

ZUR DIAGNOSE UND PROGNOSE LOKALER SOMMERSCHAUER

AEROLOGISCHE FLUGZEUGAUFSTIEGE IN OSTNORWEGEN

VON *ERNST G. CALWAGEN*

(Eingeliefert am 27 März 1925)

I. EINLEITUNG

Die Methode der Flugzeugsondierungen ist nicht alt in der Aerologie. Zum ersten Male wurde sie wohl von Assmann¹ und K. Wegener erprobt, wobei aber wegen ungünstiger Erfahrungen weitere Versuche vorläufig eingestellt wurden. Erst mit dem Weltkriege und die dadurch erzwungene gewaltige Entwicklung auf dem aeronautischen Gebiete und mit den sehr gesteigerten Ansprüchen auf aerologisches Material wurde die Methode verbessert in Gebrauch genommen. Auf deutscher Seite sind hier besonders die Namen Wigand und Wienecke zu verzeichnen (unten pag. 5), während die Engländer den großzügigen »Meteor Flight«² organisierten. Die in Holland schon 1915 begonnenen regelmäßigen Aufstiege³ sind auch unter den klassischen zu nennen. Es haben dann allmählich eine Menge Länder das Beispiel gefolgt, sodaß die Methode jetzt eine allgemein angenommene und wohl bewährte genannt werden kann.

Von Norwegen (mit Ausnahme von Spitzbergen) liegen außer Pilotballonaufstiegen bisher beinahe keine aerologischen Sondierungen vor. Von Berson und Elias⁴ wurden bei einer Ferienreise im Sommer 1902 einige Drachenaufstiege an der Westlandküste gemacht und im Jahre 1903 einige Versuche mittels Drachen von Prof. B. Helland-Hansen in Bergen ausgeführt. Vom vorigen Direktor des Observatoriums zu Bergen, B. J. Birkeland, wurde dann 1920 der Plan eines aerologischen Dienstes nach Muster der wohlbekannten Drachenstation in Friedrichshafen am Bodensee ausgearbeitet, konnte aber leider nicht verwirklicht werden.

Nach einer Studienreise, die der Verfasser im Frühling 1922 an die verschiedenen aerologischen Zentren in Europa machte, und nach den Erfahrungen, die während einer darauf folgenden Kreuzung in dem Atlantischen Ozeane gewonnen wurden, wurde die Flugzeugmethode als die für das Observatorium am besten geeignete gewählt, da sie sich erstens als relativ sehr billig herausstellte, und es ja zweitens erwartet werden konnte, daß dieselbe die größten Entwicklungsmöglichkeiten hatte.

Die Behörden des Heeres und der Marine stellten sich äußerst entgegenkommend, und die Arbeit konnte schon Anfang 1923 beginnen. Es wird periodisch im Zusammenhang

¹ R. Assmann, Jahrbuch d. Wiss. Gesellsch. f. Flugtechnik, I, p. 39, 1913.

Derselbe, Das Kgl. Preuß. Aeronaut. Observatorium Lindenberg, Braunschweig, 1915, S. 153.

² M. O. 232 h, Professional Notes, No. 8, p. 110.

³ Kon. Ned. Met. Inst. No. 106. Ergebnisse aerologischer Beobachtungen 4, 1915. Vorwort.

⁴ A. Berson und H. Elias, Bericht über Drachen-Aufstiege auf der Ostsee, den norwegischen Gewässern und dem nördlichen Eismeere. Ergebnisse der Arbeiten am Aeronaut. Observatorium, 1901—1902.

mit den Übungen der verschiedenen Fliegertruppen gearbeitet. Bis jetzt (September 1924) wurden während der folgenden Zeitabschnitte Aufstiege ausgeführt:

Erste Periode auf Kjeller (pag. 13) Februar bis März 1923 bei der Fliegerschule.

Zweite Periode auf Kjeller Juli bis August 1923 bei der »Sönnenfjellske Flyveavdeling«.

Dritte Periode auf Kjeller Juli bis August 1924 bei der »Sönnenfjellske Flyveavdeling«.

Vierte Periode auf Horten (Hauptstation der Marine) September 1924.

Während der ersten Periode wurden Instrumenttypen, Aufhängungen u. s. w. aus-geprüft und verbessert. Während der zweiten wurde die Methodik mittels der verbesserten Instrumente revidiert und die Technik eingeübt. Während der dritten wurden die in vorliegender Arbeit diskutierten Aufstiege und Untersuchungen ausgeführt.

Unter den Problemen, die auf dem Programme der geplanten aerologischen Untersuchungen in erster Reihe standen, war das der Prognose der lokalen Schauer in Ostnorwegen. Da die Aufstiege wenigstens der früheren Arbeitsperioden alle auf das Ostland und in den Sommer verlegt werden sollten, wurde diese Arbeitsaufgabe zunächst als die wesentlichste gewählt. Daß die Resultate der Aufstiege schleunigst möglich radiotelegraphisch nach der üblichen internationalen »Tempcode« verschlüsselt verbreitet werden sollten, war selbstverständlich auch ein wichtiger Programmpunkt, der nebenbei bemerkt, schon während der zweiten Arbeitsperiode verwirklicht wurde.

Die lokalen Schauer auf dem Ostlande wurden sehr eingehend von H. Solberg in den Jahren 1918—20 studiert. Ein Teil seiner reichen Erfahrungen sind in dem klassisch gewordenen Regenwerke von J. Bjerknes und H. Solberg¹ niedergelegt. Es wird schon dort bemerkt, daß die Lösung des Problemes der Prognose der Schauer eine aerologische Aufgabe sei². Die folgende Untersuchung soll eine erste Orientierung über die Problemstellungen des betreffenden Gebietes vom aerologischen Gesichtspunkte aus in enger Anlehnung an Solberg's Arbeit geben.

Der Verfasser sieht sich angenehm verpflichtet den folgenden Herren für ihre weitgehende Unterstützung in der Arbeit verbindlichst zu danken:

Herrn General P. Grüner, Inspektor der Fliegertruppen des Heeres beim Beginn der aerologischen Arbeiten.

Herrn Major T. Klingenberg, sein Nachfolger und Herr Kommandörkaptein J. v. d. Lippe, Chef der Marinefliegertruppen, welche durch ihre lebenswürdige Zuvorkommenheit die Arbeit überhaupt erst ermöglichten.

Herrn Professor B. Helland-Hansen, Geophysikalisches Institut Bergen, an Bord dessen Forschungsschiffes »Armauer Hansen« die ersten Arbeiten im Frühling 1922 begonnen wurden.

Herrn Kaptein T. Vetlesen, Chef der »Sönnenfjellske Flyveavdeling«, welcher in lebenswürdigster Weise die Arbeiten förderte und mit großem Interesse folgte.

Den Herren Fliegern — »nomina sunt odiosa« —, die alle Wünsche des Verfassers in bezug auf eigentümliche Manöver immer willig befolgten.

Herrn E. Evensen, der Leiter der Militärischen Radiostation auf Kjeller, welcher in aufopfernder Weise die Funkmeldungen während seiner Ferien aufnahm und dadurch den Wetterdienst überhaupt ermöglichte.

Herrn Prof. Dr. F. Åkerblom, Uppsala, Herrn Direktor Dr. Th. Hesselberg, Oslo, Herrn Dr. T. Bergeron, Bergen und Herrn Meteorologen A. Refsdal, Oslo, für anregende Diskussionen.

¹ J. Bjerknes and H. Solberg, Meteorological Conditions for the Formation of Rain. Geofysiske Publikationer, Vol. II, No. 3, Kristiania, 1921.

² Loc. cit. p. 59.

Den Herren Direktoren J. Bjerknes in Bergen, G. Melander in Helsinki und A. Wallén in Stockholm für Unterstützung bei Sammlung des Materiales zu dem synoptischen Teile der Untersuchung.

Herrn Meteorologen G. Schinze, der beim Korrekturlesen behilflich war.

Den Assistenten des Observatoriums J. Johannesen, W. Haarvig und S. Stroisch und dem Instrumentenmacher des Observatoriums M. Hansen für ihre interessierte und sorgfältige Arbeit.

II. METHODIK

Die Methodik der Flugzeugsondierungen wurde schon 1917—20 von Wigand und seinem Schüler Wienecke durch eingehende Untersuchungen hoch entwickelt, sodaß es beim Beginne der vorliegenden Arbeit eine vorzügliche Grundlage gab. Für alle wesentlichen Prinzipfragen kann deshalb auf die Abhandlungen von Wigand und Wienecke¹ verwiesen werden.

Die von W. nachgewiesenen Mängel der üblichen Dracheninstrumente bei Gebrauch in Flugzeugen bestätigen sich durchaus bei den Arbeiten der ersten Periode, wobei nur Marvin- und ältere Bosch-instrumente zur Verfügung standen. Es wurde aber zunächst wegen der teilweise sehr guten Erfahrungen mit den Boschinstrumenten nicht wie bei Wigand der Weg einer gänzlichen Neukonstruktion betreten, sondern eine spezielle Form dieser bewährten Instrumente unter Mitwirkung des ursprünglichen Konstrukteurs, Herrn Professor Kleinschmidt, von der Firma Bosch hergestellt, die sich bei den Versuchen der zweiten Periode als ausgezeichnet herausstellte. Fig. 1—3 zeigen das Instrument.

Der größte Unterschied gegen Wigand's Instrument liegt beim Thermometerelement, da die alte Form der Bosch-instrumente, obgleich mit größerer Oberfläche, beibehalten wurde. Dies ist von wesentlicher Bedeutung, da hierdurch die Trägheit stark herabgesetzt wurde, und nach den Versuchen bei Stufenflügen nur $0,2^{\circ}$ — $0,3^{\circ 2}$ pro Minute betrug. Die Ventilation wird ferner durch einen Teil des Fahrtwindes besorgt, indem durch verstellbare Blenden eine Geschwindigkeit von 10—20 m/sec in dem kleinen Windkanale des Instrumentes während des Fluges herrscht. Das Thermometerelement ist zwar etwas elastisch, wird jedoch bei dieser Ventilationsgeschwindigkeit absolut nicht durch den Winddruck aus seiner, der jeweiligen Temperatur entsprechenden Lage verrückt. Es wurde zur Kontrolle bei volllaufendem Motore und stillstehendem Flugzeuge das Instrument mit verschiedener Ablendung im Propellerströme geprüft, und es stellte sich hierbei heraus, daß auch bei vollgeöffneten Blenden durchaus keine Verbiegung zu finden war. (Die Temperatur wurde gleichzeitig mit Assmann's Aspirationspsychrometer an demselben Orte gemessen). Nur muß zugestanden werden, daß beim Fluge im böigen Wetter die Elastizität des Thermometerelementes sich durch schwache Verbreiterung der Temperaturkurve kundgibt, sodaß bei späteren Ausführungen die Ringform windschnittig und koaxial mit dem Windkanal des Instrumentes benützt werden wird. Die Feuchtigkeit wird durch ein Haarhygrometer mit vier harfenförmig ausgespannten, blonden Frauenhaaren gemessen. Die Haare liegen mit dem Thermometerelement im Windkanal, in der Längsrichtung desselben ausgespannt, zusammen. Durch die harfenförmige Ausspannung wurde eine kleinere Trägheit erreicht, dies allerdings auf Kosten der Haltbarkeit, sodaß daher bei späteren Arbeitsperioden die üblichen Bündel eingesetzt wurden.

Der Luftdruck wird durch einen Satz von zwei Aneroiddosen gemessen. Diese sind auf der Bodenplatte des Instrumentes befestigt und werden durch einen Teil des Fahrtwindes,

¹ A. Wigand und A. Wigand und A. Wienecke, Methodik aerophysikalischer Flüge I—III. Beitr. Band IX, p. 137.

² Wigand, loc. cit. p. 167.

der durch Löcher in den Fundamentplatten ein- und austritt, ventiliert. Die elastische Nachwirkung der Dosen ist bei den bisher benützten Instrumenten verschwindend klein, indem die Hysteresisschleife nach drei bis fünf »Massierungen« unter dem Rezipienten zwischen 250 und 750 mm Hg. gänzlich verschwindet und die Differenz zwischen Ausgangs- und Endlage des Schreibhebels bei plötzlichem Rückgange von 250 auf 750 mm unter 0,5 mm Hg. liegt. Die Temperaturkompensierung ist durch Gasfüllung erreicht worden, wobei der Kompensationsdruck¹ bei 450 bis 500 mm Hg. liegt; $\Delta p = -\Delta T (0,20 - 0,0004 p)$. Die Dimensionen des Instrumentes — ohne Schutzkasten — sind:

Länge = 275 mm, Breite = 110 mm, Höhe = 200 mm.

Für die Registrierung der Elemente stehen folgende Bereiche auf dem Registrierstreifen zur Verfügung:

Für Druck zwischen 800 und 300 mm Hg. 86 mm.

Für Temperatur zwischen $+30^\circ$ und -40° 111 mm.

Für relative Feuchtigkeit zwischen 0 und 100% 25 mm, wobei die Schreibhebel so justiert sind, daß sie auch bei den größtmöglichen Veränderungen in der ungünstigsten Richtung nie miteinander in Kollision geraten können.

Die Umlaufzeit der Trommel beträgt zwei Stunden. Sie kann mittels einer besonderen Anordnung mitsamt ihrer Achse von den Schreibhebeln abgehoben werden, was sehr wertvoll ist. Für die Uhren wurden besonders starke Treibfedern gewählt, was von gewisser Wichtigkeit ist, da bei den bisweilen starken Stößen beim Abfliegen, die Uhren sonst stehenbleiben. Der Ankergang ist dem Zylindergang vorzuziehen.

Die registrierenden Teile des Instrumentes sind während des Fluges in einer sehr haltbaren, annähernd stromlinienschnittig profilierten, polierten Aluminiumhülle eingeschlossen (Fig. 1).

Jedes Instrument ist mit einer solchen Schutzhülle versehen, worin es rasch hineingesteckt und mittels einer einfachen Sicherungsvorrichtung festgehalten wird. Zur Überwachung der Registrierung während des Fluges hat diese Schutzhülle ein kleines Fenster aus Glimmer, das die Spitze der Schreibhebel zu beobachten erlaubt.

Es sei nebenbei bemerkt, daß es noch zwei bis jetzt unbetretene Wege gibt, wenigstens zwei der Elemente bei Flugzeugaufstiegen zu registrieren.

(Dies wurde im Sommer 1924 geschrieben, als mir die von F. Albrecht² ausgeführte Untersuchung der hygroskopischen Widerstände noch nicht bekannt war).

Der erste, der besonders bei Großflugzeugen in Betracht kommen könnte, wäre, die Instrumente in einen besonderen Windkanal am Flugzeuge azubringen. Hierbei würde man wenigstens Temperatur und Feuchtigkeit einwandfrei bekommen können. Der zweite wäre Fernregistrierung, wobei für die Temperatur wohl die elektrischen Widerstandsthermometer in Frage kämen, während der Druck durch luftdicht eingeschlossenen Barograph mit statischem Kopfe³ an störungsfreier Stelle angebracht, gemessen werden könnte.

Die Flüssigkeitsthermometer nach Manometerprinzip, so wie sie z. B. zur Messung der Kühllertemperaturen im Flugzeuge benützt werden, eignen sich wegen ihrer Trägheit nicht für diesen Zweck. Versuche mit elektrischen Fernthermometern sind dagegen begonnen worden.

Als Registrierpapier wurde Aluminiumfolio benützt. Man entgeht dabei die manchmal beschwerlichen Korrekturen bei Verzerrungen des gewöhnlichen Papieres wegen Temperatur-

¹ H. Hergesell und E. Kleinschmidt, Über die Kompensation von Aneroidbarometern gegen Temperatureinwirkungen. Beitr. Band I, p. 108. Nachtrag zu derselben Arbeit. Beitr. Band I, p. 208.

² F. Albrecht, Hygroskopische Widerstände und ihre Anwendung besonders in der aerologischen Hygrometrie. Beitr. Band XI, p. 164.

³ Some Experiments on Measurement of Static Pressure. Reports and Memoranda, No. 672. Advisory Committee for Aeronautics, London.

und Feuchtigkeitsveränderungen, während der Berührung und des Fluges. Überdies wird die Kurve äußerst sauber gezeichnet und man risikiert nie, daß die Reibung zwischen Schreibhebel und Papier Unsicherheiten in die Registrierung hineinträgt.

Unter Berücksichtigung der notwendigen Bedingung eines ungestörten Druckfeldes wurde bei Doppeldeckern eine Aufhängung mittels Federn von zwei mm. starken Klaviersaitendraht (200 mm Länge bei 18—20 mm Durchmesser) in zwei Drittel des Abstandes zwischen den Tragflächen und ungefähr 25 cm Abstand vom vorderen Tragflächenrande zuletzt als die günstigste gewählt.

Die Eigenschwingungszeit des Systemes von acht gekoppelten Stahlfedern wurde in der Regel mit ein Drittel bis ein Viertel Sek. gewählt, was sehr schöne und scharfe Registrierungen sicherte.

Hierbei wurde immer die Seite gewählt, die von den Auspuffgasen abgewendet war, und das Instrument nahe an die äußeren Stiele angebracht, da es unter Umständen eintreffen kann, daß Druckstörungen von den Stielen eine derartige Form und Stärke annehmen können, daß die von Wigand empfohlene Aufhängung zwischen den zwei Stielen eines Stielenpaares lieber vermieden werden sollte. Eine hinreichend dämpfende Aufhängung kann zwar durch federnde Versteifung nach nur drei aufeinander senkrechten Richtungen erzielt werden, aber aus Sicherheitsgründen empfiehlt es sich eine größere Zahl zu wählen, wobei auch die natürlich sich ergebenden Verankerungspunkte an Stielenden u. s. w. besser und bequemer ausgenützt werden können. Bei der starken Inanspruchnahme bei Abflug und Aufsetzen und bisweilen bei eventuell notwendigen schroffen Manövern besonders in böigem Wetter kann es eintreffen, daß eine Verankerung zerreißt, was eine Sicherung erwünscht erscheinen läßt.

Es verdient hervorgehoben zu werden, daß man eine ziemlich empfindliche Kontrolle der Richtigkeit des Aufhängungspunktes in Bezug auf Druckstörungen dadurch ausführen kann, daß man bei Abwesenheit von thermischer Konvektion und nennenswerter dynamischer Turbulenz eine ganz horizontale Strecke dicht über die Erdoberfläche geradeaus abfliegt. Hierbei werden Unter- und Überdruckeffekte sichtbar. Die Methode ist natürlich auch für Eindecker anwendbar. Sie ist aber unter Umständen ziemlich gefährlich, am besten läßt sie sich bei Seeflugzeugen verwenden. Bei Eindeckern ist ja die Sache etwas ungünstiger, da eine ungestörte Zone nicht so leicht zu finden ist¹. Immerhin gelang es bei der vierten, hier nicht behandelten, Arbeitsperiode auf Horten, gute Werte zu bekommen, wenn das Instrument vor der Tragfläche aufgehängt wurde. Als Stativ wurde eine Doppelgabel aus Metallrohr benützt, die an einer Knotenstelle der Schwingungen des vorderen Längsholmes befestigt, weit nach vorne hinausragte.

Die ungestörte Schicht wurde dort in der soeben beschriebenen Weise gefunden.

Die Kontrolle des Instrumentes vor und nach den Aufstiegen wurde in einer besonders konstruierten Thermometerhütte vorgenommen. Diese war von dem üblichen norwegischen Typus² mit doppelten Jalousien und doppeltem Dache und wurde durch einen elektrisch betriebenen Ventilator kräftig ventiliert, wobei das Instrument, trockenes und nasses Thermometer, gleichzeitig und gleich stark vom Luftstrome getroffen wurde. Kontrollversuche bei den verschiedensten Wettersituationen mittels Assmann's Aspirationspsychrometer ergaben eine ausgezeichnete Übereinstimmung der Temperatur- und Feuchtigkeitsangaben innerhalb der Hütte und unmittelbar daneben. Die größten Abweichungen betragen $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ und $\pm 10\%$, was jedoch bei stärkstem Strahlungswetter im Sommer eintraf.

¹ F. Ahlborn, Orte für die Meßgeräte an Flugzeugen. Zeitschrift für Flugtechnik und Motorluftschiffahrt, 1925, p. 2.

² N. J. Føyn, Die norwegische Hütte, Met. Z. 1915, p. 110.

In solchen Fällen wurde die Lufttemperatur und die relative Feuchtigkeit an der Erdoberfläche mittels des Assmann'schen Aspirationspsychrometers gemessen, und die Bestimmung in der Hütte nur als Fixpunkte bei der Auswertung verwendet.

Das Instrument wurde immer bis unmittelbar vor dem Abfluge in der Hütte aufbewahrt, da wiederholte Versuche ergaben, daß auch eine kurze Exposition besonders bei Sonnenstrahlung die Temperatur und auch Feuchtigkeitsangaben der Registrierung für die niedrigsten Luftschichten stark beeinflussten. Es empfiehlt sich, wenn man z. B. wegen Motorstörung im letzten Augenblicke einige Minuten nach Einhängung des Instrumentes mit dem Aufstiege warten muß, zuerst einige hundert Meter auf dem Boden zu rollen, um das Instrument durch den Fahrtwind auf die Abflugstemperatur einzustellen.

Eine letzte schnelle Kontrollbestimmung von Temperatur und Feuchtigkeit vom Beobachtersitze aus bei langsam laufendem Motor unmittelbar vor dem Abfluge empfiehlt sich auch unter derartigen Umständen.

Über den Aufstieg ist folgendes hervorzuheben:

Wenn man wirklich das höchste, was ein Aufstieg leisten kann, erreichen will, dann sollte man immer selbst im Beobachtersitz mitfliegen, und zwar aus folgenden Gründen:

- a) Der Aufstieg soll ja — wenn nicht besondere Probleme vorliegen (siehe unter e) — eine Sondierung sein, — einen Vertikalschnitt geben. Wie weit man sich dabei vom Abflugspunkte entfernen darf, hängt ganz von der Wettersituation ab. Bei Lokalwettersituationen z. B. ist die Forderung, daß man sich nicht über 10 km entfernen darf, viel zu geräumig, während dieselbe bei einer Situation, wo die lokale Konvektion sehr schwach ist, oft bis auf 30 km ausgedehnt werden kann. Die Grenzen kann aber nur ein Meteorologe angeben, und er wird sich hierbei besonders von der Struktur der Wolken leiten lassen. Es ist die Forderung aufzustellen, daß der Aufstieg, sofern nicht drohende Verhältnisse vorliegen, vom Meteorologen geleitet wird, und daß er überdies genaue Aufzeichnungen über Kursveränderungen und die Zeitpunkte hierfür, Zeitpunkte der Passagen der Haupthöhen (nach gutem Höhenmesser) und Durchschneidung von Wolkenschichten oder einzelnen Wolken führt. Hierdurch wird es möglich, die vorgetäuschten Vertikalgradienten auszuschalten.
- Wie wichtig diese Forderung ist, ergab sich bei einigen, speziell vorgenommenen Flügen im Sommer 1923, wobei bei verschiedenen Wettersituationen horizontale, geschlossene Kurven in verschiedenen Höhen geflogen wurden. Es stellte sich dabei heraus, daß bis in die Höhen von 3000—4000 m bei starker Konvektion sogar ohne stärkerer C-Bildung Temperaturunterschiede von mehreren Zehntelgraden auf kurzen Strecken vorkommen können, besonders bei kupierten Bodenformen der darunterliegenden Landschaft und etwas Wind.
- b) Die Möglichkeit von und die Gefahren bei einer Durchstoßung von Wolkendecken können viel besser vom Meteorologen als vom Führer beurteilt werden.
 - c) Die Steiggeschwindigkeit und die hiervon abhängigen Trägheitswirkungen des Instrumentes werden sehr bequem erhalten und das Optimum von Steiggeschwindigkeit kann leichter innegehalten werden.
 - d) Der Aufstieg gewinnt sehr viel durch die okulären Wahrnehmungen und die photographischen Aufnahmen, die hierbei gemacht werden können. Die Struktur und die Entwicklung der Wolken, deren Verteilung und Ausbreitung, der Typus und die Stärke der ungeordneten Bewegung der Luft, die Trübungen der Atmosphäre, die optischen Phänomene (und die daraus gezogenen Schlüsse auf die Natur der Wolken-elemente), das alles und noch mehr kann man in bequemster Weise untersuchen und in Verbindung mit der, von der synoptischen Karte gegebenen Situation bringen.
 - e) Bei »Profilflügen« und Untersuchungen spezieller Probleme (z. B. Umwandlungen von einzelnen Wolken) ist ein Meteorologe im Beobachtersitze eine unerläßliche Forderung.

Der betreffende Beobachter muß aber gute Übung haben. Besonders notwendig ist es die Landschaft bis an den fernsten Horizont gut zu kennen, damit die Orientierung schleunigst möglich ausgeführt werden kann.

Vom Beobachtersitz müssen ferner Flugkompass, Höhenmesser — und bei Bestimmungen der Luftunruhe auch Drehzahlmesser — bequem sichtbar sein, bzw. müssen besondere, doppelte Instrumente vorgesehen werden. Zur Überwachung des Meteorographen und für Beobachtung fernerer Objekte empfiehlt es sich einen guten Feldstecher mitzunehmen.

Die Vorprüfung der Instrumente zur Erlangung von Eichungskurven für die Auswertung, geschah in der üblichen Weise. Zuerst wurde auf Temperatur geprüft, wobei die Temperaturen unter Null durch Auflösung fester Kohlensäure in Alkohol erreicht wurden. Dann folgte Feuchtigkeitsprüfung in gut ventilierter und strahlungsgeschützter Hütte durch einfachen Vergleich mit den Angaben von Psyrometer und Hygrograph Richard. Die Druckprüfung wurde zuletzt und — wie die Prüfungen überhaupt — so nahe wie möglich vor dem Beginne einer Arbeitsperiode ausgeführt. Hierbei wurde besonderes Gewicht darauf gelegt, die elastischen Nachwirkungen zu finden. Die Hysteresisschleife wurde untersucht, teils für Druckänderungen, die den bei Aufstiegen gewöhnlich vorkommenden, vertikalen Geschwindigkeiten entsprechen, teils für solche, die den größten denkbaren entsprachen. Ferner wurde die Zahl der »blinden Zyklen«¹ ermittelt, die nach längerer Ruhe notwendig war, um die Hysteresisschleife auf ein Minimum zurückzuführen. Bei allen Prüfungen ist besonders darauf zu achten, daß die Ventilierung des Instrumentes dieselbe wie beim Fluge ist, ferner daß künstliche Vibrationen derselben Periode und von entsprechender Art und Stärke, wie sie beim Fluge auftreten, dem Instrumente erteilt werden. Es wurde dies dadurch erreicht, daß ein schnellaufender, elektrischer Motor den Tisch, worauf die Prüfungen stattfanden, in kräftige Vibrationen setzte. Wie schon oben erwähnt, verschwand die Hysteresisschleife bei den hier benutzten Instrumenten bei einem Tempo der Druckveränderungen, das einer Steiggeschwindigkeit bei 750 mm Hg. und deutscher Normalatmosphäre² von 300 m pro Minute entsprach. Die Zahl der blinden Zyklen lag hierbei zwischen 3 und 6. Es wurde dann vor dem Beginne der Flüge einer jeden Arbeitsperiode eine entsprechende Zahl von »blinden Aufstiegen« gemacht, wobei das Instrument bei gewöhnlichen Übungsflügen mitgesandt wurde.

Die Kontrolle unmittelbar vor und nach den Aufstiegen (oben pag. 7), gab dann ein Mittel um die Unveränderlichkeit der Werte der Ausschläge von Tag zu Tag festzustellen. Nach beendeter Arbeitsperiode wurde die Eichung in oben beschriebener Form im Laboratorium wiederholt. Bisher ergaben sich keine nennenswerten Veränderungen bei einer Länge der Arbeitsperioden von 4 bis 6 Wochen.

Bei der Auswertung der Aufstiege wurde folgendermaßen vorgegangen:

Vor dem Fixieren des Diagrammes wurden Linien konstanter bekannter Werte von Druck, Temperatur und relativer Feuchtigkeit bei leicht gelöster Trommel mit Hilfe der Schreibhebel gezogen. Dann wurden für sämtliche Punkte der Registrierkurven, die in irgend einer Weise diskontinuierliche Veränderungen der Elemente andeuteten, Kreise mit Radien gleich den Längen der Schreibhebel und Zentren in den Achsen derselben geschlagen. Nach beendeter Fixierung wurden an Hand der Aufstiegsbeschreibung, deren Angaben über Höhen, Zeitpunkte von Manövern u. s. w. alle jene »markanten Punkte« auf ihre Realität geprüft, und die eventuell verdächtigen ausgeschlossen. Bei der

¹ K. Bennowitz, Flugzeuginstrumente, p. 118. Handbuch der Flugzeugkunde, Band VIII, Berlin bei R. C. Schmidt & Co., 1922.

² K. Bennowitz, loc. cit. p. 81.

vorliegenden Periode mußte, nebenbei bemerkt, nur ein Aufstieg wegen verdächtiger, vorgetäuschter vertikaler Temperaturgradienten ausgeschlossen worden, — was dem Umstande zu verdanken war, daß die Aufstiege von Meteorologen während des Fluges kontrolliert und geleitet wurden.

Die Diagramme wurden dann sogleich für die reellen, markanten Punkte mittels der Eichungskurve ausgewertet. Die weitere, auch sofort erfolgende Bearbeitung wurde mit Hilfe von den von V. Bjerknes und seinen Schülern¹ eingeführten, und von Stüwe² vervollkommenen Adiabatenpapieren ausgeführt. Die sich hierbei für die international vereinbarten Höhenstufen ergebenden Werte wurden dann mit den, aus dem Originaldiagramme sich ergebenden verglichen bzw., wenn nötig, verbessert. Sämtliche hier gegebenen Werte sind für Thermometerträchtigkeit und Temperatureffekt beim Drucke korrigiert.

Die Fehlergrenzen der Werte sind bei aerologischen Aufstiegen ein etwas peinliches Thema, da die Möglichkeiten einer direkten Kontrolle nicht groß sind oder ganz mangeln. Bei Flugzeugtypen, wo das Aspirationspsychrometer³ einwandfrei benutzt werden kann, kann man wohl eine gute Kontrolle wenigstens der Lufttemperatur vornehmen, hier stellte es sich heraus, daß dieser Weg wegen adiabatischer sekundärer Druckstörungen am Flugzeugrumpfe und Gefahr der Einwirbelung von Auspuffgasen leider nicht betreten werden konnte. Wahrscheinlich wird das elektrische Fernthermometer, nachdem die Schwierigkeiten mit dem Galvanometer überwunden worden sind, das beste werden.

Ein systematischer Fehler, der ohne großartige Kühl- und Druckanlagen (wie die z. B. bei Soesterberg und in Paris) nicht im Laboratorium nachgegangen werden kann, ist der, welcher durch die Temperaturungleichheit der verschiedenen Instrumententeile während des Fluges entsteht.

Bei der peinlich genauen Kontrolle der Instrumente und der scharfen Kritik der gewonnenen Werte, dürften aber die übrigen denkbaren Fehler auf ein Minimum reduziert sein. Die mittleren Fehler sind schätzungsweise:

Im Drucke $< 0,5$ mm. In der Temperatur $< 0,2^\circ$ C. In der relativen Feuchtigkeit $< 5\%$.

Die letztere ist von alters her etwas von einem Sorgenkinde der Aerologie.

Die hier gegebene Fehlergrenze dürfte unterhalb 3000 m gelten, darüber bringt die bekanntlich mit der Höhe wegen der Kälte stark zunehmende Trägheit sicherlich größere Fehler hinein.

Eine Art der Kontrolle der Fehlergrenzen konnte 1923 einige Male dadurch ausgeübt werden, daß Aufstiege sehr bald nacheinander mit verschiedenen Instrumenten bis 3000—4000 m Höhe in solchen Situationen vorgenommen wurden, wo keine schnelle Veränderungen, weder advektiv noch konvektiv, zu erwarten waren. Die Resultate waren durchaus befriedigend, indem die Abweichungen unter den oben gegebenen Grenzen lagen.

¹ V. Bjerknes und verschiedene Mitarbeiter, Dynamische Meteorologie und Hydrographie, Erster Teil, Sechstes Kapitel.

² G. Stüwe, Graphische Bearbeitung von aerologischen Registrierungen. Arbeiten des Preuß. Aeronautischen Observatoriums, XIV, 1921.

³ K. Schneider, Psychrometerbeobachtungen im Flugzeug. Beitr. Band X, p. 207.

III. DIE AUFSTIEGE

1. Das Material.

Die Anzahl der Aufstiege ist so klein, daß es nur die einfachsten Formen der statistischen Behandlung erlaubt. Von Interesse ist dabei zunächst ein Vergleich mit den Mittelwerten anderer, möglichst nahe gelegener aerologischer Stationen.

Die rohen Mittel der Lufttemperatur sind in Tab. 1 mit den Mitteln folgender Stationen und Jahrgänge zusammengestellt:

Ilmala bei Helsinki von der Periode 1911—14 ¹ $\frac{(\text{Juli} + \text{August})}{2}$.

Kiruna im schwedischen Lappland, Ende August 1909 ².

Porjus, ebenfalls im schwedischen Lappland, Juli 1922 ³.

Lindenberg 1917—19 ⁴ $\frac{(\text{Juli} + \text{August})}{2}$.

Über Berlin 1903—1907 ⁵.

Nordeuropa und Europa nach den internationalen Ballonfahrten 1902—07 ⁶
 $\frac{(\text{Juli} + \text{August})}{2}$.

Die Übereinstimmung der Größenordnungen ist so gut, daß man in erster Annäherung die vorliegenden Werte bis etwa 5000 m als für den Sommer repräsentativ betrachten kann. Für die untersten 1500 m sind möglicherweise die Werte etwas zu hoch, da ja einige Aufstiege um Mittag herum vorgenommen wurden. Die Mitteltemperatur an der Erdoberfläche (in der gewöhnlichen Weise mit $0,5^\circ$ pro 100 m vertikalem Temperaturgradienten auf die Meeresoberfläche reduziert) ist tatsächlich auch $2,2^\circ$ höher, als das Mittel für die Zeit 1874—1913 ⁷. Oberhalb 1500 m ist auch die Übereinstimmung der Werte sehr gut.

In Tab. 2 sind rohe Mittel von verschiedenen Formen der Feuchtigkeit aufgeführt.

Der Dampfdruck in mm Hg. ist zunächst mit den mittleren Werten in der freien Atmosphäre verglichen, die sich aus Sürings Formel ⁸ ergeben, wenn man als Bodenswert das hier gefundene Mittel 10,1 annimmt.

Der Mittelwert an der Erdoberfläche stimmt ganz gut mit dem langjährigen Mittel für Juli ⁹ überein. Er dürfte aber einige Zehntel mm zu hoch sein und dasselbe gilt wohl auch für die untersten 1500 m. Sonst ist die Übereinstimmung sehr groß.

¹ Hj. V. Brotherus, Die Ergebnisse der ersten aerologischen Beobachtungen in Finnland, 1911—1914, p. 26. Mitteilungen der Meteorologischen Zentralanstalt des finnischen Staates, No. 5, 1920.

² R. Wenger, Referat von H. Maurice, L'expédition franco-suédoise de sondages aériens à Kiruna 1907, 1908 et 1909. Met. Z. 1914, p. 45

³ F. Lindholm, Flygleden Porjus-Suorva V, Klimat och väderleksförhållanden, Fig. 14, p. 103 (Mittel vom Verfasser berechnet). Separat ur Kungl. Vattenfallsstyrelsens brochyr ser. B, Nr. I, Stockholm, 1923.

⁴ H. Hergesell, Der tägliche Gang der Temperatur in der freien Atmosphäre über Lindenberg; Tabelle V, p. 34 (Mittel für die Stunden zwischen 06 und 18). Die Arbeiten des preuß. Aeronaut. Observatoriums, XIV. Band.

⁵ A. Wagner, Die Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre, Tabelle 14, p. 95. Beitr. Band III.

⁶ A. Wagner, loc. cit. Nordeuropa nach Tabelle 34, p. 133, Europa nach Tabelle 2, p. 64 $\frac{(\text{Juli} + \text{August})}{2}$.

⁷ H. Mohn, Atlas de climat de Norvège, Nouvelle édition par A. Graarud et K. Irgens, Pl. 8 et 9 $\frac{(\text{Juli} + \text{August})}{2}$.

⁸ J. v. Hann, Lehrbuch, III Aufl. p. 231.

⁹ H. Mohn, loc. cit. Pl. 23.

Die absolute Feuchtigkeit in Gramm pro Kubikmeter ist dann mit den Lindenbergern Werten 1917—19¹ (Tagesmittel 06^h—18^h) verglichen worden.

Die Übereinstimmung ist leidlich gut, indem die Werte von Ost-Norwegen, wie soeben hervorgehoben, in den unteren Schichten etwas zu groß sein dürften. Andererseits muß die größere Nähe der norwegischen Stationen an dem Meer berücksichtigt werden, was einen Teil der Abweichung erklären dürfte.

Endlich sind die rohen Mittel der relativen Feuchtigkeit mit den Mitteln $\frac{(\text{Juli} + \text{August})}{2}$ von Ilmala von der Periode 1911—14² zusammengestellt worden.

Die Übereinstimmung ist sicherlich nur zufällig so groß geworden, da bekanntlich die Messungen dieses Elementes mit Schwierigkeiten verbunden sind. Immerhin können wohl die durchgehend kleinen Abweichungen als ein Beweis dafür angesehen werden, daß die norwegischen Werte ein ziemlich gutes Mittel geben. Es dürfte nach alledem erlaubt sein, auch die Feuchtigkeitsmittel als in erster Annäherung repräsentative Sommermittel anzusehen. Dies wird dann auch für die spezifische Feuchtigkeit gelten.

In Tab. 3 sind zuletzt die rohen Mittel des Luftdruckes mit folgenden langjährigen Mitteln zusammengestellt:

Europa 1902—07 von Wagner berechnet³ $\frac{(\text{Juli} + \text{August})}{2}$.

Europa und England von Dines⁴ für den Sommer berechnet.

Auch hier ist die Übereinstimmung gut. Daraus ergibt sich nebenbei gesagt eine ziemlich wichtige praktische Konsequenz, und zwar die, daß die Normalstreifen für Flugzeughöhenschreiber, die von gewissen deutschen Firmen geliefert werden, z. B. die von Goerz⁵, wenn es nicht besonders genaue Bestimmungen gilt, auch in Ost-Norwegen benützt werden können.

Das Vorkommen von überadiabatischen Gradienten in den verschiedensten Höhenschichten ersieht man aus Tab. 4. Die alte Einwendung gegen die Realität solcher Gradienten ist ja die, daß sie vorgetäuscht sind. Bei Flugzeugaufstiegen dürfte jedoch diese Argumentation nicht zutreffen, indem dort die großen Vertikalgeschwindigkeiten in der Regel eher zu kleine Gradienten geben. In den vorliegenden Fällen wurden ja auch die Aufstiege besonders kontrolliert und bei der Auswertung diejenigen ausgeschlossen, bei denen Verdacht vorlag, daß gerade solche vorgetäuschte Werte vorlagen. Eine Überkorrigierung wegen Trägheit ist auch ausgeschlossen.

Um die 36 Fälle mit überadiabatischen Gradienten auf ihre Realität wo möglich noch zu prüfen, sind in Tab. 4 sämtliche Fälle nach Höhenstufen und Aufstiegsnummern mit dem Vorkommen von Luftunruhe (T) und der Bildung von cumuliformen Wolken (W) — C, CN, SC-Cf und AC-Cast — in denselben Höhenschichten verglichen worden. Hierbei wurden nur die Fälle von Wolken mitgenommen, wo die betreffende Schicht während des Aufstieges von den soeben erwähnten Wolkenarten durchstoßen wurde, was ja eine Art Kriterium ist, daß thermische Instabilität ausgelöst wurde. Das Auftreten von Luftunruhe kann ja auch als ein Anzeichen von Auslösung thermischer Instabilität gelten, obgleich noch nicht mit derselben Wahrscheinlichkeit wie das Aufschießen von cumuliformen Wolken.

Die überwiegende Anzahl der Fälle zeigen nun, besonders mit Wolken, Koinzidenzen. Die Zahl steigt noch etwas, wenn man berücksichtigt, daß die beim Aufstiege

¹ J. Reger, Der tägliche Gang der Feuchtigkeit über Lindenberg, Tabelle V, p. 57. Die Arbeiten des Preuß. Aeronaut. Observatoriums, XIV. Band.

² Oben pag. 11, Fußnote 1, loc. cit. p. 35.

³ Oben pag. 11, Fußnote 6, loc. cit. Tabelle 16, p. 100.

⁴ Reports and Memoranda, No. 509. Advisory Committee for Aeronautics, London.

⁵ Oben pag. 11, Fußnote 6, loc. cit. p. 114.

Nr. 11 aufgeführten zwei Fälle Schichten angehören, die unmittelbar nach Beendigung des Aufstieges von Gewitterwolken durchbrochen wurden. Die eruptionsartige Wucht, mit der dieser Durchbruch in der Umgebung von Kjeller gerade durch diese Schichten (beim Abstieg beobachtet) vor sich ging, macht die Sache noch wahrscheinlicher.

Von etwas Interesse dürfte auch die Höhe der 0° -Isotherme sein.

Diese ist deshalb in Tab. 5 für die einzelnen Aufstiege und als Sommermittel gegeben.

Die Aufstiege Nr. 1—14 wurden vom Flugplatze Kjeller, Nr. 15—19 vom Übungsfelde Gardermoen vorgenommen.

Kjeller. $59^{\circ} 58,5'$ N. Br., $11^{\circ} 03'$ E. G.

Der Flugplatz ist eine große Rasenfläche, die im W vom kleinen Flusse Nitelven begrenzt ist, im E den äußerst stark serpentinisierenden Fluß »Leira« (1—3 km Abstand) und den großen Fluß »Glommen« (6—7 km Abstand) hat. In 3—4 km Abstand ergießen sich die zwei erstgenannten mit großen Deltabildungen in den See »Öieren«, der 4 km weiter nach SE den dritten Fluß ebenfalls bei großer Deltabildung aufnimmt. Dieser See erstreckt sich bei 2—5 km Breite ungefähr 30 km nach SE—SSE.

Mit Ausnahme der Ebene um Kjeller und einigen verhältnismäßig kleinen (1—2 km²) Ebenen, ist die Landschaft äußerst stark zerstückelt mit kleinen Seen, Teichen, Tümpeln, Moosen und Mooren in jedem Tale. Die Seehöhe des Aufstiegsplatzes ist 110 m, das Mittelwasserniveau des Öierensees 103 m, die relativen Höhen der Gebirge innerhalb 10 km Radius schwanken zwischen 100 und 300 m. Die Böschungswinkel sind durchschnittlich groß—z. B. 1 : 5 sehr gewöhnlich. Hauptzugrichtung der Gebirgsstöcke ist NNW—SSE.

Es ist diese zerstückelte, wasserreiche Landschaft auch charakteristisch für die weiteren Umgebungen. Östlich von Oslo (20 km westlich von Kjeller) gibt es zwar etwas mehr Ebene, und der große Oslofjord schneidet dort tief und mächtig ein, aber besonders in W und N von Oslo tritt der oben beschriebene Landschaftstypus im verstärkten Grade auf. Im E von Kjeller wird jedoch die Landschaft allmählich ziemlich flach.

Gardermoen. $60^{\circ} 12'$ N. Br., $11^{\circ} 05'$ E. G.

Dieser Ort liegt ungefähr 25 km NzE von Kjeller. Der Aufstiegsplatz (200 m Seehöhe) ist eine rechteckige Rasenfläche (etwa 1 km \times 2 km), im N, E und S von einem großen Moore umgeben, das sich 6—8 km weit erstreckt und überall kleine Seen und Sümpfe aufweist. In N liegt 10 km entfernt der See »Hurdals-sjøen«. In 15—20 km Abstand läuft von NNW—SSE der Fluß »Vormen«, der sich im ESE mit dem schon oben erwähnten »Glommen«, der von NE kommt, vereint und dann nach SSW dem »Öieren« zufließt. Der oben erwähnte kleine »Leira« läuft im W, SW und S in 3—5 km Abstand vorüber.

Die Landschaft hat sonst ganz denselben Charakter wie um Kjeller, mit Einschlügen von mehr massigen Bergstöcken im W, die in 10 km Abstand 200—300 m relative Höhe erreichen.

Kjeller ist seit der ersten aerologischen Arbeitsperiode eine meteorologische Station II. Ordnung, wo also um 08^h, 14^h und 19^h M. E. Z. regelmäßige Beobachtungen von Barometerstand, Windrichtung, Windstärke, Wolkendecke, Niederschlag und Lufttemperatur ausgeführt werden. Minimumtemperatur wird einmal täglich (08^h) abgelesen. Die Veränderungen der Hydrometeore werden in üblicher Weise aufgezeichnet. Außerdem hat die Station noch Barograph und Thermograph.

Während der aerologischen Arbeitsperioden wurden daneben immer detaillierte Beobachtungen besonders der Hydrometeore ausgeführt.

Während der dritten Arbeitsperiode konnten die Beobachtungen in sehr befriedigender Weise weiter ausgedehnt werden, dank dem glücklichen Umstande, daß Herr Meteorologe A. Refsdal vom Norwegischen Meteorologischen Institute zu Oslo und der Kartenzeichner

des Observatoriums, Herr W. Haarvig, ihren Militärdienst bei der Fliegerabteilung machten und in zuvorkommenster Weise vom Chef der Abteilung, Herrn Kapitän Vetlesen sich den aerologischen Arbeiten ganz widmen konnten.

So wurden die obenerwähnten Beobachtungen der schon vorhandenen Station teils verdoppelt, teils mit solchen um 11^h, 17^h und 22^h M. E. Z. vervollständigt. Es wurden zu allen den sechs Terminen dann noch Beobachtungen des Psykrometers, der Sicht und der Wolken vorgenommen. Die Hydrometeore und deren Veränderungen (Niederschlag nach Zeit, Art und Stärke, Wolken nach Menge, Form, Höhe — nach Möglichkeit auch Dichte — und Geschwindigkeit mit Wolken Spiegel bestimmt) wurden praktisch genommen unaufhörlich beobachtet zwischen etwa 06^h und 24^h. Jeden Morgen wurde zwischen 07^h und 09^h ein Pilot aufgesetzt. Die ohne diesen schon zeitraubenden Arbeiten mit den Aufstiegen, deren Auswertung und Deutung, und der unten zu beschreibende Wetterdienst, verhinderten leider mehr Piloten aufzulassen. Die genaue Beobachtung der Wolken dürfte indessen diesen Mangel zu einem gewissen Grade ersetzen. Die Rauchfahnen von den Auspuffrohren der Flugzeuge stellten sich auch als vorzügliche Treibkörper für die Bestimmung der Höhenwinde heraus. Im Sommer 1923 wurden einige vergleichende Versuche ausgeführt, wobei die geschätzten Zugrichtungen solcher Rauchfahnen mit der mittels Theodolit bestimmten Zugrichtungen der Wolkenfetzen im selben Niveau verglichen wurden. Die Versuche ergaben eine durchaus befriedigende Übereinstimmung. Nur erfordert die Methode ziemlich viel Übung und Aufmerksamkeit, da solche Rauchfahnen einesteils mehr zufällig erzeugt werden, andernteils in der Regel rasch verschwinden. Im Sommer 1924 wurden sie nach Möglichkeit regelmäßig dort beobachtet, wo Wolkenzugbestimmungen und Pilotaufstiege nicht ausgeführt werden konnten.

Was die benützten Instrumente und deren Aufstellung betrifft, so wurde der Luftdruck mittels eines Fuess'schen Stationsbarometers bestimmt. Bei schnell auszuführenden Aufstiegen wurde der Barometerstand bisweilen mit Hilfe eines Fuess'schen Präzisionsaneroides (so wie sie diese Firma für Nivellierzwecke anfertigt) bestimmt. Die Korrektur dieses Instrumentes war sorgfältig bestimmt worden und wurde dazu häufig am Stationsbarometer kontrolliert. Die Ablesungen wurden dann mittels des Richard'schen Barographen in üblicher Weise noch einmal nachgeprüft.

Die Temperatur sowohl des trockenen wie auch des nassen Thermometers wurde mittels Fuess'schen Quecksilberthermometern bestimmt, die in der schon oben beschriebenen Hütte (pag. 7) aufgehängt waren. Die Ablesungen wurden mehrmals mit dem Assmann'schen Aspirationspsykrometer kontrolliert und einwandfrei gefunden.

Der Thermograph von Richard, (mittelgroßes Modell), war in einer großen älteren Hütte, die der festen Station II. Ordnung angehörte, in circa 250 m Abstand von der obengenannten Hütte aufgestellt. Die Aufstellung wurde durch vergleichende Ablesungen in den zwei Hütten während der zwei ersten Arbeitsperioden geprüft und die Übereinstimmung als sehr gut gefunden. (Abweichung im Maximum 1,1° bei starkem Strahlungswetter.) Das Minimumthermometer war von dem in Norwegen gebräuchlichen Typus (Küchler) und in derselben Hütte wie der Thermograph aufgehängt.

Die Wolkenmessungen wurden mittels Wolken Spiegel der Firma Fuess ausgeführt.

Der Niewerschlagsmesser war vom üblichen Modell des Norwegischen Meteorologischen Instituts¹.

Der Theodolit war ein sehr gutes Instrument von der Firma Bamberg. Die Ballone waren 90 Inches Gummiballone der Firma Macintosh & Co. in Manchester. Sie wurden in der Regel mit einer Steiggeschwindigkeit von 150 m pro Min aufgelassen. Die Steiggeschwindigkeit wurde mittels der Tabellen von Hesselberg und Birkeland² bestimmt.

¹ Nedbøriakttagelser i Norge. Utgitt av Det Norske Meteorologiske Institutt. Årgang XXIX, 1923, p. 1.

² Th. Hesselberg und B. J. Birkeland, Steiggeschwindigkeit der Pilotballone, Beitr. Band IV, p. 216.

- x Mischungsverhältnis nach Neuhoff.
 γ Der vertikale Temperaturgradient.
 γ' Der adiabatische (trocken- bzw. feuchtadiabatisch je nach den Umständen) vertikale Temperaturgradient.
 E Stabilität nach Hesselberg (pag. 35).
 K Definition siehe pag. 35.
 Θ Potentielle Temperatur in Celsiusgraden bei 1000 mb.
 $\delta\Theta$ Abweichung der potentiellen Temperatur vom Sommermittel desselben Niveaus.
 δS Abweichung der spezifischen Feuchtigkeit vom Sommermittel desselben Niveaus.
 D. Windrichtung in Graden von 0° gleich N, bis 360° gleich N über 90° gleich E.
 F Windgeschwindigkeit in Kilometer/Stunde.
 $\bar{\Theta}$ Mittlere potentielle Temperatur (bei 1000 mb) einer Schicht.
 $\delta\bar{\Theta}$ Abweichung der mittleren potentiellen Temperatur einer Schicht vom Sommermittel dieser Schicht.
 $\delta\Theta/\delta H$ Vertikaler Gradient der potentiellen Temperatur bei 1000 mb in Celsiusgraden pro 100 m Erhebung.
 \bar{E} Mittlere Stabilität (nach Hesselberg) einer Schicht.
 $\delta\bar{E}$ Abweichung der mittleren Stabilität einer Schicht vom Sommermittel derselben Schicht.
 \bar{S} Mittlere spezifische Feuchtigkeit einer Schicht.
 $\delta\bar{S}$ Abweichung der mittleren spezifischen Feuchtigkeit einer Schicht vom Sommermittel derselben Schicht.
 \bar{R} Mittlere relative Feuchtigkeit einer Schicht.
 $\delta\bar{R}$ Abweichung der mittleren relativen Feuchtigkeit einer Schicht vom Sommermittel derselben Schicht.

2. Aufstiegsbeschreibungen.

Aufstieg Nr. 1.

15. VII. 1924. 14^h 08^m — 15^h 20^m M. E. Z. Karte 1. Tabelle 6—9.

Am vergangenen Tage passierte eine Okklusion (36 X) vormittags Kjeller, von maritimer Polarluft mit Regenschauern gefolgt.

Die Okklusion wurde nachmittags über Mittelschweden und Ostnorwegen rückgängig, wobei sich gleichzeitig ein sekundäres Zentrum über Ostnorwegen ausbildete, das sehr rasch nach Finnland abzog.

Am 15. finden sich um die Okklusion nur noch Reste der Wolkendecke, in Form von Ci und AC über Südschweden und Ostnorwegen.

Vom Nordmeere ziehen neue Okklusionen heran. Zur Zeit des Aufstieges hat sich ein kleines lokales Tief über Südnorwegen, östlich der Wasserscheide ausgebildet und der Aufstiegsplatz liegt gerade in einem Divergenzgebiet der untersten Luftströmungen.

Wolkenpanorama:

N: Einige Ci am Horizont. SE: Einzelne CiS am Horizont. SW: Hoher, dünner, zerrissener AS, stellenweise an der Mündung vom Oslofjord. W: Kleine AC am Horizont.

Überall kleine C, besonders über den Hügeln im N und W von Oslo. Die C liegen zwischen 1950 und 2250 m, sind durchgehend klein und abgeplattet, und in lebhafter innerer Bewegung. Ansätze zu einer Turmbildung zeigen sich dort, wo die C am dichtesten sind, sie verschwinden jedoch schon nach kurzer Zeit.

Luftunruhe:

In 100 m: Schwach über Hügel. In 500 m: Ziemlich stark über dem Flusse »Nitelven«. In 1200 m: Ziemlich stark über Hügel. In 2100 m: Über Westrand des Öieren-Sees.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 40 km Sehweite. In 2500 m ca. 200 km.

Weitere Entwicklung: Der Tag bleibt trocken bei abnehmender Bewölkung von kleinen C und etwas AC und sehr starker Insolation.

Aufstieg Nr. 2.

16. VII. 1924. 13^h 47,5^m — 15^h 19^m M. E. Z. Karte 2. Tabelle 10—13.

Schon am 12. abends machten sich Anzeichen eines Vorstoßes des Azoren-Maximums nach NE bemerkbar, und am 14. morgens liegt über SW-England das Zentrum eines abgeschnürten Hochdruckgebietes, das noch in weiterer Bewegung nach ENE begriffen ist, wobei es aber an Intensität ziemlich rasch abnimmt. Die ursprünglich ziemlich weit südlich sich erstreckenden »Schwänze« der Okklusionen 37A, B und C sind bei der Interferenz der polaren und äquatorialen Systeme stark abgeschwächt worden. Am 16. mittags hat die erste soeben die Wasserscheide zwischen West- und Ostnorwegen passiert. Die Reste des wandernden Hochdruckgebietes sind über Südschweden und Ostdeutschland noch sichtbar.

Wolkenpanorama:

N—E—SE: Am Horizont vereinzelte kleine C. SW—W—N: Dreifache Wolken-
decke:

Eine *untere* Schicht von kleinen, vereinzelt C, die stellenweise turmartig aufschließen, um dann bald aufgelöst zu werden. Diese untere Schicht streckt sich vom westlichen Ufer des Oslofjords bis an den Horizont. Die Schicht nimmt am Ende des Aufstieges eine SC-artige Form an (Clarke 30 B).

Eine *hohe* Schicht von AS-L zusammen mit AC. Die Schicht ist bis an den Horizont zusammenhängend, jedoch mit Ausnahme einer blauen Rinne, die mit dem äußersten Ostabhänge der Wasserscheide zusammenfällt (wahrscheinlich föhnige Auflösung).

Eine *höchste* Schicht von dünnem CiS in Anhäufungen (Clarke 10), mit einer östlichen Begrenzung von chaotisch verschlungenen Ci-Fäden. Die höchste und hohe Schicht haben deutliche Radiationspunkte in SSE und NNW, die dichteste Stelle liegt im NW.

Am Orte: CiC-Stücke (Clarke 20 B) über AC-L. Radiationspunkte in NNW und SSE; deutlich in N und S scharf abgegrenztes Wolkengebiet mit östlicher Bewegung.

Luftunruhe:

In 200 m: Ziemlich stark über Nitelv. In 500 m: Ziemlich stark über Nitelv. In 900 m: Stark über Nitelv. In 1400 m: Stark über Leiraelv. In 2200 m. In 2700 m.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 25 km Sehweite. Zwischen 1000 und 1500 m stark diesig. Oberhalb 3500 m gut — schätzungsweise 170 km.

Optische Phänomene:

Irisierende Wolken um den Zenith. Fragment eines 22°-Sonnenhofes.

Weitere Entwicklung: Der Tag bleibt trocken bei stetig zunehmender Bewölkung von AC und AS und abnehmender Insolation.

Aufstieg Nr. 3.

17. VII. 1924. 09^h 25^m — 10^h 05^m M. E. Z. Karte 3. Tabelle 14—17.

Die bei Besprechung des Aufstieges Nr. 2. erwähnten Okklusionen 37 B und C haben nach Verschwinden des ebenda erwähnten, wandernden Hochdruckgebietes sich in ihren, vom Hochdruckgebiete passierten Teilen, während des 16. erheblich erholt und sind daselbst gleichzeitig in wandernde Gewittergebiete umgewandelt worden.

Sie haben im Norden das westlichste Norwegen mit unveränderten Eigenschaften passiert. Die 37 B läßt gerade beim Beginne des Aufstieges einige Regentropfen auf Kjeller fallen.

Südwestlich von Irland ist 37 D, wahrscheinlich noch mit einem warmen Sektor an der Erdoberfläche, ins Kartenbild eingetreten. Über Schottland und der nördlichen Nordsee fallen leichte Schauer.

Wolkenpanorama:

In 600 m unterbrochene FN-Schicht. In 1200 m die Basis des PN, der überall zusammenhängt und im NW am dichtesten erscheint.

Luftunruhe:

In 500 m: Etwas unter dem FN. In 1000 m: Über dem Rande des Öieren-Sees. In 1100 m: In den Wolken stark über Nitelv. In 1200 m: In den Wolken.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 8 km Sehweite.

Weitere Entwicklung: Mäßiger Regen von PN und AS-p, 7,7 mm von 08^h—19^h M. E. Z.

Aufstieg Nr. 4.

18. VII. 1924. 09^h 09,5^m—10^h 23^m M. E. Z. Karte 4. Tabelle 18—21.

Von den schon mehrmals besprochenen Okklusionen 37 B und C passierte die erste Kjeller am Abend des 17. (etwa 18^h), die zweite am Spätabend. Die schon erwähnte 37 D — wahrscheinlich eine Regeneration einer Okklusion — hat sich vertieft und liegt jetzt über Westdeutschland, Holland und Belgien. Durch diese Vertiefung hat sich das Druckfeld sowohl im Rücken von 37 B und C als auch vor denselben erheblich abgeschwächt und eine kleine östliche Komponente bekommen, was zur Folge hatte, daß beide ungefähr um 2^h morgens am 18. über Südschweden stationär wurden und jetzt sehr langsam westwärts treiben.

Wolkenpanorama:

SE: Sich auflösender AC; dahinter Aufzug von AC + SC am Horizont.

SSW—SW: Eine höchste Schicht von CiS, die durch einen deutlichen, wahrscheinlich ziemlich weiten Zwischenraum von blauem Himmel, in eine ziemlich nahe Decke und eine Bank am Horizont zerteilt ist. Ci-Federn am Ostrande. Eine hohe Schicht von AC, wahrscheinlich unter der östlichsten der obengenannten CiS-Decken.

N—NW: Ci und AC.

NW: Etwas AS in Auflösung.

Am Orte: Überall FC- oder FS-Fetzen in 500—750 m Höhe.

Dünnere AC oberhalb 4000 m.

Luftunruhe:

In 600 m: In FC über Nitelv.

Sichtverhältnisse:

An der Erde 10 km Sehweite. Ziemlich starker Dunst in den untersten Schichten mit Maximum in SE und in 500 m Höhe. Scharfer Dunst-Horizont in 650 m mit oberer Begrenzung der FC zusammenfallend. Sehweite über 1500 m gut — ca. 200 km.

Optische Phänomene:

Fragment des 22°-Hofes im Ci.

Weitere Entwicklung: 13^h 50^m—15^h 30^m schwacher Regen, < 0,1 mm, von Resten einer alten, rückgängigen Wolkendecke von Okklusionscharakter. Später langsame Aufheiterung mit Bewölkung von AC, SC und etwas C.

Aufstieg Nr. 5.

21. VII. 1924. 08^h 32^m—09^h 14^m M. E. Z. Karte 5. Tabelle 22—25.

Die schon bei Besprechung des Aufstieges Nr. 4 erwähnte 37 D, der ein gut ausgeprägtes Druckminimum angehörte, erreichte am 19. morgens das südlichste Norwegen. Das Minimum vertiefte sich etwas über dem Skagerrak und sandte einen Ausläufer nach NW, sodaß am 20. zwei Teilminima vorhanden waren, eins über dem Skagerrak und eins über der Romsdalsküste. Das Druckminimum der Okklusion 37 D wurde von folgenden Fronten und Frontresten umkreist: Die im Laufe des 18. okkludierte 37 D, die 37 B, die schon am 18. früh von der Zirkulation des obengenannten Druckminimums rückgängig gemacht wurde, außerdem von den Resten von 37 C. Hierbei wurden diese Fronten erheblich zerrissen und ineinander verwickelt. Mit ziemlicher Sicherheit können aber am Morgen des 21. die Reste von 37 B teils über dem südwestlichen Schweden, teils über Ostengland aufgespürt werden. Bei dem Vorrücken des obengenannten Druckminimums nach NW bildeten sich mehrere Kaltfronten über der Nordsee, die Dänemark, Südschweden und Norddeutschland überquerten. Die nachfolgende, relativ kalte Luft erzeugte ein zungenförmiges Hochdruckgebiet über der Nordsee, Dänemark und Norddeutschland, wobei das ursprüngliche Hauptminimum über dem Skagerrak sich ausfüllte.

Schon ungefähr am 19. mittags taucht westlich von Irland ein neues Minimum auf, in dem sich allmählich wenigstens zwei Fronten mit Okklusionscharakter zeigen — 37 E und F —, während auf der Rückseite des Minimums ein Hochdruckgebiet erscheint, (wahrscheinlich wenigstens teilweise von sehr alter Polarluft aufgebaut), und die nördliche Strömung sich in den portugiesischen Zweig des Passates ergießt, hiermit die 37. Familie abschließend.

Ein Konvergenzgebiet der Bodenwinde liegt während des Vormittages in der unmittelbaren Nähe des Aufstiegsortes. Es gehört wahrscheinlich den Resten einer rückgängigen Okklusion (37 C) an.

Bei Island erscheint am Morgen des 21. schon das erste Mitglied der 38. Familie.

Wolkenpanorama:

SE: Wolkendecke in schätzungsweise 2000 m Höhe (durch Vergleich mit wachsendem C), AC und AS in Auflösung.

W: Am Horizont AC-Bank mit deutlicher Radiation N—S. Dahinter mächtige CN; Entfernung schätzungsweise 200—250 km.

