

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von

C. Troll - H. Hahn - W. Kuls - W. Lauer - P. Höllermann
Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 53

Dieter Klaus

**Niederschlagsgenese
und Niederschlagsverteilung
im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala**

1975

In Kommission bei
Ferdinand Dümmlers Verlag - Bonn

Dieter Klaus / Niederschlagsgenese und Niederschlagsverteilung
im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von

C. Troll H. Hahn W. Kuls W. Lauer P. Höllermann

Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 53

Dieter Klaus

**Niederschlagsgenese
und Niederschlagsverteilung
im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala**



1975

In Kommission bei
FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

— Dümmlerbuch 7553 —

**Niederschlagsgenese
und Niederschlagsverteilung
im Hochbecken von Puebla -Tlaxcala**


von

Dieter Klaus

Mit 34 Abbildungen

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

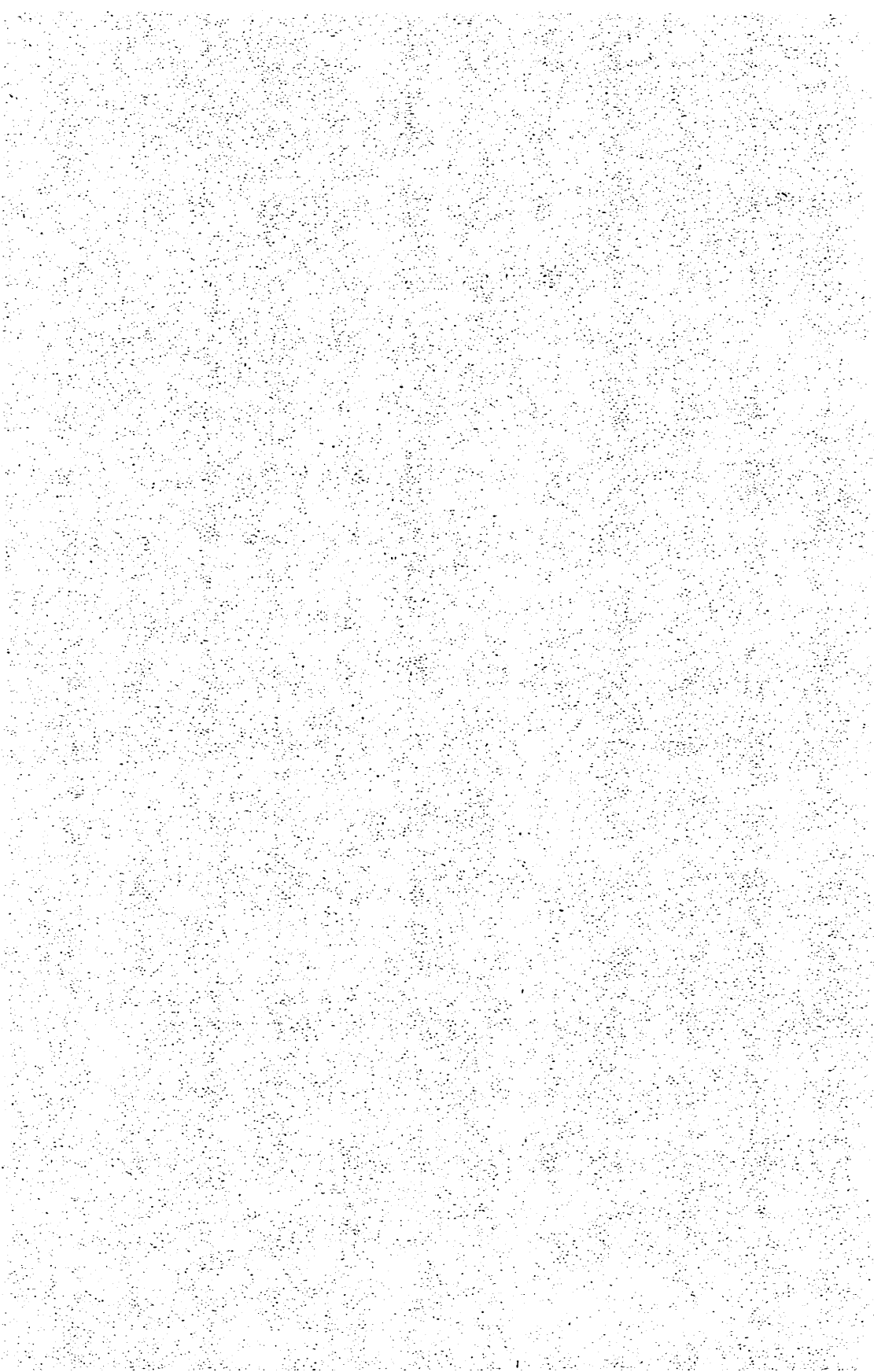
 ümmlerbuch 7553

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-427-75531-2

Herstellung: city-druck *Leopold* bonn Verlagsdruckereigesellschaft mbH
53 Bonn 1, Postfach

Meiner lieben Mutter



VORWORT

Vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Eine klimatologische Arbeitsgruppe unter Leitung von Professor Dr. Wilhelm Lauer untersucht im Hochland von Puebla-Tlaxcala Probleme der räumlich-zeitlichen Verteilungen verschiedener Klimaparameter, unter denen die Niederschlagsverhältnisse als Folge einer engen Verzahnung von zirkulationsdynamischen Vorgängen und lokalklimatischen Besonderheiten der randtropischen Gebirgsregion ein charakteristisches Verteilungsbild zeigen.

Professor Dr. Wilhelm Lauer, mein verehrter Lehrer, hat mich auf dieses Problem aufmerksam gemacht und mir durch einen 16monatigen Forschungsaufenthalt die Möglichkeit zu dieser Studie eröffnet. Sowohl in Mexiko als auch bei der Fertigstellung der Arbeit hat er viele kritische Ratschläge und methodische Hinweise gegeben und Wege zur Materialbeschaffung geebnet. Ich danke ihm für seine unermüdlige Förderung.

Danken möchte ich außerdem dem Direktor des Servicio Meteorológico Mexicano in Mexico D. F., Herrn Ing. Mas Sinta und dem Direktor der Radio Aeronáutica Mexicana S. A. am Flughafen in Mexico D. F., Herrn Lic. Avilar, die mir das klimatologische Datenmaterial ihrer Institutionen zeitweilig zur Auswertung überließen.

Den mexikanischen Wissenschaftlern, Herrn Dr. J. A. Vivó, Herrn Lic. Pedro Mosiño und Herrn Dr. E. Jáuregui, schulde ich Dank für sachliche Anregungen, die sie mir während meines Aufenthaltes in Mexiko bei zahlreichen Diskussionen gaben.

Ganz besonderen Dank schulde ich meiner lieben Mutter, Frau Anne Klaus, die mir durch große Opferbereitschaft eine sorgenfreie häusliche Atmosphäre schuf, durch die der Fortgang meiner Arbeiten entscheidend gefördert wurde.

Den Herausgebern der „Bonner Geographischen Abhandlungen“ bin ich für die Aufnahme meiner Arbeit in diese Schriftenreihe sehr zu Dank verpflichtet.

Die Arbeit wurde 1971 abgeschlossen und von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn als Dissertation angenommen.

Bonn, im Juli 1975

Dieter Klaus

WIRTSCHAFT

Die Wirtschaft des Landes ist im Jahre 1931 im Vergleich mit dem Jahre 1930 um 1,5% zurückgegangen. Die Produktion der Industrie hat sich um 2,5% vermindert, während die Produktion der Landwirtschaft um 0,5% zugenommen hat. Die Exporte sind um 1,5% und die Importe um 0,5% gestiegen.

Die Produktion der Industrie hat sich im Jahre 1931 im Vergleich mit dem Jahre 1930 um 2,5% vermindert. Die Produktion der Landwirtschaft hat sich um 0,5% vermindert. Die Exporte sind um 1,5% und die Importe um 0,5% gestiegen.

Die Produktion der Industrie hat sich im Jahre 1931 im Vergleich mit dem Jahre 1930 um 2,5% vermindert. Die Produktion der Landwirtschaft hat sich um 0,5% vermindert. Die Exporte sind um 1,5% und die Importe um 0,5% gestiegen.

Die Produktion der Industrie hat sich im Jahre 1931 im Vergleich mit dem Jahre 1930 um 2,5% vermindert. Die Produktion der Landwirtschaft hat sich um 0,5% vermindert. Die Exporte sind um 1,5% und die Importe um 0,5% gestiegen.

Die Produktion der Industrie hat sich im Jahre 1931 im Vergleich mit dem Jahre 1930 um 2,5% vermindert. Die Produktion der Landwirtschaft hat sich um 0,5% vermindert. Die Exporte sind um 1,5% und die Importe um 0,5% gestiegen.

Die Produktion der Industrie hat sich im Jahre 1931 im Vergleich mit dem Jahre 1930 um 2,5% vermindert. Die Produktion der Landwirtschaft hat sich um 0,5% vermindert. Die Exporte sind um 1,5% und die Importe um 0,5% gestiegen.

Die Produktion der Industrie hat sich im Jahre 1931 im Vergleich mit dem Jahre 1930 um 2,5% vermindert. Die Produktion der Landwirtschaft hat sich um 0,5% vermindert. Die Exporte sind um 1,5% und die Importe um 0,5% gestiegen.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Die Problemstellung	1
2. Das Untersuchungsgebiet	4
3. Untersuchungsmethode und ausgewertetes Datenmaterial	5
4. Die Lage Mexikos im Strömungsmodell der allgemeinen Zirkulation	8
5. Die Klassifizierung der Wetterlagen nach den täglichen Wetterkarten	14
a) Die Bodenwetterlagen	15
b) Höhenwetterlagen für das 700- und 500mb-Niveau	27
c) Höhenwetterlagen für das 200mb-Niveau	42
6. Zusammenhänge zwischen den klassifizierten Wetterlagen der verschiedenen Höhenniveaus	47
7. Die Klassifizierung typischer Wolkenanordnungen nach den täglichen Satellitenfotos	51
8. Die niederschlagsgenetische Wirksamkeit der dreidimensionalen Wetterlagensysteme	58
9. Ein dreidimensionales Wetterlagenmodell für den mexikanischen Raum	65
10. Mit den Wetterlagen verbundene charakteristische Niederschlagsverteilungen in der Hochtalung von Puebla-Tlaxcala	77
a) Meso- und mikroklimatische Erscheinungen im Hochtal von Puebla	77
b) Zusammenhänge zwischen den Wetterlagen und der flächenhaften Verbreitung der Niederschläge	82
c) Die Beobachtungsstationen	84
d) Repräsentanz des Datenmaterials der Beobachtungsperiode (1967—1969) im Vergleich zu den langjährigen mittleren monatlichen Niederschlagssummen	86
e) Klimagliederung des Untersuchungsgebietes	87
f) Wetterlagenabhängiger Gebietsmittelwert	93
g) Mit dem Wetterlagensystem H2 verbundenes Verteilungsmuster der täglichen Niederschläge	99
h) Analyse der Anfangszeiten der täglichen Niederschläge im Jahresablauf	101
i) Genetisches Modell zur Erklärung des Verteilungsmusters der Niederschlagssummen im Juni	105

	Seite
j) Signifikanz des wetterlagenabhängigen Verteilungsmusters (H2) der täglichen Niederschlagssummen	106
k) Auftrittshäufigkeit der täglichen Niederschläge im Untersuchungsgebiet	108
l) Mit der Wetterlage W4/1 verbundenes Verteilungsmuster der täglichen Niederschläge	118
m) Genetische Deutung des Verteilungsmusters der Niederschlagssummen für das Wetterlagensystem W4/1	120
n) Mit der Wetterlage W4/2 verbundenes Verteilungsmuster der täglichen Niederschläge	125
o) Mit der Wetterlage W3 verbundenes Verteilungsmuster der täglichen Niederschläge	127
p) Mit der Wetterlage T1 verbundenes Verteilungsmuster der täglichen Niederschläge	131
q) Die Bedeutung der tropischen Zyklone für die räumliche Verteilung der Niederschlagssummen im Untersuchungsgebiet	136
r) Mit den Wetterlagen der Trockenzeit verbundene Verteilungsmuster der täglichen Niederschläge	140
s) Analyse der Auftrittshäufigkeiten monatlicher Niederschlagssummen	148
t) Gliederung des Untersuchungsgebietes in genetische Klimazonen	150
11. Zusammenfassender Überblick über die durchgeführten Untersuchungen und die erzielten Ergebnisse	157

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

- Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes
- Abb. 2: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes
- Abb. 3: Mittlere Horizontal- und Vertikalzirkulation der Luftmassen im mittelamerikanischen Raum
- Abb. 4: Mittlere monatliche Position der polaren Tröge
- Abb. 5: Die Bodenwettertypen und ihre monatliche Auftrittshäufigkeit
- Abb. 6: Die Höhenwettertypen (500- und 700 mb) und ihre monatliche Auftrittshäufigkeit
- Abb. 7: Auftrittshäufigkeit der Höhenwettertypen (500 mb)
- Abb. 8: Strömungstransformationen durch Queneywellen
- Abb. 9: Die Höhenwettertypen (200 mb) und ihre monatliche Auftrittshäufigkeit
- Abb. 10: Zusammenhänge zwischen den vertikalen Wettertypen
- Abb. 11: Die Wolkenstrukturtypen und ihre monatliche Auftrittshäufigkeit
- Abb. 12: Stromlinienstruktur und Divergenzverhalten
- Abb. 13: Stromlinienstruktur und Vorticityverhalten
- Abb. 14: Wetterlagenmodell für den mexikanischen Raum
- Abb. 15: 10 × 10 Tafel zum Vergleich der Häufigkeitsverteilungen von Bodenwetter- und Satellitenfototypen (Chiquadratstest)
- Abb. 16: Auftrittshäufigkeit der Passatinversion
- Abb. 17: Lokale Zirkulationen im Becken von Puebla-Tlaxcala
- Abb. 18: Lokale Zirkulationen im Becken von Puebla-Tlaxcala
- Abb. 19: Beziehungen zwischen den Höhenwetterlagen und der flächenmäßigen Verbreitung der Niederschläge
- Abb. 20: Die mittleren jährlichen Niederschlagssummen
- Abb. 21: Zur Variation der monatlichen Niederschläge
- Abb. 22: Die Auftrittshäufigkeit der Niederschlagsanfangszeiten für ausgewählte Stationen
- Abb. 23: Die Auftrittshäufigkeit täglicher Niederschlagssummen für ausgewählte Stationen
- Abb. 24: Die Auftrittshäufigkeit niederschlagsloser Tage
- Abb. 25: Mit der Wetterlage W4/1 verbundene Niederschläge
- Abb. 26: Mit der Wetterlage W4/2 verbundene Niederschläge
- Abb. 27: Mit der Wetterlage W3 verbundene Niederschläge

- Abb. 28: Niederschlagslose Tage im Monat August und September**
- Abb. 29: Mit der Wetterlage T1 verbundene Niederschläge**
- Abb. 30: Niederschlagsverteilung und tropische Zyklonen**
- Abb. 31: Mit der Wetterlage P1 verbundene Niederschläge**
- Abb. 32: Mit der Wetterlage P2/1 verbundene Niederschläge**
- Abb. 33: Auftrittshäufigkeit monatlicher Niederschlagssummen**
- Abb. 34: Niederschlagsbegünstigte Areale**

1. DIE PROBLEMSTELLUNG

Das Niederschlagsregime ist in Mexiko durch eine sommerliche Regenzeit von Mai bis Oktober und eine winterliche Trockenzeit von November bis April gekennzeichnet. Diese jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge ist für die randtropischen Gebiete der Nordhemisphäre charakteristisch.

In den Gebirgstälern der Sierra Volcanica (Abb. 1 a u. 1 b) fallen die Niederschläge der Regenzeit vorwiegend als kurzanhaltende tägliche Schauer, die bevorzugt in den späten Nachmittags- oder frühen Abendstunden auftreten. Während der winterlichen Trockenzeit sind Niederschläge in den Gebirgstälern der Sierra Volcanica selten und treten nahezu ausschließlich in Verbindung mit Kaltfrontdurchgängen auf. Entsprechend der raschen Nord-Südwanderung der Kaltfronten im Bereich des Golfes von Mexiko erhalten die östlichen an die Golfzone anschließenden Gebirgsbecken, soweit sie nicht nach Norden oder Nordosten völlig durch Gebirgshindernisse abgeriegelt sind, während der Trockenzeit häufigere und intensivere Niederschläge als die im westlichen Teil der Sierra Volcanica gelegenen Gebirgstäler.

Der orographischen Gliederung der Sierra Volcanica (Abb. 1 a) entspricht eine ebenso starke Differenzierung in der regionalen Verteilung der Niederschlagsmengen. Luv-Lee-Effekte und tagesperiodische Zirkulationsphänomene wie Berg-Talwinde, Ausgleichswinde und Hangwinde sind für die Anordnung der Zonen erhöhter Niederschlagszunahme von großer Bedeutung. Für die Hoch- und Mittelgebirgsräume der gemäßigten Breiten konnte nachgewiesen werden (Hermanns, 1949; Moese, 1937), daß neben lokalen Phänomenen auch die niederschlagsgenetisch aktiven Wetterlagen einen bedeutenden Einfluß auf die räumliche Verteilung der Niederschlagsmengen haben. Für tropische Gebiete ist dieser Frage früher nur wenig Aufmerksamkeit geschenkt worden, da die Erkenntnis, daß auch in tropischen bzw. randtropischen Räumen möglicherweise eine Wetterlagenabfolge existiert, die entscheidenden Einfluß auf die Höhe der Niederschlagssummen und die Niederschlagsverteilung hat, noch sehr jung ist.

In ersten Erklärungsversuchen wurden die Niederschläge in der Passatzzone entweder auf die Anhebung der vom Meer zum Land wehenden Passate an den Küstengebirgszügen oder auf die mit der jahreszeitlichen Sonnenwanderung verbundene erhöhte Konvektion im Bereich der zenitalen Sonnenposition zurückgeführt.

Erst nach dem Ausbau des aerologischen Beobachtungsnetzes standen auch in tropischen Gebieten die Höhenwinddaten zur Verfügung, die den Nachweis der Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von Niederschlägen in der Passatzzone und dem gleichzeitigen Auftreten von Störungen in den Strömungsstrukturen der tropischen Ostströmung in den verschiedenen Höhenniveaus gestatten. Die mit dem Zenitstand der Sonne auftretenden frühnachmittäglichen sogenannten Zenital-

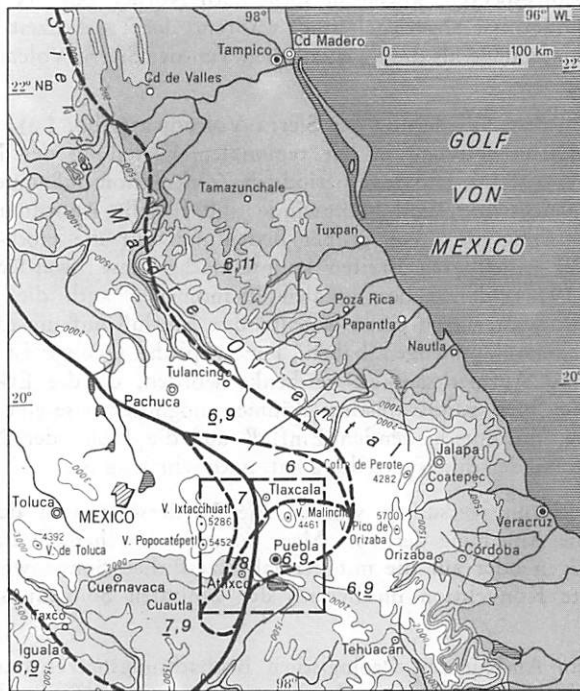
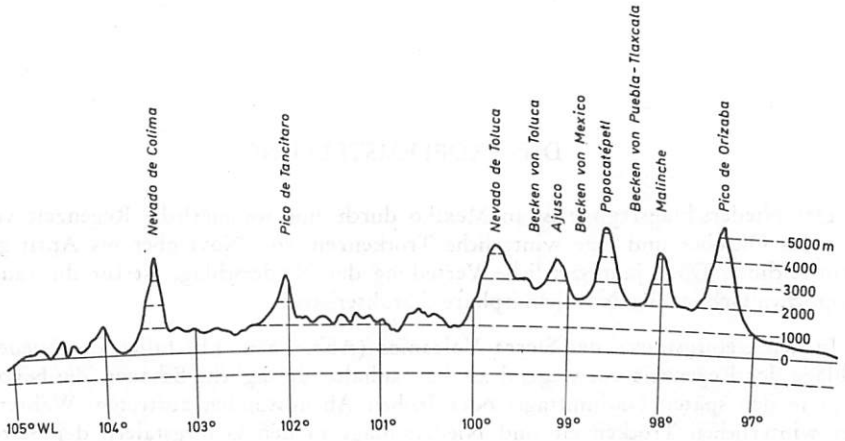


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes

niederschläge werden daher nicht mehr nur als Folge der strahlungsausgelösten Konvektion erklärt, sondern im engen Zusammenhang mit den Höhenstörungen der tropischen Ost- bzw. der äquatorialen Westströmung gedeutet.

Für die bisher erkannten Störungen in der tropischen Ost- und äquatorialen Westströmung wurden Strömungsmodelle entwickelt, die den typischen Wetterablauf beim Durchgang einer Störung beschreiben und die physikalischen Ursachen quantitativ über die meteorologischen Parameter erfassen. Infolge dieses Ursachenverständnisses ist es möglich, die Modelle den Änderungen der meteorologischen Parameter, wie sie beispielsweise durch die Orographie bewirkt werden, anzupassen und abweichende Wetterabläufe zu prognostizieren.

Der Nachweis niederschlagsgenetisch höchst bedeutsamer Störungen in der Passatzone legt die Vermutung nahe, daß in den orographisch stark ausgeformten Hochbecken der Sierra Volcanica, soweit sie im Einflußfeld der Passate liegen, die räumliche Niederschlagsverteilung nicht nur durch die Orographie und die lokalen Zirkulationen bedingt wird, sondern bis zu einem gewissen Grade wetterlagenabhängig ist. Für die Richtigkeit dieser Annahme spricht insbesondere der Verlauf einiger nicht nur aus der Orographie erklärbarer Linien, die Gebiete mit unterschiedlichen mittleren jährlichen Niederschlagsverteilungen voneinander trennen. Die typischste dieser Trennungslinien grenzt die Gebiete mit maximalen Juniniederschlägen von den Gebieten mit maximalen Juliniederschlägen ab (Abb. 1 b). Östlich dieser Linie, die etwa nordsüdorientiert durch die Talmitte der Talung von Puebla-Tlaxcala verläuft (vgl. Abb. 1 b), sind vorwiegend Juni und September die regenreichsten Monate, westlich hingegen der Juli. Da sich diese Unterschiedlichkeit im Jahresgang der Niederschläge weit über den Bereich des Beckens von Puebla hinaus fortsetzt, lassen sich synoptische Ursachen schwerlich zur Erklärung dieser Erscheinung ausschließen.

In dieser Arbeit wird der Versuch unternommen, den quantitativen Nachweis zu erbringen, daß auch in tropischen Gebirgsbecken die räumliche Verteilung der Niederschlagsmengen wetterlagenabhängig ist. Dieser Nachweis soll für eine Gebirgstalung geführt werden. Es bieten sich die dichtbevölkerten Gebirgstalungen von Toluca, Mexico D.F. und Puebla-Tlaxcala (vgl. Abb. 1 a) für diese Untersuchung an. Die Talung von Puebla-Tlaxcala wurde aus folgenden Gründen ausgewählt:

1. Durch das Hochtal von Puebla-Tlaxcala verläuft die markante Trennungslinie zwischen den Gebieten mit maximalen Juni- und den Gebieten mit maximalen Juliniederschlägen.
2. Die orographische Ausgestaltung der Hochtalung von Puebla-Tlaxcala bedingt starke, tageszeitlich wechselnde Ausgleichswinde, die in den übrigen Hochtälern infolge ihrer Größe und orographischen Anlage weniger stark ausgebildet sind. Es läßt sich demnach für dieses Hochtal besonders deutlich das Zusammenspiel lokaler und synoptischer Einflüsse als bedingende Faktoren für die Niederschlagsverteilung analysieren.
3. Im Hochtal von Puebla-Tlaxcala konnten im Rahmen des Mexikoprojektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft eigene Niederschlags- und Windmessungen durchgeführt werden.

2. DAS UNTERSUCHUNGSGBIET

Die Hochtalung von Puebla-Tlaxcala ist eine der in West-Ost-Richtung aufeinanderfolgenden Hochtäler der Sierra Volcanica, die durch vorwiegend meridional verlaufende Gebirgszüge (Tichy, 1968) voneinander getrennt sind (Abb. 1 a).

Die für den Formenschatz dieser Hochtäler der Sierra Volcanica typische Oberflächengestaltung wiederholt sich im Tal von Puebla-Tlaxcala in charakteristischer Weise: Im Süden fällt die Talung, wie die gesamte Sierra Volcanica zur Rio Balsas-Senke (Rio Mezcala), die die von West nach Ost streichende Clarión-Verwerfung im Bereich der mexikanischen Landmasse nachzeichnet, sehr steil ab (Abb. 2, Beilage). Dieser Steilabfall erfolgt südlich der Talung von Puebla-Tlaxcala in mehreren Bruchstufen, die durch die Erosionstätigkeit des Rio Atoyac und des Rio Nexapa sowie durch einige aufgesetzte Gebirgshorste und Lavafelder stark aufgegliedert sind. So können südlich und südöstlich der Talung von Puebla-Tlaxcala das Becken von Atlixco, das Becken des Valsequillo und die ausgedehnten Beckenlandschaften von Tepeaca und Acatzingo als eigene Landschaftseinheiten betrachtet werden. Diese Becken werden durch die aus kretazischer Kreide aufgebauten Cerros de Atlixco, die Cordillera de Tentzo und das Bergland von Huehuetlan gegen die Rio Balsas-Senke abgeschlossen, während die Abgrenzung zur Talung von Puebla-Tlaxcala durch die oben genannten aufgegliederten Bruchstufen erfolgt.

Das gesamte Untersuchungsgebiet weist ein durchgehendes Gefälle zur Rio Balsas-Senke auf, welches jedoch durch die zonale Gliederung der Bruchstufen trotz seiner Steilheit (1000 m Höhenunterschied auf 100 km) wenig augenfällig ist (Abb. 2).

Im Westen wird das Becken von Puebla-Tlaxcala durch die Vulkankette der Sierra Nevada von dem benachbarten Hochbecken von Mexico getrennt (Abb. 1 a). In meridionaler Richtung wird diese Gebirgskette von dem aus Basaltlaven und Tuffen aufgebauten tertiären Stratovulkan Popocatepetl, dem aus Andesiten und Daciten bestehenden Vulkan Iztaccihuatl sowie den kleineren Vulkanen Telapán und Tlaloc gebildet. Die steil gegen das Becken von Puebla-Tlaxcala abfallenden Osthänge der Sierra Nevada sind ebenso wie weite Teile des Beckeninneren mit gelben vulkanischen Tuffschichten (Tepetate) überlagert, die in vielen schroff eingeschnittenen Talungen bis hinab auf das Grundgestein abgetragen sind (Tichy, 1968).

Im Osten wird die Talung von Puebla-Tlaxcala durch den tertiären Vulkankegel der Malinche gegen das östlich anschließende Becken von Huamantla-Cuapixtla abgegrenzt (Abb. 2). Im Gegensatz zu den Vulkanen Popocatepetl (5452 m) und Iztaccihuatl (5286 m) steigt die Malinche (4461 m) nicht bis zur Schneegrenze (5000 m) auf (Tichy, 1968).

Im Norden erfolgt die Begrenzung des Beckens von Puebla-Tlaxcala durch die herausgehobenen Schollen des Blockes von Tlaxcala, dessen tepetatebedeckte Hänge nahezu zonal verlaufen, jedoch gelegentlich durch aufgesetzte kleine Vulkanruinen und tiefeingeschnittene Flußtäler auch in meridionaler Richtung gegliedert sind.

Südlich der Malinche fällt die Begrenzung der Talung mit der Serrijón de Amozoc zusammen, deren kahle, aus kreidezeitlichen Kalksteinen aufgebaute Hänge etwa der Clarión-Verwerfung in Richtung auf den Pico de Orizaba folgen.

Das Untersuchungsgebiet umfaßt demnach neben der zentralen Talung von Puebla-Tlaxcala und den die Hochtalung begrenzenden Gebirgen die Osthänge der Malinche, die östlich anschließenden „Becken“ von Huamantla, Acatzingo und Tepeaca sowie die südlich an das Becken angrenzenden Bergländer mit den zwischengegliederten kleineren Beckenlandschaften. Das gesamte Gebiet wird mit Ausnahme des abflußlosen Nordosten zur Rio Balsas-Senke hin entwässert. Die Flüsse im Untersuchungsgebiet, der Rio Atoyac, der Rio Zahuapan und der Rio Nexapan folgen dem allgemeinen nordsüdgerichteten Gefälle der Hochtalung.

Es erscheint infolge der Vielfalt der beschriebenen Landschaften notwendig, die Untersuchungszone in fünf Teilräume zu untergliedern, deren unterschiedliche orographische Ausgestaltungen verschiedenartige niederschlaggenetische Wirkungen implizieren:

1. Die meridional orientierte Gebirgskette der Sierra Nevada, die die zentrale Beckenlandschaft um 3000 m überragt.
2. Die eigentliche Talung von Puebla-Tlaxcala.
3. Die Malinche als einzelstehendes konzentrisch aufgebautes Bergmassiv mit einer Höhe um 2000 m über dem zentralen Becken sowie die kleineren, östlich der Malinche gelegenen Vulkane Pinal und Piñon.
4. Die zonal orientierten Gebirgszüge:
 - a) der Block von Tlaxcala im Norden des Beckens,
 - b) die Cerros de Atlixco, das Bergland von Huehuetlán, die Cordillera Tentzo und die Serrijón de Amozoc im Süden des Beckens.
5. Die angrenzenden Beckenlandschaften:
 - a) das Becken von Atlixco, das Becken des Valsequillo und die Becken von Tepeaca und Acatzingo im Süden und Südosten der Talung von Puebla,
 - b) das Becken von Huamantla-Cuapixtla im Osten der Talung von Puebla (vgl. Abb. 2).

3. UNTERSUCHUNGSMETHODE UND AUSGEWERTETES DATENMATERIAL

Der Nachweis einer Wetterlagenabhängigkeit der Niederschlagsverteilungen in den Hochtälern der Sierra Volcanica läßt sich auf zwei Arten erbringen:

1. Zu den typischen Niederschlagsverteilungen innerhalb einer längeren Beobachtungsperiode werden die mittleren Boden- und Höhenzirkulationen bestimmt und ihr ursächlicher Zusammenhang mit der Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet nachgewiesen (Lahey, 1958).

2. Nach den täglichen Boden- und Höhenwetterkarten werden charakteristische Wetterlagentypen definiert. Diesen Wetterlagentypen werden die Niederschläge im Untersuchungsgebiet zugeordnet. Dabei müßten sich für bestimmte Wetterlagen typische Niederschlagsverteilungen immer wieder einstellen.

Die erste Methode läßt sich besonders dann mit Erfolg anwenden, wenn ein dichtes Radiosondenstationsnetz existiert, also recht genaue Aussagen über den mittleren Verlauf der Isohypsen auf den Hauptisobarenflächen gemacht werden können. Leider arbeiten in Südmexiko nur drei Radiosondenstationen regelmäßig. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit der zweiten Untersuchungsmethode der Vorzug gegeben.

Bei der Anwendung dieser Methode ist von den täglichen Wetterkarten auszugehen. Da von der RAMSA (Radio Aeronautica Mexicana S.A.) analysierte Boden- und Höhenwetterkarten zur Verfügung gestellt wurden, ließen sich Wetterlagentypen auf der Basis der Isohypsen- bzw. Zirkulationsstrukturen für die verschiedenen Höhenniveaus definieren.

Im ersten Teil dieser Arbeit werden die Auftrittshäufigkeiten der so definierten Wetterlagentypen für die verschiedenen Niveaus bestimmt und in ihrer jährlichen Häufigkeitsabfolge aufgezeigt. Außerdem wird der Versuch unternommen, die Auftrittshäufigkeiten, die im Rahmen dieser Arbeit für die Jahre 1967, 1968 und 1969 bestimmt werden, in Beziehung zu den langjährigen mittleren Strömungsverhältnissen der Atmosphäre zu sehen.

Die zunächst unabhängig voneinander für die einzelnen analysierten Höhenniveaus angegebenen Auftrittshäufigkeiten der definierten Wetterlagen stehen in einem korrelativen Zusammenhang. Gehäuft treten bestimmte vertikal einander überlagerte Wetterlagentypen auf, die sich zu dreidimensionalen Wetterlagenmodellen zusammenfassen lassen.

Für den gleichen Beobachtungszeitraum ermöglicht eine Typisierung der horizontalen Wolkenanordnungen, wie sie den täglichen Satellitenfotos entnommen werden kann, eine Zuordnung zwischen den dreidimensionalen Wetterlagensystemen und den charakteristischen Wolkenanordnungen.

Im zweiten Teil dieser Arbeit werden die mit den klassifizierten dreidimensionalen Wetterlagensystemen verbundenen Zirkulationsstrukturen auf ihre niederschlagsgenetischen Wirkungen hin untersucht. Dabei werden der Untersuchung die Modelle zugrunde gelegt, die für Störungen in der Passatströmung bzw. der polaren und äquatorialen Westwindzone in den letzten Jahren entwickelt wurden. Die Transformation der Störungen im Bereich der Sierra Volcanica wird für wetterlagegebundene mittlere Strömungsrichtungen und Strömungsgeschwindigkeiten bestimmt.

Die quantitative Herleitung der potentiellen niederschlagsgenetischen Wirksamkeit der dreidimensionalen Wetterlagensysteme und die Begründung der wetterlagenabhängigen Bewölkungsstrukturen wird durch die Berechnung der Divergenzen und der relativen Vorticity und der mit einem Wetterlagensystem verbundenen mittleren Vertikalbewegungen gegeben.

Zur Bestimmung der Zusammenhänge zwischen den Wetterlagensystemen und der räumlichen Niederschlagsverteilung werden im dritten Teil dieser Arbeit

jedem Wetterlagentyp im Boden-, 700 mb-, 500 mb- und 200 mb-Niveau die am Tage seines Auftretens an allen Stationen des Untersuchungsgebietes gefallenem Niederschläge zugeordnet. So lassen sich für die Beobachtungsperiode wetterlagegebundene Niederschlagsverteilungskarten erstellen. Durch die Berechnung der Mittelwerte, Variationskoeffizienten und Korrelationskoeffizienten kann das wetterlagegebundene Niederschlagsverteilungsbild in seiner Signifikanz voll erfaßt werden. Unter Berücksichtigung der lokalen Zirkulationen und der orographischen Einflüsse lassen sich die Verteilungen der Niederschlagsmengen in Abhängigkeit von den Wetterlagen erklären.

Außerdem wird eine weitere Aussage über die Niederschlagsstruktur versucht: Auf der Basis monatlicher und täglicher Häufigkeitsanalysen der Niederschlagsmengen wird das Untersuchungsgebiet in Zonen gleicher Klassenzugehörigkeit bezüglich der in bestimmten Häufigkeiten auftretenden Niederschlagsmengen eingeteilt. Diese Differenzierung führt zur Bestätigung der bereits im Zusammenhang mit der niederschlagsgenetischen Wirksamkeit der Wetterlagentypen aufgestellten Thesen.

Insgesamt gelingt in der vorliegenden Arbeit der quantitative Nachweis, daß die räumliche Verteilung der Niederschlagsmengen im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala ursächlich durch die jeweilige Wetterlage bestimmt wird.

Alle Rechnungen und Zuordnungen, die in dieser Arbeit notwendig werden, sind mit der Datenverarbeitungsanlage IBM 7090/1410 der Gesellschaft für Mathematik und Datenverarbeitung mbH Bonn ausgeführt worden.

In der quantitativen Analyse der vorliegenden Untersuchung wird folgendes Datenmaterial ausgewertet:

1. Die täglichen Bodenwetterkarten für den 0.00, 6.00, 12.00 und 18.00 GMT Termin und die Jahre 1967—1970 (die Karten werden von der RAMSA täglich zu den genannten Terminen erstellt).
2. Die täglichen Höhenwetterkarten für das 700-, 500- und 200-mb-Niveau, den 0.00 und den 12.00 GMT Beobachtungstermin und die Jahre 1967—1969 (die Karten werden von der RAMSA täglich zu den genannten Terminen erstellt).
3. Alle täglichen Temperatur- und Taupunktdaten der Radiosondenaufstiege des 0.00 GMT Termins für die Jahre 1967—1969 und die Radiosondenstationen Mérida, Veracruz und Mexico D.F. (die Messungen werden an den Stationen des Servicio Meteorológico Nacional de Mexico ausgeführt und von der RAMSA ausgewertet).
4. Die täglichen Satellitenfotos aus den NIMBUS- und ESSA-Serien soweit Aufnahmen vorliegen und die Aufnahmequalität eine Analyse gestattet (die täglichen Satellitenfotos werden von der RAMSA bei der Erstellung der Wetterkarten in die Analyse einbezogen).
5. Tägliche Niederschlagsdaten für 72 Meßstationen im Untersuchungsgebiet und seiner näheren Umgebung für die Jahre 1967—1969/70 (22 Stationen werden vom Servicio Meteorológico Nacional de Mexico betrieben, 37 Stationen sind vom Centro Internacional de Mejoramiento de maiz y trigo seit 1967 eingerichtet, 12 Stationen wurden vom Verfasser betrieben, eine Station untersteht dem „Subsecretaria Forestal“).

6. Tägliche Bodenwind-, Bewölkungs-, Temperatur- und Feuchtedaten für 14 Hauptstationen im Untersuchungsgebiet und für die Jahre 1960—1969 (die Meßdaten beziehen sich auf den 8.00 WOZ Beobachtungstermin).
7. Tägliche Bodenwind-, Bewölkungs-, Temperatur- und Feuchtedaten für vier weitere Hauptstationen im Untersuchungsgebiet, die vom Verfasser im Rahmen des Mexikoprojektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft betrieben wurden.
8. Langjährige monatliche Niederschlagssummen für 16 Stationen des Untersuchungsgebietes und für weitere 10 Stationen in den angrenzenden Hochbecken. Ausgewertet wurde für alle Stationen das gesamte verfügbare Datenmaterial, welches oft die Periode von 1930—1969 umfaßt (die Stationen werden vom Servicio Meteorológico Nacional de Mexico, Abteilung Climatología, statistisch betreut, obwohl einige dieser Stationen von der Secretaria Recursos Hidráulicos, Mexico D.F. betrieben werden).
9. Monatliche Wind-, Temperatur-, Taupunkt- und Höhendaten für die Hauptisobarenflächen folgender Radiosondenstationen:
Oakland, San Diego, Grand Junction, El Paso, Brownsville, Shreveport, Empalme, Chihuahua, Monterrey, Mazatlan, Tacubaya, Veracruz, Mérida, Grand Cayman, San Andres, Swan Island.
Es wurden für die Jahre von 1960—1969 alle veröffentlichten Daten berücksichtigt (Monthly Climatic Data for the World).

4. DIE LAGE MEXIKOS IM STRÖMUNGSMODELL DER ALLGEMEINEN ZIRKULATION

Das ganze mexikanische Staatsgebiet soll dieser Betrachtung zugrunde gelegt werden, da größenordnungsmäßig Untersuchungen zur allgemeinen Zirkulation planetarische und allenfalls synoptische Strömungsstrukturen berücksichtigen, deren Auswirkungen auf einen so kleinen Raum wie das Untersuchungsgebiet aus Gründen der Maßstabsunterschiede schwer darstellbar sind.

