

Glogkendon, haben für ihre wohlfeilen Einblatt-Drucke offenbar reißenden Absatz gefunden. In kürzester Zeit mußte eine zweite und dritte Ausgabe herausgebracht werden. Auf Korrekturen im Holzstock des Karteninhaltes hat sich der drängelnde Verleger nicht einlassen wollen; nur in den Randleisten wurden schnell einige Verbesserungen nachgefügt, die sich aus den ersten Benutzererfahrungen des Jubeljahres 1500 ergeben hatten. Wohl konnte eine spezielle Romweg-Karte auch dem nicht abreißenden Pilger- und Romreiseverkehr späterer Jahre dienen. Aber die große Konjunktur dieser ersten Itinerar-Karte war mit dem Abschluß des Heiligen Jahres 1500 vorbei.

Sogleich im Jahre 1501 folgte als nächstes Werk unseres Nürnberger Meisters die stark erweiterte Landstraßen-Karte. Hier hat er Nürnberg — Etzlaubs Heimatstadt, aber auch das überragende Handelszentrum Oberdeutschlands — in den Mittelpunkt eines mitteleuropäischen Straßennetzes gestellt. In diesem Blatt wurden dann auch notwendige Korrekturen der Romweg-Karte in Ortsnamen und Gewässernetz berücksichtigt.

Außer seinen Straßenkarten der Jahre 1500 und 1501 hat unser Nürnberger Meister zum Thema der Itinerar-Karten nie wieder das Wort ergriffen. Und das, obwohl er erleben mußte, daß Martinus Waldsenmüller in den Jahren 1511 und 1513 seine originellen Unterlagen zu einer „Carta Itineraria Europae“ verarbeitete, daß Georg Erlinger von Augsburg in dem Jahre 1515 in der „heilig Römisch reich“-Karte ein Plagiat der Etzlaub-Karten herausbrachte und in den Jahren 1524 bis 1530 mit der „Gelegenhait Teutscher lannd“ eine selbständigere Verarbeitung der Etzlaubschen Karten vornahm. Kaum hatte

unser epochemachender Kartograph die Augen geschlossen, als der Sohn des ersten Verlegers, der Illuminist Albrecht Glogkendon, im Jahre 1533, offenbar ohne redaktionelle Vorarbeit des Kartenauteurs, einen inhaltlich unveränderten Neudruck der Landstraßen-Karte von 1501 herausbrachte. Dennoch ist Etzlaub nicht etwa verbittert und in Armut gestorben sondern als ein wohlhabender, in öffentlichen Amtern geehrter und geachteter Bürger der wirtschaftlich und kulturell gleicherweise führenden Stadt Nürnberg (19).

Mit seiner kulturellen Großtat, der Schaffung der ersten Straßenkarten des modernen Europa hat der Nürnberger Meister Erhard Etzlaub der deutschen Kartographie auf viele Jahrzehnte eine führende Rolle zugewiesen. Sie lag nicht allein in der Entwicklung der Straße als neuem Kartenelement. Seine Gesamtbedeutung liegt überdies in dem revolutionierenden Vorstoß gegen eine tote Kartengelehrsamkeit zu Gunsten einer Wissenschaft, die aus der Praxis für die Praxis schafft, so wie die moderne Straßenkarte geboren wurde aus den gesteigerten Verkehrsnotwendigkeiten des Heiligen Jahres 1500. Aber die Anonymität seiner Karten hat dazu geführt, daß Etzlaubs Werk in der kulturgeschichtlich interessierten Öffentlichkeit völlig unbekannt geblieben ist. Trotz *Wolkenbauers* Studien kennen die Lexika des Auslandes seinen Namen und sein Werk nicht, und von den großen deutschen Nachschlagwerken hat bisher leider nur der „Große Brockhaus“ unseren Nürnberger Meister kurz gewürdigt. Das 450-Jahr-Jubiläum seiner Romweg-Karte im Heiligen Jahr 1950 soll dazu beitragen, ihn der Vergangenheit zu entreißen.

<sup>19)</sup> H. Krüger, Deutschlands älteste Straßenkarten.

## NEUE ANSCHAUUNGEN ÜBER DIE ALLGEMEINE ZIRKULATION DER ATMOSPHERE UND IHRE KLIMATISCHE BEDEUTUNG

H. Flohn

Mit 10 Abbildungen

### *Inhaltsübersicht*

- I. Einleitung.
- II. Die allgemeine planetarische Zirkulation.
  - 1. Einwände gegen die klassische Lehre.
  - 2. Die planetarische Frontalzone.
  - 3. Aktionszentren des Luftdruckes.
  - 4. Gürtel oder Zellen?
- III. Monsunale und planetarische Zirkulation.
  - 1. Die planetarischen Windgürtel.
  - 2. Tropische Monsune und Passate.
  - 3. Außertropische Monsune.

- IV. Allgemeine Zirkulation und Klima.
  - 1. Klima und Klimaeinteilungen.
  - 2. Klimaschwankungen und Klimaänderungen.

### *I. Einleitung.*

In der Geographie gilt das Zeitalter der Entdeckungen als längst abgeschlossen; wir kennen selbst die ödesten Gegenden der Polarwelt und der Wüstengürtel. Aber das gilt nur für die Erdoberfläche selbst, nicht für die Tiefen

des Meeres und des Erdinnern und ebensowenig für die Atmosphäre, in der wir leben. Seit 50 bis 60 Jahren erst versuchen wir, Klima und Wetterablauf nicht nur am Boden, sondern auch in der freien Atmosphäre zu erfassen. Wir nennen diese Meteorologie der freien Atmosphäre nach einem Vorschlag von Köppen „Aerologie“, und diese Aerologie hat sich seit wenig mehr als 15 Jahren in der Wetterkunde vollständig durchgesetzt. Jeden Tag erscheinen in den großen Wetterdienstzentralen Bad Kissingen, in Dunstable nördlich von London, sowie in Washington (nachträglich), umfangreiche Wetterberichte, die nicht nur eine Wetterkarte der Nordhalbkugel am Boden enthalten, sondern ebenso auch solche in der Höhe, meist eine Karte des 500 mb-Niveaus. Ganze Serien derartiger Höhenwetterkarten (für 850, 700, 500, 300 bzw. 225, 100 bzw. 96 mb, entsprechend rund 1500 m, 3, 5,5, 9 bzw. 11, 16 bis 17 km, ja sogar 41 mb = 22 km) werden zweimal täglich entworfen, so daß wir heute in der Lage sind, den Wetterablauf bis weit in die untere Stratosphäre hinein zirkumpolar dreidimensional zu verfolgen (Scherbag 1948). Die Konstruktion globaler oder mindestens interhemisphärischer Karten ist nur eine Frage des Personalaufwandes und des Bedürfnisses. Die Beratung der großen Flugstrecken zwingt den Meteorologen zur Konstruktion derartiger Karten, die durch die festen Wetterschiffe (13 auf dem Atlantik, 2—4 auf dem Pazifik), die Stationen auf bisher kaum bekannten Inseln und vor allem die Fülle der Arktisstationen (allein Rußland mehr als 80!) ermöglicht wird. An mehr als 250 Stationen der Nordhalbkugel werden täglich 2—4mal Radiosonden bis in 15 bis 20 km Höhe gestartet, die während des Aufstiegs sofort Temperatur, Druck, Feuchte und Wind melden und so erst die Konstruktion laufender Höhenwetterkarten ermöglichen. Hatte vor 20 Jahren A. Wagner (1930) zu seiner bisher einzigen Klimatologie der freien Atmosphäre insgesamt nur 3000 Aufstiege über 4 km Höhe zur Verfügung, so werden heute allein in Bad Kissingen jährlich gegen 180 000 Aufstiege synoptisch verarbeitet.

Läßt man solche Serien von Boden- und Höhenwetterkarten an sich vorüberziehen, dann schält sich in immer stärkerem Umfang ein Zentralproblem oder ein ganzer Komplex von Problemen heraus: die allgemeine Zirkulation. Namen, wie Passat und Monsun, sind uns seit langem vertraut; wir verbinden damit eine ganz bestimmte Vorstellung, die in ihren Wurzeln schon über 200 Jahre alt ist (Hadley 1686, Halley 1735) und die wegen ihrer Einfachheit und Anschaulichkeit weit verbreitet ist. Der Monsun: das ist der jahreszeitlich wechselnde Wind, der im

Sommer vom kühlen Meer zum erhitzten Festland mit seinem tiefen Druck hinströmt und im Winter von dem kalten Festland mit seinem hohen Druck nach allen Seiten wegströmt zu dem wärmeren Meer. Der Passat: das ist die von beiden Halbkugeln dem Äquator zuströmende kühle Luft, die am Äquator selbst zum Aufsteigen gezwungen wird und als Antipassat in der Höhe polwärts abströmt. Die ablenkende Kraft der Erdrotation bedingt gewisse Modifikationen dieser Strömungssysteme; sie verhindert z. B. einen Antimonsun in der Höhe.

Aber unsere Wetterkarten liefern uns ein anderes Bild, das uns zwingt, diese vertrauten Vorstellungen zu revidieren, ja teilweise umzustoßen, und sie haben uns eine Reihe neuer, bislang unbekannter Tatsachen aufgezeigt. In der freien Atmosphäre, schon in 1000 bis 2000 m Höhe, sind in den letzten 10 Jahren eine Reihe folgenswerer Entdeckungen großen Stils möglich gewesen, von denen hier berichtet werden muß. Der äußere Anlaß dieser Entdeckungen war z. T. der zweite Weltkrieg in den Weiten des indisch-pazifischen Raumes.

## II. Die allgemeine planetarische Zirkulation

### 1. Einwände gegen die klassische Lehre

Bereits in F. Möllers ebenso klarer wie kritischer Darstellung (1938) finden wir den Hinweis auf verschiedene ungeklärte Punkte der klassischen Auffassung, auf deren Diskussion hier verwiesen werden muß. Eindeutiger spricht sich einer der führenden Theoretiker der heutigen Meteorologie, C. G. Rossby (Stockholm bzw. Chicago), aus, der die thermodynamische, auf Ferrel (1860), Helmholtz (1888) und Exner (1917) fußende Auffassung (1949, vgl. 1941) zugunsten einer primär dynamischen ablehnt. In zahlreichen Arbeiten seiner weltweit verbreiteten Schule werden diese Gedankengänge weitergeführt.

Die Einwände gegen die klassische Lehre, die als (ageostrophische) Vertikalzirkulationstheorie bezeichnet werden muß, lassen sich kurz wie folgt zusammenfassen:

a) Die Erfahrungen der internationalen Flugmeteorologie zeigen, daß der Wind in der freien Atmosphäre (oberhalb 500—1000 m Höhe) praktisch immer quasiageostrophisch ist, d. h. annähernd parallel zu den Isobaren weht. Dies gilt auch noch in den äußeren Tropen, nach Riehl bis etwa 10° Breite; am Äquator verschwindet jedoch die ablenkende Kraft der Erdrotation, die dem Druckgradienten stets nahezu das Gleichgewicht hält. Da die Summe aller zonalen Druckgradienten über einem ganzen Breitenkreis hinweg verschwindet, kann auch die meridionale

Komponente der Vertikalzirkulation, d. h. jeder im Mittel über einen Breitenkreis äquator- oder polwärts gerichtete Strömungsanteil, nur ageostrophisch sein; sie beträgt nicht mehr als 1—2 % der tatsächlichen, im Mittel über einen Breitenkreis zonal gerichteten Strömung.

b) Die wahre Zirkulation ist, wie jede einzelne Wetterkarte zeigt, niemals eine Gürtelzirkulation, sondern (auch im Passatbereich!) zellular (*J. Bjerknes*); schon *Defant* (1921) faßte sie als horizontalen Großaustausch auf. Auch aus diesem Grunde wehen — von der bodennahen Reibungsschicht 1 km abgesehen — stets wechselnd nördliche oder südliche Zusatzkomponenten einer vorherrschenden östlichen bzw. westlichen Strömung. Damit ändern sich die Begriffe: heute ist (*Kuhlbrodt* und *A. Wegener* 1922) der Urpassat eine östliche Strömung (tropical easterlies), der Antipassat eine westliche Strömung, beide mit wechselnden meridionalen Komponenten, und die Bodenreibung ist die Ursache der überaus beständigen, äquatorwärts abgelenkten Komponente der Passatwinde der untersten Brandungszone der Atmosphäre, die als Grenzschicht (*L. Prandtl*) im planetarischen Ausmaß anzusehen ist.

c) Die Ursache des subtropischen Hochdruckgürtels kann nicht in dem Anstau des polwärts abströmenden Antipassats durch die ablenkende Kraft der Erdrotation liegen, da diese als Scheinkraft (stets senkrecht auf jeder Bewegung stehend) niemals Arbeit leisten kann. Die Konvergenz der Meridiane auf dem rotationssymmetrischen Erdkörper (*Baur*) ist zwar sicher ein wesentliches Argument, kann aber nicht allein wirksam sein. Tatsächlich gibt es — wie jede Wetterkarte zeigt — keinen subtropischen Hochdruckgürtel, sondern stets nur einzelne Zellen.

d) Die aerologische Erforschung der Tropen — von Aufstiegserien auf Breiten unterhalb 30° liegen Verf. z. Z. jahreszeitliche Mittelwerte von 70 Stationen vor — zeigt, daß in der Passatregion in der freien Atmosphäre kein durchgehendes Temperaturgefälle polwärts besteht, sondern daß im Gegenteil die innertropische Konvergenzzone (ITC, früher etwas irreführend als Intertropikfront bezeichnet) in der Schicht 1—3 km, z. T. noch höher, kälter ist als die beiderseits benachbarten Zonen des Passatgürtels (*Simpson* 1947; aerologische Schnitte in Indien, Südwestpazifik, Afrika, Zentralamerika). Dieser überraschende Befund wird ergänzt durch den ebenso überraschenden Befund einer planetarischen äquatorialen Westwindzone (*Fletcher* 1945), als vollkommenes Analogon zum äquatorialen Gegenstrom der Ozeane; diese muß weitgehend als Gradientenströmung gedeutet werden (*Flohn* 1949).

e) Der Umlaufsinn der ageostrophischen Komponente der Meridionalzirkulation entspricht bei dem tropischen Zirkulationsrad (Passatkreislauf) sowie dem polaren dem Satz von *Sandström* (1912), daß bei einem arbeitserzeugenden Kreisprozeß der Erwärmung unter hohem Druck, die Abkühlung unter niedrigem Druck vor sich gehen soll; für das mittlere Zirkulationsrad (in rund 35 bis 65° Breite) gilt das Gegenteil. Dies beschränkt sich aber auf diese zweifellos unbedeutende ageostrophische Komponente; die Diskussion des Zirkulationstheorems von *V. Bjerknes* (1902) ergibt (*Mügge* und *Stüve* 1935), daß die beiden in ihm vereinigten Anteile — der statische, von dem Temperatur- und Dichtegefälle geforderte, und der dynamische auf Grund der geostrophischen Höhenströmung — sich im statistischen Mittel aufheben. Klimatologisch betrachtet, arbeitet die atmosphärische Zirkulation nicht mit Hilfe des Gegensatzes zwischen Äquator und Pol, sondern der Wärmeströme vom Erdboden in die Atmosphäre als Wärmequelle und der (langwelligen) Ausstrahlung der Wolkenoberflächen (*Möller* 1944) und Hochtroposphäre (*Albrecht* 1931) als Kältequelle.

Betrachten wir diese Einwände kritisch vergleichend, so ergibt sich, daß entscheidend für die Ablehnung der ageostrophischen Vertikalzirkulationstheorie auf thermodynamischer Basis die Einwände a) — c) sind; diese fordern eine quasideostrophische Horizontalaustauschtheorie. Einwand d) bedingt hingegen nur eine gewisse Modifikation der bisherigen Lehre vom Passatkreislauf (*v. Ficker* 1936). Einwand e) liefert nur eine schärfere Formulierung bekannter Tatsachen (schon *H. U. Sverdrup* 1917).

Andererseits darf nicht vergessen werden, daß dynamische und thermodynamische Vorgänge im Wettergeschehen dauernd in kompliziertester Weise miteinander verflochten sind. Ein rein dynamischer Erklärungsversuch der allgemeinen Zirkulation dürfte daher ebensowenig befriedigen wie der bisherige rein thermodynamische.

