

IST IN OSTASIEN DER SOMMERMONSUN
DER HAUPTNIEDERSCHLAGSBRINGER?

H. Lautensach

Mit 3 Abbildungen

Denjenigen, die mit der Klimatologie und Meteorologie Süd- und Ostasiens nicht eng vertraut sind, dürfte die Fragestellung zunächst geradezu absurd erscheinen. Ist doch seit der historischen Arbeit von *Woeikof* (89) die Behandlung des ostasiatischen Sommermonsuns in den einschlägigen Lehr- und Handbüchern, von wenigen Ausnahmen abgesehen, so gleichartig, daß man meinen möchte, das letzte Wort darüber sei längst gesprochen. Als Beispiel möchte ich mich selbst zitieren (48, S. 439, 523): „Der Sommermonsun überschüttet die sich ihm in den Weg stellenden Gebirgshänge mit einer Fülle von Steigungsregen.“ „Im Hinblick auf die Monsunländer hat Lord Curzon das Wort vom Bettelmantel Asiens mit dem Saum von Gold geprägt. Birgt dieser Goldsaum, die australasiatische Inselflur eingerechnet, doch mehr als die Hälfte der Menschheit, und diese fristet ihr Dasein fast ausschließlich durch die Wirkungen des Sommermonsuns, der in der Zeit stärksten Wasserbedürfnisses der Pflanzen eine übersteigerte Niederschlagsfülle spendet.“ Auch Spezialarbeiten, selbst neueren Datums, wie z. B. die von *Trebge* (74), nehmen den gleichen Standpunkt ein. *Fochler-Hauke* (30) versichert noch 1934 für Südchina, daß der Sommermonsun „den reichsten Niederschlag des Jahres bringt“, und stellt die Monsunregen damit in Gegensatz zu den von Taifunen und außertropischen Zyklonen gebrachten Niederschlägen. Die dieser Auffassung zugrunde liegende, wenn auch nicht immer in voller Deutlichkeit ausgesprochene aerodynamische Vorstellung ist dabei die folgende: Der asiatische Sommermonsun besteht aus einer sehr mächtigen warmen Luftmasse, die vom südsubtropischen Hoch ihren Ausgang nimmt und, die äquatoriale Kalmenzone überwallend, in ununterbrochener quasistationärer Bewegung bis weit in die nördliche Gemäßigte Zone vordringt. Bei der Überquerung der ausgedehnten warmen Meeresflächen wird reichlich Feuchtigkeit aufgenommen. Gelangt diese Luftmasse dann auf Landgebiete, so werden die entgegenstehenden Gebirge von ihr in parallelen Strömungslinien adiabatisch überstiegen. Dabei fallen ergiebige Steigungsregen. Über den Ebenen schieben sich die

oberen Schichten laminar über die infolge der vermehrten Reibung gehemmten unteren und werden dabei ihrerseits zur Abgabe ihrer Feuchtigkeit gezwungen.

Auf Grund dieser Vorstellung erwartete ich in Korea an den nach S gekehrten hohen Gebirgszügen eine Fülle monsunischer Steigungsregen. Ich habe im Sommer 1933 in Korea zahlreiche Monsuntage erlebt, an denen der Wind mit geringer Stärke aus dem südlichen Quadranten kam. Sie sind überdurchschnittlich heiß. Am 6. Juli maß ich um 13 Uhr in der großen Schlinge des Tädonggang (Daidôkô¹⁾ südlich von Pjöngjang (Heijô) 42,5°. Die Tagesamplituden sind klein. Wenige Tage später stellte ich abends 23 Uhr in dem benachbarten Musan (Môzan) noch eine Temperatur von 32° fest. Die relative Feuchtigkeit ist sehr groß, so daß Bergbesteigungen an solchen Tagen außerordentlich anstrengend sind. Auf den benachbarten Inseln, soweit sie 1000 m Höhe nicht überschreiten, werden sie immerhin durch gute Fernsicht belohnt. Aber auf dem Festland, vor allem im Innern, ist der Himmel oft nicht strahlend blau, sondern flimmernd weiß, und die höheren Berge stecken von 500 oder 800 m an in Stratusdecken, besonders natürlich auf den dem Wind zugekehrten Seiten. Niederschläge aber habe ich an solchen Monsuntagen in Korea nicht erlebt. Nach einer längeren Folge derartiger Tage bilden sich auf den nicht künstlich berieselten Reisfeldern, die von einer stagnierenden Wasserschicht bedeckt sind, grüne Algenmassen, die Reispflanzen zwischen ihnen wechseln ihre kräftig grüne Farbe in ein mattes Gelbgrün und zeigen Degenerationserscheinungen. Ich kehrte aus Korea daher mit der Überzeugung zurück: der Sommermonsun bringt keinen Regen; er ist daher der Feind des Reisausbaus. Dieses Beobachtungsergebnis habe ich 1934 in meinem Reisebericht bekannt gegeben (49).

Schon vorher hatte *A. Wagner* eine Abhandlung über den indischen Monsun veröffentlicht, in der die vorderindischen Messungen aus den oberen Luftschichten verarbeitet werden (84). In ihr

¹⁾ Die japanische Aussprache der koreanischen Namen, die bisher international bevorzugt wurde, ist in Klammern beigefügt.

kommt er seinerseits zu Ergebnissen, die von der landläufigen Auffassung weitgehend abweichen. Der Südwestmonsun stellt nach *Wagner* in Vorderindien ein mächtiges, bis zur mittleren Kammhöhe des Himalaya hinaufreichendes stationäres zyklonales Strömungssystem dar. Dieses ist in Nordwestindien von wenigstens 500m Höhe, mitunter von der Erdoberfläche ab gegen eine extrem heiße und trockene Luftmasse abgegrenzt, die aus Belutschistan gegen SE strömt und sich entlang einer Aufgleitfläche über die etwas weniger heiße und extrem feuchte Monsunmasse schiebt. Die letztere ist daher in Nordwestindien unter 500 m mächtig. Damit ist erklärt, daß der Südwestmonsun hier keinen Niederschlag bringt (Wüste Tharr). Über Zentralindien bilden beide Luftmassen in den größeren Höhen einen stationären zyklonalen Wirbel. In diesem spielt die von W kommende trockene Masse die Rolle des kalten Sektors. Denn der Höhengradient der Temperatur ist in der feuchten monsunischen Luftmasse kleiner, so daß dieselbe in den großen Höhen wärmer bleibt als jene. Die Warmfront dieses kalten Sektors ist über Hindostan scharf entwickelt. An ihr gleitet die Monsunluft gegen SW über die trockene kalte Westluft auf. Ein sehr großer Teil der Niederschläge Hindostans ist daher zyklonalen Ursprungs. Geländeregen weisen nach *Wagner* nur die Malabarküste von Bombay an südwärts und die von Hinterindien (Arakanyoma) auf. Ein weiteres, relativ kleines Gebiet mit Geländeregen liegt nördlich des Golfes von Bengalen am Himalaya in der Umgebung von Darjeeling, wo wenigstens in den niedrigeren Schichten reine Südwinde an den Hängen der Gebirgsmauer emporsteigen. Der Himalayawall im ganzen wirkt auf die Niederschlagsausscheidung nur indirekt, indem er durch orographischen Stau den stationären Wirbel erzeugt. Viele dieser Ergebnisse *Wagners* stehen im Einklang mit früheren oder späteren Forschungsergebnissen. Daß ein großer Teil der sommerlichen Niederschläge Mittelindiens zyklonalen Ursprungs ist, hat schon vor mehr als einem halben Jahrhundert *Meinardus* (60) erkannt, der die westöstlich verlaufende Luftdruckfurche, die Ablenkung der Monsunrichtung durch sie und die jahreszeitliche Verlagerung des Systems bereits völlig klar beschreibt. *Flohn* (29) betrachtet dieselbe mit Recht und in Übereinstimmung mit einer späteren Arbeit von *Dobby* (25) als die weit nach N vorgeschobene Intertropik (Äquatorial)-Front. *Wagners* Auffassung von der vertikalen Struktur der sommerlichen Luftmassen über Vorderindien wird durch zwei indische Meteorologen bestätigt (23). Dagegen dürfte die Behauptung, die sommerlichen Niederschläge des Himalaya seien größtenteils keine Steigungsregen, wohl übertrieben sein. Hat das Einsetzen des Sommermonsuns

in den großen Höhen doch so viele Bergsteigerexpeditionen im Himalaya durch die mit ihm verbundenen Schneefälle um den Enderfolg gebracht.

Seit 1934 haben sich nun auch die Auffassungen über den ostasiatischen Sommermonsun wesentlich gewandelt, und zwar insbesondere auf Grund der Untersuchungen von *CochingChu* (12—16), *Chang Wang Tu* (76—83), *Jaw* (45) und *Gherzi* (38) in China, von *Arakawa* (2—4), *Yamanaka* und *Ikeda* (90) in Japan sowie von mir (50) und meinen Schülern *Schumacher* (68) und *Trojan* (75) in Korea.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß auch in Ostasien in den Sommermonaten in den geringen Höhen Winde aus dem südlichen Quadranten überwiegen. Das beweisen übereinstimmend die Schiffsbeobachtungen auf den ostasiatischen Meeren und die Windrichtungsmessungen auf den Festlandsstationen, soweit dieselben nicht einer orographischen Beeinflussung unterworfen sind. Die Karten der vorherrschenden Windrichtung für die Hochsommermonate (12, 22, 32, 46, 58, 64, 86) zeigen daher auf der Ostseite Asiens ein geschlossenes Strömungssystem, das vom subtropischen Hochdruckgebiet der Südhemisphäre ausgeht und bis an den Nordrand des Ochotskischen Meeres reicht. Die geringe Länge und Dicke der Pfeile deutet allerdings gleichzeitig darauf hin, daß dieser Sommermonsun an der Ostfront Asiens weder nach Geschwindigkeit noch nach Beständigkeit den Vergleich mit dem gleichzeitigen Monsun des Indischen Ozeans aushält. Die durchschnittliche Geschwindigkeit in Ostasien beträgt nur etwa 3 m/sec. Da der durch die Karten angezeigte Strömungsweg vom Zentrum Australiens bis zum Nordrand des Ochotskischen Meeres rd. 10000 km mißt, würde ein Luftteilchen also etwa 38 Tage brauchen, um diese Reise zu vollenden. Meines Wissens ist aber bisher in Ostasien niemals auch nur an einer einzigen Station, geschweige denn an allen gleichzeitig ein so langes ununterbrochenes Anhalten der monsunischen Wetterlage beobachtet worden. Das Ursprungsgebiet der von S einströmenden Luftmassen liegt vielmehr für die nördlichen Teile Ostasiens meist nur in der Nordpazifischen Antizyklone und ihrer südlichen Nachbarschaft (2, 3, 68), für China mitunter, worauf schon *Sion* hinwies (70), nur in den benachbarten Randmeeren oder in der unmittelbaren Umgebung des Äquators (80—82). Erst *Deppermann* in Manila (15° N) kann als Sommermonsun „alle Luft betrachten, die von der Südhemisphäre kommt“ (20). Die genannten Karten können also leicht zu der falschen Auffassung verleiten, daß das sommerliche Wetter Ostasiens sich im Gegensatz zu allen übrigen Gebieten der Gemäßigten Zone einer besonderen Beständigkeit erfreue. Eine solche ist an-

gesichts der zahlreichen einzelnen Meeresbecken mit sehr verschiedenen Temperatur- und Strömungsverhältnissen und der großen, dazwischen gestreuten oder anliegenden Landmassen mit ihren hohen Aufragungen ja auch von vornherein nicht zu erwarten. Für die Westhälfte des Indischen Ozeans bestehen dagegen die alten Auffassungen über die große Konstanz und Geschwindigkeit, wahrscheinlich auch die Mächtigkeit der monsunischen Luftströmung offenbar zu Recht (69).

Seit Beginn der dreißiger Jahre finden auch in Ostasien an einigen wenigen Hauptstationen Höhenbeobachtungen statt, und schon zuvor hat man aus dem Wolkenzug Schlüsse auf die Bewegung der oberen Luftschichten gezogen (3, 17, 36, 45, 80—82, 90). Sie haben gezeigt, daß der ostasiatische Sommermonsun relativ geringe Mächtigkeit besitzt. 2000 bis 3500 m werden in Ostchina im allgemeinen nicht überschritten (13, 15, 36), ja mitunter nur 500 m erreicht (17). Nördlich des großen Hwanghobogens war 1927 nach *Haude* der südmonsunische Luftkörper im Juni 1200—1500 m, im Juli 2600 m mächtig (40). Über ihm strömt auch auf dem ostasiatischen Festland ein relativ trockener Luftkörper von Westen her. Häufig ist in Ostchina wie Szetschuan beobachtet worden, daß die in der unteren Schicht entstandenen Cumuli sich beim Aufstieg an der Grenze gegen die obere Schicht auflösen (81, S. 19, 34). Die Verhältnisse erinnern also stark an die Nordwestindiens. *Jaw* (45, S. 13) berechnet auf Grund der Boden- und Höhenbeobachtungen zu Nanking, daß die Luft des Sommermonsuns im Durchschnitt um etwa 1180 m adiabatisch steigen muß, um Niederschlag zu liefern. Nach anderen Autoren liegt das durchschnittliche Kondensationsniveau des Sommermonsuns für Nanking allerdings niedriger (81, S. 17, 23, 30).

