

68. Über Aufgabe und Aufbau der höheren Schulen. Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. Jahrg. 1961/1962, S. 49—59.
69. Über Weiterentwicklungen in den Grundvorstellungen der Geomorphologie. Z. f. Geomorph. Bd. 5, 1961, S. 194—210.
70. Über die Aufgabe des Erdkundeunterrichts auf der Höheren Schule. Geogr. Rundsch. 1962, S. 100—105.
71. Schlußwort zur Kartenprobe „Die Jungmoränenlandschaft bei Weßling“. Mitt. Geogr. Ges. München 1961, S. 38—40.
72. Die vom Grundrelief bedingten Typen glazialer Erosionslandschaften. Biuletyn Peryglacjalny Nr. 11, Łódź 1962, S. 259—270.
73. Über Sockelfläche und Hüllfläche des Reliefs. Zu einer Untersuchung von KLAUS FISCHER über die Alpen. Z. f. Geomorph. N. F. Bd. 7, 1963, S. 355—366.
74. Über Rumpfflächen- und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen, besonders nach Studien in Tanganyika. Z. f. Geomorph., N. F. Bd. 8, Sonderheft 1964, S. 43—70.

## DER TROPISCH-KONVEKTIVE UND DER AUSSERTROPISCH-ADVEKTIVE TYP DER VERTIKALEN NIEDERSCHLAGSVERTEILUNG

Mit 3 Abbildungen im Text, 1 Tabelle und 10 Profilen  
(Beilage I)

WOLFGANG WEISCHET

*Summary: The tropical convective and extra-tropical advective type of precipitation.*

By means of cross sections it is shown to be a climatological regularity that in tropical mountains an initial increase of total annual rainfall at lower altitudes is succeeded from 1,300 to 1,500 m. above sea level onwards by a continuous precipitation decline with increasing altitude whereas outside the tropics total annual precipitation increases right up to the peak level.

Based on observations the following causal relationship has been worked out: Precipitation in tropical low and high lying regions, with mainly convective cloud formation in both, are derived from two different, mutually independent thermodynamic systems; a lower system within the base layer of the troposphere with a high degree of water vapour contents, and an upper system above this base layer possessing low water vapour contents. The high water vapour contents of the lower system of tropical air masses is responsible for the fact that most of the rain in tropical lowlands is derived from warm "water clouds" (Cu cong.) whose upper limit of 2,800—3,000 m. is determined by the quasi-permanent peplopause (SCHNEIDER-CARIUS).

In contrast occurrence of noteworthy precipitation outside the tropics normally presupposes the destruction of the base layer and formation of nimbo-stratus or cumulo-nimbus clouds reaching up to considerable altitudes. In cases where cyclonic conditions are responsible for the rise of air masses, warm air of high water vapour contents occurs mainly in the upper layers of the troposphere, thus in cases of substantial precipitation the otherwise usual decrease of water vapour contents with increasing altitude is temporarily even reversed.

### 1. Anregungen aus Witterungsbeobachtungen in den Tropen

Ausgangspunkt der folgenden Überlegungen waren Witterungsbeobachtungen in der Tropenzone Südamerikas, vor allen Dingen Amazoniens und des Übergangsbereiches vom östlichen Vorland der Zentralanden zum Altiplano Boliviens. Die Reisen<sup>1)</sup> dorthin wurden unternommen in

<sup>1)</sup> Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich auch an dieser Stelle verbindlich für die gewährte Reisebeihilfe.

den Monaten Februar und März 1961. Es ist das die Zeit, in welcher gemäß dem mittleren Gang der Niederschlagsverteilung die eigentliche Regenzeit herrscht.

Die 1961 gemachten Beobachtungen wurden ergänzt durch solche auf Flügen von Dakar nach São Paulo Ende März 1963 und von Argentinien bis ungefähr Cap Hatteras Ende Oktober 1963.

Aus den Beobachtungen des Witterungsablaufes am festen Ort und des Wetterzustandes in den durchflogenen Gebieten ergaben sich einige für mich zunächst unerwartete und daher besonders merkwürdige Ergebnisse.

1. Gewitter und Gewitterwolken sind auch während der Regenzeit offenbar nicht für alle Bereiche der inneren Tropen jene alltäglichen und typischen Erscheinungen, für die man sie nach der Lehrbuchliteratur halten muß. In drei Wochen habe ich in dem Gebiet zwischen São Paulo – Rio de Janeiro – Belém – Manaus – Cuyaba und La Paz 7 Gewitter erlebt, wobei die geringste Blitzentladung schon mitgerechnet wurde. Das stimmt mit den bei den Flügen über größere Entfernungen gemachten Erfahrungen überein, daß hochreichende Cumulonimben, also sog. Gewitterwolken, nur in schmalen Zonen (wahrscheinlich entlang von Konvergenzen) aufgereiht oder aber einzeln, über Hunderte von Kilometern voneinander isoliert, auftraten.

2. Die eigentlich typische Bewölkung der Regenzeit bilden nicht die Cumulonimben, sondern die Cumuli congesti, also die sog. „aufgetürmten Haufenwolken“, die im mittelhohen und hohen Niveau von Schichtwolken aller möglichen Arten und Bedeckungsgrade überlagert sind.

3. Die Obergrenze der Cumuli congesti findet sich über große Entfernungen im gleichen Höhenintervall von 2600 bis 2800 m<sup>2</sup>).

4. Cumuli congesti sind in den feuchten Tropen regelmäßig Niederschlagswolken. Das scheint mir der entscheidende ombrogenetische Unterschied gegenüber den Außertropen zu sein, wo „aufgetürmte Haufenwolken“ nur unter besonderen atmosphärischen und geographischen Umständen (über den Ozeanen und bei sommerlichen Einbrüchen maritimer Kaltluft in küstennahen Flachländern) leichte Schauer kleintropfiger Niederschläge liefern. Für das Zustandekommen großtropfigen Regens ist das Erreichen der Eisphase in der Wolke, also die Fortentwicklung vom Cu cong zum Cb, notwendig. Aus dieser Tatsache zieht unter anderem die (in den Außertropen entwickelte) Eiskeimtheorie der Niederschlagsbildung von BERGERON (1935) und FINDEISEN (1938, 1939) wesentliche Argumente (vgl. CHROMOW, 1940, S. 147–153).

