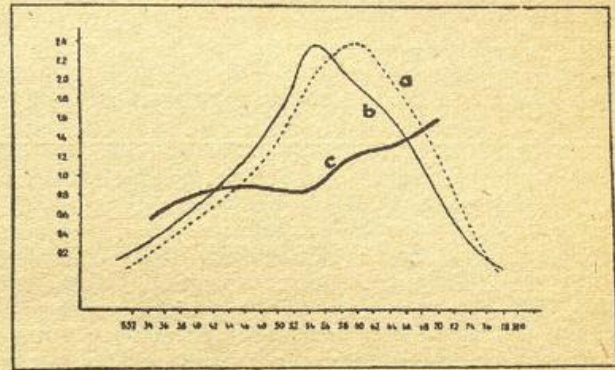


Abb. 16 Gewitterwahrscheinlichkeit als Funktion der absoluten Topographie (Kurve c).

phie an. Sie sagt aus: **Mit wachsender absoluter Topographie wächst die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten isolierter Gewitter.**

Dieses Ergebnis mutet zunächst vielleicht etwas überraschend an, ist man doch meist der Meinung, daß hohe absolute Topographien der Ausbildung örtlicher Gewitter hindernd sind wegen der im Höhenhoch angenommenen Absinkvorgänge. Und dennoch ist das erhaltene Ergebnis eine logische Folge der für den Bodendruck und die relative Topographie gefundenen Resultate. Da hohe absolute Topographie meist verbunden ist mit hoher relativer Topographie und die Gewitterwahrscheinlichkeit bei hohen relativen Topographien so stark zunimmt, wird die Abnahme der Gewitterwahrscheinlichkeit bei hohem Bodenluftdruck, der ja ebenfalls bei hoher absoluter Topographie meist vorhanden ist, überkompensiert. Die Annahme, daß die Zentren von Höhenhochdruckgebieten dem Auftreten von Gewittern ungünstig sind, kommt also nur dadurch zustande, daß die relative Häufigkeit des (hohen) Luftdrucks im Zentrum des Höhenhochs gering ist und man die Gewittererscheinung dort deshalb sowieso selten beobachtet.

#### IV. Das Labilitätsmaß.

Nummehr sollen alle diejenigen Faktoren untersucht werden, von denen ein Einfluß auf die Gewitterentstehung bekannt ist oder vermutet werden könnte. Daß für das Zustandekommen eines jeden Gewitters, auch eines Frontgewitters, außer der thermisch labilen Vertikalschichtung der Luft genügend Feuchtigkeit in der Höhe vorhanden sein muß, ist schon lange bekannt. Ein schönes Beispiel, das die Wichtigkeit der Feuchte für die Gewitterbildung zeigt, beschreibt v. Ficker (5) in seinen Untersuchungen über lokale Warmegewitter. Er schreibt in seiner vierten Mitteilung, S. 27: „Die Gewittertätigkeit an diesem Tage wurde dadurch ermöglicht, daß nach Tagen schöner kühler, durch große Trockenheit bis in große Höhen ausgezeichneter Witterung advektiv Luftmassen zugeführt wurden, die gegenüber den Vortagen etwas wärmer, aber unvergleichlich viel feuchter waren“. Qualitative Einflüsse der Feuchtigkeit auf die Neigung zum labilen Umsturz kennt man aber noch nicht. Es soll daher die nächste Aufgabe sein, diese wichtige Rolle, die die Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre für den Gewitterentstehungsprozeß spielt, etwas näher zu untersuchen und zahlenmäßig auszudrücken.

Als Maß für die Größe der thermisch bedingten Labilität LL war im Deutschen Aerologischen Sonder Schlüssel vor dem Kriege die Fläche im Stüveschen Adiabatenpapier definiert, die begrenzt ist durch die

Zustandskurve, die 600-mb-Linie und die durch den Kondensationspunkt gehende Feuchtadiabate, mit Grad ·10 Millibar als Einheit. Es war nun zu überlegen, ob eines der vielen Temperaturmaße, die in der Meteorologie als Funktion von Temperatur und Feuchte definiert sind, herangezogen werden könnte, um im zu gewinnenden Labilitätsbegriff die Feuchte zu berücksichtigen. Dabei ist zu bedenken, daß geringe relative Feuchte in der freien Atmosphäre deshalb der Gewitterbildung feindlich ist, weil der Wassergehalt der aufsteigenden Wolkenluft allmählich in die trockenere Umgebung verdunstet. Die Verringerung der Aufwärtsbeschleunigung von Wolkenluft und der langsamen Wolkenauflösung durch Verdunstung kann aber durch keines der bekannten Temperaturmaße, auch nicht durch eine Funktion irgendeines solchen, beschrieben werden, weil alle diese verschieden definierten Temperaturbegriffe auf Grund ihrer Definition Verhältnisse und Vorgänge erfassen, die sich im vorliegenden Falle nicht heranziehen lassen. Auch keine der verschiedenen Adiabaten (vgl. 6, 7), die von mehreren Autoren definiert wurden und bei denen der Bedeutung des Wortes entsprechend ein Energieaustausch mit der Umgebung als nicht vorhanden vorausgesetzt wird, kann die Verhältnisse beschreiben, die beim Aufsteigen von Wolkenluft in trockenere Umgebung durch die Verdunstung entstehen. Jedoch hat J. Bjerknes<sup>8</sup> 1938 (Vgl. auch S. Pettersen<sup>9</sup>) theoretisch den zu unserem umgekehrten Fall behandelt, daß die aufsteigenden Wolkenmassen den Zustand der umgebenden Luft beeinflussen, und zwar dadurch, daß diese als Ausgleich zum Teil trockenadiabatisch nach unten absinkt. Der Unterschied im Ergebnis zu dem Fall eines isoliert aufsteigenden Wolkenpaketes ohne Energieaustausch mit der Umgebung ist unwesentlich, wenn nur einzelne Quelltürme aufsteigen, wird aber von Bedeutung, wenn die Gebiete des Aufsteigens räumlich von der Größenordnung der des Absinkens werden. In diesem Falle ergibt sich eine herabgesetzte freiwerdende Labilitätsenergie. Einige Autoren, u. a. auch Schnaidt<sup>7</sup>, sehen in diesen nach unten gerichteten Ausgleichsströmen den Grund dafür, daß bei feuchtlabiler Schichtung der freien Atmosphäre Schauer und Gewitter oft ausbleiben. Die Verdunstung der Wolkenfeuchtigkeit in die trockenere Umgebung, die der Synoptiker so treffend mit „Abtrocknen der Cumulonimben“ bezeichnet, ist also auch in dieser Betrachtungsweise nicht herangezogen.

Letztere Tatsache, daß wir es hier mit einem nicht-adiabatischen Vorgang zu tun haben, unterscheidet unsere Betrachtungsweise grundsätzlich von allen bisherigen ähnlicher Art.

Eine theoretische Behandlung dieses Problems wurde hier nicht versucht, denn über die Stärke der in Frage stehenden Verdunstung kann zunächst nur die Erfahrung Anhaltspunkte geben. Zudem bot ja auch das vorliegende Material eine Möglichkeit der statistischen Untersuchung, wobei als weiterer Vorteil hinzukommt, daß die statistische Methode ein Resultat liefert, das alle in der Wirklichkeit vorkommende Einflüsse einschließt.

Es wurde also der Weg beschritten, das alte Labilitätsmaß des Deutschen Aerologischen Sonderschlüssels — im Folgenden stets mit LL bezeichnet — heranzuziehen und daran eine Korrektur anzubringen, deren Abhängigkeit von den Feuchtverhältnissen der freien Atmosphäre zu finden ist.

Über das Ergebnis der statistischen Auswertung ist bereits berichtet.<sup>10</sup> Da bei 100% mittlerer relativer Feuchte  $\bar{U}$  oberhalb  $H_c$  die Kurve J der Indifferenz gegeben ist durch die Feuchtadiabate, bei  $\bar{U} = 0\%$  durch die Trockenadiabate, wird J bei jedem anderen  $\bar{U}$  zwischen diesen beiden Adiabaten liegen. J teilt die von der durch den Kondensationspunkt gehenden

Trocken- und Feuchtadiabaten und der 600-mb-Linie bestimmte Fläche F in einem Verhältnis  $\varphi$  ( $\bar{U}$ ), dessen funktioneller Zusammenhang mit  $\bar{U}$  sich tabellarisch wie folgt darstellt:

Tabelle 1.