Diese Feststellungen legen von vornherein die Vermutung nahe, daß der Sommermonsun in niedrigerem Gelände überhaupt kaum und in stark gebirgigen Gegenden nur gelegentlich als Niederschlagsspender auftreten kann. Die Untersuchungen über Korea haben diese Vermutung vollauf bestätigt. Korea eignet sich zu solchen deshalb besonders gut, weil es denjenigen Teil des festländischen Ostasien darstellt, der das bei weitem dichteste und am zuverlässigsten arbeitende Stationsnetz besitzt. Es unterhält auf einer Fläche, die der durchschnittlichen Größe einer chinesischen Provinz entspricht, 250 meteorologische Stationen, während *v. Wissmann* bei dem Entwurf seiner Niederschlagskarte von China für den Bereich der 18 Provinzen knapp 300 Stationen zur Verfügung hatte (87). Die Stationsdichte in Korea ist also rd. 15 mal größer. Man kann daher schon aus der Karte der mittleren Niederschlagshöhe des

Juli (Abb. 1) ausschlaggebende Schlüsse ziehen. Diese ist von mir auf Grund der reduzierten Mittel der Periode 1914—1933 (68,75) entworfen. Sie zeigt keinerlei Abhängigkeit von der Oberflächengestalt im Sinne einer aus dem südlichen Quadranten kommenden niederschlagspendenden Luftbewegung. Auf Quelpart (Saishütô), dessen Kern von einem bis 1950 m Höhe aufragenden ostwestlich gestreckten Vulkangebirge erfüllt ist, besitzt die südlich von diesem gelegene Leuchtturmstation Manado (Maratô) ein Julimittel von 173 mm, die nördlich gelegene Inselhauptstadt Tschädju (Saishû) dagegen 220 mm. Ein Unterschied zwischen Luv und Lee im Sinne eines von S kommenden, Steigungsregen liefernden Windes fehlt also. Besonders günstig für die Sammlung monsunischer Steigungsregen wäre das gegen S offene Becken des Naktonggang (Rakutôkô) in Südostkorea, das von mehr als 1500 m hohen Kämmen eingerahmt ist. In seiner Öffnung gegen das Meer liegt die Hauptstation Pusan (Fusan), auf der durchschnittlich 39,8 % der Juliwinde aus dem südlichen Quadranten (SW—SE) kommen. Trotzdem stellt der nördliche Teil dieses Beckens den sommertrockensten Teil Südkoreas dar. Söngtschang (Seishô) hat ein Julimittel von 196 mm gegenüber 277 mm in Pusan. Ganz besonders geeignet zum Empfang monsunischer Steigungsregen wäre die Küste von Nordostkorea vom Ostkoreagolf bis zur Tumên-mündung. Zieht doch hinter ihr die Kwanmo (Kambô)-Kette entlang, die bis 2541 m aufragt. Auf der in der Mitte dieser Küste gelegenen Hauptstation Songdjin (Jôshin) besitzen die Juliwinde von ESE-bis SSW-Richtung eine Häufigkeit von 56,3 %. Trotzdem ist das benachbarte Kap Musudan (Busuitan) die im Juli niederschlagsärmste Station ganz Koreas (91 mm). Die Stationen mit den höchsten Niederschlägen des Landes liegen an ganz anderen Stellen, nämlich auf der Westseite der in N-S-Richtung verlaufenden Koreanischen Hauptkette (Abb. 1). Hier verzeichnet z. B. Potschön (Hôsen), 70 km vom Gelben Meer gelegen, ein Julimittel von 468 mm. Soweit die Juliniederschlagsmenge von Korea Luv-Leezüge erkennen läßt, zeigt sie solche im Sinne einer von W, nicht von S kommenden, Regen spendenden Luftbewegung. Ganz Nordostkorea wie auch die Ostküste der Koreanischen Halbinsel fällt durch das geringe Ausmaß der Sommerniederschläge auf. Liegen sie doch östlich der Koreanischen Hauptkette, die bis über 2200 m aufsteigt. Musan (Mosan) am Tumên besitzt ein Julimittel von 103 mm, die westlich der Hauptkette gelegene Station Kotschang (Kôshô) dagegen mehr als das Doppelte (228 mm). Eine merkwürdige Erscheinung bildet allerdings die geringe Sommerniederschlagshöhe der niedrigen koreanischen Gelbmeer-

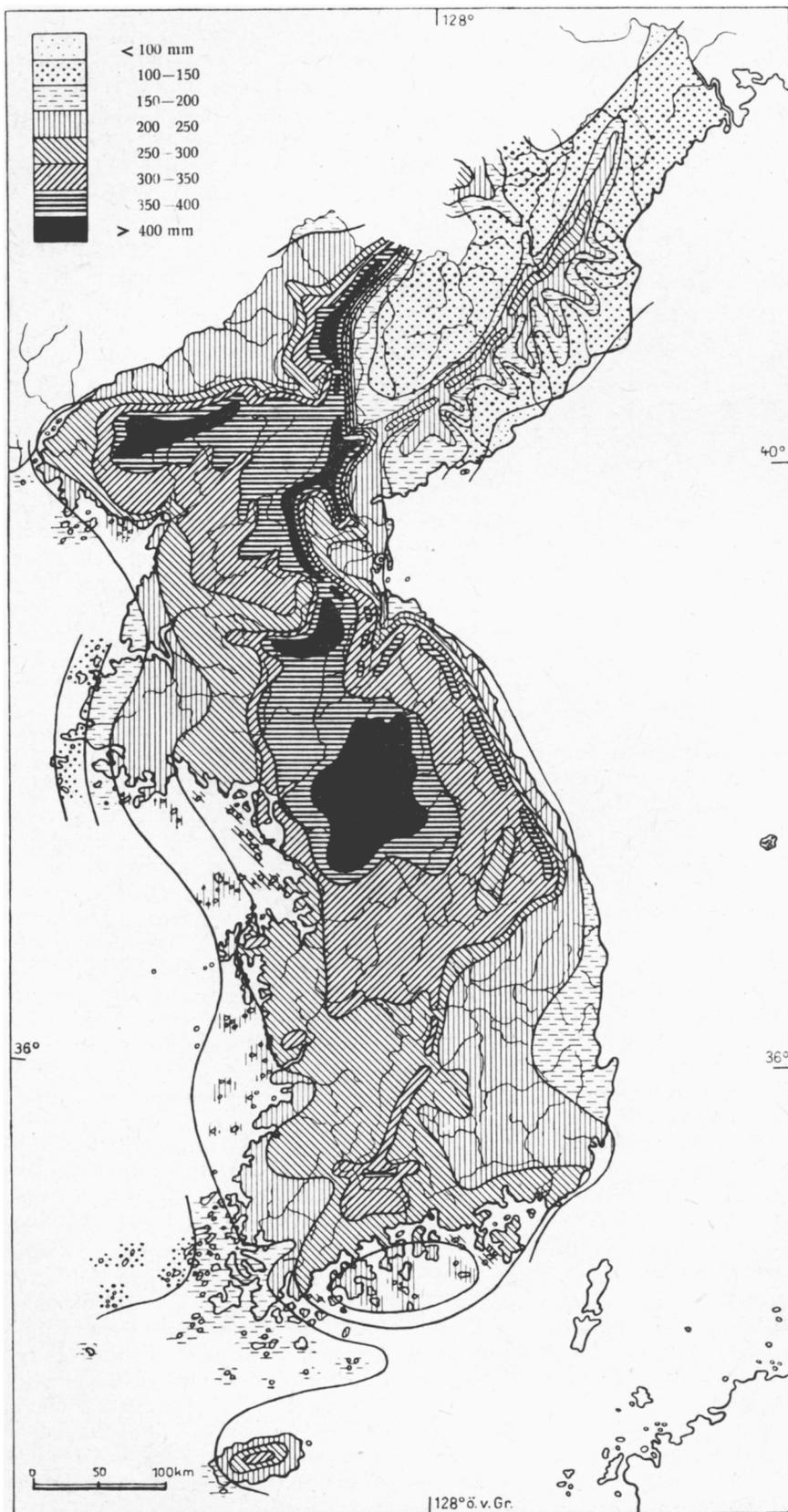


Abb. 1.
Mittlere Niederschlagshöhe
des Juli (1914 bis 1933)
in Korea
Entworfen von H. Lautensach

inseln. Dieselbe wiederholt sich vor der chinesischen Küste (51, 52). Auf sie komme ich unten (S. 13) zurück.

Daß der Sommermonsun als Spender von Steigungsregen in Korea eine geringe Rolle spielt, lehrt noch eindringlicher ein Vergleich der Zahl der Monsuntage in den einzelnen Sommermonaten. Man kann geradezu die Regel aufstellen: Die Niederschlagshöhen der einzelnen Sommermonate sind der Zahl der Monsuntage umgekehrt proportional. So wies der Juli 1929 in Südkorea 30 Monsuntage auf. Die Niederschlagshöhe dieses Juli betrug in Kuröi (Kyûrei) 48 mm, in Kôtschang (Kyoshô) 42 mm, gegenüber Mitteln von 275 und 248 mm. Vom 10. dieses Monats ab herrschte in Südkorea ausschließlich Monsunwetter, und keine einzige Festlandsstation verzeichnete von da ab auch nur 1 mm Regen. Das Jahr 1929 brachte daher die relativ schlechteste Reisernte der Periode 1911 bis 1938 (Y. Yagi, Kyôtô Univ. Econ. Review VI, 2. 1931, S. 89). Ähnliches gilt vom Juni 1931. Alle die schlechten Reisernten der Jahre 1919, 1924, 1928, 1929, 1931 und 1939 sind darauf zurückzuführen, daß in den ausschlaggebenden Entwicklungszeiten des Reises, insbesondere während des Umpflanzens aus den Saatbeeten auf die Felder, stabiles Monsunwetter herrschte.

Nordostkorea ist der einzige Landesteil, in dem Höhenstationen existieren, so daß der Höhengradient der Monatstemperatur bestimmt werden kann, zum wenigsten in einem für unsere Beweisführung geeigneten Sinn. Mit Hilfe der Stationen Majangdo (Mayôtô, 67 m) und Pungsang (Hôzan, 1150 m, 100 km von der Küste) errechnet er sich für den Juli zu nur $0,34^{\circ}/100$ m. Das ist nur halb soviel wie im Sommer Süddeutschlands (Ch. Maisel). Er besitzt in Nordostkorea also einen ausgesprochen unteradiabatischen Wert. Das ist nur dadurch zu erklären, daß die langsam aufsteigende Luft Wärmeenergie von dem stark erhitzten Boden aufnimmt, daß der Aufstieg also nicht adiabatisch erfolgt. Braucht die Monsunluft bei einer Geschwindigkeit von 2 m/sec. über Land doch immerhin 14 Stunden, um von Majangdo nach Pungsang zu gelangen. Dadurch erklärt sich die Tatsache, daß die feuchte Luft des Seemonsuns bei ihrem Aufstieg um 1150 m im allgemeinen keine Regentropfen zur Ausscheidung bringt.

In Japan fällt die Zeit des Reisumpflanzens in die für das dortige Sommerklima ungemein charakteristische Periode der „Pflaumenregen“ (bai-u), die im allgemeinen von Mitte Juni bis Mitte Juli dauert. Diese wurden früher als Monsunregen gedeutet. Okada hat schon 1910 nachgewiesen, daß diese Deutung falsch ist (63). Eine konstante Monsunentwicklung hat vielmehr ein Ausbleiben der Pflaumenregen und damit Mißernte zur Folge.

Als Beispiel führt er die Jahre 1883 und 1893 an. In seinem großen Werk über das Klima von Japan (65) betont er mehrfach (S. 92, 110, 121 f.), daß der Sommermonsun keinen Niederschlag bringt. Arakawa sagt von dem japanischen Wetter, das von der tropisch-maritimen Luftmasse beherrscht wird, daß es „meist schön und heiß“ ist (2).

