

g. 66745
Deutscher Wetterdienst in der US-Zone
Zentralamt Bad Kissingen
Leiter: Prof. Dr. Ludwig Weickmann

230372

Berichte
des
Deutschen Wetterdienstes
in der US-Zone

Nr. 18

Studien zur allgemeinen Zirkulation
der Atmosphäre

Von Dr. Hermann Flohn, Bad Kissingen



Bad Kissingen. 1950

△

T 1

Inhalt

Vorbemerkung	4
<i>I. Über den Mechanismus der allgemeinen Zirkulation</i>	
Einleitung	5
A. Einwände gegen die Vertikalzirkulationstheorie 5	
1. Wind und Druckfeld	5
2. Wärmemaschine oder Kältemaschine?	5
3. Rolle des horizontalen Massenaustausches	6
4. Ursache der subtropischen Hochdruckgürtel	7
5. Horizontale Temperaturunterschiede als Energiequelle?	7
6. Ergebnis	8
B. Grundlinien der Horizontalaustauschtheorie 8	
1. Die planetarische Frontalzone	8
2. Höhenträge und Bodendruckanomalien	10
3. Subpolare Tiefdruckfurche und subtropischer Hochdruckgürtel	13
4. Die vertikale Komponente der atmosphärischen Zirkulation	15
5. Die Energiequelle der allgemeinen Zirkulation	16
C. Schlußbemerkungen 17	
Zusammenfassung	18
Literatur	19
<i>II. Aufbau und Ablauf des ostasiatischen Sommermonsuns</i>	
Einleitung	21
A. Zur Struktur des normalen Witterungsablaufes 21	
B. Zur Synoptik des sogenannten Sommermonsuns 25	
C. Zur Aerologie des ostasiatischen Sommermonsuns 28	
D. Schlußbetrachtungen 31	
Zusammenfassung	32
Literatur	32
<i>III. Tropische und außertropische Monsunzirkulation</i>	
Einleitung	34
A. Tropische Monsune 34	
1. Indien	34
2. Indonesien	39
3. Afrika	40
4. Ergebnis	42
B. Außertropische Monsune 43	
1. Ostküsten und Westküsten	43
2. Europa	44
3. Nordasien	46
4. Ostasien	46
5. Nordamerika	47
6. Ergebnis	48
Zusammenfassung	49
Literatur	50
29 Abbildungen	

Vorbemerkung.

Seit etwa einem Jahrzehnt hat Verfasser es unternommen, alles irgend greifbare aerologische Material der ganzen Erde zusammenzustellen, um hieraus einen Überblick zu gewinnen über die Dynamik des großartigen komplexen Vorganges, den wir als allgemeine Zirkulation der Erdatmosphäre bezeichnen. Hierbei war es das Ziel, diesen Komplex zunächst empirisch zu erfassen, sowohl unter geographisch-klimatologischen Gesichtspunkten wie unter denen der synoptischen Aerologie, wie sie der tägliche Wetterdienst anwendet. Diese Arbeiten haben inzwischen eine synthetische Darstellung ermöglicht, wobei unvermeidlich auch theoretische Gesichtspunkte herangezogen werden müssen.

In vorliegendem Bande sollen drei etwas umfangreichere Arbeiten zu diesem Thema, das inzwischen zu einem Zentralproblem der internationalen Diskussion geworden ist, vereinigt werden; eine vierte über die allgemeine Zirkulation der Südhemisphäre ist inzwischen an anderer Stelle (*Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie* A 2, 1950, S. 17—64) erschienen. Weitere Untersuchungen — insbesondere über die Lage der aerologischen Kältepole der Nordhalbkugel sowie die Trogbildung in der Höhenströmung der Westwindzone — sollen folgen.

Diese Studien sind gedacht als Vorbereitung einer Monographie, die das Problem der allgemeinen Zirkulation umfassend vom synoptisch-aerologischen sowie vom klimatologischen Standpunkt aus betrachtet und hierbei auch die theoretischen Zusammenhänge und die analogen Verhältnisse auf anderen Planeten und der Sonne vergleichend heranzieht. Bei der überaus

raschen Entwicklung in den letzten Jahren und den mit ihr aufgetauchten neuartigen Perspektiven erscheint eine solche Darstellung im Augenblick noch etwas verfrüht.

Für die Diskussion theoretischer Fragen und verschiedene Hinweise ist Verfasser Herrn Dipl.-Met. K. Hinkelmann zu großem Dank verpflichtet.

Die Überlegungen über den Wärmehaushalt der Atmosphäre, insbesondere über die Rolle der Emission der oberen Troposphäre als Kältequelle und die der bei Niederschlag freiwerdenden Kondensationswärme der Wolken (S. 14, 16), erfahren eine Bestätigung, aber auch eine gewisse Modifikation durch die erst jetzt bekannt gewordene Arbeit von *F. Albrechts* (*Ber. Dt. Wetterdienst US-Zone* 17, vgl. besonders Abb. 42—44). Wenn auch gegen gewisse Einzelheiten der Rechnung — z. B. gegen die allgemeine Verwendung der Formel von *Süring* über die vertikale Dampfdruckverteilung — oder der synoptischen Ausdeutung Einwendungen möglich sind, so wird doch eines der wichtigsten Argumente, die Trockenheit der unteren Stratosphäre, durch die Taupunktmessungen von *A. W. Brewer* (*Quart. Journ. Roy. Met. Soc.* 76, 485—487, 1950) bestätigt, die eine Abnahme der relativen Feuchte oberhalb der Tropopause von 30—35% (Winter) bzw. 40—45% (Sommer) auf weniger als 10% oberhalb derselben ergeben haben.

Zu der Rolle des Austausch es muß auf die wichtige neue Theorie der isotropen bzw. nichtisotropen Turbulenz von *H. Lettau* (*Geophys. Res. Pap.* 1, 1949) hingewiesen werden, in der auf Gleichheit der Austauschkoefizienten für alle meteorologischen Elemente geschlossen wird.

I. Über den Mechanismus der allgemeinen Zirkulation

Einleitung.

Das Zeitalter der zirkumpolaren oder gar globalen dreidimensionalen Synoptik, in dem wir uns seit wenigen Jahren erst befinden, stellt uns täglich mit jeder Wetterkarte vor einen Komplex von Fragen, den wir gewohnt sind, als allgemeine Zirkulation zu bezeichnen. Es ist daher keinesfalls erstaunlich, daß in den letzten Jahren die allgemeine Zirkulation, deren herkömmliche Erklärung so einfach und einleuchtend erschien, heute zu einer der aktuellsten Fragen der Meteorologie überhaupt geworden ist. Entscheidend ist hierbei die Loslösung der Betrachtung vom Boden und der bewußte Übergang zu einer wahrhaft dreidimensionalen Anschauung vom aerologischen Standpunkt, der die besonderen Eigenschaften der Grundschicht (*Schneider-Carius*) nur als Bodenstörung in Rechnung stellt.

Die synoptisch-aerologischen Erfahrungen der letzten Jahre haben unsere theoretischen Vorstellungen vielfach als revisionsbedürftig aufgezeigt. Das gilt insbesondere für die Lehre vom Anteil der Stratosphäre am Bodendruck, wo *Scherhags* (1)* statistische Studien die Unhaltbarkeit der älteren Auffassung evident machen. Das gilt aber auch für verschiedene Vorstellungen über den allgemeinen Kreislauf. Deshalb müssen wir uns zunächst mit den Einwänden gegen die herkömmliche Lehre, die letzten Endes auf *Hadley* (1735) und *Ferrel* (1860) zurückgeht (2), kurz beschäftigen.

Hierbei muß auf eine ins Einzelne gehende Begründung und auf ausführliche literarische Belege — unter Hinweis auf die ausgezeichnete Darstellung von *V. Bjerknes* und Mitarbeitern (3) (1933), die sehr sorgfältige und kritische Behandlung des Problems durch *F. Möller* (4) und *C. G. Rossbys* (1949) Kritik (16) — verzichtet werden; es handelt sich vornehmlich um eine Zusammenstellung bereits bekannter Dinge. Anschließend soll versucht werden, die vorhandenen Ansätze zu einem geschlossenen Gesamtbild zu vereinen, das dynamische Gesichtspunkte und die synoptisch-aerologischen Erfahrungen des letzten Jahrzehnts würdigt und dem komplexen, keinesfalls nur mit einem Prinzip allein zu erklärenden Aufbau der planetarischen Zirkulation gerecht wird.

A) Einwände gegen die Vertikalzirkulationstheorie.

1. Wind und Druckfeld.

Der wichtigste Einwand bezieht sich auf unsere heute gültige Erfahrung, daß der wahre Wind in der freien Atmosphäre mit nur geringfügigen Abweichungen dem (isobarenparallelen) geostrophischen Wind entspricht. Statistische Untersuchungen von *Seeliger*, *Scherhag* (1), *Reineke* und *Bannon* (5) haben diesen Befund bestätigt. Die mittlere Abweichung zwischen wahrem Wind und geostrophischem Wind beträgt in 1000 m Höhe und darüber maximal 1–3°.

Der (zeitliche) Mittelwert aller ageostrophischen Komponenten liefert im statistischen Mittel also höchstens einen kleinen Bruchteil des geostrophischen Win-

des. In Indien bildet zwar nicht der geostrophische, wohl aber der zyklotropische Wind eine optimale Annäherung an den wahren Wind (6); unsere Ausführungen gelten teilweise und sinngemäß auch für diesen. Die Summe aller Druckgradienten in zonaler Richtung über einen ganzen Breitenkreis ist identisch gleich Null; ebenso muß auch das Breitenkreismittel des geostrophischen Windes (genauer: des Impulses) verschwinden. Damit ist also im Mittel über einen Breitenkreis kein geostrophischer meridionaler Massentransport möglich: Die Meridionalkomponente der Vertikalzirkulation (Abb. 1) kann also nur ageostrophisch sein. Das gilt auch noch für tropische Breiten, da dort der geringeren Coriolisbeschleunigung auch entsprechend geringe Druckgradienten das Gleichgewicht halten. Nur im unmittelbaren Bereich des Äquators — vielleicht innerhalb ± 4° Breite, wo der Coriolisparameter $l = 2 \omega \sin \varphi$ weniger als 10% des Wertes in 43° Breite (10^{-4}sec^{-1}) beträgt — überwiegen die ageostrophischen Komponenten. In den übrigen tropischen und subtropischen Breiten wird nach den vorliegenden Erfahrungen (6; Teil III, Lit. 10) der wahre Wind wohl der Richtung nach einigermaßen richtig durch den geostrophischen Wind wiedergegeben, aber die Geschwindigkeiten sind zu gering („subgeostrophisch“). Auch *H. Riehl* (47) hält die (geostrophische) Beziehung des „thermischen Windes“ (Gl. 2) bis 10° Breite für „nicht ungültig“. Leider liegen bisher noch wenig Statistiken über das Verhältnis zwischen wahren und geostrophischem Wind*) aus tropischen Breiten vor. Die ageostrophische Meridionalkomponente der Vertikalzirkulation ist also nur als ein kleiner Teil zu werten, der zwar keinesfalls vernachlässigt werden darf, aber an kinematischer Bedeutung weitaus hinter dem geostrophischen zonalen Anteil der Strömung zurücksteht. Der gleiche Einwand gilt selbstverständlich auch gegenüber einer im Mittel nicht verschwindenden Meridionalkomponente einer „helikoidalen“ Schraubenzirkulation im Sinne von *V. Bjerknes* oder *Y. Mintz* (8).

2. Wärmemaschine oder Kältemaschine?

Nehmen wir die klassische Dreigürtelzirkulation als gegeben an, so wurde immer wieder die Frage erörtert, weshalb der Umlaufsinn des mittleren Zirkulationsrades (zwischen Subtropenhoch und Subpolartief) entgegen dem vom *Bjerknesschen* Zirkulationstheorem geforderten verläuft. Nun lautet das Zirkulationstheorem auf der rotierenden Erde

$$\frac{dC}{dt} = - \int \frac{dp}{\rho} - 2\omega \frac{dF'}{dt} \quad (\text{V. Bjerknes 1902}) \quad (1)$$

(C = Zirkulationsbeschleunigung, ρ = Dichte, p = Druck, ω = Winkelgeschwindigkeit der Erde, F' = Projektion der betrachteten Fläche F auf die Breitenkreisebene). Bei der allgemeinen Zirkulation können wir im zeitlichen Mittel mit stationären Verhältnissen rechnen, so daß $\frac{dC}{dt} = 0$. Dann ist aber die durch die

*) Nach den von *A. G. Forsdyke* (51) mitgeteilten vorläufigen Untersuchungen von *Jameson* beträgt der Winkel zwischen Bodenwind und Isobaren unter 0–5° Breite 45°, unter 10° Breite 41° (gegen rund 10° in höheren Breiten über See!).

*) Literatur siehe am Schluß jeden Abschnitts!

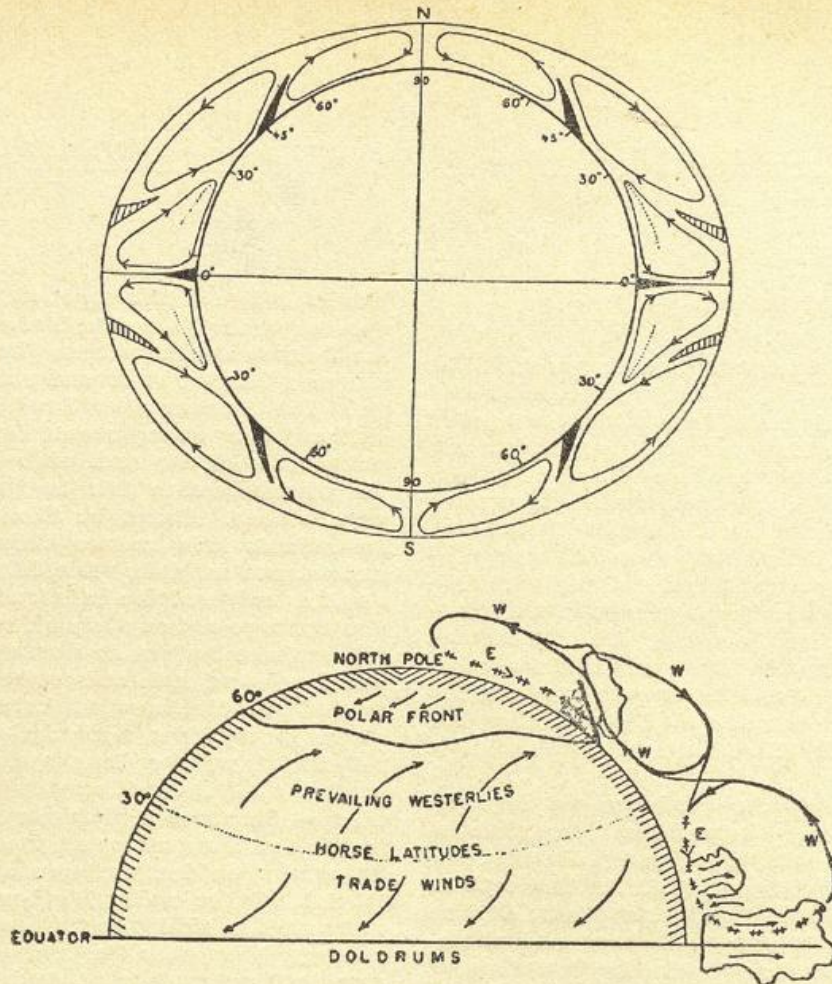


Abb. 1:
 Schema der allgemeinen Zirkulation nach Bergeron (1928, oben)
 und Rossby (1941, unten).

Solenoiden (p, ρ) geforderte Zirkulationsbeschleunigung umgekehrt gleich dem zweiten Summanden (vgl. *Stüve* und *Mügge* (9), der eine Änderung der Coriolisbeschleunigung durch die vertikale Windverteilung bewirkt. *Raethjen* hat ebenfalls auseinandergesetzt (10 II, S. 230 f), daß die durch die Solenoide gelieferte quasi-statische Zirkulationsbeschleunigung durch den Anteil der Coriolisbeschleunigung (Trägheitsanteil) praktisch nahezu ausgeglichen wird. Dieses System Höhenströmung — Solenoide befindet sich im zeitlichen Mittel nahezu im Gleichgewichtszustand. Die tatsächlich beobachtete (ageostrophische) Meridionalzirkulation — Aufsteigen der kalten Subpolarzone, Absinken im warmen Subtropenhoch — verläuft entgegengesetzt dem von den Solenoiden geforderten Umlaufsinn, also im Sinne einer Kältemaschine.

Die Diskussion um diese Frage knüpft an den bekannten grundlegenden Satz von *Sandström* (1914) an, nach dem ein thermodynamischer Kreisprozeß Arbeit aus Wärme erzeugt, wenn die Wärmequelle unter hohem, die Kältequelle unter tiefem Druck steht, umgekehrt dagegen Wärme aus Arbeit. Von diesem Standpunkt aus ist die — in der Natur durch den Trägheitsanteil der Höhenströmung aufgehobene und daher nicht zu beobachtende — thermodynamische Zirkulationsbeschleunigung eine Wärmemaschine; sie setzt die potentielle Energie des Druckgefälles unmittelbar um in kinetische Energie der Höhenströmung. Die tatsächlich beobachtete ageostrophische Meridionalzirkulation ist, wie wir noch sehen werden (Abschnitt B 4), eine Folge der Bodenreibung, die die Luft der unteren Schichten zum Tief hin ablenkt; dieser Teil ist viel klei-

ner als die oben erörterte thermodynamische Zirkulationsbeschleunigung.

Daß dieses Problem tatsächlich nur ein Scheinproblem darstellt, dessen ebenso einfache wie natürliche Lösung schon längst prinzipiell bekannt ist, wird nachher (Abschnitt B 4) in anderem Zusammenhang noch zu erörtern sein. *Möller* (4) hat den beinahe ketzerisch anmutenden Gedanken geäußert, daß eine Vertikalzirkulation in diesem Sinne überhaupt nicht existiert, was für das geostrophische Windfeld zweifellos zutrifft. Jedenfalls verliert das ganze Problem erheblich an Bedeutung, wenn seine Rolle auf die ageostrophische Komponente (senkrecht zu den Isobaren) beschränkt bleibt.

3. Rolle des horizontalen Massenaustausches.

Theoretische Überlegungen von *Möller* und *Ertel* (11) haben gezeigt, daß eine reine Zonalzirkulation nicht überall stabil sein kann. Tatsächlich handelt es sich jedoch bei der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre gar nicht um eine meridionale Verschiebung ganzer Luftringe im Sinne von *Helmholtz* (1888), sondern jeweils um einzelne Luftmassen.

Diese von *Ertel* klar ausgesprochene Formulierung sollte nicht nur bei der Erde, sondern ganz allgemein angewandt werden. Dies gilt auch für die aufschlußreiche Theorie der atmosphärischen Bewegungen bei Jupiter (*Schoenberg*), um so mehr, als die veröffentlichten Ansichten des Jupiter mit ihren turbulenten Wirbelbewegungen die große Ähnlichkeit der Strö-

mungsvorgänge bei Jupiter und Erde deutlich aufzeigen (12). Diese Auffassung wird von jeder zirkumpolaren Wetterkarte bestätigt: die tatsächliche Zirkulation der Atmosphäre ist weder rein meridional, noch rein zonal, sondern sie stellt einen großräumigen horizontalen Austauschvorgang (Defant 1921) dar, eine Makroturbulenz im Sinne von Lettau (13); vgl. hierzu auch Exners bekannte Darstellung (1925, 2. Aufl.).

Diese Vorstellung ist von Bergeron und J. Bjerknes (3) als „zellulare“ Zirkulation näher begründet worden und hat sich für die außertropischen Zonen allgemein durchgesetzt. Sie gilt aber auch, wie unsere heutigen zirkumpolaren Höhenkarten belegen, weitgehend für die Tropenzone, also den Passatkreislauf. Dieser muß gleichfalls in erster Linie als horizontaler Großaustausch, wenn auch (bis zu einem gewissen Grad) mit quasistationären Zellen, gedeutet werden; auf jeden Fall ist die horizontale Ausdehnung der Zirkulationsräder um mehrere Zehnerpotenzen größer als die vertikale (3, 4). Diese Auffassung wird sowohl durch das Studium der heute in großer Zahl vorliegenden Höhenwindmessungen aus allen Teilen der Tropenzone — z. T. in Teil III angeführt — in vollem Umfange bestätigt. Sehen wir von der bodennahen Reibungsschicht (bis etwa 1,5 km) ab, dann wehen hier vorwiegend breitenparallele Winde, deren meridionale Komponenten regellos (zeitlich wie örtlich) streuen; von einer durchgängig zum Äquator hin oder von ihm weggerichteten Strömung (Passat bzw. Antipassat im früheren Sinne) kann keine Rede sein. Deshalb hat sich heute der Sprachgebrauch völlig gewandelt: wir verstehen heute (21) unter dem Urpasat (Castens 1922) die tropische Ostströmung — in der amerikanischen Literatur unmißverständlich als „tropical easterlies“ bezeichnet —, unter Antipassat eine Westströmung, beide mit wechselnden meridionalen Komponenten. Damit lassen sich unter weltweitem Aspekt viele der scheinbar widerspruchsvollen älteren aerologischen Befunde auf einen Nenner bringen. Die rasche zeitliche, also wettermäßige Veränderlichkeit der Höhenwinde zeigen (47) die für den pazifischen Raum veröffentlichten Strömungskarten, wie die neueren amerikanischen Höhenwetterkarten 500 mb, von denen schon eine Reihe von Monaten vorliegt. Diese Beobachtungen zwingen uns, auch die tropische Zirkulation abweichend von der bisherigen Auffassung als Horizontalaustausch zu deuten.

Die dem Satz von der Erhaltung des Rotationsmomentes zugeschriebenen, aber schon oft bestrittene Bedeutung existiert offenbar nicht (vgl. auch (49)).

4. Ursache der subtropischen Hochdruckgürtel.

Die Erklärung der subtropischen Hochdruckgürtel als Stau des polwärts abströmenden Antipassats durch die ablenkende Kraft der Erdrotation widerspricht — worauf z. B. Möller (4) mit Nachdruck hinweist — der Tatsache, daß die Coriolisbeschleunigung stets senkrecht auf jeder Bewegung steht, also als Scheinkraft überhaupt keine Arbeit leisten kann. Es ist eigenartig, daß trotz dieser Einsicht viele Meteorologen bis in die neueste Zeit hinein an diesem Staueffekt festhalten.

Auch die Konvergenz der Meridiane in Richtung zum Pol kann selbst bei Beschränkung auf ageostrophische Komponenten nicht allein zur Erklärung der subtropischen Hochdruckgürtel ausreichen. Denn warum wirkt sich die gleiche Konvergenz nicht mindestens ebenso stark im Bereich des polaren Zirkulationsrades (65 bis 90° Breite) aus? Zwar treten hier die ageostrophischen Komponenten stärker gegenüber den geostrophischen zurück, als in den Tropen; aber ebenso wächst auch

die Konvergenz der Meridiane. Tatsächlich ist das polare Hochdruckgebiet auf beiden Hemisphären am Boden im Mittel nur schwach angedeutet und tritt nur zeitweise als dominierender Faktor auf. Immerhin darf man diesen Gesichtspunkt (z. B. F. Baur, (13a)), keinesfalls vernachlässigen; eine solche Konvergenz der Meridiane existiert, und sie sollte eigentlich die Theorie zur allgemeinen Anwendung von Kugelkoordinaten für dieses Problem zwingen.

Jede Wetterkarte vom Boden wie von der Höhe zeigt, daß es einen subtropischen Hochdruckgürtel im klassischen Sinne gar nicht gibt; die Breitenkreismittel stellen fiktive Werte dar, die die tatsächliche Zellenstruktur verhüllen. Hoch- und Tiefdruckgebiete sind nicht Störungen, sondern integrierende Bestandteile der allgemeinen Zirkulation; ihre Deutung muß infolgedessen im Mittelpunkt der Betrachtung stehen.

5. Horizontale Temperaturunterschiede als Energiequelle?

Die rasche Zunahme neuer aerologischer Meßstationen auch in tropischen und subtropischen Breiten hat eindeutig ergeben (vgl. z. B. S. L. Heß, Vuorela (14) u. a.), daß im Bereich des Passatkreislaufs die horizontalen Temperaturunterschiede auffällig gering sind. Der nahezu feuchtadiabatischen Schichtung der Äquatorialzone entspricht im Passatgebiet die Inversion und darüber eine recht große vertikale Temperaturabnahme, so daß die Abkühlung, die am Boden vom Äquator zu den Roßbreiten beobachtet wird, in 1—3 km durch ein umgekehrtes Gefälle zum Äquator hin etwa ausgeglichen wird. Die Deutung der neuentdeckten äquatorialen Westwindzone (Fletcher 1945, vgl. (7)) führte zum Nachweis, daß der meteorologische Äquator, also die innertropische Konvergenzzone der Mallungen, in einzelnen Schichten als Kältegebiet wirkt (J. Georgi 1928), also gerade umgekehrt, wie die klassische Lehre es annahm. Wenn auch diese Umkehr nicht überschätzt werden darf — sie beschränkt sich meist auf wenige °C —, so steht doch fest, daß die Zahl der zirkulationserzeugenden Solennoide im Passatgürtel wie in der Polarkalotte gering ist gegenüber der Westwindzone. Die Schichtung in der Tropenzone wie im Polargebiet nähert sich einer barotropen, die im Westwindgürtel zwischen Sub-

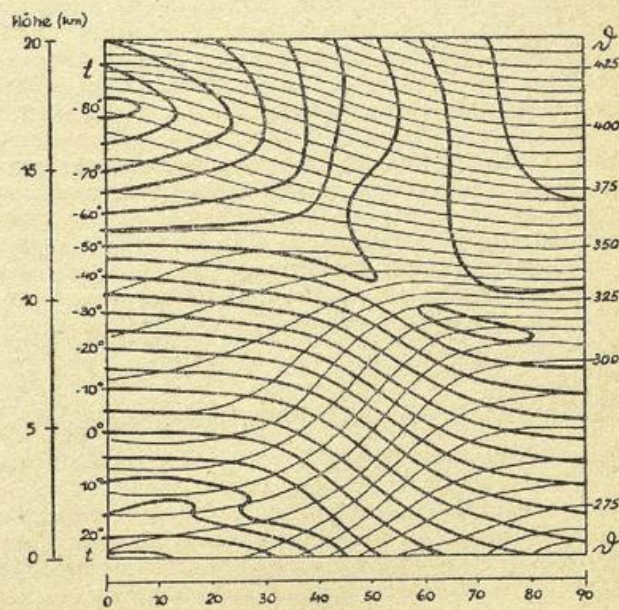


Abb. 2: Meridianschnitt (Südhälfte Sommer) der aktuellen (t) und potentiellen (φ) Temperatur (nach Lit. 15).

tropenhoch und Subpolartief ist jedoch baroklin. Dieser Sachverhalt wird durch eine Darstellung der Isothermen und der isentropen Flächen (= Flächen gleicher potentieller Temperatur) sofort klar (Abb. 2). Wir sehen, wie sich in einem Meridianschnitt durch die Südhalbkugel im Sommer — Schwabenland-Expedition (15), geringfügig korrigiert; vgl. auch Willett (1944) und die Profile von Heß und Vuorela (14) — der Abfall der Temperatur t polwärts sich ebenso wie der entsprechende Anstieg der potentiellen Temperatur ϑ auf die Zone zwischen 35° und 60° Breite konzentriert. Zählen wir bei diesem Schaubild, das die Isolinien von 5 zu 5° enthält, ganz grob die Zahl der (t, ϑ) -Solenoiden — die wir an Stelle der $(p, \frac{1}{\rho})$ -Solenoiden wählen können — aus, die in der Schicht bis 10 km (Troposphäre) Höhe auftreten, so erhält man für die 10°-Zonen folgende Werte (Einheit = 5°):

= 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90°Breite
 = 5 8 8 16 27 31 20 9 7 (t, ϑ) -Solenoiden

Von den insgesamt 131 Solenoiden fallen 80 (= 61%) in die Breitenzone 35—65°; der Rest, bei dem sich zahlreiche unvollständige befinden, die gar nicht voll bewertet werden dürfen, verteilt sich mit 28 (= 21%) auf den tropischen Anteil, 23 (= 18%) auf den polaren. Wenn es also auch übertrieben ist, für den tropischen oder Passatkreislauf wie für den polaren die Existenz eines meridionalen Temperaturgefälles überhaupt zu leugnen, so ist dieses doch zweifellos erheblich geringer, als im Bereich der planetarischen Frontalzone, wo sich mindestens 60% des planetarischen Temperaturgefälles zirkulationserzeugend auswirkt. Auf die Frage nach dem Antriebsmotor dieser Zirkulation kommen wir nachher (Abschnitt B 5) nochmals zurück.

6. Ergebnis.

Fassen wir zusammen, so sehen wir, wie die geltende Lehrmeinung bereits wesentliche Teile der ursprünglichen Lehre von der thermisch erzeugten Vertikalzirkulation hat modifizieren müssen und so voller innerer Widersprüche steckt, und wie sie an mehreren entscheidenden Stellen mit den Beobachtungstatsachen nicht länger vereinbar ist. Das Fundament des Gebäudes der bisherigen Auffassung ist an so vielen Stellen durch die synoptisch-aerologischen Erfahrungen unterhöhlt worden, daß man kein schweres Geschütz mehr dagegen aufzufahren braucht; ein leichter Stoß, und es fällt wie ein Kartenhaus in sich zusammen. Alle Versuche, es durch Kompromisse oder Hilfs-hypothesen aufrechtzuerhalten, können nicht restlos befriedigen; wir verzichten daher auf ein näheres Eingehen. Auch Rossby hält in seiner überaus anregenden Arbeit (16) die bisherige, primär thermo-dynamische Auffassung selbst für die Passatzirkulation für revisionsbedürftig. Ebenso lehnt er auch die Erklärung der Zonalbewegung durch das Prinzip der Erhaltung des Rotationsmomentes ab. Auf seine weiteren grundsätzlichen Einwände kann hier leider nicht näher eingegangen werden.

B. Grundlinien einer Horizontalaustauschtheorie.

Wie in der ganzen Synoptik, stehen wir auch hier im Begriff, die früher im Mittelpunkt stehenden thermischen Gesichtspunkte durch dynamische nicht zu ersetzen — das wäre allzu einseitig —, wohl aber zu ergänzen. Versuchen wir, zu einer möglichst anschaulichen Deutung der Beobachtungstatsachen zu kommen, muß eine solche Deutung einmal in sich widerspruchsfrei sein, und sie darf an keinem Punkte in Widerspruch mit den Beobachtungstatsachen stehen.

So selbstverständlich diese Forderungen scheinen, werden sie doch nicht von allen Versuchen erfüllt. Daneben aber müssen wir auf Grund der synoptisch-aerologischen Erfahrungen der letzten Jahre folgende spezielle Forderungen stellen:

1. Ersatz der ageostrophischen Betrachtung durch eine quasigeostrophische (17), die also die Abweichungen vom geostrophischen Wind zwar als klein behandelt, aber in Rechnung stellt.
2. Ersatz der Vertikalzirkulation durch den Horizontalaustausch.
3. Ersatz der Gürtelzirkulation durch eine Zellenzirkulation.
4. Eindeutiger Zusammenhang zwischen dem dreidimensionalen Druckfeld, dem Windfeld und dem Temperaturfeld (21).
5. Erklärung der zonalen Anordnung der Vertikalbewegung.

Eine vollständige Theorie müßte nicht nur eine qualitative, sondern auch eine quantitativ richtige Erklärung der Druck- und Windverteilung liefern. Arbeiten dieser Art sind in verschiedenen Ländern im Gang (vgl. z. B. (16, 16a) (18) (19)), wobei die Mathematik eine wachsende Rolle zu spielen scheint. Auch die Ergebnisse der von Raethjen (20) kurz angedeuteten Rechnungen darf man mit Spannung erwarten. Jedenfalls ist das ganze Problem reif, von neuen Gesichtspunkten her angepackt zu werden.

Die Aufgabe dieser Zeilen besteht nicht darin, zu den vorhandenen Ansätzen im einzelnen Stellung zu nehmen, oder eine völlig abgeschlossene Theorie aufzustellen. Aber die Resultate einer seit 1942 durchgeführten Sammlung des gesamten aerologischen Materials zu einer empirischen Zusammenfassung der atmosphärischen Zirkulation (21) lieferten eine Reihe von allgemeinen Gesichtspunkten, die bisher höchstens in knappster Form (22, z. T. 39) angedeutet werden konnten. Der Zweck der folgenden Ausführungen ist in erster Linie der Hinweis auf einige wichtige Beobachtungstatsachen, die ohne Inanspruchnahme eines großen mathematischen Apparates eine anschauliche, allgemein verständliche, auf bereits bekannten Vorstellungen beruhende Deutung erlauben. Diese qualitative, synthetische Deutung geschieht also nicht vom theoretischen, sondern vom empirischen Standpunkte her, also dem der synoptischen Aerologie wie dem der dreidimensionalen Klimatologie. Wir werden sehen, wie diese Anschauung die Widersprüche der klassischen Lehre beseitigt und deren Grundgedanken in ihrer richtigen Bedeutung herausstellt.

1. Die planetarische Frontalzone.

Das wesentliche Merkmal aller zirkumpolaren Höhenwetterkarten ist die Zone stärksten Druckgefälles, die sich wie ein mäandrierender Strom, teilweise aufspaltend, rund um die ganze Erde zieht. Selbst in den stark vergrößernden zeitlich-räumlichen Mittelwerten (21) zeigt sich diese Zone maximalen Druckgefälles noch: ihr Intensitätsmaximum liegt auf beiden Halbkugeln bei 40—45° Breite im Sommer, bei 30—35° im Winter, jeweils in 10—12 km Höhe, also etwa im Niveau der (subpolaren) Tropopause. Die Hydrodynamiker sehen in dieser Zone maximaler Westdrift mit ihren Verengungen und Windungen eine „Strahlströmung“ (Seilkopf 1939) (23), den heute besonders in der amerikanischen Literatur viel besprochenen „jet stream“. Der Meteorologe ist gewohnt, eine solche Zone als „Frontalzone“ (Bergeron) zu bezeichnen, als Zone stärksten Luftmassen- und damit Temperaturgegensatzes. Wir wollen, um Mißverständnisse auszu-

schließen, an diesem Begriff festhalten und bezeichnen diese Zone maximaler Luftmassengegensätze und höchster Windgeschwindigkeit bei zirkumpolarem Überblick als „planetarische Frontalzone“. Sie bedeutet nicht dasselbe wie die „planetarische Polarfront“ Raethjens (20), die — übrigens in vollem Gegensatz zu dem synoptischen Sprachgebrauch — vielmehr mit der subpolaren Tiefdruckfurche identisch ist. In der synoptischen Meteorologie pflegte man bisher (vgl. Scherhag (1)) diese intensiven Höhenwinde der Frontalzone als Folge des Temperaturgegensatzes aufzufassen. Das ist bei dem gewöhnlichen Fall einer Frontalzone mit der zugrundeliegenden frontogenetischen Druckverteilung nach Bergeron (1928) (1, Abb. 80) zweifellos der Fall, aber bei großzügiger Betrachtung sehen wir diese Frontalzone oft genug auch mitten im Bodenhoch oder bei beliebiger Druckverteilung, wenn auch nicht in der schärfsten Form. Das beste Beispiel hierfür ist Ostasien, wo keine der bisherigen Karten von Bergeron, J. Bjerknes (1933) über Chromow (1940) bis Scherhag (1948) die wahre Lage der sommerlichen Frontalzone (Teil II) richtig darstellt, weil sie an Hand der Bodendruckverteilung einfach nicht zu erkennen ist.

Der Gegensatz (quasi homogene) Luftmasse — Frontalzone — wie ihn besonders Raethjen in seiner ganzen grundsätzlichen Bedeutung herausstellt (10 II) — ist bei großzügiger planetarischer Betrachtung ziemlich unabhängig von der jeweiligen Druckverteilung. Zweifellos ist die „Konfluenztheorie“ der planetarischen Frontalzone (Namias und Clapp) (24) wichtig und maßgebend an ihrer Entstehung beteiligt, aber sie setzt eine bestimmte Anordnung des Druckfeldes voraus und vermag daher m. E. nicht den allgemeinen Charakter dieser Erscheinung zu erklären. Hier muß unabhängig von der speziellen Bodendruckverteilung ein allgemeiner Mechanismus wirksam sein. Ihn sieht Raethjen (10, 20) wohl mit Recht im Austausch längs der Flächen gleicher potentieller Temperatur (Isentropen) und in der bekannten (Margules, Stüve) Beziehung zwischen dem horizontalen (genauer:

isobaren) Temperaturgefälle $\frac{\partial T}{\partial x}$ und der vertikalen Änderung (Scherung) des Windes $\frac{\partial v}{\partial z}$ (g = Schwerebeschleunigung. $1 = 2\omega \sin \varphi =$ Coriolisparameter)

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{f} \cdot \frac{1}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \quad (2)$$

In seinem Lehrbuch (10 II, S. 189 (1942)) gibt er folgende anschauliche Beschreibung: „Durch Sonneneinstrahlung am Erdboden wird ein vertikaler Wärmeaustausch notwendig, welcher teils in senkrecht vertikalen Bewegungen (Quellwolken, Turbulenz usw.), teils in Gleitbewegungen (Auf- und Abgleiten) vor sich geht. Der (isentropen oder feuchtisentropen) Gleitaustausch bewirkt eine erhebliche Windänderung mit der Höhe; der senkrecht-vertikale (anisentrope) Austausch dagegen gleicht die Windunterschiede verschiedener Höhen aus. Ein irgendwie gegebener Anfangsgleichgewichtszustand des Temperatur- und Windfeldes wird also durch den Austausch allmählich verändert, entweder im Sinne einer Wetterluftmasse oder im Sinne einer Frontalzone; zunächst ändert sich das Windfeld, dadurch wird das Strömungsgleichgewicht ein wenig gestört, so daß die zu kalten Luftmassen (insgesamt) herabsinken und die zu warmen aufsteigen mit adiabatischer Temperaturänderung; hierdurch nähert sich das Temperaturfeld einem neuen (veränderten) Gleichgewichtszustand.“ Die Atmosphäre strebt also infolge dieser gegensätzlichen Wirkung des Gleitaustausches

längs der nahezu horizontalen Flächen gleicher potentieller Temperatur (Isentropen) einerseits, des konvektiven (anisentropen) Vertikalaustausches andererseits zwei Grenzzuständen zu: der vertikal durchmischten Luftmasse ohne horizontales (genau: isobares) Temperaturgefälle mit vertikaler Konstanz von Wind und potentieller Temperatur einerseits, der Frontalzone mit vertikaler Windzunahme und starkem horizontalem Temperaturgefälle andererseits. In Wirklichkeit werden diese beiden Grenzfälle barotroper und barokliner Atmosphäre natürlich nie erreicht. Ein besonders schönes Beispiel dieser Gegensätze liefern Palmén und Newton (25) bei Betrachtung von 12 Tagen mit eindeutigem Westwetter, wobei die aerologischen Schnitte über die Polarfront als Parameter gemittelt werden; die Intensität der Westströmung erreichte im Tropopausenniveau oberhalb der Polarfront rund 70 m/sec = 250 kmh.

Den gleichen Gleitaustausch (isentropic lateral mixing) zieht auch Rossby (1947, 16a) zur Erklärung des jet-stream-Phänomens heran, unter Anwendung dieses Prinzipes auf die Sonne. Seine Rechnungen ergeben, daß sich bei vollständiger seitlicher Durchmischung im Sinne geostrophischer Stromfelder — wie sie unsere Wetterkarten aus der Höhe zeigen — ein meridionales Geschwindigkeitsprofil ergibt, bei dem die Vertikal-komponente der absoluten Wirbelgröße (vorticity) konstant bleibt. Diese Annahme ist nicht gleichbedeutend mit der früheren Annahme gleichbleibenden Rotationsmomentes: letztere liefert eine gleichmäßige Verteilung der zonalen Geschwindigkeit. Dieses Profil liefert hingegen ein scharfes Maximum der zonalen Geschwindigkeit: eben den „jet stream“ bzw. unsere planetarische Frontalzone, deren Intensität und Lage in 35–40° Breite befriedigend mit den tatsächlichen Beobachtungen übereinstimmt. Auf die Einzelheiten dieser grundlegenden Theorie (16a) kann hier nicht weiter eingegangen werden; eine leichter verständliche Behandlung unter Verzicht auf mathematische Einkleidung findet man in der unter (16) genannten Arbeit, deren Studium unerlässlich erscheint. Ein leichter verständliches Referat hat A. Defant (50) gegeben.

Diese theoretische, qualitative Erklärung der planetarischen Frontalzone durch den isentropen bzw. quasi horizontalen Austausch ist also rein dynamischer Natur, unabhängig von der jeweiligen Druckverteilung am Boden. Die Zusammendrängung des großen thermischen Gegensatzes Äquator-Pol auf die schmale planetarische Frontalzone ist danach in erster Linie eine Folge des Austausches in den beiden Formen des (isentropen) Gleitaustausches und des (konvektiven) Vertikalaustausches. Neben dieser allgemeinen dynamischen Erklärung sollte aber die dem Meteorologen auf Grund der Arbeiten von Bergeron an sich näher liegende spezielle Konfluenztheorie nicht vernachlässigt werden. Man muß annehmen, daß die durch die isentrope Durchmischung hervorgerufene planetarische Frontalzone durch den Konfluenzmechanismus lokal verschärft wird; diese Bildung von Divergenzen und Konvergenzen erzeugt andererseits wieder Druckänderungen, die wieder die Massen gegeneinander beschleunigt: ein in dauerndem Ineinanderwirken begriffener, sich immer wiederholender Prozeß, der Zyklogenese oder Antizyklogenese (vgl. Abschnitt B2) hervorruft.

Eine gesonderte Betrachtung müssen wir noch der Reibung widmen, deren großräumige dynamische Bedeutung in letzter Zeit stärker betont wird. Charney und Eliassen (26) ist es gelungen, die tatsächliche mittlere Höhenlage der 500-mb-Fläche über einen Breitenkreis ohne jede Annahme über die Temperatur, allein

durch Einsatz einer — an sich recht komplizierten — Reibungsfunktion als Folge der Verteilung der Gebirge mit großer Annäherung eindimensional abzuleiten (Abb. 3). Zu dieser Theorie vgl. auch Teil III, B 1.

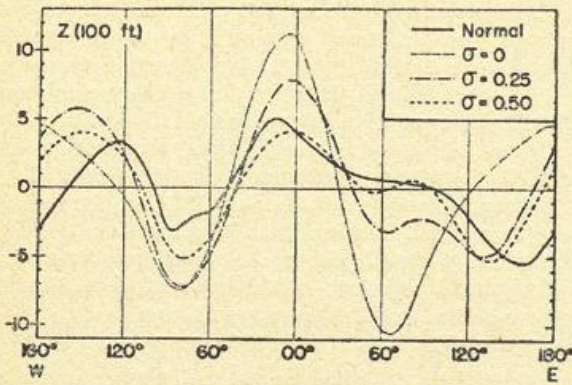


Abb. 3:

Höhenlage der 500-mb-Fläche über 45° Nordbreite als Funktion der Orographie bei verschiedenen Reibungskoeffizienten (nach Charney und Eliassen, 1949).