NW—N: Über den Hügeln ringsum Oslo C, die bald die SC-Decke in ca. 1500 m Höhe durchbrechen und in säulenförmige, rasch wachsende CN übergehen.

Am Orte: In 400 m FS-Fetzen.

In 1400—1650 m SC in Auflösung. (Um 09^h 06^m nur noch eine Dunstbank zurück).

Während des Aufstieges beginnt, anscheinend von der Schicht unmittelbar unter dem sich auflösenden SC ausgehend, eine lebhafte C-Bildung, wobei die große Geschwindigkeit der Wolkenbildung durch folgende Auszüge aus dem Notizbuche erleutert sei.

08^h 49^m: C dringt durch Reste von SC.

08^h 50^m: C nimmt Turmform an und geht in CN über.

08^h 52^m: Amboßförmige Bildung in 2000 m über dem größten, nächstgelegenen Hügel westlich von dem Öieren-See.

08^h 58^m: Wohlentwickelter Amboß an derselben Stelle, jetzt in 2500 m.

Also in 9 Minuten schießt der Turm von 1400 bis 2500 m hinauf, durchschnittlich also 2 mps.

Luftunruhe:

In 400 m: Unter FS über Nitelv. In 2500 m: Gewaltig im Amboß des CN, daneben im wolkenfreien Raum aber ganz ruhig.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 60 km Sehweite. In 2500 m ca. 250 km.

Optische Phänomene:

Brockengespenst im SC.

Weitere Entwicklung: 10^h 30^m—12^h 30^m gehen Regenschauer unter den CN nieder, jedoch nur über den Hügeln in der Umgebung, besonders westlich des Öieren-Sees.

Nachmittags etwa 16^h neue Schauer daselbst.

Aufstieg Nr. 6.

22. VII. 1924. 18^h 16^m—19^h 18^m M. E. Z. Karte 6. Tabelle 26—29.

Die schon erwähnten Fronten 37 E und F (siehe Aufstieg Nr. 5) passierten während des 21. Belgien, Holland und das nordwestliche Deutschland. In der maritimen Polarluft der Rückseite traten zahlreiche Gewitter über Südengland, Frankreich und dem westlichsten Deutschland auf.

37 E liegt am 22. abends über dem Skagerrak, Südschweden und Gotland, während 37 F sich quer über Dänemark und die südliche Ostsee erstreckt. Regen fällt von 37 E nur noch über der Skagerrakmündung. Über dem mittleren Norwegen und Schweden bricht kalte Luft von dem Nordmeere mit Schauern und stellenweise Gewitter ein.

38 A liegt in okkludiertem Zustande über Westschottland und dem Nordmeere. Das kleine Hochdruckgebiet, das am 21. morgens über der Nordsee, Dänemark und Deutschland lagerte, ist in mehrere, kleine Restkerne zersplittert worden.

Der Aufstiegsort liegt in einem sehr ausgeprägten Divergenzgebiete (drei kleine Tiefdruckgebiete in SW, S und NE).

Wolkenpanorama:

N: Ci, CiS, AC.

E: Eine Wolkenwalze bildet sich um 18^h 40^m in ungefähr 1500 m Höhe über Glommenelv, löst sich aber rasch auf.

SE—S—SW: AS + AC, zusammenhängende Decke, deren nördliche Begrenzung die obengenannten Ci, CiS und AC sind; dichteste Stelle der Wolkendecke in S.

SW: AS-L über der Mündung des Oslofjords.

NW: Kleine C in Auflösung am Horizont.

Am Orte: In 800 m und 1300 m schwache Reste von Schichtwolken. Über 4000 m AS + AC, einzelne Stellen kleine Löcher in der Wolkendecke.

Von dem AS fällt an mehreren Stellen Regen, der aber über 2000 m verdunstet.

Luftunruhe:

In 1200 m: Über Nitelv und Hügel im N von Kjeller.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 30 km Sehweite. Zwischen Boden und 1200 m ziemlich starker Dunst, besonders zwischen 800 m und 1200 m konzentriert mit Dunsthorizont in 1200 m. Oberhalb 1200 m Sehweite nicht über 75 km.

Aufstieg Nr. 7.

25. VII. 1924. 12^h 21^m—14^h 05^m M. E. Z. Karte 7. Tabelle 30—33.

Die schon mehrmals besprochene Okklusion 37 F mit zugehörigem Tiefdruckzentrum erreichte am frühen Morgen des 23. das Skagerrak, wo das Zentrum wie gewöhnlich stationär wurde. Während des 23. passierte die 37 F langsam das südliche und mittlere Schweden und Norwegen, erhebliche Niederschlagsmengen gebend. Durch die Ausbildung eines südöstlichen Gradienten über Nordskandinavien bei der Nordwärtswanderung von 37 E und F wurde eine verhältnismäßig kalte Luftmasse zwischen Spitsbergen und Nordkap nach SW gelenkt und drängte 38 A mit seinem Tiefdruckzentrum nach S und SE, sodaß dieses am Morgen des 24. zwischen Schottland und Westnorwegen lag. 38 A umkreiste das Zentrum über dem Skagerrak und passierte während des 24. Dänemark, Südostnorwegen und Südschweden, während sein Zentrum sich mit demjenigen über dem Skagerrak verband, wobei auch die Leewirkung der südnorwegischen Wasserscheide mitwirkte.

Am 25. mittags liegen die Reste von 38 A mit Resten von 37 E und F in einer sich ausfüllenden Mulde über Mittelnorwegen und Dalekarlien zusammen.

Am 24. mittags tauchte 38 B westlich von Irland auf und hat am 25. mittags schon diese Insel passiert.

Während des ganzen Tages liegt der Aufstiegsort in einem Divergenzgebiete in Form von einem kleinen Hochdruckgebiete.

Wolkenpanorama:

N—NE: Am Horizont stellenweise Ci und CiS.

SE—S—SW: Am Horizont Ci und CiS. Darunter SC-Cf.

W: SC-Cf.

Am Orte und in der Umgebung:

In 1850—2000 m eine doppelte Wolkendecke, deren unterste Schicht SC-förmig, deren obere AC-förmig ist. Von der unteren Schicht fallen einige Regentröpfchen. Während des Aufstieges beginnt die Wolkendecke in C überzugehen. Hierbei wird jede Einzelheit der Oberflächengestaltung in der Intensität der C-Bildung abgebildet. Die Seen, Fjorde und Flüsse sind durch ausbleibende C-Bildung gekennzeichnet, über jedem Hügelchen entsteht eine kleine Haufenwolke, während die größeren Hügel, besonders im W von Oslo zu kleinen Türmen die Veranlassung geben. Es kommt aber nur zu einer Aufbrechung und Umwandlung des SC; die Mächtigkeit der Wolkenschicht wächst nur unbedeutend und am Ende des Aufstieges löst sie sich in vereinzelte FC auf.

Luftunruhe:

In 1000 m: Über Hügelzug südwestlich von Kjeller.

Sichtverhältnisse:

Am Boden ca. 40 km Sehweite. Unmittelbar über der Wolkendecke Dunsthorizont. Oberhalb 2500 m sehr klare Luft. Feste Gegenstände zur Bestimmung der exakten Sehweite mangeln, aber man kann mit 300—350 km rechnen.

Weitere Entwicklung: Aufheiterung bei starker Insolation.

Aufstieg Nr. 8.

28. VII. 1924. 09^h 48^m—10^h 53,5^m M. E. Z. Karte 8. Tabelle 34—37.

Seit dem 24. bereitet sich schon eine Umwälzung der ganzen Lage vor, die durch ihre plötzliche Auslösung im Laufe des 28. in Form von Gewitterböen über Mittelschweden und Ostnorwegen und durch ein Aufhalten von über England vorrückenden Okklusionen interessant ist. Es ist dies eine Situation, die vom Prognosengesichtspunkt ebenso wichtig wie unerquicklich ist, wichtig besonders für die Küstenregionen am Skagerrak und dem nördlichen Kattegat, wo nachmittags der plötzliche Übergang von schwachen, wechselnden Winden in stürmische, ablandige Gewitterböen mehrmals zu Katastrophen Veranlassung gab, unerquicklich weil die Vorbereitung sowohl wie die Auslösung von *kleinen* Bewegungen eines Druckminimums über Westrußland bestimmt wird.

Die Okklusion 38 A, die am Morgen des 24. nach dem Baltikum und dem östlichen Polen vorgedrungen war, wurde daselbst im Laufe des 24. »regeneriert«. Am 25. bewegt sich das jetzt über Südwestrußland selbständig gewordene Druckminimum der Regeneration äußerst langsam ostwärts. Im Laufe dieses Tages beginnt von über Finnland lagernden Luftmassen ein Vorstoß nach W, mit verstärkter östlicher Höhenströmung über Nordschweden (Pilot von Östersund) und Überströmung der Wasserscheide zwischen Schweden und Norwegen, nördlich von 63° N. Br., mit deutlichen Föhneffekten an den Küstenstationen. Eine Strömung nach SW, welche den orographischen Linien besser entsprechen würde, kommt nicht zustande, da eine Tiefdruckmulde sich über Dalekarlien hartnäckig bis zum 28. behauptet. Dies, sowohl wie das Bestehen kleiner Minima in Tröndelagen und Südostnorwegen dürfte wohl als ein Ausdruck dafür angesehen werden, daß während des langsamen Absterbens der Okklusionen 37 E und F über Mittelskandinavien während des 23. und 24. eine große Menge von kinetischer Energie in den mittelhohen und höheren Luftschichten über dem mittleren Skandinavien aufgespeichert wurde.

Während des 26. wandert das Tiefdruckgebiet über Westrußland langsam nach E. Die östliche Strömung über Nordskandinavien setzt hierbei fort, nur kann man jetzt eine stärkere nördliche Komponente bemerken. Über dem Nordmeere beginnt eine Zunge hohen Druckes nach SW hervorzudringen. In der Tiefdruckfurche über Dalekarlien treten schon am Nachmittage des 27. Gewitter auf, und leichte Schauer wandern von dieser Gegend südwärts.

Schon am Abend des 25. zeigt sich westlich von Irland und südlich von Island eine neue Front, 39 A, die am 27. früh Irland erreicht und von einer zweiten, 39 B, gefolgt wird.

Am 28. morgens geschieht dann die Umwälzung. Das Minimum über Rußland bewegt sich während des 27. nach NE. Hierbei bildet sich in der Tiefdruckfurche über Dalekarlien eine Kaltfront aus, die von Särna bis Åland reicht und sich langsam in Bewegung setzt. Vor dieser Kaltfront, die also mit großer Wahrscheinlichkeit Frontreste als »Keim« hat, treibt eine sehr alte Okklusion, die soeben beim Aufstiege Kjeller passierte. In der östlichen Strömung über Finnland und Nordrußland folgen andere nach.

Die okkludierte Front 39 A setzt die über dem Nordmeere aufgespeicherten Luftmassen in Bewegung, zunächst im Norden westwärts, dann der westnorwegischen Küste entlang südwärts und wird hierbei nördlich von 55° N. Br. zuerst stationär und dann rückgängig.

Wolkenpanorama:

NE—E—SE: Aufheiterung nach abziehenden Wolkendecken von SC und AC. Um 09^h 55^m beginnt C-Bildung in ungefähr 500 m; um 10^h 13^m ragen hier schon die ersten C bis an die Reste der abziehenden SC, dringen durch diese, aber wachsen dann nur langsam weiter.

SW—W: Am Horizont eine zusammenhängende Decke von Ci, anscheinend einer »alten« Front angehörig.

NW: C-Bildung beginnt besonders über den Hügeln im W vom Oslofjord.

Am Orte: Eine *unterste* Schicht in 500 m von FS-ähnlichen Wolken, von welchen C zu wachsen beginnen.

Eine *mittelhohe* Schicht von dünnem SC in ungefähr 1900 m Höhe.

Eine *hohe* Schicht von AC in lebhafter Umwandlung begriffen, wohl mit AC-Cast. zu bezeichnen (Clarke 24 A), in 3000 m Höhe.

Die C geben beim Erreichen der SC-Schicht eine wahrhaftige Reliefkarte der ganzen Landschaft, indem die Intensität der C-Bildung mit Höhe und Böschungswinkel der darunterliegenden Landschaft steigt.

Luftunruhe:

In 400 m: Unter FS. In 3000 m: Stark in AC-Cast.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 40 km Sehweite. Starker Dunst in den untersten Luftschichten bis ungefähr 500 m, besonders um Oslo herum. In 2500 m Höhe sehr durchsichtige Luft, aber keine feste Gegenstände zur Bestimmung der Sehweite vorhanden, schätzungsweise 300 km.

Optische Phänomene:

Brockengespenst im SC.

Weitere Entwicklung: 13^h 15^m—13^h 40^m Gewitter mit etwas Regen von ESE ziehend. 17^h 45^m—18^h 50^m typische Passage einer Kaltfront mit starkem Gewitter, Hagel und Platzregen, die von ENE herüberzieht — die am Morgen über Mittelschweden gebildete, oben besprochene Kaltfront — von kräftigen Schauern bis zum Spätabend gefolgt.

Aufstieg Nr. 9.

29. VII. 1924. 12^h 27,5^m—13^h 52^m M. E. Z. Karte 9. Tabelle 38—41.

Die Veränderung des Typus in eine Ostlage, die am 28. vor sich gegangen ist, und die bei Nr. 8 besprochen wurde, hat während des 28. und der Nacht zwischen dem 28. und 29. beinahe ganz Südschweden und Ostnorwegen mit Luftmassen von Finnland überflutet. Nur im südlichsten Schweden und hart an der Ostgrenze der Wasserscheide in Südnorwegen finden sich die Reste der Tiefdruckmulde, die sich mit solcher Hartnäckigkeit in den vorgehenden Tagen über Dalekarlien festhielt. Das ganze nördliche Dänemark ist jetzt auch am Boden von Ostluft überflutet. In der Höhe (bis 6000 m) findet sich diese auch über der Nordsee und Nordwestdeutschland. In den östlichen Luftmassen treten kleinere Regengebiete, meistens Okklusionsreste auf.

Die kümmerlichen Überbleibsel von der Okklusion 39 A sind bis in die Nordsee und Norddeutschland vorgedrungen, sind aber jetzt nur noch in Form einer Wolkendecke aufzufinden. 39 B ist auch sehr schwach. Sie wurde, wie 39 A, im nördlichen Teile rückgängig.

Südlich der Seealpen bildete sich jedoch die typische »Resonanzdepression« der Genuabucht aus, und diese gibt über den Alpen und dem Alpenvorlande kräftige und typische Niederschläge.

39 C erscheint ungefähr 1000 km westlich von Irland.

Der Aufstiegsort liegt während der ersten Tageshälfte in einem schwachen Divergenzgebiete (kleiner Hochdruckkeil).

Wolkenpanorama:

NE: C wächst ziemlich rasch mit starken Kuppeln über allen Hügeln.

ENE: Am Horizont Aufzug einer anscheinend weit degenerierten Okklusion, SC-förmiger AS mit CiS + AC darüber.

SE: AC und CiS zusammen.

SW: C wächst mit denselben Formen wie im NE auch hier über den Hügeln zwischen Öieren-See und Oslofjord. Über dem Skagerrak CiS + AC. Fern am Horizont (wahrscheinlich 300—350 km entfernt) eine Bank hoher Wolken, Ci-ähnlich.

W: Im Hügelgebiet westlich vom Oslofjord wächst C in Form von kleinen Ballen.

Am Orte: In 1400—1500 m dünner SC. In 2100—2200 m dünner SC, der in AC übergeht. Oberhalb 6000 m Mischung von Ci mit AC-ähnlichem Gewölk. Um 13^h 11^m verwandelt sich plötzlich die Wolkendecke in 2000 m in kleine C. Um 13^h 18^m beginnt die höchste Wolkendecke schnell dichter zu werden. Um 13^h 28^m beginnen C-Türme über dem hügeligen Gelände im SW plötzlich von der umgebildeten Wolkendecke in 2000 m zu wachsen. Um 13^h 39^m haben sich diese C in CN, (jedoch ohne Ci-Schirm) umgewandelt, und kräftige Fallstreifen hängen aus ihnen herab. Um 13^h 41^m bildet sich plötzlich im NE ein »Böenkragen«, hinter dem ein kleiner Schauer niedergeht.

Luftunruhe:

In 2000 m: Unmittelbar unter der zweiten Wolkenschicht. In 2100 m: Schwach in den Wolken selbst.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 50 km Sehweite. Während des ganzen Aufstieges äußerst durchsichtige Luft, Sehweite in Mangel von festen Vergleichsgegenständen nicht exakt zu bestimmen, aber in 5000 m wahrscheinlich 400 km.

Optische Phänomene:

Irisieren in der höchsten Wolkenschicht und gleichzeitig Halo von 22°. Brocken-
gespenst in der zweiten Wolkenschicht.

Weitere Entwicklung: Mit Ausnahme der obengenannten Fallstreifen und schwachen Regenschauer bleibt der Tag trocken bei starker Insolation und halbbewölktem Himmel (AC und C).

Aufstieg Nr. 10.

30. VII. 1924. 09^h 59^m — 11^h 37^m M. E. Z. Karte 10. Tabelle 42—45.

Die Lage zeigt im wesentlichen keine Unterschiede gegenüber der am Vortage (Nr. 9). Die Okklusion 39 B ist im N sehr wenig ostwärts vorgedrungen, während das Resonanztief über Norditalien und Adria sich schon auszufüllen beginnt.

39 C hat Irland passiert und Island soeben erreicht.

Eins der kleinen Niederschlagsgebiete in der östlichen Strömung, das am Mittage des 29. über Mittelschweden lag, passierte zwischen 03^h und 05^h M. E. Z. Kjeller, dabei 1,6 mm Regen gebend. Den Wolkenformen und dem Barogramme nach, ist es als eine weit degenerierte Okklusion aufzufassen. Um 08^h am 30. hat diese Front im N soeben die Wasserscheide passiert, und es herrscht Föhn im norwegischen Küstengebiete (64°—66° N. Br.).

Ein schwaches Divergenzgebiet in Form eines flachen Hochdruckkeiles liegt über dem Aufstiegsorte.

Wolkenpanorama:

N—NE: C-Bildung von FS-ähnlichen Wölkchen ausgehend. Um 10^h 18^m haben sich große C-Massive, dicht besetzt mit kleinsten Kuppeln, ausgebildet.

SE: Vereinzelte CiS-Anhäufungen.

SW—W: Am Horizont über dem Skagerrak CiS-Bank.

W—N: Eine *unterste* Schicht von FS-ähnlichen Wolken, von welchen C-Bildung ausgeht. Eine *mittelhohe* Schicht von SC, die gegen den Horizont in AS übergeht, während man am Horizont selbst CiS und blauen Himmel hat. Eine *höhere* Schicht von dünnem AC. Eine *höchste* Schicht von einzelnen Ci.

Die beim Beginn des Aufstieges kleinen und unbedeutenden C-Ballen wachsen rasch und kräftig an. Um 10^h 13^m bilden sich Türme. Um 10^h 15^m haben sich große C-Massive ausgebildet, die gerade den SC in ca. 2000 m durchstoßen, wobei diese mit den C-Massiven zusammenwächst, und diese beschleunigt oberhalb der SC wachsen.

Um 10^h 30^m erreichen die C-Gipfel schon den AC in ca. 3000 m Höhe und stoßen auch dort durch, wobei die Gipfel ein eigentümliches »wolliges« Aussehen annehmen.

Am Orte: In 400 m dünne Schicht von FS, die ein Rest von sich auflösendem Morgennebel ist. Von diesen Wölkchen geht beim Beginn des Aufstieges die Bildung kleinster C vor sich, wobei die Hügel unmittelbar westlich von Öieren-See besonders rasch C aufsetzen, während die Ebene viel weniger kräftige C-Bildung aufweist. Um 10^h 14^m schießen über den obengenannten Hügeln C-Türme in die Höhe. Um 10^h 27^m erreichen die Gipfel den SC und brechen durch, werden aber stark in der Richtung SSE—NNW ausgezogen, offenbar von einer stärkeren Strömung über der Wolkenschicht. In 2200 m dünne SC. In 2800 m dünne AC.

Luftunruhe:

In 200 m: Ziemlich stark über Hügel im SE von Kjeller. In 2700 m: Unmittelbar unter AC schwach.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 50 km Sehweite. Oberhalb 2500 m ca. 300 km.

Weitere Entwicklung: Am Orte bleibt der Tag trocken, bei lebhafter C-Bildung und kräftiger Insolation. Im W und NW beginnen um 11^h 36^m leichte Schauer niederzugehen, was sich mehrmals bis nach 22^h wiederholt.

Aufstieg Nr. 11.

31. VII. 1924. 08^h 37,5^m — 11^h 41^m M. E. Z. Karte 11. Tabelle 46—49.

Wie der Aufstieg Nr. 8 unmittelbar vor der Umlagerung in eine Ostströmung, so wurde dieser gleichzeitig mit dem Übergange in eine Südwestsituation vorgenommen. Noch am Abend des 30. konnte eine schwache Westwärtsbewegung des Regengebietes über dem westlichen Norwegen verspürt werden, das früh am selben Morgen Kjeller passierte. Es hängt dies wohl damit zusammen, daß eine ziemlich kräftige östliche Strömung sich über Norddeutschland hält, welche sich im nördlichen Sektor des schon (siehe Nr. 9 und Nr. 10) ein paarmal erwähnten Genuabuchttiefes befindet, bis am Abend des 30. dieses so weit östlich gekommen ist, daß sich über Norddeutschland eine nördliche Strömung ausbildet. Die Westwinde, die ganz England und Schottland hinter 39 C überfluten, können so in der Nacht zwischen dem 30. und 31. leichter vorwärts kommen, und ungefähr um Mitternacht wird das Regengebiet über Südwestnorwegen rückgängig. Daß der Widerstand von E nachgegeben hat, hängt auch damit zusammen, daß das schon mehrmals erwähnte Tief über Rußland jetzt soweit östlich gedrängt worden ist, daß keine stärkere östliche Strömung über Skandinavien und Finnland mehr herrscht; viel mehr werden die vom Eismeere über Finnland eingezogenen Luftmassen jetzt auch weit nach S und SE im Rücken des abziehenden Tiefs transportiert.

Das Regengebiet über Südwestnorwegen ist nicht nur von den Resten der oben erwähnten Okklusion aufgebaut, es dürften sich auch noch Reste anderer, alter Fronten

darunter befinden, die vom Nordmeere stammen. Die höchste Wolkenschicht, die bei dem Aufstiege beschriebenen »Schaumzirren«, dürften die Reste der von SW in den höchsten Schichten der Troposphäre über der Ostströmung hervorgedrungenen Ci der 39 A und B sein. (Es sind nach den Erfahrungen auf der »Armauer Hansen«- Expedition 1922 ganz eben solche »Schaumzirren« für sehr weit degenerierte, von SW gekommene Okklusionen typisch.)

In der Westströmung hinter 39 C ist schon 39 D, eine schwache Okklusion, über Irland erschienen.

Es herrscht starke Konvergenz der Bodenwinde über dem Aufstiegsgebiete.

Wolkenpanorama:

NE—E: Über den Hügeln steht während des ganzen Aufstieges eine Bank, von massiven C von kleinsten Kuppeln gekrönt, die sich nur wenig verändert.

ESE: Eine Wolkendecke mit Radiation von ESE nach WNW, die schon seit 06^h dort weilt, aus Ci über AC+AS-L bestehend.

SE—S—SW—W: Drei Wolkenschichten: *Eine SC-ähnliche*, in ca. 1500 m, die sich in C umwandelt, welche beim Beginn des Aufstieges klein sind. Um 10^h 11^m setzen diese über den Hügeln unmittelbar westlich von Öieren-See Kuppeln auf und beginnen rasch zu steigen. Um 10^h 16^m findet sich dort ein gewaltiger Turm, aus den verschiedenen C zusammengeschießt. Gleichzeitig beginnen die C auch östlich von Öieren-See emporzusteigen und Türme auszubilden. Um 10^h 35^m bricht der Turm im W durch die dritte Schicht (siehe unten) und sendet einen leichten Schauer zum Boden. *Eine von dünnem AS-L* in ca. 3000 m. *Eine von »Schaumzirren«* und AS-Anhäufungen.

W—N: In ungefähr 1500 m SC-Cf. In ungefähr 3000 m AS, der in AC übergeht. Oberhalb 7500 m »Schaumzirren« und CiS-Anhäufungen. Unterhalb der ersten dieser Schichten ist schwache C-Bildung im W vom Oslofjord über den dortigen Hügeln bemerkbar. Um 08^h 40^m bricht der SC ganz in kleine C-Massive auf, die von kleinsten Kuppeln gekrönt sind, jedoch nicht AC-Cast., da die Wolken viel zu mäßig sind.

Um 10^h 00^m schießen die Massive plötzlich in die Höhe.

Um 10^h 10^m durchbrechen sie die AC in 3000 m Höhe, schnellen dann noch rascher in die Höhe und breiten sich seitlich in Ci-Form aus. Um 10^h 14^m geht ein kräftiger Schauer nieder.

Am Orte: In 600 m vereinzelte FS. In 1600 m dünne SC-Cf. In 3000 m AS in AC übergehend. Oberhalb 7500 m »Schaumzirren«. Am höchsten Punkte des Aufstieges zeigen sich diese von sehr feinen, chaotisch verschlungenen Fäden mit Kernen von AC-ähnlichem Aussehen zusammengesetzt, (ähnlich der englischen »Cirromacula-Cloud«), aber noch feiner in der Struktur.

Luftunruhe:

In 200 m: Ziemlich stark über den Hügeln im SE.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 50 km Sehweite. In 1200 m ziemlich stark diesig. In 1600 m unmittelbar oberhalb des SC-Cf stark diesig. Oberhalb 2500 m nach W zu durch Wolken stark beschränkte Sicht; die Luft selbst aber auch ziemlich stark getrübt. Nach E wenigstens 150 km Sehweite.

Optische Phänomene:

22° Sonnenhalo in den »Schaumzirren«.

Weitere Entwicklung. 12^h 10^m—18^h 10^m starke Regenschauer. 12^h 30^m—17^h 30^m Gewitter.

Schauer und Gewitter ziehen von SSE, S und zuletzt SSW, offenbar an der Grenze von Ost- und Westluftströmung. 7,1 mm Niederschlag am Orte.

Aufstieg Nr. 12.

1. VIII. 1924. 18^h 39^m — 19^h 32^m M. E. Z. Karte 12. Tabelle 50—53.

Das Grenzgebiet zwischen Westluft und Ostluft, das am Morgen des 31. gerade über Kjeller lag, hat sich jetzt nach der Ostsee und Nordskandinavien verschoben. Der Weg dieses Grenzgebietes — nach einer älteren Terminologie des »Gewittersackes« — wurde durch ausgebreitete Gewitter markiert. In der Westluftströmung finden sich eine Menge schwacher Fronten von Okklusionscharakter. 39 D hat soeben Südwestnorwegen erreicht, während früher im Laufe des 1. eine Wolkendecke, wahrscheinlich ein abgerissener, höherer Teil von 39 D, Kjeller passierte (»Obere Haupteinbruchslinie«).

39 E liegt über den Britischen Inseln. Sie ist ebenfalls gestaffelt, ein abgerissener, höherer Teil liegt über der Nordsee. Hinter 39 E kommt ein Kälteausbruch kleinerer Dimension, der wahrscheinlich von Luftmassen vom Nordmeere aufgebaut ist, die früher nördlich von Island westwärts passierten. Ob man dies als »Familienabschluß« oder nicht betrachten soll, sei dahin gestellt. Die ganze »Familie« 39 stammt von Kanada und der dort abschließende Kälteausbruch ist gerade erschienen, während noch mehrere Fronten zwischen Südgrönland und Neufundland liegen.

Der Aufstiegsort liegt während des Aufstieges in einem kleinen Divergenzgebiete (kleiner Hochdruckkeil).

Wolkenpanorama:

NE: Am Horizont Ci.

SE: Am Horizont ein C-Massiv.

SW: Am Horizont Aufzug CiS von AS-L gefolgt. Höchster Punkt im SSW.

NW: Über den Hügeln C-Massive, die in lebhafter innerer Bewegung sind. Höhe des Kammes ungefähr 1500 m. Um 18^h 44^m bildet sich plötzlich ein Turm, der rasch aufwärts schießt. Um 18^h 47^m löst sich der Turm unten ab und nimmt ein ballonartiges Aussehen an. Diese »Protuberanze« segelt mit rasch abnehmender Geschwindigkeit schräg aufwärts. (Clarke 40 B.) Um 18^h 52^m kommt sie zur Ruhe und es bildet sich oberhalb derselben ein Schirm, sodaß das Wölkchen ein pilzartiges Aussehen annimmt. Es wiederholt sich dies mehrmals an anderen Stellen des C-Massives, und schließlich bildet sich hierdurch oberhalb des Massives in ungefähr 2500 m eine Schichtwolkendecke aus, die den C überschattet. Hierbei hört die Protuberanzenbildung auf.

Am Orte: In 1000 m FC. Oberhalb 4000 m AC-Reste.

Luftunruhe:

In 100 m: Über Nitelv.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 30 km Sehweite. In 1500 m sehr starker Dunst. Sehweite nur 30 km. In 2400 m scharfer Dunsthorizont. In 3000 m 275 bis 300 km Sehweite wahrscheinlich.

Weitere Entwicklung: Der Tag war und blieb trocken bei starker Insolation und etwas C-Bewölkung.

Aufstieg Nr. 13.

7. VIII. 1924. 07^h 44^m — 09^h 54^m M. E. Z. Karte 13. Tabelle 54—57.

Während der Zeit vom 1. bis 6. August herrscht südliche bis westliche Strömung, in der drei Okklusionen der 40. Familie passieren. Am 6. morgens hat sich eine Mulde über Ostnorwegen und Mittelschweden ausgebildet, in der im Laufe dieses Tages 40 C langsam ostwärts wandert, wobei sich zuletzt ein sekundäres Tief ausbildet und die kalte Rückseitenluft des Hauptminimums in kräftiger, westlicher Strömung über ganz Südskandinavien einbricht.

Am Morgen des 7. ist die Sekundäre nordwärts gepreßt worden, und ein neues Sekundärtief ist in den Lofoten, wo ein Teil der 40 C rückgängig wurde, unter Bildung.

In dem Kälteausbruche, der auch die Britischen Inseln überfegt, zeigen sich mehrere sekundäre Kaltfronten und über Südostengland und Nordfrankreich mitgerissene Frontteile unbekannter Natur, wahrscheinlich Reste alter Okklusionswolkendecken.

Über Südfrankreich bildete sich im Laufe des 6. ein Tief, das teilweise ein reiner Insolationseffekt ist, teilweise in Zusammenhang mit einer regen Zyklonentätigkeit über Nordafrika und dem Mittelmeere steht.

Das Azorenhoch beginnt am 5. nordostwärts zu ziehen, nachdem ein Teiltief früher am Tage sehr weit azorenwärts vorgedrungen war. Am 7. morgens liegt sein Kern schon 700—800 km südwestlich von Irland.

Wolkenpanorama:

SE—S: Vereinzelt kleine C.

S—SSW: Am Horizont Ci, Reste von Polarbändern.

SW: Um 08^h 10^m beginnen kleine C sich im W vom Oslofjord zu bilden. Sie sind stark zerzaust.

NW—N: Kleine dünne C. Am Horizont zeigen sich allmählich AS-L, die derartig angeordnet sind, daß sie als Reste einer weit degenerierten Okklusion erscheinen. Um 08^h 10^m beginnt im N von Oslo Bildung von kleinen C.

Am Orte: Um 08^h 45^m beginnt überall gleichzeitig Bildung kleiner FC in 1100 m.

Luftunruhe:

In 100 m: Beim Aufstieg über Nitelv. In 1100 m: Beim Abstieg in FC gewaltig. In der Schicht vom Boden aufwärts bis 1100 m beim Abstiege.

Sichtverhältnisse:

40 km Sehweite am Boden. Von 500 m aufwärts äußerst durchsichtige Luft, in 3000 m 350 km Sehweite wahrscheinlich.

Weitere Entwicklung: Der Tag bleibt trocken bei kräftiger Insolation und etwas C-Bildung. Im NW fallen mittags sehr leichte Schauer.

Um 11^h passiert ein Frontrest — AC+SC — ohne Regen.

Aufstieg Nr. 14.

7. VIII. 1924. 18^h 55,5^m — 20^h 32^m M. E. Z. Karte 14. Tabelle 58—61.

Wesentliche Veränderungen haben sich während des Tages nicht vollzogen. Als neue Momente kommen hinzu die Okklusion 41 A, die bei Island auftaucht, und die Entwicklung des schon besprochenen, neuen Tiefs in Südfrankreich. Das Haupttief südlich der Alpen bewegt sich während des Tages rasch ostwärts, wobei die am südwestlichen Rande des nördlichen Kälteausbruches lagernden Reste alter Fronten (siehe Nr. 13) südostwärts rutschen. Gleichzeitig bildet sich über Südwestdeutschland ein Tief aus, das große Ähnlichkeiten mit den »Resonanztiefs« südlich der Alpen aufweist. Auf der Rückseite dieses Minimums stürzen dann alte Frontreste und sich neubildende Kaltfronten nach Süden, wobei die großen Temperaturkontraste verbreitete Gewitter verursachen.

Der Aufstiegsort befindet sich während des Fluges in einem schwachen Konvergenzgebiete, das der passierenden Front angehört.

Es ist übrigens von Interesse, daß die Kaltfront, die am Abend des 7. (siehe unten) Kjeller passierte, vielleicht an die Reste der rückgängigen Okklusion 40 A aufgebaut wurde, da diese der ganzen Trajektorie entlang unmittelbar nachfolgt. Es steht dies auch

im Einklang mit den Wolkenbeobachtungen (siehe unten) und es ist ja übrigens schon öfters eingetroffen, daß die »Böenlinien« oder Kaltfronten eines Kälteaushubes deutlich auch Reste alter Okklusionen in verschieden weit fortgeschrittener Degeneration enthielten.

Es konnte bei diesem Aufstiege kein Meteorologe mitgenommen werden. Die Wolken wurden deshalb vom Boden so gut wie möglich beobachtet.

Am Orte: Beim Beginn des Aufstieges gab es vereinzelte Ci- und SC-Fetzen und 0,1 bis 0,2 kleine zerrissene C im W.

NW—N—NE: Am Horizont konnte eine Wolkenbank gesehen werden, die von AS- und SC-ähnlichen Wolken aufgebaut war. Diese bewegt sich ziemlich rasch ostwärts und passierte während des Aufstieges, 19^h 15^m, wobei sich vorübergehend C rasch bildeten, aber ebenso schnell verschwanden, nachdem sie einige Minuten gerade nach der Passage der höheren Wolken (Ci und AS-L) kräftig anwuchsen. Dies wiederholte sich beim Abzuge der Wolkenbank ostnordostwärts im E von Kjeller. Bei der Passage plötzliches Anwachsen des Windes bis Beaufort 5. Offenbar war dies die Passage der sekundären Kaltfront, die am Morgen (Karte 13) vor dem Westlande lag, und die bis 18^h im Gebirge im N, um 62° N. Br., Regenschauer gab. Die Insolation war im raschen Abnehmen begriffen, die Lufttemperatur am Boden von 18,7° um 18^h auf 15,2° um 19^h gefallen.

Nach der Passage völlige Aufheiterung.

Sehweite während des Aufstieges wenigstens 80 km.

Aufstieg Nr. 15.

11. VIII. 1924. 14^h 10^m — 15^h 06^m M. E. Z. Karte 15. Tabelle 62—65.

Dem bei Besprechung vom Aufstiege Nr. 14 erwähnten Kälteaushube folgt eine neue »Familie«, die 41ste.

Die Okklusion 41 A, die am Abend des 7. bei Island erschien, erreichte am 9. früh das westlichste Norwegen und verschwand während des 10. über dem Baltikum und Rußland.

Die 41 B zeigt sich am 8. früh ebenfalls bei Island, und erreichte am 10. morgens die norwegische Küste. Hier vollzieht sich im Laufe des 10. durch die Wasserscheide die Spaltung der Front, die bei der Passage dort typisch ist. (Siehe Geofysiske Publikationer Vol. II. Nr. 3, p. 21—22.)

Die Front teilt sich in einen oberen Teil, der oberhalb des Kammniveaus der Wasserscheide weiter fortschreitet, während unterhalb dieses Niveaus ein anderer Teil, die »Erdfront«, zurückbleibt. Die obere, abgelöste Front passiert während des 10. und der Nacht zum 11. ganz Skandinavien. Die Erdfront wird am 10. abends langsam ostwärts gedrängt, passiert aber nur im Paßgebiete östlich von Trondhjem die Wasserscheide, wo der Weg mit Hilfe der Regenzeiten gut zu verfolgen ist, und breitet sich in der Nacht vom 10. zum 11. über Jämtland und Dalekarlien langsam aus. Während des 11. vormittags wird dann der noch hart an die Wasserscheide gedrängte Rest der Erdfront von der jetzt auftretenden, bei dem Heranrücken eines westlichen Tiefs (siehe unten) ausgebildeten Ostkomponente der unteren Strömungen erfaßt und langsam westwärts geführt. Gleichzeitig erreichen rückgängige Reste von 41 A, von NW kommend, die nördlichen Teile der norwegischen Küste. Die Okklusion 41 C erscheint im Laufe des 10. südlich von Island. Sie ist mit einem Tiefdruckzentrum verbunden, wandert nur langsam ostwärts und hat am 11. mittags Irland und Schottland passiert; im nördlichen Teile ist sie südlich von Island rückgängig.

Parallel mit diesen reinen Polarfrontvorgängen spielen sich um den 50. Breitengrad herum andere Vorgänge ab, die vielleicht mehr subtropischen Ursprunges sind. Am 2. und 3. fand ein großer Kälteaushub von Labrador direkt nach S statt. Am 4. lag

dann ein Hochdruckgebiet vor Neu-England. Am 5. früh findet man einen Hochdruckkeil südlich von Grönland, der im S mit dem subtropischen Hochdruckgebiete verschmolzen ist, während am 5. 19^h der Dampfer »Olympic« auf 45°,4 N. Br., 34°, 3W. G. die Rückseite eines tiefen Troges anzeigt.

Es ist wohl sehr wahrscheinlich, daß man hier die ganze Zeit eine kalte Luftmasse von Labrador vor sich hat, die sich ostwärts bewegt. Während des 6. bewegt sich der Keil langsam ostwärts, wobei dessen Achse eine NE-SW-liche Richtung erhält, und am 7. liegt ein geschlossenes Hochdruckgebiet im W von Irland. Ob dieser Hochdruck mit dem ostwärtswandernden Hochdruckkeile zu identifizieren ist, kann nicht bestimmt gesagt werden. Während des 6. taucht nämlich ein Tief südöstlich von den Azoren auf, und die geschlossene Südseite des Azorenhochs wird mit 1028 mbr während des 7. auf 30° N. Br. sichtbar. Es ist also nicht ausgeschlossen, daß es sich hier um einen Vorstoß des Azorenhochs nach NE handelt. In der Tat bekommt man eine kräftige Temperatursteigerung, nachdem die aerologischen Stationen in Südengland während des 9. in den Bereich des Hochs gekommen sind. Daß sehr hohe Vorgänge mit im Spiele sind, darauf deuten die Tatsachen hin, daß vom 9. früh ab der Ci-Zug über Südengland westlich und sehr rasch wird, und daß die »Schwänze« der Okklusionen der 41. Familie aufgelöst werden, besonders die von 41 B.

Wolkenpanorama:

Am Orte und überall: In 1200—1750 m SC-Cf. In 4600—5150 m und darüber AC, Ci und CiS-förmige Anhäufungen von Ci.

NW: AS+AC mit Fallstreifen und stellenweise AS-L.

Luftunruhe:

In 600 m: Stark über den bewaldeten, kleinen Hügeln im W von Gardermoen.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 25 km Sehweite. In den unteren Schichten sehr diesig mit Maximum in 1200 m und scharf abgeschnittenem Dunsthorizont in 1650 m, gerade in gleicher Höhe wie der obere Rand des SC-Cf. Oberhalb 2500 m wenigstens 200 km Sehweite.

Weitere Entwicklung: Der Tag bleibt trocken bei abnehmender Bewölkung derselben Art und mäßiger Insolation.

Aufstieg Nr. 16.

12. VIII. 1924. 11^h 00,5^m — 13^h 04,5^m M. E. Z. Karte 16. Tabelle 66—69.

Die gestrige Situation (Nr. 15) ist nicht wesentlich verändert. Die Okklusion 41 C liegt jetzt über der Nordsee, Holland und dem Rheingebiete. Der rückgängige Teil hat Irland passiert. Dahinter dringen Polarluftmassen südwärts vor und setzen im portugiesischen Teil des Passates fort.

Die 42. Familie erscheint gerade bei Südgrönland.

Über dem Aufstiegsorte ein Divergenzgebiet (flacher Hochdruckkeil).

Wolkenpanorama:

Überall: Eine Schicht von SC-Cf. Ci mit Radiationspunkten in WSW und ENE. NE—E—SE: C dringt überall durch die SC-Schicht, jedoch nicht hoch; die durchgedrungenen Teile nehmen bald das Aussehen gewaltiger Eier an, offenbar eine Art »C-Lenticularis«.

SE—S: C wird von FS unter dem SC gebildet. Um 11^h 05^m sind nur die FS-Fetzen vorhanden, die rasch in FC übergehen, besonders im kleinhügeligen Teile der

Landschaft. Um 11^h 10^m haben sich schon C-Massive ausgebildet. Um 11^h 11,5^m erreichen die Massive das SC-Niveau und breiten sich darunter aus ohne durchbrechen zu können.

SW—W: Hier bilden sich nur FC.

NW—N: Oberhalb SC eine Schicht von AS-L und über dieser Ci-Bank.

Am Orte: In 400—500 m FS-FC. In 2 250—2 600 m SC-Cf. Diese zeigen während des Abstieges und später ein solches Aussehen, daß sie wohl am besten als »SC-Mammatus« zu bezeichnen wären. Es sind zwar nicht die wohldefinierten C-förmigen Zapfen, sondern lange Wülste, ohne daß man jedoch von »Roll-Cumulus« sprechen kann. Eine höchste Schicht von chaotisch verschlungenen Ci-Fäden.

Von dem FS geht C-Bildung aus. Um 11^h 05^m beginnt auch hier die Umwandlung in FC und C. Um 11^h 06^m schießen kleine Türme rasch aufwärts. Um 11^h 07^m lösen sich die Türme von dem Reste des C und segeln in Pinienform aufwärts. Um 11^h 09^m stoßen diese »Protuberanzen« gegen den SC, kommen aber nicht hindurch, sondern breiten sich seitlich aus und segeln der unteren Wolkenfläche entlang, ihr typisches pinienartiges Aussehen lange behaltend.

Die C-Bildung ist überall an das Vorkommen von Hügeln gebunden, und die Landschaft spiegelt sich überall in der oberen Begrenzung der SC-Schicht in Form von C-Köpfen wieder. (Beim Abstiege war diese Eigenschaft als Orientierungsmittel von größtem Nutzen).

Luftunruhe:

In 250 m: Schwach über Hügel. In 2 250 m: Unter SC. In 2 600 m.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 25 km Sehweite. In den unteren Schichten starker Dunst mit Dunsthorizont an der oberen Begrenzung des SC in 2 400 m. Oberhalb 3 000 m ca. 200 km Sehweite.

Weitere Entwicklung: Der Tag bleibt stark bewölkt und trocken mit denselben Wolkenformen bei mäßiger Insolation.

Aufstieg Nr. 17.

12. VIII. 1924. 18^h 52,5^m—20^h 17^m M. E. Z. Karte 17. Tabelle 70—73.

Keine wesentliche Veränderung seit dem Morgen (Nr. 16). Die Okklusion 41 C ist langsam ostwärts gezogen und ist im Zentrum des zugehörigen Tiefs stark »verwirbelt« worden.

Die Lage der Okklusion 42 A konnte durch Schiffsbeobachtungen festgestellt werden.

Über Mitteldeutschland bildet sich vor der heranziehenden 41 C bei starker Insolation ein seichtes Tief aus.

Wolkenpanorama:

Überall: Eine dünne Schicht von SC, der stellenweise AC sehr ähnelt.

SE: Oberhalb der SC finden sich noch die Reste der früher am Tage durchgedrungenen C-Köpfe (siehe Nr. 16). Diese sind überall mit schönen stratiformen »Kappen« versehen.

S: Am Horizont CiS-Bank.

W: Am Horizont etwas AC.

NW—N: Zusammenhängende Wolkendecke von CiS und AS-L nahe am Horizont.

Am Orte: 1 700—1 900 m dünne SC. In 2 400—2 900 m stellenweise C-»Protuberanzen« und alte C-Köpfe. Die Inversion oberhalb dieser letzteren ist so groß, daß man den Temperatursprung sehr deutlich fühlte. Ci-Federn mit Radiationspunkten in WSW und ENE, stellenweise CiC.

Luftunruhe:

In 2 500 m: Etwas in den C-Resten.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 35 km Sehweite. Sehr starker Dunst in den mittelhohen Schichten mit Maximum in 1 000—2 400 m. Sehr scharf abgeschnittener Dunsthorizont in 2 700 m, in derselben Höhe wie die C-Köpfe.

Aufstieg Nr. 18.

13. VIII. 1924. 13^h 57^m—14^h 13^m M. E. Z. Karte 18. Tabelle 74—77.

Während der letzten Nacht wurden die Reste der Okklusion 41 C langsam ostwärts getrieben, wobei die rückgängigen Teile etwas mehr ausgeprägt sind, wahrscheinlich wegen der Zufuhr von kälteren Luftmassen vom Nordmeere in deren Rücken. Der nicht rückgängige Teil passiert gerade während des Aufstieges Gardermoen.

Eine Okklusion, 42 A, hat Island erreicht und wird schnell nach SE getrieben.

Wolkenpanorama:

Am Orte: In 100—200 m FN. In 1 000 m PN, aus dem feiner Regen fällt.

Luftunruhe:

In 100 m: Etwas unter FN. In 1 000 m: Etwas unter PN.

Sichtverhältnisse:

Vom Boden bis zur Basis des PN 20 km Sehweite.

Weitere Entwicklung: Um 14^h 15^m Passage von 41 C. 17^h—18^h 30^m passiert 41 CR mit Regenschauern.

Aufstieg Nr. 19.

14. VIII. 1924: 09^h 33^m—10^h 18^m M. E. Z. Karte 19. Tabelle 78—81.

Die Reste der Okklusion 41 C zogen während der Nacht ziemlich rasch nordostwärts und gaben dabei im mittleren Schweden und südlichen Norwegen verbreitete Gewitter. Es hat wahrscheinlich durch die Einwirkung des westnorwegischen Gebirges teilweise eine Spaltung in »Erdfront« (untere) und losgerissenen (oberen) Teil stattgefunden, wobei der obere Teil weitergewandert ist und die Erdfront hart an das Gebirge gedrängt wurde. Die Winde über Südkandinavien und der Ostsee, die schon am Abend des 13. schwach waren, flauten während der Nacht noch mehr ab, wobei die feuchte ozeanische Luft der Rückseite bei der nächtlichen Abkühlung verbreitete Nebelgebiete daselbst entstehen ließ. Die erste Front der neuen Familie, 42 A, hat Irland erreicht.

Über Deutschland hält sich noch bei erheblichen Temperaturoegensätzen (kühl im W und warm im E) das Wärmetief.

Der Aufstiegsort liegt während des ganzen Tages in einem Divergenzgebiete.

Wolkenpanorama:

SE—S—SW: Am Horizont Bank von CiS und anscheinend dahinter AC oder AS-L.
NW: Anhäufungen von CiS.

Am Orte: In 450 m FC, aus denen später SC wächst. In 800—900 m dünne SC-Cf. Eine höchste Schicht von dünnen Ci, unter denen sich CiC-ähnliche Anhäufungen befinden (Clarke 8 B). Deutliche Radiationspunkte im SE und NW. Die von FC aus-

wachsenden C dringen überall in Turmform durch den SC und wachsen ziemlich hoch hinauf, nehmen aber überall ein dünnes, rauchartiges Aussehen an und verschwinden bald, während neue aufschließen.

Luftunruhe:

In 250 m: Etwas über Hügel. In 700 m: Unter SC. In 800 m: Im SC.

Sichtverhältnisse:

Am Boden 40 km Sehweite. Unmittelbar oberhalb des SC große Anhäufungen von Dunst. Oberhalb 2 500 m sehr klare Luft, wenigstens 300 km Sehweite.

Optische Phänomene:

Sonnenhalo von 22°.

Weitere Entwicklung: Der Tag bleibt trocken. Aufheiterung 11^h—15^h und dann zunehmende Bewölkung von SC und AS von W. Kräftige Insolation während der Aufheiterung.

IV. DIAGNOSE

1. Die Bedingungen für Schauerbildung.

Der Unterschied zwischen »lokalen« Schauern mit und ohne Gewitter ist nur ein gradueller. Die Untersuchungen, die sich auf die meteorologischen Bedingungen der lokalen Gewitter beziehen, behandeln darum implizite auch das weitere Problem der lokalen Schauerbildung überhaupt. Nun ist das Gewitterproblem ein klassisches, und die Litteratur darüber ist kolossal. Die wichtigsten Arbeiten auf diesem Gebiete findet man in den einschlägigen Kapiteln der großen Lehrbücher und Sammelwerke, so bei Hildebrandsson und Teisserenc de Bort¹ und v. Hann². Eine Übersicht von den Arbeiten der allerletzten Jahre findet man bei Kähler³. Man dürfte wohl mit A. Wegener⁴ sagen können, daß das schon ziemlich lange bekannt war, was man durch Beobachtungen vom Boden aus über den Mechanismus der Schauer- und Gewitterbildung erfahren kann. Die Neuigkeiten werden wesentlich Übersetzungen von einer Terminologie in eine andere sein. Dies gilt aber nur mit dem wichtigen Vorbehalte: wenn man die Untersuchungen auf Bodenmaterial basierend nicht indirekt aerologisch, dreidimensional, anlegt.

Wie weit man schon durch indirekte Schlüsse auf die Zustände in der Höhe nur mit Bodenbeobachtungen kommen kann, zeigt in schlagender Weise die Untersuchung von Solberg⁵. Schon früher hatte C. K. M. Douglas bei dem »Meteor Flight« das Gewitterproblem rein aerologisch in Angriff genommen. Seine Erfahrungen sind in fünf Abhandlungen von größtem Interesse niedergelegt⁶. Schade nur, daß nichts Näheres über die

¹ H. H. Hildebrandsson et L. T. de Bort, Les bases de la météorologie dynamique, Tome II, Chap. V.

² J. v. Hann, Lehrbuch der Meteorologie, III. Aufl. V. Buch, Fünftes Kapitel.

³ K. Kähler, Elektrizität der Gewitter. Sammlung Bornträger, Bd. 3, 1924.

⁴ A. Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre, p. 209.

⁵ Oben pag. 4, Fußnote 1.

⁶ C. K. M. Douglas, Weather Observation from an Aeroplane. Journal of the Scottish Meteorological Society, Third Series, Vol. XVII, No. XXXIII, p. 65, 1915.

Derselbe, The Lapse-Line and its Relation to Cloud Formation. Journ. Sc. Met. Soc., Third Ser., Vol. XVII, No. XXXIV, p. 133, 1916.

Derselbe, The Upper Air: Some Impressions gained by Flying. Journ. Sc. Met. Soc., Third Ser., Vol. XVIII, No. XXXV, p. 3, 1917.

Derselbe, Thunderstorms in Scotland and Their Probable Explanation. Journ. Sc. Met. Soc., Third Ser., Vol. XVIII, No. XXXVII, p. 143, 1919.

Derselbe, Temperatures and Humidities in the Upper Air: Conditions Favourable for Thunderstorm Development. M. O. 232 h, Professional Notes, No. 8, 1920.

Verwendbarkeit der benutzten Dines-Instrumente für Flugzeugsondierungen vorliegt. Bei den Schwierigkeiten, die schon bedeutend stabileren Dracheninstrumente von Bosch bei Flugzeugaufstiegen einwandfrei zu benutzen, wird es sehr fraglich, wie die für Registrierballone vorgesehenen Dines'schen Instrumente sich im Flugzeuge verhalten werden. Ein angrenzendes Problem hat W. Peppler statistisch-aerologisch vor kurzem behandelt¹.

Ältere Untersuchungen aerologischer Natur findet man eigentlich nur in Form von kurzen, gelegentlichen Notizen in den Zeitschriften, was nicht verwundern sollte, da man eigentlich keine Art aerologischer Forschung anders als ziemlich unfreiwillig bei Gewittersituationen treibt.

Das für einen Schauer Charakteristische und dabei auch Wesentliche ist die schnelle und ergiebige Kondensation von Wasserdampf und das plötzlich beginnende und in der Regel kurze Zeit dauernde Ausfallen der Kondensationsprodukte. Die Bedingung hierfür ist bekanntlich schnelle und hoch hinaufreichende Aufwärtsbeförderung großer Mengen Luft von hoher absoluter und relativer Feuchtigkeit. Eine Vertikalverlagerung dieser Art kann auf zwei wesentlich verschiedene Weisen vor sich gehen, entweder, wenn die Luft thermisch stabil geschichtet ist, durch mechanisch hervorgezwungenes Aufsteigen, oder wenn sie thermisch instabil geschichtet ist, in Form einer turbulenten Auslösung der Instabilität. In der Regel dürften die zwei Arten von Vertikalbewegungen bei Schauern zusammen vorkommen. Je nach dem Grade, in dem die eine oder andere dabei auftritt, bekommt man eine Reihe von Niederschlagsformen, deren wesentliche Haupttypen in J. Bjerknes' und H. Solberg's Klassifikation² gegeben sind. Den wesentlich hervorgezwungenen Schauer findet man an der Kaltfront als Kaltfrontregen. Die über dem Meere auftretenden Schauer, die den Kaltfronten nicht angehören, dürften oft sowohl von thermischer Instabilität wie von turbulentem Auftriebe zugleich bedingt sein, so z. B. die Regenschauer im Passat. Wesentlich bei Auslösung thermischer Instabilität dürften die Schauer über Land auftreten. Es sei in diesem Zusammenhange darauf hingewiesen, daß auch an einer Warmfront Verstärkung des Niederschlages durch Auslösung von Instabilität bisweilen stattfinden dürfte, die in der, der Warmfrontfläche entlang gehobenen Luft unter Umständen ausgebildet werden könnte. (Ein Aufstieg der vierten Arbeitsperiode — auf Horten — September 1924 läßt hierauf schließen).

Hieraus ergibt sich folgende Reihe von Verhältnissen, die bei einer Untersuchung der Schauerbedingungen berücksichtigt werden muß. Die meisten derselben wurden wohl auch früher in Betracht gezogen, aber in der Regel nicht alle zugleich und unter aerologischem Gesichtspunkte erst in der allerletzten Zeit:

1. Die Stabilität in einem Vertikalschnitte.
2. Vertikalverteilung der Wasserdampfmengen.
3. Die relative Feuchtigkeit in den verschiedenen Niveaus.
4. Der Gehalt an Kondensationskernen.

Gewisse Werte dieser Faktoren sind notwendige und unter Umständen hinreichende Bedingungen für schnelle und ergiebige Kondensation.

Es wird aber in der Regel die Auslösung der zur Kondensation leitenden Vertikalbewegungen durch folgende Verhältnisse bedingt oder begünstigt bzw. verhindert werden können:

5. Durch Konvergenz oder Divergenz der Luftströmungen.
6. Durch lokale geographische Verhältnisse, die turbulente Bewegungen der unteren Luftschichten thermisch oder dynamisch bedingen oder begünstigen.

¹ W. Peppler, Beiträge zur Physik des Cumulus. Beitr. Band X, p. 130.

² Oben pag. 4, Fußnote 1, loc. cit. p. 60.

Bei dem Kondensationsprozesse dürften noch elektrische und vielleicht kolloidale¹ Vorgänge eine Rolle spielen, die aber erstens wenig bekannt sind, zweitens bei einer Prognose vorläufig nicht besonders berücksichtigt werden können.

Hier wurde sämtlichen oben genannten Faktoren durch systematische Beobachtungen nach Möglichkeit Rechnung getragen und die sich ergebenden Konstellationen derselben mit den Hydrometeoren und deren Umwandlungen — wo möglich vom Flugzeuge aus beobachtet — verknüpft.

Ehe die Aufstiege besprochen werden, soll auf die Einzelheiten der Repräsentation der verschiedenen Faktoren etwas näher eingegangen werden.

1. Ein direktes Maß für die thermisch bedingte Stabilität ist erst von Hesselberg² gegeben worden. Die von ihm definierte Stabilität wurde hier den Berechnungen zu Grunde gelegt, die teils für die, durch die markanten Punkte abgegrenzten Schichten, teils für 500 m- und 1 000 m-Schichten durchgeführt werden. Für die letzteren sind sowohl mittlere Werte, wie Abweichungen von den Mitteln gegeben. Die Mittelwerte für diese sich nicht natürlich ergebenden Schichten sind nach der Gewichtsmethode als Mittel der in den 500 m- bzw. 1 000 m-Schichten enthaltenen homogenen Schichten (zwischen den markanten Punkten) berechnet.

In dieser Weise bekommt man aber nur Kenntnis von den Stabilitätsverhältnissen innerhalb jeder einzelnen Schicht. Dies kann unter Umständen genug sein, um die Möglichkeit kräftiger Vertikalbewegungen zu beurteilen, ist es aber sicher nicht in allen Fällen. Notwendig ist aber auch zu untersuchen, welche von Instabilität herrührende Vertikalbewegungen sich bei einer Durchmischung, Hebung oder Senkung der verschiedenen Schichten ergeben würden. Es ist sehr wahrscheinlich, daß Auslösungen solcher bedingten — man möchte fast sagen »latenten« — Instabilität für viele rätselhafte Gewitter bestimmend sind, so z. B. die von v. Hann beschriebenen »Gewitter bei Übereinanderlagerung warmer und kalter Luftschichten«³ und die von Hallenbeck⁴ geschilderten Gewitter in den höheren Schichten.

Hier wurde dieser Umstand in folgender Weise berücksichtigt. Die durch die markanten Punkte abgegrenzten Schichten wurden »virtuell« so weit gehoben, daß die untere Begrenzung einer jeder Schicht mit ihrer früheren oberen zusammenfiel. Die Temperaturdifferenz daselbst zwischen gehobener Luftmasse und der Umgebung wurde mit Hilfe von Neuhoff's Adiabentafel⁵ berechnet. Wenn diese Differenz Null oder positiv war, wurde angenommen, daß bei einer wirklichen Hebung die Aufwärtsbewegung fortsetzen würde, und deswegen die »virtuelle Hebung« bis an die obere Grenze der nächsthöheren natürlichen Schicht fortgesetzt, die Temperaturdifferenz berechnet usw. In dieser Weise erhält man einen ersten angenäherten Überblick über die bedingte Stabilität. Eine Art Maß derselben wurde in folgender Weise berechnet. Die Summe der Höhenintervalle, die bei einer solchen »virtuellen Hebung« Instabilität ergaben, wurde berechnet und dann das Verhältnis zwischen derselben und dem ganzen untersuchten Höhenintervalle gebildet. Dieses Verhältnis ist in den Tabellen in Prozenten gegeben und mit K bezeichnet.

Es kann natürlich viel gegen ein solches Verfahren angewendet werden. So bleiben z. B. die Veränderungen der Temperatur der Umgebung durch die »virtuell gehobenen«

¹ A. Schmauss, Kolloidchemie und Meteorologie, Met. Z. 1920, p. 1.

Derselbe, Kolloidforschung und Meteorologie, Met. Z. 1923, p. 85.

² Th. Hesselberg, Über die Stabilitätsverhältnisse bei vertikalen Verschiebungen in der Atmosphäre und im Meer. Ann. d. Hydr. 1918, p. 118.

³ J. v. Hann, Lehrbuch, III. Aufl., p. 698.

⁴ Cl. Hallenbeck, The Topographic Thunderstorm. Monthly Weather Review, 1922, p. 284.

⁵ O. Neuhoff, Adiabatische Zustandsänderungen feuchter Luft etc. Abhandlungen des Kgl. Preuß. Met. Inst. Bd. I, No. 6.

Luftmassen unberücksichtigt. Ferner wird das Hagelstadium in einer solchen Weise durchlaufen, die mit den wirklichen Verhältnissen nicht immer übereinstimmen dürfte. Endlich ist die Abgrenzung der als Ganzes »virtuell gehobenen« Schichten zwar insofern natürlich, als diese in bezug auf Temperaturgradient homogen sind, was für die Berechnung vorteilhaft ist, aber durchaus nicht eine Bewegung als Ganzes bedingt. Die mit der Höhe immer ungenauer werdenden relativen Feuchtigkeiten (pag. 10) bringen auch Unsicherheiten hinein. Bei dem Maßstabe der Adiabatentafel sind, trotz der Kontrolle durch Lupe, kleine Zeichenfehler unvermeidlich.

Jedoch ist diese rohe Überschlagsrechnung notwendig und jedenfalls besser als nichts. Es war auch von Bedeutung, die Verwendbarkeit derselben für die Prognostik praktisch zu prüfen, da eben dort schnell auszuführende Überschlagsrechnungen von Wichtigkeit sind.

Bei der Diskussion der Einzelfälle wurde diese Art von Stabilität »bedingte«, die von Hesselberg »aktuelle« benannt.

2. Wegen der Temperaturabnahme mit der Höhe werden die größten Dampfmengen in den bodennahen und unteren Schichten der Atmosphäre vorkommen. Dies ist von großer prognostischer Bedeutung, da hierdurch die Bodenbeobachtung der Wasserdampfmengen, richtig ausgeführt, ein wichtiges Prognoseelement wird.

Es muß aber auch die wahrscheinlich durchaus nicht seltene Möglichkeit berücksichtigt werden, daß mittelhohe Schichten unter Umständen genug Wasserdampf enthalten können, um die ganze Wassermenge eines Schauerniederschlages zu liefern. Man kann wohl sonst kaum die beiden oben erwähnten Gewittertypen (pag. 35) erklären.

Die vertikale Verteilung des Wasserdampfes bis wenigstens 3 000 m muß deshalb als wesentlich bedingend in Rechnung gezogen werden.

Um die zur Unterhaltung eines eingeleiteten Kondensationsprozesses disponiblen Dampfmengen abschätzen zu können, müßte man eigentlich die Feuchtigkeitsverhältnisse etwa der untersten 500 m in der näheren Umgebung des Auslösungsortes kennen. Für die vorliegende Untersuchung konnten vorläufig keine besonderen meteorologischen Stationen für diesen Zweck errichtet werden. Da der Aufstiegsplatz, wo die Bodenbeobachtungen ausgeführt wurden, eine freie Lage hat, wurde angenommen, daß dieselben keine besondere lokal bedingte Eigentümlichkeiten aufweisen dürften, sondern für die hier in Frage kommende Umgebung repräsentativ waren.

Als Maß der Dampfmenge wurde die spezifische Feuchtigkeit benutzt. Sie wurde einesteils für die markanten Punkte, andernteils nach der Gewichtsmethode als Mittel und Abweichungen von Mitteln für 500 m- bzw. 1 000 m-Schichten berechnet.