Für die feuchten Tropen ist das Erreichen der Eisphase aber keine notwendige Voraussetzung für Ausfallen von Regenschauern. Der kann auch aus Cumulus congestus als sog. „warmen Wasserwolke“ (RIEHL 1954) fallen. Niesel- und Regenschauer aus Cumulus congestus stellen die häufigste Niederschlagsart in den feuchten Tropen dar.

Die o. a. Beobachtungen sind nicht neu. RIEHL (1954) referiert in seinem Werk „Tropical Meteorology“ solche verschiedener Autoren von den Bahamas, Guam, Ost-Afrika, und WATTS (1955) führt andere aus Südostasien an. Aber die Tatsache, daß die Gewährsleute ausdrücklich genannt werden, zeigt andererseits doch, daß das genannte Phänomen nicht allgemeines, selbstverständliches Kenntnissgut ist, so daß es erlaubt ist, es für Innerbrasilien eigens anzuführen, abgesehen davon, daß es auch in den Ableitungszusammenhang gehört, den ich geben möchte.

Den Anstoß für die dynamisch-genetischen Deutungen ergaben folgende spezielle Beobachtungen des Troposphärenzustandes über dem Ostvorland der bolivianischen Anden zwischen Curumbá und Santa Cruz einerseits und dem Altiplano andererseits (s. Abb. 1). Am 8. III. 1961 wurde über dem Oriente Boliviens das Wolkenbild beherrscht von 8/10 Quellwolken, unter denen die aufgetürmten (Cu cong) mengenmäßig überwogen. Nach dem Abflug von Santa Cruz in Richtung nach La Paz verdichtete sich über dem Ostabfall der Kordillere die Quellbewölkung; nur ab und

zu waren noch Lücken vorhanden. Als die Maschine, die sich in der Wolkendecke hochschraubte, für kurze Zeit aus deren oberen Teilen herausstieß, war ganz deutlich zu sehen, wie die Vorlandbewölkung am Ostabfall des Puna-Blockes mit einer Obergrenze von 2600–2800 m auslief, darüber eine wolkenfreie Zwischenschicht folgte und über dem Altiplano ein neues Wolkenstockwerk mit deutlich verschiedenem Habitus folgte. Letzteres bestand aus 4/10 Schönwettercumuli (Cu hum) und einigen wenigen, hochreichenden Gewitterwolken (Cumulonimben). Die Untergrenze der Bewölkung lag bei 5000 m NN, also 1000 m über dem Altiplano. Die Cumulonimben fielen durch ihre große Vertikalerstreckung und durch die markante Zusammensetzung aus klar umrissenem Wasser- und diffussem Eiswolken teil auf.

So weit die Beobachtungsanstöße. Nun kann es natürlich sein, daß das sprunghafte Gegeneinander-Abgesetzt-Sein der thermo-dynamisch wirksamen Atmosphärenschichten über dem Vorland einerseits (mit vorwiegender Cumulus congestus-Bewölkung zwischen 500 und ca. 2600 m) und demjenigen über dem Altiplano andererseits, welches fast 2500 m über der Obergrenze der Tieflandsbewölkung neu begann, ein singulärer Zustand war, dem damit keine klimatologische Bedeutung beizumessen wäre. Ist es jedoch ein klimatischer Zustand, so muß er allein wegen der verschiedenen Wasserdampfkapazität der getrennten Stockwerke der Troposphäre von grundsätzlicher Wichtigkeit für die hygrische Vertikalgliederung der Tropengebirge sein.

## II. Die Niederschlagsverteilung über den Gebirgen der Tropen und der Außertropen

Zur Überprüfung wurde eine Schülerarbeit angesetzt mit der Aufgabe, für diejenigen Gebirge der Tropen, die von Beobachtungsstationen relativ gut besetzt sind, die vertikale Verteilung der mittleren jährlichen Niederschlagssumme zu studieren und sie in Vergleich zu derjenigen der Außertropen zu setzen<sup>3)</sup>.

Insgesamt wurden 30 Profile gezeichnet, von denen hier 11 wiedergegeben sind (s. Beilage I<sup>4)</sup>. Sie wurden ausgewählt ausschließlich nach dem einen Kriterium, ob die Niederschlagswerte für die höchsten Stellen der Gebirge ausreichend durch

<sup>3)</sup> Herrn stud. phil. DIETER HAVLIK danke ich für die Bearbeitung des Beobachtungsmaterials, der Wetterdienstbibliothek und ihrem Leiter, Herrn Regierungsrat M. SCHLEGEL, für die freundliche Hilfe bei der Zusammenstellung des Materials.

<sup>4)</sup> Das verschiedene Maß der Überhöhung der einzelnen topographischen Profile ergibt sich aus technischen Notwendigkeiten. Es ist für die abzuleitenden Tatsachen ohne Bedeutung.

<sup>2)</sup> Das wird offenbar von den Linienflugzeugen über Innerbrasilien ausgenutzt, die bemerkenswerterweise bei allen Flügen die gleiche Reiseflughöhe von 2800 m einnahmen. Sie berührten dabei gerade die obersten Stellen der aufgetürmten Haufenwolken.



Westkordillere vom pazifischen Tiefland abgetrennt. An vielen anderen Stellen der Profile läßt sich prinzipiell das gleiche zeigen.

In den Details durchbrochen wird das Gesetz, daß in den Tropen oberhalb 1500 m mit wachsender Höhe eine Niederschlagsabnahme erfolgt, in den Profilen nur an drei Stellen: in Ibaguc, der Hochebene von Bogotá und in Lasso (Ecuador). In allen Fällen ist die relative Differenz der Niederschlagssummen aber wesentlich kleiner (unter der Hälfte) als bei den vorher genannten, der großräumigen Regel entsprechenden Unterschieden. Außerdem muß man wohl auch die Tatsache beachten, daß die genannten Abweichungen nur Gebiete oberhalb 2000 m betreffen.

Die Verhältnisse an der Westseite der randtropischen Zentralanden (Profil Chile-Bolivien) erklären sich aus der regional-klimatischen Situation (Einfluß des Kaltwasserkörpers auf der pazifischen Seite).