Es ergibt sich hieraus jeweils am Ostrand der beiden Kontinente eine Senkung, am Westrand eine Hebung der Höhenisobaren, oder bei räumlicher (dreidimensionaler) Betrachtung am Ostrand ein Trog, am Westrand ein Hochdruckkeil, in voller Übereinstimmung mit den Beobachtungen (1, 22). Damit werden eine Reihe von Schwierigkeiten beseitigt, die sich bei der Deutung der mittleren Höhendruckverteilung auf thermischer Grundlage ergeben. Die Temperaturverteilung wirkt nur unterstützend und modifizierend, während die Grundzüge der Höhendruckverteilung dynamisch zu erklären sind. Tatsächlich liegen die Achsen der Tröge und Rücken der Höhendruckverteilung im Sommer wie im Winter an fast der gleichen Stelle (21), was bei einer rein thermischen Deutung unmöglich wäre (26). Der jahreszeitliche (monsunale) Gegensatz in der freien Atmosphäre ist zweifellos vorhanden, aber er vermag diesen konstanten orographischen Einfluß nicht zu beseitigen. Eine statistische Prüfung dieser — wahrhaft revolutionären — Auffassung von Charney und Eliassen ist im Gange.

2. Höhenträge und Bodendruckanomalien.

Raethjen hat (20, S. 333) eine Theorie des „planetarischen Reibungsgleichgewichtes“ angekündigt, die die wichtigsten Merkmale der planetarischen Druckverteilung am Boden, die subpolare Tiefdruckfurche (Polarfronttief) und den subtropischen Hochdruckgürtel durch den Meridionalaustausch quantitativ erklären soll. Diese Theorie hängt ebenfalls zusammen mit der zirkumpolaren Höhenzyklone, die sich im statistischen Mittel fast immer — abgesehen von dem seltenen Fall eines warmen Hochs über dem Polargebiet — durchsetzt, wenn auch mit exzentrischem Mittelpunkt.

Die Auffassung der allgemeinen Zirkulation, wie sie hier vertreten wird, legt eine etwas andere, zunächst rein qualitative Erklärungsweise nahe, die sich zwanglos aus den synoptischen Erfahrungen ergibt, und eine anschauliche Erklärung der zellularen Bodendruckverteilung liefert. Wir gehen hierbei aus von der oben erwähnten Theorie von Charney-Eliassen (26), nach der die Lage der Tiefdrucktröge an der Ostseite der Kontinente ebenso wie die Lage der Hochdruckkeile an ihrer Westseite dynamisch als Folge der Orographie gedeutet wird. Bei jeder Druckverteilung bewirkt die Orographie zusätzlich an der Westküste von Eurasien und Nordamerika eine antizyklonale, an der Ostküste eine zyklonale Krümmung (vgl. Abb. 29). Darn liegt

also jeweils an der Ostküste ein Tiefdrucktrog (Labrador—Florida, Ostasien — ebenso nach Boffi (27) auch an der Ostküste von Südamerika —), der infolge des maximalen Reibungseinflusses im Bereich höchster Windgeschwindigkeit in der planetarischen Frontalzone Gebiete eindeutiger (geometrischer) Divergenz und Konvergenz aufweist. Für das Jahr 1949 vergleiche man die Karten in dem unter (21) erwähnten Bericht (S. 114/5).

Nach der von Scherhag (1934) in die synoptische Praxis eingeführten Zyklonentheorie von Ryd (1927) veranlassen derartige geometrische Konvergenzen und Divergenzen der Höhenströmung kennzeichnende Abweichungen des wahren Windes vom geostrophischen (1, S. 184). Dieser Sachverhalt läßt sich am leichtesten an Hand der von Philipps (1948) aufgestellten Gleichung (17, II 7)

$$\delta v_g = v - v_g = - \frac{1}{f^2} \frac{d\mathcal{G}}{dt} \quad (3)$$

ableiten, in der die Abweichung δv_g des wahren Windes v vom geostrophischen v_g in Zusammenhang gebracht wird mit der zeitlichen Änderung des Druckgradienten \mathcal{G} ($= \frac{1}{\rho} \text{grad } p$), sowie dem Coriolisparameter $f = 2 \omega \sin \varphi$ ($\varphi = \text{geogr. Breite}$). Zur Diskussion betrachten wir uns eine (schematisch wiedergegebene) Frontalzone, die von einem Teilchen von links (W) nach rechts (E) durchlaufen wird.

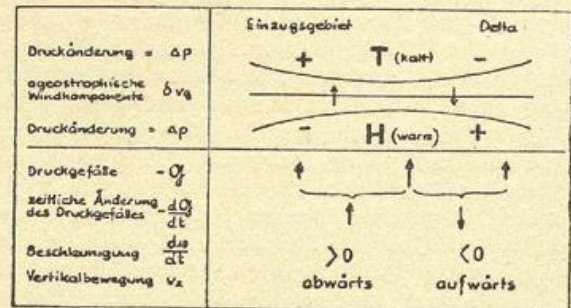


Abb. 4:

Divergenzeffekt und Frontalzone (Nordhalbkugel).

In ihrem Einzugsgebiet beobachten wir eine (geometrisch) konvergente Strömung mit Zunahme des Druckgradienten, also — wegen des Vorzeichens von (3) — eine ageostrophische Windkomponente, die nach links weist, in ihrem Delta dagegen eine divergente Strömung mit Abnahme des Druckgradienten und einer nach rechts weisenden ageostrophischen Windkomponente. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangte F. Möller (4, S. 520 f) schon für den stationären (allerdings divergenzfreien!) Fall des geostrophischen Windes. Aus dieser ageostrophischen Komponente der Strömung resultiert im Einzugsbereich an den Ostküsten der Kontinente über Land im Norden (links) ein Massengewinn, im Süden (rechts) ein Massenverlust. Umgekehrt auf dem Ozean: hier resultiert im Süden (rechts) Massengewinn, im Norden Massenverlust. Diese zunächst theoretische Überlegung (vgl. 1, Abb. 100) wird in vollem Umfang*) von der beobachteten Druckverteilung bestätigt, sobald wir (zunächst) von der planetarischen Gürtelanordnung absehen und die Abweichungen des Jahresmittels des Luftdruckes vom Breitenmittel in Isanomalien-

*) Einen weiteren, völlig unabhängigen Beleg liefert die Statistik von Retneke (5, S. 37), nach der im Einzugsgebiet 60 Proz. aller Winde in 500 und 225 mb zum tiefen Druck, im Delta 79 Proz. aller Winde zum hohen Druck hin abgelenkt sind. Der Deltaeffekt scheint also stärker zu sein, als der des Einzugsgebietes.

form darstellen (Abb. 5). Dann finden wir (ganzjährig) zu tiefen Luftdruck über ganz Vorder- und Südasien bis etwa zum 40. Breitenkreis, ebenso ein kleineres Gebiet über dem Südwesten Nordamerikas, bis fast 45° Nordbreite reichend. Andererseits liegen auf dem Pazifik und auf dem Atlantik ausgedehnte Gebiete übernormalen Luftdruckes, deren Zentren in 30 bis 40° Breite zu suchen sind. In der subpolaren Zone finden wir Gebiete übernormalen Luftdruckes

über dem ganzen Westen von Nordamerika nördlich 45° Breite, mit Ausnahme von Labrador und Baffinland, die schon zum Bereich des Höhentrogges zählen, und ebenso über fast ganz Eurasien nördlich 40° Breite. Andererseits liegen im Bereich der Ozeane die bekannten Gebiete zu tiefen Druckes mit ihren Zentren zwischen Island und der Davisstraße sowie im Gebiet der Aleuten.

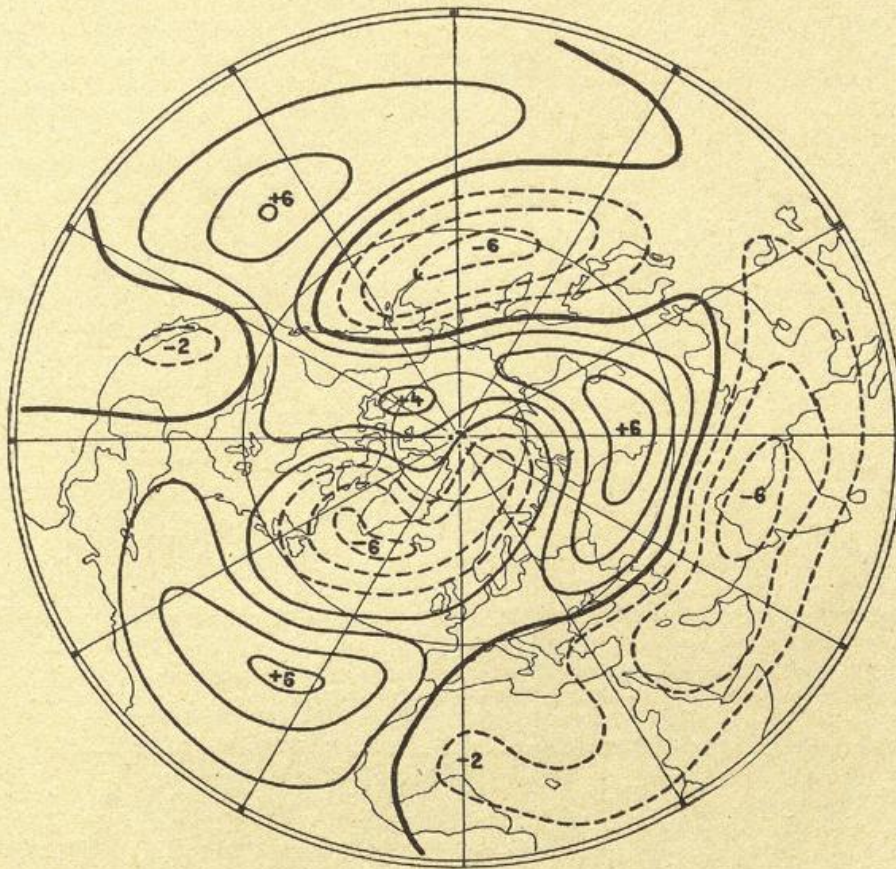


Abb. 5:
Isanomalien des Luftdruckes (Nordhalbkugel, Jahr, in mb)

Der kritisch eingestellte Leser wird einwenden, daß man nicht zeitliche Druckänderungen ohne weiteres dem im statistischen Mittel auftretenden Druckfeld — hier lediglich der Deutlichkeit halber in Isanomalienform dargestellt — gleichsetzen darf. Demgegenüber muß man daran denken, daß jedem Gebiet mit Massengewinn in der freien Troposphäre am Boden eine antizyklonale Druckverteilung mit ausströmenden Komponenten entspricht und ebenso jedem Gebiet mit Massenverlust in der Höhe eine zyklonale Druckverteilung am Boden mit einströmenden Komponenten. Die räumlich-zeitliche Mittelbildung führt also zu Hoch- und Tiefdruckgebieten, die auch nach Strömungsverteilung und vertikalem Aufbau völlig unseren empirisch gesicherten Modellvorstellungen entsprechen.

Damit haben wir aber eine rein dynamische Erklärung der bekannten „Aktionszentren“ — im Sinne von *Teisserenc de Bort* — der planetarischen Bodendruckverteilung aus den durch die Bodenreibung bedingten Anomalien der planetarischen Frontalzone heraus. Umgekehrt wie bisher wird hier das Höhendruckfeld als gegeben betrachtet und aus ihm das Bodendruckfeld abgeleitet. Diese Deutung liefert uns aber auch eine gegensätzliche Struktur der „Aktionszentren“ der Zirkulation:

wir unterscheiden kalte (Sibirien, Kanada) und warme (Azoren, Nordpazifik) Hochdruckgebiete, kalte (Aleuten, Island) und warme (Indien, Arizona) Tiefdruckzentren, deren Rolle und Aufbau im einzelnen an anderer Stelle zu untersuchen wären. Daß selbst im Sommer, wo die Kontinente überheizt werden und von „kalten“ Antizyklonen kaum die Rede sein kann, doch ähnliche Gesetzmäßigkeiten herrschen, mögen die Abb. 6 und 7 zeigen. Hier ist für Amerika und Atlantik die Anomalie des Luftdruckes für Sommer und Winter mit der jeweiligen Druckverteilung in 11 km Höhe (225-mb-Fläche, Linien von 10 zu 10 Dekameter) kombiniert. Man sieht aus dieser Darstellung recht klar den inneren Zusammenhang der Druckanomalie mit dem ostamerikanischen Höhentrog längs 80 bis 90° Westlänge, auf den schon bei der Veröffentlichung der mittleren Höhenkarten (22) kurz hingewiesen wurde.

Die Abbildungen 5 bis 7 liefern einmal eindrucksvolle Belege für die hier vorgetragene Auffassung von der allgemeinen Zirkulation. Sie erbringen darüber hinaus einen statistisch-klimatologischen Beweis für die Richtigkeit des Divergenzeffektes von *Ryd/Scherhag*, der oben in erweiterter Form aus dem theoretischen Ansatz von *Philipps* abgeleitet wurde. Auf die große synoptische

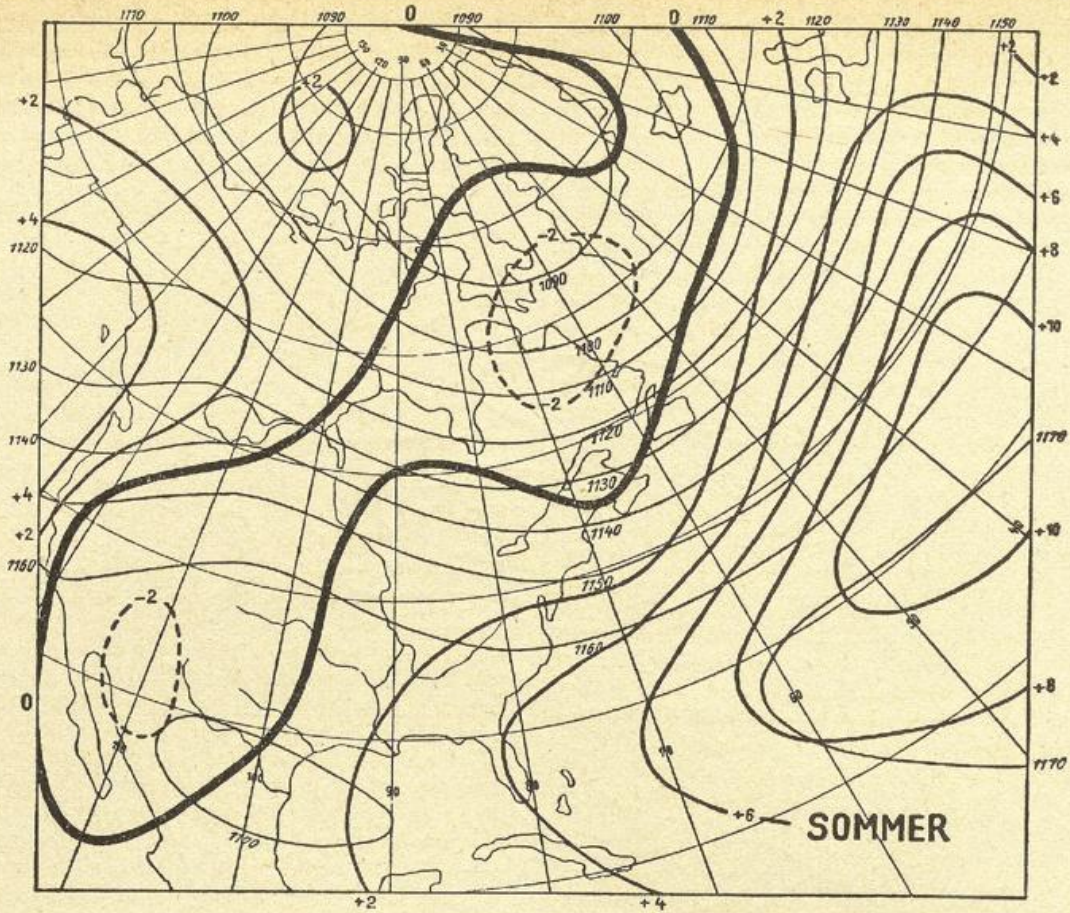


Abb. 6:
Isanormalen des Luftdruckes und Höhe der 225-mb-Fläche
in geopot. Dekametern (Sommer).

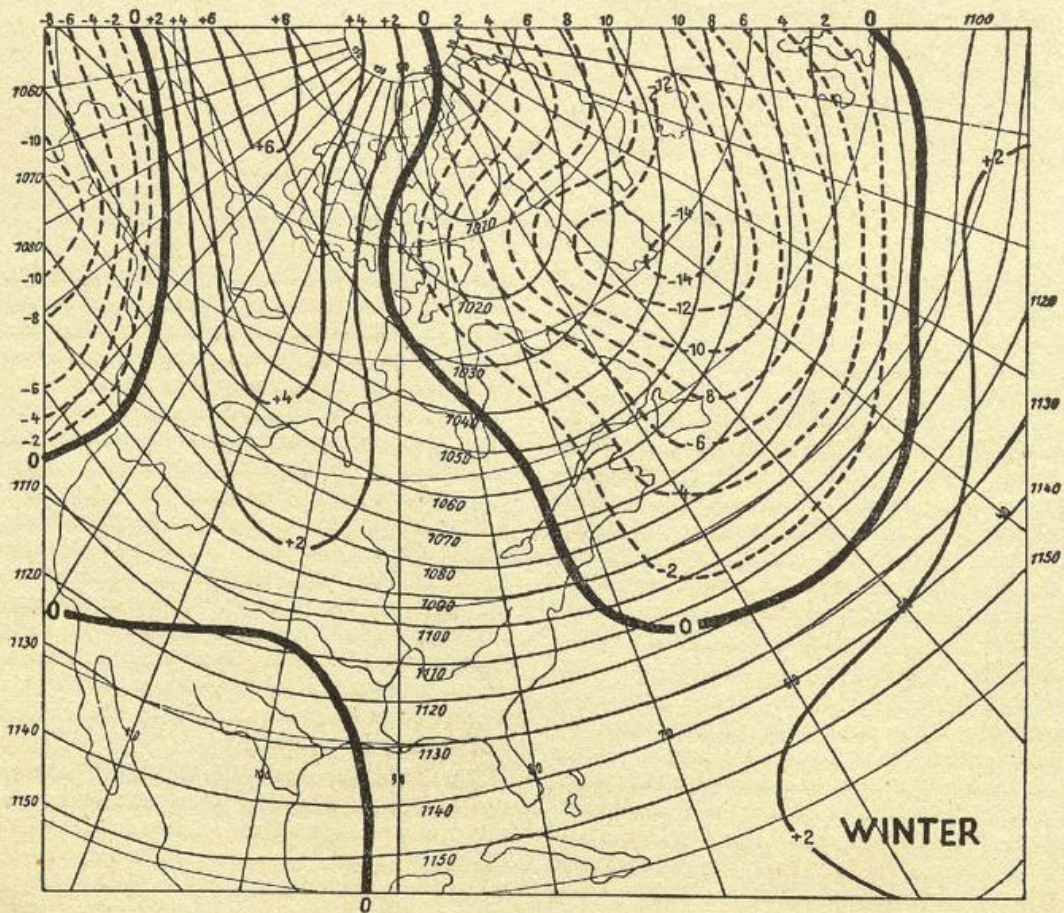


Abb. 7:
Isanormalen des Luftdruckes und Höhe der 225-mb-Fläche
in geopot. Dekametern (Winter).

Bedeutung dieses Punktes sowie die wechselseitige (duale) Verknüpfung zwischen den Druckverteilungen in der Höhe und am Boden soll in anderem Zusammenhang weiter eingegangen werden. Daß der thermische (monsunale) Einfluß auf die Druckverteilung nicht vernachlässigt werden darf, leuchtet ein und erhellt unmittelbar aus dem Vergleich von Abb. 6 und 7. Aber er bewirkt lediglich eine Modifikation der eben erörterten dynamischen Effekte. Man könnte durch rechnerische Ausschaltung des Zusammenhanges zwischen Temperatur- und Druckanomalie den dynamischen Einfluß rein erhalten; doch dürfte das bereits bei Betrachtung des Jahres (Abb. 5) befriedigend sein. Der nur schwache ganzjährige Trog über Osteuropa längs etwa 60° Ostlänge (22) wirkt sich in der Bodendruckverteilung offenbar nicht aus.

Die Isanomalienkarten des Luftdruckes beruhen auf den „Historical Weather Maps“, die das Weather Bureau in Washington in dankenswerter Weise veröffentlicht hat; eine Zusammenstellung von Breitenkreismitteln der einzelnen Monate 1929—39 ist in den „World Weather Records“ (28) erschienen. Mit diesen Quellen sind die älteren Angaben, wie sie *Spitaler* (29) auf der Grundlage der Isobarenkarten von *Hann* (1884) bzw. *Buchan* (1888) gab, überholt, zumal diese älteren Karten mit ihren ungleichmäßigen Unterlagen einzelner Stationen gar keinen Vergleich mit den neueren Karten aushalten, die durch Mittelbildung über Serien von zirkumpolaren Wetterkarten entstanden sind.

Die Berechnung der Felder von Konvergenz und Divergenz (30) aus Normalkarten der Luftdruckverteilung in 10 000 Fuß (3,05 km) liefert Ergebnisse, die mit der hier vertretenen Auffassung nicht in Einklang stehen. Die Ursache hierfür liegt wahrscheinlich in der Vernachlässigung der vertikalen Windänderung, die einen wesentlichen Teil der Gesamtdivergenz liefert (17). Die gewonnenen Karten stimmen daher auch mit den synoptisch-klimatologischen Erfahrungen nur teilweise überein (z. B. großräumige Divergenz über Westeuropa im Winter, ebenso über dem größten Teil der amerikanischen Ostküste im August, trotz der hier verlaufenden Frontalzone).

Auf der Südhalbkugel existieren im statistischen Mittel offenbar — soweit die Bodendruckverteilung im Jahresmittel, wie sie neuestens *Lamb* (31) abgeleitet hat, repräsentativ ist — vier Tröge unter 35°W, 50°E, 100°E und 150°W, von denen nur zwei (Ostküste Südamerikas und ostwärts Neuseeland) offensichtlich orographisch bedingt sind. Die neueren Vorstellungen (*Rosby* und Mitarbeiter) über die Existenz großräumiger Wellen der planetarischen Frontalzone (jet stream), auf die hier nicht weiter eingegangen werden soll, liefern eine Erklärung für die Tröge auch über der einheitlichen Wasseroberfläche der Südhalbkugel. Die Frage, ob auch bei völlig homogener Oberfläche derartige Wellen der Frontalzone vorkommen, ist auf der Erde nicht realisiert und daher in unserem Zusammenhang zunächst gegenstandslos; sie interessiert nur im Hinblick auf die Verhältnisse bei der Sonne (16) oder auf anderen Planeten (12). Auf jeden Fall ist die Kombination von orographisch erzwingener Trogbildung und Zellenstruktur der Bodendruckverteilung auf der Südhalbkugel in prinzipiell ähnlicher Weise zu finden wie auf der Nordhalbkugel.

Die planetarischen Zusammenhänge zwischen den Frontalzone und der oben erörterten schachbrettartigen Druckverteilung hat bereits 1930 *Bergeron* (32) in seiner dynamischen Klimatologie verwendet; die obigen Ausführungen können als Präzisierung und Erweiterung dieser Gedankengänge mit den Erfah-

rungen und Hilfsmitteln der heutigen Aerologie aufgefaßt werden. Andererseits bedeutet dieser Zusammenhang eine (duale) Umkehrung der oben erörterten Konfluenztheorie der planetarischen Frontalzone (24); hier erzeugen die Divergenzen und Konvergenzen der Frontalzone ein frontogenetisches Viererdruckfeld. Sicher haben beide Betrachtungsweisen ihren Sinn. Auf etwas abweichende Weise erklärt *Raethjen* (20, S. 340) die Bildung eines Viererdruckfeldes aus einer Frontalzone heraus; der wirkende Mechanismus besteht hier in Störungen des Gleichgewichtes von Gleichung (2) und den hieraus resultierenden Massenverlagerungen.

3. Subpolare Tiefdruckfurche und subtropischer Hochdruckgürtel.

Der eben geschilderte Zusammenhang zwischen Höhendruckfeld und Bodendruckfeld ist aber insofern keine vollständige Erklärung der planetarischen Druckverteilung, als die aus Breitenkreismitteln abgeleiteten meridionalen Druckunterschiede nicht erörtert wurden. Die Divergenztheorie der planetarischen Druckverteilung erklärt zunächst nur den Zellencharakter derselben, nicht aber die sich im Breitenkreismittel ergebende Gürtelanordnung. Bevor wir aber zu deren Erklärung schreiten, wollen wir uns (s. o.) klar sein, daß der Austauschcharakter der allgemeinen Zirkulation, wie er in jeder Wetterkarte zutage tritt, eine primär zellulare Erklärung fordert. Auch die planetarischen Druckgürtel, vor allem subpolare Tiefdruckfurche und subtropischer Hochdruckgürtel, sind aus einzelnen Zellen aufgebaut, so daß immer wieder Zyklonen und Antizyklonen den Zusammenhang unterbrechen. Es ist völlig abwegig, diese als Störungen aufzufassen; sie bilden einen integrierenden Bestandteil des allgemeinen Kreislaufes als eines großturbulenten Vorganges. Nur im statistischen Mittel über ganze Breitenkreise existieren Druckgürtel, die im Einzelfall immer und notwendig aus Zellen aufgebaut sind.

Unsere Frage lautet daher nicht: wie entstehen die beiden oben genannten Bodendruckgürtel? Die richtige Formulierung ist vielmehr: weshalb überwiegt im statistisch-klimatischen Mittel auf der kalten (polaren) Seite der Frontalzone Zyklogenese, auf der warmen (äquatorialen) Seite dagegen Antizyklogenese? Hierfür sind offenbar mehrere Gründe maßgebend: die Asymmetrie der Frontalzone auf der Erdkugel, die Wirkung der Reibung und die (zu Unrecht öfters vernachlässigte) latente Energie der Kondensationswärme.

Die auf der Erdkugel beobachteten Frontalzone (insbesondere die ja genau bekannten an den Ostküsten der Nordkontinente) sind im Gegensatz zu dem in Abb. 4 verwandten Modell nicht symmetrisch, sondern — mindestens in bezug auf die zonale Achse — asymmetrisch aufgebaut; der äquatorwärts gelegene Teil enthält wesentlich geringere Krümmungen der Isogeopotentialen als der polwärts. Es wäre eine dankenswerte Aufgabe, einmal aus den gegebenen mittleren Feldern der Höhenströmung (21) die aus dem Ansatz der Gleichung (3) resultierenden Drucktendenzfelder rechnerisch zu ermitteln; hierfür existieren bisher nur unvollständige Ansätze (30).

Der Reibungskoeffizient ist über Land wesentlich höher als über Meer; über Land füllt sich also ein Tiefdruckgebiet infolge des größeren Ablenkungswinkels rascher auf als über Meer. Dasselbe gilt aber auch umgekehrt für ein Hochdruckgebiet, das über Land rascher abgebaut wird als über See. So ist es

verständlich, wenn in dem amerikanischen-atlantischen Viererdruckfeld (Abb. 6—7) die Felder über Land meist schwächer entwickelt sind als die über See. Aber dieses Argument ist nicht allgemeingültig; es versagt bereits für das asiatisch-pazifische Viererdruckfeld. Vollends unwirksam ist aber die Reibung über der fast einheitlich wasserbedeckten Zone 35—65° Südweite, wo die beiden Gürtel (im statistischen Mittelwert) ganz klar entwickelt sind.

Hier kommt das dritte, offenbar wichtigere Argument zur Geltung: Die latente, bei der Kondensation freiwerdende Energie des Wasserdampfes, die sich großklimatisch in der Relation Niederschlag (N) — Verdunstung (V) auswirkt. Ihrer Bedeutung nach müssen wir diese beiden Komponenten des allgemeinen Wasserkreislaufes gesondert behandeln.

a) Zur Niederschlagsbildung im größeren Umfang kommt es nur bei vertikal aufwärts gerichteten Strömungen, wie sie — abgesehen vom Gebirgstaue — nur in zyklonalen Stromfeldern herrschen, wo die Bodenkonvergenz die Luftmassen zum Ausweichen nach oben zwingt. Auf die Bedeutung dieses Mechanismus kommen wir nachher noch zu sprechen (Abschnitt B 4). Hier müssen wir nochmals auf die Verhältnisse im Raume einer Frontalzone zurückkommen, wie sie oben (Abb. 4) schematisch dargestellt wurden. Im Einzugsgebiet — also auch im Bereich des „warmen Tiefs“ — tritt eine fortlaufende Beschleunigung des geostrophischen Windes v_g ein, der der wahre Wind v nur mit einer gewissen Trägheit zu folgen vermag ($v < v_g$). Hier entsteht also im Bereich konvergierender Höhenisobaren eine abwärts gerichtete Bewegungskomponente ($v_z < 0$). Umgekehrt im Gebiet divergierender Höhenisobaren im Delta: hier kommt es wegen $v > v_g$ zu einer Abbremsung des wahren Windes, die zugleich eine aufwärts gerichtete Bewegungskomponente ($v_z > 0$) erzeugt. Die Beschränkung dieser Aufwärtsbewegung auf das Delta der Frontalzone betont auch Scherhag (1, S. 171) auf Grund der synoptischen Erfahrung. Die Niederschlagstätigkeit im zyklonalen Bereich ist also auf der kalten Seite der Frontalzone (im Delta) wesentlich größer als auf der warmen Seite im Einzugsgebiet. Das wird durch die Klimastatistik belegt, die im Bereich des sommerlichen Monsuntiefs über Arizona nur geringe Niederschläge meldet. Das indische Monsuntief bildet nur scheinbar eine Ausnahme: hier wird (im Gegensatz zu Amerika) im Sommer die innertropische Konvergenzzone als Monsunkonvergenz einbezogen, so daß die Niederschläge hier als Äquivalent der tropischen Zenitalregen angesprochen werden müssen. Im Bereich des „kalten“ Tiefs wird also durch Kondensation mehr latente Energie frei, als im „warmen“ Tief; letzteres bleibt also — in Übereinstimmung mit der synoptisch-klimatologischen Erfahrung — stets schwächer als das „kalte“ Tief. Damit wird also durch die latente Energie des Wasserdampfes im Subtropengürtel die Zyklogenese geschwächt, im Subpolargürtel verstärkt. Ob diese vertikale Komponente gleichzeitig mit den oben angeführten horizontalen Massenverlagerungen nach Gleichung (3) möglich ist, erscheint — nach einem Einwand von K. Hinkelmann — fraglich.

b) Die Verdunstung hängt vornehmlich ab von der Temperatur (bzw. Sättigungsdefizit) und dem Wind. Sie ist also unabhängig von der Vertikalbewegung — im Gegensatz zum Niederschlag —, sondern kann weitgehend als Funktion der Temperatur aufgefaßt werden. Es ist infolgedessen verständlich, wenn die Verdunstung vom Polargebiet zum Äquator

hin wesentlich rascher zunimmt als die Niederschlagsmenge.

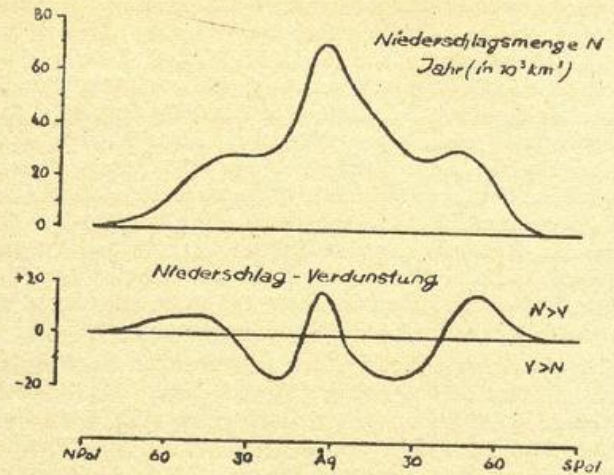


Abb. 8: Breitenkreismittel für Niederschlag (N) und Verdunstung (V), Jahresmittel.

Für unsere Fragestellung benötigen wir die Differenz beider Größen, die Relation N—V, von denen wenigstens V unabhängig von der Vertikalbewegung ist; die Gefahr eines Zirkelschlusses ist also vermieden. Folgen wir den kritischen Zusammenstellungen der erforderlichen Daten durch W. Wundt (1938) bzw. E. Reichel (33), so kommen wir zu Abb. 8; eine hervorragende Neubearbeitung des Problems verdanken wir F. Albrecht (33a). In der Subpolarzone und im Polargebiet ist allgemein $N > V$, ebenso auch in der äquatorialen Regenzone, während im Bereich der Passate und des Subtropenhochs umgekehrt $N < V$ wird. Der allgemeine Wasserkreislauf — der übrigens auch nur als Teil des großen Horizontalaustausches begriffen werden kann — schafft also mit dem überschüssigen Wasserdampf zugleich auch dessen latente Energie aus der Subtropenzone in 10—40° Breite in die äquatoriale und in die subpolare und polare Zone jenseits 40°, wo sie infolge der Niederschlagstätigkeit frei wird. Diese überschüssige latente Energie des Wasserdampfes unterstützt den Aufbau des Druckfeldes, also die potentielle Energie in subpolaren (und äquatorialen) Breiten. Im Subtropengürtel wird dagegen durch die überwiegende Verdunstung Energie verbraucht, die z. T. der kinetischen Energie der Bodenströmung (dem Wind) entnommen wird, so daß hier die potentielle Energie und damit die Druckgegensätze geschwächt werden. Tatsächlich schwanken die Drucke im subtropischen Bereich nur zwischen 990 und 1040 mb — von engbegrenzten tropischen Orkanen abgesehen —, dagegen in höheren Breiten zwischen 920 und mehr als 1070 mb. Eine cum grano salis vergleichbare Rolle spielt die Kondensationswärme auch in den anregenden Gedankengängen von E. Kleinschmidt jun. (34). Die Rolle der Verdunstung im Passat und der freiwerdenden latenten Energie im äquatorialen Mollungengürtel betont vor allem v. Ficker (1936) in seinen bekannten Arbeiten (vgl. 4). Ebenso stellt auch F. Defant (52) in seinen sehr wichtigen Rechnungen über das meridionale Temperaturprofil die freiwerdende Kondensationswärme (neben dem horizontalen und vertikalen Austausch) in den Mittelpunkt.

4. Die vertikale Komponente der Zirkulation.

Die Lehre der Vertikalzirkulationsräder hatte einen besonderen Vorteil durch die einfache Erklärung der vorherrschenden Vertikalbewegungen: Aufsteigen im Bereich der äquatorialen und subpolaren Tiefdruckfurche, Absinken im Bereich des subtropischen und polaren Hochdruckgebietes. Diesen Vorzug der herkömmlichen Lehre brauchen wir mit der Betonung des Horizontalaustausches durchaus nicht einzubüßen. Aus der zonaren Verteilung des Bodendruckes in Form von statistisch ermittelten Gürteln ergibt sich in den unteren Schichten, wo die Bodenreibung wirksam wird, eine Windkomponente zum tiefen Druck hin. Diese Luft muß im Bereich der Konvergenzzone nach oben ausweichen. Umgekehrt fließt sie in den Gebieten hohen Druckes am Boden nach allen Seiten hin ab: zum Ausgleich muß Luft aus der freien Atmosphäre nachsinken. Die Bodenreibung erzeugt jeweils Konvergenz und Aufsteigen im Bereich der Tiefdruckzellen, Divergenz und Absteigen im Bereich der Hochdruckzellen. Im statistischen Mittel setzen sich diese Vertikalbewegungen auch in den entsprechenden Gürteln durch, wobei das Maximum des Absinkens an den höchsten Druck gebunden ist.

Diese Beziehungen lassen sich auch aerologisch und klimatologisch belegen. In der freien Atmosphäre ist der feinste Indikator für Vertikalbewegungen die relative Feuchte. Leider sind die bisherigen aerologischen Messungen infolge der verschiedenen Gerätetypen schwerer vergleichbar als bei der Temperatur. Trotzdem war es möglich, für den Sommer der Südhalbkugel (15) einen Meridianschnitt der relativen Feuchte bis 8 km Höhe abzuleiten (Abb. 9). Wir sehen hier oberhalb der Grundschicht sehr schön die Absinkzone der Subtropen und der Passatzzone (10—35° Breite) sowie eine wesentlich schwächere polwärts 70° Breite. Dagegen ist die relative Feuchte im Bereich des Äquators und in der Breitenzone 50—70° deutlich erhöht; das Maximum des Aufsteigens liegt bei etwa 62° Südbreite, in der gleichen Lage, wie die subpolare Tiefdruckfurche.

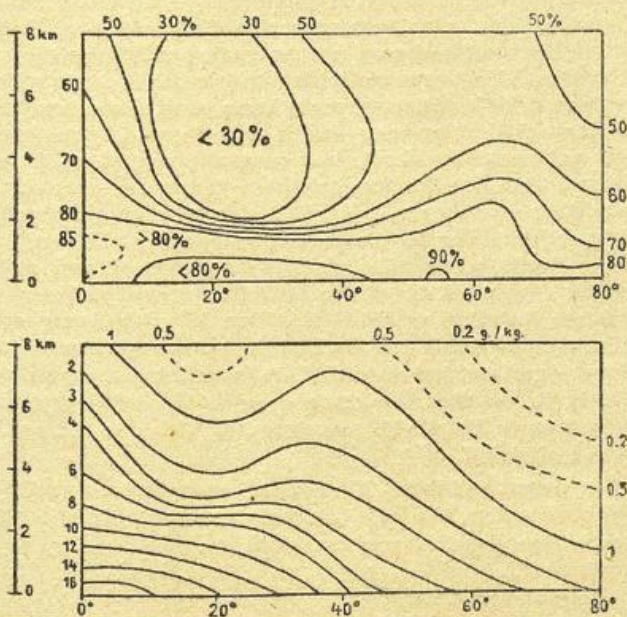


Abb. 9:

Meridionalschnitt der relativen und spezifischen Feuchte (in % bzw. g/kg); Südhalbkugel, Sommer (Lit. 15).

Der klimatologische Nachweis dieser zonaren Anordnung der Vertikalbewegungen darf sich nicht auf die üblichen Elemente beschränken. Die mittlere Bewölkung (C. E. P. Brooks 1927) ist wegen der weiten Verbreitung flacher Inversionsbewölkung im Polargebiet auch in der Passatzzone kein eindeutiges Indiz für Vertikalbewegungen in der freien Atmosphäre. Die Niederschlagsmenge (Meinardus 1934, vgl. 33) liefert in der Subtropenzone wegen der großen Ergiebigkeit der an sich seltenen Niederschläge ebenfalls kein zutreffendes Bild. Das gleiche gilt auch für Dampfdruck und relative Feuchte am Boden (Szava-Kovats, vgl. (33)), die ebenso wie die Niederschläge nicht nur von der Vertikalbewegung, sondern in höherem Maße von der Temperatur abhängen.

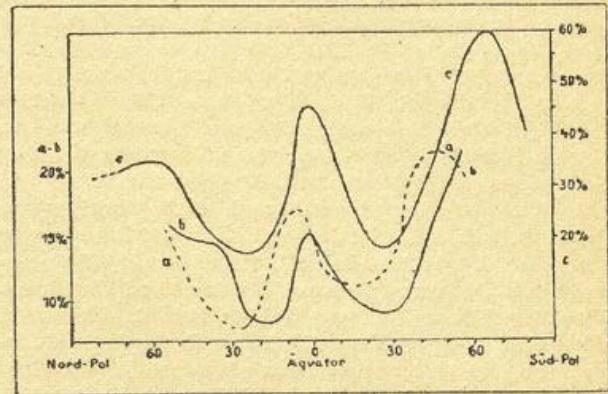


Abb. 10:

Breitenkreismittel der Niederschlagswahrscheinlichkeit über Land (Jahr, c) und See (a = Sommer, b = Winter).

Ein ausgezeichnetes Element zur Kennzeichnung der Vertikalbewegung ist die Niederschlagshäufigkeit, für die leider keine weltumfassende Statistik nach einheitlichen Schwellenwerten vorliegt. Die Gewitter (C. E. P. Brooks 1925) scheiden wegen ihrer Temperaturabhängigkeit aus. Wir können aber einen ersten Überblick gewinnen aus dem Atlas klimatischer Daten über See (35), der (nach 10° Feldern ausgezählt) die Niederschlagshäufigkeit pro Termin (Stichprobenmethode) wiedergibt (Abb. 10). Die hier nach gezeichneten Breitenkurven für Nordsommer und Nordwinter lassen klar die Zonen maximaler Niederschlagshäufigkeit und deren jahreszeitliche Verlagerung erkennen. Die Niederschlagshäufigkeit über Land können wir leider nur in viel größerer Form ermitteln. Für alle 5°-Felder wurde nach den Angaben des Handbuchs der Klimatologie (36) und allen anderen verfügbaren, z. T. kartographischen Quellen Mittelwerte der jährlichen Niederschlagshäufigkeit abgeschätzt; die Breitenmittel bestätigen das über See erhaltene Bild und ergänzen es noch im Hinblick auf den Abfall der Niederschlagshäufigkeit zum Nordpol hin. Leider ist eine Reduktion der beobachteten Zahl der Niederschlagstage über Land und der Stichprobenmethode der Zahl der Termine mit Niederschlag über See aufeinander nicht durchzuführen. Die gewonnenen Breitenmittel bestätigen aber auf jeden Fall den Zusammenhang zwischen Bodenkonvergenz und Aufsteigen, zwischen Bodendivergenz und Absteigen, so daß wir einfach die Bodenreibung als Ursache der zonaren Verteilung der Vertikalbewegungen ansehen dürfen.

Damit gewinnen wir den Ausgangspunkt zur Deutung der bekannten, oben erwähnten ageostrophischen vertikalen Zirkulationsräder. Die Bodenreibung führt zu Konvergenz in den Tiefdruckfurchen und erzwingt aufsteigende Bewegungen. Dieser auf

die Reibungsschicht beschränkten meridionalen Strömungskomponente muß in der freien Troposphäre im statistischen Mittel eine entgegengesetzt gerichtete, gleichfalls ageostrophische Strömungskomponente das Gleichgewicht halten. Diese ist zweifellos gering; eine einfache Überschlagsrechnung ergibt über Land in der Schicht 1,5 — 10 km etwa einen Wert von 0,5 — 1% der Zonalströmung. Wir brauchen also diese Meridional-Zirkulation als dynamischen Faktor nicht zu leugnen (4, S. 662), aber ihre rein kinematische Rolle ist wegen der ageostrophischen Natur der Strömungskomponente wesentlich geringer als früher angenommen.