Das Mischungsverhältnis, das ungefähr dasselbe wie die spezifische Feuchtigkeit gibt, mußte für die Untersuchungen mit der Adiabatentafel von Neuhoff berechnet werden.

3. Die relative Feuchtigkeit wird eine wichtige Rolle spielen. Je größer sie in den unteren Schichten ist, desto niedriger liegt das Kondensationsniveau. Mächtige trockene Schichten in der Höhe werden andererseits so effektive Verdunstung der in tieferen Schichten gebildeten Kondensationsprodukte herbeiführen können, daß der Niederschlag ausbleibt. Solche mächtige trockene Schichten in der Höhe sind übrigens nicht selten Anzeichen für eine absteigende Bewegung oder eine »Schrumpfung« derselben, was dann natürlich nicht nur eine effektive Verdunstung begünstigen, sondern auch aufsteigenden Bewegungen direkt entgegenwirken wird.

In bezug auf die mit der Höhe abnehmende Zuverlässigkeit der Werte (pag. 10) sei hervorgehoben, daß oberhalb etwa 3 000 m ein Fehler von 10 % in der Regel keine so große Bedeutung haben wird wie in den tieferen Schichten, da es in diesem Zusammenhange nur darauf ankommt, ob man sehr niedrige Feuchtigkeit hat ($< 50\%$), die gerade für noch andauernde Austrocknung typisch ist.

4. Die Anwesenheit von Kondensationskernen ist eine notwendige Bedingung einer Kondensation.

Einige Versuche, Lüdeling's Kernzähler zur Bestimmung des Kerngehaltes zu verwenden, ergaben solche Resultate (beinahe konstante Kernzahl mit der Höhe), daß angenommen werden mußte, dieses Instrument könnte bei dem benutzten Flugzeugtypus nicht verwendet werden. Es liegt der Verdacht nahe, daß Partikelchen vom Auspuffrohre eingewirbelt wurden.

Um wenigstens eine erste Annäherung des Kerngehaltes zu bekommen, wurde deswegen der Dunst sehr sorgfältig beobachtet, da angenommen werden konnte, daß wenigstens die Anzahl der vom Boden stammenden Kerne der Stärke des Dunstes in den untersten 2 000 bis 3 000 m proportional sei.

Es sei schon hier erwähnt, daß kein Zusammenhang zwischen Dunst und Bildung von C, CN oder Schauern gefunden werden konnte. Vielleicht hängt dies davon ab, daß bei einer rohen Schätzung, wie die hier ausgeführte, ein Zusammenhang nur statistisch, d. h. mit sehr vielen Beobachtungen als Basis gefunden werden kann. Bei den vielen Möglichkeiten einer Kernbildung, z. B. durch durchdringende Strahlungen dürfte man übrigens in der Praxis damit rechnen können, daß immer genug Kerne vorhanden sind.

Die Beobachtungen von Höhendunst, die sozusagen als »Abfall« gewonnen wurden, werden weiter unten besonders etwas besprochen (pag. 100).

5. Konvergenz der Bodenluftströmungen wird aufsteigende Bewegungen begünstigen, bedingen oder sogar hervorzwingen, je nach der Stärke der Konvergenz und der vertikalen Stabilität der Schichtung. Konvergenz der Luftströmungen höherer Schichten wird natürlich in derselben Weise wirken, unter der Voraussetzung, daß die Stabilitätsverhältnisse eher eine aufsteigende Bewegung oberhalb des Konvergenzniveaus, als eine absteigende unterhalb desselben begünstigen.

Das Feststellen einer Konvergenz ist nun eine synoptische Aufgabe. In der Regel wird man, wenigstens vorläufig, nur die Konvergenz der Bodenschichten mit einiger Sicherheit direkt feststellen bzw. voraussagen können, die der höheren Schichten nur auf indirektem Wege. Für jene kommt dabei Wind- und Druckfeld in erster Reihe in Betracht, in zweiter auch Hydrometeore, z. B. in Form von Wolkengebieten absterbender Okklusionen, deren Warmluftkörper bei Passagen in der Höhe durch den begleitenden Druckfall Konvergenz unten hervorrufen könnten. Ein wichtiger Fall ist auch der, wo eine Luftströmung, vor einem Gebirge gestaut, gar nicht oder nur teilweise seitlich ausweichen kann.

In diesem Zusammenhange interessieren eigentlich nur die Konvergenzgebiete, die entweder rein lokal bedingt sind oder, wenn sie von allgemeineren Ursachen herrühren, so kleine Dimensionen haben, daß sie in ihren Wirkungen nur »lokal« werden. Eben bei Gewittern, die im Druckfelde nicht direkt als »Frontgewitter« mit »Gewittersack« auftreten, spielt die orographisch bedingte Konvergenz sicherlich eine große Rolle als Auslöser oder wenigstens Verstärker. Es ist gerade typisch, wie besonders im Spätsommer Okklusionen und alte Kaltfronten, die, eine Zentralzyklone über England umkreisend, Südnorwegen von Süden erreichen, starke und kräftige Gewitter geben, sobald sie über Land kommen. Daß hierbei eine durch Wärmekonvektion von den Bodenschichten aus eingeleitete Auslösung nicht das Wesentliche ist, beweisen die nachts begonnenen Gewitter. (Schöne Beispiele brachte der Juli 1921). Im Winter kann man dasselbe in Westland beobachten, wenn »alte Polarluft«, (pag. 55) die von Labrador ausging, gegen das westnorwegische Gebirge, von einer westlichen Richtung kommend, anschlägt. (Viele Beispiele brachte der Januar 1925). Dies scheint nicht nur in Norwegen der Fall zu sein. Herr Dr. Y. Tsuiji vom Wetterdienst in Tokio teilte mir 1922 mit, daß er in Japan gleichartige Fälle gesehen hatte. Für England scheint Newnham¹, für Nordamerika Jakl, auf denselben Gedankengang gekommen zu sein.

¹ E. V. Newnham, On the Formation of Thunderstorms over the British Isles in Winter, p. 81, M. O. 245 i, Prof. Notes, No. 29.

Als einer aufsteigenden Bewegung entgegenwirkend, oder diese verhindernd, hat Divergenz der Strömung in irgend einer Schicht hier eine große Bedeutung. Die Feststellung derselben geschieht für die untersten Schichten natürlich auch mit Hilfe von Druck- und Windfeld. Für diese, wie für höhere Schichten, deren Verhältnisse in dieser Hinsicht besonders bedeutungsvoll sind (siehe auch oben bei 3), kann man bisweilen auch indirekt die Divergenz feststellen. Besonders in Hochdruckkeilen und Antizyklonen, die von Kälteausbrüchen aufgebaut wurden und nicht mehr in Verbindung mit der Quelle sind, findet man Divergenz zunächst in den untersten, zusammensinkenden und sich ausbreitenden Schichten, dann, nachdem das Gebilde in ein »dynamisches«¹ übergegangen ist, auch in höheren. Überhaupt wird jeder Kälteausbruch, nachdem eine gewisse Zeit seit dem Verlassen der Quelle verflossen ist, Divergenz und absteigende Bewegung aufweisen, ein Verhältnis, das in der Stüwe'schen »Abgleitfläche«² seinen Ausdruck findet.

Da die Bodenwinde in Ostnorwegen in der Regel stark orographisch beeinflusst sind, wurden immer die Schlüsse auf Konvergenz und Divergenz wesentlich mit Hilfe des Druckfeldes als zuverlässigeres Element gezogen. Auf die Existenz von Abgleitflächen wurde in der üblichen Weise aus der vertikalen Verteilung von potentieller Temperatur und relativer Feuchtigkeit geschlossen.

6. Daß besondere Lokalitäten Schauerbildung begünstigen, ist eine längst bekannte Tatsache, die z. B. von v. Bezold³, Prohaska⁴, Trabert⁵, Defant⁶ und neuerdings von Hallenbeck⁷, Solberg⁸ und Langbeck⁹ untersucht wurde. Daß die lokalen Gewitter dem abfallenden Terrain folgen und sich besonders über den höheren Erhebungen bilden, ist hiernach eine allgemeingültige Tatsache. Durchgehend wird hierbei der Effekt der Erhebungen als ein die Kondensationsprozesse einleitender oder verstärkender Talwind gedacht. Ganz allgemein kann man erwarten, daß jede Erhebung, sofern sie thermische oder dynamische Konvektion begünstigt, ein Auslösungspunkt für Schauer werden kann. Die erstere Art wird besonders durch alle Umstände verstärkt werden, die Zirkulationen um horizontale Achsen entstehen lassen, also z. B. eine Anordnung von Hügeln (aus stark wärmeabsorbierendem Material und mit einem solchen Böschungswinkel, daß die Insolation ein Optimum von Erwärmung herbeiführen kann), dicht an kleineren Seenflächen. Die letztere Art ist bekanntlich wesentlich eine Funktion des vertikalen Temperaturgradienten und der Windgeschwindigkeit, wird aber besonders bei günstigen Werten dieser zwei Elemente durch Erhebungen verstärkt werden¹⁰.

Die Untersuchung der Schauerbildung als Funktion von lokalen geographischen Verhältnissen sollte eigentlich ihrer Natur nach synoptisch geführt werden. Im kleinsten Maßstabe kann dies jedoch mittels Flugzeug ausgeführt werden, und zwar in folgender

¹ St. Hanzlik, J. v. Hann, Lehrbuch, III. Aufl., p. 625.

² G. Stüwe, Aerologische Untersuchungen zum Zwecke der Wetterdiagnose, p. 113. Arbeiten des Preuß. Aeronaut. Observatoriums, XIV. Band.

³ v. Bezold Untersuchungen über Gewitter in Bayern und Württemberg, Met. Z. 1883, p. 200.

⁴ K. Prohaska, Über den Einfluß der Örtlichkeit auf die Gewitterbildung und auf die Zugrichtung, Met. Z. 1905, p. 570.

⁵ Trabert, Ergebnisse der Beobachtungen des niederösterreichischen Gewitterstationsnetzes im Jahre 1901. Jahrbücher der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus, Bd. 38, 1901.

⁶ A. Defant, Ergebnisse der Beobachtungen des niederösterreichischen Gewitterstationsnetzes in den Jahren 1901 bis 1905, Met. Z. 1910, p. 341.

⁷ Oben pag. 35, Fußnote 4.

⁸ Oben pag. 4, Fußnote 1.

⁹ K. Langbeck, Die regionalen Besonderheiten der Gewitterentstehung in Norddeutschland, Met. Z. 1922, p. 257.

¹⁰ K. Wegener, Die Wirkung der Berge auf eine sie übersteigende Luftsäule, Beitr. Band V, p. 206. W. Georgii, Die Windbeeinflussung durch Gebirge. Beitr. Band X, p. 178.

Derselbe, Reibungsaufwind an Küsten, Met. Z. 1923, p. 369.

Weise. Der Turbulenzgrad der verschiedenen Schichten wird einerseits in Beziehung zu den Hydrometeoren, andererseits zu den Terrainformen gestellt. Hierbei muß natürlich der Turbulenzgrad auch dort bestimmt werden, wo man annehmen kann, daß die Strömung nicht oder verhältnismäßig minimal von den Terrainformen oder sonstigen geographischen Faktoren gestört ist.

Für die Methode der Abschätzung der Turbulenz sei auf eine etwas ausführlichere besondere Behandlung unten verwiesen (pag. 96), für die geographischen Verhältnisse der beiden Aufstiegsplätze auf die Beschreibung oben (pag. 13).

Da die Insolation für die Stärke der kleinen thermisch und lokal bedingten Zirkulationen über Erhebungen bestimmend ist, wurde sie nach einer später in anderem Zusammenhange zu erörternden Skala (pag. 60) bei den Aufstiegen abgeschätzt.

Die systematische Beobachtung der Wolken und deren Verwandlungen, besonders vom Flugzeuge aus, hatte mehrere Zwecke:

Erstens wurde hierin eine Kontrolle der Schlüsse gesucht, die, auf die Sondierungen basierend, auf die Bedeutung der verschiedenen oben besprochenen Faktoren bei der Schauerbildung gezogen wurden.

Zweitens wurde in enger Anlehnung hieran nach solchen Formen und Entwicklungsreihen der Formen gesucht, die für die Prognostik Bedeutung haben könnten.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß die typischen Entwicklungsgeschichten von Wolkengebieten — wandernden oder annähernd stationären — eine äußerst große prognostische Bedeutung haben. Der Wert einer Zusammenschmelzung von Frontologie und »Systèmes Nuageux« liegt in der »indirekten Aerologie«, welche daraus entsteht. Douglas meint zwar, daß die Ausdehnung einer solchen minutiösen Analyse des Wolkenfeldes, wie die der »Systèmes Nuageux« gefährlich sei. Die bisherigen Erfahrungen von Ostnorwegen deuten aber entschieden auf eine große Verwendbarkeit sozusagen ins Mikroskopische.

Drittens wurde untersucht, inwieweit Wolkenbeobachtungen von einem sehr dichten Stationsnetze durch Panoramabeobachtungen von einem Flugzeuge aus ersetzt werden konnten.

Bei Wolkenbeobachtungen vom Flugzeuge aus, ist die größte Schwierigkeit, Wolkenklassifikationen richtig zu verwenden, welche auf Bodenbeobachtungen aufgebaut sind. Es ist dies keine neue Schwierigkeit. Schon A. Wegener¹ z. B. klagt darüber. Douglas² hat sogar versucht, eine Basis einer neueren und rationaleren Klassifikation zu schaffen. So verführend das auch sein mag, ist es jedoch gewiß besser, zuerst viel mehr Material von verschiedenen Teilen der Erde zu verschaffen, ehe verfrühte Schlüsse gezogen und sehr bald zu revidierende Klassen aufgestellt werden. Es wurde hier versucht, die gebräuchliche internationale Klassifikation soweit nur möglich zu benutzen. Eine sehr wertvolle Komplettierung des internationalen Atlanten bildet C. A. Clarke's Wolkenarbeit »Clouds« (Constable, London 1920), die eben innerhalb des Rahmens der internationalen Klassifikation dieselbe ausbauen will. Da keine photographischen Aufnahmen gemacht werden konnten, wurden oben in den Aufstiegsbeschreibungen (pag. 16) Hinweise auf Clarke's Buch da gemacht, wo eine Illustration desselben bessere Aufklärung bringen würde. Von dem Meteorological Office in London ist dann noch eine Reihe schöner Aufnahmen von Douglas in der Publikation Nr. M. O. 233 »Cloud Forms According to the International Classification« gegeben. Außer der internationalen Klassifikation wurden ferner zwei Formen benutzt, die seit drei Jahren in den norwegischen und schwedischen Wettermeldungen aufgenommen sind, und zwar folgende:

Pallio-Nimbus (Vincent) (PN)³.

¹ A. Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre, p. 203.

² Oben pag. 33, Fußnote 6, zweite Abhandlung, p. 133.

³ J. Vincent, Atlas de Nuages, Brüssel, 1907, p. 9.

Alto-Stratus-präcipitans (AS-p), der Übergang von Alto-Stratus in Pallio-Nimbus. Endlich wurden folgende provisorisch definierte Formen, die sehr typisch sind, verwendet:

Strato-Cumulus-Cumuliformis (SC-Cf). Es ist dies eine sehr oft vorkommende Form von SC, die sozusagen mehr aktiv als passiv erscheint, da sie lebhaftere innere Bewegung aufweist und oft in C aufbricht. Vermutlich ist dies die Form, von welcher Douglas¹ annimmt, daß sie durch turbulente Aufwirbelung der feuchten Bodenschichten gebildet ist.

FS-FC, eine Wolkenart zwischen Fracto-Stratus und Fracto-Cumulus, von der in der Regel die C-Bildung der untersten Schichten ausgeht.

Für übrige Einzelheiten betreffs Wolkenbeobachtungen und Abkürzungen wird auf die ausführlichere Beschreibung oben (pag. 15) verwiesen.

Zuletzt sei etwas auf die Bestimmung der Mächtigkeit der Wolkenschichten eingegangen. Die Höhen der Wolken während des Fluges wurden sämtlich mit Hilfe eines Bohne'schen Höhenmessers bestimmt. Dieses Instrument wurde bei jedem Aufstiege kontrolliert und zeigte sich sehr zuverlässig. Die Fehler in der Gipfelhöhe des Aufstieges lagen stets unter 50 m, in der Regel um 20 bis 30 m. Die Bestimmung der Grenzen einer Wolkenschicht, besonders der unteren, ist bisweilen eine heikle Aufgabe. Dies gilt vor allem von Schichtwolken, die in Auflösung begriffen sind, da der Übergang von einer Wolken- in eine Dunstbank anscheinend vollkommen kontinuierlich vor sich geht. Bei der ziemlich großen Steiggeschwindigkeit, ca. 100 m/min, kann hierdurch die Wolkenbasis unter Umständen bis auf 200 m unsicher sein.

2. Diskussion der Einzelaufstiege.

Nr. 1. Tab. 6—9. Für Schauer spricht:

1. Große Instabilität, sowohl aktuelle wie besonders bedingte.^{2*}

Gegen Schauer sprechen:

2 u. 3. Vorwiegend unternormale spezifische und relative Feuchtigkeit.

5. Ausgeprägte Divergenz der Bodenluftströmungen und Abgleitfläche in 2700 m, möglicherweise auch in 2300 m.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, um das Aufhören der Schauer auf der Rückseite einer Sekundäre zu untersuchen.

Hydrometeore: Die große Instabilität wird in kräftiger Konvektion, bis zu 2100 m hinauf, ausgelöst. Das Defizit an Wasserdampf leitet aber nur zu Bildung von kleinen, abgeplatteten hohen C. Die vorwiegend thermische Konvektion sucht, wo Nachschub von unten gesichert ist, weiter aufwärts vorzudringen, kommt aber nicht weit über die Abgleitfläche hinaus, wo die Türme sogleich aufgelöst werden. Die weitere Entwicklung während des Tages zeigt, wie die C-Schicht sowohl von unten wie von oben aufgezehrt wird. Wahrscheinlich sinkt die Abgleitfläche bei der Ausbreitung der Polarluft. Gleichzeitig steigt das Kondensationsniveau mit zunehmender Temperatur.

Der Aufstieg zeigt die Rolle der Abgleitfläche als Sperrschicht.

Nr. 2. Tab. 10—13. Für Schauer spricht:

1. Aktuelle Instabilität der untersten 1000 m, bedingte der untersten 1700 m. Gegen Schauer sprechen:

1. Ziemlich große und mit der Höhe steigende aktuelle Stabilität zwischen 1100 m und 4300 m und Abwesenheit bedingter Instabilität in derselben Schicht.

2 u. 3. Unternormale spezifische und relative Feuchtigkeit vom Boden bis ca. 2500 m.

¹ Oben pag. 33, Fußnote 6, zweite Abhandlung, p. 135.

5. Divergenz in den untersten Schichten. Inversionen mit Feuchtigkeitsabnahme in 1100 m, 2000 m und 2800 m, die jedoch nicht mit Sicherheit Abgleitflächen sind. Bei der untersten ist es sogar möglich, daß sie die obere Grenze nach oben dringender Konvektion ist, die in alter Tropikluft den ursprünglich kleinen vertikalen Temperaturgradienten vergrößert (pag. 56).

Der Aufstieg wurde eingesetzt, um das Aufhören der C-Bildung vor aufziehenden Okklusionen zu studieren.

Hydrometeore:

Unmittelbar vor dem Aufstiege bildete sich am Orte schnell wachsender C, der aber zur Zeit desselben beinahe verschwunden war. Das Verschwinden der C sowohl am Orte wie dort, wo die Terrainverhältnisse offenbar günstiger für Auslösung kräftiger Konvektion in den unteren instabilen Schichten waren, ist in diesem Falle durch die Einströmung warmer Luft in der Höhe bedingt. Vergleiche Θ und $\delta\Theta$ für Nr. 1 und Nr. 2; die tägliche Periode kann nicht mit hineinspielen. Die Situation stützt ebenfalls diese Ansicht. Das Verschwinden der C-Türme im W dürfte auch davon abhängen, daß in 1700 m, wo schätzungsweise soeben die Türme verschwanden, die bedingte Instabilität ihre obere Begrenzung hat und Andeutungen einer Abgleitfläche sich vorfinden (plötzliches und starkes Zurückgehen der relativen Feuchtigkeit auf 45%, sehr kleiner vertikaler Temperaturgradient).

Der Aufstieg zeigt:

1. Die Rolle in der Höhe einströmender Warmluft als Sperrschicht.
2. Von großer prognostischer Bedeutung — die Rolle von Frontresten als Anzeichen von Einströmung neuer Luftmassen in der Höhe, die Konvektion hoch hinauf verhindern. Es passierte gerade während des Aufstieges eine sehr weit degenerierte Okklusion in der Höhe, ein Anzeichen, daß ein neues Regime einsetzte.

Nr. 3. Tab. 14—17. Dieser Aufstieg wurde eingesetzt als Versuch eine regnende AS-Decke durchzustößen, was sich aber als eine allzu schwierige Aufgabe herausstellte.

Der Aufstieg zeigt:

1. Die Bildung von FN unter AS-p, wahrscheinlich vorwiegend durch dynamische Turbulenz, da die thermische Schichtung unter dem FN-Niveau stabil ist.
2. Von großem Interesse ist hier, daß die 600 m unmittelbar unter der Aufgleitfläche Instabilität aufweisen. Eine Auslösung derselben dürfte auch stattgefunden haben, darauf deutet die starke Luftunruhe in diesen Schichten.

Dies gibt eine mögliche Erklärung der Regeneration alter Fronten im Sommer, wenn sie über mächtige instabile untere Schichten hingeleiten. Die Regeneration wird sich dann aber wahrscheinlich so gestalten, daß der stetige und schwache Niederschlag der Front in Schauer übergeht, wenn die Auslösung der Instabilität — wahrscheinlich vorwiegend durch dynamisch bedingte Turbulenz — eintritt. Dies könnte eine Form der »Métamorphisme des Systèmes dépressionnaires«¹ in »Systèmes orangeux« sein.

Nr. 4. Tab. 18—21. Gegen Schauer sprechen:

1. Durchgehende aktuelle (wenn man die untersten 600 m ausnimmt) und bedingte Stabilität.
2. Beinahe durchgehend unternormale spezifische Feuchtigkeit.
3. Fast durchgehend unternormale, zum Teil sehr kleine relative Feuchtigkeit.
5. Eine sehr markante Abgleitfläche in 770 m.

¹ Ph. Schereschewsky et Ph. Wehrlé, Les Systèmes Nuageux, pag. 13, Memorial de l'Office National Météorologique de France.

Da die Wetterkarte in unmittelbarer Nähe CN und ein Konvergenzgebiet mit alten Frontresten zeigte, und rasch zunehmende FS-FC-Bewölkung in 700 m Schauer wahrscheinlich machten, wurde dieser Aufstieg eingesetzt.

Hydrometeore: Die verhältnismäßig feuchte unterste Schicht, die dazu instabil ist, gibt zwar die ersten typischen Anfänge von C-Bildung in Form von FS-FC, die sich aber nicht weiter entwickeln, denn die mächtige Inversion an der Abgleitfläche sperrt in sehr effektiver Weise; und mit steigender Insolation verdunsten die FS-FC ganz.

Der Aufstieg zeigt:

1. Wie trügerisch Beobachtungen von den bodennächsten Schichten allein sein können; alles spricht ja dort für C-Bildung und Schauer.
2. Die Rolle der Abgleitfläche als Sperrschicht.

Nr. 5. Tab. 22—25. Für Schauer sprechen:

1. Bedingte Instabilität vom Boden bis wenigstens 2700 m.
2. Übernormale spezifische Feuchtigkeit.
3. Übernormale und durchgehend hohe relative Feuchtigkeit.
5. Konvergenz in den untersten Schichten.

Gegen Schauer spricht:

1. Ziemlich große aktuelle, beinahe durchgehende Stabilität.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, um das Aufhören der Schauer am Ende eines Kälteausbruches zu studieren.

Hydrometeore: Die Bedingungen für Schauer sind alle vorhanden, und diese lassen auch nicht auf sich warten. (In der Tat mußte der Aufstieg wegen der starken C- und CN-Bildung abgebrochen werden, ehe die so wichtige thermische Schichtung oberhalb 2700 m untersucht werden konnte). Die Auslösung ist hier wahrscheinlich wesentlich von der Konvergenz bedingt, da die Insolation nur schwach war und die untersten 500 m stabil geschichtet sind. Dynamische Turbulenz ist sehr unwahrscheinlich: erstens wegen der stabilen Schichtung, zweitens weil die Luftunruhe bei schwachem Winde nicht über der Ebene auftritt. Die C-Bildung geht von den bodennahen Schichten aus, ganz so wie es die bedingte Instabilität erwarten läßt; die Turmform deutet auf eine sehr glatt verlaufende Konvektion.

Die Amboßbildung in 2000 m geschieht an einer kleinen Inversion, die jedoch nicht stark genug ist, um eine Fortsetzung der Konvektion nach oben zu verhindern. Dann kommt eine zweite Amboßbildung in ca. 2500 m.

Der Aufstieg zeigt:

1. Daß die aktuelle Stabilität allein durchaus nicht sichere Schlüsse auf die Entwicklung zuläßt; auch die bedingte sollte untersucht werden.
2. Die Bedeutung der Konvergenz als Auslöser.
3. Die prognostische Bedeutung von Frontresten, da die Konvergenz in diesem Falle unzweideutig dem Frontreste angehört, der soeben über den Aufstiegsort lagert.
4. Die Wichtigkeit, die Winde in mittlerer Höhe zu kennen, da dieselben in diesem Falle die Schauer vom Aufstiegsorte selbst abhalten.
5. Die Rolle der Hügel als Auslöser der Schauer.

Nr. 6. Tab. 26—29. Gegen Schauer sprechen.

1. Große und durchgehende aktuelle wie bedingte Stabilität.
3. Unternormale, niedrige und mit der Höhe abnehmende relative Feuchtigkeit.
5. Divergenz in den untersten Schichten. Andeutungen von Abgleitflächen in 800 m und 1300 m. Lenticularisformen in AS deuten auf föhnige Auflösung in dessen Niveau.

Keine sicheren Schlüsse erlaubt:

2. Die spezifische Feuchtigkeit, die sich um das Mittel hält.

Der Aufstieg wurde abends eingesetzt, um dem Ausbleiben jeglicher C-Bildung während des Tages nachzugehen. Es herrschte vorher kräftige Insolation mit Temperaturen (um 20°) am Boden, die nur wenig unter den höchsten der ganzen Arbeitsperiode lagen, ferner war der Dampfdruck übernormal (10.3—11.1 mm), und eine flache barometrische Mulde um Mittag herum schien direkt zu Schauern einzuladen. Das Auftreten von Lenticularisformen im AC um diese Zeit ließ aber andererseits auf absteigende Bewegungen in der Höhe schließen.

Hydrometeore: Die Wolken unter den Inversionen in 800 m und 1300 m sind wohl Überbleibsel von C, die nur bis dahin vordringen konnten, möglicherweise auch Frontreste.

Die Wirkung der absteigenden Bewegung und der niedrigen relativen Feuchtigkeit tritt im Verdunsten des Niederschlages deutlich zutage.

Das Ausbleiben jeglicher Konvektion ist bei der Konstellation der bestimmenden Faktoren leicht begreiflich.

Der Aufstieg zeigt:

1. Wie trügerisch Bodenbeobachtungen allein sein können.
2. Die Bedeutung der relativen Feuchtigkeit — besonders in höheren Schichten und in Vereinigung mit absteigender Bewegung.

Nr. 7. Tab. 30—33. Gegen Schauer sprechen:

1. Große und durchgehende aktuelle und bedingte Stabilität.
- 2 u. 3. Durchgehend unternormale und niedrige spezifische und relative Feuchtigkeit.
5. Divergenz in den Bodenschichten. Andeutung einer Abgleitfläche in 1800 m in Form einer Inversion mit Feuchtigkeitsabnahme.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, da schwacher, zeitweise Schauer-ähnlicher Regen von 10^h 59^m bis 11^h 20^m von einem ziemlich chaotischen Gewölk (SC 1, N 1, CN 2 und FS 3) darauf hindeutete, daß Schauerbildung von Resten einer alten Okklusion in der Höhe im Gange war. Die Situation machte auch die Möglichkeit von Schauern durchaus plausibel.

Hydrometeore: Die für alte Okklusionen typische doppelte Wolkendecke von SC-ähnlichen Wolken unten und AC-ähnlichen oben, bricht während des Aufstieges in C auf. Hierbei sind jedoch sicherlich zwei einander entgegenwirkende Einflüsse im Spiele. Erstens wirkt die Divergenz der Bodenschichten auflösend auf die Wolkendecke, wodurch die über den Geländemulden gelegenen Teile zuerst aufgelöst werden. Zweitens muß ebenso sicher eine Art Konvektion die typische C-Form bedingen, die stellenweise sogar in kleinen Türmen vorkommt. Es ist unwahrscheinlich, daß diese Konvektion nur vom Boden als thermische ausgeht, da die Stabilitätsverhältnisse hierfür durchaus nicht günstig sind. Dynamisch bedingte Turbulenz in den unteren Schichten kann bei dem schwachen Winde (1—2 Beaufort: ca. 15 km/St) kaum eine größere Rolle gespielt haben, obgleich etwas Luftunruhe in 1000 m bemerkbar war. Man wird wohl nicht sehr fehlgehen, wenn man annimmt, daß die starke und unbehinderte Insolation an der oberen Grenze der Wolkenschicht wenigstens teilweise eine Aufballung verursacht hat. Da diese Grenze gerade mit einem Dunsthorizont zusammenfällt, könnten dort ziemlich große Wärmemengen absorbiert werden. Daß die Divergenz in diesem Falle eine große Bedeutung besitzt, ersieht man aus dem Umstande, daß in nicht divergenten Gebieten in Mittel- und Südschweden, wo Okklusionsreste unter gleichartigen Bedingungen vorkommen, Schauer fallen. (Ein Flugzeugaufstieg von Skillinaryd in Südschweden am selben Morgen gibt bis wenigstens 1000 m vertikale Stabilität).

Ferner löst sich die Wolkendecke im Laufe des Vormittags ganz auf.

Der Aufstieg zeigt die Rolle der Divergenz als Schauerhinderung.

Nr. 8. Tab. 34—37. Für Schauer sprechen:

1. Ziemlich große aktuelle und große bedingte Instabilität.
2. Durchgehend übernormale spezifische Feuchtigkeit.
3. Durchgehend übernormale und hohe relative Feuchtigkeit.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, da die Wetterkarte eine typische Schauersituation aufwies.

Hydrometeore: Die bedingte Instabilität wird in den bodennächsten Schichten ausgelöst, sobald die Insolation am Morgen nach dem Abzuge von Schichtwolken einer Okklusion stärker wird. Die Abhängigkeit von den Bodenformen ist auffallend.

Von großem Interesse ist der AC-Cast., der in einer hoch gelegenen Schicht mit überadiabatischem vertikalen Temperaturgradienten als Umwandlung einer AC-Decke entsteht, die vorher das gewöhnliche Aussehen des AC hatte. Diese überadiabatische Schicht wird mit großer Wahrscheinlichkeit bei einem Einbruche kalter polarer Luft in der Höhe von ca. 3000 m an aufwärts gebildet (siehe unten pag. 74) und ist wahrscheinlich eine selbständige Erscheinung, die kaum durch die gleichzeitige Auslösung vom Boden aus bedingt sein dürfte. Die Auslösung in der Höhe war gewaltig turbulent und machte einen beschleunigten Abstieg notwendig, so daß die hochinteressante Schichtung oberhalb 3500 m leider nicht ausgeforscht werden konnte. Das bald nach dem Aufstiege folgende Gewitter des Vormittages ist aber sicherlich dadurch bedingt, daß der vom Boden ausgehenden Konvektion durch den in der Höhe stattfindenden Kälteeinbruch günstige Bedingungen für ein Weiterdringen nach oben geschaffen wurde. Gleichzeitige Konvektion von den übernormal feuchten Schichten in der Höhe muß natürlich verstärkend gewirkt haben.

Der Kälteeinbruch in der Höhe wird hier von einem SW-wärts ziehenden Frontrest (Okklusion) angekündigt, was von prognostischer Bedeutung ist.

Der Aufstieg zeigt:

1. Daß die aktuelle Stabilität nicht allein genügt, die wahrscheinliche Auslösung zu charakterisieren.
2. Die Möglichkeit starker thermischer Konvektion, von höheren Schichten ausgehend.
3. Die Rolle der Landschaft bei der Auslösung der Instabilität.
4. Die prognostische Bedeutung von Frontresten als Anzeichen für Veränderung des Regime in der Höhe.
5. Eine Situation, bei welcher vielleicht die Bildung von AC-Cast. typisch ist; es würde für prognostische Zwecke sehr wertvoll sein, weiteres hierüber zu erfahren.

Nr. 9. Tab. 38—41. Für Schauer sprechen:

1. Aktuelle Stabilität, die bis ca. 2500 m unter dem Mittel, durchgehend klein und sogar stellenweise negativ ist; bedingte Instabilität zwischen ca. 1100 m und 2500 m.
 3. Vorübergehend große und übernormale relative Feuchtigkeit bis ca. 4000 m.
- Gegen Schauer sprechen:

1. Steigende aktuelle und durchgehende, bedingte Stabilität oberhalb 2500 m.
5. Schwache (aber abnehmende) Divergenz in den Bodenschichten. Inversionen, wovon die höhere wahrscheinlich einer Abgleitfläche angehört, liegen in 1100 m und 2600 m.

Keine sicheren Schlüsse erlaubt:

2. Die spezifische Feuchtigkeit, die in den Bodenschichten unternormal, in den höheren übernormal ist.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, da die Wetterkarte eine Wiederholung der Entwicklung des Vortages wahrscheinlich erscheinen ließ und ein Frontrest, der am vorigen Tage über Ostschweden in ein Gewittergebiet umgewandelt worden war, soeben aufzog.

Hydrometeore:

Dieser Fall ist von gewissem Interesse, da die bedingenden Faktoren in zwei etwa gleich starken, einander entgegenwirkenden Gruppen auftreten. Die Konstellation deutet auf die Wahrscheinlichkeit einer Konvektion bis ca. 3000 m, die auch tatsächlich eintritt. Die Form der Schauerwolken deutete hierbei sozusagen auf eine Mißgeburt, da der Amboß nicht besonders stark entwickelt wurde, und der Ci-Schirm ganz ausblieb. Die nicht besonders markante Abgleitfläche in 2600 m wirkt als effektive Sperrung. Von Interesse ist noch, daß die Schauerwolken bei ca. 600 m Dicke gerade soviel Niederschlag abgeben, daß man knapp von einem Schauer sprechen kann.

Der Aufstieg zeigt, wie eine Kombination von Okklusionskörper mit Abgleitfläche darüber als Sperrschicht wirkt, wobei die Abgleitfläche die größere Bedeutung hat.

Nr. 10. Tab. 42—45. Für Schauer sprechen:

1. Bedingte Instabilität in mehreren Schichten oberhalb 1400 m.
2. Übernormale spezifische Feuchtigkeit bis 3000 m.
3. Überwiegend übernormale und hohe relative Feuchtigkeit bis 3200 m.

Gegen Schauer spricht:

5. Andeutung einer Abgleitfläche in 1100 m und eine wohl entwickelte in 3200 m.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, da die lebhafte C-Bildung nach der Passage der alten Okklusion am selben Morgen Schauerbildung wahrscheinlich machte.

Hydrometeore: Die starke und zunehmende Insolation verändert in diesem Falle rasch die Stabilitätsverhältnisse der untersten Schichten. Die Konvektion geht von diesen aus, wobei die Abhängigkeit von den Bodenformen auffallend ist. Die bedingte Instabilität in höheren Schichten wird natürlich zur Konvektion effektiv beigetragen haben, wie die C-Massivbildung in W bis N zeigt. Die angedeutete Abgleitfläche in 1100 m wird leicht durchbrochen. Die Wucht der aufsteigenden Bewegung ist genügend groß um die C auch durch die wohlausgebildete Abgleitfläche in 3200 m zu jagen, aber sie verdunsten sehr bald darüber. Da, wo der Nachschub von unten durch größere Erhebungen wahrscheinlich effektiver gemacht wird, erreicht die Kondensation eine solche Stärke, daß leichte Schauer fallen.

Die Schauerwirksamkeit steht hier nur scheinbar in Verbindung mit der Passage einer alten Okklusion. Kein Einbruch kalter Polarluft folgte derselben, weder in der Höhe, noch unten. Es fand im Gegenteil sicher eine Erwärmung in der Höhe statt, da entgegen der mutmaßlichen täglichen Periode die Temperatur in der Höhe seit dem letzten Aufstiege am vorhergehenden Tage ein paar Grade gestiegen ist. Zweifelsohne ist dies auf Schrumpfung dieser Schichten zurückzuführen, was von der sehr niedrigen und abgenommenen relativen Feuchtigkeit bestätigt wird.

Der Aufstieg zeigt:

1. Die Rolle der Bodenformen bei der Auslösung der Konvektion.
2. Die Verstärkung der Konvektion durch eine solche, die von höheren Schichten ausgeht.
3. Die Bedeutung einer Abgleitfläche als Sperrschicht.
4. Daß die zweifelsohne prognostisch wichtige Verknüpfung von Frontresten und Schauerbildung mit Vorsicht durchgeführt werden muß.

Nr. 11. Tab. 46—49. Für Schauer sprechen:

1. Durchgehend unternormale und sehr kleine aktuelle Stabilität; bedingte Instabilität durch mächtige Schichten in verschiedenen Niveaus.
2. Übernormale spezifische Feuchtigkeit bis 3000 m.
3. Durchgehend übernormale und in den untersten 3800 m hohe relative Feuchtigkeit.

5. Starke Konvergenz in den bodennahen Schichten.

Gegen Schauer sprechen:

5. Inversionen mit Feuchtigkeitsabnahme in 700 m, 3800 m und 4000 m. Ob diese als Abgleitflächen betrachtet werden können, ist zweifelhaft; vielleicht sind sie nur deren Überreste.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, da die Wetterkarte ein »Wirbelgewitter« erwarten ließ. Hydrometeore: Hier hat man einen typischen Fall, fast ein »Schulbeispiel«.

Die zu erwartende Auslösung der Instabilität der untersten Schichten wird sicherlich von der Konvergenz verursacht, jedoch wohl unter Mitwirkung dynamischer Turbulenz. Solche muß bei dem zwar schwachen Winde (ca. 10 km/St in den untersten 500 m) aber wegen der geringen Stabilität in den bodennahen Schichten gewiß vorgekommen sein. Tatsächlich wird beim Aufstieg in 200 m Luftunruhe beobachtet. Die schwache Insolation kann kaum viel thermische Konvektion verursacht haben. Daß die Konvergenz nicht allein die Auslösung bewirkte, ersieht man daraus, daß die Hügel bevorzugte Auslösungspunkte sind.

Zu der Konvektion der untersten Schichten gesellt sich die, wohl von derselben ausgelöste, der bedingt instabilen Schicht zwischen 1300 m und 1600 m. Das Resultat sind C-Massive, die dann eruptiv hochschießen, wobei die Turmform die glatt verlaufende Konvektion bestätigt.

Die typische seitliche Ausbreitung mit Ci-Schirm geschieht unter den Inversionen in 3800 m und 4000 m. Die Kondensation innerhalb der von der Konvektion durchlaufenen Schichten unter den Inversionen war jedoch allzu stark, um einen kräftigen Schauer zu geben. Die Dicke der CN-Schicht war hierbei etwa 3000 m.

Interessant ist noch, wie der Wind in 2000 m die Schauerwolken gegen den Aufstiegsort treibt und wie hierdurch der Niederschlag dort zu fallen beginnt, ehe eine Auslösung stattgefunden hat.

Die weitere Entwicklung der Situation konnte leider nicht verfolgt werden, da einesteils der Aufenthalt ohne Sauerstoffatmung in den Schichten um 7000 m zu ermüdend wirkte, andernteils die rasch wachsenden CN die Aussicht ganz zu verdecken drohten. Es ist aber sicherlich zu einem Durchbruche der Inversionen in 3800 m und 4000 m gekommen. Eine 500 m mächtige, praktisch genommen instabile Schicht folgt von 4600 m ab. Auch oberhalb 5100 m werden die Verhältnisse kaum solche sein, daß der fortgesetzten Konvektion größere Hindernisse im Wege stehen. Von 6300 m an kommt endlich eine mächtige überadiabatische Schicht. Es existiert also sozusagen ein »Instabilitätsschlot« von größter Mächtigkeit, so daß es nicht verwundern kann, daß später am Tage ein Gewitter folgt.

Dieses ist mit der klassischen Klassifikation als »Wirbelgewitter« zu bezeichnen. In der Sprache der »Systèmes Nuageux« ist es eine »Métamorphisme« (oben pag. 41). In frontologischer Sprache ist es ein Gewitter an einer Anhäufung von Frontresten, meistens Okklusionen. Man könnte auch von einer »Regeneration« dieser Reste sprechen, die dann aber zu einer Umwandlung des charakteristischen Niederschlagstypus führt.

Der Aufstieg zeigt:

1. Auslösung durch Konvergenz zusammen mit dynamischer Turbulenz.
2. Die Zusammenwirkung von Konvektion der bodennahen Schichten, mit der von höheren ausgehenden, zur Bildung von C-Massiven.
3. Die Bedeutung von Inversionen — wahrscheinlich alten Abgleitflächen — als Sperrschichten.
4. Der prognostische Wert der Kenntnisse des »Leitwindes« in der Höhe.
5. Die Bedeutung mächtiger Instabilität bei der Gewitterbildung.
6. Die Umwandlung von Okklusionsresten in ein wanderndes Gewittergebiet.

Nr. 12. Tab. 50—53. Für Schauer spricht:

2. Übernormale spezifische Feuchtigkeit bis ca. 2500 m.

Gegen Schauer sprechen:

1. Vorwiegend übernormale, stellenweise sehr große aktuelle Stabilität; bedingte Instabilität nur durch ca. 500 m von feuchten Schichten in 1000 m. Allerdings hat man aktuelle Instabilität von 2600 m an aufwärts bis wenigstens 3000 m, jedoch nur in sehr trockenen Schichten.

3. Vorwiegend unternormale, oberhalb 2500 m sehr niedrige relative Feuchtigkeit.

5. Schwache Divergenz in den untersten Schichten. Abgleitflächen in 1100 m und 2500 m.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, da — trotz starker Insolation, Dampfdruck, der zwischen 10.6 und 12.1 mm schwankte, und einer Mittagstemperatur von 20°.4, — nur wenig C gebildet wurde.

Hydrometeore: Die einzige Möglichkeit einer stärkeren C-Bildung wäre in diesem Falle daß Konvektion, von 1000 m ausgehend und die zwei Inversionen in 1100 m und 2500 m durchbrechend, die instabile Schicht von 2600 m ab erreichen könnte. Hierbei würde jedoch die geringe relative Feuchtigkeit in der Höhe sicherlich stark auflösend wirken.

Da, wo die Bodenverhältnisse eine Auslösung begünstigen, beobachtet man tatsächlich C-Bildung, die in der eben skizzierten Weise verläuft (im NW). Die Auslösung dürfte wesentlich durch die Insolation bedingt sein. Sie geschieht in einem Abstände von ca. 10 km, so daß die exakten Höhen der Wolkenbildungen nicht festgestellt werden können. Man darf aber annehmen, daß die beiden Inversionen, die ja allgemeiner Natur sind, dort praktisch genommen in derselben Höhe und Intensität auftreten. Die Kondensationsprodukte sammeln sich nun unter der unteren Inversion, wobei die Massivform in sehr typischer Weise zustande kommt. Die sehr lebhaft innere Bewegung in den Massiven deutet auf kräftigen Nachschub von unten. Bald bricht auch der C durch die Abgleitfläche und nimmt dabei sehr typische und interessante Formen an.

Der Durchbruch geschieht eruptiv und zwar nicht überall, sondern in Form von Protuberanzen, die, vermutlich durch Abtrocknung unten, zuerst Ballongestalt annehmen. Die Pilzform, die dann auftritt, wenn die Protuberanzen aufgehalten werden, dürfte von der Inversion in 2500 m bedingt sein. Sehr interessant ist noch das Aufhören der Eruptionen, sobald die direkte Insolation auf das C-Massiv aufhört. Es kann dies so gedeutet werden, daß eine direkte Erwärmung des Massives durch Absorption der Sonnenstrahlung wenigstens teilweise zu den Eruptionen beigetragen hat. Hierfür spricht auch der starke Dunst in 1500 m, welcher die Absorption erhöhen könnte.

Der Aufstieg zeigt:

1. Die Abhängigkeit der C-Bildung von den Bodenformen.

2. Die Bedeutung von Abgleitflächen als Sperrschichten.

3. Die Notwendigkeit von Höhenbeobachtungen, und die Gefahr, nur durch Bodenbeobachtungen auf starke Konvektion zu schließen.

Nr. 13. Tab. 54—57. Für Schauer sprechen:

1. Vorwiegend unternormale und in den untersten 1500 m negative aktuelle Stabilität; bedingte Instabilität der untersten 1800 m und von 2400 m an aufwärts bis wenigstens 2900 m.

Gegen Schauer sprechen:

2. Durchgehend unternormale spezifische Feuchtigkeit.

5. Andeutungen einer Abgleitfläche in 1300 m. Anzeichen absteigender Bewegung in noch höheren Schichten sind die Lenticularisformen der aufziehenden AS-Decke.

Keine sicheren Schlüsse erlaubt:

3. Die relative Feuchtigkeit.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, um die Verhältnisse in Ostnorwegen bei einem Kälteeinbruche von NW zu studieren.

Hydrometeore:

Hier sind die Verhältnisse sehr günstig für starke Konvektion in den untersten 1300 m. Die Auslösung wird durch rasch zunehmende Insolation und starke Turbulenz des verhältnismäßig starken Windes (5 Beaufort) begünstigt. In wie hohem Grade die Turbulenz von der Insolation bedingt wird, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Da die Luftunruhe mit steigender Insolation stark zunimmt, ist es jedoch wahrscheinlich, daß diese die größere Rolle spielt. Die Hügel sind auch in diesem Falle bevorzugte Auslösungspunkte.

Die C, die sich in 1100 m bilden, sind stark zerrissen und dünn und wachsen sehr wenig. Offenbar wirkt die Abgleitfläche in 1300 m als sehr effektive Sperrschicht. Nur über den Hügeln im NW kommt es zur Zeit der stärksten Insolation zu leichten Schauern.

Dieser Fall ist von großem Interesse, da bei der Situation kräftige Schauer auf dem Westlande und an der Wasserscheide fallen, dagegen südlich von 62° N. Br. keine Station des Ostlandes Schauer meldet. Bei der herrschenden Windrichtung, die quer zum Gebirgsstock der südnorwegischen Wasserscheide steht, bekommt man eine ausgeprägte Föhnwirkung auf der Leeseite, eine unter den norwegischen Meteorologen lange wohlbekannte Tatsache. Es ist eben eins der wichtigsten Probleme der Ostlandsprognostik, die Ostgrenze dieser Leewirkung zu bestimmen. In diesem Falle erstreckt sie sich von etwa 59° N.Br., 14° E.G. bis 62° N.Br., 12° E.G., liegt also im Süden weit außerhalb des Prognosenbezirkes. Die Schicht mit sehr kleinem vertikalen Temperaturgradienten und Abnahme der relativen Feuchtigkeit in 1300 m ist also mit großer Wahrscheinlichkeit eine Leewirkung der Wasserscheide; wohl ebenso die absteigende Bewegung in dem AS-Niveau. Die Ursache des Ausbleibens der Schauer in Ostnorwegen bei Westtypus findet sicherlich ihre Erklärung in der Ausbildung einer orographisch bedingten Sperrschicht.

Der Aufstieg zeigt:

1. Die Bedeutung der Bodenformen bei der Auslösung der Instabilität.
 2. Die Rolle einer orographisch bedingten Abgleitfläche als Sperrschicht in einer sonst typischen Schauersituation—Kälteausruch im Rücken einer abziehenden Zyklone.
- Nr. 14.** Tab. 58—61. Für Schauer spricht:

5. Schwache Konvergenz in den untersten Schichten.

Gegen Schauer sprechen:

1. Ziemlich große aktuelle Stabilität oberhalb 2000 m; durchgehend bedingte Stabilität.
2. Durchgehend unternormale und sehr niedrige spezifische Feuchtigkeit.
3. Unternormale und niedrige relative Feuchtigkeit der untersten 2500 m.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, um denjenigen vom selben Morgen (Nr. 13) durch eine Untersuchung über die Verhältnisse an einer Kaltfront bei Westtypus zu komplettieren.

Hydrometeore: Die Konstellation der bedingenden Faktoren deutet entschieden auf keine oder sehr unbedeutende Kondensation. Höchstens könnte in den untersten 2000 m soviel Konvektion entstehen, daß C gebildet würden. Die Front — oder vielmehr der Frontrest, denn sie ist stark aufgelöst worden — bewirkt nun tatsächlich vorübergehende C-Bildung, wobei die Auslösung wahrscheinlich von der Konvergenz bedingt wird. Die Insolation kann kaum viel dazu beigetragen haben, da sie nur schwach und in starker Abnahme begriffen war. Wenn die dynamisch bedingte Turbulenz der

Luft die Ursache gewesen wäre, würde man wohl auch vor dem Aufstiege, wo die Windstärke übrigens viel stärker war, eine Durchmischung mit Bildung wenigstens von FC bekommen haben. Da zudem der Flugzeugführer sehr ruhige Luft meldete, muß man annehmen, daß wesentlich die Konvergenz für die Auslösung bestimmend war.

Es hat auch sicherlich die Leewirkung der Wasserscheide bei der Austrocknung und vielleicht auch bei der Bildung des kleinen vertikalen Temperaturgradienten oberhalb 2000 m mitgewirkt. Der Temperaturgradient kann jedoch möglicherweise von anderen Ursachen bedingt sein (siehe pag. 55).

Der Aufstieg zeigt, daß auch bei einer, freilich nicht besonders kräftigen Kaltfront die Schauerbildung auf dem Ostlande wegen Austrocknung bei der Passage von W über die Wasserscheide ausbleiben kann.

Nr. 15. Tab. 62—65. Für Schauer spricht:

1. Aktuelle Instabilität oder sehr kleine Stabilität in den untersten 1800 m.

Gegen Schauer sprechen:

1. Große aktuelle Stabilität zwischen 1500 und 2500 m, wenig bedingte Instabilität.

2. Durchgehend unternormale spezifische Feuchtigkeit.

3. Durchgehend unternormale, oberhalb 1800 m sehr niedrige relative Feuchtigkeit.

5. Eine markante Abgleitfläche in 1800 m.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, da offenbar sehr lebhaft Konvektion in den untersten Schichten vorkam, und der SC in SC-Cf übergang, so daß man vermuten konnte, daß rege C-Bildung folgen würde.

Hydrometeore: Die Bedingungen für Konvektion finden sich eigentlich nur in den untersten 1800 m. Hier findet man auch tatsächlich starke Luftunruhe, besonders über den Hügeln und eine C-förmige Wolkenschicht bei dem theoretischen Kondensationsniveau für Konvektion, die vom Boden ausgeht. Die Umwandlung des SC in SC-Cf ist also sicherlich überwiegend von Konvektion vom Boden aus bedingt. Der ziemlich dicke SC-Cf, der von unten regendrohend aussah, kommt den ganzen Tag nicht durch die Abgleitfläche in 1800 m, vielmehr verdunstet der obere Teil der Wolkendecke, während die Basis bei steigender Erwärmung vom Boden aus höher rückt. Der SC, der schon lange vor dem Aufstiege zu sehen war, ist vermutlich nur ein Rest der C, die schon am vorhergehenden Tage von derselben Abgleitfläche aufgehalten wurden (Clarke 30 B).

Der Aufstieg zeigt die Rolle einer Abgleitfläche als Sperrschicht.

Nr. 16. Tab. 66—69. Für Schauer sprechen:

2. Vorwiegend übernormale spezifische Feuchtigkeit.

3. Übernormale und hohe relative Feuchtigkeit bis 2800 m.

Gegen Schauer sprechen:

1. Oberhalb 1000 m vorwiegend große aktuelle Stabilität; bedingte Instabilität nur in einer 1200 m dicken Schicht von 1900 m an.

5. Divergenz in den unteren Schichten. Eine doppelte Abgleitfläche in 2800 m und 3200 m.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, da der SC wie am vorhergehenden Tage während des Vormittages zuerst in SC-Cf übergang und dann sehr kompakt und drohend wurde.

Hydrometeore: Die Konstellation der Faktoren deutet auf Konvektion nur in den untersten 1000 m. Hier beginnt dann auch bald die typische FS—FC-Bildung, wobei die Erhebungen des Terrains wie gewöhnlich bevorzugt sind. Die Kondensation wird aber stärker als eigentlich erwartet, und die gebildeten Wolken treiben weiter aufwärts, wobei die Protuberanzenform darauf deutet, daß die Konvektion wenigstens vorläufig nicht

allgemein über die untersten 1000 m hinauskommt. Im NE—SE sind die Verhältnisse offenbar günstiger für C-Bildung, da die Wolken dort als Ganzes die zweite Wolken-schicht in 2250 m erreichen und sogar teilweise durchstoßen. Es ist typisch, daß man in dieser Gegend eine Menge kleiner Berghöhen (relative Höhe 50 bis 150 m) mit kleinen Seen, Tümpeln und Mooren dazwischen hat.

Offenbar wirkt aber die Abgleitfläche sehr effektiv allen Durchbruchversuchen entgegen, und die gegen gestern noch kleinere und sehr niedrige relative Feuchtigkeit darüber in Vereinigung mit der Lenticularisform der C-Köpfe, die durch den SC—Cf durchkamen, deutet auf eine ziemlich kräftige absteigende Bewegung. Vielleicht kann man die mammatoartigen Formen später am Tage auch auf diese Bewegung zurückführen.

Da, wo wirkliche C und nicht nur Protuberanzen aufsteigen, scheint die aktuelle und bedingte Instabilität zwischen 1900 m und 2700 m ausgelöst zu werden. Dies ist wohl die Ursache davon, daß die C-Köpfe dort überhaupt die SC-Schicht durchdringen können. Hierdurch erklärt sich auch der Umstand, daß die obere Begrenzung der SC-Schicht ein Relief des Geländes wiedergibt.

Der Aufstieg zeigt:

1. Die Bedeutung der Bodenformen bei der Auslösung von Instabilität.
2. Die Bedeutung der Abgleitfläche als Sperrschicht.
3. Daß Bodenbeobachtungen durchaus nicht genug sind, um sicher auf die Konvektion zu schließen; in diesem Falle waren bei reger C-Bildung sowohl spezifische wie relative Feuchtigkeit an der Erdoberfläche groß, und die ganze Entwicklung ließ Schauer erwarten.

Nr. 17. Tab. 70—73. Für Schauer sprechen:

1. Aktuelle Instabilität oder kleine Stabilität in den untersten 2400 m, bedingte Instabilität in den untersten 3000 m.
3. Vorwiegend hohe relative Feuchtigkeit bis 2900 m.

Gegen Schauer spricht:

5. Äußerst markante Abgleitfläche in 2900 m.

Keine sicheren Schlüsse erlaubt:

2. Die spezifische Feuchtigkeit.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, um das Hinaufrücken der Konvektion und der Abgleitfläche seit dem Vormittage zu untersuchen.

Hydrometeore:

Da die Abgleitfläche noch in der Höhe liegt und dazu mehr ausgeprägt wurde (man *fühlt* sogar den Übergang beim Durchfliegen!), ist es absolut unwahrscheinlich, daß die Konvektion bzw. die Kondensation stärker werden würde, im Gegenteil wird sie wohl mit der nachlassenden Insolation abnehmen. Hier interessiert vor allem, wie die während des ganzen Tages mit deutlicher Gewalt vor sich gehende Konvektion eventuell die Abgleitfläche nach oben drängen konnte. Dies ist nicht viel, kaum 25 m! Die obere Begrenzung der zweiten Wolkendecke ist dabei nur 300 m seit dem Vormittage aufwärts gedrungen. Zwischen 2400 m und 2900 m findet man die Reste der C, die während des Tages gebildet und an der Abgleitfläche gestoppt wurden. Interessant ist es in diesem Zusammenhange zu verzeichnen, daß die obere Begrenzung der Dunstschicht mit der oberen Wolkenfläche ebenfalls 300 m aufwärts gedrungen ist.

Also: gegen eine wohlentwickelte Abgleitfläche kann die Konvektion praktisch genommen *nichts* ausrichten.

Nr. 18. Tab. 74—77. Dieser Aufstieg wurde einesteils eingesetzt, um die Stabilitätsverhältnisse unterhalb der Aufgleitfläche und nach Möglichkeit in der Wolkenschicht derselben zu untersuchen, andernteils als Versuch, die regnende Wolkenschicht einer Okklusion zu durchstoßen.

Es herrschte Instabilität in den 300 Metern unter der Aufgleitfläche, also dieselbe Erscheinung wie in dem ganz gleichartigen Falle bei Nr. 3.

Nr. 19. Tab. 78—81. Gegen Schauer sprechen:

1. Oberhalb 1000 m große aktuelle Stabilität; bedingte Instabilität nur in den untersten ca. 1000 m.

3. Oberhalb 1000 m unternormale und niedrige relative Feuchtigkeit.

5. Divergenz in den untersten Schichten. Markante Abgleitfläche in 1000 m.

Keine sicheren Schlüsse erlaubt:

2. Die spezifische Feuchtigkeit.

Der Aufstieg wurde eingesetzt, da man nach dem letzten Regen wesentlich veränderte Verhältnisse erwarten konnte und der Morgennebel unter lebhafter C-Bildung aufbrach.

Hydrometeore: In den untersten 1000 m sind die Bedingungen für Konvektion vorhanden. Dieselbe wird aber nicht hoch hinaufreichen können, da die Abgleitfläche in 1000 m sicherlich effektiv verhindernd wirken wird. Eine Auslösung findet nun tatsächlich statt. Dieselbe muß wesentlich von der zunehmenden Insolation bedingt sein, da einesteils Divergenz in den unteren Schichten herrscht, andernteils sehr wenig Wind vorkommt (ungefähr 10 km/St), was am besten dadurch ersichtlich ist, daß die vom Nebel gebildeten C beinahe kerzengerade aufsteigen.

Die ziemlich stattlichen Türme, die von dem typischen FS—FC aufwachsen, deuten auf glatte Auslösung bis an die Inversion in 1000 m. Dort dringen sie zwar durch, werden aber sehr bald aufgelöst.

Von Interesse ist, daß an nicht allzu entfernten Orten, die keine Divergenz in den untersten Schichten aufweisen, diese Situation Gewitter gibt, so z. B. in Falun, Jönköping, Rinna, während mehrere Orte in Mittelschweden Schauer melden. Bei zunehmender Divergenz werden am Aufstiegsorte die C in ein paar Stunden ganz aufgelöst.

Der Aufstieg zeigt die Bedeutung der Abgleitfläche als Sperrschicht.

3. Schlußfolgerungen.

Die Konstellationen der schauerbedingenden Faktoren waren glücklicherweise von Fall zu Fall ziemlich viel von einander abweichend, was den sehr verschiedenen Wetterlagen bei den Aufstiegen entspricht. Wie unten gezeigt wird (pag. 64 ff.) hatten auch die beteiligten Luftmassen in der Regel sehr verschiedene Lebensgeschichten. Dies erhöht die Gültigkeit der Schlüsse, die gezogen werden können, obgleich dieselben, wie schon hervorgehoben, nur orientierender Art sein sollen. Die Situationen waren meistens gar nicht »typisch«, sondern vielmehr derartige, wo man mit Bodenbeobachtungen allein arbeitend, die Wahl zwischen schwachen und einander widersprechenden Indizien treffen muß, oder, wo die Bodenbeobachtungen eine für Schauer günstige Konstellation gaben, die Verhältnisse in der freien Atmosphäre aber ungünstig waren. Die Ausforschung solcher Situationen ist mindestens ebenso wichtig, wie das Suchen nach »typischen« Fällen, die bekanntlich in der Praxis so selten sind.

Bei sämtlichen Aufstiegen — Nr. 3 und 18, die in einer besonderen Klasse stehen, ausgenommen — stellte es sich heraus, daß die aus der Konstellation der bedingenden Faktoren erschlossene Entwicklung in bezug auf Konvektion und davon bedingter Kondensation, tatsächlich folgte. Dies beweist, daß die oben erwähnten Faktoren (pag. 34) die wesentlich bedingenden in den hier behandelten Fällen waren, und daß es sich wahrscheinlich lohnen wird, ein großes Material unter denselben Gesichtspunkten zu bearbeiten.

Für die Prognostik wichtig ist:

1. Es ist ganz ausgeschlossen, mit einiger Sicherheit für Schauer Prognosen zu stellen, die nur auf Bodenbeobachtungen basieren — solange diese nicht indirekt auf die Verhältnisse in der freien Atmosphäre zu schließen erlauben (Nr. 4, 6, 12 und 16).

2. Die wichtigsten Hindernisse für kräftige Konvektion sind Inversionen mit stark nach oben abnehmender relativer Feuchtigkeit, besonders wenn in den trockenen Schichten eine absteigende Bewegung auftritt — »Abgleitflächen« (Nr. 1, 4, 6, 7, 9 bis 13, 15 bis 17 und 19).

Als äußerst wichtige Aufgabe ergibt sich hieraus das Auffinden einfacher Methoden zur Feststellung der Lage und Entwicklung schon existierender Inversionen dieser Art und das Ausforschen der nur noch teilweise bekannten Bedingungen ihrer Bildung. Die erstere ist mehr eine technische Aufgabe; möglicherweise werden hier die signalisierenden Ballons, z. B. nach Muster der Richardson'schen¹, eine wichtige Verwendung finden.

3. Es ist notwendig, die Strömung der mittelhohen Schichten (etwa 1000—2500 m) zu kennen, um die Gebiete abzugrenzen, die von den Auslösungsstätten abtreibende Schauer bekommen werden (Nr. 5 und 11).

4. Die Überwachung alter Fronten ist sehr wichtig. Erstens können einzelne, in wandernde Gewittergebiete umgewandelt werden (Nr. 9 und 11). Zweitens können sie als Signale einer Regimeveränderung in der Höhe angesehen werden, die in der Regel sehr wichtig gerade bei der Schauerprognose ist, da Kälteeinbrüche in der Höhe günstige Bedingungen für Schauer schaffen (Nr. 5, 8, 10 und 11), Wärmeeinbrüche dagegen verhindernd wirken (Nr. 2, 9 und 12). Drittens können sie unter Umständen Konvergenz an der Erdoberfläche verursachen, was bedingte Instabilität auslösen kann (Nr. 5 und 11). Dies wird wohl in der Regel besonders bei Okklusionen der Fall sein, da ein Rest eines Warmsektors in der Höhe ein Fallgebiet mit Konvergenz an der Erdoberfläche immer hervorrufen sollte.