Im ganzen gesehen kommt den genannten Abweichungen aber nur der Wert von speziellen Ausnahmen zu.

Für die weitere Ableitung ist die Festlegung der Umkehrhöhe interessant. In Java läßt sie sich ziemlich genau ermitteln. Im dargestellten Diagramm liegt sie auf der Nordseite im Höhenintervall zwischen 1200 und 1800 m, auf der Südflanke der Insel zwischen 1000 und 1900 m. Die von DE BOER (1950) vorgenommene statistische Aufschlüsselung ergibt, daß die Umkehrhöhe an der unteren Grenze der hier genannten Intervalle, nämlich zwischen 1200 und 1300 m beginnt (siehe Tab.)

### III. Begründung der Niederschlagsinversion über den Gebirgen der Tropen

Nach Feststellung der Tatsachen aus den klimatologischen Beobachtungsgrundlagen erhebt sich nun die Frage nach der geophysikalischen Begründung. Diese geht m. E. auf ein sehr einfaches physikalisches Gesetz, nämlich die Sättigungskurve des Wasserdampfes (Magnus'sche Dampfdruckkurve) sowie auf den fundamentalen witterungs-

klimatischen Unterschied zwischen Tropen und Außertropen zurück.

Nach den Mittelwertskurven des Mischungsverhältnisses (Gramm Wasserdampf pro Kilogramm trockener Luft) der tropischen Atmosphäre (s. Abb. 1), entnommen aus den von FLOHN in HESSE (1961) veröffentlichten Tabellen<sup>7)</sup>, sind im Druckintervall zwischen 1000 und 740 mb<sup>8)</sup> im Mittel 12 bis 12½ Gramm Wasserdampf pro kg trockener Luft vorhanden.

Eine gleichgroße Luftmenge im Druckintervall zwischen 660 (das entspricht ungefähr 3800 m, also der Höhe des Altiplano) und 400 mb enthält im Mittel aber nur 1/3 dieser Menge, nämlich 4 bis 4½ Gramm Wasserdampf. Dabei hat aber über dem Altiplano eine Luftsäule, die der Druckdifferenz von 260 mb entspricht, eine Vertikalerstreckung von rund 3500 m, reicht also bis 7300 m über NN. Es steht also in gleichen Volumina über den Hochländern sehr viel weniger Wasserdampf zur Verfügung als über den tropischen Tiefländern.

Wenn nun über dem Tiefland ein Luftvolumen vom Gewicht eines Kilogramms vom Boden bis 2800 m konvektiv gehoben wird, so muß es nach den aufgezeichneten Kurven im zeitlich-räumlichen Mittel 8 bis 11 Gramm Wasserdampf ausscheiden. Dieser wird zu Wolkenröpfchen kondensiert, die ihrerseits teilweise zu Niederschlags-tropfen koagulieren müssen. Derselbe Hebungsbe-

<sup>7)</sup> Es wurden zunächst die Kurven für alle Stationen der Tropen für die jeweilige Regenzeit aufgezeichnet. Es ergibt sich ein Bündel sehr dicht beieinander liegender Linien. Die Begrenzungskurven des Bündels sind in der Abbildung 3 enthalten. Es bestehen bei diesem Verfahren wohl keine Bedenken, den zwischenliegenden Werteraum auch für die inneren Tropen Südamerikas als repräsentativ zu nehmen, für den selbst keine meteorologischen Meßwerte vorliegen.

<sup>8)</sup> 740 Millibar entsprechen einer Höhe von 2800 m, also der Obergrenze der Cu cong-Bewölkung über den tropischen Tiefländern Amazoniens und des Pantanal.

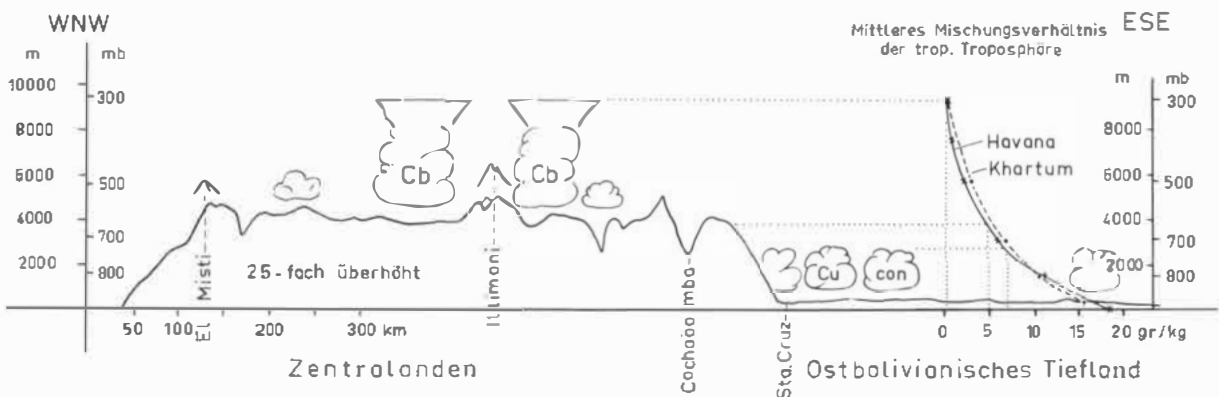


Abb. 1: Aufgliederung der tropischen Troposphäre in zwei thermodynamisch unterschiedliche Stockwerke zwischen dem Oriente und Altiplano Boliviens (beobachtet am 8. III. 1961). Dazu die Mittelwertskurven des Mischungsverhältnisses (Gramm Wasserdampf pro Kilogramm trockener Luft) in Havanna und Khartum als Repräsentationswerte für die vertikale Feuchteverteilung in der Troposphäre der Tropen während der Regenzeit.

trag liefert im voraus genannten Höhenintervall oberhalb des Altiplano nur knapp 3 Gramm ausgefälltes Wasser pro Kilogramm gehobener Luft. Wenn die Konvektionsbewegung den doppelten Betrag (5600 m) und die dabei gebildete Wolke fast das 10-Kilometer-Niveau erreicht, so fallen immer noch erst 4 bis 5 Gramm Wasserdampf pro Kilogramm aus.