Die schlagendsten Beweise dafür, daß der Sommermonsun als Niederschlagsbringer in Ostasien eine ganz geringe Rolle spielt, haben die Klimatologen in China geliefert. Schon Sion (70, S. 10) berichtet auf Grund des Bulletin Mensuel des Jesuiten-Observatoriums von Zikawei bei Schanghai, daß im Mai/Juni 1915 die Herrschaft des normalen Monsuns mit seinen SE-Winden überwogen hat. Das waren sehr schöne, warme, regengleiche Sonnentage. Das gleiche gilt nach ihm vom Mai 1923. 1934 erschien dann die Arbeit von Coching Chu „The enigma of Southeast Monsoon in China“ (12). Das „Rätsel des Südostmonsuns“ besteht darin, daß er, obwohl von See her kommend, den Ebenen und Becken Chinas Dürre bringt. Im Gebiet des unteren Jangtsetales variiert die Menge des Juliniederschlags in umgekehrtem Sinn gegenüber der Stärke des Südostmonsuns und der Zahl der Monsunstunden. In einer zwei Jahre später erschienenen Schrift führt Chu das Folgende aus (15, S. 21): „Während der letzten 60 Jahre mit Beobachtungen in Schanghai waren die nassesten Sommer stets die mit den wenigsten südöstlichen Winden, während in Jahren ernster Dürren die Südostwinde stets den Löwenanteil in der prozentualen Verteilung aufwiesen. In der Tat nahmen die alten Chinesen den frischen stetigen Südostmonsun als ein Vorzeichen für Dürre. Wettersprichwörter sind voll davon, und der berühmte Dichter der Sung-Dynastie (960—1279 n. Chr.) Su Tung Po schrieb ein Gedicht, in dem er das Lob des Südostmonsuns sang als eines willkommenen Zeichens für das Aufhören der trüben, regnerischen Periode, die im unteren Jangtsetal als Pflaumenregen (mai-yü) bekannt ist.“ Auf der gleichen Seite nennt er den Terminus „monsoonal rainfall“ oder „pluie de la mousson“ eine Fehlbezeichnung („misnomer“). 1935 äußerte sich Chang Wang Tu im gleichen Sinne (77). Wenn der Sommermonsun selbst Regen erzeugen könnte, so dürfte keine wesentliche Diskrepanz zwischen dem Zeitpunkt seines Eintretens und Aufhörens und dem Beginn und Ende der sommerlichen Regenfälle Chinas bestehen. Und zweitens müßten Winde aus dem südlichen Quadranten am häufigsten mit Regen verknüpft sein. Die folgende Tabelle (nach Chu, 15) zeigt, daß überall in Ostchina das Gegenteil der Fall ist. Sie gibt in Prozenten der Gesamtzahl der Fälle an, wie häufig die einzelnen Windrichtungen mit Regen verbunden gewesen sind.

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Windstille
Peking	1933—34	17.9	16.3	9.2	6.2	2.6	4.6	7.3	16.1	10.2
Tsinan	1932—34	11.5	16.6	10.8	4.8	5.5	5.6	8.6	12.5	3.7
Nanking	1929—33	15.6	15.5	7.3	4.8	5.3	5.3	8.7	10.8	20.7
Hongkong	1929—32	47.7	29.3	21.3	25.9	17.1	13.2	13.3	26.1	9.4

Sommerliche Regenwahrscheinlichkeit bei verschiedenen Windrichtungen in % in Ostchina

Die drei Windrichtungen des südlichen Quadranten sind also im Sommer am seltensten mit Niederschlägen verknüpft. Nur in Hongkong macht der Südost mit einem Viertel der Fälle eine Ausnahme. Aber das Minimum liegt hier beim Südwest. Am häufigsten sind die N- und NE-Winde mit Regen verbunden. In Hongkong hat der Nordwind fast in der Hälfte der beobachteten Fälle Niederschlag gebracht. *Tu* kommt daher zu dem Ergebnis (77, S. 4): „Der Sommermonsun ist wohl die Ursache der großen relativen Feuchtigkeit, aber der Mechanismus, der dazu verhilft, die Feuchtigkeit zu Regentropfen zu kondensieren, ist das Wichtigere, und dieser ist es, der den Betrag an Niederschlag in jedem gegebenen Gebiet bestimmt.“

In Westchina, das sehr arm an meteorologischen Stationen ist, sind entsprechende Feststellungen bisher noch nicht möglich gewesen, mit Ausnahme der Messungen auf dem Omeishan (S. 12) und der Beobachtungen von *Haude* (40, 41), deren Ergebnisse in der gleichen Richtung liegen. Für Formosa versichert *Okada* (65, S. 154 f.), daß dort im Sommer wegen der Erhitzung des Landes mit Ausnahme des Zentralgebirges wenig Gelegenheit zur Entstehung orographischen Regenfalls gegeben ist.

Die Sommermonate weisen nun aber bekanntlich in Ostasien im allgemeinen den Hauptanteil an den Jahresniederschlagssummen auf. Eine Ausnahme bilden nur diejenigen Küsten und Inseln, an denen der Wintermonsun als Niederschlagsspender auf dem hochgradig abgekühlten Land auftreten kann, nachdem er vorher breite Flächen des Randmeerkorridors überweht hat. Das ist z. B. an der Ostküste der Koreanischen Halbinsel, auf den gebirgigen Nachbarinseln Ullöngdo (Utsuryötó) und Quelpart, auf der Nordwestseite von Hondo und an der Nordostküste von Formosa der Fall. Aber nur selten übertreffen diese Winterniederschläge die Sommerregen (Niederschlagsdiagramme in 77, 87, 65, 50). In der Mandchurischen Ebene steigt der Sommeranteil am Jahresniederschlag bis auf 67 %, in Mittelkorea auf 63 %, in der Umgebung von Peking sogar auf 82 %, im unteren Jangtsegebiet und in Südchina sind es meist noch rund 45 %, im Roren Becken von Szetschuan aber wieder 60 %. Nur um den Tungtingsee, am mittleren Kankiang und in Nordkwangtung haben die Frühlings- oder die Herbstregen die Führung. In Japan liegen die

Verhältnisse wegen der Zweimeerlage und des Reliefs komplizierter. Es fragt sich also, welcher Art der von *Tu* genannte Mechanismus ist, der die Feuchtigkeit des Sommermonsuns zur Ausfällung bringt. Dazu ist ein Eingehen auf die neuen Ergebnisse der ostasiatischen Luftmassenforschung notwendig, die sich auch hier im Zusammenhang mit der Erforschung der höheren Luftschichten entwickelt hat (2, 3, 20, 38, 45, 80—82, 90).

Von den elf verschiedenen Luftmassen, die *Tu* unterscheidet (81, 82), sind für unsere Fragestellung vier besonders wichtig. Die polarkontinentale Luft gelangt nach Ostasien in modifizierter Form (NPc). Sie ist sehr trocken und in größeren Höhen sehr kalt, in den bodennahen Schichten hat sie sich der Jahreszeit entsprechend erwärmt. Die feuchtkalte, polarpazifische Luft (Pp) stammt aus dem Beringmeer oder dem Ochotskischen Meer. Sie ist vorwiegend in der Umgebung des Japanischen Meeres wirksam. Diesen beiden nördlichen Luftmassen stehen nach *Tu* zwei tropisch-maritime gegenüber, die Tm-Luft (tropischmaritim im engeren Sinne) und die Em-Luft (äquatorialmaritim). Das, was wir bisher als Sommermonsun bezeichneten, wird also in zwei verschiedene warmfeuchte Luftmassen aufgelöst. Die Em-Luft ist noch wärmer und feuchter als die Tm-Luft, besonders in den größeren Höhen. Erstere stammt aus dem äquatorialen Bereich von Inselindien, ja zeitweilig tatsächlich aus dem südsüdtropischen Hoch (25), gelangt nur im Hochsommer und Herbst nach China und überschreitet häufig das Hwaital an der Grenze Mittel- und Nordchinas nicht. Letztere kommt aus dem südlichen Teil des nordsubtropischen Hochdruckgebiets. Diese Ergebnisse von *Tu* fügen sich gut der großzügigen Auffassung von *Dobby* über die Luftzirkulation und Frontenbildung in Südostasien ein (25).

Die genannten Luftmassen grenzen natürlich in Fronten aneinander. Die Polarfront trennt die nördliche von den südlichen Luftmassen. Sie ist die bei weitem wichtigste der ostasiatischen Fronten. Die beiden südlichen Luftmassen werden durch die SE—NW-Richtung verlaufende, von *Deppermann* (20) und *Dobby* (25) untersuchte Äquatorialfront (Intertropikfront) voneinander geschieden. An der Polarfront entwickeln sich außertropische Zyklonen und bewegen sich von W nach O durch Ostasien. Ihr Ursprung liegt größtenteils im Dunkeln, da in Zentralasien bisher keine geeigneten Stationen existieren. Die

Warmfronten der Zyklonen, an denen die südliche Luftmasse auf die nördliche aufgleitet, sind in China am Boden oft nur undeutlich entwickelt (81, S. 31). Dagegen sind die Kaltfronten, an denen sich die nördliche Luftmasse unter die südliche schiebt, scharf ausgeprägt. Die Niederschläge Ostasiens entstehen größtenteils an der Polarfront. *Tu* (81) schätzt, daß durchschnittlich 70 % des chinesischen Niederschlags diesen Ursprung haben. Dadurch, daß die Niederschläge meist erst an der Kaltfront fallen, erklärt sich die oben betonte Tatsache, daß die N- und NE-Winde überall in China die größten Regenwahrscheinlichkeiten mit sich bringen. Wohl wird die Feuchtigkeit durch den Sommermonsun über die Länder Ostasiens gebreitet. Aber die Ausscheidung derselben in Gestalt von Niederschlägen wird größtenteils durch die Hebung der Monsunluft an den Fronten erzeugt. Wie *Haude* gezeigt hat (40), gilt das auch für die spärlichen Niederschläge der trockenen nordwestlichen Provinzen und der südöstlichen Mongolei. Die jahreszeitliche Verlagerung der Polarfront erklärt den größten Teil der räumlichen und jahreszeitlichen Unterschiede im durchschnittlichen Niederschlagsgang der einzelnen Teile Ostasiens wie auch die Anormalitäten der einzelnen Jahre, die sich in Fluten und Dürren äußern (41, 80, 9, 10).

An der Äquatorialfront schiebt sich die Em- auf die Tm-Luft. Auch dadurch werden weitverbreitete und mitunter starke Niederschläge erzeugt.

Von Mitte Juni ab liegt die Polarfront in der Regel für einige Wochen mehr oder weniger stationär über dem Jangtsetal. Die Zyklonenbildung an ihr erzeugt dann die schon erwähnten Pflaumenregen, die die Umsetzung der hochempfindlichen Reispflanzen aus den Saatbeeten in die Felder begünstigen (79). Zur gleichen Zeit entwickeln sich die Pflaumenregen Japans. Sie werden durch dieselben seichten Zyklonen erzeugt, die vorher das Jangtsetal passiert haben. Hier werden sie durch das südöstlich der Japanischen Inseln liegende nordsubtropische Hoch gesteuert (63, 65). Die Strömungsbahn des warmen Kuroshio erzeugt eine Neigung zur Luftauflockerung und weist jenen Zyklonen den Weg aus Mittelchina nach NE zu den Japanischen Inseln. Von Mitte Juli ab zieht sich die Polarfront in China in Normaljahren weiter nach N zurück, so daß sich der Hauptregengürtel nach Nordchina verlagert, und das Jangtsegebiet kommt dann unter die volle Herrschaft des Sommermonsuns, so daß die Pflaumenregen aufhören. Entsprechend verschiebt sich das subtropische Hoch im Bereich Japans noch weiter nach Nordwesten, so daß auch hier die Zone der starken Niederschläge nach Korea, dem Ussurigebiet und Sachalin verlagert

wird. Im August zieht sich die nordpazifische Antizyklone wieder nach SW zurück und gibt die Japanischen Inseln für neue zyklonale Niederschläge frei. Dieser Vorstoß und Rückzug des Hochs hängt wahrscheinlich mit der jahreszeitlichen Entwicklung des Oyashio zusammen, jener kalten Meeresströmung, die aus dem Ochotskischen Meer kommt und auf der Außenseite von Sachalin, Hokkaido und Nordhondo nach S zieht (65). Wenn der Schmelzprozeß des Eises im Ochotskischen Meer in voller Entwicklung ist, verstärkt sich der Oyashio und beginnt entlang Japans Ostküste vorzustoßen. Er kühlt die überlagernde Luft und bewirkt die Ausdehnung des nordpazifischen Hochs. In der ersten Augusthälfte, nach Beendigung der Eisschmelze, kehrt der Oyashio in der Regel zu normalen Verhältnissen zurück.