$\bar{U}$ in %	100	90	80	70	60	50	40
$\varphi$ ( $\bar{U}$ )	0	0,05	0,12	0,20	0,29	0,40	0,52

Theoretisch interessant wäre der Wert, den die Kurve  $\varphi(\bar{U})$  für  $\bar{U} = 0$  annehmen würde, doch ist dieser erwartungsgemäß empirisch nicht bestimmbar. Auf die so gefundene Linie J müssen wir die gemessene Zustandskurve beziehen, um ein Maß für die bei der herrschenden Temperatur- und Feuchteverteilung vorhandene wetterwirksame korrigierte Labilität  $\Delta$ , die wir vielleicht treffender und unmißverständlich „Verdunstungslabilität“ nennen wollen, zu erhalten. Als mathematische Darstellung von  $\Delta$  ergibt sich

$$\Delta = LL - 0,00467(100 - \bar{U}) + 0,0000667(100 - \bar{U})^2.$$

Im praktischen Vorhersagedienst, wo der Zeitfaktor eine große Rolle spielt, ist aber mit dieser mathematischen Darstellung nichts anzufangen. Unter Abschnitt XI ist daher ein für die Praxis bestimmtes, verhältnismäßig einfaches Verfahren zur Ermittlung von  $\Delta$  angegeben, das auf Tabelle 1 beruht. Zusammenfassend können wir also aussprechen:

Infolge des stetigen Verdampfens der Feuchtigkeit eines vom Kondensationsniveau  $H_c$  aufsteigenden Wolkenpaketes in die trockenere umgebende Luft, deren mittlere Feuchte oberhalb  $H_c$   $\bar{U}$  ist, ist die indifferente vertikale Schichtung der freien Atmosphäre im Stüvepapier durch eine bestimmte Kurve dargestellt, die durch den Kondensationspunkt geht und zwischen der Kondensationsadiabaten und der durch den Kondensationspunkt gehenden Trockenadiabaten liegt. Das Verhältnis, in dem diese Kurve die von beiden Adiabaten begrenzte Fläche teilt, ist für  $U = 100\%$  0, für  $U = 70\%$  1:4, für  $U = 40\%$  1:1.

#### V. Krümmungssinn und Vergenz als gewitterbeeinflussende Faktoren.

Die gewonnene Verdunstungs-Labilität  $\Delta$  wurde nun zu allen weiteren Untersuchungen als Grundlage genommen. Für sämtliche gezeichneten Aufstiege wurde sie bestimmt. Im Folgenden ist unter positivem  $\Delta$  immer Stabilität, unter negativem Labilität verstanden. Da hinsichtlich des Krümmungssinns der Isobaren bzw. Isohypsen Angaben vom Boden und 5000 m vorlagen, wurden aus den Vormittagsaufstiegen die drei Krümmungssinne a, =, z am Boden zusammengestellt mit den drei entsprechenden der Höhe, so daß eine Unterteilung in 9 Klassen erfolgt. (= bedeutet einen Krümmungsradius der Isobaren von  $> 2000$  km.) In die Tabelle 2 sind alle Gewittertage, Vor- und Nachtage eingetragen, von denen die nötigen Angaben vorlagen. Die in Spalte 1 oben stehenden Symbole kennzeichnen die Strömungsart in 5000 m (wobei z für alle z und Z, a für a und A steht), die jeweils untenstehenden die am Boden; o bedeutet „kein Gewitter“, x bedeutet „Gewitter“. In der dritt- und viertletzten Spalte sind für alle  $\Delta$  die Summen  $\Sigma$  der Kreise und Kreuze eingetragen, in der zweitletzten Spalte der Quotient  $\Sigma_x / \Sigma_o$ . Da die Anzahl der Kreise (Vor- und Nachtag, davon viele nicht in der Tabelle wegen zu stark positivem  $\Delta$ ) größer ist als die der Kreuze (Gewittertage), wird jede Zahl der zweitletzten Spalte noch geteilt durch den Quotienten aller Kreise und Kreuze; diese Zahlen stehen in der letzten Spalte, sie sind sozusagen reduziert auf gleiche Anzahl von Nichtgewitter- und Gewittertagen.

Tabelle 2.

$\Delta =$	39 bis 30		29 bis 20		19 bis 10		9 bis 1		0 bis -9		-10 bis -19		-20 bis -29		$\Sigma x$	$\Sigma o$	$\frac{\Sigma x}{\Sigma o}$	$\frac{\Sigma x}{\Sigma o} : 0,83$
	x	o	x	o	x	o	x	o	x	o	x	o	x	o				
$\bar{z}$	—	3	—	1	1	2	4	2	5	—	4	—	—	—	14	8	1,8	2,2
$\bar{z}$	—	1	—	2	—	3	1	2	7	—	4	—	1	—	13	8	1,6	1,9
$\bar{z}$	—	4	—	—	—	3	4	1	6	—	1	—	1	—	12	8	1,5	1,8
$\bar{a}$	—	—	—	—	—	2	—	5	5	1	4	1	2	—	11	9	1,2	1,4
$\bar{a}$	—	1	—	3	—	3	—	2	6	4	4	—	2	—	12	13	0,9	1,1
$\bar{z}$	—	2	—	1	—	2	—	8	5	—	6	—	1	—	12	13	0,9	1,1
$\bar{a}$	—	2	—	4	—	5	1	5	6	4	4	—	1	—	12	20	0,6	0,7
$\bar{a}$	—	1	—	5	—	2	—	2	3	7	4	1	1	—	8	18	0,4	0,5
$\bar{a}$	—	—	—	1	—	5	—	5	1	7	2	4	2	—	5	22	0,2	0,2
Vertikal- summe	—	14	—	17	1	27	10	32	44	23	33	6	11	—	99	119	9,1	10,9
Quotient	0		0,44		0,3		0,3		1,9		5,5		(∞)		0,83			

Die Abhängigkeit von  $\Delta$  ist sehr stark. Jenseits  $\Delta = +9$  findet sich nur noch 1 Gewitter, jenseits  $\Delta = -19$  treten nur noch Gewitter auf. Zum Vergleich ist die-  
 selbe Auszählung auch auf der Basis von LL gemacht: Dies liefert:

Tabelle 3.

LL =	+39 bis 30		29 bis 20		19 bis 10		9 bis 1		0 bis -9		-20 bis -29		-10 bis -19		-30 bis -39		-40 bis -49	
	x	o	x	o	x	o	x	o	x	o	x	o	x	o	x	o	x	o
	—	6	—	6	1	9	3	11	15	33	32	37	28	15	45	8	9	3
Quotient	0		0		0,1		0,3		0,5		0,9		1,9		1,9		3,0	

Man erkennt deutlich: Die Gewitterbildung hängt von der die Feuchte unberücksichtigt lassenden Größe LL in weit schwächerem Maße ab als von  $\Delta$ . Der LL-Bereich, in dem sowohl Gewitter als auch keine Gewitter auftreten, erstreckt sich von LL = 19 bis LL = -49! (Daß die Zahl der Aufstiege in der letzten Zusammenstellung etwas größer ist als in der vorletzten, rührt davon her, daß zur Bestimmung von  $\Delta$  aus LL nicht bei sämtlichen Aufstiegen die Feuchteangaben vorlagen oder vollständig waren.)

Die Abhängigkeit vom Krümmungssinn tritt in der vorletzten Tabelle ebenso deutlich zutage. Es ist selbstverständlich, daß das vorliegende Material nicht ausreicht, um allgemeingültige Zahlenwerte zu liefern; es reicht aber aus, um die Reihenfolge in den Auswirkungen der einzelnen Krümmungssinne am Boden und in der Höhe klar hervortreten zu lassen. Es ergibt sich das bereits bekannte Resultat, daß zyklonale Strömung die Gewitterbildung begünstigt, antizyklonale sie verzögert. Man erkennt weiter, daß der Krümmungssinn am Boden von größerem Einfluß ist als der in 5000 m. Diese Aussage gilt ursprünglich nur unter der Voraussetzung der Berücksichtigung der sich aus dem Material ergebenden mittleren Isohypsenkrümmungen in 1000 und 5000 m. Es zeigt sich aber, daß sie auch für gleichgroße Krümmungen in 1000 und 5000 m gilt.

Es ist denkbar, daß die Art der Krümmung in einer anderen Höhe als 5000 m — etwa 2000 oder 3000 m — von größerem Einfluß ist als die in 5000 m. Denn es ist nicht gesagt, daß zyklonale Strömung in 5000 m Höhe (ebenso wie eine Konvergenz) notwendigerweise immer eine aufsteigende Luftbewegung im Gefolge haben muß, so wie es in den bodennahen Schichten und insbesondere am Boden selbst notwendigerweise der Fall sein muß. Aber Angaben über die Strömung in 2000 oder 3000 m waren ja in dem ausgesuchten Material nicht vorhanden.

Um die Wirkung der verschiedenen Krümmungssinne am Boden einerseits und in der Höhe andererseits besser miteinander vergleichen zu können, wurden sämtliche Gewitter und „Nichtgewitter“ nach Z, z, a und A am Boden und in der Höhe aufgeteilt und der entsprechende Quotient „Zahl der Gewitter zu Zahl der Nichtgewitter“ gebildet. Dieser Quotient wurde noch dividiert durch den Quotienten „Zahl der Gewitter zu Zahl der Nichtgewitter bei sämtlichen Krümmungsarten“, damit er vergleichbar ist mit der letzten Spalte der Tabelle 2. Den Doppelquotienten wollen wir im Folgenden bezeichnen als „Gewitterquotient Q“.

Tabelle 4.