Entsprechend der meridionalen Ausdehnung Mexikos zwischen $14^{\circ} 28'$ und $32^{\circ} 32'$ nördlicher Breite müssen nach dem Zirkulationsschema von Palmén (1951) im Mittel absteigende Luftbewegungen mit am Boden in südlichen Richtungen ausfließenden Winden und in der Höhe aus südlichen bzw. nördlichen Richtungen zufließenden Strömungen erwartet werden (Abb. 3). Ein Vergleich mit den tatsächlichen für den atlantischen und ostpazifischen Raum gemessenen 10jährigen mittleren Winddaten der Monate Dezember, Januar und Februar zeigt, daß im Bodenniveau die mittleren Winde in hoher Beständigkeit als Nordostpassate auftreten. Eine als Antipassat zu bezeichnende Höhenströmung aus südwestlicher Richtung in der mittleren Troposphäre läßt sich aus den mittleren Stromlinien auf der 500 mb-Fläche für die Wintermonate nachweisen (Abb. 3). Die von H. Flohn (1953) beschriebene weiträumige, spiralähnliche, dreidimensionale Strö-

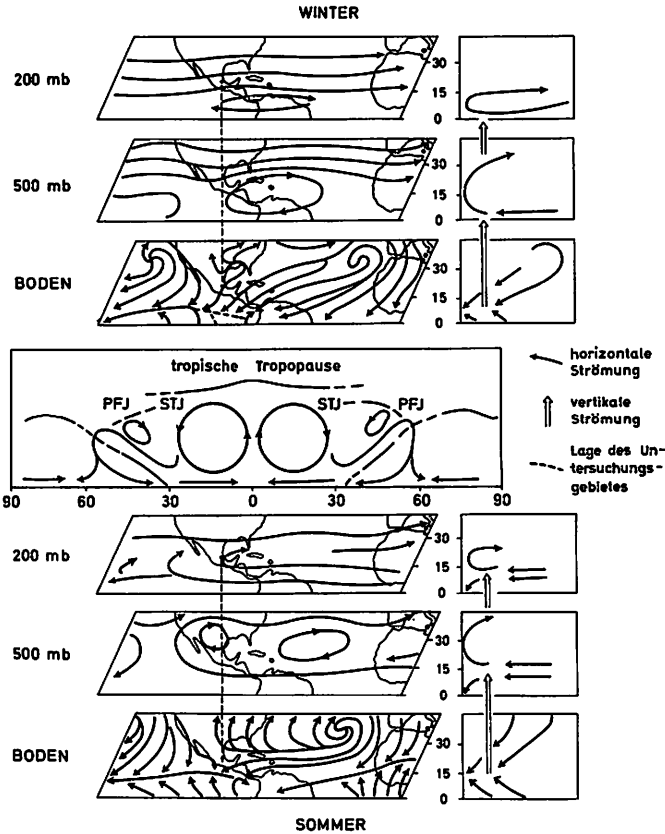


Abb. 2: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes

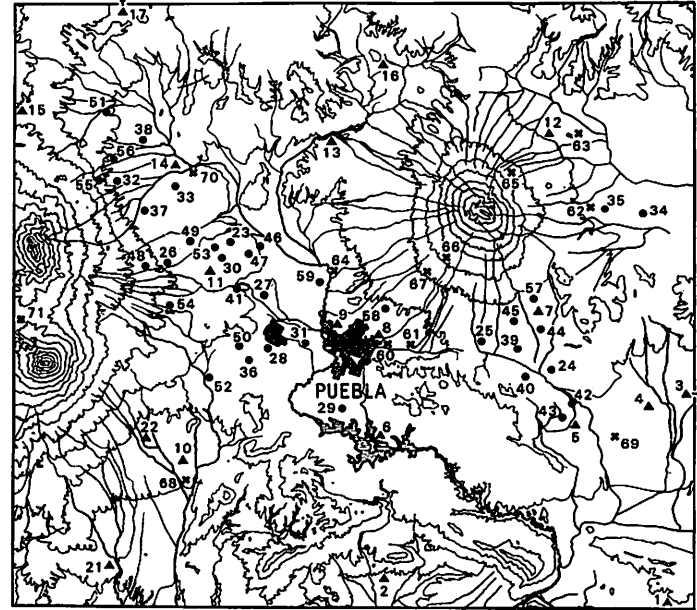


Abb. 2 Lage der Niederschlagsmeßstationen

- ▲ des Servicio Meteorologico Mexicano
- der Cimmyt
- vom Verfasser eingerichtet
- ★ des Subsecretaria Forestal

0 10 20 km

Abb. 3: Mittlere Horizontal- und Vertikalzirkulation der Luftmassen im mittel-amerikanischen Raum

mungsstruktur innerhalb der tropischen Hadleyzelle, deren Projektion in eine Vertikalebene im Schema Palméns gut sichtbar wird (Abb. 3), ist im Bereich Mexikos in der mittleren Strömungsverteilung gut realisiert. Die schematische Darstellung (Abb. 3) des Zusammenhangs zwischen den Vertikal- und Horizontalströmungen zeigt, daß oberhalb und im Bereich der mit dem Zusammenfließen der nord- und südhemisphärischen Passate verbundenen innertropischen Konvergenzzone die aus der Bodenkonzergenz resultierenden Vertikalströmungen in der mittleren Troposphäre von einer Ost-Südostströmung aufgenommen werden. Die Vertikalbewegungen innerhalb der ITC treten dabei allerdings nicht an durchgehenden Konvergenzlinien der Position der ITC folgend auf, sondern sind nach neueren Untersuchungen (Flohn, 1970) auf sogenannte „heiße Türme“ konzentriert, zwischen welchen Gebiete mit vorwiegend absteigenden Vertikalbewegungen eingebettet sind.

Die oberhalb der ITC auftretende Höhenströmung mit östlicher Richtungskomponente wird im Wirkungsfeld der Corioliskraft in einiger Entfernung vom Äquator ($\pm 3^\circ$ — 5° Breite) auf der Nordhalbkugel nach rechts abgelenkt, wobei das Ausmaß der Richtungsänderung funktional von der Windgeschwindigkeit abhängt. Insgesamt bewirkt die nordhemisphärische Rechtsablenkung der Höhenströmung mit zunehmender Breite aufeinanderfolgend eine Transformation der ursprünglichen Ostwinde in Südost-, Süd-, Südwest- und schließlich in Westwinde (Abb. 3). Bedingt durch die, bezogen auf die Winterposition der ITC, nördliche Lage Mexikos, treten die Höhenwinde in Mexiko als Süd-Südwest- und bei einer Verlagerung der ITC weit nach Süden sogar als Westwinde auf (Abb. 3, Winter).

In der oberen Troposphäre umfaßt im Winter der Bereich in dem im Mittel Ostwinde beobachtet werden nur einen sehr schmalen, breitenkreisparallelen Gürtel. Infolge des in der Höhe weit nach Süden ausgreifenden Westwindregimes gehen die tropischen Ostwinde über eine schmale Zone stärkster horizontaler Windscherung sehr rasch in Westwinde über (Abb. 3). Trotz der engen, breitenmäßigen Begrenzung der Übergangzone zwischen Ost- und Westwinden ist ein zellulärer Aufbau der oberen Troposphäre in Äquatornähe unverkennbar (Johnson und Mörth, 1960). Die meridionale Ausdehnung der hochtroposphärischen Hochdruckzellen wird vorwiegend durch die Lage und Intensität der Frontalzone in nördlicheren Breiten bestimmt. „Low-Indexlagen“ bedingen eine Auflösung der zellulären Struktur dieser Höhenströmung, „High-Indexlagen“ gestatten hingegen infolge der konzentriert in höheren Breiten auftretenden Druckgradienten ein nordwärtiges Vordringen der hochtroposphärischen Ostwinde.

Die gestrichelt markierte Position des Untersuchungsgebietes (Abb. 3) wird im Bodenniveau von Nordostwinden, in der mittleren Troposphäre von Südwestwinden und in der oberen Troposphäre von Westwinden im Winter überlagert. Dieser dargestellte, aus einer Mittelbildung über alle winterlichen Wetterlagen gebildete Zustand, spiegelt die Dynamik des Wettergeschehens im Untersuchungsgebiet nur unvollständig wider. Zeitweilig setzen sich die Westwinde bis ins Bodenniveau durch (Low-Indexlage), während verbunden mit High-Indexlagen die Ostwinde bzw. Südostwinde bis ins 700 mb-Niveau hinaufreichen.

Trotz dieser teilweisen Verfälschung der täglichen Zirkulationsdynamik durch die Mittelbildung, können zwei Fakten als in hohem Maße charakteristisch für die winterliche Zirkulation hervorgehoben werden:

1. Das Vordringen der polaren Westwinde in der Höhe gegen den Äquator und die daraus resultierende Überlagerung von bodennahen Winden östlicher Bewegungskomponente von Westwinden in der Höhe. Beide Windregime werden durch eine Zone starker vertikaler Windscherung voneinander getrennt.
2. Die zellulare Struktur der antizyklonalen Höhenströmungen, die mit zunehmender Höhe teilweise durch eine Zonalströmung ersetzt wird.

Die Sommerposition der ITC (Juni, Juli, August und Anfang September) ist gegenüber der Winterposition weit in nördliche Richtung verschoben. Frontalzone und polarer Jet treten gleichfalls der Sonnenwanderung in zeitlichem Abstand folgend in höheren Breiten auf, während der Subtropenjet verschwindet. Bedingt durch die Lage der ITC an der mexikanischen Südwestküste bleiben im Bodenniveau Ost- und Nordostwinde vorherrschend, während in den mittleren Troposphärenschichten eindeutig Ost-Südostwinde infolge der meridionalen Verlagerung der antizyklonalen Höhenströmungen vorherrschen (Abb. 3). Der bereits oben skizzierte Zusammenhang zwischen den mit der ITC verbundenen Vertikalbewegungen und der Höhenströmung wiederholt sich in der beschriebenen Weise auch im Sommer. Bedingt durch die sommerliche Nordwanderung der ITC treten die tropischen Ostwinde allerdings in nördlicheren Breiten auf (Abb. 3). Die Rechtsablenkung der Ostwinde infolge der Wirkung der Corioliskraft ist in den mittleren und oberen Troposphärenschichten in den Sommermonaten im Bereich Mexikos ausschließlich für die Richtungsänderung der Ostwinde verantwortlich, da die Scherungszone zwischen den abgelenkten Ostwinden und den polaren Westwinden der nördlichen Lage der Frontalzone entsprechend in höheren Breiten auftritt. Auch für die Sommermonate läßt sich eine nach Süden gerichtete Neigung der vertikalen Scherungszone zwischen Ost- und Westwinden aus der dreidimensionalen Darstellung erkennen (Abb. 3). Die bodennahen und mitteltroposphärischen Ostwinde werden nach Norden fortschreitend mehr und mehr von hochtroposphärischen Westwinden überlagert, wodurch die meridionale Ausdehnung der hochtroposphärischen Hochdruckzellen mit zunehmender Höhe geringer wird (Abb. 3).

Die mittlere sommerliche Zirkulationsstruktur im Bereich des Untersuchungsgebietes ist gegenüber der winterlichen Zirkulation nur in den bodennahen Schichten gleich. Bereits in den mittleren Troposphärenschichten treten an die Stelle der winterlichen West-Südweststörungen Ost-Südoststörungen, die sich bis in die oberen Troposphärenschichten durchsetzen. Die Zone vertikaler Windscherung, die in den Wintermonaten Resultat der gegensätzlichen Richtungskomponenten des Windes im Bodenniveau und den mittleren Troposphärenniveaus ist, tritt im Sommer nur noch gelegentlich zwischen den mittleren Troposphärenschichten und den oberen Troposphärenschichten in abgeschwächter Form (Übergang von reinem Ostwind im 500 mb-Niveau in einen Südwest- oder Südwind im 200 mb-Niveau) auf.

Aus dem mittleren Verteilungsbild der sommerlichen Zirkulationen lassen sich zwei wesentliche Merkmale ableiten:

1. Die tropische Ostströmung reicht über Mexiko durchgehend vom Bodenniveau bis in die oberen Troposphärenschichten.

- Die möglichen Veränderungen der Zirkulationsstruktur während der Sommermonate in synoptischer Größenordnung beschränken sich im Bereich Mexikos vorwiegend auf die oberen Troposphärenschichten, da nur in diesen Niveaus periphere Strömungsstrukturen Mexiko überlagern. Das Untersuchungsgebiet liegt zu den in den unteren Niveaus auftretenden Zirkulationsstrukturen in einer ausgesprochen zentralen Lage. Planetarische oder Rossby-Wellen können nur in Ausnahmefällen die antizyklonalen Strömungszellen in diesen Niveaus völlig abbauen und damit die Entstehung neuer Strömungsstrukturen auslösen.

Die Einbettung der im folgenden Abschnitt beschriebenen Wetterlagentypen in die jahreszeitliche Dynamik der allgemeinen Zirkulation wird besonders deutlich durch eine Analyse der monatlichen regionalen Veränderungen, die die Höhenantizyklen und die Höhentröge der polaren Westwindströmung im Jahresablauf auf der 500 mb-Fläche erleiden. Der Stromlinienverlauf in der polaren Westströmung zeichnet für die Sommermonate (Abb. 3) deutlich zwei Trogpositionen nach:

- Im Bereich der nordamerikanischen Westküste,
- im Bereich der nordamerikanischen Ostküste.

Die mittleren monatlichen Trogachsenpositionen wurden nach langjährigen Mittelwerten (Lahey, 1957) bestimmt und kartographisch dargestellt (Abb. 4).

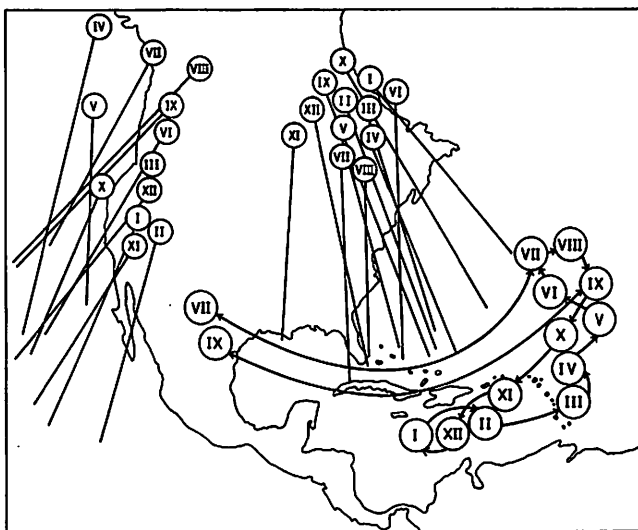


Abb. 4: Mittlere monatliche Position der polaren Tröge

Die Lage des Zentrums der Antizyklone, deren Nord-Südwanderung bereits beschrieben wurde (Abb. 3), ist durch die Monatsangabe markiert worden (Abb. 4). Dabei wurde die Position des Zentrums der Antizyklone für die Monate November bis Mai aus der Struktur der 19 200 Fuß-, für Juni und September aus der 19 300 Fuß- und für Juli und August aus der 19 400 Fuß-Isohypse bestimmt. Bei der Fixierung der Trogpositionen wurden insbesondere die Isohypsen zwischen 17 000—18 000 Fuß auf ihren Verlauf hin untersucht.

Die mittlere Position der „atlantischen Antizyklone“ verlagert sich von Dezember bis März nicht in meridionaler Richtung (Abb. 4). Ein Vorherrschen der winterlichen Zirkulationsverhältnisse (Abb. 3) muß daraus geschlossen werden. Die von Januar bis März erkennbare zonale Verschiebung des Zentrums der Antizyklone in östlicher Richtung steht im Zusammenhang mit einer ähnlichen Verlagerung der Trogachse des polaren Höhentrogas im Bereich der nordamerikanischen Westküste. Im Bereich der mexikanischen Meseta ist mit dieser Verlagerung eine Intensitätszunahme der polaren Westwinde bis in Bodennähe verbunden.

Vom April bis zum Mai erfolgt eine geringe, vom Mai zum Juni und vom Juni zum Juli eine rasche meridionale Verlagerung des Zentrums der Antizyklone in nördlicher Richtung. Deutlich können die April- und Maipositionen des Zentrums der Antizyklone als Übergangspositionen erkannt werden. Erst vom Juli zum August erfolgt keine meridionale Verlagerung der Antizyklone mehr. Die extreme sommerliche Nordposition ist in diesen Monaten von der Antizyklone erreicht worden.

Die Julistruktur der „atlantischen Antizyklone“ ist durch eine Spaltung der Antizyklonen ausgezeichnet (Abb. 3). Induziert wird diese Spaltung durch das Hitzetief in Nordwestmexiko und die daraus resultierende Ausbildung einer intensiven Höhenantizyklone. Im August bildet sich die „atlantische Höhenantizyklone“ wieder als Kontinuum aus, während im September, verbunden mit einer allmählichen Südwanderung des Zentrums der Antizyklone die westliche Höhenantizyklone erneut als eigenständiges Strömungsgebilde auftritt. Im November ist die Südwanderung der Antizyklone nahezu abgeschlossen. Von November bis April, den Monaten der Trockenzeit, erfolgen nahezu nur noch zonale Wanderungen des Zentrums der Antizyklone.

Ähnlich dem April und Mai im Vorsommer nehmen September (Ende) und Oktober im Nachsommer eine Übergangstellung zwischen der nördlichen Sommer- und der südlichen Winterposition der Antizyklone ein.

Die Projektion der Ergebnisse dieser Analyse der monatlichen Veränderungen der Isohypsenstrukturen im 500 mb-Niveau auf die in Abbildung 3 dargestellten mittleren Zirkulationsverhältnisse ermöglicht bezüglich der Strömungsverhältnisse im Jahresablauf folgende Aussagen:

1. In den Monaten November—April (Trockenzeit) treten in Bodennähe im Mittel Nord- und Nordostwinde,
2. in der mittleren Troposphäre Süd-, Südwest- bis Westwinde (abhängig von der zonalen Position der Antizyklone) und
3. in der oberen Troposphäre Westwinde auf.

4. In den Monaten April und Mai sowie im September (Ende) und Oktober herrschen im Mittel in Bodennähe Ostwinde,
5. in der mittleren Troposphäre stark wechselnd Süd-, Südost- und Ostwinde
6. und in der oberen Troposphäre ebenfalls wechselnd Südwest- und Westwinde vor.
7. In den Monaten Juni, Juli, August und September (Anfang) treten im Mittel durchgehend in allen Troposphärenschichten Ostwinde auf. Die zeitweilige Ausbildung einer eigenständigen Antizyklone im Bereich Nordmexikos führt zu Windrichtungsänderungen (Nord-Nordost) in den mittleren und oberen Troposphärenschichten Zentralmexikos.

5. DIE KLASSIFIZIERUNG DER WETTERLAGEN NACH DEN TÄGLICHEN WETTERKARTEN

Jede Klassifikation von Wetterkarten mit dem Ziel einer Typisierung der meteorologischen Parameter beinhaltet notwendig einen subjektiven Aspekt, da die Vielzahl der meteorologischen Parameter und ihre raum-zeitliche Variation nur nach einer erheblichen Generalisierung zu Typengruppen zusammengefaßt werden kann. Die Wertigkeit der Einzelparameter und das Ausmaß der Generalisierung müssen subjektiv bestimmt werden. Diese subjektiven Entscheidungen lassen sich durch die Berücksichtigung einer großen Anzahl von Parametern, die Aussagen über die Auswirkungen der Wetterlagen an der Erdoberfläche gestatten, objektivieren. Die gleichzeitige Analyse von Bodenwetterkarten und sämtlichen Höhenwetterkarten sowie die Berücksichtigung der Satellitenfotos, Tephigramme und aller Beobachtungsdaten der Stationen im Untersuchungsraum vor der Generalisierung der Einzelparameter ermöglicht infolge der physikalischen Kausalzusammenhänge, die zwischen den gemessenen Parametern bestehen, eine Objektivierung der mit den Typenzuordnungen verbundenen Entscheidungen.

Die Belegung der meteorologischen Parameter mit abgestuften Wertigkeiten bezüglich der Klassifikationsschwellenwerte ist abhängig von der Fragestellung. Die Frage nach der räumlichen Verteilung der Niederschläge bedingt eine hervorragende Bewertung der Parameter, die für die Niederschlagsgenese bevorzugt verantwortlich sind.

Hier sind zu nennen:

1. Die räumliche Verteilung auf- und absteigender Vertikalbewegungen sowie die Vertikalbewegungen auslösenden Horizontalbewegungen der Luftmassen.
2. Die horizontale und vertikale Verteilung der relativen Feuchte und Temperatur.

Zwischen diesen beiden Parametergruppen besteht ein Abhängigkeitsverhältnis, denn Temperatur- und Feuchteverteilungen bedingen Vertikalbewegungen, während Horizontal- und Vertikalbewegungen bestimmte Temperatur- und Feuchteverteilungen implizieren.

Das Fehlen der Luftmassenunterschiede insbesondere während der Regenzeit schränkt die Bedeutung der horizontalen Temperatur- und Feuchteverteilungen für die Tropen erheblich ein, während den dynamisch bedingten Vertikalbewegungen eine besondere Wertigkeit in bezug auf die Niederschlagsgenese zufällt. Die dynamisch ausgelösten Vertikalbewegungen können aus den Wetterkarten nur mittelbar aus den Horizontalbewegungen der Luftmassen erschlossen werden. Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Stromlinienverlauf stehen folglich bei einer Klassifikation mit dem Ziel einer genetischen Deutung der Verteilung der Niederschlagsmengen in tropischen Gebieten im Zentrum der Analyse.

Die in der vorliegenden Arbeit klassifizierten Wetterlagentypen werden diesen Überlegungen folgend als Stromlinien- bzw. Isobarenstrukturen vorgestellt. Dabei sind mit jedem der klassifizierten Typen bestimmte, stets nahezu gleich ablaufende Wettererscheinungen im Untersuchungsgebiet verbunden, die in den folgenden Abschnitten dargestellt werden.

Zur Analyse der meteorologischen Parameter an der Erdoberfläche und in der freien Atmosphäre standen Boden und Höhenwetterkarten der Radio Aeronautica Mexicana S.A. (RAMSA) zur Verfügung. Die Darstellungen der Bodenwetterlagen erfolgen durch die RAMSA auf der Chart. II, Weather Chart., die Kanada, die USA, Mexiko und ganz Zentralamerika umfaßt. Zur Darstellung der Höhenwetterlagen wird eine eigene Karte der RAMSA benutzt (MMO-IO-4M-IO-64), die ebenfalls die oben genannten Gebiete zeigt. Die Datenmeldungen werden von der RAMSA für den Boden, die 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250 und 200 mb-Fläche und die Tropopause analysiert und kartographisch dargestellt. Dabei sind für die angegebenen Druckflächen die absoluten Topographien, die Isothermen, der Taupunkt, die Windrichtung und die Windgeschwindigkeit in den genannten Niveaus angegeben. Die synoptischen Karten werden für Weltzeitermine erstellt, also bezogen auf die Sonnenstandsverhältnisse am Nullmeridian (Greenwich Mean Time = GMT). Zur Analyse des Bodenwetters werden die üblichen Bodenwetterkarten für 0.00, 6.00, 12.00 und 18.00 GMT gezeichnet. Alle diese Karten standen neben den Höhenwetterkarten, die nur für 0.00 und 12.00 GMT erstellt werden, zur Verfügung und wurden für die Jahre 1967, 1968 und 1969 klassifiziert.

a) Die Bodenwetterlagen

Die regionalen Bodendruckverteilungen werden für Mexiko bereits seit mehr als 50 Jahren täglich analysiert und liegen seit 1919 in kartographischer Form vor. 1922 wurde von Elpidio López der Versuch unternommen, die Isobarenanordnungen der täglichen Wetterkarten zu typisieren, um so zu einer Ursachenbestimmung der täglichen Wettererscheinungen zu gelangen. Ernesto Dominguez (1941), Ernesto Jáuregui (1959) und Pedro Mosiño (1958) haben diese Typisierung teilweise verfeinert, die Grundtypen von López jedoch weitgehend übernommen. Dementsprechend liegen heute für einige unterschiedlich lange Beobachtungsperioden Klassifikationen der Isobarenstrukturen nach 10 Typen vor. Die längste zusammenhängende Periode (1919—1938) wurde von Jáuregui (1959) untersucht. Die Häufigkeiten seiner Typenauszahlungen sind in Abb. 5.11 als gestrichelte Linien eingezeichnet, denn um eine Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen der oben genannten Arbeiten herzustellen, wurden die Bodenwetterkarten für

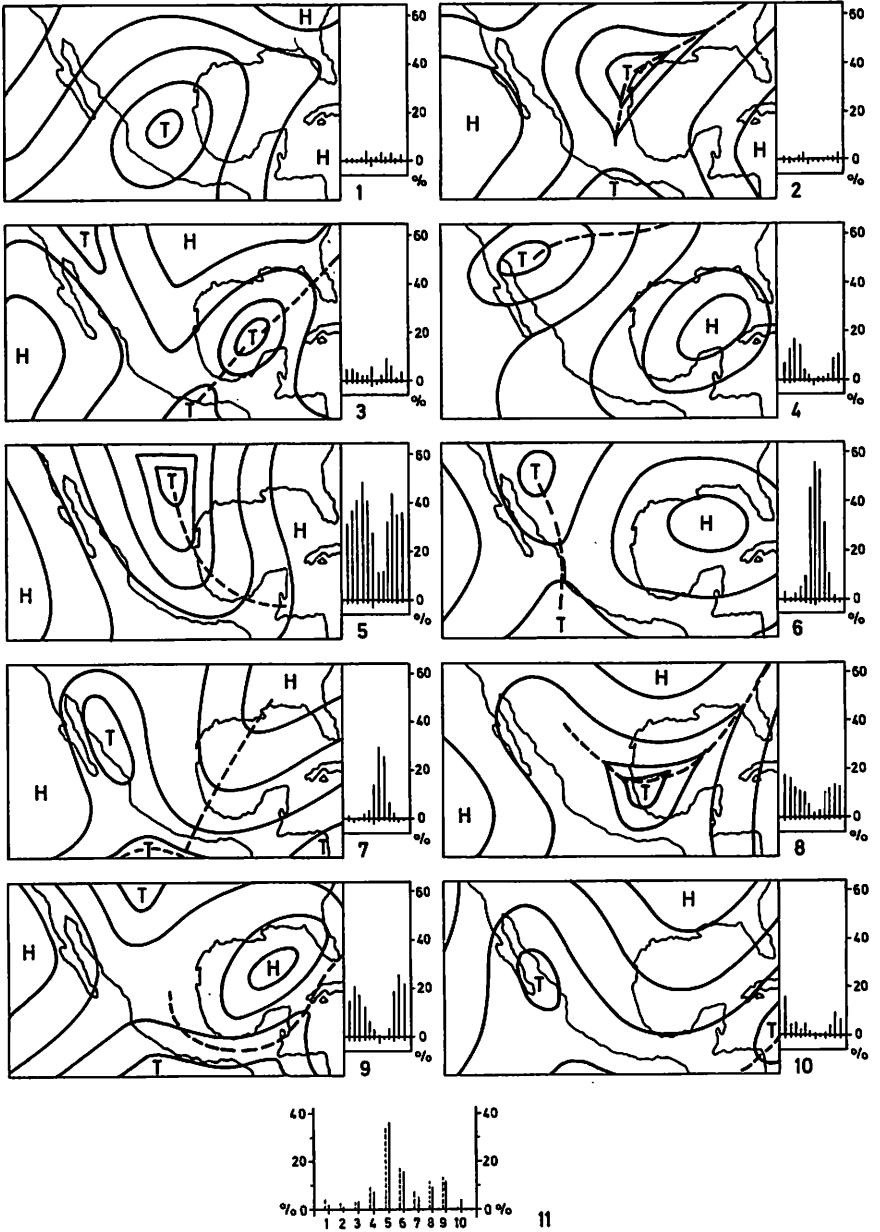


Abb. 5: Die Bodenwettertypen und ihre monatliche Auftrittshäufigkeit

den Beobachtungszeitraum nach den bereits von López vorgeschlagenen Bodenwettertypen klassifiziert.

Es hat sich bei der Klassifikation der Bodenwetterkarten im Rahmen dieser Arbeit gezeigt, daß durch die generalisierten, in Abb. 5 dargestellten Isobarenstrukturtypen für das Untersuchungsgebiet alle wesentlichen Wettererscheinungen erfaßt werden und in Verbindung mit den später klassifizierten Höhenwetterlagen eine eindeutige Zuordnung zwischen Wettererscheinungen und klassifizierten Boden- und Höhenwettertypen möglich ist.

Die in Abb. 5 dargestellten Bodenwettertypen sind aus den täglichen Wetterkarten nur mittelbar zu erschließen, da infolge der Höhenlage weiter Gebiete Mexikos (60 % über 1000 m Höhe) auf Meeresniveau reduzierte Druckwerte in den täglichen Bodenwetterkarten angegeben sind. Die Bestimmung des Reduktionsquotienten erfordert die hypothetische Festlegung eines vertikalen Temperaturgradienten für den vertikalen Höhenunterschied zwischen dem Meeresniveau und der Stationshöhe. Dieser theoretisch bestimmte vertikale Temperaturgradient (Beckwith, 1946) beschreibt die realen Gegebenheiten nur in Ausnahmefällen exakt. In der Mehrzahl der Fälle ergibt sich für Mexiko nach der Druckreduktion ein zu geringer Druck im Meeresniveau, wobei der Reduktionsfehler mit zunehmender Höhe der Station zunimmt (Berg, 1948, S. 61 f.). Demnach entstehen die größten Reduktionsfehler im Bereich der mexikanischen Meseta. Dies äußert sich in den täglichen Bodenwetterkarten durch ein schwaches, quasistationäres Tiefdruckgebiet über der Meseta, welches nur im Falle starker synoptisch ausgelöster Druckänderungen, wie etwa beim Eindringen polarer Luftmassen von Norden (Druckanstieg) oder tropischer Zyklonen von Südosten bzw. Südwesten (Druckfall) überkompensiert wird. Schwache Störungen in der tropischen Ostströmung, die mit Bodendruckänderungen von 1—3 mb verbunden sind (easterly waves) bewirken hingegen eine kaum erkennbare Veränderung der Isobarenstruktur bei ihrem Auftreten. Ebenso werden viele durch die Orographie ausgelöste dynamisch bedingte Druckänderungen infolge der Reduktionsfehler verfälscht.

Bei der Analyse der Bodenkarten und ihrer Klassifikation nach Wetterlagentypen wurde die Lage der Zyklonen und Antizyklonen außerhalb des mexikanischen Hochlandbereiches bestimmt und ihre Einflußnahme auf den Plateaubereich unter Vernachlässigung des durch Reduktionsfehler entstehenden quasistationären Tiefs approximativ in ihrer regionalen Ausdehnung festgelegt.

Einen Eindruck von der Lage des quasistationären Tiefs gibt Typ 1 (Abb. 5.1). Im Gegensatz zu dem aus Reduktionsfehlern entstandenen Tiefdruckgebiet umfaßt jedoch hier die Zone tiefen Drucks weite Teile der texanischen Golfküste und weist insgesamt eine Südwest-Nordost gerichtete, elliptische Isobarenanordnung auf, die bei dem quasistationären Tief fehlt, da die Reduktionsfehler auf die Gebiete größter orographischer Höhe beschränkt sind. Insbesondere hebt sich Bodentyp 1 von dem quasistationären durch Reduktionsfehler entstehenden Tief durch einen geschlossenen zyklonalen Isohypsenverlauf im 700 mb-Niveau ab (Mosiño, 1958). Mit der Bodenwetterlage 1 sind im Untersuchungsgebiet vorwiegend Südwinde verbunden, die trockene, heiße Luftmassen aus der Balsasniederung heranzuführen.

Die rechts neben Abb. 5.1 angegebenen Aufttrittshäufigkeiten in Prozent zeigen, daß dieser Bodentyp im Mai, August und Oktober relative Häufigkeitsmaxima annimmt, jedoch in keinem Monat des Jahres mit mehr als 3 % an der Gesamtzahl der in einem Monat auftretenden Wetterlagen beteiligt ist, also maximal an einem Tag im Monat Wirksamkeit zeigt.

Der Bodentyp 2 (Abb. 5.2) ist gekennzeichnet durch ein Bodentief im Nordosten Mexikos, welches in den Wintermonaten vorwiegend durch einbrechende Kaltluftmassen bedingt ist, in den Sommermonaten hingegen in Verbindung mit Störungen in der tropischen Ostströmung auftritt. In den Monaten Mai und Dezember erscheint das Tiefdruckgebiet in großer Regelmäßigkeit nördlich einer nach Süden abgezogenen Kaltfront im Lee der Rocky Mountains. Gelegentlich bildet sich im Bereich dieses Tiefdruckgebietes eine zweite Kaltfront aus, die der ersten in zwei- bis dreitägigem Abstand folgt.

Tabelle 1

Mittlere monatliche Aufttrittshäufigkeit (abgerundet)
der klassifizierten Bodenwetterlagen in Prozent (1967—1969)

Typ	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr %
1	1	2	1	1	6	2	2	5	3	5	2	3	2,8
2	1	1	0	1	4	0	0	0	0	1	1	3	1,0
3	5	5	3	2	2	1	0	2	10	7	1	3	3,4
4	8	12	17	14	8	2	0	1	1	6	10	12	7,6
5	32	37	40	46	43	29	13	13	32	40	36	37	33,7
6	3	1	2	5	10	46	55	52	30	5	1	0	17,3
7	1	0	0	1	3	12	29	25	7	3	0	0	6,5
8	17	16	14	13	13	6	1	2	11	10	12	12	10,7
9	16	21	18	13	6	2	0	0	4	20	27	23	12,5
10	16	5	5	2	5	0	0	0	2	3	10	7	4,6

Mittlere monatliche Aufttrittshäufigkeit der Bodenwetterlagen
in Prozent nach Jauregui (1919—1938)

Typ	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr %
1	4,4	4,5	4,4	2,6	6	3,8	3,6	2,5	3,2	4	2,3	2,7	3,6
2	1,7	1,1	2,5	2,6	3,8	1,1	0,7	0,7	0,5	0,9	1,1	3,6	1,7
3	5,7	3,9	3,4	1,9	2,4	1,4	1,0	1,9	4,5	4,6	0,8	3,4	3,1
4	10,4	12,4	15	11,4	9,4	3,2	1,1	1	2,3	9,3	11,3	11,2	7,9
5	36,5	39	39,5	50,2	45,2	22,5	9	12	31,7	41,3	36,7	36,5	33,1
6	0,2	0,3	1,0	5,7	11,4	42,5	57,9	57,6	31,9	6,2	1,5	0,9	18,7
7	0	0	0	0,3	2,2	19,3	24,5	21,4	11,2	0,5	0,2	0	7,1
8	19,1	17,5	15,5	11,4	11,7	4,6	1,6	2,7	11,4	10,6	15,1	15,6	11,1
9	21,6	20,9	18,6	13,2	7,9	1,6	3,3	0,2	3,4	21,3	28	24,7	13,1
10	0,7	0,2	0,3	0,2	0,2	0	0	0	0	1,4	0,8	1,3	0,4

Im Untersuchungsgebiet und im südlichen Golfküstenbereich kommt es in Verbindung mit Typ 2 zu zum Teil heftigen heißen und trockenen Südwinden (suradas), die besonders in den Monaten der Trockenzeit den Aerosolgehalt der

Luft wesentlich erhöhen. Da die maximale Auftrittshäufigkeit des Typs 2 im Mai und Dezember unter 3 % liegt, ist diese Wetterlage ähnlich wie die Wetterlage 1 nur unwesentlich an der Gesamtdynamik des Wettergeschehens beteiligt.

Das Tiefdruckgebiet über dem Golf von Mexiko (Abb. 5.3) ist in den Wintermonaten in etwa gleichbleibender monatlicher Auftrittshäufigkeit zu beobachten. In den Monaten der Regenzeit sinkt die Auftrittshäufigkeit bis unter 2 %, steigt dann jedoch singulär im September auf den Maximalwert von nahezu 10 %. Das winterliche Auftreten der Wetterlage 3 ist vorwiegend an Kaltlufteinbrüche gebunden, das Septembermaximum wird hingegen durch das gehäufte Auftreten von Hurrikanen in diesem Monat bestimmt. Kräftig ausgebildete „easterly waves“ verursachen gelegentlich ebenfalls Bodendruckstrukturen vom Typ 3 über dem Golf von Mexiko. Dabei wirkt sich der zyklonal gekrümmte Stromlinienverlauf bis weit auf die Meseta Central hinauf aus. In den Monaten der Regenzeit ist mit dem Auftreten von Bodentyp 3 fast immer Niederschlag im Bereich des Untersuchungsgebietes verbunden. Nach diesen Niederschlägen nehmen im Untersuchungsraum die Temperaturen und Windgeschwindigkeiten stark ab.

Für Bodentyp 4 (Abb. 5.4) ist ein kräftig ausgebildetes Tiefdruckgebiet im Nordwesten Mexikos bzw. im Südwesten der USA charakteristisch. Gleichzeitig liegen weite Teile der Meseta Central im Einflußbereich einer ausgedehnten Antizyklone über dem Golf von Mexiko. Verbunden mit dem Tiefdruckgebiet in Nordwestmexiko sind Kaltlufteinbrüche, die bevorzugt die mexikanische Westküste heimsuchen. Diese Kaltlufteinbrüche werden von Hill (1969) als „pazifischer Fronttyp“ deutlich von den „Nortes Fronttypen“ unterschieden, obwohl der Kaltfrontverlauf dieses Typs im Süden Mexikos nur noch sehr geringfügig von dem Kaltfrontverlauf der „Nortes Fronttypen“ abweicht. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Kaltfronten in südliche Richtung ist beim pazifischen Fronttyp im Mittel um die Hälfte größer als bei den Nortes Fronttypen. Trotzdem unterliegen nahezu 60 % der pazifischen Fronten einer Frontolyse im Bereich der Meseta, erreichen also das Untersuchungsgebiet nicht.

Ähnlich wie der „Nortes Fronttyp“ (Abb. 5.8 und 5.9) ist der Bodentyp 4 ein Wintertyp, der im März in maximaler Häufigkeit, im Juni, Juli und August in minimaler Häufigkeit auftritt. Die mit dem Auftreten des Bodentyps 4 im Untersuchungsgebiet verbundenen Wettererscheinungen entsprechen besonders nach der Südwanderung der Kaltfront den in Verbindung mit den trockenen Nortes später beschriebenen Phänomenen.

Besonderes Kennzeichen des Bodentyps 5 (Abb. 5.5) ist ein ausgedehntes nach Süden elongiertes Tiefdruckgebiet im Osten der Sierra Madre Oriental. Die Zone verstärkter Windscherung (Richtungsscherung) ist in der Abbildung durch eine gestrichelte Linie markiert. Bodentyp 5 tritt in den Wintermonaten in maximaler Häufigkeit auf. Das absolute Maximum wird im März angenommen. In diesem Monat ist die Wetterlage 5 zu mehr als 50 % an allen auftretenden Wetterlagen beteiligt. In den Monaten der Regenzeit fällt die Auftrittshäufigkeit des Bodentyps 5 zwar bis auf 10 % ab (Juli, August), bleibt jedoch anteilmäßig bezogen auf alle Wetterlagen auch in diesen Monaten bedeutsam.

Die hohe Auftrittshäufigkeit dieser Isobarenstruktur in den Wintermonaten steht in engem genetischen Zusammenhang mit dem Auftreten der winterlichen

polaren Westwinde (vgl. Abb. 3). Überströmen die polaren Westwinde die Meseta Central, so werden die Luftmassen im Bereich der Sierra Madre Occidental gestaut, und es kommt ähnlich wie über dem 2—3000 m hohen Plateau infolge der vertikalen Schrumpfung der Luftmassen, die durch die vertikale Raumbeanspruchung des Gebirges erzwungen wird, zum horizontalen Ausfließen (antizyklonal) der Luftmassen. Nach der Überwindung der Meseta Central erfolgt über der Golfzone eine vertikale Dehnung der Luftmassen, die durch horizontal einfließende Bodenluftmassen (zyklonal) kompensiert wird. Über dem Plateau sind diesen Überlegungen entsprechend dynamisch ausgelöste antizyklonale, im Lee der Meseta hingegen vorwiegend dynamisch bedingte zyklonale Stromlinien bestimmend. Der mittleren räumlichen Verteilung der maximalen Windgeschwindigkeiten in der polaren Westströmung während der Wintermonate entspricht die Lage des Zentrums tiefen Drucks im Lee der Rocky Mountains (Abb. 5.5). Die Konstanz der polaren Westwinde spiegelt sich in der Konstanz des Auftretens dieses dynamisch ausgelösten Tiefdruckgebietes im Lee der Meseta Central und im Lee der Rocky Mountains in den Monaten der Trockenzeit wider.

Die gegenüber den Monaten März und Oktober in den übrigen Wintermonaten geringere Auftrittshäufigkeit des Typs 5 ist unter Berücksichtigung der Auftrittshäufigkeiten, die für die Typen 8, 9 und 10 (Norte Fronttypen) angegeben sind, verständlich, da gerade in der Zeit von November bis Februar Kaltlufteinbrüche vom Typ 8 und 9 in maximaler Häufigkeit erfolgen.

Entlang der mexikanischen Golfküste und in den östlichen Teilen der Meseta Central sind die mit Typ 5 verbundenen Südwinde als „suradas“ (Dominguez, 1941) bekannt. Das Wetter ist vorwiegend heiß, trocken und besonders im Küstenbereich können die Südwinde große Heftigkeit erreichen. Verbunden mit dem Auftreten der Südwinde ist im Untersuchungsgebiet eine allgemeine Sichtverschlechterung. Die gelegentlich große Staubführung der „suradas“ in den Monaten April und Mai und das in den Frühjahrsmonaten übliche Abbrennen der Weiden und Felder im Untersuchungsgebiet läßt die Sichtweite oft auf weniger als 10 km herabsinken. Eine extreme Sichtverschlechterung dieser Art ist besonders für die Zeit unmittelbar vor dem Beginn der Regenzeit typisch, in der Typ 5 in maximaler Häufigkeit beobachtet wird (Abb. 5.5).