Bei der – eingangs aus Beobachtungen erschlossenen und in der bisherigen Ableitung erst einmal als klimatologisch effektiv postulierten – Aufspaltung der Troposphäre in zwei voneinander getrennte Stockwerke stehen sich allein nach der mittleren vertikalen Wasserdampfverteilung oder auch nach der maximalen Dampfdruckkurve ein trockenes oberes und ein feuchtes unteres thermodynamisches System gegenüber.

Wenn man nun den mittleren „Gesamtfeuchtegehalt“ (NEUWIRTH 1953) einer Luftsäule<sup>9)</sup> über einem bestimmten Ort in funktionellen Zusammenhang mit der tatsächlich im zeitlichen Mittel als Niederschlag pro Flächeneinheit über demselben Ort ausgefallenen Wassermenge bringen will, so muß als notwendige Voraussetzung erfüllt sein, daß die Umsetzung des Wasserdampfgehaltes vorwiegend in der vertikalen Richtung über dem betreffenden Ort, in vertikalen Austausch- oder Zirkulationsrädern, stattfindet. Diese Bedingung ist für die Tropen weitgehend gegeben, da der Großteil der Wolken- und auch der Niederschlagsbildung auf Konvektionsvorgänge zurückgeht, advektiv-zyklonale Depressionsregen wegen des schnellen Ausgleichs horizontaler Druckunterschiede und mangelnder Luftmassengegensätze nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Die gegebene Ableitung<sup>10)</sup> kann also aus den klimatologischen Verteilungskurven des Mischungsverhältnisses in der Troposphäre oder der Anwendung der maximalen Dampfdruckkurve bei dominierender konvektiver Wolkenbildung die relative Niederschlagsarmut über Hochgebirgen im Vergleich zum Tiefland in tropischen Be-

<sup>9)</sup> Nach GOLDSCHMIDT (1951) „Niederschlagswasser der Atmosphäre“ entsprechend dem im Englischen gebräuchlichen Ausdruck „precipitable water“.

<sup>10)</sup> Gegen den bisherigen Gedankengang kann man noch einwenden, daß über den Massenerhebungen die Temperatur bekanntermaßen höher sei als im gleichen Niveau der benachbarten freien Atmosphäre, und daß man dementsprechend auch damit rechnen müsse, daß wegen der näher gelegenen verdunstenden Oberfläche das Mischungsverhältnis über dem Gebirge ebenfalls größere Werte habe als sie durch die Mittelwertskurven im entsprechenden Höhenintervall über den Tiefländern angegeben werden. Das kann sich jedoch nur in einer dünnen, bodennahen Reibungszone auswirken, die allenfalls ein paar hundert Meter mächtig ist und allein nicht die zur Niederschlagsbildung notwendigen Wasserdampfmenngen liefern kann. Und außerdem gilt die Magnus'sche Formel auf alle Fälle, wonach bei niedrigeren Temperaturen der maximale Dampfdruck exponentiell abnimmt.

reichen verständlich machen; allerdings vorläufig unter der Voraussetzung eines krassen topographischen Nebeneinanders von Tief- und Hochland, wie es zwischen dem Ostvorland der Zentralanden und dem Punablock ungefähr verwirklicht ist.

Nun ist aber das Phänomen der relativ trockenen tropischen Höhenzonen nicht auf diesen überspitzten topographischen Spezialfall beschränkt. Es gilt ebenso für die sanft ansteigenden Flanken der hawaiischen Gebirge z. B., wie auch für intramontane Gräben oder Senken (s. Kolumbien).

Aus dieser Tatsache läßt sich m. E. erst einmal deduktiv der Verdacht ableiten, daß jene Zweiteilung der tropischen Troposphäre, welche im Beispiel des Nebeneinanders von innerbrasilianischem Tiefland und Zentralanden-Hochfläche durch die Orographie erzwungen wird, auch in ihr selbst durch Aufgliederung in thermodynamische Stockwerke angelegt sein muß, weil sonst schlecht vorstellbar ist, wie bei beliebiger und stetiger Höhenvariabilität der hygrisch effektiven Wolken-schicht die Unstetigkeit in der vertikalen Niederschlagsverteilung zustande kommen soll.

Nun, dieser Schichtenbau der Troposphäre ist durch SCHNEIDER-CARIUS in den Jahren nach 1947 in zahlreichen Arbeiten über die von ihm sog. „Grundsicht der Atmosphäre“ (1953) aus statistischen Bearbeitungen der aerologischen Messungen abgeleitet und auch für einige Gebiete (SCHNEIDER-CARIUS 1950b) schon mit physiogeographischen Verhältnissen wie der vertikalen Vegetationsabstufung in den Tropen in Zusammenhang gebracht worden. Die Grundergebnisse können für die weitere Ableitung in Zitaten aus SCHNEIDER-CARIUS (1950a) einfach übernommen werden.

„Mit der Grundsicht wird eine Grenz-sicht im Sinne der Aerodynamik bezeichnet. Neben der Reibung wirken die Strahlung und der Phasenumsatz des Wassers modifizierend auf die Ausbildung dieser Grenz-sicht. Die vertikalen (Austausch-) und die Strahlungsprozesse wirken dahin, oberhalb dieser Grenz-sicht eine Schicht mit Temperaturumkehr oder vermindertem vertikalem Temperaturgradienten zu schaffen (Pelopause). Die Komponenten des Austausches, der Reibung und der Konvektion, sind überall auf der Erde vorlianden; daher ist die Grundsicht eine planetarische Erscheinung. Das Ausmaß des Austausches ist aber je nach der Lage auf dem Planeten verschieden, so daß merkbare Typenunterschiede in der Ausbildung der Grundsicht zu beobachten sind.“

„Beim Durchzug von atmosphärischen Störungen, wie Regengfronten, Tiefdrucktrog, Bildung eines lokalen Gewitters, löst sich die Grundsicht (besser gesagt, die Pelopause als begrenzende Sperr-sicht, Zusatz des Verf.) auf.“

SCHNEIDER-CARIUS unterscheidet 6 verschiedene Typen der Grundsicht, von denen in unserem Zusammenhang außer dem „Normaltyp“, bei dem die Pelopause in 1000 bis 1500 m liegt, der sog. „Böenwettertyp“ und der „Auflösungstyp“, letzterer mit den Untertypen „Gewittertyp“ und „Regenwettertyp“ interessieren. Die Typen be-

schreibt SCHNEIDER-CARIUS (1950a) folgendermaßen:

„*Böenwettertyp*. Vorkommen: In mittleren und niederen Breiten zu Zeiten verstärkter Konvektion (Regenzeiten). Kaltlufteinbrüche unserer Breiten, Passatschauer.