Krümmungssinn	Z	z	=	a	A
Q für 5000 m	1,3	1,2	1,1	0,65	0,58
Q für Boden	(1,5)	1,6	1,2	0,64	0,36

Der Wert für Z am Boden basiert auf nur 8 Gewittern und 7 „Nichtgewittern“, ist also zu unsicher; auch der Unterschied zwischen a und A in der Höhe dürfte bei reichhaltigerem Material größer sein. Die Tabelle 5

bringt die der Tabelle 2 entsprechenden Werte für die Boden-Vergenz. Es stehe entsprechend k für die Gesamtheit von K und k, d für d und D.

Tabelle 5.  
A und Bodenvergenz

	A =	29 bis 20		19 bis 10		9 bis 1		0 bis -10		-10 bis -20		-21 bis -30		Horizontalsumme		Q
		x	o	x	o	x	o	x	o	x	o	x	o			
V = k		—	2	1	6	4	6	15	6	5	—	3	—	28	21	1,4
	Quotient	0		0,17		0,67		2,5		∞		∞		1,3		
V = o		—	10	—	14	5	13	20	10	16	3	4	—	45	50	1,0
	Quotient	0		0		0,38		2,0		4,7		∞		0,9		
V = d		—	4	—	7	1	13	9	7	12	3	4	—	22	34	0,7
	Quotient	0		0		0,08		1,3		4,0		∞		0,6		

Bei konvergenter Bodenströmung ist also die Gewitterbildung wesentlich wahrscheinlicher als unter sonst gleichen Bedingungen bei divergenter Bodenströmung. Lassen wir die Abhängigkeit der Gewitterquotienten

von A beiseite und stellen nur die von der Vergenz dar, so können wir für die Höhe auch noch die Fälle K und D gesondert anführen. Dies liefert:

Tabelle 6.

Vergenz in 5000 m	K	k	o	d	D
Gewitterquotient	(1,6)	1,4	1,1	0,7	0,5

Bei der Vergenz zeigt sich die Erscheinung, daß unter den durch das Material bestimmten Mittelwerten ihre Wirkung in 5000 m etwa gleich ist der am Boden. Stellen wir schließlich die Abhängigkeit des Gewitterquo-

tienten vom Krümmungssinn und Vergenz am Boden und in der Höhe zusammen, so ergibt sich folgende Tabelle:

Tabelle 7.

Vergenz oben	K	k	o	d	D
Q	(1,6)	1,4	1,1	0,7	0,5
Krümmung oben	Z	z	=	a	A
Q	1,3	1,2	1,1	0,7	0,6
Vergenz unten	K	k	o	d	D
Q	—	1,4	1,0	0,7	—
Krümmung unten	Z	z	=	a	A
Q	(1,5)	1,6	1,2	0,6	0,4

Die Abhängigkeit des Gewitterquotienten von K und D am Boden läßt sich nicht mit genügender Genauigkeit bestimmen, da die vorhandenen Werte zahlenmäßig zu beschränkt sind.

Auch ein Beispiel für die Beeinflussung der Gewittertätigkeit durch die Vergenz wollen wir anführen. Auf der Halbinsel Florida zeigt sich eine auffallende Häufung der Nachmittagsgewitter im Vergleich zu den benachbarten See- und Landgebieten. Byers und Harriet (11) konnten zeigen, daß dies eine Folge der horizontalen Strömungskonvergenz in den unteren Schichten ist, die sich infolge der von beiden Seiten nach der langgestreckten Halbinsel hineinwehenden nachmittäglichen Seewinde ausbildet. Während sonst die Wetterwirksamkeit von Konvergenzen nur an Einzelfällen nachgewiesen werden kann, ist hier eine statistische Bearbeitung möglich gewesen, weil die Konvergenz sich immer wieder zur selben Tageszeit am selben Ort einstellt.

## VI. Der Einfluß des Windes.

### 1. Windrichtung.

Sämtliche Gewitteraufstiege, bei denen die  $\Delta$ -Werte vorlagen, wurden nach der Windrichtung in 1000 und 5000 m geordnet, die zugehörigen Werte von  $\Delta$  notiert und rubrikweise gemittelt. Unter N (= Nord) wird dabei eine Windrichtung zwischen NW und NE verstanden, C bedeutet Windstille.

Tabelle 8.  
Windrichtung und  $\Delta$  (Sommer!)

		C	N	E	S	W
Auswählende Wind- richtung	oben	-10	-4	-12	-11	-5
	unten	-6	-10	-10	-11	-5

Am auffallendsten sind wohl die geringen  $\Delta$ -Werte bei W- sowie bei N-Strömung in der Höhe, denen die wesentlich höheren bei E- und S-Strömung entgegenstehen. Im Sommer sind die E- und S-Strömung über Deutschland die wärmeren, N und W die kälteren. Bei gleichem vertikalen Temperaturgradienten ist bei hoher Mitteltemperatur die Labilität größer als bei tiefer Mitteltemperatur. Dies dürfte einer der Gründe sein für die stärkere Verdunstungslabilität der E- und S-Strömung. Außerdem hat die E-Strömung im Sommer an sich schon den stärksten vertikalen Temperaturgradienten, der trotz der geringen Feuchte noch einen hohen  $\Delta$ -Wert liefert. Bei der Nordströmung dürfte die geringe Feuchte den Grund für eine wesentliche Herabsetzung des  $\Delta$ -Wertes darstellen, während eine westliche Strömung in den oberen Schichten auch im Sommer im Mittel keine allzu großen vertikalen Temperaturgradienten erzeugt.

Bildet man für die verschiedenen Windrichtungen am Boden und in der Höhe den Gewitterquotienten, so ergibt sich folgendes:

Tabelle 9.  
Windrichtung und Gewitterquotient

		C	N	E	S	W
auswählende Wind- richtung	oben	0,62	0,59	0,81	0,73	0,65
	unten	0,81	0,60	0,68	0,86	0,61

Hierzu ist wieder zu bemerken daß die Materialauswahl äußerst speziell ist, denn als gewitterfreie Tage, die bei der Bildung des Gewitterquotienten eine we-

sentliche Rolle spielen, sind Gewittervor- und -nachte genommen, die selbst nahe an der Gewitterbildung waren. Jedoch gilt dies für alle Windrichtungen in gleichem Maße, so daß der Stufenfolge der Gewitterquotienten schon eine gewisse Bedeutung zukommt. Aus der Tabelle 9 ergibt sich:

Wenn auch, zahlenmäßig betrachtet, die meisten Gewitter bei Westströmung auftreten, weil diese am häufigsten ist, so neigt dennoch eine Ostströmung in der Höhe (im Sommer) am stärksten zur Gewitterbildung, an zweiter Stelle folgt die Südströmung. Von allen Bodenströmungen führt die Südströmung relativ am häufigsten zur Bildung isolierter Gewitter.

In der älteren Literatur findet man bisweilen den Hinweis, daß verschiedene Windrichtungen am Boden und in der Höhe die Gewitterbildung fördern. Diese Aussage konnte an dem vorhandenen Material nicht bestätigt werden. Bildet man die Gewitterquotienten für alle Fälle, in denen die Windrichtung oben und unten um weniger als 90° verschieden sind, so ergibt sich  $Q = 0,73$ , für die Fälle, in denen sich die beiden Windrichtungen um mehr als 90° unterscheiden, ist der Gewitterquotient  $Q = 0,57$ . Auch die reine Gewitterzahl ist im ersten Falle bedeutend höher als im zweiten. Hieraus würde folgen, daß bei einheitlicher Windrichtung in 1000 und 5000 m Höhe Gewitter häufiger sind als bei vertikaler Änderung der Windrichtung.

### 2. Windstärke.

Es bestehen zwei Möglichkeiten, die Änderung der Labilitätsverhältnisse von einem Tag zum anderen zu erklären, ohne einen Luftmassenwechsel anzunehmen: erstens die Möglichkeit durch Advektion, zweitens durch Konvektion. Auch in der homogensten Luftmasse bestehen noch immer kleine horizontale Temperaturunterschiede; eine kleine advektive Temperaturänderung in der Höhe kann also schon die Gewitterbereitschaft der Atmosphäre wesentlich ändern. Die Möglichkeit, labilitätsändernde Wirkungen der Konvektion anzunehmen, ist gegeben durch die Vertikalbewegungen der Luft, die ja den vertikalen Temperaturgradienten beeinflussen. Will man an Hand des vorliegenden Materials eine Entscheidung treffen, so ist ein einfacher Weg in Folgedem gegeben: Sind die Labilitätsänderungen vorwiegend advektiver Art, so müßte sich zwischen der interdiurnen Labilitätsänderung und der Windgeschwindigkeit in der Höhe eine verhältnismäßig hohe Korrelation ergeben. Ist die Korrelation aber gering, so haben die labilitätsändernden Vorgänge überwiegend andere Ursachen, als die in erster Linie die Konvektion in Frage kommt. Es wurden daher als Näherung sämtliche Änderungen von  $\Delta$  von einem Vormittag zum anderen mit dem Betrag des mittleren Windvektors aus den beiden entsprechenden Vormittagen korreliert.