Der Bodentyp 6 ist mit schwachen Winden aus vorwiegend südöstlichen bis östlichen Richtungen verbunden (Abb. 5.6). Infolge des hohen Wasserdampfgehaltes der aus dem karibischen Raum einströmenden Luftmassen kommt es zu Steigungsniederschlägen an den Luvhängen der Küstengebirge, während die mexikanische Meseta oft gleichzeitig niederschlagslos bleibt. Die hohe Feuchte der Luftmassen bedingt im Bereich der Meseta eine zunehmende Sichtverschlechterung und zugleich hohe Schwülewerte. Lokale Konvektion und die Divergenzverteilung in der Höhe, insbesondere im 700—500 mb-Niveau, die oft orographisch bedingt und dadurch nahezu stationär in gleichbleibender Intensität auftritt, führen zu vorwiegend regional begrenzten Niederschlägen auf dem Plateau.

In maximaler Häufigkeit tritt Bodentyp 6 in den Monaten Mai, Juni und Juli auf, also in den Monaten, in denen sich über Südmexiko bereits eine kräftige Ostströmung bis in große Höhen eingestellt hat (Abb. 3). Ähnlich wie die Lage des Bodentiefs bei Typ 5 im Lee der mexikanischen Meseta durch das Vorherrschen

der polaren Westwinde in den Wintermonaten bedingt wird, entstehen in den Sommermonaten, ausgelöst durch die bis in große Höhen reichende tropische Ostströmung, dem oben beschriebenen genetischen Mechanismus folgend, oft nicht zusammenhängende Tiefdruckgebiete im Lee der Sierra Madre Occidental. Im Nordwesten Mexikos bildet sich zugleich ein flaches Hitzetief aus, welches weit in den Südwesten der USA hineinreicht und dessen Zentrum im Mittel über der Sonorawüste liegt. Zwischen diesem flachen, durch den sommerlichen Zenitstand der Sonne und die anhaltende Wolkenarmut ausgelösten Tiefdruckgebiet und dem südlichen, dynamisch bedingten Tief im Lee der Sierra Madre Occidental bildet sich ein flacher, meridionaler Trog im Bereich der mexikanischen Westküste aus, in dessen Wirkungsfeld die ersten frühsummerlichen Niederschläge Süd Mexikos beobachtet werden.

Mit der Ausdehnung des Einflußfeldes der tropischen Höhenostwinde in nördliche Richtung (Abb. 3 und Abb. 4) kommt es zu einer Vereinigung des südlichen dynamischen Tiefdruckgebietes und des nördlichen Hitzetiefs (Abb. 5.7). Es entsteht eine ausgedehnte Tiefdruckzone im Westen Mexikos (Bodentyp 7), die ein vorübergehendes, meist sprunghaftes Vordringen der innertropischen Konvergenzzone entlang der mexikanischen Westküste auslöst. Diese, trotz der relativen Beständigkeit des Tiefdruckgebietes im Lee der Sierra Madre Occidental nur sporadisch auftretende Verlagerung der ITC nach Norden, wird wahrscheinlich durch südhemisphärische Zirkulationsveränderungen verursacht. Meist sind die Druckgradienten im Bereich der ITC so gering, daß es nur zu einer schwachen Konvergenz im Bereich der mexikanischen Westküste kommt. Bei der zeitweiligen Überlagerung des Bodendruckfeldes durch Störungen in der tropischen Höhenströmung verstärkt sich die Bodenkonvergenz. In diesen Fällen strömen feuchte, ostpazifische Luftmassen weit ins Landesinnere Mexikos ein und führen im Bereich der Westküste zu den Wettererscheinungen, die allgemein das Auftreten der ITC charakterisieren. Im Süden Mexikos verlagert sich die ITC zeitweilig bis an die südliche Grenze des Staates Puebla. Dabei dringen feuchte, ostpazifische Luftmassen der Balsassenke folgend von Süden in den Untersuchungsraum ein und führen zu oft langanhaltenden Niederschlägen, die sich deutlich von den konvektiven Niederschlägen, wie sie in Verbindung mit Bodentyp 6 beobachtet werden, unterscheiden.

Das Häufigkeitsmaximum des Bodentyps 7 wird im Juli und August angenommen, also in den Monaten, in denen die tropische Höhenostströmung ihren Einflußbereich maximal nach Norden erweitert hat. Die Häufigkeitsverteilung weist diesen Typ, der in den Wintermonaten nahezu nicht auftritt, eindeutig als Sommertyp aus. Die Lage der ITC ist in Abb. 5.7 gestrichelt in einer mittleren Position angegeben worden, auf welche die Konvergenzzone in den Monaten Juli und August nach ihrem sprunghaften Vordringen in nordwestliche Richtungen immer wieder zurückfällt.

Die Bodentypen 8, 9 und 10 repräsentieren aufeinanderfolgende Phasen eines Kaltlufteinbruches von Norden in das Landesinnere Mexikos und die Golfzone (Nortes). Die drei dargestellten Phasen sind nicht als statistische, ständig wiederkehrende Positionen der Kaltfronten (gestrichelt) zu deuten, sondern wurden bei der Klassifikation nach folgenden Gesichtspunkten den verschiedenen Typen zugeordnet:

Typ 8:

Die Kaltfront hat eine Position im Küstenbereich zwischen Monterrey und Veracruz. Über dem Golf von Mexiko verläuft die Front in nordost-südwestlicher Richtung, über der mexikanischen Meseta ist sie von Nordwesten nach Südosten gerichtet (Abb. 5.8).

Typ 9:

Die Kaltfront hat eine Position südlich von Veracruz und Mérida erreicht (Abb. 5.9). Über dem Golf von Mexiko ist im Bereich der polaren Kaltluftmassen hinter der Bodenfront ein ausgedehntes, kräftiges Hoch entstanden. Häufig erscheint im Lee der Rocky Mountains ein neues Tiefdruckgebiet verbunden mit einer zweiten Kaltfront (vgl. Bodentyp 3).

Typ 10:

Die Kaltfront ist über Mexiko meist aufgelöst und nur noch als Windrichtungs-scherungslinie in ihrem Verlauf erkennbar. Das flache Kältehoch hat sich verstärkt und überlagert den gesamten Golfraum und das nördlich angrenzende Mississippibasin.

Die Druckgradienten, die mit dem Auftreten der polaren Luftmassen in tropischen Breiten verbunden sind, erreichen Werte von mehr als 3 mb/100 km. Das über der mexikanischen Meseta durch die Druckreduktionsfehler entstehende stationäre Tiefdruckgebiet wird durch diese Druckgradienten überkompensiert und tritt in Verbindung mit Typ 8, 9 und 10 nicht in Erscheinung.

Das antizyklonale Ausströmen der polaren, kontinentalen Luftmassen erfolgt im Bereich des Golfes von Mexiko den Druckgradienten folgend in südlicher Richtung. Im Gegensatz zu den aus dem Isobarenverlauf unter Berücksichtigung der Bodenreibung herzuleitenden Nordostwinden im östlichen Golf von Mexiko und den Südostwinden über der Meseta, treten in Verbindung mit den Kaltlufteinbrüchen meist einheitlich über dem Golf und über der östlichen Meseta Nordwinde auf, deren Entstehung auf folgende Ursachen zurückzuführen ist:

1. Die polaren Luftmassen besitzen in der Regel nur eine geringe vertikale Ausdehnung. Demzufolge stellt die Sierra Madre Oriental, die die Golfzone im Westen begrenzt, ein unüberwindbares Hindernis für die aus nördlichen Richtungen einströmenden Kaltluftmassen dar. Die polaren Luftmassen werden unabhängig von ihrer ursprünglichen Strömungsrichtung in den Nord-Süd orientierten Verlauf dieses Gebirges umgeleitet.
2. Das für die mexikanische Meseta charakteristische, stark entwickelte Relief bedingt hohe Reibungskoeffizienten und bewirkt dadurch ein Ausscheren der Strömungen über der Meseta zum tiefen Druck hin, der im allgemeinen über Südmexiko zu beobachten ist (Abb. 5.8 und 5.9). Im östlichen mexikanischen Hochland resultieren durch diese Reibungsverluste ebenfalls Nordwinde.
3. Die einbrechenden Kaltluftmassen sind in der Regel mit antizyklonal gekrümmten Stromlinien verbunden. Das Gleichgewicht zwischen Corioliskraft und der in entgegengesetzter Richtung wirkenden Gradient- und Zentrifugalkraft ist äußerst labil und führt bei jeder Geschwindigkeitsabnahme, die eine Abnahme der Corioliskraft bedingt, zu einem Ausscheren der Luftteilchen zum tiefen Druck hin. Die Stauwirkung der Sierra Madre Oriental und die

Trägheit der beteiligten polaren Luftmassen bewirken eine Geschwindigkeitsreduzierung der Luftmassen (Portig, 1954 und 1960) und damit eine Verminderung der Corioliskraft, wodurch eine Ablenkung der Luftteilchen nach Süden erfolgt.

In großer Regelmäßigkeit treten die mit der polaren Antizyklone verbundenen Winde aus den genannten Gründen als Nordwinde auf, wehen also in einem Winkel von fast 90° zu den Isobaren. Lediglich an den west-ost orientierten natürlichen Durchlässen innerhalb der Nord-Süd gerichteten Gebirgsbarriere (Sierra Madre Oriental) gelangen die polaren Luftmassen dem Druckgefälle zwischen Golf und Pazifik folgend mit hohen Windgeschwindigkeiten an die pazifische Westküste Mexikos. Der Isthmus von Tehuantepec ist ein eindrucksvolles Beispiel dieser Zirkulation, die sich in der Landschaftsphysiognomie durch Windschur der Bäume und vielfältige, durch Luv-Leewirkungen bedingte Effekte ausdrückt. Windstärken um 8—12 Beaufortgrad sind im Bereich dieser Windschleusen keine Seltenheit.

Im Mittel bewirken Kaltfrontdurchgänge in Mexiko eine Temperaturabnahme von $4\text{--}5^\circ\text{C}$, maximale negative Temperaturänderungen um $15\text{--}17^\circ\text{C}$ treten jedoch fast alljährlich bei Frontdurchgängen auf und bewirken besonders an der Golfküste großen Schaden (Link, 1934). Mehr als 70 % aller negativen Temperaturänderungen im östlichen Mexiko sind auf Kaltfrontdurchgänge zurückzuführen. Dabei nimmt allerdings die Bedeutung der Fronten für die Temperaturanomalien mit zunehmender Höhe über dem Meeresniveau ab. Von John B. Hill (1969) wurden in einer 5jährigen Beobachtungsperiode in Rio Verde (1000 m) 12 % mehr Frontdurchgänge beobachtet als in dem 300 km entfernten Zacatecas (2700 m) in gleicher nördlicher Breite. Damit läßt sich eine Abnahme der Fronthäufigkeit mit der Höhe von $3\text{--}4\%$ pro 300 m bestimmen, die in Abb. 5.8 und 5.9 durch eine Verkürzung der Frontlänge über der Meseta zum Ausdruck kommt. Diese Abnahme der Fronthäufigkeit mit der Höhe steht in Übereinstimmung mit der oben erwähnten geringen vertikalen Ausdehnung der polaren Kaltluftmassen, muß aber zugleich in Verbindung mit dem Verlauf der Trajektorien und der relativ großen Erwärmung der Kaltluftmassen im Bereich der Meseta erklärt werden. Diese Erwärmung beträgt bei einer Frontverlagerung von 100 km etwa 2°C im Landesinnern und an der Ostküste. Infolge der geringeren mittleren Temperaturen über dem Plateau ergibt sich allerdings hier eine raschere Angleichung der Kaltluftmassen an die vorherrschenden mittleren Temperaturen. Die Kaltluftmassen erreichen das mexikanische Hochland nordost-südwest orientierten Trajektorien folgend. Im Zusammenhang mit der Berechnung der „potentiellen Vorticity“ wird gezeigt, daß in südwestliche Richtung ausströmende Kaltluftmassen einer erheblichen vertikalen Schrumpfung unterliegen. Die vertikale Schrumpfung der Schichtdicke impliziert eine adiabatische Erwärmung der Kaltluft. Dadurch ist eine vorzeitige Auflösung der frontalen Temperaturoppositionen im mexikanischen Hochland bedingt. Je rascher die Fronten sich nach Süden fortbewegen und je kälter die Ausgangsluftmassen sind, um so stärker bleibt der frontale Temperaturgegensatz erhalten, der noch durch den allgemeinen nord-süd orientierten Temperaturgradienten (Sonnenstand) verstärkt wird (Ward, 1936).

An den Unterschieden der in den Abb. 5.8, 5.9, 5.10 dargestellten Auftretshäufigkeit der Fronten kann abgelesen werden, daß die Fronthäufigkeit mit zu-

nehmender Südposition der Fronten abnimmt. Die in einigen Monaten zu beobachtende größere Häufigkeit des Typs 9 gegenüber dem mit nördlicherer Frontposition verbundenen Typ 8 widerspricht dieser Feststellung nicht, sondern ist auf die hohe Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Fronten im Bereich Nordmexikos zurückzuführen. Im Mittel bewegt sich eine Kaltfront von der Rio Grande-Mündung bis nach Yucatan in nur 36 Stunden. Die 1000 km Distanz zwischen Monterrey und Veracruz (Typ 8) wird von rasch einbrechenden Kaltluftmassen in weniger als 6 Stunden zurückgelegt. In diesen Fällen tritt die Kaltfront ohne vorhergehendes Auftreten des Typs 8 unmittelbar in der Position des Typs 9 auf. Diese Überlegungen ermöglichen es, aus dem Vergleich der Histogramme 8 und 9 das gehäufte zeitliche Auftreten schnell fortschreitender Kaltfronten in den Monaten November und Februar herzuleiten. Bei dieser Schlußfolgerung muß allerdings berücksichtigt werden, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Kaltfronten mit abnehmender Breite geringer werden. Das bedeutet, daß die Fronten gelegentlich in der Position 8 nur zu einem Beobachtungstermin analysiert werden, in der Position 9 hingegen, infolge der Abnahme der Fortpflanzungsgeschwindigkeit, zu mehreren Beobachtungsterminen auftreten können. Bemerkenswert ist der unstetige Verlauf der Auftrittshäufigkeiten des Typs 9 gegenüber Typ 8. Es treten große Sprungstellen vom April zum Mai und vom September zum Oktober in diesen Diagrammen auf. Der Vergleich mit Diagramm 8 zeigt, daß in den Übergangsjahreszeiten in Nordmexiko noch Frontdurchgänge auftreten, die in Süd-mexiko zu diesen Jahreszeiten fast gänzlich fehlen.

Die Isobarenstruktur des Bodentyps 9 läßt Rückschlüsse auf die bei Kaltlufteinbrüchen beteiligten Luftmassen zu. Während trockene polare Luftmassen aus den östlichen Teilen der USA über dem Golf von Mexiko Feuchte aufnehmen und im Bereich der Sierra Madre Oriental bei der erzwungenen Hebung zur Kondensation gelangen (Niederschlag vom Typ chipichipi), bleiben die aus dem Südwesten der USA eindringenden Luftmassen ohne Meereskontakt und bedingen Wolkenlosigkeit (heladas). Es kommt allerdings nicht selten vor, daß aus dem Südwesten der USA feuchte pazifische Kaltluftmassen, die im Bereich Nordwestkanadas (Albertzyklone) die Rocky Mountains überquerten, in den mexikanischen Raum eindringen. Diese relativ feuchten Kaltluftmassen führen zu anhaltender Bewölkung und Niederschlag (onda fria).

Neben dem Zirkulationsverhalten der mittleren Troposphärenschichten bei Kaltlufteinbrüchen ist für die niederschlagsgenetische Wirksamkeit der Kaltfronten das Verhältnis dieser beiden unterschiedlich feuchten Luftmassen zueinander entscheidend.

Dominguez (1941) unterscheidet die Wetterauswirkungen bei Kaltlufteinbrüchen ähnlich:

1. Wetter vom Typ kalt, wolkig, regenreich, welches oft einige Tage anhält (wet northers, onda fria).
2. Wetter vom Typ kalt, klar, trocken, welches oft nur während der Nachtstunden durch die starke Ausstrahlung über der Meseta wirksam ist und nach der morgendlichen Erwärmung nur durch anhaltende Nordwinde erkennbar bleibt (dry northers, heladas).
3. Wetter vom Typ mäßig kalt, wolkig, Nieselregen (chipichipi).

Der Kaltfrontdurchgang vollzieht sich in Mexiko in der Wolkenphysiognomie und der Windrichtungsänderung ebenso wie in den gemäßigten Breiten mit dem einen wesentlichen Unterschied, daß die Richtungsänderung des Windes bereits erhebliche Zeit vor dem Frontdurchgang erfolgt. Portig (1958) führt diese vorzeitige Windrichtungsänderung, die sich noch innerhalb der Warmluftmassen einstellt, darauf zurück, daß die ausfließende Kaltluft ein vertikal seichtes, horizontal jedoch ausgedehntes Warmluftpolster vor sich herschiebt. Da den Kaltluftausbrüchen häufig „Suradas“ vorausgehen, entsteht zwischen Kalt- und Warmluft ein erheblicher Stau effekt. Durch das meist rasche südwärtige Vordringen der Kaltluftmassen wird über den Stau effekt hinaus ein starker Rückfluß der warmen äquatorialen Luftmassen erzwungen. Dabei kommt es infolge der vertikalen Schrumpfung der nach Süden abgedrängten äquatorialen Luftmassen zu einer zusätzlichen adiabatischen Erwärmung. Völlige Wolkenlosigkeit tritt in Verbindung mit diesen warmen Nordwinden auf.

Die für das Auftreten der Suradas charakteristische starke Lufttrübung verschwindet mit dem Eindringen der Kaltluftmassen. Das gilt nicht nur im unmittelbaren Wirkungsfeld der Kaltluftmassen, sondern auch im Lee der Gebirge, wo sich die Kaltluftmassen infolge der Föhn effekte, nicht durch Temperatur-, sondern besonders durch Feuchteänderungen bemerkbar machen. Im allgemeinen ist der Nortefronttyp mit schwachem Föhn an der mexikanischen Westküste, der pazifische Fronttyp (Typ 4) mit schwachen Föhn effekten an der Ostküste verbunden. In dem in nördlicher Richtung durch den Block von Tlaxcala abriegelten Untersuchungsgebiet treten in Verbindung mit den pazifischen- und Nortefronttypen schwache Föhn effekte auf.

Die größte Auftrittshäufigkeit der Nortefronttypen läßt sich in den Monaten der Trockenzeit erkennen (Abb. 5.8, 5.9, 5.10). Zwei Maxima treten in den Monaten Februar und November auf. Diese Auftrittsmaxima wurden von Sands (1960) mit den Phasen der Indexzyklen, die die polare Westströmung durchläuft, in Verbindung gebracht. Die Monate der Trockenzeit weisen Fronthäufigkeiten um 20 % auf (Abb. 5.9). Es sind im südlichen Bereich Mexikos demnach etwa 6 Fronttage im Monat zu erwarten. Eine Kaltfront beeinflußt das Wettergeschehen im Bereich einer Hochlandstation im Süden Mexikos etwa zwei Tage lang. Damit ergibt sich für diesen Teil Mexikos eine etwa 10tägige mittlere zeitliche Aufeinanderfolge der Fronten.

Die beschriebenen 10 Bodenwetterlagen in Verbindung mit ihren Auftrittshäufigkeiten können auf die in Abb. 3 angegebenen mittleren Zirkulationsverhältnisse für das Bodenniveau projiziert werden. Die für den Winter charakteristische Nordostkomponente der mittleren Bodenwinde (Passate) resultiert aus den mit Nordwinden und Südwinden verbundenen Bodenwetterlagen 5, 8, 9 und 10, die in dieser Jahreszeit in maximaler Häufigkeit auftreten. Die Lage der Antizyklone über dem Mississippibasin (Abb. 3) entspricht der Winterposition der Antizyklone, die mit den Kaltlufteinbrüchen verbunden ist (Abb. 5.8—5.10).

Die dominante Stellung der Wetterlagen 6 und 7 in den Sommermonaten, die mit Winden östlicher und südöstlicher Richtungskomponente verbunden sind, entspricht den Gegebenheiten der mittleren Strömungsverhältnisse im Sommer (Abb. 3). Im Mittel über die Monate Juni, Juli und August ergeben sich im Bodenniveau (Abb. 3) Ostwinde.

Für das Bodenniveau lassen sich aus dem langjährig gemittelten monatlichen Isobarenverlauf 3 typische Druckstrukturen im Bereich Mexikos ablesen (Vivo, 1964):

1. In den Monaten November—März verlaufen die Isobaren in nordwest-südöstlicher Richtung mit hohem Luftdruck über dem Mississippibasin (über 1020 mb) und tiefem Luftdruck an der mexikanischen Südwestküste (1013 mb).
2. In den Monaten April und Oktober dehnt sich ein Gebiet tiefen Bodendrucks (1006 mb) über der nördlichen Meseta Central aus, während vergleichsweise hoher Luftdruck über dem Golf von Mexiko (1014 mb) und der pazifischen Westküste (1014 mb) auftritt.
3. In den Monaten Mai—September ist ein Gebiet hohen Bodendrucks über dem Golf von Mexiko (1015 mb) erkennbar. Im Bereich der nördlichen mexikanischen Westküste dehnt sich ein in Nord-Südrichtung elongiertes Tiefdruckgebiet aus. Das Zentrum dieses Hitzetiefs liegt über Sonora (1009 mb). Ein weiteres Gebiet tiefen Luftdrucks (1011 mb) ist im Bereich der Südwestküste Mexikos ausgebildet.

Die in größter Häufigkeit während der Wintermonate auftretenden Bodentypen 8, 9 und 10 entsprechen dem mittleren winterlichen Isobarenverlauf sehr genau, während der Bodentyp 5, der maximale Auftrittshäufigkeiten in den Monaten April und Oktober aufweist, die mittlere Isobarenstruktur der Monate April und Oktober nachzeichnet.

Die mittlere sommerliche Lage der Zone tiefen Drucks im Bereich der nördlichen mexikanischen Westküste kommt durch die Bodentypen 6 und 7 deutlich zum Ausdruck. Die Übereinstimmung der langjährigen mittleren Bodendruckverteilungen für Mexiko mit den charakteristischen synoptischen Druckverteilungen der täglichen Wetterkarten und deren Auftrittshäufigkeiten beweisen, daß die klassifizierten Bodenwetterlagen eine über die analysierten Jahre hinausgehende Relevanz für das Wettergeschehen Mexikos besitzen.

Die folgende Tabelle gibt an, wie häufig (in Prozent) eine Bodenwetterlage von einem Beobachtungstermin zum anderen in sich selbst übergeht und welche andere Wetterlage einer vorgegebenen Bodenwetterlage in maximaler Häufigkeit nachfolgt (Mosiño, 1958).

Bodentyp	Übergang in		Bodentyp	Übergang in	
	Typ	Häufigkeit in %		Typ	%
1	1	14	1	4	29
2	2	30	2	3	31
3	3	42	3	5	17
4	4	62	4	5	31
5	5	66	5	4	13
6	6	79	6	7	10
7	7	83	7	5	7
8	8	37	8	9	45
9	9	51	9	5	24
10	10	63	10	5	20

Die hohe Beständigkeit der Wetterlagen 6 und 7 wird durch die Beständigkeit der tropischen Ostströmung (dynamischer Effekt) und die Ausbildung eines Hitzetiefs (thermischer Effekt) bedingt. Die hohe Beständigkeit des Bodentyps 5 wurde bereits auf die Konstanz der polaren Westwinde in den Monaten der Trockenzeit zurückgeführt.

Während Typ 8 durch die geringe Häufigkeit seines Übergangs in den gleichen Typ auffällt, können Typ 9 und besonders Typ 10 als Endstadien der Kaltluftvorstöße angesehen werden. Eine Analyse der Übergänge bestimmter Wetterlagen in andere Wetterlagen zeigt, daß in großer Häufigkeit bestimmte Wetterlagenabfolgen auftreten. Folgende markante Beispiele lassen sich ablesen:

1. Typ 4 in Typ 5, Typ 5 in Typ 4, etc.
2. Typ 5 in Typ 8, Typ 8 in Typ 9, Typ 9 in Typ 5 oder Typ 9 in Typ 10
3. Typ 6 in Typ 7, Typ 7 in Typ 5, Typ 5 in Typ 6.

Den Häufigkeiten der Übergänge von einem Typ in einen anderen Typ kann entnommen werden, daß die Abfolgen 5, 8, 9, 5 bzw. 5, 8, 9, 10 besonders charakteristisch sind. Dabei erfolgt der Übergang von Typ 9 in Typ 5 besonders häufig in den Monaten April und Oktober, während der Übergang vom Typ 9 in Typ 10 für die Monate Dezember—Februar kennzeichnend ist.

Der wechselnde Übergang von Typ 5 in Typ 4 und umgekehrt ist für die Monate vor dem Beginn der Regenzeit und kurz nach der Regenzeit charakteristisch.

b) Die Höhenwetterlagen für das 700- und 500 mb-Niveau

Mit der klassifizierenden Analyse der Höhenwetterkarten nach Wetterlagentypen wird das Ziel verfolgt, gleichartige Stromlinienstrukturen zu einem Wetterlagentyp zusammenzufassen und die Auftrittshäufigkeiten solcher charakteristischer Stromlinienstrukturen im Jahresablauf zu bestimmen. Die Stromlinienstrukturen der täglichen Höhenwetterkarten können nur mittelbar aus dem Verlauf der Isohypsen (Höhe der Hauptisobarenfläche in geopotentiellen Metern über N. N.) erschlossen werden. Nach Jordans (1953) theoretischen Untersuchungen gilt die geostrophische Windapproximation in guter Näherung bis 20° nördlicher Breite, verliert dann jedoch in Richtung auf den Äquator entscheidend an Genauigkeit (Riehl, 1954, S. 19). Die Lage des Untersuchungsgebietes auf dem 20. nördlichen Breitenkreis gestattet es, die geostrophische Windgleichung zur Herleitung der Stromlinien mit Vorsicht für den mexikanischen Raum anzuwenden. Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsangaben in den täglichen Höhenwetterkarten gestatten eine Anpassung der unter Anwendung der geostrophischen Windgleichung bestimmten Stromlinien an die effektiv gemessenen Parameter. Als Folge der starken orographischen Ausgestaltung der mexikanischen Landmassen erscheinen die Höhenträge und Höhenrücken bevorzugt in festen, ständig wiederkehrenden Positionen. Die Immobilität der orographischen Hindernisse und die hohe Beständigkeit der mittleren Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen bedingen darüber hinaus eine relativ geringe räumliche Varianz der in Abb. 6 dargestellten Stromlinienstrukturen.

Eine erste Betrachtung des Stromlinienverlaufs der klassifizierten Höhenwettertypen (Abb. 6) ermöglicht eine Differenzierung in Typen mit vorwiegend:

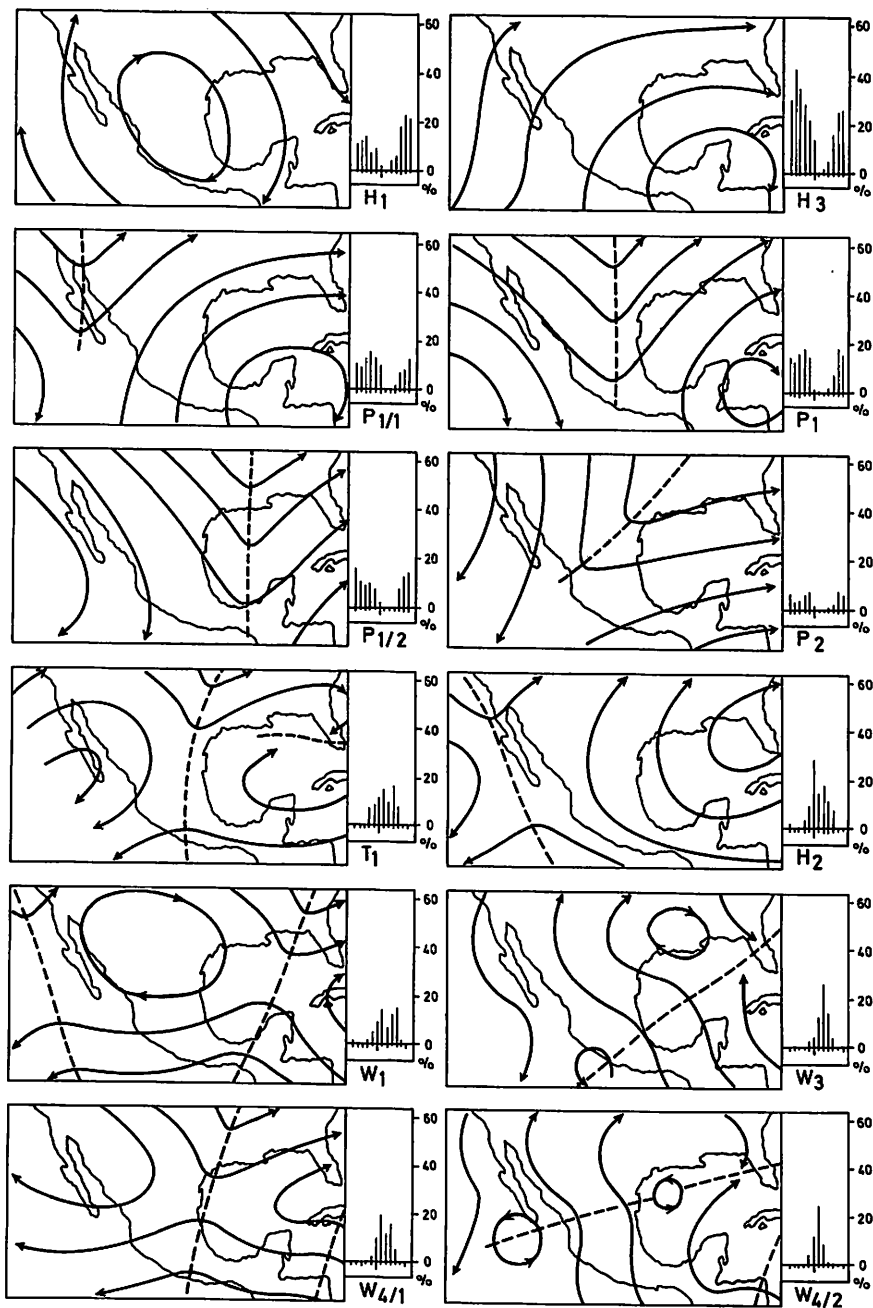


Abb. 6: Die Höhenwettertypen (500- und 700 mb) und ihre monatliche Auftrittshäufigkeit

Tabelle 2

Mittlere monatliche Auftrittshäufigkeit (abgerundet)
der klassifizierten Wetterlagentypen (700 mb-Niveau) in Prozent (1967—1969)

Typ	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
H 1	13	14	16	9	10	2	—	5	7	20	22	21
H 2	1	—	—	4	8	23	11	19	13	7	—	—
H 3	29	41	36	26	20	10	—	3	5	18	25	25
P 1/1	10	9	12	15	11	9	—	—	1	8	9	13
P 2/1	10	9	8	6	3	1	—	—	—	2	5	6
P 1/2	14	10	9	10	8	1	—	—	—	7	14	14
P 2	7	4	4	5	7	1	—	—	1	2	7	6
P 1	15	13	15	18	12	1	—	—	1	6	17	15
W 1	1	—	—	1	5	9	11	8	12	13	1	—
W 2	—	—	—	—	3	9	14	8	8	6	—	—
W 3	—	—	—	—	1	3	10	29	17	2	—	—
W 4/1	—	—	—	—	1	9	17	12	17	3	—	—
W 4/2	—	—	—	—	3	11	22	8	1	—	—	—
T 1	—	—	—	6	8	11	15	8	17	6	—	—

1. westlicher Bewegungskomponente (H3, P-Typen)
2. östlicher Bewegungskomponente (H2, T1, W-Typen)
3. nördlicher Bewegungskomponente (H1, P2/2, P1/2)

im Bereich des Untersuchungsgebietes. Die Berücksichtigung aller Auftrittshäufigkeiten der dargestellten Wetterlagentypen (auf die Darstellung der Wetterlagentypen P2/1, P2/2 und W2 wurde verzichtet) ermöglicht Aussagen über den jahreszeitlichen Wechsel der Strömungsrichtungen. In den Monaten der Regenzeit lassen sich im 700 mb-Niveau fast ausschließlich Wetterlagen östlicher Bewegungskomponente erkennen. In den Monaten der Trockenzeit fehlen Wetterlagen dieser Art nahezu gänzlich, während die Wetterlagen mit vorwiegend westlicher bzw. nördlicher Windrichtungskomponente das Wettergeschehen bestimmen.

Eine Analyse der maximalen monatlichen Auftrittshäufigkeiten der einzelnen Wetterlagen erlaubt Rückschlüsse auf die zeitliche Abfolge der einzelnen Höhenwetterlagen in den Monaten der Trockenzeit und Regenzeit. Die antizyklonale Strömungsstruktur des Höhentyps H1 nimmt in den Monaten März, Oktober, November und Dezember Auftrittshäufigkeiten um 20 % an. Der gleichfalls durch antizyklonal verlaufende Stromlinien charakterisierte Typ H3 ist im Februar mit mehr als 40 % und in den übrigen Monaten der Trockenzeit mit mehr als 20 % an der Gesamtheit aller auftretenden Wetterlagen beteiligt.

Die mittleren winterlichen Zirkulationsverhältnisse (Abb. 3) zeigen eine Strömungsstruktur in der mittleren Troposphäre, die weitgehend mit der Stromlinienführung der Höhenwetterlage H3 übereinstimmt. Die im Mittel während der Wintermonate (Abb. 3) erfolgende Abdrängung dieser antizyklonalen Stromlinien nach Süden durch einen polaren Trog an die Westküste der USA, ist für die Höhenwetterlagen P1/1 und P2/1 charakteristisch, die in den Monaten von Dezember bis April in maximaler Häufigkeit auftreten. Die Phasen der Südwanderung die-

ses Höhentrog es werden durch die Stromlinien der Typen P1 und P1/2 bzw. P2 und P2/2 nachgezeichnet. Die Wetterlagen P1 und P2 treten im April in maximaler Häufigkeit auf, die mit einer südlicheren Trogposition verbundenen Typen P1/2 und P2/2 hingegen im Dezember und Januar.

Insgesamt ergibt sich für die Wintermonate folgende typische Wetterlagenabfolge:

1. Größte Häufigkeiten nehmen die Typen H1 und H3 in allen Monaten der Trockenzeit an, verlieren jedoch mit zunehmender Häufigkeit der P-Typen an Bedeutung.
2. Die P1/1 und P2/1-Typen sind in allen Monaten der Trockenzeit zugleich jedoch im frühen Sommer und frühen Herbst wirksam.
3. Die P1 und P2-Typen treten in nahezu gleichbleibender Auftrittshäufigkeit von November bis Mai auf. Ein singuläres Häufigkeits-Maximum läßt sich im April beobachten.
4. Die P1/2 und P2/2-Typen verlieren mit zunehmender sommerlicher Erwärmung an Wirksamkeit. Ihre maximalen Auftrittshäufigkeiten nehmen diese Höhenwetterlagen in den Monaten Dezember und Januar an.

Beim Vorherrschen einer ungestörten, zonalorientierten, polaren Westströmung (High Index) stellt sich diesen Überlegungen entsprechend die antizyklonale Zirkulation H3 ein. Beim Ausscheren der polaren Westströmung nach Süden (Low Index) werden die antizyklonalen Stromlinien (La Seur, 1954) nach Süden abgedrängt, während die zyklonal gekrümmten Stromlinien des polaren Troges für Mexiko bestimmend werden (vgl. P1/1, P1 und P2).

Die Südausscherung der polaren Westströmung wird durch die Rocky Mountains ausgelöst. Die Ablenkung der Höhenströmung beim Auftreffen auf dieses Gebirgshindernis folgt nur im Falle einer breiten zonalen Strömung dem bereits genannten Mechanismus, der durch eine antizyklonale Stromlinientransformation im Luv des Gebirges und über der Gipfelregion sowie einer zyklonalen Stromlinienänderung im Lee des Gebirges gekennzeichnet ist (Typ P1/2). In der polaren Westströmung treten in Verbindung mit der Frontalzone schmale Bänder höchster Windgeschwindigkeiten in der mittleren Troposphäre auf. Bolin (1950) ist es gelungen, die Transformation horizontal eng begrenzter Strömungen, die mit hoher Geschwindigkeit senkrecht auf Gebirgshindernisse treffen, theoretisch herzuleiten. Nach diesen Berechnungen lassen sich zwei Fälle unterscheiden:

1. Die Windgeschwindigkeit c ist kleiner als eine berechenbare kritische Geschwindigkeit k : Die Westströmung wird im Bereich des orographischen Hindernisses derart transformiert, daß sie einer antizyklonal gekrümmten Stromlinie folgend zur Ostströmung wird. Vergleiche dazu den Stromlinienverlauf im Bereich der mexikanischen Westküste für den Zirkulationstyp T1 (Abb. 6).
2. Die Windgeschwindigkeit c ist größer als eine berechenbare kritische Geschwindigkeit ck : die Westströmung wird im Bereich des orographischen Hindernisses einer antizyklonal gekrümmten Stromlinie folgend nach Süden abgelenkt. Je stärker die kritische Windgeschwindigkeit ck von der wirklich auftretenden Windgeschwindigkeit c in der Westströmung übertroffen wird, um

so geringer ist die Südausscherung der Strömung. Beispiele für Richtungstransformationen dieser Art sind in den P-Typen gegeben.

Die kritische Geschwindigkeit c_k kann für den Bereich der Trogposition P1/1 nach folgender Formel bestimmt werden (Bolin, 1950):

$$C_k = \frac{f_0}{D_0} \int_{x_1}^{x_1 + A_X} h \, dx$$

C_k = kritische Geschwindigkeit

f_0 = $10^{-4} \times \text{sec}^{-1}$ (Coriolisparameter)

D_0 = 10 000 m (angenommene Höhe der Tropopause)

A_X = 1 000 000 m (Breite des Hindernisses)

h = 2 000 m (Höhe des Hindernisses)

x_1 = 0 (Koordinate des Punktes, an dem der Luvhang des Gebirges beginnt).

Es ergibt sich eine kritische Geschwindigkeit von 20 m/sec. Die mittleren Geschwindigkeiten der Höhenströmung im 500 mb-Niveau liegen für Strömungen aus westlichen Richtungen in San Diego bei 20—25 m/sec, also knapp oberhalb der kritischen Geschwindigkeit. Im Mittel resultiert demnach eine Südausscherung der Westströmung, wie sie für die P-Typen kennzeichnend ist. Südlich von San Diego nimmt die Windgeschwindigkeit der polaren Westwinde in der Regel ab. So treten beispielsweise in Empalme gehäufte Windgeschwindigkeiten (Westwinde) auf, die erheblich unter der kritischen Geschwindigkeit C_k liegen (10—15 m/sec). In solchen Fällen kommt es zur totalen Umkehrung des Richtungssinnes der ursprünglichen Westströmung (vgl. T1 und W4/1).

Die gelegentlich auch in San Diego auftretenden Windgeschwindigkeiten unterhalb der kritischen Geschwindigkeit begünstigen an der amerikanischen und mexikanischen Westküste die Ausbildung von Kaltlufttropfen. In solchen Fällen wird die polare Westströmung zunächst scharf nach Süden antizyklonal ausgelenkt. Die Abnahme des Coriolisparameters infolge der Südströmung bedingt eine Ostablenkung (links) der Südströmung. Es entsteht ein Trog, der sich mehr und mehr vertieft und schließlich durch eine geschlossene zyklonale Strömung von der Westströmung abgeschnürt wird. Abschnürungen dieser Art wurden als P1/1-Wetterlagen klassifiziert.

Während der Sommermonate (Mai—September) treten die W-Typen in maximaler Häufigkeit auf. Den antizyklonal gekrümmten Stromlinien der karibisch-atlantischen Antizyklone, die in den Sommermonaten die Zirkulationsverhältnisse der mittleren Troposphärenschichten bestimmt (vgl. Abb. 3), ist eine Wellenstruktur überlagert (Riehl, 1954, S. 210). Diese sogenannten „easterly waves“, entsprechen im Bereich der mexikanischen Meseta nur teilweise dem von Riehl (1954) entwickelten Modell. In dieser Arbeit werden synoptische Wellenstörungen vom Typ der „easterly waves“ als Störungen in der tropischen Ostströmung (STO) bezeichnet (Meritt, 1964). Die Wetterlagen W1 bis W4/2 zeigen diese Wellenstö-

rungen in verschiedenen Positionen. Ein Vergleich der Auftrittshäufigkeiten in der Abfolge der Sommermonate zeigt, daß die Typen W1 und W2 bereits im Frühsommer Häufigkeiten um 10 % aufweisen. Der Typ W4/1 tritt in maximaler Häufigkeit im Juli und September auf, während Typ W4/2 ein singuläres Maximum im Juli annimmt. Die Wetterlage W3 tritt im Frühsommer und Herbst nur unwesentlich in Erscheinung, erreicht aber im August eine maximale Auftrittshäufigkeit von mehr als 25 %.