Die außertropischen Zyklonen können in den Sommermonaten, wenn die Temperatur der warmfeuchten Luftmassen besonders hoch und die Wasserdampfkapazität der Volumeneinheit daher groß ist, gewaltige Niederschlagsmassen zur Ausfällung bringen. Die Spitzenniederschläge, die binnen 24 Stunden in Korea gemessen sind, entstammen solchen Wetterlagen. So brachte die Zyklone vom 19. VI. 1924 der Station Pjongsan (Heisan) 490 mm, die vom 1. VIII. 1920 Koangdju (Kôshû) bei Seoul 486 mm. Das sind also Tageswerte, die die durchschnittlichen Monatswerte des Juli noch übertreffen. Im Juli 1926 fielen zu Mokpo (Moppo, Julimittel 200 mm) 378 mm Regen, und 339 davon kamen auf die 6 Zyklonentage. Entsprechendes gilt im gleichen Monat von den übrigen südkoreanischen Stationen. Diese Zyklonen queren das Gebirgsland Korea häufig in der Richtung von W nach O. Ihre Niederschlagsergiebigkeit läßt dabei verständlicherweise bedeutend nach. So ergab die Zyklone vom 6. VII. 1926, die die Koreanische Halbinsel unter $36\frac{1}{2}^{\circ}$ Breite auf der Bahn IV (S. 10) querte, von W nach O die folgenden Tagesniederschläge (75):

Koangdju (Kôshû)	Poön (Hôon)	Sangdju (Shôshû)	Oisöng (Gijô)	Tschöngjang (Seiyô)
187 mm	120 mm	68 mm	66 mm	53 mm

Zwischen Poön und Sangdju liegt die Querung der Südkoreanischen Diagonalkette und der Eintritt der Zyklone in den nördlichen Teil des Naktonggangbeckens (s. o. S. 3). Durch die ständige Wiederholung des Phänomens erklärt sich die oben betonte Tatsache, daß Luv und Lee, wo in Korea vorhanden, westöstlich orientiert sind. Die mitgeteilten Zahlen zeigen zugleich, daß die stattlichen Sommermittelwerte des koreanischen Niederschlagsanges durch verhältnismäßig wenige, aber ungemein ergiebige Zyklonentage erzeugt werden können. Die mittlere Nieder-

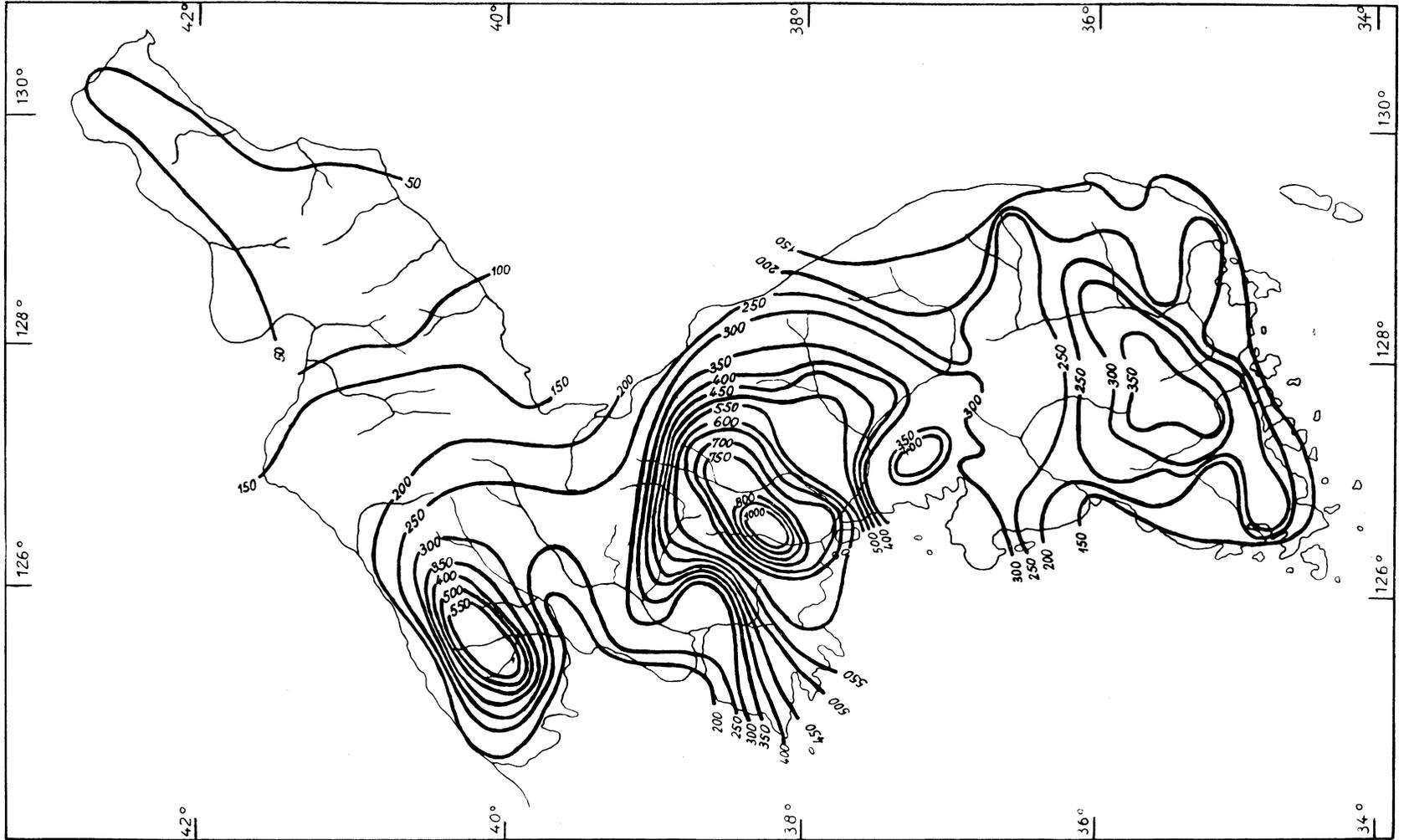


Abb. 2. Niederschlagshöhen (mm) in Korea zwischen dem 11. und 27. Juli 1924

Nach Quelle 92, Kartenband, Tafel 25.

Man erkennt deutlich die Wirkung von 4 Zyklonen, die die Halbinsel von W nach E durchzogen haben.

schlagsintensität des Juli ist daher sehr groß. Sie beträgt in Tschintschön (Chinsen) 31,9 mm/Niederschlagstag gegenüber 4,1 im Februar, in Tschungdju (Chûshû) 23,1 mm gegenüber 3,2. In Nordkorea dagegen steigen die sommerlichen Niederschlagsintensitäten fast nirgends über 15 Millimeter (Abb. 2).

Soweit Unterlagen existieren, läßt sich Entsprechendes aus allen anderen Festlandsgebieten Ostasiens nachweisen. Als Beispiel sei der berüchtigte Juli 1931 für das untere Jangtsetal angeführt. Dieser war durch den Durchzug von 6 Zyklonen, gegenüber 1,3 im Julidurchschnitt, charakterisiert, die zwischen dem 3. und 8. einerseits, dem 21. und 25. andererseits passierten. Sie brachten die folgenden Niederschlagsmengen (79):

Nanking Tschinkiang Sutschou Schanghai Wusung
295 231 302 241 105 100 107 132 mm

Die Niederschläge dieses Juli waren im unteren Jangtsegebiet zwei- bis viermal höher als die Mittel. Gleichzeitig lag die Monatstemperatur in Nanking um $2,8^{\circ}$ unter dem Durchschnitt.

Studien über die Zyklonentätigkeit in Ostasien finden sich in den Arbeiten von Ooma (66), Tokuyama (73), Futi (34), Gherzi (37), Froc (32), Tu (77) und Chu (14, 15). Am wichtigsten aber sind die Untersuchungen von Shio Wang Sung für China (72) und von Schumacher für Korea (68). Wie einst van Bebbber für Europa, so unterscheidet Sung in Ostasien verschiedene Typen von Zy-

klonenbahnen und verfolgt ihre jahreszeitliche Verlagerung. Er stellt sie in fünf Karten dar (Abb. 3). Die Bahnen kommen aus Inner- oder Nordasien und durchziehen Ostasien in Bögen, die gegen S konvex sind. Im Bereich des Kuroshioscharen sie sich zu Bündeln. Im Sommer werden die Bahnen in ihren östlichen Teilen durch die nordpazifische Antizyklone stark nach NE abgelenkt. Überhaupt steht ihr Verlauf natürlich in engstem Zusammenhang mit der jeweiligen Luftdruck- und Frontengroßlage. Die Wetterwirksamkeit der acht Typen wird von Sung genau beschrieben. Unabhängig von ihm hat Schumacher auf Grund der japanischen Wetterkarten der Jahre 1926—33 (Daily Weather Charts of the North Pacific Ocean) den gleichen Weg beschrrieben und hat sechs in Korea wirksame Bahntypen aufgestellt, die mit sechs der Typen Sung's gut übereinstimmen. In dem regionalen Teil seiner Arbeit behandelt er die Wetterwirksamkeit dieser Typen in den verschiedenen Jahreszeiten und Landschaften Südkoreas bis in die feinen Einzelheiten. Das durchschnittliche Niederschlagsbild Koreas erwächst also aus einer Unsumme von regionalen und zeitlichen Einzelwirkungen.

Manche der genannten Forscher, so Froc, Gherzi, Sung und Schumacher, haben außerdem Zyklonenkalender für die zwölf Monate aufgestellt. Der wichtigste von ihnen, der von Sung für China, sei hier wiedergegeben:

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Gesamt
I. Sibirischer Typ	14	7	16	27	24	21	8	5	6	17	26	10	181
II. Nordchinatyp A	10	21	30	20	18	23	27	10	10	20	11	13	213
III. Nordchinatyp B	3	2	4	11	10	5	1	0	0	6	5	5	52
IV. Jangtsetyp A	5	2	0	1	1	1	0	0	5	3	4	4	26
V. Jangtsetyp B	1	5	7	7	6	10	8	3	2	3	4	3	59
VI. Jangtsetyp C	24	22	23	27	29	18	5	3	2	6	15	18	192
VII. Ostchinasetyp	12	14	11	6	9	0	2	0	2	2	4	9	71
VIII. Nordöstl. Typ	4	8	2	6	2	0	0	4	7	5	5	4	47
Monatsdurchschnitt	7.3	8.1	9.3	10.5	9.9	7.8	5.1	2.5	3.4	6.2	7.4	6.6	84.1

Zyklonenbahntypen in Ostchina und monatliche Verteilung der Fälle (1921—30). Nach Shio Wang Sung

Die meisten der acht Zyklontypen weisen in ihrem jährlichen Häufigkeitgang je ein Maximum im Frühjahr und im Herbst auf. Sind das doch die Jahreszeiten, in denen die großräumigen Luftdruckunterschiede in Ostasien am kleinsten und daher strenge Großwetterlagen am seltensten sind. Der Hochsommer besitzt meist das primäre, der Hochwinter das sekundäre Minimum. Das gleiche gilt natürlich vom Jahresgang der Summe der acht Typen. Die Kalender der übrigen Forscher gelangen qualitativ zu dem gleichen Ergebnis. Wenn trotz des sommerlichen Minimums die niederschlagspendende Wirkung der Zyklonen in dieser Jahreszeit am größten ist, so liegt das an der oben betonten Tatsache, daß die bei jedem Zyklonendurchgang ausgefallte Niederschlags-

menge im Sommer ungemein viel größer ist als in den übrigen Jahreszeiten.

Neben den außertropischen Zyklonen treten die tropischen Taifune in Ostasien als wirksame Niederschlagsspende auf. Nach der vorherrschenden Auffassung entstehen sie vorwiegend in der Südsee, in der Umgebung der Karolinen- oder Marschallinseln, dicht nördlich des Äquators. S. Li (53) hat bewiesen, daß manche von ihnen auf den Einbruch südhemisphärischer Kaltluftmassen zurückzuführen sind. Im Gegensatz zu den außertropischen Zyklonen, deren große Achsen nach Sung bis zu 1900 km messen können, beträgt der Durchmesser der Taifune nur wenige hundert Kilometer und der des niederschlagszeugenden Bereiches nur selten über 200 km. Bei der Schnell-

ligkeit der Fortbewegung dauert ein Taifunregen daher selten einen vollen Tag an. In den Taifunen wird nur warmfeuchte, tropische Luft bewegt. Häufig sind gerade sie es, die Em-Luft nach China hinein befördern (81, S. 25, 29). Der Bau ist zyklonal symmetrisch im Grund- wie im Aufriß.

bedeutend größer als bei den außertropischen Zyklonen.