Konvergenz und die ebenso wichtige Divergenz (Nr. 7) in den untersten Schichten kann indessen in der Regel schon nur mit Bodenbeobachtungen festgestellt werden.

5. Die Bedeutung der Bodenformen bei der Auslösung von Instabilität — eine längst bekannte Tatsache (pag. 38) — wird bei jedem Aufstiege, wo überhaupt C vorkam, sehr deutlich klargelegt (Nr. 1, 5, 8 bis 13 und 15 bis 17). Bei Nr. 16 waren deutliche Anzeichen dafür vorhanden, daß eine gewisse Kombination von Bodenerhebungen und Seen die Auslösungen besonders begünstigt (pag. 49).

Die Feststellung von »Schauerzentren«, d. h. bevorzugte »Brutstätten« der Schauer ist in erster Linie eine statistische Aufgabe. Eine Untersuchung der Auslösung von Instabilität bei verschiedenen Landschaftstypen würde aber sicherlich den Wert einer statistischen Bearbeitung sehr viel erhöhen.

Die Zahl der Faktoren, die bei Schauerprognosen berücksichtigt werden müssen, ist nach dem Vorhergehenden ziemlich groß, und es erklärt sich leicht daraus, daß man mit Prognosemethoden, die nur auf ein oder ein paar meteorologische Elemente basieren, nicht viel ausrichten kann. Andererseits ist in der Praxis schnelle Arbeit notwendig, und die Berücksichtigung sämtlicher oben behandelte Faktoren wird, genügendes aerologisches Material vorausgesetzt, so zeitraubende Rechnungen erfordern — z. B. die Untersuchung der bedingten Stabilität, die notwendig ist (Nr. 5 und 8) — daß man in der Regel eine solche Arbeit nicht ausführen kann. Bei einer kurzfristigen Prognose etwa für die nach dem Aufstiege folgenden sechs Stunden, würden wahrscheinlich die Schauer schon längst fallen, ehe diese fertig wäre. Aber bei einer Prognose für etwa 36 Stunden könnte die

¹ L. F. Richardson, Lizard Balloons for Signalling the Ratio of Pressure to Temperature, M. O. 240 h, Prof. Notes, No. 18.

Derselbe, Cracker Balloons for Signalling Temperature, M. O. 240 i, Prof. Notes, No. 19.

Zeit für eine genaue Durchrechnung disponibel sein. Falls die Berechnung für eine Luftmasse ausgeführt werden könnte, die dann wirklich den Prognosenbezirk rechtzeitig erreichte — was eine richtige Prognose des Strömungsfeldes voraussetzt — müßte man auch die eventuellen Veränderungen der Stabilität, der Feuchtigkeit usw. unterwegs vorausberechnen. Inwieweit dies jetzt überhaupt möglich ist, soll weiter unten untersucht werden.

Vorläufig wird die oben benutzte Untersuchungsmethode keine praktische Verwendung finden können, dagegen bei dem Aufbau der »indirekten Aerologie« der Schauer-situationen (pag. 39) von Nutzen sein.

V. PROGNOSE

1. Das Problem und eine angenäherte Lösung desselben.

Es wurde früher gezeigt, daß man aus der vertikalen Verteilung von Stabilität, spezifischer und relativer Feuchtigkeit, genügende Auslösungen vorausgesetzt, mit großer Wahrscheinlichkeit schließen kann, ob es Schauer geben wird. Das Problem der Schauerprognose ist also wesentlich ein aerologisches; bei Vorhersagen, die mehr als ein paar Stunden Gültigkeit haben sollen, dazu ein synoptisches, da man dann die Eigenschaften der Luftmassen in der Umgebung des Prognosenbezirkes kennen muß, die denselben später bedecken werden. Endlich muß man noch die eventuellen Veränderungen der Stabilität und der beiden Arten Feuchtigkeit voraussagen, die in der Zwischenzeit möglich sind. Alles umfassend ist also das Problem ein dreifaches. Erstens müssen die voraussichtlich nach dem Prognosenbezirke leitenden Luftbahnen — von Shaw und Lempfert¹ mit dem Namen Trajektorien belegt — in verschiedenen Niveaus bestimmt werden, was eine Prognose der Strömungsfelder und deren Veränderungen erfordert. Zweitens muß die vertikale Verteilung der obengenannten meteorologischen Elemente bei den in Frage kommenden Luftmassen bestimmt, drittens deren Veränderungen unterwegs vorausgesagt werden.

Dies ist aber bei der Knappheit an aerologischem Materiale auch nur einmal ausnahmsweise durchzuführen unmöglich, geschweige denn ständig im täglichen Wetterdienst.

Vorläufig wird man durch indirekte Schlüsse die vertikale Verteilung der meteorologischen Elemente in den in Frage kommenden Luftmassen bestimmen müssen. Zunächst muß man eine möglichst kleine Anzahl verschiedene Niveaus dieser Luftmassen repräsentierende Trajektorien wesentlich mit Hilfe von Bodenbeobachtungen in Zeit und Raum soweit rückwärts verfolgen, bis man auf eine »Quelle« trifft, d. i. ein Gebiet, wo man indirekt und leicht auf die Vertikalverteilung der Elemente schließen kann. In erster Reihe werden hierbei typische geographische Eigenschaften (Breite, Höhe, Bodenbeschaffenheit) solche Quellen bestimmen, dann typische Gebilde im Druckfelde, besonders Antizyklonen verschiedener Arten. Je näher die Quelle in Zeit und Raum liegt, desto weniger braucht man auf die unterwegs verändernd wirkenden Faktoren Rücksicht zu nehmen, in desto höherem Grade kann man die Elemente als »konservativ« betrachten, d. h. die Werte der Elemente werden mit um so größerer Sicherheit innerhalb gewisser typischer Grenzen verharren.

Dies ist die Methode, die implizite jeder frontologischen Analyse, Diagnose und Prognose als Basis dient, indem indirekt auf die Quelle, die Trajektorie und die Veränderungen unterwegs, kurz auf die »Lebensgeschichte« der Luftmassen geschlossen wird.

Untersuchungen über die Lebensgeschichte von Luftmassen sind, außer von den Frontologen, bisher fast nur von englischen Forschern ausgeführt worden, so von Shaw

¹ N. Shaw and Lempfert, Life History of Surface Air Currents, M. O. No. 174, 1906.

und Lempfert¹ für die untersten Schichten, für höhere von Douglas², Goldie³, Newnham⁴ und Lewis⁵. Die Resultate dieser Untersuchungen und die in Form von Regeln auskristallisierten Erfahrungen des Wetterdienstes in Norwegen lassen sich kurz in folgender Weise zusammenfassen.

Eine kurze Skizze geben ferner J. Bjerknes und H. Solberg in Geof. Publ., Vol. III, No. 1, p. 12 und eine ausführlichere Beschreibung besonders über Tropikluft T. Bergeron und G. Swoboda in den Veröffentlichungen des Geophysikalischen Instituts der Universität Leipzig, Band III, Heft 2.

Das meteorologische Element, das mit größerem oder geringerem Recht als »konservativ« bezeichnet wird, ist die Lufttemperatur, besonders die in der freien Atmosphäre. Als genügend konservativ wird bisweilen auch die absolute oder besser die spezifische Feuchtigkeit betrachtet. Die Untersuchungen beziehen sich deshalb fast nur auf die Temperatur, obgleich beiläufig die Stabilität oder der vertikale Temperaturgradient direkt als Funktion der Quelle und des Weges behandelt werden⁶.

Die Werte der genannten Elemente werden wesentlich durch Strahlung, Leitung, turbulente und thermische Konvektion, Hebung und Schrumpfung, adiabatische Druckänderungen, Verdunstung und Niederschlag bestimmt, wobei die Erdoberfläche als vermittelnd und auslösend eine wichtige Rolle spielt. Der Mechanismus der Temperatur- und Feuchtigkeitsänderungen ist größtenteils ein klassisches Kapitel der Meteorologie und in den einschlägigen Lehrbüchern beschrieben (z. B. von Hann's Lehrbuch, III. Auflage, p. 30—81 oder N. Shaw's Forecasting Weather, 2nd edition, p. 206—254). Einige Effekte wurden aber bisher nur wenig berücksichtigt oder vergessen, so die adiabatischen Temperaturänderungen bei Horizontalbewegungen⁷, die wohl als erster T. Bergeron⁸ in der Praxis berücksichtigt hat, und die Wirkungen des Niederschlages auf die Temperatur, die von Diesing⁹, Schmauss¹⁰ und Bergeron¹¹ erwähnt werden. Ferner wurde in der letzten Zeit das wohl auch früher bekannte Zusammensinken und seitliche Ausbreiten von Luftmassen, die »Schrumpfung« von W. Schmidt¹², besonders bei den Lindenberger Analysen berücksichtigt¹³.

Als Quellen im Sinne der obigen Ausführungen ergeben sich zunächst die Polargebiete und die subtropischen Hochdruckgürtel, die beziehungsweise »Polarluft« und »Tropikluft« liefern. Die typischen Eigenschaften dieser Luftmassen in der Quelle sind für die Polarluft niedrige Temperatur und kleine spezifische Feuchtigkeit, für die Tropikluft hohe Temperatur und große spezifische Feuchtigkeit. Eine eingehende Untersuchung der

¹ Oben pag. 53, Fußnote 1.

² C. K. M. Douglas, Temperature Variations in the Lowest Four Kilometres, Quart. Journ. 1921, p. 23.

³ A. Goldie, Circumstances Determining the Distribution of Temperature in the Upper Air under Conditions of High and Low Barometric Pressure, Quart. Journ. 1923, p. 6.

⁴ Oben pag. 37, Fußnote 1, loc. cit. p. 78.

⁵ L. Lewis, The Effect of the Source of Air on its Temperature at 4000 Feet and 10 000 Feet, Quart. Journ. 1924, p. 365.

⁶ J. Bjerknes and H. Solberg, The Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation, p. 12. Geofysiske Publikationer, Vol. III, No. 1, Kristiania, 1922.

⁷ Th. Hesselberg, Über den Zusammenhang zwischen Druck- und Temperaturschwankungen in der Atmosphäre, Met. Z. 1915, p. 315.

⁸ T. Bergeron und G. Swoboda, Wellen und Wirbel an einer quasistationären Grenzfläche über Europa. Veröffentlichungen des Geophysikalischen Instituts der Universität Leipzig, Band III, Heft 2.

⁹ K. Diesing, Der Wärmeeinbruch (Warmfront) vom 12—13. I, 1920, p. 28, Veröff. d. Geophys. Inst. Leipzig, Band III, H. 1.

¹⁰ A. Schmauss, Die Temperaturwirkung von Niederschlägen, Met. Z. 1922, p. 17 und 241.

¹¹ Loc. cit. p. 111.

¹² W. Schmidt, Schrumpfen und Strecken in der freien Atmosphäre. Beitr. Band VII, p. 103.

¹³ Oben pag. 38, Fußnote 2.

charakteristischen Temperaturen findet man in Bergerons und Swobodas schon öfters zitierten Arbeit¹. Für die spezifische Feuchtigkeit kann man vorläufig mit ≤ 5 gr/kg bei Polarluft und mit ≥ 12 gr/kg bei Tropikluft im Meeresniveau als charakteristische Werte in der Quelle rechnen. Eine Eigenschaft, die keine energetische aber große symptomatische Bedeutung hat, ist ferner die Durchsichtigkeit der Luft, indem man bei der Polarluft klare, bei der Tropikluft getrübe Fernsicht hat.

Bei der Bewegung weg von der Quelle werden dann durch die Einwirkung der oben aufgezählten Faktoren die charakteristischen Eigenschaften je nach Jahreszeit und Trajektorie in typischer Weise verändert, wobei in diesem Zusammenhange nur die sommerlichen Verhältnisse von Interesse sind.

Eine allgemeinere Beschreibung geben Bergeron und Swoboda².

Polarluft, die äquatorwärts über Meeresflächen streicht, »maritime Polarluft«, wird anfangs in den untersten Schichten eine tiefere Temperatur als die Wasseroberfläche haben, und es wird eine konvektive Wärme- und Feuchtigkeitsströmung nach aufwärts gehen. Dasselbe wird bei »kontinentaler Polarluft« eintreten, d. i. Polarluft, die äquatorwärts über die im Sommer von der Sonnenstrahlung erhitzten Landflächen streicht. Daß gewisse quantitative Unterschiede zwischen diesen zwei Arten von Polarluft bald nach dem Verlassen der Quelle zu erwarten sind, ist a priori anzunehmen und zwar wird in der Regel die maritime Polarluft ihre Eigenschaften langsamer verändern.

Infolge der Konvektion wird der vertikale Temperaturgradient in den unteren Schichten trockenadiabatisch. Höher hinauf wird er feuchtadiabatisch werden und auch bleiben, solange keine allgemeine Vertikalbewegung dort eintritt (Hebung, Schrumpfung). Die Temperatur der Polarluft steigt nämlich bei der Bewegung äquatorwärts. Die Größe des feuchtadiabatischen Gradienten wird aber mit steigender Temperatur kleiner. Also wird in der Regel der Gradient ungefähr feuchtadiabatisch bleiben. In den höheren Schichten, etwa 3 bis 6 km, wird der Gradient sowohl in der Quelle wie unterwegs große und mit wachsender Höhe sich dem trockenadiabatischen nähernde Werte haben.

50 bis 70 Stunden nach dem Verlassen der Quelle werden Temperatur und spezifische Feuchtigkeit in den unteren Schichten soviel zugenommen haben, daß sie nicht mehr typisch niedrig sind. Zu diesem Zeitpunkte beginnt auch die Schrumpfung so kräftig zu werden, daß sich große Inversionen (»Abgleitflächen« nach Stüwe³ ausbilden, und die hierbei herabsinkenden Schichten kleine relative Feuchtigkeit bekommen. Die Polarluft ist in das Stadium eingetreten, wo sie »alt« genannt wird.

Tropikluft, die polwärts über Meeresflächen streicht, »maritime Tropikluft«, ist in den unteren Schichten wärmer als das Oberflächenwasser, und es wird eine Wärme- strömung wesentlich dynamisch-konvektiver Natur in ihr nach abwärts gehen. Hierbei werden aber nur die unteren Schichten etwa bis 1000 m oder 1500 m in ihren Eigenschaften wesentlich verändert werden, solange die Weiterbewegung der Luft ohne Hebung vor sich geht.

Der vertikale Temperaturgradient wird also in den unteren Schichten sehr klein oder sogar negativ, in den höheren Schichten sowohl in der Quelle wie unterwegs nicht besonders groß sein, da in der Quelle wegen der allgemeinen Zirkulation mit absteigenden Luftbewegungen und adiabatischer Erwärmung, unterwegs dagegen mit keinen größeren gradientenerhöhenden Einwirkungen zu rechnen ist.

Die relative Feuchtigkeit wird in den unteren Schichten bei der Abkühlung daselbst unterwegs zunehmen, in den höheren Schichten unverändert niedrig sein.

¹ Oben pag. 54, Fußnote 8.

² Loc. cit. p. 75.

³ Oben pag. 38, Fußnote 2.

In ungefähr 50 bis 70 Stunden nach dem Verlassen der Quelle werden Temperatur und spezifische Feuchtigkeit in den unteren Schichten soviel abgenommen haben, daß sie nicht mehr typisch hoch sind. Jetzt beginnt auch die Feuchtigkeit der unteren Schichten in Form von Nebel oder Nieseln (Staubregen) zu kondensieren. Die Tropikluft ist »alt« geworden.

In Tropikluft, die polwärts über erhitzte Landflächen streicht, »kontinentale Tropikluft«, wird in den unteren Schichten durch Konvektion und zwar wesentlich thermische, der Temperaturgradient vergrößert und allmählich auch die Temperatur erhöht. Die Feuchtigkeitsströmung kann in diesem Falle auch abwärts verlaufen; die Veränderungen der spezifischen Feuchtigkeit werden aber dabei kaum groß sein. In den höheren Schichten bleiben die Eigenschaften dieselben wie in der Quelle. Das »Altern« der Tropikluft wird hier wesentlich darin bestehen, daß auch der Temperaturgradient der höheren Schichten konvektiv vergrößert wird.

Bei beiden Arten von Tropikluft werden in der Regel die höheren Schichten ziemlich bald nach dem Verlassen der Quelle Warmfrontflächen entlang gehoben, und allmählich dann auch die unteren. Die Hebung bewirkt Abnahme der Temperatur und Zunahme der relativen Feuchtigkeit. Die spezifische Feuchtigkeit nimmt bei dem in der Regel folgenden Niederschlag ab. Der vertikale Temperaturgradient wird nicht besonders groß bleiben.

Strahlung, Leitung, Konvektion, Schrumpfung, Hebung, Feuchtigkeitsbereicherung durch Verdunstung, Kondensation und Ausfallen von Niederschlag werden also in erster Linie die charakteristischen Eigenschaften bestimmen. In zweiter Reihe werden die oben beschriebenen typischen Lebensgeschichten auch modifiziert durch adiabatische Erwärmung und Austrocknung bei Drucksteigerung¹ bzw. Abkühlung und Steigen der relativen Feuchtigkeit bei Druckabnahme, durch Abkühlung oder ausnahmsweise Erwärmung mit bzw. Zu- und Abnahme der relativen Feuchtigkeit bei Niederschlag, und durch, von lokalen Verhältnissen bedingte Strahlungs-, Hebungs-² und Schrumpfungseffekte.

Auch die Bestimmung der Trajektorien ist ein rein aerologisches Problem. In gewissen günstigen Fällen könnte wohl schon jetzt, wenn alle ausgeführten Pilotballonaufstiege wirklich disponibel wären, eine angenäherte rein aerologische Lösung dieses Problems versucht werden. Aber in den meisten Fällen, besonders im täglichen Wetterdienst, wird man in anderer Weise vorgehen müssen. Der natürliche Weg ist, den Gradienten zur Bestimmung der Geschwindigkeiten zu benutzen. Solche Untersuchungen sind neulich von Douglas, Goldie, Newnham und Lewis ausgeführt worden.

Es war von großem Interesse, die Möglichkeit einer Prognose von lokalen Schauern in der oben beschriebenen Weise schon mit dem zurzeit im täglichen Wetterdienst disponiblen Beobachtungsmateriale zu untersuchen. Für jeden der oben diskutierten Aufstiege wurden deshalb die Trajektorien verschiedener Schichten bestimmt, und auf die dazugehörige Quelle geschlossen. Die längs der Trajektorie wirkenden, die charakteristischen Quelleneigenschaften verändernden Faktoren wurden ferner bestimmt und die Veränderungen der Eigenschaften abgeschätzt.

Es wurde schon früher gezeigt (pag. 11—12), daß die rohen Mittel der Temperatur, der relativen Feuchtigkeit und des Dampfdruckes als in erster Annäherung typische Sommerwerte betrachtet werden dürften. Dasselbe wird in gleich hohem Grade für die

¹ Oben pag. 54, Fußnote 8, loc. cit. p. 114—115.

² H. v. Ficker, Kälteeinbrüche über Lindenberg, Met. Z. 1922, p. 67.

J. Bjerknes, Diagnostic and Prognostic Application of Mountain Observations. Geofysiske Publikationer, Vol. III, Nr. 6, Kristiania, 1924.

spezifische Feuchtigkeit gelten. Bei der noch mangelhaften Kenntnis der charakteristischen Werte der Elemente, besonders für den Sommer, ist die einzige Möglichkeit, die Untersuchung quantitativ durchzuführen, die Abweichungen der bei den verschiedenen Aufstiegen gefundenen Einzelwerte der Elemente von den oben erwähnten Mittelwerten bei den Vergleichen als ausschlaggebend zu benutzen. Es wird also angenommen, daß die charakteristische Temperatur und die charakteristische spezifische Feuchtigkeit der Polar- und Tropikluft in den Quellen im Verhältnis zu den Mittelwerten dieser Elemente am Aufstiegsorte sehr klein, bzw. sehr groß sind. Für die relative Feuchtigkeit und den vertikalen Temperaturgradienten gibt es in den Definitionen dieser Größen begründete allgemeinere Skalen, die benutzt werden können, um die quantitativen Urteile über diese Elemente nachzuprüfen.

Um nun zu den Einzelheiten der Untersuchung überzugehen, so wurden zuerst die Trajektorien bestimmt, und zwar folgendermaßen: Der Gradient wurde mit Hilfe der schon erwähnten synoptischen Karten (pag. 15) bestimmt und die entsprechende Geschwindigkeit unter Zugrundelegung der geostrophischen Approximation¹⁾ gesucht. Wenn das Druckfeld sich zwischen zwei Terminen wesentlich geändert hatte, oder eine zyklotrophische Korrektur²⁾ wegen der Krümmung der Isobaren notwendig war, wurden die Zeitintervalle aufgeteilt und Bestimmungen für passend gewählte Zwischenpunkte ausgeführt. Sobald nicht besondere Umstände es unmöglich machten, wurde die Geschwindigkeit als arithmetisches Mittel der Werte an den zwei Endpunkten eines jeden Trajektorienstückes bestimmt. Jede Trajektorie wurde soweit rückwärts verfolgt, bis entweder wegen mangelnder Beobachtungen (z. B. im Polargebiet oder über dem Atlantischen Ozean) oder wegen zu kleinem oder mehrdeutigem Gradienten (z. B. in der Nähe eines Tiefdruckzentrums) die Geschwindigkeit nicht sicher zu bestimmen war.

Um die Quelle und Lebensgeschichte der Luft in der oben skizzierten Weise bestimmen zu können, wurden die Trajektorien auch durch Gebiete mit kleinem oder mehrdeutigem Gradienten in folgender Weise fortgesetzt: In dem Falle, wo der Gradient unter einen Wert sank, dem 10 km/St Geschwindigkeit entsprach, wurde um den Schlußpunkt ein Gebiet abgegrenzt, innerhalb dessen die Trajektorie verlaufen mußte, solange der Gradient unter dem kritischen Werte verblieb. Die Lebensgeschichte der Luftmassen dieses Gebietes wurde dann entweder frontologisch mit Hilfe von eventuell vorliegendem aerologischen Materiale untersucht oder dadurch, daß eine Schar von Trajektorien gezogen wurde, die die überhaupt möglichen Luftwege zwischen dem Gebiete und einer polaren oder tropischen Quelle darstellten. Bei mehrdeutigem Gradienten wurden die denkbaren Trajektorien einzeln weiter verfolgt.

Die Trajektorien, die man in dieser Weise als die wahrscheinlichsten erhält, sollten eigentlich nicht als Linien gezeichnet werden, sondern als sich allmählich verbreitende Gebiete, die gegen den Aufstiegsort konvergieren. Es wurde auch in den Fällen, wo die Geschwindigkeit etwas unsicher war, eine Schar von Trajektorien gezogen, die solche Gebiete, die zwischen gewissen, als Grenzmöglichkeiten zu bezeichnenden Trajektorien lagen, ergab. Um jedoch die Zeichnung nicht zu überladen, wurden in den meisten Fällen die weniger wahrscheinlichen Linien weggelassen und bei der Diskussion jedes Einzelfalles besonders besprochen. Bei Abschätzung der die Eigenschaften unterwegs verändernden Faktoren wurde dann diese Unsicherheit der Trajektorien berücksichtigt.

Die wichtige Frage, inwieweit diese Trajektorien die wirklichen Luftströmungen repräsentieren, wurde in folgender Weise berücksichtigt.

¹⁾ N. Shaw, Manual of Meteorology, Part IV, p. 5, M. O. 234.

²⁾ N. Shaw, loc. cit. p. 4.

Gemäß der von Åkerblom¹, Exner², Sandström³, Hesselberg und Sverdrup⁴ und Taylor⁵ entwickelten Theorie der Veränderungen des Windes in den unteren Schichten wurde angenommen, daß für diese Schichten eine eindeutige, auf dem Gradienten basierende Trajektorie in der Regel nicht gezogen werden konnte und daß, wenn nicht ausnahmsweise die Gradient-Trajektorie auch für diese Schichten gültig war, ein besonderes Quellengebiet für dieselben abgegrenzt werden mußte, das für die letzten 24 bis 30 Stunden um die Trajektorie herum zu suchen war. Dieses Gebiet wird in der Regel eine größere Ausdehnung auf der rechten Seite der Trajektorie haben, wenn man sich der Trajektorie entlang in der Richtung wachsender Zeit bewegt (auf der nördlichen Halbkugel).

Die höheren Schichten, die wenigstens nicht regelmäßig und tagtäglich durch starke Turbulenz Bewegungsmengen mit den bodennahen Schichten austauschen, werden dagegen durch die Gradient-Trajektorie in ihrer Bewegung repräsentiert.

Die mutmaßlichen Grenzen der Strömung nach unten und oben, die der Gradient-Trajektorie zuzuordnen war, wurden von Fall zu Fall durch Pilotaufstiege und Beobachtungen des Zuges von Wolken und Rauchfahnen der Flugzeuge am Aufstiegsorte abgeschätzt. Die Piloten, die genügend nahe an der Trajektorie lagen, um mit der mit Hilfe des Gradienten bestimmten Geschwindigkeit verglichen werden zu können, wurden zur Kontrolle der Trajektorie in dieser Hinsicht herangezogen. Hierbei wurden die Strömungen wo möglich natürlich durch die Diskontinuitäten im Vektordiagramm des Pilotaufstieges gegeneinander abgegrenzt. Eine Strömung wurde als »homogen« angesehen, wenn innerhalb derselben die Richtung $\leq 10^\circ$ von der mittleren abwich.

Den unterwegs wirkenden Faktoren wurde in folgender Weise Rechnung getragen.

Die direkte Erwärmung der Luftschichten durch Absorption von Strahlung ist sicherlich beträchtlich und im Vergleich zur Konvektion auch im Sommer nicht zu vernachlässigen, wie W. Schmidt⁶ hervorgehoben hat und neuere Messungen⁷ zeigen. Die Insolation an der Erdoberfläche wurde gelegentlich der Bestimmung der Konvektion abgeschätzt (siehe unten pag. 60). Von der Insolation an der Erdoberfläche kann jedoch nicht ohne weiteres auf die Erwärmung in der freien Atmosphäre, besonders auf diejenige höherer Schichten, durch Absorption von Strahlung aller Arten geschlossen werden. Nun ist es wohl keine allzu gewagte Annahme, daß sich die Luft in den tropischen und polaren Quellengebieten annähernd im Strahlungsgleichgewicht befindet, wenn sie die Quelle verläßt. Den Berechnungen Angots⁸ gemäß wird,

¹ F. Åkerblom, Recherches sur les courants les plus bas de l'atmosphère au-dessus de Paris. Nova Acta Reg. Soc. Scient. Upsaliensis. Ser. IV, Vol. 2, Nr. 2, 1908.

Derselbe, Über die Beziehungen zwischen Luftdruckgradient, Wind und Reibung bei stationärer geradliniger Bewegung. Arkiv f. Mat. Astr. o. Fys. Band 11, No. 18, 1916.

² F. M. Exner, Zur Kenntnis der untersten Winde über Land und Wasser und der durch sie erzeugten Meeresströmungen. Ann. d. Hydr. 1912, p. 226.

³ J. W. Sandström, Kgl. Svenska Vet. Akad. Handl. Bd. 45, No. 10, 1910.

⁴ Th. Hesselberg und H. U. Sverdrup, Die Windänderung mit der Höhe vom Erdboden bis etwa 3000 m Höhe. Beitr. Band VII, p. 156.

⁵ G. I. Taylor, Phenomena connected with Turbulence in the Lower Atmosphere. Proceedings Royal Society, London, Ser. A, Vol. XCIV, p. 137, 1918.

Derselbe, On Eddy-Motion in the Atmosphere. Philosophical Transactions, Ser. A, Vol. CCXV, p. 1.

Derselbe, in Ice Observation, Meteorology and Oceanography in the North Atlantic Ocean. Report of s. s. Scotia, 1913, to the Board of Trade.

⁶ W. Schmidt, Wird die Atmosphäre durch Konvektion von der Erdoberfläche her erwärmt? Met. Z. 1921, p. 262.

⁷ A. Defant, F. E. Fowle, Über den Anteil des Wasserdampfes bei der Schwächung der Sonnenstrahlung in der Atmosphäre der Erde. Met. Z. 1916, p. 218—19.

⁸ A. Angot, Recherches théorétiques sur la distribution de la chaleur à la surface du globe. Annales du Bureau Central Météorologique de France. Tome I, 1883.

wenn man eine wolkenfreie Atmosphäre voraussetzt, dieses Gleichgewicht für Tropik- wie für Polarluft, die im Sommer die Quelle verlassen, gestört werden, und zwar wird die erste abgekühlt, die zweite erwärmt werden. Bei der Polarluft kommt hinzu, daß dieselbe noch an Wasserdampf konvektiv bereichert wird, was die Absorption erhöht. Wenn die Trajektorie vorwiegend durch Gebiete starker Insolation an der Erdoberfläche führt, wird man annehmen können, daß die Verhältnisse jenem einer idealen wolkenfreien Atmosphäre gleichen, und daß also das »Alter« der Luft vom Zeitpunkt des Verlassens der Quelle an gerechnet, für den Grad der Erwärmung durch absorbierte Strahlung maßgebend sein wird. Hier wurde unter dieser Voraussetzung gearbeitet. In den Fällen, wo andauernd sehr starke oder schwache Insolation an der Erdoberfläche unterwegs vorkam, wurde in der Weise Rücksicht genommen, daß die dann nicht mehr einfach dem »Alter« der Luft proportionalen Erwärmungseffekte in allen Schichten der Insolation an der Erdoberfläche in erster Annäherung proportional angenommen wurden.

Die Abkühlung durch Ausstrahlung konnte wegen Mangel an Beobachtungsmaterial von den Nachtstunden nicht berücksichtigt werden.

Die Temperaturveränderungen durch Leitung spielen bekanntlich wegen ihrer Langsamkeit eine ganz untergeordnete Rolle¹, und wurden überhaupt nicht berücksichtigt.

Die thermische Konvektion über dem Meere wird wesentlich von der Differenz zwischen der Lufttemperatur der untersten Schichten und der Temperatur des Oberflächenwassers abhängig sein. Diese Differenz, im folgenden mit ΔT_0 bezeichnet, wurde mit Hilfe der Meldungen von Dampfern und Feuerschiffen bestimmt. Wo ΔT_0 in dieser Weise nicht direkt gefunden werden konnte, wurden die wahrscheinlichen Grenzen als Differenzen zwischen den Lufttemperaturen von wenigstens möglich lokal beeinflussten Küstenstationen und der mittleren Temperatur der Wasseroberfläche bestimmt. Hierbei wurden, wo möglich, Beobachtungen bei ablandigen Winden nicht gewählt. Die Maximi- und Minimitemperaturen der Luft wurden in Rechnung gezogen, um die tägliche Periode zu eliminieren. Die Wassertemperaturen im Atlantischen Ozean und an den Küsten von England wurden den monatlichen synoptischen Karten² für den Nordatlantischen Ozean und den Publikationen des Dänischen Meteorologischen Institutes³ entnommen. Bei $\Delta T_0 < 0$ ist Konvektion wahrscheinlich, bei $\Delta T_0 > 0$ unwahrscheinlich. Die Niederschlagsmeldungen der Dampfer wurden dann natürlich berücksichtigt. Wenn von diesen Schauerniederschlag gemeldet wurde, war sicherlich Konvektion vorgekommen. Die Intensitätsangaben, stark und schwach, und die Meldungen von der Dauer der Niederschläge gaben ferner eine Möglichkeit, die Stärke der Konvektion abzuschätzen (siehe auch unten, pag. 62).

Die Werte von ΔT_0 erlaubten dann, nach der in der Frontologie üblichen Methode⁴, zugleich Schlüsse auf die Quelle und die Vorgeschichte der Luft zu ziehen.

Die dynamische Konvektion ist eine Funktion der Windstärke, und konnte also mit Hilfe der Windmeldungen und des Druckgradienten beurteilt werden. Da aber auch bei schwächeren Winden dynamische Konvektion ebenso wie dynamische Turbulenz vorkommen muß⁵, ferner die Windstärken über den Meeresflächen verhältnismäßig

¹ J. v. Hann, Lehrbuch, III. Aufl. p. 70.

² Monthly Meteorological Charts of the North Atlantic Ocean, Meteorological Office.

³ Overfladevandets maanedlige Middeltemperatur i Atlanterhavet nord for 50° N. Br. Tillægshæfte til Nautisk Meteorologisk Aarbog. Det Danske Meteorologiske Institut, 1907.

⁴ J. Bjerknes and H. Solberg, Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation, p. 12. Geofysiske Publikationer, Vol. III, No. 1.

Oben pag. 54, Fußnote 8, loc. cit. p. 75.

⁵ G. I. Taylor, Reports and Memoranda No. 296. Advisory Committee for Aeronautics, 1916—17, (auch bei N. Shaw, Manual, Part IV, p. 54).

wenig variierten, wurde wesentlich die Zeit, die die Trajektorie über solche brauchte, als Grundlage der Aussage über die Wirkungen der dynamischen Konvektion benutzt.

Zur Beurteilung der Konvektion über den Landflächen war das Material reicher.

Die Insolation, die ja der Luft bei der Konvektion teilweise als Wärme zugute kommt, und welche die thermische Konvektion wesentlich bedingt, wurde mit Hilfe der Bewölkungsmeldungen geschätzt. Die schon jetzt verhältnismäßig vollständige Wolkengruppe der »neuen internationalen Coden« und die noch vollständigere, skandinavische und französische, erlauben eine Beurteilung der Wolkenmenge und der Wolkenarten während der Tagesstunden zwischen etwa 06^h und 20^h M. E. Z., also der Zeit, in der auch die Insolation wesentlich fallen wird. Der Zusammenhang zwischen Bewölkung und Insolation ist von vielen untersucht worden, so z. B. von Angot¹, O. Johansson² und A. Ångström³. Von Angot wurde z. B. die Insolation als Funktion der Bewölkung für Paris berechnet. Ganz allgemeingültige Darstellungen des Zusammenhanges gibt es aber nicht. Hier wurden folgende Annahmen der Schätzung zu Grunde gelegt.

Zwei Wolkenklassen wurden aufgestellt, deren Absorption der einfallenden Sonnenstrahlung nach den Untersuchungen von A. Ångström⁴ und Askelöv⁵ in der Regel ziemlich stark verschieden sein dürfte, und zwar als weniger absorbierend Ci, CiS und CiC, als mehr absorbierend AC, AS, SC, PN, S. C und CN stehen eigentlich in einer Klasse für sich, da sie eben ein Anzeichen der thermischen Konvektion sind, auf die man durch die Schätzung der Bewölkung und Insolation zu schließen versucht. Sie wurden aber zu der zweiten Klasse gerechnet, da die Insolation jedoch für alle Fälle bestimmt werden mußte. Die Bewölkungsmeldungen werden als Terminwerte in Zehnteln, für die Zeiträume zwischen den Beobachtungsterminen in dreiteiliger Skala (vorwiegend heiter, vorwiegend wolkig, vorwiegend bedeckt), gegeben. Bei dem jetzt verhältnismäßig dichten Netze von Stationen (siehe Figur 4) kann man die Wanderungen der Bewölkungs- und Niederschlagsgebiete während der Tagesstunden gut verfolgen und die Bedeutung der knappen Meldungen in der dreiteiligen Bewölkungsskala interpretieren. Die Insolation wurde nun mit Hilfe der geschätzten Bewölkung nach folgender Tabelle bestimmt, in der I die Klasse der höheren, II diejenige der niedrigeren Wolken im Sinne der obigen Ausführungen bezeichnen.

		Bewölkung		
		0—3/10	4/10—6/10	7/10—10/10
		vorw. heiter	vorw. wolkig	vorw. bedeckt
I	stark		stark	mäßig
II	stark		mäßig	schwach

Es ist dies natürlich nur eine rohe Annäherung, die wohl oft in Einzelfällen Fehler geben wird, da die sehr wichtige Angabe der Wolkendicke ja gänzlich fehlt. Man wird aber sicherlich in dieser Weise mehr erreichen, als wenn man die Lufttemperatur als Basis einer Schätzung der Insolation benützt, da diese sehr stark lokal beeinflußt und viel schnelleren Variationen unterworfen ist, was die Terminwerte nur wenig repräsentativ macht. Allzu wenige Stationen geben auch die Maximumtemperatur, die unbedingt notwendig wäre, um eine auf die Temperatur basierende Schätzung auszuführen.

¹ A. Angot, Influence de la nébulosité sur la variation diurne de la température à Paris. Annales du Bureau Central Mét., I, Mémoires de 1888.

² O. Johansson, Sonnenschein und Bewölkung. Met. Z. 1910, p. 137.

³ A. Ångström, Note on the Relation between Time of Sunshine and Cloudiness in Stockholm 1908—20 etc. Arkiv f. Mat. Astr. o. Fys., K. Sv. Vet. Ak., Band 17, No. 15.

⁴ A. Ångström, Studier av Sveriges strålingsklimat. Ymer, Årg. 1924, H. 1, p. 6.

⁵ S. Askelöv, Über den Zusammenhang zwischen der nächtlichen Wärmeausstrahlung, der Bewölkung und der Wolkenart. Geografiska Annaler 1920, H. 3.

Die dynamische Konvektion über den Landflächen im Sommer wird in der Regel gegen die thermische ziemlich weit zurückstehen. Die Fälle, in denen im Sommer die Windstärke über den Landflächen groß ist, werden in der Regel mit Passagen von Fronten oder mit Kälteausbrüchen zusammenfallen, also in Bezug auf Konvektion ganz eindeutige Situationen sein. In der vorliegenden Untersuchung sind die Fälle dieser Art besonders besprochen

Abgesehen von der Art der Konvektion gibt das Vorkommen von C und CN die Möglichkeit, auf die Stärke der konvektiven Durchmischung zu schließen. Nun werden in den Meldungen — mit Ausnahme von denen Frankreichs — Wolkenformen nur für die Beobachtungstermine gegeben. Da, wo das Stationsnetz so eng wie in Skandinavien ist, kann man die Wolkengebiete und deren Bewegungen und Umwandlungen ziemlich gut abgrenzen und verfolgen, ebenso in Frankreich; in anderen Ländern aber nur in ganz eindeutigen Situationen.

Zur Beurteilung der Konvektion sind in erster Reihen die Volumen und Massen des C und CN von Interesse. Bewölkungsgrad und Basishöhe der Wolken erlauben Schlüsse darauf. Die Bewölkung könnte wohl am Tage für die Zeit zwischen den Beobachtungsterminen im skandinavischen Stationsnetze gut auf Viertel geschätzt werden. Bei den Wolkenhöhen steht die Sache schlimmer, da erstens nur die Höhe der Wolkenbasis geschätzt, zweitens dies sehr unregelmäßig ausgeführt, drittens nur von einer kleinen Anzahl Stationen gegeben wird. Um einigermaßen einheitlich vorgehen zu können, mußte deshalb eine stark vereinfachte und summarische Beziehung zwischen dem Vorkommen der C und CN und der Stärke der Konvektion angenommen werden. Da die Niederschläge von C und CN natürlich auch ein wichtiges Maß der Konvektion geben, und für gewisse Entwicklungsstadien der C und CN typisch sind, wurden die in den Meldungen als Schauer angegebenen Niederschläge mit herangezogen. Hierbei wurden wo möglich die Fälle ausgeschlossen, bei denen man befürchten konnte, daß die als Schauer gegebenen Regenfälle nur kurz andauernde Niederschläge anderer Arten waren.

Es wurde nun bei den Untersuchungen über sowohl Meeres- wie über Landflächen versucht, die Stärke der Konvektion in der oben erwähnten dreiteiligen Skala (pag. 60) abzuschätzen. Man darf wohl annehmen, daß es in diesem Zusammenhange berechtigt ist, die Konvektion als stark zu bezeichnen, wenn sie vom Boden bis ca. 4000 m oder höher reicht, mäßig, wenn sie kaum über 2500 m hinauskommt, schwach, wenn sie unter ca. 1500 m bleibt. Die eben erwähnten Niveaus sind nördlich von etwa 50° N. Br. gewissermaßen kritisch. Die Gipfel der CN liegen durchschnittlich in 4000 m¹, und »als wesentliches Merkmal der Gewitterwolke kann vielleicht die Durchbrechung des 4000 m Niveaus betrachtet werden«². Die C-Gipfel liegen nördlich von 50° N. Br. im Sommer in der Regel zwischen 2000 und 2500 m¹, die C-Basen in ca. 1500 m. Wenn also die Konvektion wenigstens 4000 m erreicht, darf man starke Schauer oder sogar Gewitter erwarten, also starke Konvektion; wenn sie das Kondensationsniveau erreicht und sicher überschreitet, wenigstens normale sommerliche C und möglicherweise leichte Schauer, also mäßige Konvektion; wenn sie nicht das Kondensationsniveau erreicht, sicherlich keine Schauer, also schwache Konvektion. Gesetzt nun, daß keine Veränderungen des vertikalen Temperaturgradienten durch Vertikalbewegungen anderer Arten (Hebung, Schrumpfung) oder durch Druckänderungen vorkommen, so wird der Temperaturgradient einer Luftmasse, in der z. B. starke Konvektion im obigen Sinn während eines Tages vorgekommen ist, für starke Konvektion auch des folgenden Tages sozusagen zurechtgelegt sein, und es bedarf nur der nötigen Auslösung in Form von

¹ J. v. Hann, Lehrbuch, III Aufl. p. 280. Tabelle.

² A. Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre, p. 210.

Insolation oder turbulenter Mischung, um wirklich starke Konvektion zu bekommen. Dieser Zustand kann sicherlich mehrere Tage lang bestehen, da die untersten Schichten, die die nötige Feuchtigkeit liefern müssen, in der Regel von Tag zu Tag durch andere ersetzt werden. Auch die Erwärmung in den Schichten oberhalb 4000 m, die zuletzt ein Hindernis für fortgesetzte starke Konvektion werden müßte, wird wohl erst nach mehreren Tagen wiederholter starker Konvektion derselben entgegenwirken. Dies alles gilt natürlich nur unter der Voraussetzung, daß sich die Schichten bis zu einer Höhe von wenigstens 4000 m als ein Ganzes bewegen.

Diesen Ausführungen gemäß wurde nun folgender Zusammenhang zwischen Vorkommen von C, CN und Schauerniederschlag einerseits und Stärke der Konvektion andererseits als Arbeitshypothese angenommen:

Starker Schauerniederschlag	}	Starke Konvektion.
CN-Bewölkung		
Schwacher Schauerniederschlag (< 0.5 mm/St)	}	Mäßige Konvektion.
Wohlausgebildete C-Bewölkung		
Höchstens spärliche C oder etwas C zusammen mit vorwiegend Schichtwolken	}	Schwache Konvektion.

Bei der Abschätzung von den Veränderungen der hier interessierenden meteorologischen Elemente durch die Konvektion, ist die Kenntnis der Dauer derselben von großer Wichtigkeit.

Hier wurde von Fall zu Fall versucht, die ungefähre Dauer der verschiedenen Stärkegrade zu bestimmen.

Über den Landflächen wurde also die Konvektion teils nach der in der früher beschriebenen Weise bestimmten Insolation, teils nach dem Vorkommen von C, CN und Schauerregen, teils nach der Windstärke bzw. dem Druckgradienten und der Situation beurteilt. Es gibt aber Fälle, wo das Stationsnetz zwar genügend eng ist, die Meldungen aber nur nach dem sog. alten Code gegeben werden, so daß deshalb die Schlüsse auf die Stärke der Konvektion nicht mit derselben Sicherheit wie sonst gezogen werden konnten. Dies gilt vor allem bei Rußland. In solchen Fällen und in denen, wo die Meldungen zwar vollständig sind, die Stationen aber weit auseinander liegen, z. B. in Finnland, wurde immerhin versucht, ein Urteil zu formulieren. Dies ist in den Einzelfällen dadurch gekennzeichnet, daß das Stärkeurteil mit Wahrscheinlichkeitsurteil vereint wurde.

Der sich sicherlich auf sehr große Massen erstreckenden »Schrumpfung« oder Hebung, die die Eigenschaften einer Luftmasse sehr effektiv verändern können, wurde in Mangel an aerologischen Aufstiegen in folgender Weise nachgegangen.

Wenn die Trajektorie Gebiete mit Schauer oder Frontenregen, oder zunehmender Bewölkung oder solche mit Konvergenz (aus Wind- und Druckverhältnissen bestimmt), durchquerte, wurde angenommen, daß Schrumpfung ausgeschlossen war. Ein direkter Schluß auf Hebung wurde nur für solche Luftmassen gewagt, die als Warmsektoren in der Höhe auftraten.

Wenn die Trajektorie Gebiete mit starker Aufheiterung, ausbleibender C-Bildung unter sonst hierfür günstigen Verhältnissen oder Divergenzgebiete durchquerte, wurde angenommen, daß Schrumpfung wahrscheinlich war.

Die Lage wurde dabei immer in Betracht gezogen. Wenn man z. B. sich ausbreitende Polarluft hat, ist die Wahrscheinlichkeit einer Schrumpfung groß. Wenn ein wanderndes Hochdruckgebiet, das vom Azorenhoch abgestossen wurde, NE- oder E-wärts wandert, ist ferner die Wahrscheinlichkeit starken »freien Föhns« groß.

Die Bereicherung der Luft an Feuchtigkeit durch Verdunstung konnte nicht besonders untersucht werden. Indessen wurde sie bei der hier benutzten Arbeitshypothese für den Zusammenhang zwischen Konvektion und Hydrometeoren (pag. 62) implizite bei der Abschätzung der Konvektion genügend berücksichtigt.

Luftdruckänderungen in einer Schicht, die nicht von Vertikalbewegungen derselben Schicht hervorgerufen sind, werden Veränderungen der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit verursachen, die besonders bei großen und schnellen Druckänderungen eine nicht zu vernachlässigende Größe erreichen dürften, und dazu unter Umständen sehr große Luftmassen gleichzeitig berühren können. Ein Beispiel dieses Effektes hat man in der Abkühlung der Tropikluft, wenn sie polwärts treibend, unter niedrigeren Druck kommt, und dabei abgekühlt wird, wobei ausgedehnte Nebelgebiete gebildet werden. Zweifelsohne hat man den entgegengesetzten Effekt, wenn, von Kälteausbrüchen in der Substratosphäre oder höheren Schichten überhaupt, verursachte, starke und ausgedehnte wandernde Steiggebiete, Druckkeile oder Antizyklonen Erwärmung und Ausstrahlung den darunterliegenden Schichten geben. Nicht selten werden bei der Passage solcher Gebilde die Wolken- oder Niederschlagsgebiete in den von der Drucksteigerung betroffenen tieferen Schichten stark geschwächt, oder sogar gänzlich aufgelöst, eine Erscheinung die besonders bei Vorstößen des Azorenmaximums nach NE beobachtet wird. (Eine Menge schöner Beispiele gab der Frühling und Sommer 1922).

Hier konnte dieser Effekt nur ausnahmsweise, oder nur in den typischen Fällen berücksichtigt werden, da einesteils die Temperaturen an der Erdoberfläche, wie unten näher besprochen wird, nicht direkt in Rechnung gezogen wurden, andernteils die Drucke in der Höhe in der Regel nicht bekannt waren.

Die Einwirkung des Niederschlages auf die Temperatur wird im Sommer sowohl präfrontal als auch besonders bei Schauerregen in den alleruntersten Luftschichten sicherlich bemerkbare Abkühlung bewirken können. Wesentliche Veränderungen des vertikalen Temperaturgradienten werden aber kaum über den untersten 200 bis 300 m vorkommen. Hier wurde dieser Effekt nicht in Betracht gezogen. Dagegen wurde angenommen, daß die relative Feuchtigkeit von Schichten, die durchregnet wurden, in der Regel hoch war.

Von lokalen Strahlungseffekten ist die Ausbildung niedriger Inversionen während der Nacht die wichtigste. Das Material war zu spärlich, um eine Beurteilung dieses Punktes zu erlauben.

Von lokalen Hebungs- und Schrumpfungseffekten interessierte hier die Einwirkung der norwegischen Wasserscheide auf Strömungen, die dieselbe überqueren, wenn deren vertikaler Temperaturgradient genügend groß ist. Hierbei treten auf der Luvseite Kondensation und Ausregnen, auf der Leeseite föhnige Erwärmung und Austrocknung auf.

Bei den Vergleichen zwischen den, bei den Aufstiegen gefundenen Werten der Feuchtigkeit, der Temperatur und des Temperaturgradienten mit den, nach der eben beschriebenen Methode abgeschätzten (Tabelle 8, 12, 16, . . . , 80), wurde die Zusammenfassung der verändernden Faktoren und die Abwägung ihrer Effekte gegeneinander in Form einer »Prognose« aufgestellt, um die Probleme, die bei einer solchen in der Praxis auftreten würden, zu illustrieren.

Hierbei wurde überhaupt nicht versucht, die Temperatur in den unteren Schichten (Boden bis 300—700 m) advektiv zu erklären, da diese im Sommer in der Regel von der Tagesstunde und den lokalen Verhältnissen am Aufstiegsorte am meisten abhängig sind.

Für jeden Aufstieg ist in knapper Darstellung das Wesentliche betreffs Material, Trajektorien, Lebensgeschichten und der Basis der »Prognose« gegeben. Da, wo unerwartete Abweichungen vom »Prognosenresultate« vorkommen, ist versucht worden, dieselben besonders zu erklären.

2. Diskussion der Einzelfälle.

Nr. 1. Karte 20.

Von den zwei Möglichkeiten ist die mit Quelle im Atlantik die weitaus wahrscheinlichste. Etwas unsicher sind die Stücke zwischen 14.19^h und 15.00^h, die über dem Hochgebirge liegen. Die nördlichste Lage kann hierdurch etwas zu südlich angesetzt sein, jedoch kaum mehr als einen Breitengrad. Dem großen vertikalen Temperaturgradienten der untersten 1500 m nach, muß man aber annehmen, daß einer Überströmung nichts im Wege gestanden hat. Die Quellen werden dadurch nicht verändert.

Die wahrscheinlichere Trajektorie endet in einer Zyklone, südlich vom Zentrum, läuft jedoch vor diesem Zeitpunkte wahrscheinlich nördlicher als 60° N. Br.

ΔT_0 kann nur durch Differenzbildung zwischen Terminlufttemperaturen zu Thorshavn und Mitteltemperatur des Oberflächenwassers abgeschätzt werden. Man findet $1^{\circ}.5\text{ C} \leq \Delta T_0 \leq 3^{\circ}.4\text{ C}$, also Tropikluftmerkmal.

Die Charakteristika stehen also hier einander gegenüber. Der Situation und der Quelle gemäß ist aber die Luft *alte maritime Polarluft*.

Die weniger wahrscheinliche Trajektorie endet in einem zerfallenden Hochdruckgebiete, das teils im Rücken einer Zyklone von Eismeer-polarluft, teils von Luftmassen von einem wandernden südlichen Hoch aufgebaut wurde.

Die wahrscheinlichste Trajektorie passierte ein sehr schwaches Regengebiet in Tröndelagen und wahrscheinlich auch ein schwaches westlich der Færöer im Laufe des 13.

Die Insolation unterwegs war sehr schwach, ausgenommen am Vormittag des 15.

Die Konvektion während des 13. und 14. ist wahrscheinlich sehr schwach gewesen; während des Vormittags des 15. dagegen mäßig.

Die weniger wahrscheinliche Trajektorie passierte am 14. in Jämtland eine sehr schwache Regenzone, außerdem ein starkes Insulationsgebiet.

Die Insolation im Quellengebiet war während des 12. und 13. stark.

Der Pilot am selben Morgen ergaß eine stark heterogene Strömung. Man hat eine untere Strömung bis ca. 900 m von NNE, darüber bis 1400 m eine zweite von NzE. Dann folgt eine dritte von NE bis 3400 m, wo eine NW-liche jäh einsetzt. Diese letzte reicht etwas über 6000 m. Von da ab kommen dann Winde zwischen W und NW.

Die wahrscheinlichste Trajektorie ist deshalb der Schicht zwischen etwa 1000 m und 1500 m zuzuordnen. Die unteren Schichten haben ein Quellengebiet, das während der letzten 24 Stunden unweit der Trajektorie zu suchen ist, was auch zu der Situation gut paßt (Kälteausbruch von NW). Es dürfte auch sehr wahrscheinlich sein, daß die noch höheren Schichten zwischen 1500 m und 3500 m Polarluft sind, und zwar nicht alte, sondern frische maritime Polarluft. Hierfür spricht nicht nur die Situation, sondern auch der Umstand, daß die Temperatur in der Höhe über den Britischen Inseln und über den umgebenden Teilen des Atlantischen Ozeans bei der regen Wanderung von Okklusionen von SW hoch sein dürfte, wodurch die Isobaren in der Höhe auch über dem Nordmeere in der Richtung NW—SE verlaufen werden.

Die Lebensgeschichte der unteren Schichten ist von der oben skizzierten nicht wesentlich verschieden.

Ein starkes Divergenzgebiet liegt über dem Aufstiegsorte seit dem Morgen des 15. (Hochdruckkeil, sowie Divergenz der Bodenwindrichtungen).

Es ist demgemäß zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Niedrig in allen Schichten, da man sich ausbreitende Polarluft mit Schrumpfungs- und Abgleitflächenphänomenen hat.

Spezifische Feuchtigkeit: Durchgehend niedrig, da die Luft erstens Polarluft ist, zweitens bei der Passage über die Wasserscheide wahrscheinlich etwas Feuchtigkeit durch Abregnen verloren hat.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten niedrig, da man Polarluft hat.

Temperaturgradient: In den unteren Schichten groß, da man teils Polarluft hat, teils diese Luft während des Vormittages konvektiv durchgemischt wurde, in den höheren Schichten auch groß aus denselben Gründen; in noch höheren Schichten kleiner, da Ableitflächen wahrscheinlich sind.

Vergleich:

Die Temperatur in 3000 m ist zu hoch, was wohl mit der Schrumpfung zusammenhängt.

Eine Ableitfläche liegt in 2800 m, eine andere in 2400 m.

Nr. 2. Karte 20.

Ein etwas unsicheres Stück ist das zwischen 15. 19^h und 16. 08^h. Während dieser Zeit passierte ein Hochdruckkeil mit östlicher Bewegung, von der Nordsee kommend, Dänemark. Die Trajektorie ist unter der Voraussetzung gezogen, daß dieser Keil eine west-östliche Geschwindigkeit von 45 km pro Stunde hat, was die mittlere Geschwindigkeit zwischen den zwei obengenannten Zeitpunkten ist. Abweichungen bis 15 km pro Stunde von diesem Werte verlegen zwar die Trajektorie etwas, geben aber dieselbe Quelle.

Die Quelle ist ein Hochdruckgebiet, das von SW über England in die Nordsee eingedrungen ist. Wenn man die Vorgeschichte dieser Luft untersucht, findet man, daß die verschiedenen Trajektorien alle sehr nahe aneinander liegen. Die wahrscheinlichste ist als Fortsetzung von Nr. 2 gezogen. Das Hoch ist also von Tropikluft aufgebaut. Für diese Fortsetzung der Trajektorie hat man bei der Passage über England eine Kontrolle im Pilot von Holyhead am 14. 15^h — 120 km W vom betreffenden Trajektorienpunkte. Die Trajektorie sollte dort zwischen etwa 500 m und mindestens 2000 m repräsentativ sein.

Zur Bestimmung von ΔT_0 hat man folgendes Material: Dampfer »Venus« gibt am 15. 08^h auf 58°.0 N. Br., 3°.7 E. G., 250 km NzW vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = 1°.0$ C. Dampfer »Orduna« gibt am 13. 14^h auf 49°.3 N. Br., 11°.0 W. G., 250 km ENE vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = 0°$ F. Dampfer »Orduna« gibt am 11. 19^h auf 47°.0 N. Br., 27°.5 W. G., 250 km Nze vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = 0°$ F.

Alle diese Meldungen deuten auf Tropikluft. Man hat deshalb im vorliegenden Falle *alte maritime Tropikluft*.

Die Trajektorie kann nach dem 14. 08^h kein Regengebiet passiert haben.

Die Insolation zwischen 14. 08^h und 16. 14^h war der Trajektorie entlang und im Quellengebiet stark.

Die Konvektion war während des 15. sicher schwach, da teils die Luft über einer Meeresoberfläche strich, die kälter als die Luft war, teils starke Divergenz herrschte. Während des 14. muß bei der starken Insolation etwas Konvektion vorgekommen sein. Wahrscheinlich erstreckte sich dieselbe aber nicht auf größere Höhen, da mittags nur wenig C gemeldet wird, und die Aufstiege in Süd-England mächtige Isothermien oberhalb 2000 m angeben.

Der Pilot am selben Morgen zeigte eine homogene Strömung von SzW bis 3600 m, darüber eine jäh einsetzende westliche bis wenigstens 4800 m. Bei dem Aufstiege trieben die CiC von W, desgleichen die AC. Unter 4000 m gab es am Orte keine Wolken, die so hoch standen, um eine Zugrichtungsbestimmung zu ermöglichen. Deshalb wurden die Rauchfahnen von Flugzeugen mit Theodolit angepeilt, wobei die gleiche Anordnung der Strömungen wie am selben Morgen gefunden wurde.

Die Trajektorie ist darum repräsentativ bis ca. 3500 m.

Ein gut ausgeprägtes Divergenzgebiet (kleiner Hochdruckkeil), lagert den ganzen Tag über dem Aufstiegsorte und dessen Umgebung.

Die Lebensgeschichte der unteren Luftschichten ist während der letzten 30 Stunden dieselbe wie diejenige der höheren Schichten.

Es ist demgemäß zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Durchgehend ziemlich niedrig, da die Luft teils ein starkes Divergenzgebiet während des 15. passierte, teils der Aufstiegsort in einem solchen Gebiete liegt, teils keine Durchfeuchtung durch Niederschlag seit langem vorgekommen ist.

Spezifische Feuchtigkeit: Sollte hoch sein, da man ja alte Tropikluft hat.

Potentielle Temperatur: In der Höhe hoch aus demselben Grunde.

Temperaturgradient: In den unteren Schichten groß, da die Luft bei starker Insolation einige Stunden eine hügelige Landschaft überstrich; in den höheren Schichten klein, da man ja alte Tropikluft hat.

Vergleich:

Die spezifische Feuchtigkeit ist rätselhaft hoch.

In diesem Falle hat man die Möglichkeit einer quantitativen Abschätzung der unterwegs wirksamen Faktoren, da von S. Farnborough ein Aufstieg vom 14. 12^h vorliegt, 250 km im SE des betreffenden Trajektorienpunktes. Zweifellos ist in diesem Falle der dortige Aufstieg in einer Luftmasse vorgenommen worden, die die gleiche Lebensgeschichte wie die auf Kjeller durchgeschnittene gehabt hat, so daß ein Vergleich erlaubt ist. Leider ist keine Feuchtigkeit gegeben. Für die potentiellen Temperaturen findet man:

	S. Farnborough	Kjeller	Kjeller—S. Farnborough	
1000 m	20°.9	20°.4	— 0°.5	(— 1°.8)
1500 »	21°.8	22°.1	+ 0°.3	(— 2°.3)
2000 »	24°.4	23°.7	— 0°.7	(— 2°.4)
2500 »	28°.5	27°.8	— 0°.7	(— 2°.2)
3000 »	32°.8	31°.6	— 1°.2	(— 2°.4)
(4000 »)	(40°.0)	(33°.8)	(— 6°.8)	(— 2°.5)

(Die letzte Vertikalreihe gibt die adiabatische Abkühlung, die der Druckänderung in der Zwischenzeit entspricht). 4000 m ist mitgenommen, um zu zeigen, daß die Trajektorie, wie oben gesagt, nur bis 3600 m repräsentativ ist. Man sieht, daß die Abkühlung der Tropikluft in der Höhe auf einer Strecke von 9 Breitengraden nach N in rund 50 Stunden sehr gering ist. Hierbei sind Einwirkungen von Konvektion und Niederschlag ausgeschlossen gewesen.

Nr. 3. Karte 20.

Zwischen 08^h und 14^h des 16. wurde die Geschwindigkeit abwechselnd beschleunigt und retardiert; ein Mittel wurde gebildet. Vor 08^h des 16. wird die Trajektorie sehr bald unsicher, da die Gradienten sehr schwach sind. Wenn man mit den verschiedenen denkbaren Geschwindigkeiten zwischen 15. 14^h und 16. 08^h weiterrechnet, bekommt man Trajektorien, die sehr nahe ane nander liegen, da die Bewegung zwischen den zwei oben genannten Punkten nur sehr klein sein kann. Es stellt sich heraus, daß die Quelle bei Grönland liegt, und daß die Luft dieselbe am 11. verläßt. Die Luft hat aber eine große Kurve weit nach Süden gemacht. Eine Kontrolle dieser Trajektorie hat man in den Piloten von Leuchars am 14. 14^h und 18^h, welche zeigen, daß die Trajektorie zwischen etwa 500 m und 3000 m repräsentativ ist.

Für ΔT_0 findet man folgende Werte:

Dampfer »Stockholm« gibt am 14. 19^h auf 58°.4 N. Br., 1°.3 E. G., 150 km im N vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = 2°.0$ C. Dampfer »Minnedosa« gibt am 13. 08^h auf 52°.8 N. Br., 25°.3 W. G., 350 km im NW vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = 3°$ F. Gleichzeitige Meldungen von anderen Schiffen in Abständen von 500—700 km geben aber $\Delta T_0 = -2°$ bis $-3°$ F. Die Differenz zwischen der Lufttemperatur von Blacksod, das bei der Passage in der Trajektorie liegt, und der mittleren Oberflächen-temperatur des umgebenden Meeres gibt $0°.3$ C $< \Delta T_0 < 2°.0$ C.

Dies sind also überwiegend Tropikluftmerkmale. Da die Trajektorie ferner das bei Nr. 2 erwähnte Hochdruckgebiet über Norddeutschland während des 15. berührt, das dort aus Tropikluft aufgebaut, gefunden wurde, darf man annehmen, daß es sich hier um *maritime Tropikluft* handelt, wobei aber wegen der Quelle dieselbe auch als sehr alte maritime Polarluft angesehen werden kann, die schon Tropikluftigenschaften bekommen hat.

Vom 15. 08^h bis 17. ungefähr 06^h hat die Trajektorie sicher kein Niederschlagsgebiet berührt. Der Regen am Morgen des 17. war bis gegen 10^h sehr schwach. Frühmorgens am 14. berührte die Trajektorie wahrscheinlich ein schwaches Regengebiet.

Die Insolation war während des 16. der Trajektorie entlang stark, während des 15. mäßig, während des 14. schwach.

Die Konvektion sollte bei der starken Insolation während des 16. stark gewesen sein, da die Luft Landflächen passierte. Es wurden keine C gemeldet, was wohl so zu verstehen ist, daß die Konvektion nicht hoch genug reichte, da die Luft nach dem langen Wege über dem Meere sonst feucht genug sein sollte. Während des 15. war die Konvektion bei der mäßigen Insolation und etwas C mäßig. Während des 14. ist sie wahrscheinlich nur schwach gewesen.