## 2. Die planetarische Frontalzone

Der Ausgangspunkt der neuen Entwicklung der Lehre von der allgemeinen Zirkulation ist die Konzentration des troposphärischen Temperaturgefälles auf schmale Zonen (= Frontalzonen, *Bergeron* 1928), denen nach den bekannten Grundgesetzen der Meteorologie, der barometrischen Höhenformel und der Bewegungsgleichung (Gradientwindgesetz), ein starkes Druckgefälle und damit eine schmale Zone stürmischer Höhenwinde (100—300, ja 400 kmh in 10—12 km Höhe) entspricht. In der modernen amerikanischen Literatur wird diese Zone stärkster Höhenströmung als "jet stream" bezeichnet, während *Seilkopf* bereits 1939

als Strahlströmung — dem Sprachgebrauch der Hydrodynamik entsprechend — nur das Hinausschießen eines „Freistrahls“ in ein windschwächeres Gebiet im Delta eines derartigen Höhendruckfeldes bezeichnete. Auf jeder Höhenkarte (200 bis 300 mb noch viel besser als in 500 mb) tritt dieser Gegensatz zwischen den schmalen Frontalzone mit ihren Höhenstürmen und den benachbarten weiten Gebieten mäßiger Höhenwinde hervor. Wie ein mäandrierender Strom zieht sich diese Frontalzone — identisch mit der „Polarfront“ der ursprünglichen Konzeption V. Bjerknes (1919) — um die Erde, lokal abschwächend und verstärkend, auch gelegentlich aufspaltend; wir bezeichnen sie in Anknüpfung an die norwegische Bezeichnungsweise als *planetarische Frontalzone*.

Die Ursache dieser ganz allgemeinen — von der Bodendruckverteilung unabhängigen — Konzentration des troposphärischen Temperaturgefälles auf die Frontalzone sehen wir mit Raethjen (1942) im Gegensatz zwischen dem Vertikalaustausch durch Konvektion bzw. Turbulenz einerseits, der eine thermisch einheitliche adiabatisch geschichtete Luftmasse mit vertikaler Windkonstanz anstrebt, und dem nahezu horizontalen (isentropen) Gleitaaustausch, der das horizontale Temperaturgefälle verschärft und vertikale Zunahme des Windes (thermischer Wind) hervorruft. Eine dynamische Theorie der Wirkung dieser (isentropen) seitlichen Durchmischung (lateral mixing) hat Rossby (1947) entwickelt, und er kommt dabei zu einem scharfen Windmaximum in 30 bis 40° Breite, das dem beobachteten „jet stream“ entspricht. Diese Theorie ist auch auf andere Weltkörper, so besonders die Sonne, anwendbar. Ein leichter verständliches Referat hat A. Defant (1949) geliefert. Rossby hat auch gezeigt, daß diese planetarische Frontalzone nur stabil ist, wenn sie Wellenbewegungen ausführt, wie wir sie als Tröge und Rücken auf jeder Höhenwetterkarte beobachten, und ermittelte die Fortpflanzungsgeschwindigkeit dieser Tröge sowie die Bedingungen für ihr Stationärwerden. Damit ist zugleich die zellulare Struktur der Zirkulation — wie wir noch sehen werden — als notwendig nachgewiesen, unabhängig von der Land-Meerverteilung, und die Südhalbkugel liefert uns besonders in der Wasserwüste des Südpazifik den Beleg für die zellulare Struktur der Gürtel.

Die Bedeutung der Reibung haben J. G. Charney und A. Eliassen (1949) in einer weittragenden Arbeit herausgestellt, die allerdings infolge ihrer schwierigen — und zweifellos noch nicht endgültigen — mathematischen Formulierung nur einem engen Fachkreis zugänglich ist. Das wichtigste Ergebnis besteht darin, die mittlere Höhenlage der 500 mb-Fläche — die nach der barometrischen

Höhenformel von der Temperatur der unterhalb liegenden Schichten und vom Bodendruck abhängt — als Funktion der Bodenreibung an den Gebirgen, also rein dynamisch zu deuten. Die Höhenträge im Raum Hudsonmeer—Florida und an der Küste Ostasiens, die sich sommers und winters durchsetzen und auch im Jahresmittel (Abb. 1)

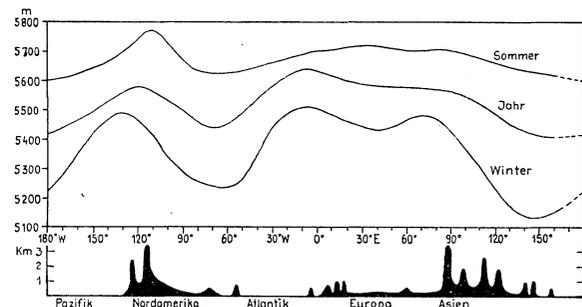


Abb. 1. Höhenlage der 500-mb-Fläche längs 50° Nordbreite. Sommer (VI—VIII), und Winter (XII bis II) mehrjährige Mittel; Jahr 1949.

vorhanden sind, sind danach nicht thermisch, sondern orographisch (!) zu erklären und letzten Endes Folgen der Existenz der amerikanischen Felsengebirge und der zentralasiatischen Hochländer. Diese wahrhaft revolutionäre Auffassung deutet mit einem Schlag zahlreiche unklar gebliebenen Probleme der allgemeinen Zirkulation, so auch vor allem die bemerkenswerte Häufigkeit isolierter troposphärischer Kaltluftgebiete (Kaltlufttropfen nach Scherhag 1936) im Raume von Baffinland und Jakutien. Diese bilden im zeitlich-räumlichen Mittel zwei 8–10 km hoch reichende Kältepole der freien Atmosphäre, von denen der jakutische im Hochsommer verschwindet, der kanadische aber das ganze Jahr über dort liegt; die Nordpolarregion jenseits 80° Breite ist — wie sich durch Windmessungen einwandfrei zeigen läßt — in der Troposphäre besonders im Winter wesentlich wärmer. Diese exzentrischen aerologischen Kältepole sind zugleich die Zentren des zirkumpolaren Höhentiefs, das die Luftbewegung bis rund 18 km Höhe im Sommer, mindestens 50 km in den übrigen Jahreszeiten bestimmt. Der orographische Aufbau der Nordhemisphäre als Ganzes — und nicht die Gebirge einzeln für sich! — bewirken eine großzügige Anordnung von ganzjährigen Höhentrogen etwa längs 80° W und 130° E, wobei in diesem Bereich Kaltluft weit nach Süden geführt wird und eine beträchtliche Verschärfung der Frontalzone (sowie der Höhenwinde) hervorruft, während die mit Warmluftadvektion gekoppelten Hochdruckrücken etwa bei 0° und 150° W liegen; ein schwacher, aber ebenfalls ganzjähriger Trog ist etwa bei 40–60° E angedeutet.

### 3. Aktionszentren des Luftdruckes

Diese charakteristische, in allen Mittelkarten der Höhendruckverteilung der Niveaus 3—12 km (700—200 mb) immer wieder heraustretende Anordnung führt dazu, daß die Höhenströmung im klimatischen Mittel jeweils über Nordamerika und der Osthälfte Asiens einer ausgesprochenen Konvergenz unterliegt, dagegen über dem Atlantik und dem Westpazifik einer ebensolchen Divergenz. Wir sind also berechtigt, auf diese geometrische Konfiguration die empirisch gefundene Divergenztheorie der Zyklonen (Scherbag 1934) anzuwenden. Die theoretische Begründung dieser Lehre (Ryd 1927, Ertel 1936) war zunächst unvollständig, die Theorie selbst daher nicht allseits anerkannt. Inzwischen erlaubt ein von Philipps (1948) gegebener Ansatz für die ageostrophische Komponente des Windes eine anschauliche und leicht verständliche Ableitung (Abb. 2). Hiernach erlei-

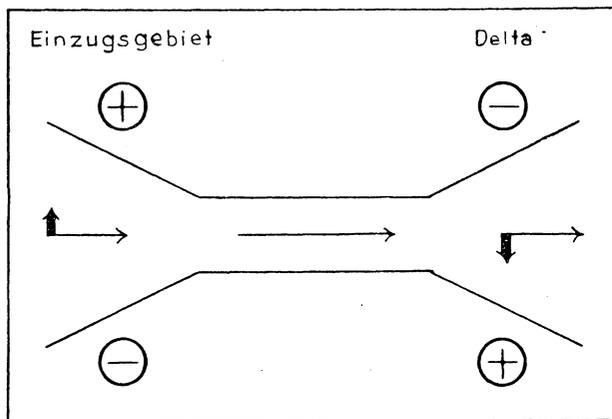


Abb. 2. Divergenztheorie von Ryd-Scherbag. Dünne Linien = Höhenisobaren, dünne (dicke) Pfeile = geostrophische (ageostrophische) Windkomponente (nach Philipps 1948), Vorzeichen im Kreis = durch Massenverlagerung quer zu den Isobaren entstehendes Bodenhoch bzw. -tief.

det bei einem veränderlichen Druckgefälle der wahre Wind eine Ablenkung in der Richtung der zeitlichen Änderung des Druckgefälles. In einer Frontalzone (schematisiert durch Höhenisobaren wiedergegeben) beobachten wir im konvergenten Einzugsbereich (links) eine Zunahme des Druckgefälles, also (auf der Nordhalbkugel) einen nach links weisenden Anteil der Strömung quer zu den Isobaren, und im Delta (rechts) eine Abnahme des Druckgefälles, also eine Strömungskomponente nach rechts. Damit wird also im Einzugsgebiet Masse vom warmen ins kalte Gebiet geschafft; der Druck fällt im warmen und steigt im kalten Gebiet; umgekehrt wird im Delta Luft von Kalt nach Warm verlagert mit den zugehörigen Druckänderungen.

Wenden wir diese theoretischen Ableitungen auf die tatsächlich beobachtete Druckverteilung an, dann erhalten wir eine nahezu vollständige Übereinstimmung zwischen der mittleren Höhendruckverteilung. Jahresmittel (z. B. 1949), und den Anomalien des Bodenluftdruckes (Abweichung vom Breitenkreismittel, Abb. 3), die uns zeigen, daß die Bodendruckverteilung über diesen Mechanismus der Divergenztheorie hinweg — umgekehrt wie bisher! — als Folge der orographisch beeinflussten Lage und Konfiguration der planetarischen Frontalzone aufgefaßt werden kann. Dieser Zusammenhang belegt uns zwei Ergebnisse von grundlegender Bedeutung:

1. Die Aktionszentren des Luftdruckes am Boden (z. B. Azorenhoch, Islandtief, Sibirienhoch, indisches Monsuntief) werden verursacht durch die orographisch bedingten Lageanomalien der Höhenströmung in der Troposphäre (planetarische Frontalzone).

2. Die durch Berücksichtigung des konvergenten Einzugsbereiches erweiterte Divergenztheorie von Ryd-Scherbag wird durch räumlich-zeitliche Mittelbildung als gültig nachgewiesen.

Auch auf der Südhalbkugel lassen sich diese Zusammenhänge wahrscheinlich machen, wenn auch heute noch nicht genügend Material, insbesondere für die Höhenströmung, vorliegt. Gesichert ist ostwärts Südamerika (etwa  $35^{\circ}$  W) ein orographisch bedingter Höhentrog (Boffi 1949), der mit der südatlantischen Subtropenhochzelle in seinem Delta ebenso gekoppelt ist wie mit dem Tiefzentrum nördlich der Weddell-See. Ein zweiter Trog liegt offenbar — nach zahlreichen synoptischen wie klimatologischen Daten (vgl. schon Bergeron 1930, Rodewald 1936) — ostwärts Neuseeland etwa bei  $160^{\circ}$  W; in seinem Delta liegt die südpazifische Zelle des Subtropenhochs sowie nördlich der Roß-See eine Tiefzelle der subpolaren Tiefdruckfurche. Nach der Darstellung von Lamb (1949) auf Grund neuerer synoptischer Daten existieren noch zwei weitere Tröge etwa bei  $100^{\circ}$  und  $50^{\circ}$  E (Westküste Australien, Ostküste Südafrika); die aerologischen Daten — die bisher nur in Form von drei Meridianschnitten längs etwa  $0^{\circ}$  E (Flohn 1950),  $135^{\circ}$  E (Loewe-Radok 1950) und  $170^{\circ}$  E (Hutchings 1950) vorliegen — gestatten bisher noch keine gültige Aussage. Die Wellenstruktur der südhemisphärischen planetarischen Frontalzone scheint stärker zu sein, als zunächst angenommen; als großräumige Strömungshindernisse treten in erster Linie die südamerikanischen Anden und die Gebirge Neuseelands auf, während Südafrika, Südastralien und Tasmanien wegen ihrer niedrigen Breitenlage oder Höhe nur in geringem Ausmaß in Betracht kommen.

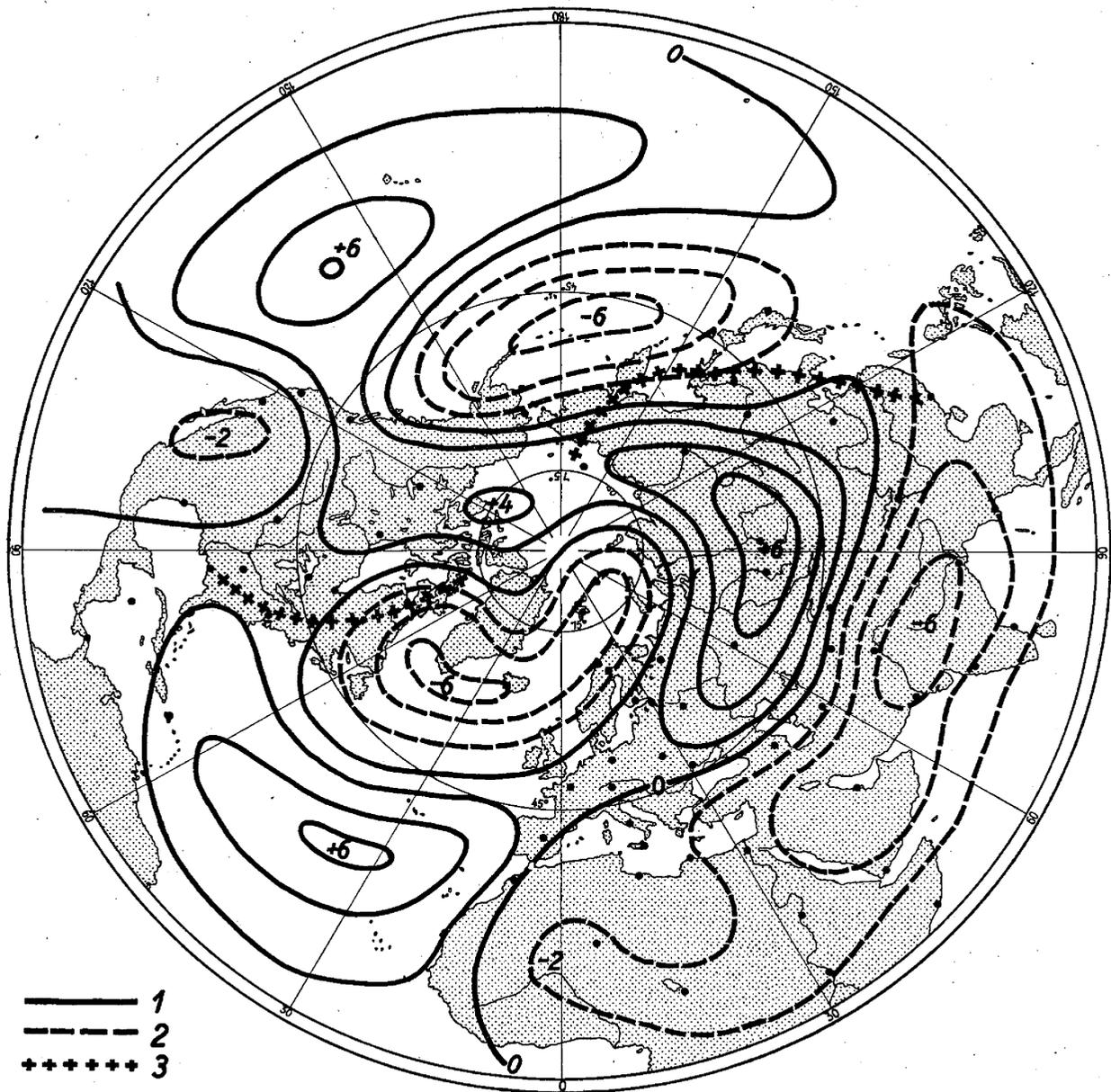


Abb. 3. Isanomalien des Luftdruckes im Jahresmittel, Nordhalbkugel (Abweichungen vom Breitenmittel 1929 bis 1939, 1 = positiv, 2 = negativ) und mittlere Lage der Höhenträge (3 = Kreuze).