In den Übergangsmonaten April und Mai bzw. September und Oktober, in denen die W-Typen an der Gesamtheit aller auftretenden Wetterlagen nur durch Typ W1 und W2 beteiligt sind, erlangen die Wetterlagen T1, W1 und H2 eine große Bedeutung. Besonders der Typ T1 ist durch eine Ostströmung im Süden Mexikos und durch eine Westströmung im Norden des Landes eindeutig als Übergangstyp erkennbar. Zwischen einem polaren Trog in der polaren Westströmung und einer Wellenstörung in der tropischen Ostströmung bildet sich über Mexiko beim Auftreten dieses Typs ein ausgedehnter Trog aus. Ein ähnlicher ausgedehnter Trog entsteht gelegentlich in Verbindung mit der Wetterlage H2 im Bereich der mexikanischen Westküste, während die Meseta im Einflußbereich rein antizyklonal gekrümmter Stromlinien verbleibt.

Die Auftrittshäufigkeiten der Wetterlagen T1, W1 und H2 weisen aus, daß diese Zirkulationstypen die Umstellung der winterlichen Westströmung in die sommerliche Ostströmung einleiten. Besonders die Wetterlage T1, die im April mit 6 % und im Mai mit 8 % am Wettergeschehen beteiligt ist, leitet das allmähliche Vordringen der karibisch-atlantischen Antizyklone nach Norden ein (vergl. Abb. 4). Beim Übergang von der sommerlichen zur winterlichen Zirkulation weisen die Auftrittshäufigkeiten des Typs T1 in den Monaten September und Oktober dieser Wetterlage eine ähnliche Übergangstellung zu (vgl. Tabelle 2).

Die Auftrittshäufigkeiten der Wetterlage H2 werden im Juni und August maximal, sind jedoch auch im Mai und Oktober für das Wettergeschehen bedeutsam. Trotz der nördlichen Position des Zentrums der karibisch-atlantischen Antizyklone im Juli und September (Abb. 4) tritt die Wetterlage H2 in diesen Monaten nur relativ selten auf, da die Ausbildung einer westlichen und östlichen antizyklonalen Strömung (Abb. 4) in diesen Monaten eine durchgehende antizyklonale Strömung vom Typ H2 ausschließt.

Es ergibt sich zwischen den in Abb. 3 für die Sommermonate dargestellten mittleren großräumigen Zirkulationen der mittleren Troposphäre und den in Abb. 6 dargestellten Einzelwetterlagen eine weitgehende Übereinstimmung. Die unterschiedlichen Trogpositionen der Störungen in der tropischen Ostströmung, die zu einer Differenzierung der W-Typen Anlaß geben, sind zwar in den mittleren Strömungsverhältnissen nicht mehr nachweisbar, die Positionen des Zentrums der karibisch-atlantischen Antizyklone, an deren Auftreten das Erscheinen der STO gebunden ist, entsprechen jedoch den mittleren Positionen dieser Antizyklone recht gut.

Für die Monate der Regenzeit ergibt sich den maximalen Auftrittshäufigkeiten der sommerlichen Zirkulationstypen entsprechend folgende Abfolge für das 700 mb-Niveau (Abb. 6):

1. in den Monaten April, Mai und Juni Typ T1 und W1,
2. in den Monaten Mai und Juni Typ H2, T1, W1,
3. im Monat Juli Typ W4/1 und W4/2,
4. im Monat August Typ W3 und W4/1,
5. im September Typ W1, W3 und W4/1,
6. im September und Oktober Typ H2, W1, T1.

Die für das 700 mb-Niveau klassifizierten Stromlinienstrukturen wiederholen sich infolge der bis weit in die mittlere Troposphäre wirksamen Stauwirkung der orographischen Hindernisse im 500 mb-Niveau in charakteristischer Weise. Die Auftrittshäufigkeiten der Einzelwetterlagen für das 500 mb-Niveau sind in Abb. 7 angegeben.

Ein Vergleich der Auftrittshäufigkeiten für das 700- und 500 mb-Niveau erlaubt einige grundsätzliche Schlußfolgerungen:

1. Die winterlichen Zirkulationstypen treten im 500 mb-Niveau noch/schon auf, wenn im 700 mb-Niveau bereits/nach die sommerlichen Ostzirkulationen wirksam sind.
2. Die hochsommerlichen Störungen in der tropischen Ostströmung reichen im Bereich der mexikanischen Meseta stets bis ins 500 mb-Niveau.
3. Der jahreszeitliche Wechsel der Wetterlagentypen erfolgt im 500- und 700 mb-Niveau gleichartig, jedoch im 500 mb-Niveau gegenüber dem 700 mb-Niveau im Frühsommer etwa um einen halben Monat verspätet, im Herbst um etwa einen halben Monat verfrüht.
4. Die Auftrittshäufigkeit der polaren Tröge ist im 500 mb-Niveau als Folge der Intensitätszunahme der polaren Westwinde mit der Höhe größer als im 700 mb-Niveau.

Die Auftrittshäufigkeiten der verschiedenen Wetterlagen belegen diesen Schlußfolgerungen entsprechend die bereits genannte Tatsache, daß die vertikale Scheurungszone zwischen unterlagernder tropischer Ostströmung und überlagernder polarer Westströmung von Norden nach Süden ansteigt. Der Übergang von der Winterzirkulation zur sommerlichen Ostzirkulation erfolgt vom Boden ausgehend in zunehmend größere Höhen.

Die bevorzugt über der Meseta Central von den Wellenstörungen in der tropischen Ostströmung eingenommenen Positionen der Trogachsen lassen sich den theoretischen Berechnungen Queneys (1948) folgend genauer bestimmen (Abb. 8 a). Orographische Hindernisse in der Größenordnung der Sierra Madre Oriental und der westlich anschließenden Meseta Central, der Sierra de Miahuatlan und der Sierra de Oaxaca bedingen Transformationen der Grundströmung, die sich nicht nur in einer vertikalen Störung der Stromlinien ausdrücken, sondern infolge der Wirkung der Corioliskraft auch eine horizontale Ablenkung der Grundströmung implizieren, wie dies für den Fall einer horizontal eng begrenzten Westströmung für die Rocky Mountains bereits gezeigt wurde. Der Staueffekt der orographischen Barriere macht sich bei Windgeschwindigkeiten um 10 m/sec bereits 200 km vor

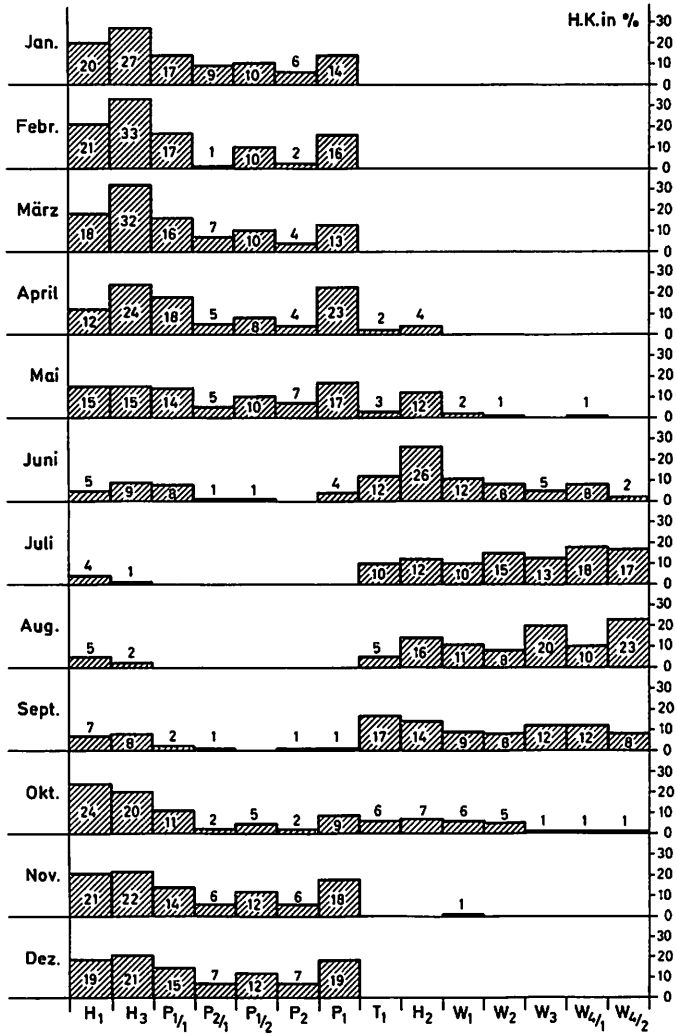


Abb. 7: Auftretshäufigkeit der Höhenwettertypen (500 mb)

dem Gipfel der Erhebung bemerkbar (Abb. 8 a) und führt infolge der durch das Hindernis erzwungenen vertikalen Schrumpfung der Luftmassen zum antizyklonalen Ausfließen der Luftmassen im Bereich der Stauwirkung und über dem Hindernis selbst. Nach dem Überschreiten der Gipfelregion erfolgt eine vertikale Dehnung der Luftmassen und damit verbunden ein zyklonales Einströmen von Luftmassen im Lee der Gipfelregion (Flohn, 1969, S. 166 und Barry, 1969, S. 108). Diese aus Kontinuitätsgründen erfolgenden Zirkulationen konnte Queney theoretisch belegen. Eine graphische Darstellung seiner Ergebnisse ist in Abb. 8 a angegeben.

Überträgt man unter Berücksichtigung der orographischen Verhältnisse Mexikos Queneys Berechnungsergebnisse auf die tropischen Ost- und Südostströmungen, so ergeben sich die in Abb. 8 b dargestellten Stromlinienverläufe. Im Falle einer reinen Ostströmung erfolgt im Bereich des Cofre de Perote eine Aufteilung der Ostströmung in zwei Teilströme (vgl. Abb. 8 b links), die gestrichelt angegeben sind. Der nördliche Teilstrom erfährt über der Meseta eine antizyklonale Auslenkung, die nach Überwindung des Zentralplateaus in eine zyklonal gekrümmte Stromlinie übergeht. Der südliche Teilstrom wird im Bereich der Sierra Volcanica Transversal gleichfalls antizyklonal abgelenkt, infolge des steilen Abfalls der Balsassenke in westlicher Richtung geht diese antizyklonale Strömung jedoch rasch in eine zyklonale Strömung über.

Das antizyklonale Ausfließen der Luftmassen im Luv der Gebirge wird abgeschwächt durch die Wirkung der Corioliskraft. Infolge des Staueffektes verringert sich die Windgeschwindigkeit im Luv des Gebirges. Nimmt man den Wind als geostrophisch ausbalanciert an, so bewirkt eine Verminderung der Windgeschwindigkeit ein Dominieren der Gradientkraft über die Corioliskraft. Da der Gradient zum tiefen Druck (Trog) im Südwesten Mexikos gerichtet ist, erfährt die Strömung insgesamt eine Richtungsablenkung nach links, also entgegen der antizyklonalen Stromlinienführung. Im Lee des Gebirges erzwingt die Zunahme der Windgeschwindigkeit eine Rechtsablenkung, da nun die Gradientkraft, die mit der Windgeschwindigkeit zunehmende Corioliskraft nicht mehr ausbalanciert. Insgesamt resultieren für den Fall einer Ost- und Südostströmung die in Abb. 8 b dargestellten Stromlinienverläufe.

Ein Vergleich der aus den täglichen Wetterkarten übernommenen Stromlinienführungen und Trogachsenpositionen der Wellenstörungen W3, W4/1 und W4/2 zeigt eine gute Übereinstimmung mit den auf Mexiko übertragenen Berechnungsergebnissen Queneys (Abb. 6 und Abb. 8 b). Fraglos treten mit wechselnden Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten modifizierte Stromlinienstrukturen auf; dennoch erscheinen die Achsen der Wellenstörungen in den täglichen Wetterkarten in großer Beständigkeit in der angegebenen Orientierung und in den dargestellten Positionen (± 100 km im 500 mb-Niveau).

Ähnliche Überlegungen lassen sich auch für die mit westlicher Richtungskomponente verbundenen P-Typen durchführen. Auch in diesen Fällen können die bevorzugten Trogpositionen durch die orographischen Verhältnisse teilweise erklärt werden.

In den Monaten, in denen die Zirkulationsumstellung vom Winter- auf das Sommerregime und umgekehrt erfolgt, ist die karibisch-atlantische antizyklonale

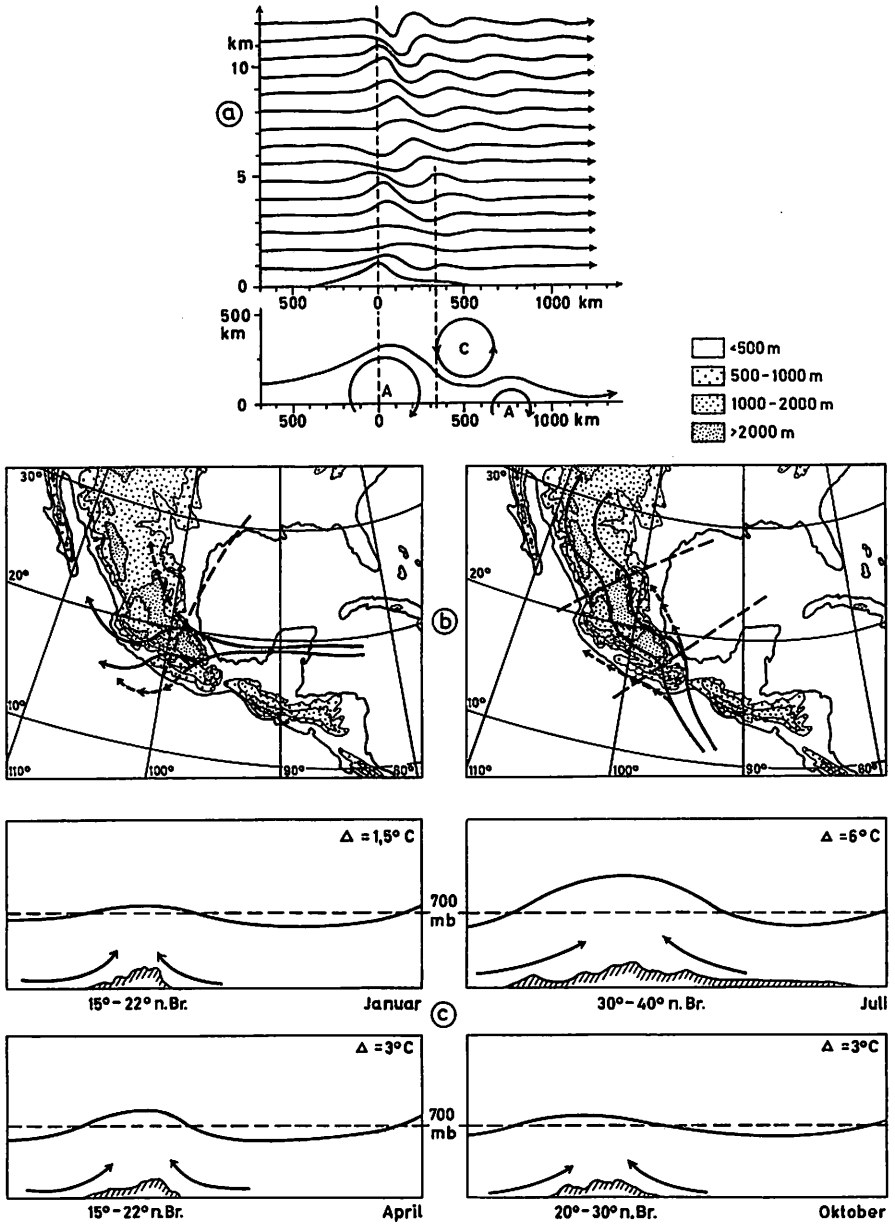


Abb. 8: Strömungstransformationen durch Queneywellen

Höhenströmung nur schwach ausgebildet. Es resultieren östliche Höhenströmungen, die sich durch relativ geringe Geschwindigkeiten auszeichnen und gehäuft in schmalen, meridional angeordneten Zonen auftreten. Für solche begrenzten Strömungen läßt sich die von Bolin (1950) hergeleitete Formel, wie im oben angeführten Falle der polaren Westströmung, anwenden.

Unter Berücksichtigung der veränderten Verhältnisse auf dem 20. nördlichen Breitenkreis gehen folgende Werte in die Rechnung ein (vgl. Gleichung Seite 42):
Ck = kritische Geschwindigkeit

Fo = $0,5 \times 10^{-4} \times \text{sec}^{-1}$ (20° nördlicher Breite)

do = 11 000 m (angenommene mittlere Höhe der Tropopause)

x = 1 000 000 m

h = 2 000 m

Es ergibt sich unter diesen Bedingungen eine kritische Geschwindigkeit Ck = 10 m/sec. Wird diese Geschwindigkeit unterschritten, so erfolgt eine antizyklonale Nord-Nordwest-Westauslenkung, wie sie für die Wetterlage H2 charakteristisch ist (Abb. 6). Übersteigt die wirkliche Strömungsgeschwindigkeit die kritische Geschwindigkeit, so erfolgt lediglich eine schwache Nordauslenkung im Bereich der Sierra Madre Oriental, wie sie unter anderem beim Typ W4/1 auftritt (Abb. 6). Mit zunehmender Intensität der karibisch-atlantischen Höhenantizyklone in den extremen Sommermonaten nehmen die Geschwindigkeiten in der tropischen Ostströmung zu und die Nordauslenkung wird schwächer. Dieser Tatbestand wird durch den Vergleich der maximalen Auftrittshäufigkeiten von Typ H2 und W4/1 deutlich belegt.

Die Trogpositionen der Typen P2/2 und P1/2 können nicht ausschließlich durch orographisch ausgelöste dynamische Effekte erklärt werden. Ebenso sind die Aufspaltung der karibisch-atlantischen Antizyklone in den Monaten Juli—September (vgl. Abb. 4) und die antizyklonale Strömungsstruktur des Typs H1 in den Wintermonaten so großräumig, daß Queney-Wellen zur Erklärung größenordnungsmäßig nicht in Betracht kommen.

In den Monaten der Trockenzeit bewirkt die anhaltende Wolkenlosigkeit über weiten Teilen Süd-Mexikos eine starke Erhitzung der Hochflächen. Diese Überhitzung bedingt eine Anhebung der Isobarenflächen im Bereich des Plateaus (Abb. 8 c). Es resultiert eine Bodenkonvergenz (Donn, 1965, S. 222). Im 700 mb-Niveau erhöht sich über den Hochflächen die mittlere Monatstemperatur im Januar gegenüber der freien Atmosphäre über dem Golf von Mexiko und dem Ostpazifik um $\Delta = 1,5^\circ \text{C}$ (Guerman, Chanevskoi, 1963), im April sogar um 3°C . Es bildet sich ein Hochdruckrücken aus (Abb. 8 c), der antizyklonale Strömungsstrukturen vom Typ H1 auslöst. Die Zone uneingeschränkter Sonneneinstrahlung während der Sommermonate, in denen Süd-Mexikos Regenzeitbewölkung die langwelligen Wärmestrahlen absorbiert, verlagert sich in diesen Monaten nach Norden (30—40° nördlicher Breite) und bewirkt zwischen den Hochplateaus der Rocky Mountains und dem angrenzenden Mississippi-Basin bzw. dem Ostpazifik im 700 mb-Niveau Temperaturdifferenzen von 6°C und mehr. Es resultiert ein thermisches Bodentief (Hitzetief) und eine antizyklonale Höhenströmung, die bis ins 200 mb-Niveau reichen kann. Die W-Typen (Abb. 6) und insbesondere die mitt-

leren Troposphärenschichten (Abb. 3) spiegeln diese Strömungsverhältnisse deutlich wider.

Die Ausbildung der kräftigen Höhenantizyklone über den Rocky Mountains und die dadurch implizierte Höhentrogbildung über dem östlich anschließenden Mississippi-Basin bedingen die in Abb. 4 bereits beschriebene Aufspaltung der karibisch-atlantischen Höhenantizyklone in zwei antizyklonale Teilzellen im Juli und September.

Die Wetterlage T1 ist auf eine fröhsommerliche südlichere Lage des thermischen Bodentiefs im Bereich der westlichen mexikanischen Meseta zurückzuführen. Das stimmt mit der jahreszeitlichen Änderung der maximalen Aufttrittshäufigkeiten dieser Höhenwetterlage überein (Abb. 6).

Die Wetterlage H2 tritt in den Monaten bevorzugt auf, in welchen eine Aufspaltung der Höhenantizyklone nicht vorliegt.

Neben dieser thermischen Begründung für die Aufspaltung der karibisch-atlantischen Antizyklone läßt sich eine dynamische Ursache anführen. Am Beispiel der polaren Tröge P1/2 und P2/2 kann diese dynamische Einflußnahme aufgezeigt werden. Größenordnungsmäßig übertreffen die Höhenträge der Wetterlagen P1/2 und P2/2 die bisher beschriebenen orographisch ausgelösten Wellenstörungen um ein Vielfaches (Abb. 6). Die meridionale Ausdehnung dieser Tröge reicht gelegentlich vom 40. bis zum 10. nördlichen Breitenkreis. Die Wellenlängen dieser sogenannten „langen Wellen“ betragen 80 bis 120 Längengrade (Fultz, 1945). Besonders Cressman (1948) konnte zeigen, daß diesen „langen Wellen“, die bisher in dieser Arbeit beschriebenen „kurzen Wellen“ überlagert sind und durch die „langen Wellen“ in ihrer Bewegungsrichtung gesteuert werden. Die „langen Wellen“ sind durch kalte Tröge gekennzeichnet, während bei den kurzen oder Rossby-Wellen die Isothermen nur gelegentlich phasenparallel zu den Isobaren verlaufen.

Aufbauend auf den Arbeiten von Rossby (1939) haben Namias und Clapp (1944) die Auswertung der Zusammenhänge zwischen Wellenlänge und Fortpflanzungsgeschwindigkeit für prognostische Zwecke betont. Die kurzen Wellen pflanzen sich diesen Darlegungen zufolge rasch in östlicher Richtung fort, während die langen Wellen, die im nordhemisphärischen Mittel auf der 500 mb-Fläche dem Zirkumpolarwirbel 4 Rücken und 4 Tröge überlagern (Palmen, 1951), nahezu stationär sind. Mit einer Geschwindigkeitsabnahme in der zonalen Grundströmung ist eine Veränderung der Trogachsenrichtungen verbunden. Aus einem Nord-Süd orientierten Verlauf (Typ P1) bei hohen Windgeschwindigkeiten neigen sich die Trogachsen in eine Nordost-Südwest-Orientierung (Typ P2), wenn die Windgeschwindigkeiten der Grundströmungen abnehmen.

Die Ursache für die sich ständig wiederholende Ausbildung von Trögen in der polaren Westströmung liegt in der unterschiedlichen Erwärmung der tropischen und polaren Breiten. Dieser einstrahlungsbedingte Temperaturgegensatz erzwingt einen meridionalen Luftmassentransport. Da jede meridionale Strömung durch die Wirkung der Corioliskraft allmählich in eine Zonalströmung und theoretisch schließlich sogar in eine gegenüber der Ausgangsströmung invers gerichtete Meridionalströmung transformiert wird, kann durch reine Meridionalströmungen nicht genügend Wärmeenergie aus niedrigen in hohe Breiten transportiert werden. Das

gleiche gilt in analoger Weise für den Transport von Drehimpuls (Reiter, 1970), der in tropischen Gebieten um ein Mehrfaches größer ist als in den polaren Breiten.

Dieses „energetische Dilemma“, welches notwendig zu einem ständig zunehmenden Temperaturgegensatz zwischen den Tropen und den polaren Gebieten führen müßte, wird durch die Ausbildung von Trögen und Rücken in der polaren Westströmung gelöst. Innerhalb der Tröge und Rücken kommt es bei zunehmender Amplitudenvergrößerung als Folge des oben beschriebenen Effektes der Corioliskraft zu geschlossenen zyklonalen bzw. antizyklonalen Strömungen. Diesen zyklonalen und antizyklonalen Strömungsgebilden steht die Corioliskraft bei meridionalen Wanderungen nicht mehr entgegen, sondern fördert die Fortpflanzung dieser Gebilde in meridionaler Richtung, da die Corioliskraft im Bereich der äquatorwärtigen Stromlinienperipherie schwächer ausgebildet ist, als im Norden der Wirbel. Zyklonal rotierende Wirbel werden dadurch nach Norden, antizyklonal rotierende Wirbel nach Süden geleitet (Nordhalbkugel). Antizyklonal ausfließende Kaltluftmassen dringen infolge dieser Mechanismen weit nach Süden, zyklonal einströmende Warmluftmassen (etwa die Hurricane in den Übergangsjahreszeiten) weit nach Norden vor und kompensieren die Temperatur- und Drehimpulsgegensätze vornehmlich im Bodenniveau.

„Dish-pan“ Modellversuche, in denen die Temperatur- und Drehimpulsverhältnisse der Erde simuliert werden, zeigen, daß eine zeitlich andauernde Zonalströmung im Bereich der polaren Westwinde (High-Index-Lage) unter den Einstrahlungsbedingungen der rotierenden Erde unrealistisch ist (Fultz, Long, 1951).

Frenzen konnte 1955 nachweisen, daß die zur Aufrechterhaltung der Energiebalance auf der Erde notwendigen Höhenträge durch die Gebirgsbarrieren aufgelöst werden (vgl. Bolin, 1950). Dabei ist die geographische Breitenlage der Gebirgshindernisse von größter Bedeutung für die Anzahl und Position der Tröge. Ein Hindernis in 45° nördlicher Breite, vergleichbar der Winterposition der polaren Westwinde (Cressman, 1950) in bezug auf die Rocky Mountains, bewirkt die Ausbildung von 4 quasistationären Trögen, die sich bei einer Verlagerung der Strömung und des Hindernisses in $30\text{--}35^\circ$ nördlicher Breite erheblich meridional vertiefen.

In hoher Auftrettsbeständigkeit lassen sich Tröge im Bereich des 80. westlichen Längengrades, des 140. östlichen Längengrades und zwischen dem 10.—60. östlichen Längengrad beobachten (Flohn, 1950). Die Trogposition der langen Wellen im Lee der Rocky Mountains (80° West) entspricht der in Abb. 6 für den Typ P 1/2 wiedergegebenen Trogachsenlage (vgl. auch: Essenwanger, 1953 und Abb. 4). Als Ergebnis für diese Arbeit kann den zitierten Untersuchungen entnommen werden, daß der aus der unterschiedlichen Energiebilanz Pol-Äquator resultierende Drehimpuls- und Wärmetransport die sich beständig wiederholende Ausbildung eines quasistationären Großamplitudentroges im Bereich des Golfes von Mexiko verlangt. Der quasistationäre Charakter dieses Höhentroges hat eine entscheidende Bedeutung für das Wettergeschehen in Mexiko, wie aus den Zirkulationsstrukturen der Höhenwetterlagen abgelesen werden kann.

Die Wetterlagentypen P1/1 und P2/1 können als kurze Wellen einer langen Welle, die im Bereich des 80. westlichen Längengrades stationär geworden ist, überlagert

sein. Häufig treten diese Tröge jedoch unabhängig vom Auftreten einer langen Welle in Erscheinung und charakterisieren die Anfangsphase einer Südausscherung der polaren Westströmung. Eine Analyse der Auftrittsbeständigkeiten der klassifizierten Höhenwetterlagen bestätigt den orographisch bedingten, quasistationären Charakter der Strömungsstrukturen (vgl. Mosiño, 1958).

500 mb Höhentyp	Übergang in Typ	Häufigkeit %	500 mb Höhentyp	Übergang in Typ	Häufigkeit %
H 1	H 1	50	H 1	H 3	23
H 3	H 3	52	H 3	P 1/1	17
P 1/1	P 1/1	71	P 1/1	P 1	12
P 1	P 1	37	P 1	P 1/2	27
P 1/2	P 1/2	54	P 1/2	H 1	14
P 2/1	P 2/1	41	P 2/1	P 2	12
P 2	P 2	33	P 2	P 1/2	9
P 2/2	P 2/2	42	P 2/2	H 1	16
T 1	T 1	40	T 1	W 1	15
H 2	H 2	61	H 2	W 3	17
W 1	W 1	46	W 1	W 2	17
W 2	W 2	32	W 2	W 4/1	21
W 3	W 3	59	W 3	W 4/2	37
W 4/1	W 4/1	52	W 4/1	W 1	14
W 4/2	W 4/2	48	W 4/2	W 3	21

Mit Ausnahme einiger Wetterlagen, die lediglich Phasen eines Strömungszyklus darstellen, weisen alle Typen eine Beständigkeit von mehr als 50 % auf. Unter Berücksichtigung der maximalen Übergangshäufigkeiten einer Wetterlage in eine andere können einige typische Wetterlagenabfolgen charakterisiert werden:

1. Typische winterliche Wetterlagenabfolge:

- a) Typ H1 in H3 und H3 in H1,
- b) Typ H1 in H3, H3 in P1/1, P1/1 in P1, P1 in P1/2, P1/2 in H1,
- c) Typ H1 in H3, H3 in P2/1, P2/1 in P2, P2 in P2/2 oder P2 in P1/2, P1/2 in H1.

2. Typische sommerliche Wetterlagenabfolge:

- a) Typ T1 in W1, W1 in W2, W2 in W4/1, W4/1 in H2,
- b) Typ T1 in W1, W1 in W3, W3 in W4/2, W4/2 in H2,
- c) Typ H2 in W3, W3 in W4/2, W4/2 in H2.

Es lassen sich genetische Erklärungen für diese Strömungszyklen angeben: Die Auflösung der antizyklonalen Strömungsstruktur H1 über der Meseta Central wird durch die mit Kaltluftvorstößen verbundene Entwicklung eines Höhentrogens vom Typ P1/1 über Nordwestmexiko erzwungen. Beim Vordringen der Kaltluft nach Süden geht P1/1 in P1 und schließlich in P1/2 über. Die Meseta liegt beim Vorherrschen von Typ P1/2 auf der mit absteigenden Luftbewegungen verbundenen Trogrückseite. Die resultierende Wolkenlosigkeit führt zur Transformation

der Kaltluftmassen und zur allmählichen Aufheizung des Plateaus. Schließlich bedingt die thermisch ausgelöste Bildung eines Höhenhochs über der Meseta das erneute Auftreten der Wetterlage H1. Ähnlich läßt sich die winterliche Zirkulation 1 c genetisch deuten.

Bei der sommerlichen Wetterlagensequenz 2 a bedingt die Ostwanderung des polaren Troges den Übergang von Typ T1 in W1, während die Fortpflanzung der Störung in der tropischen Ostströmung den Übergang von Typ W1 in W2 auslöst. Bei der Wetterlage W4/1 wandert die Trogachse der STO in eine orographisch vorgezeichnete westlichere Position (Abb. 8 b) gegenüber dem Typ W2. Da die mit der Störung W4/1 verbundene Bewölkung nur den Süden Mexikos beeinträchtigt, bildet sich das Hitzetief über den Rocky Mountains gleichzeitig stark aus. Das Auftreten eines Höhentrogas östlich der Rocky Mountains ist die Folge.

Bei der Fortpflanzung dieses polaren Troges in östliche Richtung wird eine STO im Bereich der Trogachsenposition des Typs W1 in der tropischen Ostströmung induziert bzw. verstärkt.

Die Zirkulationssequenzen 2 b und 2 c sind durch eine veränderte Orientierung der Trogachsenrichtungen (SW—NO) der STO gekennzeichnet. Bedingt ist diese Richtungsänderung der Trogachse durch eine Richtungsänderung der antizyklonalen Stromlinien der karibisch-atlantischen Antizyklone im Bereich der Meseta Central. Diese Richtungsänderung des Stromlinienverlaufs von Ost nach Südost bis Süd (Abb. 6, W3) wurde bereits in Verbindung mit Typ H2 durch das Vorherrschen von Windgeschwindigkeiten unterhalb der kritischen Strömungsgeschwindigkeit $C_k = 10$ m/sec erklärt.

Verbunden mit dieser Richtungsänderung im Stromlinienverlauf der karibisch-atlantischen Antizyklone gelangen die STO bis nach Texas und Arizona. Dadurch kommt es zu einer zonalen Ausweitung der abgespaltenen westlichen Höhenantizyklone infolge der freiwerdenden latenten Wärme, die wiederum die Wanderung der mittleren monatlichen Trogachsenposition im Bereich der amerikanischen Ostküste in östlicher Richtung auslöst, die für die Sommermonate charakteristisch ist (Abb. 4). Die sommerliche Abnahme der Windgeschwindigkeit in der polaren Höhenströmung bedingt eine Schrägstellung der Trogachse (NO—SW) im Bereich der amerikanischen Ostküste. Zugleich vertiefen sich diese Tröge meridional. Es entsteht zwischen den Trogachsen der STO vom Typ W3 oder W4/2 und den Trogachsen der polaren Tröge ein ausgedehnter Trog (vgl. Abb. 6).

Die Trogachsen der Wetterlagen W3 und W4/2 treten in großer Häufigkeit in Positionen auf, die recht genau den orographisch vorgezeichneten Positionen der dynamischen Tröge (Abb. 8 b) entsprechen. Der Übergang von Typ W3 in den Typ W4/2 erfolgt nicht kontinuierlich der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der STO folgend, sondern meist sprunghaft. Dabei kennzeichnet die Trogachse der STO W4/2 die südliche Peripherie der eigenständigen antizyklonalen Strömung über den Rocky Mountains.

Eine Abschätzung der mit den hier beschriebenen Wetterlagentypen in der mittleren Troposphäre auftretenden Vertikalbewegungen ist nur möglich, wenn die charakteristischen Strömungsstrukturen der oberen Troposphäre und die Zusammenhänge zwischen Bodenwetterlagen und Höhenwetterlagen bekannt sind. Im folgenden Abschnitt wird der Versuch einer Klassifizierung der Strömungsstruk-

turen im 200 mb-Niveau unternommen, um dann nach der Entwicklung dreidimensionaler Wetterlagenmodelle Aussagen über die charakteristischen Vertikalzirkulationen der einzelnen Wetterlagensysteme herzuleiten.

c) Die Höhenwetterlagen für das 200 mb-Niveau

Wie für die 700- und 500 mb-Fläche wurde aus der Isohypsendarstellung der 200 mb-Fläche unter Berücksichtigung der effektiv gemessenen Windvektoren die Stromlinienstruktur charakteristischer Wetterlagen unter Ausnutzung der geostrophischen Windgleichung hergeleitet. Ähnlich den beschriebenen Verhältnissen für das 700- und 500 mb-Niveau können auch für das 200 mb-Niveau bevorzugte Trogachsenpositionen angegeben werden (Abb. 9). Die Positionsvariationen der klassifizierten Strömungsgebilde sind in der oberen Troposphäre zwar durch die nachlassende orographische Beeinflussung der Strömung mit zunehmender Höhe größer als in der mittleren Troposphäre, die Anzahl der Strömungsstrukturmuster ist aber als Folge der allgemeinen Auflösung der zellularen Zirkulationsstruktur mit der Höhe geringer als in den tieferen Niveaus. Es konnten insgesamt 8 Wetterlagentypen bestimmt werden, die in Abb. 9 dargestellt wurden. Die Typen E und F sind jeweils als Doppeltyp zu verstehen, da bei der klassifizierenden Analyse der Höhenwetterkarten unterschieden wurde, ob im Bereich des Untersuchungsgebietes (zwischen den Radiosendestationen Mexico D.F. und Veracruz) Geschwindigkeitsdivergenz oder Geschwindigkeitskonvergenz entlang den Strom-

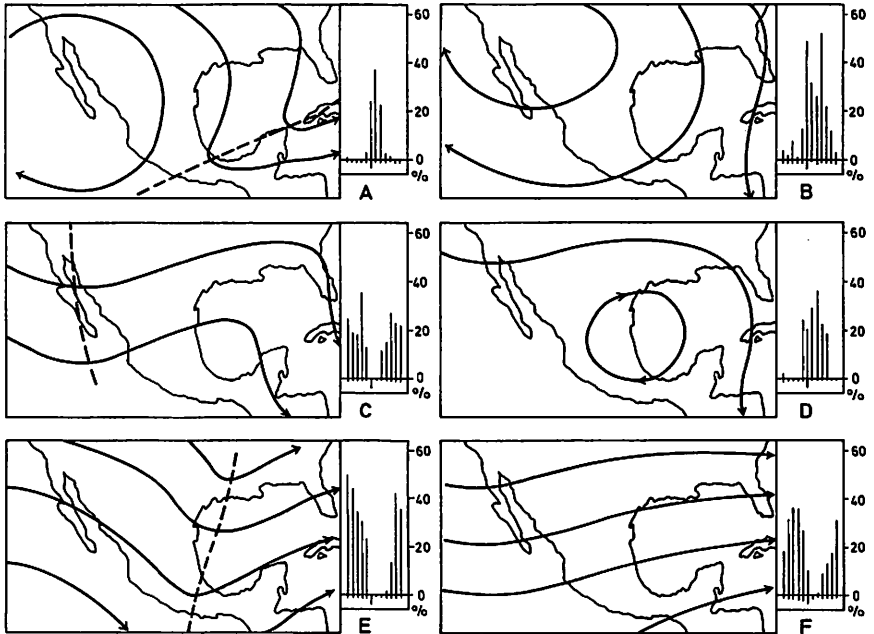


Abb. 9: Die Höhenwettertypen (200 mb) und ihre monatliche Auftretshäufigkeit

linien auftrat. Die in Abb. 9 angegebenen Auftrittshäufigkeiten der Typen E und F berücksichtigen diese Differenzierung nicht (vgl. dazu Tabelle 3).

Tabelle 3

Mittlere monatliche Auftrittshäufigkeit (abgerundet)
der klassifizierten Wetterlagentypen (200 mb-Niveau) in Prozent (1967—1969)

Typ	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
A	—	—	—	—	3	24	39	25	3	1	—	—
B	5	4	9	1	12	48	33	27	51	23	14	4
C	23	20	20	33	15	—	—	11	14	27	25	25
D	2	—	—	—	22	20	28	36	21	19	—	—
E _k	43	36	36	25	20	—	—	—	2	16	39	35
E _d	8	7	—	5	4	—	—	—	—	—	5	3
F _k	17	33	33	31	24	6	—	1	9	14	17	33
F _d	2	—	2	5	—	2	—	—	—	—	—	—

Im Bereich Südmexikos sind die Wetterlagentypen A, B und D mit Höhenwinden aus vorwiegend östlichen Richtungen verbunden, die Typen C, E und F sind durch Westwinde hoher Windgeschwindigkeiten ausgezeichnet. Die Stromlinienführung der Höhenströmungen B und D ist rein antizyklonal, Typ C ist über Südmexiko ebenfalls durch eine antizyklonale Stromlinienkrümmung ausgezeichnet (Abb. 9). Alle übrigen Wetterlagen weisen entweder einen zyklonalen oder nahezu geradlinigen Stromlinienverlauf auf.

Ein Vergleich der Auftrittshäufigkeiten der Höhenwetterlagen zeigt, daß die Typen A, B und D in den Monaten der Regenzeit, die Typen C, E und F bevorzugt in den Monaten der Trockenzeit auftreten. Die durch einen Höhentrog über Südmexiko ausgezeichnete Wetterlage A tritt in maximaler Häufigkeit im Juli auf, also in dem Monat, in dem in der mittleren Troposphäre eine Aufspaltung der karibisch-atlantischen Antizyklone in zwei antizyklonale Strömungsgebilde nachgewiesen wurde. Die Auftrittshäufigkeiten des Höhentyps B weisen eine breite jahreszeitliche Streuung auf. Die beiden Auftretsmaxima liegen im Juni und September, während bedingt durch die zunehmende Auftrittshäufigkeit des Typs A im Juli und August die Auftrittshäufigkeiten dieser rein antizyklonalen Strömung abnehmen.

Die maximale Auftrittshäufigkeit des Typs D fällt in den Monat August. Das Auftreten dieser Zirkulation ist zeitlich auf die Monate Mai bis Oktober beschränkt. Die Auftrittshäufigkeiten bleiben mit etwa 20 % — vom Juli und August abgesehen — in allen Monaten der Regenzeit nahezu konstant (vgl. Tabelle 3).

Insbesondere für die Wetterlagen C und E ist charakteristisch, daß die Mexiko überlagernden Stromlinien im allgemeinen nicht durch die mit der Südverlagerung des polaren Jets verbundenen Windgeschwindigkeitsmaxima ausgezeichnet sind. Diese Zonen höchster Windgeschwindigkeiten sind an die Lage der Frontalzone gebunden, die zwar im Bodenniveau als Kaltfront über Mexiko auftritt (Abb. 5, Typ 8, 9), im 200 mb-Niveau jedoch infolge der nord-südgerichteten Neigung der

Frontalzone im Mittel etwa 10 Breitengrade nördlicher als im Bodenniveau beobachtet wird (Kamiko, 1964). Trotz der starken horizontalen Windscherung, die zwischen der Achse höchster Windgeschwindigkeit und den südlich angrenzenden Luftmassen besteht, bleiben die Geschwindigkeiten, die mit einer Südverlagerung des Strahlstromes (Typ C und E) verbunden sind, über Mexiko im Mittel relativ hoch (40—60 km/h). In Ausnahmefällen kann das Strahlstrom-Geschwindigkeitsmaximum auch über Mexiko selbst auftreten (100—120 km/h).