Die Bahnen der Taifune unterliegen einer Steuerung durch die umliegenden Hochdruckgebiete. Die nordpazifische Antizyklone spielt dabei die Hauptrolle. Nach *Arakawa* (3), *Depper-*

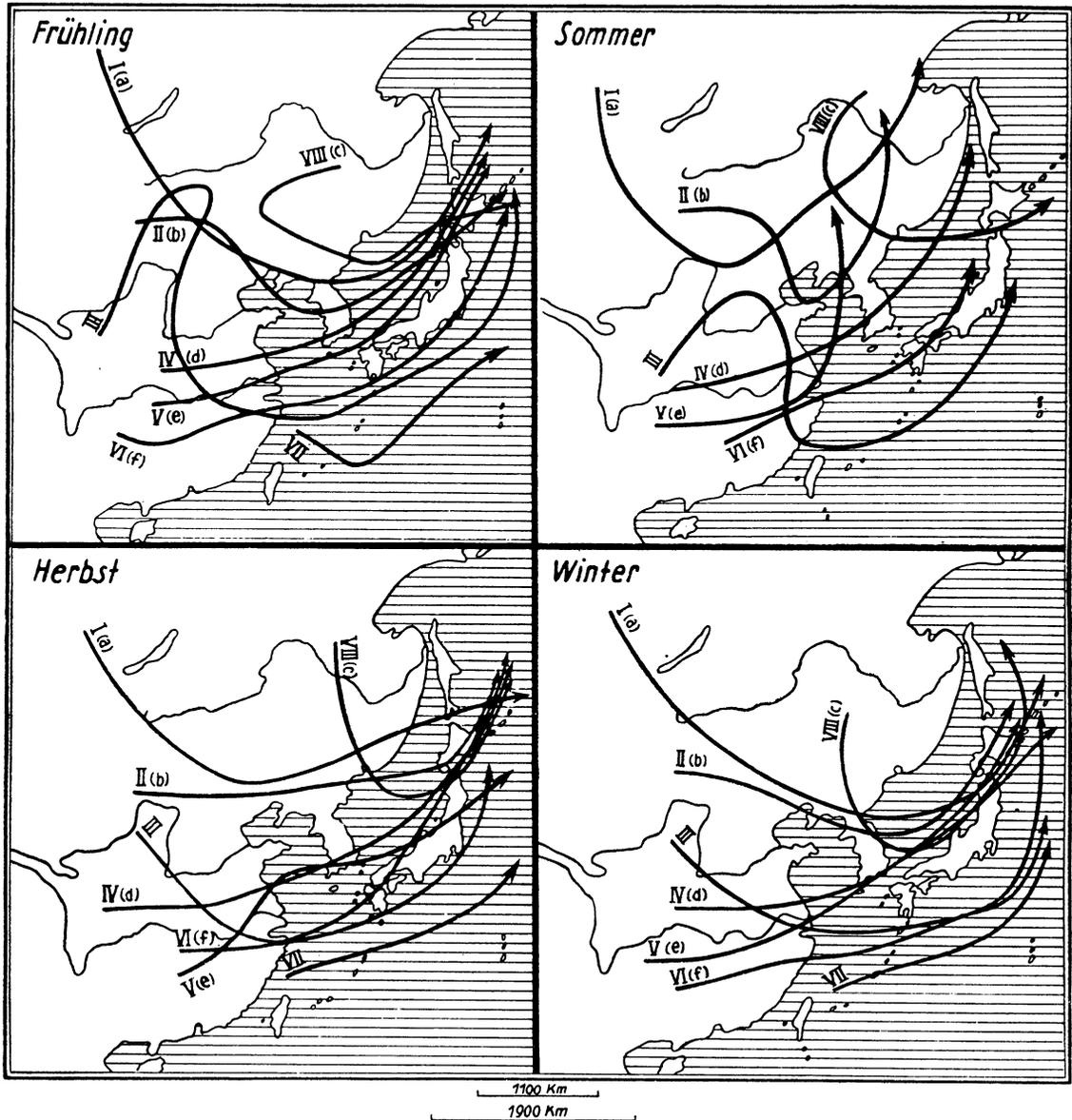


Abb. 3. Ostasiatische Zyklonenbahnen (I—VIII) in ihrer jahreszeitlichen Verschiebung. Nach Shio Wang Sung
Die Buchstaben a bis f beziehen sich auf die entsprechenden Benennungen von G. Schumacher.

Die Regen sind daher gleichmäßig auf alle vier Sektoren verteilt. Das Regengebiet hat die Gestalt eines Ringes, der das sturm- und niederschlagslose Auge des Taifuns konzentrisch umgibt. Der Isobarengradient und damit die Windgeschwindigkeiten dieses Ringes sind meist noch

mann (20) und *Dobby* (25) folgen sie oft der Äquatorialfront nordwestwärts. Viele dringen in den asiatischen Kontinent ein, lösen sich hier aber nach einem Weg von wenigen hundert Kilometern und nach ergiebigen, mitunter eine Woche andauernden Regenfällen auf. Die größere Zahl setzt

den Weg nach W nur bis zu dem Dreimasseneck fort, an dem die Tm-, Em- und NPc-Luftmassen aneinander grenzen, und ziehen darauf entlang der Polarfront nach NE zurück. Dieser nördliche Ast der Bahn folgt in den Monaten größter Taifunhäufigkeit dem Bande aufgelockerter Luft über dem Kuroshio. Die Taifune dieses Typs besitzen somit parabolische Bahnen. Die Achsen der Parabeln verlaufen ungefähr ostwestlich, die Scheitel bilden die westlichsten Punkte der Bahnen. Die Bahnen dieser Taifune verschie-

ben sich mit den Jahreszeiten. Im Nordwinter liegen die Scheitel zwischen 10 und 20°, im Juli/August zwischen 30 und 40° N. In der Nordhälfte Ostasiens (Nordchina, Korea, Japan) treten die Taifune daher nur im Sommer und Herbst auf. Diese Monate sind zugleich die der größten Taifunhäufigkeit in ganz Ostasien. L. Froc, dem wir die bisher ausführlichsten Taifununtersuchungen verdanken (32, 33), hat auf Grund der Beobachtungen der Jahre 1893—1918 den folgenden Häufigkeitskalender aufgestellt:

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez	Jahr
1.2	0.7	0.7	0.5	1.3	1.3	3.4	3.5	4.2	3.7	2.0	1.3	23.8

Taifunhäufigkeit in Ostasien nach Froc (mittl. Zahl der Fälle pro Monat)

Die Monate Juli bis Oktober weisen somit durchschnittlich 3.4 bis 4.2 Taifune auf. Ähnlich ist das Ergebnis von Gherzi (35). Aber bei dem eng begrenzten Durchmesser wird selbstverständlich längst nicht jeder einzelne Teil Ostasiens in dieser Häufigkeit heimgesucht. Überhaupt ist es nach dem Gesagten selbstverständlich, daß nur die Inseln, Randmeere und Halbinseln sowie schmale kontinentale Bereiche Ostasiens unter Taifunen zu leiden haben.

Die maximalen Niederschlagsmengen, die die Taifune innerhalb weniger Stunden zur Ausfällung bringen, sind in der Größenordnung den von den außertropischen Zyklonen gebrachten gleich, ja übertreffen sie mancherorts noch. So brachte der Taifun vom 4. VIII. 1927 der Station Tschädju auf Quelpart bei SE-Sturm von 30.90 m/sec. 282 mm Niederschlag, der vom 11. IX. des gleichen Jahres derselben Station sogar 301 mm, der vom 20. IX. 1933 dem Kap Ulkot (Uruzaki) nordöstlich von Pusan 353 mm. In China liefert ein Taifun nach Froc (32) gewöhnlich 300—400 mm Regen. In Tschangtefu fielen am 12. VIII. 1923 450 mm, in Lamocks am 30. X. 1907 sogar 541 mm und auf dem Hongkong Peak am 5. V. 1889 707 mm. In Korea und den chinesischen Küstengebieten fallen die maximalen Niederschläge innerhalb von 24 Stunden stets in den Monaten Juli bis September und werden ausschließlich von Taifunen oder außertropischen Zyklonen gebracht. Meist sind mit diesen maximalen Niederschlägen maximale Windstärken verbunden. Zu den durch die Stürme erzeugten Zerstörungen gesellen sich die durch die nachfolgenden Überschwemmungen verursachten Schäden. Glücklicherweise haben aber die meisten Zyklone und selbst manche Taifune einen weniger paroxystischen Charakter. Aber die von ihnen in wenigen Tagen erzeugten Niederschläge übertreffen an vielen Stationen die langjährigen Mittel des betreffenden Monats oft bei weitem. Außer-

tropische Zyklone und Taifune sind in Ostasien die wirksamsten Niederschlagsspenden. Sie sind es auch, die das sommerliche Maximum des jährlichen Niederschlagsganges erzeugen. Der Wetterkalender des Juli 1931 wies in Südkorea an Zyklontagen auf: 2 Tb₂, 1 Tc₂, 4 Td₂, 2 Te₂, 5 Tf₂, an Taifuntagen: 4Ta₁ und 2 Tb₁ (die Buchstaben a—f beziehen sich auf die Bahntypen von Schumacher). Insgesamt ergeben sich also 14 Zyklonen- und 6 Taifuntage, davon 5 bzw. 4 mit Niederschlägen. Die restlichen 11 Tage verteilen sich auf Sommermonsun- und Hochdrucklagen und brachten keine Niederschläge. Das Ergebnis der neun Niederschlagstage waren 437 mm in Kuröi (Julimitte 275 mm), 475 mm in Kötschang (248 mm; vgl. Juli 1929 für beide Stationen S. 3). Die Temperaturen solcher besonders niederschlagsreichen Monate liegen verständlicherweise meist unter dem Durchschnitt. So ergab Kötschang in dem genannten Monat nur 22.1°, gegenüber einem Julimittel von 25.4° (68).

Der dritte Mechanismus, der die von den Tm- und Em-Luftmassen herangetragene Feuchtigkeit zur Ausfällung bringen kann, besteht in der Tageskonvektion. Durch die starke Einstrahlung an den Monsuntagen entstehen die hohen Mittagstemperaturen, für die eingangs ein Beispiel gegeben ist. Sie machen die untersten Schichten dieser Luftmassen labil, so daß es an den Nachmittagen zu Konvektionsregen, mitunter in Form von Wärmegewittern kommen kann. Am 19. VII. 1926 erhielt Hongkong durch ein Gewitter in 18 Stunden 534 mm Regen. Eine ausführliche Studie über diese Art der sommerlichen Niederschläge ist mir aus Ostasien bisher nicht bekannt geworden. Wohl aber hat es Chu unternommen, die Gesamtniederschläge des Frühlings und des Sommers für fünf Stationen Ostchinas auf die behandelten drei Niederschlagstypen aufzuteilen (13, 15). Er kommt dabei zu folgendem Ergebnis:

	Frühling				Sommer			
	Beob. Zeit	Außertrop. Zyklonen	Taifune	Konvektionsregen	Beob. Zeit	Außertrop. Zyklonen	Taifune	Konvektionsregen
Tsingtau	1930—33	94.8	0.0	5.2	1930—33	69.3	19.9	10.8
Nanking	1929—33	83.8	0.9	15.3	1929—33	81.6	8.1	10.3
Schanghai	1926—30	61.5	25.1	13.4	1921—25	65.7	27.8	6.5
Canton	1930—33	82.5	6.8	10.7	1930—33	53.6	31.2	15.2
Hongkong	1929—32	88.9	2.2	8.9	1929—32	46.8	34.7	18.5

Ursprung der Niederschläge im Frühling und Sommer Ostchinas in % der Gesamtniederschlagshöhe. Nach Chu

Nach dieser Tabelle übertreffen die außertropischen Zyklonen in ihrer Niederschlagswirksamkeit die beiden anderen Ursachen an allen Stationen sowie in beiden Jahreszeiten bei weitem. Im Frühling ist ihre relative Bedeutung meist noch größer als im Sommer. Die Taifune treten an der gegen E vorgeschobenen Küstenstation Schanghai im Frühling weit stärker als Niederschlagsbringer auf als an den übrigen. Im Sommer ist ihr Anteil im S wesentlich größer als im N, im Binnenland (Nanking) ist er kleiner als an den Küsten. Im Frühling stehen die Taifune meist an dritter, im Sommer auf den Küstenstationen an zweiter Stelle. Der Anteil der konvektiven Regen ist im Sommer vorwiegend größer als im Frühling. In letzterem ist er im Binnenland größer als an den Küsten. In dieser Jahreszeit stehen die Konvektionsregen meist an zweiter, im Sommer auf den Küstenstationen an dritter Stelle. Nur auf der Binnenstation Nanking nehmen sie stets den zweiten Platz ein. Alle diese Ergebnisse sind nach dem vorher Gesagten plausibel. Auch für Japan nennt Okada wiederholt die gleichen drei

Ursachen der Niederschlagsbildung (65, S. 122, 133).

Steigungs- bzw. Geländeregen (orographical rainfall) treten nach dieser Aufstellung nicht als besondere Kategorie auf. Da die aufgezählten Stationen sämtlich an den Küsten oder in einer Tiefebene liegen, ist das nicht verwunderlich. Es kann nun aber nicht dem geringsten Zweifel unterliegen, daß die Niederschlagshöhe auch in Ostasien überall mit wachsender Erhebung über dem Meeresspiegel zunimmt. Für Japan errechnet sich ein Jahreswert von 100 mm für 100 m Höhengaufstieg (68, S. 16 f). In Korea ist nicht ein einziges Paar der 250 Niederschlagsstationen zu einer Feststellung dieses pluviometrischen Höhenquotienten geeignet, und selbst in China gibt es nur fünf solcher Möglichkeiten, wobei in zwei Fällen, Omeischan und Taischan, die Höhenstation lediglich während des Internationalen Polarjahres 1932/33 gearbeitet hat (87, 28). Die Zahlen der folgenden Tabelle entnehme ich größtenteils der mühsamen und wertvollen Arbeit v. *Wißmanns* (87). Aus ihnen errechnen sich die nachstehenden pluviometrischen Höhenquotienten.