Wie erklärt sich nun die äquatoriale Tiefdruckfurche, die durch ihre Bodenkonvergenz (innertropische Konvergenzzone) aufwärts gerichtete Vertikalbewegungen hervorruft, sowie das polare Hochdruckgebiet mit seiner Divergenz und den zugehörigen Absinkvorgängen? Hier versagt die Erklärung mit Hilfe der oben erörterten Gedankengänge. Wir kommen wohl der Wahrheit am nächsten, wenn wir das polare Hoch — mit Ausnahme der nicht häufigen Fälle, wo es bis 500 mb und darüber reicht — als kaltes Ferrel'sches Hoch (mit überlagertem Höhentief (vgl. (20, 37)) deuten. Ähnlich könnte man auch die äquatoriale Tiefdruckfurche primär als Ferrel'sches Hitzetief auffassen, das in der Höhe (21) von hohem Druck überlagert wird; seine viel größere Mächtigkeit dürfte auf den besonders hohen Anteil der Kondensationswärme wegen der bestehenden Feuchtlabilität (v. Ficker 1936) und die geringe Rolle der Corioliskraft zurückzuführen sein. Daß die Struktur der innertropischen Konvergenzzone in Wahrheit sehr kompliziert ist und daß wir dort eine seichte Sandström'sche Zirkulation haben, die mit einer äquatorialen Westwindzone gekoppelt ist, wurde an anderer Stelle (7) eingehend besprochen. Es muß auch berücksichtigt werden, daß mindestens in einzelnen Schichten die freie Troposphäre der meteorologischen Äquatorzone kälter ist als die der Passatzzone.

In beiden Fällen erzwingt bereits die Zellenstruktur des subtropischen Hochdruckgürtels bzw. der subpolaren Tiefdruckfurche gleichfalls eine zelluläre Aufteilung der Meridionalzirkulation, wie wir sie synoptisch beobachten.

Die hier vertretene Auffassung sieht in der Vertikalbewegung, also im Niederschlags- und Bewölkungsfeld, eine Folge der dynamischen Vorgänge der Bildung der planetarischen Frontalzone durch isentropen Austausch und der hiervon mittels der ageostrophischen Windkomponenten abgeleiteten Druckanomalien am Boden. Umgekehrt sieht L. Prandtl (38) die Bildung des „jet stream“ im Einzelfall als eine Folge der Vertikalbewegung und Niederschlagsbildung an. Ohne zu dieser Theorie im einzelnen Stellung nehmen zu wollen, sei auf eine statistische Untersuchung von L. G. Starrett (39) hingewiesen, die die Niederschlagshäufigkeit und -intensität in den USA in Beziehung setzt zur Lage des „jet stream“. Sie zeigt, daß — in Übereinstimmung mit den synoptisch-aerologischen Erfahrungen — die Zone häufigster und stärkster Niederschläge einige Breitengrade nördlich der Zone maximaler Windgeschwindigkeit liegt; in Europa und dem östlichen Atlantik wäre dieser Unterschied vermutlich noch stärker, als im Bereich des Troges und der Wurzelzone. Leider ist der Raum dieser Untersuchung nicht ausgedehnt genug, um die großräumigen Zusammenhänge mit unserer Auffassung prüfen zu können; die klimatologischen Erfahrungen sprechen jedoch für ihre Richtigkeit.

5. Die Energiequelle der allgemeinen Zirkulation.

Der Energielieferant der gesamten zonalen Zirkulation muß doch wohl nach wie vor im Solenoidfeld gesucht werden, von dem mindestens 60% in der schmalen planetarischen Frontalzone konzentriert ist. Aber die ältere Auffassung, die den Antrieb dieses Mechanismus in der Temperaturdifferenz Äquator-Pol sieht, erscheint heute irreführend. Wir müssen die Dinge anders sehen: die Wärmequelle der atmosphärischen Zirkulation liegt in der Erwärmung der Atmosphäre vom Boden her, die Kältequelle in der Ausstrahlung des Wasserdampfes usw. (Albrecht 1930, Mügge und Möller 1932; vgl. (40)) in der Hochtroposphäre (4, S. 536; 9, 41). Hierbei kommt die Erwärmung unter hohem Druck, die Abkühlung unter tiefen Druck zu liegen, wie es der Sandström'sche Satz für eine Zirkulation verlangt, die Arbeit aus Wärme gewinnt.

Tatsächlich liegt offenbar die effektive Wärmequelle (klimatologisch betrachtet) am Erdboden, besonders in der Zone maximaler Insolation, also im subtropischen Divergenzgürtel, und die effektive Kältequelle in der troposphärischen Ausstrahlung der Wolkenoberflächen in der subpolaren und der innertropischen Konvergenzzone. Nach den Rechnungen von F. Möller (40) beträgt die Ausstrahlung der hohen Wolken im Tiefdruckbereich (Cs, As, Cb) ein Mehrfaches der Ausstrahlung in wolkenfreier Atmosphäre, so daß wir gerade diese als effektive Kältequelle annehmen müssen; auch Raethjen (10; 1950, S. 130) betont die Wirksamkeit der Wolkenoberflächen.

Die zirkulationserzeugende vertikale Temperaturdifferenz beträgt zwischen Boden und Tropopause in der Tropen- und Subtropenzone 90—110°, fällt dann in der planetarischen Frontalzone rasch ab zu 40—50° im polaren und subpolaren Bereich. Demgegenüber schwankt die meridionale Differenz der Temperatur am Boden zwischen 30 und 60° (Südwinter); ihre Beträge sind also merklich geringer als die der vertikalen.

Damit ist die Entstehung von Solenoiden durch lokal verschiedene Einstrahlung (vom Boden) und Ausstrahlung (in der Höhe) geklärt. Daß die ageostrophische Meridionalzirkulation des mittleren Rades — im Bereich der planetarischen Frontalzone — im Sinne einer Kältemaschine, also entgegen den Solenoiden abläuft, ist bei der vergleichsweise sehr geringen Stärke dieser Meridional-Komponente bedeutungslos. Für diese relativ kleine Zirkulationsenergie kann man die schon oft erörterte Mitschleppung durch den äquatorialen (und ggf. polaren) Kreislauf, bei dem die ageostrophische Komponente in Sandström'schem Sinne rotiert, ohne Bedenken annehmen. Drehen sich zwei benachbarte Zirkulationsräder in gleichem Sinne, dann müßten an ihrer Berührungsstelle starke Windsicherungen auftreten; dies wird durch die Mitführung und entgegengesetzte Rotation vermieden. Diese Mitschleppung erklärt also lediglich den kleinen Energiebetrag des mittleren ageostrophischen meridionalen Zirkulationsrades, der durch die Bodenreibung vernichtet wird, der nach Defant und Ertel (46) weniger als 1% der Gesamtenergie beträgt.

Die ageostrophische Meridionalkomponente der Zirkulation entspricht bei der polaren und der Passatzirkulation der thermodynamisch geforderten, bei der äquatorialen und der außertropischen Westwindzirkulation dagegen nicht.

Wir sehen hier auch den großen Vorteil der quasi-ageostrophischen Betrachtung: der thermodynamisch „falsche“ Umlaufsinn des mittleren Zirkulationsrades

beschränkt sich nur auf die relativ sehr kleine ageostrophische Komponente; die wahre Zirkulation um das Solenoidfeld der planetarischen Frontalzone wird im statischen Mittel durch den entgegengesetzten Anteil der Coriolisbeschleunigung in dem geostrophischen Höhensturmfeld gerade kompensiert, tritt also überhaupt nicht in Erscheinung (vgl. Abschnitt A 2!). Die viel größere Energie dieser zonalen Zirkulation liefert das oben erörterte Gegenspiel von Heizung und Ausstrahlung in seiner stark breitenabhängigen Differenzierung.

Damit gewinnen wir eine einheitliche, in sich geschlossene Anschauung, die das Ineinanderarbeiten thermischer wie dynamischer Prozesse erkennen läßt. In diesem Zusammenhang sei auch auf die Ausführungen von Y. Mintz (8) hingewiesen, der eine Schraubenzirkulation um die Höhenhochkeile und Tiefdrucktröge im Bereich der planetarischen Frontalzone annimmt, die gleichfalls Arbeit aus Wärme erzeugt.

C) *Schlußbemerkungen.*

Die hier vorgetragene Deutung der allgemeinen Zirkulation beruht teilweise auf etwas anderen Grundlagen als die klassische Deutung, die heute meist in der Formulierung *Exners* (1917 bzw. 1925) als Grundprinzip unseres Lehrgebäudes gilt. Die synoptisch-aerologischen Erfahrungen der letzten Jahre wie die theoretischen Überlegungen von V. Bjerknes, C. G. Rossby, H. Ertel, F. Möller und P. Raethjen machen aber eine gewisse Abkehr von dieser klassischen Lehre unabweisbar (4, 9, 16). Zweifellos steht eine neue Lehre noch nicht fest, und die mathematische Ableitung einer Theorie — die auch quantitativ eine Begründung der in (21) zusammenfassend niedergelegten Beobachtungstatsachen liefern müßte — wird wohl der großen Schwierigkeiten halber noch einige Zeit auf sich warten lassen.

Hierbei werden heute vielfach dynamische Gesichtspunkte in den Vordergrund gestellt (*Rossby, Starr*). Verfasser neigt mehr zu einer Koppelung thermischer und dynamischer Faktoren. Die frühere Vorstellung von der Erhaltung des Rotationsmomentes erscheint aber nicht mehr als alleiniges Erklärungsprinzip geeignet (16, 16a), nachdem der Austauschcharakter der allgemeinen Zirkulation auf Grund der täglichen synoptischen Erfahrung derart in den Vordergrund getreten ist. Die allgemeine Zirkulation ist nichts anderes, als das statistisch-klimatologische Mittel über zahlreiche Wetterlagen; ihre Problemstellung ähnelt infolgedessen weitgehend der der Synoptik. Es ist daher nur selbstverständlich, auch hier die Abweichungen vom geostrophischen Wind als wichtigsten dynamischen Faktor (17) in den Mittelpunkt zu stellen.

Um die Diskussion dieses grundsätzlichen Fragenkomplexes zu erleichtern, sei in folgendem eine kleine tabellarische Zusammenstellung der Hauptgesichtspunkte der klassischen und der hier vertretenen Auffassung gegeben. Hierbei muß man sich aber stets klar darüber sein, daß die einzelnen Gesichtspunkte sich niemals gegenseitig ausschließen; es kann sich jeweils nur um ein Überwiegen des einen oder des anderen handeln.

	bisherige Lehre	heutige Lehre
Einleitung der Zirkulation	in Bodennähe	in der freien Troposphäre
charakteristische Bewegungsform	ageostrophisch	quasigeostrophisch
Form des Meridionalaustausches	Vertikalzirkulation	Horizontalaustausch

	bisherige Lehre	heutige Lehre
Gliederung der Zirkulation	Gürtel	Zellen
maßgebender thermischer Gegensatz	Äquator — Pol	Boden — Tropopause
maßgebender dynamischer Effekt	Erhaltung des Rotationsmomentes	Abweichungen vom Gradientwind.

Die hier vertretene komplexe Auffassung, die wir aus didaktischen Gründen als Horizontalaustauschtheorie bezeichnen wollen, schließt sich in die theoretischen Ergebnisse von *Rossby* bzw. *Raethjen* (isentropischer Austausch) und an die *Scherhag'sche* Divergenztheorie der Zyklonen an. Ihr Kernpunkt besteht in der Deutung der klimatologischen Zusammenhänge zwischen Luftdruckanomalien und Höhendruckverteilung als Beleg für den Divergenzansatz und die zelluläre Auffassung der allgemeinen Zirkulation. Die ageostrophische Meridional Komponente der Vertikalzirkulation wird (nach *Refsdal, Albrecht, Mügge u. Möller* u.a.) verständlich durch die Annahme, daß die zirkulationserzeugende Temperaturdifferenz zwischen Boden und Tropopausenregion liegt. So wirken thermische und dynamische Prozesse, latente Energie und Strahlung in sehr komplexer, wechselseitig verketteter Weise zusammen, um den Mechanismus der allgemeinen Zirkulation zu erzeugen und aufrechtzuerhalten.

Die zentrale Stellung, die der Gesamtbegriff des Austausches in immer steigendem Maße in der Meteorologie einnimmt, zeigt sich auch bei diesem Problem. Hier setzt auch eine quantitative (43) oder experimentelle (Modellversuch) Betrachtung der Vorgänge (44) an. Von besonderer Bedeutung ist es hierbei, daß nach *F. Möller* (48) der horizontale Austauschkoefizient für die Bewegungsgröße höher ist, als der für die Wärme, was für den Vertikalaustausch schon öfters gezeigt worden ist (*Pettersen-Swinbank* 1947, *Frankenberger* 1949).

Von grundsätzlicher Bedeutung ist es aber auch, daß wir die allgemeine Zirkulation offenbar nicht nur rein stationär als Gleichgewichtsproblem sehen dürfen, sondern daß wir mit unseren Betrachtungen über die ageostrophische Windkomponente, in der wir mit *Phillips* (17) das Kernproblem der Dynamik sehen müssen, ein Element des Ungleichgewichts hineinbringen. Wir pflegen zwar mit einer im praktischen Dienst völlig ausreichenden Genauigkeit die Atmosphäre als im statischen, adiabatischen und geostrophischen Gleichgewicht anzusehen; in Wirklichkeit verhält sie sich jedoch stets quasistatisch, quasiadiabatisch und quasigeostrophisch (*Charney*),

Betrachten wir die Vorgänge von der energetischen Seite aus, so finden wir, daß die primäre Energiequelle (Erwärmung am Boden, Ausstrahlung in der Hochtroposphäre) auf dem Wege über die innere Energie (Temperaturverteilung) durch Austausch- und Zirkulationsprozesse die potentielle Energie der hochtroposphärischen Druckverteilung ebenso wie die kinetische Energie der planetarischen Frontalzone erzeugt. Diese wandelt sich um in die potentielle Energie der Bodendruckverteilung und wird hier wiederum in Bewegung umgesetzt. Die Reibung am Erdboden veranlaßt aufsteigende Luftbewegungen, die (relativ geringe) latente Energiemengen bei den Kondensationsprozessen freisetzt. Da die planetarische Zirkulation offenbar (im mehrjährigen Mittel) als im Gleichgewicht aufgefaßt werden kann, wird der beim Strahlungshaushalt verbleibende Rest durch die Reibung (innere wie Bodenreibung) wieder aufgezehrt. Hierbei bleibt

— von kleinen zeitlichen Schwankungen, die sich in Änderungen der Tageslänge (Quarzuhren!) äußern (45), abgesehen — das Rotationsmoment der Erde erhalten, so daß sich östliche und westliche Winde in ihrer bremsenden bzw. beschleunigenden Wirkung praktisch aufheben müssen.*) Dabei beträgt die an der Erdoberfläche geleistete Arbeit nach Defant und Ertel (46) weniger

als 1% der zugeführten Sonnenenergie; der größte Teil wird zur Aufrechterhaltung der Bewegung in der freien Atmosphäre und im Rahmen des Strahlungshaushaltes verbraucht.

Versuchen wir, die hier gewonnenen Vorstellungen zu einem schematischen Bild zu vereinigen — ein Versuch, der am ehesten den Didaktiker befriedigen

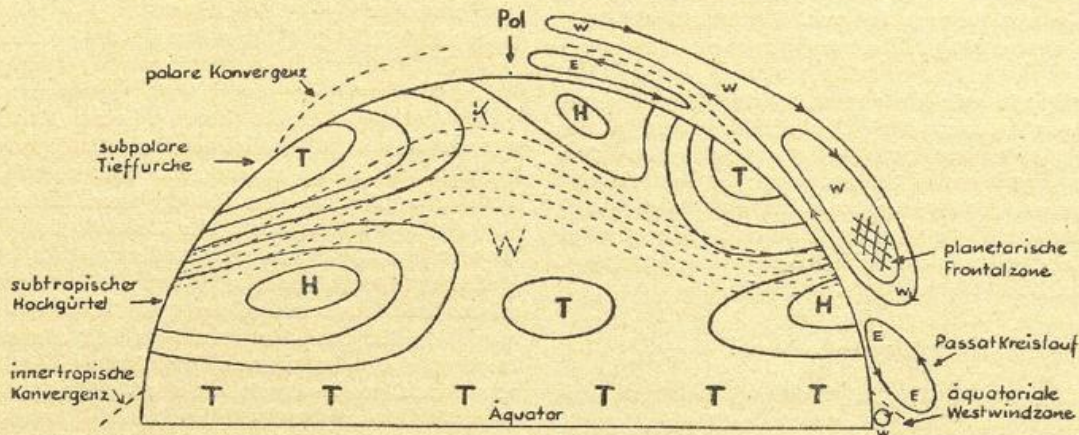


Abb. 11:
Schema der allgemeinen Zirkulation. Grundriß: Zellulare Druckverteilung am Boden (ausgezogen) und in der Höhe (gestrichelt). Aufriß: Ageostrophische Meridionalkomponente der Vertikalzirkulation.

wird —, so erhalten wir das in Abb. 11 im Grund- und Aufriß wiedergegebene Schema. Besonders zu beachten ist hierbei der auch genetisch wichtige Unterschied zwischen der polaren Konvergenz und der planetarischen Frontalzone; nur letztere ist als die „Polarfront“ der norwegischen Auffassung zu bezeichnen. Der Grundriß zeigt den Zellencharakter der Boden- druckverteilung ebenso wie die Struktur der Höhen- strömung (Tröge und Rücken, Divergenz- und Konvergenzgebiete) im statistischen Mittel; im Einzelfall bleiben die Grundzüge der Verteilung erhalten, wobei nur die Zahl der Zellen wesentlich größer ist.

Zusammenfassung:

Nach kurzer Zusammenstellung der Einwände gegen die bisher übliche Lehre der allgemeinen Zirkulation, die als (ageostrophische) Vertikalzirkulationstheorie bezeichnet werden kann, wird eine anschauliche Deutung auf Grund der aerologisch-synoptischen Erfahrungen als (quasigeostrophische) Horizontalaustauschtheorie versucht.

Die Zusammendrängung der Temperaturdifferenz Äquator—Pol in der Troposphäre auf eine schmale Zone (planetarische Frontalzone) wird als Folge des Dualismus zwischen Vertikalaustausch und (isentropem) Gleitaustausch erklärt. Die durch orographische Reibungseffekte erzwungenen geometrischen Divergenzen und Konvergenzen der planetarischen Frontalzone rufen nach dem Divergenzsatz durch Abweichungen vom geostrophischen Windfeld charakteristische Druckanomalien am Boden hervor, die sich in der mittleren Luftdruckverteilung durchsetzen; diese bildet gleichzeitig einen statistischen Beweis für die Richtigkeit des Divergenzeffektes nach Ryd-Scherhag. Die durch statistische Mittelbildung über die

Breitenkreise resultierenden Luftdruckgürtel (Subpolartief, Subtropenhoch), die sich im Einzelfall immer aus Zellen zusammensetzen, werden durch die Wirkung der latenten Energie des Wasserdampfes erklärt.

Die Meridionalzirkulation wird allgemein durch den horizontalen Massenaustausch bewirkt, dessen Glieder, die Zyklonen und Antizyklonen, überall (auch im Passatgürtel) integrierende Bestandteile der zellularen Zirkulation sind. Die zonale Anordnung der Vertikal- komponenten wird als Effekt der Boden- reibung gedeutet: Konvergenz und Aufsteigen in den Tiefdruckfurchen, Divergenz und Absinken in den Hochdruckzonen. Eine (ageostrophische) meridionale Vertikalzirkulation existiert im Bereich der neu entdeckten äquatorialen Westwindzone (zwischen 0 und 10° Nord), im Passatkreislauf sowie im Bereich der planetarischen Frontalzone. Alle diese Kreisläufe sind als arbeitserzeugende Wärmemaschinen aufzufassen, sobald man die Erdoberfläche als Wärmequelle, die Ausstrahlung der Hochtroposphäre (besonders der Wolkenoberflächen im Bereich der Bodenkonvergenz- zonen) als Kältequelle deutet.

Summary: On the Mechanism of General Circulation.

After briefly summarizing the objections against the customary theory of general circulation, which could be characterized as (ageostrophic) Vertical Circulation Theory the author attempts the demonstration, based on aerological and synoptical experiences of a (quasigeostrophic) Horizontal Mass Exchange Theory.

The compression into a narrow zone (planetary frontal zone) of the difference between equatorial and polar temperatures in the troposphere is explained as resulting from the dualism between vertical exchange (Austausch) and isentropic lateral mixing. The (geometric) divergences and convergences of the planetary frontal zone, as obtained by orographic frictional effects, produce characteristic pressure anomalies on the surface by deviation of geostrophic wind field prevailing the

*) Dieses Prinzip der Erhaltung des Drehmomentes der festen Erde, das Raethjen (Vortrag 27. 10. 1950 Met. Ges. Hamburg; sowie 45) an zentraler Stelle in seine Theorie einbaut, ist eigentlich nicht kausaler, sondern finaler bzw. teleologischer Natur; es liefert daher wohl kaum eine genetisch ganz befriedigende Deutung der planetarischen Windverteilung.

average surface pressure field, with the latter simultaneously forming a statistical proof of the accuracy of the Divergence Theory by Ryd and Scherhag. The pressure belts resulting from statistical averaging for latitudes — subtropical High, subpolar Low — consisting in each individual instance of cells, are explained through the effect of the latent energy of water vapour.

Generally, meridional circulation is produced by horizontal mass exchange, its elements — cyclones and anticyclones — being throughout (also in the trade wind zone) integral parts of cellular circulation. The zonal arrangement of vertical wind components is interpreted as an effect of ground friction: convergence and lifting in low pressure troughs, divergence and subsiding along high pressure ridges. An (ageostrophic) meridional vertical circulation exists in the area of the (newly discovered) equatorial westerlies (between 0 and 10° N), in the trade wind circulation and in the area of the planetary frontal zone. All these circulations are shown as work-producing heating machines, if the surface of the earth is interpreted as a heating source, and radiation from the high troposphere (especially from cloud surfaces in the vicinity of the zones of convergence) as a cooling source.

Literatur:

1. R. Scherhag: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1948.
2. vgl. z. B. die Auszüge der älteren Arbeiten bei M. Brillouin, Mémoires originaux sur la circulation générale de l'Atmosphère. Paris 1900 (mit kritischen Kommentaren).
3. V. und J. Bjerknes, H. Solberg, T. Bergeron: Physikalische Hydrodynamik, Berlin 1933.
4. F. Möller in: Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie, 5. Aufl., Leipzig 1939, S. 627—671.
5. I. Reineke: Untersuchungen über die Abweichungen vom Gradientwind in der oberen Troposphäre. Met. Abhandl. Inst. Met. Fr. Univ. Berlin I, 1, 1950.
J. K. Bannon: The angular deviation of the wind from the isobars at Liverpool. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. 75, 131—146 (1949).
6. S. K. Pramanik: Computation of winds in the atmosphere in low latitudes I. Scient. Not. Ind. Met. Departm. 127 (1948).
7. R. D. Fletcher: The general circulation of the tropical and equatorial atmosphere. Journ. Meteor. 2, 167—174 (1945).
H. Flohn, Eine äquatoriale Westwindzone als Glied der allgemeinen Zirkulation, Z. f. Meteor. 3, 240 bis 246 (1949).
8. V. Bjerknes, Application of line integral theorems on the hydrodynamics of terrestrial and cosmic vortices. Astrophys. Norveg. 2, 263—339 (1937).
Y. Mintz, On the kinematics and thermodynamics of general circulation of the Atmosphere in the higher latitudes. Transact. Amer. Geophys. Union 28, 539—544 (1947).
9. G. Stüve, R. Mügge, Energetik des Wetters, Beitr. Phys. fr. Atm. 22, 206—248 (1935), sowie G. Stüve, Handbuch der Geophysik IX (1937).
10. P. Raethjen, Einführung in die Physik der Atmosphäre, I, II, Leipzig, Berlin 1942.
P. Raethjen, Kurzer Abriß der Meteorologie I (1947), II (1950).
11. F. Möller, Über Helmholtz' Stabilitätskriterium einer zonalen Zirkulation, Meteor. Z. 57, 331—334 (1940).
H. Ertel, Über die Stabilität der zonalen atmosphärischen Zirkulation. Meteor. Z. 57, 397—400 (1940).
H. Ertel, Die Westwindgebiete der Troposphäre als Instabilitätszonen. Met. Z. 60, 397—400 (1943).
12. E. Schoenberg, Zur Dynamik der Jupiteratmosphäre. Astron. Nachr. 273, 113—123 (1942);
Zur Theorie der äquatorialen Beschleunigung bei Jupiter. Sitz. Ber. Bayr. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. 1948, 115—147.
13. H. Lettau, Atmosphärische Turbulenz, Leipzig 1938.
- 13a. F. Baur, Einführung in die Großwetterkunde, Wiesbaden 1948. S. 47 f.
14. S. L. Hess, Some new meridional cross-sections through the atmosphere. Journ. Met. 5, 293—300 (1948).
L. Vuorela, Contribution to the aerology of the Tropical Atlantic. Journ. Meteor. 5, 115—117 (1948).
15. H. Flohn, Grundzüge der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf der Südhalbkugel. Arch. Met. Geophys. Biokl. A 2, 17—64 (1950).
F. Loewe, U. Radok, A meridional aerological cross-section in the Southwest Pacific. Journ. Meteor. 7, 58—65, 305—306 (1950), sowie III, Lit. 89.
16. C. G. Rossby, On the nature of the general circulation of the lower atmosphere. In: G. P. Kuiper, The Atmosphere of the Earth and Planets. Chicago 1949, S. 16—48.
- 16a. C. G. Rossby, On the distribution of angular velocity in gaseous envelopes under the influence of large-scale horizontal mixing processes. Bull. Am. Meteor. Soc. 28, 53—68 (1947).
17. H. Philipps, Theorie der dynamischen Felder im Bereich einer Druckänderung. Z. f. Meteor. 2, 18—39 (1948).
18. University of Chicago, Department of Meteorology: On the general circulation of the atmosphere in middle latitudes. Bull. Amer. Meteor. Soc. 28, 255—280 (1947).
19. V. P. Starr, An essay on the general circulation of the earth's atmosphere. Journ. Meteor. 5, 39—43 (1948).
20. P. Raethjen, Zyklonenetische Probleme, Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. A 1, 295—346 (1949).
21. H. Flohn, Die planetarische Zirkulation der Atmosphäre bis 30 km Höhe. Ber. Dt. Wd. US-Zone 12, 156—161 (1950).
22. H. Flohn, Mittlere Druck- und Strömungsverhältnisse in der Troposphäre. In: Großwetterlagen Mitteleuropa, herausgegeben vom Dt. Wetterdienst der US-Zone 2, 61—64, 105—107 (1949).
23. H. Seilkopf, Maritime Meteorologie, In: Handbuch der Fliegerwetterkunde Band II, Berlin 1939.
H. Seilkopf, Spezielle Großzirkulation und Witterung. Ann. Meteor. 1, 312—326 (1948).
24. J. Namias, Ph. F. Clapp, Confluence theory of the high tropospheric jet stream. Journ. Meteor. 6, 330—336 (1949).
25. E. Palmén, C. W. Newton, A study of the mean wind and temperature distribution in vicinity of the polarfront in winter. Journ. Met. 5, 220—226 (1948).
26. J. G. Charney, A. Eliassen, A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies. Tellus, 1, 2, 38—54 (1949).

27. *J. A. Boffi*, Effect of the Andes Mountains on the general circulation over the southern part of South America. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **30**, 242—247 (1949).
28. World Weather Records, Ergänzungsband II, Smithsonian. *Miscell. Coll.* **105** (1947).
29. *R. Spitaler*, Der jährliche Verlauf der Temperatur und des Luftdruckes auf der Erde. *Jahrb. Meteor. Obs. Donnersberg f. 1928*, Prag 1931, 12 S.
30. *J. Namias, Ph. F. Clapp*. Normal fields of convergence and divergence at the 10 000-foot-level. *Journ. Meteor.* **3**, 14—23 (1946).
31. *H. H. Lamb*, Scientific results of the „Balaena“ Expedition 1946—47, *Meteor. Mag.* **78**, 104—112 (1949).
32. *T. Bergeron*, Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. *Meteor. Z.* **47**, 246—262 (1930).
33. *E. Reichel*, Zum Dampfgehalt und Wasserkreislauf der Atmosphäre. *Meteor. Rdsch.* **2**, 206—208 (1949).
- 33a. *F. Albrecht*, Über die Wärme- und Wasserbilanz der Erde. *Ann. Met.* **2**, 129—143 (1949), u. a. m.
34. *E. Kleinschmidt jun.*, Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen, *Meteor. Rdsch.* **3**, 1—6, 54—61 (1950).
35. *W. F. McDonald*, Atlas of Climatic charts of the oceans. Washington 1938. *Dt. Ausg. Marine Obs.* 1944.
36. *Köppen-Geiger*, Handbuch der Klimatologie, Berlin 1930 f.
37. *H. Flohn*, Über kalte metastabile Hochdruckgebiete. *Meteor. Rundsch.* **2**, 67—75 (1949).
38. *L. Prandtl*, Dynamische Erklärung des jet stream-Phänomens. *Ber. Dt. Wetterdienst US-Zone* **12**, 198 bis 200 (1950).
39. *L. G. Starrett*, The relation of precipitation patterns in North America to certain types of jet stream at the 300-millibar-level. *Journ. Meteor.* **6**, 347—352 (1949).
40. *F. Möller*, Wirkungen der langwelligen Strahlung in der Atmosphäre, *Meteor. Z.* **61**, 264—270 (1944).
41. *H. Flohn*, Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre im Lichte neuerer aerologischer Beobachtungen. *Z. f. Erdk.* **12**, 253—264 (1944).
42. *H. U. Sverdrup*, Der nordatlantische Passat. *Veröff. Geophys. Inst. Leipzig* **2**, 1—96 (1917).
43. *C. H. B. Priestley*, Heat transport and zonal stress between latitudes. *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.* **75**, 28—40 (1949).
44. *D. Fultz*, A preliminary report on experiments with thermally produced lateral mixing in an rotating hemispheric shell of liquid. *Journ. Meteor.* **6**, 17—33 (1949).
45. *P. Raethjen*, Bemerkungen zu Ferrels Theorie der Passat- und Westwindzonen. *Meteor. Zeitschr.* **57**, 381—389 (1940).
46. *A. Defant, H. Ertel*, Der thermodynamische Wirkungsgrad der Atmosphäre. *Ann. Hydr.* **70**, 161 bis 168 (1942).
47. *H. Riehl*, An the role of the tropics in the general circulation of the atmosphere, *Tellus* **2**, 1, 1—17 (1950).
H. Riehl, T. C. Yeh, The intensity of the net meridional circulation. *Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc.* **76**, 182—188 (1950).
48. *F. Möller*, Die Wärmebilanz der freien Atmosphäre im Januar. *Meteor. Rundsch.* **3**, 97—108 (1950).
49. *B. Neis*, Zum Begriff der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. *Z. f. Meteor.* **4**, 72—77 (1950).
50. *A. Defant*, Neuere Ansichten über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre in mittleren Breiten. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.* **A 1**, 273—294 (1949).
51. *A. G. Forsdyke*, Weather Forecasting in tropical regions. *Geophys. Mem.* **10**, 82 (1949).
52. *F. Defant*, Das mittlere meridionale Temperaturprofil in der Troposphäre als Effekt von vertikalen und horizontalen Austauschvorgängen und Kondensationswärme. *Arch. Geophys. Meteor. Bioklim.* **A2** (1950), 184—206.

II. Ablauf und Struktur des ostasiatischen Sommermonsuns¹⁾

In den Jahren vor Ausbruch des zweiten Weltkrieges wurde — anknüpfend an die häufig gebrauchte, auf *Cholnoky* (1902) und *Almstedt* (1914) zurückgehende — Bezeichnung eines „europäischen Sommermonsuns“ — der Begriff des Monsuns erneut diskutiert. (1, 3). Schon *Hann* (4) wollte die Bezeichnung Monsun auf die „mächtigen, durchgreifenden Strömungen dieser Art“ einschränken. *Conrad* (1) forderte darüber hinaus den gleichsinnigen Verlauf von Niederschlägen, Bewölkung und relativer Feuchte; in all den Fällen, in denen dieses Kriterium nicht erfüllt ist, sollte man nur von monsunartigen Winden sprechen. Als Muster eines Monsunklimas wurde dabei unwidersprochen Ostasien angeführt, wo ein jahreszeitlicher Windwechsel um ca. 180 Grad mit gleichsinnigem Jahresgang der eben erwähnten Elemente Hand in Hand geht.

In den gleichen Jahren gelangte der scheinbar so eindeutige Begriff aber durch die Arbeiten japanischer und chinesischer Meteorologen in eine überraschend neue Beleuchtung. *T. Okada*, der bereits 1910 (5) die Beteiligung von zyklonalen Störungen an der sogenannten „Pflaumenregenzeit“ (Mai-yü) Japans erwähnt hatte, beschrieb 1932 (6) die zugehörige Druckverteilung; eine moderne Skizze der synoptischen Situation verdanken wir *H. Arakawa* (7). *Coching-Chu* (8) erörterte 1934 das „Rätsel“ des Südostmonsuns in China und ging gleichzeitig (9) auf die großräumigen Zusammenhänge der Zirkulation ein. Im weiteren Arbeiten vertiefte besonders *Ch. W. Tu* (10, 11) die Erkenntnis, daß der Südostmonsun als Regenbringer für China gar keine Bedeutung hat, und klärte die wahren synoptischen Verhältnisse auf. Besonders eingehende Studien lieferten *Lautensach* (12) für Korea und *Schwind* (13) für Südsachalin (Karafuto). Auf eine vollständige Anführung der weitschichtigen Literatur muß leider verzichtet werden.

Daß in Ostasien Eintritt und Ende des „Monsuns“, d. h. der sommerlichen Regenzeit, eindeutig kalendermäßig gebunden ist, wurde von *Schmauß* (14) in Anlehnung an die Angaben von *W. Haude* (15, 16) aus der Mongolei und *A. Haushofer* (17) aus Japan öfter hervorgehoben. *T. Okada* (6) verfolgte die Dauer der Pflaumenregenzeit an Hand von Pentadenmitteln der Niederschlagsmenge und Bewölkung. Bei der eigenen eingehenden Beschäftigung mit dem Fragenkomplex (in den Jahren 1942—43) erwies sich das aus dem Schrifttum zu gewinnende Bild jedoch als unvollständig und einer Erweiterung bedürftig. Dabei ergaben sich folgende Teilfragen:

a) Klimatologie: Zeitliche (kalendermäßige) Gliederung und regionale Unterschiede des normalen Witterungsablaufes.

b) Synoptik: Typische Wetterlagen des Sommermonsuns (Fronten und Luftmassen).

c) Aerologie: Vertikaler Aufbau der Strömungsverhältnisse (Mächtigkeit des Monsuns).

Dabei mußten zu den Punkten a und c zeitraubende Bearbeitungen des Originalmaterials mit den inzwischen entwickelten Methoden vorgenommen werden, während für den Punkt b eine im wesentlichen referierende Darstellung genügte. Kurze Schilderungen des Witterungsablaufes finden wir in einigen der angeführten Schriften (4 und 6, 8, 18); auf die schöne, nach Monaten gegliederte Beschreibung des Witterungsablaufes von *Schwind* (19) sei besonders hingewiesen. Eine zusammenfassende neuere Darstellung des Klimas in Ostasien steht noch aus.

A) Zur Struktur des normalen Witterungsablaufes.

Eine eingehende Behandlung des normalen Witterungsablaufes muß sich stützen auf die einzige natürliche Zeiteinteilung, die es neben dem Jahr gibt: den Kalendertag. Jede andere Einteilung — seien es Monate, Wochen, Dekaden oder Pentaden — ist willkürlich, zerreißt Zusammenhänge und verbindet heterogene Abschnitte. Glücklicherweise existiert für Japan eine Monographie über das Klima des Observatoriums Osaka von *Maeda* (20), in der nicht nur für jeden Tag der Jahre 1883—1926 Einzelwerte der wichtigsten Klimaelemente veröffentlicht werden, sondern auch für die Temperatur (Mittel und Extreme), Niederschlagsmenge, Luftdruck, Sonnenscheindauer u. a. m. bereits langjährige Tagesmittelwerte berechnet sind. Um einen besseren Überblick über die Struktur des Witterungsverlaufes zu gewinnen, wurden als Ergänzung dieser Mittelwerte noch Häufigkeitsauszählungen der Tage mit mindestens 0,1 (10,0) mm Niederschlag sowie der heiteren und trüben Tage vorgenommen. Hierbei erwies sich eine Abweichung von der üblichen Definition als zweckmäßig; wir verstehen hier — wie in der gleichzeitig entstandenen Arbeit über den indischen Monsun (21) — unter heiteren Tagen solche, an denen das Bewölkungsmittel (6 Termine!) höchstens 30% beträgt, während für trübe Tage ein Mindestwert von 70% gefordert wird. Sämtliche Mittel- und Häufigkeitswerte sind nach der Formel $\frac{1}{4}(a + 2b + c)$ leicht ausgeglichen worden (Abb. 12 und 13). Um eine Vergleichsmöglichkeit zu haben, wurde noch aus den Jahrbüchern des bekannten Observatoriums *Zikawei* (22) (nahe bei Schanghai) für die Jahre (1920 bis 1939) gleichfalls die Häufigkeit der heiteren Tage sowie der Niederschlagstage nach den gleichen Schwellenwerten ausgezählt (Abb. 14); zum Vergleich geben wir noch eine ältere Zusammenstellung der mittleren täglichen Niederschlagsmenge für 1875—1897 nach *Rijckevorsel* (23).

Eine sehr nützliche Ergänzung hierzu bilden die von *Okada* (6) veröffentlichten Pentadenmittel der Niederschlagsmenge und der Bewölkung, die für die Periode 1897—1926 (z. T. nur 1907—26) einen Raum von Formosa bis nach Sachalin, von den Bonininseln bis zur Mandchurei hin überdecken; wir beschränken uns hier auf eine Auswahl von Stationen (Abb. 15). Die Niederschlagsmenge ist allerdings zur Charakterisie-

¹⁾ Diese Arbeit wurde bereits im August 1948 abgeschlossen; ihre Ergebnisse wurden auf dem Deutschen Geographentag 1948 in München vorgetragen. Leider ist es nicht möglich, in diesem Rahmen auch die wertvollen Diskussionsbemerkungen (*R. Geiger*-München, *F. Klute*-Mainz, *H. Lautensach*-Stuttgart, *H. Mortensen*-Göttingen, *C. Raethjen* sen.-Hamburg, *H. Schmitthener*-Marburg, *M. Schwind*-Hannover, *W. Wundt*-Freiburg) zu veröffentlichen. Sie konnten teilweise noch im Text oder als Fußnoten berücksichtigt werden. Inzwischen erzielte Fortschritte beziehen sich insbesondere auf die Beziehungen zwischen dem indischen und dem ostasiatischen Sommermonsun; vgl. hierzu Teil III, der auch die neueren Arbeiten (bis einschl. März 1950) berücksichtigt. Die mittlerweile zugänglich gewordenen aerologischen Beobachtungsergebnisse zahlreicher japanischer Stationen (seit Ende 1946) bestätigen bei vorläufiger kritischer Durchsicht die erzielten Resultate.

zung von Witterungsperioden weit weniger geeignet als die Niederschlagshäufigkeit, für die entsprechende Daten leider nicht vorliegen.

Betrachten wir zunächst die Diagramme für Osaka (Abb. 12 und 13), so sehen wir einen weitgehenden Parallelismus in den Säulendarstellungen der Niederschlagshäufigkeit (insbesondere auch der schwarz angelegten Starkregen mit mindestens 10 mm), der Nie-

derschlagsmenge und der Niederschlagsdichte, auf dessen prinzipielle Bedeutung hier nicht näher eingegangen werden kann. Ziemlich selbstverständlich erscheint der parallele Gang zwischen Niederschlagstagen und trüben Tagen, sowie das inverse Verhalten der heiteren Tage — die hier von oben nach unten aufgetragen sind, um diese Umkehr besser zu zeigen — und der Sonnenscheindauer.

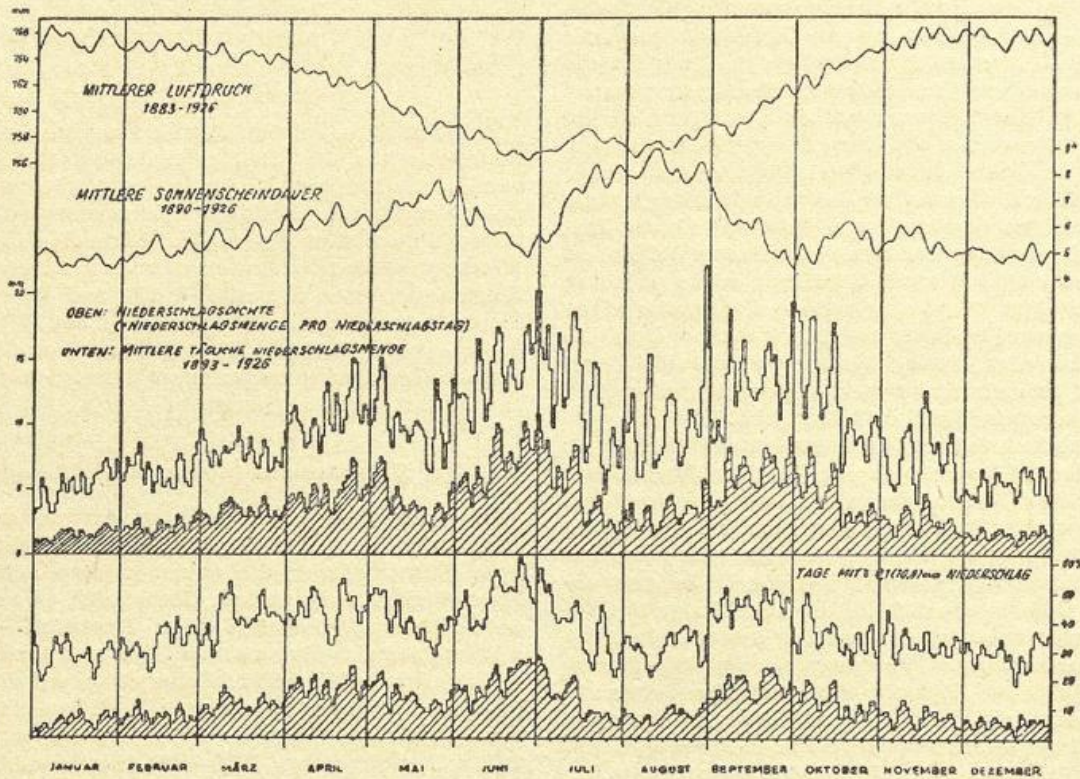


Abb. 12:
Durchschnittlicher Witterungsverlauf in Osaka nach Tageswerten I.