Durch die C- und E-Zirkulationen der oberen Troposphäre werden Phasen des südwardigen Ausscherens der polaren Strahlströmung repräsentiert (Riehl, Fultz, 1957).

Das Auftreten der Stromlinienstruktur vom Typ C ist charakteristisch für die Übergangsjahreszeiten. Die Auftrittsmaxima dieser Wetterlage liegen im April und Oktober, in den übrigen Monaten der Trockenzeit bleibt die Auftrittshäufigkeit des Typs C mit 20—25 % nahezu konstant. In den Monaten Juni und Juli tritt die Zirkulation C nicht auf.

Die Höhenwetterlage E (Abb. 9) ist durch das weite südwardige Vordringen des polaren und des subtropischen Jets gekennzeichnet. Der Höhentrog reicht im 200 mb-Niveau oft bis in Äquatornähe. Das singuläre Auftrittsmaximum dieses Typs liegt im Januar. In den Monaten Juni bis August ist diese winterliche Zirkulation nicht zu beobachten.

Höhentyp F zeichnet die mittlere Position des Subtropenjets nach (Kochanski, 1955). In den Monaten mit einer maximalen Auftrittshäufigkeit des Höhentyps E wird die Auftrittshäufigkeit der Strömungsstruktur F geringer. In den Frühjahrsmonaten erreicht die Wetterlage F maximale Auftrittshäufigkeiten um 33 %.

Die Verteilung der Auftrittshäufigkeiten des Subtropenjets steht im Zusammenhang mit dem Verhalten dieser Strömung bei der Südausscherung des polaren Strahlstromes, die sich in Form der oben bereits für das 500 mb-Niveau beschriebenen langen Wellen vollzieht. Drei charakteristische Strömungskonfigurationen lassen sich bei einer Konfluenz des polaren und subtropischen Strahlstromes im Bereich Mexikos bzw. des Golfes von Mexiko erkennen.

1. Beide Strahlströme vereinigen sich und treten fortan als eine geschlossene Strömung mit extrem hoher Windgeschwindigkeit in Erscheinung.
2. Beide Strahlströme vereinigen sich, erhalten jedoch ihre Identität in Form von zwei Strömungsachsen maximaler Windgeschwindigkeit bei. Östlich des 80. Längengrades entfernen sich beide Strömungen wieder voneinander (vgl. Riehl, 1962).
3. Beim südwardigen Ausscheren des polaren Strahlstromes nimmt die Geschwindigkeit im Bereich des subtropischen Strahlstromes stark zu, während sie im Bereich des polaren Strahlstromes abnimmt (vgl. Brundige, 1956).

Die Zone bevorzugter Konfluenz dieser beiden Strahlströmungen liegt westlich des 80. Längengrades, da in dieser Zone eine signifikante Tendenz der polaren Höhenströmung besteht, quasi stationäre Tröge (lange Wellen) auszubilden (vgl. Johnson, 1964), wie bereits mehrfach in dieser Arbeit hervorgehoben wurde.

Endlich und Mc Lean (1957) konnten zeigen, daß auch der subtropische Strahlstrom mit einer Frontalzone in der Höhe verbunden ist, obwohl nach dem heutigen Stand der Forschung die Existenz dieser Strahlströmung nicht ausschließlich auf Temperaturgegensätze, wie die polare Strahlströmung, sondern auf den polgerichteten Drehimpulstransport aus äquatorialen Breiten zurückgeführt wird (Reiter, 1961). Im Falle einer Konfluenz vereinigen sich die mit dem polaren und dem subtropischen Jet verbundenen Frontalzonen und treten im Bodenniveau als Kaltfront über Mexiko in Erscheinung. Erfolgt keine Konfluenz, so reicht die auf der antizyklonalen Seite des subtropischen Strahlstromes gelegene „subtropische Front“ (Mohri, 1953) nur in Ausnahmefällen tiefer als bis ins 600—500 mb-Niveau. Dieser Tatbestand ist impliziert bereits im Zusammenhang mit dem Vergleich der Auftrittshäufigkeiten polarer Tröge (Typ P1, P2) im 500- und 700 mb-Niveau hervorgehoben worden. Dieser Vergleich ergab (Abb. 6), daß die P-Typen im 500 mb-Niveau eine größere Auftrittshäufigkeit besitzen als im 700 mb-Niveau. Bezieht man in diesen Vergleich noch die Fronthäufigkeit im Bodenniveau (Abb. 5, Typ 8 und 9) ein, so läßt sich erkennen, daß insbesondere zu Beginn und am Ende der Trockenzeit in der Höhe (500 mb-Niveau) polare Tröge auftreten, die am Boden mit keiner Kaltfront verbunden sind und sich als „subtropische Fronten“ deuten lassen. In diesen Übergangsmonaten nimmt der polare Strahlstrom noch bzw. schon eine so nördliche Lage ein, daß nur gelegentliche Konfluenzen mit dem subtropischen Strahlstrom möglich sind.

Der subtropische Strahlstrom vollzieht im Bereich Mexikos zwar eine fröhsommerliche Nordwanderung, verschwindet aber während der Sommermonate als eigenständige Strömung völlig.

Die Analysen der Auftrittshäufigkeiten der Höhenwetterlagen im Jahresablauf gestatten eine Beschreibung der zeitlichen Zirkulationsumstellungen: Die extremen Wintermonate sind durch zeitlich begrenzte Vorstöße des subtropischen und des polaren Strahlstromes gekennzeichnet. Über die Zirkulation C erfolgt häufig der Übergang in die E-Lage. Oft wird die „Vorphase C“ übersprungen. Bei ausbleibender Südverlagerung des polaren Jets liegt Mexiko im Bereich des Subtropenjets, dessen zonaler Stromlinienverlauf in Typ F wiedergegeben ist.

In den Übergangsmonaten April und Mai bzw. Oktober erscheint die Konfluenz zwischen dem Subtropenjet und dem polaren Jet mit zunehmender Häufigkeit nur noch in der Position, die für den Typ C bezeichnend ist. Zwischenzeitlich gewinnt Typ F an Bedeutung, während die Wetterlagen B und D ebenfalls in diesen Monaten gelegentlich auftreten. Zirkulationsstrukturen mit vorwiegend westlicher und östlicher Richtungskomponente treten in den Übergangsmonaten wechselweise in Erscheinung. Die Höhenwetterlagen mit östlicher Richtungskomponente nehmen dabei mit fortschreitender sommerlicher Erwärmung an Bedeutung zu. Im Fröhsommer tritt das Zentrum der antizyklonalen Zirkulation D bevorzugt über der mittleren mexikanischen Ostküste auf, in den folgenden Monaten der Regenzeit liegt das Zentrum der antizyklonalen Zirkulation B in einer nördlicheren Position über Sonora. In analoger Weise vollzieht sich der Übergang von der Regen- zur Trockenzeit.

Eine Sonderstellung in dieser die Nord-Südwanderung der Höhenantizyklone nachzeichnenden Wetterlagenabfolge (vgl. Abb. 3) bildet Typ A. Im Westen Me-

xikos und über den Rocky Mountains hat beim Auftreten dieser Wetterlage die antizyklonale Strömung B ihre nördlichste Sommerposition erreicht. Im Süden dieser Antizyklone trennt ein vorwiegend SW-NO orientierter Trog (Typ A) (Atlantic 200 mb Trough, Anderson et al., 1969, S. 4-A-2) diese nördliche von einer weiteren, über Mittelamerika ausgebildeten südlichen Antizyklone (Abb. 9).

Die Beständigkeiten der 200 mb-Wetterlagen sind größer als die Beständigkeiten in den bisher analysierten Niveaus:

		Niveaus:			
200 mb Höhentyp	Übergang in Typ	Hk. %	200 mb Höhentyp	Übergang in Typ	Hk. %
A	A	72	A	B	16
B	B	67	B	D	19
C	C	43	C	E	34
D	D	54	D	B	17
E	E	69	E	F	23
F	F	76	F	C	12

Besonders Typ A geht bevorzugt von einem Beobachtungstermin zum anderen in sich selbst über. Das führt dazu, daß insbesondere im Juli zeitlich langandauernde Perioden durch ein Vorherrschen des Höhentyps A gekennzeichnet sind. Die Höhentypen B und D weisen ebenfalls hohe Beständigkeit auf, zeigen jedoch zugleich eine gewisse Tendenz, wechselweise ineinander überzugehen. Es ergeben sich zwei typische sommerliche Höhenwetterlagenabfolgen:

1. Typ D in Typ B und Typ B in Typ D,
2. Typ D in Typ B, Typ B in Typ A, Typ A in Typ D.

Die Übergangshäufigkeiten der winterlichen Zirkulationstypen kennzeichnen Typ F als eine, in hoher Beständigkeit auftretende Zirkulation. Das entspricht der quasi stationären Position des Subtropenjets, die in den langjährigen Monatsmittelwerten der 200 mb-Fläche deutlich zum Ausdruck kommt (Krishnamurti, 1961).

Der Übergangscharakter des Typs C äußert sich in einer geringen Beständigkeit. Es läßt sich aus den Beständigkeits- und Abfolgehäufigkeiten der Typen C, E und F eine charakteristische winterliche Wetterlagenabfolge ablesen:

Typ F in Typ C, Typ C in Typ E, Typ E in Typ F oder Typ E erneut in Typ C.

Die für die einzelnen Niveaus isoliert dargestellten Wetterlagentypen, ihre Auftrittshäufigkeiten, Beständigkeiten und ihre zeitlichen Abfolgen werden in den folgenden Abschnitten miteinander korreliert und zu dreidimensionalen, klimatologisch relevanten Wetterlagenmodellen zusammengefaßt.

6. ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN DEN KLASSIFIZIERTEN WETTERLAGEN DER VERSCHIEDENEN HÖHEN-NIVEAUS

Von F. Bauer wurde gezeigt (1947, S. 24), daß ein und dieselbe Höhenwetterlage mit einer Vielzahl von Bodenwetterlagen in den gemäßigten Breiten verbunden sein kann. Die in dieser Arbeit durchgeführte Häufigkeitsauszählung aller Typenkombinationen für die analysierten Höhenniveaus bestätigt diese Feststellung für den mexikanischen Raum. In Abb. 10 sind die Häufigkeitspolygone der angegebenen Wetterlagentypen superponiert worden, um über die Diskussion des Phasenverlaufs und der Lage des Modus (bei unimodalen Verteilungen) die in maximaler Häufigkeit auftretenden Wetterlagenkombinationen zu bestimmen.

Aus Abb. 10 a kann unmittelbar abgelesen werden, daß zwischen dem Verlauf des Polygons für die Bodentypen 6 + 7 + 3 und den Häufigkeitspolygonen der W-Typen Phasengleichheit besteht. Der häufigste Wert tritt in beiden Verteilungen im Juli auf. Phasenparallel mit diesen beiden Verteilungskurven verläuft die Superpositionskurve der Höhenwetterlagen A + B + D. Ein Zusammenhang zwischen diesen Wetterlagen der 200- und 500 mb-Fläche und des Bodenniveaus ist erkennbar. Die größeren Auftrittshäufigkeiten der A + B + D-Typen gegenüber den Bodentypen zeigen, daß neben den genannten Bodenwetterlagen in geringerer Häufigkeit auch noch andere Bodenwetterlagen im Zusammenhang mit den A, B und D-Typen auftreten können.

Zwischen den Häufigkeitspolygonen der W-Typen und den Häufigkeitspolygonen der A, B, D-Typen besteht zwar eine Phasengleichheit und eine Übereinstimmung in der Lage des Modus, die effektiven Auftrittshäufigkeiten beider Typengruppen weichen jedoch so weit voneinander ab, daß die Angabe der Summenkurve B + D notwendig erscheint. Dieses bimodale Verteilungspolygon ist phasengleich und in Übereinstimmung in der Lage der Modi mit dem Summenpolygon T1 + H. Das Verteilungspolygon der Wetterlage A zeigt zudem, daß die Unimodalität der Verteilungskurve A + B + D Folge der Auftrittshäufigkeiten des Wetterlagentyps A in den Monaten Juni, Juli und August ist.

Diese Überlegungen gestatten die Zusammenfassung folgender vertikal überlagerter Wetterlagentypen:

1. Bodentypen 6, 7, 3; 500 mb-Typen T1, H2, 200 mb-Typen B, D,
2. Bodentypen 6, 7, 3; 500 mb-Typen W1, W2, W3, W4/1, W4/2; 200 mb-Typen A, B, D.

Eine spezifiziertere Zuordnung ist auch auf der Basis einer Auszählung aller vertikalen Wetterlagenkombinationen nicht möglich, da sich bei dieser Auszählung neben den genannten Kombinationen keine signifikanten Typengruppen herausheben. Diese Tatsache kann nicht sehr erstaunen, denn die Typen B und D unterscheiden sich nur geringfügig durch die Lage des Zentrums der Höhenantizyklone. Dementsprechend sind beide Typen mit nahezu gleichen mitteltroposphärischen Vertikalzirkulationen verbunden. Der entscheidend anders geartete Höhentyp A tritt hingegen (Abb. 10 a) nicht in Verbindung mit den Zirkulationen T1 und H2 auf.

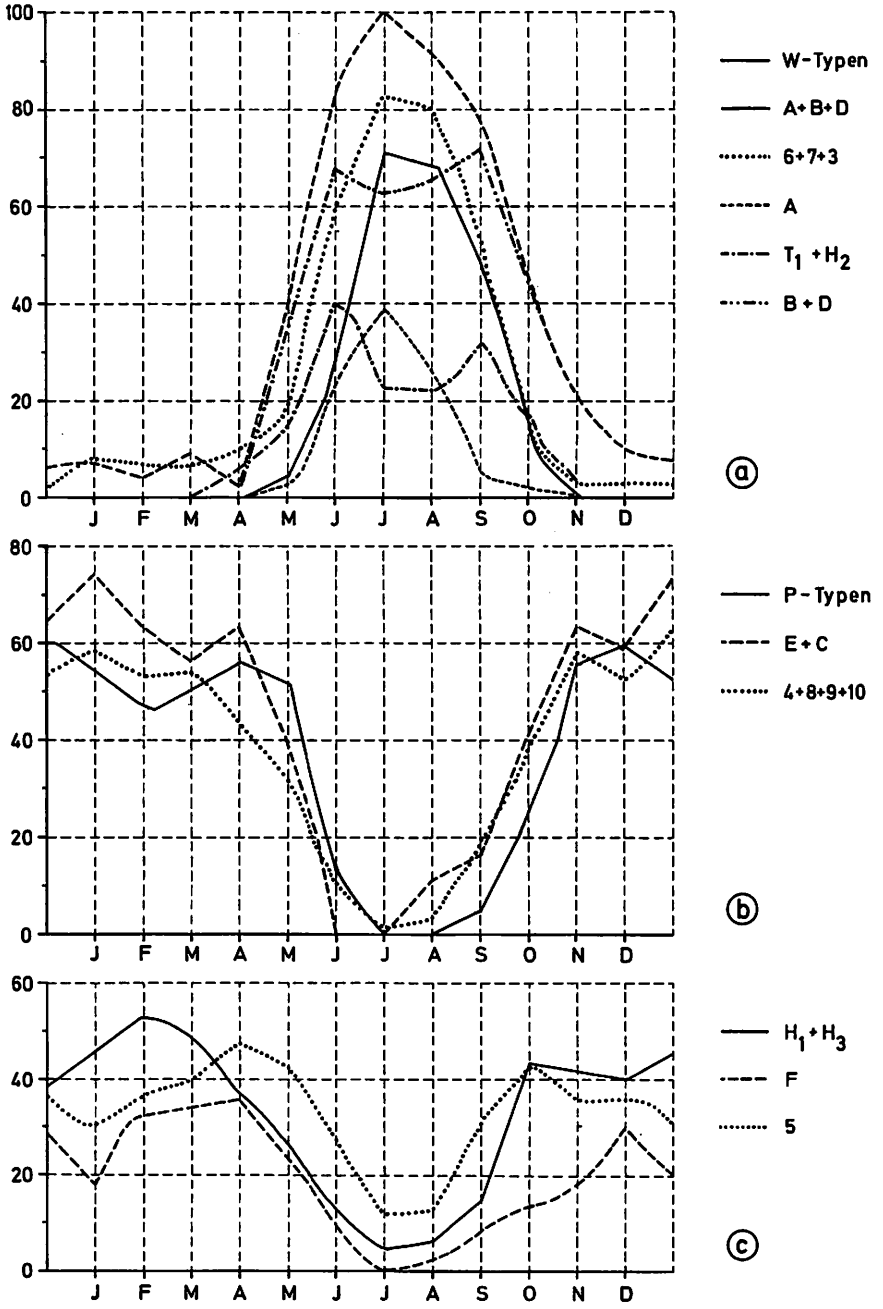


Abb. 10: Zusammenhänge zwischen den vertikalen Wettertypen

Aus den Abb. 10 b und 10 c lassen sich für die Wintermonate zwei eindeutige Typenkombinationen ablesen:

1. Ein überlagerter polarer Trog im 200 mb-Niveau (C, E) ist mit einem polaren Trog im 500- und 700 mb-Niveau (P-Typen) und einer einbrechenden Kaltfront im Bodenniveau verbunden.
2. Die geradlinige Höhenströmung F im 200 mb-Niveau ist mit den antizyklonalen Stromlinienstrukturen H1 oder H3 im 500- und 700 mb-Niveau und vorwiegend mit Bodentyp 5 im Bodenniveau verbunden.

Diese vertikalen Wetterlagenkombinationen lassen sich thermodynamisch begründen: Die mit den Bodentypen 4, 8, 9, 10 verbundenen Kaltlufteinbrüche bedingen ein Absinken der Isobarenflächen mit der Höhe über der Kaltluft infolge der hohen Dichte polarer Luftmassen. Mit zunehmender Höhe verstärkt sich dabei die vertikale Neigung der Isobarenflächen (vgl. Abb. 8 c). In der mittleren und oberen Troposphäre entsteht ein polarer Trog über der Kaltluft, der durch die Stromlinienstruktur der P-Typen im 700 mb- und 500 mb-Niveau und durch den C und E-Typ im 200 mb-Niveau nachgezeichnet wird. Die Südwanderung der Kaltluft bestimmt die Südausscherung der polaren Westströmung und umgekehrt. Welcher der beiden Effekte von primärer Bedeutung ist, hängt von dem gewählten Koordinatensystem ab, welches einer Vergleichsrechnung zugrunde gelegt wird (Reiter, 1961 und 1970). Die vertikale Typenkombination 5, H1 oder H3, F wurde bereits erklärt: Das Tiefdruckgebiet im Lee der Sierra Madre Oriental wird durch die mit der Zirkulation H1 und besonders mit H3 verbundene Westströmung bedingt. Die antizyklonale Strömung H3 resultiert aus der tropischen Hadley-Zirkulation (Abb. 3), die antizyklonale Strömung H1 ist Ergebnis der Überhitzung des Hochplateaus und der damit verbundenen Anhebung der Isobarenflächen. Der im 200 mb-Niveau überlagerte Subtropenjet befindet sich in seiner mittleren Winterposition zwischen 25—35° nördlicher Breite (Pogosian, 1958). Eine Begründung für die quasistationäre Position des STJ wurde auf theoretischer Basis durch breitenbezogene Ableitungen der absoluten Wirbelbeschleunigung und der Erhaltung der relativen Wirbelgröße (Vorticity) von den Staff Members (1947) gegeben.

Sowohl in Abb. 10 b als auch in Abb. 10 c lassen sich Abweichungen des Verlaufs der angegebenen Häufigkeits-Polygone voneinander erkennen. Ein Vergleich aller Häufigkeiten zeigt, daß beim Auftreten des Zirkulationstyps E oder C gelegentlich die Typen H1 und besonders H3 auftreten können. Die Ursache dieser Abweichungen ist formaler Art, denn verbunden mit Typ C im 500 mb-Niveau tritt bevorzugt die Wetterlage P1/1 und P1 auf (Abb. 6 und 9). Beim Auftreten des Typs P1/1 liegt aber Südmexiko noch im Einflußbereich der antizyklonalen Höhenströmung H3, die in solchen Fällen der Häufigkeitsauszählung zugrunde gelegt wurde.

In den Übergangsjahreszeiten, besonders im April und Mai, treten häufig P-Typen auf (Abb. 6), die nicht mit Kaltlufteinbrüchen im Bodenniveau verbunden sind. In diesen Fällen genügen die Temperatur-Gegensätze in Bodennähe nicht, um die dynamisch bedingte Isobarenstruktur des Bodentyps 5 überzukompensieren. Zudem reicht die mit dem STJ verbundene Frontalzone nur in extremen Aus-

nahmefällen bis ins Bodenniveau. Dementsprechend nimmt die Häufigkeitssumme der Typen 4, 8, 9, 10 in den Übergangsmonaten ab, während Typ 5 vergleichsweise stark zunimmt (Abb. 10 b und c).

Obwohl in Abb. 10 keine totale zeitliche Identifizierung der Wetterlagentypen in den verschiedenen Niveaus möglich ist, können doch die Abweichungen der Häufigkeits-Polygone aller Typenkombinationen voneinander erklärt und dreidimensionale Wetterlagen, die Modellcharakter aufweisen, definiert werden. Die Wetterlagenabfolgen, die für die einzelnen Niveaus definiert wurden, behalten nach diesen Zuordnungen volle Gültigkeit. Einige besonders instruktive dreidimensionale Wetterlagenabfolgen sollen dies verdeutlichen:

1. Phase eines Kaltlufteinbruchs
Bodentyp 8, 700—500 mb Typ P1/1 oder P1, 200 mb — Typ C,
2. Phase des Kaltlufteinbruchs
Bodentyp 9, 700—500 mb Typ P1, 200 mb — Typ E,
3. Phase des Kaltlufteinbruchs
Bodentyp 10, 700—500 mb Typ P1/2, 200 mb — Typ E,
4. Phase des Kaltlufteinbruchs (nach 2—3 Tagen)
Bodentyp 5, 700—500 mb Typ H1, 200 mb Typ E
5. Phase des Kaltlufteinbruchs (Endphase)
Bodentyp 5, 700—500 mb Typ H3, 200 mb Typ F.

Nach der 5. Phase erfolgt meist ein neuer Kaltlufteinbruch.

1. Phase einer Störung in der tropischen Ostströmung
Bodentyp 6, 700 und 500 mb — Typ H2, 200 mb — Typ D,
2. Phase einer STO
Bodentyp 6, 700 und 500 mb — Typ W1, 200 mb Typ D,
3. Phase einer STO
Bodentyp 7, 700 und 500 mb — Typ W2, 200 mb Typ B,
4. Phase einer STO
Bodentyp 7, 700 und 500 mb — Typ W4/1, 200 mb Typ B oder A,
5. Phase einer STO (bevorzugt wenn in 4. Phase Typ A)
Bodentyp 7, 700 und 500 mb — Typ W4/2, 200 mb — Typ A oder B,
6. Phase einer STO (Endphase)
Bodentyp 6, 700 und 500 mb — Typ H2, 200 mb Typ D.

Nach der 6. Phase stellt sich häufig wieder eine neue STO ein und es kommt zu einer teilweisen Wiederholung der angegebenen Sequenz.

7. DIE KLASSIFIZIERUNG TYPISCHER WOLKEN- ANORDNUNGEN NACH DEN TÄGLICHEN SATELLITENFOTOS

Besonders in tropischen Gebieten hat die Analyse der Satellitenfotos in den letzten zehn Jahren an Bedeutung gewonnen. In Verbindung mit den Radiosondenaufstiegen und den am Erdboden gemessenen meteorologischen Parametern bietet die Analyse der Satellitenfotos eine Möglichkeit, die oft unzureichenden Meßdaten in tropischen Räumen zu ergänzen. Wolkentypen und die Anordnungen der Wolken im Strömungsfeld der synoptischen Zirkulationsgebilde gestatten Aussagen über die Windstärken und die Windrichtungen sowie über die Stabilitätsverhältnisse der beteiligten Luftmassen in den verschiedenen Höhenniveaus (Widger, 1965).

Für die Fragestellung dieser Untersuchung erschien eine Klassifizierung der Satellitenfotos für die Jahre 1967—1969 sinnvoll, um aus der typisierten Wolkenanordnung und Wolkenstruktur Aussagen über die Lage der mit den klassifizierten Wetterlagentypen verbundenen niederschlagsgenetisch aktiven Gebiete herzu-
leiten. Dem Auflösungsvermögen der Satellitenfotos aus den NIMBUS- und ESSA-Serien entsprechend, ermöglichte die Analyse des verfügbaren Materials Aussagen über Störungen synoptischer Größenordnung. „Mesoscale“ Erscheinungen konnten nur im Falle besonders günstiger Aufnahmebedingungen in die Analyse einbezogen werden.

Bei der Klassifikation der täglichen Satellitenfotos wurde berücksichtigt:

- a) die Art der Bewölkung (kleine, cumuliforme, stratiforme, cirriforme etc.),
- b) die Struktur der Bewölkung (hell, dunkel, dünn, vertikal ausgedehnt, zellular, in Bändern, frontal bedingt, konvektiv bedingt, Wirbel etc.),
- c) die räumliche Anordnung der Bewölkung (geographische Lage der Wolken-systeme).

Tabelle 4
Mittlere monatliche Auftretshäufigkeiten (abgerundet)
der klassifizierten Wolkenstrukturtypen nach den Satellitenfotos der Jahre 1967—1969

Typ	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
S 1	38	45	49	58	59	45	22	36	30	37	47	40
S 2	—	—	—	—	4	7	11	11	13	6	—	—
S 3	35	32	31	27	13	—	—	—	7	22	28	39
S 4	—	1	—	—	1	—	6	5	3	—	—	—
S 5	21	20	16	13	13	10	15	14	14	16	22	19
S 6	—	—	—	—	2	10	2	—	3	—	—	—
S 7	—	—	—	—	2	13	18	19	4	3	—	—
S 8	6	2	4	2	2	7	5	3	10	10	3	2
S 9	—	—	—	—	4	6	16	10	7	6	—	—
S10	—	—	—	—	—	2	5	2	9	—	—	—

Die Analyse aller verfügbaren Satellitenfotos für den dreijährigen Untersuchungszeitraum ergab eine Typisierung nach 10 sich gehäuft wiederholenden Bewölkungsstrukturtypen (Abb. 11).

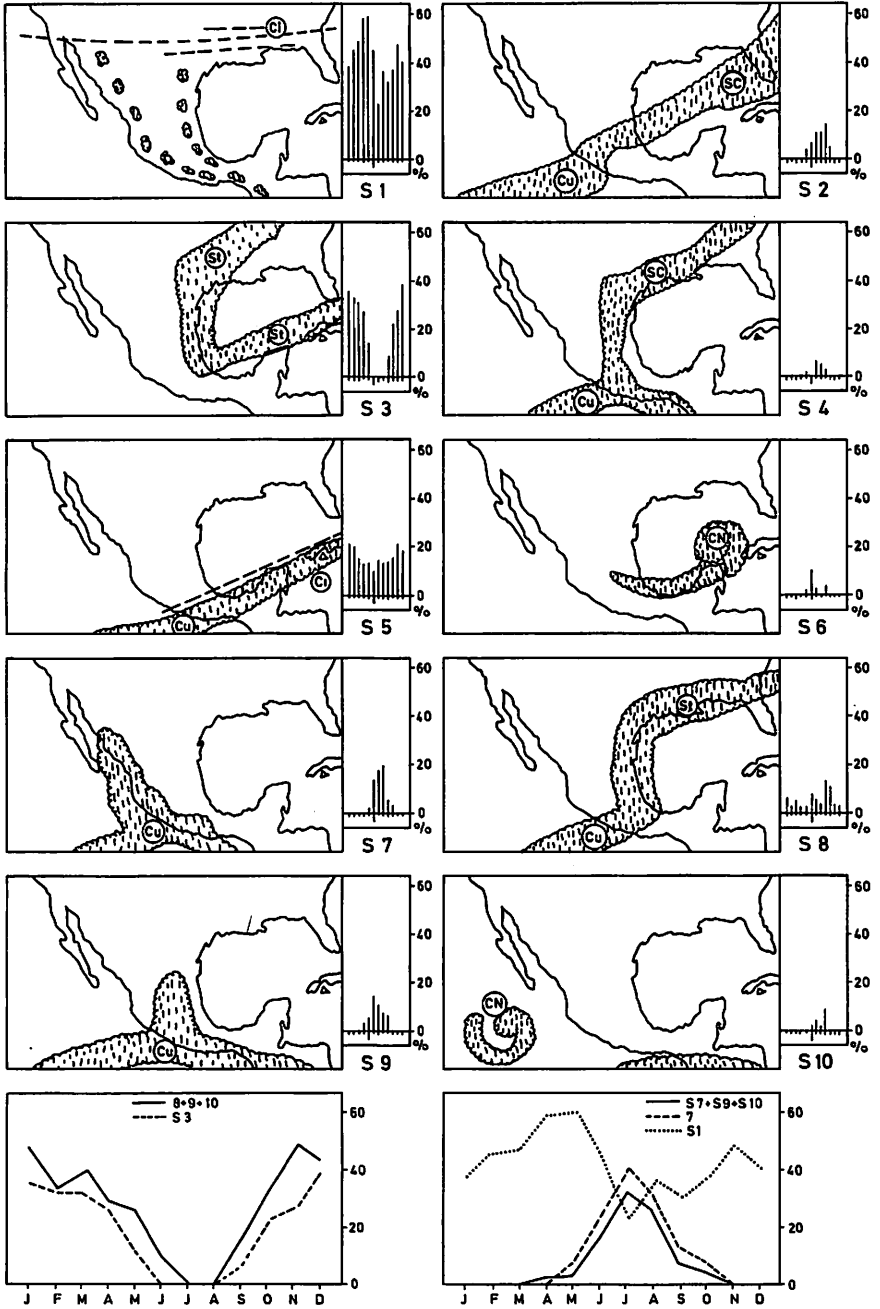


Abb. 11: Die Wolkenstrukturtypen und ihre monatliche Auftrittshäufigkeit

Die Analyse der aus den NIMBUS- und ESSA-Serien verfügbaren Satellitenfotos wurde dadurch erleichtert, daß die Aufnahmen mit großer Regelmäßigkeit in der Zeit zwischen 15.00 und 19.00 Uhr WOZ aufgenommen wurden. Die tageszeitlichen Variationen der konvektiven Bewölkung konnten durch diese weitgehende zeitliche Konstanz der Aufnahmezeiten gut berücksichtigt werden. Die Größe des in die Analyse einbezogenen Raumes (Mexiko, karibischer und ostpazifischer Raum) verlangte die Auswertung von Satellitenfotos, die während zwei aufeinanderfolgender Erdumkreisungen des Satelliten gewonnen wurden. Die mittlere Zeitdifferenz der Aufnahmeserien beträgt etwa 2 Stunden für alle ausgewerteten Bilder. Die westlichen Bildausschnitte, die im allgemeinen Teile des ostpazifischen Ozeans und die mexikanische Landmasse umfassen, sind jeweils zwei Stunden später aufgenommen als der karibische Raum.

Bei der Interpretation der Bilder wurde die zusätzliche konvektive Wolkenbildung, die im Bereich der sich überschneidenden Bildausschnitte erkennbar ist, in die Gesamtkonstellation der Bewölkungsstruktur integriert.

In Abb. 11 sind die klassifizierten Wolkenanordnungstypen und deren Auftretshäufigkeiten im Jahresablauf dargestellt. Die Wolkenarten sind mit den bei Nephanalysen üblichen Bezeichnungen (Widger, 1965, S. 26) gekennzeichnet (Cu = cumuliforme, St = stratiforme, CN = Cumulonimbus, SC = Stratocumulus, Ci = Cirrus-Bewölkung).

Der Bewölkungstyp S1 ist durch eine dispers auftretende konvektive Cu-Bewölkung gekennzeichnet. Während sich der Meeres- und Küstenbereich sowie das Hochplateau fast wolkenfrei präsentieren, treten im Bereich der Gebirgsmassive und der Küstenkordillieren ortsfeste Cumuluswolkenbänke auf.

Gelegentlich, insbesondere in den Monaten April, Mai, Juni und Oktober kommt es zur lokalen Ausbreitung der konvektiven Wolkenfelder über die Gipfelsonne der Gebirgsmassive hinaus. In diesen Fällen können singuläre Wolkenfelder (Cumulonimbus) auf Durchmesser bis zu 200 km anwachsen, ohne jedoch untereinander in Verbindung zu treten.

Die mittlere Auftretshäufigkeit des Typs S1 im Jahresablauf erreicht 42 %. In den Monaten April und Mai wird ein erstes, im November ein zweites Maximum angenommen, während das absolute Auftrettsminimum im Juli zu beobachten ist. Ein ähnlicher jahreszeitlicher Verlauf der Auftretshäufigkeiten kennzeichnet die Bodenwetterlage 5. Die absoluten Auftretshäufigkeiten des Typs 5 bleiben erheblich unter den Auftretshäufigkeiten des Typs S1. Weitere Wetterlagen sind mit dem Auftreten des Bewölkungstyps S1 verbunden. So war in mehr als 90 % der analysierten Fälle der Bewölkungsstrukturtyp S1 während der Sommermonate in Verbindung mit der Bodenwetterlage 6 zu beobachten. In diesen Fällen fehlt eine die Position des STJ nachzeichnende Cirrusbewölkung über Nordwestmexiko und dem östlichen Pazifik. Auch die Bodenwetterlagen 2, 4 und 10 wurden während des dreijährigen Beobachtungszeitraumes nahezu immer (93 %) in Verbindung mit dem Typ S1 klassifiziert.

Der Kurvenverlauf des Häufigkeitspolygons S1 ist in Beziehung zu den Auftretshäufigkeiten des Typs S3 zu sehen. Ähnlich wie bei dem Bodentyp 5, dessen Auftretshäufigkeiten in den Wintermonaten durch das Einbrechen polarer Luft-

massen (Bodentyp 8, 9, 10) reduziert werden, wird auch die Auftrittshäufigkeit der Wolkenanordnung S1 infolge der Kaltfrontdurchgänge, die durch die Wolkenanordnung S3 in den Monaten November—März nachgezeichnet werden, erheblich vermindert. Der Trockenzeittyp S3 erreicht seine maximalen Auftrittshäufigkeiten im Dezember und Januar. In diesen Monaten nimmt Typ S1 ein sekundäres Minimum an.

Der enge korrelative Zusammenhang, der zwischen dem zeitlichen Auftreten der Bodentypen 8, 9 und 10 und der Wolkenanordnung S3 besteht, kann beim Vergleich der Auftrittshäufigkeiten (Abb. 11 unten links) erkannt werden. Eine völlige Koinzidenz der beiden Häufigkeitspolygone ist nicht vorhanden. Die weitgehende Koinzidenz spiegelt die bereits genannten Abhängigkeiten zwischen Bewölkungsstruktur und frontalen Temperaturoegensätzen, Feuchtigkeitsgehalt der beteiligten Luftmassen und der Zirkulation im 500- und 200 mb-Niveau wider. Aus dem Diagramm kann abgelesen werden, daß in den Wintermonaten nahezu jede auf den täglichen Wetterkarten auftretende Bodenfront mit einer stratiformen Wolkenanordnung vom Typ S3 verbunden ist, während in den Übergangsjahreszeiten diese Bewölkungsanordnung nur in weniger als der Hälfte aller beobachteten Fälle beim Durchgang einer Kaltfront auftritt. Nördlich der ersten frontparallelen Wolkenbank ist oft eine zweite SW-NO-orientierte Wolkenanordnung ausgebildet. Diese Wolkenbank kennzeichnet die Position, in welcher sich gehäuft nach der Südwanderung einer ersten Kaltfront eine zweite Zyklone ausbildet.

Das Wolkenband (Stratocumulus) entlang der mexikanischen Ostküste ist in großer Regelmäßigkeit mit dem Auftreten der Kaltfronten verbunden und Folge des intensiven Staus, den die über dem Golf von Mexiko mit Wasserdampf angereicherten polaren Luftmassen an den Osthängen der Sierra Made Oriental erfahren.

Die Wolkenanordnung S5 weist gewisse Ähnlichkeit mit der für den Typ S3 charakteristischen Struktur auf. Völlig verschieden ist hingegen die Auftrittshäufigkeit dieses Typs im Jahresablauf. Daß der Strukturtyp S5 nicht ausschließlich auf Kaltfrontdurchgänge zurückzuführen ist, beweist die auf den täglichen Satellitenfotos deutlich erkennbare cumuliforme Struktur der Wolken und die sommerliche Auftrittshäufigkeit, die selbst im Juli (Häufigkeitsminimum) bei 15 % liegt (vgl. Tabelle 4).

Eine Analyse des Zusammenhangs zwischen der Wolkenanordnung S5 und den Zirkulationstypen zeigt, daß im Winter diese Wolkenanordnung auf polare Tröge im 500 mb-Niveau und Bodenkaltfronten zurückgeführt werden kann (P-Typen). In den Sommermonaten ist die Verbindung zwischen der ITC im Südwesten Mexikos und dem Wolkenband über dem Golf von Mexiko stets nachweisbar (Abb. 11). Außerdem besteht ein enger Zusammenhang (79 % der beobachteten Fälle) zwischen dem Auftreten des Zirkulationstyps A im 200 mb-Niveau und dem Bewölkungstyp S5 (vgl. Abb. 9). Die mittlere Trogposition dieses maritimen hochtroposphärischen Troges liegt unmittelbar nördlich des Wolkenfeldes über dem Golf von Mexiko. Ein Vergleich der Stromlinien des Typs A im Bereich der Trogachse mit der Wolkenanordnung des Typs S5 zeigt, daß die südlich der Trogachse auftretende SW-Strömung mit dem Wolkenband koinzidiert (vgl. Sadler, 1964, S. 347). Gelegentlich treten in Verbindung mit den „Großamplitudentrögen“ in

der hochtroposphärischen Westströmung auch geschlossene zyklonale Zirkulationen auf (Frank, 1966). In diesen Fällen sind nördlich des Wolkenfeldes vom Typ S5 kleinere, die Wirbelzirkulation nachzeichnende Wolkenfelder erkennbar.

Eine unmittelbare Korrelation des Typs S5 mit den klassifizierten Wetterlagentypen ist schwierig, da, wie bereits gezeigt wurde, mit dem Auftreten der hochtroposphärischen Tröge vom Typ A eine Vielzahl von Wetterlagen in den mitteltroposphärischen Niveaus möglich ist.

Die charakteristische Durchgängigkeit zwischen dem nördlichen Wolkenband vom Typ S5 und der ITC, die in den Monaten der Regenzeit erkennbar ist, erfolgt durch eine Ausdehnung des mit der ITC verbundenen Wolkenfeldes in nordöstlicher Richtung. Von der ITC ausgehend baut sich in der Südwestströmung des hochtroposphärischen Troges das in S5 angegebene Wolkenband auf. Da diese Wolkenfelder meist in höheren Breiten in eine frontgenetische Bewölkung übergehen, wurden sie, bevor Satellitenfotos verfügbar waren, als Folge der frontalen Scherungslinien gedeutet (Anderson, 1969, S. 4-H-1).

Das in S5 eingezeichnete Wolkenband weist oft eine innere Strukturierung auf. Diese ist bedingt durch die Zirkulationsbedingungen in der mittleren und unteren Troposphäre, denn wie bereits gezeigt wurde, treten besonders in Verbindung mit Höhentyp A die verschiedensten Arten von „Störungen in der tropischen Ostströmung“ auf (W-Typen). Den klassifikatorischen Ansatz von Merrit geringfügig abwandelnd (1964, S. 367) lassen sich folgende Wolkenanordnungen als charakteristisch für die innere Struktur des Wolkenbandes angeben:

1. Unorganisierte Wolkenfelder mit einem Durchmesser bis zu 3° Breite.
2. Leicht gekrümmte — „inverted V“ — oder geradlinig verlaufende Wolkenbänder (schwache lineare Störungen).
3. Leicht gewirbelte Wolkenanordnung. Der Bereich östlich des Wirbelzentrums ist meist intensiver bewölkt als der westliche.
4. Wirbelähnliche Wolkenanordnung (mäßige starke Störung).
5. Wirbelanordnung der Wolken (starke Störung).

Die unter 4. und 5. genannten wirbelähnlichen Wolkenanordnungen treten meist nördlich des SW-NO-orientierten Wolkenbandes auf und sind mit geschlossenen zyklonalen Stromlinien in der oberen, mittleren und unteren Troposphäre verbunden (vgl. Abb. 6, Typ W4/2).

Eine unmittelbare Korrelation zwischen den Auftrittshäufigkeiten der W-Typen und den sommerlichen Auftrittshäufigkeiten des Typs S5 läßt sich nicht nachweisen, weil viele der Wellenstörungen (W-Typen) im Bereich der westlichen karibischen See mit keiner oder nur schwacher Bewölkungszunahme verbunden sind. Der Durchgang dieser Störungen ist auf der mexikanischen Meseta mit einer Zunahme der konvektiven Bewölkung vom Typ S1 verbunden, falls die hochtroposphärische SW-Strömung (Typ A) und die mitteltroposphärische Wellenstörung nicht koinzidieren (Hosler, 1956, S. 101).