Der Pilot von Kjeller um 08^h gibt folgende Strömungsverhältnisse: Eine untere Schicht bis ca. 300 m von SSE, darüber bis 1400 m eine rein südliche Strömung. Die Wolken treiben von S. Man darf deshalb annehmen, daß die Trajektorie die Schichten zwischen etwa 300 m und 1500 m repräsentiert, während das Quellengebiet der unteren Schichten in den letzten 24 Stunden etwas östlich der Trajektorie zu suchen ist.

Wolkenzug und schwedische Piloten machen es sehr wahrscheinlich, daß die Strömung über der Aufgleitfläche SSW-lich ist, was einer Neigung von rund $1/150$ entsprechen würde. Die Schichten oberhalb 1500 m sind aber dann auch mit großer Wahrscheinlichkeit Tropikluft.

Die Lebensgeschichte der unteren Schichten während der letzten 24 Stunden kann nicht wesentlich von der schon oben skizzierten abweichen.

Es ist demnach zu erwarten:

(Die relative Feuchtigkeit ist natürlich hoch, da es regnet).

Spezifische Feuchtigkeit: Durchgehend hoch, da man Tropikluft hat.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten über dem Mittel aus demselben Grunde.

Temperaturgradient: Da man Tropikluft hat, in der in den letzten zwei Tagen mindestens mäßige Konvektion vorgekommen ist, sollte man wenigstens in den unteren Schichten einen ziemlich großen Gradienten erwarten, während derselbe in höheren Schichten kleiner sein dürfte.

Vergleich:

Der Temperaturgradient ist kleiner als erwartet. In diesem Falle hat man die Möglichkeit eines doppelten Vergleiches der Werte von Kjeller mit solchen von S. Farnborough und Lindenberg. Am 14. 12^h gibt es einen Aufstieg in S. Farnborough. Der betreffende Trajektorienpunkt liegt zwar 500 km im NNW von S. Farnborough, aber die Luft hatte dort die gleiche Lebensgeschichte, wie die auf Kjeller. Während des 15.

beträgt der Abstand zwischen Lindenberg und der Trajektorie nur 200 km, und die Luft daselbst hat mit hoher Wahrscheinlichkeit eine gleiche Lebensgeschichte wie die auf Kjeller. Man findet für die potentiellen Temperaturdifferenzen:

	Kjeller—Lindenberg	Kjeller—S. Farnborough
1000 m	— 0°.7	— 0°.1 (— 1°.8)
1500 m	— 1°.9	+ 0°.3 (— 2°.2)

Hierbei ist zu bedenken, daß während der letzten zwei Stunden sehr schwacher Regen gefallen ist, während die Konvektion wohl kaum verändernd wirken konnte.

Die Lindenberger Analyse ergibt zusammensinkende Kaltluft während des 15. Dies würde mit der oben erwähnten Tatsache stimmen, daß die Luft eigentlich auch sehr alte maritime Polarluft genannt werden könnte.

Nr. 4. Karte 20.

Etwas unsicher ist das Stück in der Nacht zum 18., da das Druckfeld in dieser Zeit nicht bekannt ist. Sicher ist jedoch, daß um 2 Uhr herum, die Bewegung der abends des 17. passierten Okklusionen 37 B und C von östlicher in westliche übergegangen ist (Zeitpunkte für Beginn und Ende des Regens in Süd- und Mittelschweden). Dementsprechend wurde angenommen, daß die Trajektorie um diese Zeit ihre östlichste Elongation hat. In der Nacht zwischen dem 16. und 17. sind die Verhältnisse ziemlich verwickelt, und man bekommt zwei gleich wahrscheinliche Trajektorien, wovon die erste nach NW-Deutschland abbiegt, die andere in WSW-licher Richtung fortsetzt. Wenn man die Pilotaufstiege in NW-Deutschland, Holland und England während des 16. mit dem Druckfelde vergleicht, sieht man aber, daß die nach NW-Deutschland abbiegende Trajektorie die unteren Schichten bis ca. 1000 m repräsentiert, die andere die höheren. In der Tat bildete sich in der Nacht zwischen dem 15. und 16. ein kleines Tief über dem südlichsten Teil der Nordsee, und im Laufe des 16. eine Tiefdruckrinne in nord-südlicher Richtung auch über den mittleren Teilen der Nordsee. Demgemäß sind die Winde am Morgen des 16. in NW-Deutschland bis ungefähr 1000 m SSE-lich, darüber aber W-lich, und dieses Strömungsschema dürfte sich, den Veränderungen des Druckfeldes entsprechend, während des 16. nordwärts fortgepflanzt haben.

Vom 16. 08^h verläuft dann die Trajektorie der höheren Schichten bis am 14. 19^h dem 56. Breitengrade entlang und verliert sich von diesem Zeitpunkte wegen Mangel an Schiffsbeobachtungen westlich von 33° W. G. Es ist aber kaum wahrscheinlich, daß die Trajektorie nach Süden abbiegt, eher aber nach Nordwesten. Eine Kontrolle der Trajektorie hat man im Pilot von Leuchars am 16. 14^h bis rund 1000 m und im Wolkenzug daselbst, die mit dem geostrophischen Winde gut zusammenpassen.

Das Quellengebiet liegt in der Nähe der Südspitze von Grönland. Die Luft hat die Quelle am 13. verlassen.

Da die Trajektorie die Dampferstraßen im Nordatlantik kreuzt, kann man die ΔT_0 bestimmen. Man findet am 15. 08^h auf 58° N. Br., 25° W. G. $\Delta T_0 = -1°.2$ C, also Polarluft (»Stavangerfjord«). Allerdings gibt am 14. 19^h »Montroyal« $\Delta T_0 = 1°$ F auf 54° N. Br., 35 W. G., also Tropikluft, 250 km im SW vom betreffenden Trajektorienpunkte, was aber teils wegen des Umbiegens der Isothermen der Meerestemperatur nach SW erklärlich ist, teils darauf deutet, daß, wenn man Polarluft hat, dieselbe »alt« ist. Dies bestätigen andere Meldungen, woraus man ersieht, daß die Lufttemperatur sich immer mehr der Seetemperatur nähert, um schließlich in der Nähe von Schottland größer als dieselbe zu werden: »Frederik VIII« am 15. 14^h auf 57°.6 N. Br., 13°.7 W. G. $\Delta T_0 = -0°.5$, am 15. 19^h auf 58°.0 N. Br., 11°.2 W. G. $\Delta T_0 = 0°.0$, am 16. 01^h auf 58°.4 N. Br., 7°.5 W. G. $\Delta T_0 = +0°.5$, am 17. 01^h auf 58°.0 N. Br., 5°.1 E. G. $\Delta T_0 = +0°.5$.

Wenn man dazu die Wahrscheinlichkeit einer Quelle entweder in Labrador oder zwischen Grönland und Island bedenkt, ferner die Tatsache, daß sich die Luft während der ganzen Zeit vom 14. 19^h bis wenigstens zum 16. 19^h im Rücken einer Okklusion (37 C) befindet, muß man sie *alte maritime Polarluft* nennen.

Die Quelle der unteren Schichten ist das Hochdruckgebiet, das bei Nr. 2 und 3 schon erwähnt wurde. Es zeigte sich dort, daß dieses Hoch von Luft mit Tropikluft-eigenschaften aufgebaut war. Man hat also in diesem Falle als Strömungsschema alte Polarluft über Tropikluft.

Die Trajektorie durchquert folgende Regengebiete:

Zwischen 17. 14^h und 18. 05^h ein mäßiges — 6 bis 7 mm in 10 Stunden. Am 17. um 08^h herum ein sehr schwaches. Spät abends am 16. ein schwaches (von der Okklusion 37 B).

Die Trajektorie der höheren Schichten wird mit hoher Wahrscheinlichkeit während des größeren Teiles des 16. innerhalb der Regengebiete der Okklusionen 37 B und C verlaufen. Diese sind schwach — 1 bis 3 mm in 12 Stunden. Vor dem 16. 08^h mangeln Beobachtungen; aller Wahrscheinlichkeit nach gab es ab und zu leichte Schauer. Die Trajektorie der unteren Schichten berührte noch während des Nachmittags des 16. das schwache Regengebiet von 37 B.

Die Insolation war während des 17. schwach. Der Trajektorie der höheren Schichten entlang, war sie die ganze Zeit, und soweit man sie verfolgen kann, schwach oder bisweilen höchstens mäßig. Während des 16. war sie der Trajektorie der unteren Schichten entlang schwach, im Quellengebiet während des 15. stark.

Die Konvektion war während des 17. sicher nur schwach, indem sich die Luft über das Meer bewegte, die Insolation schwach war, und keine C, sondern nur Schichtwolken gemeldet wurden.

Der Trajektorie der höheren Schichten entlang, dürfte die Konvektion während des 16. mäßig gewesen sein, da bei schwacher Insolation etwas C zusammen mit SC gemeldet wird. Der Trajektorie der unteren Schichten entlang, war die Konvektion während des 16. wohl nur schwach, teils wegen der schwachen Insolation, teils weil sich die Luft über dem Meere bewegte und dazu wärmer als das Oberflächenwasser war. Horns Rev Feuerschiff gibt am 16. 16^h, 125 km im E des betreffenden Trajektorienpunktes, $\Delta T_0 = 3^{\circ}.7$ C.

Den obenerwähnten Lebensgeschichten gemäß, ist die Strömung am Morgen des 18. sehr heterogen. Man hat eine unterste Schicht bis 600 m, die von NE kommt, darüber eine zweite bis ca. 2000 m von SSE. Dann folgt eine von SSW bis 2400 m, eine von S bis 3000 m und eine bis wenigstens 4600 m von SSE. Der Ci Zug kommt ebenfalls von S (langsam). Die Richtungsänderungen in sowohl 600 m wie 2000 m sind sehr plötzlich, was darauf deutet, daß dort Luftmassen von verschiedenen Quellengebieten aneinandergrenzen. Es ist deshalb wahrscheinlich, daß die Trajektorie der oberen Schichten den Schichten zwischen etwa 600 m und 2000 m zuzuordnen ist. Das Quellengebiet der unteren Schichten dagegen wird zwischen der anderen obenerwähnten Trajektorie und einer ziemlich weit östlich liegenden Grenze zu suchen sein.

Die Niederschlags- und Insolationsverhältnisse im Quellengebiet der unteren Schichten weichen etwas von den oben, für die entsprechende Trajektorie beschriebenen, insofern ab, daß während des 16. gar kein Regen vorgekommen sein kann, die Insolation zeitweise mäßig und wahrscheinlich auch die Konvektion mäßig war.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: In den unteren Schichten hoch, da die Luft vor kurzer Zeit von Regen durchfeuchtet wurde; in den höheren Schichten wahrscheinlich klein, da man dort sich ausbreitende alte Polarluft hat.

Spezifische Feuchtigkeit: In den unteren Schichten hoch, da man dort Tropikluft hat, die noch während des 16. konvektiv an Feuchtigkeit etwas bereichert werden konnte; in den höheren Schichten unter dem Mittel, da man dort Polarluft hat, in der wenigstens nicht starke Konvektion während der letzten Tage vorgekommen ist.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten unter dem Mittel aus denselben Gründen, die eben bei der spezifischen Feuchtigkeit gegeben wurden.

Temperaturgradient: In den unteren Schichten wohl nicht besonders groß, da die Konvektion der letzten Tage nur schwach oder höchstens mäßig gewesen sein kann; in den höheren Schichten wenigstens stellenweise klein, da Abgleitflächen in der alten, sich ausbreitenden Polarluft zu erwarten sind.

Vergleich:

Die potentielle Temperatur in 1500 m ist zu hoch, was möglicherweise damit zusammenhängt, daß man eine wohlausgebildete Abgleitfläche in 700 m, eine andere wahrscheinlich in ungefähr 2000 m hat. Der Temperaturgradient ist durchweg zu groß.

Nr. 5. Karte 21.

Das Ziehen der Trajektorie ist hier mit großen Schwierigkeiten verbunden, die wesentlich darin zu suchen sind, daß sich im Skagerrak ein sich ausfüllendes Tiefdruckgebiet jetzt befindet, das von Kaltfronten und Okklusionsresten umkreist wird und sich auch etwas bewegt. Die hier denkbaren zahlreichen Trajektorien zwischen 20. 08^h und 21. 08^h laufen aber vor dem 20. 08^h ziemlich nahe aneinander, so daß die Quelle eindeutig bestimmbar ist, da die Geschwindigkeiten in dem obenerwähnten Zeitraume sehr klein sind, vor dem 20. 08^h aber groß waren. Noch zwei unsichere Stücke finden sich, das erste zwischen 19. 19^h und 20. früh morgens, etwa um 02^h, das zweite zwischen 19. 08^h und 18. 19^h. Keine von den Trajektorien, die man als Grenzmöglichkeiten ziehen kann, geben aber eine wesentlich andere Quelle als diejenige, die in der Karte 21 als die wahrscheinlichste gezeichnet ist, weil man für alle Fälle das nördliche Nordmeer westlich von 0° L. G. als Quellengebiet bekommt. Nur ziehen die als Grenzmöglichkeiten bezeichneten östlich von Island, anstatt westlich wie die wahrscheinlichste.

In dem nördlichen Teile der Nordsee ist ΔT_0 während der Nacht zwischen dem 19. und 20. sicher negativ. »Leda« gibt z. B. am 19. 19^h auf 59° 2' N. Br., 3° 5' E. G., 260 km SzW vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = -1.2$ C. Im Kattegat findet man am 20. 04^h auf Schultz Grund Feuerschiff, 30 km im SSE des betreffenden Trajektorienpunktes, $\Delta T_0 = -0.8$ C, am 20. 06^h auf Anholt Knob Feuerschiff, 30 km im NE, -1.4 C $\leq \Delta T_0 \leq -0.8$ C.

Alle geben also Polarluft.

Allen Anzeichen nach ist die Luft also Polarluft, und zwar *alte maritime Polarluft*.

Die verschiedenen möglichen Trajektorien haben alle folgende Regengebiete durchquert:

Am 20. morgens ein schwaches. In der Nacht zwischen dem 19. und 20. ein mäßiges — 3—4 mm in 12 Stunden. Die wahrscheinlichste Trajektorie hat dann noch möglicherweise ein schwaches Regengebiet während der Nacht zum 19. und ein anderes im Laufe des 18. berührt. Für die Teile der möglichen Trajektorien, die über dem Nordmeere verlaufen, mangeln Beobachtungen. Regenschauer während dieser Zeit sind jedoch wahrscheinlich.

Die Insolation der Trajektorie entlang war während des 20. mäßig, am 19. schwach — für die Grenzmöglichkeit jedoch stärker bis mäßig —, während des 18. schwach. Für die Tage vor dem 18. mangeln Beobachtungen. Der Situation nach sollte man aber wenig Insolation erwarten.

Die Konvektion war während des 20. stark, da viel CN gemeldet wird, während des 19. kaum mehr als mäßig, da die Insolation schwach war, und eigentlich nur Schichtwolken gemeldet wurden; andererseits aber ist bei dem negativen ΔT_0 anzunehmen, daß Konvektion nicht ausgeschlossen war.

In bezug auf Homogenität kann nur über die untersten 1500 m etwas mit Sicherheit gesagt werden, da Wolken in dieser Höhe den Pilot verschwinden lassen. Nach dem Aufstiege trieben AC-Stücke in schätzungsweise 4000 m von WSW. Die Strömung war, soweit der Pilot reichte, homogen und SSW-lich. Da die Zirkulation um das Zentrum im Skagerrak jedoch lange bestanden hat, besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit dafür, daß die Homogenität sich auch weiter aufwärts erstreckt. Die Lebensgeschichte der untersten Schichten ist deshalb wenigstens für die letzten 24 Stunden dieselbe wie die oben angegebene.

Ein Konvergenzgebiet der Bodenwinde liegt um 08^h 50 km südlich vom Aufstiegsorte, und hat sich wahrscheinlich seit dieser Zeit noch etwas nach N verschoben. Es ist sehr wahrscheinlich, daß dieses Konvergenzgebiet die äußerste nördliche Spitze einer scharfen Tiefdruckfurche ist, die das südlichste Schweden von NW nach SE überquert, und die Reste einer alten retournierenden Okklusion (37 C) enthält.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Durchgehend hoch, da die Luft vor ziemlich kurzer Zeit von Regen durchfeuchtet wurde, und es unwahrscheinlich ist, daß im Konvergenzgebiete Abgleitflächen in den untersten 2000 m auftreten.

Spezifische Feuchtigkeit: Durchgehend über dem Mittel, da man alte maritime Polarluft hat, die noch während der letzten 24 Stunden konvektiv durchfeuchtet wurde.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten niedrig, da man alte Polarluft hat.

Temperaturgradient: Durchgehend groß aus denselben Gründen, wie bei spezifischer Feuchtigkeit oben angegeben, und weil Abgleitflächen unwahrscheinlich sind.

Vergleich:

Alles stimmt.

Nr. 6. Karte 21.

Das Ziehen der Trajektorie ist hier mit denselben Schwierigkeiten verbunden wie bei Nr. 5, und ebenso führen die Trajektorien, die als Grenzmöglichkeiten zu bezeichnen sind, auch hier nach derselben Quelle. Die Stücke der wahrscheinlichsten Trajektorie, die Unsicherheiten in sich schließen, sind folgende:

Zwischen 22. 08^h und 21. 19^h. Hier wurde, auf die Karten basierend, angenommen, daß ein Gebiet mit westlichen Gradienten, das am Abend des 21. über Seeland lagerte, sich mit 35 km/St Geschwindigkeit während der Nacht ostwärts verlagerte, wodurch die Trajektorie ungebrochen nach SSE verläuft.

Zwischen 22. 08^h und 21. 19^h hat die Geschwindigkeit sehr stark zugenommen, was wahrscheinlich ziemlich schnell vor sich gegangen ist. Die Zunahme des Windes steht im Zusammenhang mit der Passage einer alten Okklusion, die mit Kaltluft im Rücken retourniert. Dadurch konnte der Zeitpunkt ziemlich genau interpoliert werden.

Als Quelle ergibt sich das Nordmeer nördlich von Jan Mayen.

ΔT_0 kann nur schätzungsweise bestimmt werden, da Werte zur Zeit der Kreuzung der Dampferstraßen fehlen. Durch Vergleich zwischen der monatlichen Mitteltemperatur der Wasseroberfläche im nördlichsten Teil der Nordsee und dem Terminwert der Lufttemperatur von Lerwick am Abend des 20. erhält man $-1.7\text{ C} \leq \Delta T_0 \leq -0.2\text{ C}$; wenn man die Wassertemperatur des am 19. 19^h in der unmittelbaren Nähe passierenden Dampfers »Godafoss« als wahrscheinlicher nimmt, $-3.5\text{ C} \leq \Delta T_0 \leq -2.5\text{ C}$. Bei der

Passage über das Kattegat findet man für Anholt Knob Feuerschiff am 21. 24^h, 20 km im NE vom betreffenden Trajektorienpunkte $-1^{\circ}.7\text{ C} \leq \Delta T_0 \leq -1^{\circ}.1\text{ C}$, für Læsö Rende Feuerschiff am 22. 04^h, in der Trajektorie, $-2^{\circ}.8\text{ C} \leq \Delta T_0 \leq -2^{\circ}.6\text{ C}$.

Allen Anzeichen nach muß man deshalb die Luft als Polarluft betrachten. Hierbei muß jedoch berücksichtigt werden, daß während des 21. und 22. die Luft wahrscheinlich zusammengeschrumpft ist, da sie sich während dieser Tage in einem langsam zerfallenden Hochdruck befand. Ferner hat sie einen langen Weg über Meeresflächen zurückgelegt. Man muß sie deshalb *alte maritime Polarluft* nennen.

Die Trajektorie geht durch folgende Niederschlagsgebiete:

Vom 20. früh bis zum 21. früh durch die Peripherie eines schwachen Gebietes, das wesentlich der retournierenden Okklusion 37 C angehörte. Während des 19. mangeln direkte Beobachtungen. Wenn man aber die Meldungen von Jan Mayen berücksichtigt, ist es jedoch wahrscheinlich, daß schwacher Regen zeitweise vorgekommen ist, da Jan Mayen Passagen im NW-lichen Strome aufweist.

Die Insolation der Trajektorie entlang war während des 21. und 22. mäßig, während des 20. schwach.

Zur Beurteilung der Konvektion während des 22. liegt nur sehr spärliches Material vor, da sich die Luft über dem Skagerrak aufhielt. Die Flieger, die früher am Tage Aufstiege machten, haben C weder dort noch sonst irgendwo gesehen. Da die Insolation mäßig war und ΔT_0 negativ, muß man wohl annehmen, daß etwas Konvektion vorgekommen ist, daß aber dieselbe nicht hoch hinauf reichte. Dies paßt auch damit gut zusammen, daß die alte Polarluft, von der das zerfallende Hoch über Dänemark aufgebaut ist, wahrscheinlich Abgleitflächen enthält, die die Konvektion nach oben begrenzen.

Während des 21. kann die Konvektion aus denselben Gründen kaum groß gewesen sein. Es wurden keine C gemeldet. Während des 20. ist auch das Material sehr spärlich, aber während des Vormittags dürfte wenigstens mäßige Konvektion vorgekommen sein, da CN und C in dem betreffenden Gebiete gemeldet werden.

Zur Beurteilung der Homogenität der Strömung kann der Pilot von Kjeller nicht herangezogen werden, da sich das Druckfeld verändert hat. Es gibt aber einen, zur Zeit der Mittagsbeobachtung in Oslo, der wenigstens oberhalb 500 m repräsentativ ist. Dieser gibt bis 500 m NE 2 km/St, darüber bis wenigstens 7000 m eine homogene SSW-liche Strömung. Die sehr schwache unterste Strömung ist rein lokal bedingt. Auf Kjeller ist auch der Bodenwind rein südlich. Noch eine Kontrolle hiervon hat man sowohl in dem Zuge der Wolkenreste in 800 und 1300 m, wie in demjenigen des AS in mehr als 4000 m. Alle treiben von SSW. Die Trajektorie dürfte also für eine sehr mächtige Strömung repräsentativ sein.

Die Lebensgeschichte der unteren Schichten weicht von derjenigen der höheren nicht wesentlich ab, wenigstens nicht während der letzten 30 Stunden.

Der Aufstiegsort liegt in einem sehr ausgesprochenen Divergenzgebiete, weil drei kleine Tiefdruckgebiete sich innerhalb 300 km befinden (in SW, S und NE) und die Bodenwindrichtungen auch Divergenz aufweisen.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Durchgehend niedrig, da die Konvektion lange nur unbedeutend war und man vermuten darf, daß kräftige Schrumpfung mit Ausbildung von Abgleitflächen austrocknend eingewirkt hat.

Spezifische Feuchtigkeit: Durchgehend unter dem Mittel, da man alte Polarluft hat, in der konvektive Bereicherung von Feuchtigkeit nur spärlich in den letzten 48 Stunden vorgekommen ist.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten wahrscheinlich über dem Mittel, da bei der Schrumpfung adiabatische Erwärmung in der Höhe wahrscheinlich war.

Temperaturgradient: In den höheren Schichten klein aus denselben Gründen wie eben oben bei der Temperatur angegeben: in den unteren Schichten möglicherweise etwas größer, da jedoch etwas Konvektion vorgekommen ist.

Vergleich:

Die spezifische Feuchtigkeit ist durchgehend höher als erwartet. Inversionen, die wohl Reste von Abgleitflächen sind, finden sich in 800 m und 1300 m.

Es ist nicht schwierig, eine Erklärung der geringen Konvektion in dieser alten maritimen Polarluft, sowie der zu hohen spezifischen Feuchtigkeit zu finden. Wenn man die Trajektorie vor dem 18. 19^h fortsetzt, was natürlich im Nordmeere nur eine erste Annäherung geben kann, findet man, daß sie mit großer Wahrscheinlichkeit eine Zentralzyklone mit Zentrum SE-lich und E-lich von Jan Mayen umkreist. Dies würde bedeuten, daß die alte maritime Polarluft nur einer, ein paar Tage langen »Polarisierung« — wenn man einen solchen Ausdruck brauchen darf — unterworfen wurde. Dies erklärt auch die ganz auffallend hohen potentiellen Temperaturen in den Schichten oberhalb 1000 m. Es ist dies also ein Beispiel von einem warmen »Kälteausbrüche« aus den Polargegenden!

Nr. 7. Karte 21.

Die Trajektorie kann in diesem Falle nur bis zum 24. 19^h eindeutig gezogen werden. Die Geschwindigkeit zwischen 08^h und 14^h am 25. ist etwas unsicher, da nur ein Pilot von 09^h vorliegt und das Druckfeld sich etwas verändert hat. Die möglichen Grenzwerte der Geschwindigkeit geben aber keine wesentlichen Abstreifungen von der hier gegebenen Trajektorie. Während des 24. wandert ein kleines Tiefdruckzentrum von NW nach dem südlichen Norwegen. Deshalb wird die Trajektorie am 24. zweideutig. Die eine Trajektorie kann bis zum 23. 14^h NW-lich von Thorshavn verfolgt werden. Vor diesem Zeitpunkte sind die Meldungen sehr spärlich. Die andere kann längere Zeit verfolgt werden und setzt auch vor dem 21. 08^h, dem Zeitpunkte der letzten sicheren Position, gewiß ziemlich lange nach SW fort.

Leider ist das Material, um ΔT_0 zu bestimmen, sehr spärlich. Von Dampfern findet sich nur »Montcalm«, der am 21. 08^h auf 56° 5' N. Br., 30° 8' W. G., 200 km im NW vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = 0^\circ \text{ F}$ gibt. Ein Vergleich zwischen mittlerer Seetemperatur und Terminwert der Lufttemperatur gibt am 22. 19^h für Stornoway, das rund 50 km im N vom betreffenden Trajektorienpunkte liegt, $0^\circ.1 \text{ C} \leq \Delta T_0 \leq 1^\circ.6 \text{ C}$. Für die nördlichere Trajektorie gibt »Hellig Olav« am 23. 13^h auf 59° 3' N. Br., 8° 9' W. G., 350 km im NzE vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = -0^\circ.2 \text{ C}$. Für Lerwick findet man am 24. 02^h in der Trajektorie als Differenz zwischen Terminlufttemperatur und mittlerer Oberflächenwassertemperatur — $1^\circ.8 \text{ C} \leq \Delta T_0 \leq -0^\circ.3 \text{ C}$.

Allen Anzeichen nach gibt also die nördlichere Trajektorie Polarluft, die südlichere Tropikluft.

Die Konvektion war während des 25. stark, da außer C auch ziemlich viel CN gemeldet wurde; während des 24. nachmittags stark, da ziemlich viel CN gemeldet wurde, während des Vormittags aber schwach.

Die nördlichere Trajektorie passiert am Abend des 24. ein Schauerregengebiet und wahrscheinlich noch ein schwaches frühmorgens.

Die Konvektion war während des 24. vor 19^h wenigstens mäßig bei ziemlich viel C.

Der Lebensgeschichte nach ist also die nördlichere Trajektorie die wahrscheinlichere, da es nicht gut möglich ist, in Tropikluft Schauer zu erwarten (24. abends). Ferner ist die Form der südlicheren Trajektorie sehr unwahrscheinlich, da man eine gewaltige Richtungsänderung der Geschwindigkeit ohne Abnahme deren Größe am Morgen des 24. haben würde. Es ist deshalb das wahrscheinlichste, daß man *maritime Polarluft* hat.

Zur Beurteilung der Homogenität der Strömung hat man nur Beobachtungen des Wolkenzuges. Der SC in 1800 m zog vor dem Aufstige langsam von SSW, die AC-förmigen Reste in ca. 2000 m nach dem Aufstige ebenfalls von SSW. Annähernd aus SSW trieben in niedrigeren Schichten die Rauchfahnen von Flugzeugen. Der Bodenwind war auch SSW. Man kann deshalb damit rechnen, daß die Trajektorie bis ca. 2000 m repräsentativ und die Homogenität ziemlich groß ist, was zu der Situation, sich ausbreitende Polarluft, gut paßt.

Die Lebensgeschichte der unteren Schichten kann während der letzten 24 Stunden nur unwesentlich verschieden von der oben gegebenen sein.

Am Vormittag des 25. war mäßige Insolation, während des 24., 23. und sicherlich auch während des 22. schwache.

Während des ganzen Tages liegt ein Divergenzgebiet in Form eines kleinen Hochdruckkeiles über dem Aufstiegsorte.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Durchgehend nicht besonders hoch, da man sich ausbreitende Polarluft hat.

Spezifische Feuchtigkeit: Durchgehend unter dem Mittel, da man Polarluft hat, und dieselbe zwar während des letzten Tages stärkerer Konvektion ausgesetzt wurde, aber noch nicht alt ist.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten etwas über dem Mittel aus demselben Grunde.

Temperaturgradient: Durchgehend ziemlich groß aus demselben Grunde; es ist jedoch möglich, daß Inversionen vorkommen, da man sich ausbreitende Polarluft hat.

Vergleich:

Der Temperaturgradient ist kleiner als erwartet.

Man hat eine Abgleitfläche in ca. 1800 m.

Nr. 8. Karte 22.

Die Trajektorie kann hier nur einige Stunden zurück einwandfrei gezogen werden, da das Druckfeld beinahe chaotisch wird, teils durch Reduktionen von Barometerständen, die nicht sicher, teils weil die Strömungsverhältnisse wirklich verworren sind. Für die unteren und mittelhohen Schichten bis ca. 1500 m kann vor 2^h des 28. nur ein Quellengebiet angegeben werden, da die Trajektorie ebensogut nach NNE wie nach ESE gezogen werden kann. Dieses Quellengebiet liegt während des 27. zwischen 59°.5—62°.5 N. Br. und 12°—16° E. G. Es ist ferner sicher, daß die Luft in einer Schicht von 1500 m an aufwärts aus einer beinahe rein östlichen Richtung kommt. Der Pilot gibt N 80° E 30 km/St in 1600 m und der stark degenerierte AS einer Okklusion treibt von E. Es liegt nahe, anzunehmen, daß der AC-Cast., der in 3000 m auftritt, die obere Grenze des Luftkörpers dieser Okklusion bezeichnet, weil teils die Wolken von einer etwas nördlicheren Richtung treiben, teils die Wolkenform auf einen ganz anderen Temperaturgradienten deutet, der ja in so hohen Schichten eine verschiedene Lebensgeschichte voraussetzt.

Die Luft der Okklusionsschicht dürfte sehr alte Tropikluft sein, während für die unteren und mittelhohen Schichten keine Benennung hasardiert werden kann. Die Okklusion, die oberhalb 1500 m vorüberzog, kann nur bis zum 27. 08^h zurückverfolgt werden.

Für die Schichten oberhalb 3000 m liegt es nahe, eine polare Quelle anzunehmen. Vom 24. an besteht eine ziemlich breite und kräftige E-Strömung über Nordrußland, Finnland und Nordskandinavien. Diese Strömung findet ihre südliche Begrenzung durch eine Tiefdruckmulde über Dalekarlien und angrenzenden Teilen von Norwegen. Diese Mulde enthielt die Reste von Okklusionen und behauptete sich hartnäckig, bis am 27. eine schwache Bewegung SW-wärts von den Okklusionsresten bemerkbar wurde.

Im Pilot von Östersund am 28. 08^h bemerkt man eine kräftige und sehr hohe E-liche Strömung, während dieselbe in den früheren Tagen nicht so hohe Geschwindigkeiten aufwies (28. 08^h, 1 000 m E 10 m/sec, 2 000 m und 3 000 m ENE 10 m/sec, 4 000 m E 12 m/sec, 5 000 m E 15 m/sec; 26. 09^h 1 000 m ESE 7 m/sec, 2 000 m ESE 9 m/sec, 3 000 m E 8 m/sec). Es erscheint natürlich, das Vordringen dieser kräftigeren E-Strömung als Ursache des Zurückweichens der Okklusionsreste nach SW zu betrachten. Oberhalb 3 000 m dürfte die kalte E-liche Strömung soeben einbrechen. Einen solchen Einbruch von NE-Wind in der Höhe findet man tatsächlich am selben Morgen über Stockholm, wo der Pilot bis 1 000 m NNW-liche bis N-liche Strömung gibt und darüber NE.

Im Quellengebiet der unteren und mittelhohen Schichten war die Insolation während des 27. nur mäßig oder darunter. Kräftige Schauer, stellenweise mit Gewittern, traten daselbst auf, so daß die Konvektion sehr stark gewesen sein muß.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Hoch in den unteren und mittelhohen Schichten, da kräftige Durchfeuchtung vor kurzer Zeit stattfand, während Austrocknung durch Schrumpfung nicht wahrscheinlich ist; in den höheren Schichten hoch, da man dort Wolken hat; dasselbe gilt für die noch höheren Schichten.

Spezifische Feuchtigkeit: In den unteren und mittelhohen Schichten hoch wegen der kräftigen Konvektion während des vorhergehenden Tages; in den höheren Schichten hoch, da man wahrscheinlich alte Tropikluft und jedenfalls einen Okklusionskörper dort hat; in noch höheren Schichten niedriger, da diese wahrscheinlich aus Polarluft aufgebaut sind.

Potentielle Temperatur: In den mittelhohen Schichten über dem Mittel, da eine polare Quelle nur vor langer Zeit verlassen sein konnte, eine tropische sowie hohe Temperatur geben würde; in höheren Schichten hoch, da man dort wahrscheinlich alte Tropikluft hat; in noch höheren Schichten kalt, da diese wahrscheinlich aus Polarluft aufgebaut sind.

Temperaturgradient: In den unteren und mittelhohen Schichten groß, wegen der starken Konvektion während des vorhergehenden Tages; in den höheren Schichten klein, da man dort Okklusionsluft hat; in noch höheren Schichten nochmals groß, da diese wahrscheinlich aus Polarluft aufgebaut sind.

Vergleich:

Die spezifische Feuchtigkeit in 3 000 m ist zu hoch, was wohl damit zusammenhängt, daß durch die lebhafte AC-Cast.-bildung Feuchtigkeit vom Okklusionskörper aufwärts befördert wird.

Der Temperaturgradient ist in den mittelhohen Schichten nicht so groß wie erwartet, was wohl so zu erklären ist, daß bei der hohen Feuchtigkeit das Kondensationsniveau niedrig liegt und der Gradient während des letzten Tages feuchtadiabatisch für warme und sehr feuchte Luft war.

In dem unteren Teile des Okklusionskörpers ist der Gradient rätselhaft groß, sogar überadiabatisch.

Nr. 9. Karte 22.

In der Nacht zwischen dem 28. und 29. ist die Trajektorie nicht ganz einwandfrei zu ziehen. Dies hängt davon ab, daß die Barometerstände der Stationen im nördlichen Dalekarlien und in den angrenzenden Teilen von Ostnorwegen nicht sicher auf Meeresniveau reduziert werden können. Wenn man die in gewöhnlicher Weise reduzierten Ablesungen benutzt, bekommt man eine Grenztrajektorie, die jedoch nur rund 100 km nördlicher als die wahrscheinlichste verläuft, was in diesem Falle belanglos ist. Die letztere ist unter der Annahme gezogen, daß der wirkliche Gradient eine ENE-liche

Strömung gibt, was darauf hinausgeht, daß die obenerwähnten Barometerstände zu niedrig sind. Während des 27. ist außerdem die Geschwindigkeit nicht sehr genau, da die Stationen ziemlich weit auseinander liegen. Dies ist jedoch in diesem Falle von keiner wesentlichen Bedeutung.

Die Quelle ist das Eismeer, das die Luft während des 26. verläßt. Es handelt sich also um *kontinentale Polarluft*.

Die Trajektorie passiert keine Niederschlagsgebiete während des 28. und 29. und mit ziemlich großer Wahrscheinlichkeit auch nicht am 27.

Die Insolation der Trajektorie entlang war während des 29. mäßig oder etwas stärker, am 28. ebenfalls mäßig, am 27. schwach.

Die Konvektion war am 29. vormittags stark, da CN gemeldet wurde, während des 28. wahrscheinlich nicht sehr stark, da einesteils der Weg über den Bottnischen Busen geht (man findet z. B. für Sydostbrotten Feuerschiff auf $63^{\circ}.3$ N. Br., $20^{\circ}.1$ E. G., $1^{\circ} \text{ C} \leq \Delta T_0 \leq 5^{\circ} \text{ C}$), andernteils bei mäßiger Insolation überwiegend Schichtwolken gemeldet werden.

Zur Beurteilung der Homogenität der Strömung hat man zwei Piloten, einen von Aas um 07^h und einen von Kjeller um 08^h, welche beide dasselbe Strömungsschema geben. Bis ca. 300 m hat man eine NNE-liche Strömung, darüber bis ca. 1200 m eine ENE-liche. Dann folgt eine NE-liche bis ca. 1800 m, die ziemlich jäh in eine ENE-liche übergeht. Diese reicht bis ca. 2700 m. In ungefähr 3000 m Höhe hat man eine dünne Schicht von ca. 500 m mit NE-lichen Winden, dann bis wenigstens 5000 m solche zwischen E und ENE. Der Wolkenzug bei dem Aufstiege bestätigt dieses Schema, indem die niedrigere Schicht in 1500 m von NE trieb, die um 2000 m von ENE. Dann gab es noch AC oberhalb 6000 m, mit Ci gemischt, der von N kam.

Die Heterogenität ist also sehr groß. Die Situationskarte (9) bringt aber eine gewisse Aufklärung.

Eine sehr stark degenerierte Okklusion, die vom Baltikum am 27. ausging, passierte am 28. mittags das östlichste Schweden, sich dabei in ein Gewittergebiet umwandelnd, und wanderte dann während der Nacht langsam westwärts. Es ist der von verhältnismäßig südlichen Gegenden gekommene Luftkörper dieser Okklusion, den man zwischen etwa 1800 m und 3000 m hat. Die Trajektorie dürfte für die Schichten zwischen etwa 500 m und 1500 m repräsentativ sein. Zwischen 1500 m und 1800 m hat man wohl eine Übergangs- und Mischungszone.

In den sehr hohen Schichten oberhalb 6000 m hat man eine nördliche Strömung, die wahrscheinlich beinahe direkt vom Eismere gekommen ist. In der Tat gibt Abisko, von wo man am selben Morgen einen Pilot hat, ausschließlich Winde zwischen NW und N, bei 5000 m N 11 km/St, und die ganze Lage macht diese Annahme sehr wahrscheinlich.

Die Schichten zwischen dem Okklusionskörper und der oberen Polarluft, also zwischen etwa 3000 m und 6000 m sind wahrscheinlich der Richtung und den Situationen der letzten Tage nach alte Polarluft.

Für die untersten Schichten findet man als Quellengebiet für die letzten 24 Stunden 60° — 63° N. Br. und 12° — 18° E. G. In diesem Gebiete war die Insolation während des 28. stark. Niederschläge wurden nicht gemeldet. Die Konvektion dürfte stark gewesen sein, da überall C gemeldet wird und die Landschaft begünstigend wirken dürfte.

Der Aufstiegsort liegt während der ersten Tageshälfte in einem schwachen Divergenzgebiete (kleiner Hochdruckkeil), was gut zu der Ausbreitung von Polarluft paßt.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: In den höheren Schichten (zwischen ca. 500 m und 1500 m) hoch, da man ja dort Wolken hat; in dem Okklusionskörper hoch; in der alten Polarluft in noch höheren Schichten niedrig, da bei deren Ausbreitung Schrumpfung wahrscheinlich ist.

Spezifische Feuchtigkeit: In den höheren Schichten über dem Mittel, da man dort Polarluft hat, in der vor kurzer Zeit starke Konvektion vorgekommen ist; in dem Okklusionskörper hoch, da man dort alte Tropikluft hat; in noch höheren Schichten wahrscheinlich niedrig, da man dort alte Polarluft hat. Allerdings weiß man nicht gut, wieviel Konvektion darin vorgekommen sein kann. Da aber keine Niederschläge von dem Gebiete gemeldet wurden, das die Luft wahrscheinlich passiert hat, erscheint die Schlußfolgerung nicht allzu gewagt.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten unter dem Mittel, da in der Polarluft zwar starke Konvektion vorgekommen ist, diese aber wohl nicht lange genug hat einwirken können, um die Temperatur über das Mittel hinaus zu bringen; im Okklusionskörper um das Mittel oder etwas darunter, da die Tropikluft vor sehr langer Zeit die Quelle verlassen hat.

Temperaturgradient: In den unteren und höheren Schichten groß, da hier vor kurzer Zeit starke Konvektion vorgekommen ist; in dem Okklusionskörper klein, da sie ja aus alter Tropikluft aufgebaut ist; in noch höheren Schichten nicht besonders hoch, da man dort wahrscheinlich sich ausbreitende alte Polarluft hat.

Vergleich:

Alles stimmt.

Nr. 10. Karte 22.

Die Trajektorie hat folgende unsicheren Stücke:

Zwischen dem 28. 19^h und 08^h ist die Größe der Geschwindigkeit etwas unsicher.

Während des Vormittags des 27. ist die Geschwindigkeit sowohl der Richtung wie der Größe nach etwas unsicher.

Wesentliche Fehler im Verlauf der Trajektorien werden aber hierdurch nicht verursacht.

Die Quelle ist das Eismeer, von wo die Luft während des 26. landeinwärts gedrungen ist.

Es handelt sich also um *kontinentale Polarluft*, die soeben »alt« zu werden beginnt.

Es ist möglich, aber wenig wahrscheinlich, daß die Trajektorie am 29. mittags ein sehr schwaches Regengebiet berührt. Am Nachmittag und Abend des 27. passiert die Trajektorie ein Gebiet mit Gewitterregen.

Die Insolation der Trajektorie entlang war während des 28. und 29. mäßig.

Die Konvektion war am 29. kaum mehr als mäßig bei ziemlich viel Schichtwolken und mäßiger Insolation. Etwas C wurde gemeldet. Während des 28. war sie wahrscheinlich mäßig oder etwas stärker, da einesteils der Weg über das Meer geht, wobei $\Delta T_0 \sim 0$ gewesen ist, bei mäßiger Insolation andernteils ziemlich viel C und etwas CN gemeldet wird. Am Nachmittage des 27. ist sie mit hoher Wahrscheinlichkeit stark gewesen, da in dem passiertem Gebiete Gewitter vorkamen.

Der Pilot vor dem Aufstiege verschwand schon bei 600 m in FS-Fetzen, Reste von Morgennebel. Die untersten 500 m sind jedenfalls nicht der Trajektorie direkt zuzuordnen, da sie von NE und ENE kommen. Der Zug der Wolken bis 2800 m hat aber dieselbe Richtung wie die Strömung am Morgen zwischen 500 und 800 m, nämlich ESE. Man darf deshalb annehmen, daß die Quelle der untersten Schichten nördlich der Trajektorie zu suchen ist, während diese die Schichten in ungefähr 500—3000 m Höhe repräsentiert.

Es ist wahrscheinlich, daß die unteren Schichten in der Nacht zum 30. durchregnet wurden, jedoch nicht stark — ungefähr 1 mm in ein paar Stunden. Während des 29. ist kein oder nur sehr wenig Niederschlag im Quellengebiet vorgekommen, bei mäßiger Insolation und wahrscheinlich wenig Konvektion, da ziemlich viel Schichtwolken und wenig C gemeldet wird.

Anzeichen von Divergenz im Gebiet um den Aufstiegsort herum sind in Form eines flachen Hochdruckkeiles vorhanden.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: In den unteren Schichten hoch, da Durchfeuchtung durch Nebel vor kurzer Zeit vorgekommen ist; in den höheren Schichten nicht besonders hoch, da es zwar Wolken gibt, aber wegen Divergenz auch Anzeichen von Schrumpfung.

Spezifische Feuchtigkeit: In den unteren Schichten wegen der Durchfeuchtung vor kurzer Zeit ziemlich hoch; in den höheren Schichten über dem Mittel, da man dort zwar Polarluft hat, in derselben aber ziemlich viel Konvektion während der letzten Tage vorgekommen ist.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten um das Mittel oder etwas darüber aus gleichen Gründen.

Temperaturgradient: In den unteren Schichten ziemlich groß aus denselben Gründen wie bei der Temperatur angegeben; in den höheren Schichten kleiner, da Schrumpfung und Abgleitfläche dort wahrscheinlich sind.

Vergleich:

Die spezifische Feuchtigkeit ist in 1500 m zu niedrig.

In 3000 m ist die Temperatur zu tief, was wohl so zu erklären ist, daß entweder die Konvektion nicht bis zu 3000 m Höhe reichte, oder daß die Luft anderer Herkunft ist.

Eine Abgleitfläche liegt in etwa 1100 m, eine andere in ungefähr 3200 m.

Nr. 11. Karte 22.

Eine Kontrolle hatte man in dem Pilot von Stockholm des 30. 08^b, der eine etwas größere Geschwindigkeit für die unteren Schichten (500 m ENE 6 m/sec) als für die höheren gibt (2000 m ESE 4). Die hiernach konstruierten Grenztrajektorien haben jedoch nach 48 Stunden nur rund 100 km Abstand.

Während des 26. sind die Geschwindigkeiten ihrer Größe nach ziemlich ungenau, die Richtung ist jedoch sehr wahrscheinlich.

Die Quelle ist also das Eismeer während des 25. und die Luft ist *alte kontinentale Polarluft*.

Während des 28., 29. und 30. passierte die Trajektorie kein Niederschlagsgebiet. Am 27. berührte sie mit großer Wahrscheinlichkeit ein Gebiet mit starkem Regen und Gewitter und zwar während des Nachmittags und Abends. Für die vorhergehenden Teile der Trajektorie sind die Meldungen zu spärlich, um etwas aussagen zu können.

Die Insolation der Trajektorie entlang war während des 30. und 29. stark, am 28. wahrscheinlich mäßig.

Die Konvektion war am 30. stark, da überall C bei starker Insolation gemeldet wird. Während des 29. mangeln Beobachtungen von Wolkenformen, aber bei der starken Insolation und den hohen Temperaturen dürfte jedoch die Konvektion nicht unbeträchtlich gewesen sein.

Der Pilot unmittelbar vor dem Aufstiege konnte wegen FS nur bis 500 m verfolgt werden. Diese Wolken, sowie der SC in 1600 m und der AS in 3000 m, haben aber alle dieselbe Zugrichtung wie die vom Pilot in 500 m angegebene, und zwar SEZE. Man darf deshalb annehmen, daß die Trajektorie die Schichten etwa zwischen 500 m und 3000 m repräsentiert. Daß oberhalb dieser Höhe eine andere Strömung vorkommt, kann nicht direkt bewiesen werden, dürfte aber, der Umlagerung von Ost- auf West-Typus gemäß, wahrscheinlich sein.

Die Lebensgeschichte der unteren Schichten ist während der letzten 48 Stunden von der oben skizzierten nicht verschieden.

Der Aufstiegsort liegt am 31. morgens in einem starken Konvergenzgebiete.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Durchgehend hoch, da man einesteils viel Wolken, andern-teils bei der starken Konvergenz wahrscheinlich aufsteigende Bewegungen hat.

Spezifische Feuchtigkeit: Durchgehend etwas über dem Mittel, da in der alten Polarluft ziemlich viel Konvektion vorgekommen ist.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten um das Mittel oder etwas darunter, da man alte Polarluft hat.

Temperaturgradient: Sowohl in den unteren wie in den höheren Schichten ziemlich groß aus denselben Gründen, die bei spezifischer Feuchtigkeit angeführt wurden. Eine Abgleitfläche ist bei der starken Konvergenz kaum zu befürchten, eher dann eine aufsteigende Bewegung.

Vergleich:

Die relative Feuchtigkeit ist in den höheren Schichten nicht nur hoch, sondern die Luft ist gesättigt, und dies in einer sehr mächtigen Schicht.

In diesem Falle kann man über die Eigenschaften noch höherer Schichten mit ziemlich hoher Wahrscheinlichkeit sagen, daß dieselben von noch älterer Polarluft aufgebaut sind, die wohl während des vorhergehenden Tages WSW-wärts passierte. Die Temperaturabweichungen passen auch gut mit dieser Annahme zusammen.

Nr. 12. Karte 23.

Die Trajektorie hat folgende unsicheren Stücke: Zwischen 08^h und 14^h am 1. ist die Größe der Geschwindigkeit nicht sicher zu bestimmen, da bei dem vorliegenden Strömungstypus eine Stauung bei Lindesnes auftritt, über deren Höhe Näheres nicht bekannt ist. Das Küstengebirge ragt jedoch nicht über 500 m hinauf, so daß die Zugrichtung der höheren Schichten nicht wesentlich beeinflußt sein dürfte. Wenn man die Größe der gewählten Geschwindigkeit um 50 0/0 vermehrt oder vermindert, was die überhaupt möglichen Grenzwerte geben dürfte, wird die Trajektorie dadurch in ihrem weiteren Verlauf nicht wesentlich beeinflußt, da das in Frage kommende Stück keine große Zeitspanne in Anspruch nimmt und das Druckfeld der Trajektorie entlang sich nicht so schnell verändert. Vor dem 28. 19^h sind dann die Beobachtungen spärlich, so daß man vor dem 28. 08^h nur die Richtung der Geschwindigkeit geben kann. Sonst ist dies ein Fall, wo eine verhältnismäßig große Zahl von Dampfern nördlich und südlich der Trajektorie melden, sodaß dieselbe ohne Schwierigkeiten auch über dem Meere gezogen werden kann. Ferner hat man eine Möglichkeit die Trajektorie bei der Passage über England durch einen Pilot zu kontrollieren — Holyhead, am 31. VII. 07^h, 1000 m, N 250° E, 30 km/St; 1500 m, N 240° E, 40 km/St — was vorzüglich mit dem geostrophischen Winde von N 250° E, 35 km/St stimmt. Dagegen kann leider nicht der Aufstieg von South Farnborough vom selben Morgen benutzt werden, da eine besondere Untersuchung zeigte, daß die Luft daselbst zwar eine gleichartige Quelle wie diejenige der Trajektorie hat, aber eine ziemlich stark verschiedene Lebensgeschichte.

Die hier in Frage kommende Quelle ist die Gegend an der Südspitze von Grönland. Die Luft verließ die Quelle am 27. oder 28. Ob die Trajektorie nach Labrador oder Ostgrönland führt, kann leider wegen Mangel an Stationen nicht gesagt werden.

Das Material zur Bestimmung von ΔT_0 ist spärlich. »Montrose« meldet am 28. 19^h auf 54°.0 N. Br., 32°.3 W. G., 50 km im ENE vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = 1^\circ \text{ F}$; »Caronia« am 28. 19^h auf 56°.8 N. Br., 27°.3 W. G., 500 km im NE von dem betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = 1^\circ \text{ F}$, also beide Tropikluftmerkmal, dagegen gibt »Caronia« am 29. 02^h auf 56°.4 N. Br., 31°.0 W. G., 350 km NNW vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = -1^\circ \text{ F}$, also Polarluftmerkmal. Weitere Meldungen mangeln,

auch von der Nordsee. Wenn man aber die Differenzen zwischen Terminbeobachtungen von repräsentativen Küstenstationen, die nahe an beiden Seiten der Trajektorie liegen, und Mitteltemperaturen des Oberflächenwassers bildet, bekommt man eine gute Annäherung an ΔT_0 . So findet man für das Stationspaar Blacksod—Valencia am 30. 19^h $0^\circ.5 \text{ C} \leq \Delta T_0 \leq 1^\circ.5 \text{ C}$, am 31. 02^h $0^\circ.0 \text{ C} \leq \Delta T_0 \leq 0^\circ.5 \text{ C}$, also Tropikluftmerkmal. In derselben Weise findet man für Tynemouth, sehr nahe an der Trajektorie liegend, am 31. 14^h und 19^h $1^\circ \text{ C} \leq \Delta T_0 \leq 4^\circ \text{ C}$, also auch Tropikluftmerkmal. Hierbei wurde dem Umstände Rechnung getragen, daß der Wind ablandig war, was in der unteren Grenze dadurch zum Ausdruck kommt, daß die beobachtete Lufttemperatur von 63° F auf 57° F als niedrigstmögliche repräsentative Temperatur angenommen wurde.

Hier stehen also Quellen- und ΔT_0 -Merkmale einander gegenüber.

Die Quelle ist aber sicherer, also muß man annehmen, daß es sich um *alte maritime Polarluft* handelt.

Die Trajektorie berührt während der frühen Morgenstunden und während des Vormittags des 31. ein schwaches Regengebiet. In demselben regnet es sowohl von Schichtwolken wie von C-formen Wolken.

Die Insolation der Trajektorie entlang war am 1. August stark, während des 31. Juli schwach.

Die Konvektion war am 1. August mit großer Wahrscheinlichkeit schwach, da sich die Luft über kältere Meeresoberflächen bewegte, während des 31. Juli wenigstens zeitweise stark, da CN gemeldet wurde.

Der Pilot gab eine sehr homogene Strömung von SSW bis 1800 m, wo er im Dunst verschwand. Die ziemlich nahe am Horizont sich bewegenden C-Protuberanzen, die während des Aufstieges beobachtet wurden, zogen annähernd aus SSW, während sie von ungefähr 1500 m bis 2500 m emporstiegen. Man darf deshalb annehmen, daß die Trajektorie wenigstens bis 2500 m repräsentativ ist. AC, der später am Tage auftrat, trieb dagegen von einer beinahe westlichen Richtung. Dieser AC lag aber sicher höher als 4000 m.

Die Lebensgeschichte der unteren Schichten ist während der letzten 24 Stunden nicht verschieden von der oben skizzierten.

Der Aufstiegsort liegt zur Zeit des Aufstieges in einem schwachen Divergenzgebiete in Form von einem kleinen flachen Hochdruckkeile.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Nicht besonders hoch, da Schrumpfung nicht ausgeschlossen ist.

Spezifische Feuchtigkeit: Sowohl in den unteren wie in höheren Schichten über dem Mittel, da man alte Polarluft hat, die einesteils lange über Meeresflächen gestrichen ist, andernteils wahrscheinlich ein schwaches Schauerregengebiet passierte.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten aus denselben Gründen ziemlich hoch.

Temperaturgradient: Ziemlich groß, sowohl in den unteren wie in den höheren Schichten, da lange andauernde Konvektion während der ersten Zeit nach dem Ausflusse aus dem Quellengebiet wahrscheinlich ist, und der hierdurch ausgebildete Gradient bei späterer Bewegung über kältere Meeresoberflächen in den höheren Schichten bestehen blieb; der in den unteren Schichten hierbei verkleinerte Gradient wurde bei der Passage über das erhitzte Land und der starken Insolation wahrscheinlich nochmals vergrößert. Bei der Wahrscheinlichkeit von Schrumpfung ist die Möglichkeit von Inversion nicht ausgeschlossen.

Vergleich:

Die Temperatur in 1000 m ist rätselhaft niedrig.

Eine Abgleitfläche tritt in 1100 m, eine andere in 2500 m auf.

In 3000 m sind Temperatur und spezifische Feuchtigkeit sehr niedrig, was entweder so zu deuten ist, daß sich hier Polarluft vorfindet, die fast direkt von der Quelle gekommen ist, oder daß die obere Grenze, zu der die konvektive Durchmischung nach dem Verlassen der Quelle hinaufreichte, zwischen 2500 m und 3000 m zu suchen ist. Der Zug des AC nach dem Aufstiege macht die erstere Eventualität wahrscheinlicher.

Nr. 13. Karte 23.

Die Trajektorie hat folgende unsicheren Stücke:

Die Größe der Geschwindigkeit bis 2500 m am Morgen des 7. variiert bei dem Pilotaufstiege in folgender Weise: 30 km/St in 200 m, 45 km/St in 500 m, 34 km/St in 1000 m, 24 km/St in 1500 m und 2000 m und 30 km/St in 2500 m. Der geostrophische Wind ist 35 km/St. Es wurde mit 35 km/St gerechnet. Die Richtung war dabei homogen, so daß man annehmen darf, daß die Größenvariationen ein Ausdruck der Turbulenz des Windes sind. Die Passage über die Wasserscheide in West-Norwegen ist ziemlich sicher mit Richtungs- und Größenveränderungen der Geschwindigkeit verbunden gewesen. Da aber Näheres hierüber nicht bekannt ist, wurde die Trajektorie einfach geradeaus durchgezogen, wobei auch dem Gradienten westlich der Wasserscheide entsprechend die Geschwindigkeit höher gewählt wurde. Die Abweichung der Trajektorie von dem wahren Verlaufe wird jedoch kaum groß und spielt bei der ganz eindeutigen Situation keine wesentliche Rolle. Dem Resultat der »Prognose« vorgreifend, kann man mit Sicherheit sagen, daß in diesem Falle sämtliche Schichten die Wasserscheide passiert haben, denn der vertikale Temperaturgradient ist durchgehend sehr groß. Die Stücke zwischen dem 6. 02^h und dem 5. 08^h sind in bezug auf Richtung etwas unsicher. Daß die Luft vom Nordmeere kommt, unterliegt keinem Zweifel, aber die Passage bei Island kann in zwei wesentlich verschiedenen Weisen vor sich gehen. Entweder umströmt die Luft die Insel, oder sie überströmt dieselbe. In diesem Falle dürfte es mehr Umströmung als Überströmung gewesen sein, was man daraus ersieht, daß sich eine markante Tiefdruckfurche südlich der Insel ausbildet, die gerade zur Zeit der Passage am kräftigsten ist. Überströmung ist jedoch sicher auch vorgekommen, was man aus den starken nördlichen Winden auf Vestmannö ersieht. Hier liegt also die Möglichkeit vor, daß die Lebensgeschichte gewisser Schichten durch die Passage verschieden von derjenigen anderer wurde. Die Geschwindigkeiten im Nordmeere sind rohe Mittel. Wenn man dieselben innerhalb der denkbaren Grenzen variiert, verändert dies jedoch nur unwesentlich das Resultat.

Die Quelle ist also im Nordmeere.

Der Dampfer »Stavangerfjord«, 100 km SSW vom betreffenden Trajektorienpunkte entfernt, gibt am 6. 14^h auf 59°.5 N. Br., 3°.5 W. G. $\Delta T_0 = -1.6$ C, also Polarluftmerkmal.

Es handelt sich also um *maritime Polarluft*.

Die Trajektorie passiert in der Zeit zwischen dem 6. 19^h und dem Morgen des 7. ein Schauerregengebiet und zwar bei der Passage von der Westlandsküste landeinwärts und über die Wasserscheide hinweg (ungefähr 10 mm in 8 Stunden). Während des 6. hat es mit großer Wahrscheinlichkeit Schauer gegeben.

Die Insolation kann mit Sicherheit nur während der Passage über dem Lande abgeschätzt werden. Sie war während der späten Morgenstunden des 7. mäßig. Für die Zeit, in welcher die Luft über die Meeresfläche strich, ist nichts mit Sicherheit zu sagen. In diesem Falle dürfte auch die Insolation eine verhältnismäßig bescheidene Rolle als Schauerbedingung gespielt haben.

Die Konvektion war mit Sicherheit stark während der Zeit zwischen dem Aufstiege und wenigstens dem 6. 08^h, da überall viel CN gemeldet wird. Wahrscheinlich war sie auch vorher stark.

Zur Beurteilung der Homogenität der Strömung hat man zwei Piloten, einen von Kjeller 08^h und einen von Aas 06^h am 7. Der von Aas gibt mit dem von Kjeller sehr gut übereinstimmende Werte. Wie oben schon erwähnt, ist die WzS-liche Strömung sehr homogen in bezug auf Richtung u.s.w. bis ca. 4000 m, die ersten 500 m ausgenommen, wo WSW-liche Strömung herrscht. Von 4000 m an gibt Aas eine mehr südliche Strömung, und zwar: 4000 m N 250° E 43 km/St, 5000 m N 250° E 47 km/St, 6000 m N 240° E 75 km/St. Es ist auch mit der Situation übereinstimmend, daß die Strömung homogen ist (Familienabschluß).

Die Trajektorie dürfte daher die Schichten zwischen etwa 500 m und 4000 m repräsentieren.

Die Lebensgeschichte der unteren Schichten ist während der letzten 24 Stunden dieselbe wie die oben gegebene.

Das Druckfeld läßt zwar keine Divergenz erkennen, bei der Situation (sich ausbreitende Polarluft) ist aber Schrumpfung und Ausbildung von Abgleitflächen nicht ausgeschlossen. Dazu kommt die vor kurzer Zeit stattgefundene Passage über die Wasserscheide.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Weder in den unteren noch in den höheren Schichten besonders groß, da teils Schrumpfung nach der kräftigen Durchfeuchtung durch Regen, teils föhnige Austrocknung während der Passage der Wasserscheide wahrscheinlich war.

Spezifische Feuchtigkeit: Unter dem Mittel, da man Polarluft hat, die nur kurze Zeit über wesentlich wärmeres Wasser passierte.

Potentielle Temperatur: Durchgehend niedrig, aus demselben Grunde.

Temperaturgradient: Durchgehend groß, da man Polarluft hat, in der starke Konvektion vor kurzer Zeit vorgekommen ist; jedoch Möglichkeit einer oder mehrerer Abgleitflächen mit Inversionen.

Vergleich:

Alles stimmt.

Eine Abgleitfläche findet sich in 1300 m.

Nr. 14. Karte 23.

Die Trajektorie hat folgende unsicheren Stücke:

Die Geschwindigkeit bei der Passage über die Wasserscheide ist ebenso wie beim Morgenaufstieg (Nr. 13) durch Interpolation in der Zeit gewonnen. Im übrigen gelten diesbezüglich dieselben Bemerkungen wie daselbst. Vor dem 6. 14^h sind die Geschwindigkeiten nur rohe Mittel, was aber keine wesentliche Rolle spielt, da man sich schon im Quellengebiet befindet. Dies ist das gleiche wie am Morgen desselben Tages, nur ist die Luft mehr direkt transportiert worden.

Leider gibt es keine Meldungen von ΔT_0 . Wenn man die Differenzen zwischen den Terminbeobachtungen der Lufttemperatur von Lerwick und der mittleren Temperatur des Oberflächenwassers daselbst bildet, findet man $0^{\circ}.3 \text{ C} \leq \Delta T_0 \leq 1^{\circ}.9 \text{ C}$, also eigentlich nicht Polarluftmerkmal. Es ist auch eine bemerkenswerte Tatsache, daß die Schauer, wenn die Luft die Wasserscheide passiert, schwach sind, was hierzu paßt. Es mangelt leider an Material, die Trajektorie einigermaßen einwandfrei vor dem 5. 19^h fortzusetzen. Auffallend ist auch, daß vom 4. 08^h bis zum 5. 19^h in Verbindung mit dem Nordwärts-wandern der Okklusionen 40 A, B und C über Skandinavien und dem östlichen Nordmeere, das Zentrum der zugehörigen Zentralzyklone sich von südlich von Island nach NE bewegt. Es wird hierdurch wahrscheinlich, daß bei Nr. 13 die Trajektorie weiter E-wärts in das Eismeer fortsetzt, während bei Nr. 14 die Möglichkeit gar nicht ausgeschlossen ist, sondern es viel mehr vieles für sich hat, daß eine Überströmung von SE-Luft wenigstens in höheren Schichten vorgekommen ist.

Der Quelle nach sollte man also *maritime Polarluft* haben, aber es ist nicht ausgeschlossen, daß höhere Schichten auch Luft von einer südlicheren Quelle führen.