Als Korrelationsfaktor wurde hierbei erhalten

$$r = 0,32 \pm 0,04$$

Daraus folgt also: die labilitätsändernden Vorgänge innerhalb einheitlicher Luftmassen haben ihre Ursache nur zum geringen Teil in der Advektion, vielmehr bestimmen die Vertikalbewegungen innerhalb der Luftmassen in erster Linie die Labilitätsänderungen.

## VII. Interdiurne Änderungen von Temperatur und Feuchte.

Zunächst seien die Temperaturänderungen vom Vortag zum Gewittertag und vom Gewittertag zum Nachtag ermittelt. Die Durchsicht des Materials ließ eine Einteilung der Temperaturänderungen nach Stufen von 1½ Grad zu diesem Zwecke als geeignet erscheinen. Es sind in der folgenden Zusammenstellung die Temperaturänderungen zwischen 3000 und 5000 (oben) und zwischen 1000 und 3000 m (unten) angegeben. Das Zeichen ±

bedeutet dabei: oben Temperaturzunahme um mindestens 1,5 Grad, unten Abnahme um mindestens 1,5°. — bedeutet: oben Abnahme um mindestens 1,5 Grad, unten Temperaturänderung weniger als 1,5 Grad. Da in einem beträchtlichen Bruchteil aller Fälle eine Gewitterlage beendet oder eingeleitet wird durch einen Luftmassenwechsel, sind diese Fälle ebenfalls dargestellt. Frontgewitter sind aber in keinem Falle gewendet, alle Gewitter sind zeitlich mindestens 6 Stunden von einem Frontdurchgang entfernt. Da die Temperaturänderungen bei Frontdurchgängen größer sind, sind in den Spalten 3 und 5 der Tabelle 10 als Temperaturstufen 3 Grad (anstatt 1,5 in den anderen Spalten) angegeben. Der Vollständigkeit halber sind in der letzten Spalte dann noch die Temperaturänderungen von einem Gewittertag zu einem folgenden Gewittertag verzeichnet.

Tabelle 10.

24stündige Temperaturänderungen oben und unten (Zahl der Fälle)

Art der Änderung	Vortag zum Gewittertag		Gewittertag zum Nachtag		2 Gewittertage
	2	3	4	5	
		Front		Front	
+	3	1	3	—	4
+	—	—	21	1	2
+	1		4	1	1
+	13	3	5		2
=	4	1	7	1	12
=	—	—	15	6	2
—	5	1	—	—	—
—	32	3	2	—	2
—	4	5	2	2	1
Vertikal-summe	62	14	59	11	26

Die Tabelle sagt folgendes aus: **42% aller Gewitter ging eine Abkühlung in der Höhe voraus (vgl. 12), 17% eine Erwärmung der Schichten zwischen 1000 und 3000 m, 7% ging beides voraus, 18% entstanden durch Advektion einer labilen Luftmasse; 29% aller Gewitterlagen wurden beendet durch Temperaturzunahme oben, 21% durch Abkühlung der Schichten zwischen 1000 und 3000 m, 6% durch beides. 15% der Gewitterlagen wurden beendet durch Luftmassenwechsel.**

Die soeben nicht genannten Fälle (16%) der Temperaturänderung zum Gewittertag, die nicht ohne weiteres einzusehen sind, wurden einer genaueren Analyse unterzogen. Diese ergab bei den Spalten 2 und 3, daß wir es in diesen Fällen mit Gewittern zu tun haben, bei denen eine starke Einstrahlung die Labilität vom Vormittag zum Nachmittag des Gewittertages wesentlich erhöhte. In diesen 16% aller untersuchter Gewitter muß also die Erwärmung vom Erdboden als gewitterauslösende Ursache angesehen werden. In den auf den ersten Blick unverstänlich erscheinenden Fällen der Gewitterbeendigung zeigte sich entsprechend das Umgekehrte: Am Nachtag zog hohe Bewölkung auf, oder in einem Fall flossen in den unteren Schichten mittags

kühlere Luftmassen ein, so daß trotz geringer Vergrößerung von A zum Vormittag des Gewittertages keine Gewitterbildung einsetzte.

Zählt man von den herangezogenen Aufstiegstationen sämtliche Gewitter der Monate Mai bis August zusammen, die ursprünglich aufnotiert waren, so ergibt sich, daß nur 11% davon Gewitter im frontfreien Raum sind. Im langjährigen Mittel machen für die herangezogenen Stationen die Gewittertage von Mai bis August 83% der Gewittertage im Jahr aus. Wir können also mit hinreichender Näherung aussprechen: **Von den in Deutschland auftretenden Gewittern entstehen nur 9% im frontfreien Raum.** Von diesen 9% wiederum bilden sich 84% durch konvektive oder advective Vorgänge in der Höhe, und höchstens 16% davon entsprechen der ursprünglichen Vorstellung über Wärmegewitter im Sinne von Mohn und Hann mit Labilisierung durch die erhitzte Erdoberfläche. **Von sämtlichen Gewittern in Deutschland sind also höchstens 1,5% als wirkliche Wärmegewitter anzusprechen.**

Es soll im Folgenden noch eine Zusammenstellung gegeben werden, die die Temperaturänderungen zusammen mit den Änderungen der relativen Feuchte oberhalb 3000 m erkennen läßt. Dabei wurde das Verhalten von Temperatur und Feuchte lediglich gekennzeichnet durch Zu- und Abnahme der beiden Elemente.

Tabelle 11.

24stündige Änderungen von Temperatur und Feuchte oberhalb 3000 m (Zahl der Fälle)

	Vortag zum Gewittertag		Nachtag zum Gewittertag		2 Gewittertage
	2	3	4	5	
		Front		Front	
Temperatur —	26	8	4	2	3
Feuchte +	—	—	—	—	—
Temperatur —	23	4	9	2	8
Feuchte +	—	—	—	—	—
Temperatur —	10	1	20	4	9
Feuchte +	—	—	—	—	—
Temperatur —	3	1	26	3	6
Feuchte +	—	—	—	—	—
Vertikal-summe	63	14	59	11	26

Es zeigt sich also, daß die Temperaturänderungen in der Höhe sich als wesentlich erweisen als die Feuchteänderungen.

Für das Zustandekommen isolierter Gewitter spielen die Temperatur- und Feuchteverhältnisse in der Höhe und deren Änderung die wesentlichste Rolle, so wie es bei den frontgebundenen Gewittern der Fall ist. Die bisherige Unterscheidung, wonach Frontgewitter durch Kaltluftadvektion in der Höhe entstehen, während isolierte Gewitter sich bilden durch Erhitzung vom Boden aus, kann in dieser einfachen Form nicht mehr aufrechterhalten werden. Gewitter, einerlei ob Frontgewitter oder isolierte Gewitter, entstehen immer dann, wenn die Gewitterbereitschaft (s. unten) einen gewissen Wert erreicht, und die Bedingungen hierzu können sowohl im Bereich einer Front als auch abseits aller Fronten in einer horizontalhomogenen Luftmasse auftreten. **Es besteht also im physikalischen Sinne kein Unterschied zwischen Front- und nicht-frontgebundenen Gewittern.**

Das Beispiel des Kaltfrontgewitters vom 27. 5. 1938 in Frankfurt am Main ist in dieser Hinsicht sehr lehrreich. Die vorgelagerte Warmluft war oberhalb H<sub>c</sub> labil geschichtet, die Verdunstungslabilität betrug —20.

Das Tagesmaximum der Bodentemperatur reichte aber nicht aus, die Luft bis zum Kondensationsniveau zu heben. Diese Hebung wurde nunmehr von der unten vordringenden Kaltluft besorgt (daß die Kaltluft nur unten vordrang, ergibt sich daraus, daß oberhalb 3000 m sogar leichte Erwärmung auftrat). Hätte die Tagesmaximaltemperatur am Boden noch um weniges höher gelegen, wäre es zur Entstehung eines Wärmegewitters gekommen. Das Anheben der Warmluft bis H<sub>c</sub> wäre im Falle eines Wärmegewitters also erfolgt durch Aufsteigen der erhitzten Bodenluft; hier besorgte es die Kaltluft.

In diesem Zusammenhang seien die Untersuchungen des Verfassers über die Energiequellen der Gewitterböen angeführt (13, 14, s. auch vorliegendes Heft). Diese ergaben, daß markante Spitzenböen unter Wärmegewittern auf dieselben Ursachen zurückzuführen sind wie die unter Frontgewittern, nämlich auf das Abstürzen eines Kaltluftkörpers, der sich etwas unterhalb der Nullgradhöhe durch Schmelzen festen Niederschlags innerhalb des Cumulonimbus-Gewölks gebildet hat. Auch Schneider-Carius (15) kommt zu dem Ergebnis, daß zwischen Wärmegewittern und Frontgewittern kein aerologisch nachweisbarer Unterschied besteht.