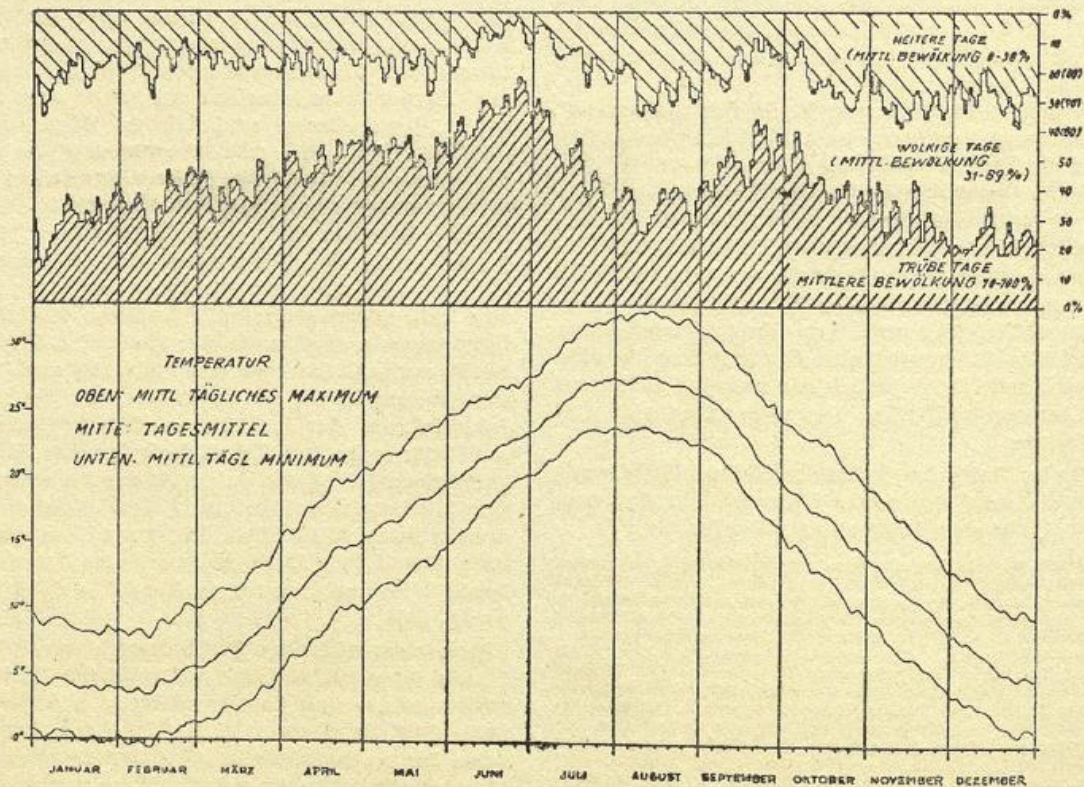


Abb. 13:
Durchschnittlicher Witterungsverlauf in Osaka nach Tageswerten II.

So sehr es locken würde, eine eingehende Betrachtung aller Zacken vorzunehmen, wie sie für Mitteleuropa u. a. Schmauß (14) mehr vom synoptischen, Verfasser (24) mehr vom klimatologischen Standpunkt aus durchgeführt haben, so müssen wir uns hier doch auf die wichtigsten Erscheinungen beschränken.*) Hier fallen drei Niederschlagsperioden ins Auge: eine erste kurze zwischen 21. April und 7. Mai, die man in formaler Analogie etwa zu Roediger (25) als Monsunvorläufer bezeichnen könnte, eine zweite im Frühsommer von Mitte Juni bis Mitte Juli, die Pflaumenregen-(Mai-yü, Nyu-bai oder Tsuyu) Periode der Japaner (5); sowie eine dritte von Anfang September bis Mitte Oktober, die hier als die Herbstregenzeit bezeichnet werden soll. Die beiden letzten werden getrennt durch eine äußerst markante Trockenperiode in der zweiten Julihälfte und im August, in der die Sonnenscheindauer auf den jährlichen Höchstwert ansteigt — in Nordwestdeutschland ist das (vgl. 24) Ende Mai, also vor dem „Sommermonsun“, der Fall — und auch die Temperatur (in Osaka um den 11. 8.) die höchsten Werte erreicht. Diese heiße, trockene Hochsommerzeit, in Japan (6) als „doyo“ (Hundstage) bezeichnet, erscheint dem europäischen Betrachter als große Überraschung, sinken doch die Niederschlagsmengen und -häufigkeiten auf die gleichen Werte ab, wie im Winter. Eine Niederschlagswahrscheinlichkeit von weniger als 20%, wie sie in den unausgeglichenen Daten aus dieser Periode dreimal auftritt (29. VII., 11. und 29. VIII.), wird im gesamten übrigen Jahr nur an 6 Tagen erreicht. Tatsächlich hat Japan nicht eine Sommerregenzeit, auch nicht eine gegabelte, wie es Köppen (26) — der Wahrheit schon näher kommend — angibt, sondern mindestens zwei einwandfrei voneinander getrennte Regenzeiten, eine im Frühsommer, die Mitte Juli schlagartig abbricht, und eine im Herbst.

Die übliche Monateinteilung verwischt diese Verhältnisse etwas. Die mittleren Monatsmengen des Niederschlags lauten in der 44jährigen Periode für Osaka: Juni 204, Juli 155, August 100, September 180 mm. In der Zeit vom 16. Juni bis 15. Juli fallen aber 236, vom 16. Juli bis 15. August nur 80 mm, also ein Drittel!

Dieses unvermittelte Nebeneinander von Regenzeit und Trockenzeit ist dem Einheimischen selbstverständlich bekannt. So schildert Haushofer (17), wie der Japaner sich unmittelbar nach der Regenzeit vertrauensvoll an die Vorbereitungen eines Festes im Freien macht, sicher, daß dieses nur in den seltensten Fällen durch das Wetter gestört werden kann. Erst am 20. Juli wird — nach einer freundlichen persönlichen Mitteilung von Schwind — der heilige Berg Fujisan offiziell bestiegen; das Bergsteigen hört Ende August auf, da ein Fortbestand der trockenen Hochsommerwitterung dann nicht mehr gesichert ist. Nur unsere Klimastatistik verwischt dieses klare Bild, lediglich durch die herkömmliche Einteilung des Jahres in Monate, deren Unnatur wohl nirgends eklatanter zutage tritt als in diesem Beispiel. Gewiß setzt in dieser Trockenzeit die Niederschlagstätigkeit nicht völlig aus, aber wenn die Häufigkeit von Starkregen über 10 mm von über 25% in der Zeit vom 21. Juni bis 4. Juli auf 5—9% ab 16. Juli sinkt, wenn die mittlere Ergiebigkeit eines Regentages (Dichte) von rund 15 mm auf 4—10 mm heruntergeht, wenn andererseits die mittlere tägliche Sonnenscheindauer von 5 auf 8 bis 9 Stunden ansteigt, dann zeigt sich in diesen Daten der völlige Wechsel des Witterungscharakters.

Nachdem die Zeit um den 11. August (vgl. Temperatur, Bewölkung, Sonnenschein, Niederschlag) den Höhepunkt der hochsommerlichen Hitzeperiode gebracht hat, setzt gegen Ende des Monats allmählich die zweite herbstliche Regenzeit ein. Bei ihr wechseln Regenfälle

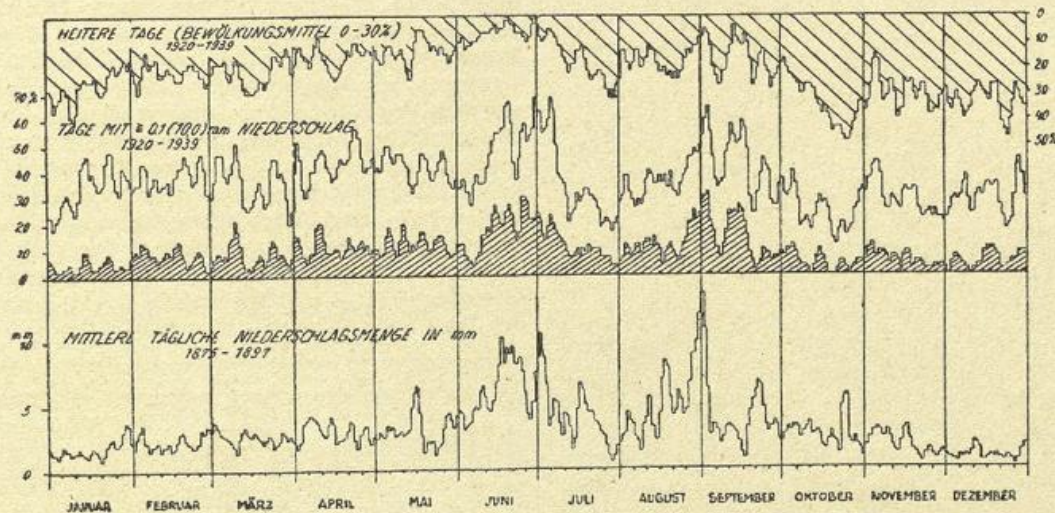


Abb. 14:
Durchschnittlicher Witterungsverlauf in Schanghai
nach Tageswerten.

von höchster Ergiebigkeit und großer Dauer ab mit Perioden wunderbar warmen, sonnigen Herbstwetters; die einzigartige Schönheit des ostasiatischen Herbstes in der Pracht seiner Laubfärbung im Oktober wird von allen Landeskennern hervorgehoben. Der auffällig hohe Wert der Niederschlagsdichte (22 mm!) am 30.

*) Diese Einschränkung ist um so eher zu empfehlen, da es dann kaum mehr notwendig ist, die Überzufälligkeit aller Singularitäten im Witterungsverlauf mit strengen statistischen Methoden im Anschluß an die Einwände von Bartels (Ann. Meteor. 1948, 106—127) nachzuprüfen; die Realität der großen Einschnitte im Witterungsablauf wird auch von Bartels nicht bezweifelt.

August verdankt seine Entstehung wohl nur einem exzessiven Taifun; gleichzeitig ist die Niederschlagshäufigkeit sehr gering. Ihren Höhepunkt erreicht die Herbstregenzeit Ende September.

In Schanghai (Abb. 14) liegen die Verhältnisse recht ähnlich wie in Osaka, trotz einer Entfernung von rund 1400 km (= Stettin—Neapel!). Auch hier zwei Regenzeiten, eine erste etwa vom 12. Juni bis 8. Juli, dem Nyu-bai-Regen der Japaner entsprechend, und eine zweite etwa vom 26. August bis 18. September, letztere geteilt durch einen tiefen Einschnitt

um den 8. September. Die hochsommerliche Trockenperiode reicht von Mitte Juli bis Mitte August; die geringe Niederschlagshäufigkeit der letzten Julitage — gleichfalls unter 20% — wird nur vom 19. bis 27. Oktober, sowie ganz vereinzelt im Dezember und Januar nochmals erreicht. Daß es sich hier um weitgehend persistente Singularitäten handelt, beweist der Vergleich mit der unteren Darstellung der Niederschlagsmenge, die aus einem ganz anderen Zeitabschnitt stammt.

In der Provinz Hunan (südlich vom Tunting-See) fällt die Mai-yü-Periode nach Liu (26a) auf die Zeit von Anfang bis Ende Juni. Hier sind auch unsere Monsunvorläufer in der Zeit vom 6. April bis Ende des Monats bekannt, deren Regenmenge jedoch nur einen Bruchteil derjenigen in der Hauptperiode beträgt. Leider sind (ähnlich wie in der unter 57 zitierten Arbeit) auch die Tabellenüberschriften nur in chinesischen Lettern gehalten, so daß eine ins Einzelne gehende Verwendung unmöglich ist.

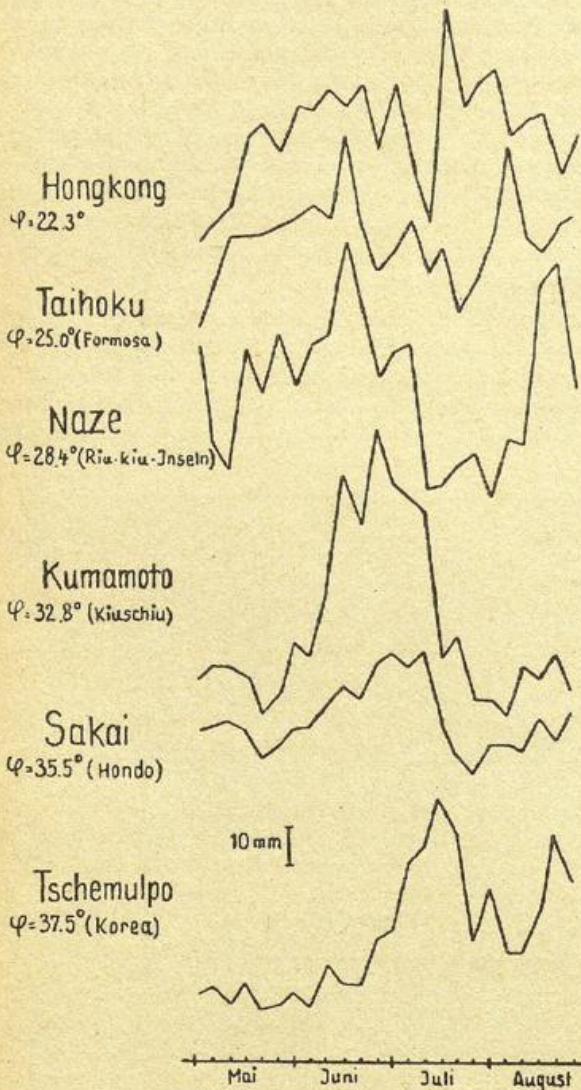


Abb. 15:
Mittlere Niederschlagsmenge in Ostasien nach Pentaden (1897—1926) (nach Okada).

Versuchen wir an Hand der von Okada (6) zusammengestellten Pentadenmittel uns ein Bild über die regionalen Abwandlungen zu machen (vgl. Abb. 15); als Ergänzung dienen 55jährige Pentadenmittel von Hongkong (1884—1938) (27). Leider war für Nordchina kein entsprechendes Material greifbar. Wir sehen — worauf Okada bereits 1910 hinwies — daß sich die Periode der Fröhsommerregen vom Süden nach Norden

verspätet. Ihr Höhepunkt liegt in Südchina, Formosa und auf den Ryu-kyu-Inseln Mitte Juni, auf den Bonin-Inseln bereits Ende Mai, auf Kiuschiu und im unteren Jangtse-Tal Ende Juni, im größten Teil Hondos Anfang Juli, in Südkorea, in der Mandschurei, auf Yesso und Sachalin erst Mitte bis Ende Juli. Auch die sommerliche Trockenperiode wandert von Süden nach Norden, sie beginnt in Südchina, auf Formosa und den Bonin-Inseln Anfang Juli — der exzessiv hohe Wert der vierten Julipentade in Hongkong entstammt wohl einem einzigen Taifun, da gleichzeitig die Bewölkung von 80 auf 64—66% abgenommen hat —, auf den Ryu-kyu-Inseln, in Mittelchina und dem japanischen Kernland Mitte Juli, in Südkorea erst Ende Juli, während in Nordkorea, der Mandschurei, Yesso und Sachalin von einer eigentlichen Trockenperiode gar nicht mehr die Rede sein kann. Die Herbstregenzeit beginnt im Süden bereits Anfang August, im übrigen Gebiet Mitte oder Ende August.

Dieses Wandern nach Norden kommt sehr schön zum Ausdruck in einer neuen chinesischen Arbeit (28), in der Isochronen des Beginns und Endes für charakteristische (potentielle) Feuchttemperaturen mitgeteilt werden. Gewiß darf man, wie auch der Herausgeber betont, der Verwendung dieser nur annähernd konservativen Größe zur Kennzeichnung gewisser Luftmassen kritisch gegenüberstehen. Die am feuchten Thermometer abgelesene Temperatur vereinigt Temperatur und Feuchte, ähnlich wie die aus ihr abzuleitende Äquivalenttemperatur; einer Feuchttemperatur von 24° entspricht z. B. im Meeresniveau eine Temperatur von 26,7° bei 80%, aber eine von 35° bei 40% relativer Feuchte. Die Karten für die Feuchttemperatur 20° stimmen mit den aus dem Witterungsablauf gewonnenen Daten nicht überzeugend überein, vor allem ist der rasche Sprung in der ersten Junidekade von der Jangtsemündung bis zur Halbinsel Liautung und dem großen Hoangho-Bogen, also über 7—8 Breitengrade hinweg, kaum erklärbar. Trotz dieser Bedenken sei in Abb. 16 die Karte des Vorrückens und Rückzuges der Feuchttemperatur von 24°, als Kriterium für das Eintreffen der äquatorialen Luftmasse, hier wiedergegeben. Im allgemeinen stimmt die Zeit der stärksten Niederschläge mit dieser Isochrone überein; den Grund werden wir noch im folgenden Kapitel zu betrachten haben. Beim Rückzug dieser Isochrone finden wir in Teilen Süd- und Westchinas ein sekundäres Septembermaximum der Niederschläge, das wohl — wenigstens in Westchina, wo die Taifune praktisch wirkungslos sind — auf die gleiche Ursache zurückzuführen ist.

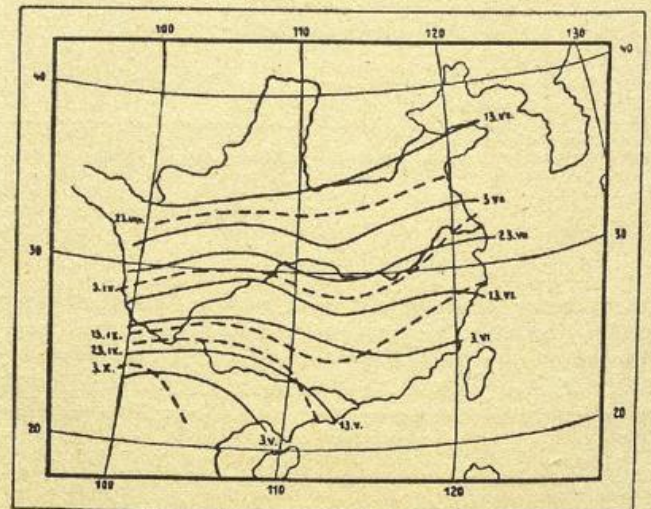


Abb. 16:
Vorstöß (ausgezogen) und Rückzug (gestrichelt) einer Feuchttemperatur von 24° (nach Tu und Hwang, 1945).

Damit haben wir zunächst rein beschreibend eine zeitliche Gliederung des Ablaufs der Sommerwitterung in dem Riesenraum Ostasien gewonnen, die in den Grundzügen von Südchina bis nach Sachalin, also über nicht weniger als 26 Breitengrade gültig ist. Überall finden wir zwei Regenzeiten, eine im Frühsommer, eine im Spätsommer und Herbst, getrennt durch eine hochsommerliche Trockenzeit, die im ostasiatischen Kernraum zwischen dem Unterlauf des Jangtse und Mittelhondo klar heraustritt, nach Süden und Norden aber an Ausdehnung und Intensität abnimmt, so daß man sie bei flüchtiger Betrachtung übersieht. Der Beginn dieser Perioden verzögert sich von Süden nach Norden mit dem Sonnenstand um etwa einen Monat.*)

Nur zur Ergänzung noch einige Hinweise auf den Winter, die sich an Abb. 12 und 13 anschließen. Nach persönlichen Mitteilungen von *Schwind* spricht man in Japan von der „kleinen Kälte“, die etwa 15 Tage nach der Wintersonnenwende beginnt. Wir sehen am 4./5. Januar in Osaka einen auffälligen Kältevorstoß, gekoppelt mit dem jährlichen Maximum des Luftdruckes, dem jährlichen Minimum an trüben Tagen und einem Maximum der Sonnenscheindauer. Die „große Kälte“ (*daikaniri*) vom 20. Januar bis Anfang Februar ist in Osaka gleichfalls in allen Elementen zu finden; sie endet nach diesen Daten am 12./13. Februar mit der tiefsten Temperatur des Jahres und einem sehr auffälligen Maximum heiteren Wetters.

Die Existenz solcher kalendergebundenen Witterungsregelfälle in Ostasien wäre vielleicht früher bekanntgeworden, wenn nicht der chinesische Mondkalender eine andere Jahreseinteilung gekannt hätte. Daß sich trotzdem auch in China Lostagsregeln finden sollen, die sich an diese ständig wechselnde Jahreseinteilung halten, ist immerhin erstaunlich.

B) Zur Synoptik des sogenannten Sommermonsuns.

Bereits 1910 wies *T. Okada* (4) auf die Beteiligung sekundärer Depressionen, die vom Tal des Jangtsekiang oder von Formosa herkommen, an der Entstehung der „Pflaumenregenzeit“ Japans hin, die auch in Südkorea und im Jangtsetal vorkommt, und bereits in alten chinesischen Schriften beschrieben worden sei. Bei der Beschreibung der synoptischen Situation dieser Periode können wir uns weitgehend auf die Arbeiten chinesischer und japanischer Meteorologen

*) Hierzu führte *M. Schwind* in einer dankenswerten Diskussionsbemerkung — unter Hinweis auf seine noch unveröffentlichte Arbeit über den „jährlichen Witterungsablauf im Erleben des Japanvolkes“ — folgendes aus: „Es ist erstaunlich, wie sich die klassische Auffassung des Monsuns im ostasiatischen Bereich überhaupt durchsetzen konnte. Der dreiteilige Sommer spiegelt sich gerade in Japan so eindrucksvoll wieder in einem entsprechenden Wandel, etwa in der Kleidung, in kultischen Festen oder den Kinderspielen; und Maienregen, Frühsommerregen und Taifunzeit sind so alte Themen lyrischer Dichter, daß die Ausführungen des Vortragenden geradezu befreiend wirken für den landeskundlich denkenden Geographen. Wenn die Hundstage Mitte Juli einsetzen, nimmt man seit ältesten Zeiten bestimmte Medizin ein, um die Hitze und Trockenheit ohne Krankheit zu überstehen; man ißt „Hundstagseier“ und „Hundstagsmuscheln“ als besondere Stärkungsmittel. Gleichzeitig betreibt man das Kleider- und Bücherlüften, da während der Regenzeit im Juni—Juli Stoffe und Leder verschimmeln. Die sommerliche Schönwetterperiode ohne Monsunregen veranlaßt noch heute die Japaner, größere Veranstaltungen in diese Jahreszeit zu legen.“

Der spätere Bonner Geograph *J. J. Retz* hat übrigens bereits 1876 (60) — für den frdl. Hinweis danke ich Professor *Schneider-Carius* — auf diese charakteristische Dreiteilung des sommerlichen Witterungsablaufs hingewiesen. „Im Sommer ist die heißeste Zeit Japans, Doyo genannt, von Mitte Juli bis Mitte August die trockenste. Ihr geht Nju Bai, d. h. Pflaumenreife, die für den Reisbau wichtigste Periode, voraus, von Mitte Juni bis Mitte Juli, in welcher der Regen häufig ist, und oft in Strömen niederfällt. . . . Auf Doyo folgt eine zweite Regenzeit während der Monate September und Oktober. . . . Je weiter nördlich wir kommen, umso mehr verspäten sich die Sommerregen und schließen sich an den Herbstregen an.“

stützen, deren Interpretation uns ein Bild vermittelt, das an sich nichts Neues bietet, aber die heute noch übliche Lehrmeinung stark modifiziert. Dabei müssen wir sowohl die durchschnittliche Verteilung des Luftdruckes (29) heranziehen, die die Strömung in den untersten Schichten der Atmosphäre bestimmt, wie die Eigenschaften und die räumliche Anordnung der wichtigsten Luftmassen (11, 30, 31), vor allem die vertikale Verteilung von Temperatur und Feuchte, die für die Strömungsverteilung in der mittleren und oberen Troposphäre maßgebend sind.

Im Juni liegt nur noch ein Hochdruckkern westlich des Baikals, während das (warme) nordpazifische Roßbreitenhoch sich längs der japanischen Außenküste ziemlich weit nach Norden erstreckt. Recht häufig befindet sich nach *Stremoussow* (32) hoher Druck über dem Ochotskischen Meer.

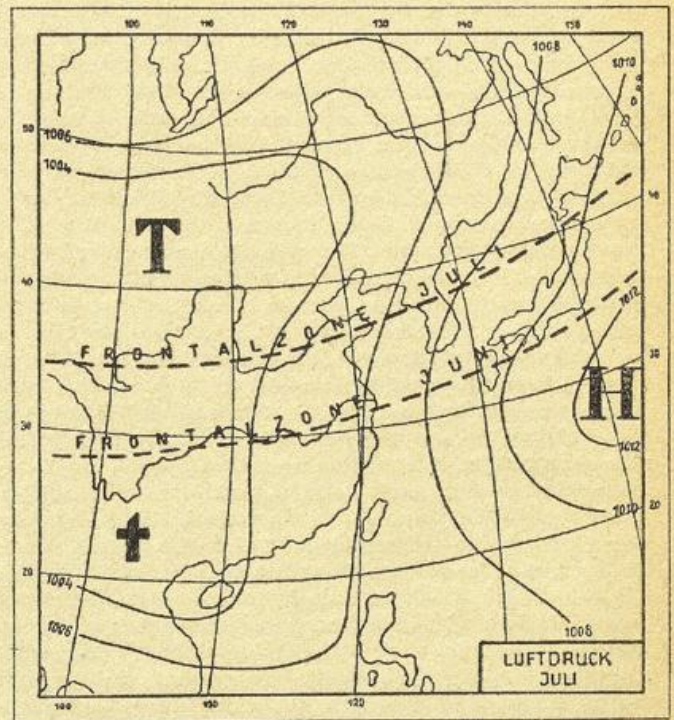


Abb. 17:
Mittlere Luftdruckverteilung im Juli und Lage der pazifischen Hauptfrontalzone.

In Abb. 17 geben wir die mittlere Luftdruckverteilung über Asien im Juli wieder; die Karte wurde z. T. nach (29), z. T. nach anderen Quellen kompiliert und kritisch ausgeglichen. Das durch die Winde nicht klar belegte Resthoch über Szetschwan wurde nicht berücksichtigt, die beiden Tiefkerne über Jünnan und der Mongolei nur angedeutet. Auf der Ostabdachung des Resthochs, über dem Baikalgebiet strömt trockene, kontinentale subpolare Kaltluft (NP_c) nach Südwesten, die über dem sich rasch erwärmenden Festland rasch altert. Die entsprechende maritime Kaltluft über Japan auf der Südflanke des Hochs über dem Ochotskischen Meer hat nach *Arakawa* (31) nicht mehr als 1000 m Mächtigkeit. Mit der südlichen Komponente strömt feuchte Subtropikluft mit recht labiler Schichtung nach dem ostasiatischen Kernraum, deren Ursprung teils in den Hochplateaus von Südwestchina (T_c), teils über dem subtropischen Pazifik oder dem ostchinesischen Meer (T_m) zu suchen ist. Nach der — in Anbetracht der Strömungsverteilung vielleicht berechtigten — Auffassung der chinesischen Meteorologen (10, 11, 23, vgl. 61) ist im Sommer auch rein äquatoriale Luft (E_m) aus dem Gebiet des südchinesischen

Meeres beteiligt, die noch feuchter und wärmer ist als die Subtropikluft; sie stellt thermisch wie kinematisch einen Ausläufer des indischen Monsuns dar.

Die zugehörige Frontalzone T/NP_c verläuft, wie wir in Übereinstimmung mit dem aerologischen Befund und den Ergebnissen von *Tu* (10), *Stremoussow* (32) und *Chromow* (33) annehmen müssen, etwa aus dem Jangtsetal über den japanischen Inselbogen hinweg (Abb. 17) in die nordpazifische Hauptfrontalzone ein, die das Aleutintief immer wieder regeneriert. Die Auffassung (28) dieser Frontalzone als Grenzzone zwischen Tropik- und Äquatorialluft (E_m/T_c) und als Teil der Intertropikfront ist sehr interessant; in diesem Falle könnte man eine unmittelbare Verbindung zu der indischen Monsunfront herstellen. Doch lassen sich aus kinematischen und thermodynamischen Gründen sehr ernsthafte Einwände dagegen vorbringen: eine Verlagerung der Intertropikfront bis auf rund 40° Nordbreite (Mitte Juli!) widerspricht unseren bisherigen Vorstellungen von der allgemeinen Zirkulation grundlegend.*) Wenn auch mancher Einwand gegen das verwendete Kriterium (s. o.) möglich ist, so stellen doch die in Abb. 16 wiedergegebenen Karten von *Tu* und *Hwang* (28) eine schöne Veranschaulichung der zeitlichen Änderungen in der Lage dieser Frontalzone dar. Dagegen läßt sich die in mehreren modernen Lehrbüchern enthaltene Lage der ostasiatisch-pazifischen Hauptfrontalzone an der Nordküste des Ochotskischen Meeres, die auf Bergeron zurückgeht, nicht mit dem aerologischen Befund in Einklang bringen. *Stremoussow* (32) deutet sie als Grenze zwischen Arktikluft und subpolarer Luft; auch nach den — hier nicht weiter veröffentlichten — aerologischen Ergebnissen handelt es sich um eine sekundäre Frontalzone, an der aus Innersibirien heraus zeitweilig die nordpazifische Zyklonogenese gespeist wird. Im Sommer setzt sich die subtropische Luft allmählich weiter nach Norden durch und verdrängt die Kaltluft. An dieser Frontalzone ziehen nun Störungen rasch nach Osten bzw. Nordosten; Beispiele hierfür gibt *Tu* (10). Nicht selten handelt es sich dabei (bei der vergleichsweise starken Höhenströmung) offensichtlich um ganz flache Störungen vom Typ der „stabilen“ Wellenstörungen, die der europäische Synoptiker als Schleifzonen kennt und fürchtet. Diese im Bodenkartenbild nicht immer leicht zu verfolgenden flachen Wellenstörungen führen zu umfangreichen Aufgleitvorgängen im Raum einer langanhaltenden, nahezu stationären Frontalzone mit ausgedehnten und langanhaltenden Niederschlägen. Die Durchsicht der Wetterkarten liefert viele Beispiele, etwa 19.—30. 6. 1935; die Rolle ganz seichter Kaltluftvorstöße bei solchen Schleifzonen, begünstigt durch die orographische Situation im Raum des Tungtingsees, wird von *Yao* (34) betont.

An den typischen Strömungsbildern (vgl. *Tu* (10)) sind mehrere Luftmassen beteiligt: von Südwesten her die in der Höhe aufgleitende feuchtlabile Subtropikluft und teilweise sogar Äquatorialluft, von Südosten her — wegen der noch zu erwähnenden Winddrehung — seichte maritime oder kontinentale Subpolarlufte.

*) Von dieser Verlagerung sieht allein *Dobby* 1945 (62) ab, der die innertropische Konvergenzzone über Hinterindien und dem Südchinesischen Meer im Sommer lediglich aufspalten läßt, wozu die konvergierenden Bodenwinde berechtigen. Die dreidimensionale Betrachtung der planetarischen Windgürtel (vgl. Teil III, S. B 4) ergibt eine eindeutige Entscheidung; wir müssen klar die indische Monsunkonvergenz als Grenze zwischen passatischen Ostwinden und äquatorialen Westwinden, die quer über Siam und die Philippinen aerologisch nachweisbar nach ESE verläuft, unterscheiden von der ostasiatisch-pazifischen Polarfrontkonvergenz als Teil der planetarischen Frontalzone innerhalb der außertropischen Westwindzone. Die Deutung des Provinznamens „Yünnan“ = südlich der Wolken (vgl. *H. v. Wißmann*, Z. f. Geopol. 1942, S. 120) könnte man eventuell auf diese Lage südlich dieser Hauptfrontalzone zurückführen.

Die Frontalzone verlagert sich mit der jahreszeitlich wachsenden Einstrahlung und den damit zusammenhängenden Luftmassenänderungen im Lauf des Sommers langsam nach Norden. Während sie im Mai noch über Südchina verläuft, finden wir sie im Juni in Mittelchina und Japan, im Juli in Nordchina, in der Mongolei und Mandschurei bis zu den Kurilen, während sie sich im August wegen des nachlassenden Nachschubs wärmerer Luft allmählich abschwächt, wobei die Kaltluft jetzt wieder allmählich aktiver wird, und sie nach Süden zurückdrängt. Dieser Rückzug der Hauptfrontalzone nach Süden kann mit *Tu* und *Hwang* (28) als Ursache des sekundären Septembermaximums der Niederschläge im westlichen China aufgefaßt werden. Sobald diese Frontalzone ein Gebiet überschritten hat, gerät es in den Bereich einer einheitlichen Luftmasse. In Südchina handelt es sich vorwiegend um die sehr feuchte instabile Äquatorialluft, die verbreitet zu orographisch verstärkten Gewittern und Schauern Anlaß gibt. In Japan und Mittelchina aber handelt es sich um den eigentlichen Südostmonsun, der in den unteren Schichten ziemlich trockene und stabile Passatluft mit sich führt. Denn das Quellgebiet dieser Luftmassen, die Subtropenregionen des Nordpazifik, steht unter dem Einfluß des Passats: die hier herrschende Luft ist nur in den untersten 1000 bis 2000 m labil und feucht, oberhalb der Absinkeninversion aber extrem trocken und stabil. Der Südostmonsun kann also in gewissem Umfange — jedenfalls nördlich des 30. Breitengrades — dynamisch wie thermodynamisch (in den unteren Schichten!) als umgelenkter Nordostpassat aufgefaßt werden. Er kann trotz aller Umwandlungsvorgänge gar nicht die Feuchtigkeit liefern, die zu den Monsunregen nötig ist; diese entstammt überwiegend den subtropischen bzw. äquatorialen, großenteils kontinental beeinflussten Luftmassen, die im Zusammenwirken mit der subpolaren Kaltluft im Bereich konvergierender Strömungen (siehe Abschnitt C) zum Aufsteigen gezwungen werden. Eine zahlenmäßige Berechnung der Wasserdampfmenge (Abschnitt C) wird dies bestätigen. Es handelt sich also um rein frontale Vorgänge, die in allen wesentlichen Dingen identisch sind mit den gleichen Vorgängen in Europa, wobei jedoch die beteiligten Luftmassen vorwiegend kontinentalen Ursprungs sind. Die synoptisch-aerologischen Beziehungen zum indischen Monsun (21) sind nicht voll geklärt; anscheinend liegt die ostasiatische Frontalzone mit ihrer Wurzelzone doch stets 5—10 Breitengrade nördlicher als die indische Monsunfront (vgl. Teil III!).

Der Südostmonsun ist an der ostasiatischen Frontalzone beteiligt. Sobald er aber allein herrscht, wie in der sommerlichen Trockenzeit in Mittelchina und Japan, macht sich seine Eigenschaft als umgelenkter Passat bemerkbar. Im Gegensatz zur Äquatorialluft Südchinas neigt er daher nur selten zu Schauern oder Gewittern, deren Intensität wegen seiner Trockenheit dann immer relativ gering bleibt. Wenn auch die Bezeichnung *Monsun* für das seichte Strömungssystem des nach SE umgelenkten NE-Passats zweckmäßig beibehalten wird, so sollte man doch in Zukunft, um kein falsches Bild zu erwecken, die Bezeichnung *Monsun* nur in Parenthese verwenden. Sie ist in den gemäßigten Breiten Ostasiens dem strengen Wortsinne nach weniger berechtigt als in Europa. Denn in Europa fallen die Niederschläge überwiegend aus festländischen oder doch durch einen Landweg von mehreren 1000 km kontinental beeinflussten Luftmassen.

Dieser frontale Charakter der sogenannten Monsunregen geht auch aus den eindrucksvollen Beobachtungen von *Haude* (35) in der Mongolei eindeutig hervor. Er beschreibt die starken zeitlichen Schwankungen von Boden- und Höhenwind, das Vorkommen von Auf-

gleitregen (Warmfront) und Böenregen (Kaltfront) in typischer Form. Daß hierbei Vorgänge in den höheren Luftschichten (Voreilen der Kaltluft in der Höhe, Zunahme des Höhenwindes) die Hauptrolle spielen, wird mehrfach betont. Andererseits muß die angenommene pazifische Herkunft der unteren Nordost- bzw. Südostströmung — von einzelnen Ausnahmen abgesehen — mit guten Gründen heute in Zweifel gezogen werden. Während die Landregen im Zusammenhang mit einer aufgleitenden SW-Strömung fallen, überwiegen bei den Böenregen Wolkenzugrichtungen aus W bis NW weitaus. Auch im eigentlichen China fallen nach *Coching-Chu* (9) die Niederschläge weitaus überwiegend bei West- und Südwestwinden. Diese Beobachtungen erklärten gleichfalls die hier in Übereinstimmung mit allen ostasiatischen Meteorologen gegebene Auffassung.

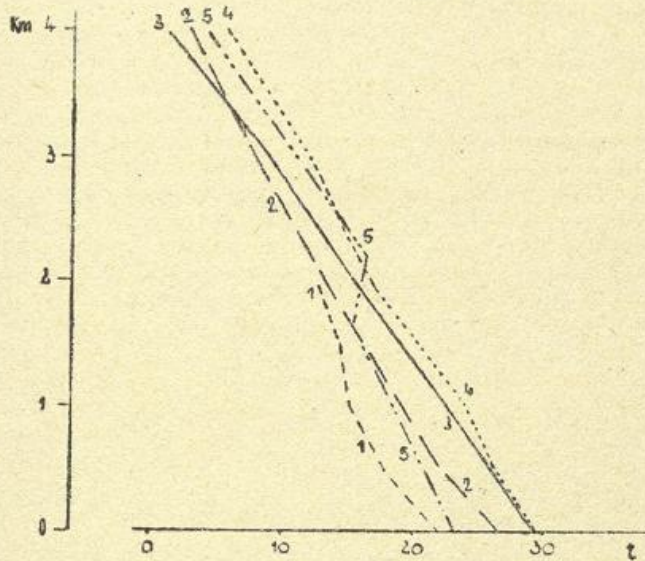


Abb. 18:

Vertikale Temperaturverteilung der Luftmassen des ostasiatischen Sommermonsuns (siehe Text). 1 = maritime Polarluft in Tateno; 2 = kontinentale Polarluft, 3 = pazifische Tropikluft, 4 = maritime Äquatorialluft in Nanking; 5 = Passat in Manila.

Auf eine eingehende Schilderung der beteiligten Luftmassen kann unter Hinweis auf die Arbeiten von *Arakawa* (31) und *Tu* (11) verzichtet werden. Immerhin wollen wir einmal die typischen Luftmassen, die am Aufbau der ostasiatischen sommerlichen Hauptfrontalzone beteiligt sind, in ihrem vertikalen Temperaturentwurf einander gegenüberstellen (Abb. 18). Wir sehen die kalte maritime Polarluft (mP) über Japan, die nicht mehr als 1000 m Mächtigkeit besitzt und nach oben schon durch eine Übergangszone — im Einzelfall durch eine Inversion abgegrenzt wird; ihre relative Feuchte liegt zwischen 70 und 90% und dokumentiert so den maritimen Ursprung. Die kontinentale Polarluft Mittelchinas (NpC) ist zwar nicht so stabil geschichtet, aber infolge ihrer großen Trockenheit (relative Feuchte im Mittel unterhalb 2 km 50—65%) noch immer feuchtestabil; oberhalb 3000 m scheint sich häufig eine Absinkinversion (mit Feuchterückgang auf weniger als 30%) zu befinden. Dagegen ist die subtropische Luftmasse (NpT) bei hoher Feuchte (70—80%) stark feuchtlabil und neigt daher zu vertikaler Konvektion mit Schauern und Gewittern. Die äquatoriale Luft (Em) ist bei noch höherer Feuchte (85%) wegen der geringen vertikalen Temperaturabnahme nicht mehr ganz so labil; ihr Feuchtigkeitsgehalt ist (in 31° N!) praktisch noch der gleiche, wie über Batavia, während die Temperaturen unterhalb 1500 m etwas höher, dar-

über 2—3° tiefer liegen wie im äquatorialen Ursprungsgebiet dieser Luftmasse. Die Passatluft des eigentlichen SE-Monsuns (36) ist in den unteren Schichten kühl und durch die (im Mittel etwas verwischte) Passatinversion äußerst stabil und trocken. Dies gilt, obwohl die in Abb. 18 wiedergegebenen älteren Aufstiege dem Winterhalbjahr entstammen; immerhin liegt Manila in 14° Breite rund 2400 km südlicher als Zentraljapan, und seine Wintertemperatur liegt nur 2° unter der des Sommers.

Die Herbstregenzeit dagegen hat, wie bereits *Okada* (6) klar ausgesprochen hat, ihre Ursache in ganz anderen Wetterlagen, nämlich den Taifunen. Sie entstehen, wie wir aus den Untersuchungen von *Rodewald* (37, 38), *Deppermann* (39), *Li* (40) und anderen wissen, meist im Gefolge von Kaltlufteinbrüchen in die innere Tropenzone, wo sie als Initialstörung an der Intertropikfront gebildet werden, im Raume der Philippinen ihren bisherigen Westkurs verlassen und nach Norden und Nordosten längs der ostasiatischen Inselbögen umbiegen. Der sich meist erst hier voll entwickelnde Taifun saugt nun Luftmassen anderer Herkunft an, es entwickeln sich nicht selten neue Fronten, bis schließlich das ganze Gebilde in die Westdrift der gemäßigten Breiten aufgenommen wird. Viele Taifune, besonders die auf Land übertretenden, sterben bereits vorher ab. Aber in diesen Fällen tragen sie doch dazu bei, daß durch den intensiven Warmlufttransport auf ihrer Vorderseite die Störungstätigkeit an der bestehenden Hauptfrontalzone der gemäßigten Breiten belebt wird. Dabei entspricht die Strömungsverteilung durchaus dem Dreimasseneckschema *Rodewalds* (38), wobei diesmal allerdings nicht frische Kaltluft, sondern ein Warmluftvorstoß der aktive Träger ist (41). Die Taifune treten vornehmlich im Herbst auf; ihr Häufigkeitsmaximum fällt auf September (31%). Auf die Rolle dieser Vorgänge für die Herbstregen in den Küstengebieten des Nordpazifik, vom Amurland bis nach Nordwestkanada, ja für die gesamte Nordhalbkugel, wurde in anderem Zusammenhang (41) hingewiesen, ebenso auf die völlig homologen westatlantischen Hurrikane und die aus ihnen hervorgehenden Golfstromzyklonen.

Einzelfälle dieser Art finden sich bereits bei *Okada* (6) erwähnt. Fast alle großen Taifune, die Japan in den kritischen Herbstmonaten erreichen (insgesamt 64% aller Taifune), bringen außerordentlich hohe Regengemengen. Aber auch die Regenhäufigkeit steigert sich infolge der erwähnten Aktivierung der pazifischen Hauptfrontalzone durch die absterbenden Taifune erheblich, so daß wir in ihnen unmittelbar wie mittelbar die Ursachen der verbreiteten Herbstregenzeit erblicken müssen. Es soll durchaus nicht behauptet werden, daß alle Niederschläge den Herbst-Taifunen entstammen, es kann sich durchaus auch um frontale Vorgänge an der oben betrachteten, jetzt wieder langsam südwärts wandernden Frontalzone handeln. Diese werden in vielen, wenn auch nicht in allen Fällen, durch absterbende Taifune ausgelöst. Die Tatsache, daß es auch tief im Binnenland, in Sze-tschwan, ein sekundäres Herbstmaximum der Niederschläge gibt (28), ist ein eindeutiger Beweis für die Beteiligung der Frontalzone. Über die Höhenströmung bei Taifunlagen in außertropischen Breiten kann noch keine begründete Aussage gemacht werden (vgl. 44).