#### 4. Gürtel oder Zellen?

Die Betrachtung jeder zirkumpolaren Wetterkarte lehrt uns, daß es durchlaufende Luftdruckgürtel im Sinne der klassischen Vorstellungen niemals gibt. Wir wissen auch aus theoretischen Überlegungen (*J. Bjerknes, C.G. Rossby, H. Ertel*), daß die Zirkulation auf der Erde eine großturbulente Zellenstruktur haben muß; eine rein zonale könnte gar nicht stabil sein; und eine rein meridionale verbietet sich wegen der überragenden ablenkenden Kraft der Erdrotation. Diese Erkenntnis ist grund-

legend für die heutige Diskussion über die allgemeine Zirkulation, wie sie etwa seit 1939 wieder in Gang gekommen ist, nachdem bereits um 1855 (*Maury, J. J. Thompson, Ferrel*) sowie um 1888 (*Siemens, M. Möller, Oberbeck, Helmholtz*) lebhafte Diskussionen im Gang waren, die aber wegen der fehlenden aerologischen Kenntnisse und wegen der allzu großen Vereinfachungen der theoretischen Betrachtungen heute kaum mehr als historisches Interesse beanspruchen können. Zweifellos existiert aber im statistischen Mittel über alle

Längengrade eine gürtelähnliche Anordnung der Zellen des Luftdruckes und damit der Westost-Komponente des Windes. In diesem — rein statistischen — Sinn dürfen wir am Boden vom subtropischen Hochdruckgürtel, der äquatorialen und der subpolaren Tiefdruckrinne sprechen, zumal diese Gebilde — zusammen mit dem im Mittel nur flachen polaren Hoch — die zonale Strömung oberhalb der Bodenreibungsschicht regieren. Die dreidimensionale mittlere Luftdruckverteilung für die extremen Jahreszeiten können wir für beide Halbkugeln bis 30 km Höhe mit genügender Genauigkeit ermitteln (Flohn 1950). Wegen der überragenden Rolle des geostrophischen Windes ergibt sich hieraus zugleich auch die Westostkomponente der Strömung, die nur in der engsten Äquatorialzone (wegen  $\sin \varphi \rightarrow 0$ ) unbestimmt wird. Die oben gegebene Ableitung der Aktionszentren des Luftdruckes aus den orographisch bedingten Lageanomalien der planetarischen Frontalzone sagt noch nichts aus über die Entstehung dieser Gürtel. Hierzu müssen wir allerdings die Frage anders formulieren: Warum überwiegt im räumlich-zeitlichen Mittel auf der (warmen) Äquatorseite der planetarischen Frontalzone die Antizyklogese (subtropischer Hochgürtel), auf der (kalten) polaren Seite dagegen die Zyklologese (subpolare Tief furche)?

Hierfür können vier Ursachen verantwortlich gemacht werden, deren Rolle im einzelnen sich quantitativ nicht abschätzen läßt:

a) Die verschiedene Reibung über Land und Meer, die auf der Nordhalbkugel die Druckverteilung auf den Ozeanen (Azorenhoch — Islandtief als Beispiele) als stabiler und kräftiger sich durch-

setzen läßt. Dieses Argument versagt auf der Südhalbkugel, wo die meridionalen Druckgegensätze viel größer sind als auf der Nordhalbkugel.

b) Die Asymmetrie der planetarischen Frontalzone auf der Erdkugel, wobei die Krümmung der Isobaren auf der polaren Seite wesentlich stärker ist als auf der äquatorialen.

c) Die Trägheit des wahren Windes gegenüber dem geostrophischen verursacht im Einzugsgebiet eine Beschleunigung des Windes mit Absinken, im Delta dagegen eine Bremsung mit Aufsteigen. Daher ist die Niederschlagsmenge in dem zyklonalen Bereich des Deltas größer als in dem des Einzugsgebietes, und die freiwerdende latente Energie des Wasserdampfes verstärkt die (potentielle) Energie der Druckverteilung im Delta. Im Mittel setzt sich daher die dem Delta entsprechende Druckverteilung (s. Abb. 2) durch.

d) In der Breitenzone 10—40° überwiegt im allgemeinen die Verdunstung gegenüber dem Niederschlag, während jenseits das umgekehrte Verhältnis herrscht. Die durch den horizontalen Großaustausch von subtropischen nach subpolaren Breiten geschafften Wasserdampfmen gen (vgl. Albrecht 1949) erhöhen durch ihre latente Energie die potentielle Energie der Druckverteilung in den Zyklonen der subpolaren Tiefdruckfurche.

Während die Argumente a) und c) entweder nicht allgemeingültig oder umstritten sind, dürften die Argumente b) und d) die entscheidenden Gründe für die Bevorzugung der Zyklologese in subpolaren Breiten, der Antizyklogese in subtropischen Breiten und damit für die im statistischen Mittel resultierende Gürtelbildung darstellen.

Das meist nur seichte und stark veränderliche polare Hoch ist als thermisch bedingtes Kaltluft-

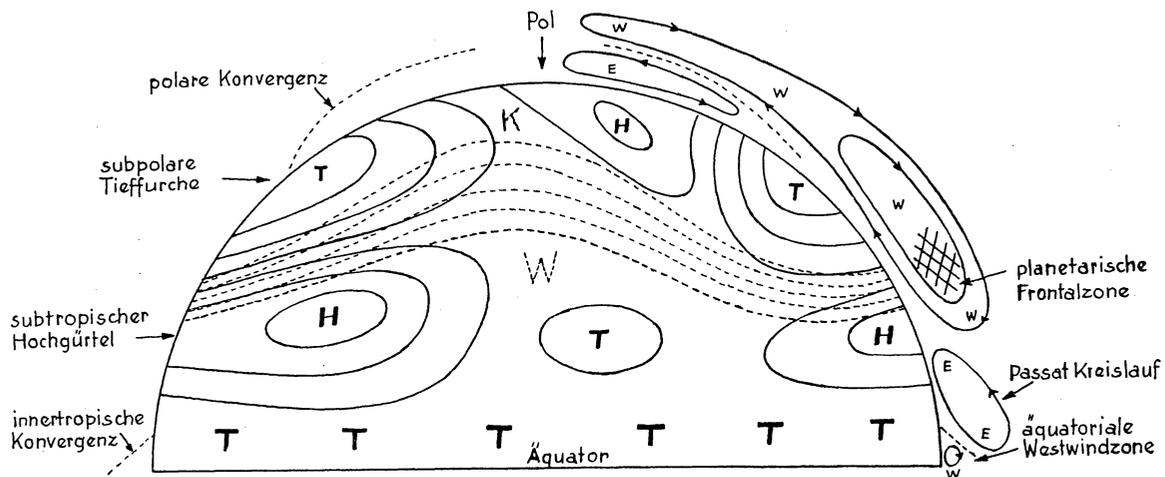


Abb. 4. Schema der allgemeinen Zirkulation.

Grundriß: Druckverteilung am Boden (ausgezogen) und in der Höhe (gestrichelt); Aufriß: Ageostrophische Meridional- und Zonalkomponente (Pfeillinien) und Zonalkomponente (E, W).

hoch aufzufassen, das von dem zyklonalen Polarwirbel der Troposphäre überweht wird; nur selten baut sich ein hochreichendes warmes Hoch auf, wobei das Temperaturgefälle vom Polargebiet äquatorwärts, also invers gerichtet ist. Die Folge dieser (im Frühjahr typischen!) Entwicklung liegt in einer Abdrängung der subpolaren Tieffurche sowie der planetarischen Frontalzone nach dem Äquator sowie auch in einer verschärften meridionalen Zellenstruktur der Zirkulation.

Die äquatoriale Tiefdruckfurche ist primär als thermisch bedingtes Hitzetief der untersten Schichten aufzufassen; bei starker Konvergenz und Niederschlagsbildung wirkt sich die freiwerdende latente Energie aus, die im Verein mit der starken Ausstrahlung der wasserdampfreichen Hochtroposphäre und der Wolkensysteme bis 10 km Höhe ein Druckgefälle von den Subtropen zum (meteorologischen) Äquator hin aufrecht erhält.

Damit erklärt also die hier in knappster Form entwickelte quasigeostrophische Horizontalaustauschtheorie der allgemeinen Zirkulation (Abb. 4) die planetarische Frontalzone der Tropopausenregion durch den seitlichen Austausch innerhalb der freien Atmosphäre (Rossby), ihre Lageanomalien nebst Divergenzen und Konvergenzen durch die orographischen Einflüsse (Charney), aus diesen die zellulare Struktur des Bodendruckes mittels der (erweiterten) Divergenztheorie von Ryd-Scherbag und die Gürtelanordnung mit energetischen Überlegungen. Der Gang der Ableitungen ist also umgekehrt wie in der klassischen Lehre: hier wird die Bodendruckverteilung aus dem Temperatur- und Druckfeld der freien Atmosphäre hergeleitet. Diese Form beseitigt die Widersprüche der klassischen Lehre, deren Unhaltbarkeit (Abschnitt II, 1) heute feststeht.

### III. Monsunale und planetarische Zirkulation

#### 1. Die planetarischen Windgürtel

Die Verteilung des mittleren Luftdruckes im Meridianschnitt liefert uns eine räumliche Vorstellung der großen, zonal (W-E) gerichteten planetarischen Windgürtel, deren Lage und vertikale Ausdehnung im Jahresverlauf schwankt.

Diese Luftdruckgürtel schwanken zeitlich wettermäßig stark hin und her, setzen sich aber doch im Breitenkreismittel immer wieder durch. Sieht man von der Bodenreibung ab, so sind sie zugleich die Grenzen der großen planetarischen Windgürtel (Abb. 5). Dies gilt, wie wir aus den neuesten Erfahrungen der synoptischen Aerologie sagen können, auch noch näherungsweise in tropischen Breiten herab zu etwa 10° Breite, wo jeweils die ablenkende Kraft der Erdrotation dem Druckgradienten etwa das Gleichgewicht hält. In der äquatorialen Region sind beide Kräfte sehr klein;

	Nordsommer (VII)	Nordwinter (I)	Jahresmittel
subpolares Tief	65°N 1010 mb	75°N 1012 mb	62°N 1012 mb
subtropisches Hoch	39°N 1014 „	34°N 1020 „	37°N 1017 „
äquatoriales Tief	10°N 1011 „	3°S 1010 „	3°N 1011 „
subtropisches Hoch	31°S 1020 „	35°S 1016 „	35°S 1018 „
subpolares Tief	65°S 986 „	65°S 987 „	65°S 986 „

Tabelle 1. Mittlere Breitenlage und Intensität der planetarischen Luftdruckgürtel im Jahresverlauf am Boden (vgl. Hann-Süring 1939, S. 256)

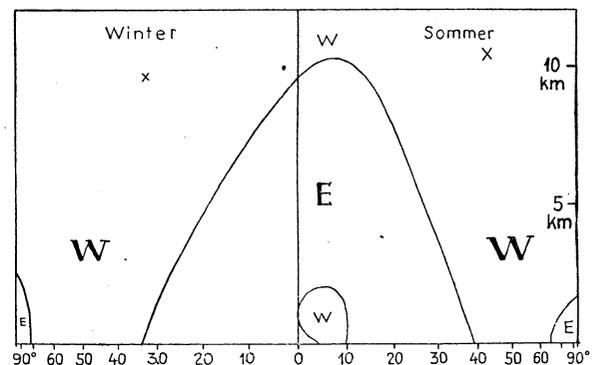


Abb. 5. Meridianschnitt der planetarischen Windgürtel (Schema).

Zur Veranschaulichung der wahren Flächenausdehnung Abszissenmaßstab =  $\sin \varphi$ . E = Ostströmung (Urpassat, polare Ostwindkalotten), W = Westströmung, x = mittlere Lage der Maxima der außertropischen Westströmung in der oberen Troposphäre (= jet stream, planetarische Frontalzone; Geschwindigkeit der zonalen Komponente im Mittel 120 kmh, im Einzelfall bis 400 kmh).

die Bodenreibung wirkt sich hier überragend aus, so daß der Bodenwind auch über See um bis 90° vom Wind in 1000 m Höhe abweichen kann (z. B. Addu Atoll, nach Newnham 1949).

Diese Höhenwindmessungen über Addu Atoll (Malediven) zeigen überraschenderweise die Existenz einer ganzjährigen Westströmung schon in 1000 m Höhe unter 0,5° Südbreite (!); die klassische Vorstellung von der Drehung des SE-Passats in den SW-Monsun durch die ablenkende Kraft der Erdrotation nördlich des Äquators ist also zweifellos ungültig.

a) Eine der wichtigsten neuen Erkenntnisse besteht in der unter II, 1 d erwähnten äquatorialen Westwindzone, die am Boden durch den überstarken Einfluß der Bodenreibung weitgehend getarnt wird. Sie entwickelt sich in der Zone zwischen mathematischem und meteorologischem Äquator, wobei wir unter meteorologi-

schem Äquator („meteorisch“ Wundt 1937, Kuhlbrodt 1942) die Zone höchster Temperaturen in Bodennähe, konvergierender Winde, höchster Bewölkung und Niederschläge, also das Gebiet der innertropischen Konvergenzzone (ITC) verstehen wollen. Sie tritt vor allem dann auf, wenn der meteorologische Äquator, der im Mittel nach Milankowitsch („kalorischer Äquator“) unter  $3^\circ \text{N}$  liegen muß, — in Übereinstimmung mit der aus der Luftdruckverteilung abgeleiteten Lage — sich soweit ( $5\text{—}10^\circ$ ) vom mathematischen entfernt, bis das Druckgefälle eine quasigeostrophische Westströmung zwischen beiden erzwingt. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 5—7 km (in Einzelfällen noch mehr). Die Bedeutung dieser Zone für die tropischen Monsune wird noch im Abschnitt III, 2 abzuhandeln sein. Die Schichtung in ihrem Bereich ist im allgemeinen labil (Schneider-Carius), so daß hier die nachmittägliche Bildung mächtiger Cumulonimben mit Gewitterschauern und die nächtliche Aufheiterung den Wetterablauf bestimmt.

Sie ist inzwischen in fast allen Gebieten der Äquatorialzone aufgefunden worden, wenn auch aus dem nördlichen Südamerika und dem östlichen Pazifik nicht genügend aerologische Beobachtungen zur Verfügung stehen. Nicht leicht zu erklären ist das ganzjährige Vorherrschen westlicher Winde im unmittelbaren Äquatorialbereich, wie es für die Malediven im Indischen Ozean und Indonesien (Bergbeobachtungen Sumatra und Celebes, Höhenwindmessungen Padang u. a.) gesichert, an der Westküste Kolumbiens im Bereich maximaler Niederschläge sehr wahrscheinlich ist, während andererseits über den Galapagos-Inseln und Fernando Noronha ganzjährig Ostwinde vorherrschen. Hier versagt die Erklärung als Gradientwind; aber auch für die völlig homologe planetarische äquatoriale Gegenströmung der Ozeane ist die Auffassung als Gradientströmung (Defant) nicht eindeutig gesichert. Auf jeden Fall gehört der Befund einer äquatorialen Westwindzone von planetarischem Ausmaß mit der Aufspaltung der ITC in je einen nördlichen und südlichen Zweig (NITC und SITC) gerade wegen der weitgehenden Übereinstimmung mit den Verhältnissen im Ozean zu den wichtigsten Entdeckungen der seit etwa 15 Jahren voll einsetzenden aerologischen Epoche. Die mit der Annäherung der ITC verbundene Abkühlung in der freien Atmosphäre — vgl. Abschnitt II 1 d — wird z. B. durch die Temperaturverhältnisse über Khartum (Abb. 6) eindeutig belegt, das sich im Hochsommer im Bereich der NITC mit Westwind bis etwa 2500 m, dagegen im Frühsommer im Bereich passatischer Ostwinde befindet.