Höhenstation			Tiefenstation			Pluviometr. Höhenquotient mm/100m	Lage
Name	Meereshöhe	Järl. Niederschlagshöhe	Name	Meereshöhe	Järl. Niederschlagshöhe		
Schapa	1640	2847	Laokay	93	1779	69	Grenze (Jünnan-Tongking) West-Szetschuan Kiangsi West-Schantung Ost-Schantung
Omeischan	3092	7808	Tschengtu	520	807	272	
Kuling	1070	1902	Kiukiang	20	1466	42	
Taischan	1545	1005	Tsinan	40	631	25	
Lauschan	480	850	Tsingtau	77	668	45	

Pluviometrische Höhenquotienten von fünf chinesischen Stationspaaren

Die gewaltige Niederschlagshöhe des Omeischan, des berühmten buddhistischen Wallfahrtsberges dicht westlich des Roten Beckens von Szetschuan, wirkt auf den Betrag des pluviometrischen Höhenquotienten um so stärker, als die Tiefenstation Tschengtu in ihrer Beckenlage unter der Regenschattenwirkung der benachbarten Gebirge steht. Die vier übrigen Stationspaare offenbaren dagegen nur eine sehr bescheidene niederschlagsteigernde Wirkung des Reliefs. Es wäre verfehlt, selbst diese Wirkung vorwiegend als

orographische Steigungsregen im Sinne der eingangs formulierten landläufigen Auffassung deuten zu wollen. Denn es ist klar, daß die Niederschlag bringende Wirkung der einzelnen Zyklonen und Taifune durch das Relief gesteigert wird. Oben S. 7 ist dafür schon ein Beispiel aus Südkorea gegeben. Wenn eine Front eine Gebirgsmauer quert, so summieren sich die kondensierenden Wirkungen der orographischen und der aerodynamischen Hebung. Die Luvseiten der Gebirge müssen also beim Durchzug von Fronten nieder-

schlagsteigernd wirken. Die geringen Niederschlagshöhen der niedrigen Inseln vor den ostasiatischen Küsten (S. 5) erklären sich durch das Fehlen der orographischen Mitwirkung beim Durchzug der Wirbel. Noch wesentlicher für diese Beweisführung ist der folgende Gesichtspunkt. Würde auf den genannten chinesischen Bergen zu den drei Typen von Niederschlägen noch als vierter der rein monsunische Steigungsregen hinzukommen, so müßten diese Bergstationen einen anderen jährlichen Niederschlagsgang aufweisen als die Fußstationen. Das ist aber im allgemeinen nicht der Fall. So weist z. B. auch *Kuling* das

März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.
1.80	1.68	1.69	1.54	1.67	1.39	1.43	1.70

Quotient der Monatsmittel der Niederschläge von Schapa und Laokay

Diese Proportionalität des jährlichen Niederschlagsganges bei Berg- und Fußstationen fehlt allerdings beim Omeischan. Denn seine Entfernung von Tschengtu beträgt schon 150 km. Aber gerade beim Omeischan steht fest, daß die so ungemein ergiebigen Sommerniederschläge vorwiegend nicht bei den das ganze Jahr vorherrschenden Westwinden fallen, sondern, wie *Chu* (15, S. 24) betont, entweder bei Windstille, d. h. bei dynamisch senkrecht aufsteigender Luftbewegung, oder bei NE-Wind, d. h. wenn ein Zyklonenzentrum südlich vorbeizieht. Daß auch die vorherrschenden Westwinde dem hohen Wallfahrtsberg einigen, wenn auch spärlichen Niederschlag spenden, beweist die Tatsache, daß die Zahl der monatlichen Niederschlagstage dort zwischen April und August nicht unter 25 (!) sinkt. Diese Regen sind natürlich als reine Steigungsregen zu bewerten. Ähnliches dürfte für den benachbarten Minya Gongkar gelten (42), vermutlich auch für den Jülingschan und Tiataschan. Auf ersterem fallen nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Prof. E. Imhof-Zürich die sommerlichen Hauptniederschläge allerdings bei Ostwind. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß im Hochsommer durch den Westen von Jünnan und Siam in N-S-Richtung eine Front zwischen dem malaiischen Monsun (Em) und dem vorderindischen Monsun (NEm) zieht, die hier ihrerseits niederschlagspendend wirkt.

Mit den vorstehenden Ausführungen soll also selbstverständlich die Existenz rein monsunischer Steigungsregen in Ostasien nicht von vornherein geleugnet werden, spielen in den Tropen, insbesondere in ihren Passatbereichen, reine Steigungsregen doch offenbar eine große Rolle (18). Auf der Luvseite des Mount Waialeale (Hawaii) beträgt der pluviometrische Höhen-

für das Jangtsetal charakteristische Nachlassen der Niederschlagshöhen im Juli auf, das von den chinesischen Meteorologen mit Recht auf das Vorherrschen des SE-Monsuns zurückgeführt wird. Die Höhenstationen Taischan und Lauschan zeigen den für die Ebenen Nordchinas symptomatischen starken Rückgang der Niederschläge vom August zum September. Das Stationspaar Schapa-Laokay, das einzige, bei dem beide Stationen über eine langjährige Beobachtungsreihe verfügen, zeigt im Monatsgang der Niederschläge geradezu eine deutliche Proportionalität. Der Quotient der Monatsniederschläge beider Stationen ergibt die folgenden Werte:

quotient 716 mm/100 m, auf der Leeseite sogar 751 mm/100 m! Bei Gebirgen, die die Tm- und besonders die Em-Massen zu einem wirklich adiabatischen Aufstieg über das jeweilige Kondensationsniveau hinaus zwingen, muß natürlich auch in Ostasien die alte Auffassung zu Recht bestehen. Aber es fehlt noch an entsprechenden klar beweisenden Untersuchungen. Süd- und Westchina werden in dieser Hinsicht ein dankbares Feld bieten, sobald erst geeignete Stationspaare mit längeren Beobachtungsreihen existieren.

Obwohl fast überall der Sommer in Ostasien das Maximum des jährlichen Niederschlagsganges bringt, gibt es doch innerhalb dieses Rahmens noch eine große Zahl verschiedener Typen. Sie alle lassen sich erklären, wenn die Häufigkeit und die vorherrschenden Bahnen von Zyklonen und Taifunen für die in Betracht gezogene Gegend und den Monat bekannt sind (77, 31) und wenn berücksichtigt wird, ob Em- oder Tm-Luft beteiligt ist. Der Golf von Tongking zeigt einen sehr steilen Aufstieg und Abstieg der Jahreskurve beiderseits des überaus hohen Juli- und Augustmaximums. Dieses wird durch Gewitter und Taifune, die um diese Jahreszeit am häufigsten bis hierher vorstoßen, aus der Em-Luft ausgeschieden. Der Nanlingtypus, der in Kwangsi und Kwangtung sowie Süd-Hunan und Süd-Kiangsi herrscht, zeigt das absolute Maximum schon im Mai, da die Polarfront dann oft hier liegt und daher Zyklonen der Bahn VI häufig sind. Die anschließenden Sommermonate zeigen ihrerseits noch hohe Beträge, da das bergige Relief und die hohen Temperaturen die Zyklonen und Taifune zur Abgabe großer Feuchtigkeitsmengen bringen. Das Septembermaximum von Hainan wird wieder durch Taifune erzeugt. Die chinesische Südostküste bis nach Hangtschou zeigt je ein

Maximum im Juni und im August bzw. September. Die stetige Entwicklung der frischen Em-Masse erschwert hier im Juli die Bildung von Konvektionsregen und lokalen Depressionen. Beide Maxima sind auf die Zyklonen der Bahnen V und VI, das Spätsommermaximum außerdem auf die Taifune zurückzuführen. Das sehr auffällige Junimaximum des Jangtsetales ist eine Folge der Pflaumenregen (S. 5). Die Niederschlagskurve Nordchinas steigt steil zum Julimaximum und fällt ebenso schnell. Denn im Juli pflegt die Polarfront hier zu liegen, und Zyklonen der Bahnen II und III sind hier häufig. Die sommerlichen Niederschlagshöhen der Südmandschurei sind bedeutend geringer als die Nordchinas, da vermutlich die Mächtigkeit der Feuchtigkeit liefernden Tm-Masse hier kleiner ist. Das deutlich ausgeprägte Juli-August-Maximum wird von außertropischen Zyklonen der Bahnen I, II, V und VIII sowie durch Konvektionsregen gebracht. In Mittelkorea westlich der Hauptkette ist das Julimaximum sehr ausgeprägt, aber auch August und September bringen noch stattliche Niederschlagshöhen. Das ist eine Wirkung der Zyklonen II, IV und V. In Südkorea ist die hohe Mitte der Niederschlagspyramide viel breiter angelegt. Hier wirken Zyklonen der Bahnen IV—VI mit Taifunen zusammen, um dem ganzen Sommerhalbjahr eine stattliche Niederschlagsfülle zu verleihen. In der Südosthälfte Mitteljapans bringt der Juni mit seinen Pflaumenregen das erste Maximum. Der Juli oder August zeigt mit einem Vordringen des Südostmonsuns ein sekundäres Minimum. Diesem folgt im September mit dem Rückzug des nordpazifischen Hochs ein neues Ansteigen der Kurve, das durch Zyklonen und Taifune bewirkt wird. Der sommerliche Teil der Niederschlagskurve ähnelt also dem der südostchinesischen Küste.

Da der sommerliche Niederschlag nicht von dem stetigen Monsun selbst, sondern von zeitlich so unzuverlässigen Erscheinungen wie Zyklonen und Taifunen ausgefällt wird, ist der Niederschlagscharakter der verschiedenen Jahre von sehr empfindlicher Verschiedenheit. Die mittlere Veränderlichkeit der Jahresniederschlagshöhen wird dadurch ermittelt, daß man die Differenzen der Niederschlagshöhen der einzelnen Jahre gegenüber dem Mittel bildet, das Mittel dieser Differenzen ohne Rücksicht auf das Vorzeichen errechnet und den so erhaltenen Durchschnittswert in Prozent des Jahresmittels ausdrückt. *v. Wissmann* (88) und *Liu* (56) haben diese mittlere Veränderlichkeit der Niederschlagshöhe berechnet. Sie erreicht in Nordchina, der Mandschurei und Nordostkorea Werte bis zu 31 %. In Korea kann der Wert des einzelnen Jahres bis zu 90 % über das Mittel steigen und bis zu 57 % unter dasselbe

sinken (50, S. 90 f). Ein Defizit von mehr als 40 % hat für die Reisernten vernichtende Wirkung. Noch viel extremer sind die Schwankungen innerhalb der einzelnen Monate. Peking besitzt ein Julimittel von 256 mm. Der Juli 1890 brachte jedoch 825 mm, der Juli 1869 6,8 mm. In dem Zeitraum 1891—1936 hatte Peking 21 Jahre mit einem Juliniederschlag von weniger als 50 mm, darunter 5 Jahre mit weniger als 10 mm. Die agrarische Instabilität Nordchinas ist also sehr groß. Liegt die Polarfront während des Juli häufig über Nordchina, so erhält dieser für die Landwirtschaft wichtigste Monat genügend Niederschläge. Im Jangtsetal tritt ein überfeuchter Sommer mit Überschwemmungen ein, wenn der Sommermonsun die Polarfront zu spät nach Norden verdrängt. So war es 1931. Dieses Jahr brachte Nordchina gleichzeitig Dürre, da die Polarfront zu weit südlich verharrte. Im Jahre 1934 dagegen stellte sich der Sommermonsun im Jangtsegebiet schon am 23. Juni ein. Die Pflaumenregen blieben aus, und das Jangtsetal litt unter Dürre, während Teile von Nordchina und der Mandschurei überschwemmt wurden. Im Jangtsegebiet verursachte die Überschwemmung vom Juli 1931 2,9 Milliarden Mexikodollar geschätzten Schaden. Ein Gebiet von mehr als 120 000 qkm stand monatelang bis zu 7 m unter Wasser (47). 140 000 Menschen ertranken, und 25 Millionen wurden obdachlos. Die Dürre von 1934 brachte ihrerseits dem Jangtsetal dreiviertel Milliarden Mexikodollar Ausfall (79, 24). In den 268 Jahren von 1644 bis 1911 hat das untere Jangtsegebiet östlich von Wuhu 197 Überschwemmungen und 156 Dürren erlebt (10). Zwischen 1911 und 1932 traten 56 Überschwemmungen ein, davon fünf durch Konvektionsregen, weitere fünf durch Taifune und 42 durch außertropische Zyklonen (9).

Auf Grund japanischer Quellen habe ich die entsprechenden Verhältnisse Koreas in meiner Landeskunde (50, S. 113 f., 396) dargestellt. Über die koreanischen Dürrejahre ist schon oben (S. 5) die Rede gewesen. Infolge der Steilheit der Hänge und der weitgehenden Entwaldung stehen die maximalen Hochwasserhöhen der koreanischen Flüsse trotz deren Kürze den chinesischen kaum nach. Sie betragen bis zu 19 m über Niedrigwasser. Im Juli 1926 schwankte die Wasserführung des Hangang (Kankô) bei Koan (Kôan) zwischen 100 und 14 400 cbm/sec. Diese Hochwässer werden ausschließlich durch Zyklonen und Taifune gebracht. Die Tädonggang-Katastrophe vom 28. VII. bis 1. VIII. 1923 war die Folge einer Zyklone der Zugstraße II, die den Hals der Halbinsel querte, die furchtbare Hochwasserverwüstung in der südlichen Doppelprovinz Kjôngsangdo (Keishôdô) vom 6./7. IX. 1927 die eines

Taifuns, dessen Bahnscheitel über Südkorea lag. Die koreanischen Chronisten verzeichnen für die Jahre 1407 bis 1859 168 Überschwemmungskatastrophen des Hangang bei der Hauptstadt Seoul (Keijō). Von ihnen entfielen 135 auf die drei Sommermonate. Zwei große neuere japanische Werke befassen sich auf Grund eines umfassenden Beobachtungsmaterials ausführlich mit den Beziehungen zwischen den koreanischen Überschwemmungskatastrophen und dem zyklonalen Ursprung der Wolkenbrüche (91, 92, vgl. Abb. 2).