Im September hat sich über Nordchina sowie über der Mongolei und dem Baikalseegebiet hoher Druck aufgebaut — zur gleichen Zeit und ebenso rasch, wie nach den Untersuchungen von *Weickmann* (42) in Vorderasien — und das Gebiet maximaler Zyklonenfrequenz verlagert sich aus dem Raum Mittelchina-Südkorea meerrwärts nach den Ryu-kyu-Inseln, sowie dem See-

gebiet beiderseits der Philippinen (29). Darin prägt sich die Zugbahn der Taifune aus. Die synoptischen Beziehungen zwischen dem Höhepunkt dieser Taifunperiode Ende September und den zeitlich wie ursächlich entsprechenden Hochdruckphasen über Nordchina und der Mandschurei, dem östlichen Nordamerika (Indianersommer) und Mitteleuropa (Altweibersommer) wurden schon in anderen Zusammenhängen erörtert (43).

C. Zur Aerologie des ostasiatischen Sommermonsuns.

Wesentlicher als der vertikale Aufbau der Luftmassen und der zwischen ihnen bestehenden Fronten ist die vertikale Strömungsverteilung, die ein in hohem Maße überraschendes Bild vermittelt. Wir verfügen hier einmal über die hervorragenden (doppeltvisierten!) Höhenwindmessungen des japa-

nischen Observatoriums Tateno (etwa 50 km NE Tokio in der Kwanto-Ebene gelegen), dann über die zahlreichen Höhenwindmessungen aus China, der Mongolei, dem russischen Fernostgebiet und den Philippinen, sowie über Wolkenzugbeobachtungen aus Korea. Für Hongkong (44) liegt eine Bearbeitung des Zeitabschnittes 1921—32 vor; für Tateno (45) und Nanking (46) eine solche wenigstens für kürzere Teilabschnitte. Eine Auswahl dieser Höhenwindmessungen — die für eine in Vorbereitung befindliche Arbeit über die Zirkulation der freien Atmosphäre über Asien (vgl. 47, 50, 51, 53 u. a.) ausgezogen und neu bearbeitet worden sind — stellen wir in Form von mittleren Windvektoren dar; eine Wiedergabe der Häufigkeitsverteilung nach den 8 Hauptwindrichtungen, die sich ihres Umfanges halber verbietet, bietet in den Grundzügen das gleiche Bild, wie die hier verwendete resultierende Windströmung.

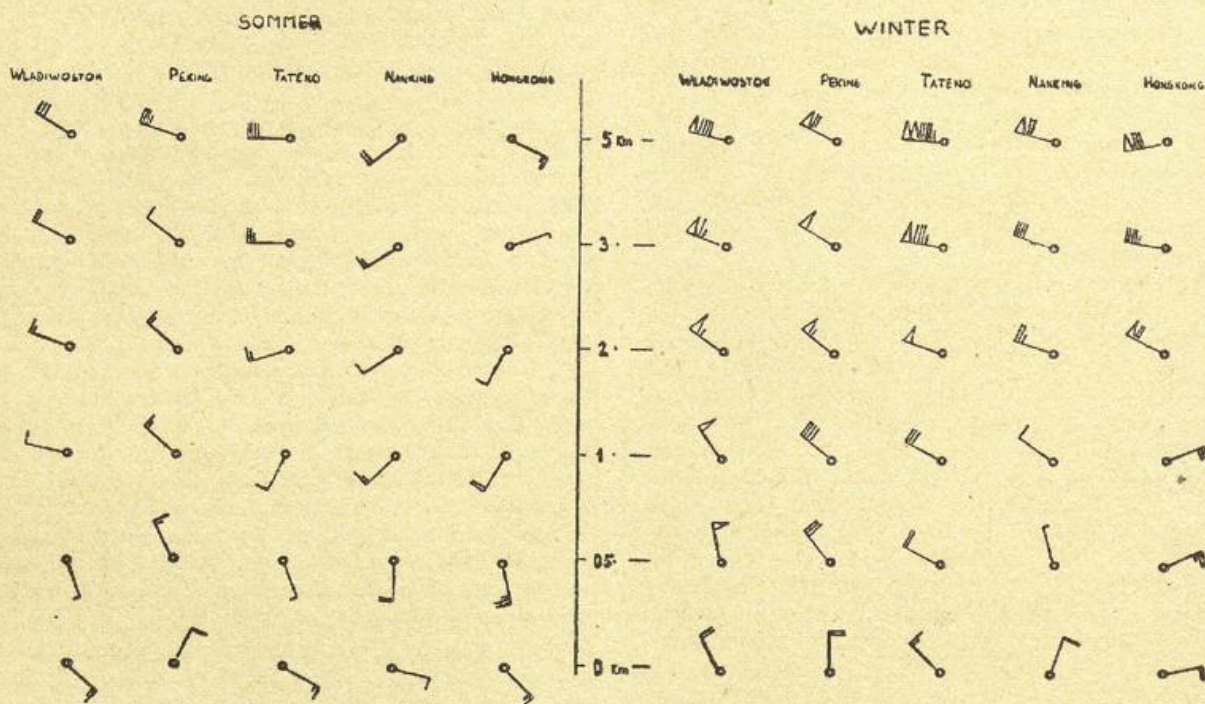


Abb. 19: Vertikale Windverteilung über Ostasien.

In Abb. 19 wurde für die wichtigsten Stationen mit mindestens dreijähriger Beobachtungsdauer diese Resultante für den Sommer (Juni-August) in den Höhen 0, 0,5, 1, 1,5, 2, 3 und 5 km übereinander dargestellt. Das auffälligste Merkmal ist die Tatsache, daß mit Ausnahme von Hongkong an sämtlichen Stationen der Südostwind am Boden bereits in 500 m fast auf Süd, in 1000 m eindeutig auf SW, ja in Nordchina und dem russischen Küstengebiet bereits auf WNW gedreht hat. Über Hongkong pendelt die Resultante etwas hin und her, bevor sie sich auf die passatische Ostströmung ab 3 km umstellt, die hier in 23° Breite bis in große Höhen reicht. Über Nordchina (Peking, Sianfu), der Mongolei (Urga, Edsengol) und dem russischen Amurland (Chabarowsk, Blagowjeschtschensk, Wladiwostok) weht mindestens ab 1 km eine WNW- bis NW-Strömung, die oberhalb 5 km zunehmend auf W rückt und mit 50—80% oberhalb 3 km recht beständig ist. In Mittelchina (Nanking, Hankau), Schantung und Japan weht über dem seichten SE-Monsun vorwiegend eine süd-

westliche Strömung, die gleichfalls in der Höhe in den planetarischen Westwind übergeht. Dieser herrscht nach den Berichten aller Reisenden (Sven Hedin, Filchner u. a.) über Tibet und den zentralasiatischen Hochländern (Pamir, Tienschan) durchaus vor und erreicht der Höhe entsprechend vielfach Sturmesstärke. Sehr kennzeichnend sind die Windbeobachtungen des 3300 m hohen Omeischan (47) in Sze-tschwan, wo im Juni und August nördlich der Konvergenzzone West mit leichter Nordkomponente, im Juli dagegen auf ihrer Südseite WSW als Resultante gemessen wird. In der Mongolei (35, 48) weht der Wind oberhalb 2000 m mit großer Beständigkeit aus W bis NW, während im Juli sich in den untersten Schichten ein Kampf zwischen S und NE einstellt als Zeichen der nahen Frontalzone.

Gliedern wir einmal (nur für drei Jahre) die Höhenwindmessungen über Tateno für die Zeit vom 1. 6. bis 15. 7. (Regenzeit) und 16. 7. bis 31. 8. (Trockenzeit) nach den beiden Gruppen S, SE, E, NE (Monsun) und N, NW, W, SW auf, so erhalten wir folgende Tabelle (in % aller Beobachtungen):

Höhe (m)	Regenzeit		Trockenzeit		Resultierende Windrichtung	
	S — NE	N — SW	S — NE	N — SW	Regenzeit	Trockenzeit
500	70	30	59	41	SzE	SzW
1000	57	43	47	53	SSW	SW
1500	35	63	48	52	WSW	SW
2000	27	73	33	67	W	WzS

Wir ersehen hieraus einen nur geringen graduellen Unterschied zwischen den Verhältnissen innerhalb der Frontalzone in der Regenzeit, wo die monsonalen Windrichtungen bis 1000 m wenigstens der Häufigkeit nach noch überwiegen, und südlich der Frontalzone, wo bereits in 1000 m Winde aus dem Westsektor leicht vorherrschen. Der mittlere Windvektor dreht von der Regenzeit zur Trockenzeit nur um rund 20° (2 Strich) nach links; die Ursache dieses Witterungsumschwunges kann wohl kaum hierin gesucht werden, sondern muß auf den Vertikalaufbau der Luftmassen (vgl. Abschnitt B und Lit. 61) zurückgeführt werden. Daß auch die Schönwetterauswahl der Höhenwinde das Bild nicht wesentlich fälscht, geht aus den Angaben des mittleren Wolkenzuges hervor. Im Mittel ziehen die unteren Wolken (500—1000 m) über Tateno aus SE, über Nanking aus EzS bei starker Streuung im einzelnen; die mittleren Wolken (rund 3000 m) dagegen ziehen mit großer Beständigkeit über Nanking aus WSW, über Tateno aus W, genau so wie die Strömung bei Schönwetterlagen.

Die Luftströmung im oberen Teil der Bodenreibungsschicht, also in rund 500—1000 m Höhe, wird erfahrungsgemäß durch die Karte der Luftdruckverteilung am Boden am besten wiedergegeben (Abb. 17). Wir erkennen dabei, daß eine echte Südostströmung nur über dem Pazifik im Seeraum ostwärts Formosa und südlich Japans besteht. Über Süd- und Mittelchina weht in 500 bis 1000 m im Mittel reiner Südwind, über Nordchina, der Mandchurei, Korea und Japan SW. Der Südostmonsun ist also offensichtlich nichts anderes als die durch die Bodenreibung in den untersten Schichten modifizierte Süd- bzw. Südwestströmung, die großzügig betrachtet etwa küstenparallel verläuft, ohne eine nennenswerte Komponente landeinwärts. Die Drehung des Bodenwindes gegenüber dem wenig gestörten Wind in 500 m beträgt 30—60°, jeweils in Richtung nach dem tiefen Druck, diese Zahlen stimmen durchaus überein mit dem im Mittel zu rund 45° angegebenen Winkel der Reibungsablenkung über Land.

Stellt man die resultierenden Höhenwinde über Ostasien etwa für 2000 m zusammen, so gelangen wir zu einer Strömungskarte, wie sie Tu (49) für den Juli wiedergibt (Abb. 20). Hier unterscheidet er zwischen Südostmonsun (Pazifik), Südmonsun (aus dem südchinesischen Meer) und Südwestmonsun (Hinterindien, Assam), und zeigt, wie diese südlichen Strömungen mit der Nordwestströmung über Nordchina und der Mandchurei zusammenlaufen längs einer scharfen Konvergenzlinie, die von Kansu unmittelbar südlich der Halbinsel Schantung*) nach Nordhondo verläuft. Diese Konvergenzlinie entspricht durchaus der Lage unserer Hauptfrontalzone im Juli (Abb. 17), wie sie aus den Arbeiten der chinesischen und japanischen Meteorologen erschlossen wurde. Diese Konvergenz äußert sich in intensiven Hebungsvorgängen, die ihren Ausdruck finden in der starken Bewölkung und den enormen Regengüssen der Mai-yü-Regenperiode; sie ist also die Quelle der sogenannten „Monsoonregen“. An ihrem Zustandekommen ist der Süd-

ostmonsun zum allergeringsten Teil beteiligt, wesentlich stärker dagegen die Süd- und Südwestwinde, aber auch die früher zu wenig gewürdigte Nordwestströmung, die ihre Richtung teilweise dem thermischen Gegensatz zwischen dem überhitzten Kontinent und

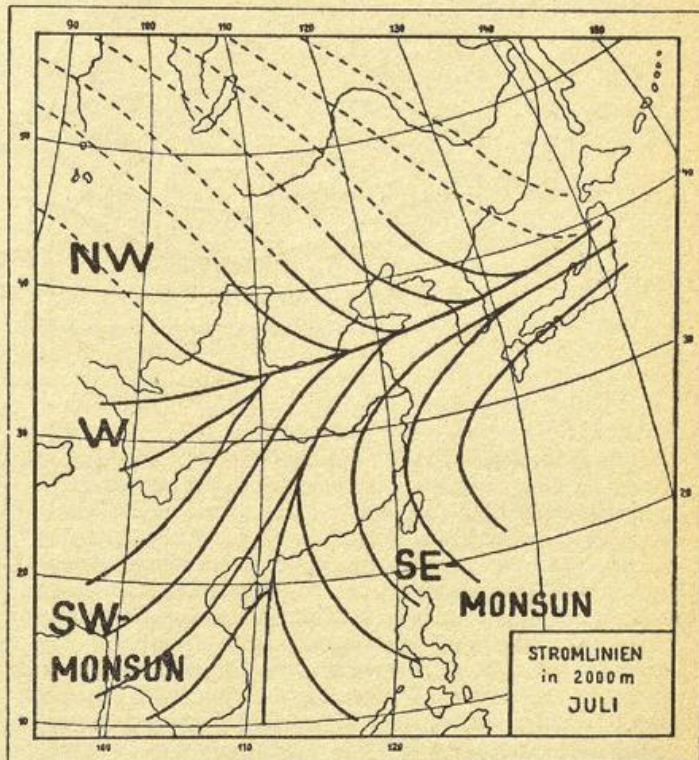


Abb. 20:

Stromlinien über Ostasien in 2000 m (Juli), ausgezogen nach Tu (1939), gestrichelt ergänzt nach unveröffentlichten Rechnungen des Verfassers

dem kühlen Meer verdankt, also einer typisch monsonalen Temperaturdifferenz in der freien Atmosphäre (50). Man könnte versucht sein, diesen NW-Höhenwind der Schicht 1—5 km über dem nördlichen Ostasien (einschließlich Ostsibirien) als einen Antimonson zu bezeichnen. Doch wäre diese Bezeichnung falsch oder mindestens irreführend, da es sich nur um eine Modifikation des planetarischen Westwindes handelt, der sehr viel mächtiger ist und sehr viel intensiver weht, als der seichte, dynamisch völlig belanglose Südostmonsun. Diese planetarische Westströmung herrscht — mit nur geringen Modifikationen — über dem gesamten Riesenraum des nördlichen und zentralen Asien vor (51).

Die gleiche Konvergenzlinie können wir noch verfolgen an einer Karte der Druckverteilung in 3 km Höhe, genauer gesagt, an der Karte der Höhenlage (absolute Topographie) der 700-mb-Fläche (Abb. 21) in geopotentiellen Metern. Ihr liegen außer den eingetragenen Höhenwindmessungen noch die Aufstiegsresultate von insgesamt 11 aerologischen Stationen und 2 Bergstationen (47) zugrunde, deren Resultate

*) Auf dem 1541 m hohen Talschan wurde aber im Mittel der Sommer 1933—36 eine SW-Strömung beobachtet!

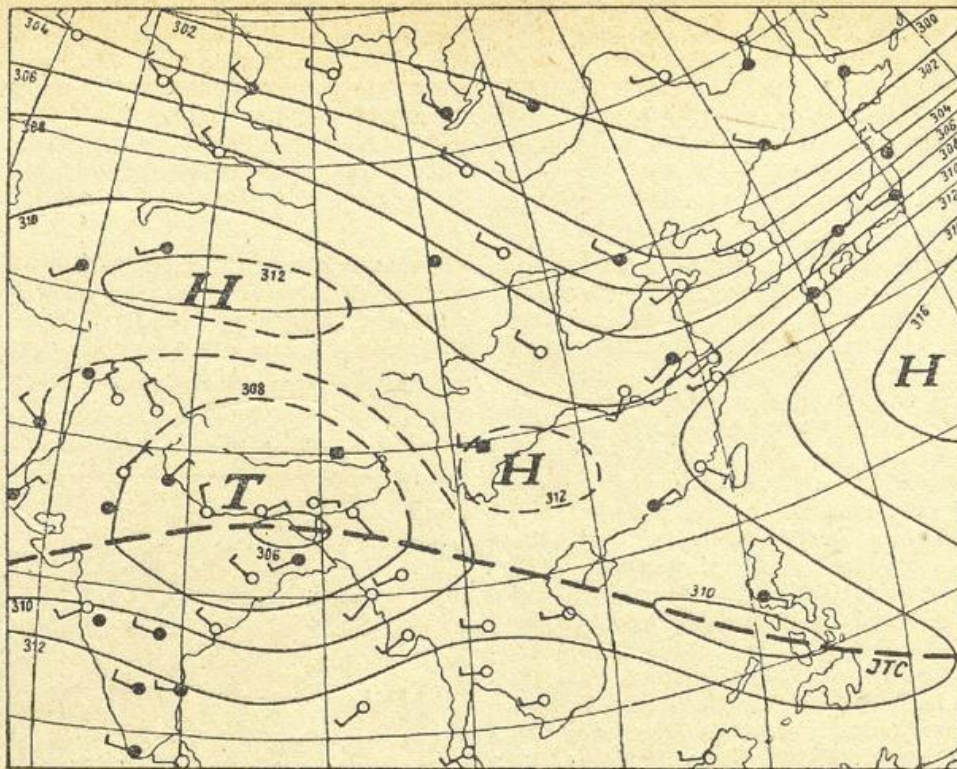


Abb. 21:
Mittlere Höhenlage der 700-mb-Fläche über Süd- und Ostasien
(Sommer).

allerdings wegen der verschiedenen Grundlagen (Drachen, Flugzeug, Radiosonde) nicht leicht miteinander zu vergleichen sind. Im Gegensatz zu den bisherigen Karten handelt es sich hier um ein Mittel für den ganzen Sommer (Juni-August). Wir erkennen gleichfalls das Zusammenströmen der Luftmassen längs einer Zone, die etwa von Szetschwan sich in nordöstlicher Richtung nach der japanischen Hauptinsel hin erstreckt. Im 700-mb-Niveau steht der subtropischen Hochdruckzelle im Pazifik auf etwa 30° Breite noch das Monsuntief über dem Gangesgebiet gegenüber, das sich aus den Karten der Höhenströmung über Indien (52) ableiten läßt. Über Zentralasien wölbt sich dagegen das thermisch bedingte Höhenhoch auf, das die Isohypsen noch über Mittelsibirien antizyklonal nordwärts ausbiegen läßt. Ihm zur Seite liegt der Höhentrog über dem Beringmeer, dessen Ausläufer sich über das Ochotskische Meer bis nach Nordchina hin erstrecken. Während sich also in subtropischen Breiten der Einfluß der Bodendruckverteilung noch in 3000 m trotz monsonaler Temperaturordnung (warmes Festland, kaltes Meer) bemerkbar macht, setzt sich nördlich des 35. Breitengrades stärker die Temperaturverteilung durch, die über dem Innern des Kontinents (wegen der geringen vertikalen Druckabnahme in Warmluft) hohen Druck, über dem kalten Ozean dagegen niedrigen Druck erzeugt.

In der Höhe der 500-mb-Fläche, d. h. in rund 5500 m Höhe, ist das Bild noch sehr ähnlich (vgl. Abb. 23). Auch hier wehen hoch über Süd- und Mittelchina Westwinde mit einer südlichen Komponente, nördlich davon WNW-Winde, und die Frontalzone wird immer noch durch die ihr entsprechende Konvergenzlinie charakterisiert. In 6 bis 10 km Höhe läßt dann die Konvergenz nach (Abb. 24); der in 12—15 km einsetzende Oberpassat aus ENE (53, vgl. auch 30) scheint für die Witterungsgestaltung keine Bedeutung zu besitzen.

Damit sind also alle älteren Angaben über die Mächtigkeit des Monsuns — vgl. Fochler-Hauke

(54) — als überholt anzusehen. Eine vollständige vergleichende Bearbeitung der zahlreichen ostasiatischen Höhenwindmessungen nach Monatswerten, in Analogie etwa zu der vorbildlichen Darstellung Indiens durch Ramanathan und Ramakrishnan (52), steht noch aus. Die von Tu (49) gegebenen Daten bedürfen hierzu noch einiger Kritik, wobei auch die umfangreichen Wolkenzugbeobachtungen Gherzis (55) heranzuziehen sind. Die beiden Arbeiten von Dzen (56) und Wei (57) enthalten umfangreiche Tabellen der Häufigkeiten der einzelnen Windrichtungen bis 5000 m, nach Jahreszeiten gegliedert für Peking, Nanking, Tsingtao und Sianfu. Leider sind die Tabellenüberschriften bei (57) nur in Chinesisch gehalten; Kartendarstellungen fehlen. Es ist sehr bedauerlich, daß W. Haudes umfangreiche Höhenwindstatistiken aus der Mongolei wahrscheinlich dem Kriege zum Opfer gefallen sind; die russischen Höhenwindmessungen in Urga (48) bieten keinen ganz zureichenden Ersatz.

Wenn wir nun einmal über Japan und die Küstenregionen Mittel- und Nordchinas, wo am ehesten noch eine Beteiligung des SE-Monsuns anzunehmen ist, einmal nach der mittleren Höhenströmung die Herkunft des für Niederschläge verfügbaren Wasserdampfes abschätzen, dann erhalten wir (unter Zugrundelegung der mittleren Temperatur- und Feuchteverhältnisse über Tateno und Nanking) das Resultat, daß 19 bzw. 13% der gesamten Wasserdampfmenge der Troposphäre dem Südostmonsun angehören, bei einer vertikalen Mächtigkeit von 700 m (Tateno) bzw. 400 m (Nanking). Erfahrungsgemäß liegt aber die untere Wolkengrenze selbst bei Regen bei 300—600 m, so daß der Wasserdampfgehalt des SE-Monsuns praktisch kaum an den Niederschlägen beteiligt sein kann, selbst in den seltenen Fällen, in denen Niederschläge bei östlichen Winden fallen. Die Wasserdampfmen gen der sogenannten Monsunregen stammen also (jedenfalls in Mittel- und Nordchina) zum weitaus überwiegenden Teil aus Luftmassen, die entweder rein

kontinentalen Ursprunges sind (oberhalb 4000 m = 20% des Wasserdampfes) oder durch einen Landweg von über 1000 km mit zahlreichen Gebirgshindernissen sicher ihre ursprünglichen Wasserdampfmengen durch orographisch begünstigte Schauerbildung bereits verloren haben. Die Quelle der sogenannten Monsunregen des Frühsommers liegt also zum weitaus überwiegenden Teil in der Landverdunstung. Ihre Ursache ist in der dynamisch bedingten Konvergenz verschiedener Luftmassen zu suchen; die durch die Bodenreibung erzeugte seichte Strömung des SE-Monsuns hat mit ihnen genetisch kaum etwas zu tun, wohl aber die mächtige SW-Strömung im Raume des Jangtsekiang und südlich davon. An dieser Auffassung der überwiegenden Landverdunstung möchte Verfasser trotz der entgegengesetzten Ansicht von *Schneider-Carius* (61, III 93) und *Haude* (Lit. 74, Teil III) festhalten, wenn auch durch den Vertikalaustausch der Wasserdampfgehalt des SE-Monsuns teilweise in höhere Schichten überführt wird.

Als Ergänzung hierzu seien in aller Kürze einige aerologische Angaben über die Mächtigkeit des Wintermonsuns gebracht (Abb. 19). Die Windgeschwindigkeiten sind in der Höhe erheblich größer als beim Sommermonsun. Das ist eine Folge des ungewöhnlich scharfen meridionalen Temperaturgradienten, wie er in gleicher Schärfe wohl nirgends auf der Erde mehr auftritt; *H. Lautensach* (13) hat dies auch für die Bodentemperaturen des Januar in Korea gezeigt. Auch im Winter dreht die resultierende Strömung mit der Höhe rasch zurück. Dieses Rückdrehen vollzieht sich über Wladiwostock, Peking und Tateno sehr gleichmäßig, so daß eine Obergrenze der Monsunströmung nur schwer definiert werden kann. Mit Ausnahme des (wegen der geringen Zahl der Beobachtungen etwas unsicheren) Wertes von Peking weht nördlich 35° Breite ab 3—5 km eine außerordentlich beständige (80%!) WzN-Strömung. In Mittelchina (vgl. auch *Zikawei* nach (30)) liegen die Verhältnisse nur wenig anders; die NE-Strömung am Boden dreht bereits in 1 km auf NW, in 2 km auf WNW zurück. In Südchina ist die passatische ENE-Strömung im Winter nur 1500 m mächtig; oberhalb 2 km weht ein gleichfalls recht beständiger Westwind. Diese planetarische Westströmung läßt sich über Nanking und Tateno mit zunehmender Stärke bis an die Stratosphären-grenze nachweisen; in 10 km Höhe weht über Nanking ein Westwind von 135, über Tateno gar ein solcher von mindestens 180 Stundenkilometern mit einer Beständigkeit von 90 bzw. 98%. Die Messungen des Zuges der höheren und mittelhohen Wolken in China, Japan und Korea bestätigen diese beständige Westströmung in vollem Umfange.

D) *Schlußbetrachtungen.*

Damit sind wir am Schluß unserer Übersicht angelangt; sie beschränkt sich notwendig auf die großen Züge, ohne Detailstudien ersetzen zu können. Die Feinanalyse des ostasiatischen „Sommermonsuns“ hat uns dessen Gliederung in drei eindeutig unterscheidbare Witterungsabschnitte enthüllt. Die Ursache der ersten Regenperiode im Frühsommer (Mai-yü-Regen) liegt in der Konvergenz und den entsprechenden Hebungs-vorgängen an der langsam nordwärts wandernden ostasiatisch-pazifischen Hauptfrontalzone. An diesen Niederschlägen sind überwiegend kontinentale oder stark kontinental beeinflusste Luftmassen beteiligt. Der seichte SE-Monsun stellt — jedenfalls nördlich 30° Breite — nur eine untergeordnete Begleiterscheinung dar, deren Rolle für die Dynamik des Wetterablaufs wie des Wasserhaushalts außerordentlich gering ist.

Betrachten wir von diesen Ergebnissen aus noch einmal die eingangs erwähnte Diskussion des Monsunbegriffs! Wohl geht im außertropischen Ostasien der jahreszeitliche Windwechsel mit gleichsinnigen Änderungen der Bewölkung und des Niederschlags einher, aber diese hängen genetisch nicht zusammen; die sogenannten „Monsunregen“ sind überwiegend kontinentaler Herkunft. In Europa existiert, wenn wir uns auf Monatsmittel beschränken, kein Wintermonsun; die diesem entsprechenden, relativ seltenen winterlichen Ostwindlagen setzen sich im Mittel nicht durch. Der als Begriff angefochtene europäische „Sommermonsun“ führt dagegen maritime Luftmassen mit den zugehörigen Niederschlägen nach dem Festland. Fassen wir den Monsunbegriff genetisch auf und halten *Conrads* Gleichsinnigkeitskriterium aufrecht, so hat Ostasien zwar einen Monsun, aber keinen Monsunregen, Europa überhaupt keinen Monsun, aber doch sommerliche Monsunregen. Die heute mögliche und für solche Frage allein entscheidende dreidimensionale Betrachtung liefert (vgl. Teil III) eine neuartige Deutung des Monsunbegriffs, die sich auch auf die tropischen Monsune ausdehnen läßt.

Wir sehen aus dieser Studie, daß eine ursächliche Deutung des Klimas ohne eine dreidimensionale Betrachtung nicht mehr möglich ist; hoffentlich gibt sie die Anregung zu einer detaillierten Darstellung seitens der ostasiatischen Meteorologen.

Leider ist die aerologische Klimatologie heute in einer ähnlichen Lage, wie die Klimatologie vor 80 Jahren, als *Hann* seine mühsame und so überaus fruchtbare Sammelarbeit begann. Das im täglichen synoptischen Dienst anfallende Material ist so umfangreich, daß es nur in den seltensten Fällen wirklich zureichend klimatologisch verarbeitet wird. Hierzu ist allerdings die volle Beherrschung der klimatologischen wie der aerologisch-synoptischen Arbeitsmethode notwendig. Wollen wir aber die räumliche Verteilung der Klimate in ihrer Abhängigkeit von der allgemeinen Zirkulation in der freien Atmosphäre sowie den normalen Ablauf der Witterung wirklich verstehen, dann müssen wir von derartigen synthetischen Einzelstudien als Bausteinen ausgehen. In diesem Sinne soll diese Arbeit auch als ein Beitrag zu der von *Knoch* (58) geforderten Weltklimatologie gedacht sein, der von der Beschreibung zur genetischen Deutung fortschreitet. Ebenso wie in der synoptischen Meteorologie, der eigentlichen Wetterkunde, erweitert auch in der Klimakunde die Kenntnis der dritten Dimension in außerordentlich fruchtbarer Weise unseren Horizont. Daß dabei manche vertraute, liebgewordene Lehrmeinung unter dem Zwange der Tatsachen geopfert werden muß, ist unvermeidbar.

Nach Abschluß dieser Arbeit, deren Ergebnisse seit 1943 festliegen, erhalte ich Kenntnis von einer völlig unabhängigen Untersuchung von *H. Lautensach* (59), deren Ergebnisse in der gleichen Richtung liegen. Hierbei geht *Lautensach* zunächst von der Verteilung der Niederschläge in Korea in Abhängigkeit von der Orographie aus und zieht aus ihr den Schluß auf eine westliche Richtung der regenbringenden Winde; dieser wird an Hand der Höhenwindmessungen bestätigt. Damit wird eine lokale Differenzierung der Ergebnisse möglich; in Korea (und Nordchina) kommt es höchstens andeutungsweise zur Ausbildung einer kalendermäßig festliegenden hochsommerlichen Trockenzeit wie in Japan und Mittelchina. Die gegenseitige Bestätigung dieser Ergebnisse, die hier zwar vom grünen Tisch aus, ohne eigene lokale Wettererfahrung, jedoch mit dem vollständigen aerologischen Material und an Hand der Extensobeobachtungen von zwei repräsentativen Klimastationen abgeleitet wurden, ist als weiterer Beleg für deren Richtigkeit zu werten. Es soll

aber nochmals betont werden, daß die grundlegende Erkenntnis der genetischen Verschiedenheit von Monsun und Monsunregen bereits auf die Arbeiten der einheimischen Meteorologen, besonders von *Okada* (5, 6) und *Coching-Chu* (8, 9) zurückgeht, wenn auch eine Synthese in der Art der hier gegebenen noch fehlte.

Zusammenfassung:

Die Bearbeitung des normalen Witterungsverlaufes während des ganzen Jahres in Osaka und Schanghai nach Tageswerten erlaubt eine Dreiteilung der Sommerwitterung in die fröhsommerliche Regenzeit (Mai-yü), die hochsommerliche Trockenzeit (doyo) und eine zweite Herbstregenzeit, die bereits Ende August einsetzt. Diese zeitliche Gliederung läßt sich in abgewandelter Form von Südchina bis nach Sachalin hin verfolgen; der Eintritt der beiden ersten Perioden verzögert sich nach Norden zu um etwa einen Monat.

Die Fröhsommerregen sind als rein frontale Vorgänge längs einer Frontalzone zu deuten, die als scharfe Konvergenz in 2—5 km Höhe nachweisbar ist; die beteiligten Wasserdampfmen gen entstammen vorwiegend der festländischen Verdunstung. An dieser Konvergenzzone sind folgende Luftmassen beteiligt: der feuchte, und labil geschichtete S-Monsun Südchinas, der SE-Monsun (als umgelenkter NE-Passat) und die hochreichende kalte WNW-Strömung aus Zentralasien und Sibirien, die als modifizierter planetarischer Westwind aufzufassen ist. Während S- und SW-Monsun als 3—5 km mächtige Strömungen aerologisch nachweisbar sind, erstreckt sich der SE-Monsun nur 400—700 m hoch und verdankt seine Entstehung ausschließlich der Bodenreibung innerhalb der S-SW-Strömung, die bereits in 1000 m Höhe weht. Die Verlagerung dieser ostasiatischen Hauptfrontalzone mit der Jahreszeit wird geschildert.

Die Herbstregenzeit hängt mit der im Spätsommer einsetzenden Häufigkeit tropischer Orkane zusammen, die als *Taifune* längs der Küsten Ostasiens nordostwärts ziehen und teilweise in die Westdrift der gemäßigten Zone einmünden. Ergänzend werden die wichtigsten Witterungsabschnitte des Winters und die vertikale Strömungsverteilung des NW-Monsuns abgeleitet.

Summary:

Weather Trend and Structure of the Summer Monsoon of Eastern Asia.

An examination by daily values of the normal annual weather trend in Osaka and Shanghai permits a division into three periods of summer weather trend: the early summer rain season ("Mai-Yü"), the midsummer dry season (doyo) and the autumn rain season beginning as early as late August. In a modified form this temporal division can be pursued from southern China as far north as Sachaline, the beginning of the first and second period being delayed in the north by nearly one month.

The early rain season must be interpreted as a series of upsliding motions along a frontal zone, appearing as a pronounced line of convergence at a level of 2 to 5 kms, with the water vapour contents originating from continental evaporation. In this zone of convergence participate the following air masses: the wet and unstable southwest and or southerly monsoon from southern China, the southeast monsoon (as a deflected northeasterly trade) and the cold WNW current of high vertical extension from Central Asia and Siberia, which must be conceived as modified planetary westerlies. While both the southerly and southwesterly monsoon,

having a vertical extension of 3 to 5 kms detestable aloft, the southeasterly monsoon, originating exclusively from ground friction within the southerly or southwesterly current blowing at 1000 m already, reaches only a level of 400—700 m. The seasonal displacement of this main East Asiatic frontal zone is described.

The autumn rain season is connected with the frequency of tropical storms setting in at late summer and travelling as typhoons along the coasts of East Asia to the northeast and partly discharging into the westerlies of temperate zones. Supplementarily, the main weather singularities during the winter and the vertical structure of currents in the northwest monsoon are derived.

Schrifttum:

1. V. Conrad: Zur Definition des Monsuns. Meteor. Z. 54, 313—317 (1937).
2. V. Conrad: Weitere Bemerkungen zur Definition des Monsuns. Meteor. Z. 56, 387—389 (1939).
3. J. Szava-Kovats: Die Frage des europäischen Monsuns. Meteor. Z. 56, 149—152 (1939).
4. Hann/Knoch: Handbuch der Klimatologie, IV. Auflage, S. 169 (1932).
5. T. Okada: The Bai-U or Rainy Season in Japan. Bull. Centr. Met. Observ. Japan I, 5 (1910); vgl. Referat in Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc. 37, 277—279 (1911).
6. T. Okada: The climate of Japan, Bull. Centr. Met. Observ. Japan, IV, 2 (1932).
7. H. Arakawa: Thermodynamical aspects on Sibirian High, Ogasawara (or North Pacific) High ruling the climate of Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 18, 213 bis 216 (1940).
8. Coching-Chu: The enigma of South-East Monsoon in China. Jour. Geogr. Soc. China, 1, 1—27 (1934).
9. Coching-Chu: Circulation of Atmosphere over China. Mem. Nat. Res. Inst. Meteor. Nanking, 4 (1934).
10. Chang-Wang-Tu: A preliminary study on the mean air currents and fronts of China. Mem. Nat. Res. Inst. Meteor. Nanking 11, 3 (1937).
11. Chang-Wang-Tu: The air masses of China. Mem. Nat. Res. Inst. Meteor. Tschungking 12, 2 (1938).
12. H. Lautensach: Korea, Leipzig 1945, S. 82—110.
13. M. Schwind: Die Gestaltung Karafutos zum japanischen Raum. Pet. Mitt. Erg. H. 239, 29—52 (1942).
14. A. Schmauß: Synoptische Singularitäten. Meteor. Zeitschr. 55, 385—403 (1938).
15. W. Haude: Tätigk. Ber. Preuß. Met. Inst. 1930, 67, Meteor. Zeitschr. 55, 78 (1938).
16. W. Haude: Reports of the Sino-swedish Expedition to the Northwestern Provinces of China under the leadership of Sven Hedin. Publ. 9/I (1940).
17. K. Haushofer: Königsberger Auslandsstudien, 6, 20 (1931).
18. Coching-Chu: The Nanking Weather. Mem. Nat. Res. Inst. Met. Nanking 9 (1937).
19. M. Schwind: Das Monsunland. In: M. Schwind, Japan von Deutschen gesehen, Leipzig und Berlin 1943, S. 7—11.
20. S. Maeda: Results of the meteorological observations made at the Osaka observatory for 1883—1926. 2 Bände. Osaka 1928/9.
21. H. Flohn: Witterungs-Singularitäten im Monsunklima Indiens. Ann. Hydr. 1943, 289—294.

22. Bull. Mens. Observ. Magnet. Météor. Zi-ka-wei, Chang-hai.
23. J. Rijckevorsel: Konstant auftretende Maxima und Minima im durchschnittlichen jährlichen Verlauf der meteorologischen Erscheinungen. Rotterdam 1905 ff (11 Abteilungen).
24. H. Flohn: Witterung und Klima in Deutschland. Leipzig 1942.
25. G. Roediger: Der europäische Monsun. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipz. IV, 3 (1929).
26. W. Köppen: Die Klimate der Erde. Berlin und Leipzig 1923 (2. Aufl. 1931).
- 26a. T. C. Liu: The Mai-yu of Hunan. Meteor. Mag. (Nanking) 13, 274—283 (1937) (chinesisch, engl. Zsf.).
27. Royal Observatory Hongkong, Meteorological Results 1938, Hongkong 1939.
28. Ch. W. Tu, S. S. Hwang: The advance und retreat of the Sommer Monsoon in China. Bull. Am. Meteor. Soc. 26, 9—22 (1945).
29. A. Lu: The monthly pressure distribution and the surface winds in the Far East. Mem. Nat. Res. Inst. Meteor. Tschungking, 12, 4 (1939).
30. E. Gherzi: Air masses acting over China and the adjoining Seas, Beitr. Phys. fr. Atmosph. 24, 45 bis 52 (1938).
31. H. Arakawa: Die Luftmassen in den japanischen Gebieten. Meteor. Z. 54, 169—174 (1937), sowie mehrere Arbeiten im Journ. Meteor. Soc. Japan, 13 (1935) - 18 (1940).
32. N. V. Stremoussow: About the synoptical processes in the eastern part of the asiatic continent and the adjacent seas (russisch). Journ. Geofis. 5, 204—221 (1925).
33. S. P. Chromow: New charts of principal frontal zones. Met. i. Hidrol. (russisch) 1940, 8, 11—19.
34. C. S. Yao: Die stationären Fronten und die Seebassin-Zyklonen in der chinesischen Mai-Ü-Periode. Z. f. angew. Meteor. 56, 213—218 (1939), sowie Met. Mag. (Nanking) 14, Nr. 6 (1938).
35. W. Haude: Monsunbeobachtungen am Südostrand der mongolischen Steppe im Juni und Juli 1927. Beitr. Phys. fr. Atmosph. 17 (1931).
36. Ch. E. Deppermann: The upper air at Manila. Publ. Manila Observ. II, 5, 1934.
37. M. Rodewald: Die Entstehungsbedingungen der tropischen Orkane. Meteor. Zeitschr. 53, 197—211 (1936), vgl. Meteor. Z. 54, 106—108, 227—230 (1937).
38. M. Rodewald: Das Dreimasseneck als zyklogenetischer Ort. Arch. Seew. 59, 10 (1939).
39. Ch. E. Deppermann: Typhoons in the Far East. Monthly Weather Rev. 61 (1933) u. a. m.
40. S. Li: Untersuchungen über Taifune. Veröff. Meteor. Inst. Univ. Berlin I, 5 (1936).
41. H. Flohn: Klimatologische Homologien (K. Knoch zum 65. Geburtstag gewidmet). Meteor. Rundsch. 2, 198—202 (1949).
42. L. Weickmann: Das Klima der Türkei I, München 1923.
43. H. Flohn: Indianersommer — Altweibersommer. Meteor. Zeitschr. 1948, 282—286.
44. C. S. P. Heywood: The upper winds of Hongkong. Hongkong 1933.
45. W. Oishi: Vento super Tateno. Rap. Aerol. Obs. Tateno 1, 1926 (in Esperanto).
46. W. Y. Chu: The upper air current observations in Nanking. Mem. Nat. Res. Inst. Meteor. 9, 25—41 (1937).
47. H. Flohn: Zum Klima der Hochgebirge Zentralasiens. Meteor. Rundschau 1947, 95—97.
48. W. W. Trutnewa: E. D. Karamyschew, Resultate aerologischer Beobachtungen in der Mongolei. Verh. Magn. Meteor. Obs. Irkutsk, 1928, 2—3.
49. Ch. W. Tu: A preliminary study on the climatological conditions of the free atmosphere of China. Mem. Nat. Res. Inst. Meteor. Tschungking, 13, 2 (1939).
50. H. Flohn: Kontinentalität und Ozeanität in der freien Atmosphäre. Meteor. Z. 60, 325—331 (1943).
51. H. Flohn: Grundzüge der atmosphärischen Zirkulation über Sibirien und dem angrenzenden Polarmeer. Polarforschung 2, 143—149 (1947).
52. K. R. Ramanathan, K. P. Ramakrishnan: The general circulation of the atmosphere over India and its neighbourhood. Mem. Ind. Meteor. Departm. 26, 10 (1939).
53. H. Flohn: Zur Rolle des Oberpassats in der allgemeinen Zirkulation. Meteor. Rundsch. 1947, 23—24.
54. G. Fochler-Hauke: Monsune, Depressionen und Taifune Südchinas, Gerl. Beitr. Geophys. 43, 235—244 (1934).
55. E. Gherzi: The winds and the Upper air Current along the China coast and the Yangtse-Valley. Schanghai 1931.
56. S. S. Dzen: A comparative study of free air circulation over Peiping and Nanking. Meteor. Mag. (Nanking) 13, 79—109 (1937) (chinesisch, engl. Zsf.).
57. Y. H. Wei: A study of the upper air circulation over Central-China by means of pilotballons. Meteor. Mag. (Nanking) 13, 171—232 (1937) (chinesisch).
58. K. Knoch: Weltklimatologie und Heimatklimakunde. Meteor. Z. 59, 245—249 (1942).
59. H. Lautensach: Ist in Ostasien der Sommermonsun der Hauptniederschlagsbringer? Erdkunde 3, 1-17 (1949).
60. J. J. Rein: Das Klima Japans, Beil. Progr. Universität Marburg 1876, 40 S.
61. K. Schneider-Carius: Der aerologische Aufbau des ostasiatischen Monsuns. Geofisica pura e applicata 14, 95—107 (1949).
62. E. H. G. Dobby: Winds and fronts over Southeast Asia. Geogr. Rev. 1945, 204—218.

III. Tropische und außertropische Monsunzirkulation

Einleitung.

Der Begriff des Monsuns ist in den letzten Jahrzehnten wieder zum Problem geworden, nachdem die ursprüngliche, scheinbar so einfache Lehre sich mit dem Fortschreiten der Aerologie nicht mehr als haltbar erwiesen hat. Leider ist dabei der Begriff selbst vieldeutig geworden, wobei eine allzuweit gehende Verallgemeinerung und Ausweitung daran weitgehend schuld ist. Wir wollen in folgendem zu der ursprünglichen Fassung zurückkehren (mausim = Jahreszeit) und verstehen unter Monsun im eigentlichen Wortsinne eine jahreszeitlich ihre Richtung wechselnde Strömung, völlig unabhängig von dem diesen Richtungswechsel begleitenden Wetterablauf. Alle darüber hinausgehenden Dinge kann und sollte man als monsunal, als monsunartig oder ähnlich bezeichnen; die Koppelung mit dem Witterungsgeschehen im Sinne von *Conrad* (1) führt — wie auch aus Teil II hervorgeht — zu begrifflichen Unklarheiten und sollte daher vermieden werden.