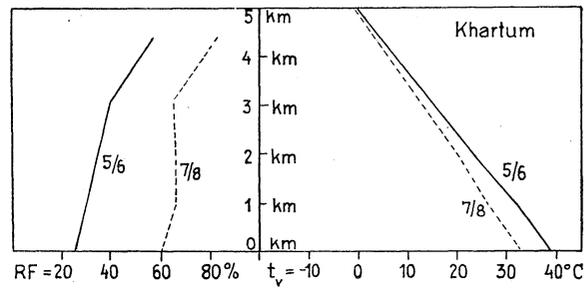


Abb. 6. Virtuelle Temperatur ( $t$ ) und relative Feuchte (RF) über Khartum ( $15,6^\circ \text{N}$ ), Mittel für Mai/Juni (5/6) und Juli/August (7/8), letztere im Bereich der ITC.

b) Die äquatoriale Westwindzone ist allseits räumlich eingelagert in die mächtige tropische Ostströmung, die wir als Urpassat bezeichnen. Sie dehnt sich zwischen den beiden subtropischen Hochdruckzonen aus, also über ein Breitenintervall von etwa  $70^\circ$ , und steigt äquatorwärts bis zu einer Höhe von rund 10 km (über dem meteorologischen Äquator) an. Die Grenze zwischen ihr und der außertropisch-antipassatischen Westströmung schwankt wettermäßig und jahreszeitlich stark; die bekannte Beständigkeit des Passatwindes am Boden — eine Folge der großen Rolle der Bodenreibung in tropischen Breiten! — geht schon in mäßigen Höhen (2—5 km) über in den gleichen ruhelosen Wechsel von Wind und Wetter, den wir aus höheren Breiten kennen (Riehl 1950). Die Zellenstruktur des subtropischen Hochdruckgürtels erzwingt eine gleiche Zellenstruktur der Passatströmung: Kaltluftvorstöße aus höheren Breiten (polar troughs) und Wellenbildungen (easterly waves) an den innertropischen Konvergenzen (NITC und SITC) sind die Ursachen für diese große Veränderlichkeit (Riehl 1945), die dem früher üblichen Bild von der Identität von Wetter und Klima in der Tropenzone keinesfalls entspricht (vgl. Vuorela 1950).

Der Urpassat ist in ganz charakteristischer Weise geschichtet: oberhalb einer feuchten, relativ kühlen und labil geschichteten bodennahen Zone (Passatgrundströmung) lagert die trockene, warme und stabile Luft der Passatoberströmung, wie aus den bekannten Untersuchungen von v. Ficker (1936) hervorgeht. Die Höhe der beide abgrenzenden Passatinversion gehört, wie Schneider-Carius (1948) mit Recht betont, zu den wichtigsten Eigenschaften des Klimas; sie schwankt im allgemeinen zwischen 1 und 2,5 km, kann aber in Einzelfällen besonders über den Kaltwassergebieten der Kanaren und vor Südwestafrika bis nahe zum Meeresspiegel absinken. In den Grenzonen zwischen Urpassat und äquatorialer Westwindzone (NITC und SITC) kommt es zu mäch-

tiger Bewölkung (fast immer von Quellcharakter, wegen der feuchtlabilen Schichtung) und zu den Gewittern und Schauern, die als „Zenitalregen“ seit langem bekannt sind. Die Verlagerung der Regenzone stimmt aber bekanntlich nur in den größten Zügen mit dem Zenitstand der Sonne überein; tatsächlich erweisen sich in der ganzen Tropenzone diese Zenitalregen als Produkte der ITC mit ihren jahreszeitlich bedingten Verlagerungen. Hierdurch erklärt sich das zeitliche Nachhinken (extreme Positionen meist im August/September und Februar/März) sowie die starken räumlichen Abweichungen selbst über dem idealen Tropenkontinent Afrika. Wo die äquatoriale Westwindzone fehlt, sind auch im Konvergenzbereich zwischen den Passaten (z. B. Galapagos) die Niederschläge gering; die bekannten Schwankungen im äquatorialen Kalmengürtel des Ostpazifik (Malden-Insel usw.) dürften auf mehrjährige Verlagerungen dieser Systeme zurückzuführen sein.

Die Grenzzonen zu der nach oben und polwärts benachbarten Westwindzone zeichnen sich durch eine antizyklonale Windscherung (mit divergierenden Bodenwinden und Absinken) aus, im Gegensatz zu der zyklonalen Windscherung (mit konvergierenden Bodenwinden und Hebung) an der ITC und an der Polarfront. Diese Zonen im Bereich der subtropischen Hochdruckzellen sind also Gebiete absteigender Luftbewegung, mit Wolkenauflösung und Trockenheit.

c) Die außertropische Westwindzone geht völlig bruchlos über in den oberhalb des Urpassats gelegenen Antipassat, der im Mittel 10–18 km hoch liegt. Die aerologischen Erfahrungen (Riehl 1950, Vuorela) zeigen allgemein die geringe Beständigkeit des Antipassats; oft genug greift die Ostströmung des Urpassats unmittelbar über in den stratosphärischen Oberpassat (oberhalb knapp 25 km). Über die stratosphärischen Verhältnisse, insbesondere den Gegensatz zwischen Winter- und Sommerhalbkugel vgl. Scherhag (1948) und Flohn (1950); dieser radikale jahreszeitliche Szenenwechsel oberhalb 20 km wirkt sich klimatologisch und wettermäßig offenbar nur sehr geringfügig aus.

Die frontalen „Störungen“ an der Polarfront, die — von ihren Anfangsstadien abgesehen — als wandernde Wellen der planetarischen Frontalzone in Erscheinung treten, sind notwendige und integrierende Bestandteile der allgemeinen Zirkulation. Die neuere synoptisch-aerologische Erfahrung hat gezeigt, daß es zwei Zirkulationstypen gibt, die im allgemeinen nicht allmählich, sondern plötzlich und überall nahezu gleichzeitig einander ablösen: die vorwiegend zonale (high index) und die vorwiegend meridionale Zirkulation (low index). Diese Unterscheidung

Rossbys (1941) ist schon von Exner (1910) und Baur (1931) getroffen worden; die heutigen zirkumpolaren Wetterkarten für Boden und Höhe zeigen erst ihr volles Ausmaß. Bei der meridionalen Zirkulation — vielfach, aber nicht immer mit einem kräftigen hochreichenden polaren Hoch gekoppelt — liegt die planetarische Frontalzone und die subpolare Tieffurche weit südlich und unterliegt besonders weiten quasistationären Wellenbewegungen, die mit intensiven Warmluftvorstößen nach Norden, Kaltluftvorstößen nach Süden gekoppelt sind. Der subtropische Hochdruckgürtel ist nach Süden verlagert, seine Zellen sind schwach und durch deutliche Tröge voneinander getrennt, längs deren Kaltluft bis in die Tropen vorstößt. Bei der zonalen Form dagegen verschwindet das polare Hoch nahezu völlig, die planetarische Frontalzone sowie die mit ihr (nach Abschnitt II, 3) gekoppelten Zonen des Subpolartiefs und des Subtropenhochs sind unter Verstärkung nach Norden verlagert. Die rasch wandernden Wellen der planetarischen Frontalzone greifen nach Norden und Süden nur mäßig weit aus; die Passatzirkulation erleidet geringe Störungen aus höheren Breiten. Daß beide Zirkulationstypen auch auf der Südhalbkugel vorkommen können — wenn auch dort der zonale Typ offenbar stärker vorwiegt —, geht sowohl aus neueren synoptischen Arbeiten (Palmer 1943) sowie der Betrachtung der älteren Höhenwind- und Wolkenzugbeobachtungen nach den Gesichtspunkten der dreidimensionalen Synoptik hervor.

Der Bereich der subpolaren Tiefdruckfurche ist eine Zone maximaler Bewölkung und Niederschlagshäufigkeit sowie ständig wechselnder Winde; wir können sie auch als subpolare Wechselwindzone bezeichnen. Die Wetterauswirkungen sind jedoch anders als bei der innertropischen Konvergenz:

Konvergenzzone	innertropisch	subpolar
Luftmassen	nahezu gleich	starke Gegensätze
Fronten	vereinzelt Kaltfronten	ausgeprägt
Schichtung	feuchtlabil	wechselnd, vorwiegend stabil
typische Wolkenform	Cumulonimbus	Nimbostratus
Höhenströmung (5 bis 10 km) und Steuerung der Zyklonen	schwach (Ost)	stark (West)
Bodendruckverteilung	flach	starke Gegensätze

Tabelle 2. Vergleich der innertropischen und der subpolaren Konvergenzzone

Die Westwindzonen im Bereich der planetarischen Frontalzone sowie der subpolaren Tief furche reichen im allgemeinen im Sommer bis

20—26 km, in den übrigen Jahreszeiten noch höher (Winter mindestens 50 km); ihr Maximum findet sich in 10—12 km Höhe (Tropopausenschicht). In der Grundschicht herrschen im allgemeinen stabile Formen mit tiefliegenden Inversionen vor; nur bei frischer arktischer Kaltluft sowie im Bereich konvergierender Bodenströmung (nahe bei Fronten) treten labile Formen und Auflösungstypen auf, besonders häufig im Bereich der subpolaren Konvergenz.

In der Literatur ist nicht immer klar auseinandergehalten: die planetarische Frontalzone als Bereich maximaler troposphärischer Luftmassengegensätze (Polarfront) in 30—50° Breite und die luftmassenmäßig ziemlich homogene, meist auf die unteren Schichten beschränkte, subpolare Tiefdruckfurche in 55—70° Breite; beide sind zwar genetisch miteinander gekoppelt, aber keinesfalls identisch.

d) Das polare Hochdruckgebiet ist im allgemeinen sehr schwach und veränderlich, meist noch nicht einmal 3 km mächtig; das gleiche gilt von der zugehörigen polaren Ostwindkalotte. In diesen Fällen wird es von den absterbenden Okklusionen der Polarfront von W nach E überweht, so daß der Witterungscharakter nur selten typisch antizyklonal ist. Auf die gelegentlich — besonders im Frühjahr — beobachtete Ausbildung hochreichender, warmer Hochdruckgebiete von mehr als 10 km Mächtigkeit wurde bereits hingewiesen. Unabhängig vom Wetter finden wir über dem Polargebiet fast ständig Inversionen und stabile Grundschichttypen; die Wolken sind fast immer stark ausgeschichtet und bestehen vielfach nur aus der flachen Hochnebeldecke an der Inversion; labile Schichtung kommt praktisch nie vor.

Stellen wir die planetarischen Windgürtel in systematischer Form zusammen — zugleich mit ihrer Lage im Jahresmittel am Boden —, so ergibt sich folgende Tabelle:

Kreislauf	Windgürtel	Winde	Mittlere Breitenlage (Jahr)
tropisch	innertropische Konvergenzzone	wechselnd	5° S - 10° N
	(äquatoriale Westwindzone)	West	(nur bei größerer Ausdehnung)
	Passatzzone	Ost	10-25° N, 5-20° S
ekotropisch	Subtropenhochzone	schwach	25-35° N, 20-35° S
	außertropische Westwindzone	West	35-55° N, 35-55° S
polar	subpolare Konvergenzzone	wechselnd	55-70° N, 55-70° S
	polare Ostwindzone	Ost	70-90° N, 70-90° S

Tabelle 3.  
Planetarische Windgürtel und ihre Breitenlage

## 2. Tropische Monsune und Passate

Die Erkenntnisse über die planetarischen Windgürtel lassen die Frage offen, inwieweit die bekannten thermischen Einflüsse von Land und Meer, die man als Monsunzirkulation bezeichnet, mit ihnen zusammenhängen. Diese Frage soll hier zunächst empirisch behandelt werden, ohne auf die zahllosen Belege im einzelnen eingehen zu können. Hierbei müssen wir wieder zurückgehen auf die ursprüngliche Bedeutung des Wortes Monsun (arab. mausim = Jahreszeit) und von der Bindung an den Wetterablauf abgehen (Conrad; Schneider-Carius 1950); wir verstehen unter Monsun eine jahreszeitlich ihre Richtung wechselnde Windströmung. Die Berechtigung dieses Monsunbegriffes für den ganzjährigen „Monsun“ Westafrikas wird (Ekhart 1941) mit Recht bezweifelt.

In Vorderindien (Abb. 8), dem klassischen Monsunland, zeigen die neueren Höhenwinddarstellungen (A. Wagner 1930, Ramanathan und Ramakrishnan 1938), daß der sommerliche SW-Monsun als eine 4—6 km mächtige Westströmung eingelagert ist in die — hier durchgängig östliche — Strömung des Urpassats. Die Nordgrenze steigt von der Monsunkonvergenz (einen Teil der NITC) in etwa 30° Breite vom Boden bis etwa über 6 km in 8—15° Breite an; über dem Äquator liegt sie immer noch knapp über 5 500 m hoch, sinkt dann aber sicher rasch ab. Die rasche Verlagerung der Monsunkonvergenz im Juni nach Norden — die Yin (1949) auf großräumige Verlagerungen der Trogachsen im außertropischen Zentralasien zurückführen will — und entsprechend im Herbst nach Süden, gliedern den Witterungsverlauf Indiens in charakteristischer Weise (Flohn 1943). Der winterliche NE-Monsun ist dagegen nur 1—2 km mächtig und ist thermisch wie dynamisch als NE-Passat aufzufassen.

In Indonesien und Hinterindien (Abb. 7) ist im Nordsommer gleichfalls der SW-Monsun als eine maximal 4—5 km mächtige westliche Strömung von Südchina (etwa 22° Breite) bis nach Sumatra (3—4° Südbreite) und Nord-Celebes nachzuweisen, gleichfalls eingelagert in die tropische Ostströmung, die sie nach allen Seiten abgrenzt. Der gleichzeitige E-Monsun in südlichen Breiten (Java) ist wegen seiner thermischen Schichtung und vertikalen Ausdehnung wieder als Teil des Urpassats (SE-Passat) zu deuten, während der SW-Monsun ebenso wie in Indien labil geschichtet ist (Schneider-Carius 1949). Im Nordwinter verschiebt sich das ganze System auf die Südhalbkugel: hier ist der indonesische W-Monsun 1500—3000 m, maximal wieder gegen 6 km mächtig; seine Nordgrenze (NITC) liegt in

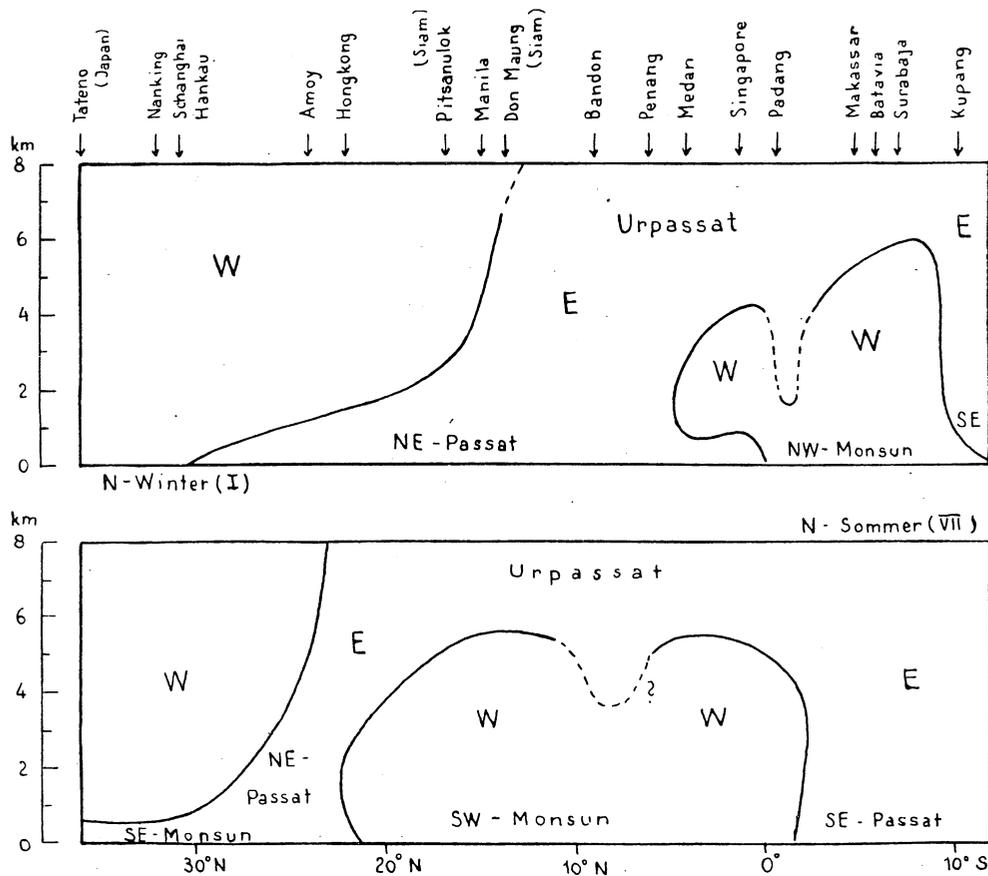


Abb. 7. Meridianschnitt der Windsysteme über Südostasien, Januar und Juli.  
Oben: Stationen mit Höhenwindbeobachtungen.