Die Wolkenanordnung S2 (Abb. 11) entspricht etwa der Anordnung S5, allerdings tritt das ausgedehnte Wolkenfeld in S2 weiter nördlich auf als in S5. Der

Bewölkungstyp S2 ist ein reiner Sommertyp. Der bandförmigen Wolkenanordnung entspricht eine West-Südwestströmung auf der Rückseite eines hochtroposphärischen Troges vom Typ A. Gegenüber dem Typ S5 ist die Trogachse nach Nordwesten verschoben. Ein besonderes Merkmal dieser Wolkenanordnung ist die schwache Verbindung zwischen der ITC und dem nördlichen Wolkenband. Im Gegensatz zu Typ S5 ist der Übergang zwischen ITC und nördlichem Wolkenband nicht kontinuierlich, sondern weist Sprungstellen auf. Gelegentlich reißt die Verbindung zwischen beiden Wolkenstrukturen völlig ab.

Die Typen S2 und S5 charakterisieren die Nord-Süd-Verlagerung der Trogachse des Höhentyps A. Weniger instruktiv durch die Wolkenverteilungen ist die Ost-West-Wanderung des Troges faßbar. Nach Beobachtungen von Riehl (1954, S. 83) und Gumann (1967, S. 88) verlagert sich die zentrale Trogposition, die im frühen Sommer (Mai, Juni) über Kuba liegt, in den Monaten Juli, August und September in den westlichen karibischen Raum und kehrt schließlich im Oktober erneut in eine Position über Kuba zurück. Diese Beobachtungen werden durch die Häufigkeitsverteilung des Typs A (vgl. Abb. 9) und die Auftrittshäufigkeiten von S2 und S5 bestätigt.

Die Wolkenanordnung des Typs S4 (Abb. 11) zeichnet im Norden Mexikos die Vorderseite eines polaren Troges nach, während Südmexiko im Bereich einer STO bzw. der nach Norden ausgescherten ITC liegt. Zwischen der Wellenstörung in der polaren Westdrift und der Wellenstörung in der tropischen Ostströmung wird ein „ausgedehnter Trog“ (vgl. Abb. 6, Typ T1) durch die Wolkenanordnung angedeutet.

Die klassifizierten Wolkenanordnungen S6 und S10 sind reine Sommertypen und treten in vergleichsweise geringer Häufigkeit auf. Typ S6 wird im Juni, Typ S10 im September maximal. Die wirbelähnliche Wolkenanordnung in S6 deutet eine mäßig starke bis starke Störung in der tropischen Ostströmung an. Tropische Wirbelstürme wurden diesen beiden Bewölkungsanordnungstypen zugeordnet. Wie in der Wolkenanordnung S10 zum Ausdruck kommt, wird das zentrale mexikanische Hochland nur beim Auftreten besonders heftiger tropischer Zyklonen beeinflusst. Tropische Zyklonen dieser Art treten im pazifischen Gebiet gehäuft im September in Verbindung mit dem Vordringen der ITC nach Norden auf. Fujita (1969) konnte anhand von ATS-Satellitenfotos zeigen, daß sich die Nordverlagerung der ITC in sechs Phasen vollzieht, die sich bei der Analyse täglicher Satellitenfotos als ein sprunghaftes Vordringen der ITC nach Norden und ein ebenso rasches Zurückweichen des intertropischen Wolkenbandes nach Süden darbieten.

In der ersten Phase („pushing stage“) wird das Wolkenband der ITC durch einströmende südhemisphärische Luftmassen bis zu 1000 km weit nach Norden verschoben. Das Eindringen südhemisphärischer Luftmassen steht im Zusammenhang mit der Vertiefung des Bodentiefs an der Westküste Mexikos infolge der Überlagerung dieser Zone durch Wellenstörungen in der mittleren und höheren Troposphäre (Typen A, W3, W4/2). Die zweite Phase („recurving stage“) ist gekennzeichnet durch eine Zunahme der antizyklonalen Kurvenkrümmung der nach Norden vorstoßenden südhemisphärischen Luftmassen.

In der dritten Phase („cut-off stage“) bildet sich eine geschlossene antizyklonale Strömung aus. Im Bereich des Zentrums dieser Antizyklone herrscht Wolkenlosig-

keit vor. Damit ist die Durchgängigkeit des mit der ITC verbundenen Wolkenbandes unterbrochen. Sprunghaft scheint die ITC aus der weit vorgeschobenen Nordposition in eine Südposition zurückgefallen zu sein. Der Zusammenhang des innertropischen mit den nordöstlich anschließenden Wolkenbändern der Typen S5 und S2 ist aufgelöst.

In der vierten Phase („mixing stage“) erfolgt eine Vermischung von süd- und nordhemisphärischer Luftmassen in der Antizyklone.

Während der fünften Phase („burst stage“) wandert die Antizyklone in westliche Richtung. Im westlichen Teil der Antizyklone bildet sich für ein oder zwei Tage ein intensives Wolkenband („burst band“) aus.

Die sechste Phase („interacting stage“) ist durch starke Südwestwinde an der Südflanke der sich auflösenden Antizyklone gekennzeichnet.

Im Zusammenhang mit diesen Verlagerungen des mit der ITC verbundenen Wolkenbandes kommt es besonders in der ersten Phase entlang den Scherungslinien, die zwischen der Nord-Nordwestströmung der pazifischen Antizyklone (vgl. Abb. 6, T1) und der südhemisphärischen Südströmung in Erscheinung treten, zur Bildung bzw. Verstärkung von Störungen. Häufig entwickeln sich aus Störungen des Typs W3 und W4/2 tropische Zyklone, die entsprechend der südöstlichen Höhenströmung in nordwestliche Richtung gesteuert werden. Typ S10 kennzeichnet eine Wolkenanordnung dieses Typs.

Die sommerlichen Bewölkungsanordnungen S7, S9 und S10 sind durch eine Nordverlagerung der ITC bedingt. Die Bodenwetterlage 7 spiegelt die Bewegungen der ITC in nördlicher Richtung (pushing stage) im Bereich der mexikanischen Westküste wider. Wie dem Diagramm (Abb. 11) zu entnehmen ist, besteht eine Korrelation zwischen den Aufttrittshäufigkeiten der Typen S7 + S9 + S10 und den Aufttrittshäufigkeiten des Bodentyps 7. Die Ursache der größeren Aufttrittshäufigkeit des in nördlicher Richtung verschobenen und mit der ITC verbundenen Wolkenbandes gegenüber dem Bodenwettertyp 7 liegt vermutlich an der geringen Stationsdichte im ostpazifischen Raum und im Bereich der mexikanischen Westküste. Durch die wenigen verfügbaren meteorologischen Meßwerte können nicht alle Bewegungen der ITC registriert werden. Die Analyse der Wolkenanordnung bietet in diesem Gebiet eine bessere Methode, das Strömungsverhalten der Luftmassen zu charakterisieren als die Bodenwetterkarte.

Die typisierte Wolkenanordnung S8 läßt sich in allen Monaten des Jahres beobachten. Maximale Aufttrittshäufigkeiten lassen sich im September erkennen. Besonders häufig tritt der Typ S8 in den Sommermonaten in Verbindung mit den Höhentypen W3 und W4/1 und W4/2 auf, während in den Wintermonaten und insbesondere im September und Oktober die P-Typen im Norden und Nordverlagerungen der ITC im Süden Mexikos diese Wolkenanordnung bedingen.

Unter Berücksichtigung der Aufttrittshäufigkeiten der täglichen Wolkenanordnung können folgende typische, jahreszeitliche Veränderungen in der Wolkenstruktur zusammengestellt werden:

1. In den Monaten der Trockenzeit sind weite Teile Mexikos anhaltend wolkenfrei. Nur im Bereich der höchsten Erhebung tritt eine tagesperiodisch wech-

selnde konvektive Cu-Bewölkung auf. Im Zusammenhang mit den einbrechenden polaren Luftmassen können in der Trockenzeit gelegentlich SW-NO-orientierte SC-Wolkenbänder beobachtet werden (S1, S3, S5).

2. In den Monaten der Regenzeit kommt es im Süden Mexikos zu sporadischen, sprunghaften Nordverlagerungen des mit der ITC verbundenen Wolkenbandes, während über Mexiko und dem karibischen Raum differenzierte Wolkenanordnungen als SW-NO-orientierte Bänder in Verbindung mit hochtroposphärischen Großamplitudentrögen in Erscheinung treten. Zwischen den Wolkenbändern der ITC und den mit diesen Trögen verbundenen Wolkenbändern besteht oft Durchgängigkeit.
3. In den Übergangsjahreszeiten treten Wolkenanordnungen vom Sommer- und vom Wintertyp auf. Besonders häufig läßt sich der mit lokaler konvektiver Bewölkung verbundene Typ S1 beobachten.

8. DIE NIEDERSCHLAGSGENETISCHE WIRKSAMKEIT DER DREIDIMENSIONALEN WETTERLAGENSYSTEME

Die nahezu barotrope Schichtung der tropischen Atmosphäre in den Monaten der Regenzeit bedingt die entscheidende Bedeutung der dynamisch ausgelösten Vertikalbewegungen für die Niederschlagsgenese. Vertikalbewegungen werden dynamisch durch das horizontale Strömungsverhalten der Luftmassen induziert. Um das Ausmaß der Vertikalbewegungen für die in dieser Arbeit bestimmten dreidimensionalen Wetterlagensysteme zu bestimmen, muß zunächst das Divergenzverhalten der Wetterlagen in den einzelnen analysierten Niveaus berechnet werden. Diese Rechnungen sind nach einer von Palmer (1955) vorgeschlagenen Methode durchgeführt worden. Dazu wurden auf einer Klarsichtfolie konzentrische Kreise im Abstand von jeweils einem Breitengrad unter Berücksichtigung des Maßstabes der zu analysierenden Wetterkarten aufgetragen. Die Geschwindigkeitsdivergenz wird bestimmt, indem von einem vorgegebenen Punkt (Puebla) auf der Stromlinie, die durch diesen Punkt geht, stromauf und stromab jeweils die Distanz von einem Breitengrad abgetragen wird. Man findet so die Punkte P1 und P2. Teilt man die Differenz der Geschwindigkeiten, die in P1 und P2 auftreten, durch zwei, so erhält man unter Berücksichtigung des Vorzeichens den Wert der Geschwindigkeitsdivergenz (resultierend aus der Ab- und Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit) in praktischen Einheiten, die mit Hilfe von Nomogrammen in Einheiten 10^{-6} sec^{-1} umgeformt werden können.

Die Strömungsdivergenz (Auseinander- oder Zusammenlaufen der Stromlinien) wird bestimmt, indem man eine Kurve zeichnet, die die Stromlinie durch den Punkt P (Puebla) und die rechts und links im Abstand von einem Breitengrad zu P liegenden Stromlinien im rechten Winkel schneidet.

Die Krümmung dieser Kurve kann approximativ mit der Klarsichtfolie bestimmt werden, indem die Krümmung $k = \frac{1}{r}$ des konzentrischen Kreises in die

weitere Rechnung eingeht, der optimal mit der Kurve übereinstimmt. Die Krümmung wird mit der Geschwindigkeit in P multipliziert, um unter Berücksichtigung des Vorzeichens den Wert der Strömungsdivergenz zu erhalten. Die Summe Geschwindigkeitsdivergenz plus Strömungsdivergenz ergibt die Divergenz in dem vorgegebenen Niveau.

Die Werte der Divergenzen, die in der Atmosphäre beim Auftreten der in dieser Arbeit aufgestellten dreidimensionalen Wetterlagensysteme beobachtet werden, lassen sich aus der Summation des Divergenzverhaltens in den einzelnen analysierten Niveaus bestimmen. Dies geschieht, indem das Divergenzverhalten zunächst in einem kleinen Zylinder (Durchmesser gleich 2° Breite) berechnet wird, dessen Höhe vom Erdboden bis zum 700 mb-Niveau reicht. Ob Divergenz oder Konvergenz in dem Volumen des Zylinders auftritt, ergibt sich durch die Summation der Divergenzwerte im Boden- und im 700 mb-Niveau und der anschließenden Division durch zwei. Unter der Voraussetzung einer linearen Änderung der Divergenz mit der Höhe entspricht dieser Wert nach der Multiplikation mit der Schichtdicke Δz dem Integral der Gleichung (1), also den Vertikalbewegungen, die im 700 mb-Niveau auftreten.

$$(1) \quad w = - \int_{z_0}^{z_1} \text{div}_2 \alpha_s dz$$

Mit $\text{div}_2 \alpha_s =$ Divergenz in der Luftmasse mit der Schichtdicke Δz und $z_0 = 0$ (Bodenniveau).

Die mittleren Divergenzen zwischen dem 700- und 500 mb-Niveau werden durch die Summation der Divergenzen für das 700 mb-Niveau und den Divergenzwerten für das 500 mb-Niveau und ihrer Division durch zwei berechnet. Die Multiplikation mit der Schichtdicke Δz_1 (Differenz der Hauptisobarenflächenhöhen für das 700 mb- und 500 mb-Niveau) ergibt unter Berücksichtigung der vertikalen Geschwindigkeitswerte im 700 mb-Niveau die Vertikalgeschwindigkeit, mit der die Luftteilchen durch das 500 mb-Niveau nach oben oder unten strömen. Ebenso lassen sich die Vertikalbewegungen im 200 mb-Niveau berechnen. Insgesamt läßt sich durch diese stufenweise Berechnung der Vertikalbewegungen in den einzelnen Höhenniveaus die resultierende vertikale Zirkulation der dreidimensionalen Wetterlagensysteme herleiten. In der folgenden Tabelle 5 sind die aus den täglichen Wetterkarten bestimmten und über den Beobachtungszeitraum gemittelten Divergenzen und resultierenden Vertikalbewegungen zusammengestellt.

In Tabelle 6 ist die prozentuale Gesamthäufigkeit der konvergenten und divergenten Wetterlagen zusammengestellt. In der Spalte „Konvergenz“ sind für das Bodenniveau jeweils zwei Werte angegeben. Der Wert hinter dem Schrägstrich gibt die Auftretshäufigkeit der Bodenwetterlage 5 an, die fast ausschließlich in Verbindung mit den divergenten Höhenwetterlagen H1 und H3 auftritt. Da mit diesen dreidimensionalen Wetterlagenkombinationen schwache absteigende Vertikalbewegungen verbunden sind (Tabelle 5 d), wurde in Tabelle 6 auch das Bodenniveau als in maximaler Häufigkeit von divergenten Wetterlagen beeinflusst charakterisiert, wenn die Differenz aus der Summe der Häufigkeiten aller konvergenten Wetterlagen (vor dem Schrägstrich) und der Auftretshäufigkeit der Wetterlage 5 kleiner als 50 % ist.

Tabelle 5

Divergenzverhalten der klassifizierten Wetterlagentypen
in Einheiten 10^{-6} sec^{-1} im Bereich des Untersuchungsgebietes

a) Bodenwetterlagen

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Konv.	-1,5	—	-7,7	—	-3,2	-3,0	-4,5	-6,0	—	—
Div.	—	+4,4	—	+4,5	—	—	—	—	+5,0	+4,0

b) Höhenwetterlagen 500 mb-Niveau

	H1	H3	P1/1	P1/2	P2/1	P1	P2	H2	T1	W1	W2	W3	W4/1	W4/2
Konv.	—	—	—	—	—	-7,0	-6,0	—	-8,4	—	—	8,2	-12,6	-6,9
Div.	+6,5	+6,3	+4,5	+4,7	+1,3	—	—	+1,6	—	+5,0	+4,2	—	—	—

c) Höhenwetterlagen 200 mb-Niveau

	A	B	C	D	Ek	Ed	Fk	Fd
Konv.	-7,5	—	-10,8	—	-15,0	—	-11,0	—
Div.	—	+3,0	—	+6,0	—	+12,8	—	+9,0

d) Resultierende Vertikalbewegungen im 500 mb-Niveau beim Auftreten der dreidimensionalen Wetterlagensysteme (in cm/sec)

	5,H1	5,H3	6,T1	6,H2	7,W1	7,W3	7,W4/1	7,W4/2	8,P1	9,P1/2	10,P1/2
	-0,59	-0,55	+2,05	+0,25	-0,09	+2,28	+3,09	+1,9	+2,34	-1,74	-1,56

Durch diese dynamische Betrachtungsweise wird die Regenzeit in den Monaten Mai bis Oktober nicht mehr nur auf die Umstellung des Windregimes von der winterlichen West- auf die sommerliche tropische Ostzirkulation zurückgeführt, sondern in einer direkten Beziehung zu den niederschlagsbedingenden Vertikalzirkulationen gesehen. In Tabelle 6 kann abgelesen werden, daß die winterlichen West- bzw. Nordwestzirkulationen der mittel- und hochtroposphärischen Niveaus vorwiegend mit bodennaher Divergenz und Höhenkonvergenz, die sommerliche Passatzirkulation in hohem Maße mit konvergenten bodennahen Zirkulationen und divergenten Höhenströmungen verbunden ist. Die Kompensation starker positiver Vertikalbewegungen in der unteren Troposphäre bedingt notwendig eine Höhendivergenz und umgekehrt (Abb. 12 a, b, c). Gebiete mit ausgedehnten, anhaltenden Niederschlägen sind an Konvergenz in der unteren und Divergenz in der oberen Troposphäre gebunden. Wolkenlosigkeit und anhaltendes schönes Wetter treten hingegen bei Divergenz in der unteren und Konvergenz in der oberen Troposphäre auf.

In Verbindung mit der Ausbildung einer Inversion wird häufig starke Divergenz in der mittleren Troposphäre und Konvergenz in der oberen Troposphäre und zugleich im Bodenniveau beobachtet (Abb. 12 g). Die negativen Vertikalbewegungen, die durch die starken Divergenzen in der mittleren Troposphäre ausgelöst werden, bedingen das Absinken der Luftmassen aus dem 200 mb-Niveau. Die aus der Bodenkongruenz resultierenden positiven Vertikalbewegungen in Bodennähe bewirken ein Aufsteigen der bodennahen Luftmassen. Diese beiden ver-

Tabelle 6

Prozentuale Gesamthäufigkeit konvergenter und divergenter Wetterlagen
im Jahresablauf für die analysierten Höhengiveaus

Monat	Höhen- niveau	Strömungs- richtung	Konvergenz	Divergenz	max. H.k.	result. vert. Bewg.
Januar	Boden	Nord-Süd	59/32	41	Div.	absteigend
	700 mb	West	22	78	Div.	
	500 mb	West	20	80	Div.	
	200 mb	West	83	17	Kon.	
Februar	Boden	Nord-Süd	61/37	39	Div.	absteigend
	700 mb	West	17	83	Div.	
	500 mb	West	18	82	Div.	
	200 mb	West	89	11	Kon.	
März	Boden	Nord-Süd	60/40	40	Div.	absteigend
	700 mb	West	19	81	Div.	
	500 mb	West	17	83	Div.	
	200 mb	West	89	11	Kon.	
April	Boden	Ost-Süd	70/48	30	Div.	absteigend
	700 mb	Nord-Ost	29	71	Div.	
	500 mb	West	29	71	Div.	
	200 mb	West	89	11	Kon.	
Mai	Boden	Ost-Süd	77/43	23	Div.	absteigend
	700 mb	Ost	32	68	Div.	
	500 mb	West	28	72	Div.	
	200 mb	West	62	38	Kon.	
Juni	Boden	Ost	96/29	4	Kon.	absteigend
	700 mb	Ost	36	64	Div.	
	500 mb	Ost	31	69	Div.	
	200 mb	Ost	30	70	Div.	
Juli	Boden	Ost	100/13	0	Kon.	aufsteigend
	700 mb	Ost	64	36	Kon.	
	500 mb	Ost	58	42	Kon.	
	200 mb	Ost	39	61	Div.	
August	Boden	Ost	99/13	1	Kon.	aufsteigend
	700 mb	Ost	57	43	Kon.	
	500 mb	Ost	58	42	Kon.	
	200 mb	Ost	37	63	Div.	
September	Boden	Ost	93/32	7	Kon.	aufsteigend
	700 mb	Ost	54	46	Kon.	
	500 mb	Ost	49	51	Div.	
	200 mb	Ost	28	72	Div.	
Oktober	Boden	Ost-Süd	70/40	30	Div.	absteigend
	700 mb	Ost	19	81	Div.	
	500 mb	West	20	80	Div.	
	200 mb	West	58	42	Kon.	
November	Boden	Nord-Süd	52/36	48	Div.	absteigend
	700 mb	West	25	75	Div.	
	500 mb	West	24	76	Div.	
	200 mb	West	81	19	Kon.	
Dezember	Boden	Nord-Süd	55/37	45	Div.	absteigend
	700 mb	West	21	79	Div.	
	500 mb	West	26	74	Div.	
	200 mb	West	93	7	Kon.	

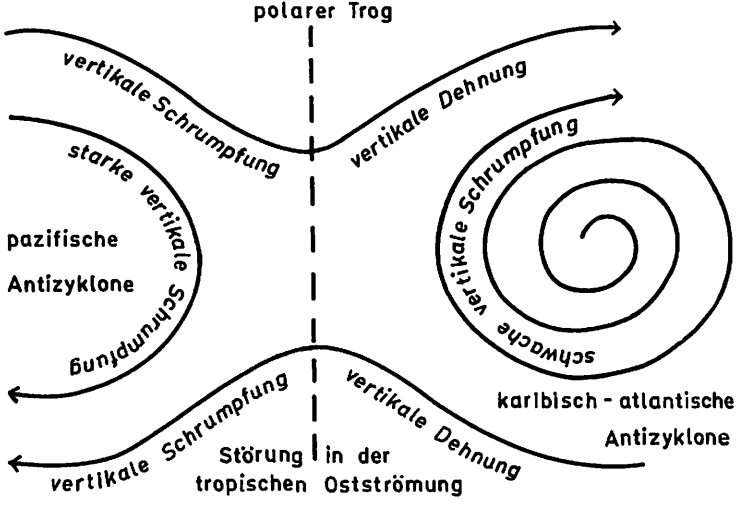
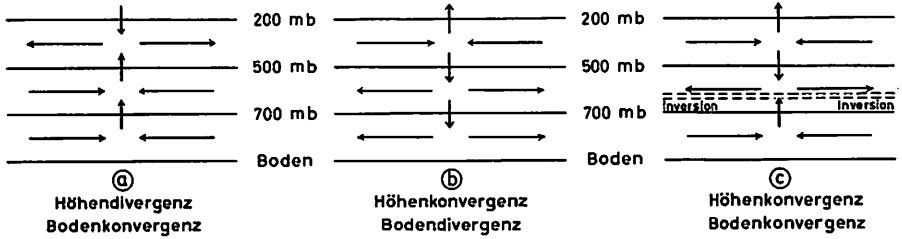


Abb. 12: Stromlinienstruktur und Divergenzverhalten

Abb. 13: Stromlinienstruktur und Vorticityverhalten

तिकalen Zirkulationen unterschiedlicher vertikaler Richtungskomponente (Neiburger, 1961) balancieren sich in einer bestimmten mittleren Höhe aus, die durch die Höhe der Inversionsschicht markiert wird (Abb. 12 d). Die Aufttrittshäufigkeiten kräftig divergenter Strömungsstrukturen in der mittleren Troposphäre gestatten demnach Rückschlüsse auf die Aufttrittshäufigkeit und Intensität von Inversionen (vgl. Abb. 16).

Die Berechnung der mit dem Auftreten einer Wetterlage verbundenen Divergenzen im Bereich des Untersuchungsgebietes gibt ein statisches Augenblicksbild der mit der zugrundeliegenden Wetterlage verbundenen Vertikalbewegungen. In welchem Sinne sich die Divergenzwerte bei einer Veränderung der Zirkulationsstruktur ändern, kann diesem statischen Verteilungsbild nicht entnommen werden. Für den Fall großräumiger, gekrümmter Stromlinien ermöglicht die Berechnung der Wirbelgröße (vorticity) Aussagen über die Veränderungen der Zirkulationsstruktur, der Schichtdicke der Luftmassen und der mutmaßlichen Fortpflanzungsrichtung der Luftteilchen. Die Gleichung der „potentiellen Vorticity“ (Riehl, 1954, S. 205 u. Rossby, 1939 u. 1940) zeigt, daß bei adiabatischen Bewegungen auch beim Vorhandensein von Divergenz in einer betrachteten Strömungsschicht die Größe

$$\frac{f + \zeta}{\Delta p}$$

konstant bleibt. Wird die relative Vorticity ζ als Differenz aus Krümmungs- und Scherungsvorticity dargestellt:

$$(2) \quad \frac{f + \zeta}{\Delta p} = \frac{f + \left(\frac{v}{r} - \frac{\partial v}{\partial n} \right)}{\Delta p} = \text{const}$$

so sind folgende Schlußfolgerungen in bezug auf das Strömungsverhalten von Luftmassen möglich:

1. Bleibt f (Coriolisparameter) konstant und nimmt die Höhe der Strömungsschicht zu (vertikale Dehnung, Konvergenz), so muß zur Erfüllung der Gleichung (2) die Kurvenkrümmung der Stromlinien stärker zyklonal bzw. die Windscherung stärker zyklonal werden.
2. Aus der Umkehrung dieser Beziehung kann geschlossen werden, daß eine Zunahme zyklonaler Krümmungs- bzw. Scherungsvorticity mit vertikaler Streckung verbunden ist (pos. Vertikalbewegung).
3. Bleibt Δp konstant und wird f bei einer Nord-Südströmung kleiner, so muß zur Kompensation der Abnahme von f die relative Vorticity größer, die Kurvenkrümmung also stärker zyklonal bzw. die zyklonale Windscherung wachsen. Die Umkehrung dieser Aussage gilt für eine Strömung, die von Süden nach Norden gerichtet ist (vgl. Roschy, 1940).
4. Ein starkes Anwachsen von Δp infolge einer Zunahme der zyklonalen relativen Vorticity ist in einer bodennahen Strömungsschicht nur dann möglich, wenn in den überlagernden Höhenschichten zugleich die Schichtdicke Δp abnimmt, also die antizyklonale relative Vorticity zunimmt. Es gelten demnach in bezug auf die relative Vorticity die gleichen vertikalen Kompensationsbedingungen, die für die Divergenz bereits hervorgehoben wurden.

Tabelle 7

Typ	Divergenzwerte implizieren		Vorticitzwerte implizieren		Typ	Divergenzwerte implizieren		Vorticitzwerte implizieren	
	aufsteigende Vertikalbewegung	absteigende Vertikalbewegung	vertikale Dehnung	vertikale Streckung		aufsteigende Vertikalbewegung	absteigende Vertikalbewegung	vertikale Dehnung	vertikale Streckung
Boden									
1	+		+		P 2	+		+	
2		+		+	P 1	+		+	
3	+		+		T 1	+		+	
4		+		+	H 2		+	+	
5	+		+		W 1		+		+
6	+		+		W 2		+		+
7	+		+		W 3	+		+	
8	+		+		W 4/1	+		+	
9		+		+	W 4/2	+		+	
10		+		+	200 mb				
500 mb					A	+		+	
H 2		+		+	B		+		+
H 3		+		+	C	+		+	
P 1/1		+		+	D		+		+
P 2/1		+		+	E	+		+	
P 1/2		+		+	F	+		+	

Diese Darlegungen gestatten eine Anwendung auf die Stromlinienstrukturen der klassifizierten Wetterlagentypen. In Abb. 13 sind alle in Abb. 6 und Abb. 9 vorkommenden Zirkulationsgebilde in ihrer üblichen Konstellation zueinander dargestellt. Es ist unmittelbar erkennbar, daß auf der Westseite des polaren Troges die antizyklonale Kurvenkrümmung stärker wird, während zugleich f abnimmt. Zur Kompensation dieser Abnahme von f und ζ muß notwendig Δp abnehmen. Es resultiert eine vertikale Schrumpfung. Im Bereich der Trogachse des polaren Troges und östlich der Trogachse nimmt f zu, während gleichfalls ζ größer wird oder gleich bleibt. Entsprechend muß Δp ebenfalls zunehmen. Es resultiert eine vertikale Dehnung der Luftmassen entlang den Stromlinien. Für die Ostflanke der pazifischen Antizyklone resultiert eine starke vertikale Schrumpfung der Luftmassen, die sich entlang dem nord-süd-orientierten Stromlinienverlauf bewegen. Das Ausmaß der Zunahme antizyklonaler Krümmungsvorticity bestimmt im Bereich der Westflanke der karibisch-atlantischen Antizyklone das Ausmaß der vertikalen Schrumpfung (Abb. 13).

Im Falle nahezu geradliniger, nord-süd-orientierter Stromlinien im Bereich Süd-mexikos, die besonders für die Typen W_3 und $W^{4/2}$ charakteristisch sind, treten als Folge vertikaler Dehnung (vgl. Abb. 13) im Bereich der bodennahen Luftschichten vorwiegend aufsteigende vertikale Luftbewegungen auf. Aus dem gleichen Grunde sind die Luftmassen an der Westseite der karibisch-atlantischen Antizy-

klone mit schwachen vertikalen Schrumpfungsprozessen, gelegentlich sogar mit schwachen Dehnungsprozessen verbunden. Das Strömungsverhalten in den Wellenströmungen, die der tropischen Ostströmung überlagert sind, zeichnet den Bereich in und östlich der Trogachse durch vertikale Dehnung (f und ζ nehmen zu, Δp muß notwendig auch größer werden) und den Bereich westlich der Trogachse durch vertikale Schrumpfung aus (f und ζ nehmen ab, Δp wird notwendig ebenfalls kleiner).

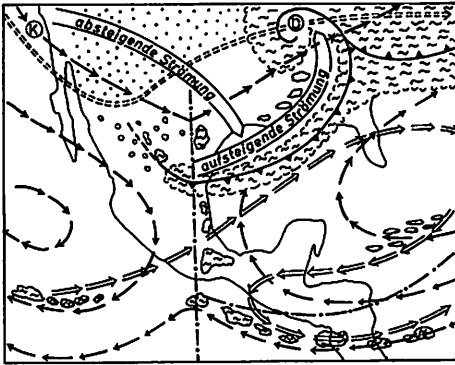
Wird das Verhalten der Schichtdicke Δp innerhalb der Strömungen, die in den klassifizierten Wetterlagentypen vorliegen (Abb. 5, 6, 9) untersucht, so ergibt sich eine deutliche Übereinstimmung zwischen Konvergenz und vertikaler Dehnung sowie Divergenz und vertikaler Streckung innerhalb der betrachteten Niveaus. In der Tabelle 7 ist das Divergenzverhalten und die gemäß der „potentiellen Vorticity“ bestimmte Änderung der Schichtdicke Δp (nach Palmer, 1955, S. 132 wurden diese Rechnungen durchgeführt) zusammengestellt. Der Vergleich zeigt, daß mit Konvergenz stets eine vertikale Dehnung der Schichtdicke Δp innerhalb der betrachteten Luftmassen verbunden ist, mit Divergenz jedoch eine vertikale Schrumpfung der Schichtdicke Δp auftritt. Die einzige Ausnahme bildet die Wetterlage H₂, die mit einer sehr schwachen Divergenz ($+ 1.6 \cdot 10^{-8} \text{ sec}^{-1}$) verbunden ist, gleichzeitig jedoch im Mittel eine schwache zyklonale Vorticity aufweist, die in Verbindung mit der breitenabhängigen Zunahme von f eine vertikale Streckung der Luftmassen impliziert.

Im folgenden Abschnitt wird der Versuch unternommen, alle bisherigen Ergebnisse in einem für den mexikanischen Raum charakteristischen Wetterlagenmodell zusammenzufassen. Die klassifizierten Zirkulationsstrukturen und die typisierten Wolkenanordnungen müssen in dieses Modell ebenso eingehen wie die berechneten mittleren Vertikalbewegungen. Außerdem sollte das Wetterlagenmodell so gestaltet sein, daß die zeitliche Dynamik der klassifizierten Wetterlagentypen und die daraus resultierenden Veränderungen der niederschlagsgenetisch wirksamen Vertikalbewegungen instruktiv erfaßt werden können.

9. EIN DREIDIMENSIONALES WETTERLAGENMODELL FÜR DEN MEXIKANISCHEN RAUM

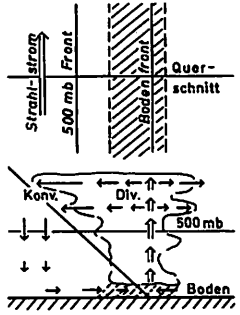
Der Gedanke, für den mexikanischen Raum ein Wetterlagenmodell anzugeben, liegt nahe, da sich bestimmte Zirkulationsstrukturen in einer bestimmbareren Abfolge ständig wiederholen. Für den quasistationären Charakter dieser Zirkulationsstrukturen konnten drei Ursachen angegeben werden:

1. Der quasistationäre Charakter des polaren Troges in 80° westlicher Länge.
2. Der quasistationäre Charakter der karibisch-atlantischen Antizyklone, deren monatliche Nord-Südwanderung eindeutig bestimmt werden konnte.
3. Der quasistationäre Charakter der orographisch ausgelösten Queney-Wellen, in deren Trogpositionen die wandernden Störungen in der tropischen Ostströmung bevorzugt stationär werden.



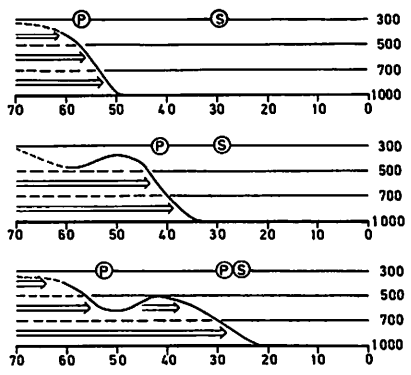
(a)

- ▲— Kaltfront
- Stromlinien im 500mb-Niveau
- ⋯⋯⋯ Strahlströmung im 200mb-Niveau
- - - - - Trogachse
- ▲— Dreidimensionale Trajektorien
- ⋯⋯⋯ Offene zellulare Wolkenstruktur
- ⊙⊙⊙ Geschlossene zellulare Wolkenstruktur
- ⋯⋯⋯ Stratuswolkendecke
- ⊖⊖⊖ Cu-Wolkendecke, meist in Bändern angeordnet
- Zirkulation im 200mb-Niveau



(b)

- ⇒⇒⇒ Aufwärtsbewegungen, die durch freierwirdende latente Wärme ausgelöst werden
- Vertikalbewegungen
- ▲— Vertikaler Frontverlauf
- ⊖⊖⊖ Wolkenbegrenzung



(c)

- Ⓟ Polarfront - Strahlstrom
- Ⓢ Subtropischer - Strahlstrom
- ▲— Vordringende Kaltluft
- Bewegungsrichtung der Kaltluft

Abb. 14: Wetterlagenmodell für den mexikanischen Raum

Im 6. Abschnitt dieser Arbeit wurden die Zusammenhänge zwischen den Wetterlagen der verschiedenen Höhengiveaus herausgearbeitet. Unter der zusätzlichen Berücksichtigung der Wolkenanordnung kann zunächst für die Kaltlufteinbrüche der Trockenzeit das in Abb. 14 a angegebene Modell entwickelt werden. Drei Zirkulationsstrukturen charakterisieren den Stromlinienverlauf in den verschiedenen Niveaus im Bereich Nordmexikos und dem Südwesten der USA:

1. Typ 8 bzw. 9 oder 10 im Bodenniveau
2. Typ P₁ (oder allgemeiner ein beliebiger P-Typ) im 700 und 500 mb-Niveau
3. Der E bzw. C-Typ im 200 mb-Niveau

Verbunden mit dieser dreidimensionalen Zirkulationsstruktur ist:

4. Die Wolkenanordnung S3.

Der quantitative Nachweis, daß in der Mehrzahl der beobachteten Einzelfälle diese dreidimensionale Anordnung der für die einzelnen Höhengiveaus typisierten Wetterlagen signifikant häufiger auftritt als andere mögliche Wetterlagenkombinationen, kann durch eine Vielzahl von Chiquadrattests geführt werden. Für die Einzeljahre und den gesamten Zeitraum 1967—1969 wurden $m \times n$ Tafeln erstellt. Dazu war es notwendig, die klassifizierten Wetterlagen aller Höhengiveaus mit einer fortlaufenden Numerierung zu versehen. Diese Numerierung ist so angelegt, daß die Diagonalelemente der $m \times n$ Tafeln den in maximaler Häufigkeit überlagerten Wetterlagentypen der einzelnen Höhengiveaus entsprechen. Von den insgesamt 24 $m \times n$ Tafeln ist beispielhaft eine 10 x 10 Tafel angeführt (Abb. 15), in der die Beziehung zwischen den Bodenwetterlagen und den typisierten Wolkenanordnungen für das Jahr 1967 analysiert wird.

Wie im abgebildeten Beispiel ergibt sich beim Chiquadrattest keine signifikante Abweichung der beiden Häufigkeitsverteilungen voneinander. Die Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Höhengiveaus der Modellanordnung können als nahezu gleichverteilt angesehen werden. Das ausgewertete Material zeigt demnach, daß die in dem Modell zusammengefaßten dreidimensionalen Wetterlagenanordnungen dem empirischen Datenmaterial entsprechen.

Die in dem Modell (Abb. 14 a) angegebene Horizontalzirkulation im Bereich des Kaltlufteinbruchs gestattet Rückschlüsse auf die Vertikalbewegungen, die mit diesen Strömungen verbunden sind. Beobachtet man zunächst das Verhalten der nach Süden ausströmenden Kaltluftmassen im Bodenniveau und setzt die Gültigkeit von:

$$\frac{f + \zeta}{\Delta p} = \text{const} \quad (1)$$

voraus, so erfolgt entlang einer nord-süd-orientierten Stromlinie für die $\zeta = 0$ sei infolge der Abnahme von f in niedrigeren Breiten eine entsprechende Abnahme der Schichtdicke Δp . Betrachtet man eine Luftsäule in 60° nördl. Breite, die infolge eines Kaltlufteinbruchs nach Süden gelangt, so lassen sich nach Palmén (1969, S. 290) folgende Werte für die vertikale Schrumpfung der Säule bestimmen:

Bodenwetterlagen 1967

Satellitenfotos 1967

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Prozent und Anzahl Insges.
1	85,5% 47			12,1% 12	11,1% 6		6,7% 1	16,7% 2	20,4% 10	4,8% 2	22,5% 80
2		100,0% 1		5,1% 5	3,7% 2			8,3% 1	6,1% 3	2,4% 1	3,7% 13
3			90,5% 19		5,6% 3						6,2% 22
4	10,9% 6			61,6% 61	3,7% 2		6,7% 1				19,7% 70
5	1,8% 1		9,5% 2	14,1% 14	68,5% 37					2,4% 1	15,5% 55
6	1,8% 1			3,0% 3	1,9% 1	85,7% 6			2,0% 1	4,8% 2	3,9% 14
7							66,7% 10				2,8% 10
8				1,0% 1	1,9% 1			75,0% 9		19,0% 8	5,4% 19
9				2,0% 2	1,9% 1				67,3% 33	11,9% 5	11,5% 41
10				1,0% 1	1,9% 1	14,3% 1	20,0% 3		4,1% 2	54,8% 23	8,7% 31
Prozent und Anzahl Insgesamt	15,5 55	0,3 1	5,9 21	27,9 99	15,2 54	2,0 7	4,2 15	3,4 12	13,8 49	11,8 42	100,0% 355

Abb. 15: 10 × 10 Tafel zum Vergleich der Häufigkeitsverteilungen von Bodenwetter- und Satellitenfototypen (Chi-Quadrat-Test)

nördl. Breite	60°	50°	40°	30°	20°	10°
Verhältnis zwischen Ausgangshöhe der Säule und ihrer Höhe in:	100 %	88 %	73 %	58 %	39 %	20 %
Druck in mb an der oberen Begrenzung der Luftsäule in:	300	380	490	590	730	860
Temperatur an der oberen Begrenzung der Luftsäule in:	-58°	-46°	-29°	-12°	+5°	+22°

Vergleicht man die resultierenden Temperaturwerte in 30, 20 und 10° nördl. Breite mit den mittleren Temperaturwerten der Trockenzeit in den entsprechenden Niveaus (Gutermann, Chanevskoi, 1963), so zeigt sich, daß sich die anfängliche Kaltluft infolge der vertikalen Schrumpfung in Warmluft transformiert hat. Frontale Temperaturgegensätze existieren unter diesen Umständen nicht mehr. Treten dennoch in südlichen Breiten vertikal ausgedehnte Kaltluftmassen auf, so liegen entweder extrem tiefe Ausgangstemperaturwerte der Kaltluftmassen vor, die trotz der adiabatischen Erwärmung noch einen Temperaturgegensatz zu den „in situ“ lagernden Warmluftmassen aufweisen, oder die mit der Südwanderung der Luftmassen normalerweise verbundene vertikale Schrumpfung wurde durch eine Zunahme von ζ unterbunden. Nimmt f mit abnehmender Breite ab und ζ gleichzeitig zu, so kann die Schichtdicke Δp konstant bleiben. Eine Zunahme von ζ ist insbesondere im Falle einer zyklonalen Krümmung der Stromlinien gegeben. Verlagern sich Kaltluftmassen entlang zyklonalen Trajektorien nach Süden, so resultiert eine Südwest- und schließlich eine Westströmung. Diese Überlegungen gestatten eine unmittelbare Anwendung auf das Modell: Die Luftmassen im östlichen Bereich der Kaltfront weisen gegenüber den Warmluftmassen die höchsten Temperaturgegensätze auf. Die südlichen und westlichen Teile der Front in Abb. 14 a können von den im Lee der Rocky Mountains in etwa 60° nördl. Breite gebildeten Kaltluftmassen nur antizyklonalen Trajektorien folgend erreicht werden. Die Temperaturgegensätze sind demnach klein, die vertikale Ausdehnung der Kaltluftmassen gering. Das führt dazu, daß sich die Kaltfronten über die Meseta früher auflösen als über der karibischen See. Die in Auflösung begriffene Kaltfront über dem mexikanischen Hochland ist in Abb. 14 a gestrichelt angegeben.