Die teilweise revolutionären Erkenntnisse über das Wesen der allgemeinen Zirkulation, die in Teil I an Hand der neueren theoretischen und aerologischen Arbeiten erörtert wurden, ermöglichen und erfordern auch eine Stellungnahme zum Monsunproblem, das sich heute ganz anders darstellt, als noch vor wenigen Jahren. Empirisch liegen folgende Tatsachen vor:

- a) Vorherrschaft isobarenparalleler (quasi-geostrophischer) Bewegungen,
- b) Überwiegen horizontaler Austauschströme,
- c) hochreichende thermische Anomalien an den außertropischen Ost- und Westküsten,
- d) Konzentration der aerologischen Kältezentren auf die polnahen Kontinente,
- e) Unterscheidung warmer und kalter Hoch- und Tiefdruckgebiete,
- f) Weitgehende Unabhängigkeit vom Bodenwind und Höhenwind.

Theoretisch grundlegend bedeutsam ist die bereits in Teil I erwähnte Theorie von *Charney* und *Eliassen* (2) über die Rolle der Oberflächenformen, die die unter c) und d) angeführten Beobachtungsergebnisse befriedigend zu deuten vermag, während die bisherige thermische Deutung zu größten Schwierigkeiten führte. Damit muß aber die bisherige Grundlage der Monsuntheorie, das unterschiedliche thermische Verhalten von Land und See in den entgegengesetzten Jahreszeiten, einer Revision unterzogen werden. Zweifellos wird im Sommer das Festland stärker erwärmt, im Winter stärker abgekühlt als der Ozean. Aber dieser thermischen Wirkung der Strahlung überlagert sich die dynamische Wirkung der Orographie, die das ganze Jahr über im gleichen Sinne wirkt. Diese Erkenntnisse erscheinen für das Verständnis der Monsunzirkulation außertropischer Breiten als ausschlaggebend wichtig, ganz besonders für die der höheren Luftschichten.

Vielleicht noch wichtiger sind die neuen Erkenntnisse über die innertropische Zirkulation, wo gleichfalls Empirie (anglo-amerikanische Flugerverflüge) und Theorie (*Fletcher*, *A. Defant*) Hand in Hand gehen. Die

Entdeckung einer äquatorialen Westwindzone (3, 4) als atmosphärisches Gegenstück zum äquatorialen Gegenstrom der Ozeane erhellte blitzartig die Dynamik der klassischen tropischen Monsungebiete von Indien bis nach der Nordküste Australiens, sowie ihr Verhältnis zu dem außertropischen Monsun Ostasiens, wie er in Teil II behandelt worden ist. Dieser Problemstellung ist die vorliegende Abhandlung gewidmet; ihren Gegenstand bilden die Monsune in der oben erörterten ursprünglichen Definition. Die überaus interessante Frage nach der vertikalen Reichweite des Einflusses der Land—Meerverteilung kann hierbei nur gestreift werden.

Die folgenden Ausführungen beabsichtigen nicht, eine vollständige Darstellung der monsunalen Zirkulation zu geben; dies muß einer künftigen monographischen Bearbeitung vorbehalten bleiben. Ihr Ziel besteht nur darin, eine großzügige Synthese im Lichte der heute sich durchsetzenden aerologisch-synoptischen Auffassung vorzubereiten. Auf lokale Einzelheiten kann nur insoweit eingegangen werden, als es sich um repräsentative (vorwiegend aerologische) Beobachtungen handelt.

A. Tropische Monsune.

1. Indien

Das Musterbeispiel eines tropischen Monsuns ist seit den Zeiten *Halleys* (1686) Indien; und die jahreszeitlich wechselnde Windrichtung in der Arabischen See ist sicher auch der Anlaß zur Bildung jenes ursprünglich arabischen Wortes gewesen. Die Aerologie des indischen Monsuns ist von *A. Wagner* (1931) (5) zusammenfassend behandelt worden; die vorbildliche Darstellung der Höhenströmungen über Indien und den Nachbargebieten für jeden Monat bis 8 km Höhe durch *Ramanathan* und *Ramakrishnan* (6) hat dieses Bild wohl ergänzt und vertieft, aber nur noch in Einzelheiten abgewandelt. Inzwischen hat auch Indien den Übergang von den früheren Stromlinienkarten zu den heutigen Höhenwetterkarten für 850 und 700 mb (ca. 1500 und 3100 m) vollzogen (*Hariharan* (7)), und die qualitativ hervorragenden, teilweise 30 km Höhe überschreitenden Registrierballone der Jahre bis 1940, sowie die neueren Radiosonden erlauben gemeinsam mit den Höhenwindmessungen die Konstruktion einwandfreier Höhenkarten. Hinzu treten neuere aerologisch-synoptische Arbeiten von *Ramanathan* (8), *Sur* (9) u. a., *Sawyer* (10) und von *Schneider-Carius* (11), sowie eine Anwendung der mehr theoretischen Vorstellungen der Schule *Rosbys* durch *Yin* (12).

Die Identität der indischen Monsunkonvergenz, mit deren Durchzug der oft beschriebene Ausbruch („burst“) des Monsuns zusammenhängt, mit der inner-tropischen Konvergenzzone (ITC), früher als Inter-tropikfront bezeichnet, ist bereits von *J. Bjerknes* und *Bergeron* (1933) (13) betont worden. Die neuen Erkenntnisse über die komplexe Struktur dieser ITC, insbesondere über die Existenz einer äquatorialen Westwindzone erlauben noch weiter gehende Aussagen. Leider liegen die Höhenwindmessungen des Raumes

Hinterindien—Indonesien bisher noch nicht vollständig bearbeitet vor (14) (anscheinend in Form der häufigsten Windrichtung), so daß manche Einzelheiten noch unklar bleiben.

Die überraschende Entdeckung einer äquatorialen Westwindzone kann gerade im indischen Raume überzeugend belegt werden durch die Ergebnisse der Höhenwindmessungen über Singapore (1° Nordbreite), Padang (Sumatra, 1° Süd) und vor allem

über dem einsamen Atoll Addu (Malediven, 0,7° Süd) mitten im Indischen Ozean, über 1000 km südwestlich Ceylon gelegen. In Padang wehen im Januar südwestliche Winde bis 1 km Höhe, im Juli dagegen W bis NW bis 4 km Höhe; in Singapore finden wir im Januar oberhalb eines seichten NNE-Passats W-NW-Winde von 2 bis mindestens 4 km, im Juli Winde aus S bis W ebenfalls bis mindestens 4 km (14).

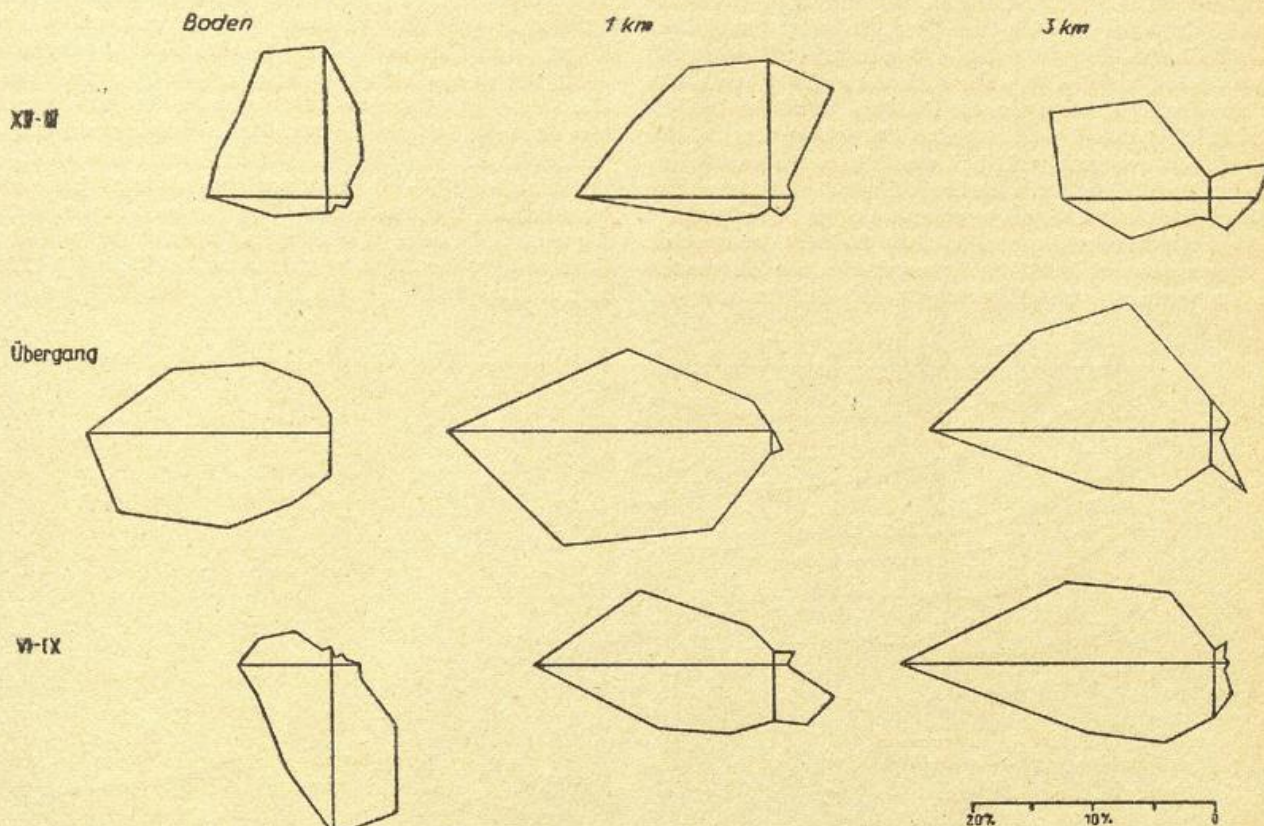


Abb. 22:
Häufigkeit der Windrichtungen über Addu Atoll (Malediven, 0,7° Südbreite) (nach Newham, Lit. 15).

Noch wertvoller sind die für die Periode 1942—45 (3½ Jahre) vorliegenden Windmessungen über den Malediven (15), wo jede orographische Beeinflussung wegfällt. Die Häufigkeitsdarstellung (leider am Boden nach 16, in der Höhe nach 12 Richtungen bearbeitet) zeigt, wie der jahreszeitliche Wechsel der Bodenwinde (Süd im Nordsommer, West in den Übergangsjahres-

zeiten, Nordnordwest im Nordwinter) bereits in 1000 m Höhe einer Schwankung nur zwischen WSW und NW weicht, und wie hier knapp südlich des Äquators in der freien Atmosphäre bereits westliche Winde bis 3—4 km Höhe (im Nordsommer sogar bis 6 km) durchaus vorherrschen (Abb. 22). Eine Beständigkeit dieser Westströmung von 50—80% (Tabelle 1) ist durchaus uner-

Tabelle 1
Resultierende Windrichtung (270° = West, 360° = Nord) und Beständigkeit in % über Addu (Malediven, 1942—45).

Jahreszeit	Boden	1000	3000	5500 m
Nordwinter (XII—III)	328° 50%	321° 51%	299° 37%	72° 69%
Nordsommer (VI—IX)	199° 46%	251° 47%	271° 64%	215° 20%
Übergang (IV, V, X, XI)	262° 68%	258° 81%	271° 59%	98° 24%

wartet; sie entspricht schon beinahe der Beständigkeit der Passate, die am Boden 80—90% erreichen kann. Hatte man bisher allgemein die Ansicht vertreten, daß der SE-Passat der Südhalbkugel bei seinem Übertritt über den Äquator durch die ablenkende Kraft der Erd-

rotation zu einem SW-Monsun umgelenkt wird, so ist diese Ansicht offenbar unhaltbar. Die Höhenwinde von Addu-Atoll beweisen vielmehr ganz eindeutig die Existenz einer ganzjährigen äquatorialen Westwindzone in der freien

Atmosphäre, die bereits südlich des Äquators (!*) mit einer erstaunlich hohen Beständigkeit einsetzt. Ihre Erklärung als Gradientenströmung ist mangels geeigneter Unterlagen aus dem Raume des Indik nicht im einzelnen nachweisbar, doch ist zu vermuten, daß auch hier der außerordentlich schwachen Corioliskraft ein ebenso schwaches südwärts gerichtetes Druckgefälle das Gleichgewicht hält. Die verhältnismäßig großen Regenmengen (in 13 Monaten 2440 mm, 162 Tage mit mindestens 10 mm) zeigen, daß von einer Parallele zu der ostpazifischen äquatorialen Trockenzone (Galapagos-Malden-Insel, vgl. Schott (16) und Seelye (17)) keine Rede sein kann. Die mittlere Bewölkung (vorwiegend konvektiv, aber auch As und Cs) schwankt im Monatsmittel zwischen 60 und 78%, das Jahresmittel beträgt 72%, mit 6 heiteren und 150 trüben Tagen. Die Regen fallen vorwiegend bei westlichen Bodenwinden, also in den Fällen, wo eine innertropische Konvergenzlinie südlich der Station angenommen werden kann.

Diese statistisch-klimatologischen Befunde lassen sich im Sinne unserer heutigen Erkenntnisse am leichtesten deuten, wenn wir mit Fletcher (3) eine Aufspaltung der

ITC in einen südlichen (SITC) und einen nördlichen (NITC) Zweig annehmen. Dann liegt der südliche Zweig ganzjährig 0—10° südlich des Äquators und macht sich im Niveau 1000—3000 m durch westliche Winde bemerkbar; die konvektiven Regenfälle treten in Nähe dieser Konvergenzzone frontal verstärkt auf. Der nördliche Zweig bleibt das ganze Jahr über nördlich des Äquators und verlagert sich zu Beginn der Nord-sommers verhältnismäßig rasch nach Norden bis gegen 30° Breite, um im Herbst wieder ebenso rasch zurückzuwandern. Nördlich dieser NITC herrschen in der freien Atmosphäre östliche Winde, südlich westliche Winde vor. Dann ist die äquatoriale Westwindzone — in voller Analogie zum äquatorialen Gegenstrom der Ozeane — die Zone zwischen diesen Zweigen der ITC; sie ist erst oberhalb der Bodenreibungsschicht voll ausgebildet. Im Lichte dieser Auffassung ist der indische SW-Monsun nichts als ein abnorm verbreitertes Teilstück der planetarischen äquatorialen Westwindzone (4), wobei die Breite bzw. der Abstand zwischen NITC und SITC auf mindestens 30 Breitengrade, also rund 3500 km steigt.

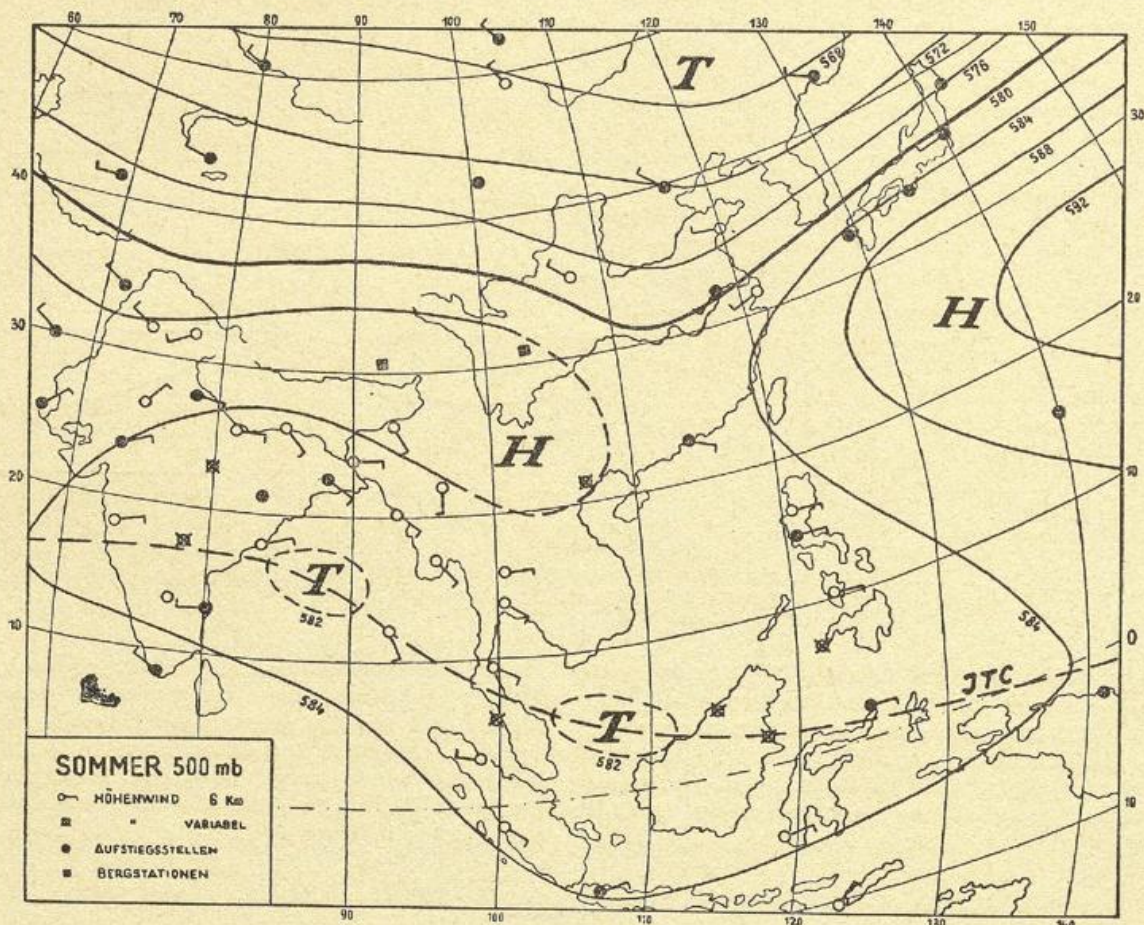


Abb. 23:
Mittlere Höhenlage der 500-mb-Fläche über Süd- und Ostasien (Sommer).

*) Einem dankenswerten Hinweis von W. Metnardus auf seine 1893 abgeschlossene Dissertation (90) darf die Tatsache entnommen werden, daß in dieser Arbeit bereits vor über 50 Jahren mittels der sorgfältig nach 20-Feldern bearbeiteten Segelschiffsbeobachtungen mit voller Klarheit die Existenz einer selbständigen Westwindzone beiderseits des Äquators, ihre Trennung von den NE- bzw. SE-Passaten durch eine rasch veränderliche Schlechtwetterzone und ihren kontinuierlichen Übergang in den winterlichen NW-Monsun Indonesiens, den sommerlichen SW-Monsun Indiens erkannt wurde, ohne daß sich diese Erkenntnis durchsetzen konnte. Eine graphische Darstellung der Verhältnisse anhand dieses noch heute einzigartigen Belegmaterials soll in anderem Zusammenhang veröffentlicht werden.

Die aerologische Literatur über den indischen SW-Monsun hat gezeigt, daß die westliche Strömung in der freien Atmosphäre im Mittel bis etwa 6 km Höhe reicht, wobei nur am Boden die Reibung eine SW-Richtung vorherrschen läßt, während oberhalb der Reibungszone teils südliche, teils auch nördliche Zusatzkomponenten beobachtet werden. Die Grenze zwischen West- und Ostströmung steigt von N nach S hin an, so daß sie im 500-mb-Niveau etwa in 16° Breite liegt. Nach den Beobachtungen von Addu Atoll, Trivandrum und Madras muß sie im Sommer in der Breitenzone 0—15° in 6—7 km Höhe angenommen werden. Darüber

setzt sich die tropische Ostströmung ungehindert fort, die schon A. Wagner in der Höhe von 8 km nachgewiesen hat (5).

Auch in Colombo (83) in 7°N-Breite reicht nach mehrjährigen Höhenwind- und Wolkenzugbeobachtungen die W-SW-Strömung bis über 3 km ins Ac-Niveau, während im Ci-Niveau Ostwinde weitaus vorherrschen.

Die Nordgrenze der tropischen Ostströmung (Urpasat) läßt sich in Indien ganz einwandfrei festlegen. Im Juli verschwindet sie am Boden im unbekanntem Raum des Himalaya; auf Grund der (gleichfalls etwas hypothetischen) Druckverteilung darf sie bei etwa 41° Nord vermutet werden. Höhenwindmessungen von Aschhabad (1—3 km) und Taschkent (bis 1 km) sprechen ebenfalls dafür. In 10 km liegt sie in rund 28° Breite, und darüber weicht sie wahrscheinlich wieder nach N zurück. Die Durchsicht von 10 Jahrgängen indischer Höhenwind-Veröffentlichungen ergab oberhalb 10 km im Sommer allgemein östliche Winde, so daß der sonst meist auf der Erde vorhandene Übergang der außertropischen Westdrift in den tropischen Antipassat hier (18) fehlt; auf diesen wichtigen Befund kommen wir noch zurück. Im Winter verschiebt sich diese Nordgrenze nach Süden und schneidet den Boden in etwa 25°, 3 km Höhe in 16°, 6 km in 12° und dürfte knapp südlich des Äquators 10—12 km Höhe erreichen. Der sommerliche SW-Monsun Indiens ist als eine maximal über 3000 km breite und 6—7 km mächtige Westströmung in diese tropische Ostströmung von im Mittel rund 7000 km Breite und 10—12 km Mächtigkeit eingelagert; er stellt nichts anderes dar als eine Anschwellung der planetarischen äquatorialen Westwindzone.

Der winterliche NE-Monsun ist eine seichte, 1—2 km mächtige Strömung und bildet dynamisch einen Teil des NE-Passates. Der grundsätzliche Unterschied zwischen SW-Monsun und NE-Monsun besteht im thermischen Aufbau, der sofort verständlich wird, wenn wir ihn im Lichte der großen Strömungssysteme betrachten. Der NE-Monsun hat passatischen Charakter, also stabilen Aufbau mit tiefliegender Sperrschichtinversion (11); das gleiche gilt für die sommerliche NW-Strömung, die von Kleinasien her bis zum Indus zu verfolgen ist und den Etesien des Mittelmeeres (19) entspricht. Der sommerliche SW-Monsun dagegen besteht aus sehr feuchter, feuchtlabil ge-

schichteter Äquatorialluft, die in einer komplizierten Grenzzone an die trockene Kontinentalluft stößt. Diese ist — wie schon A. Wagner (8) vermutet hat — unten wärmer, aber in der Höhe kälter und trockener als feuchtlabile Monsunluft. Die Begrenzung — als Monsunkonvergenz ein Teil der NITC — hat also in den unteren Schichten den Charakter einer Kaltfront, dagegen in der Höhe nicht selten Warmfrontcharakter, der sich in Afghanistan (nach den frdl. mitgeteilten Beobachtungen von Kopp) und im Himalaya in Form mächtiger Aufgleitschirme zeigt. Eine gründliche synoptisch-aerologische Studie von Sawyer (10) zeigt an Hand von Wettererkundungsflügen und Radiosonden, wie die absinkende Kontinentalluft in Form einer Nase in die Monsunluft eingreift, die am Boden als Kaltfront mit Sc und Cu nach NW vordringt, jedoch in der Höhe mit einem Aufgleitschirm. Erst nahe der Südgrenze der Kontinentalluft kommt es bei genügender Feuchte zur Bildung von Cb mit Schauern. Es erscheint mir aber vorteilhaft, entgegen Sawyer und manchen anderen Arbeiten hier die ITC mit der Grenze zwischen den tropischen Ost- und den äquatorialen Westwinden zu identifizieren; die Begründung hierfür wird erst später völlig einleuchten. Diese Grenze stellt eine zyklonale Scherungslinie (Konvergenz) dar, wie sofort bei der anschaulichen Vorstellung des Vorbeigleitens einer Westströmung südlich einer Ostströmung klar wird. Die oben behandelte Grenze zwischen der tropischen Ostströmung und der (nördlich gelegenen) außertropischen Westströmung bildet dagegen eine antizyklonale Scherung, also eine Divergenz.

Damit gewinnen wir aber auch die richtige Vorstellung für den normalen Witterungsablauf, wie er 1943 nach langjährigen Tagesmitteln für Madras dargestellt worden ist (20). Der Durchzug der Monsunkonvergenz Anfang Juni, der Rückzug Anfang Oktober ist jeweils mit starker Niederschlagstätigkeit und einem besonders im Herbst eindeutig ausgebildeten Windsprung verbunden; in der Zwischenzeit kommt es zu Schauern innerhalb der feuchtlabilen Äquatorialluftmasse. Während die Bodentemperaturen über Madras (13° N) und Agra (27° N, nahe der ITC) am Boden im Sommermittel nur gering voneinander abweichen, ist die Äquatorialluft über Madras oberhalb 2 km jeweils um 3—6° kälter als über Agra*).

Tabelle 2

Mittlere (isobare) Temperaturen über Indien (Meridianschnitt, Sommer (Juni — August).

Ort	Breite	850	700	500	300	200	100 n b
Höhe rund		1,45	3,15	5,8	9,7	12,5	16,7 km
Batavia	6,2° S	17,2	8,5	—7,8	—34,1	—56,7	—81,1° C
Trivandrum	8,5° N	17,7	10,0	—5,8	—31,6	.	.
Madras	13,1° N	21,6	10,4	—4,8	—30,7	—52,5	(—78,8)
Haidarabad	17,4° N	20,9	10,3	—4,3	—29,2	—50,8	—79,3
Calcutta	22,5 N	21,1	11,7	—0,6	—25,7	—50,0	—80,2
Agra	27,2 N	23,9	14,1	—0,4	—24,3	—48,1	—78,4
Habbaniya	33,4 N	27,4	14,4	—2,6	—25,6	—45,8	—70,7
Peshawar	34,0 N	24,7	13,8	(—3,6)	.	.	.
Miami (z. Vergl.)	25,8 N	17,7	8,8	—6,4	—32,2	—53,3	—69,9

*) Ein schöner Beweis für die gegenseitige Koppelung von Höhenwind und Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre ist die Tatsache, daß die 1939 in (6) nur mittels Windmessungen extrapolierten Temperaturen über der Südspitze Indiens durch die 1949 vorliegenden Radiosondenaufstiege von Trivandrum mit einem Fehler von nicht mehr als 1—1,5° C bestätigt wurden. Dieses Beispiel belegt überzeugend die Folgerichtigkeit unserer heutigen aerologischen Methoden.

Damit kehrt sich das am Boden nach N gerichtete Druckgefälle natürlich in der Höhe um, und die Westströmung des „Monsuns“ dreht oberhalb etwa 6 km auf Ost. Dieses südliche Temperaturgefälle bleibt bis knapp unterhalb der Tropopause (16—17 km) erhalten; es ist infolgedessen auch gar keine Möglichkeit einer

erneuten Umkehr des Druckgefälles und damit der Ausbildung eines Antipassats gegeben. Die hohe Labilität der thermischen Schichtung erklärt unmittelbar sowohl die Umkehr des SW-Monsuns in die ungestörte tropische Ostströmung oberhalb 8 km, wie die Häufigkeit konvektiver Niederschläge innerhalb der Monsunluft. Es erscheint als eine ebenso interessante wie instruktive Aufgabe, einmal die Verlagerung der Monsunkonvergenz (NITC) an Hand eines Isoplethendiagrammes der langjährigen Niederschlagswahrscheinlichkeit jeden Kalendertages (Mai—Oktober) etwa längs der Westküste des Dekkans zu verfolgen, noch besser an Hand täglicher Karten der Niederschlagswahrscheinlichkeit, wie sie Schmauß (22) für Europa entworfen hat; die umfangreichen indischen Veröffentlichungen täglicher Niederschlagsmengen bieten das Grundmaterial einer solchen Darstellung.

Von dem durchaus neuartigen Standpunkt der Schule Rossbys aus sieht M. T. Yin (12) die Dynamik der indischen Monsunkonvergenz. Die rasche Nordverlagerung der ITC, wie er sie an Hand zirkumpolarer Höhenwetterkarten für 500 mb im Sommer 1946 verfolgt, kann nach seinen Ausführungen nicht allein durch die starke Erwärmung des asiatischen Kontinents hervorgerufen werden. Vielmehr geht sie gleichzeitig mit der Ausbildung eines Höhentrogens über Westsibirien (etwa längs 75° Ostlänge) vor sich, der als quasi-stationäres Gebilde quer über den Himalaya hinweg nach den Tropen reicht. Diese entscheidende Änderung der Höhenströmung geht parallel mit dem Verschwinden der noch bis in den Mai wetterwirksamen Frontalzone Mittelmeer—Vorderasien—Nordindien. Da-

mit wird nun über dem zentralasiatischen Hochland in 80—100° E eine antizyklonale Krümmung der Höhenströmung an Stelle der sonst vorhandenen zyklonalen erzeugt, wobei der orographische Reibungseinfluß an erster Stelle beteiligt ist. Diese Verlagerung der ganzen Höhenströmung erzwingt einen antizyklonal nach N ausbiegenden Vorstoß der ITC.

Diese überraschende Deutung erscheint durchaus nicht abwegig, da auch 1949 die Ausbildung eines sommerlichen Troges über dem westlichen Sibirien beobachtet wurde (23). Aber das Verschwinden der mediterranen Frontalzone — der wir die seltenen zyklonalen Störungen über dem nördlichen Indien vom Herbst bis tief in das Frühjahr hinein verdanken — ist doch sicher thermisch mitbedingt, so daß dieser Faktor nicht völlig übersehen werden darf. Wie auch schon aus Teil I hervorgeht, müssen wir versuchen, dynamische und thermische Gesichtspunkte miteinander zur Synthese zu bringen, anstatt sie einseitig einander gegenüberzustellen. Jedenfalls erscheinen die großräumigen Zusammenhänge zwischen den monsonalen Wettererscheinungen Europas, Südasiens und Ostasiens in der ersten Junihälfte als ein dankbares Objekt weiträumiger aerologischer Studien.

Ein Gegenstück zu der Rolle der zentralasiatischen Gebirge bei der Nordwärtsverlagerung der NITC im Sommer bildet die Aufspaltung der planetarischen Frontalzone im Winter in je einen Ast südlich und nördlich des Gebirges nach Chaudhury (84); in diesem Sinne sind die vorderasiatisch-nordindischen Winterregen ebenfalls ein Effekt orographischer Faktoren.

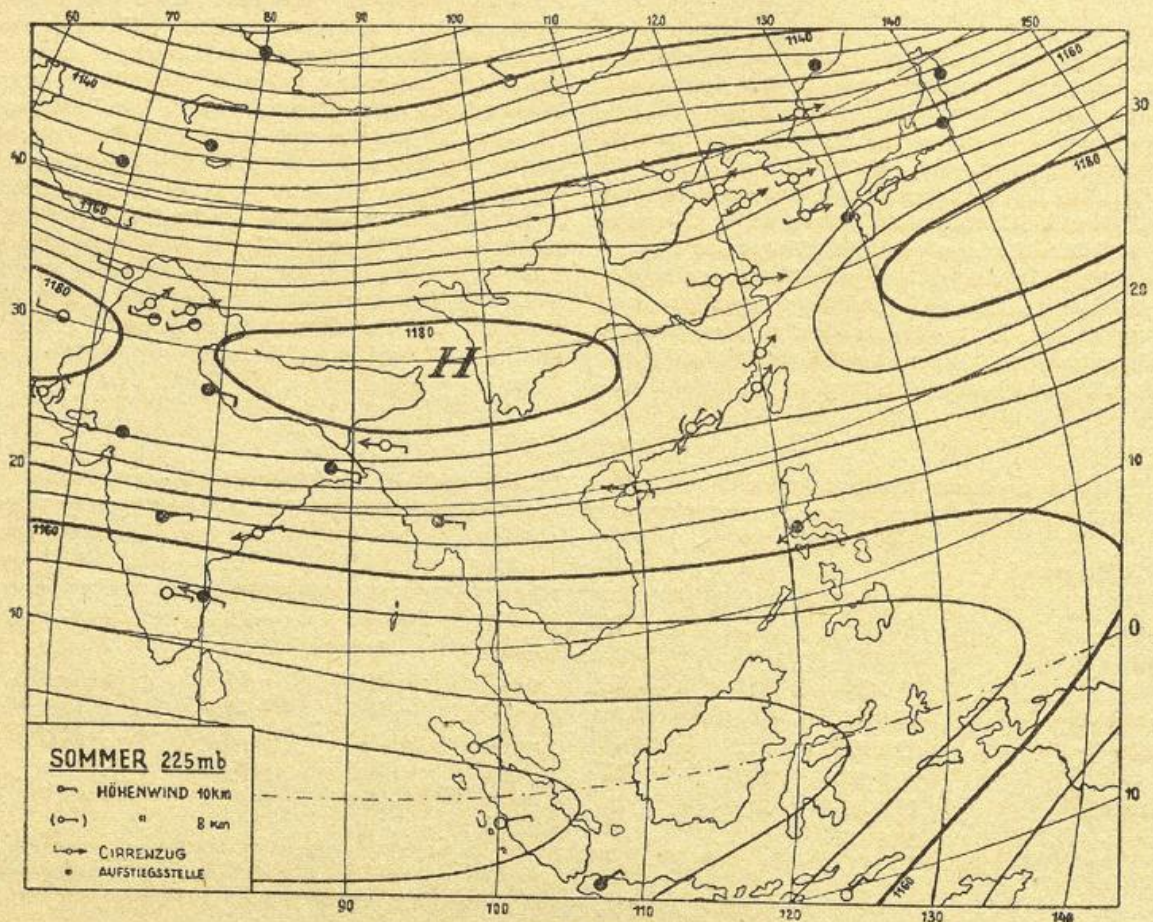


Abb. 24:
Mittlere Höhenlage der 225-mb-Fläche über Süd- und Ostasien (Sommer).

Anhangsweise sei noch kurz auf das oben erwähnte Fehlen des Antipassats über Indien eingegangen. Wie der zonale Vergleich der Temperaturen in der

Breitenzone 25—35° zeigt (21) (vgl. auch Tab. 2), liegen diese über Nordindien und Vorderasien in der ganzen Troposphäre jeweils um 3—6° höher als überall sonst

auf der Erde. Dieser Befund (Aufstiegsstellen Agra, Habbaniya, Peshawar, Quetta) wird bestätigt durch die überraschend hohen Sommertemperaturen von Lhasa (24): in 3730 m noch ein Sommermittel von 16,2°, fast der gleiche Wert wie in Leh (in 3510 m). Die 0°-Grenze erreicht hier 5500 bis fast 6000 m Höhe, den offenbar höchsten Mittelwert der ganzen Erdatmosphäre. Diese außerordentliche Aufwölbung der isothermen Flächen spiegelt sich naturgemäß in den Isobaren der oberen Troposphäre wider, und die 100 mb-Fläche liegt über Agra (25) 16,80 km hoch, über Habbaniya (nahe Bagdad) sogar 16,93 km, während die ebenso hohen Werte über Mittel- und Süd-japan noch recht unsicher scheinen. Das Druckgefälle nach Süden ist beachtlich: Madras 16,55 km, Batavia 16,46 km, Neuguinea 16,55 km, ähnlich auch Marianen und Ostafrika. Dieses bereits von Scherhag (26) erwähnte Druckgefälle wird durch die Ostwinde über Indien und Sumatra voll gestützt. Besonders interessant ist aber die Windverteilung über dem Mittelmeer und Vorderasien. Schon über Catania (27) dreht die sommerliche Höhenströmung mit der Höhe zurück; gleiches Verhalten zeigen nach eigenen Untersuchungen die Stationen des ganzen östlichen Mittelmeeres (Bengasi, Nicosia). Ganz auffallend wird dies Rückdrehen über dem Irak: hier wehen in den unteren Schichten (1—3 km) (28) als Ausläufer der Etesien NNW-Winde, die über WNW in 8 km, WSW in 11 km Höhe bis auf SSW in 16 km Höhe drehen! Nimmt man die mit der Höhe zunehmende NE-Strömung über Sumatra, die oberhalb 6 km bis mindestens 11 km belegt ist, und die (29) ENE-Strömung über Japan und China, die oberhalb 12—15 km auch durch neue Radiosondenwinde belegt ist, dann kommen wir zu der Vorstellung eines umfangreichen sommerlichen Höhenhochdruckgebietes über Nordindien und Zentralasien, das über dem asiatischen Kontinent eine Verbindung herstellt zwischen dem äquatorialen Hochdruckgürtel in rund 10 km Höhe und dem von Scherhag nachgewiesenen (26) sommerlichen Polarhoch oberhalb 20 km Höhe. Die oberhalb 20 km über Lemberg, Mittel- und Westeuropa herrschende sommerliche SE-Strömung belegt gleichfalls die Ausweitung des stratosphärischen Polarhochs nach dem asiatischen Kontinent hinan. Die Karten Scherhags (26) mögen eine erste grobe Vorstellung dieser Situation bieten; sie sind inzwischen durch Windmessungen (30) teils bestätigt, teils etwas modifiziert worden. Eine neue Kartendarstellung der 100-mb-Fläche soll jedoch erst nach Vorliegen noch weiteren aerologischen Materials gegeben werden. Die Ursache dieses einzigartigen sommerlichen Höhenhochs, dessen Zentrum sehr wahrscheinlich über Tibet zu suchen ist, darf man wohl in erster Linie in der in subtropischen Breiten hier rund 4000 m hoch gelegenen Heizfläche sehen. Daneben ist wohl auch die intensive Aufwärtsbewegung im Bereich der nordindischen Monsunkonvergenz verantwortlich, die bis mindestens 10 km Höhe feuchtadiabatische Gradienten — an Stelle der sonst in subtropischen Breiten viel stärkeren vertikalen Temperaturabnahme von 7—8° oberhalb 6 km Höhe — erzeugt. Auf jeden Fall beweisen diese Tatsachen, daß die Wirkung des asiatischen Kontinents sich in der Druck- und Windverteilung bis über 20 km Höhe bemerkbar macht.

2. Indonesien.

In dem riesigen Übergangsraum zwischen Asien und Australien, den wir hier in seiner Erstreckung zwischen etwa 15° Nord- und Südbreite, sowie 95° und 125° Ostlänge als Indonesien bezeichnen wollen, gehört der jahreszeitliche Wechsel der Monsune zu den ausschlag-

gebenden Faktoren des Klimas. Hierbei können wir uns, was die Bodenstationen angeht, auf die ausgezeichnete knappe Darstellung von Braak (31) stützen, dem wir auch eine sehr vollständige, bereits aerologisch unterbaute Schilderung des Klimas von Niederländisch-Indien (32) verdanken. Die Höhenwindverhältnisse über Batavia hat van Bemmelen (33) behandelt; instruktive Meridianschnitte der Höhenwinde sind in (14) gegeben. Eine umfassende Atlasdarstellung der Höhenströmung über den Philippinen und den angrenzenden Seegebieten (34), die wir dem langjährigen Leiter des Observatoriums Manila, Deppermann, verdanken, ist leider in Deutschland z. Z. noch unzugänglich. Dagegen bringt Glenn (35) eine schöne aerologisch-synoptische Darstellung der Strömungs- und Witterungsverhältnisse im östlichen Teil unseres Raumes im Nordwinter.

Im Nordsommer ähneln die Verhältnisse weitgehend denen von Indien. Ein Schnitt etwa längs 100° Ostlänge (14) zeigt die Einlagerung des Westmonsuns in die tropische Ostströmung. Während in Hongkong (Abb. 19) bis etwa 600 m Höhe eine passatische SE-Strömung vorherrscht, ergibt sich in 1—2 km eine schwache resultierende Strömung aus SW, dem letzten Ausläufer des SW-Monsuns. Voll ausgebildet ist dieser in Hinterindien (Rangoon bis mindestens 4 km, hier z. T. mit leicht nördlicher Komponente; Mandalay unter 22° Nord mit vorherrschenden SW-Winden gleichfalls über 3 km).

Seine vertikale Mächtigkeit erreicht aber in Hinterindien und der Insulinde nirgends mehr als 5 km, während in 6 km bereits überall eine resultierende Strömung aus östlichen Richtungen (Urpasat) beobachtet wird. In Siam ist die W-SW-Strömung 4—5 km mächtig, über Bandon (9,1° Nord) nur 3 km; darüber herrscht wieder der Urpassat aus SE bis E. Auch über Sumatra (Medan, Padang) wird eine schwache westliche Strömung (Padang NW) bis 4—5 km beobachtet; darüber dreht die Resultante auf SE bis etwa 8 km, darüber auf E bis NE. Dynamisch bedeutungsvoll erscheint es, daß bereits südlich des Äquators in Padang (0,9° Süd) eine Westströmung beobachtet wird. Es handelt sich (in voller Parallelität zu Addu-Atoll und dem noch nachher zu besprechenden Ostafrika) also nicht um ein Umlenken des SE-Passats nördlich des Äquators, sondern um eine wirkliche äquatoriale Westwindzone. In Borneo sowie Nord-Celebes wehen gleichfalls mindestens 3 km mächtige Westwinde. Auf den Philippinen schwankt die Obergrenze der Westströmung um 3 km, und westliche und östliche Winde halten sich etwa die Waage (14), so daß wir hier im 700-mb-Niveau die NITC ansetzen müssen. Die Bodenbeobachtungen lassen diese recht eindeutige Windverteilung in der Höhe nur unklar erkennen; aber wir haben am Beispiel des orographisch völlig ungestörten Addu-Atolls gesehen, wie gering die Mächtigkeit dieser Bodenströmung sein kann, so daß wir uns streng hüten müssen, ihre kinematische Bedeutung zu überschätzen.

Die Südgrenze des sommerlichen SW-Monsuns muß nach den von Braak (32) angeführten Bergbeobachtungen in Nordsumatra (2—3000 m) etwa in 3—4° Südbreite verlaufen. Einen weiteren Beleg für die Existenz einer äquatorialen Westwindzone bieten die bei Gelegenheit der wöchentlichen Besuche der meteorologischen Station auf dem 2877 m hohen Singgalang (Sumatra 0,4° Süd) gemachten Windbeobachtungen, bei denen sich als Resultante im Nordsommer SW, im Nordwinter WSW mit einer Beständigkeit von 67 bzw. 26% ergibt.

Der hinterindisch-indonesische SW-Monsun des Nordsommers stellt also eine eindeutige Fortsetzung des SW-Monsuns Vorderindiens dar, wobei nur seine

horizontale Ausdehnung sich auf etwa 2500 km, seine vertikale auf durchschnittlich 4—5 km reduziert. Der gleichzeitig wehende E-Monsun der Südhalbkugel — aerologisch belegt durch Pilotvisierungen in Batavia (Java) bis 16 km, Makassar (Celebes) und Kupang (Timor) bis mindestens 14 km — weist abwechselnd nördliche wie südliche Komponenten auf und zeigt die außerordentlich große vertikale Mächtigkeit des Urpassat in der ganzen indisch-australischen Übergangsregion an. Seine vertikale Schichtung ist stabil, mit deutlicher Passatinversion in rund 2000 m (*Schneider-Carius* [11, 36]) und geringer Feuchte, so daß schon aus diesem Grund intensive Regenfälle fehlen. Instrukтив sind hierbei die Aufzeichnungen auf dem 3023 m hohen Pangerango (Java, 6,8° Südbreite), wo die resultierende Strömung im Nordsummer aus Ost (Beständigkeit allerdings nur 25—46%) weht, während die relative Feuchte auf den hier abnorm tiefen Mittelwert von 70% sinkt. Es erscheint daher zweckmäßig, den E-Monsun wegen seines thermischen Aufbaues als Passat zu bezeichnen.