2 km Höhe etwa 2—3° nördlich des Äquators. Seine Südgrenze (SITC) finden wir in 10° Breite noch 1500 m hoch; sie ist in Nordaustralien (NW-Monsun mangels ausreichender Höhenwindmessungen nicht einwandfrei festzulegen (wahrscheinlich etwa 15°). In neueren Luftdruckkarten (Glenn 1947) tritt die Existenz zweier Tiefdruckzonen — mit NITC und SITC identisch — in 0—7°N und 5—12°S-Breite klar hervor. Auch hier ist der W-Monsun labil geschichtet, der ihn auf der Nordhalbkugel ablösende NE-Passat dagegen stabil.

In Afrika herrscht, wie wir aus der sehr instruktiven Darstellung von Ekhart (1941) entnehmen können, der ganzjährige SW-Monsun der Guineaküste, der als eine seichte im Mittel 600 bis 2000 m mächtige W-Strömung quer durch Zentralafrika bis zu den Hochgebirgen Ostafrikas vordringt, wo er offenbar noch an der Bevorzugung der Westabhänge durch die Niederschläge (Klute 1920, Troll und Wien 1949) beteiligt ist. Im Nordsommer liegt seine Nordgrenze (NITC) in 15—20° Nordbreite; sie läßt sich ohne Unter-

brechung vom Sudan her über Abessinien, Süd-arabien und Belutschistan nach Nordindien verfolgen. Auch im Nordwinter reicht der Monsun in Westafrika zwischen etwa 5—10° Nordbreite und knapp südlich des Äquators mindestens bis 25°E. Diese Darstellung (vgl. Ekharts Schnitt längs 20°E = Cyrenaika-Kapstadt!) ist um so bedeutungsvoller, als sie bereits vier Jahre vor der Entdeckung der äquatorialen Westwindzone erfolgt ist. Der an der Nordspitze Madagaskars im Nordwinter beobachtete NW-Monsun scheint ebenfalls zu diesem System zu gehören. Auf dem Atlantik liegt die ITC praktisch das ganze Jahr nördlich des Äquators (Kuhlbrodt 1942). Ein neues Profil von Vuorela (1948, 1950) liefert wenigstens eine schmale und seichte Westwindzone. Sie scheint im Golf von Guinea klarer ausgebildet zu sein als von der Küste von Südamerika, wo z. B. in Trinidad kaum westliche Winde beobachtet werden, ebensowenig auf Fernando Noronha.

Über Südamerika und dem Pazifik gestatten die nur spärlichen Höhenwindmessungen zunächst

nur vorläufige Aussagen über Teilgebiete, so daß ein großzügiger Überblick zurückgestellt werden muß.

Fassen wir zusammen, so erkennen wir, daß sämtliche tropischen Monsune mit westlicher Strömung Teilstücke der planetarischen äquatorialen Westwindzone (Flohn 1949) darstellen (SW-Monsun Indien-Philippinen sowie Ostafrika im Nordsommer, NW-Monsun Indonesien und Australien, Madagaskar im Südsommer, SW-Monsun West- und Zentralafrika ganzjährig). Alle sind als mehr oder minder mächtige (1–6 km) westliche Strömungen (nur am Boden mit eindeutiger S- bzw. N-Komponente) allseitig eingelagert in die tropische Ostströmung des Urpassats. Demgegenüber gehören die NE- bzw. E-Monsune Indien-Philippinen und Ostafrika im Nordwinter, Nordaustralien und Indonesien im Südwinter mit ihrer verbreiteten Grundschichtinversion in rund 2000 m thermisch wie dynamisch zum Passat. Der jahreszeitliche (monsunale) Windwechsel weiter tropischer Gebiete stellt sich also heraus als Folge der jahreszeitlichen Verlagerung dieser planetarischen Windgürtel. Dabei bewirkt der thermische Einfluß der Kontinente nur ein weiteres Ausbiegen der ITC-Region (Nordafrika, Indien im Nordsommer, Nordaustralien im Südsommer) oder eine Mächtigkeitszunahme (Indien), aber großzünftig gesehen nur eine Modifikation der planetarischen Windsysteme.

Während am Boden lokale Winde diese großräumigen Strömungen geradezu tarnen, wechseln in der freien Atmosphäre nördliche und südliche Komponenten einander räumlich wie zeitlich ab und treten an Bedeutung gegenüber der großzügigen Zonalkomponenten weit zurück.

### 3. Außertropische Monsune

Auch für die außertropischen Monsungebiete (im Sinne unserer obigen Definition) ergeben sich wesentliche neue Gesichtspunkte, wobei wir wiederum von den Tatsachen ausgehen wollen.

In Europa herrscht kein eigentliches Monsunregime; nur einzelne Großwettertypen — die sommerlichen W- und NW-Lagen ebenso wie die winterlichen Ostlagen — können als monsunähnlich angesehen werden. An einzelnen Küsten (deutsche Ostseeküste, Kaspisee, Nordfennoskandien zwischen Nordkap und Weißem Meer) gibt es seichte jahreszeitliche Windwechsel um beinahe  $180^\circ$ , die jedoch nirgends 1000 m Mächtigkeit erreichen.

Der europäischen Nordküste entspricht der schon lange bekannte monsunartige Windwechsel längs der Küste Nordsibiriens ostwärts der Taimyr-Halbinsel; auch dieser monsunale Wind-

wechsel reicht nicht wesentlich über 1000 m hinaus. In der Höhe existiert aber das ganze Jahr über ein Höhentrog, dessen Achse etwa von den Neusibirischen Inseln aus zuerst nach SW, dann nach S verläuft. Westlich davon herrschen in 3–6, ja 8 km Winde aus WNW bis NW eindeutig vor, ostwärts dagegen über der Tschuktschen-Halbinsel und dem angrenzenden Meeresgebiet SW-S-Winde. Im Sommer verschiebt sich die Trogachse etwas über Werchojansk hinaus nach Osten. Im Zentrum dieses Höhentroges sitzt über Jakutien der aerologische Kältepol Asiens, im Winter klar ausgeprägt in  $60\text{--}70^\circ$  Breite, im Hochsommer nahezu verschwindend.

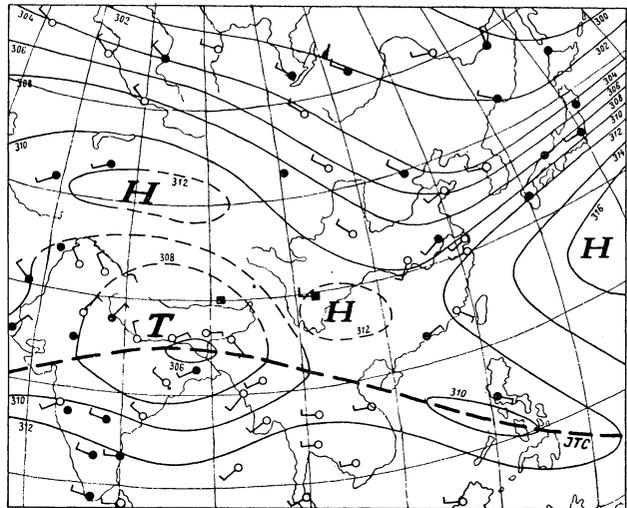


Abb. 8. Mittlere Höhenlage der 700 mb-Fläche (von 2 zu 2 Dekametern) über Süd- und Ostasien (Sommer). Ausgefüllte Kreise: Stationen mit aerologischen Aufstiegen (Temperatur, Druck); Quadrate: Bergstationen in rund 3000 m; Höhenwinde in Auswahl. Beachte die planetarische Frontalzone im N und den Höhentrog über China!

In Ostasien erreicht im ganzen Küstengebiet von  $25^\circ$  bis jenseits  $45^\circ$  Breite der bekannte SE-Monsun eine Mächtigkeit von 400–700 m im Durchschnitt; er bildet nichts als den durch die Bodenreibung abgelenkten südlichen Gradientwind auf der Ostseite des nur seichten innerasiatischen Monsuntiefs. Darüber wehen westliche Winde, die im Bereich der großen planetarischen Frontalzone — im Winter in Südchina, im Sommer über dem Jangtsekiang bis fast  $40^\circ$  Breite vordringend — einer ganz scharfen Konvergenz unterliegen: Südchina zeigt südliche Komponenten, während im Norden auf der Westseite des oben erwähnten Höhentroges nördliche Komponenten vorherrschen (Abb. 8). Die Niederschläge des sog. Sommermonsuns sind daher (Okada 1911, Coching-Chu 1934) frontaler Natur — häufig Schleif-

zonen! — und haben genetisch überhaupt nichts mit dem seichten SE-Wind der Bodenschicht zu tun (*Flohn* 1949, *Lautensach* 1949); sie fallen weitaus überwiegend aus westlichen Luftströmungen und entstammen daher größtenteils der Festlandsverdunstung. Neueste eigene Untersuchungen zeigten, daß im südchinesischen Raum zwischen dem SW-Monsun Hinterindiens (als Teil der äquatorialen Westwindzone) und der subtropischen Westströmung im Gebiet der planetarischen Frontalzone in vertikaler wie in horizontaler Richtung eine Schicht mit östlichen Komponenten existiert, so daß die beiden Westwindssysteme durch einen Teil der tropischen Ostströmung (Urpasat) isoliert bleiben. Dasselbe läßt sich anscheinend auch in Höhe des Meridians  $70-80^{\circ}\text{E}$  für den indischen Monsun und die zentralasiatische Westströmung nachweisen. Die aus Bodenwinden allein abgeleiteten Darstellungen (*Werenskiold* 1923, *Deppermann* 1935, *Dobby* 1945, *Lautensach* 1950) sind für diese dynamischen Beziehungen nicht repräsentativ und müssen durch eine dreidimensionale Betrachtung ergänzt und — teilweise erheblich — korrigiert werden.

Das gleiche gilt ausnahmslos für alle bisherigen Darstellungen der Hauptfrontalzone im Sommer: die pazifische „Polarfront“ wurzelt über Westchina, dagegen eine sekundäre „Arktikfront“ über Nordostsibirien, analog den Verhältnissen über Nordamerika.

In Nordamerika fehlt an der Ostküste ein voll entwickeltes Gegenstück zu dem seichten SE-Monsun Ostasiens, weil die Achse des nordamerikanischen Höhentrogas stärker zum Ozean verschoben ist als in Ostasien. In seinem Bereich hat die moderne Aerologie einen zweiten aerologischen Kältepol entdeckt im Raume von Baffinland, der das ganze Jahr (auch im Sommer!) wirksam ist und vielfach den asiatischen an Intensität übertrifft; er setzt sich daher im Jahresmittel durch.

Jahreszeitliche Windwechsel existieren einmal im Süden Kaliforniens und an der Golfküste, wo sich die jahreszeitliche Verlagerung des subtropischen Hochdruckgürtels mit der thermisch bedingten monsunalen Küstenzirkulation kombiniert. (Eine Homologie hierzu bildet der jahreszeitliche Windwechsel der Marmarika und Unterägyptens.) Ausgedehnter ist noch das große Gebiet monsunartiger Windwechsel an der Küste Alaskas und in weiten Teilen der kanadischen Arktis — in Homologie zu Nordeuropa und Nord-sibirien —, die erst durch die neueren Beobachtungsreihen dieses Raumes bekannt geworden sind. Die Höhenwindmessungen zeigen wiederum, daß diese Strömungen nicht mehr als 500 m mächtig sind; darüber wehen die von

der planetarischen Temperaturverteilung in erster Linie beeinflussten Westwinde mit hoher jahreszeitlicher Konstanz.

Auf der Südhälfte der Erde gibt es homologe jahreszeitliche Windwechsel in Teilen Südchiles und an der Südküste Südafrikas, wobei die betreffenden Stationen im Südsommer nördlich, im Südwinter südlich der Achse des Subtropengürtels liegen („Scheinmonsun“ nach *Knoch* 1930). Das gleiche gilt auch für das südliche Australien (z. B. Sydney, Perth u. a.), wo im Südsommer östliche und südliche, im Südwinter westliche und nördliche Winde vorherrschen, je nach der Lage des Subtropenhochs (*Taylor* 1932).

Fassen wir diese Gebiete zusammen, so sehen wir das Auftreten meist nur seichter jahreszeitlicher Windwechsel beschränkt auf zwei Zonen: die Zone der subtropischen Hochdruckachse und die der subpolaren Tiefdruckfurche im Jahresmittel. Je nach der jahreszeitlichen Verlagerung der planetarischen Luftdruck- und Windgürtel geraten diese Gebiete einmal in die ektropische Westwindzone und einmal in die passatische Ostwindzone bzw. in subpolaren Breiten in die polare Ostwindkalotte, wobei die Bodenreibung die meridionalen Komponenten stärker zur Geltung kommen läßt. Die Ursache dieser „Monsune“ liegt also hier wie in den Tropen in der jahreszeitlichen Verlagerung der planetarischen Windgürtel.

Daneben ist es aber von großer grundsätzlicher Bedeutung, daß — großzügig betrachtet — die meridionalen Zusatzkomponenten der westlichen Höhenströmung der gesamten Troposphäre im Jahresgang nur relativ geringfügigen Schwankungen unterliegen. Über dem östlichen Nordpazifik und Alaska bis zur amerikanischen Westküste hat der Westwind das ganze Jahr eine südliche Komponente, ebenso auf nahezu dem ganzen Nordatlantik und Westeuropa einschließlich Grönland und Island. Dagegen herrscht eine nördliche Komponente ganzjährig vor über Mittel- und Ostsibirien sowie über Inner- und Ostasien nördlich etwa  $35^{\circ}$  Breite, ebenso über dem mittleren und östlichen Nordamerika. Die Höhenträge über der amerikanischen und asiatischen Ostküste können — von geringfügigen jahreszeitlichen Schwankungen (vgl. Abb. 1) abgesehen — als quasistationäre Gebilde angesehen werden, die sich nach unseren Monats- und Jahreskarten auch im Jahresmittel durchsetzen; das gleiche gilt für die flachen Hochdruckkeile über Westeuropa und der nordamerikanischen Westküste sowie für den von *Boffi* festgestellten Höhentrog vor der südamerikanischen Ostküste.

Diese Tatsache widerspricht der früheren Auffassung einer thermisch bedingten Monsunzirkula-

tion. Nach ihr müßte sich im Sommer über den Kontinenten hoher, im Winter tiefer Druck einstellen; über den Mechanismus vgl. *Scherhag* (1948). Diese thermischen Anteile sind zweifellos vorhanden; sie wirken sich aus in einer flachen sommerlichen Aufwölbung der Höhenisobaren über Osteuropa, Sibirien und Nordamerika, in einer Verlagerung der planetarischen Frontalzone polwärts sowie in einer leichten Verschiebung der Höhenträge an den Ostküsten zum Meere hin. Aber die überlagerten ganzjährigen Anomalien können nur die Folge des dynamischen Einflusses der Gebirge sein, wie sie aus der Theorie von *Charney* und *Eliassen* (1949) hervorgeht. Versucht man, diese beiden Einflüsse zahlenmäßig gegeneinander abzuwägen, so kommt man zu dem Ergebnis, daß sich die thermische und dynamische Wirkung der Kontinente etwa die Waage halten. Im Jahresmittel (Tab. 4) ist die gesamte Troposphäre über der Westküste in Amerika um mindestens 5°, über Eurasien um rund 7° wärmer als über der Ostküste. Der schon seit *G. Forster* (1794) und *A. v. Humboldt* bekannte Klimaunterschied zwischen West- und Ostküsten in außertropischen Breiten erweist sich als großartiger, orographisch bedingter Vorgang, der bis in die Stratosphäre (dort gegensinnig!) reicht.