Eine Bestimmung der interdiurnen Veränderlichkeit von Temperatur und relativer Feuchte in der Höhe bei Gewitterlagen hat bereits W. Pepler (16) für das Bodenseegebiet durchgeführt. Leider ist diese Statistik für unsere Untersuchung nicht verwertbar, weil sie sämtliche Gewittertypen, also auch die Frontgewitter, einbezieht. In einer Sonderauszählung jedoch, die sich auf Gewitter nach antizyklonaler, heiterer Witterung bezieht, die also isolierte Gewitter besonders stark berücksichtigt, überwiegt vom Vormittag des Vortages zum Vormittag des Gewittertages bei weitem die Abkühlung und die Feuchtezunahme oberhalb 3000 m in Übereinstimmung mit den hier gefundenen Ergebnissen.

Auch v. Ficker findet bei seiner bekannten Untersuchung des Berliner Gewitterregens vom 14./15. Juli 1932, daß dem isolierten Gewitter Abkühlung in der Höhe vorausgegangen ist, die er als advektiv annimmt. Er schreibt in seiner dritten Mitteilung (17), S. 23: „Eine bei warmer Sommerwitterung in der oberen Troposphäre von West nach Ost fortschreitende Abkühlung findet im mittleren Norddeutschland noch ein Gebiet mit sehr hohen Temperaturen in der unteren Tropo-

sphäre vor . . . Über der warmen Zone entwickeln sich exzessiv feuchtlabile Zustände.“

**VIII. Temperatur- und Feuchteänderungen als Funktionen von Krümmungssinn und Vergenz.**

Nachdem wir im Vorstehenden erkannt haben, daß die Temperatur- und Feuchteänderungen, die zu Beginn und Beendigung von Gewittern führen, in der Hauptsache konvektiver Art sind, also in den Vorgängen innerhalb der vertikalen Luftsäule zu suchen sind, sollen nunmehr die Wirkungen dieser Vorgänge, als die in der Hauptsache nur Krümmungssinn und Vergenz in Frage kommen, auf Temperatur und Feuchtigkeit näher untersucht werden. Zu diesem Zwecke wurden sämtliche 24 Stunden auseinanderliegende Aufstiegspaare oder sogar -tripel herausgesucht, für die einerseits der Krümmungssinn der Isobaren, andererseits die Vergenz gleich waren. Die entsprechenden mittleren Temperaturänderungen sind für die Zeitdauer von 24 bis 48 Stunden recht sicher, jedoch für die Dauer von 3 Tagen sind sie wegen der Knappheit des Materials ziemlich unsicher; sie sind daher in Klammern gesetzt.

Tabelle 12.

Temperaturänderungen  $\Delta T$  zwischen 3000 und 5000 m als Funktion des Krümmungssinnes.

Krümmungssinn		$\Delta T$ nach 1 Tag	$\Delta T$ nach 2 Tagen	$\Delta T$ nach 3 Tagen
unten	oben			
a	a	+0,8	+1,6	(+2,2)
	A	+1,0	+1,9	(+3,1)
a	a	+1,2	—	—
	A	+1,4	+2,5	(+3,9)
z	z	+1,7	—	—
	Z	—	—	—
z	z	-1,0	-1,8	(-2,6)
	Z	-0,9	-1,9	(-3,2)
z	z	-1,4	—	—
	Z	-1,6	-2,9	(-4,1)
Z	z	-1,2	—	—
	Z	—	—	—

Daß die Temperaturänderungen etwas kleiner sind als diejenigen, die man gemeinhin als Folge luftmasseneigener Vorgänge kennt, dürfte wohl an der speziellen Auswahl des Materials liegen. Stellt man die entsprechenden Temperaturänderungen für die Vergenz zusammen, wobei wir uns auf einen Tag beschränken, so ergibt sich folgende Tabelle:

Tabelle 13.

V	d	d	D	d	k	k	K	k
oben				d				k
unten	d	d	D	d	k	k	K	k
$\Delta T$	+0,6	+1,0	+1,5	+1,5	-0,7	-0,8	-1,3	-1,4

Auch diese Änderungen halten sich in der Größenordnung der durch den Krümmungssinn bedingten Temperaturänderungen.

Fast noch klarer treten die Feuchteänderungen im Gefolge der verschiedenen Krümmungssinne und Vergenzen zutage. Wenn sich bisweilen noch keine Temperaturänderung zeigt, so ist eine Änderung in der Feuchte schon klar erkennbar (vgl. 18). Bei der relativen Feuchte kommt noch hinzu, daß sich nicht nur ihre Änderungen, sondern auch ihr Absolutwert — nach 1 bis 2 Tagen mit gleichbleibenden Strömungsverhältnissen — sinnvoll darstellen läßt.

Die auf wenigen Einzelwerten beruhenden Mittel sind wieder in Klammern gesetzt. Die entsprechende Zusammenstellung für die Vergenz (Feuchteänderung in 24 Stunden) ist Tabelle 15.

Tabelle 14.

Feuchteänderung  $\Delta U$  in % zwischen 3000 und 5000 m als Funktion des Krümmungssinnes.

Krümmungssinn		$\Delta U$ nach 1 Tag	$\Delta U$ nach 2 Tagen	$\Delta U$ nach 3 Tagen
unten	oben			
a	a	-6	-10	(-13)
	A	-10	-17	(-23)
a	a	-10	—	—
	A	-13	(-20)	—
z	z	-15	—	—
	Z	—	—	—
z	z	+4	+8	(+10)
	Z	+10	+16	(+28)
z	z	+10	—	—
	Z	+18	(+30)	—
Z	z	+19	—	—
	Z	—	—	—

Tabelle 15.

V oben unten	d	d	d d	D	k	k	K	k k
Δ U	-8	-9	-16	-17	+4	+8	+12	+13

Nun sei noch eine zusammenfassende Darstellung gegeben, in der auch die Verbindungen von Krümmungssinn und Vergenz auftreten (Tab. 16).

Tabelle 16.

Feuchte und Feuchteänderung nach 1 Tag in % als Funktion von Krümmungssinn und Vergenz.

unten	oben	U	ΔU	unten	oben	U	ΔU
k		67	+ 8	z		68	+10
	k	63	+ 4		z	64	+ 4
	d	56	- 9		a	58	- 6
d		55	- 8	a		55	-10
k	k	71	+13	z	z	72	+16
k	d	63	+ 1	z	a	64	+ 4
d	k	57	- 4	a	z	58	- 6
d	d	52	-16	a	a	52	-15
kz		71	+18	kz		66	+ 9
ka		62	- 1	ka		61	- 1
dz		64	+ 1	dz		59	- 4
da		48	-19	da		52	-13

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich:

Die Gesamtwirkung eines bestimmten Krümmungssinnes mit einer bestimmten Vergenz auf die Feuchteänderung ist gleich der Summe der Einzelwirkungen. Entsprechend ist die Gesamtwirkung zweier gleicher oder verschiedener Krümmungssinne oder Vergenzen in 1000 m und 5000 m gleich der Summe der beiden Einzelwirkungen unten und oben.

Als wichtigstes Resultat folgt aus den Tabellen 12—16 aber ein für die gesamten Fragen der Gewitterentstehung und -beendigung äußerst bedeutsame Ergebnis. Durchmustert man das gesamte Material hinsichtlich der Größe der Temperatur- und Feuchteänderungen von Vor- und zum Gewittertag sowie vom Gewittertag zum Nachttag, so besagen die Tabellen:

**Die durch luftmasseneigene Vorgänge (Vertikalbewegungen infolge Krümmungssinn und Vergenz) verursachten Temperatur- und Feuchteänderungen reichen in weitaus den meisten Fällen aus, um Gewitterentstehung und -beendigung zu erklären. Nur in wenigen Fällen muß man advektive Vorgänge heranziehen. Unsere Tabellen erhärten also das schon unter VI,2 gefundene Ergebnis.**

Bei Aufstellung der Tabelle 16 fiel es auf, daß die meisten Fälle typischer Absinkerscheinungen nicht etwa bei „da oben und unten“, sondern bei „kz oben und da unten“ auftraten. Daraufhin wurden sämtliche Aufstiege, die ausgeprägte Absinkerscheinungen aufwiesen (plötzlicher Feuchterückgang nach oben um mindestens 30%) gesondert zusammengestellt. Der Einfachheit halber wollen wir die Fälle, in denen zyklonale Strömung oder Konvergenz überwiegen (z. B. K, Z, Ka, dZ) mit z, die, in denen sich die Wirkung von Krümmungssinn und Vergenz ausgleicht (dz, ka) oder bei verschwindender Vergenz geradlinige Isobaren auftreten, mit =, die übrigen mit a bezeichnen. Wir erhalten alsdann folgende Zusammenstellung:

Tabelle 17.