Kennzeichen: Anschwellen der Grundsicht bis auf 3 km und darüber. Zusammenwachsen der Quellungen zu Massiven oder Wolkenbänken (gebankter Cu). Das Anwachsen geschieht gewöhnlich nicht stetig, sondern in Stufen, die zuweilen mehrere hundert Meter mächtig sind. Aus den Quellmassiven fallen dann Schauerniederschläge heraus.

*Auflösungstyp*. Untertyp F<sub>1</sub>. Gewittertyp. Vorkommen: In den mittleren und niederen Breiten bei starker Konvektion (Gewitter) und in den Märlungen.

Kennzeichen: Gleichförmige, fast inversionsfreie Temperaturabnahme bis in große Höhen. Konvektionsraum weit hinaufreichend. Wolkendecken gewöhnlich unregelmäßig verteilt. Auf der Rückseite des Gewitters stellt sich die Schichtung meist wieder rasch her.

*Auflösungstyp*. Untertyp F<sub>2</sub>. Regenwettertyp. Vorkommen: In den großen Regengebieten aller Breiten.

Kennzeichen: Der Konvektionsraum der Grundsicht ver wächst mit dem Nimbostratus des Wolkenaufzuges. Die Sprungschicht der Temperatur über der Grundsicht bleibt noch längere Zeit erhalten. Beim Eintreten stärkerer Niederschläge ver wischt sich aber auch diese Grenze. Auf der Rückseite bildet sich die Grundsicht bald wieder und führt zu einer Schichtung der Regenwolkenmassive.“

Zum letzten Untertyp wird in einer anderen Arbeit (SCHNEIDER-CARIUS 1948, S.9) festgestellt, daß er in den Tropen nicht beobachtet wird. Dem-

entsprechend fehlt auch im System der tropischen Wolken, welches von BRAAK (1932) im 2. Band (Atlas des Nuages tropicaux) des Internationalen Wolkenatlas niedergelegt ist, der Nimbostratus „weil infolge des raschen Ausgleichs aller größeren Störungen des Luftdruckgefälles die wandernden Depressionen der mittleren und höheren Breiten fehlen“ (SCHNEIDER-CARIUS, 1948).

Damit ist unabhängig von dem hier zu erklärenden Phänomen (Umkehr des Niederschlagsgradienten über den tropischen Gebirgen) die dazu notwendig zu fordernde und für den Rand der Zentralanden direkt beobachtete Unstetigkeit in der Vertikalverteilung der Niederschlag liefernden Wolkensysteme gesichert und m. E. der Beweis der These geschlossen, daß die Abnahme der mittleren Niederschlagssummen in den Tropengebirgen oberhalb 1500 m eine Folge der geringeren Wasserdampfkapazität der höheren Troposphären teile bei vorwiegend konvektiver Niederschlagsbildung in dynamisch voneinander getrennten Troposphärenstockwerken ist.

Die Zunahme bis 1500 m muß man als Folge erstens der topographisch verstärkten Konvektion über den unteren Gebirghängen und zweitens des

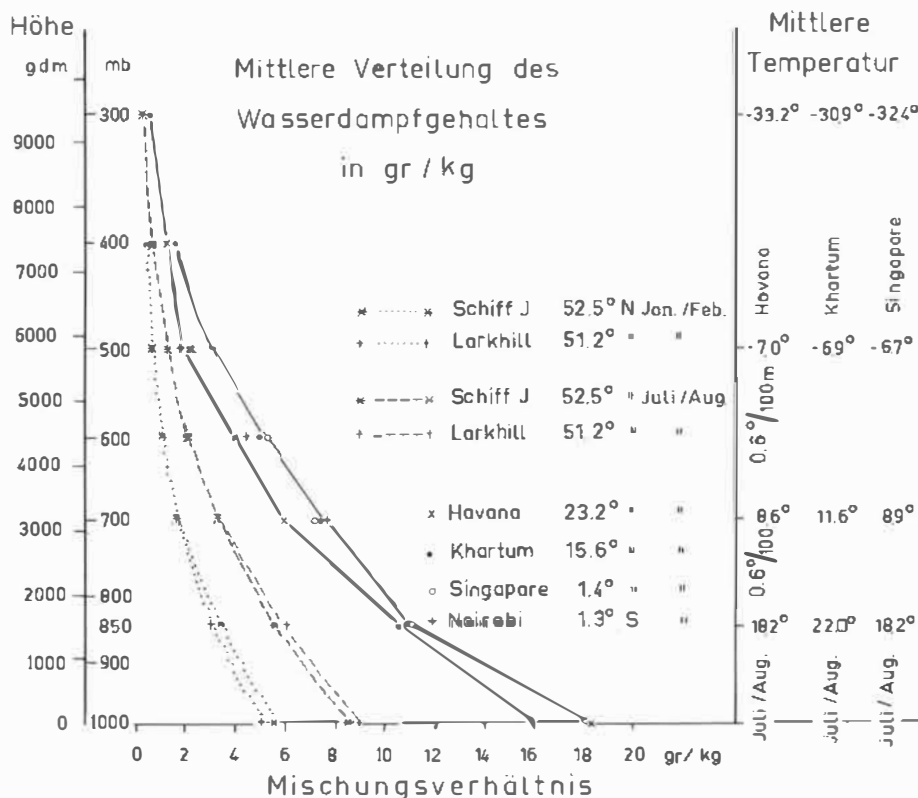


Abb. 2: Vergleich der mittleren vertikalen Verteilung des Wasserdampfgehaltes (Mischungsverhältnis) zwischen den tropischen Gebieten zur Regenzeit und den ozeanischen Außertropen im Winter und Sommer.

geringeren Verdunstungsverlustes beim Durchfallen der Regentropfen durch den wolkenfreien Raum zwischen Wolkenuntergrenze und Erdoberfläche ansehen.