Blicken wir zurück! Wenn wir die Ostseiten der Kontinente in den Gemäßigten Breiten hinsichtlich ihrer sommerlichen Niederschlagsverhältnisse vergleichen, so schien bisher Ostasien mit seinem quasistationären monsunischen Störungssystem und den durch dieses gebrachten vorwiegenden oder gar ausschließlichen Geländeregen eine Ausnahmestellung einzunehmen, die durch die exzeptionelle Größe des asiatischen Kontinentes nicht einleuchtend begründet werden konnte. Die vorstehenden Ausführungen zeigen, daß eine solche Ausnahmestellung nicht existiert, daß gegenüber den entsprechenden Teilen der anderen Kontinente höchstens graduelle, aber nicht prinzipielle Unterschiede existieren. Am nächsten liegt der Vergleich mit dem Südostsektor von Nordamerika, wenn dieser auch gegenüber Ostasien um 10° nördlicher gelegen ist. Auch er befindet sich im Sommer westlich einer nordtropischen Antizyklone und wird daher dann von vorherrschenden Winden aus dem südlichen Quadranten überstrichen. Schon lange aber weiß man, daß die Sommerniederschläge, die auch hier überwiegen, nicht von diesen Winden selbst gebracht werden, auch nicht an den stattlichen Gebirgen, wie dem Ozarkbergland und den Appalachen. Es ist vielmehr seit vielen Jahrzehnten bekannt, daß auch dieser Sektor Nordamerikas in allen Jahreszeiten unter der Wirkung östlich ziehender Zyklonen steht, deren Bahnen wie in Ostasien nach S zu konvex verlaufen. Eine von ihnen kurvt bis zur Golfküste äquatorwärts, um dann nach NE küstenparallel bis wenigstens zum Kap Cod zu ziehen. Erst kürzlich noch hat *R. de C. Ward* im Handbuch der Klimatologie über das Golfküstengebiet das Folgende geschrieben (85, S. 143): „Die vorherrschenden warmen und feuchten sommerlichen Winde breiten über dieses Gebiet eine überreichliche Menge von Wasserdampf. Gewitter treten häufig auf. Lokale zyklonale Depressionen und westindische Hurrikane tragen ihren Teil zum Niederschlag bei.“ Genau das Entsprechende kann also nunmehr über Ostasien gesagt werden.

Vom wissenschaftshistorischen Standpunkt aus mag es befremdlich erscheinen, daß diese richtige Auffassung vom Wesen des ostasiatischen Niederschlagsmechanismus sich konsequent erst seit 1934

zu entwickeln begonnen hat. Es sei daher darauf hingewiesen, daß immerhin einige Vorläufer existieren, deren Stimmen bisher nur nicht genügend beachtet worden sind. Zunächst sei darauf hingewiesen, daß *Credner* (19) für Siam, das allerdings schon außerhalb Ostasiens liegt, nicht nur die Mango-Schauer der nordwinterlichen Trockenzeit, sondern auch die sommerlichen Niederschläge der Becken auf Zyklonen zurückführt. Zu letzteren tragen nach ihm auch die Gewitterregen bei. Im übrigen sei auf *Hettners* „Klimate der Erde“ (43), *Milhams* „Meteorology“ (59) und *Sions* „L'Asie des Moussons“ (70) verwiesen. Manche Sätze von *Sion* (insbes. S. 11) könnten auch dem vorliegenden Aufsatz entstammen, in anderen (S. 10) dagegen wirkt die alte Auffassung stark nach. Ganz besonders interessant aber ist es, daß schon *Richtshofen* 1882 klar betont, daß der Sommermonsun unter Umständen als Niederschlagsbringer versagt. Im zweiten Bande seines China-Werkes (67) sagt er vom Juni und Juli in Canton und Schanghai: „Juni und Juli sollten an den beiden Orten die regenreichsten Monate sein, sind es aber nicht, da die Ebene erhitzt ist, und die darüber streichende Luft eine Auflockerung erfährt. In den beiden genannten . . . Monaten fließt die Luft über die Ebenen hin und läßt sich nur durch heftige Gewitter einen Teil ihrer Feuchtigkeit entziehen.“ Und auf der folgenden Seite heißt es in Anm. 1: „Übrigens dürfte dasselbe für Canton gelten. Hier sind die feuchten SO-Winde gerade im Juni und Juli, mit je 71 und 68 Prozent, am meisten vorherrschend und es sollte daher dann der größte Niederschlag fallen. In dieser Zeit aber ist das kahle Hügelland bis zu den Gipfeln erhitzt. Dasselbe wird mit der großen Mulde von Kwangsi der Fall sein. Daher behält die Luft ihre Feuchtigkeit, und der Himmel bleibt klar.“

Zusammenfassung

1. Der Sommermonsun an der Ostfront Asiens bildet kein quasistationäres, ununterbrochenes Strömungssystem, wenn auch zwischen dem südsubtropischen Hoch und dem Nordrand des Ochotskischen Meeres Winde aus dem südlichen Quadranten überall da überwiegen, wo keine orographische Ablenkung eintritt.

2. Der monsunische Luftkörper besteht hier aus zwei verschiedenen Massen. Die Tm-Masse entstammt dem nordpazifischen Hoch und seiner südlichen Nachbarschaft, die noch wärmere, feuchtere und mächtigere Em-Masse der Umgebung des Äquators oder dem südsüdtropischen Hoch. Letztere schiebt sich an der Äquatorialfront über erstere.

3. Beide treten an der Polarfront in Reaktion mit zwei subpolaren Luftmassen, von denen die

modifizierte Kontinentalmasse (NPC) die wichtigere ist.

4. Keine dieser Luftmassen erzeugt unmittelbar wesentliche Niederschläge. Die Frage, ob der Sommermonsun in Ostasien der Hauptniederschlagsbringer ist, muß also verneint werden. Es ist noch unsicher, ob in Ostasien Geländeregen durch einen adiabatischen Aufstieg der Tm und Em-Masse allein erzeugt werden. Große Bedeutung können etwaige solche Fälle aber keinesfalls besitzen, vielleicht mit Ausnahme der Hochgebirge des äußersten Westens.

5. An der Polarfront entwickeln sich außertropische Zyklonen. Diese sind die wichtigsten Niederschlagsspenden. Der Wasserdampf, den sie zur Ausscheidung bringen, entstammt letzten Endes der Tm- bzw. Em-Masse.

6. Neben den außertropischen Zyklonen treten Taifun- und konvektive Regen auf.

7. Die niederschlagbringende Wirkung der Zyklonen und Taifune verstärkt sich an den Luvseiten der Gebirge.

8. Der sommerliche Niederschlagsgang der einzelnen ostasiatischen Landschaften erklärt sich aus der Häufigkeit und Ergiebigkeit der genannten drei Arten von Niederschlagsbildung, nicht aus der Häufigkeit und der Stärke des Sommermonsuns.

9. Die Variabilität der sommerlichen Niederschläge Ostasiens von Jahr zu Jahr ist in vielen Landschaften sehr groß. Überschwemmungen und Dürren sind die Folgen davon, daß die Fronten in manchen Jahren nicht die für die betreffenden Monate normalen Verschiebungen erfahren. Der konstante Monsun ist ein Feind des Reisbaus.

10. Die neue Auffassung stellt die leicht verständliche Homologie zum Südostsektor Nordamerikas her.

Erstmalig trat ich mit den vorstehenden Ergebnissen in einem Vortrag vor dem Kolloquium des Geographischen Instituts der Universität Göttingen am 4. Mai 1948 vor die Öffentlichkeit, nachdem schon das 1945 erschienene Koreabuch (50) das Wesentliche in länderkundlichem Zusammenhang gebracht hatte. Das Manuskript dieses Aufsatzes ist Anfang Juni 1948 abgeschlossen worden. Am 28. September 1948 hielt dann *H. Flohn* vor dem Geographentag in München einen Vortrag über den Aufbau und Ablauf des Sommermonsuns in Ostasien, aus dem zu meiner Freude hervorging, daß die Untersuchungen von Herrn Kollegen *Flohn* meine im wesentlichen nach anderen Methoden gewonnenen Ergebnisse voll auf bestätigen.

Literatur

1. *E. v. Ahmert*, Le climat de Manchurie. C. R. Congr. Intern. Géogr. Paris 1931. T. II, Fasc. 1. Paris 1933. 5 S.
2. *H. Arakawa*, Die Luftmassen in den japanischen Gebieten. Met. Zeitschr. 54, 1937. S. 169—174.
3. *H. Arakawa*, (The) Air Masses in Japan. Journ. Met. Soc. Japan 2. Ser. 13, 1935. S. 387—402. 14, 1936. S. 328—338, S. (30). 15, 1937. S. 185—189, S. (17f.) (Jap. m. engl. Zusammenfassg.).
4. *H. Arakawa*, The Formation of Hurricanes in the South Pacific and the Outbreaks of cold Air from the north polar Region. Journ. Met. Soc. Japan 2. Ser. 18, 1940. S. 1—7, S. (1f.). (Jap. m. engl. Zusammenfassg.).
5. *E. W. Barlow*, The Monsoons. Marine Observer 6, 1929. S. 60—63, 130—134, 153—156.
6. *T. Bergeron*, Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. Met. Zeitschr. 47, 1930. S. 246—262.
7. *K. Bouterwek*, Asien als Erdteil. Klutes Handb. d. geogr. Wiss. Bd. Nordasien, Zentral- u. Ostasien. S. 48.
8. *E. Biel*, Weather and Climate of China. U. S. Army Air Forces Weather Division. Washington 1945 (bisher nicht zugänglich).
9. *K. Y. Cheng*, Flood and Rainfall along the Yangtze Valley during the Period 1911—1932. Science 18, H. 10. Shanghai 1934.
10. *K. Y. Cheng*, Floods and Droughts of the Lower Yangtze Valley and their predictions. Journ. Geogr. Soc. China II, 3. 1935. Auch: Mem. Nat. Research Inst. Met. IX, 1937. S. 7—17.
11. *Coching Chu*, Climatic Provinces of China. Mem. Nat. Research Inst. Met. I, 1931. 11 S.
12. *Coching Chu*, The Enigma of Southeast Monsoon in China. Journ. Geogr. Soc. China 1, 1934. S. 1—27.
13. *Coching Chu*, Circulation of Atmosphere over China. Mem. Nat. Research Inst. Met. IV, 1934. 55 S. (auch Proc. 5 th Pac. Science Congr. Canada 1933).
14. *Coching Chu*, The climatic Factors of China. Journ. Geogr. Soc. China II, 2. 1935. S. 16.
15. *Coching Chu*, A brief Survey on the Climate of China. Mem. Nat. Research Inst. Met. VII, 1936. 35 S.
16. *Coching Chu*, The Nanking Weather. Mem. Nat. Research Inst. Met. IX, 1. 1937. 6 S.
17. *W. Y. Chu*, The upper Air Current Observations in Nanking. Mem. Nat. Research Inst. Met. IX, 4. 1937. S. 25—41.
18. *V. Conrad*, Die klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von den terrestrischen Einflüssen. Handb. d. Klimatologie von *Köppen-Geiger*. Bd. I. B. S. 495 ff.
19. *W. Credner*, Siam, das Land der Tai. Stuttgart 1935. S. 69—75.
20. *C. E. Deppermann*, Outlines of Philippine Frontology. Manila 1936. 27 S.
21. *C. E. Deppermann*, The upper Air at Manila. Publ. Manila Observatory II, 5. Manila 1934. 29 S.