Zahl der Fälle von Absinken

oben	z	z	z	=	=	=	a	a	a
unten	z	=	a	z	=	a	z	=	a
Absinken (plötzlicher Feuchterückgang $\geq 30\%$ )	2	—	13	1	1	8	—	1	5

Man sieht also, daß in 84% aller Fälle die Absinkvorgänge (Feuchterückgang an der Inversion mindestens 30%) mit divergent-antizyklonaler Strömung am Boden verbunden sind, daß aber 47% aller stärkerer Absinkfälle in der Höhe bei konvergent-zyklonaler Strömung auftreten (vgl. III: Gewitterwahrscheinlichkeit und absolute Topographie!). Es zeigt sich hierin das Einströmen der Luft im 5000-m-Niveau zum Zentrum des Absinkvorganges, m. a. W.: Während in Bodennähe konvergent-zyklonale Strömung stets mit Hebung der Luftmasse verbunden ist, besteht bei derselben Strömungsart in 5000 m Höhe in einem großen Teil der Fälle (bei dem vorliegenden Material etwa 1/2) absteigende Luftbewegung. (Dieser Teil nimmt mit der Höhe zu, nach unten ab.)

### IX. Die Gewitterbereitschaft.

Wir haben bis jetzt gesehen, daß die Frage der Gewitterentstehung in erster Linie von der Verdunstungs-Labilität  $\Lambda$ , dann aber auch noch wesentlich von Krümmungssinn und Vergenz entschieden wird. Es ist aber nicht so — wie in der Literatur bisweilen behauptet wird — daß die Labilität (gemeint ist hier LL) nur eine notwendige, nicht hinreichende Bedingung zur

Gewitterentstehung ist und daß zu diesem vermuteten Mindestwert der Labilität, über den man naturgemäß keine Angaben machen kann, eine Konvergenz der Bodenströmung oder eine vertikale Windschichtung hinzukommen muß. Diese Ansicht beruht auf der wohlbegründeten Beobachtung, daß oft bei hohen negativen LL die Gewitterbildung ausbleibt, andererseits bei geringerem negativem LL Gewitter entstehen, wenn eine Bodenkonvergenz vorliegt. Die Auswertung unseres Materials hat hingegen gezeigt, daß erstens die die Feuchte berücksichtigende Verdunstungs-Labilität und nicht der nur auf der thermischen Vertikalschichtung beruhende Begriff LL für die Gewitterbildung maßgebend ist, daß aber zweitens der zur Gewitterentstehung nötige Mindestwert von  $\Lambda$  abhängig ist von Isobarenkrümmung und Vergenz; es kann also sehr wohl ohne eine Konvergenz der Strömung zu Gewittern kommen, wenn nur  $\Lambda$  genügend große negative Werte hat. Labilität und Konvergenz sind also nicht zwei nebeneinander notwendige (und dann auch hinreichende) Bedingungen für die Gewitterbildung, sondern jeder der beiden Faktoren kann allein gewitterauslösend wirken, wenn er nur genügend groß ist; dann kann der andere Faktor klein oder sogar gewitterhemmend sein.

Wir wollen dieses Ergebnis, das aus dem Vorhergehenden folgt, durch eine Darstellung etwas deutlicher machen. Entsprechend dem unter IV Dargestellten, wo ein Zusammenhang zwischen LL und Ü hergeleitet wurde, der dann durch Synthese der beiden Begriffe zur Verdunstungs-Labilität führte, soll nunmehr als Abszisse  $\Lambda$ , als Ordinate ein Maß für die Strömungsverhältnisse aufgetragen werden. Die entsprechende Synthese dieser beiden Begriffe zu einer neuen zahlenmäßig darstellbaren Größe wird uns dann zu einem neuen Begriff führen, der summarisch alle Einzelwirkungen zusammenfaßt und den wir dann „Gewitterbereitschaft  $\Gamma$ “ nennen wollen.

Es muß zu diesem Zwecke nur noch nach einem Zahlenmaß für die Strömungsverhältnisse gesucht werden. Ein verhältnismäßig rohes Maß führt hier schon zum Ziel, was wiederum einen Beweis für die Realität des Zusammenhanges darstellt. Wir belegen alle gewitterfördernden Faktoren der Isobarenkrümmung und der Vergenz mit negativen, alle gewitterhemmenden mit positiven Zahlen  $\varrho$  nach folgendem Schema:

Z	K	z	k	=	0	a	d	A	D
-2	-2	-1	-1	0	0	+1	+1	+2	+2

(Genauer genommen müßten wir die Zahlen streng nach dem Verhältnis der Wirkungen der einzelnen Faktoren am Boden und in der Höhe auf Temperatur und Feuchtigkeit festlegen. Doch möge hier wieder der Hinblick auf die Praxis, wo es auf Einfachheit ankommt, maßgebend sein). Nun bilden wir einfach aus den Strömungsverhältnissen unten und oben die arithmetische Summe der entsprechenden Zahlen. Es entspricht also beispielsweise

$$\frac{ka}{dz} \text{ (ka oben, dz unten): } \varrho = 0, \quad \frac{Kz}{0a} : \varrho = 1, \quad \frac{kz}{dz} : \varrho = -3 \text{ usw.}$$

Der einzige Fall, in dem die Definitionstabelle für  $\varrho$  nicht sinnentsprechende Werte liefert, ist der des Absinkens. Es ergäbe sich für  $\frac{kz}{da}$  der Wert  $\varrho = 0$ ; dieser Wert drückt die gewitterhemmende Wirkung des Absinkens nicht mit genügender Stärke aus.

Eine gesonderte Untersuchung der Absinkfälle ergab, daß man den Verhältnissen am besten Rechnung tragen kann, wenn man den Absinkfall  $\frac{kz}{da}$  mit  $\varrho = +2$ ,  $\frac{kz}{dA}$  mit  $\varrho = +3$  ansetzt. Diese Festsetzung gilt auch für die entsprechenden Fälle, in denen oben K oder Z statt k bzw. z steht. Die Bestimmungstabelle für  $\varrho$  ist also zu ergänzen durch die Tabelle

$\frac{kz}{da}$	$\frac{Kz}{da}$	$\frac{kZ}{da}$	$\frac{kz}{dA}$	$\frac{Kz}{dA}$	$\frac{kZ}{dA}$
$\varrho: +2$	$+2$	$+2$	$+3$	$+3$	$+3$

(nur bei Absinken)

In den entsprechenden Fällen ohne Absinken — worüber der Frühaufstieg ja ohne weiteres Auskunft gibt — sind die aus der Haupttabelle für  $\varrho$  zu entnehmenden Werte zu verwenden. Die Festsetzung von  $\varrho$  wurde also nicht in schematischer Weise vorgenommen, denn sie soll ja die wirklich in der Atmosphäre vorhandenen Zustände und Vorgänge hinsichtlich der Gewitterbildung in einen Zahlenwert fassen.

Die so gewonnenen Zahlen tragen wir als rohes Maß der Strömungsverhältnisse als Ordinate auf. Nicht herangezogen wurden lediglich die Fälle, in denen die Advektion als die entscheidende Ursache für Gewitterentstehung und -beendigung verantwortlich war. So ergibt sich die Abb. 17, wobei Kreuze wieder „Gewitter“, Kreise „keine Gewitter“ bedeuten.

Die schräge Gerade stellt mit verhältnismäßig großer Genauigkeit die Trennungslinie zwischen den Bereichen mit und ohne Gewitter dar. Selbstverständlich

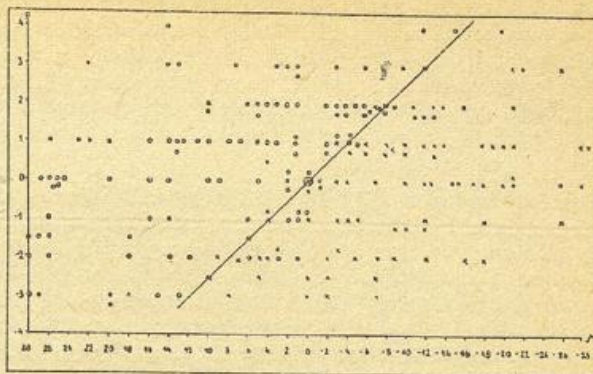


Abb. 17 Verdunstungslabilität und Strömungsverhältnisse.

liegen links oben von der Geraden noch einige Kreuze und rechts unten noch einzelne Kreise. Diese kleinen Schönheitsfehler der Darstellung beruhen erstens auf gemachten Vernachlässigungen, zweitens auf etwaigen weiteren gewitterbeeinflussenden Faktoren. Als solche Vernachlässigung kommt die rohe Bestimmung von  $\varrho$  in Frage. Die zweite Vernachlässigung besteht darin, daß wir es ausschließlich mit Frühaufstiegen zu tun haben und bis zum Nachmittag bisweilen Änderungen advektiver Art auftreten können, die ja hier nicht berücksichtigt sind. Weitere gewitterbeeinflussende Faktoren sind die Strahlungsabsorption und -emission in der freien Atmosphäre, deren Wirkung zahlenmäßig zu untersuchen mit großen Schwierigkeiten verbunden sein dürfte, sowie das Erreichen bzw. Nichterreichen der Auslösetemperatur, auf das unter XI noch eingegangen wird. Schließlich findet Flohn (19) eine Abhängigkeit der Gewitterhäufigkeit von dem Eindringen solarer Korpuskeln in die Erdatmosphäre, wobei er an eine „Infektion“ der Cumulonimben als Ursache denkt. In den Jahren mäßiger und geringer Sonnentätigkeit steigt bei den Meridianpassagen größerer Eruptionsherde — wobei die Wahrscheinlichkeit solarer Korpuskularausbrüche am höchsten ist — die Gewitterhäufigkeit der untersuchten Gebiete um 30% an und bleibt auch noch weitere drei Tage übernormal.