Nach dieser Ableitung ist es nicht mehr schwer zu erklären, warum in den Außertropen eine durchgehende Zunahme der Niederschläge mit wachsender Höhe auftritt, obwohl die Mittelwertskurven des Mischungsverhältnisses – bei geringeren absoluten Werten – grundsätzlich gleiche Formen haben wie diejenigen für die tropischen Bereiche (vgl. Abb. 2).

Aus den Beobachtungsstatsachen (siehe Profile in Beil. I) sollte man zunächst feststellen, daß

- 1) die absoluten Mengen des niedergeschlagenen Wassers bedeutend kleiner sind als unter vergleichbaren Lagebedingungen in den Tropen, und daß
- 2) die Differenzen zwischen den Niederschlägen im Tiefland und im Gebirge geringer sind als in den niederen Breiten.

Während in den Außertropen zwischen Vorland und Gipfelhöhen eine Niederschlagszunahme von 2000 mm verbreitet, von 3000 mm allenfalls einmal vorkommt, sind in den Tropen Differenzwerte von 4000 oder 5000 mm zwischen unten und oben durchaus mittlere Beträge.

Diese Tatsachen lassen sich plausibel herleiten aus den geringeren Wasserdampfmenngen, welche in der außertropischen Troposphäre vorhanden sind. Aber die durchgehende Zunahme der Niederschläge wird daraus noch nicht verständlich. Dafür ist zunächst eine grundsätzlich andere Niederschlagsentstehung verantwortlich. Kurz gesagt gibt es in den Außertropen keine ins Gewicht fallende Niederschlagsbildung, ohne daß die Zweigliederung der Troposphäre durch Auflösung der Pellopause aufgehoben ist. Wolken, welche nur bis zur Obergrenze der bis ca. 3000 m aufgeschwollenen Grundsicht reichen, können in den Außertropen nur ausnahmsweise Niederschlag bringen. Ergiebige Regen fallen nur aus Wolken großer Vertikalerstreckung bei Erreichen der Eisphase. Dazu muß aber die Grundsicht aufgelöst werden. Das tritt nach SCHNEIDER-CARIUS (s. die angeführten Zitate) beim „Gewitter-“ und „Regenwettertyp“ ein.

Bei letzterem ist dann fernerhin zu beachten, daß er mit dem Durchzug von Zyklonen verbunden ist. In die Zyklonogenese werden neben Luftmassen der höheren Breiten (arktische Kaltluft und Luftmassen der gemäßigten Breiten) auch solche subtropisch-tropischer Herkunft einbezogen<sup>1)</sup>,

<sup>1)</sup> Die Mittelwertskurven der Wasserdampfverteilung in höheren Breiten müssen damit das Ergebnis des zeitlichen Aufeinanderfolgens luftmasseneigener Verteilungskurven der sich über einem festen Ort ablösenden Luftmassen unterschiedlicher Herkunft sein. Bei der Anwesenheit wasserdampfarmer Kaltluft weicht die tatsächliche Verteilungskurve nach der negativen, beim Durchgang feuchter Warmluft nach der positiven Seite ab.

die als wesentliche Wasserdampflieferanten bei Advektivniederschlägen eine bedeutende Rolle spielen.

In diesen konkreten synoptischen Situationen von Advektivniederschlägen (im Zusammenhang mit Wetterfronten) aus tropischer Warmluft haben bestimmte Troposphärenschichten in den Mittelbreiten vorübergehend einen Gesamtfeuchtegehalt, welcher demjenigen der feuchten Tropen angenähert ist.

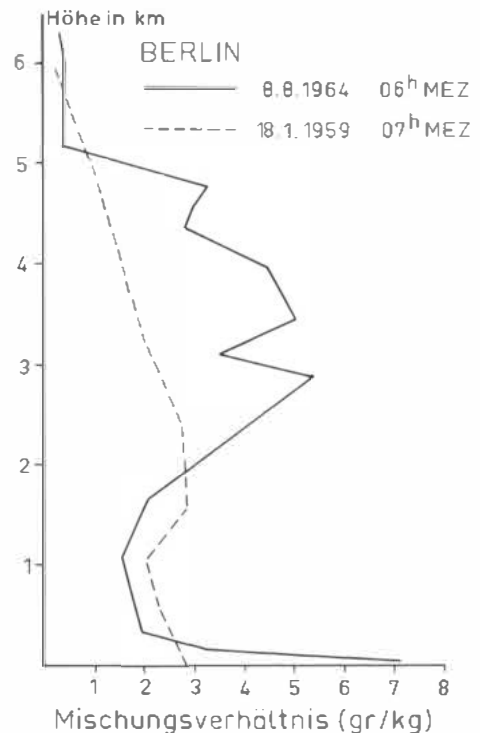


Abb. 3: Wasserdampfgehalt der Luft in Berlin

Die beiden ausgewählten Beispiele der vertikalen Verteilung des Wasserdampfgehaltes der Luft demonstrieren die für das zyklonale Witterungsgeschehen der Außertropen typische Möglichkeit, daß die höheren Schichten der Troposphäre einen größeren Wasserdampfgehalt besitzen als die bodennahen. Wenn auch solche extremen Fälle nicht häufig sind, so muß man die vielen Möglichkeiten zwischen ihnen und der in Abbildung 2 wiedergegebenen Mittelwertskurve der Mischungsverhältnisse für Regenwetterlagen der Außertropen als bezeichnend und für die vertikale Niederschlagsverteilung mitbestimmend ansehen. Im Wettergeschehen der Tropen können Feuchtereilungen wie die abgebildeten dagegen nicht auftreten.