Im Nordwinter verschiebt sich das ganze Strömungssystem um 10—15 Breitengrade nach Süden. Hier liegt eine neue, sehr instruktive Bearbeitung von *A. H. Glenn* (35) vor, die eine Synthese zwischen klimatologischer und aerologisch-synoptischer Betrachtung anstrebt. Hier werden in Anlehnung an *Deppermann* (34, 1940) unterschieden: nordpazifischer Passat, nordindische Westströmung, südindische Westströmung, südwestpazifischer Passat. Eine instruktive Karte der Strömungsverteilung (35, Fig. 6) zeigt (schematisch) die Grenzen der Westströmungen in 700—3000 m Höhe auf, die bei 10—12° Südbreite und 3—5° Nordbreite liegen. In Kupang (Timor, 10,2° Süd) reicht der W-Monsun nur maximal bis 1500 m (neuere Beobachtungen 1000 m), in Surabaya bis mindestens 4 km, in Batavia und Makassar bis 6 km, in Padang (Sumatra) infolge einer lokalen Störung nur bis etwa 1 km; in Singapore und Medan (Nordsumatra) nimmt er nur den Höhenabschnitt von rund 1,5—3 km ein (14). Die von *Glenn* (35) veröffentlichten Windrosen belegen außerdem ein Vorherrschen westlicher Winde in 1,5 bis 2 km Höhe in Palembang (Sumatra), Balikpapan und Bandjermasin (Südborneo), Menado (Nordcelebes) sowie im ganzen Bereich von Neuguinea und den Salomonen.

Aus den synoptischen Luftdruckkarten (35) ergibt sich ein gegenüber *Braak* (31, 32) stark erweitertes und differenziertes Bild der mittleren Druckverteilung am Boden. Hier finden wir (Dezember-Februar) zwei Tiefdruckzonen:

1. Malakka — Palawan — S Mindanao — N Salomonen (0—7° N);
2. Südsumatra — Java-See — Nordaustralien — Korallenmeer (5—12° S).

Zwischen diesen beiden Tiefdruckzonen, die mit der Grenze zwischen NE-Passat und nordindischer Westströmung einerseits, der Grenze zwischen SE-Passat und südindischer Westströmung andererseits gleichzusetzen sind, liegt eine Zone flacher Hochdruckgebiete von Zentralborneo nach dem westlichen Neuguinea. Unabhängig von dieser, wohl noch kritisch nachzuprüfenden Druckverteilung bestehen die Tatsachen der aerologisch nachgewiesenen Strömungsverteilung in der freien Atmosphäre. Sie legen es nahe, an Stelle einer sehr komplex aufgebauten (35) ITC in diesem Raum lieber im Sinne von *Fletcher* (3) zwei als NITC und SITC zu unterscheiden, die den oben beschriebenen Tiefdruckrinnen entsprechen. Sie begrenzen zugleich die äquatoriale Westwindzone nach beiden Seiten gegen die tropische Ostströmung. Auf die interessanten lokalen synoptischen Vorgänge, wie sie

Wood (37) und *Glenn* (38) 1949 besonders aus der Region Borneo/Celebes bzw. Neuguinea beschreiben, kann leider nicht näher eingegangen werden.

Der indonesische W-Monsun des Nordwinters ist also ganz ebenso in den Urpassat eingelagert wie der SW-Monsun des Nordsummers. Seine meridionale Erstreckung beträgt nur noch etwa 1500 km, seine vertikale Mächtigkeit maximal 6 km. Seine Nordgrenze liegt, wie die von *Glenn* (35) zusammengestellten Windrosen beweisen, in 2 km Höhe etwa 2—3° nördlich des Äquator; einen weiteren Beleg bilden die von *Braak* (32) mitgeteilten Bergbeobachtungen (konstanter NW auf Minehassa, Celebes 1,6°N). Auch hier handelt es sich also nicht um eine Ablenkung des NE-Passats durch die ablenkende Kraft der Erdrotation südlich des Äquators, sondern um die planetarische Strömung der äquatorialen Westwindzone beiderseits des Gleichers. Zu allen Jahreszeiten ist die Westströmung feuchtlabil geschichtet, während die Ostströmung mit ihrer stabilen Schichtung passatischen Charakter trägt. Maximale Niederschläge fallen in den Räumen und Zeiten der sich jahreszeitlich verschiebenden NITC und SITC, aber auch innerhalb der feuchtlabilen Äquatorialluft.

3. Afrika

In den meisten Darstellungen der Klimakunde werden die ganzjährig vorherrschenden SW-Winde am Golf von Guinea als SW-Monsun bezeichnet, obwohl das Fehlen eines jahreszeitlichen Wechsels diese Bezeichnung ausschließen sollte. Diese SW-Winde werden noch in der bereits durchaus im dynamisch-synoptischen Sinne gesehene Klimatologie von *Haurwitz-Austin* (1944) (39) als abgelenkter Passat erklärt, ganz ebenso wie auf dem Indischen Ozean der Übergang vom SE-Passat in den SW-Monsun. Erst *Ekhart* (28) hat (1941) die wahre Bedeutung dieses „Monsuns“ für die tropische Zirkulation erkannt, bereits bevor der planetarische Charakter dieser Strömung geahnt werden konnte. Gerade deshalb sind seine Ergebnisse um so wertvoller, da sie einen völlig unvoreingenommenen Beitrag zu der inzwischen erfolgten Deutung der äquatorialen Westwindzone als planetarische Erscheinung liefern. Mit Recht bemängelt *Ekhart* hierbei die nicht überall zutreffende Monsundefinition, vor allem im Golf von Guinea. Die Mächtigkeit des westafrikanischen „Monsuns“ schwankt zwischen 600 und 2000 m, in Einzelfällen bis 4000 m.

Betrachten wir nun die Stromlinienkarten *Ekharts* (28), dann finden wir im Nordsummer in 500 m Höhe im ganzen Bereich zwischen der ITC (in rund 15° Nord) und dem Äquator durchgehend SW-Winde, von Dakar bis zum Somaliland. Dasselbe gilt für 1000 m, wo die ITC in 18—20° Nordbreite liegt. Auch in 2 km wehen noch westliche Winde knapp landeinwärts des Guineagolfes bis zur Somaliküste, die sich allerdings in 3 km auf Ostafrika zwischen Äquator und 5—10° Nordbreite beschränken. Oberhalb 5 km herrscht — von einigen unsicher belegten Singularitäten des Stromfeldes abgesehen — das Regime des Urpassat (hier vielfach als Harmattan bezeichnet) vor. Dessen Deutung als „gradientloser Wind“ (*H. Hubert*, vgl. (28)) muß allerdings abgelehnt werden, nachdem auch hier das Temperaturgefälle von den Subtropen (Tamanrasset, Khartum, Dakar) zu der äquatorialen Zone (Freetown, Lagos, Nairobi) hin ein entsprechendes Druckgefälle liefert.

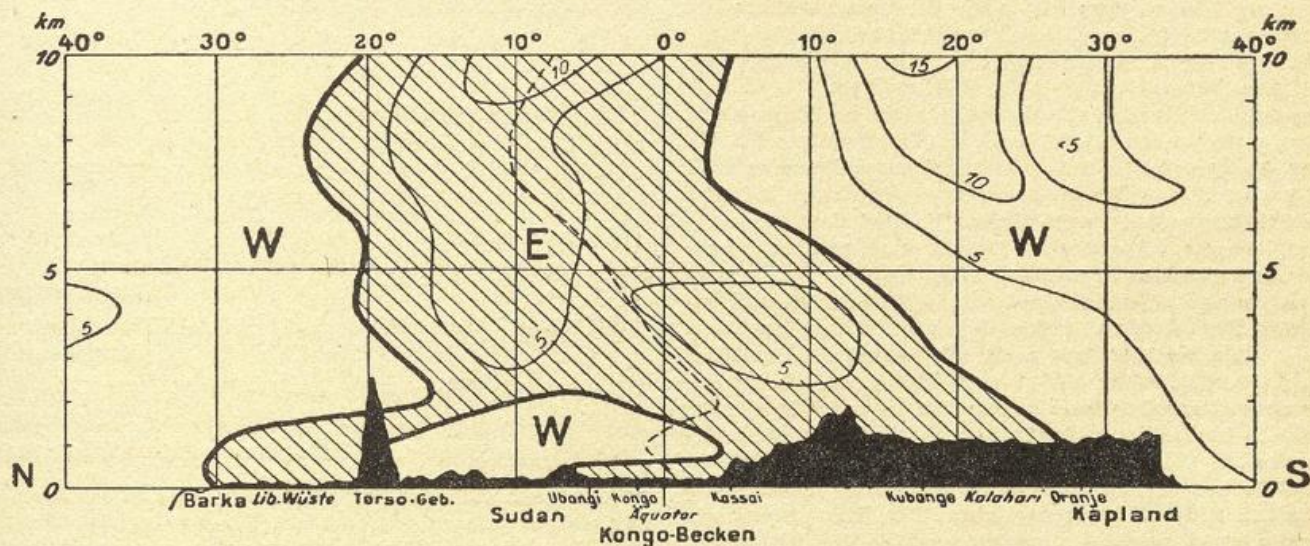
Dieses Temperaturgefälle in Richtung auf die äquatoriale Konvergenzzone (ITC) beschränkt sich in Afrika im Nordsummer auf die Schichten unterhalb etwa 600 mb (4 km), aber das reicht aus, um die mächtige

Tabelle 3
Mittlere (isobare) Temperaturen über Afrika
(Meridianschnitt).

Station	Breite	850	700	500 mb
Nordsommer				
Tamanrasset	22,8°N	(27)	17,8	-1,2°C
Khartum	15,6°N	23,8	12,2	-7,5
Dakar	14,7°N	18,5	9,0	-8,0
Freetown	8,4°N	17,2	9,2	-5,8
Lagos	6,6°N	15,8	8,3	-6,7
Nairobi	1,3°S	.	7,6	-6,5
Nordwinter				
Khartum	15,6°N	19,1	10,1	(-8,0)
Freetown	8,4°N	19,1	9,1	-6,7
Lagos	6,6°N	18,7	9,6	-6,5
Nairobi	1,3°S	.	10,0	-5,9
Pietersburg	23,9°S	17,7	10,7	-5,7

tropische Ostströmung (Urpasat), sowie die eingelagerte nur leichte äquatoriale Westwindzone als Gradientströmung deuten zu können.

Im Nordwinter beschränkt sich der SW-Monsun in 500 m nach Ekhart (28) auf den Bereich zwischen der ITC in 5-10° Nord und dem Äquator, der Guineaküste von etwa 10°W bis hinein nach 25° Ostlänge, ähnlich auch in 1000 m, während in 2000 m keine äquatoriale Westströmung mehr beobachtet wird. Die beiden von Ekhart längs des 20ten Meridians Ost (also von der Cyrenaika nach Kapstadt, mitten durch den Kontinent) entworfenen Schnitte (Abb. 25) zeigen sowohl die vertikale Ausdehnung des Urpasats wie die der eingelagerten Westwindzone, als wahrscheinlich typisches Beispiel. Auch im Nordwinter wird (vgl. Tab. 3) im 700-mb-Niveau ein geringes Temperaturgefälle von der Subtropenzone (vor allem Südafrika) nach der ITC-Region beobachtet, das allerdings mit 1-2° (isobar) nur sehr gering ist. Die äquatoriale Lage der ITC verhindert eine starke Ausbildung der äquatorialen Westwindzone mit Ausnahme des Raumes um Nordmadagaskar.



Profil durch Afrika längs des 20. Meridians (250 fache Überhöhung)

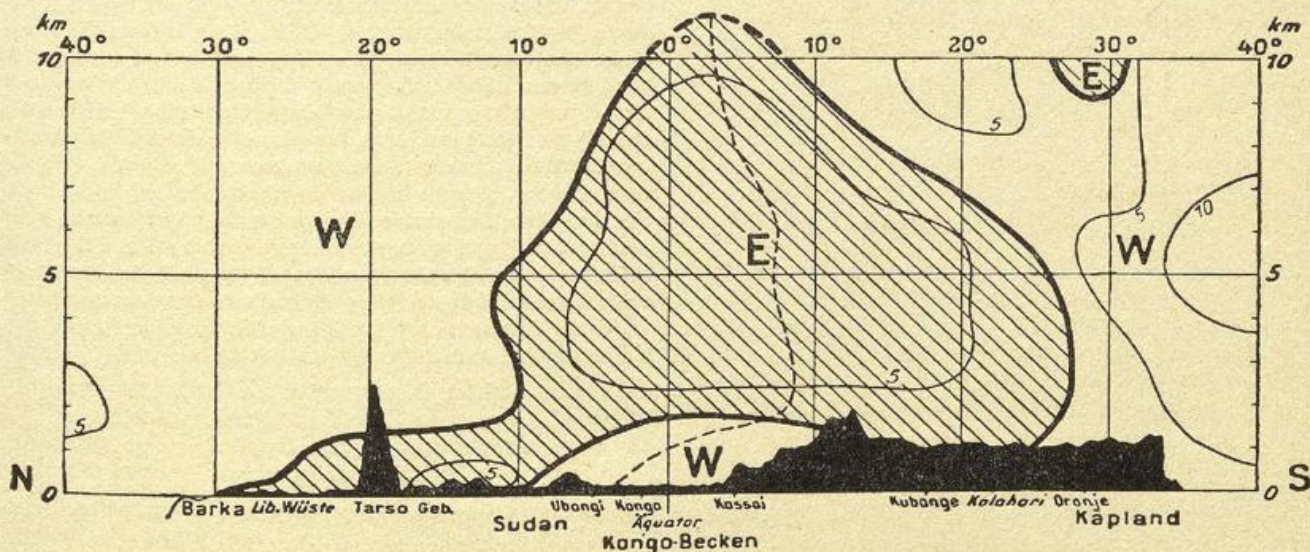


Abb. 25:
Zonale Strömungskomponente in Afrika längs des 20. Meridians (oben N-Sommer, unten Nord-Winter) nach E. Ekhart; Geschwindigkeiten in m/sec. (1941, Abb. 7).

Die mittleren Trajektorien der Schicht Boden — 3 km (10 000 ft) nach *Solot* (85) geben diese Verhältnisse nur teilweise wieder, wobei die Julikarte sehr schön die Lage der NITC in 12—18°N ersehen läßt; ihre Lage variiert von Tag zu Tag stark hin und her, so daß gelegentlich (nach *H. G. Koch*, 91) die innertropischen Störungen sogar mit Regenfällen auf das nordafrikanische Küstengebiet unter 31°N übergreifen können. Von besonderem Interesse sind die typischen Bodenwetterkarten, sowie die mittleren Temperaturverhältnisse über Khartum, wo bei der Ankunft der ITC eine Abkühlung der Schichten bis etwa 600 m (4500 m) um 1—6°C beobachtet wird. Daß die Westströmung in Abessinien und am Roten Meer (Asmara, Addis Abeba in 2500 m NN) eine nördliche Komponente (86) hat, hängt wohl mit dem Übergang zu der Etesienströmung des Mittelmeeres zusammen; hier ist lokal die passatische Ostströmung in Bodennähe unterbrochen, die jedoch oberhalb 3—4 km überall vorherrscht.

Ob die an den ostafrikanischen Hochgebirgen (40, 41) beobachtete Rolle der SW-Winde nur auf lokale Effekte zurückzuführen ist, erscheint nach den von *Ekhart* für den Nordsommer (bis 3 km) gegebenen Karten fraglich; auch der schon südlich des Äquators beginnende (s. o.) ostafrikanische SW-Monsun des Nordsommers muß als Teilstück dieser äquatorialen Westströmung aufgefaßt werden. In seinem Bereich ist die Schichtung lange nicht so stabil als in dem passatischen NE-Monsun des Nordwinters (36, 42). Die Niederschläge fallen auf beiden Seiten der ITC, also sowohl bei östlichen als bei westlichen Winden, so daß dieses Argument für die Vergletscherung weniger bedeutsam erscheint als die tageszeitlich wechselnde Insolation (*Troll* und *Wien*) (41).

Die neue englische Darstellung (43) ergänzt und bestätigt für Westafrika das von *Ekhart* gegebene Bild. In allen Monaten weht in 500 und 1000 m Höhe im Guineagolf eine SW- bis W-Strömung, die im November-Dezember nur mehr 500 m mächtig ist; in 2000 m herrschen dagegen bereits Ostwinde eindeutig vor (Abb. 26). Die Mächtigkeit beträgt meist 900 bis 1500 m, am Äquator selbst 1800 m, kann jedoch gelegentlich 3000—3700 m erreichen. Die hier unterschiedenen ganz seichten „maritimen NW-Winde“ an der Westküste nördlich 5° N werden als abgelenkter (wodurch?) NE-Passat bezeichnet.

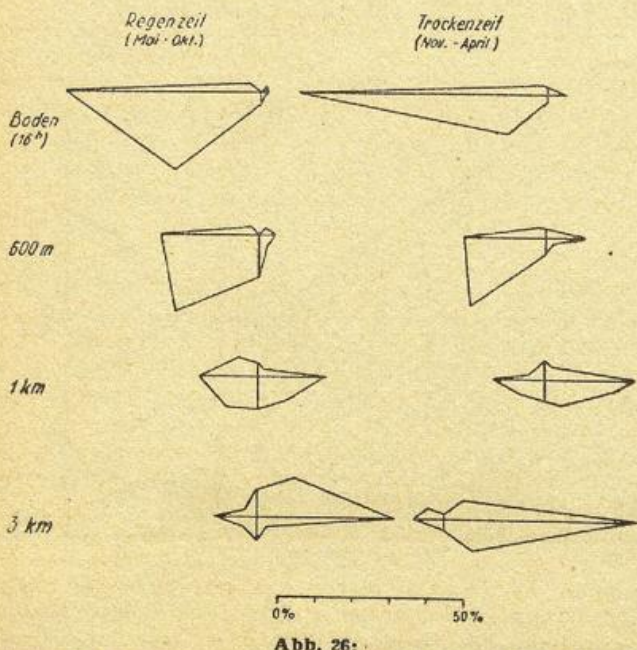


Abb. 26: Häufigkeit der Windrichtungen über Freetown (Sierra Leone, 8,4° Nordbreite) (nach Lit. 43).

Im Lichte der neuen Erkenntnisse der innertropischen Zirkulation ist der ganzjährige „Monsun“ West- und Zentralafrikas wie der immerhin mindestens 3 km erreichende sommerliche SW-Monsun Ostafrikas und der Somalihalbinsel nichts als ein Teilstück der planetarischen äquatorialen Westwindzone, die sich quer durch den afrikanischen Kontinent (mit Ausnahme von Ostafrika im Nordwinter) erstreckt. Auch der von *Ekhart* erwähnte NW-Monsun im Norden Madagaskars (Südsommer) scheint noch zu diesem Strömungssystem zu gehören. Die altbekannten Zenitalregen der Tropenzone — vom aerologisch-synoptischen Standpunkt ein Gegenstück der indischen Monsunregen im Bereich der Monsunkonvergenz*) — fallen im Bereich der ITC, wo die durch die Bodenreibung erzwungene Konvergenz und Aufwärtsbewegung die (sonst stabile) Schichtung der Passatlufte durch adiabatische Abkühlung in der Höhe in die feuchtlabile Schichtung der Äquatorialluft umwandelt. Damit wird auch die starke zeitlich-räumliche Abweichung der Regenzeit vom Zenitstand der Sonne verständlich; nicht die Erhitzung vom Boden her, sondern die Konvergenz der Strömung ist für die durch Feuchtlabilität verstärkte Niederschlagsbildung verantwortlich.

Ergebnis.

Die Gesamtheit der tropischen Monsune mit westlicher Strömung erweisen sich als Teilstücke eines planetarischen Strömungsgliedes: der äquatorialen Westwindzone.

Zu ihr zählen:

- SW-Monsun Indien, Hinterindien, Philippinen: Nordsummer
- SW-Monsun Ostafrika (einschließlich Südarabien): Nordsummer
- SW-Monsun West- und Zentralafrika: ganzjährig
- W-Monsun Indonesien: Nordwinter/Südsommer
- NW-Monsun Nordaustralien: Nordwinter/Südsommer

Alle diese Strömungen sind feuchtlabil geschichtet, neigen daher zu intensiven Konvektionsregen und Quellbewölkung. Ihre Äquatorialgrenze liegt meist wenige Grad jenseits des Äquators, ihre Polargrenze verschiebt sich in Afrika bis etwa 20°, in Indien bis 30° Nordbreite, in Australien bis 10—15° Südbreite. Ihre vertikale Mächtigkeit schwankt zwischen 1—2 (Afrika) und 6—7 km (Südindien, Indonesien). Die Überhitzung der Kontinente, wahrscheinlich gemeinsam mit der außertropischen Westdrift, ruft diese Anschwellung der planetarischen äquatorialen Westwindzone in meridionaler und vertikaler Richtung hervor. Immer bleibt sie aber (als Analogon zum äquatorialen Gegenstrom) eingelagert in die sehr viel mächtigere tropische Ostströmung, die sie nach allen Richtungen hin abgrenzt. Für das bestuntersuchte Beispiel des indischen Sommermonsuns sei diese Einlagerung im Vergleich zu dem normalen Verhalten schematisch dargestellt (Abb. 27).

Durchaus abweichend verhalten sich die tropischen Monsune mit östlicher Strömung, die sämtlich als Teilstücke der tropischen Ostströmung, des *Urpassates*, aufzufassen sind. Hierzu zählen:

- NE-Monsun Indien, Hinterindien, Philippinen: Nordwinter
- N-Monsun Ostafrika: Nordwinter

*) Auch *Fletcher* (92) stellt neustens die Zenitalregen des nördlichen Südamerika mit den Monsunregen in Parallele.

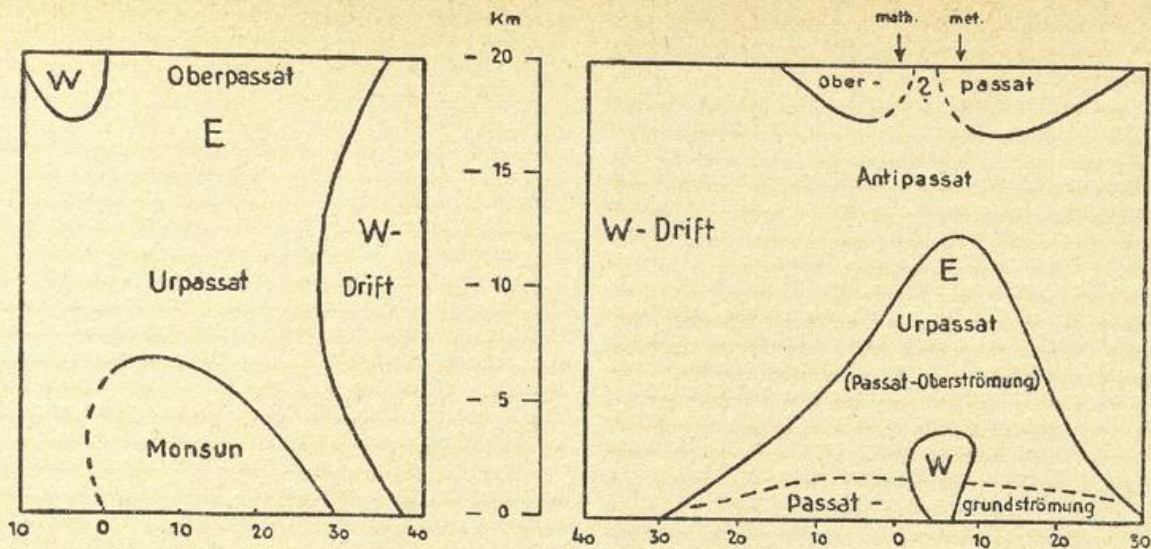


Abb. 27:
 Schema der zonalen Windverteilung der Tropenzone
 im Sommer: a) Indien, b) übrige Erde. Die Pfeile deuten auf
 den mathematischen bzw. meteorologischen Äquator.

- | | |
|---------------------------|--------------------------|
| SE-Monsun Nordaustralien: | Nordsommer/
Südwinter |
| E -Monsun Indonesien: | Nordsommer/
Südwinter |

Alle diese Strömungen sind stabil geschichtet mit einer Grundschichtinversion in rund 2000 m und großer Trockenheit, also absteigenden Luftbewegungen darüber.*) Sie sind dem thermischen Luftbewegungen nach Passate, und ihre Bezeichnung als Monsun hat nur den Sinn, den jahreszeitlichen Windwechsel zu kennzeichnen. In ihnen herrschen daher stabile Wolkenformen oder flache Quellwolken vom Passattyp vor; Niederschläge werden nur in Form schwacher Sprühregen oder leichter Schauer beobachtet. Nur in Höhe der beiden Grenzzonen zwischen ihnen und der äquatorialen Westströmung (tropische W-Monsune) kommt es zu intensiveren Regenfällen. Diese Grenzen (NITC und SITC) unterliegen beträchtlichen jahreszeitlichen Verlagerungen und wettermäßigen Schwankungen; sie sind die Bildungsstätten unregelmäßig ostwärts wandernder frontaler Wellen ("easterly waves"**) nach Riehl [44] und — insbesondere beim Eingreifen außertropischer Kaltluftausbrüche (Rode-wald u. a. [45]) — auch der tropischen Zyklonen und Taifunde (Deppermann) (34).

Ihre vollständige kartenmäßige Darstellung ist im Augenblick noch nicht möglich, da über dem Atlantik, dem nördlichen Südamerika sowie weiten Teilen des Pazifik das aerologische Material noch nicht ausreicht. Auf jeden Fall sprechen die ganzjährig vorherrschenden

den westlichen Bodenwinde, sowie die überaus starken Stauniederschläge der pazifischen Küste Kolumbiens (77) für die Existenz einer ganzjährigen Westwindzone zwischen etwa 2° S und 7° N.

Um Mißverständnisse auszuschließen, sei nochmals auf den raschen örtlich-zeitlichen Wechsel der meridionalen Komponenten (N, S) hingewiesen (Teil I), der diese Komponenten den beherrschenden zonalen Komponenten (E, W) als zweitrangig unterordnet. Begriffe wie Passat, Antipassat, Monsun sind im Sprachgebrauch derart verwurzelt, daß man sie zwar modifizieren, nicht aber auslöschen kann. Heute verstehen wir — übrigens in voller Übereinstimmung mit den Ausführungen von A. Wegener und Kuhlbrodt 1922 (87), die zuerst den Urpasat (nach Castens) definieren — unter dem Urpasat eine östliche, unter Antipassat eine westliche Strömung mit wechselnden Zusatzkomponenten. Wollen wir den Monsunbegriff erhalten, dann dürfen wir ihn nicht (wie z. B. Alpert (46) bei den Galapagos-Inseln) allgemein mit der äquatorialen Westwindströmung identifizieren, sondern wir müssen ihn auf alle jahreszeitlich wechselnden Strömungen beschränken, wobei es sich in den Tropen entweder um seichte, dynamisch belanglose Bodenwinde (Addu-Atoll!) handelt, oder um Verlagerungen der innertropischen Konvergenzzonen, die die äquatoriale Westwindzone von der passatischen Ostströmung trennen.

B) Außertropische Monsune.

1. Ostküsten und Westküsten.

Wird die tropische Monsunzirkulation verständlich als eine Modifikation der planetarischen äquatorialen Westwindzone in ihren jahreszeitlichen Verlagerungen, so sind die außertropischen Monsunzirkulationen nichts als Modifikationen der planetarischen (ektropischen) Westdrift, die nach den inzwischen möglich gewordenen Festlegungen (18) auf beiden Halbkugeln eine maximale Mächtigkeit von 22—26 km im Sommer, von mindestens 50 km im Winter hat. Hat man noch bis vor kurzem die thermische Wirkung des Strahlungshaushaltes für die Existenz einer monsonalen Zusatzkomponente der planetarischen Zirkulation allein verantwortlich gemacht, so muß diese bereits auf Halley (1686) zurückgehende Erklärung heute offenbar er-

*) Auf diesem gegensätzlichen Aufbau von Monsun und Passat weist Schneider-Carius (93) auch neustens wieder hin, allerdings ohne ursächliche Begründung. Vielleicht liegt die Deutung einfach darin, daß eine Ostströmung durch die Bodenreibung äquatorwärts, eine Westströmung dagegen polwärts abgelenkt wird; im ersteren Fall fließen die Bodenwinde wegen der Kugelgestalt der Erde auseinander, im zweiten dagegen zusammen (Konvergenz bzw. Divergenz der Meridiane, vgl. S. 7). Dadurch wird bei Ostströmung eine konstante Stabilisierung, bei Westströmung eine Labilisierung bewirkt. In gleicher Richtung wirkt die vertikale Komponente der Corioliskraft $2 \omega \cos \varphi$.

**) Die gleichen ostwärtigen Wellen beschreibt Vuorela (94) vom tropischen Atlantik und Westafrika. Bereits 1893 hatte Meinardus (90) solche raschen wettermäßigen Verlagerungen der äquatorialen Windgrenzen geschildert und als „oftmaligen Ausbruch des Monsuns“ gedeutet. Das im Frühjahr nordwärts wandernde Gebiet mit veränderlichen, schwachen Winden und Gewitterneigung — heute als innertropische Konvergenzzone (ITC) bekannt — bezeichnete er sogar schon als „Front“ (eventuell) der atmosphärischen Erscheinungen der Äquatorialzone.

gänzt werden durch die (jahreszeitlich konstante) Rolle der Bodenreibung, auf die wir etwas näher eingehen müssen.

Charney und Eliassen (2) haben 1949 durch mathematisch schwierig zu durchschauende Rechnungen zeigen können, daß in einer barotropen Atmosphäre — in der auf einer Fläche gleichen Druckes (Isobare) keine Dichteunterschiede existieren, in der m. a. W. keine isobaren Temperaturunterschiede vorhanden sind — eine ursprünglich geradlinige Westströmung durch das Überströmen eines gegliederten Profils großräumigen Höhenschwankungen unterworfen ist. Es handelt sich hierbei nicht um die erzwungenen Wellen im Lee eines Hindernisses, deren Abstand einige Zehner von Kilometern beträgt (Küttner, Lyra, Queney), sondern es handelt sich um großräumige, sich summierende Vorgänge, die die Ursache der (in Teil I bereits erwähnten) Unterschiede zwischen Ostküsten und Westküsten sind. Diese seit G. Forster (1794) und A. v. Humboldt bekannten Klimaunterschiede erweisen sich im Zeitalter der Aerologie als großartige, mindestens die ganze Troposphäre erfassende Vorgänge, wobei sogar die Stratosphäre (im Sinne des Gegenläufigkeitsprinzips) mit berührt wird. Für Amerika hat Ekhart (47, 48) in mehreren Arbeiten instruktive Zonalschnitte gegeben; ein 1943 veröffentlichter zirkumpolarer Zonalschnitt (49) in subpolaren Breiten (64°) erwies sich nach den in zwischen für Kanada vorliegenden aerologischen Daten (50) im Bereich der Hudsonbay noch um etwa 5° zu warm. Tabelle 4 gibt die Schichtdicke 500/1000 mb — nach dem Vorgang von V. Bjerknes im praktischen Wetterdienst nicht ganz glücklich als relative Topographie (der 500-mb-Fläche in bezug auf die 1000-mb-Fläche) bezeichnet — in Form der mittleren (virtuellen) Temperatur an, die in erster Näherung der Mitteltemperatur der untersten 5000—5600 m gleichgesetzt werden darf. Ohne hier auf die klimatologische Aus-

wertung der zugrunde gelegten Karten (21) weiter einzugehen, sehen wir, daß im Sommer die untere Troposphärenhälfte an den Ostküsten der Kontinente um 2—6°, im Winter gar um 7—21° kälter ist, als an den Westküsten.

Rein thermisch wäre zu erwarten, daß im Sommer bei der allgemeinen Westdrift die Überhitzung beim Überstreichen der Kontinente ausreichen sollte, um die Troposphäre an den Ostküsten gegenüber den maritimen Westküsten zu erwärmen. Das ist aber nicht der Fall, vielmehr liefert die Theorie von Charney und Eliassen (2) eine konstante Hebung der isobaren Flächen an den Westküsten beider Kontinente (besonders über dem Felsengebirge) sowie eine ausgesprochene Senkung über den Ostküsten allein durch die Reibung (Abb. 28). Diese Hebung ist (nach den statischen Grundgesetzen) gleichbedeutend mit einer Erwärmung, die Senkung gleichbedeutend mit einer Abkühlung der ganzen Schicht. Wollen wir uns cum grano salis den Sinn der Rechnung vergrößernd anschaulich machen — wobei wir die keinesfalls bewiesene Voraussetzung machen müssen, daß die Theorie auch für die (normalerweise) barokline Atmosphäre, in der also isobare Temperatur- und Dichteunterschiede vorhanden sind, gilt — dann dürfen wir uns vorstellen, daß beim Überströmen des Gebirgsprofils längs 45° Nordbreite die Schicht 500/1000 mb jeweils in 24 Stunden an den beiden Ostküsten um 2—3° abgekühlt wird, dagegen über den Westküsten und im Innern der Kontinente um einen etwas geringeren Betrag erwärmt wird. Diese Wirkung des Überströmens eines Profils ist völlig unabhängig von der Jahreszeit und von der gesamten Strahlung, hängt vielmehr nur ab von dem Gebirgsprofil und der Intensität der Westströmung. Daß also die gesamte Troposphäre über den Ostküsten der Kontinente in allen Jahreszeiten kälter ist, als über den Westküsten, ist eine dynamische Wirkung der Strömung über das stark gegliederte Profil der Kontinente, die sich den jahreszeitlich wechselnden Strahlungsbedingungen überlagert. Im Sommer schwächt die kontinentale Einstrahlung die dynamische Reibungsabkühlung ab, im Winter wird letztere durch die kontinentale Ausstrahlung verstärkt. Im Mittel setzt sich aber die dynamische Komponente durch, so daß die kalten Höhenträge über den Ostküsten zu den konstanten Gliedern der allgemeinen Zirkulation zählen. Ihre Lage schwankt jahreszeitlich nur unwesentlich; sie liegen im Sommer etwas mehr zum Meere, im Winter etwas mehr zum Land hin verschoben, was aus der thermischen Wirkung der Unterlage ohne weiteres verständlich ist.

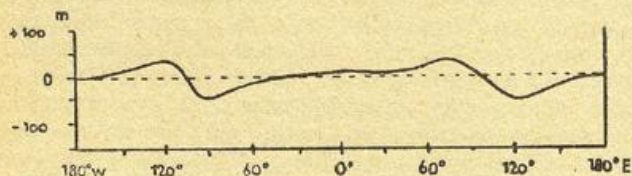


Abb. 28:

Änderung der Höhenlage der 500-mb-Fläche in 24 Stunden als Folge der Bewegung einer ursprünglich geradlinigen Westströmung von rund 15 m/sec über die Kontinente längs 45° Breite (nach Charney und Eliassen, 1949).

Tabelle 4

Mittlere virtuelle Temperatur der Schicht 500/1000 mb an den Ost- und Westküsten der Kontinente (abgerundet nach den Karten in [21]).

	Länge rund	Sommer				Winter			
		Breite 70°	60°	50°	40°N	70°	60°	50°	40°N
Westamerika	125°W	-3,0	+1,5	+6,0	+10,5	-24,0	-14,5	-6,5	-2,5°C
Ostamerika	70°W	-9,5	-5,5	0,0	+6,5	-29,0	-27,0	-20,5	-9,0°C
Europa	0°	-3,0	-1,0	+2,0	+8,0	-17,0	-12,0	-7,5	-3,5°C
Ostasien	135°E	-6,0	-4,0	0,0	+6,0	-34,0	-33,5	-28,0	-18,0°C

Wir können den Betrag der dynamischen Reibungsabkühlung in erster Näherung abschätzen, wenn wir annehmen, daß im Jahresmittel sich die strahlungsbedingten thermischen Unterschiede aufheben. Dann ergibt sich für das Jahr 1949 (23) — das wir in bezug auf die zonalen Unterschiede wohl als repräsentativ ansehen dürfen, wenn es auch in weiten

Gebieten der Nordhalbkugel zu warm war — und für die in Tabelle 4 verwendeten Punkte eine mittlere Temperatur der Schicht 500/1000 mb im Breitenintervall 40—70°, für Westamerika -6,9° C, Ostamerika -11,8, Europa -5,5 und Ostasien -12,3° C. Hiernach berechnen sich (abgerundet) die mittlere Temperaturdifferenz Westküste-Ostküste für Amerika zu rund 5°

(wohl zu gering), für Eurasien zu rund 7°, was als Maß der dynamischen Reibungsabkühlung gelten kann. Ohne die Zuverlässigkeit dieser Zahlen zu überschätzen, darf man doch annehmen, daß die ganzjährig wirkende dynamische Reibungsabkühlung über den zwei Großkontinenten der Nordhalbkugel mindestens den gleichen Betrag liefert, wie die jahreszeitlich ihr Vorzeichen wechselnde thermische Wirkung der Unterlage.

Eine volle Bestätigung dieser Aussage liefern in zwischen die Verhältnisse über der Südhalbkugel, deren planetarische Zirkulation durch *Loewe* (51), *Hutchings* (89) und Verf. (52) dargestellt wurden. Daß über der Ostküste Südamerikas ein Höhentrog in voller Analogie zu Nordamerika existiert, hat *Boffi* (53) an Hand von Pilotvisierungen nachgewiesen.* Ein zweiter, schon seit längerem als singuläre Stelle im südpazifischen Strömungsfeld bekannter Trog befindet sich wahrscheinlich ostwärts Neuseeland; er wirkt sich — in Analogie zu den anderen Trögen — aus als Unterbrechung des subtropischen Hochdruckgürtels, als großräumige Störung im nordwärts anschließenden Gebiet des SE-Passats (tropische Zyklonen, großer Niederschlags- und Bewölkungsreichtum). Die neue Karte der Bodendruckverteilung der Südhalbkugel durch *Lamb* (54) zeigt sogar vier derartige Tröge. Die weitere synoptisch-aerologische Erforschung der Südhalbkugel, die naturgemäß gegenüber der Nordhemisphäre nachhinkt, wird über diese grundlegenden Fragen Auskunft geben können.

Diese erst auf Grund unserer heutigen Kenntnisse der planetarischen Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre mögliche Deutung der thermischen und dynamischen Wirkung der Kontinente erlaubt von vornherein die Aussage, daß in den außertropischen Breiten, also im Bereich der ekotropischen Westdrift, nur geringfügige dynamisch belanglose Monsoonströmungen im Sinne unserer obigen Definition existieren. Wohl wird die planetarische ekotropische Westdrift stark durch den Wechsel von Festland und Meer verzerrt, so daß der zirkumpolare Ringstrom eine völlig asymmetrische Gestalt erhält. Daher überwiegt die — auch von *Albrecht* (55) in ganz anderem Sinne herausgestellte — Wirkung der amerikanischen Kordillerenkette derart stark, daß das Zentrum des zirkumpolaren Höhentiefs im Jahresmittel 1949 (23) an der Nordostküste von Baffinland, etwa unter 74° Nord und 75° West, also rund 1800 km vom Pol entfernt liegt. Hier handelt es sich also um eine dynamische Wirkung der Land-Meerverteilung, die keine Winde mit jährlicher Periode hervorruft, die man also zweckmäßig nicht als monsunal bezeichnet. Der von *Scherhag* geschilderte, sich selbst verstärkende thermische Mechanismus der monsunalen Höhenzirkulation (26) muß daher durch die dynamische Wirkung der Reibung etwas modifiziert werden.

Auf die mit dieser Fragestellung aufs engste zusammenhängenden Kältepole der freien Atmosphäre (21) kann in diesem Zusammenhang weiter nicht eingegangen werden.

2. Europa.

Der vieldiskutierte „europäische Monsun“ existiert im Sinne unserer obigen Definition nicht; eine Richtungsänderung der resultierenden Windströmung gibt es zwar, aber sie beschränkt sich im allgemeinen (vgl. *Conrad* [1]) auf wenige Striche der Windrose. Die Bezeichnung hat nur Sinn für charakteristische Großwetterlagen; so darf man z. B.

die sommerlichen Nord-, Nordwest- und Troglagen (mit hohem Druck über dem Ostatlantik) als typisches Beispiel europäischer Sommermonsun-Situationen ansehen, ebenso die Ost- und Südostlagen (mit hohem Druck über Nordeuropa und Rußland) als Beispiel einer europäischen Wintermonsun-Situation. Letztere sind aber nur in strengen Wintern so häufig, daß sie sich noch im Monatsmittel durchsetzen. Die sommerlichen Westlagen tragen an sich planetarischen Charakter, ebenso wie die gleichen Lagen in anderen Jahreszeiten. Immerhin kommt es vor, daß im langjährigen Tagesmittel zu einzelnen Terminen (besonders typisch etwa um den 20. Januar, wo in 51% aller Fälle kontinentale Hochlagen beobachtet werden und in 59% die Zufuhr maritimer Luft nach Mitteleuropa abgeriegt ist [56, 57]) östliche Winde überwiegen. Die Arbeiten von *Roediger* (58), *W. Schmidt* (59), *Alt* (60), neuerdings noch *Meyer* (61) lassen die Anwendung des Monsunbegriffs als nicht unberechtigt erscheinen; besonders schön tritt das hervor bei den von *W. Schmidt* und *Alt* entworfenen Karten der charakteristischen Windströmungen (die die stärkste jahreszeitliche Änderung aufweisen) hervor. Doch sollte man hier wegen des häufigen Wechsels der Großwetterlagen immer nur von monsunartigen Witterungsabschnitten sprechen.

Tabelle 5

Windhäufigkeiten an der deutschen Küste

Land = S + SE + E, See = W + NW + N).

Station	Winter		Sommer	
	Land	See	Land	See
Rossitten	46,2	26,6	20,7	58,7%
Swinemünde	39,1	34,0	18,7	48,5%
Borkum	35,1	24,5	17,2	52,4%

Immerhin gibt es auch einen jahreszeitlichen Wechsel der Windrichtung um fast 180° an den europäischen Küsten. *Berg* (62) hat gezeigt, daß in Köslin (Ostpommern) die resultierende Windrichtung im Frühsommer (Mai-Juni) NNW bzw. WNW beträgt, im Winter (Dezember-Februar) dagegen S; auch in Treuburg, Helgoland und Holland schwankt die Richtung der Luftversetzung um 116—170°, während im Binnenland die Ausschlagweite bis auf 23° (München) zurückgeht. Eine Betrachtung der Windstatistiken in der Klimakunde des Deutschen Reiches (63) bestätigt diese Auffassung für die gesamte Ostseeküste, in etwas geringerem Maße auch für die Nordseeküste (Tabelle 5); in diesen Bereichen überwiegen im Winter Landwinde aus dem SE-Sektor, im Sommer dagegen Seewinde aus dem NW-Sektor. Die Höhenwindmessungen (z. B. in Königsberg [64]) ergaben in 1000 m Höhe nur noch eine Schwankung der Resultanten um 24°, in 2000 m um 13° um W. Für Westdeutschland gilt nach den vom Schönwettereinfluß freien elektrischen Peilungen (*Berg* [65]) das gleiche, und in Holland (de Bilt, nach *Bleeker* [66]) schwankt die Resultierende in 1—2 km nur um 3°!