Die Lebensgeschichte dieser Luftmassen ist leider sehr unvollständig bekannt, da die Trajektorie vor dem 7. 14^h beinahe nur über Meeresflächen verläuft, von welchen jegliche Meldungen gänzlich mangeln.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Trajektorie zwischen 12^h und 15^h am 7. ein schwaches Schauerregengebiet passierte, möglicherweise auch frühmorgens.

Die Insolation am 7. nachmittags ist mäßig.

Die Konvektion während des 7. muß ziemlich stark gewesen sein, da C und etwas CN gemeldet wurde (von einer Station in der unmittelbaren Nähe der Trajektorie sogar Gewitter).

Die Homogenität der Strömung kann nur schätzungsweise bestimmt werden, da kein Pilot aufgesetzt werden konnte. Glücklicherweise gab es Wolken oder Wolkenfetzen in mehreren Etagen, für welche die Zugrichtung bestimmt werden konnte. Die Kaltfront selbst zog aus WzS, die SC-Fetzen in ca. 2000 m Höhe ebenfalls aus WzS, während einige Ci von WNW kamen. Der Bodenwind endlich war SW. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die Schichten bis wenigstens 2000 m der Trajektorie zuzuordnen sind. Die Lebensgeschichte der untersten Schichten ist während der letzten 24 Stunden nicht wesentlich verschieden von der oben skizzierten.

Der Aufstiegsort befindet sich während des Fluges in einem schwachen Konvergenzgebiete, das der degenerierten, passierenden Front angehört.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Durchgehend nicht besonders hoch, da einerseits nach der letzten, nicht besonders lange andauernden oder starken Durchfeuchtung der Luft durch Regen diese bei der Passage der Wasserscheide föhnig ausgetrocknet wurde, und man jedoch andererseits Konvergenz hat.

Spezifische Feuchtigkeit: Durchgehend klein, da man Polarluft hat.

Potentielle Temperatur: Sowohl in den unteren wie in den höheren Schichten niedrig, da diese aus Polarluft aufgebaut sind.

Temperaturgradient: Sowohl in den unteren wie in den höheren Schichten groß, da man Polarluft hat und Konvektion bei Schauerregen kürzlich vorgekommen ist. Inversion ist kaum wahrscheinlich, da die Konvergenz Schrumpfung und Abgleitfläche ausschließen sollte.

Vergleich:

Die relative Feuchtigkeit ist in den unteren Schichten sehr niedrig.

Es ist auffallend, daß zwischen 2000 m und 5300 m der Temperaturgradient durchgehend klein ist. Dies deutet entweder auf eine andere Lebensgeschichte dieser Schichten, was im Einklang mit der oben angedeuteten Möglichkeit einer südlicheren Quelle steht, oder auf Schrumpfung in diesen höheren Schichten.

Nr. 15. Karte 23.

Trotz den ziemlich verwickelten Verhältnissen des Druckfeldes in S-Norwegen kann die Trajektorie mit ziemlich großer Sicherheit gezogen werden. Da die Situation im Übrigen eindeutig ist und sich langsam verändert, werden die Schlüsse auf die Lebensgeschichte der Luftschichten nicht wesentlich fehlerhaft werden. Ein etwas unsicheres Stück ist das zwischen dem 10. 19^h und dem 11. 08^h, indem teils das Druckfeld während dieser Zeit seine Richtung etwas verändert hat, teils die Trajektorie die Wasserscheide passiert. Die beiden Grenzmöglichkeiten geben am 10. 08^h vom wahrscheinlichsten Trajektorienpunkte eine Abweichung von 150 km nach E oder W, was bei der Situation keine wesentliche Rolle spielen kann. Da der vertikale Temperaturgradient sehr groß

ist, ist anzunehmen, daß die unteren und höheren Schichten die Wasserscheide überströmt haben. Vor dem 10. 08^h kann die Trajektorie nicht weiter gezogen werden, da der Gradient dazu zu klein ist, und Beobachtungen von der Nordsee mangeln. Die Trajektorie endet in der linken Flanke eines großen Hochdruckgebietes, dessen Geschichte schon früher teilweise besprochen wurde (Aufstieg Nr. 15). Die Vorgeschichte dieses Hochdruckgebietes ist unschwer zu finden.

In der Zeit von 5. bis 7. fand ein Kälteausbruch polarer Luft vom Nordmeere statt, der sich von Irland im W bis nach Finnland und Baltikum im E erstreckte, und auch Deutschland und Holland überflutete. Dies sieht man deutlich aus den Aufstiegen von Lindenberg, Helder, Utrecht, S. Farnborough und Lympne, die alle während des 7. und 8. morgens Kaltluft haben. Während des 8. geben die englischen Stationen und Utrecht Abgleitflächen; die bei Lympne ist abends stark ausgebildet. Am Abend des 8. hat also zweifelsohne das Gebiet zwischen 50° bis 65° N. Br. und 0° bis 30° E. G. Polarluft, die im Zusammensinken begriffen ist. Das Zentrum eines seit dem 6. von W langsam heranrückenden Hochs lag am Abend des 8. über W-England. Dieses Hoch ist mit ziemlich großer Wahrscheinlichkeit von einem Kälteausbruche von Labrador während des 2. und 3. wenigstens bedingt, vielleicht auch aufgebaut. (Siehe Aufstieg 15). Noch am Morgen des 9. herrscht eine nordwestliche Strömung über Südsandinavien (Piloten von Aas, Östersund, Stockholm, Malmslätt), die sicher Polarluft führt. Über Nordwest-Deutschland hat man eine mächtige nördliche Strömung (Großborstel bis 6000 m). Königsberg hat bis 2000 m nördliche Winde. Lindenberg meldet Abgleitfläche. Das obenerwähnte Gebiet hat also noch Polarluft. Während des 9. wandert nun das Zentrum des obenerwähnten, von Westen gekommenen Hochs von E-England nach dem westlichen Deutschland. Die nördliche Strömung über der Nordsee und Dänemark hört dadurch am Spätabend des 9. auf, um in eine SW-liche und allmählich SSW-liche überzugehen, während das Zentrum des Hochs im Laufe der Nacht zum 11. weiter ostwärts nach Ostpreußen wandert. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, daß die Luft während des Aufstieges am 11. *alte maritime Polarluft* ist. Sie kommt bestimmt von der Nordseite des mehrmals erwähnten, von W eingewanderten Hochs, was von großer Bedeutung ist, da nach dessen Passage Lympne den 9. 20^h bedeutend höhere Temperaturen als vor einem Tage meldet und ebenfalls Lindenberg nach der Passage spät am 10. in den unteren 2000 m große Temperatursteigerung gibt.

Noch eine Stütze gibt ΔT_0 , indem am 10. 08^h das dänische Feuerschiff Horns Rev, 120 km ESE vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = 0^\circ.2$ C meldet, und gleichzeitig der Wind von NW auf SW dreht. Ferner meldet der Dampfer »Leda« am 10. 14^h auf 58° 8' N. Br., 3° 6' E. G., 250 km im NW vom betreffenden Trajektorienpunkte, $\Delta T_0 = -1^\circ.0$ C, am 10. 08^h, ebenfalls 250 km im NW, auf 57° 6' N. Br., 2° 4' E. G., $\Delta T_0 = -1^\circ.7$ C.

Die Trajektorie hat weder am 11. noch am 10. ein Regengebiet berührt. Auch das Quellengebiet hat am 9. keinen Niederschlag gehabt.

Die Insolation der Trajektorie entlang war bei Passagen von degenerierten Okklusionsschwänzen am 11. mäßig, am 10. wahrscheinlich nur schwach, am 9. im Quellengebiet mäßig.

Die Konvektion war während des 11. mäßig, obwohl C gemeldet wird, aber nur in Verbindung mit Schichtwolken. Am 9. und 10. ist wahrscheinlich etwas Konvektion vorgekommen, da $\Delta T_0 < 0$ war und der schwedische Dampfer »Saga« im Quellengebiet 08^h und 14^h C meldet.

Zur Beurteilung der Homogenität hat man am 11. den Pilot von Kjeller 09^h und den Wolkenzug. Bis ca. 400 m hat man eine SW-liche Strömung, dann bis 1200 m eine von WzS, darüber bis wenigstens 3200 m eine WSW-liche. Der Geschwindigkeitssprung

in 1200 m fiel mit einer Wolkendecke von SC-Cf die von WzS trieb, zusammen. Es sind deshalb die Schichten zwischen etwa 500 m und 1200 m der Trajektorie zuzuordnen, während die unteren 500 m ihre Quelle östlich der Trajektorie haben werden. Bei der eindeutigen Situation dürften auch wenigstens ein paar Tausend Meter der Schichten oberhalb 1200 m der Trajektorie zugeordnet werden können, da sie dieselbe Lebensgeschichte vom 9. bis 11. haben.

Für das mögliche Quellengebiet der unteren Schichten gilt während des 10., daß daselbst etwas mehr Insolation als der Trajektorie entlang vorgekommen sein dürfte, vielleicht auch etwas mehr Konvektion, da es wahrscheinlich ist, daß sich die unteren Schichten auch über Land bewegt haben.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: In den unteren Schichten nicht besonders hoch, da man dort sich ausbreitende alte Polarluft hat, die lange nicht von Regen durchfeuchtet wurde; in höheren Schichten hoch, da man ja dort Wolken hat; in noch höheren Schichten wahrscheinlich niedrige Feuchtigkeit, da diese aus alter Polarluft aufgebaut sind, die lange Zeit Schrumpfung ausgesetzt war.

Spezifische Feuchtigkeit: Durchgehend niedrig, da in der alten Polarluft, die sich früher nur eine kurze Strecke über Meeresflächen bewegte, während der letzten Tage keine stärkere Konvektion stattgefunden hat.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten niedrig aus denselben Gründen; dasselbe gilt wohl für die Schichten oberhalb 1200 m.

Temperaturgradient: In den unteren Schichten groß, da dort während des 11. sicher genügend Konvektion vorgekommen ist; in den höheren Schichten kleiner aus denselben Gründen wie oben bei spezifischer Feuchtigkeit; in noch höheren Schichten klein, da da man sich schon lange ausbreitende Polarluft hat.

Vergleich:

Die Temperatur in 2500 m Höhe ist zu hoch, was mit dem Auftreten zweier Abgleitflächen, einer in 1700 m und einer in 2200 m, zusammenhängen dürfte.

Nr. 16. Karte 23.

Die Trajektorie ist ohne Schwierigkeiten bis zum 11. 08^h zu ziehen. Vor diesem Zeitpunkte ist der Gradient so klein, daß man nur sagen kann, daß die Trajektorie nach SE fortsetzt. Am 11. 08^h hat man übrigens eine gute Kontrolle des geostrophischen Windes in einem Piloten von Großborstel. Die Übereinstimmung ist vorzüglich.

Die Quelle ist die linke Flanke des großen Hochdruckgebietes, das über Deutschland und Südkandinavien lagert, und dessen Aufbau schon besprochen wurde (siehe Nr. 15 und Aufstieg Nr. 15).

Für ΔT_0 hat man drei Bestimmungen im Kattegat, die erste vom Schultz Grund Feuerschiff am 11. 20^h, etwa 60 km östlich vom betreffenden Trajektorienpunkte, mit $0^{\circ}.8 \text{ C} \leq \Delta T_0 \leq 1^{\circ}.1 \text{ C}$; die zweite vom Læsø Rende Feuerschiff am 11. 24^h, gerade in der Trajektorie, mit $0^{\circ}.8 \text{ C} \leq \Delta T_0 \leq 1^{\circ}.3 \text{ C}$; die dritte ebenfalls vom 11. 24^h, vom Skagens Rev Feuerschiff, etwa 50 km östlich vom betreffenden Trajektorienpunkte, mit $0^{\circ}.6 \text{ C} \leq \Delta T_0 \leq 0^{\circ}.7 \text{ C}$. Alle drei geben also Tropikluftmerkmal.

In diesem Falle ist es sehr schwierig zu sagen, wie man eigentlich die Luft nennen sollte. Vor der Passage des mehrmals erwähnten westlichen Hochs war es zweifellos alte Polarluft. Das Hochdruckgebiet hat aber entschieden Temperaturveränderungen gebracht. Es wurde schon bei Nr. 15 erwähnt, daß dies der Fall in S-England war. In Lindenberg hat man dieselbe Erscheinung wenigstens in den Schichten zwischen 500 m und 2000 m, da bei der Passage des Hochs die Temperatur um ca. 5° steigt. Ob man aber von einer Zufuhr von Tropikluft deshalb sprechen darf, kann nicht entschieden

werden. Ebensovohl könnte die Erwärmung als ein Kompressionseffekt erklärt werden. Jedenfalls dürfte die Luft wenigstens in den höheren Schichten *Tropiklufteigenschaften* haben.

Die Trajektorie passiert am 11. kein Regengebiet, und im Quellengebiet fällt am 10. kein Niederschlag.

Die Insolation der Trajektorie entlang war am 11. mäßig, am 10. im Quellengebiet auch mäßig.

Die Konvektion war am 11. mäßig bis ziemlich stark, da C und etwas CN gemeldet wurde, während des 10. im Quellengebiet mäßig, da dort etwas C gemeldet wurde.

Das Material zur Beurteilung der Homogenität ist nur spärlich, da am 12. der FS-FC in 500 m Höhe und der starke Dunst es unmöglich machten, den Pilotballon höher als 500 m zu verfolgen. Der Zug sowohl des FS-FC in 500 m wie des SC-Cf in 2250 m ist aber der gleiche und zwar SzW, langsam, was mit dem Gradienten vorzüglich übereinstimmt. Man kann deshalb annehmen, daß die Trajektorie die Schichten von 500 m bis ungefähr 2500 m repräsentiert. Eine Kontrolle gibt der Pilot von Großborstel am 11. 08^h, etwa 75 km westlich vom betreffenden Trajektorienpunkte. Dort hat man von 500 m bis 2500 m Strömung zwischen SEzS und SSE mit 7 bis 9 m/sec Geschwindigkeit, was mit dem geostrophischen Winde, SSE 7 m/sec, sehr gut zusammenpaßt. Oberhalb 2500 m dreht der Wind über S bis auf WSW in 5000 m.

Die Lebensgeschichte der unteren Schichten ist wesentlich dieselbe wie die oben skizzierte.

Ein Divergenzgebiet in Form eines flachen Hochdruckkeiles liegt über dem Aufstiegsorte und dessen Umgebung.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: Ziemlich niedrig, da Schrumpfung wahrscheinlich ist.

Spezifische Feuchtigkeit: Sowohl in den unteren wie in den höheren Schichten über dem Mittel, da die Luft, wenn sie sehr alte Polarluft ist, lange Möglichkeit hatte, Feuchtigkeit von unten konvektiv zu bekommen, und wenn sie Tropikluft ist, hohe Feuchtigkeit als Merkmal haben sollte.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten über dem Mittel aus den Gründen, die oben bei Besprechung der Quelle erwähnt wurden.

Temperaturgradient: In den unteren Schichten ziemlich groß, da die Konvektion während der letzten Zeit ziemlich stark war; in den höheren Schichten nicht besonders groß, da, wenn man sehr alte Polarluft hat, dieselbe stark geschrumpft sein dürfte; wenn man alte Tropikluft hat, dieselbe sowieso einen kleinen Gradienten haben sollte.

Vergleich: Die relative Feuchtigkeit ist viel höher als erwartet.

Der Temperaturgradient ist in den unteren Schichten zu klein.

In diesem Falle hat man einen Aufstieg in Rostock, am 11. 07^h, der einen quantitativen Vergleich erlaubt. Die potentielle Temperatur ist in 500 m 19°.9, in 1000 m 20°.7. Die entsprechenden Zahlen von Gardermoen sind in 500 m 17°.8, in 1000 m 20°.7. Die Zahlen von 500 m sind wohl kaum zu vergleichen, da die Quelle der unteren Schichten östlich der Trajektorie zu suchen war; für 1000 m dürfte aber ein Vergleich möglich sein. Wenn man annimmt, daß sich die Luft adiabatisch in 1000 m von Rostock nach Gardermoen bewegt hätte, würde dadurch bei der in 1000 m bestehenden Druckdifferenz die Abkühlung 0°.7 betragen. Es scheint demnach, wenn man die Fehlergrenzen in Betracht zieht, daß die potentielle Temperatur angenähert unverändert sei.

Nr. 17. Karte 23.

Die Trajektorie hat ein etwas unsicheres Stück zwischen dem 12. 08^h und 11. 19^h, wo über dem Sunde und Schonen ein kleiner Hochdruckkeil liegt, der eine nach Westen etwas gekrümmte Trajektorie bedingen würde. Wahrscheinlich ist dieser Keil wesentlich

ein Staukeil, was seine Wirkung nur auf die untersten Schichten beschränken würde. Wegen Mangel an Piloten wurde das Druckfeld jedoch als durchgehend repräsentativ angenommen. Wenn man den Hochdruckkeil nicht berücksichtigt, bekommt man eine Trajektorie, die am 11. 08^h etwa 130 km ESE-lich von der hier als die wahrscheinlichste gezeichneten endet. Bei der Situation spielt dies keine Rolle. Am 11. 08^h hat man eine Kontrolle des geostrophischen Windes im Pilot von Lindenberg 08^h, welcher zeigt, daß der geostrophische Wind bis wenigstens 1500 m repräsentativ ist. Vor dem 11. 08^h kann die Trajektorie nicht weiter gezogen werden, da der Gradient zu klein wird. Die Quelle ist also das schon mehrmals besprochene (Nr. 15 und 16) große Hochdruckgebiet über Deutschland, das nach der Passage des von W eingewanderten Zentrums in früher beschriebener Weise (Nr. 16) verändert war.

Es ist deshalb anzunehmen, daß die Luft *Tropikluft-eigenschaften* hat (siehe Nr. 16), obgleich die frühere Lebensgeschichte nicht bekannt ist.

Seit dem 11. 08^h hat die Trajektorie sicher kein Regengebiet berührt, auch während des 10. ist Niederschlag im Quellengebiet sicher nicht gefallen.

Die Insolation der Trajektorie entlang war während des 11. und 12. mäßig.

Die Konvektion war am 12. mäßig bei Vorkommen von SC-Cf oder etwas C zusammen mit ziemlich viel Schichtwolken, während des 11. wohl mäßig, obgleich nur wenig C gemeldet wird, da die Insolation eher über, als unter mäßig war; vermutlich hat die Konvektion nicht das Kondensationsniveau der wahrscheinlich sehr trockenen Luft erreicht.

Zur Beurteilung der Homogenität der Strömung liegen nur Wolkenbeobachtungen vor. Der SC in 1700 m treibt langsam von SSE, ebenso die C-Protuberanzen und C-Köpfe in 2400 m, während es am Boden ganz still ist. Man darf deshalb annehmen, daß der geostrophische Wind — SSE 20 km/St — für die Schichten zwischen etwa 500 m und 2500 m repräsentativ ist. Da die Rauchfahne eines Flugzeuges in ca. 200 m sehr langsam von SE trieb, ist man berechtigt, die Quelle der unteren Schichten östlich der Trajektorie zu suchen.

Während der letzten 30 Stunden ist die Lebensgeschichte der unteren Schichten nur insofern von der oben skizzierten verschieden, daß die Insolation etwas stärker gewesen ist, und wahrscheinlich dabei auch die Konvektion, um so mehr, da die Landschaft im Quellengebiet hierfür besonders günstig war.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: In den unteren Schichten nicht besonders hoch, da lange keine Durchfeuchtung durch Niederschlag vorgekommen ist, und die Luft lange über erhitzte Landflächen strich; in den höheren Schichten ziemlich hoch, da man dort viel Wolken hat.

Spezifische Feuchtigkeit: Durchgehend über dem Mittel, da die Luft *Tropikluft-eigenschaften* hat.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten sollte sie, da die Luft *Tropik-eigenschaften* hat, über dem Mittel sein. Der ziemlich kleine Temperaturgradient am selben Morgen, der eben für *Tropikluft* typisch ist, könnte aber, wenn die Konvektion sich genügend hoch hinaufgearbeitet hat, dem trockenadiabatischen Platz gegeben haben, was eine ziemlich niedrige Temperatur geben würde. Die letztere Möglichkeit ist die wahrscheinlichere, da im Quellengebiet hohe Wolkenbasis der C gemeldet wird.

Temperaturgradient: In den unteren Schichten groß, da dort genügend starke Konvektion während der letzten Tage vorgekommen ist; in den höheren Schichten wahrscheinlich auch groß, da, wie oben auseinandergesetzt, die Konvektion wahrscheinlich hoch hinauf gereicht hat.

Vergleich:

Die spezifische Feuchtigkeit ist in den unteren Schichten etwas zu niedrig, was wohl so zu erklären ist, daß die unteren Schichten durch die Konvektion nach oben Feuchtigkeit abgaben.

Auch in diesem Falle kennt man die potentiellen Temperaturen im Quellengebiet und kann eine quantitative Abschätzung der Einflüsse von den unterwegs wirkenden Faktoren wagen:

	Lindenberg	Gardermoen	Gardermoen—Lindenberg
1000 m	19°.0	20°.6	1°.6
1500 -	19°.5	20°.6	1°.1
2000 -	20°.3	20°.7	0°.4
2500 -	26°.0	22°.9	— 3°.1
3000 -	29°.0	27°.9	— 1°.1

In den Schichten bis 2500 ist sicher die Konvektion unterwegs wirksam gewesen, und hat den zwar nicht besonders kleinen, aber jedoch nicht trockenadiabatischen Gradienten bis 2000 m des Quellengebietes, in einen trockenadiabatischen verwandelt. In 2500 m ist eine unverkennbare, sicher auch auf die Konvektion zurückzuführende Erniedrigung der potentiellen Temperatur zu verzeichnen. Dagegen findet man in 3000 m, wohin die Konvektion soeben angelangt ist, eine verblüffend gute Übereinstimmung innerhalb der Fehlergrenzen, besonders wenn man berücksichtigt, daß der Druckveränderung in 3000 m Höhe, zwischen dem Quellengebiet und dem Aufstiegsorte, eine adiabatische Abkühlung von 1°.0 C entspricht.

Malmslätt in Schweden hat beim Aufstiege um 10^h gleichartige Verhältnisse wie Gardermoen, indem vom Boden (115 m) bis 2400 m ein potentieller Gradient von 0°.24 herrscht, zwischen 2400 m und 3600 m einer von 0°.65 bei kleiner relativer Feuchtigkeit von 43—51 0/0.

Nr. 18. Karte 23.

Zwischen dem 12. 19^h und 13. 08^h hat man dieselbe Erscheinung, die schon bei Nr. 17 besprochen wurde, über dem südlichen Schweden. Die dort angeführten Bemerkungen gelten auch hier. Eine Kontrolle hat man im Pilot von Warschau am 12. 08^h, dessen Windwerte in 1000 m und 1500 m mit dem geostrophischen Winde vollständig übereinstimmen.

Die Quelle ist die linke Flanke des schon mehrmals erwähnten Hochdruckgebietes über dem südlichen Polen.

Die Luft wird daher nach den Ergebnissen Nr. 16 und 17 wahrscheinlich *Tropikluft*eigenschaften haben.

Die Trajektorie berührt seit ungefähr 2 Stunden vor dem Aufstiege ein schwaches Regengebiet. Während des 12. passiert sie kein Niederschlagsgebiet.

Die Insolation der Trajektorie entlang ist am 13. schwach, am 12. stark.

Die Konvektion ist während des 13. bei der schwachen Insolation und der ganzen Lage überhaupt schwach, am 12. mäßig bei der mäßigen Insolation, und da wenig C gemeldet wird.

Zur Beurteilung der Homogenität der Strömung hat man den Pilot von 08^h. Bis 500 m hat man eine E-Strömung, bis 1000 m eine von SE, darüber eine von SSE bis etwa 2500 m. Dann dreht der Höhenwind langsam nach S, so daß bei 3300 m die Strömung aus SzE kommt. Der AS, in dem der Ballon verschwand, trieb ziemlich schnell von S. Man hat also eine untere Schicht bis ungefähr 500 m, dessen Quelle östlich der Trajektorie zu suchen ist, während die Schichten zwischen etwa 500 m und 1000 m der Trajektorie zuzuordnen sind.

Die Lebensgeschichte der unteren Schichten während der letzten 30 Stunden ist dieselbe wie die oben skizzierte.

Es ist demnach zu erwarten:

Spezifische Feuchtigkeit: Durchgehend hoch, da die Luft Tropikluftigenschaften in der Quelle hatte, und keine großen Mengen von Feuchtigkeit als Regen ausgefallen sein können.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten hoch, da diese Tropikluftigenschaften haben.

Temperaturgradient: Da die Konvektion am 12. nur mäßig war und die Luft Tropikluftigenschaften hat, sollte man einen nicht besonders großen Gradienten erwarten.

Vergleich:

Alles stimmt.

Nr. 19. Karte 23.

Die Trajektorie hat folgende unsicheren Stücke:

Früh morgens am 14., wo der Gradient sehr klein ist. Hier hat man aber teils den Pilot, teils den Wolkenzug, die beide dieselbe Geschwindigkeit geben, und zwar S 15 km/St. Zwischen dem 13. 19^h und dem 13. 08^h. In diesem Zeitraume ist das Druckfeld in dem berührten Gebiete ziemlich unregelmäßig. Man hat aber einen Beleg für die angenommene Geschwindigkeit in der bekannten Zuggeschwindigkeit einer alten retournierenden Okklusion (41 C), die sich lange unweit vor der in Frage kommenden Luftmasse bewegt. Vor dem 10. 14^h liegen nur sehr spärliche Schiffsmeldungen vor, so daß vor dem 10. 02^h nur schätzungsweise die Bewegung bestimmt werden kann. Das Druckfeld während des 8. und 9. deutet mit hoher Wahrscheinlichkeit darauf hin, daß die Trajektorie nach Labrador läuft. Ein kleiner Kälteausbruch westlich von Grönland fand während dieser Tage statt. In den Piloten von SE-England während des 12. hat man eine sehr gute Kontrolle der Trajektorie. Es stellt sich heraus, daß die Trajektorie zwischen etwa 800 m und 2500 m dort repräsentativ ist.

Zur Bestimmung von ΔT_0 liegen viele Dampfermeldungen vor:

»Balder«, 13. 08^h, auf 56°.2 N. Br., 8°.2 E. G., 250 km im W, $\Delta T_0 = -0°.3$ C, also Polarluftmerkmal. »Aquitania«, 11. 14^h, auf 49°.2 N. Br., 13°.2 W. G., 200 km in SzW, $\Delta T_0 = 4°$ F, also Tropikluftmerkmal. »Celtic«, 11. 08^h, auf 50°.3 N. Br., 16°.3 W. G., 200 km im S, $\Delta T_0 = -2°$ F, also Polarluftmerkmal. »Scythia«, 11. 08^h, auf 50°.3 N. Br., 15°.9 W. G., 200 km in SzE, $\Delta T_0 = -2°$ F, also Polarluftmerkmal. Mit Ausnahme des Berichtes von »Aquitania«, die wohl in diesem Falle so weit südlich liegt, daß sie nicht der Trajektorie zuzuordnen ist, hat man also durchgehend Polarluftmerkmale, was auch zu der Situation paßt.

Es handelt sich also um *alte maritime Polarluft*.

Am 13. abends berührte die Trajektorie ein schwaches Regengebiet (ca. 1 mm in 1 Stunde), ebenfalls wahrscheinlich auch am Morgen desselben Tages. Am 12. durchquert sie ein Gebiet schwachen Schauerregens.

Die Insolation war am 12. und 13. schwach.

Die Konvektion war am 13. bei kleiner Insolation und keinen Meldungen von CN oder C schwach, während des 12. stark, da viel CN gemeldet wird.

Zur Beurteilung der Homogenität der Strömung hat man den Pilot bis 750 m, wo er in FS verschwand, und den Wolkenzug. In den unteren Schichten bis ca. 750 m hat man eine Strömung, die von SSE kommt. Der FS in 750 m treibt langsam von S, der SC in 900 m ebenfalls von S. Die C-Türme, die während des Aufstieges bis etwa 2000 m aufschossen, trieben dabei auch angenähert von S. Man darf deshalb annehmen, daß die Trajektorie bis ca. 2000 m Höhe repräsentativ ist.

Die Quelle der unteren Schichten bis ungefähr 750 m ist also während der letzten 24 Stunden, da die Geschwindigkeiten klein sind, nicht sehr weit von der Trajektorie entfernt zu suchen.

Die Lebensgeschichte dieser unteren Schichten ist während der letzten 24 Stunden nicht wesentlich verschieden von der oben skizzierten.

Der Aufstiegsort liegt während des ganzen Tages in einem Divergenzgebiete im Druckfelde.

Es ist demnach zu erwarten:

Relative Feuchtigkeit: In den unteren Schichten hoch, da diese kürzlich von Regen und Nebel durchfeuchtet wurden; in den höheren Schichten niedrig, da man dort sich ausbreitende alte Polarluft hat.

Spezifische Feuchtigkeit: Sollte durchgehend etwas über dem Mittel sein, da man alte Polarluft hat, die lange über Meeresoberflächen strich, und weil in derselben starke Konvektion in den letzten Tagen vorgekommen ist.

Potentielle Temperatur: In den höheren Schichten über dem Mittel aus denselben Gründen wie eben bei spezifischer Feuchtigkeit angegeben.

Temperaturgradient: In den unteren Schichten nahe dem feuchtadiabatischen, da die während des Nebels in der Nacht wahrscheinlich ausgebildete niedrige Inversion bei der beginnenden Konvektion zerstört wird; in den höheren Schichten, wegen der Konvektion der letzten Tage, teils groß, teils klein, da in der schrumpfenden, alten Polarluft die Bildung von Abgleitflächen und Inversionen nicht unwahrscheinlich ist.

Vergleich:

Alles stimmt.

In diesem Falle hat man die Möglichkeit auch eine quantitative Abschätzung der unterwegs einwirkenden Faktoren auszuführen, da von Lympne ein Aufstieg vom 12. 20^h vorliegt, der etwa 6 Stunden nach der Passage der auf Gardermoen durchschnittenen Luftmasse ausgeführt wurde. Es handelt sich also bei Lympne um ein Masse, die sicher nicht identisch mit der auf Gardermoen ist. Jedoch gehören beide Luftmassen mit großer Wahrscheinlichkeit zu demselben Kälteausbruche, und ihre gegenseitige Entfernung ist bei dem erwähnten englischen Aufstiege nur ca. 250 km, so daß ein Vergleich berechtigt erscheint.

Man bekommt folgende Zahlen zwischen 1500 m und 3000 m — niedrigere Schichten sind als nicht vergleichbar ausgeschlossen:

	Lympne		Gardermoen		Gardermoen—Lympne	
3000 m	29° 5	3.0	29° 6	3.1	0° 1	0.1
2500 -	26° 3	3.8	27° 3	4.2	1° 0	0.4
2000 -	23° 6	5.0	24° 5	4.9	0° 9	— 0.1
1500 -	22° 1	5.6	22° 7	5.6	0° 6	0.0

(Potentielle Temperatur; spezifische Feuchtigkeit).

In dem Zeitraume zwischen den zwei Aufstiegen ist nicht viel Konvektion und sehr wenig Regen in den Luftmassen vorgekommen. Hierbei entsprechen den Druckdifferenzen in den verschiedenen Höhen folgende adiabatischen Temperaturänderungen unterwegs:

In 3000 m	+ 0° 4
- 2500 -	+ 0° 1
- 2000 -	+ 0° 1
- 1500 -	+ 0° 1

Obenstehende Zahlen geben also eine Annäherung der Größenordnung der Veränderung der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchtigkeit in alter Polarluft in der Höhe in ca. 36 Stunden. Erst von ca. 3000 m an sollte man keine wesentliche Veränderungen erwarten können. Dies stimmt mit dem Befunde bei Nr. 17.

3. Schlußfolgerungen.

In den meisten Fällen ließen sich die zu erwartenden Größenordnungen von relativer und spezifischer Feuchtigkeit, potentieller Temperatur und vertikalem Temperaturgradienten zwanglos aus der Lebensgeschichte ableiten, obgleich das Material zur Beurteilung der zwischen Quelle und Aufstiegsort wirkenden Einflüsse spärlich war.

Für die Temperatur, und teilweise auch für die spezifische Feuchtigkeit wird jedoch die Gültigkeit der Resultate durch folgende Umstände stark beschränkt, oder sogar illusorisch. Erstens sind die charakteristischen Werte in der Quelle und die Sommermittel auf Kjeller wie schon bemerkt, sehr unvollständig bekannt. Zweitens muß eine tägliche Periode vorkommen, über deren Amplituden und Phasenzeiten Näheres nicht bekannt ist. Die neuen Lindenberger Untersuchungen von Hergesell¹ und Reger² geben Werte, die der Größenordnung nach wohl auch für Ostnorwegen gelten dürften. Nur die Abweichungen von den Mitteln, die bei der Temperatur für die Schichten oberhalb 1000 m $> 1^{\circ}.0$ sind, dürften deshalb als eventuell nicht nur von der täglichen Periode herrührend angesehen werden. Bei der spezifischen Feuchtigkeit dürfte die Grenze etwa 1.0 gr/kg unterhalb 500 m, und 0.2 gr/kg zwischen 500 m und 3000 m sein.

Hierdurch kommen bei der Temperatur überhaupt nur die ganz typischen Fälle (z. B. Nr. 6, 13 und 14) in Betracht, wo die Prognose sowieso auf Fronten und deren Bewegungen basiert werden kann. Die aperiodischen Temperaturschwankungen von Tag zu Tag sind also so klein gewesen, daß sie in der Regel gegen diejenigen der täglichen Periode zurücktreten.

Da die den Trajektorien zuzuordnenden Schichten in den meisten Fällen ziemlich dünn waren, gilt das eben gesagte indessen vorläufig nur für die Schichten zwischen dem Erdboden und etwa 2000 m. Es ist wahrscheinlich, daß die Temperaturen der Schichten von etwa 3000 m an aufwärts die für die Quelle charakteristischen Werte längere Zeit als diejenigen der bodennäheren beibehalten werden. Anzeichen dafür finden sich bei Nr. 2 (Tropikluft) und Nr. 8, 11, und 13 bis 15 (Polarluft). Es ist in diesem Zusammenhange eine äußerst wichtige Aufgabe, festzustellen, wie rasch sich die Temperatur der Polarluft in den höheren Schichten bei verschiedenen typischen Trajektorien während des Sommerhalbjahres verändert. Starke Konvektion durch sehr mächtige Schichten wird ja durch Kälte in der Höhe begünstigt und dagegen gehemmt bei Wärme in der Höhe. Bei der Tropikluft ist a priori anzunehmen, daß die Temperaturveränderungen in höheren Schichten auch im Sommer, unter der Voraussetzung, daß sie nicht als Warmsektor in der Höhe auftritt, klein sind.

Bei der spezifischen Feuchtigkeit brauchen bei weitem nicht so viele Fälle wie bei der Temperatur als zweideutig ausgeschlossen werden, da die aperiodischen Schwankungen den periodischen überlegen sind.

Sowohl die relative Feuchtigkeit wie der vertikale Temperaturgradient haben auch wohlbekannte typische tägliche Perioden, die mit der Insolation parallel gehen. Auf diese wurde bei allen Erklärungsversuchen Rücksicht genommen.

Ein Teil der Unstimmigkeiten zwischen den »Prognosen« und den tatsächlich gefundenen Resultaten kann natürlich von den Fehlern in den Trajektorien herrühren und zwar besonders von der Unsicherheit in der Bestimmung der Höhengrenzen von den Schichten, die durch die Trajektorien repräsentiert werden. Außerdem geben in der Regel

¹ H. Hergesell, Der tägliche Gang der Temperatur in der freien Atmosphäre über Lindenberg. Arbeiten des Preuß. Aeronaut. Observatoriums XIV, p. 1.

² J. Reger, Der tägliche Gang der Feuchtigkeit über Lindenberg. Arbeiten des Preuß. Aeronaut. Observatoriums XIV, p. 44.

die Trajektorien nur Auskunft über die Verhältnisse in Schichten, die für die Entwicklung von untergeordneter Bedeutung sind, oder von allzu geringer Mächtigkeit sind, um die Verhältnisse quantitativ richtig fassen zu können.

Die Mehrdeutigkeit der Trajektorien ist dagegen viel seltener als man eigentlich erwarten sollte.

Die Zeitspanne vom Verlassen des Quellengebietes bis zur Ankunft der Luft an den Aufstiegsort ist typisch groß für die Jahreszeit und etwas verhängnisvoll für die Versuche, die übliche Terminologie (pag. 55) konsequent durchzuführen, da erstens die Gegensätze zwischen Tropikluft und Polarluft in der Quelle im Sommer klein sein müssen, zweitens die unterwegs wirksamen Faktoren besonders über den Landflächen, die Werte der hier in Frage kommenden Elemente effektiv verändern. Dies ist der Fall bei Nr. 3, 6, 12 und 15 bis 17, und die oben erwähnte Tatsache, daß die Temperatur nur in den ganz typischen Fällen als »konservatives« Luftmassenmerkmal auftritt, ist von denselben Ursachen bedingt.

Eine Schwierigkeit, die sich überall bei dem Aufstellen der »Prognosen« geltend machte und sämtlichen Erklärungsversuchen im Grunde genommen einen nur qualitativen Charakter verleiht, war die mangelnde Kenntnis der Größenordnungen der Veränderungen in Feuchtigkeit, Temperatur und Temperaturgradient, die von Insolation, Konvektion usw. verschiedener Größenordnungen verursacht wurden.

Alle diese Einwände treffen jedoch in erster Reihe das Material, nicht die Methode. Die Voraussetzungen, das Problem einigermaßen vollständig quantitativ zu lösen, sind ferner auch nur teilweise da. Die Untersuchung gibt jedoch die Möglichkeit, das wichtigste, zuerst zu lösende Problem zu formulieren. Es gilt die auf pag. 60 ff. nur angenähert und versuchsweise aufgestellten Beziehungen zwischen Bodenbeobachtungen einerseits und Insolation, Konvektion, Hebung, Schrumpfung usw., sowie die durch diese Prozesse hervorgerufenen Veränderungen von Feuchtigkeit und Temperatur in der freien Atmosphäre andererseits quantitativ und in übersichtlicher Weise aufzustellen.

Dies ist ein Riesenproblem und es ist eine offene Frage, ob es überhaupt oder wenigstens so gelöst werden kann, daß die Lösung praktisch verwendbar wird. Schon die knapp gehaltene Diskussion der Einzelfälle oben zeigt einigermaßen die Fülle von Beobachtungsmaterial, aus der zuerst das wesentliche extrahiert werden muß, und die vielen zusammenwirkenden Faktoren von wesentlicher Bedeutung, die gegeneinander abgewogen werden müssen. Es ist dies eine Aufgabe, die soviel Zeit in Anspruch nimmt, daß sie die Anwendung der Methode ohne Vereinfachungen in der Praxis unmöglich macht.

Nicht nur für praktische Zwecke, sondern auch bei mehr theoretisch angelegten Untersuchungen empfiehlt es sich also, vorläufig eine vereinfachte Methode zu versuchen und zwar die folgende. Feuchtigkeit und vertikaler Temperaturgradient (eventuell die Stabilität) einer Luftmasse im Prognosenbezirk werden als Funktionen nur von der Quelle und einer typischen Gradienttrajektorie aufgefaßt, und es wird versucht, einesteils eine kleinstmögliche Anzahl von typischen Trajektorien zwischen Quelle und Prognosenbezirk, andernteils die für jede typische Trajektorie charakteristischen Werte von Feuchtigkeit und vertikalem Temperaturgradienten im Prognosenbezirke zu finden. Es sei hier bemerkt, daß es zweckmäßig sein dürfte, nicht nur mit der polaren und der subtropischen Quelle zu rechnen, sondern auch mit anderen, z. B. »dynamischen Hochs«. Dadurch werden die Trajektorien kürzer und zuverlässiger.

Dies dürfte die einfachst mögliche Form der oben ausführlich behandelten Methode sein. Ihrer Natur nach fordert diese Methode ein großes Material. Jedoch hat sie den Vorteil, daß aerologisches Material nur von einem einzigen Orte erforderlich ist. Eine Differenzierung der Methode kann bei größerem Materiale unter Heranziehung von Bodenbeobachtungen dadurch geschehen, daß die typischen Trajektorien in Beziehung zu Monat und Druckfeld gesetzt werden.

Einen äußerst wichtigen Ausbau dieser einfachen Methode würde die Verknüpfung von dem aerologischen Materiale mit solchem von der Quelle selbst bedeuten. Es würde dies die heiß ersehnte Errichtung einigermaßen permanent arbeitender, aerologischer Stationen in der Arktis und im subtropischen Hochdruckgebiete des Atlantischen Ozeans notwendig machen, was wohl jedoch noch lange nur »*pia desideria*« sein wird.

Wie schon früher hervorgehoben (pag. 53), wird die eben beschriebene vereinfachte Methode implizite in der Frontenprognostik benutzt. Die aerologischen Aufstiege werden dabei einigermaßen durch Wolkenbeobachtungen ersetzt. Es ist eine natürliche und logische Entwicklung der Frontologie, die Niederschlags- und Wolkengebiete der lokalen Schauer, ihre Bewegungen und Verwandlungen zu verfolgen. Hierbei hätte man noch den Vorteil, daß die Verhältnisse für ziemlich große Gebiete organisch zusammengefaßt und überblickt werden könnten. Notwendige Bedingungen für die Anwendbarkeit einer solchen Methode sind erstens, daß die Wolken- und Niederschlagsgebiete wohl und leicht abgegrenzt, zweitens, daß sie in Zeit und Raum sicher verfolgt werden können; drittens, daß sie so große räumliche Ausdehnung haben, daß das Stationsnetz nicht unverhältnismäßig dicht sein muß, um die Verfolgung der Gebiete zu erlauben.

Von Juli 1921 ab wurde nun während des Wetterdienstes nach solchen Merkmalen im Auftreten der Sommerschauer gesucht, die für Fronten typisch sind. Es stellte sich sogleich heraus, daß ein Zusammenhang zwischen Frontresten und Schauern bestand, aber auch, daß Schauern oft ohne nachweisbare Frontreste auftraten. Die Erfahrungen der Jahre 1921 bis 24 machen es wahrscheinlich, daß man eine vollständige Serie von Schauersituationen aufstellen kann, wo Fronten aller Stärkegrade vorkommen, von den kräftigsten Kaltfronten des Winters, wo die Front sicher die Ursache der Schauer ist, über schlecht definierte Okklusionen, die besonders im Spätsommer Liniengewitter geben, bis zu ca. 100 km langen Frontreststücken von Okklusions- oder Kaltfrontnatur, bei deren Passage an lokal begünstigten Orten Schauer fallen, und wo die Front wahrscheinlich energetisch eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Mit einem noch dichteren Netze würde man wahrscheinlich den Zusammenhang noch weiter, sozusagen »mikroskopisch«, verfolgen können, was aber keinen praktischen Wert haben würde. Dies bedeutet, daß die »lokalen Schauer«, wenigstens teilweise, eigentlich lokale Auslösungen allgemeiner Instabilität sein dürften, ein Resultat, daß in anderer Weise Cave¹ und Douglas² für England, Schereschewsky und Wehrlé³ für Frankreich gefunden haben. Praktisch prognostisch ist schon dieses Resultat von großer Bedeutung. Die Aufstiege, bei denen Frontreste mit Schauern zusammen auftraten (Nr. 5 und 7 bis 11), machen es wahrscheinlich, daß jene bei der Schauerbildung eigentlich keine Rolle in der gewöhnlichen Weise als Gleitflächen spielen. Vielmehr dürfte die Stabilität und die relative Feuchtigkeit der von der Frontfläche nach unten begrenzten höheren Schichten (meistens oberhalb 2000 m) solche Werte haben, daß die unten eingeleitete Konvektion nach Durchbrechung der Frontfläche eruptiv nach oben fortsetzt. Dies wird besonders dann der Fall sein, wenn dem Frontrest ein Kälteausbruch in der Höhe folgt, so bei Nr. 5, 8, 10 und 11. Umgekehrt wird ein Einbruch warmer Luft in der Höhe nach einem Frontreste in der Regel als Sperrschicht wirken, so bei Nr. 2, 9 und 12. Die Frontreste haben in diesen Fällen eine große prognostische Bedeutung, dadurch, daß sie das leichte Verfolgen einer ganzen *Schar* von Trajektorien der höheren Luftschichten ermöglichen, und zwar nur durch Verfolgung des Frontrestes. Es wurde oben erwähnt, daß die Temperatur — und wahrscheinlich auch die Feuchtigkeit — in den Schichten von etwa 2500 oder 3000 m an aufwärts

¹ C. Cave, Winter Thunderstorms in the British Isles. Qu. Journ. 1923, p. 51, 2.

² Oben pag. 33, Fußnote 6, vierte Abhandlung, p. 154.

³ Oben pag. 41, Fußnote 1.

einigermaßen »konservative« Luftmassenmerkmale auch im Sommer sein dürfte. Da nun die Bahnen der Frontreste auf die Trajektorien höherer Schichten schließen lassen, erlauben sie auch Schlüsse auf die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse dieser Schichten, ersetzen m. a. W. einen aerologischen Aufstieg. Da wahrscheinlich die Gradienttrajektorie dasselbe für die mittelhohen Schichten leisten wird, so vervollständigt diese Erweiterung der Frontologie in vorzüglicher Weise die oben (pag. 92) gegebene vereinfachte Methode. Kurz gefaßt wird diese so charakterisiert werden können: Suche Feuchtigkeit und Stabilität als Funktionen von der typischen Trajektorie, wobei die für die mittelhohen Schichten durch den Gradienten, die für höhere, durch die Bahnen der Frontreste bestimmt wird.

Ganz unabhängig hat A. Refsdal in Oslo eine gleiche Gedankenreihe seit 1922 synoptisch und beobachtend verfolgt und gelegentlich zweier Besuche auf Kjeller in den Sommern 1923 und 1924 seine Resultate vom Flugzeug aus nachprüfen können. Er widmete sich dann von 1923 ab wesentlich der synoptischen Untersuchung des Zusammenhanges zwischen Fronten und Schauern, während Verfasser den Prognosemethoden und den aerologischen Zusammenhängen nachging. Refsdal's Untersuchung ist in einer nicht gedruckten Arbeit »Den linjeformede anordning av lokale regn- og tordenbyger« niedergelegt.

Bei Schauern, die von solchen C und CN fallen, die ohne Beimischungen von Frontresten auftreten, wird es schwierig oder unmöglich die Identität der Gebiete zu beweisen, und das äußerst dichte telegraphisch meldende Stationsnetz, das notwendig ist, um die Entwicklung zu verfolgen, wird weder aus ökonomischen noch aus Zeitgründen praktisch verwendbar.

Daß dann unter Umständen viel mit Hilfe des Bodenwertes der absoluten Feuchtigkeit als Luftmassencharakteristikum ausgerichtet werden kann, haben Solberg und Bjerknes¹ gezeigt. Bodenwerte sind aber, wie früher bewiesen wurde, oft durchaus nicht genug.

In solchen Fällen kann aber eine feste oder bewegliche Hochstation das dichte Stationsnetz für ziemlich große Gebiete ersetzen, und die Identität der C-, CN- und Schauer-Gebiete kann, wenigstens für einen Tag, gesichert werden, vorausgesetzt, daß die Station so liegt, daß die Fernsicht nicht von nahen Wolken beschränkt wird. Im Sommer 1919 führte Bergeron CN-Peilungen vom günstig gelegenen Gipfel des Lyderhorns bei Bergen aus, die sehr viel versprachen. 1923 wurden die Versuche dann auf Kjeller vom Flugzeug aus aufgenommen und im Sommer 1924 auf zwei Linien arbeitend fortgesetzt. Es wurden dabei die C und CN am Orte und in der Umgebung minutiös beobachtet, erstens um den Zusammenhang mit der vertikalen Verteilung der meteorologischen Elemente zu untersuchen — was oben bei der Diskussion der Aufstiege geschah (pag. 64) — zweitens um eine Methode für kurzfristige Lokalprognosen zu finden, die wesentlich auf typische Formen und Umwandlungen von C und CN basieren sollte. Da typische Wolkenformen oder typische Entwicklungen von Wolkenformen auch typischen aerologischen Verhältnissen entsprechen dürften, lag der Gedanke nahe, zu versuchen, solche typischen Verhältnisse später als Ersatz aerologischer Aufstiege synoptisch von mehreren Aussichtspunkten aus, also für größere Gebiete, und mehrere Tage hindurch zu verfolgen.

Daß typische Formen und Entwicklungen existieren, unterliegt keinem Zweifel. Diese Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen, da das Material zu spärlich ist. Die bisherigen Erfahrungen über C und CN sind kurz folgende:

A. Auf starke Konvektion deuten:

1. *Massive*, die mit kleinen und kleinsten Kuppeln besetzt sind. Jene deuten auf eine Anhäufung von Kondensationsprodukten unter einer Inversion oder einer Sperrschicht, diese auf bevorstehende Durchbrechung, die dann wahrscheinlich eruptiv sein wird.

¹ Open pag. 4, Fußnote 1.

2. *Castellato-Formen*. Diese sind bekanntlich klassische Gewittervorboten. Daß sie bei großen vertikalen Temperaturgradienten auftreten, war lange angenommen; bei einem der Aufstiege (Nr. 8) stellte sich heraus, daß der Gradient sogar überadiabatisch war.
 3. *Türme*. Bei diesen ist die Auslösung schon im vollen Gange, und der Schauer wird nicht lange auf sich warten lassen.
- B. Auf Konvektion, die gehemmt ist, deuten:
1. *Protuberanzen und Pilzformen*, die auf Abtrocknung schließen lassen.
 2. *Linsenformen*, die auf absteigende Bewegung und föhnlige Abtrocknung schließen lassen.
 3. *Vereinzelte kleine rundliche C* (bei schwachem Winde) *oder zerfetzte C* (bei Wind), die trotz starker Insolation nicht wachsen, und dadurch auf wenig dampfreiche Luft und eventuell auf Verdampfung schließen lassen.

Bei dem Studium der C- und CN-Vegetation und dessen Abhängigkeit von der vertikalen Verteilung von Feuchtigkeit und Temperatur, bekommt man sehr bald den Eindruck, daß hier ein wunderbar reicher Ersatz für Sondierungen vorliegt, und daß systematische Beobachtungen von Flugzeugen und günstig gelegenen Höhenstationen in Form von Panoramagruppen bei der Diagnose von Sommersituationen von größtem Gewicht sein werden.

Für sehr kurzfristige Lokalprognosen liegen die Verhältnisse auch günstig, wenn die Beobachtung der C und CN und Messungen von deren Wachsen zur richtigen Zeit gemacht wird, und bevorzugte Auslösungspunkte (pag. 38) einigermaßen bekannt sind. Dies wird im Hochsommer zwischen etwa 06^h und 08^h der Fall sein. Nach der letzteren Stunde kann man jede Minute erwarten, daß eine eventuelle Auslösung sehr rasch geschieht. Für längere Zeit als höchstens sechs Stunden, wird man aber in dieser Weise in der Regel keine Prognose machen können. So kurzfristige Prognosen können aber unter Umständen z. B. für Flieger wertvoll sein. So wurden im Sommer 1923 zwei Prognosen auf Gewitter für sechs Stunden in dieser Weise nur auf Wolkenpanorama, vom Flugzeuge aus basierend, gemacht.

In diesem Zusammenhange sei die außerordentlich große Bedeutung von systematischen Flugzeugbeobachtungen von Wolken und Wolkenveränderungen hervorgehoben. Es würde ein äußerst wichtiger Ausbau des Arbeitsprogrammes der internationalen aerologischen Tage sein, die Aufstiege mit Flugzeugen vorzunehmen, wobei die Wolken von einem geübten Beobachter, am besten einem Meteorologen, beobachtet und photographiert werden sollten.

Als eine interessante Tatsache — eigentlich ursprünglich mehr als »Abfall« — stellte es sich während der zweiten Arbeitsperiode (Sommer 1923) heraus, daß ein aerologischer Aufstieg bis etwa 4000 m, bei dem systematische Wolkenbeobachtungen ausgeführt werden, eine ganz vorzügliche Kontrolle der Wetterkarte, besonders in etwas chaotischen Situationen ist. Wenn man nur die Landschaft genau kennt und einen guten Kompaß hat, ist ein solcher Aufstieg ein überaus wertvolles Komplement zur Diagnose der Wetterkarte. Es soll hier nicht näher darauf eingegangen werden, nur sei erwähnt, daß, als die nur nach Bodenbeobachtungen gemachten Analysen der vorliegenden Situationen mit den Notizen von den Aufstiegen verglichen wurden, beinahe alles stimmte. Um den praktischen Wert dieser Kontrollmethode nachzuprüfen, wurden während der vierten Arbeitsperiode (Horten, September 1924) versuchsweise 12-stündige Vorhersagen nach den Aufstiegsbeobachtungen ausgeführt. Die ohne Wetterkarten ausgeführten Diagnosen stimmten sehr gut mit den 24 Stunden später von Oslo kommenden Karten überein. Die Verbindung der Wetterdienststellen mit den Flughäfen wird sicher reiche Früchte

tragen, besonders wenn die Prognostiker Gelegenheit haben, kontrollierende Aufstiege bei Bedarf auszuführen.

Um zuletzt auf eine rein technische Frage etwas einzugehen, so würde es eine vorzügliche Kombination von praktischen Interessen verschiedener Arten sein, wenn man z. B. die großen Walddistrikte, die im Sommer wegen Brandgefahr jetzt von festen Beobachtern von Türmen aus überwacht werden, mit Flugzeugen abpatrouillieren könnte, und dabei gleichzeitig von einem begleitenden Meteorologen aerologische Sondierungen ausgeführt und Wolkenpanoramas aufgenommen würden. Die für Waldbrände günstigen Perioden fallen ja gerade mit denen zusammen, wo die lokalen Schauer am meisten auftreten, und die Vorhersage solcher Schauer hat auch eine große Bedeutung für die Verhinderung von Waldbränden.

VI. LUFTUNRUHE

Es sind die Turbulenzphänomene während der letzten Jahre Gegenstand vieler Untersuchungen geworden. Von deutschen Forschern haben besonders Wenger¹, Barkow², Robitzsch³ und W. Pepler⁴, von österreichischen W. Schmidt⁵ und Defant⁶, von skandinavischen Åkerblom⁷, Hesselberg⁸ und Rossby⁹, von englischen J. Dines¹⁰, Taylor¹¹, Richardson¹² und Douglas¹³, von

-
- ¹ R. Wenger, Die Steiggeschwindigkeit der Gummiballone und die Turbulenz in der Atmosphäre. *Ann. d. Hydr.* 1917, p. 121.
 - ² E. Barkow, Untersuchungen über die Struktur des Windes. *Tätigkeitsbericht des Kgl. Preuß. Met. Instituts im Jahre 1912.*
Derselbe, Über die thermische Struktur des Windes. *Met. Z.* 1915, p. 97.
Derselbe, Windänderungen mit der Höhe und Turbulenz. *Met. Z.* 1917, p. 1.
 - ³ M. Robitzsch, Beiträge zur Kenntnis der Struktur des Bodenwindes. *Arbeiten des Preuß. Aeronaut. Observatoriums*, XIII, p. 66.
Derselbe, Untersuchungen über kurzperiodische Schwankungen der Lufttemperatur. *Dasselbst*, p. 95.
 - ⁴ W. Pepler, Die Beobachtungen der Marinedrachenstationen Breedene Meer und St. Michel bei Brügge in den Jahren 1915—1918. *D. Beobachtungen über die Turbulenz des Windes, besonders in der freien Atmosphäre. Aerologische und Hydrographische Beobachtungen der Deutschen Marinestationen während der Kriegszeit 1914—1918. Deutsche Seewarte 1922.*
 - ⁵ W. Schmidt, *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien*, 1917.
 - ⁶ A. Defant, Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemäßigten Breiten der Erde etc. *Geografiska Annaler*, III, p. 209.
Derselbe, Die Bestimmung der Turbulenzgrößen der atmosphärischen Zirkulation außertropischer Breiten. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl. II a*, Band 130, p. 383, 1921.
 - ⁷ Oben pag. 58, Fußnote 1.
 - ⁸ Th. Hesselberg, Über Reibung und Dissipation in der Atmosphäre. *Geofysiske Publikationer*, Vol. III, No. 5.
 - ⁹ C. G. Rossby, On the Origin of Travelling Discontinuities in the Atmosphere. *Geografiska Annaler*, 1924, p. 180.
 - ¹⁰ J. S. Dines, *Fourth Report on Wind Structure. Advisory Committee for Aeronautics*, London, 1913.
 - ¹¹ Oben pag. 58, Fußnote 5.
Derselbe, Skin Friction of the Wind on the Earth's Surface. *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A*, Vol. XCII, p. 196, 1916.
 - ¹² L. F. Richardson, Some Measurements of Atmospheric Turbulence. *Philos. Transactions, Royal Soc., London, Ser. A*, Vol. 221, p. 1.
Derselbe, In *Proceedings of the Royal Soc., London, Ser. A*, Vol. 96, p. 9.
Derselbe, The Supply of Energy from and to Atmospheric Eddies. *Proceedings Royal Soc., London, Ser. A.*, Vol. 97, 1920.
 - ¹³ Oben pag. 33, Fußnote 6.

russischen Moltchanoff¹, Friedmann² und Polibaronowo³ diese Verhältnisse theoretisch und praktisch untersucht.

Besonders von englischer und russischer Seite ist die Bedeutung der Turbulenz für die Bildung von gewissen Wolkenarten und Nebel, und für die Vernichtung von Diskontinuitätsflächen hervorgehoben worden. Vom Prognostikergesichtspunkte gewinnt die Turbulenz auch direkt mit dem gesteigerten Luftverkehr an Interesse, da erstens gewisse Manöver mit Flugzeugen und besonders mit Luftschiffen von der Turbulenz beeinflusst, und unter Umständen unmöglich gemacht werden⁴, zweitens weil die Rücksicht auf die Passagiere die Kenntnis von der Existenz turbulenter Schichten erwünscht macht.

An der Erdoberfläche wurde Material für Untersuchungen der Turbulenz durch Feinregistrierungen von Temperatur und Wind beschafft, in der freien Atmosphäre mußte man sich mit ziemlich rohen Abschätzungen begnügen. Die bisher rationellsten Bestimmungen stammen wohl von W. Peppler⁵, der in Flandern einen Drucktafel-Anemographen im Dracheninstrument benützte, oder, wie schon Dines vor ihm, die Zugschwankungen am Dynamometer der Drachenwinde ablas. Im Flugzeug hat man auch eine Möglichkeit der Turbulenz nachzugehen, die schon von Bongards⁶ und auch von Douglas hervorgehoben wurde.

In wie hohem Grade nun die nach verschiedenen Methoden ausgeführten Messungen in der freien Atmosphäre richtige Bilder der Turbulenz geben bzw. mit einander vergleichbar sind, ist schwierig zu sagen, so viel ist wohl jedenfalls sicher, daß die besprochenen, verschiedenen Methoden nicht dieselben Größenordnungen von Wirbeln messen.

Die Untersuchung der Turbulenz bei Flugzeugaufstiegen muß mit sehr großer Kritik ausgeführt werden, wenn die Bewegungen der Maschine den Schätzungen des Turbulenzgrades zugrunde gelegt werden.

Das, was man beobachtet, ist ja eine Kombination von Impulskraft der Elemente der ungeordneten Bewegung, Frequenz der Stöße dieser Elemente, Geschwindigkeit der Maschine und Beschleunigungen derselben bei Ruder- und Motormanövern, also ein sehr komplizierter Effekt. Dieser wird noch unter sonst gleichen Verhältnissen mit dem Flugzeugtypus und der Flugzeuggröße variieren, was man z. B. beim Fliegen in dichter Formation leicht sehen und fühlen kann. Die Schätzungen bei Aufstiegen mit Flugzeugen eines bestimmten Typus sind also untereinander nur dann vergleichbar, wenn sie bei derselben Geschwindigkeit, Beschleunigung und Manövern des Flugzeuges ausgeführt werden.

Da es in der Praxis schwierig wird, diese Bedingungen zu erfüllen, werden die Schätzungen oft soviel vorgetäuschet — und dies dazu in nicht sicher zu bestimmendem Grade — enthalten, daß es richtiger erscheint, die mit Hilfe der Flugzeugbewegungen bestimmte Größe der Turbulenz lieber einfach »Luftunruhe« zu nennen. Dies gilt nebenbei gesagt auch für andere Messungen, z. B. die mittels Dynamometer. Es hat auch Dines in dem Zusammenhange von »Gustiness-Factor« und nicht von Turbulenz gesprochen.

¹ P. Moltchanoff, Turbulenz der unteren Luftschichten und Entwicklung der Haufenwolken. Met. Z. 1923, p. 213.

² A. Friedmann, Über atmosphärische Wirbel und die Turbulenz des Windes. Beitr. Band XI, p. 154.

³ P. Polibaronowo, Zur Frage über die Turbulenz des Windes. Beitr. Band XI, p. 181.

⁴ The Relation of Bumpiness to Lapse of Temperature at El Khanka, near Kairo. M. O. 240 j., Prof. Notes, No. 20.

⁵ Oben pag. 96, Fußnote 4.

⁶ H. Bongards, Die aerologischen Flugzeugaufstiege der Deutschen Seewarte im Jahre 1922, p. 112. Ann. d. Hydr. 1923.

Trotz der erwähnten Beschränkungen bietet das Flugzeug jedoch große Vorteile bei Messungen dieser Art. Erstens kann man ja die Schichten, wo die Luftunruhe auftritt ad libitum durchfliegen, zweitens kann man die Beziehungen der Luftunruhe zu den meteorologischen Elementen, den Bodenformen usw. direkt studieren.

Es sind viele Untersuchungen der atmosphärischen Turbulenz durch Beobachtungen von Rauchfahnen ausgeführt worden, besonders von den Engländern Richardson¹, Mallock² und Dobson³. Die Bewegungen künstlicher Wolken vom Flugzeuge aus erzeugt, eignen sich sehr gut zu einer Untersuchung der Turbulenz in der freien Atmosphäre. Am bequemsten ist eine Anordnung, wobei große, weiße Rauchwolken vom Flugzeug ausgeblasen werden, was ja schon längst für Luftreklame benützt worden ist.

Es bot sich zufälligerweise im Sommer 1923 eine Gelegenheit dies zu konstatieren. Im Sommer 1924 wurden bei Signalversuchen, wobei Lichtschüsse von den Flugzeugen abgefeuert wurden, auch einige Beobachtungen gemacht. Es scheint, daß solche Rauchschüsse während eines Aufstieges eine sehr bequeme und dazu billige Möglichkeit schaffen, die Form der vorhandenen Strömung schnell zu untersuchen, indem die Zeit und Art der Umformung eines solchen Rauchschwanzes eine Funktion der Turbulenz ist. Nur müssen die Schüsse so abgegeben und beobachtet werden, daß der hochturbulente Propellerstrahl nicht mit in Kauf genommen wird, was bei ziemlich starker Ladung der Pistole und hocheffektivem Rauchtwickler nicht unübersteigbare Schwierigkeiten bereiten dürfte.