Breite	Eurasien		Differenz W-E			Nordamerika		Differenz W-E		
	W	E	Jahr	So	Wi	W	E	Jahr	So	Wi
70°	-12,5	-18,0	5,5	3,0	17,0	-15,5	-21,0	5,5	6,5	5,0
60°	-7,0	-15,5	8,5	3,0	21,5	-10,0	-17,5	7,5	7,0	12,5
50°	-2,0	-10,5	8,5	2,0	20,5	-5,0	-10,5	5,0	6,0	14,0
40°	+0,5	-5,5	6,0	2,0	14,5	+2,0	0,0	2,0	4,0	6,5
40-70°	-5,2	-12,4	7,2	2,5	18,4	-7,1	-12,1	5,0	5,9	9,5

Tabelle 4. Mittlere (virtuelle Temperatur (°C) der Schicht 500/1000 mb (= etwa 0-5400 m) längs der West- und Ostküsten der Kontinente, Jahresmittel 1949  
Zum Vergleich: Differenzen für Sommer und Winter (mehrjährige Mittelwerte).

Der Einfluß der Land-Meerverteilung auf die atmosphärischen Strömungen setzt sich also aus zwei Anteilen zusammen:

a) **dynamisch**: bewirkt durch die konvektiven und Reibungsprozesse über den Gebirgen für die auf der Nordhalbkugel gegebene Oberflächenstruktur der gemäßigten Breiten einen ganzjährig wirksamen Gegensatz zwischen den kalten Ostküsten und den wärmeren Westküsten und eine entsprechende Anomalie der planetarischen Westdrift.

b) **thermisch**: bewirkt durch die jahreszeitliche wechselnde Rolle von Ein- und Ausstrahlung im Sommer eine Aufwölbung, im Winter eine

Senkung der isobaren Flächen und ein entsprechendes Ausbiegen der Höhenströmung.

Diese Faktoren modifizieren die Grenzen der jahreszeitlich im Rhythmus des Sonnenstandes wandernden planetarischen Windgürtel; diese Verlagerung ist die primäre Ursache der „monsonalen“ Winddrehungen, die von der Land-Meerverteilung nur abgewandelt werden.

#### IV. Allgemeine Zirkulation und Klima

##### 1. Klimatypen, Klima und Witterung

In seinen methodisch grundlegenden Darstellungen der Klimatologie hat *A. Hettner* stets die Forderung vertreten, daß sich eine natürliche Einteilung der Klimate der Erde nicht auf deren Wirkung auf die Vegetation (*Köppen*, *Thornthwaite*, *v. Wißmann*) oder den Wasserhaushalt (*Woeikof*, *A. Penck*) stützen dürfe, sondern auf die Ursachen (\*). Eine solche Einteilung muß „in erster Linie den allgemeinen Charakter der Klimate ins Auge fassen, wie es eben in der ganzen Art und im jährlichen und täglichen Verlauf der Luftbewegung, der Hydrometeore, des Lichtes und der Wärme zum Ausdruck kommt“. Wenn auch *Köppen* (vgl. seine noch heute brauchbaren Windkarten der Ozeane) niemals die ausschlaggebende Rolle der Winde unterschätzt hat, und wenn auch *Hettner* selbst sein Grundprinzip der Einteilung auf Grund der allgemeinen Zirkulation nicht vollständig und einheitlich durchführen können — seine Ausführungen, auf den Arbeiten von *Woeikof* (1874, 1887) beruhend, sind heute in mehreren Punkten sachlich veraltet —, so liegt in diesem Grundprinzip einer genetischen Klimateinteilung ein entscheidender Fortschritt, der bislang noch nicht verwirklicht ist.

In seinen methodisch wie sachlich sehr beachtlichen Ausführungen versucht *Creutzburg* (1950), diese Forderung zu verwirklichen, muß aber doch auf die mehr statischen Elemente (Temperaturandauer, Schneedecke, Verhältnis Temperatur/Niederschlag) zurückgreifen, so daß seine Karte — die zweifellos einen beachtlichen Fortschritt darstellt — die Dynamik der allgemeinen Zirkulation

\*) *Hettner* (zuletzt 1934) hat das *Köpplersche* Klimasystem, das international die größte Verbreitung gefunden hat, mit dem *Linnéschen* Pflanzensystem verglichen; „eine natürliche Klassifikation der Klimate muß auf ihre Ursächlichkeit begründet sein, ... muß synthetisch sein“. Eine solche Gegenüberstellung natürlich-künstlich erscheint etwas schief, wenn man die Rolle des Klimas in der Geographie bedenkt; es erscheint richtiger, die in der Geographie unentbehrlichen, aber rein beschreibenden wirkungsbezogenen Klimateinteilungen einer auf die Ursachen bezogenen gegenüber zu stellen. Dann hat man effektive und genetische Klimaklassifikationen, die sich in ihren Ergebnissen keinesfalls decken müssen; es erscheint nicht zweckmäßig und auch kaum möglich, diese verschiedenen Gesichtspunkte miteinander zu kombinieren.

gar nicht direkt in Rechnung stellt. Von besonderer Bedeutung ist dabei seine Unterscheidung zwischen stetigen und alternierenden Klimaten, wobei die letzteren im Jahresverlauf wegen der Verschiebung der planetarischen Gürtel verschiedenen Systemen angehören.

Verf. hatte 1945 in Gefangenschaft auf Grund der jahreszeitlichen Verlagerungen der planetarischen Windgürtel eine genetische Klimaklassifikation auf dynamischer Basis ausgearbeitet, wobei die gleiche Unterscheidung sich als notwendig erwies. Von einer Veröffentlichung wurde zunächst abgesehen, um erst einen klaren Überblick über die dreidimensionale Struktur der planetarischen Windsysteme (siehe oben) auf Grund des ins Riesenhafte anwachsenden aerologischen Materials zu gewinnen. Wie berechtigt diese Zurückhaltung war, zeigten die grundlegenden Entdeckungen der letzten Jahre (äquatoriale Westwindzone, aerologische Kältepole und Gegensatz Ostküste-Westküste) sowie die ebenso fundamentalen theoretischen Fortschritte (vgl. Abschnitte II und III). Nach diesen Voraussetzungen ist nunmehr die Bahn frei für eine vollständige Verwirklichung der Forderungen *Hettners*.

Die hier gewonnene räumliche Vorstellung der planetarischen Windgürtel sowie ihre dynamische Erklärung liefert uns nun die Basis eines solchen genetischen Klimasystems, wobei die früher dominierenden Monsune wesentlich zurückgedrängt werden. Von diesem Standpunkt aus rückt der jährliche Gang der Hydrometeore in den Vordergrund, wobei allerdings Häufigkeit und Charakter der Niederschläge mindestens ebenso bedeutsam sind wie deren Summe, und Mächtigkeit und Art der Wolken ebenso wichtig wie die mittlere Himmelsbedeckung.

Damit lernen wir das Klima als „Summe der Witterungen“ verstehen und würdigen. Eine ursächliche Erklärung ist möglich mit Hilfe der Luftbewegung, allerdings nicht der — oft durch Bodenreibung und kleinräumige Zirkulation beeinflussten und daher nicht repräsentativen — Bodenwinde, sondern der Strömungen der freien Atmosphäre, gemeinsam mit deren vertikaler Schichtung.

So verstehen wir heute den Wechsel zwischen Regenzeit und Trockenzeit als Folge der jahreszeitlichen Verlagerung der ITC-Region mit ihren „Zenitalregen“ — eine Bezeichnung, die nur cum grano salis noch gültig bleibt —, wir verstehen den Zusammenhang zwischen Zenitalregen im Sudan, den Sommerregen Südarabiens (*C. Rathjens jun.*), Belutschistans und den Monsunregen ganz Südasiens und ihre dynamisch-genetische Unterscheidung von den „Monsunregen“ Ostasiens. Wir verstehen das Auftreten der subtropi-

schen Winterregengebiete an der Polarseite der sich äquatorwärts zurückziehenden subtropischen Hochdruckzellen, wie sie nicht nur vom Mittelmeerraum bis nach Turkestan und Nordwestindien ausstrahlen, sondern ebenso in Kalifornien, Südchile, Kapland und an der Südküste Australiens verbreitet sind, als das bekannteste Beispiel homologer Klimate, in ihrem Zusammenhang mit den oben erörterten Gürteln monsunaler Windwechsel. Zahllose lokale Anomalien werden bei Berücksichtigung der vertikalen Schichtung von Temperatur und Wind verständlich (Hochgebirge Ostafrikas, Trockengebiet am unteren Indus, Vegetationsgürtel der tropischen und subtropischen Hochgebirge); andere erklären sich aus wettermäßig bedingten Verlagerungen der planetarischen Windgürtel (El-Niño-Phänomen an der peruanischen Küste, Regenanomalien im äquatorialen Pazifik und Nordostbrasilien u.a.m.).

Eine genetische Klimagliederung stellt die jahreszeitliche Verlagerung der planetarischen Wind-, Wolken- und Niederschlagsgürtel in den Mittelpunkt. Diese lassen sich in durchaus befriedigender Weise durch zwei bekannte Klimatelemente wiedergeben: mittlere Windrichtung im Bereich der tiefen Wolken (Grundschicht), d. h. in 500 bis 2000 m Höhe, und die die wetterwirksamen Vertikalbewegungen bezeichnende Niederschlags Häufigkeit. Die Windrichtung in der Grundschicht wird — wie erwähnt — in den Tropen oft durch die Bodenwindrichtung geradezu getarnt; auch über See weicht sie (nach *Forsdyke* 1949) im Mittel um 40—45° davon ab, gegen 10° in höheren Breiten, so daß erst aus Höhenwind- und Wolkenzugbeobachtungen ein zuverlässiges Bild zu gewinnen ist.

Eine kartographische Darstellung der Strömungsverhältnisse über den Tropen, insbesondere der Ausdehnung der äquatorialen Westwindzone, ist in Arbeit. Leider sind Karten der Niederschlags Häufigkeit (Monate, Jahreszeiten) nur ganz vereinzelt greifbar, die wegen der wechselnden Zuverlässigkeit der Beobachter auf große Schwierigkeiten stoßen. Überblicken wir die Verteilung dieser beiden, die horizontale und vertikale Dynamik der Witterung kennzeichnenden Elemente und ihren jährlichen Gang, dann gelangen wir sofort zu einer sehr einfachen Gliederung in witterungsklimatische Zonen. In nachfolgender Tabelle 5 wird diese wiedergegeben, auf der Grundlage der in Tabelle 3 enthaltenen Windgürtel. Diese Einteilung (Abb. 9) ist an sich keinesfalls neu: ihre Wurzeln finden sich bereits bei *Woeikof*, in den Windkarten *Köppens* (1923, 1936) sowie in den Niederschlagszonen nach *Sv. Petterssen* (1940). Wie *Creutz-*

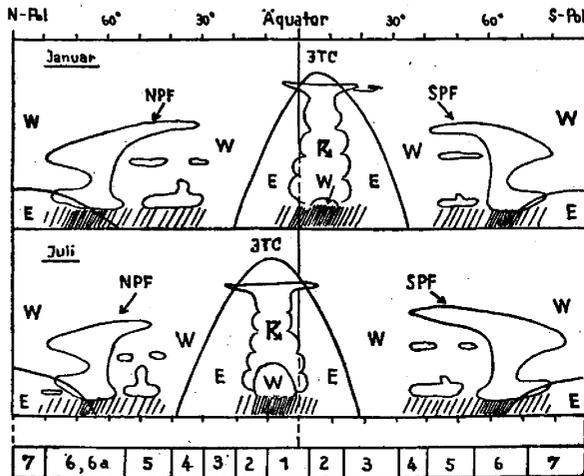


Abb. 9: Schema der planetarischen Wind-, Wolken- und Niederschlagsgürtel (NPF, SPF = planetarische Frontalzone bzw. Polarfront, ITC = innertropische Konvergenzzone) und witterungsklimatische Zonen (1—7, vgl. Tab. 5).

burg unterscheiden wir stetige (1, 3, 5, 7) und alternierende (2, 4, 6) Klimazonen. Der Vergleich dieser witterungsklimatischen Zonen mit typischen Vertretern der effektiven Klimaeinteilungen von Köppen und Penck sowie mit den typischen

Vegetationsformationen erstreckt sich nur auf das Prinzipielle, nicht auf Einzelheiten; gleiche Grenzführung darf wegen der verschiedenen Grundlage der Einteilung nicht erwartet werden. Daß trotzdem wenigstens in großen Zügen eine gewisse Übereinstimmung besteht, ist eine Konsequenz der überragenden Bedeutung der Niederschläge für alle Klimaeinteilungen.

Auf dem — in Anlehnung an C. Troll (1948) geringfügig abgeänderten — Idealkontinent Köppens läßt sich die grundlegende Anordnung zeigen (Abb. 10). Die Unterbrechung der Zonen 3 und 4 über dem Ostrand der Kontinente beruht auf den oben (II, 2) diskutierten großen Höhenträgern, die sehr häufig hier den subtropischen Hochdruckgürtel durchbrechen. In der Zone maximaler Landbedeckung nahe 60° N bildet sich ein sehr kennzeichnendes Klimagebiet 6a (boreale Zone) aus, das weniger durch die jahreszeitliche Verlagerung der Niederschlags- und Windgürtel als durch extrem kontinentale Eigenschaften hervortritt und das auf der Südhalbkugel keine Parallele kennt. Hier existiert keine Symmetrie der Hemisphären (vgl. C. Troll 1948), und die statischen Elemente des Lageklimas (Seilkopf) dürfen nicht unberücksichtigt bleiben. Sollten aus methodischen Gründen Bedenken gegen diese Verquickung bestehen, dann kann man ohne weiteres die

Tabelle 5. Witterungsklimatische Zonen der Erde

Zone	Niederschläge	Luftdruckgürtel und Windgürtel	Winde		Typische Klimate		Typische Vegetationsformen
			So	Wi	Köppen	Penck	
1. Innere Tropenzone	immerfeucht, meist Starkregen	äquatoriale Westwindzone <sup>1)</sup> ≥ 8 Monate	T	T	Af, Am	vollhumid	Tropischer Regenwald, Monsunwald
2. Äußere Tropenzone (Randtropen)	Sommerregen (Zenitalregen)	äquatoriale Westwindzone <sup>1)</sup> < 8 Monate im Wechsel mit Passat	T	P	Aw, z. T. Cw	semihumid	Savanne mit Galeriewald, Trockenwald
3. Subtropische Trockenzone <sup>2)</sup>	vorwiegend trocken (selten Gußregen)	Passat oder Subtropenhoch	P	P	BS, BW	arid	Steppe, Wüstensteppe, Halbwüste, Kernwüste
4. Subtropische Winterregenzone <sup>2)</sup>	Winterregen, z. T. Äquinoktialregen	Sommer Subtropenhoch, Winter außertropische Westwinde	P	W	Cs	semihumid	Hartlaubgehölze
5. Feucht-gemäßigte Zone	Niederschläge in allen Jahreszeiten	außertropische Westwinde	W	W	Cf, z. T. Cw	humid	Laubwald, Mischwald
6a Boreale Zone <sup>3)</sup>	Niederschläge vorwiegend im Sommer, Winterschneedecke	außertropische Westwinde, z. T. polare Ostwinde	E	W	Df, Dw	subnival	Nadelwald, Birken
6. Subpolare Zone	ganzjährig geringe Niederschläge	polare Ostwinde und Westwinde (Subpolar-tief)	E	W	ET	polar	Tundra
7. Hochpolare Zone	ganzjährig geringe Schneefälle	polare Ostwinde	E	E	EF	nival	Kältewüste (Eis)

1) oder Mallungen 2) fehlt im E der Kontinente 3) nur über den Kontinenten, fehlt auf der Südhalbkugel

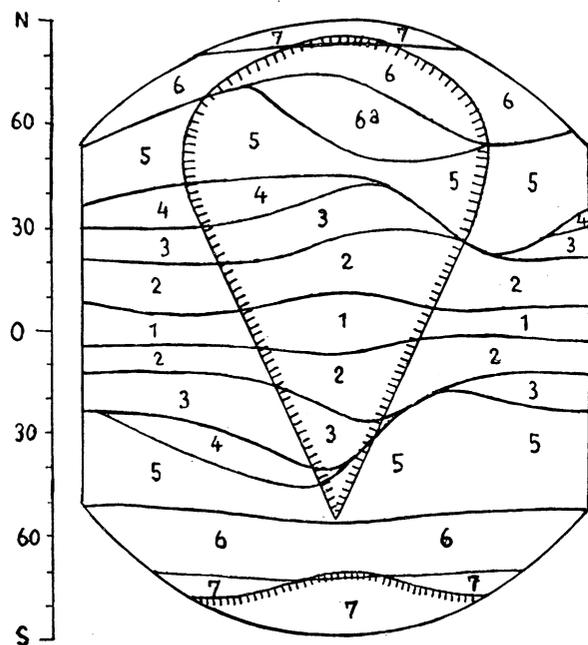


Abb. 10: Anordnung der genetischen Klimazonen auf dem Idealkontinent Köppens.