Da nun die Warmluft, welche in die Zyklonogenese einbezogen worden ist, auf ihrem Weg polwärts vom Boden abgehoben wird, erscheint sie mit ihren charakteristischen Feuchtwerten bei den Advektivniederschlägen meist nur in den höheren Troposphärenschichten. Dadurch bekommt die Kurve der vertikalen Wasserdampfverteilung für den konkreten Fall besonders wirksamer Nieder-

schlagsspenden einen wesentlich anderen Verlauf als die Mittelwertskurven, wie es als Beispiele die aerologischen Situationen vom 8. 8. 1964 und 18. 1. 1959 über Berlin zeigen (Abb. 3<sup>12)</sup>).

Außerdem ist im Rahmen des zyklonalen Witterungsgeschehens, welches die außertropischen Zirkulationsgürtel beherrscht, die Ausfällung des Wasserdampfes im wesentlichen auf dynamische Hebung im Zusammenhang mit Frontflächen bei gleichzeitigem erheblichem Horizontaltransport und nur in untergeordnetem Maße auf thermisch-konvektive Umlagerung mit vorwiegend vertikaler Austauschwirkung bei geringem Horizontalversatz zurückzuführen. Die Wasserdampfumsetzung für den größten Teil der Niederschläge erfolgt also nicht wie in den Tropen in konvektiven vertikalen Kreisprozessen, sondern auf dem Wege des advektiven Gleitaaustausches mit dominierender horizontaler Komponente.

Alle die genannten Umstände: a) Auflösung der Grundsicht und damit beliebige Höhenvariabilität der Niederschlag liefernden Wolkensysteme, b) horizontaler Gleitaaustausch und c) überdurchschnittlicher Feuchtegehalt höherer Troposphärenschichten im Zusammenhang mit Advektionsniederschlägen sind im Witterungsgeschehen der Außertropen wohlbekannt und systemtypisch. Sie wirken sich dahin aus, daß die ausgefallenen Niederschlagsmengen stetig bis in Atmosphärenschichten zunehmen können, welche oberhalb der Gipfelhöhen der meisten außertropischen Gebirge liegen. Gleichwohl wird man in noch größeren Höhen (ab 5000 oder 5500 m) auch in den Außertropen einen Rückgang der Niederschlagssummen erwarten müssen. Doch darüber liegen keine Meßwerte vor.

#### IV. Schlußbemerkungen

Zum Schluß seien stichwortartig einige Konsequenzen angedeutet. Die dargelegte Auffassung von der Entstehung der relativen Trockenzone über tropischen Gebirgen macht die häufig vertretene Ansicht vom Abregnen herangeführter Luftmassen am Ost- oder Westabfall der Anden z. B. überflüssig. Sie läßt die Vegetationsstufen und die alten Kulturlandschaftsinseln in den Höhenbereichen der tropischen Gebirge in neuem Licht erscheinen.

Es kann auch für die Lösung hydrographischer und geomorphologischer Probleme nützlich sein, der Tatsache Rechnung zu tragen, daß die Tropenflüsse ihre Hauptwassermenge am Rande des Ge-

birges erhalten.<sup>13)</sup> HAVLIK (1964) weist darauf hin, daß es energiewirtschaftlich einen erheblichen Unterschied bedeutet, ob die größten Niederschlagsmengen in den Höhen der Gebirge oder aber an deren unteren Hängen fallen.

Außerdem kann auf die kulturgeographisch außerordentlich wichtigen Folgen aufmerksam gemacht werden, welche in den ozeanischen Subtropen (sog. Mediterranklima) mit dem dominierenden Einfluß des außertropisch-advektiven Witterungsgeschehens während der winterlichen Jahreszeit und der daraus resultierenden durchgehenden Niederschlagszunahme bis zur Gipfelhöhe der Gebirge verbunden ist. Eine Verteilung von der Art des tropisch-konvektiven Typs würde nicht das Wasserreservoir garantieren, welches zum Ausbau und zum Unterhalt der subtropischen Bewässerungskulturen notwendig war bzw. ist.

#### Literatur

- BERGERON, T.: On the physics of cloud and precipitation. Mém. présenté à l'Ass. d. Mét. de l'UGGI Lisbonne 1933, Paris 1935.
- DE BOER, H. J.: On the relation between rainfall and altitude in Java/Indonesia. — *Chronica naturae* 106 (1950), S. 424—427.
- BRAAK, C.: Atlas des nuages tropicaux. Paris 1932.
- CHROMOW, S. P.: Einführung in die synoptische Wetteranalyse, Wien 1940.
- FINDEISEN, W.: Die kolloidmeteorologischen Vorgänge bei der Niederschlagsbildung. — *Met. Ztschrift.* 55 (1938), S. 121—131.
- FINDEISEN, W.: Das Verdampfen der Wolken- und Regentropfen. *Met. Ztschrift.* 56 (1939) S. 453—460.
- FINDEISEN, W.: Zur Frage der Regentropfenbildung in reinen Wasserwolken. — *Met. Ztschrift.* 56 (1939), S. 365—368.
- FLOHN, H.: Aerologische Klimatologie. — in HESSE, W. (Hrsg.). *Handbuch der Aerologie*. Leipzig 1961.
- GOLDSCHMIDT, J.: Die Bestimmung des Niederschlagswassers der Atmosphäre aus Radiosondenaufstiegen und optischen Messungen. — *Ztschrift. f. Meteorol.* Bd. 5 (1951), S. 152 ff.
- HAVLIK, D.: Die Höhenabhängigkeit der Niederschläge in Hochgebirgen der Tropen und Außertropen und ihre im Landschaftsbild sichtbaren Auswirkungen. — Zulassungsarbeit z. Staatsexamen. Freiburg 1964.
- KLUTE, F.: Ergebnisse der Forschungen am Kilimandscharo 1912. Berlin 1920. Karte S. 9, Text S. 17.
- LEOPOLD, L. B.: Hawaiian Climate. Its relation to human and plant geography. — *Meteor. Monogr., Am. Met. Soc.* Vol. 1. (1951), S. 1—6.
- NEUWIRTH, R.: Feuchtegehalt der Atmosphäre und Niederschlagsprognose im Zusammenhang mit der Lage des Beobachtungsortes zum planetarischen Ringstrom (Jet Stream). — *Archi. f. Met., Geophys. und Bioklim.* Ser. A, Bd. 6 (1953), S. 59—77.