Während der zwei ersten Arbeitsperioden wurden nun vorbereitende Untersuchungen ausgeführt, um nach Möglichkeit eine brauchbare Skala der Unruhegrade aufzustellen. Die oben besprochenen Bedingungen der Vergleichbarkeit der Werte unter einander wurde zunächst in folgender Weise berücksichtigt. Die Schätzungen wurden beim Geradeausflug und praktisch genommen konstanter Umdrehungszahl des Propellers bei einer Geschwindigkeit von möglichst nahe 90–100 km/St ausgeführt.

Die Flugzeugtypen waren »Bristol-Fighter« 220 P. S. und »Hawa« 185 P. S., wie sie von den norwegischen Übungsgruppen des Heeres benützt werden. Die Erfahrungen deuteten entschieden darauf hin, daß die Stoßfrequenz mit wachsender Größe der Impulskräfte und der Volumen der die Stöße erzeugenden Luftballen, abnimmt. Daß die Größe der Impulskräfte mit dem Volumen der Luftballen wächst, ist a priori anzunehmen, und wurde auch bei den Untersuchungen bestätigt.

Unter Zugrundelegung dieser Tatsache wurde folgende Skala der Luftunruhe aufgestellt, in welcher dann während der dritten Arbeitsperiode die, bei den Aufstiegsbeschreibungen oben (pag. 16), gegebenen Werte bestimmt wurden.

- | | |
|-----------------------------|--|
| Schwache Unruhe (1): | Das Flugzeug wiegt leicht. |
| Etwas Unruhe (2): | Man kann einzelne, kleine Stöße beim Wiegen fühlen. |
| Unruhe (3): | Dasselbe Gefühl wie wenn man mit einem Wasserflugzeuge bei ca. 0.5 m hohen Wellen abfliegt, also kleine, scharfe, häufige Stöße. |
| Ziemlich starke Unruhe (4): | Das Flugzeug beginnt zu »tanzen«; dasselbe Gefühl wie beim Segeln in »krapper« See. |

¹ Oben pag. 96, Fußnote 12.

² A. Mallock, Drifting Smoke. Reports and Memoranda, No. 299. Advisory Committee for Aeronautics, London, 1916.

³ G. Dobson, Measurements of Turbulence in the Atmosphere by the Spreading of a Smoke Trail. Reports and Memoranda, No. 671. Advisory Committee for Aeronautics, London, 1919.

- Starke Unruhe (5): Starke Stöße, die oft das ganze Flugzeug einige Meter auf- oder abwärts schleudern, und wenn sie nur eine Tragfläche treffen, Rudermanöver erfordern.
- Gewaltige Unruhe (6): Das Flugzeug wird 50—100 m und mehr hin und her, auf- und abgeschleudert, wobei Ruder- und Motormanöver oft die Stöße nur unvollständig parieren können.

Es ist bei dem vorliegenden — allerdings spärlichen — Materiale eine auffallende Tatsache, daß die Schichten mit Unruhe überwiegend sehr dünn sind. Es ist dies eine Erfahrung, die auch während der zweiten Arbeitsperiode aufgefallen ist. Die einzige Ausnahme der dritten Periode war am 7. August, wo vom Boden bis 1100 m starke Unruhe auftrat. Der Aufstieg wurde während eines Kälteausbruches gemacht, wobei die Windstärke unten 5 B. erreichte, der Höchstwert während der Aufstiege des Sommers. Im Sommer 1923 gab es einmal dieselbe Erscheinung, nur noch kräftiger und mächtiger, auch zur Zeit eines Kälteausbruches, der damals direkt über die Wasserscheide vom Nordmeere direkt von NW kam. Die Höhen der Schichten mit Unruhe gehen aus Tabelle 82 hervor. Eine große Lücke zwischen 1500 und 2000 m ist sehr auffällig, ferner ein Maximum in den untersten 1000 m und eins um 2500 m herum. Oberhalb 3000 m wurde bis jetzt keine Unruhe verspürt.

In den untersten 1500 m scheint die Unruhe wesentlich von den Bodenformen bedingt zu sein. Der Beweis hierfür erfordert eigentlich, seiner statistischen Natur gemäß, ein viel größeres Material als das hier vorliegende. Die durchaus gleichartigen Befunde bei den 40 Aufstiegen der ersten und zweiten Arbeitsperiode, die der Skala zugrunde liegen, bekräftigen aber die unten gezogenen Schlüsse. Ferner müßte die Verteilung der Bodenformen während des Aufstieges in die Rechnung einbezogen werden, was zwar nicht im vorliegenden Falle unmöglich wäre, da die Bahn des Flugzeuges für jeden Aufstieg summarisch verzeichnet wurde, was aber nicht notwendig erschien, da sämtliche Schichten mit Unruhe unterhalb 1500 m, wo sie nicht direkt mit Wolken in Zusammenhang stehen (und übrigens auch dann öfters) über Gebieten mit großen Böschungswinkeln auftraten.

Die Bodenformen, die hierbei besonders hervortraten, waren Hügel (norw. »aaser« oder »koller«), Flußläufe und Seeränder. Die Tabelle 82 gibt eine Übersicht über die Verteilung der 30 Fälle. Die Häufigkeit der verschiedenen Bodenformen ist selbstverständlich durch die Flugbahnen beeinflusst, da jedoch diese absichtlich das Aufstiegsgebiet nach Möglichkeit so durchkreuzten, daß wenigstens Flüsse und Seen ungefähr gleichviel überflogen wurden, haben die Zahlen jedoch eine gewisse, allgemeinere Gültigkeit, die durch die Aussagen der Flieger, welche die lokalen Verhältnisse in dieser Hinsicht gut kennen, bekräftigt wird. Der Charakter der Unruhe ist übrigens hierbei etwas verschieden, indem Flußläufe und Seeränder etwas jähre Stöße geben als Hügel.

Es ist also sicherlich nicht nur die wohl auch bei sehr schwachem Winde immer vorhandene rein dynamische Turbulenz (vgl. Taylor) die einzige Ursache der Unruhe in diesen Schichten, sondern daneben sowohl die Veränderung des Stromlaufes der Luftströmung durch die Bodenformen wie auch der Ausgleich der Wärmeunterschiede besonders in vertikaler Richtung bei hohen, vertikalen Temperaturgradienten, wie Tab. 83—84 zeigt, wo die Beziehung zwischen aktueller Stabilität und Luftunruhe gezeigt wird. Eine Stütze für diese Annahme sind die Befunde während der ersten Arbeitsperiode mitten im Winter 1923, indem bei den 20 Aufstiegen am selben Orte so gut wie gar keine Stöße bemerkt wurden, und diese nur bei Bodenwindstärken zwischen 3 und 5 Beaufort — also bedeutend höher als hier (in 35 der 38 Fälle mit Luftunruhe Bodenwindstärke 0—1 B., in 2 Fällen 2 B. und in einem Falle 5 B.) — auftraten. Die

Aufstiege im Winter 1923 bei schwachem Winde oder Windstille fielen überwiegend auf eine Periode mit antizyklonaler Lage, was sich auch in einer beinahe immer auftretenden niedrigen Strahlungsinversion abspiegelte. Es war also thermisch stabile Schichtung bei schwacher Luftströmung oder Windstille mit Ausbleiben von Luftunruhe verbunden. Die Luftunruhe in den untersten 1500 m war also in den vorliegenden Fällen mit großer Wahrscheinlichkeit von einer Auslösung thermischer Instabilität verursacht worden, die wesentlich mit Bodenformen von großen Böschungswinkeln verknüpft war.

Die Ursachen der Luftunruhe in den 11 Fällen zwischen 2000 und 3000 m sind unschwer zu finden. Ein Fall scheidet sich sogleich aus, nämlich der beim Aufstiege No. 5, da es sich hier kaum um eine *Schicht* handelt; bei den gewaltigen Bewegungen — es war in einem CN-Ambosse — konnte nicht wie sonst untersucht werden, ob die Schichtform vorlag, sondern das Flugzeug mußte schleunigst hinausgebracht werden. Von den übrigen 10 Fällen finden sich (Tabelle 82) 3 unter Inversionen in weniger als 200 m Abstand, 3 unter Inversionen in einem Abstände zwischen 200 und 500 m, 2 in weniger als 200 m Abstand unter einer Schicht mit bedeutend kleinerem vertikalen Temperaturgradienten als dort, wo die Unruhe auftrat, und 2 unter Schichten mit zunehmenden Gradienten. Von den 6 Schichten mit Unruhe unter einer Inversion traten 5 in, oder unmittelbar unter, Wolken auf, wo große Wahrscheinlichkeit eines Windsprunges vorlag oder sogar sicher war, die 6, (bei Nr. 2) unmittelbar unter einem Niveau, wo weniger als eine halbe Stunde früher eine Wolkenschicht passierte und ein Windsprung wahrscheinlich auftrat. (Kfr. Pilot am selben Morgen!). Die beiden Fälle unter abnehmendem Gradienten traten beide in Wolken auf. In dem einen Falle (bei Nr. 16) war ein Windsprung sicher anzunehmen, was daraus hervorgeht, daß sich das Flugzeug beim Abstiege weit entfernt vom Aufstiegsorte befand, als die Erde gesichtet wurde, obgleich der Aufstieg in der gewöhnlichen Weise in ca. 500 m weiten Kreisen gemacht worden war. In dem zweiten Falle (bei Nr. 8) handelt es sich um eine Auslösung einer thermisch labilen Schichtung (siehe unten).

In den soeben besprochenen 7 Fällen ist also die Ursache der Unruhe wahrscheinlich eine in turbulenter Form stattfindende Aufrollung von Windschichtungen zu suchen.

Die drei übrigen Fälle — alle in Wolken — deuten auf Auslösung von thermischer Instabilität hin. Bei den schon oben erwähnten zwei herrschte überadiabatischer Gradient (0,98 gegen feuchtadiabatische 0,56 bzw. 1,24 gegen feuchtadiabatische 0,57), im dritten desgleichen (0,58 gegen feuchtadiabatische 0,55). Die Wolkenformen waren auch typische thermische Instabilitätswolken, bezw. CN, AC-Cast. und C.

Die oben angeführte Ursache von Luftunruhe, eine turbulente Aufrollung von Winddiskontinuitäten, kam auch in niedrigeren Schichten vor, so z. B. in 500 m (bei Nr. 3), und in 400 m (bei Nr. 8).

Die von mehreren Autoren, W. Peppler, Douglas und Barkow erwähnte Tendenz zum Auftreten von Schichten mit Luftunruhe unmittelbar unter einer Wolkenbasis ist auch hier bemerkbar (Tabelle 82).

VII. HÖHENDUNST

Wie es aus den Aufstiegsbeschreibungen zu ersehen ist (pag. 16 ff.), sind die Sichtverhältnisse in der freien Atmosphäre bei den Aufstiegen untersucht worden. Die Kenntnis der Sicht in den verschiedenen Niveaus dürfte bei der Prognose von großem Werte werden, weil der Dunstgehalt, bezw. die Sehweite wahrscheinlich mit der Lebensgeschichte der Luftmassen in typischer Weise variieren wird. Ferner spielt ja die Größe der Sehweite eine große Rolle in der Luftnavigation und Prognosen derselben werden schon für einige Flugverkehrslinien gegeben.

Die gebräuchlichsten Methoden der Messung oder Schätzung der Sehweite an der Erdoberfläche (Konturbestimmung, kolorimetrische Messungen) können in der freien Atmosphäre benützt werden, solange Vergleichsgegenstände in den Niveaus vorhanden sind, wo die Messungen der horizontalen Sehweite angestellt werden sollen. Wenn aber solche mangeln, wird die Aufgabe ziemlich schwierig. Ein einfaches Instrument, das im Flugzeuge verwendbar wäre, mangelt noch, obgleich es wahrscheinlich ziemlich leicht konstruiert werden könnte, z. B. in Form von einem Satze von opaleszenten, farbigen Glasscheiben, mit Hilfe von welchen die Himmelsfarbe in z. B. 90° Abstand von der Sonne bestimmt werden könnte.

Während der zweiten Arbeitsperiode auf Kjeller wurde nun nach Möglichkeit versucht, die Sicht auch bei solchen Aufstiegen zu bestimmen, wo die oben erwähnten Methoden versagten. Es stellte sich dabei heraus, daß diese Versuche nicht zu gewagt waren, wenn man eine vereinfachte Skala benutzte.

Bei den Bestimmungen am Boden wurde immer die gebräuchliche, neue internationale Skala der Wettermeldungen verwendet und die Schätzungen nach den, in Norwegen und Schweden üblichen und vorgeschriebenen Methoden ausgeführt¹. Die Sicht am Boden wurde nun immer unmittelbar vor und nach dem Aufstiege bestimmt. Hierdurch bekam man gewisse Anhaltspunkte.

Die Farben des Himmels und der Wolken in 90° Abstand von der Sonne wurden während des Aufstieges beobachtet. Bei starkem Dunst bekommt man typische rötliche und weißliche Verfärbungen desselben, während die Wolkenkontouren, besonders diejenigen der C und CN verwaschen werden, andererseits sind das Spiel von Licht und Schatten und die haarscharfen Kontouren dieser Wolken bei sehr durchsichtiger Luft unverkennbar. Man dürfte deshalb berechtigt sein, diese Phänomene als Anzeichen kleiner (< 20 km) bzw. sehr großer (> 100 km) Sehweite heranzuziehen. Der rasche Gleitflug beim Abstiege zeigte sich als sehr geeignet, die Wahrnehmungen während des Aufstieges zu kontrollieren, weil man die Veränderungen der Sicht mit der Höhe in der Zeit sehr zusammengedrängt wahrnimmt und die Kontraste dadurch besser bemerkbar werden.

Diese Erfahrungen der zweiten Periode wurden bei den vorliegenden Aufstiegen berücksichtigt. Als Kontrolle der geschätzten Abstände wurden dann noch die bei der Analyse der Wetterkarte gefundenen Wolkengebiete der Fronten und Frontreste herangezogen.

Den drei Stärkegraden des Dunstes, die benutzt wurden, entsprechen etwa die Intervalle der Sehweite in der älteren internationalen Code (1920—22): stark < 12 km, ziemlich stark 12—30 km, schwach 30—50 km. Die vielen Bergketten und Anhöhen im Sektor SE-W-NE auf Kjeller und Gardermoen erlauben eine sehr genaue Bestimmung der Sehweite bei sichtigem Wetter bis ca. 1500 m Höhe. Oberhalb dieses Niveaus sind Vergleichsgegenstände zur genaueren Bestimmung der horizontalen Sicht nur im WSW-NW vorhanden. Andererseits liegen diese so entfernt, daß die Lichtstrahlen von denselben bis zum Flugzeuge über dem Aufstiegsplatze praktisch genommen denselben Weg zurücklegen, wenn dasselbe in 1500 m oder 5000 m liegt. Die Sehweiten, die bei den Aufstiegsbeschreibungen in etwas größeren Höhen, in der Regel ca. 2500 m, gegeben sind, wurden so alle mit Hilfe von Vergleichsgegenständen gewonnen, die eigentlich nicht in demselben Niveau lagen wie das Flugzeug.

Trotz des geringen Materiales sollte eine Untersuchung über den Zusammenhang zwischen Höhendunst und Lebensgeschichte der dunstigen Luftschichten nicht unange-

¹ Vägledning vid iakttagelser över luftens grumlighet. Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt, No. 2, 1919.

T. Bergeron, Skala för subjektiv bestämning av luftens opalescerande grumling, Stockholm 1918.

bracht sein, erstens weil ein unzweideutiger Zusammenhang beider auch in beliebig herausgegriffenen Einzelfällen gefunden werden müßte, wenn er überhaupt besteht, zweitens weil die Lebensgeschichten der hier in Frage kommenden Luftmassen sehr verschieden sind und dadurch die eventuellen Schlüsse eine etwas größere Gültigkeit bekommen (pag. 51).

Die Aufstiege lassen sich nun tatsächlich in einer natürlichen Weise folgendermaßen gruppieren: 1. Starker Dunst in mächtigen Schichten (900—2700 m) — Nr. 2, 12, 15, 16 und 17. Hierbei waren die diesigen Schichten bei Nr. 2, 16 und 17 Tropikluft, also in Übereinstimmung mit der von Bergeron 1919 formulierten Regel, daß Tropikluft am Boden stark diesig ist. Bei Nr. 12 hat man sehr alte maritime Polarluft, die so weit südlich gewesen ist, daß sie beinahe in Tropikluft umgewandelt sein dürfte, bei Nr. 15 alte maritime Polarluft. Bei beiden ist eine Auflösung von Okklusionswolkendecken unterwegs von der Quelle nach dem Aufstiegsorte vorgekommen, und dies dürfte die Ursache des Dunstes sein, indem die Dunstschichten einfach die Kondensationskerne der abgetrockneten Wolkenbänke sind. In beiden Fällen führt die Trajektorie vorwiegend über Meeresflächen, sodaß eine Bereicherung an Staub von unten durch Konvektion ziemlich unwahrscheinlich ist.

2. Ziemlich starker Dunst in mächtigen Schichten (> 1300 m) — Nr. 1 und 6. In beiden Fällen waren die diesigen Schichten alte, maritime Polarluft in der sich markante Abgleitflächen ausgebildet hatten, die die Konvektion von der Erdoberfläche aus effektiv bremsen. Man muß wohl die Ursache des Dunstes in diesen Fällen in dem konvektiven Transport von Staub und dgl. von der Erdoberfläche aufwärts suchen. Dieser dürfte in beiden Fällen nur während der letzten 36—48 Stunden vor sich gegangen sein, da die Trajektorien früher nur über Meeresflächen verliefen.

3. Bodennahe, relativ seichte (ca. 500 m), diesige Schichten — Nr. 4 und 13 —, beide maritime Polarluft, die erstere »alt«. In diesen Fällen ist die Luft beinahe nur über Meeresflächen gestrichen und ist vor ca. 12 Stunden landeinwärts passiert. Ferner finden beide Aufstiege zu der Zeit am Morgen statt, wo die C-Bildung gerade beginnt. Man darf deshalb annehmen, daß die seichte, bodennahe Schicht, diejenige der beginnenden Konvektion ist. Bei Nr. 4 wird dies dadurch bestätigt, daß die obere Begrenzung der Dunstschicht gerade die typischen FC-FS sind.

4. Kein Dunst, große Sehweite — Nr. 5, 9, 10 und 14. Bei Nr. 5 und 14 hat man maritime, bei Nr. 9 und 10 kontinentale Polarluft. Bei den ersteren ist die Luft erst seit weniger als 6 Stunden über Land, und wurde von Schauern vor kurzer Zeit ausgewaschen, bei Nr. 14 dazu bei der Passage der südnorwegischen Wasserscheide einem Föhn ausgesetzt.

5. Dünne Dunstschichten, eigentlich nur durch die scharfe obere Begrenzung auffallend, untere Begrenzung dagegen nicht bestimmbar — Nr. 7 und 11. Bei der ersteren hat man maritime Polarluft, bei der zweiten alte kontinentale. In diesen beiden Fällen kann nichts mit Sicherheit gesagt werden.

Die übrigen drei Aufstiege, Nr. 3, 8 und 18, waren entweder zu niedrig (3 und 18), oder die Trajektorie konnte nicht gezogen werden (8).

Die alte Regel, die auf Bodenbeobachtungen basiert, daß Polarluft von großer Sicht begleitet ist, scheint auch in der freien Atmosphäre Geltung zu haben. Nur muß die Polarluft nicht zu »alt« und nicht zu lange über Land gestrichen sein. Wenn dagegen Regen durch dieselbe fällt, hält sie sich natürlich längere Zeit ungetrübt.

Zuletzt sei noch bemerkt, daß in den meisten Fällen, wo Dunst beobachtet wurde, — Nr. 1, 2, 4, 7, 8, 12, 15, 16, 17 und 19 —, die obere Begrenzung derselben eine Inversion oder eine Stelle von rasch abnehmenden vertikalen Temperaturgradienten war. In sämtlichen der aufgerechneten Fälle mit Ausnahme von Nr. 1, 8 und 16 nahm die

relative Feuchtigkeit nach oben ab, m. a. W. es waren »Abgleitflächen«. Inversionen, besonders solche, die Abgleitflächen sind, müssen, wie mehrmals oben hervorgehoben wurde, die Fortsetzung der Konvektion darunterliegender Schichten nach oben effektiv verhindern. Da Dunst bei keinem der vorliegenden Aufstiege — und auch nicht bei denen der vorhergehenden Arbeitsperioden — oberhalb 3000 m gefunden wurde, sieht es so aus, als ob dieses Niveau ein kritisches sei. Vielleicht hängt dies davon ab daß die Partikel des Dunstes wesentlich von der Erdoberfläche herkommen.

Bei dem Aufstiege Nr. 6 wurde beobachtet, wie die von einer AS-Decke oberhalb 4000 m reichlich herabhängenden Fallstreifen lange Zeit nach der Verdunstung des Niederschlages in Form von »Dunstfäden« sichtbar waren. Vielleicht sind die von Schereschewsky und Wehrlé beschriebenen »averses de brume«¹ in dieser Weise zu erklären.

¹ Oben pag. 41, Fußnote 1, loc. cit. p. 41.

Tabelle 1.

Höhe	Anzahl	Ost-Norwegen	Finnland	Kiruna	Porjus	Linden-berg 1917/19	Berlin 1903/07	Nord-Europa	Europa
Boden	19	(17,7)	(18,5)	-	-	(16,4)	-	(15,3)	-
500	19	14,8	13,8	9,3	12,4	14,0	-	-	-
1000	19	10,8	10,0	8,3	8,2	9,6	10,9	10,0	12,4
1500	18	7,1	6,3	6,0	(3,9)	6,6	-	-	-
2000	17	3,7	3,1	3,5	-	3,8	5,2	4,1	7,0
2500	17	0,9	-	1,3	-	1,3	-	-	-
3000	15	1,4	-	1,5	-	1,3	0,0	1,1	1,9
4000	9	7,3	-	5,5	-	6,6	-	7,1	4,0
5000	7	14,2	-	11,9	-	-	-	13,7	9,9
6000	4	21,9	-	18,1	-	-	-	20,2	16,5
7000	1	(34,0)	-	25,7	-	-	-	27,2	23,1

Tabelle 2.

Höhe	Ost-Norwegen Dampfdr.	Freie Atm. Dampfdr.	Ost-Norwegen Abs. F.	Linden-berg Abs. F.	Ost-Norwegen Rel. F.	Finnland Rel. F.
Boden	(10,1)	(10,1)	(10,0)	(9,0)	(68)	(65)
500	8,8	8,2	8,9	7,6	71	72
1000	7,2	6,6	7,4	6,4	75	72
1500	5,7	5,4	5,9	5,3	75	75
2000	4,4	4,3	4,6	4,2	73	74
2500	3,5	3,4	3,7	3,3	66	-
3000	2,6	2,7	2,8	2,6	57	-
4000	1,6	1,6	1,7	1,6	64	-
5000	0,9	0,9	1,0	1,0	68	-
6000	0,4	0,5	0,5	-	60	-
7000	(0,1)	0,3	0,1	-	(60)	-

Tabelle 5.

Nr.	Höhe
1	2340
2	3150
3	—
4	2575
5	2420
6	3230
7	2690
8	2725
9	2360
10	2690
11	2320
12	2660
13	1970
14	2055
15	2805
16	2500
17	2265
18	—
19	2950
Mittel	2570

Tabelle 3.

Höhe	Ost-Norwegen Millimeter	Europa Millimeter	Ost-Norwegen Millibar	Europa Millibar	England Millibar
0	757	761	1010*	1014	1014
500	714	-	952	-	-
1000	672	676	896	899	900
1500	636	-	848	-	-
2000	595	599	793	794	795
2500	560	-	746	-	-
3000	526	530	701	699	699
4000	463	467	617	614	615
5000	407	411	542	538	538
6000	356	361	474	470	469
7000	(308)	315	(411)	408	407

Tabelle 4.

Nr.	Boden —500	500 —1000	1000 —1500	1500 —2000	2000 —2500	2500 —3000	3000 —4000	4000 —5000	5000 —6000	6000 —7000	Rest
1	T	T	T								-
2	T	T						1			1
5		W	W								-
8			W	W		TW	1				1
10		W	WW	W		T	W				-
11								1		1	2
12		W	W			W	W				-
13		T	TW		1	1					2
15	W	W					1				1
18		W	W				1				1
19		TW	W								-
Summe	3	9	9	2	1	4	5	2	0	1	
Rest	—	—	—	—	1	1	3	2		1	8

(Nr. 1).

Tabelle 6.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
110	1001	23,3	47	8,4	8,6	1,03	0,98	-0,2	— 70
460	961	19,7	50	7,3	7,4	1,81	"	-2,9	-1204
875	911	12,2	50	4,8	4,9	0,74	"	0,8	196
1120	884	10,4	67	6,0	6,0	1,26	"	-1,0	-230
1350	857	7,5	73	5,5	5,6	0,75	"	0,8	172
1565	836	5,9	54	3,8	3,8	0,63	"	1,3	514
1960	795	3,4	78	4,8	4,8	0,59	0,55	-0,1	-9
2045	787	2,9	76	4,6	4,6	0,58	"	-0,1	-19
2235	767	1,8	78	4,4	4,5	0,95	0,56	-1,4	-280
2435	749	-0,1	84	4,4	4,3	0,33	"	2,4	900
2460	747	0,0	80	4,1	4,2	-0,40	0,98	5,1	128
2820	715	-1,2	58	2,8	2,9	0,33	"	2,4	900
2865	711	-0,3	50	2,7	2,7	-0,20	"	4,3	194
3065	692	-0,9	48	2,4	2,5	0,30	"	2,5	500
4010	613	-6,3	81	3,0	3,1	0,57	"	1,5	1415

(Nr. 1).

Tabelle 7.

K = 100 %.

														2,0
														0,6
														1,7
														0,3
														2,3
														0,8
														3,3
														2,0
														4,3
														2,9
														4,5
														3,7
														2,3
														3,7
														2,2
														3,3
														2,9
														3,6
														3,4
														3,0
														2,8
														0,1
														-0,9
														3,6
														2,9
														0,1
														-0,5
														-1,4
														-0,3
														-0,8
														-0,1
														-0,4
														-2,1
														-1,3
														-1,4
														-3,9
110	460	875	1120	1350	1565	1960	2045	2235	2435	2460	2820	2865	3065	4010

(Nr. 1).

Tabelle 8.

H	P	T	θ	δθ	R	S	δS	D	F
110	1001	23,3	23,2	4,9	47	8,4	0,0	20°	8
500	957	19,2	22,8	3,9	50	7,0	-0,8	27°	21
1000	897	11,3	20,4	0,4	58	5,5	-1,3	7°	15
1500	843	5,7	19,9	-1,4	60	4,4	-1,6	52°	23
2000	791	3,2	22,6	-0,3	76	4,6	0,0	40°	16
2500	744	-0,1	24,1	-0,9	79	4,0	0,0	102°	8
3000	697	-0,7	29,1	1,1	49	2,5	-0,7	51°	15
4000	615	-6,3	34,1	1,7	81	3,0	0,8	331°	7

(Nr. 1).

Tabelle 9.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\partial\bar{\theta}$	$\frac{\partial\theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\partial\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\partial\bar{S}$	\bar{R}	$\partial\bar{R}$
110—500	23,1	4,5	-0,10	-0,5	-0,9	7,8	-0,3	50	-20
500—1000	21,1	1,8	-0,48	-2,0	-2,5	5,7	-1,6	51	-22
1000—1500	20,4	-0,3	-0,10	-0,0	-0,6	5,6	-0,6	67	-8
1500—2000	20,7	-1,2	0,54	1,1	0,5	4,3	-0,8	66	-8
2000—2500	23,2	-0,8	0,30	-0,2	-1,1	5,6	1,2	79	8
2500—3000	26,4	0,2	1,00	2,6	1,4	3,1	-0,3	63	-7
3000—4000	31,7	1,8	0,50	1,6	-0,1	5,4	2,1	79	16

(Nr. 2).

Tabelle 10.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
110	998	21,8	45	7,2	7,5				
570	941	15,6	54	6,4	6,4	1,35	0,98	-1,3	-598
855	909	12,5	65	6,5	6,5	1,09	"	-0,4	-114
1110	881	9,9	67	5,8	5,9	0,98	"	0,0	0
1185	873	10,4	61	5,6	5,6	-0,89	"	6,6	495
1370	856	8,6	60	4,9	5,0	0,98	"	0,0	0
1705	823	6,4	61	4,5	4,5	0,66	"	1,1	369
1780	813	6,3	45	3,2	3,3	0,13	"	3,1	233
2030	789	4,1	61	4,0	4,0	0,88	"	0,4	100
2175	777	4,9	60	4,4	4,2	-0,55	"	5,5	798
2390	757	4,1	49	3,4	3,4	0,37	"	2,2	473
2800	719	1,9	70	4,2	4,3	0,54	"	1,6	656
2975	705	2,3	66	4,3	4,3	-0,23	"	4,4	770
3250	681	0,0	69	4,0	3,9	0,84	"	0,5	138
4275	597	-7,6	91	3,0	3,3	0,74	"	0,9	923
4380	591	-7,3	92	3,2	3,4	-0,30	0,61	3,4	357
4430	587	-8,4	98	3,0	3,4	2,20	0,62	-6,0	-300
5140	535	-12,2	82	2,0	2,2	0,53	0,98	1,7	1207
5995	477	-17,3	75	1,3	1,5	0,60	"	1,5	1283

(Nr. 2).

Tabelle 11.

K = 28 ‰.

				0,8	0,1	-0,2													
		2,0	-0,9																
	1,7	0,3	0,3	-1,2	-1,1	-0,6	-0,2	-2,2	-1,3	-1,8	-2,1	-0,4	-0,6	-1,2	0,6	-2,4	-0,8	-1,9	
110	570	855	1110	1185	1370	1705	1780	2030	2175	2390	2800	2975	3250	4275	4380	4430	5140	5995	

(Nr. 2).

Tabelle 12.

H	P	T	θ	δθ	R	S	δS	D	F
110	999	21,8	22,0	3,7	45	7,2	-1,2	201°	16
500	951	16,8	21,1	2,2	53	6,5	-1,3	211°	28
1000	893	11,0	20,4	0,4	66	6,1	-0,7	190°	28
1500	843	7,7	22,1	0,8	61	4,7	-1,3	183°	25
2000	792	4,3	23,7	0,8	59	4,0	-0,6	170°	21
2500	747	3,6	27,8	2,8	54	3,6	-0,4	186°	14
3000	701	2,1	31,6	3,6	67	4,2	1,0	185°	9
4000	620	-5,6	33,8	1,4	85	3,4	1,2	266°	14
5000	544	-11,5	38,8	3,0	84	2,3	0,8	-	-
6000	477	-17,3	43,3	4,9	75	1,3	0,5	-	-

(Nr. 2).

Tabelle 13.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\delta\bar{\theta}$	$\frac{\delta\bar{\theta}}{\delta H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\delta\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\delta\bar{S}$	\bar{R}	$\delta\bar{R}$
110—500	21,6	3,0	-0,23	-1,7	-1,7	6,9	-1,2	59	-11
500—1000	20,7	1,4	-0,14	-0,4	-0,9	6,4	-0,9	53	-20
1000—1500	21,4	0,7	0,34	1,3	0,7	5,4	-0,8	63	-12
1500—2000	23,1	1,2	0,32	1,1	0,5	4,1	-1,0	56	-18
2000—2500	26,2	2,2	0,82	2,9	2,0	3,9	-0,5	56	-15
2500—3000	29,3	3,1	0,76	2,5	1,4	4,1	0,7	64	-6
3000—4000	32,6	2,7	0,22	1,6	-0,1	3,8	0,5	73	10
4000—5000	36,1	2,3	0,50	2,6	1,2	2,9	0,8	90	23
5000—6000	41,0	4,4	0,45	3,1	1,8	1,8	0,7	80	16

(Nr. 3). Tabelle 14.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	$E \cdot 10^5$	$E \cdot \Delta H \cdot 10^5$
110	992	15,1	84	9,0	9,2				
720	921	12,1	90	8,5	8,7	0,49	0,18	1,7	1037
810	913	12,4	83	8,0	8,3	-0,33	0,98	4,6	414
990	893	11,2	90	8,3	8,5	0,67	0,49	-0,6	-108
1450	845	7,9	100	7,8	8,0	0,72	0,51	-0,7	-322

(Nr. 3). Tabelle 15. $K = 35\%$.

	-1,6	-1,2	-0,6	0,0
110	720	810	990	1450

(Nr. 3). Tabelle 16.

H	P	T	θ	$\delta\theta$	R	S	δS	D	F
110	992	15,1	15,9	-2,4	84	9,0	0,6	164°	14
500	947	13,4	17,8	-1,1	88	8,7	0,9	185°	25
1000	892	11,1	20,8	0,8	91	8,3	1,5	180°	37
1500	933	7,6	22,1	0,8	100	8,0	2,0	180°	49

(Nr. 3). Tabelle 17.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\delta\bar{\theta}$	$\frac{\delta\theta}{\delta H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\delta\bar{E} \cdot 10^5$	S	$\delta\bar{S}$	\bar{R}	$\delta\bar{R}$
110—500	16,9	-1,7	0,48	1,7	1,3	8,9	0,8	86	16
500—1000	19,3	0,0	0,60	1,4	0,9	8,4	1,1	88	15
1000—1560	21,5	0,8	0,26	-0,7	-1,3	4,1	-2,1	96	21

(Nr. 4).

Tabelle 18.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	$E \cdot 10^5$	$E \cdot \Delta H \cdot 10^5$
110	992	15,8	76	8,5	8,6				
770	919	9,7	90	7,6	7,4	0,98	0,53	-1,6	-1056
1180	876	10,5	56	5,1	5,1	-0,20	0,98	4,2	1722
2085	784	2,4	47	2,7	2,8	0,90	"	0,3	272
2600	736	0,4	31	1,7	1,7	0,39	"	2,2	1133
3050	696	-2,9	28	1,3	1,2	0,74	"	0,9	405
3530	652	-6,5	56	2,0	2,0	0,75	"	0,9	432
3595	649	-6,2	25	0,9	0,9	-0,46	"	5,4	351
3760	635	-7,1	30	1,0	1,0	0,55	"	1,6	264

(Nr. 4).

Tabelle 19.

K = 0 ‰.

	-0,3	-3,8	-0,8	-3,0	-1,1	-1,1	-0,9	-0,7
110	770	1180	2085	2600	3050	3530	3595	3760

(Nr. 4).

Tabelle 20.

H	P	T	θ	$\delta \theta$	R	S	δS	D	F
110	992	15,8	16,5	-1,8	76	8,5	0,1	38°	5
500	948	12,2	16,7	-2,2	84	8,0	0,2	143°	14
1000	895	10,1	19,5	-0,5	72	6,3	-0,5	153°	17
1500	841	7,7	22,0	0,7	53	4,4	-1,6	162°	25
2000	792	3,1	22,4	-0,5	47	3,0	-1,6	170°	45
2500	744	0,7	25,1	0,1	33	1,9	-2,1	184°	19
3000	700	-2,5	26,9	-1,1	27	1,4	-1,8	168°	33

(Nr. 4).

Tabelle 21.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\delta \bar{\theta}$	$\frac{\delta \theta}{\delta H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\delta \bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\delta \bar{S}$	\bar{R}	$\delta \bar{R}$
110—500	16,6	-2,0	0,05	-1,6	-2,0	8,3	0,2	80	10
500—1000	17,3	-2,0	0,56	1,1	0,6	7,3	0,0	84	11
1000—1500	21,0	0,3	0,50	1,7	1,1	5,1	-1,1	58	-17
1500—2000	22,2	0,3	0,08	0,3	-0,3	3,7	-1,4	50	-24
2000—2500	22,7	-1,3	0,54	1,9	0,9	2,4	-2,0	41	-30
2500—3000	26,2	0,0	0,36	1,2	0,0	1,6	-1,8	30	-40
3000—4000	(28,2)	(-1,7)	-	(1,4)	(-0,2)	(1,5)	(-1,8)	(38)	(-25)

(Nr. 5).

Tabelle 22.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
110	1001	16,5	83	9,6	9,8	0,38	0,98	2,1	914
545	952	13,6	87	9,0	9,0	-0,40	"	4,8	480
645	940	14,0	80	8,5	8,6	0,99	"	-0,0	-19
1100	888	9,5	82	6,9	6,9	0,87	"	0,4	120
1400	856	6,9	92	6,8	6,8	0,82	0,54	-1,0	-255
1655	831	4,8	96	6,4	6,3	-1,60	0,98	9,3	233
1680	827	5,2	93	6,3	6,3	0,57	"	1,5	555
2050	789	3,1	83	5,0	5,0	-0,17	"	4,2	504
2170	780	3,3	82	4,9	5,2	0,98	0,56	-1,5	-765
2680	731	-1,7	77	3,6	3,6				

(Nr. 5).

Tabelle 23.

K = 81 %.

									2,9
							1,6	0,9	
					1,9	1,5			
				1,3		-0,5			
	-1,1	-1,4	0,3	-1,1	0,0	-0,6	-0,4	-1,4	0,7
110	545	645	1100	1400	1655	1680	2050	2170	2680

(Nr. 5).

Tabelle 24.

H	P	T	θ	∂θ	R	S	∂S	D	F
110	1001	16,5	16,4	-1,9	83	9,6	1,2	200°	9
500	953	13,7	17,6	-1,3	86	9,0	1,2	208°	6
1000	899	10,5	19,4	-0,6	82	7,4	0,6	211°	4
1500	845	6,0	19,9	-1,4	95	6,7	0,7	-	-
2000	795	3,5	22,6	-0,3	85	5,0	0,4	-	-
2500	747	0,0	24,0	-1,0	78	4,0	0,0	-	-

(Nr. 5).

Tabelle 25.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\partial\bar{\theta}$	$\frac{\partial\theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\partial\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\partial\bar{S}$	\bar{R}	$\partial\bar{R}$
110—500	17,0	-1,6	0,30	2,1	1,7	9,3	1,2	85	15
500—1000	19,0	-0,3	0,36	1,1	0,6	8,3	1,0	82	9
1000—1500	19,5	-1,2	0,10	-0,0	-0,6	6,9	0,7	87	12
1500—2000	21,2	-0,7	0,54	1,1	0,5	6,0	0,9	91	17
2000—2500	23,7	-0,3	0,28	1,2	0,2	4,7	0,3	61	-10

(Nr. 6).

Tabelle 26.

H	P	T	R	S	x	Y	Y'	E · 15 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
110	999	19,7	65	8,4	9,5				
520	952	16,5	63	7,9	7,9	0,78	0,98	0,7	287
830	917	13,8	68	7,5	7,4	0,87	"	0,4	124
960	904	14,6	64	7,4	7,5	-0,62	"	5,6	728
1320	865	11,8	62	6,4	6,3	0,78	"	0,7	252
1470	849	12,2	58	6,2	6,6	-0,27	"	4,4	660
2200	777	7,5	51	4,4	4,2	0,64	"	1,2	876
2990	708	2,6	49	3,3	3,2	0,62	"	1,3	1027
3470	664	-0,9	54	2,9	2,9	0,73	"	0,9	432

(Nr. 6).

Tabelle 27.

K = 0‰.

	-0,8	-0,3	-2,1	-0,7	-1,9	-2,5	-2,8	-1,2
110	520	830	960	1320	1470	2200	2990	3470

(Nr. 6).

Tabelle 28.

H	P	T	θ	∂θ	R	S	∂S
110	999	19,7	19,7	1,4	65	8,4	0,0
500	955	16,6	20,6	1,7	63	8,0	0,2
1000	899	14,3	23,4	3,4	64	7,3	0,5
1500	847	12,0	26,0	4,7	58	6,1	0,1
2000	796	8,7	27,7	4,8	53	4,8	0,2
2500	751	5,5	29,6	4,6	51	3,9	-0,1
3000	705	2,4	31,5	3,5	49	3,3	0,1

(Nr. 6).

Tabelle 29.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\partial \bar{\theta}$	$\frac{\partial \theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\partial \bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\partial \bar{S}$	\bar{R}	$\partial \bar{R}$
110—500	20,2	1,6	0,23	0,7	0,3	8,2	0,1	64	-6
500—1000	21,4	2,1	0,56	1,8	1,3	7,6	0,3	64	-9
1000—1500	24,2	3,5	0,52	1,8	1,3	6,7	0,5	62	-13
1500—2000	26,9	5,0	0,34	1,2	0,6	5,5	0,4	56	-18
2000—2500	28,6	4,6	0,38	1,3	0,3	4,4	0,0	51	-20
2500—3000	30,5	4,3	0,38	1,3	0,1	3,5	0,1	50	-20

(Nr. 7). Tabelle 30.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
110	990	16,0	66	7,6	7,6				
1180	873	9,4	60	5,1	5,1	0,62	0,98	1,3	1391
1850	804	4,5	74	4,8	4,9	0,73	»	0,9	603
2020	788	4,0	66	4,3	4,3	0,29	0,54	0,9	153
2125	777	4,4	61	4,2	4,1	— 0,40	0,98	5,0	525
2725	721	0,2	65	3,5	3,6	0,70	»	1,0	600
3720	636	— 3,9	46	2,0	2,1	0,41	»	2,1	2090
4380	584	— 6,7	37	1,5	1,5	0,42	»	2,1	1386

(Nr. 7). Tabelle 31. K = 0 ‰.

	— 2,6	— 1,7	— 1,2	— 1,4	— 1,7	— 4,5	— 3,7
110	1180	1850	2020	2125	2725	3720	4380

(Nr. 7). Tabelle 32.

H	P	T	θ	δθ	R	S	δS
110	989	16,0	17,0	— 1,3	66	7,6	— 0,8
500	948	13,8	18,2	— 0,7	64	6,8	— 1,0
1000	892	10,6	20,2	0,2	62	5,6	— 1,2
1500	839	6,9	21,6	0,3	67	4,9	— 1,1
2000	791	4,2	23,5	0,6	67	4,4	— 0,2
2500	743	1,9	26,6	1,6	63	3,7	— 0,3
3000	696	— 0,9	29,0	1,0	60	3,0	— 0,2
4000	612	— 5,1	35,4	3,0	42	1,8	— 0,4

(Nr. 7). Tabelle 33.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\delta\bar{\theta}$	$\frac{\delta\theta}{\delta H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\delta\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\delta\bar{S}$	\bar{R}	$\delta\bar{R}$
110— 500	17,6	— 1,0	0,30	1,3	0,9	7,2	— 0,9	66	— 4
500—1000	19,2	— 0,1	0,40	1,3	0,8	6,2	— 1,1	63	— 10
1000—1500	20,9	0,2	0,28	1,2	0,7	5,1	— 1,1	63	— 12
1500—2000	22,4	0,5	0,38	0,9	0,3	4,8	— 0,3	71	— 3
2000—2500	25,6	1,6	0,62	1,8	0,9	4,1	— 0,3	63	— 8
2500—3000	27,6	1,4	0,48	1,4	0,3	3,4	0,0	63	— 7
3000—4000	32,1	2,2	0,64	2,1	0,4	4,7	1,4	50	— 13

(Nr. 8).

Tabelle 34.

H	P	T	R	S	α	γ	γ'	$E \cdot 10^5$	$E \cdot \Delta H \cdot 10^5$
110	995	18,7	76	9,7	10,4				
550	945	14,5	76	8,3	8,4	0,96	0,98	0,1	44
1370	855	10,5	81	8,0	7,6	0,37	"	2,1	1722
1940	797	3,3	82	4,8	5,0	1,26	0,56	- 2,5	- 1425
1980	795	3,6	87	5,4	5,5	- 0,75	0,98	6,3	252
2660	731	1,8	94	5,7	5,7	0,26	"	2,6	1768
3290	676	- 6,0	100	3,5	3,6	1,24	0,57	- 2,5	- 1575
3470	660	- 7,5	100	3,0	3,2	0,83	0,63	- 0,8	- 144

(Nr. 8).

Tabelle 35.

K = 62 ‰.

						0,1	4,5	5,0
	- 0,1	- 2,7	2,5	- 0,7	- 3,2		4,1	4,6
110	550	1370	1940	1980	2660	3290	3470	0,3

(Nr. 8).

Tabelle 36.

H	P	T	θ	$\partial\theta$	R	S	∂S	D	F
110	995	18,7	19,2	0,9	76	9,7	1,3	24°	22
500	952	15,2	19,4	0,5	76	8,6	0,8	43°	20
1000	895	12,3	21,7	1,7	79	8,1	1,3	55°	18
1500	841	8,7	23,0	1,7	82	7,2	1,2	63°	22
2000	791	3,5	23,0	0,1	87	5,4	0,8	-	-
2500	744	2,3	26,7	1,7	92	5,6	1,6	-	-
3000	700	- 2,3	27,0	- 1,0	96	4,5	1,3	-	-

(Nr. 8).

Tabelle 37.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\partial\bar{\theta}$	$\frac{\partial\theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\partial\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\partial\bar{S}$	\bar{R}	$\partial\bar{R}$
110— 500	19,3	0,7	0,05	0,1	- 0,3	9,2	1,1	76	6
500—1000	20,5	1,2	0,46	1,9	1,4	8,2	0,9	78	5
1000—1500	22,8	2,1	0,26	0,9	0,3	8,0	1,8	81	6
1500—2000	21,6	- 0,3	0,00	- 1,6	- 2,2	5,9	0,8	82	8
2000—2500	24,9	0,9	0,74	2,6	1,7	5,5	1,1	90	19
2500—3000	27,4	1,2	0,06	- 0,9	2,0	5,3	1,9	94	24

(Nr. 9).

Tabelle 38.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
110	993	18,0	62	8,0	8,1				
730	923	12,2	71	7,0	6,9	0,94	0,98	0,1	62
1080	885	9,1	84	7,0	6,9	0,89	»	0,3	105
1845	805	2,9	96	5,9	4,9	0,81	0,54	- 1,0	- 765
2000	789	3,1	94	5,7	5,7	- 0,13	0,56	2,5	388
2640	729	- 1,4	100	5,0	4,8	0,70	»	- 0,5	- 320
2780	717	- 0,5	92	4,7	4,8	- 0,64	0,98	5,9	826
3055	692	- 2,4	81	3,7	3,7	0,69	»	1,1	303
3940	617	- 7,8	64	2,3	2,2	0,61	»	1,4	1239
4485	577	- 12,4	61	1,6	1,5	0,84	»	0,5	273
5040	536	- 16,6	64	1,0	1,2	0,76	»	0,9	500
5365	513	- 19,5	70	1,0	1,1	0,89	»	0,4	130
5670	493	- 21,4	67	0,8	0,9	0,62	»	1,4	427

(Nr. 9).

Tabelle 39.

K = 25 ‰.

	- 0,3	- 0,3	0,7	- 0,3 - 1,7	0,4	- 1,2 - 1,6	- 0,1	- 1,1	- 0,8	- 1,2	- 0,3	- 1,1
110	730	1080	1845	2000	2640	2780	3055	3940	4485	5040	5365	5670

(Nr. 9).

Tabelle 40.

H	P	T	θ	∂θ	R	S	∂S	D	F
110	993	18,0	18,6	0,3	62	8,0	- 0,4	43°	20
500	949	14,5	18,8	- 0,1	68	7,4	- 0,4	70°	22
1000	892	9,8	19,3	- 0,7	81	7,0	0,2	61°	18
1500	839	5,6	20,2	- 1,1	91	6,5	0,5	31°	20
2000	789	3,1	22,6	0,3	94	5,7	1,1	77°	20
2500	741	0,4	24,2	- 0,8	98	5,3	1,3	73°	12
3000	697	- 1,9	27,8	- 0,2	83	3,9	0,7	50°	29
4000	613	- 8,3	31,7	- 0,7	63	2,2	0,0	90°	18
5000	539	16,4	33,7	- 2,1	64	1,1	- 0,4	70°	18

(Nr. 9).

Tabelle 41.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\partial\bar{\theta}$	$\frac{\partial\theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^3$	$\partial\bar{E} \cdot 10^3$	\bar{S}	$\partial\bar{S}$	\bar{R}	$\partial\bar{R}$
110— 500	18,7	0,1	0,05	0,1	- 0,3	7,7	- 0,4	65	- 5
500—1000	19,0	- 0,3	0,10	0,2	- 0,3	7,1	- 0,2	73	0
1000—1500	19,7	1,0	0,18	- 0,8	1,4	6,8	0,6	87	12
1500—2000	20,8	- 1,1	0,48	0,1	- 0,5	6,1	1,0	94	20
2000—2500	23,4	- 0,6	0,32	- 0,5	- 1,5	5,5	1,1	96	25
2500—3000	26,1	- 0,1	0,72	2,0	0,8	4,7	1,3	93	23
3000—4000	29,8	- 0,1	0,39	1,3	- 0,3	6,0	2,7	73	10
4000—5000	32,5	- 1,3	0,20	0,7	- 0,6	3,3	1,2	63	- 4
5000—6000	(34,5)	(- 2,1)		(0,9)	(0,4)	(0,9)	(- 0,2)	(68)	(4)

(Nr. 10).

Tabelle 42.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
110	996	18,0	79	10,2	10,4				
830	916	12,8	88	9,0	8,9	0,72	0,98	0,9	99
1040	893	10,6	85	7,7	7,7	1,05	"	- 0,3	- 208
1375	857	9,0	62	5,4	5,2	0,48	"	1,8	603
1610	835	6,5	70	5,1	5,1	1,06	"	- 0,3	- 71
2150	780	2,9	86	5,3	5,2	0,67	"	1,1	594
2415	756	1,7	92	5,4	5,3	0,45	0,55	0,4	106
2775	723	- 0,1	84	4,6	4,5	0,50	0,98	1,8	648
3230	683	- 4,6	97	3,9	3,9	0,99	0,57	- 1,6	- 728
3320	675	- 3,9	74	3,0	3,1	- 0,78	0,98	6,5	585
3715	643	- 5,7	58	2,3	3,2	0,46	"	1,9	751
3740	640	- 5,3	60	2,3	2,4	- 1,60	"	9,5	238
4240	600	- 9,3	61	1,9	1,9	0,80	"	0,7	350
4695	565	- 11,8	60	1,5	1,6	0,55	"	1,6	728
4805	557	- 12,1	55	1,4	1,5	0,27	"	2,7	297
5470	511	- 17,2	35	0,7	0,7	0,77	"	0,8	532
6120	468	- 22,8	36	0,5	0,5	0,86	"	0,5	325

(Nr. 10).

Tabelle 43.

K = 15 0/0.

	- 0,6	0,1	- 0,2		- 1,5				- 0,3								
			- 1,5	0,2	- 1,7	- 1,4	- 0,7	0,9	- 1,4	- 2,1	- 0,6	- 0,9	- 2,0	- 0,8	- 1,4	- 0,8	
110	830	1040	1375	1610	2150	2415	2775	3230	3320	3715	3740	4240	4695	4805	5470	6120	

(Nr. 10).

Tabelle 44.

H	P	T	θ	δθ	R	S	δS	D	F
110	996	18,0	18,4	0,1	79	10,2	1,8	72 ^c	11
500	952	15,2	19,3	0,4	84	9,6	1,8	134 ^c	9
1000	897	10,9	20,0	0,0	86	8,0	1,2	-	-
1500	845	7,6	21,6	0,3	66	5,3	- 0,7	-	-
2000	795	3,8	22,9	0,0	82	5,3	0,7	-	-
2500	747	1,2	25,3	0,3	90	5,2	1,2	-	-
3000	703	- 2,3	26,8	- 1,2	91	4,3	1,1	-	-
4000	619	- 7,5	31,9	- 0,5	61	2,0	- 0,2	-	-
5000	543	- 13,6	36,3	0,5	49	1,2	- 0,3	-	-
6000	476	- 21,8	38,3	- 0,1	37	0,6	- 0,2	-	-

(Nr. 10).

Tabelle 45.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\delta\bar{\theta}$	$\frac{\delta\theta}{\delta H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\delta\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\delta\bar{S}$	\bar{R}	$\delta\bar{R}$
110-500	18,9	0,3	0,23	0,9	0,5	9,9	1,8	82	12
500-1000	19,9	0,6	0,14	0,5	0,0	9,0	1,7	86	13
1000-1500	21,0	0,3	0,32	1,1	0,5	6,4	0,2	72	- 3
1500-2000	22,1	0,2	0,27	0,8	0,2	5,2	0,1	74	0
2000-2500	24,0	0,0	0,48	0,9	- 0,1	5,4	1,0	88	17
2500-3000	26,4	- 0,2	0,30	0,3	- 0,9	4,7	1,3	87	17
3000-4000	29,3	- 0,6	0,51	1,4	- 0,3	3,0	- 0,3	73	10
4000-5000	34,0	0,2	0,44	1,4	0,0	1,7	- 0,4	59	- 8
5000-6000	37,4	0,8	0,20	0,6	- 0,6	0,8	- 0,3	39	- 25

(Nr. 11).

Tabelle 46.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
110	997	18,6	75	9,2	10,2				
745	924	12,5	84	8,2	8,3	0,96	0,48	- 1,7	- 1080
830	900	12,8	77	7,6	8,0	- 0,35	0,98	4,7	400
1285	864	9,0	79	6,8	6,6	0,83	-	0,5	228
1615	828	5,8	95	6,6	6,7	0,97	-	0,0	13
1770	813	5,0	90	6,1	6,1	0,52	0,44	- 0,4	- 62
2235	768	0,8	100	5,2	5,3	0,91	0,46	- 1,6	- 745
3100	689	- 4,0	100	4,2	4,1	0,55	0,59	0,1	87
3555	651	- 7,8	95	2,8	3,1	0,84	0,61	- 0,9	- 410
3785	632	- 8,5	84	2,5	2,6	0,30	0,98	2,6	598
3925	623	- 8,1	69	2,1	2,3	- 0,29	-	4,8	672
4055	612	- 8,9	76	2,0	2,4	0,62	-	1,4	182
4140	605	- 8,6	69	2,0	2,3	- 0,35	-	5,0	425
4205	600	- 9,3	63	1,9	2,0	1,08	-	3,8	- 247
4630	567	- 12,3	68	1,5	1,8	0,70	-	1,1	468
5130	529	- 17,1	72	1,2	1,3	0,96	-	0,1	50
5710	488	- 21,2	60	0,8	0,9	0,70	-	1,1	638
6310	449	- 26,6	61	0,4	0,6	0,90	-	0,3	180
7050	407	- 34,7	60	0,2	-	1,09	-	0,5	370

(Nr. 11).

Tabelle 47.

K - 44 00.

110	745	830	1285	1615	1770	2235	3100	3555	3785	3925	4055	4140	4205	4630	5130	5710	6310	7050

(Nr. 11).

Tabelle 48.

H	P	T	θ	∂θ	R	S	∂S	D	F
110	997	18,6	17,9	- 0,4	75	9,2	0,8	113°	12
500	951	14,5	18,8	- 0,1	81	8,6	0,8	-	-
1000	893	11,4	20,9	0,9	78	7,3	0,5	-	-
1500	841	6,9	21,2	- 0,1	89	6,7	0,7	-	-
2000	791	2,9	22,3	- 0,6	94	5,6	1,0	-	-
2500	744	- 0,6	23,7	- 1,3	100	4,9	0,9	-	-
3000	697	- 3,5	26,1	- 1,9	100	4,3	1,1	-	-
4000	616	- 8,5	31,1	- 1,3	73	2,0	- 0,2	-	-
5000	540	- 15,7	34,2	- 1,6	72	1,2	- 0,3	-	-
6000	472	- 23,6	36,8	- 1,6	60	0,6	- 0,2	-	-
7000	411	- 34,0	35,6	-	60	0,2	-	-	-

(Nr. 11).

Tabelle 49.

Schicht	θ̄	∂θ̄	$\frac{\partial\theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\partial\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	∂ \bar{S}	\bar{R}	∂ \bar{R}
110—500	18,4	- 0,2	0,23	- 1,7	- 2,1	8,9	0,8	78	8
500—1000	19,7	0,4	0,42	0,1	- 0,3	7,8	0,5	81	8
1000—1500	21,1	0,4	0,06	0,3	- 0,3	7,0	0,8	81	6
1500—2000	21,8	0,1	0,22	- 0,9	- 1,5	6,2	1,1	92	18
2000—2500	22,8	- 1,2	0,28	- 0,7	- 1,7	5,2	0,8	99	28
2500—3000	24,9	1,3	0,48	0,1	- 1,1	4,6	1,2	100	30
3000—4000	27,8	- 2,1	0,50	1,0	- 0,7	3,1	- 0,2	91	28
4000—5000	33,3	- 0,5	0,31	0,8	- 0,6	1,7	- 0,4	69	2
5000—6000	35,6	1,0	0,22	0,7	- 0,5	0,9	- 0,2	65	1
6000—7000	36,6	-	- 0,08	- 0,3	-	0,3	-	61	-

(Nr. 12).

Tabelle 50.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	$E \cdot 10^5$	$E \cdot \Delta H \cdot 10^5$
110	997	19,2	60	8,4	8,7	0,89	0,98	0,3	232
885	911	12,3	81	7,8	8,0	1,65	0,57	- 3,8	- 760
1085	889	9,0	90	7,1	7,3	- 0,37	0,98	4,7	1410
1385	857	10,1	72	6,6	6,6	0,77	"	0,8	908
2520	747	1,4	72	4,1	4,1	- 0,43	"	5,1	357
2590	740	1,7	45	2,6	2,7	1,08	"	- 0,4	192
3070	697	3,5	40	1,7	1,7				

(Nr. 12).

Tabelle 51.

K = 7 0/0.

	- 0,7	1,3	- 2,2 - 3,5	- 0,3	- 1,0	0,5
110	885	1085	1385	2520	2590	3070

(Nr. 12).

Tabelle 52.

H	P	T	θ	$\partial\theta$	R	S	∂S	D	F
110	997	19,2	19,5	1,2	60	8,4	0,0	193°	7
500	955	15,9	19,7	0,8	70	8,2	0,4	203°	14
1000	899	10,5	19,4	- 0,6	86	7,5	0,7	199°	18
1500	844	9,3	23,3	2,0	72	6,4	0,4	201°	25
2000	796	5,5	24,5	1,6	72	5,4	0,8	-	-
2500	748	1,6	25,6	0,6	72	4,2	0,2	-	-
3000	703	- 2,7	26,3	- 1,7	41	1,7	- 1,5	-	-

(Nr. 12).

Tabelle 53.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\partial\bar{\theta}$	$\frac{\partial\theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\partial\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\partial\bar{S}$	\bar{R}	$\partial\bar{R}$
110 - 500	19,6	1,0	0,05	0,3	- 0,1	8,3	0,2	65	- 5
500 - 1000	20,0	0,7	- 0,06	0,6	0,2	7,9	0,6	78	5
1000 - 1500	20,1	0,6	0,78	2,4	1,8	6,9	0,7	80	5
1500 - 2000	23,9	2,0	0,24	0,8	0,2	5,9	0,8	72	- 2
2000 - 2500	25,1	1,1	0,22	0,8	- 0,2	4,8	0,4	72	1
2500 - 3000	26,4	0,2	0,12	0,4	0,7	1,4	- 2,0	46	- 24

(Nr. 13).

Tabelle 54.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
110	994	16,1	51	5,7	5,9	0,83	0,98	0,5	200
510	948	12,8	61	6,0	6,0	1,15	"	- 0,6	- 303
1015	893	7,0	79	5,7	5,6	1,25	0,55	- 2,5	- 763
1320	857	3,2	87	4,9	5,0	0,28	0,98	2,5	813
1645	825	2,3	78	4,4	4,3	0,39	"	2,2	451
1850	807	1,5	62	3,3	3,3	0,83	"	0,5	90
2030	787	0,0	68	3,5	3,4	0,47	"	1,9	162
2115	777	- 0,4	65	3,0	3,1	0,92	"	0,2	61
2420	749	- 3,2	75	2,9	3,0	1,03	"	- 0,2	- 97
2905	703	- 8,2	83	2,2	2,4				

(Nr. 13).

Tabelle 55.

K = 58 0 0.

				0,4	- 0,2				
	- 0,6	0,8	1,6	- 0,1	1,2	- 0,3	- 0,4	- 0,2	0,3
110	510	1015	1320	1645	1850	2030	2115	2420	2905

(Nr. 13).

Tabelle 56.

H	P	T	θ	∂θ	R	S	∂S	D	F
110	993	16,1	16,8	- 1,5	51	5,7	- 2,7	242°	30
500	951	13,1	17,2	- 1,7	62	6,0	- 1,8	251°	45
1000	896	7,2	16,2	- 3,8	79	5,7	- 1,1	274°	34
1500	839	2,6	17,0	- 4,3	82	4,6	- 1,4	271°	24
2000	791	0,3	19,6	- 3,3	67	3,4	- 1,2	268°	24
2500	741	- 4,1	20,0	- 5,0	77	2,8	- 1,2	258°	30

(Nr. 13).

Tabelle 57.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\partial\bar{\theta}$	$\frac{\partial\theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\partial\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\partial\bar{S}$	\bar{R}	$\partial\bar{R}$
110— 500	17,0	- 1,6	0,10	0,5	0,1	5,9	- 2,2	57	- 13
500—1000	16,7	- 2,6	- 0,20	- 0,6	- 1,1	5,9	- 1,4	80	7
1000—1500	16,2	- 4,5	0,16	- 0,6	- 1,2	5,1	- 1,1	84	9
1500—2000	13,5	- 3,4	0,52	1,8	1,2	3,9	- 1,2	71	- 3
2000—2500	19,9	- 4,1	0,08	0,4	- 0,5	3,1	- 1,3	70	- 1
2500—3000	(20,0)	(- 6,2)	-	(- 0,2)	(- 1,2)	(2,5)	(- 0,9)	(80)	(10)

(Nr. 14).

Tabelle 58.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
110	996	17,3	43	5,2	6,1				
825	917	11,5	38	3,6	3,6	0,53	0,98	1,6	1144
1445	849	5,8	53	3,7	3,7	0,92	"	0,2	124
1990	795	0,9	62	3,3	3,2	0,90	"	0,3	163
2570	739	3,2	67	2,7	2,8	0,71	"	1,0	580
3060	696	6,3	74	2,4	2,5	0,63	"	1,3	640
3670	644	9,8	76	2,0	2,1	0,57	"	1,5	915
4220	599	13,6	72	1,4	1,6	0,69	"	1,1	605
4750	559	16,2	68	1,2	1,3	0,49	"	1,9	1007
5355	515	19,1	70	1,0	1,1	0,48	"	2,0	1210
6035	469	25,1	69	0,7	0,8	0,88	"	0,4	272
6415	444	26,8	69	0,7	0,7	0,45	"	2,1	798

(Nr. 14).

Tabelle 59.

K = 0 ‰.

	-- 1,2	-- 0,4	-- 0,5	-- 1,6	-- 1,7	-- 2,2	-- 1,4	-- 2,6	-- 3,1	-- 0,4	-- 1,8
110	825	1445	1990	2570	3060	3670	4220	4750	5355	6035	6415

(Nr. 14).

Tabelle 60.