Zonen 6 und 6a zusammenfassen. Ein nicht unbeachtlicher Unterschied besteht darin, daß in diesen Zonen über den Kontinenten wegen der seichten Hitzetiefs bzw. Kältehochs im Sommer östliche, im Winter westliche Winde vorherrschen, während auf den Meeren sehr unregelmäßige, jahreszeitlich nur gering schwankende Winde beobachtet werden. Bezeichnen wir die Windgürtel mit Großbuchstaben:

Äquatoriale Westwindzone (bzw. Mallungen)	: T (Köppen A)
Tropische Ostwindzone (Passat)	: P
Außertropische Westwindzone	: W (Köppen V)
Polare Ostwindkalotte	: E (Köppen J)

dann können wir die hier vorgeschlagene Einteilung als Ergänzung zu der in der ganzen Welt noch immer meist verbreiteten (effektiven) Klimaeinteilung von Köppen bringen. Eine Klammer hinter Köppens Klimaformel enthält dann — in der gleichen Anordnung wie in Köppens Windkarten — der Symbole der Windgürtel für Sommer und Winter. Diese kombinierte Klimaformel hat den didaktischen Vorteil, das Auswendiglernen von Schwellenwerten (effektiver Natur) durch das vertiefte Verständnis genetischer Zusammenhänge zu erleichtern. Will man Verwechslungen vermeiden, so mag man die bereits von Köppen gewählten Buchstaben vorziehen, die hier wegen der leichteren Merkbarkeit und des international ungeeigneten „A“ abgewandelt wurden. Einige Beispiele seien genannt: Werchojansk Dwd (EW), Hamburg Cfb (WW),

Palermo Csa (PW), Rangun Amw (TP) oder Singapore Af (TT).

Ein besonders interessanter Fall, der zugleich die Vorteile der genetischen Betrachtungsweise am deutlichsten erkennen läßt, ist Nordwestindien, das im Sommer an den Monsunregen der ITC mit Westwinden, im Winter (bis April) an den gleichfalls mit westlichen Winden verknüpften Polarfrontregen (mediterrane Herkunft) teilnimmt, während die Übergangsjahreszeiten zum trockenen Regime des Subtropenhochgürtels gehören. In der Köppenformel wäre dieser Niederschlagsgang (z. B. Peshawar Januar—April je 36—70 mm, Juli—August je 42 mm, übrige Monate je 5—14 mm) überhaupt nicht wiederzugeben. In unserer erweiterten Klimaformel verdient Peshawar (34°N) die Bezeichnung BSag(TPW), wobei P in der Mitte die Übergangsjahreszeiten charakterisieren mag. Der völlig verschiedene Charakter der Regenfälle im Winter (schwache gleichmäßige Regen von außertropischem Warmfronttypus) und Sommer (kurze heftige Instabilitätsregen, meist nachts) wurde soeben von Ramaswamy und Suryanarayana betont.

Ein Hauptvorteil dieser Einteilung besteht darin, daß die rein thermisch bedingte Sonderstellung der Gebirge, die mit vollem Recht bekämpft wurde (z. B. C. Troll 1948 oder Creutzburg 1950), beseitigt wird. In der Äquatorialzone ragen zwar die höheren Gebirge in die Zonen konstanter Ostwinde; aber die Aufwärtsbewegungen der ITC-Region wirken sich wettermäßig so stark aus, daß der immer feuchte Paramotyp sich vom ganz oder teilweise trockenen Punotyp in der Passatzzone grundsätzlich unterscheidet (C. Troll). Nur bei den Hochregionen Zentralasiens oder der nordargentinischen Puna, die schon aus den Subtropen in die ektropische Westwindzone der planetarischen Frontalzone mit ihren furchtbaren Stürmen hinaufreichen, scheint eine Sonderstellung gerechtfertigt.

Der zweite Vorzug besteht in der Berichtigung der früher weit überschätzten Bedeutung der „Monsune“, die (vgl. III, 2—3) lediglich als Folge der jahreszeitlichen Verlagerung der planetarischen Windsysteme und ihrer kontinentalen Ausweitungen aufzufassen sind. Sie können infolgedessen im Rahmen einer großzügigen planetarischen Übersicht ohne jeden Nachteil vernachlässigt werden. Damit geht die hier vorgetragene Einteilung auch über Köppens gleichlautende Andeutung (1936, Seite C 40!) hinaus, der ausdrücklich die Monsungebiet ausnimmt.

Diese genetische Klimaeinteilung kann niemals eine der bekannten und geographisch wohl bedeutungsvolleren effektiven Einteilungen ersetzen, wie sie in neuerer Zeit besonders von Thornthwaite und v. Wißmann ausgebaut wur-

den. Aber in einer Klimatologie sui generis können effektive Einteilungen, deren Prinzip nicht in meteorologischen, sondern biologischen und hydrologischen Tatsachen liegt, keinesfalls befriedigen. Es erscheint daher zweckmäßig, beide in Form der obigen Beispiele zu einer komplexen Klimaformel zu vereinigen. Diese kombiniert die methodisch am besten durchdachten Gesichtspunkte *Hettners* mit den noch heute sachlich kaum zu überschätzenden Darstellungen *Köppens* zu einer Synthese auf höherer Ebene.

Damit wird aber aus der bisher allzu oft nur beschreibenden — statischen — Klimatologie mit ihren Mittelwerten und Häufigkeiten eine erklärende dynamische Klimatologie (*Bergeron* 1930). Diese wird erst ermöglicht mittels der inzwischen durchgeführten Klassifikation der europäischen Großwetterlagen seit 1881 (*F. Baur* 1947, verbessert durch *Heß* und *Brezowsky*), die eine wesentlich klare Formulierung des normalen jährlichen Großwetterablaufs in Mitteleuropa (*Flohn* und *Heß* 1949) ermöglichte. Eine Erweiterung für Atlantik und Nordamerika ist im Gang (*Baur* 1949, US-Weather Bureau), zu der die Zirkumpolarwetterkarten des US-Weather-Bureau (seit 1899) eine hervorragende Basis abgeben.

Darüber hinaus konnte die methodisch grundlegende Frage nach der räumlichen Abgrenzung („Witterungsraum“) des wetterwirksamen Einflußbereiches einer Wetterlage am Beispiel der Vb-Lage gelöst werden (*Flohn* und *Huttary* 1950), so daß jetzt der — zweifellos noch immer mühevollen und schwierigen — Durchführung einer genetischen Klimatologie, die Klima und Witterungsablauf verknüpft, nichts mehr im Wege steht. Für ein wirkliches Verständnis des Großklimas ist heute eine dreidimensionale Betrachtungsweise unerlässlich; als Beispiele seien genannt die Arbeiten von *E. Ekhart*, der aerologische und klimatologische Gesichtspunkte wirkungsvoll kombiniert, sowie die von *Schneider-Carius*, der die Typen der Grundschicht in den Mittelpunkt stellt. Daß weder die statische, noch die dynamische Klimatologie allein, sondern nur beide in ihrer Verknüpfung ein vollständiges Bild des Klimas vermitteln, ist schon öfters betont worden (u. a. *Reichel* 1949).

Mit dieser Entwicklung in die dritte Dimension wird aber zugleich die Klimatologie aus der undankbaren — wenn auch zweifellos notwendigen — Rolle einer Hilfswissenschaft für Geographie, Landwirtschaft, Biologie, Medizin, Wasserwirtschaft herausgelöst. Ihr Arbeitsgebiet nähert sich durchaus nicht dem Abschluß, sondern gewinnt durch diese Erweiterung den Anschluß an die stürmische Entwicklung der dreidimensionalen

Meteorologie (aerologische Synoptik) und den Rang einer selbständigen Disziplin mit eigenem Forschungsziel.

## 2. Klimaschwankungen und Klimaänderungen

Das Problem der Klimaänderungen gehört heute — neben dem der allgemeinen Zirkulation, neben Mikrophysik der Wolken und Austausch — zu den meist behandelten Gebieten der Meteorologie und Klimatologie; die Fülle des Materials (z. B. *Lysgaard* 1949) führt dazu, daß *A. Wagners* schöne Darstellung (1940) heute schon in verschiedenen Partien überholt ist. Wie sehr dieses Problem mit der allgemeinen Zirkulation zusammenhängt, haben schon früher die Arbeiten von *A. Wagner* und *R. Scherbag* gezeigt; in neuester Zeit hat *H. C. Willett* (1949) zu dieser Frage grundsätzliche Ausführungen vom Standpunkt der heutigen aerologischen Synoptik gemacht. An Hand der Wind- und Temperaturaufzeichnungen der ostalpinen Bergobservatorien läßt sich nachweisen, daß diese Zirkulationsschwankungen sich auch in Verlagerungen des westeuropäischen Höhenhochkeils bzw. des osteuropäischen Höhentrogos auswirken, d. h. daß die Klimaschwankungen der letzten 65 Jahre großräumige advektive Prozesse darstellen (*Flohn*).

Die oben bereits berührte (Abschnitt III 1 c) Unterscheidung von zonalen und meridionalen Zirkulationsformen hat an den beobachteten kurzfristigen Klima-anomalien zweifellos einen wesentlichen Anteil; die Jahre 1947—49 liefern hierfür zahlreiche Belege, wobei auf Einzelheiten und Literatur verzichtet werden muß. Perioden gesteigerter Zonalzirkulation (Beispiel: 1948 sowie die Jahrzehnte etwa 1901—1938) bringen für Mitteleuropa milde Winter und vielfach warme Sommer; besonders auffällig war das Jahr 1949 mit den um 5—10 Breitengrade nordwärts verschobenen Subtropenhochzellen und den Dürresommern in den USA., West- und Mitteleuropa sowie China. Perioden gesteigerter Meridionalzirkulation bringen für Mitteleuropa überwiegend kalte Winter und meist auch kühle, nasse Sommer bei vorherrschend „monsunalen“ Großwetterlagen (Sommer N-NW-Lagen, Winter Ostlagen). Die heute mögliche, unmittelbar zirkumpolare Übersicht der laufenden Witterungsanomalien — vgl. den Monatsbericht „Großwetterlagen Mitteleuropas“ (Bad Kissingen) sowie „Monthly Climatic Data“ (US.-Weather-Bureau) — vermittelt ein eindrucksvolles Bild solcher Zusammenhänge und trägt Entscheidendes zum Verständnis säkularer Klimaschwankungen bei.

Die Erfahrungen der letzten Jahrzehnte, besonders im Polargebiet, haben zu einer Modifikation der klassischen Lehre von der Konstanz des Klimas (*Hann*, *Angot*, *L. Berg* u. a.) geführt.

Damit ist aber die *Klimageschichte* — deren stärkere Berücksichtigung auch von *Knoch* mehrfach gefordert wurde — zu einem wichtigen Zweig der Klimatologie geworden. Sie verarbeitet zunächst die ältesten Reihen instrumenteller Beobachtungen, die in Mittel-, West- und Nordeuropa immerhin bis in die erste Hälfte des 18. Jahrhunderts zurückreichen (*Hlavac* 1938, *Labrijn* 1945, *Lysgaard* 1949 u. a. m.).

Bei räumlichem Vergleich ergeben sich sehr weitreichende Rückschlüsse auf die allgemeine Zirkulation, wenn auch erst ab etwa 1880 weltweite Vergleiche möglich sind. Dann aber ist sie in zunehmendem Maße in der Lage, aus unsicheren Quellen (Chroniken, Beobachtungen ohne Instrumente) und indirekten Unterlagen (Pollenanalyse, Gletscherschwankungen, Baumringe) ein immer sicherer werdendes Bild der Klimaentwicklung mindestens während des letzten Jahrtausends zu geben. Diese historische Klimatologie wird besonders in England und Skandinavien — unter führender Beteiligung von *C. E. P. Brooks*, *A. Angström* u. a. — betrieben. Von besonderer Bedeutung erweisen sich dabei zwei sorgfältig bearbeitete langjährige Beobachtungsreihen aus dem 16. Jahrhundert: *Tycho de Brahe* 1582—1597 auf einer kleinen Insel im Sund (*La Cour* 1876) sowie *W. Haller* 1546—1576 in Zürich (*Flohn* 1949), die in guter Übereinstimmung die säkulare Klimaverschlechterung ab etwa 1540 erfassen. Ihre grundsätzliche Bedeutung geht aus dem weltweiten Gletschervorstoß von 1610 bzw. 1645 (*Drygalski—Machatschek* 1942, *R. v. Klebelsberg* 1949, *Lawrence* 1950) sowie dem Absinken der Waldgrenze in den höheren deutschen Mittelgebirgen (*Firbas* 1949) hervor; nicht ganz zu Unrecht bezeichnen die englischen Klimahistoriker den Abschnitt von etwa 1540—1680 als „kleine Eiszeit“. Ebenso wie für eine kürzere Periode 1428—1460 ergibt sich aus den Daten in guter Übereinstimmung der Schluß auf eine langanhaltende Periode vorherrschend meridionaler Zirkulationsformen (*Flohn* 1950). Andererseits dürfte nach allen neueren Unterlagen (*K. Müller* 1947, *Firbas* 1949) das Früh- und Hochmittelalter — von kürzeren Schwankungen abgesehen — eine in Mitteleuropa ausgesprochen sommerwarme und wintermilde, in England jedoch niederschlagsreiche Klimaperiode mit vorwiegend zonaler Zirkulation und nordwärts verschobenem Subtropenhoch gewesen sein.

Ob die Hypothese von *C. E. P. Brooks*, daß das Polarmeer damals eisfrei gewesen sei und somit die frühen Wikingersiedlungen in Grönland völlig andere Klimabedingungen angetroffen haben, in vollem Umfange berechtigt ist, ist nicht leicht zu entscheiden. Auf jeden Fall werfen unsere heu-

tigen Kenntnisse vom Aufbau der allgemeinen Zirkulation ein neues Licht auf diese in Deutschland viel zu wenig beachtete Hypothese vom „akryogenen“ (*Kerner-Marilaun*) milden Polar-klima. Die sehr erhebliche Klimavverbesserung in der Arktis, die die Eisgrenzen verschiedentlich bis um 300 km hat zurückweichen lassen, ist eine Folge der gesteigerten Zonalzirkulation der Periode 1901—38; die heute bekannten Daten über das Klima des Hochmittelalters lassen eine weitgehende Enteisung des Polarmeeres als durchaus möglich erscheinen. Daß das Fehlen polarer Eismassen die Temperatur der Arktikluft ständig über 0° steigen läßt und damit das Klima der ganzen gemäßigten Zone auf das nachhaltigste beeinflusst, steht außer Zweifel; diese Tatsache war sowohl für die Interglazialzeiten wie für das Klima von Tertiär und Mesozoikum von ausschlaggebender Bedeutung.