<sup>12)</sup> Die aerologischen Daten wurden vom Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin zur Verfügung gestellt. Den beteiligten Kollegen danke ich verbindlich für ihre freundliche Unterstützung.

<sup>13)</sup> Dr. FITTKAU von der Hydrobiologischen Anstalt der Max-Planck-Gesellschaft hat nach seinen Geländeerfahrungen ohne Kenntnis der hier dargelegten Zusammenhänge anlässlich eines Kolloquiums in Freiburg die Auffassung vertreten, daß die Weißwasserflüsse Amazoniens ihre Schwebstoff-Fracht erst am Fuß der Anden aufnehmen. SROLI teilt die Ansicht (mündliche Mitteilung).



- REESINK, J. J. M. - SIAHAAN, M.: Rainfall on the volcanoes of Java. — Indonesian Journ. f. nat. Science 112 (1956), S. 186—190.
- RIEHL, H.: Tropical meteorology, New York, Toronto, London 1954.
- SCHNEIDER-CARIUS, K.: Betrachtungen zur Aerologie des indischen Monsuns. — Geofis. pura e aplic Vol. 8 (1948), S. 1—24.
- SCHNEIDER-CARIUS, K.: Die Bedeutung des Schichtenbaues der Troposphäre für die Aufstellung von Wolkensystemen.

- Arch. f. Met., Geophys., Bioklim., Ser. A, Bd. 2 (1950 a) S. 97—118.
- SCHNEIDER-CARIUS, K.: Die Grundschicht der Atmosphäre als Lebensraum. — Arch. f. Met., Geophys. u. Bioklim., Ser. B., Bd. II (1950b), S. 174—187.
- SCHNEIDER-CARIUS, K.: Die Grundschicht der Atmosphäre. Leipzig 1953.
- WATTS, J. E. M.: Equatorial weather. With particular reference to southeast Asia. — London 1955.

## DAS NEUE DELTA DES RIO SINU AN DER KARIBISCHEN KÜSTE KOLUMBIENS

### Geographische Interpretation und kartographische Auswertung von Luftbildern

Mit 1 Abbildung, 3 Bildern und 3 Beilagen

CARL TROLL und ERNST SCHMIDT-KRAEPELIN

unter Mitwirkung von ERNESTO GUIL

*Summary: The new delta of the Rio Sinú on the Caribbean coast of Columbia. The geographic interpretation and cartographic elaboration of aerial photographs.*

In 1942—43 an important change took place in the outlet region of the Rio Sinú which affected the geographical situation, the topography and hydrography and in consequence also the economy. Until then, after approaching the open sea near Tinajones in a meandering course to within a few hundred yards, the river turned eastwards behind the beach ridge and, forming a delta, discharged into the Bahía de Cispata. Natural indentations of the silt rich delta distributaries facilitated extensive rice cultivation by peasants. The Cispata distributary was suitable for steamship navigation from Cartagena de las Indias to Lorica and Montería on the middle Sinú.

In 1942—43 the Sinú breached the beach ridge at Tinajones and the "Boca de Tinajones" was formed; since then the river has been building up a new delta on this straight coastline while simultaneously the supply of fresh water to the distributaries of the abandoned delta was so much reduced that saltwater penetrated upstream and ruined the rice fields. In addition the Cispata distributary ceased to be navigable and navigation in the new delta is quite impossible owing to sand bars.

The situation prior to the catastrophe is known through a journey made by C. TROLL in 1929 and through air photographs of SCADTA taken in the 1920s and in 1938. Information for the time after the breach is based on air photographs of the years 1945, 1948 and 1957, and further on oral reports and some documents, both of which the authors are grateful to have received through Herr E. GUIL (Bogotá).

The result of the evaluation of this material is that the breach was aided by human interference with the natural drainage conditions. Already at Tinajones the Sinú used to be an elevated river confined within levees ("bancos"). As early as 1929 small parallel canals which had been dug for irrigation of pastures and drainage after floods existed at the critical spot. They helped the Sinú to leave its bed. Furthermore at the double meander at Tinajones the river was shortened by cutting a canal across in the hope thus to increase the water supply to the rice growing area and to improve navigation.

However, the increased current below the cutting resulted in a congestion of water in the river bed which in turn led to the lateral breach of the Sinú directly to the open sea. Today this change of course is irreversible. The carto-

graphic evaluation of the air photographs carried out by E. SCHMIDT-KRAEPELIN made it possible to ascertain the change of the river bed and growth of the new delta in greater detail. In 1957, i.e. 14—15 years after the new delta began to be built up it had an area of 693 ha (1,712 acres). In the years 1945—57 its daily increase rate was 1,565 sq. m. (16,845 sq. ft.).

### 1. Der Rio Sinú und die Veränderung seines Mündungsbereiches in den letzten 35 Jahren

(C. TROLL)

Die Cordillera Occidental im nordwestlichen Kolumbien, zwischen den großen tektonischen Längssenken der Atrato-Niederung und des Cauca-Tales gelegen, spaltet sich vom Alto de Paramillo (3960 m) bei etwa 7° n. Br. gegen die Küste des Karibischen Meeres in mehrere Virgationsäste auf, die in der Hauptsache von tertiären Kalken und Sandsteinen aufgebaut sind („Virgación bolivariense“ nach E. HUBACH 1928, vgl. auch C. TROLL 1930). In der Längssenke zwischen der Serranía de Abibe und der Serranía de las Palomas im Westen und der Serranía de San Jerónimo im Osten entwickelt sich vom Alto de Paramillo an nordwärts das Stromsystem des Rio Sinú. Der Fluß tritt nach seinem von Talengen und Stromschnellen beherrschten Oberlauf bei Tai oberhalb Tierra Alta in die Alluvialebene seines Mittellaufes ein, die er als stark mäandrierender Fluß in einem einheitlichen Bett bis unterhalb Montería durchmißt. Auf Grund des Feuchtsavannenklimas mit etwa 1200 mm Jahresniederschlag und einer passatischen Trockenzeit in den Wintermonaten Januar bis März sind die Wasserstandsschwankungen groß. Der Strom ist bereits hier von Überschwemmungssavannen begleitet, in denen sich ständig oder zeitweise wasserführende Seen, sog.