Die erhebliche vertikale Schrumpfung der Kaltluftmassen bedingt einen bedeutsamen Effekt: Infolge des besonders raschen Vordringens der Kaltluftmassen im Bereich des 40.—50. nördl. Breitenkreises und einer allmählichen Geschwindigkeitsabnahme des Südvorstoßes der Kaltluftmassen in niedrigeren Breiten entsteht eine vertikale Einbuchtung in der Kaltluftmasse (Abb. 14 c). In der Mehrzahl der beobachteten Fälle entwickelt sich im Bereich dieser Einbuchtung eine zweite Kaltfront (Palmen, 1951), die der ersten Kaltfront im zwei- bis dreitägigen Abstand folgt (vgl. Abb. 5, Typ 2 u. Abb. 11, Typ S3). Die zunächst sehr weit nach Süden vorgedrungene Kaltluft wird durch diese Abschnürung von der Kaltluftquelle getrennt und löst sich allmählich auf, während die zweite Kaltfront rasch nach Süden vordringt. Die häufig kurzen Zeitabstände zwischen der Aufeinanderfolge der Fronten ist durch diesen Verhaltensmechanismus erklärbar. Der Abschnürprozeß kann sich mehrere Male wiederholen.

Die Bewölkungsanordnung im Bereich der einbrechenden Kaltluftmassen erfordert eine Erklärung. Die stratiforme Bewölkung im Bereich der Kaltfront ist Folge der aus den frontalen Temperaturgegensätzen resultierenden Vertikalbewegungen. Die Wolkenlosigkeit, welche westlich der Trogachse (500 mb) auftritt, läßt sich dynamisch erklären: Der durch die einbrechenden Kaltluftmassen induzierte Höhentrog ist im mexikanischen Raum immer durch eine vertikale Neigung der Trogachse in westliche Richtung gekennzeichnet. Die mit vertikaler Schrumpfung (Divergenz) im Bodenniveau verbundenen Kaltluftmassen werden von dem konvergenten Quadranten der Strahlströmung überlagert (Abb. 14 a). Es resultiert eine weiträumige, absteigende Vertikalbewegung. Im Bereich der Kaltfront (vgl. Abb. 5, Typ 8) liegt eine Bodenkonvergenz vor. Auch im 500 mb-Niveau impliziert die überlagernde Trogvorderseite aufsteigende Vertikalbewegungen. Durch die vertikale Neigung der Trogachse in westlicher Richtung wird diese bodennahe konvergente Zone im Strahlstromniveau von dem divergenten Quadranten überlagert. Es resultieren weiträumige, aufsteigende Vertikalbewegungen im frontalen Bereich (Abb. 14 b nach Palmen und Newton, 1969, S. 268).

Diesen Darlegungen entspricht die Wolkenstruktur recht genau. Die dargestellten Wolkenstrukturtypen lassen sich für das entwickelte Modell an folgende Zirkulationsstrukturen binden (vgl. Abb. 14 a):

1. Nördlich der Strahlströmung herrscht abgesehen vom zentralen Bereich der Zyklone eine offene zellulare Bewölkung vor (Anderson, R. K., 1969, 3D).
2. Südlich der Strahlströmung ist das Gebiet zwischen der Strahlströmung und der Stromlinie westlich der Trogachse im 500 mb-Niveau durch eine geschlossene zellulare Bewölkungsstruktur gekennzeichnet.
3. In der Nähe der Trogachse (500 mb-Niveau) kommt es zu einer Intensivierung der Bewölkung. Cumulusbewölkung ist vorherrschend.
4. Östlich der Trogachse (500 mb) ist das Ausmaß der Bewölkung von der Intensität der „aufsteigenden Strömung“ abhängig. Im Bereich des divergenten Quadranten der Strahlströmung tritt in der Regel eine Cu-Bewölkung in Erscheinung.
5. Der Verlauf der Bodenkaltfront läßt sich fast immer durch eine ausgeprägte Stratuswolkendecke nachweisen. Der Wirbel der Zyklone wird ebenfalls von dieser Bewölkungsstruktur nachgezeichnet.
6. Für die Warmluft, die von der einbrechenden Kaltluft verdrängt wird (südlich der Kaltfront), sind offene zellulare Wolkenstrukturen, die in Bändern angeordnet sind, charakteristisch (Cu-Bewölkung).

Die beschriebenen Wolkenanordnungen des dreidimensionalen Wetterlagenmodells stehen in einem direkten Zusammenhang zu den für die klassifizierten Wetterlagentypen berechneten Divergenzwerten und zu den resultierenden Vertikalbewegungen (vgl. Tab. 5). Die Wolkenanordnung gestattet außerdem Aussagen über die Lage der niederschlagsbegünstigten Gebiete. Zwei Gebiete sind von besonderer Bedeutung:

1. Der frontale Bereich, dessen Wetterwirksamkeit vom Feuchtegehalt der beteiligten Luftmassen und dem Ausmaß der Höhendivergenzen bestimmt wird.

2. Der Trogachsenbereich (00 mb), der infolge der aus der Windscherung resultierenden Konvergenz bei überlagerter Divergenz im Strahlstromniveau große Wetterwirksamkeit zeigt. Dies gilt insbesondere in den Übergangsjahreszeiten, in denen relativ hohe Feuchtwerte in Bodennähe auftreten können.

Die Strömungsstrukturen der Höhenzirkulationen südlich der Kaltfront (Abb. 14 a) sind für den Bereich südlich der von den Kaltluftmassen okkupierten Gebiete charakteristisch. Das Modell ist allerdings nicht so zu verstehen, daß diese Zirkulationen in den angegebenen Positionen beim Einbrechen der Kaltluftmassen stets auftreten, sondern soll die bereits im Zusammenhang mit den Einzelwetterlagen beschriebene Dynamik der Zirkulationssysteme und ihre Beziehungen zueinander anschaulich wiedergeben. Dringt z. B. die Kaltfront weiter nach Süden vor, so wird die antizyklonale Höhenzirkulation über dem karibischen Raum durch den polaren Trog (P-Typ) nach Süden abgedrängt. Löst sich hingegen die Front in den Sommermonaten bereits im Südwesten der USA auf, so verlagert sich das Zentrum der karibisch-atlantischen Antizyklone nach Norden, während die Störungen in der tropischen Ostströmung, die in der Stromlinienführung entlang der südlichen Peripherie dieser antizyklonalen Strömung erkennbar sind, in nördlicheren Breiten auftreten. Alle horizontalen Bewegungen der Zirkulationsgebilde können den Ausführungen im Abschnitt 5 b entnommen werden.

Im ostpazifischen Raum tritt in Abb. 14 a eine Höhenströmung auf, die dem Typ H1 entspricht, während über dem karibischen Raum der Zirkulationstyp H3 bzw. H2 wirksam ist. Durch die Analyse der jahreszeitlichen Wanderung dieser Druckgebilde und der Übergangshäufigkeit der P- in die H-Typen, ist der zeitliche Zusammenhang beider Typengruppen bekannt. In der vorliegenden notwendigerweise statischen Modellanordnung der Zirkulationsgebilde weichen die Stromlinien geringfügig von den oben entwickelten mittleren Positionen der H-Typen ab. Die dynamischen Verhältnisse und die Beziehungen der Typengruppen untereinander bleiben jedoch durch diese Positionsänderung unberührt.

Die Durchführung der Chiquadrattests zeigt, daß zwischen den Auftrittshäufigkeiten der Typen H1 und H3 und dem Bodentyp 5 nur zufallsbedingte Abweichungen bestehen. Ein ebenfalls sehr starker Zusammenhang läßt sich zwischen H1 und H3 und dem Höhentyp F (subtropischer Strahlstrom) nachweisen. Der subtropische Strahlstrom (200 mb) verläuft in Abb. 14 a nördlich des Zentrums der antizyklonalen Höhenströmung H2 bzw. H3. Zwischen dem Auftreten des Bodentyps 5 und der Wolkenanordnung S1 besteht gleichfalls ein signifikanter Zusammenhang. Insgesamt kann diese dreidimensionale Zirkulationsstruktur in Verbindung mit der Wolkenanordnung S1 als charakteristische Strömungsstruktur in das Modell übernommen werden.

Aus dem bereits berechneten Divergenzverhalten und den resultierenden Vertikalbewegungen ergeben sich folgende Wolkenanordnungen (Abb. 14 a):

1. Vorherrschende Absinkvorgänge im Bereich der Nordwest-Nordströmung der Höhenantizyklone H1, die im Bodendruckfeld durch die pazifische Antizyklone in Erscheinung tritt (Neiburger, 1961). Wolkenlosigkeit kennzeichnet diese Strömung im westlichen Teil Mexikos und im ostpazifischen Raum.
2. Die südliche Peripherie der Höhenströmung H1 liegt häufig im Einzugsbereich des STJ, dessen Verlauf durch eine Cirrusbewölkung nachgezeichnet wird.

3. Die antizyklonale Strömung H3 bzw. H2 korrespondiert mit einem Hochdruckgebiet im Bodenniveau über dem karibischen Raum. Die Ostflanke und das Zentrum der Strömung H2 bzw. H3 weisen erhebliche Absinkbewegungen auf, die aus der Nord-Südströmung resultieren. Der südwestliche und westliche Bereich dieser Zirkulationen ist mit „Nondivergenz“, häufig jedoch mit schwachen bis mäßigen aufsteigenden Luftbewegungen verbunden (vgl. Tab. 5). Strömungsparallele Wolkenbänder sind für diese Gebiete charakteristisch (Abb. 14 a).
4. Die Strömungsgebilde H1 und H2 bzw. H3 sind in der Regel durch einen ausgedehnten Trog (500 mb) voneinander getrennt. Mäßige bis starke Konvergenz bedingt im Bereich der Trogachse eine Cumulusbewölkung (Abb. 14 a).

Niederschlagsbegünstigte Gebiete sind diesen Überlegungen entsprechend im Wirkungsfeld der Zirkulationsstruktur H1 nicht zu erwarten. Der Zirkulationstyp H2 ermöglicht im Falle einer Bodenkonvergenz lokale konvektive Niederschläge entlang der SW- und Westflanke der Antizyklone. Bei einer Verlagerung der Antizyklone H2 (Übergang in H3) nach Süden gelangen weite Teile Mexikos in das Einflußfeld der mit dieser Zirkulation verbundenen nördlichen West-Südwestströmung. Der Bereich dieser Strömungen ist durch Divergenz gekennzeichnet. Es resultiert Wolkenlosigkeit.

Die durch die Zirkulationen der H-Typen bedingten absteigenden Vertikalbewegungen in der mittleren Troposphäre (vgl. Abb. 12) führen zur Ausbildung einer Inversionsschicht über dem karibischen Raum und über Mexiko. In Abb. 16 a sind die Auftrittshäufigkeiten der Passatinversion im Jahresablauf zusammengestellt. Antigua (kleine Antillen) ist die südöstlichste der analysierten Stationen (nach Gutnick, 1958). Die Auftrittshäufigkeiten der Passatinversion zeigen, daß diese Station während der Monate Juni—Oktober eine Position zu der Höhenantizyklone einnimmt (Abb. 4), die die Ausbildung der Inversion in minimaler Häufigkeit impliziert. Wie Abb. 4 entnommen werden kann, liegt Antigua in diesen Monaten südwestlich des Zentrums der Antizyklone, also in dem Bereich der Zirkulationsstruktur, für welchen den theoretischen Überlegungen (Erhaltung der potentiellen vorticity) entsprechend schwache bis mäßige aufsteigende Vertikalbewegungen typisch sind. Guantanamo auf Kuba liegt nordwestlich von Antigua. Die sommerlichen Auftrittshäufigkeiten der Passatinversion nehmen entsprechend der nördlicheren Lage zu. Nahezu auf dem gleichen Meridian wie Guantanamo, nur etwa 8 Breitenkreise nördlicher, liegt Grand Bahama. Die nördlichere Lage der Station bedingt das ausgeprägte hochsommerliche Auftrittsminimum der Inversion, welches durch die extreme Nordposition der karibischen Antizyklone bedingt wird. In den Monaten Oktober bis April liegt Grand Bahama im Einflußfeld der westlichen Höhenströmung, die mit der Nordperipherie der karibisch-atlantischen Antizyklone verbunden ist. In diesen Monaten wird die Auftrittshäufigkeit der Inversionen maximal (90 ‰).

Südwestlich von Guantanamo liegt Swan Island. Die südlichere Lage Swan Islands bewirkt eine geringere Auftrittshäufigkeit der Passatinversion in den Sommermonaten.

Infolge der Aufspaltung der karibisch-atlantischen Antizyklone im Juli sowie dem gehäuften Auftreten tropischer Zyklonen (Bodentyp 3, Abb. 5) im September

wird die Inversionshäufigkeit in Mexiko D.F. und Veracruz nicht im Juli beim Zenitstand der Sonne minimal, sondern im September. Die vergleichsweise hohe Inversionshäufigkeit im Juli steht in Beziehung zur Aufspaltung der karibisch-atlantischen Antizyklone, weil Mexiko (der Westen stärker als der Osten des Landes) in diesem Monat häufig im Einflußfeld einer nord-süd-gerichteten antizyklonalen Strömung liegt (Abb. 3, westliche, kleinere Antizyklone), die mit starken absteigenden Bewegungen verbunden ist. Die westlichere Lage von Mexiko D.F. gegenüber Veracruz kommt in der zeitlichen Verteilung der Inversionshäufigkeiten zum Ausdruck. Allerdings werden die geringeren Auftretshäufigkeiten von Inversionen in Veracruz und an allen Inselstationen im Vergleich zu Mexiko D.F. auch durch das erhöhte Feuchteangebot in Meeresnähe mitbedingt.

Zwei wesentliche Schlußfolgerungen können an diese Betrachtung angeschlossen werden:

1. Die Wanderungen der karibisch-atlantischen Antizyklone im Jahresablauf kennzeichnet den Jahresgang der Inversionshäufigkeit im karibischen Raum.
2. Die Aufspaltung der karibisch-atlantischen Antizyklone in zwei Teilzellen, die mit dem Zenitstand der Sonne verbunden ist, bedingt im Bereich der mexikanischen Meseta ein Ansteigen der Inversionshäufigkeit.

Die Berechnung der mittleren Inversionshöhe im Jahresablauf für Mexiko D.F. und Veracruz bestätigt die Sonderstellung des Monats Juli (Abb. 16 b). In diesem Monat sinkt die Höhe der Inversionsbasis an beiden Stationen um etwa 50 mb ab. Infolge des hohen korrelativen Zusammenhangs, der zwischen der Inversionshöhe und der Stärke der Inversion besteht (Neiburger, 1961), kann aus dem Absinken der Inversionsbasis auf eine größere Temperaturzunahme im Bereich der Inversionsschicht geschlossen werden.

In den Monaten Juni und August kommt es im Mittel nicht zur Aufspaltung der karibisch-atlantischen Antizyklone. Eine antizyklonale Strömung vom Typ H2, deren südostorientierte Stromlinien über Zentralmexiko eine mäßige Divergenz ($1,6 \cdot 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$) bedingen (Abb. 6), kann in dem Modell (Abb. 14 a) durch eine der Sonnenwanderung folgende Verschiebung der gesamten Zirkulationsstruktur in nordwestliche Richtung realisiert werden.

In der vorliegenden Anordnung entspricht das Modell recht genau dem Zirkulationstyp T1 im 700 bzw. 500 mb-Niveau. Dabei ist die Wolkenanordnung S4 bevorzugt mit der Zirkulation T1 verbunden. Sie zeichnet die Trogposition des ausgedehnten mitteltroposphärischen Troges ebenso wie den polaren Trog durch eine Cu-Bewölkung nach. Im Bereich der tropischen Ostströmung (Abb. 14 a) wird die mit dem ausgedehnten Trog verbundene Wellen-Störung von Cu-Wolkenbändern nachgezeichnet. Die Wolkenstruktur S2 ist häufig an die Zirkulationen H2 gebunden. Die aus vorwiegend strömungsparallelen Wolkenbändern bestehende Wolkenanordnung S2 tritt in Verbindung mit Typ H2 bevorzugt dann auf, wenn in der oberen Troposphäre Typ A erscheint. Obwohl der korrelative Zusammenhang zwischen T1 + H2 und A schwach ist, muß erwähnt werden, daß die Überlagerung von H2 durch den antizyklonalen Bereich des hochtroposphärischen Troges (Typ A, 200 mb) eine hohe Wetterwirksamkeit der Zirkulation H2 bedingt (Abb. 15 d). Besonders im Bereich der Westflanke der Antizyklone H2, die durch

„Nondivergenz“ oder durch mäßige aufsteigende Vertikalbewegungen charakterisiert ist, kann es zu ausgedehnten Niederschlägen im Falle dieser Überlagerung kommen. Wird andererseits die Zirkulation T1 oder H2 von dem zyklonalen, zentralen Teil des Höhentrogens A überlagert (Abb. 15 d), so wird als Folge der starken Höhenkonvergenz die Inversion verstärkt. Dies läßt sich besonders im Juli beobachten (vgl. Abb. 16 a), wo mit der Aufspaltung der karibisch-atlantischen Antizyklone in zwei Teilzellen zugleich der hochtroposphärische Trog eine Vertiefung erfährt und aus der frühsummerlichen östlichen Position in westliche Richtung vordringt. Für die Landesteile Mexikos, die im Einflußbereich der Höhenkonvergenz liegen, bedeutet dieses Vordringen des hochtroposphärischen Troges den Beginn der kleinen Trockenzeit; für die Landesteile Mexikos, die von den divergenten Zirkulationsstrukturen des Troges überlagert werden, kommt es zu einer Verstärkung der Niederschläge. Die in der Problemstellung genannte Trennungslinie zwischen den Gebieten mit maximalen Juni- und Juliniederschlägen läßt sich auf die Wanderung des Höhentrogens in westlicher Richtung und die damit zugleich auftretende Aufspaltung der karibisch-atlantischen Antizyklone zurückführen. Eine genaue Klärung dieser Sachverhalte für den gesamten mexikanischen Raum übertrifft den Rahmen dieser Arbeit. Soweit das Untersuchungsgebiet durch diese Zirkulationsmodifikation betroffen ist, werden die genannten Zusammenhänge im Abschnitt 11 dieser Arbeit behandelt.

Eine dem sommerlichen Sonnenstand folgende Verschiebung der in Abb. 14 a angegebenen Modellzirkulation nach Norden führt Mexiko in den Einflußbereich der Wellenstörungen in der tropischen Ostströmung.

Die Wolkenanordnungen S7, S9 und S10 sind je nach Position der Störung in der tropischen Ostströmung mit singulären Wolkenanordnungen nördlich des Hauptwolkenfeldes verbunden. Eine Korrelation zwischen den W-Typen und der Wolkenanordnung S5 führt zu keinen befriedigenden Ergebnissen, da diese Anordnung zwar auch in Verbindung mit Störungen in der tropischen Ostströmung, zugleich jedoch bei Kaltlufteinbrüchen in den Wintermonaten auftritt. In dem Modell sind singuläre Cu-Bewölkungsbänder, die vorwiegend strömungsparallel verlaufen, für den Bereich der Störungen in der tropischen Ostströmung angegeben. In Verbindung mit dieser Wolkenanordnung lassen sich die Gebiete erhöhter Niederschlagsaktivität unter Berücksichtigung des Wirbelerhaltungssatzes bestimmen. Betrachtet man die Stromlinien, die mit dem Auftreten der STO (Abb. 14 a) verbunden sind und setzt eine gleichförmige Fortpflanzungsgeschwindigkeit c der Störung in westliche Richtung voraus, so wird die Zunahme von f , die sich infolge der Nordwanderung der Luftteilchen ergibt, östlich der Troglinie durch eine Abnahme des Wertes von ζ oder eine Zunahme des Wertes von Δp in der Gleichung:

$$(1) \quad \frac{f + \zeta}{\Delta p} = \text{const}$$

zu kompensieren sein. Ist die Strömungsgeschwindigkeit v der Luftteilchen größer als die Fortpflanzungsgeschwindigkeit s der Welle, so wandern die Luftteilchen entlang den zyklonal gekrümmten Stromlinien im östlichen Teil der Welle in Gebiete mit zunehmender relativer Vorticity, wenn man die Scherungsvorticity als konstant annimmt. Im Falle $v > c$ werden $f + \zeta$ demnach östlich der Trogachse zugleich größer. Δp muß, wenn die Gleichung (1) erfüllt sein soll, ebenfalls zu-

nehmen. Eine Vergrößerung der Schichtdicke Δp entspricht einem Ausströmen der Luftmassen nach oben (im Bodenniveau), also einer Bodenkonvergenz östlich der Troglinie. Westlich der Troglinie nehmen f und ζ gleichzeitig ab (vgl. Abb. 14 a), Δp wird notwendig gleichfalls kleiner (Gleichung (1)) und es resultiert eine Divergenz westlich des Wellentrog. Größenordnungsmäßig verdoppelt sich die vertikale Ausdehnung der Schichtdicke Δp im Falle einer mäßig starken STO (Riehl, 1954, S. 220). Das bedeutet, daß die relativ feuchten Luftmassen (80—90 %) aus der Bodennähe in größere Höhen aufsteigen können und die Inversionsschicht angehoben wird. Kondensation und Niederschlag sind die Folge im östlichen Bereich der Welle. Wolkenauflösung und zunehmende Trockenheit sind mit der Abnahme der Schichtdicke Δp westlich der Wellentrogachse verbunden.

Gelegentlich ist im Gegensatz zu dem oben beschriebenen Fall die Fortpflanzungsgeschwindigkeit c der Welle größer als die Windgeschwindigkeit v . Die Wellenstörung überholt also die mit der Strömungsgeschwindigkeit v bewegten Luftteilchen und zwingt ihnen westlich der Trogachse eine zyklonale, östlich eine antizyklonale Kurvenkrümmung auf. Westlich der Trogachse nimmt demnach f ab und ζ zu, östlich hingegen f zu und ζ ab. Beide Größen verhalten sich zueinander invers, kompensieren sich also. Nur im Falle sehr schneller Wellen, d. h. wenn die Fortpflanzungsgeschwindigkeit c die Windgeschwindigkeit erheblich übertrifft, überkompensiert die Zunahme von ζ westlich des Troges die Abnahme von f . Es resultiert eine Zunahme von Δp , also Konvergenz westlich und Divergenz östlich der Troglinie.

Oft nimmt die Windgeschwindigkeit in der tropischen Ostströmung im karibischen Raum mit der Höhe ab. Das bedeutet, daß in Bodennähe $v > c$ sein kann, während mit zunehmender Höhe $v < c$ wird. Eine Konvergenz in Bodennähe ist demnach in der mittleren Troposphäre von einem Feld vorherrschender Divergenz östlich der Troglinie überlagert. Westlich der Troglinie gilt das Umgekehrte: Eine Bodendivergenz wird durch eine Höhenkonvergenz kompensiert.

Viele der Wellenstörungen, die im karibischen Raum auftreten, weisen eine vertikale Neigung der Trogachse auf (Hosler, 1956, S. 101). Ist diese Neigung der vertikalen Trogachse nach Osten orientiert und die Störung in allen Höhen durch $v > c$ gekennzeichnet, so treten die Gebiete erhöhter Wetterwirksamkeit östlich der Trogachse auf. Im Falle $v < c$ und einer Westneigung der vertikalen Trogachse liegen diese Gebiete westlich der Trogachse.

Auch im Falle einer Geschwindigkeitszunahme oder -abnahme der Luftteilchen mit zunehmender Höhe und einer gleichzeitigen vertikalen Neigung der Trogachse lassen sich die Divergenzverteilungen bestimmen. Es zeigt sich jedoch, daß in diesen Fällen meist eine gegenseitige Kompensation der Parameter die Wetterwirksamkeit der Störungen stark reduziert. Die weitaus häufigsten Störungen in der tropischen Ostströmung zeichnen sich durch erhöhte niederschlagsgenetische Wirksamkeit östlich der Troglinie aus. Dies gilt insbesondere auch für die Wellenstörungen, die vorübergehend im Bereich der Sierra Madre Oriental oder der Sierra Nevada stationär werden (vgl. Abb. 8 b).

Einer gesonderten Betrachtung bedürfen die Wellenstörungen, die sich in nahezu meridionaler Richtung vorübergehend fortpflanzen. Für solche Störungen (Abb. 6 und Abb. 8) nimmt f sowohl südlich als auch nördlich der Troglinie zu, während

ζ lediglich südlich der Trogachse größer wird. Da die anhaltende Zunahme von f nördlich der Trogachse die Abnahme von ζ im allgemeinen übertrifft, nimmt die Schichtdicke Δp sowohl südlich als auch nördlich der Trogachse zu. Eine Zone ausgedehnter Konvergenz ist die Folge. Diese durchgängig mit Konvergenz verbundenen Störungen vom Typ W3 und W4/2 bedingen das weite Vordringen der Wolkenbänder in nördlicher Richtung (S9, S7) im Bereich der mexikanischen Westküste und der westlichen Meseta Central.

Die Erstellung dieses dreidimensionalen Wetterlagenmodells und die Beschreibung seiner jahreszeitlichen Positionsänderungen gestattet unter Berücksichtigung der als niederschlagsgenetisch besonders aktiv erkannten Zonen eine Deutung der Niederschlagsverbreitung im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala.

10. MIT DEN WETTERLAGEN VERBUNDENE CHARAKTERISTISCHE NIEDERSCHLAGSVERTEILUNGEN IN DER HOCHTALUNG VON PUEBLA-TLAXCALA

a) Meso- und mikroklimatische Erscheinungen im Hochtal v. Puebla

Im vorliegenden Abschnitt werden die wesentlichen Erscheinungen des meso- und mikroklimatischen Bereichs soweit dargestellt, wie es für die folgende Erklärung der räumlichen Verteilungsmuster der wetterlagenabhängigen Niederschlagssummen erforderlich ist. Eine ausführlichere Beschreibung der Genese und des Wechselspiels dieser Phänomene ist an anderer Stelle vorgesehen.

In Abbildung 17 ist die Überlagerung der Queneywellen durch lokale Wellenstörungen, die sich bei stabiler oder indifferenten Schichtung der Luftmassen in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und der Höhe der Hindernisse ausbilden können (Förchtgott 1949 und 1952, Störmer 1948, Küttner 1938, Ludlam 1952), dargestellt. Die in Abbildung 18 a angegebene mittlere Position der Leewellen ist für die Niederschlagsgenese im Untersuchungsgebiet bedeutsam, da es im Bereich der Leewellenberge gehäuft zur Sprengung der Inversionsschicht kommt. Die einsetzende Konvektion bedingt unter diesen Umständen lokal begrenzte Niederschläge (vgl. Field and Warden 1933).

Bedeutsamer für die Niederschlagsgenese ist die in Abb. 18 a angegebene Lage der Wellenberge der Queneywellen (vgl. Abb. 8 und 17). In Verbindung mit der Stauwirkung der orographischen Hindernisse, deren empirisch bestimmte distanziale Wirkung sowohl für den Fall einer Ost-, als auch für den Fall einer durch föhnartige Effekte (Föhnase) in eine Südostströmung transformierte passatische Grundströmung in Abb. 18 a dargestellt ist, kommt es zu erheblichen Vertikalbewegungen unter diesen Wellenbergen.

Die Orographie bewirkt im Norden und Süden der Malinche im Bereich der relativ engen Taldurchlässe zwischen der Malinche und dem Block von Tlaxcala (Cerros de Terrenate) bzw. der Malinche und der Cordillera Tentzo und den Cerros de Tochtepec eine Konfluenz der synoptischen Ostströmung (Abb. 18 a).

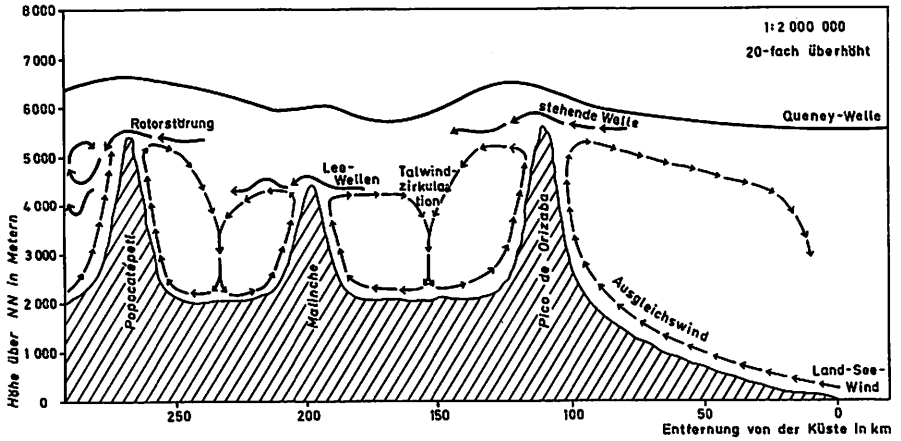


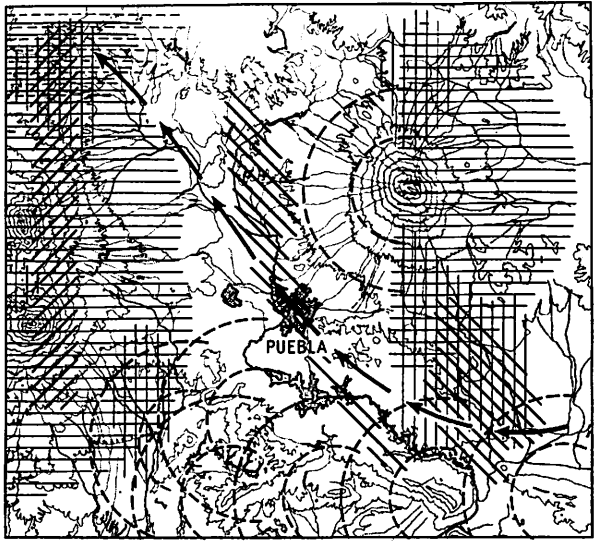
Abb. 17: Lokale Zirkulationen im Becken von Puebla-Tlaxcala

Die orographische Anlage der Hochtalung von Puebla-Tlaxcala bedingt die Ausbildung einer tageszeitlich wechselnden Berg-Talwindzirkulation (Abb. 18 b). In den Tagesstunden (9—18 Uhr) weht der Talwind von Süden nach Norden, in den Nachtstunden ist der Bergwind Nord-Süd gerichtet. Die sommerliche Bewölkungszunahme (Tabelle 8 a und 8 b) führt zu einer Abschwächung der Intensität der Berg-Talwindzirkulation.

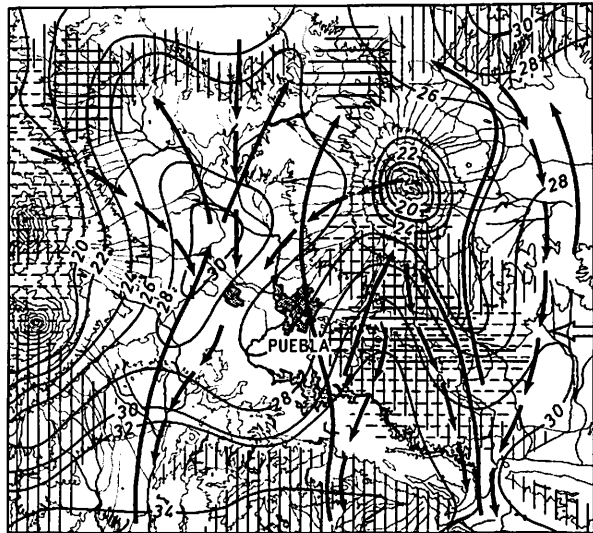
Zwischen den synoptischen Ostwinden (Passaten) und der Talwindzirkulation lassen sich im Untersuchungsgebiet ausgedehnte Konfluenzzonen beobachten (Abb. 18 b) deren wichtigste im Bereich der Malinchesüdhänge, in der Cuenca del alto Atoyac und nördlich der Meseta de Apizaco in großer Regelmäßigkeit nachgewiesen werden konnten. Diese Konfluenzzonen erfahren von Tag zu Tag große distanzielle Änderungen und sind in den Monaten der Regenzeit für die Verteilung der Niederschläge im Untersuchungsgebiet von größter Bedeutung.

Tabelle 8 a
Mittlere Bewölkung in Zehntel (1958—1962) für Puebla

Uhrzeit	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
7.00	3.0	1.8	2.5	2.7	2.8	5.9	5.5	4.8	5.6	4.1	2.7	3.4
14.00	3.6	2.4	3.2	4.1	4.8	6.3	6.7	6.0	6.8	5.4	4.1	4.3
21.00	2.2	1.2	1.8	3.5	4.9	6.6	5.9	6.3	6.9	5.2	3.2	3.1



- | | | |
|---|--|---|
| ==== Stauwirkung | Konfluenzzonen d. synoptischen Ostwinde | ----- Stauwirkung durch Strömungslinientransformation |
| ----- Mittlere Positionen der Leewellen | ////// Maximale Hebung durch Queney-Wellen | ← Transformierte synoptische Strömung |
| ////// Nächtl. Konfluenz der Hangwinde und Konfluenz infolge des Bleeker-Andre-Effektes | | |



- | | |
|---|--|
| Zonen maximaler jährlicher Sonneneinstrahlung 231-240 cal/cm² min | ----- An mehr als an 40 Tagen fällt Niederschlag in apr. |
| ==== Konfluenz der Talwinde und der synoptischen Ostwinde | ← Talwinde → Bergwinde |
| | ← synoptische Ostwinde |

Abb. 18: Lokale Zirkulationen im Becken von Puebla-Tlaxcala

Tabelle 8 b

Mittlere Auftrittshäufigkeiten der Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten für Puebla
Messung um 14.00 WOZ; erste Zahlenangabe: Prozentuale Auftrittshäufigkeit
zweite Zahlenangabe: Windstärke in m/sec

Rtg	Januar		Februar		März		April		Mai		Juni	
N	1.5	—	0.7	0.7	0.6	0.3	3.3	0.9	2.6	0.8	0.7	0.8
NE	0.6	0.7	—	—	—	—	0.7	0.4	1.9	0.6	4.0	1.9
E	0.6	—	2.7	0.7	1.9	1.1	1.3	0.4	6.4	1.7	5.3	1.4
SE	11.6	1.5	5.7	1.3	18.0	1.8	3.3	1.2	3.9	0.9	10.0	1.8
S	64.5	2.0	64.2	2.5	56.8	2.3	63.5	2.3	48.9	1.7	58.7	1.8
SW	17.4	1.9	19.3	1.9	18.0	2.0	20.0	1.4	23.9	2.2	9.3	1.3
W	1.9	1.1	5.7	1.2	1.9	0.9	1.6	0.8	3.9	0.7	2.0	1.2
NW	1.5	0.5	—	—	1.5	0.6	1.9	0.7	0.6	0.8	1.3	0.6
C	1.5		1.4		5.2		2.7		3.9		8.7	

Rtg	Juli		August		September		Oktober		November		Dezember	
N	1.5	0.5	2.6	0.8	2.7	1.1	5.8	1.0	2.0	2.0	—	—
NE	5.1	1.4	3.9	2.0	2.0	0.7	2.6	0.6	2.7	1.0	1.9	0.4
E	10.3	2.0	6.4	1.0	6.7	1.9	3.9	1.3	3.9	2.0	4.1	1.8
SE	11.6	1.5	23.2	0.9	7.3	2.2	10.9	1.1	12.0	1.8	18.7	1.2
S	47.1	1.4	37.4	1.2	55.3	1.8	62.6	1.8	64.0	2.1	67.1	1.7
SW	9.7	1.0	14.8	1.4	14.0	1.8	7.7	1.0	5.3	1.5	1.9	0.9
W	1.5	0.6	1.9	0.3	4.0	0.8	1.5	0.5	1.5	0.6	3.2	0.8
NW	1.9	0.8	1.3	0.7	2.7	1.3	4.5	0.9	5.1	2.6	—	—
C	11.6		8.4		5.3		5.1		3.3		2.6	

In allen Monaten des Jahres sind in der Hochtalung von Puebla-Tlaxcala starke Hangwinde ausgebildet, die in Abhängigkeit zur Feuchte in Höhen zwischen 800 bis 4100 m das Hebungskondensationsniveau erreichen (Tab. 9 a und 9 b). Eine vertikale Ausdehnung der Wolkenbildung im Gipfelniveau der Vulkane in den Monaten der Trockenzeit ist meist infolge der kräftig ausgebildeten Inversionen, die im Mittel knapp über dem 600 mb-Niveau liegen, nicht möglich. In der Regenzeit liegt das Hebungskondensationsniveau im Gegensatz dazu in 2800 m Höhe, während die schwach ausgebildeten Inversionen in fast 7000 m Höhe auftreten. Eine großräumige Vertikalausbreitung der Wolken ist unter diesen Umständen die Regel.

Tabelle 9 a

Mittlere relative Feuchte für Puebla in Prozent

Uhrzeit	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
7.00	65	64	55	56	65	70	79	74	81	58	70	70
14.00	34	33	31	35	40	49	53	48	62	50	43	40
21.00	55	59	42	50	55	68	72	70	80	75	65	66

Tabelle 9b

Abgerundete Höhen des HKN bei vorgegebener Feuchte und Temperatur
im Untersuchungsgebiet

Td = Taupunkt, mb = Millibar, m = Meter Höhe des HKN

T/F	30 %			40 %			50 %			60 %			70 %		
	Td	mb	m	Td	mb	m	Td	mb	m	Td	mb	m	Td	mb	m
10	—7	600	4 100	—3	645	3 550	0	660	3 300	3	705	3 000	5	730	2 800
15	—3	600	4 100	2	645	3 550	5	670	3 250	7	700	3 000	9	720	2 900
20	2	600	4 100	6	645	3 550	9,5	680	3 150	12	700	3 000	14	725	2 800
25	7	600	4 100	10	645	3 550	13	670	3 250	17	700	3 000	19	720	2 800
30	10	600	4 100	14	645	3 550	17	670	3 250	21	700	3 000	24	730	2 700

Die mit dem nächtlichen Bergwind hangabgerichteten Winde fließen in der Talmitte der Hochtalung aus östlichen und westlichen Richtungen zusammen. Diese Konfluenzzone der Hangabwinde wird in den Monaten der Regenzeit regelmäßig aber auch in der Trockenzeit gelegentlich infolge der relativ hohen nächtlichen Feuchtwerte (Tabelle 10) durch eine schwache stratiforme Bewölkung nachgezeichnet (vgl. Abb. 18 a). Diese hangabgerichtete Zirkulation scheint großräumig in eine Bleeker-Andre-Zirkulation, die sich zwischen dem Pico de Orizaba und der Sierra Nevada ausbildet, eingelagert zu sein (Bleeker und Andre 1951). Dadurch verlagert sich die Zone maximaler nächtlicher Konfluenz in den Bereich südlich der Malinche (Abb. 18 a) und fällt damit mit den Arealen zusammen, in denen in maximaler Häufigkeit unmeßbarer Niederschlag während der Nachstunden registriert wird (Abb. 18 b).

Die Zonen verstärkter Konvektion im Untersuchungsgebiet werden in Abb. 18 b durch den Verlauf der Isothermen der Maximumtemperaturen des Monats Mai sowie die Gebiete maximaler potentieller Sonneneinstrahlung markiert. Dabei zeigt der Vergleich der Abbildungen 18 a und 18 b, daß folgende Zonen durch die Koinzidenz einer Vielzahl niederschlagsgenetisch höchst wirksamer Faktoren ausgezeichnet sind:

1. Südlich der Malinche treten Stauwirkung, orographisch bedingte Konfluenz, Leewellenbildung, maximale Temperatur- und Einstrahlungswerte, Konfluenz der Talwinde und Konfluenz der Tal- und synoptischen Ostwinde sowie nächtliche Konfluenz gleichzeitig auf (vgl. Abb. 18 a und 18 b).
2. In dem Bereich in und südlich der Meseta de Apizaco koinzidieren ebenfalls alle unter 1. genannten Effekte außer der nächtlichen Konfluenz.