Andererseits führen Perioden gesteigerter Meridionalzirkulation, wie oben ausgeführt, zu einer Schwächung und Trennung der subtropischen Hochdruckzellen sowie zu gesteigerter Kaltluftzufuhr in den Passatkreislauf, womit die Niederschlagstätigkeit an der JTC eine Steigerung erfährt. Damit wird verständlich, weshalb die Eiszeiten in den höheren Breiten gleichzeitig mit Pluvialperioden in den subtropischen Trocken-zonen — die offensichtlich von beiden Seiten her eingengt werden — und Eiszeiten in den äquatorialen Regionen auftreten. Diese erhöhte Meridionalzirkulation erzeugt einen — durch die Arbeiten von *Poser*, *Büdel*, *Klute* belegten — Kaltlufttrog über Mitteleuropa, womit die Ernährung des fennoskandischen Eises auch von Süden her (Vb-artige Wetterlagen) sichergestellt ist. Die geographische Verteilung der hauptsächlichlichen Eiszentren der Nordhalbkugel zeigt, daß außer den Hochgebirgen Fennoskandiens und der Rocky Mountains auch zwei Zentren in den Ebenen um die Hudsonbucht (Keewatin-Eis) und Ostsibiriens (weite Firnfelder an der unteren Lena) existieren. Hierbei zeichnete sich besonders das Keewatin-Eis durch seine Ausdehnung bis in die Breite von St. Louis (38° N) aus. Die Parallelen zwischen diesen Eiszentren und der heutigen Lage der aerologischen Kältepole sind evident; bei meridionaler Zirkulation werden diese Höhenträge noch verstärkt und erklären so die eigenartige Lage der Eiskuppeln mitten in weiten Tiefebene. So wirft die heutige Auffassung der allgemeinen Zirkulation auch ein neues Licht auf die komplexen Zusammenhänge des Eiszeitalters; auf weitere Einzelheiten und eine Diskussion der zahlreichen wichtigen Arbeiten der letzten Jahre (*Wundt*, *Behrmann*, *Klute*, *Viète* usw.) muß an anderer Stelle eingegangen werden.

Daß es sich hierbei um ein Problem von großer Allgemeingültigkeit handelt, erhellt aus der Tatsache, daß die Theorie der allgemeinen Zirkulation bereits mehrfach erfolgreich auf die Sonne (V. Bjerknes 1938, Rossby 1949, Schmeidler), auf die Planetenatmosphären von Jupiter (Schoenberg 1943, 1948) und Mars (S. L. Heß 1950) angewandt worden sind, wobei sich zeigte, daß bei Sonne und Jupiter (Flohn 1950) die Ost- und Westströmungen gerade vertauscht auftreten, so daß hier die Polkappen wärmer sind als die Äquatorzone. Damit gewinnen wir aber die Möglichkeit, ganz allgemein diese Gedankengänge auf paläoklimatische Probleme anzuwenden.

Nachtrag des Verf. S. 256

#### Literaturauswahl

In Anbetracht der Überfülle der Literatur über das Gebiet der allgemeinen Zirkulation wird hier nur eine Auswahl gegeben. Ausführlichere Literaturübersichten finden sich in den für 1949 und 1950 angeführten Arbeiten des Referenten — auf die auch im Hinblick auf Einzelheiten, Belege und Begründungen verwiesen werden muß —, sowie bei Lautensach; ältere Literatur auch bei R. Scherhag, F. Möller (1939), historische Arbeiten bei M. Brillouin.

Zu Abschnitt 1—3:

Albrecht, F., Z. f. Meteor. 1947, 97—109; Ann. Meteor. 1949, 129—143.

Baur, F., Gerl. Beitr. Geophys. 1931, 34, 264—309; Einführung in die Großwetterkunde, 1948.

Boffi, J. A., Bull. Amer. Meteor. Soc. 1949, 242—247.

Brillouin, M., Mémoires originaux sur la circulation générale de l'Atmosphère, 1900.

Charney, J. G., Eliassen, A., Tellus 1949, 1, 2, 38—54.

Conrad, V., Meteor. Z. 1937, 313—317; 1939, 387—389.

Defant, A., Geogr. Ann. 1921, 209—265; Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. 1949, A 1, 273—294.

Eckhart, E., Forsch. Erfahr. Ber. Reichswetterdienst 1941, A 10.

Ficker, H. v., Veröff. Meteor. Inst. Univ. Berlin 1936, 1, 4; Sitz. Ber. Preuß. Ak. Wiss. Math. Nat. Kl. 1936, 103—114.

Fletcher, R. D., Journ. Meteor. 1945, 167—174.

Flohn, H., Meteor. Z. 1943, 325—331; 1944, 50—57; Gerl. Beitr. Geophys. 1944, 60, 196—209; Polarforschung 1947, 143—149; Geogr. Rundsch. 1949, 6—9; Meteor. Rundsch. 1949, 67—75; Z. f. Meteor., 1949, 240—246; Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. 1950, A 2, 17—64; Ber. Dt. Wetterdienst US-Zone, 1950, 12, 156—161; Studien zur allgemeinen Zirkulation, Ber. Dt. Wetterdienst US-Zone 1950, 18; Ann. Hydr. 1943, 289—294.

Großwetterlagen Mitteleuropas, hrsg. v. Zentralamt f. Wetterdienst US-Zone, Bad Kissingen; vgl. besonders 1949, 61—64, 105—107, 114—115 (Karten!)

Glenn, A. H., Bull. Amer. Meteor. Soc. 1947, 453—464; 1949, 50—55.

Hutchings, J. W., Journ. Meteor. 1950, 94—100.

Knoch, K., Handb. Klimatologie II G, 1930.

Kuhlbrodt, E., Wegener, A., Arch. Seewarte, 1922, 40, 4;

Kuhlbrodt, E., Forsch. Erf. Ber. Reichswetterdienst 1942, A 15.

Lamb, H. H., Meteor. Magaz. 1949, 78, 104—112.

Lautensach, H., Erdkunde 1949, 1—18; Pet. Mitt. 1950, 18—24.

Loewe, F., Radok, U., Journ. Meteor. 1950, 58—65.

Möller, F., in Hann-Süring, Lehrb. Meteor. 5. Aufl. 1939, 627—671; Meteor. Z. 1944, 264—270.

Mügge, R., Stüwe, G., Beitr. Phys. fr. Atm. 1935, 22, 206—248.

Newnham, E. V., Met. Off. Prof. Notes 1949, VII, 101.  
Raethjen, P., Einführung in die Physik der Atmosphäre, I, II, 1942.

Riehl, H., Miscell. Rep. Departm. Meteor. Univ. Chicago 1945, 17; Tellus 1950, 2, 1, 1—17; Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc. 1950, 76, 182—188.

Rodewald, M., Meteor. Z. 1936, 197—211.

Rossby, C. G., Bull. Amer. Meteor. Soc. 1947, 53—68, sowie in: Climate and Man, US-Yearbook of Agriculture 1941, 599—655, und: Kuiper, G. P., The Atmosphere of the Earth and Planets, 1949, 16—48.

Scherhag, R., Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose, 1948.

Schneider-Carius, K., Meteor. Rundsch. 1948, 356—359; Geofisica pura e applicata 1948, 12, 254—260; 13, 189 bis 212; 1949, 14, 95—107; Erdkunde 1948, 303—313; Forsch. Fortschr. 1950, 227—231.

Seilkopf, H., Maritime Meteorologie, 1939.

Taylor, G., Handb. Klimatologie IV S, 1932.

Troll, C., Wien, K., Geogr. Ann. 1949, 257—274.

Vuorela, L. A., Journ. Meteor. 1948, 115—117; Diss. Helsinki 1950.

Wagner, A., Handb. Klimatologie I F, 1930; Gerl. Beitr. Geophys. 1931, 30, 196—238.

Wundt, W., Meteor. Z. 1937, 224—226.

Zu Abschnitt 4:

Baur, F., Musterbeispiele europäischer Großwetterlagen, 1947; sowie in: Hann-Süring, Lehrb. Meteor., 5. Aufl., 903—976.

Brooks, C. E. P., Climate through the Ages, 1926, 2. Aufl. 1949.

Büdel, J., Naturwiss. 1949, 105—112, 133—139.

Behrmann, W., Geol. Rundsch. 34, 1944, 763—776; Pet. Mitt. 1948, 154—158.

Bergeron, T., Meteor. Z. 1930, 246—262.

Creutzberg, N., Pet. Mitt. 1950, 57—69.

Drygalski, E. v., Machatschek, F., Gletscherkunde 1942.

Eckhart, E., Meteor. Z. 1939, 12—26, 49—57; Beitr. Phys. fr. Atm., 1940, 26, 50—66, 77—106, 211—242; Geofisica pura e applicata, 1948, 13, 210—253; 1949, 15, 148—155; Meteor. Rundsch. 1949, 153—159.

Firbas, F., Waldgeschichte Mitteleuropas I, 1949.

Flohn, H., Vortrag Meteor. Koll. Frankfurt/M. 29. 5. 1946; Meteor. Rundsch. 1949, 198—202; Viertelj. Schr. Naturforsch. Ges. Zürich, 1949, 94, 28—41; Ber. Dt. Landeskunde, 1950, 7, 347—357.

Flohn, H., Heß, P., Meteor. Rundsch. 1949, 258—263;

Flohn, H., Huttary, J., Meteor. Rundsch. 1950, 167—170.

Heß, S. L., Journ. Meteor. 1950, 1—13.

Heß, P., Brezowsky, H., Katalog der Großwetterlagen Europas und der angrenzenden Seegebiete (noch unveröffentlicht).

Hettner, A., Geogr. Zeitschr. 1911, 1924, 1941; Die Klimate der Erde, 1930; Vergl. Länderkunde III, 1934.

Kleibelsberg, R. v., Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, 1949.

Klute, F., Pet. Mitt. 1930, Erg. H. 209; Geogr. Rundsch. 1949, H. 3/4.

Köppen, W., Geogr. Zeitschr. 1900; Peterm. Geogr. Mitt. 1918; Grundriß der Klimakunde, 1923, 2. Aufl. 1931; Handb. Klimatologie I C, 1936.

Lautensach, H., Geogr. Zeitschr. 1940, 393—408.

Lawrence, D. B., Geogr. Review 1950, 190—223.

Lysgaard, L., Folia Geogr. Danica V, 1949.

Peterssen, Sv., Introduction to Meteorology (1940).

Poser, H., Naturwiss. 1947, 10—18, 232—238, 262—267; Erdkunde 1948, 53—68.

Ramaswamy, C., Suryanarayana, N., Mem. Ind. Meteor. Dep. 28, 3 (1950).

Reichel, E., Geofisica pura e applicata 1949, 14, 77—94.

Schmeidler, F., Z. f. Naturforsch. 1950, 5a, 297—308.

Schoenberg, E., *Astron. Nachr.* 1942, 273, 113—123; *Sitz. Ber. Bayr. Ak. Wiss. Math. Nat. Kl.* 1948, 115—147.  
 Schwarzbach, M., *Das Klima der Vorzeit*, 1950.  
 Seilkopf, H., *Mediz. Meteor. H.* 1950, 3, 29—33.  
 Thornthwaite, C. W., *Geogr. Rev.* 1931, 633—655; 1933, 433—440; 1948, 55—94.

Troll, C., *Götting. Geogr. Abhandl.* 1948, 1, 11—27.  
 Viète, G., *Z. f. Meteor.* 1949, 65—72.  
 Willett, H. C., *Journ. Meteor.* 1949, 34—50.  
 Wißmann, H. v., *Z. Ges. Erdk. Bln.* 1939, 1—14.  
 Wundt, W., *Geol. Rundsch.* 1944, 34, 713—747; *Meteor. Rundsch.* 1950, 119—122.

## DIE KULTURGEOGRAPHISCHE FUNDIERUNG DER ORTSNAMENFORSCHUNG, vornehmlich am Beispiel westfälischer Ortsnamenwandlungen.

G. Niemeier

Mit 2 Abbildungen

### I. Einführung

Drei wissenschaftliche Disziplinen bemühen sich vor allem um die Ausdeutung und Auswertung der Ortsnamen (ON): Philologie und philologische Volkskunde wollen aus ihnen sprachgesetzliche Vorgänge oder in der Schriftsprache verlorengegangene Wörter ermitteln und damit einen Einblick in die Entwicklungsgeschichte der Sprache gewinnen, erstreben aber darüber hinaus — vom Wort zur Sache fortschreitend — auch Erkenntnisse über die Geschichte von Stamm, Volk, Kultur und Brauchtum; hierbei überschneiden sie sich mit den Zielen der Geschichte als Siedlungs- und Kulturgeschichte, als Stammes-, Volks- und Staatengeschichte; und auch der Geographie sind die ON vor allem Mittel zum Zweck, Mittel, um zeitliche und räumliche Lücken der Erkenntnis in der Entwicklung von Kulturlandschaften zu überbrücken — mag auch der Klang der ON selbst mit zur Atmosphäre der Länder und Landschaften gehören. Sieht man von der sprachlich-etymologischen Seite der ON-Forschung ab, dann weisen also alle Disziplinen die historische Blickrichtung auf: sei sie auf den historischen Ablauf als Ziel gerichtet oder sei sie Mittel zum Zweck wie in der Geographie. Jede der drei Disziplinen ist für eine besondere Seite der ON zuständig: die erste für die sprachliche Deutung, die zweite für die urkundlich richtige Überlieferung, die dritte für die Bindung der ON an ein Stück Landschaft. Jede der drei Disziplinen braucht bei gründlicher Arbeit die Hilfe der beiden anderen; jede kann ihr besonderes Ziel um so besser erreichen, je mehr in und mit den anderen Disziplinen Vor- oder Zusammenarbeit gegeben ist. Das ortsnamenkundliche Schrifttum ist allein in Mittel-, Nord- und Westeuropa unüberschaubar geworden — trotzdem sind sichere Ergebnisse der ON-Forschung nicht so zahlreich, wie die Zahl der Publikationen vermuten lassen könnte. Manches Ergebnis könnte besser fundiert, manches überhaupt noch gewonnen werden, wenn die Zu-

sammenarbeit der drei interessierten Disziplinen mehr in Übung wäre.

Bei den Geographen kann man drei Meinungen über den Wert der ON und ON-Forschung feststellen. Die erste drückt sich darin aus, daß Ergebnisse philologischer oder historischer Forscher übernommen und in der Kulturlandschaftsgeschichte ausgewertet werden; dies geschieht nicht selten kritiklos und mit Wendungen wie „nach allgemeiner Meinung“, „ohne mich auf das Für und Wider einzulassen“, „mit X nehmen wir an“ u. ä. Hierbei werden besonders oft Datierungen von ON-Gruppen übernommen, nicht selten von Autoren, die ihre Ergebnisse in ganz andersartigen Landschaften gewonnen haben. Eine andere Geographenmeinung mißt der ON-Forschung überhaupt keine sicheren Werte zu: eine Meinung, die allerdings häufiger und schärfer mündlich als schriftlich ausgesprochen wird. Die dritte Meinung schließlich sieht in den ON ein unentbehrliches, wenn auch nur nach gründlicher Überprüfung brauchbares Hilfsmittel der Kulturlandschaftsforschung, ein Mittel, das sich der Hilfe der mitinteressierten Disziplinen so weit wie möglich bedient. Sicherlich ist es oft so — wie es auch mir ergangen ist — daß diese drei Meinungen sich im wissenschaftlichen Entwicklungsgang des forschenden Kulturgeographen mit wachsendem Eindringen in den Problembereich ablösen.

Gewiß, man kann mit Leichtigkeit Ergebnisse der sprachlichen und historischen ON-Forschung aus gleichen oder benachbarten Räumen so gegenüberstellen, daß sie den Ausspruch bekräftigen, mit ON lasse sich in der Siedlungsgeschichte alles, also nichts beweisen<sup>1)</sup>. Trotzdem darf und muß gesagt werden, daß sich aus der ON-Forschung wertvolle und unentbehrliche Ergebnisse für die

<sup>1)</sup> Man vgl. z. B. A. Bach: *Die Siedlungsnamen des Taunusgebietes*, Bonn 1927, mit E. Schröder: *Die Ortsnamen Hessens und seine Besiedlung*, Deutsche Namenkunde, Göttingen 1938. Oder: die vielen Ausdeutungen der -heim-, -ingen und -weiler-ON und ihrer umstrittenen Stammeszusammenhänge.