Auch an der europäischen Nordküste gibt es einen ähnlichen jahreszeitlichen Windwechsel, besonders im Bereich von Kola und dem Weißen Meer. Hier beobachten wir z. B. in Vardö im Winter 17% Ostwinde (NE + E + SE) und 57% Westwinde (SW + W + NW); im Sommer betragen die gleichen Häufigkeiten 37 und 25%. Ähnlich in Mesen: im Winter 12% Ostwinde und 48% Westwinde, im Sommer dagegen 35% Ostwinde und 24% Westwinde. Hier macht sich das im Sommer (besonders Frühsommer) auftretende

*) Dieser geht auch bereits aus den in (77) veröffentlichten Zugbahnen der Zyklonen hervor.

Polarhoch mit den resultierenden Ostwinden bemerkbar, während im Winter der hohe Druck über dem Land liegt. In der Höhe tritt aber der Einfluß des seichten Polarhochs sehr rasch zurück, und in Murmansk herrschen schon in 1000 m Höhe Westwinde in 67% (Winter) bzw. 53% (Sommer) vor.

3. Nordasien.

In Nordsibirien ist ein ganz eindeutiger monsunartiger Windwechsel seit längerem bekannt (vgl. *Hann-Knoch* [67]). Als Beispiel mögen einige schon landeinwärts gelegenen Stationen (68) gewählt werden; hier herrschen im Winter Winde aus SW (S + SW + W),

im Sommer solche aus NE (N + NE + E) durchaus vor. In Bulun weht im Winter der Wind in 8% aus NE gegen 50% aus SW, im Sommer dagegen 54% NE und 28% SW; in Sredne Kolymsk finden wir ganz ähnlich im Winter 8% NE und 48% SW, im Sommer 49% NE und 20% SW, und in Werchojansk (nur 3 Jahre) weht im Winter 23% NE und 77% SW, im Sommer dagegen 56% NE und 32% SW. In der freien Atmosphäre können wir die Windstatistiken von Werchojansk (69) als repräsentativ heranziehen; hier wehen in 1000 m Höhe im Sommer 45%, im Winter 72% der Winde aus dem SW-Sektor, dagegen 44 bzw. 24% aus dem NE-Sektor.

Tabelle 6

Resultierende Luftversetzung über der ostsibirischen See (72—75° N, 160—165° E) nach den Daten der „Maud“-Expedition (180° = S, 270° = W).

Höhe		0	1	2	3	4	5	8 km
Sommer	Richtung	169	211	215	217	230	239	253°
	Geschwindigkeit	1,3	2,8	2,7	4,0	3,9	3,9	6,9 m/sec
	Beständigkeit	38	37	37	50	52	44	41%
Winter	Richtung	95	150	169	188	220	233	240°
	Geschwindigkeit	0,8	2,0	2,1	2,3	3,1	3,4	4,3 m/sec
	Beständigkeit	25	26	26	27	33	33	39%

Die Höhenwindmessungen über Nordsibirien und dem angrenzenden Polarmeer belegen mit aller Deutlichkeit die Existenz eines Höhentrogos über Ostsibirien, dessen Achse etwa von den Neusibirischen Inseln aus nach SW verlaufen muß. Während im Gebiet West- und Mittelsibiriens (Swerdlowsk, Krasnojarsk, Semipalatinsk, Irkutsk), ebenso auf Nowaja-Semlja, aber auch im Amurgebiet (Chabarowsk, Wladiwostok), und in der Mongolei (Urga), oberhalb rund 3 km im Sommer wie im Winter eine resultierende Strömung aus NW bis WNW gefunden wird (70), finden wir in den Höhenwindmessungen *H. U. Sverdrups* auf der „Maud“ (71), ostwärts der Neusibirischen Inseln (72—75° N, 160 bis 165° E) bis 8 km Höhe einwandfrei belegt (Tab. 6) das Vorherrschen einer SW-WSW-Strömung (im Winter bis 3 km noch E-S). Diese wird durch die russischen Messungen von Werchojansk und der Ljachow-Insel im Winter vollauf bestätigt, während im Sommer die Trogachse sich etwas nach Osten verschiebt. Daher hat Werchojansk (69) im Winter in der ganzen Troposphäre resultierende S-SW-Winde, im Sommer dagegen dreht der Wind von SE am Boden rasch über W-NW bis NNW in 5 km und darüber. Die modernen Höhenkarten bestätigen diese Lage des Höhentrogos; im Mittel des Jahres 1949 zieht er sich von den Neusibirischen Inseln aus über Kamtschatka nach der japanischen Ostküste hin, schwankt also zwischen 140° und 160° Ostlänge. Im Zentrum dieses Höhentrogos liegt der — im Sommer nahezu verschwindende — ostsibirische Kältepol der freien Atmosphäre.

Der monsunale Windwechsel Nordsibiriens beschränkt sich also ebenso wie der an der deutschen Ostseeküste oder im Raume des Weißen Meeres jeweils nur auf eine ganz seichte Bodenschicht, und bereits in 1000 m Höhe oder wenig darüber weht eine jahreszeitlich nahezu konstante Strömung überwiegend aus westlichen Richtungen.

4. Ostasien.

Die geringe Mächtigkeit des noch von *Conrad* (1) als Muster eines echten Monsuns angesehenen ostasiatischen Monsuns ist in Teil II eingehend dargestellt wor-

den. Ostasien gehört (mit Ausnahme von Südchina im Sommer) zum Bereich der außertropischen Westdrift; die Südostströmung des Sommers erreicht im Durchschnitt nur 400—700 m, während darüber westliche Winde wehen, die auch nahezu allein für die „Monsoonregen“ verantwortlich sind.

Die Verhältnisse ähneln — wie auch *Lautensach* (72) betont — weitgehend denen an der Ostküste Nordamerikas. Das gilt auch für die mittlere Lage der wetterwirksamen Frontalzonen, von denen wir jeweils zwei unterscheiden müssen:

Nordamerika: Ia) atlantische Hauptfrontalzone etwa parallel der Ostküste (Einzugsgebiet Südstaaten und Südwesten der USA, Sommer 30—40°, Winter 20—25° Breite).

Ib) amerikanisch-arktische Frontalzone, etwa längs 50—55° Breite quer durch Kanada (Alberta-Tiefs).

Ostasien: IIa) pazifische Hauptfrontalzone etwa parallel der Ostküste (Einzugsgebiet Westchina und Tibet, Sommer 30—40°, Winter 20—25° Breite).

IIb) asiatisch-arktische Frontalzone, etwa 50—55° Breite quer durch Ostsibirien (Baikalsee).

Leider ist die unter IIa) genannte Hauptfrontalzone für den Sommer in allen bisherigen Weltkarten der Frontalzonen nicht berücksichtigt worden, obwohl sie in den Zyklonenzugbahnen von *Sung* (73) bereits 1937 deutlich hervortritt (Typen IV—VI); vgl. auch die in (72) und (75) verarbeitete Literatur. Ebenso hat *W. Haude* (74) die Rolle dieser Hauptfrontalzone bereits 1935 erkannt; sie erhält zeitweise Anschluß an die „eigentliche Polarfront“, die hier unter IIb) erwähnt wird. Seine auf Grund umfangreicher aerologischer Messungen im Gelände gewonnene Auffassung entspricht vollauf der in Teil II vertretenen, wenn auch dem SE-Monsun bei dem Herantransport von Wasserdampf eine etwas größere Rolle beigemessen wird.

Inzwischen kann auf Grund neuester aerologischer Unterlagen — insbesondere nach Ausdehnung der Höhenkarten auf ganz Süd- und Ostasien, sowie (14)

— die Frage der Beziehungen zwischen ostasiatischem und indischem Sommermonsun, die in Teil II (1948) absichtlich noch offengelassen wurde, eindeutig beantwortet werden. Auf Grund der Bodenwinde und der Luftdruckverteilung kommt man — vgl. *Bjerknes/Bergeron* 1933 (13), sowie *Haurwitz/Austin* (39) und andere Autoren — ungezwungen zu einer Verbindung zwischen der indischen Monsunkonvergenz und der chinesischen Polarfront, so daß verschiedene Autoren eine einheitliche Konvergenzlinie vom afrikanischen Sudan über Nordindien bis nach Nordchina in etwa 40° Breite zeichnen, die dann wieder stark nach Süden in Äquatornähe zurückbiegt. Am vollständigsten und besten belegt bringt noch jüngstens diese Auffassung *Lautensach* (75) in einer Stromlinienkarte. Betrachtet man aber die Dinge von dem heute gewonnenen Standpunkt der allgemeinen Zirkulation wie auf Grund des — vom Bodenwind weitgehend unabhängigen — aerologischen Materials, dann erscheint diese Auffassung als unzweckmäßig.

Die ITC, der die indische Monsunkonvergenz als ein weit nach N vorgeschobenes Teilstück angehört, grenzt die äquatoriale Westwindzone gegen den Passat, also die tropische Ostströmung ab. Die pazifische Hauptfrontalzone bildet, wie in Teil II gezeigt wurde, eine Konvergenz innerhalb der außertropischen Westwindzone. Ein Zusammenschluß beider ist nur möglich, wenn die tropische Passatzzone auch aerologisch eine Unterbrechung erfährt. Dies ist aber im Mittel nachweislich nicht der Fall. Als Beleg hierfür dienen — abgesehen von den Höhenkarten Abb. 21 und Abb. 23 — die Pilotvisierungen von Hongkong (Abb. 19). Sie zeigen im Sommer am Boden den seichten SE-Monsun, der in 1—2 km übergeht in den der äquatorialen Westwindzone angehörigen SW-Monsun. Ab 3 km setzt sich aber die passatische Ostströmung wieder durch, die bis 8 km nachgewiesen ist. Andererseits wehen über Tibet und dem westchinesischen Berglande das ganze Jahr über westliche Winde, die (vgl. die Höhenkarten) durch eine Divergenzzone — eine antizyklonale Scherungsfläche — von der tropischen Ostströmung getrennt sind. Die ostasiatische „Monsunkonvergenz“, die in Wahrheit mit dem nur ganz seichten SE-Monsun kaum etwas zu tun hat, sondern einen Zusammenschluß südwestlicher und nordwestlicher Winde in der freien Atmosphäre darstellt, verlängert sich im pazifischen Raum (aerologisch betrachtet) nach WNW in das Gebiet des Aleutentiefs. Bei einer durchlaufenden westlichen Strömung in der freien Atmosphäre ist die von *Lautensach* — wie von seinen Vorgängern — gezeichnete Front zwischen E_m und NT_m , die von der japanischen Inlandsee aus nach Süden bis etwa zum 15. Breitengrad führt, zum mindesten fraglich. Sie kann vorhanden sein, insbesondere nach Beginn der Saison der Taifune, die in einer der bekanntesten Lücken zwischen den Zellen des Subtropenhochgürtels aus der ITC-Region am Westhang des nordpazifischen Subtropenhochs nach Norden driften und in die außertropische Westdrift einbezogen werden; genau so ist es auch über dem Golf von Mexiko, wo die westatlantischen Hurrikane nordwärts umbiegen. Aber der weitaus größte Teil der nordpazifischen Zyklonen entsteht nicht an der ITC, schon gar nicht etwa an der indischen Monsunkonvergenz, sondern über Innerasien oder Sibirien. Die von *Lautensach* gegebene Karte spiegelt infolgedessen nur die Bodenwindverhältnisse wieder, nicht aber die großen, von der Luftmassenverteilung und der allgemeinen Zirkulation abhängigen, den gesamten Wetterablauf kausal-genetisch beherrschenden Frontalzone. Hier müssen wir die außertropisch-ostasiatische Frontalzone zwischen Kaltluft im N und

Warmluft im S scharf trennen von der innertropisch-indischen Konvergenzzone, längs der Luftmassen von nahezu gleichem Wärmeinhalt aneinander geführt werden. Auch erscheint es nicht möglich, die nordtropisch-maritime Luftmasse einfach mittels Stromlinien von 20° Nordbreite bis hinauf nach Kamtschatka und dem ochotskischen Gebirge in 60° Breite zu führen; hier sind ganz verschiedene Luftmassen beteiligt, wie jede moderne Höhenkarte zeigt. In Wahrheit stellt die diese Luftmasse begrenzende meridionale „Front“ offenbar nichts anderes dar als die Spur des Höhentrog zwischen den Zellen des subtropischen Hochdruckgürtels, der zugleich auch die Umbiegung der Taifune — nach den Untersuchungen von *Riehl* u. a. — verursacht.

Wir sehen, wie die heutige dreidimensionale Betrachtungsweise zu ganz anderen Zuordnungen gelangt, als die frühere, vom Boden her bestimmte Deutung. Auch die Heranziehung der Luftmassen allein genügt nicht; wenn über Nordchina eine E_m -Masse angenommen wird, dann ist das — auch nach Auffassung der chinesischen Meteorologen — nur in einzelnen Wetterlagen begründet. Der Hauptvorteil der heutigen aerologischen Synoptik liegt in der Möglichkeit, die dreidimensionale Verteilung von Temperatur (= Luftmassen), Druck und Wind zu kombinieren und so gegenseitig zu kontrollieren, was auf Grund der älteren Stromlinienkarten nie möglich war. Diese Betrachtungsweise, die *V. Bjerknes* 1912 entwickelt und *Scherhag* (26) 1934 in die tägliche Praxis des Wetterdienstes eingeführt hatte, bringt auch für die Klimatologie die entscheidende Wende zu einem dynamisch-genetischen Verständnis der Tatsachen.

5. Nordamerika.

Daß in einigen Teilen Nordamerikas ein monsunartiger Windwechsel existiert, ist bereits seit *Blodget* (1857) und *Ferrel* (1889) bekannt; hier müssen wenige Bemerkungen genügen. Ein Windwechsel um rund 180° existiert an der Ostküste nirgends (76); insbesondere gibt es keine Parallele zum ostasiatischen Sommermonsun, bei dem südöstliche Bodenwinde vorherrschen. Wahrscheinlich hängt das mit der stärker ozeanwärts verschobenen Lage der amerikanisch-atlantischen Hauptfrontalzone bzw. des Höhentrog zusammen, also letzten Endes mit der geringeren Breite des amerikanischen Kontinents.

Wohl aber existiert an der Golfküste und in Texas ein Wechsel zwischen südlichen Winden im Sommer und nördlichen im Winter (76). Wie die Höhenkarten lehren — vgl. neben (21) vor allem die schöne Darstellung von *Ekhart* (47) —, schiebt sich hier in 30 bis 35° Breite im Sommer in der Höhe das Subtropenhoch nordwärts vor, und die bis etwas über 6 km reichenden östlichen Komponenten sind hier schon Teile der tropischen Ostströmung, während im Winter sich die außertropische Westdrift völlig durchsetzt. Die nördlichen Komponenten des Winters reichen nicht hoch, während im Sommer das Vorzeichen der meridionalen Zusatzkomponente örtlich-zeitlich in der freien Atmosphäre schwankt.

Im Süden Kaliforniens finden wir einen ähnlichen Wechsel zwischen nördlichen Winden im Winter und südlichen im Sommer. Auch dieser Wechsel hängt mit den Druckverhältnissen in der freien Atmosphäre zusammen, wo das sommerliche Höhenhoch über Arizona (*Reed* 1934) — in seiner Genese dem ungleich mächtigeren und ausgedehnteren über Nordindien und Zentralasien (s. S. 39) verwandt — an der kalifornischen Südküste eine hochreichende Südströmung veranlaßt, die im Winter wegen der Ausbildung des großen Höhentrog über den zentralen Ebenen und dem

Osten Nordamerikas auf WNW dreht. (Auf eine offenbar homologe Situation über Mittelchile (77) sei nur andeutungsweise hingewiesen; die Südhalbkugel bleibt hier zunächst außer Betracht.)

Tabelle 7
Windhäufigkeiten in der amerikanischen Arktis
(Sektor SW = S + SW + W usw.).

Station	N-Breite	W-Länge	Winter		Sommer	
Aklavik	68,2°	134,8°	S 30%	N 28%	S 20%	N 49%
Coppermine	67,8°	115,2°	SW 63%	NE 11%	SW 24%	NE 49%
Pangnirtung	66,1°	65,5°	SW 29%	NE 26%	SW 67%	NE 15%
Resolution Isl.	61,3°	64,9°	W 64%	E 22%	W 46%	E 47%
Tanana	65,2°	156,1°	NE 54%	SW 17%	NE 25%	SW 39%
Nome	64,5°	165,4°	NE 66%	SW 8%	NE 32%	SW 44%

Tabelle 8
Resultierende Luftversetzung und Wolkenzug über Fort Rae
(NW-Kanada, 63° N, 116° W) (270° = W, 360° = N).

Höhe		0,3	1	2	3	5 km	Ac, As	Ci, Cs
Sommer	Richtung	156	205	241	264	276	280	289°
	Geschwindigkeit	1,2	1,6	2,3	3,0	3,7	6,3	9,9 m/sec
	Beständigkeit	21	24	33	38	42	53	62%
Winter	Richtung	315	318	319	319	315	324	306°
	Geschwindigkeit	2,7	4,2	7,4	9,2	11,9	11,8	23,6 m/sec
	Beständigkeit	42	57	78	67	69	55	75%

Weniger bekannt sind die Verhältnisse in der kanadischen Arktis, wo erst jetzt ausführlicheres Beobachtungsmaterial vom Boden (78) und aus der Höhe (50) zur Verfügung steht. Hier existiert — in voller Homologie zu den für Nordsibirien geschilderten Verhältnissen — ein ausgeprägter jahreszeitlicher Windwechsel, den Tabelle 7 auszugsweise wiedergibt. Auch dieser — je nach den örtlichen Temperatur- und Druckverhältnissen sehr variable — monsunartige Windwechsel der bodennahen Schichten (vgl. vor allem die an der kanadischen NW-Küste gelegenen Stationen Aklavik und Coppermine) reicht nicht hoch hinauf. Die Höhenwindmessungen z. B. von Coppermine (79) (50) liefern schon in 500 m im Sommer wie im Winter eine resultierende WNW-Strömung, die darüber noch auf NW dreht. Auch im kanadischen Binnenland (z. B. Fort Rae [80]) haben wir den gleichen seichten jahreszeitlichen Windwechsel zwischen SE im Sommer und NW im Winter, während darüber nach Höhenwindmessungen und Wolkenbeobachtungen eine W-NW-Strömung herrscht, deren Beständigkeit 50—75% beträgt (Tab. 8). Diese nordwestliche Strömung finden wir im größten Teil Kanadas von der Mackenzie-Mündung über das Hudsonmeer bis zum Lorenzstrom — Aklavik, Coppermine, Norman Wells, Chesterfield Inlet, Port Churchill, Port Harrison, Coral Harbour (Southampton-Insel), St. Hubert nahe Montreal — als Parallele zu Mittel- und Westsibirien. Der dem ostsibirischen aerologischen Kältepol homologe kanadische Kältepol liegt im statistischen Mittel über Baffinland (21); von hier erstreckt sich ein Höhentrog nach dem Golf von Mexiko, im Winter über die Hudsonbucht und die großen Ebenen, im Sommer stärker längs der Ostküste. Daher finden wir über der Davisstraße und Westgrönland eine südliche Komponente der Höhenströmung, die gleichfalls das ganze Jahr durch nachweisbar ist. Auch hier stellt der monsunale Windwechsel (Resolution Island,

Pangnirtung, vgl. Tab. 7) nur einen seichten Vorgang dar.

Auch über Alaska (76) gibt es einen ähnlichen seichten jahreszeitlichen Windwechsel zwischen winterlichen NE-Winden und sommerlichen SW-W- und NW-Wind, bei denen erstere mit den ziemlich häufigen polaren Hochdruckrücken zusammenhängen. Auch dieser Windwechsel reicht nicht hoch hinauf, da in der freien Atmosphäre zu allen Jahreszeiten Winde um SW (an der Ostseite des ostsibirischen Höhentrog, wie auch über der Tschuktschen-Halbinsel) überwiegen. Leider sind für Alaska bisher nur kürzere Höhenwindmeßreihen (81) veröffentlicht.

6. Ergebnis.

Ohne in diesem Rahmen irgendwelche Ansprüche auf Vollständigkeit zu erheben — die einer monographischen Darstellung vorbehalten bleiben muß — können wir an Hand der aufgezählten Beispiele sagen, daß der jahreszeitliche Windwechsel, den wir eingangs als Monsun definiert haben, der außertropischen Breiten im allgemeinen nur eine geringe Mächtigkeit von meist weniger als 1000 m hat. Die außertropischen Monsune sind meist auf die bodennahe Reibungsschicht beschränkt, während in höheren Schichten der Troposphäre entweder nur geringfügige oder gar keine jahreszeitlichen Richtungsunterschiede auftreten. Sie sind daher auch für das Wettergeschehen ziemlich bedeutungslos („Scheinmonsun“ nach Knoch (77)).

Vom Standpunkt der planetarischen Zirkulation (Teil I) aus gesehen, finden wir zwei Hauptzonen monsunaler Windwechsel außerhalb der Tropenzone:

a) Grenzgebiet zwischen polaren Ostwinden und außertropischem Westwind im Bereich der subpolaren Tiefdruckfurche: Alaska, Nordwest-

kanada und Hudsonbai-Gebiet, Nordnorwegen, Kola und Weißes Meer, Nordsibirien.

b) Grenzgebiet zwischen außertropischem Westwind und tropischem Ostwind (Passat) im Bereich der subtropischen Hochdruckgürtel: Südkalifornien, Golf von Mexiko und Texas, Ostasien. Ferner gehören hierzu (nicht weiter ausgeführt): Mittelchile (77), Südküste von Südafrika (82), teilweise auch das östliche Mittelmeergebiet mit Unterägypten, Australien in etwa 35° Breite (87).

Diese beiden Zonen liegen im Schwankungsbereich der subpolaren Tiefdruckrinne einerseits, des subtropischen Hochdruckgürtels bzw. der planetarischen Frontalzone andererseits. In diesem Grenzgebiet verlagern sich die großen planetarischen Windscheiden zeitweise polwärts, zeitweilig äquatorwärts. Im Grenzgebiet des nur sehr seichten polaren Hochs überwiegen ständig westliche Winde in der freien Atmosphäre, während im Grenzgebiet des subtropischen Hochdruckgürtels u. U. die Ostströmung nach dem Äquator zu rasch an Mächtigkeit zunehmen kann (Südchina, Golf von Mexiko). Jedesmal kommt es in Bodennähe im Küstengebiet — teilweise im Binnenland — zu einem jahreszeitlichen Windwechsel wobei die Bodenreibung und thermische Unterschiede starke lokale Unterschiede der jeweils vorherrschenden Winde verursachen.

Die bemerkenswerte Konstanz der Strömung der freien Troposphäre mindestens ab 3000 m (700 mb) im Jahresverlauf (21) gehört zu den besonders beachtenswerten Befunden der neuen aerologischen Epoche der Meteorologie. Die Ursache hierfür liegt (s. S. 44) in der Tatsache, daß die Höhenströmung nicht nur thermisch, sondern in mindestens ebenso hohem Maße auch dynamisch beeinflusst wird, wobei die Hochgebirge eine ganz besondere Rolle spielen. Dieser dynamische Einfluß der Reibung bewirkt die jahreszeitliche Konstanz der Strömung — die durch thermische Unterschiede der Jahreszeiten nur geringfügig modifiziert wird.

Mit diesen beiden Ergebnissen muß die bisherige Auffassung von der Rolle der Kontinente im Rahmen der allgemeinen Zirkulation wesentlich revidiert werden. Das „Atmen der Kontinente“ (Myrbaek u. a.) darf nicht überschätzt werden; vielmehr beschränkt sich dieses Atmen in höheren Breiten auf eine relativ seichte Bodenschicht. In subtropischen Breiten kommt es allerdings zum Aufbau sommerlicher Höhenhochdruckgebiete über Asien und Nordamerika, die bis in die Stratosphäre reichen. Aber mindestens ebenso bedeutsam ist die ganzjährige Reibungswirkung, die sich bis mindestens 16 km Höhe (wahrscheinlich allgemein über 20 km) verfolgen läßt und ständig die Höhenströmung am Westrand der Kontinente polwärts, am Ostrand äquatorwärts ausbiegen läßt. Sie begrenzt die vertikale Ausdehnung der monsonalen, thermisch bedingten Strömungen in der freien Atmosphäre.

Ganz allgemein darf hier gesagt werden, daß jede ernsthafte genetische Deutung und Einteilung der Klimate heute nur noch mittels der hier durchgeführten dreidimensionalen Betrachtungsweise möglich ist. Diese setzt die Beherrschung des Rüstzeuges der aerologisch-synoptischen Methoden voraus, wie überhaupt die mitten in der Entwicklung begriffene Witterungsklimatologie die Verbindung der statistischen und vergleichenden Betrachtungsweise der Klimatologie mit den Methoden der aerologischen Synoptik fordert. Gewiß kann der erfahrene Aerologe aus Wettervorgängen vielfach rückwärts fehlende Messungen aus der freien Atmosphäre ersetzen; aber jede vom Boden allein ausgehende Betrachtung trägt immer die Gefahr von Fehlschlüssen in sich. Die grundlegende Bedeutung dieser

Gedankengänge für Klimatologie und Paläoklimatologie muß in anderem Zusammenhang näher dargelegt werden (95).

Zusammenfassung.

Auf Grund einer eingehenden synoptisch-klimatologischen Analyse des umfangreichen aerologischen Beobachtungsmaterials wird eine neue Deutung der als Monsun bezeichneten jahreszeitlichen Windwechsel gegeben. Diese lassen sich in allen Zonen letzten Endes auf — thermisch wie dynamisch bedingte — jahreszeitliche Verlagerungen der planetarischen Windgürtel zurückführen. Dabei handelt es sich in den Tropen um Verlagerungen der Grenzen der neuentdeckten äquatorialen Westwindzone — der sämtliche tropische Monsune mit westlicher Strömung, 1–6 km mächtig, angehören — gegen die Passate. Letztere sind überall stabil geschichtet und relativ trocken, während die Äquatorialluft labil geschichtet und feucht ist. In den höheren Breiten existieren zwei Hauptzonen monsonaler Windwechsel: der Übergang zwischen polarer Tiefdruckfurche und Polarhoch, sowie das Grenzgebiet der subtropischen Hochdruckgürtel. Die hierher zählenden „Monsune“ sind (besonders in der erstgenannten Zone) seicht und dynamisch wie wettermäßig belanglos; ihre Richtung wird durch Temperaturunterschiede und Bodenreibung modifiziert.

In der freien Atmosphäre höherer Breiten existiert neben dem jahreszeitlich wechselnden Temperaturunterschied zwischen Land und Meer auch ein ganzjährig in gleicher Richtung wirksamer dynamischer Effekt der (großräumigen) Reibung (Theorie von Charney und Eliassen). Er verursacht zyklonale Krümmung der Höhenströmung und troposphärische Abkühlung an den Ostküsten, antizyklonale Krümmung und Erwärmung an den Westküsten der Kontinente. Dieser Effekt begrenzt die vertikale Reichweite der monsonalen Windwechsel und verursacht auch die exzentrische Lage der Kältezentren der Nordhalbkugel.

Summary:

Tropical and Extratropical Monsoon Circulation.

Departing from an exhaustive synoptical and climatological analysis of all available aerological observational records a new interpretation of the seasonal wind shifts known as monsoons is attempted. They can be traced back in all zones to the seasonal movement of planetary wind belts, produced by thermic and dynamic phenomena. In the tropics it involves the advance toward the trade wind area of the boundaries of equatorial westerlies — including all tropical monsoons of westerly direction and vertical extension from 1 to 6 kms. While trade winds are stable throughout and relatively dry, the equatorial air masses are unstable and wet. In higher latitudes there exist two principal belts of monsoonal wind shift: the transitional area from the subpolar low pressure trough to the polar high, and the border area of subtropical high pressure ridges. These „monsoons“ (especially in the former area) are shallow and dynamically and meteorologically insignificant, their direction being modified by the variation of temperature and surface friction.

In the free atmosphere of higher latitudes there occurs — beside seasonal variations of temperature difference between land and sea — also a dynamical effect of (large-scale) ground friction throughout the

year (theory of Charney and Eliassen). It produces cyclonic curvature of the upper air stream and tropospheric cooling along the east coasts, anticyclonic curvature and heating along the west coasts of continents. This effect limits vertical extension of the so called monsoonal wind shifting and causes also the excentric situation of cold centres in the northern hemisphere.

Literatur:

1. V. Conrad: Zur Definition des Monsuns. Meteor. Z. 54, 313—317 (1937); vgl. Meteor. Z. 56, 387—389 (1939).
2. I. G. Charney, A. Eliassen: A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies. Tellus 1, 2, 38—54 (1949).
3. R. D. Fletcher: The general circulation of the tropical and equatorial atmosphere. J. Meteor. 2, 167—174 (1945).
A. Defant: Allgemeine atmosphärische Zirkulation in äquatorialen Gebieten. Verh. Schweiz. Naturf. Ges. 1946, 97—98.
4. H. Flohn: Eine äquatoriale Westwindzone als Glied der allgemeinen Zirkulation. Z. f. Meteor. 3, 240—246 (1949).
5. A. Wagner: Zur Aerologie des indischen Monsuns. Gerl. Beitr. Geophys. 30, 196—238 (1931).
6. K. R. Ramanathan, K. P. Ramakrishnan: The general circulation of the atmosphere over India and its neighbourhood. Mem. Ind. Meteor. Departm. 26. 10 (1939).
7. P. S. Hariharan: The normal 17hrs monthly contours corresponding to the 850 mb and 700 mb isobaric surfaces over India. Ind. Meteor. Departm. Scient. Notes 131 (1949).
8. K. R. Ramanathan, B. A. Ramakrishnan: The Indian Southwest-Monsoon and the structure of depressions associated with it. Mem. Ind. Meteor. Departm. 26, 2 (1933).
9. N. K. Sur: On the physical characteristic of fronts during the India Southwest-Monsoon. Mem. Ind. Meteor. Departm. 26, 3 (1933).
10. J. S. Sawyer: The structure of the intertropical front over NW-India during the Southwest-Monsoon. Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc. 73, 346—369 (1947), Diskussion a. a. O. 74, 387—401 (1948).
11. K. Schneider-Carius: Betrachtungen zur Aerologie des indischen Monsuns. Geofis. pura e appl. 13, 189—212 (1948).
12. M. T. Yin: A synoptic aerologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma. J. Meteor. 6, 393—400 (1949).
13. V. und J. Bjerknes, T. Bergeron, H. Solberg: Physikalische Hydrodynamik. Berlin (1933).
14. Publ. Weather Research Center. Climate and Weather of Southeastern Asia, Part I: India, Burma and Southern China. 5, Nr. 3, Washington (1942).
15. E. V. Newnham: The climates of Addu Atoll, Agalga Islands and Tristan da Cunha. Meteor. Office, Prof. Notes 101 (1949).
16. G. Schott: Geographie des Indischen und Stillen Ozeans, Hamburg (1935).
17. C. J. Seelye: Notes on Rainfall in the Pacific. New Zealand Meteor. Office, Miscell. Meteor. Notes A 5 (1944), sowie C 1—19 (1943).
18. H. Flohn: Die planetarische Zirkulation der Atmosphäre bis 30 km Höhe. Ber. Dt. Wetterdienst US-Zone 12, 156—161 (1950).
19. K. Schneider-Carius: Die Etesien. Meteor. Rundsch. 1, 464—470 (1948).
20. H. Flohn: Witterungs-Singularitäten im Monsunklima Indiens. Ann. Hydr. 71, 289—294 (1943).
21. H. Flohn: Mittlere Druck- und Strömungsverhältnisse in der Troposphäre. In: Großwetterlagen Mitteleuropas 2, 61—64, 105—107 (1949).
22. A. Schmauß: Schwankungen der Niederschlagsbereitschaft über West- und Mitteleuropa. Dt. Meteor. Jahrb. Bayern 1929, F.
23. Monatsbericht „Die Großwetterlagen Mitteleuropas“, herausg. v Zentralamt f. Wetterdienst in der US-Zone, Bad Kissingen 1948 f.
24. H. Flohn: Zum Klima der Hochgebirge Zentralasiens. Meteor. Rundsch. 1, 95—97 (1947).
25. R. Ananthakrishnan: On the thermal structure of the Atmosphere over Agra. Mem. Ind. Meteor. Departm. 27, 4 (1948).
26. R. Scherhag: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin-Göttingen, Heidelberg (1948).
27. H. Flohn: Zur Kenntnis des Klimas der freien Atmosphäre über Sizilien. Geofisica pura e applicata 15, 195—205 (1949).
28. E. Ekhart: Die Strömung der Luft über Afrika und den angrenzenden Gebieten. Forsch. Erfahr. Ber. RWD A 10 (1941).
29. H. Flohn: Zur Rolle des Oberpassats in der allgemeinen Zirkulation. Meteor. Rundsch. 1, 23—24 (1947).
30. H. Flohn: Scherhags „Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose“ und die Entwicklung der dreidimensionalen Synoptik. Meteor. Rundsch. 3, 19—27 (1950).
31. C. Braak: Klimakunde von Hinterindien und Insulinde. Handb. Klimatologie (Köppen-Geiger) 4 R, (1931).
32. C. Braak: Het Klimaat van Nederlandsch-Indie. Verh. Kon. Magn. Meteor. Obs. Batavia 8 (1921-29).
33. W. v. Bemmelen: Der intertropische Teil der allgemeinen Zirkulation nach Beobachtungen von Batavia. Meteor. Z. 41, 133—141 (1924).
34. Ch. E. Deppermann: Upper-air circulation (1—6 km) over the Philippines and adjacent regions. Manila 1940, Ref. Bull. Amer. Met. Soc. 24, 84 (1943).
35. A. H. Glenn: Circulation and convergence in the equatorial zone between 95° E and 160° E: December to February. Bull. Amer. Meteor. Soc. 28, 453—464 (1947).
36. K. Schneider-Carius: Klimazonen und Vegetationsgürtel in tropischen und subtropischen Gebirgen. Erdkunde 2, 303—313 (1948), 4 (im Druck).
37. C. A. Wood: Report on the weather of the Borneo-Celebes Region. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. 74, 144—160 (1948), Diskussion a. a. O. s. 387—401.
38. A. H. Glenn: Examples of topographic convergence in the equatorial zone between 95° E and 160° E. Bull. Amer. Meteor. Soc. 30, 50—55 (1949).
39. B. Haurwitz, J. M. Austin: Climatology, New York, London (1944).
40. F. Klute: Ergebnisse der Forschungen am Kilimandscharo. Berlin (1920).

41. C. Troll und K. Wien: Der Lewisgletscher am Mount Kenya. Geogr. Ann. 1949, 257—274.
42. K. Schneider-Carius: Die Schichtung der Atmosphäre über dem tropischen Ostafrika. Geofis. pura e appl. 12, 254—260 (1948).
43. Meteor. Office: Weather on the West Coast of Tropical Africa. London (1949) (M. O. 492).
44. H. Riehl: Waves in the Easterlies and the Polar Front in the Tropics. Miscell. Rep. Departm. Meteor. Univ. Chicago 17 (1945).
45. M. Rodewald: Die Entstehungsbedingungen der tropischen Orkane. Meteor. Z. 53, 197—211 (1936).
46. L. Alpert: The intertropical convergence of the eastern Pacific Region. Bull. Amer. Meteor. Soc. 26, 426—432 (1945); 27, 15—29, 62—66 (1946).
47. E. Ekhart: Zum Klima der freien Atmosphäre über USA. Beitr. Phys. fr. Atmosph. 26, 50—66, 77—106, 211—242 (1940).
48. E. Ekhart: Neue Beiträge zum Aeroklima Nordamerikas. Geof. pura e appl. 13, 210—253 (1948).
49. H. Flohn: Kontinentalität und Ozeanität in der freien Atmosphäre. Meteor. Z. 60, 325—331 (1943).
50. T. I. G. Henry, G. R. Armstrong: Aerological Data for Northern Canada. Toronto (1949).
51. F. Loewe, U. Radok: A meridional aerological cross section in the Southwest Pacific. J. Meteor. 7, 58—65, 305—306 (1950).
52. H. Flohn: Grundzüge der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf der Südhalbkugel. Arch. Geophys. Meteor. Bioklim. A 2, 17—64 (1950).
53. J. A. Boffi: Effect of the Andes Mountains on the general circulation over the southern part of South America. Bull. Amer. Meteor. Soc. 30, 242—247 (1949).
54. H. H. Lamb: Scientific results of the „Balaena“-Expedition, 1946—47. Meteor. Mag. 78, 104—112 (1949).
55. F. Albrecht: Die Aktionsgebiete des Wasser- und Wärmehaushaltes der Erdoberfläche. Z. f. Meteor. 1, 97—109 (1947).
56. H. Flohn, P. Heß: Großwittersingularitäten im jährlichen Witterungsverlauf Mitteleuropas. Meteor. Rundsch. 2, 258—263 (1949).
57. F. Baur: Zur Frage der Echtheit der sogenannten Singularitäten im Jahresgang der Witterung. Ann. Meteor. 1, 372—378 (1948).
58. G. Roediger: Der europäische Monsun. Veröff. Geophys. Inst. Leipzig 4 Nr. 3 (1929).
59. W. Schmidt: Das Klima Deutschlands. In: Deutschland, die natürlichen Grundlagen seiner Kultur. Halle, Leopoldina 1928, 21—37.
60. E. Alt: Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. Handbuch d. Klimatologie, III M, Berlin 1932.
61. W. Meyer: Der europäische Monsun. Diss. Karlsruhe (1947).
62. H. Berg: Die mittlere Luftversetzung über Mitteleuropa. Meteor. Z. 61, 73—77 (1944).
63. Reichsamt für Wetterdienst, Klimakunde des Deutschen Reiches, Band II, Tabellen, Berlin (1939).
64. H. Nautsch: Die Höhenwinde über Königsberg/Pr. Erfahrungsberichte des Deutschen Flugwetterdienstes 8, 21—52 (1933).
65. H. Berg: Ergebnisse von Höhenwindmessungen mit Hilfe elektrischer Peilungen. Meteor. Rundsch. 1, 479—483 (1948).
H. Berg: Die Höhenwindverhältnisse über Westdeutschland. Wetter und Klima 2, 97—103 (1949).
66. W. Bleeker: Der mittlere Höhenwind von De Bilt nach Pilotbeobachtungen (1922—1931). Med. Verh. Kon. Nederl. Meteor. Inst. 38 (1936).
67. Hann-Knoch: Lehrbuch der Klimatologie, Band 1, Berlin (1932).
68. W. Köppen: Klimakunde von Rußland, Handb. Klimatologie III N2, Berlin (1939).
69. H. Flohn: Zum Klima der freien Atmosphäre über Sibirien. III. Die vertikale Windverteilung über Jakutien. Meteor. Rundsch. 1, 475—478 (1948).
70. H. Flohn: Grundzüge der atmosphärischen Zirkulation über Sibirien und dem angrenzenden Polarmeer. Polarforschung 2, 143—149 (1947).
71. H. Sverdrup: Norwegian North Polar Expedition „Maud“ 1918 — 25; Scientific Results, Vol. 3, 2 (1930).
72. H. Lautensach: Ist in Ostasien der Sommermonsun der Hauptniederschlagsbringer? Erdkunde 3, 1—18 (1949).
73. Sh. W. Sung: The extratropical cyclones of eastern China and their characteristics. Mem. Nat. Res. Inst. Meteor. (Nanking) 3 (1931).
74. W. Haude: Bemerkung zur Entstehung der starken Sommerregen über Ostasien. Erdkunde 3, 241—243 (1949).
75. H. Lautensach: Der hochsommerliche Monsun in Süd- und Ostasien und auf den angrenzenden Meeren. Peterm. Geogr. Mitt. 94, 18—24 (1950).
76. R. de Courcy Ward, Ch. F. Brooks, A. J. Connor: The Climates of North America. Handb. Klimatologie II J, Berlin (1938).
77. K. Knoch: Klimakunde von Südamerika, Handb. d. Klimatologie, II G, Berlin (1930).
78. Dept. Transport Canada, Meteor. Div., Meteorology of the Canadian Arctic, 1944, sowie: Climatic Summaries for selected stations in the Dominion of Canada, Vol. I, II, Toronto (1948).
79. Dept. Transport Canada, Meteor. Div., Canadian Polar Year Expeditions 1932—33, 1, Meteorology, Ottawa (1940).
80. British Polar Year Expedition Fort Rae, N. W. Canada, 1932—33, 1, 2, London (1937).
81. L. A. Stevens: Upper air winds over northern Alaska during the International Polar Year, August 1932—August 1933, incl. Monthly Weather Rev. 62, 244—247 (1934).
82. Dept. Transport Union of South Africa, Weather Bureau, Surface Winds of South Africa, Pretoria (1949).
83. Report on the Colombo Observatory for the year 1935—37. Colombo (1936) ff.
84. A. M. Chaudhury: On the vertical distribution of wind and temperature over India-Pakistan along the Meridian 76° E in winter. Tellus 2, 56—62 (1950).
85. S. B. Solot: General circulation over the anglo-egyptian Sudan and adjacent regions. Bull. Meteor. Soc. 31, 85—94 (1950).
86. M. G. El-Fandy: Forecasting the summer weather of the Sudan and the rains that lead to the Nile Floods. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 75, 375—398 (1949); vgl. auch a. a. O. 76, 166—172 (1950).
87. A. Wegener, E. Kuhlbrodt: Pilotballonaufstiege auf einer Fahrt nach Mexiko März bis Juni 1922. Arch. Dt. Seewarte, 40, Nr. 4, 45 (1922).
88. G. Taylor: Climatology of Australia, Handb. Klimatol. IV S, 21—23 (1932).

89. J. W. *Hutchings*: A meridional atmospheric cross-section for an oceanic region. *J. Meteor.* **7**, 94—100 (1950).
90. W. *Meinardus*: Beiträge zur Kenntnis der klimatischen Verhältnisse des nordöstlichen Teils des Indischen Ozeans. *Arch. Dt. Seewarte* **13**, 7 (1893).
91. H. G. *Koch*: Meteorologische Studien im Mittelmeer. *Abh. Met. Dienst DDR* **1** (1950).
92. R. D. *Fletcher*: Modern trends in the tropical meteorology of the Americas. *Rev. Ac. Colomb. Cienc. Ex. Fis. Nat.* **7**, 552—556 (1950).
93. K. *Schneider-Carius*: Monsune und Monsunzirkulation. *Forsch. Fortschr.* **26**, 227—231 (1950).
94. L. A. *Vuorela*: Synoptic aspects of tropical regions of the Atlantic Ocean, West Africa and South America. *Diss. Helsinki* 1950.
95. H. *Flohn*: Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. *Erdkunde* (im Druck).