H	P	T	θ	δθ	R	S	δS
110	996	17,3	17,6	-- 0,7	43	5,2	-- 3,2
500	952	14,2	18,3	-- 0,6	39	4,4	-- 3,4
1000	896	9,8	18,9	-- 1,1	42	3,6	-- 3,2
1500	844	5,3	19,3	-- 2,0	55	3,6	-- 2,4
2000	793	0,3	19,8	-- 3,1	63	3,3	-- 1,3
2500	745	2,7	21,2	-- 3,8	65	2,7	-- 1,3
3000	700	5,8	23,1	-- 4,9	74	2,5	-- 0,7
4000	616	-- 12,0	27,1	-- 5,3	73	1,7	-- 0,5
5000	539	-- 17,5	32,4	-- 3,4	68	1,2	0,3
6000	471	-- 24,9	35,2	-- 3,2	69	0,8	0,0

(Nr. 14).

Tabelle 61.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\delta\bar{\theta}$	$\frac{\delta\theta}{\delta H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\delta\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\delta\bar{S}$	\bar{R}	$\delta\bar{R}$
110--500	18,0	-- 0,6	0,18	1,6	1,2	4,8	-- 3,3	41	-- 29
500--1000	18,7	-- 0,6	0,12	1,1	0,6	3,9	-- 3,4	39	-- 34
1000--1500	19,0	-- 1,7	0,08	0,2	-- 0,4	3,7	-- 2,5	49	-- 26
1500--2000	19,5	-- 2,4	0,10	0,3	-- 0,3	3,5	-- 1,6	59	-- 15
2000--2500	20,5	-- 3,5	0,28	1,0	0,1	3,0	-- 1,4	64	-- 7
2500--3000	22,1	-- 4,1	0,38	1,3	0,1	2,6	-- 0,8	70	0
3000--4000	25,2	-- 4,7	0,40	1,4	-- 0,3	2,1	-- 1,2	75	12
4000--5000	29,4	-- 4,4	0,53	1,8	0,4	1,3	-- 0,8	70	3
5000--6000	34,3	-- 2,3	0,28	1,0	-- 0,3	1,0	-- 0,1	70	6

(Nr. 15).

Tabelle 62.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
200	989	18,2	50	6,5	6,4				
565	949	13,5	56	5,6	5,8	1,29	0,98	1,1	402
1140	889	9,2	71	5,8	5,9	0,75	"	0,8	460
1760	824	3,3	88	5,2	5,2	0,95	0,55	1,4	868
1960	804	5,2	49	3,4	3,4	0,95	0,98	7,0	1400
2295	771	2,8	29	1,8	1,8	0,72	"	0,9	302
2430	757	3,5	30	1,9	2,0	0,52	"	5,4	729
3080	699	1,6	46	2,0	2,3	0,78	"	0,7	455
3550	657	6,8	59	1,9	2,0	1,10	"	0,4	188
3890	628	9,4	64	1,8	1,9	0,76	"	0,8	272
4025	617	10,3	61	1,6	1,7	0,67	"	1,2	162
4585	575	11,9	76	2,0	2,0	0,29	"	2,6	1456
5140	533	16,5	96	1,5	1,8	0,83	0,70	0,9	500

(Nr. 15).

Tabelle 63.

K 17 ‰.

	1,1	-0,2 -1,3	-0,2	-3,9	-0,9	-2,0	-1,3	-0,6	-0,7 -0,7	0,4	-3,9	-0,5
200	565	1140	1760	1960	2295	2430	3080	3550	3890	4025	4585	5140

(Nr. 15).

Tabelle 64.

H	P	T	θ	∂θ	R	S	∂S	D	F
200	989	18,2	19,2	0,9	50	6,5	-1,9	220 ^z	10
500	957	14,4	18,1	-0,8	55	5,8	-2,0	268 ^z	19
1000	903	10,2	18,8	-1,2	67	5,8	-1,0	265 ^o	20
1500	849	5,7	19,1	-2,2	81	5,6	-0,4	240 ^z	30
2000	799	4,9	23,6	-0,7	46	3,2	-1,4	245 ^o	30
2500	751	3,0	26,9	1,9	32	1,8	-2,2	247 ^z	27
3000	705	1,0	27,9	0,1	44	2,0	1,2	251 ^o	33
4000	619	-10,1	28,9	-3,5	62	1,6	-0,6	-	-
5000	544	-15,3	34,2	-1,6	91	1,7	0,2	-	-

(Nr. 15).

Tabelle 65.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\partial \bar{\theta}$	$\frac{\partial \theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\partial \bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\partial \bar{S}$	\bar{R}	$\partial \bar{R}$
200 - 500	18,7	0,1	-0,36	1,1	1,5	6,2	-1,9	53	-17
500 - 1000	18,3	-1,0	0,14	0,6	0,1	5,7	-1,6	61	-12
1000 - 1500	19,0	-1,7	0,06	-0,8	-1,4	5,7	-0,5	74	-1
1500 - 2000	20,3	-1,6	0,90	2,1	1,5	4,8	-0,3	76	2
2000 - 2500	24,8	0,8	0,66	2,1	1,1	2,3	-2,1	34	-37
2500 - 3000	27,4	1,2	0,20	0,7	-0,5	1,9	-1,5	38	-32
3000 - 4000	28,0	-1,9	0,10	0,3	-1,4	1,9	1,4	57	6
4000 - 5000	31,6	-2,2	0,53	1,1	-0,2	1,8	0,3	75	8

(Nr. 16).

Tabelle 66.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
200	988	15,3	85	9,3	9,4	0,47	0,49	0,1	66
860	916	12,2	87	8,4	8,5	0,89	0,98	0,3	57
1050	893	10,5	75	6,8	6,8	0,38	"	2,1	494
1285	868	9,6	83	7,1	7,2	0,57	"	1,5	863
1860	811	6,3	86	6,4	6,4	0,87	"	0,4	156
2250	772	2,9	83	5,0	5,2	0,91	0,54	-1,4	-476
2590	740	-0,2	100	5,0	5,2	0,32	0,57	0,9	225
2840	719	-1,0	100	5,0	5,0	-0,64	0,98	6,0	132
3060	699	0,4	63	3,6	3,6	0,73	"	0,9	99
3170	689	-0,4	58	3,2	3,1	-1,68	"	9,8	882
3260	681	1,1	54	3,3	3,3	0,51	"	1,7	663
3650	649	-0,9	38	3,1	2,1	0,42	"	2,1	998
4125	611	-2,9	33	1,7	1,7	0,73	"	0,9	657
4855	557	-8,2	48	1,8	1,7	0,69	"	1,1	699
5490	513	-12,6	53	1,4	1,5				

(Nr. 16).

Tabelle 67.

K = 19 ‰.

							0,4	-2,2						
	-1,9	-0,2	-1,4	-1,3	0,0	-0,1	-0,7	-2,6	-0,3	-2,4	-1,8	-2,7	-1,9	-1,8
200	860	1050	1285	1860	2250	2590	2840	3060	3170	3260	3650	4125	4855	5490

(Nr. 16).

Tabelle 68.

H	P	T		δ	R	S	δS	D	F
200	988	15,3	16,4	-1,9	85	9,3	0,9	143 ²	13
500	955	13,9	17,8	-1,1	86	8,9	1,1	-	-
1000	897	11,6	20,7	0,7	78	7,3	0,5	-	-
1500	844	8,3	22,4	1,1	85	6,8	0,8	-	-
2000	796	5,1	24,0	1,1	85	5,9	1,3	-	-
2500	748	0,6	24,5	-0,5	96	5,1	1,1	-	-
3000	704	0,0	29,0	1,0	74	4,0	0,8	-	-
4000	620	-2,3	37,6	-4,8	36	1,9	0,3	-	-
5000	547	-9,2	41,0	5,2	49	1,7	0,2	-	-

(Nr. 16).

Tabelle 69.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\delta\bar{\theta}$	$\frac{\partial\theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\delta\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\delta\bar{S}$	\bar{R}	$\delta\bar{R}$
200—500	17,1	-1,5	0,46	0,1	-0,3	9,1	1,0	86	16
500—1000	19,2	-0,1	0,58	0,2	-0,3	8,5	1,2	86	13
1000—1500	21,3	0,6	0,34	1,7	1,1	7,0	0,8	81	6
1500—2000	23,4	1,5	0,32	1,2	0,6	6,5	1,4	86	12
2000—2500	24,3	0,3	0,10	-0,5	-1,5	5,3	0,7	87	16
2500—3000	26,0	-0,2	0,90	2,1	1,0	3,9	0,5	94	24
3000—4000	34,1	4,2	0,86	2,7	1,1	3,0	-0,3	47	-16
4000—5000	39,6	5,8	0,34	1,1	-0,3	1,8	-0,3	41	-26

(Nr. 17).

Tabelle 70.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	$E \cdot 10^5$	$E \cdot \Delta H \cdot 10^5$
200	987	17,7	66	8,3	8,6	0,72	0,98	0,9	617
885	911	12,8	68	6,8	6,9	1,04	"	- 0,2	90
1335	863	8,1	79	6,3	6,2	0,94	0,55	- 1,4	1148
2155	779	0,4	96	4,9	4,9	0,21	0,98	2,8	672
2395	756	- 0,1	83	4,3	4,2	0,89	0,59	- 1,1	517
2865	712	- 4,3	100	4,0	3,9	- 2,00	0,98	11,0	1430
2995	700	- 1,7	55	2,6	3,1	0,01	"	3,6	630
3170	684	- 1,8	35	1,7	1,7	- 1,33	"	1,3	39
3200	681	- 1,4	28	1,6	1,6	2,67	"	- 9,9	446
3245	677	- 2,6	26	1,3	1,2	0,23	"	2,8	980
3595	647	- 3,4	17	0,9	0,8				

(Nr. 17).

Tabelle 71.

K = 60 ‰.

						- 0,7				
					2,6	- 1,7				
				1,2	1,7					
	- 1,8	0,3	2,2	0,2		- 3,1				0,8
			1,1	- 1,1	0,3	- 3,5	- 1,6	- 1,7	1,8	- 2,6
200	885	1335	2155	2395	2865	2995	3170	3200	3245	3595

(Nr. 17).

Tabelle 72.

H	P	T	θ	$\partial \theta$	R	S	∂S
200	987	17,7	18,8	0,5	66	8,3	- 0,1
500	953	15,4	19,6	0,7	67	7,7	- 0,1
1000	897	11,5	20,6	0,6	71	6,7	- 0,1
1500	844	6,5	20,6	- 0,7	83	6,0	0,0
2000	792	1,7	20,7	- 2,2	93	5,1	0,5
2500	755	0,3	22,9	2,1	84	4,3	0,3
3000	699	- 1,7	27,9	- 0,1	53	2,6	- 0,6

(Nr. 17).

Tabelle 73.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\partial \bar{\theta}$	$\frac{\partial \theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\partial \bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\partial \bar{S}$	\bar{R}	$\partial \bar{R}$
200—500	19,2	0,6	0,16	0,9	0,5	8,0	- 0,1	67	3
500—1000	20,2	0,9	0,20	0,7	0,2	7,2	- 0,1	68	5
1000—1500	20,5	- 0,2	0,00	- 0,6	- 1,2	6,4	0,2	77	2
1500—2000	20,7	- 1,2	0,02	- 1,4	- 2,0	5,5	0,4	88	14
2000—2500	21,8	- 2,2	0,44	- 0,7	- 1,6	4,7	0,3	90	19
2500—3000	23,8	- 2,4	1,00	2,1	0,9	4,0	0,6	88	18
3000—4000	(30,3)	(- 0,4)	-	(3,5)	(1,8)	(1,5)	(- 1,8)	(29)	(- 34)

(Nr. 18).

Tabelle 74.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	$E \cdot 10^5$	$E \cdot \Delta H \cdot 10^5$
200	985	15,3	92	10,3	11,2				
530	947	14,7	82	9,0	11,3	0,18	0,98	2,8	924
605	940	15,0	78	8,7	11,5	-0,40	"	4,8	360
960	900	12,5	83	8,3	10,2	0,70	"	1,0	355
1300	864	10,1	98	8,8	9,0	0,71	0,50	-0,7	-238

(Nr. 18).

Tabelle 75.

K = 0,00.

	-1,8	-1,0	-1,1	-0,9
200	530	605	960	1300

(Nr. 18).

Tabelle 76.

H	P	T	θ	$\partial \theta$	R	S	∂S	D	F
200	985	15,3	16,6	-1,7	92	10,3	1,9	72°	16
500	949	14,7	19,1	0,2	84	9,1	1,3	134°	24
1000	896	12,3	21,5	1,5	85	8,4	1,6	137°	22

(Nr. 18).

Tabelle 77.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\partial \bar{\theta}$	$\frac{\partial \theta}{\partial H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\partial \bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\partial \bar{S}$	\bar{R}	$\partial \bar{R}$
200—500	17,9	-0,7	0,83	2,8	2,4	9,7	1,6	88	18
500—1000	20,7	1,4	0,48	1,5	1,1	8,6	1,3	81	8
1000—1500	(22,0)	(1,3)	-	(-0,7)	(-1,3)	(8,6)	(2,4)	(92)	(17)

(Nr. 19).

Tabelle 78.

H	P	T	R	S	x	γ	γ'	E · 10 ⁵	E · ΔH · 10 ⁵
200	985	15,9	90	10,3	10,7	0,75	0,98	0,8	264
530	949	14,4	91	9,7	10,2	1,50	0,48	— 3,6	— 360
630	936	12,9	89	8,8	8,9	1,21	0,51	— 2,5	— 825
960	900	8,9	97	7,8	7,8	— 0,23	0,98	4,3	1656
1345	859	9,8	66	5,8	4,0	1,18	"	— 0,7	— 77
1455	848	8,5	65	5,4	5,4	0,32	"	2,4	300
1580	835	8,1	72	5,8	5,9	0,68	"	1,1	517
2050	788	4,9	68	4,8	4,7	0,42	"	2,0	148
2790	721	1,8	59	3,7	3,6	0,68	"	1,1	534
3275	677	— 1,5	48	2,3	2,1				

(Nr. 19).

Tabelle 79.

K = 18 ‰.

	— 1,0	0,5	2,7	— 0,2		— 0,6			
			1,3	— 1,5	0,2	— 0,8	— 1,4	— 3,8	— 1,5
200	530	630	960	— 3,0	1345	1455	1580	2050	2790
									3275

(Nr. 19).

Tabelle 80.

H	P	T	θ	δθ	R	S	δS	D	F
200	985	15,9	17,2	— 1,1	90	10,3	1,9	179°	12
500	951	14,5	18,7	— 0,2	91	9,7	1,9	163°	7
1000	895	9,0	18,2	— 1,8	92	7,6	0,8	-	-
1500	843	8,4	22,7	1,4	68	5,6	0,4	-	-
2000	792	5,3	24,5	1,6	69	4,9	0,3	-	-
2500	745	2,9	27,3	2,3	63	4,2	0,2	-	-
3000	703	0,3	29,6	1,6	54	3,1	— 0,1	-	-

(Nr. 19).

Tabelle 81.

Schicht	$\bar{\theta}$	$\delta\bar{\theta}$	$\frac{\delta\theta}{\delta H}$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\delta\bar{E} \cdot 10^5$	\bar{S}	$\delta\bar{S}$	\bar{R}	$\delta\bar{R}$
200— 500	18,0	— 0,6	0,30	0,8	0,4	10,0	1,9	91	21
500—1000	16,2	— 3,1	— 0,10	— 2,0	— 2,5	8,5	1,2	92	19
1000—1500	20,9	0,2	0,90	2,6	2,0	6,4	0,2	75	0
1500—2000	23,8	1,9	0,36	1,3	0,7	5,4	0,3	71	— 3
2000—2500	25,9	1,9	0,56	1,9	1,0	4,5	0,1	66	— 5
2500—3000	28,6	2,4	0,46	1,6	0,5	3,7	0,3	59	— 11

Tabelle 82.

	Anzahl der Fälle mit Luftunruhe						Summe
	Boden—500	500—1000	1000—1500	1500—2000	2000—2500	2500—3000	
Über Hügeln	6	3	5	-	1	2	17
Über Flusslauf	4	4	2	-			10
Über Seenrand			2	-	1		3
Unter Wolken	3 (1 FN); (2 FS)	2 (1 FN); (1 SC)	3 (2 PN); (1 SC)	-	2 (2 SC)	1 (1 AC)	11
In Wolken	-	2 (1 FC); (1 SC)	3 (2 PN); (1 FC)	-	2 (1 C); (1 SC)	4 (1 C); (1 SC); (1 AC-Cast.)	11
Unter Inversion	2	5	2	-	2	4	15
Unter abn. Gradienten	2	2	3	-	1	1	9
Unter zun. Gradienten	2	-	1	-	2	-	5
Zahl d. Fälle überhaupt	10	8	9	-	5	6	38

Tabelle 83.

	E · 10 ⁻²	Anzahl der Fälle von Luftunruhe der Stärke:						Summe
		1	2	3	4	5	6	
Boden - 1500 m.	< -1,0			2	3		1	6
	-1,0 bis -0,5		1	2	1	1		5
	-0,5 > -0,0	1			1			2
	0,0 bis 0,5	1		3		1		5
	0,5 > 1,0		1	1	1	1		4
	> 1,0		2	2		1		5
1500—3000 m.	< -1,0	1	1	1		1	1	5
	-1,0 bis -0,5							
	-0,5 > -0,0	1		2				3
	0,0 bis 0,5							
	0,5 > 1,0			1				1
	> 1,0			2				2

Tabelle 84.

γ	Anzahl der Fälle von Luftunruhe der Stärke:						Summe
	1	2	3	4	5	6	
0,0—0,1							
0,1—0,2		1					1
0,2—0,3							
0,3—0,4			3				3
0,4—0,5	1	1					2
0,5—0,6			2				2
0,6—0,7					1		1
0,7—0,8	1	2	5	1	2		11
0,8—0,9		1	1				2
0,9—1,0	1		3	1	1	1	7
1,0—2,0	1		2	4	1	1	9

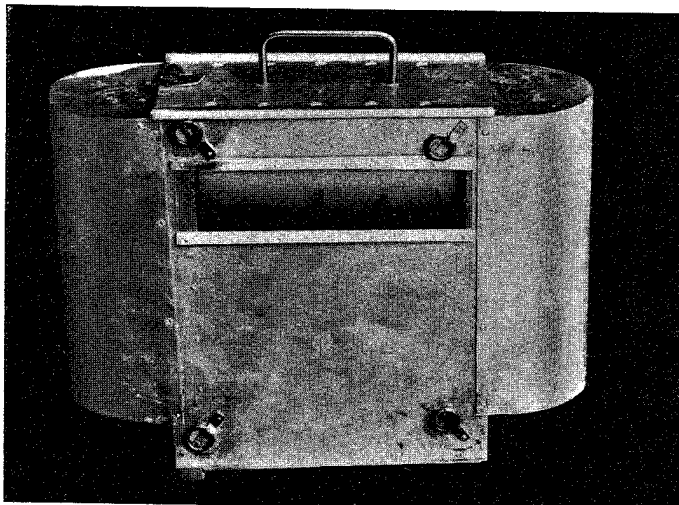


Fig. 1.

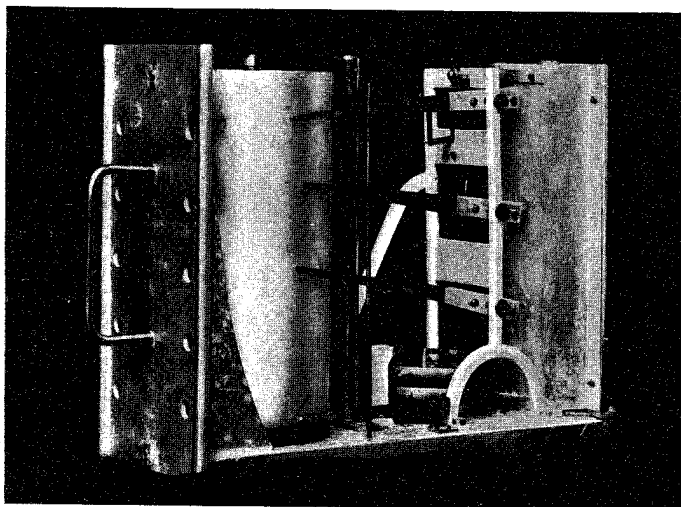


Fig. 2.

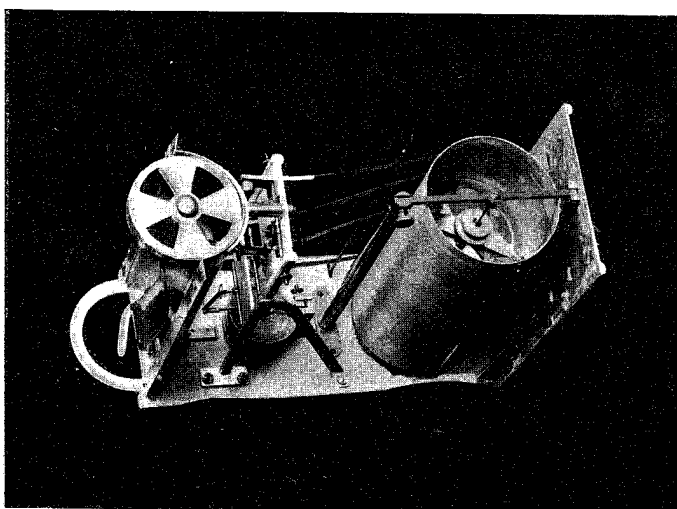


Fig. 3.

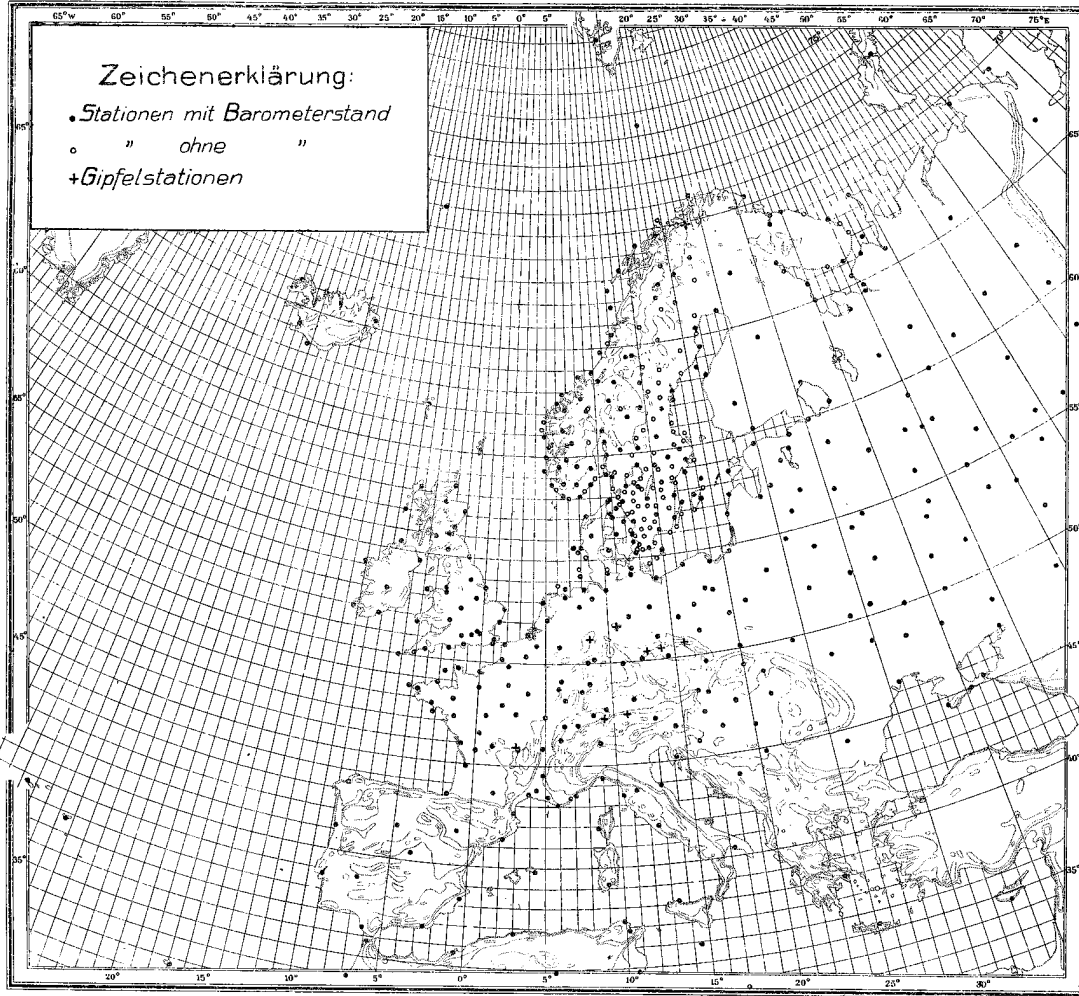
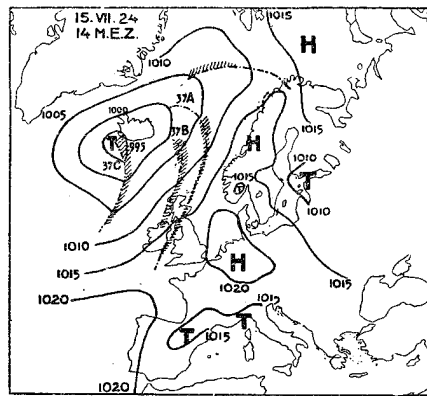
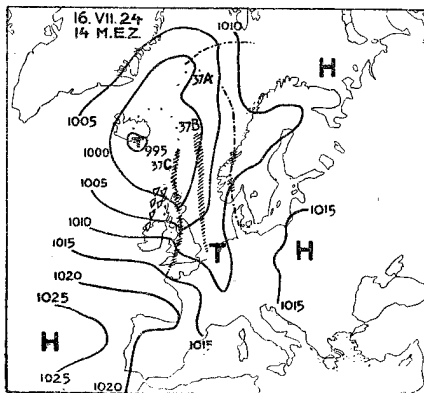


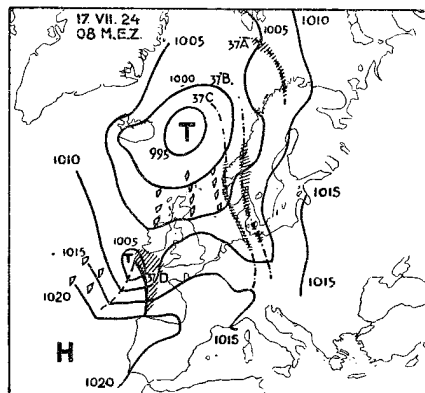
Fig. 4.



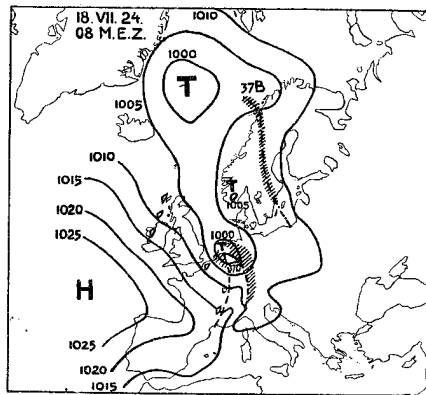
Karte 1



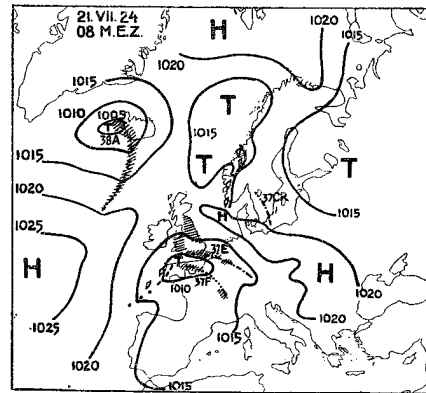
Karte 2



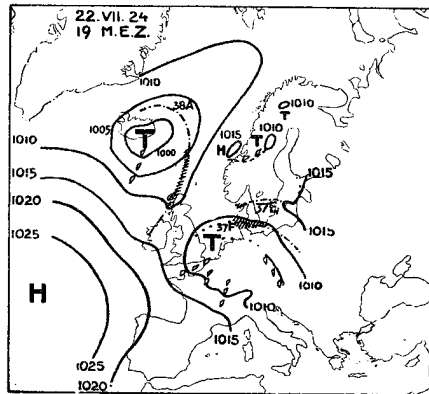
Karte 3



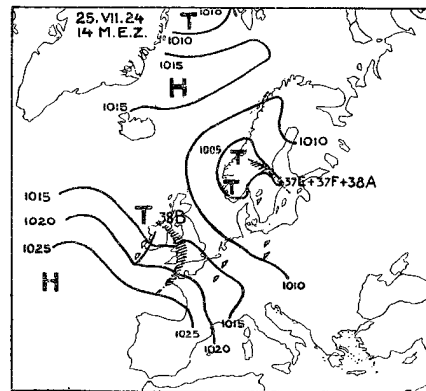
Karte 4



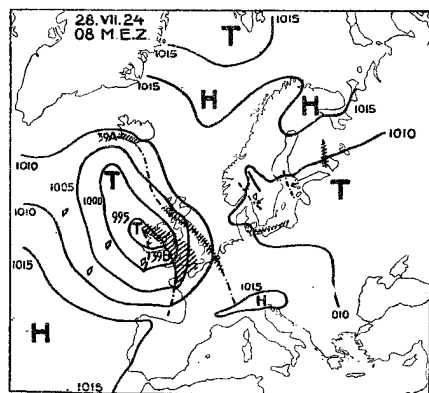
Karte 5



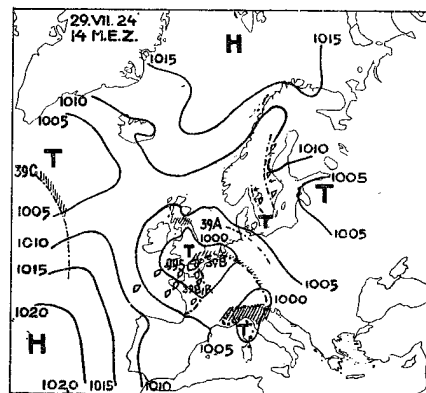
Karte 6



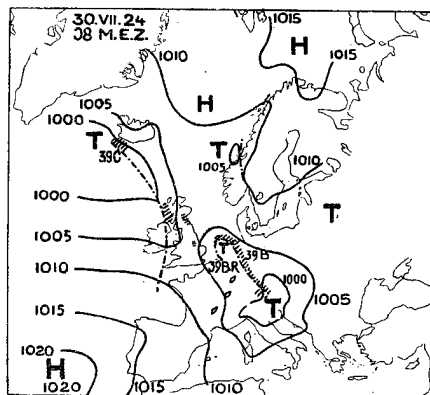
Karte 7



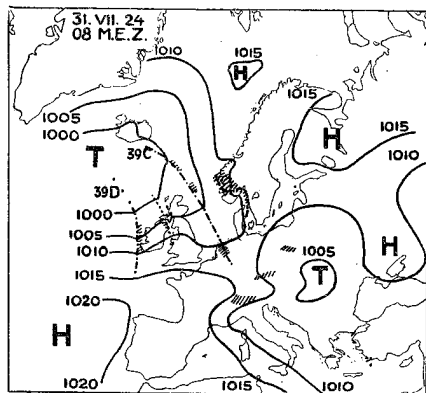
Karte 8



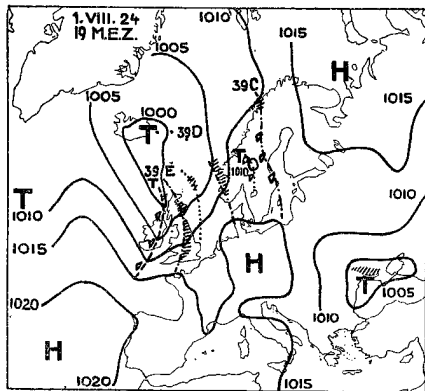
Karte 9



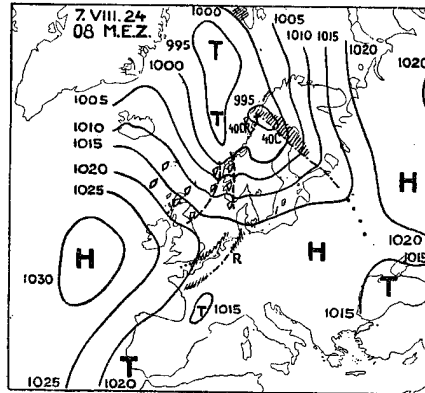
Karte 10



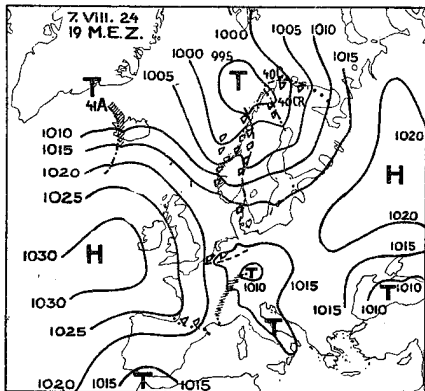
Karte 11



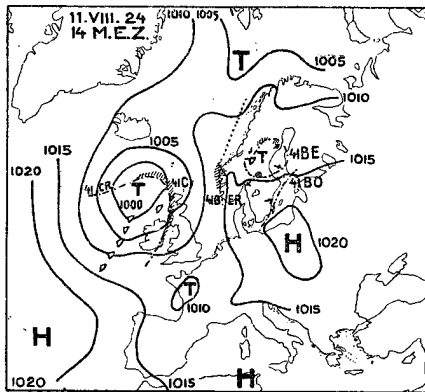
Karte 12



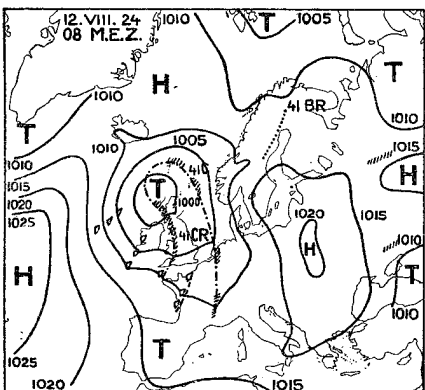
Karte 13



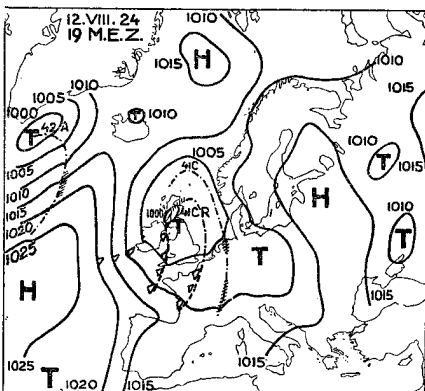
Karte 14



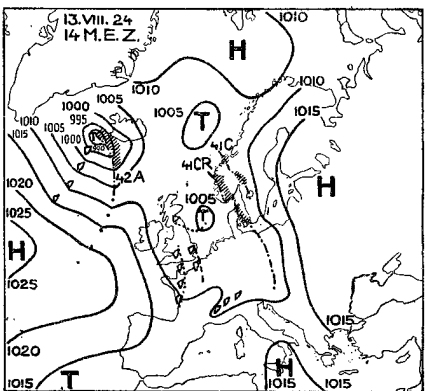
Karte 15



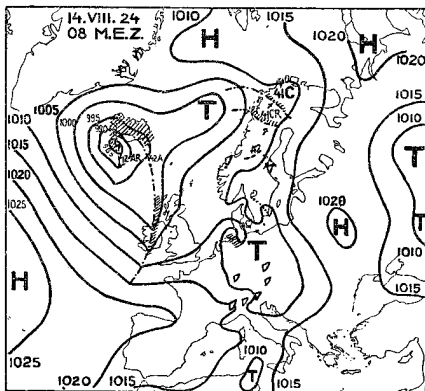
Karte 16



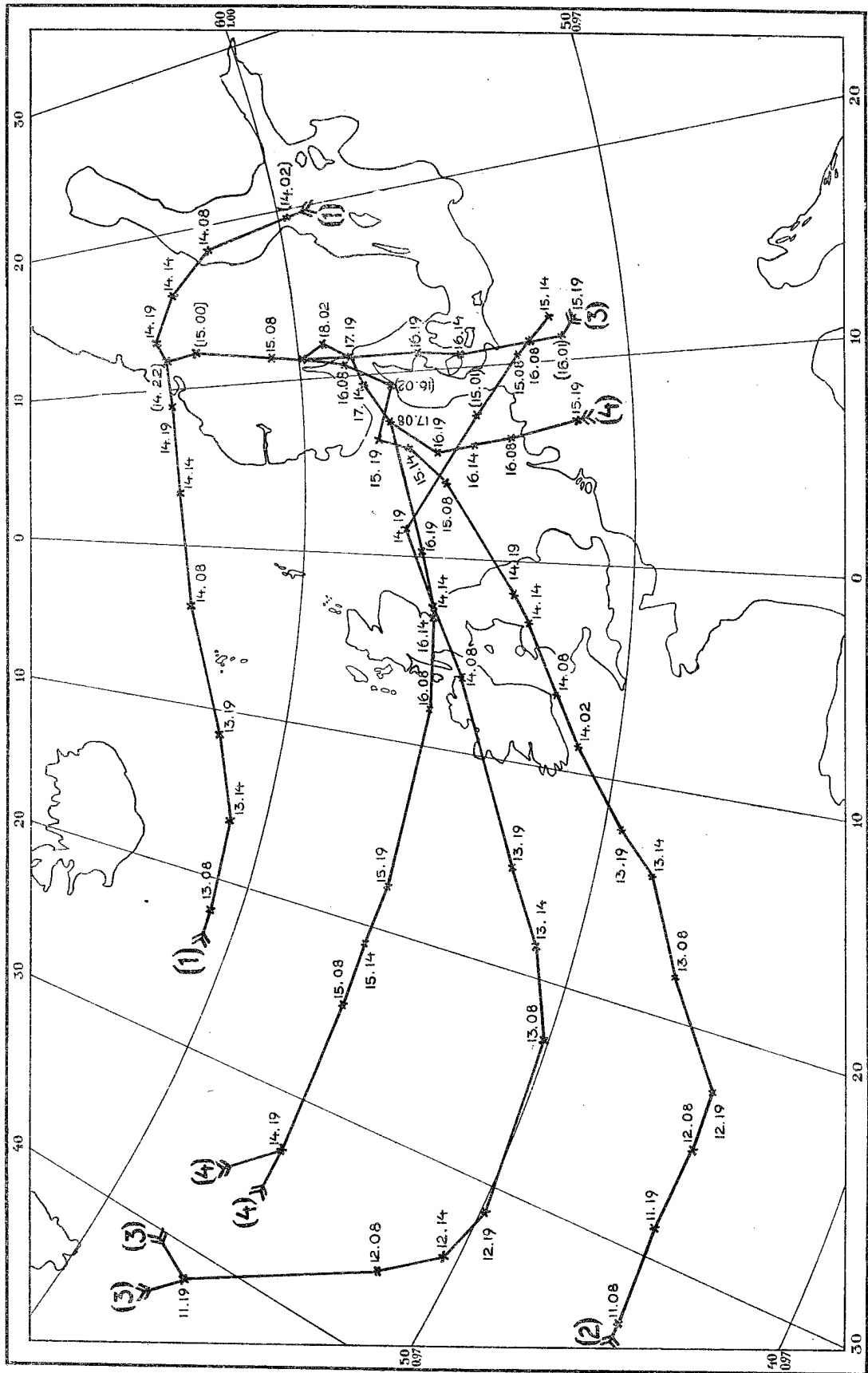
Karte 17



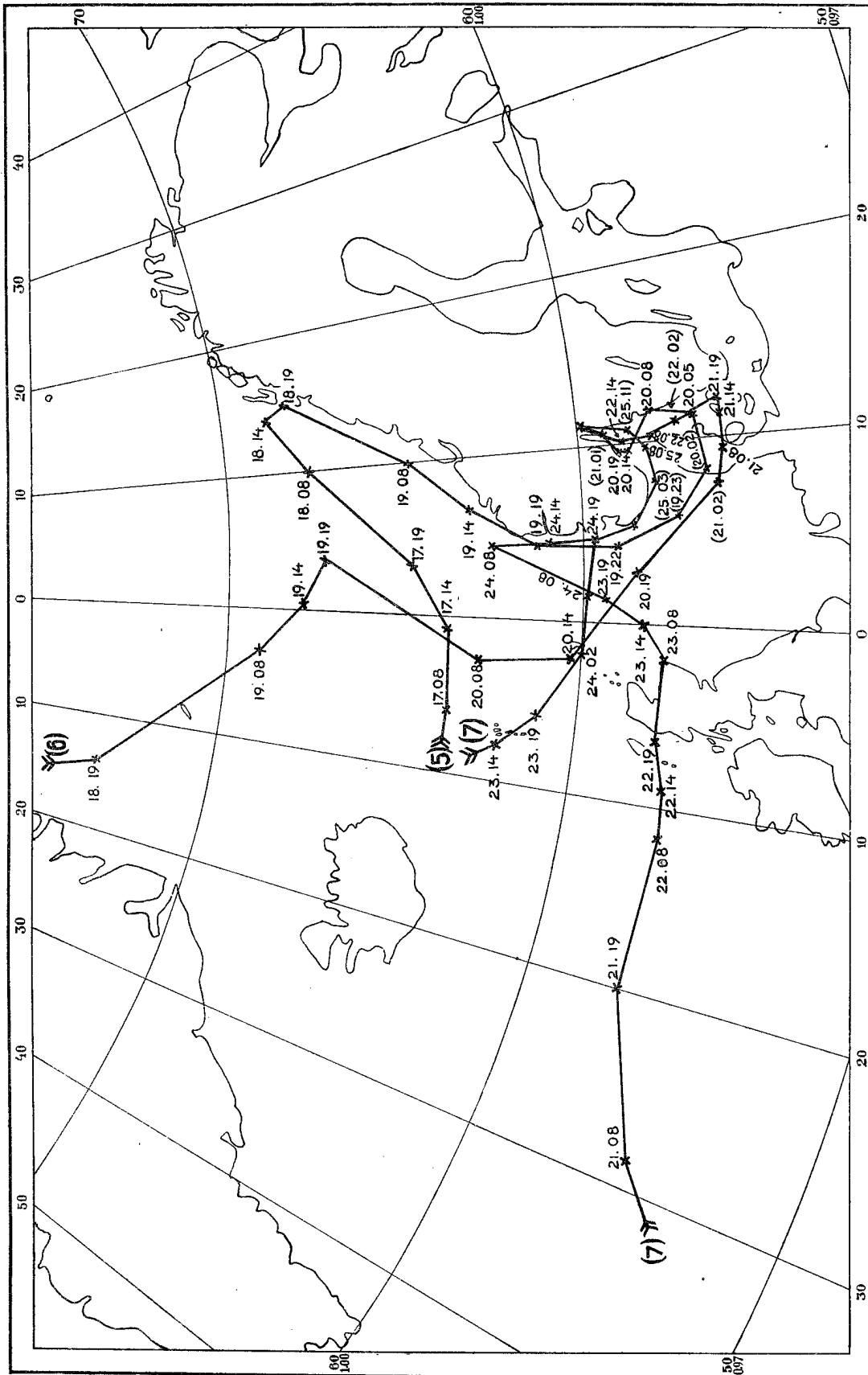
Karte 18



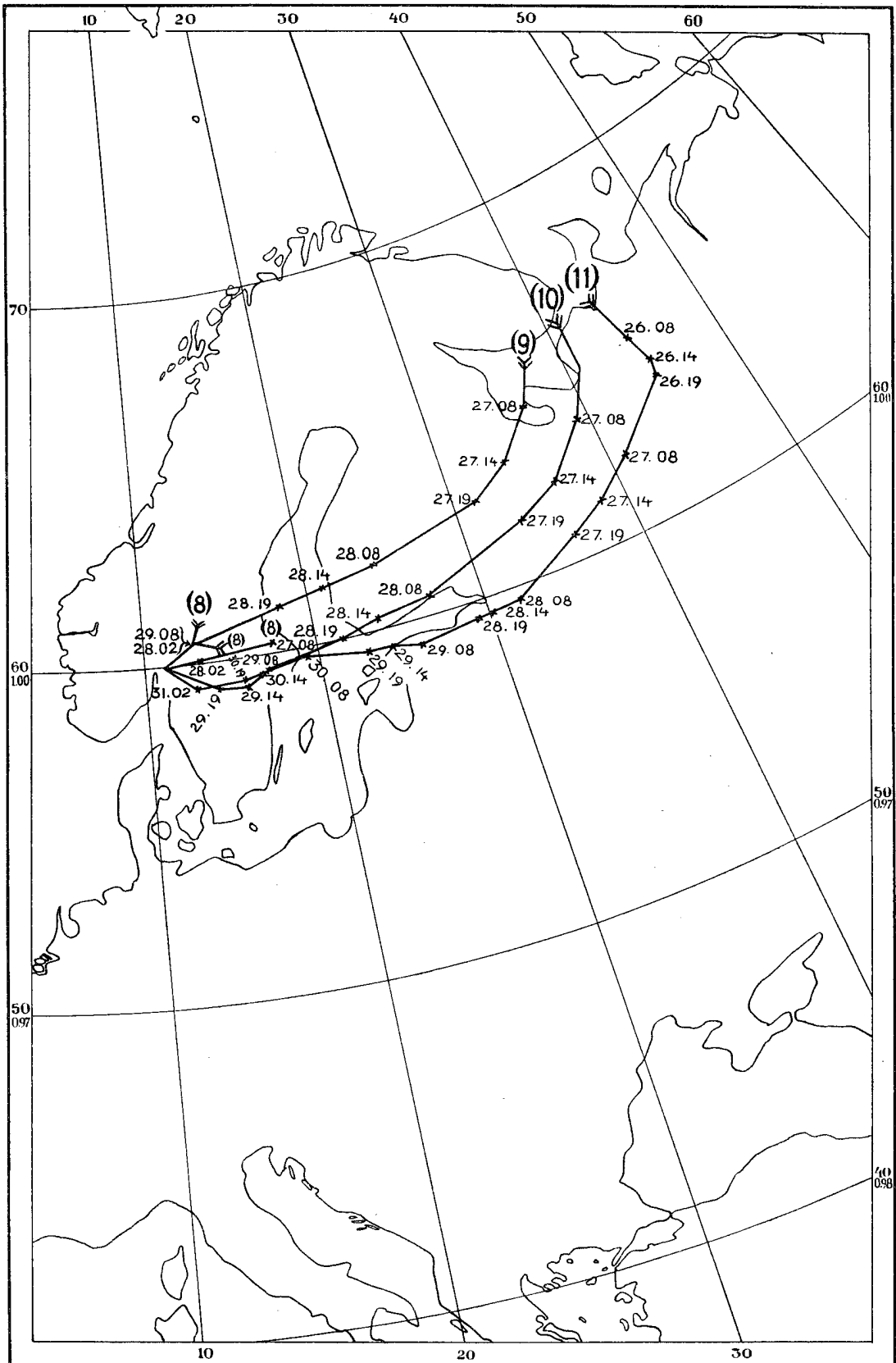
Karte 19



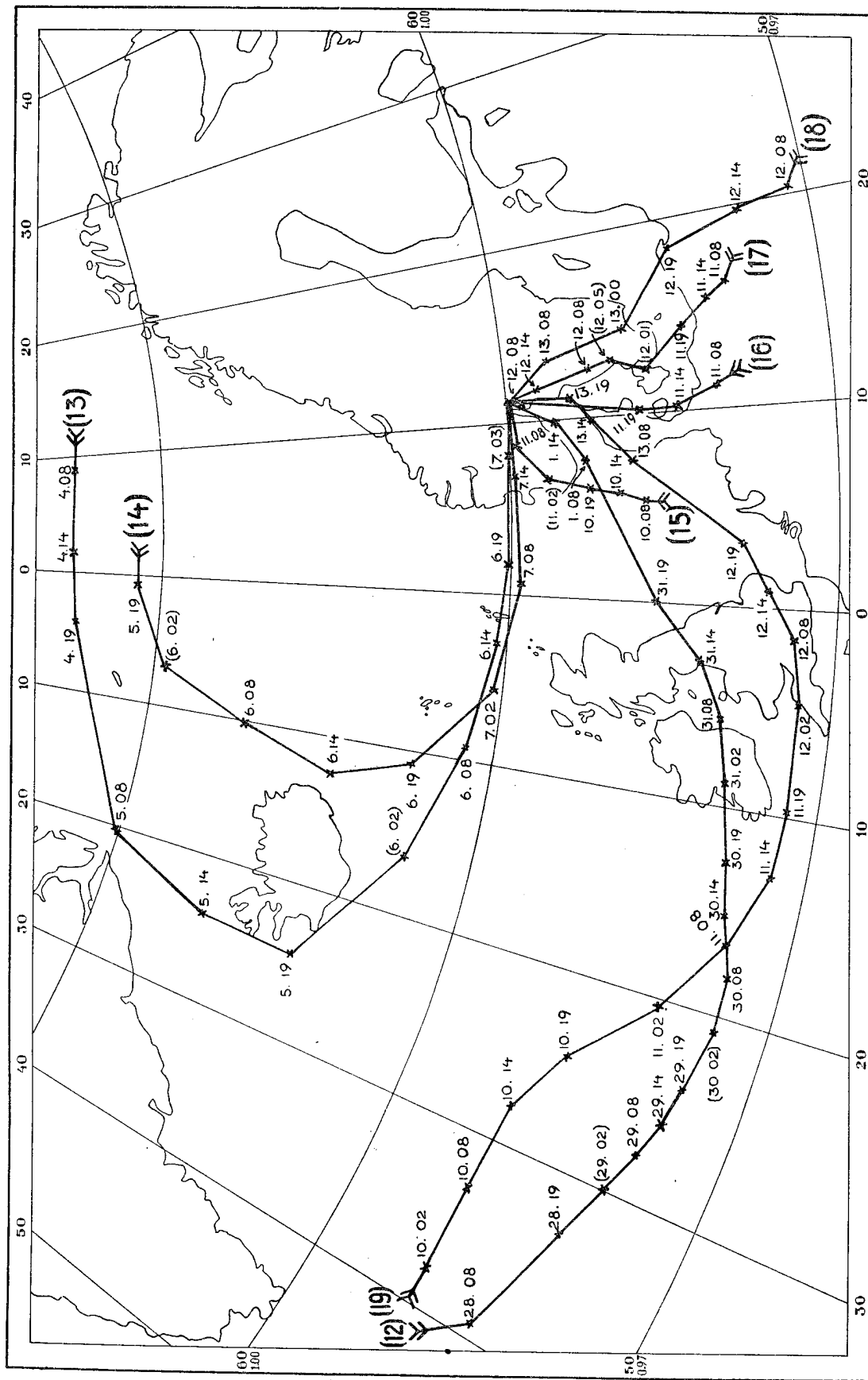
Karte 20.



Karte 21.



Karte 22.



Karte 23.

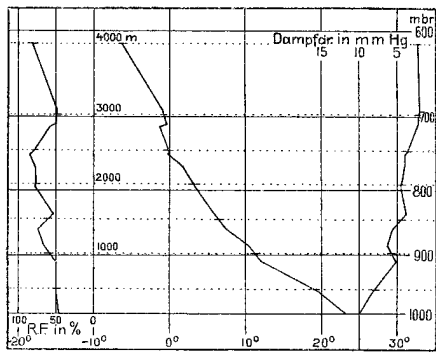


Diagramm Nr. 1.

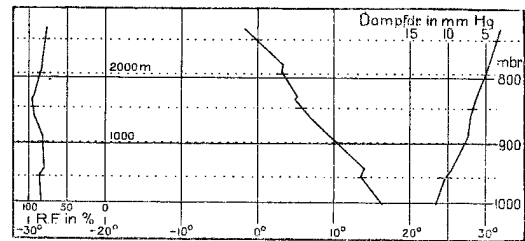


Diagramm Nr. 5.

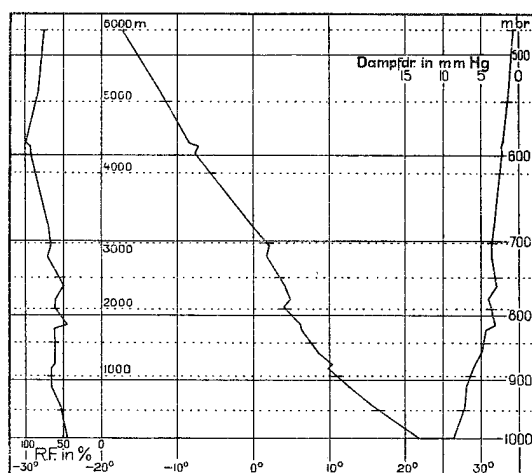


Diagramm Nr. 2.

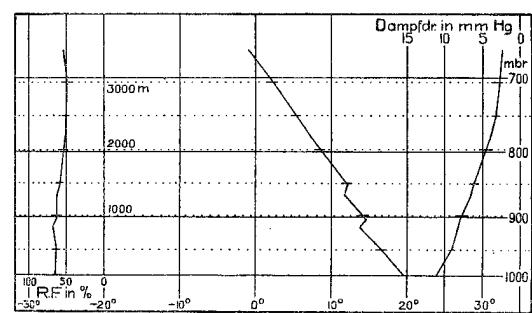


Diagramm Nr. 6.

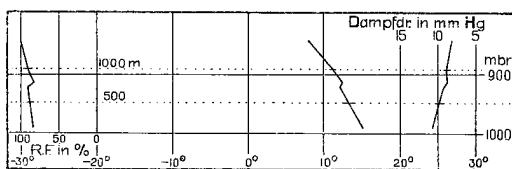


Diagramm Nr. 3.

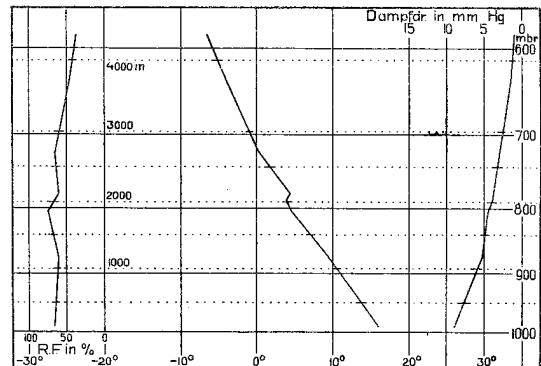


Diagramm Nr. 7.

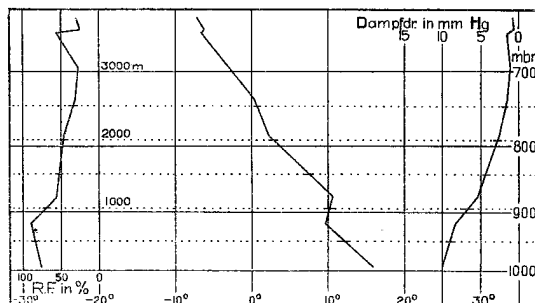


Diagramm Nr. 4.

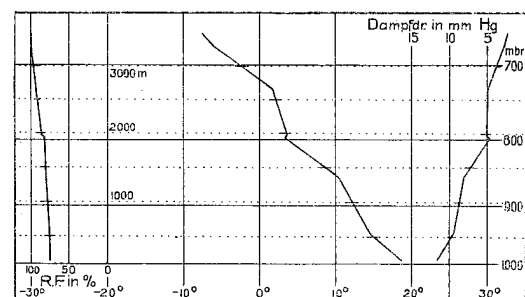


Diagramm Nr. 8.

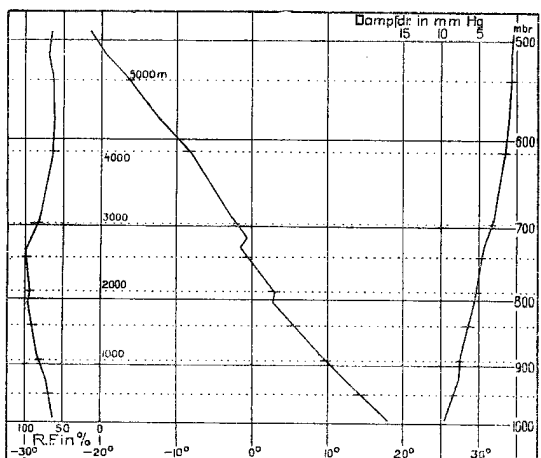


Diagramm Nr. 9.

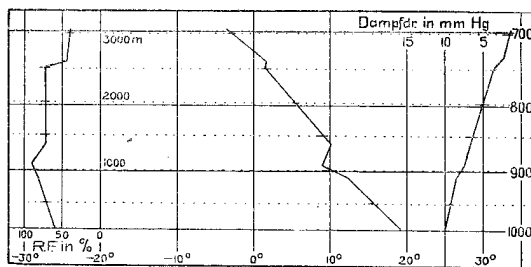


Diagramm Nr. 12.

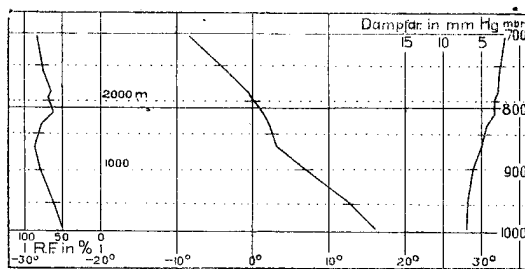


Diagramm Nr. 13.

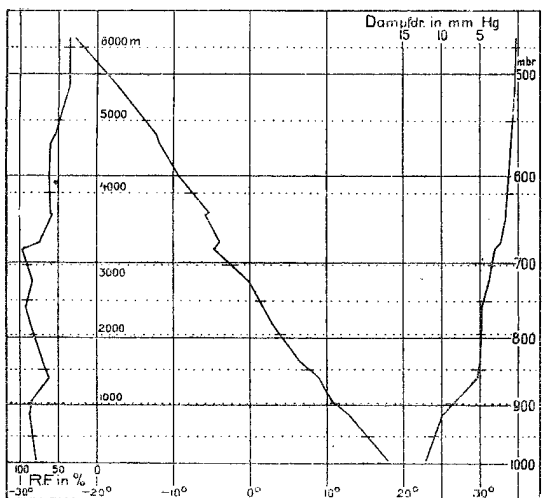


Diagramm Nr. 10.

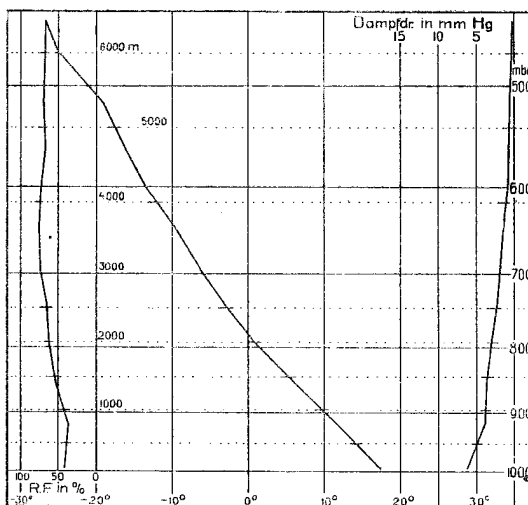


Diagramm Nr. 14.

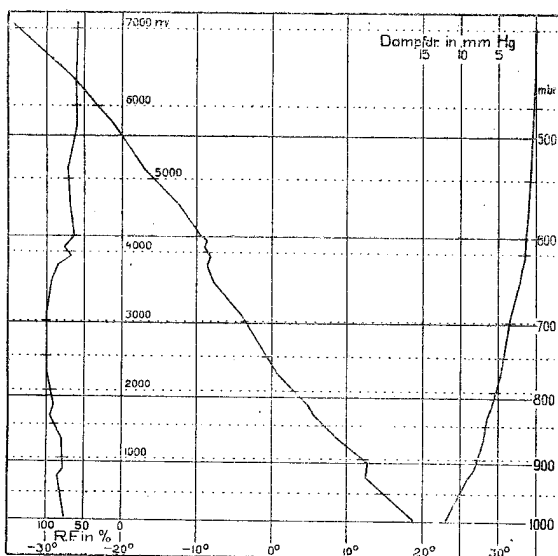


Diagramm Nr. 11.

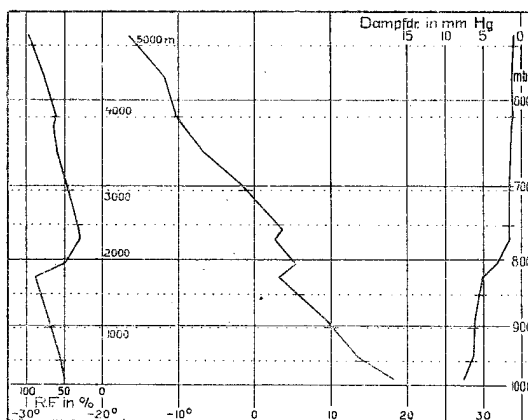


Diagramm Nr. 15.

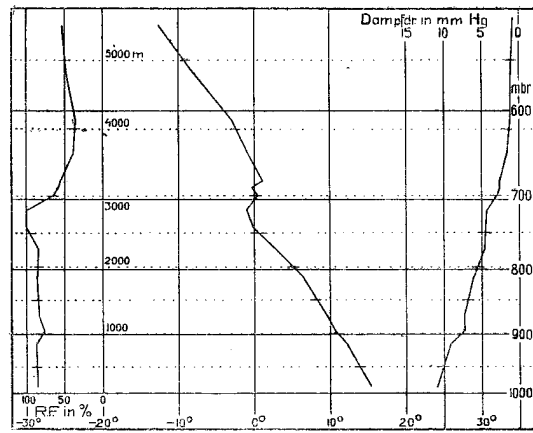


Diagramm Nr. 16.

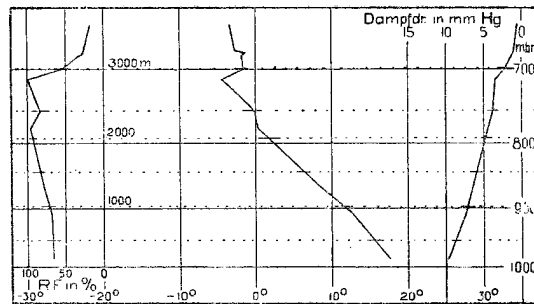


Diagramm Nr. 17.

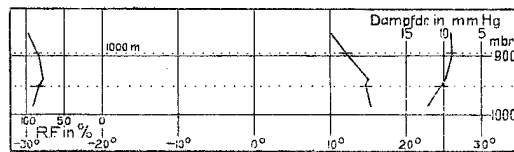


Diagramm Nr. 18.

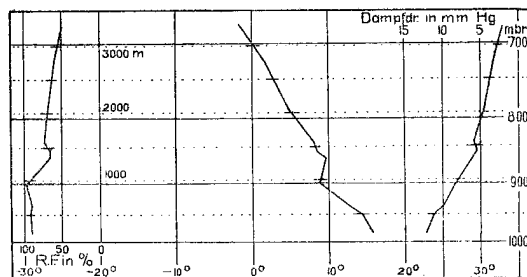


Diagramm Nr. 19.