Da trotz der Vielfalt der Gründe für die kleinen Abweichungen in Abb. 4 diese Darstellung dennoch eine große Klarheit aufweist, ergibt sich um so deutlicher, daß **Entstehen und Beendigung von Gewittern fast ausschließlich von den Strömungsverhältnissen und der Verdunstungslabilität bestimmt werden.**

So wie wir unter IV eine zahlenmäßige Darstellung von  $\Lambda$  als Funktion von LL und Ü erhielten, können wir jetzt viel einfacher als dort eine Darstellung für die Gewitterbereitschaft  $\Gamma$  bekommen. Fassen wir die schräge Gerade auf als geometrischen Ausdruck der Gewitterbereitschaft Null, so ergibt sich aus der Abbildung die einfache Beziehung

$$\Gamma = -\Lambda - 4\varrho$$

(Das negative Vorzeichen sei genommen, um dem Sinn des Wortes „Gewitterbereitschaft“ gerecht zu werden.)

Die so definierte eine Größe  $\Gamma$ , aus den Frühaufstiegen berechnet, gibt also den wichtigsten Anhaltspunkt für die Entstehung oder Nichtentstehen isolierter Gewitter am Nachmittag auf Grund konvektiver Vorgänge, wobei hohe positive Werte von  $\Gamma$  große Gewitterbereitschaft bedeuten — und umgekehrt.

#### X. Gewitterbereitschaft und Auslösetemperatur.

Bisher wurde der Frage der Auslösetemperatur noch gar keine Aufmerksamkeit geschenkt. Auf die Temperatur- und Feuchteverhältnisse am Boden wurde nur

dadurch eingegangen, daß als wesentliches Produkt dieser Bodenverhältnisse die Höhe des Kondensationsniveaus herangezogen wurde. Wenn sich trotzdem schon so eindeutige Ergebnisse zeigten, so wird also die Frage, ob die Auslösetemperatur am Erdboden erreicht wird oder nicht, nicht diese Bedeutung haben, die man ihr gemeinhin zumißt.

Als Abszisse der Abbildung 18 ist  $I'$  aufgetragen, als Ordinate die Bodentemperatur zu Gewitterbeginn als Abweichung von der Auslösetemperatur. Die Bodentemperatur unmittelbar vor jedem Gewitter wurde bestimmt aus den synoptischen Temperaturangaben, dem Tagesmaximum und den etwa vorliegenden Bodentemperaturangaben der Nachmittagsaufstiege, alles natürlich unter Berücksichtigung der Uhrzeit des Gewitters. Die eingezeichnete horizontale Gerade stellt die Auslösetemperatur dar, bestimmt durch trockenadiabatisches Heruntergehen im Stüvepapier von  $H_c$  zum Boden. Oberhalb dieser Geraden liegen die Fälle, in denen die Auslösetemperatur nicht erreicht, unterhalb derselben, in denen sie überschritten wurde.

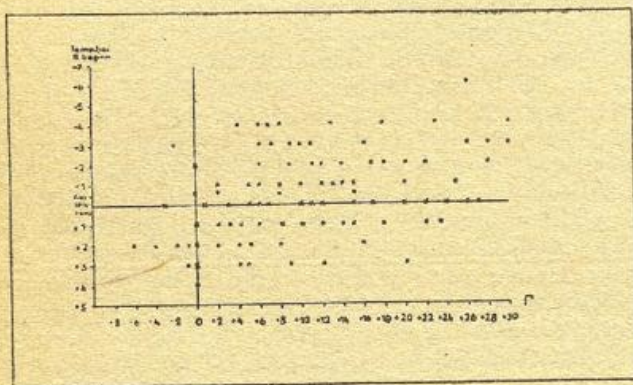


Abb. 18 Gewitterbereitschaft und Auslösetemperatur.

Die Punktwolke der Abb. 5 zeigt in der Tat nur einen geringen Einfluß der Bodentemperaturverhältnisse auf die Gewitterbildung. Zwar wird im Mittel bei hoher Gewitterbereitschaft die Gewitterbildung schon einsetzen, ehe die Auslösetemperatur erreicht ist und bei negativem  $I'$  im Mittel die Auslösetemperatur überschritten werden müssen, damit es zur Gewitterbildung kommt, aber die Streuung der Punktwolke ist doch ziemlich groß. Es zeigt sich jedenfalls die geringe Rolle, die die Auslösetemperatur spielt. Dies hat zweifellos z. T. seine Ursache darin, daß die Auslösetemperatur, bestimmt auf Grund eines Aufstieges unmittelbar vor Gewitterbeginn, von der nach dem Morgenaufstieg bestimmten mehr oder weniger abweichen kann. Andererseits muß aus Abb. 5 aber noch geschlossen werden, daß zur Gewitterbildung nicht unbedingt ein Aufsteigen der Luft vom Boden aus erforderlich ist, sondern daß das Ausgangsniveau der im Cumulonimbus aufsteigenden Luft zum großen Teil in Schichten liegt, die eine gewisse Höhe, womöglich bis 1500 m, über dem Erdboden haben. Dafür spricht auch die Beobachtungstatsache, daß der Gewitterprozeß, wenn er einmal eingeleitet ist, über Gebiete hinwegziehen kann, die in den unteren Schichten durchaus stabil geschichtet sind. Die Heranziehung der Auslösetemperatur in diesem Falle ist vollkommen sinnlos. Auch die Tatsache, daß isolierte Gewitter stets mit der Höhenströmung ziehen, ist ein Beweis dafür, daß den Vorgängen in der Höhe eine größere Bedeutung zukommt, als jenen in Bodennähe. Dies war ja eines der Hauptergebnisse unserer Untersuchung. Auch die Erscheinung der Nachtgewitter zeigt deutlich, daß sich isolierte Gewitter bilden können, ohne daß die Auslösetemperatur am Boden erreicht ist; es handelt sich hierbei vielfach um den Einschub wärmerer Luftmassen in den unteren Schichten.

v. Ficker (20) zeigt in seiner zweiten Mitteilung über Entstehung lokaler Wärmegewitter, daß in 500 m Höhe die Temperatur am Abend zur Zeit des Gewitters ihren höchsten Wert angenommen hat, also zu einer Tageszeit, zu der am Boden bereits starke Abkühlung im Gange ist. Die Schichten unterhalb 500 m nehmen also an dem Gewittervorgang überhaupt nicht teil.

Das Erreichen der Auslösetemperatur hat lediglich einen Vorgang zur Folge, der mit der Gewitterentstehung nicht in unmittelbarem Zusammenhang steht, nämlich das Anheben der bodennahen Luft bis zu der Höhe, von der ab das weitere Aufsteigen beschleunigt erfolgt. Wenn aber in der untersten Schicht, bis zu der die Verdunstungsstabilität herabreicht, bereits Wolken vorhanden sind — und dieser Fall ist sehr häufig —, so ist darunter ein trockenadiabatischer Gradient nicht nötig.

Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß Schwerdtfeger (21) in einer Untersuchung über Regenschauerbildung über dem Meere zu entsprechenden Schläüssen kommt. Er schreibt: „Es zeigt sich, daß ein erheblicher Teil der Schauer nicht oder nicht allein durch Auslösung von der wärmeren Unterlage her bedingt sein kann . . . . . Eine nicht unbedeutende Anzahl von Schauern muß wohl durch Labilisierung von oben her entstehen“.

### XI. Die praktische Gewitterprognose.

Es soll nun noch angegeben werden, wie die gewonnenen Ergebnisse sich im praktischen Vorhersagedienst verwerten lassen.

Es sei ein sommerlicher Strahlungstag angenommen, und es tauche die Frage nach der Wahrscheinlichkeit für Gewitterentstehung am Nachmittag auf.