22. C. E. Deppermann, The mean Transport of Air in the Indian and South Pacific Oceans. Manila 1935. 13+38 S.
23. B. N. Desai und S. Mäl, Vertical Structure of the Surface of Discontinuity between the continental and the Monsoon Air Masses in the Pre Monsoon Period. Gerlands Beitr. Geophysik 40, 1933. S. 12—17.
24. Department of Agricultural Economics (J. L. Buck), The 1931 Flood in China, Univ. Nanking, College of Agriculture and Forestry. Bull. No. 1 (New Series) 1932. 74 S.
25. E. G. H. Dobby, Winds and Fronts over Southeast Asia. Geogr. Rev. 35, 1945. S. 208—18.
26. S. S. Dzen, A comparative Study of free Air Circulation over Peiping and Nanking. Met. Mag. Nanking 13, 1937. S. 79—109.
27. G. Fenzel, Problems of Reforestation in Kwangtung with Respect to the Climate. Lingnam Science Journal 9, 1930. S. 97 ff.
28. H. Flohn, Zum Klima der Hochgebirge Zentralasien. Met. Rundschau I, 1947. S. 95—97.
29. H. Flohn, Witterungs-Singularitäten im Monsunklima Indiens. Ann. Hydr. u. Mar. Meteorol. 1943. S. 289—94.
30. G. Fochler-Hauke, Monsune, Depressionen und Taifune Südchinas. Gerlands Beitr. z. Geophysik 43, 1934. S. 233—244.
31. G. Fochler-Hauke, Die Niederschlagsverhältnisse Südchinas. Met. Zeitschr. 51, 1934. S. 408—416.
32. L. Froc, L'Atmosphère en Extrême-Orient. Paris 1920². 291 S.
33. L. Froc, Atlas of the Teacks of 620 Typhoons 1893—1918. Zikawei 1920.
34. H. Futi, S. Tazima und N. Murase, On the Structure of an extratropical Cyclone in the Far East (I). Journ. Met. Soc. Japan 2. Ser. 17, 1939. S. 343—355, S. (33). (Jap. m. engl. Zusammenfassg.).
35. E. Gherzi, Etude sur la Pluie en Chine (1873—1925). Changhai 1928. 2 Bde. 1 Atlas.
36. E. Gherzi, The Winds and upper Air Currents along the China Coast and in the Yangtze Valley. Shanghai 1931.
37. E. Gherzi, Note sur les dépressions extratropicales de Chine. Gerlands Beitr. z. Geophysik. Köppen Bd. I. 1931. S. 368—378.
38. E. Gherzi, Air Masses acting over China and the adjoining Seas. Beitr. z. Physik d. freien Atmosphäre. 24, 1938. S. 45—52.
39. E. Gherzi, The Climate of China. The China Year Book 1936. S. 263—71.
40. W. Haude, Monsunbeobachtungen am Südostrande der Mongolischen Steppe im Juni und Juli 1927. Beitr. z. Physik d. Freien Atmosphäre 17. 1931. S. 22—39.
41. W. Haude, Die Grenzen der verschiedenen Trockenklimate in Zentralasien. Sven-Hedin-Festschr. Geogr. Annaler 17, 1935. S. 112—129, insbes. 114 ff.
42. A. Heim, Minya Gongkar. Berlin 1943. S. 11—14, 224.
43. H. Hettner, Die Klimate der Erde. Leipzig und Berlin 1930. S. 53.
44. E. Imhof, Der Minya Konka. Eine geographische Skizze. Geogr. Helv. II, 1947. S. 243—55.
45. Jeou-jang Jaw, A preliminary Analysis of the Air Masses over Eastern China. Mem. Nat. Research Inst. Met. VI, 1935. 36 S.
46. Kon. Nederlandsch Meteorolog. Instituut, Oceanographische en meteorologische Waarnemingen in de Chinese Zee en in het Westelijk Deel van den Noord Stillen Ocean. Atlanten Nr. 115. 2 Bde. s'Gravenhage 1935 u. 1937.
47. W. Lachenmann, Der Yangdsekjang. Lebensbild eines Riesenstromes. Johannes Kepler-Oberschule Reutlingen. Schuljahr 1945/46.
48. H. Lautensach, Länderkunde. Ein Handbuch zum Stieler. Gotha 1926. S. 439, 523, 524.
49. H. Lautensach, Hauptergebnisse meiner Koreareise. Pet. Mitt. 80, 1934. S. 172.
50. H. Lautensach, Korea. Eine Landeskunde auf Grund eigener Reisen und der Literatur. Leipzig 1945. S. 97—101, 104, 193, 217, 259, 280, 322, 361.
51. J. Lee, Precipitation on the Islands along the Chinese Coast. Monthly Weather Rev. 64, 1936. S. 287—91.
52. J. Lee, The Cause of the Scarcity of Precipitations on the Islands along the Chinese Coast. Mem. Nat. Res. Inst. Met. IX, 1937. S. 43—53.
53. S. Li, Untersuchungen über Taifune. Veröff. Met. Inst. Univ. Berlin I, 5. Berlin 1936. 38 S. Met. Zeitschr. 1937, S. 349 f.
54. Yen-huai Liu, Typhoons. Bull. Geogr. Dep. June 1937. No. 1.
55. Yen-huai Liu, Studien über Klima und Witterung des südchinesischen Küstengebietes. Diss. Berlin 1934. Auch: Journ. Geogr. Soc. China III, 1935, Nr. 2.
56. E. Liu, Rainfall Variability of China. Journ. Geogr. Soc. China VIII, 1937, Nr. 3.
57. W. Losch, Das Klima von Japan. Geogr. Zeitschr. 38, 1932. S. 82—95.
58. W. F. McDonald, Atlas of climatic Charts of the Oceans. Washington 1938.
59. W. J. Milham, Meteorology. New York 1920.
60. W. Meinardus, Beiträge zur Kenntniss der klimatischen Verhältnisse des nordöstlichen Theils des Indischen Ozeans. Arch. Dtsch. Seewarte 13, 1893. No. 7. 48 u. XXI S. Auch Diss. Berlin 1894.
61. National Research Institute of Meteorology, The Chinese Rainfall. Nanking 1935.
62. R. Ogasawa, Rainy Season of the Pacific coastal Region of East Asia. Journ. Geography Tôkyô 51, 1939.
63. T. Okada, On the Bai-u or rainy Season in Japan. Bull. Centr. Met. Obs. Japan Nr. 5, Tokyo 1910. Auch: Quart. Journ. R. Met. Soc. 37, 1911. S. 277.
64. T. Okada, Climatic Atlas of Japan and her neighbouring Countries. Tokyo 1929.
65. T. Okada, The Climate of Japan. Bull. Centr. Met. Obs. Japan IV, 2. Tokyo 1931. S. 89—416.
66. S. Ooma, On the Development of Cyclones in the Neighbourhood of Japan (I.) Journ. Met. Soc. Japan 2. Ser. 17. 1939. S. 356—366, S. (33f). (Jap. m. engl. Zusammenfassg.).
67. F. v. Richthofen, China. Bd. II, Berlin 1882. S. 32, 33, Anm. 1.
68. G. Schumacher, Das Klima Südkoreas auf Grund der japanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1914—1933. Arch. d. Dtsch. Seewarte 59, Nr. 2. 1939. 86 S. Auch: Diss. Greifswald.
69. G. C. Simpson, The south west Monsoon. Quart. Journ. R. Met. Soc. 47, 1921. S. 152—172.
70. J. Sion, L'Asie des Moussons. Bd. I. S. 8 ff. Géogr. Universelle. Paris 1928.
71. N. H. Stremoussov, About the synoptic Processes in the eastern Part of the Asiatic Continent and the adjacent Seas. Journ. Geophysics USSR V, 2. 1935.
72. Shio Wang Sung, The extratropical Cyclones of Eastern China and their Characteristics. Mem. Nat. Research Inst. Met. III, 1931. 60 S.
73. G. Tokuyama, On the Evolution of Cyclones in Japan Sea. Journ. Met. Soc. Japan 43, 1924. Jap. S. 84—196, engl. S. 196.
74. E. Trebbe, Die Grenzen des Monsuns in Asien. Diss. Jena 1937.

75. *E. Trojan*, Das Klima Nordkoreas auf Grund der japanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1914—1933., Unvollendete Greifswalder Dissertation.
76. *Chang Wang Tu*, China Rainfall and World Weather. Mem. R. Met. Soc. IV, Nr. 38. London 1934.
77. *Chang Wang Tu*, Some regional Rainfall Types of China. Mem. Nat. Research Inst. Met. V, 1935. 25 S.
78. *Chang Wang Tu*, Climatic Provinces of China. A new Map. Mem. Nat. Research Inst. Met. VIII, 1936. 22 S.
79. *Chang Wang Tu*, On the Relation between the great Flood of 1931, the Drought of 1934 and the Centers of Action in the Far East. Mem. Nat. Research Inst. Met. X, 1937. S. 35—49.
80. *Chang Wang Tu*, A preliminary Study on the mean Air Currents and Fronts of China. Mem. Nat. Research Inst. Met. XI, 3. 1937. 12 S.
81. *Chang Wang Tu*, The Air Masses of China. Mem. Nat. Research Inst. Met. XII, 2. 1938. 50 S.
82. *Chang Wang Tu*, Chinese Air Mass Properties. Quart. Journ. R. Met. Soc. 65, 1939. S. 33—51 (identisch mit Teil I von 81).
83. *Chang Wang Tu* und *Sze-Sung Wang*, Advance and Retreat of the Summer Monsoon in China. Bull. Am. Met. Soc. 1945, S. 9—22.
84. *A. Wagner*, Zur Aerologie des Indischen Monsuns. Gerlands Beitr. z. Geophysik 30, 1931. S. 196—238.
85. *Ward-Brooks-Connor*, The Climate of North America. Handb. d. Klimatologie von *Köppen-Geiger*. Bd. II J.
86. *W. Werenskiöld*, Mean monthly Air Transport over the North Pacific Ocean. Geofysiske Publ. II, 9. Christiania 1923.
87. *H. von Wißmann*, Begleitworte zu einer Niederschlagskarte von China. Zeitschr. Ges. Erdkde, Berlin 1937. S. 38—43.
88. *H. von Wißmann*, Mean Variability of annual Rainfall in Eurasia. Mem. Nat. Research Inst. Met. XI, I. 1937. 21 S.
89. *A. Woelkef*, Über das Klima von Ostasien. Met. Zeitschr. 1870, S. 39.
90. *T. Yamanaka* und *C. Ikeda*, The 3 principal Air Masses in Japan and their Neighbourhood. Journ. Met. Soc. Japan, 2. Ser. 17, 1939.
91. Kinnen ni okeru Chösen no fusuigai (Wind- und Wasserschäden in Korea). Generalgouvernement Korea, Wetterbüro. 1926. 264 S. (jap.).
92. Chösen kasen chösa sho (Buch über die hydrographischen Verhältnisse in Korea). Generalgouvernement Korea. 1929. 3 Bde. (jap.).

SCHMELZUNG UND VERDUNSTUNG VON EIS UND SCHNEE IN IHREM VERHÄLTNIS ZUR GEOGRAPHISCHEN VERBREITUNG DER ABLATIONSFORMEN

C. Troll

Mit 2 Abbildungen

Im Zusammenhang mit vergleichenden Studien zur Physiographie und Biogeographie der Hochgebirge der Erde hat der Verfasser während der Kriegsjahre eine Monographie veröffentlicht¹⁾, die die Ablationsformen von Schnee und Eis, ganz besonders die in der Weltliteratur als Penitentes bezeichneten Formen der Schneefläche subtropischer und tropischer Gebirge über die Erde verfolgt. Es wurde dabei versucht, alles bis dahin bekannte Beobachtungsmaterial mit eigenen Erfahrungen zu einer gesamtirdischen Schau des Phänomens zu verarbeiten. Für die eigenartigen Schichtungen und Oberflächenformen bestimmter Gletscher des Karakorum und des argentinischen Plomogebietes, die ebenfalls mit solchen Ablationsvorgängen auf eine noch nicht endgültig geklärte Weise in Zusammenhang stehen, wurde noch eine ergänzende Darstellung an anderer Stelle gegeben²⁾. Durch weitere Studien in der seither zugänglich gewordenen Literatur hat sich noch ergänzendes Material gefunden, das zur Abrundung des geographischen Gesamtbildes beizutragen vermag und namentlich zu weiteren Beobachtungen anregen kann, um die noch so wenig bekannte regionale Verteilung der Ablationsbedingungen der Gletscher und Schneedecken klären zu helfen. Auf die in dem

Werk von 1942 genannten Arbeiten (203 Nummern) soll dabei nicht mehr zurückgegriffen werden. Für die Hilfe bei der Auffindung der neuen Quellen zum Penitentes-Problem habe ich ganz besonders Herrn Professor *H. Kinzl*-Innsbruck, weiter Professor *E. v. Drygalski* †-München, *H. Gams*-Innsbruck, *R. Lütgens*-Hamburg und *E. Dittler*-Wien zu danken.

1. Ablationsformen

Unter den vielen kleineren und größeren Formen, die an der Oberfläche von Schnee und Gletschern entstehen können, gibt es eine besondere Gruppe von Abtragsformen, die auf die zehrende Wirkung der Sonne und der Atmosphäre zurückgehen, also auf die Ablation. Wenn sie keine Beziehungen zu anderen Voraussetzungen, zur Gletscherstruktur, Gletscherbewegung, zum Lawinenabtrag, der Schmelzwassererosion oder der Windabwehung haben, wollen wir sie Ablationsformen nennen. An solchen Formen können die verschiedenen Elemente der Ablation, warme, besonders bewegte Luft, Kondensationsschmelzung, Sonnen- und Himmelsstrahlung mit schmelzender oder verdunstender Wirkung beteiligt sein. Wenn wir von Strah-