Der Frühaufstieg liege vor und zeige oberhalb  $H_c$  Feuchtlabilität. Wir haben gesehen, daß die Bestimmung der „Gewitterbereitschaft“ unerläßliche Vorbedingung zur Aufstellung einer Gewitterprognose ist. In den Fällen, in denen trotz eines aus dem Vormittagsaufstieg errechneten großen positiven Wertes von  $I'$  am Nachmittag keine Gewitter auftreten, geben fast stets advektive Vorgänge den Ausschlag. Die Berücksichtigung advektiv bedingter Änderungen darf daher bei keiner Gewitterprognose, die alle Faktoren verantwortungsbewußt untersucht, unterbleiben. Hat man die Gewitterbereitschaft aus dem Vormittagsaufstieg bestimmt, dann wird es immer schwer sein, die advektiv zu erwartenden Änderungen korrigierend zu erfassen. Es empfiehlt sich daher, schon vor Bestimmung der Gewitterbereitschaft die Advektion in ihren Auswirkungen zu berücksichtigen. Daher ist folgender Arbeitsgang ratsam:

Man zeichnet aus dem nächstgelegenen Vormittagstemp und aller bis zum Nachmittag zu erwartenden Änderungen eine Aufstiegskurve für Temperatur und Feuchte, wie man sie für den Nachmittag des betreffenden Tages anzunehmen hat. Zu diesem Zwecke nimmt man für die oberen Schichten denjenigen benachbarten Aufstieg zu Hilfe, der in Richtung der 5000-m-Strömung vor dem eigenen Gebiet liegt, für die unteren Schichten denjenigen, der in Richtung der unteren Strömung vor dem eigenen Raum liegt. Da es sich hierbei um isobare Änderungen handelt, genügt der Vergleich des gebietseigenen Aufstieges mit den beiden anderen am Durchleuchtungstisch. Unter Beachtung der oberen und unteren Windgeschwindigkeit und der zu erwartenden Nachmittags-Bodentemperatur wird sich so mit ziemlicher Annäherung der Nachmittagsaufstieg konstruieren lassen.

An Hand dieses konstruierten Aufstieges bestimmen wir nun die Gewitterbereitschaft. Dazu ist zunächst die Ermittlung der Verdunstungsstabilität nötig. Hierzu eig-

net sich folgendes einfache Verfahren mit ausreichender Genauigkeit. Man schätzt die mittlere relative Feuchtigkeit  $\bar{U}$  oberhalb  $H_c$  ab; dies läßt sich durch Augenmaß fast mit der Genauigkeit von 10% machen, die hierzu nötig ist. Dann zeichnet man durch den Kondensationspunkt eine Linie  $J$ , deren Lage und Krümmung sich zwischen der durch den Kondensationspunkt gehenden Trocken- und Feuchtadiabaten befindet und welche die von diesen beiden Adiabaten und der 600-mb-Linie gebildete Fläche in einem dem Werte  $\bar{U}$  entsprechenden Verhältnis teilt. Es genügt dabei, sich zu merken, daß das Verhältnis, in dem diese Fläche geteilt wird, für  $\bar{U} = 100\%$  Null ist, für  $\bar{U} = 70\%$  1:4 und für  $\bar{U} = 40\%$  1:1. Die Linie  $J$  gibt die der herrschenden mittleren Feuchte  $\bar{U}$  oberhalb  $H_c$  entsprechende Indifferenz der vertikalen Schichtung an. Die Fläche zwischen ihr und der Aufstiegskurve, ausgemessen in der Einheit Grad mal 10 Millibar, stellt den Wert der Verdunstungslabilität dar. Liegt die Aufstiegskurve links von  $L$ , herrscht Labilität, im umgekehrten Falle Stabilität.

Inzwischen wurde vom Verf. ein noch einfacheres, etwas roheres Verfahren zur raschen Bestimmung der Verdunstungslabilität angegeben, das der Tatsache Rechnung trägt, daß die Feuchteangaben neuerdings die Taupunktsdifferenz benutzen (22). Die Kondensationshöhe wird bei 850 mb angenommen; aus einer Tabelle mit den Eingängen „Temperatur in 850 mb“ und „mittlere Taupunktsdifferenz 850—500 mb“ läßt sich sofort die Verdunstungslabilität ablesen.

Zur Bestimmung der „Gewitterbereitschaft“ muß man Krümmungssinn und Vergenz in 1000 und in 5000 m aus den Karten abschätzen. Ist in einer dieser Höhen der Krümmungssinn der Isohypsen größer als 2000 km, so kann die Strömungsart dort unberücksichtigt bleiben, liegt der Krümmungsradius zwischen 2000 und 500 km, so ist die Krümmung als „klein“ ( $a, z$ ), liegt jener unter 500 km, so ist sie als „groß“ ( $A, Z$ ) zu bezeichnen. Die Abschätzung der Größe der Vergenz darf nicht nach dem Augenmaß vorgenommen werden, sondern man muß den halben Unterschied der beiden Geschwindigkeitsquadrate des Windes 250 km vor und hinter der Station bestimmen. Als „große“ Vergenz ( $K, D$ ) bezeichnet man eine solche von über 150 km/std<sup>2</sup> pro 500 km; unberücksichtigt kann die Vergenz bleiben, wenn ihr Betrag unter 500 km/std<sup>2</sup> pro 500 km liegt. Die Bestimmung von  $\rho$  und der Gewitterbereitschaft erfolgt dann auf die angegebene Art.

Der so erhaltene Wert von  $I'$  wird den auf Grund der Auswertung des vorliegenden Materials sich als besten ergebenden Anhaltspunkt für Gewitterentstehung am Nachmittage liefern, negative  $I'$ -Werte lassen keine Gewitter, positive  $I'$ -Werte lassen Gewitter erwarten.

Selbstverständlich dürfen die anderen bewährten Anhaltspunkte des synoptischen Dienstes, die in der genannten Methode keine Berücksichtigung gefunden haben, nicht außer acht bleiben. Lokale Verhältnisse müssen berücksichtigt werden. Das Aufkommen einer Wolkendecke im Laufe des Vormittags läßt fast stets die nachmittägliche Gewitterbildung ausbleiben, wofür sich auch in dem vorliegenden Material Beispiele finden. Es ist selbstverständlich, daß die beschriebene Art der Gewitterprognosenabfassung dem Meteorologen zusätzliche Arbeit macht. Die Zeit für eine Arbeit, die der Vorhersageverbesserung dient, muß dem Meteorologen im Dienst aber stets bleiben. Andererseits erspart diese Methode dem Meteorologen viele zeitraubende

Überlegungen hinsichtlich der Abschätzung der Wirkung von Feuchtigkeit, Krümmungssinn und Vergenz auf die Gewitterbildung, indem sie ihm ein Schema in die Hand gibt, das diese verschiedenartigen Wirkungen in objektiver Art berücksichtigt.

#### Literatur:

1. Chromow, S. P.: Einführung in die synoptische Wetteranalyse, Wien (1940).
2. Koschmieder, H.: Über Böen, Wiss. Abh. R. f. W. 8, Nr. 3 (1940).
3. Scherhag, R.: Wetteranalyse und Wetterprognose, Berlin (1948).
4. Scherhag, R.: Über die atmosphärischen Zustände bei Gewittern. Diss. Berlin 1931.
5. Ficker, H. v.: Untersuchungen der Vorgänge in der freien Atmosphäre an Gewittertagen. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl. Berlin, 29, 478 (1934).
6. Dinkelacker, O.: Die Feuchtadiabate, Meteor. Z. 56, 289 (1939).
7. Schnaidt, F.: Über die adiabatischen Zustandsänderungen feuchter Luft. Gerl. Beitr. z. Geophys. 60, 16 (1943).
8. Bjerknes, J.: Saturated—adiabatic ascent of air through dryadiabatically descending environment, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 64, 325 (1938).
9. Pettersen, S.: Contribution of the theory of convection. Geof. Publ. 12, Nr. 9 (1939).
10. Faust, H.: „Verdunstungslabilität“ — ein neues Maß der atmosphärischen Labilität. Z. f. Meteor. 4, 97 (1950).
11. Byers, H. und Rodebush, H.: Causes of thunderstorms of the Florida Peninsula. Journ. Meteor. 5, 275 (1948).
12. Schneider-Carius, K.: Wolkenbeobachtungen bei Flugzeugaufstiegen. Arb. Preuß. Aeron. Abs. Lindenberg, 15, 214 (1926).
13. Faust, H.: Temperaturfall und Böenstärke bei Wärmegewittern. Meteor. Rundsch. 4, 68 (1951).
14. Faust, H.: Über Gewitterstürme, Forsch. und Fortschr. 25, 153 (1949).
15. Schneider-Carius, K.: Sommergewitter in heißen und trockenen Sommern. Meteor. Rundsch. 2, 143 (1949).
16. Pepler, W.: Über Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre. Beitr. Phys. fr. Atm. 21, 121 (1934).
17. Ficker, H. v.: Die Starkregen in Berlin und Norddeutschland am 14. und 15. Juli 1932, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl. Berlin, 14, 480 (1933).
18. Raethjen, P.: Zur Vertikalzirkulation der Uccle-Front v. 25. Januar 1935. Ann. Hydr. 67, 130 (1939).
19. Flohn, H.: Der Einfluß solarer Korpuskularausbrüche auf die Gewittertätigkeit. (Vortrag). Ref. Meteor. Rundsch. 1, 433 (1948).
20. Ficker, H. v.: Die Vorgänge in der freien Atmosphäre über Lindenberg, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl. Berlin, 16, 197 (1932).
21. Schwerdtfeger, W.: Über die Bildung von Regenschauern üb. See. Meteor. Rundsch. 1, 453 (1948).
22. Faust, H.: Eine einfache Methode zur Bestimmung der Verdunstungslabilität, Z. f. Meteor. 5, 66 (1951).