Tabelle 10

Typischer Tagesgang der Temperatur (° C) und Feuchte (%) im Juni für das Untersuchungsgebiet

	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
rel. Feuchte	85	85	87	90	65	53	42	38	47	75	80	82
Temperatur	10	8.2	7.4	12.3	16.0	18.0	21.5	23.5	19.3	16.7	16.0	14.8

3. In der Cuenca del alto Atoyac treten ebenfalls alle Faktoren mit Ausnahme der Leewellen, der nächtlichen Konfluenz und der Konfluenz zwischen Talwind und synoptischem Ostwind auf (besonders im Juni und August fehlt diese Konfluenzzone völlig).
4. Im Bereich in und nördlich der Cuenca de Atlixco erfolgt eine Überlagerung der Areale mit maximaler Einstrahlung, maximaler Temperatur, orographischer Konfluenz, Leewellenbildung und Stauwirkung (vgl. Abb. 18 a und 18 b).

Die Summation dieser Effekte in den genannten Arealen führt auch beim Nichtauftreten der synoptischen Ostwinde zu einer erheblichen Konvergenz, die rasch Luftmassen in höhere Niveaus führt.

b) Zusammenhänge zwischen den Wetterlagen und der flächenhaften Verbreitung der Niederschläge im Untersuchungsgebiet

Eine erste quantitative Bestimmung der mit den klassifizierten Zirkulationsstrukturen verbundenen Wettererscheinungen erfordert folgende Festlegungen (Watts, 1955):

- „Schöner Tag“: Auf 25 % und weniger der Fläche des Untersuchungsgebietes (Abb. 2) fallen Niederschläge über 0,1 mm Höhe.
- „Schauertag“: Auf 25—65 % der Fläche des Untersuchungsgebietes fallen Niederschläge über 0,1 mm Höhe.
- „Regentag“: Auf mehr als 65 % der Fläche des Untersuchungsgebietes fallen Niederschläge über 0,1 mm Höhe.

Die Auftrittshäufigkeit des so definierten täglichen Wettergeschehens wurde für den Beobachtungszeitraum (1967—1969) bestimmt und in Abbildung 19 aus Gründen der Vergleichbarkeit mit den Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen so dargestellt, daß die Auftrittshäufigkeit für alle Typen in jedem Monat 100 % beträgt (Klaus, 1971).

Eine gleichzeitige Betrachtung aller drei Verteilungspolygone gibt Aufschluß über den Jahrgang der Niederschläge im Untersuchungsgebiet. „Schöne Tage“ treten in maximaler Häufigkeit in den Monaten der Trockenzeit von November bis April auf (Abb. 19 a). In der Regenzeit (Mai—Oktober) wird die Auftrittshäufigkeit „schöner Tage“ minimal. Invers zu dem Verteilungspolygon „schöner Tage“ verhält sich die Auftrittshäufigkeit der „Schauer- und Regentage“ (Abb. 19 b und c). Das Maximum der „Schauertage“ kann im Juli, das Maximum der „Regentage“ im Juni und August beobachtet werden.

Es bietet sich unmittelbar an, die durch keinen oder nur sehr lokal auftretenden Niederschlag charakterisierten „schönen Tage“ mit solchen Zirkulationstypen zu korrelieren, die eine Niederschlagsgenese im Bereich des Beckens von Puebla-Tlaxcala ausschließen. Nach den Divergenzberechnungen (vgl. Tab. 5) im Abschnitt 8 dieser Arbeit sind die Zirkulationstypen (700 und 500 mb) H1, H3, P1/1, P2/1, P1/2 mit stark divergenten Strömungen im Bereich des Untersuchungsgebietes verbunden und infolge dessen vorwiegend niederschlagslos.

Lokale Konvergenzen im Bereich und östlich der Trogachse sind mit den Störungen T1, W1, W2, W4/1 und W4/2 verbunden, die sich allerdings im Falle

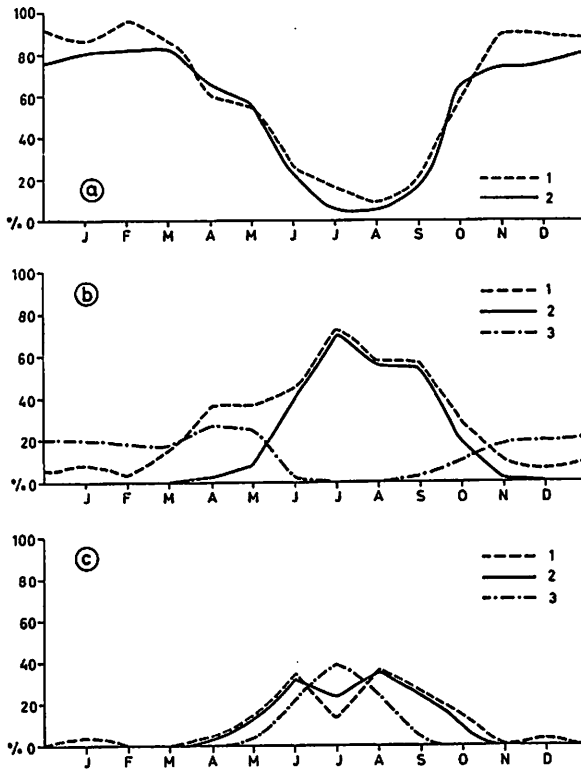


Abb. 19: Beziehungen zwischen den Höhenwetterlagen und der flächenmäßigen Verbreitung der Niederschläge

der Überlagerung durch ein divergentes hochtroposphärisches Windfeld (200 mb — Typ A) regional vergrößern können. Obwohl die Wetterlagentypen W1 und W2 im Mittel mit Divergenz im 700 mb und 500 mb-Niveau verbunden sind (Tab. 5), können sie gelegentlich, wenn die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellenstörungen größer ist als die Windgeschwindigkeit der Grundströmung oder die vertikale Trogachse in westlicher Richtung geneigt ist, mit lokalen Konvergenzen verbunden sein.

Mit Konvergenzen überregionalen Charakters müssen nach den theoretischen Überlegungen die Zirkulationen W3 und H2 verbunden sein (vgl. Abschnitt 9), da diese Strömungen infolge der über weite horizontale Distanzen anhaltenden

Zunahme von f nach dem Wirbelerhaltungssatz ($\frac{f + \zeta}{\Delta p} = \text{const.}$) durch eine Zunahme der Schichtdicke Δp gekennzeichnet sind (vgl. Abb. 6).

Der gute Zusammenhang zwischen der flächenhaften Verbreitung der Niederschläge im Untersuchungsgebiet und diesen Wetterlagengruppen läßt sich aus Abbildung 19 unmittelbar ablesen. Die Berechnung der Korrelationskoeffizienten zwischen den monatlichen Auftrittshäufigkeiten beweist die Signifikanz dieser anschaulich erkennbaren Beziehungen.

Definiertes Wettergeschehen	Zirkulationstypen	Korrelationskoeff.	Regressionsgerade	Irrtumswahrscheinlichkeit
„schöne Tage“	H1+H3+P1/1 +P1/2+P2/1	0.9762	— 0.9082 × + 0.2181	1 %
„Schauertage“	T1+W1+W2 +W4/1+W4/2	0.8808	— 1.0915 × — 2.6415	1 %
„Regentage“	H2+W3	0.9522	— 1.0164 × — 0.4481	1 %

Die großräumige Verteilung der Divergenzen ist demnach entscheidend für das Ausmaß der flächenhaften Verbreitung der Niederschläge im Untersuchungsgebiet.

c) Die Beobachtungsstationen

Es ist nun zu untersuchen, ob über das Ausmaß der räumlichen Verbreitung der Niederschläge hinaus signifikante räumliche Verteilungsmuster der Niederschlagssummen mit dem Auftreten der Wetterlagen im Untersuchungsgebiet verbunden sind. Dazu werden den klassifizierten Wetterlagentypen des 500 mb-Niveaus die an den 70 Stationen des Untersuchungsgebietes in Verbindung mit der klassifizierten Wetterlage gefallen täglichen Niederschlagssummen zugeordnet. Die Lage der berücksichtigten Stationen ist in Abbildung 2 angegeben. Für die Beobachtungsperiode von 1967 bis 1969 wurden die täglichen Niederschlagswerte aller durch den „Servicio Meteorológico Mexicano“ betriebenen Stationen berücksichtigt. Außerdem wurden die täglichen Niederschlagswerte dieser Stationen für einen zehnjährigen Beobachtungszeitraum in bezug auf die Häufigkeit ihres Auftretens untersucht (1960—1969). Die Auftrittshäufigkeiten monatlicher Niederschlagssummen wurden gleichfalls für diese Stationen berechnet. Dabei konnten dreißig- bis

vierzigjährige Beobachtungsreihen der Analyse zugrunde gelegt werden. Folgende Stationen des „Servicio Meteorológico Mexicano“ wurden berücksichtigt (vgl. Abb. 2, die in der folgenden Aufstellung angegebenen Stationsnummern kennzeichnen die Stationen in Abb. 2):

- | | | |
|-----------------|-----------------|-----------------|
| 1. Xochitlán | 9. Puebla II | 16. Apizaco |
| 2. Huehuetlán | 10. Atlixco | 17. Nanacamilpa |
| 3. Tecamachalco | 11. Huejotzingo | 18. Amecameca |
| 4. Acatzingo | 12. Huamantla | 19. Repetidora |
| 5. Tepeaca | 13. Tlaxcala | 20. Atenco |
| 6. Tetela | 14. Texmelucan | 21. Huaquechula |
| 7. Acajete | 15. Río Frío | 22. Metepec |
| 8. Puebla I | | |

Zum Teil konnten die vorübergehend von der Cimmyt (Centro Internacional de Mejoramiento de Maiz y Trigo) betriebenen Niederschlagsmeßstationen nur für eine zweijährige Beobachtungsperiode ausgewertet werden. Die täglichen Niederschlagsdaten folgender Stationen wurden berücksichtigt (vgl. Abb. 2):

- | | | |
|----------------------|-----------------------|--------------------------|
| 23. Sta. Anna | 36. Tlacoligian | 48. Coyotzingo |
| 24. Hueyapan | 37. Teotlalzingo | 49. Capultitlán |
| 25. Xocotzingo | 38. Tlalancaleca | 50. Atzompa |
| 26. Moyatzingo | 39. Ocotitlán | 51. Guadl. Zaragoza |
| 27. Cuanala | 40. S. Nic. Tolentino | 52. Tecuamipan |
| 28. Cholula | 41. Zacatepec | 53. Hac. Mexxtla |
| 29. Xilotzingo | 42. Barrio del Camp. | 54. San Andres Calpan |
| 30. cer. de Huejotz. | 43. Tepeaca Centro | 55. St. Rafael |
| 31. Chautenco | 44. Apango | 56. Ixtapalucan |
| 32. Salv. el Verde | 45. Tepatlaxo | 57. Acajete |
| 33. Atzizintla | 46. Capultitlán | 58. San Aparicio |
| 34. Nepulucan | 47. Tlaltenango | 59. S. Lorenzo Almecatla |
| 35. S. Juan Bautista | | |

Im Gegensatz zu den Stationen der Cimmyt, die meist auf Hacienden installiert sind und von Nichtfachkräften täglich abgelesen werden (hohe Ablesefehler konnten gelegentlich aufgedeckt werden), wurden die von dem Verfasser betriebenen Stationen mit automatischen Regenmessern ausgestattet. Folgende dieser Stationen fanden teilweise Berücksichtigung:

- | | | |
|----------------------|--------------------|------------------|
| 60. Puebla, DFG-Haus | 64. Panzacola | 68. Atlixco Sur |
| 61. Amalucan | 65. Malinche Norte | 69. Tepeaca Este |
| 62. S. J. Bautista | 66. Malinche Sur | 70. Texmelucan |
| 63. Santa Clara | 67. Canoa | |

Die Messungen einer Station des „Subsecretaria Forestal“ im Gipfelniveau des Popocatepetl (Monatsdaten) wurden teilweise in die Analysen einbezogen:

71. Popocatepetl Norte

Obwohl 71 Stationen im Untersuchungsgebiet und in der näheren Umgebung während der Beobachtungsperiode arbeiteten, ist das Datenmaterial unbefriedigend. Das hat drei Ursachen:

1. Die Stationen sind sehr ungleichmäßig über den Raum verteilt. Während die dichtbesiedelten Osthänge der Sierra Nevada und der Bereich um die Stadt Puebla relativ viele Stationen aufweist, liegen im Süden und Norden des Untersuchungsgebietes sowie oberhalb der 2500 m-Isohypse auf den Vulkanen infolge der Verkehrsungunst dieser Räume fast keine Stationen (vgl. Abb. 2).
2. Da viele Stationen von unausgebildeten Haciendaverwaltern betrieben werden, die nur teilweise von der Wichtigkeit richtiger Messungen zu überzeugen sind, werden manche Geräte unregelmäßig und gelegentlich sogar falsch abgelesen.
3. Um die Geräte vor Diebstahl zu schützen, sind die Regenmesser fast immer in abgeschlossenen Hofräumen installiert. Bepflanzungen der Hofräume und Umfassungsmauerwerk verfälschen die Niederschlagswerte oft erheblich.

Die Kenntnis und Berücksichtigung dieser Mängel vermag zwar bei der Analyse der Daten manche Fehlbewertung auszuschalten, oft ist es jedoch trotz der vielen Stationen unumgänglich, ausschließlich zwischen den besonders sorgfältig ermittelten Werten der Stationen des „Servicio Meteorológico Mexicano“ und den selbst gemessenen Parametern zu interpolieren.

d) Repräsentanz des Datenmaterials der Beobachtungsperiode (1967—1969) im Vergleich zu den langjährigen mittleren monatlichen Niederschlagssummen

Der Bestimmung der Wetterlagensysteme und ihrer Auftrittshäufigkeit liegt eine dreijährige Beobachtungsperiode zugrunde. Dementsprechend können auch nur für diesen Zeitraum den Wetterlagentypen die an den Beobachtungsstationen des Untersuchungsgebietes täglich gefallenen Niederschläge zugeordnet werden. Die Kürze dieser Beobachtungsperiode macht es notwendig, zu untersuchen, ob die Niederschlagshöhe innerhalb der dreijährigen Untersuchungsperiode wesentlich von den langjährigen Mittelwerten abweicht oder nicht. Es kann davon ausgegangen werden, daß die Höhe der Niederschläge in der Beobachtungsperiode nicht wesentlich von den langjährigen mittleren Monatswerten der Niederschläge abweicht, wenn die Höhe der Niederschläge in der Beobachtungsperiode in den Mutungsbereich des langjährigen Mittelwertes fällt.

Der Mutungsbereich x für einen vorgegebenen Mittelwert M bestimmt sich unter der Voraussetzung, daß die Stichprobenverteilung (Verteilung der Mittelwerte beliebig vieler Teilpopulationen einer Gesamtpopulation) einer Normalverteilung

mit einem Mittelwert m und einer Standardabweichung $\sigma_m = \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$ genügt

(σ = Standardabweichung der vorgegebenen Population, N = Anzahl der Werte in der vorgegebenen Population) nach der Formel:

$$(1) \quad M - z \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \leq x \leq M + z \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$$

(Hanseloff-Hoffmann, 1965, S. 117)

Dabei ist z der Standardwert einer Gaußschen Normalverteilung der angibt, wieviele Fälle unterhalb von z liegen, mit welcher Irrtumswahrscheinlichkeit der Mittelwert der Gesamtpopulation also in den Grenzen des Mutungsbereiches liegt.

Für einige ausgesuchte Stationen des Untersuchungsgebietes sind in Tabelle 11 die langjährigen mittleren monatlichen Niederschlagssummen angegeben. In Tabelle 12 sind die nach Formel (1) berechneten Mutungsbereiche aufgeführt. Die Irrtumswahrscheinlichkeit dafür, daß der Mittelwert nicht in den Mutungsbereich fällt, beträgt 5 %. Der Berechnung wurde die Standardabweichung und der Mittelwert zugrunde gelegt, die für eine zehnjährige Beobachtungsperiode bestimmt wurden. Der Vergleich der Mittelwerte der täglichen Niederschläge, die aus einer Gesamtpopulation stammen, der drei unterschiedlich lange Beobachtungsperioden zugrunde liegen (1967—1969; 1960—1969; 1930—1969), zeigt, daß die mittleren täglichen Niederschlagssummen der zehn- und dreißigjährigen Beobachtungsperioden immer in den bestimmten Mutungsgrenzen liegen. Einige der Werte aus der dreijährigen Beobachtungsperiode fallen nicht in die Mutungsgrenzen. In maximal 21,4 % der Fälle liegen die mittleren täglichen Niederschlagssummen der dreijährigen Beobachtungsperiode knapp außerhalb der Mutungsgrenzen. Im Juni liegen diese Werte zu 100 %, im Oktober zu 93 % und im August zu 86 % innerhalb der Mutungsgrenzen. Im Mai, Juli und September sind es nur 79 % der Werte, die dieses Kriterium erfüllen. In den Monaten Mai und Juli liegen die Werte der dreijährigen Beobachtungsperiode knapp unterhalb der Werte, die sich aus $M - z \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$ ergeben. In den Monaten August, September und Oktober liegen die mittleren täglichen Niederschlagssummen in der Beobachtungsperiode hingegen über dem Wert, der sich aus $M + z \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$ ergibt. Es wird später gezeigt, daß das Wettergeschehen im August 1969, im September 1967 und im Oktober 1967 für diese positiven Abweichungen verantwortlich ist. Die negativen Abweichungen im Mai und Juli werden durch den Mai 1969 und den Juli 1967 bedingt. Beide Monate sind durch vergleichsweise sehr niedrige mittlere monatliche Niederschläge gekennzeichnet.

Für den weitaus größten Teil der angegebenen Stationen liegen die Mittelwerte aller Beobachtungsperioden innerhalb der Mutungsgrenzen. Es ergeben sich für diese Stationen keine signifikanten Abweichungen von den langjährigen mittleren täglichen Niederschlagssummen. Unter Berücksichtigung dieser Einschränkungen ist demnach eine Verallgemeinerung der in den folgenden Abschnitten hergeleiteten Ergebnisse über den Zeitraum der dreijährigen Beobachtungsperiode hinaus möglich.

e) Klimagliederung des Untersuchungsgebietes

Die langjährigen Monatssummen (dreißig Jahre) der Niederschläge können nur für die Stationen des „Servicio Meteorológico Mexicano“ angegeben werden (Tabelle 11). Nach der monatlichen Verteilung der Modi der Niederschlagssummen lassen sich für das Untersuchungsgebiet unmittelbar acht Typengruppen bilden (Abb. 20 a). Diese Typengruppen stellen gegenüber den von Köppen und Geiger (1939) definierten Niederschlagstypen (vgl. Abb. 1 a) eine wesentliche Verfeinerung dar, da auch die sekundären Maxima Berücksichtigung finden.

Tabelle 11

Langjährige mittlere monatliche Niederschlagssummen für einige ausgesuchte Stationen des Untersuchungsgebietes

Angaben in Millimeter

Stationsname	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Zahl d. Jahre
San Juan Tetela	26.8	15.8	11.9	87.3	113.5	215.8	2
Tlaxcala I	5.8	4.2	7.6	23.6	73.7	159.9	38
Tlaxcala II	6.2	2.9	6.5	19.7	75.6	154.0	38
Tepeaca	8.4	5.7	13.4	37.9	115.5	155.6	38
Huamantla	7.1	7.1	9.9	47.9	89.5	112.5	28
Texmelucan	7.6	4.9	8.7	28.7	76.8	140.1	29
Apizaco	8.4	5.1	11.8	42.1	90.9	146.2	29
Río Frío	13.6	7.5	13.07	53.6	107.8	178.3	29
Atlixco	14.6	9.6	15.9	27.2	91.3	138.0	18
Puebla	6.1	5.9	8.7	32.4	73.8	159.2	39
Huehuetlán	7.3	2.0	5.6	12.0	73.3	160.7	26
Huejotzingo	9.6	15.3	16.1	27.0	57.6	121.0	27
Nanacamilpa	10.8	7.8	16.4	49.0	84.1	123.1	28
Tetela	14.3	4.8	3.1	31.1	57.8	137.9	15
Tecamachalco	11.5	4.7	9.9	30.7	93.5	114.1	26
Xochitlán	1.9	7.0	1.2	18.3	126.0	117.6	6
Acajete	1.3	6.4	2.5	74.7	142.6	222.3	6
mittl. monatl. Gebietsmittelwert	9.7	7.1	9.7	38.9	91.8	149.8	
mittl. tägl. Gebietsmittelwert	0.3	0.3	0.3	1.3	2.9	4.9	abgerund. Werte
Stationsname	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Zahl d. Jahre
San Juan Tetela	163.0	197.8	167.6	73.4	17.9	22.4	2
Tlaxcala I	156.5	151.7	138.6	81.3	22.1	6.0	38
Tlaxcala II	158.4	155.7	134.2	78.0	24.1	7.1	38
Tepeaca	105.3	112.3	143.6	67.5	17.2	9.9	38
Huamantla	94.1	100.4	92.2	47.9	17.9	6.7	28
Texmelucan	158.6	155.3	133.6	44.4	10.9	4.8	29
Apizaco	131.3	136.4	126.9	63.0	22.8	8.3	29
Río Frío	196.0	187.0	185.7	84.5	22.1	10.2	29
Atlixco	120.4	181.4	167.5	70.4	28.4	9.7	18
Puebla	145.3	160.0	134.5	98.4	21.8	6.4	39
Huehuetlán	118.0	147.0	161.0	70.7	18.3	3.2	26
Huejotzingo	157.6	178.6	150.0	68.5	13.3	7.1	27
Nanacamilpa	137.7	136.5	113.7	75.5	24.0	10.4	28
Tetela	118.3	135.1	151.4	72.9	15.1	7.5	15
Tecamachalco	67.2	68.3	103.6	56.1	14.1	4.4	26
Xochitlán	47.7	50.8	103.5	89.3	2.7	1.9	6
Acajete	160.9	151.6	220.5	118.1	11.7	1.9	6
mittl. monatl. Gebietsmittelwert	129.5	140.2	143.4	73.8	17.5	7.5	
mittl. tägl. Gebietsmittelwert	4.2	4.5	4.8	2.4	0.6	0.3	abgerund. Werte

1. Río Frío: Absolutes Maximum im Juli, sekundäres Maximum im September.
2. Texmelucan und Nanacamilpa: Absolutes Maximum im Juli, sekundäres Maximum im August.
3. Tlaxcala: Absolutes Maximum im Juli, sekundäres Maximum im Juni.
4. Huejotzingo: Absolutes Maximum im August, sekundäres Maximum im Juli.
5. Atlixco und Puebla: Absolutes Maximum im August, sekundäres Maximum im Juni.
6. Apizaco, Huamantla und Acatzingo: Absolutes Maximum im Juni, sekundäres Maximum im August.
7. Tepeaca und Xochitlán: Absolutes Maximum im Juni, sekundäres Maximum im September.
8. Tetela und Huehuetlán: Absolutes Maximum im September, sekundäres Maximum im Juni.

Die räumliche Verteilung der Areale mit gleicher jahreszeitlicher Modiverteilung der Niederschlagssummen zeigt (Abb. 20 a), daß in den westlichen Gebietsteilen die Juliniederschlagssummen maximal werden (absolutes oder sekundäres Maximum) und in dem flächenmäßig erheblich größeren östlichen Teil des Untersuchungsgebietes der Juni der niederschlagsreichste Monat ist (absolutes oder sekundäres Maximum). Diese markante Trennungslinie (vgl. Abb. 1 a), die sich in nördlicher Richtung bis Guadalajara fortsetzt (vgl.: Köppen, Geiger, 1939, 30), gab Anlaß zu der vorliegenden Untersuchung (vgl. Abschnitt 1).

Eine Analyse der räumlichen Verteilung der Areale mit gleicher Modiverteilung zeigt, daß die Gebiete mit maximalen Juni- bzw. Juliniederschlägen nur im Norden des Untersuchungsgebietes unmittelbar aneinander grenzen. In den übrigen Teilen des Hochbeckens schiebt sich zwischen diese Zonen ein Areal, in dem das absolute Maximum der Niederschlagssummen im August angenommen wird, während im Juni bzw. Juli ein sekundäres Maximum auftritt. Für die räumliche Variation der Niederschlagsbegünstigung vom Juni zum Juli ist das Auftreten maximaler Augustniederschläge bedeutungslos. Von besonderem Interesse für die Niederschlagsänderungen vom August zum September sind die Areale mit maximalen Augustniederschlägen.

In den Gipfelregionen der Sierra Volcanica und im Südosten des Untersuchungsgebietes ist neben dem Juni der September durch maximale Niederschlagssummen ausgezeichnet. Das gilt insbesondere für das Bergland von Huehuetlan, wo die Niederschlagssummen im September absolut maximal werden.

Ein Vergleich der mittleren Jahresniederschlagssummen mit den Arealen gleicher Modiverteilung zeigt (Abb. 20 a), daß im Gipfelniveau der Sierra Nevada die höchsten jährlichen Niederschlagssummen auftreten und zugleich im Juli und September die mittleren Monatssummen der Niederschläge maximal werden. Die geringsten mittleren Jahressummen der Niederschläge sind dort zu beobachten, wo das absolute Maximum im Juni und ein sekundäres Maximum im August auftritt. Gleichfalls geringe jährliche Niederschlagssummen sind dort erkennbar, wo im Juni das absolute und im September das sekundäre Maximum angenommen wird. In

Tabelle 12

Vergleich der mittleren täglichen Niederschlagssummen der Jahre 1967—1969, 1960—1969 und 1940—1969 mit den Mutungsbereichen des Mittelwertes der Gesamtpopulation
M = Mutungsbereich; m = Mittelwert; s = Standardabweichung

	Mai				Juni				Juli			
	67—69 m	60—69 m	60—69 s	40—69 m	67—69 m	60—69 m	60—69 s	40—69 m	67—69 m	60—69 m	60—69 s	40—69 m
Xochitl. M	2.42	4.07	6.36	—	3.82	3.92	9.30	—	1.13	1.54	4.43	—
Huehuet. M	1.91	2.32	5.70	2.36	5.65	5.47	9.81	5.35	3.36	2.92	8.01	3.80
Acatzing. M	2.76	2.44	4.66	—	5.02	5.99	9.13	—	1.69	2.94	5.71	—
Tepeaca M	2.52	4.13	9.70	3.59	4.98	5.89	10.23	5.19	2.54	3.35	8.62	3.34
Tetela M	2.07	1.98	4.69	1.86	4.05	4.50	8.92	5.59	2.60	3.75	7.25	3.81
Puebla M	2.30	2.99	6.49	2.38	4.89	6.58	9.77	5.30	1.73	3.97	7.42	4.68
Atlixco M	2.88	3.34	7.67	2.94	5.03	5.63	11.62	4.60	3.42	3.90	7.76	3.88
Huejotz. M	1.48	1.48	4.12	1.86	4.24	3.12	6.08	4.03	3.78	3.98	5.50	5.06
Huamant. M	1.99	3.22	7.90	2.88	2.21	3.15	5.95	3.75	1.65	3.11	6.56	3.03
Tlaxcal. M	1.91	3.67	7.41	2.37	5.76	5.39	10.39	5.13	4.26	6.22	8.85	5.05
Texmeluc. M	2.51	3.11	8.09	2.47	4.08	4.20	7.35	4.67	3.06	5.31	7.99	4.95
Río Frío M	3.32	3.83	5.88	3.47	4.53	5.05	6.39	5.94	4.35	5.10	6.38	6.32
Apizaco M	2.25	4.52	8.86	2.93	4.99	4.41	8.20	4.90	4.35	5.22	8.62	4.23
Nanacam. M	1.75	2.60	6.05	2.71	3.10	3.91	6.29	4.10	4.22	4.18	6.43	4.44

den Gebieten, in denen die absoluten Maxima im Juli und August auftreten, nehmen die jährlichen Niederschlagssummen stark zu. Es läßt sich beobachten, daß der Verlauf der Isohyeten unter Berücksichtigung dieser Grundsätze in Übereinstimmung mit dem Verlauf der Arealgrenzen der Gebiete gleicher Modiverteilung der monatlichen Niederschlagssummen steht.

Eine Klimazonierung des Untersuchungsraumes nach Köppen und Emberger ist in Abbildung 20 b angegeben (Emberger, 1955; Köppen, 1948; Karte nach Jauregui, 1968). Die humiden Gebiete nach Emberger entsprechen recht genau den Arealen mit maximalen Juli- und Septemberrniederschlägen ($Q < 28$), der Übergangsbereich (transición) stimmt etwa mit dem Areal überein, welches maximale

67—69 m	August			67—69 m	September			67—69 m	Oktober		
	60—69 m	s	40—69 m		60—69 m	s	40—69 m		60—69 m	s	40—69 m
2.77	2.53 1.64	8.21	—	6.58	3.45 1.82	9.14	—	2.60	2.88 1.54	7.89	
5.99	3.58 1.27	6.38	4.74	1.90	3.93 1.48	7.42	5.36	1.83	2.22 1.02	5.15	
2.13	1.59 0.76	3.89	—	2.63	2.70 1.98	5.17	—	2.26	1.15 0.72	3.67	
5.50	3.86 1.72	8.62	3.61	3.02	3.34 1.54	7.70	4.78	1.96	3.27 1.40	7.40	
5.69	4.50 1.50	7.50	4.35	3.39	3.39 1.34	6.23	5.03	2.42	2.49 1.32	6.67	
6.17	7.56 2.63	13.15	5.09	2.84	5.19 2.00	10.91	4.46	3.89	3.57 1.60	7.98	
7.35	5.94 1.90	9.54	5.83	4.76	6.06 2.02	10.48	5.56	3.90	2.29 1.61	8.06	
6.48	4.50 1.32	6.66	5.74	5.19	3.98 1.02	5.12	5.00	1.94	1.82 0.92	4.92	
4.77	3.21 1.38	6.91	3.22	2.35	2.78 1.12	5.69	3.07	0.81	1.79 1.12	5.69	
6.22	6.14 1.70	8.58	4.90	3.98	4.96 1.46	7.33	4.62	2.29	1.96 0.94	4.73	
6.10	4.29 1.82	9.12	5.00	5.03	4.21 1.76	8.86	4.45	1.32	2.26 1.18	5.95	
7.40	6.25 1.39	6.94	5.83	5.89	6.74 1.68	8.43	6.20	2.73	2.60 0.99	4.97	
5.38	4.53 1.22	6.13	4.38	3.78	3.93 1.50	7.57	4.23	2.18	2.49 1.20	6.01	
4.38	4.85 1.45	7.08	4.39	5.33	5.05 1.72	8.67	3.76	2.92	2.19 1.34	6.78	

Juni- und Augustniederschlagssummen erhält ($38 < Q < 53$). Die subhumide Zone ($28 < Q < 38$) steht nur mittelbar in einer Beziehung zu der Höhe der Jahresniederschläge (Abb. 20 a und b), da der Ariditätsindex Q temperaturabhängig ist:

$$Q = \frac{100 \cdot p}{(T + t)(T - t)} \quad \text{mit} \quad \begin{array}{l} p = \text{mittlere jährl. Niederschlagssumme} \\ T = \text{mittlere Temperatur des wärmsten Monats} \\ t = \text{mittlere Temperatur des kältesten Monats} \end{array}$$

Die Abnahme der Jahresniederschlagssummen in der subhumiden Zone wird durch die gleichzeitige Abnahme der mittleren Jahrestemperaturen infolge der

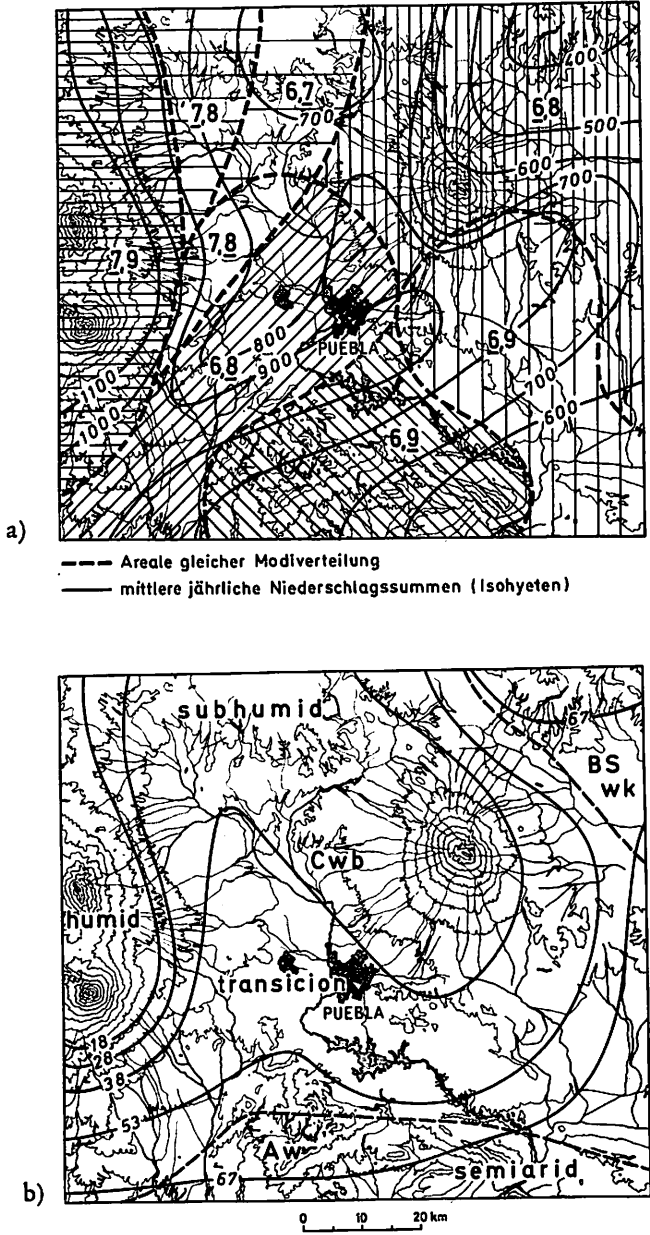


Abb. 20: Die mittleren jährlichen Niederschlagssummen

zunehmenden Höhe im Bereich der Malinche und des Blockes von Tlaxcala überkompensiert.

Die semiaride Zone ($Q > 67$) folgt in guter Näherung dem Verlauf der Isohyeten und fällt zusammen mit den Arealen, die durch maximale Juni- bzw. Septemberriederschläge ausgezeichnet sind.

Ob ein Zusammenhang zwischen den klassifizierten Wetterlagen und den Arealen gleicher Modiverteilung besteht, soll nun überprüft werden, indem alle täglichen Niederschläge, die beim Auftreten einer Wetterlage gemessen wurden, auf ihre räumliche Verteilung hin untersucht werden. Mit einer Auftrittshäufigkeit von 26 % ist die Wetterlage H2 im 500 mb-Niveau die im Monat Juni bei weitem am häufigsten auftretende Wetterlage (vgl. Abb. 7). Den folgenden Untersuchungen wird stets die mitteltroposphärische Wetterlage zugrunde gelegt. Ebenfalls durchgeführte Zuordnungen zwischen Boden- bzw. Strahlstromwetterlagen und den beim Auftreten dieser Wetterlagen gefallenen täglichen Niederschlägen führen zu keinen von den hier angegebenen Ergebnissen wesentlich abweichenden Resultaten.

f) Wetterlagenabhängiger Gebietsmittelwert

Für alle klassifizierten Wetterlagen wurde ein Gebietsmittelwert aus der Summe aller im Untersuchungsgebiet beim Auftreten dieser Wetterlage (500 mb) gefallenen täglichen Niederschlagsmengen gebildet:

Es bedeuten:

$$GM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n S_i$$

$$S_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m x_{ij}$$

i = Stationsindex
 j = Tagesindex
 n = Anzahl der Stationen
 m = Anzahl der Tage, an denen die Wetterlage H2 auftrat
 x = tägl. Niederschlagsmenge beim Auftreten von H2 an der Station mit dem Index i .

Es wurden nur die Monate von Mai bis Oktober bei dieser Niederschlag-Wetterlagenzuordnung berücksichtigt, da in den Monaten der Trockenzeit die ausschließlich auftretenden Wetterlagen H1, H3 und alle P-Wetterlagen außer P1 und P2 nahezu immer mit klarem, trockenem Wetter verbunden sind (vgl. Abschnitt 8 und 9).

In Tabelle 13 sind die nach dieser Formel bestimmten wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerte für alle klassifizierten Wetterlagensysteme angegeben. Zum Vergleich wurden unter den wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerten die in Abschnitt 8 (Tabelle 5) bestimmten resultierenden Vertikalbewegungen aller Wetterlagensysteme aufgeführt. Der Zusammenhang zwischen der Geschwindigkeit der Vertikalbewegungen (in cm/sec) und der Höhe der Niederschläge im Untersuchungsgebiet kommt in Abbildung 21 c deutlich zum Ausdruck. Es besteht auch mathematisch ein signifikanter Zusammenhang zwischen der Geschwindigkeit der Vertikalbewegungen und der Niederschlagshöhe ($r = 0,82$, 1 % Irrtumswahrscheinlichkeit), obwohl einige Werte relativ stark von der Geraden abweichen. Besonders interessant ist die Tatsache, daß schwache absteigende Vertikalbewegungen

in der mittleren Troposphäre (500 mb-Niveau) im Mittel noch mit minimalen Niederschlagssummen in der Regenzeit verbunden sind. Das steht im Zusammenhang mit der häufig auch in Verbindung mit schwacher mitteltroposphärischer Divergenz zu beobachtenden lokalen Konvektion, die infolge der meist hohen Feuchte in Bodennähe während der Regenzeit eine lokale Sprengung der Inversionsschicht ermöglicht. Durch die freiwerdende latente Wärme bildet sich nach der Kondensation eine feuchtlabile Schichtung im Bereich der gesprengten Inversion aus. Lokale Gewitter sind die Folge.

Neben diesem Zusammenhang zwischen dem wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwert und den wetterlagenabhängigen Vertikalbewegungen ist zu überprüfen, ob

Tabelle 13

Bestimmung der theoretisch möglichen Niederschlagssummen auf der Basis der wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerte

	W.L.	H1		H3		P1/1		P1/2		P2/1		P1		P2		H2	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
	G.M.	1.0		1.8		1.8		1.6		1.2		5.5		4.4		5.5	
	V.B.	-0.6		-0.5		-0.5		-1.7		-1.5		2.3		2.1		0.25	
<hr/>																	
Mai	67	10	10.0	2	3.5			3	4.8	1	1.2	5	27.4	3	13.1	5	27.3
	68	10	10.0	2	3.5	2	3.6	6	9.7			4	21.9	3	13.1	4	26.8
	69	5	5.0	5	8.8	8	14.2	5	8.0	3	3.6	2	10.9	3	13.1		
Juni	67	9	9.0	2	3.5											9	49.1
	68	2	2.0					2	3.2			1	5.5			6	32.8
	69	6	6.0	3	5.2	6	10.6			5	5.9					5	27.3
Juli	67	12	12.0	1	1.8											3	16.4
	68	2	2.0	1	1.8											6	32.8
	69	6	6.0													6	32.8
Aug.	67	3	3.0	4	7.0			1	1.6							1	5.5
	68	7	7.0	4	7.0					1	1.2					5	27.3
	69	1	1.0													1	5.5
Sep.	67	4	4.0									3	16.4	4	17.4	2	11.5
	68	4	4.0	3	5.3							1	5.5	2	8.8	4	21.8
	69	8	8.0											1	4.4		
Okt.	67	3	3.0	2	3.5	3	5.3	4	6.4			4	22.9	9	39.8	4	21.8
	68	6	6.0	3	5.2	1	1.8	2	3.2	1	1.2	3	16.5			4	21.9
	69	6	6.0	5	8.8	5	8.9	1	1.6			4	21.9			2	10.8

Es bedeuten:

Spaltenbezeichnung 1 = Häufigkeit der Wetterlagen in Tagen

Spaltenbezeichnung 2 = Produkt aus der Häufigkeit der Wetterlage in Tagen (1) und dem wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwert

Spaltenbezeichnung 3 = theoretisch bestimmter Gebietsmittelwert

Spaltenbezeichnung 4 = effektiver Gebietsmittelwert bestimmt auf der Basis der täglichen Niederschlagssummen

W.L. = Wetterlagenbezeichnung

G.M. = wetterlagenabhängiger Gebietsmittelwert

V.B. = mit den Wetterlagen verbundene Vertikalbewegungen in cm/sec.

Alle Niederschlagssummen sind in mm angegeben.

die Gebietsmittelwerte in einem sinnvollen Zusammenhang zu den effektiv gemessenen Niederschlagssummen im Untersuchungsgebiet stehen. Um diesen Zusammenhang zu überprüfen, ist aus den effektiv gefallenen Niederschlägen der Stationen des Untersuchungsgebietes ein monatlicher Gebietsmittelwert für die Jahre 1967, 1968 und 1969 zu bilden (letzte Spalte in Tabelle 13). Die Berechnung eines solchen monatlichen Gebietsmittelwertes ist nur sinnvoll, wenn die Tendenz der Niederschlagssummen von Jahr zu Jahr und Monat zu Monat an allen Stationen des Untersuchungsgebietes gleich bleibt. Der Abbildung 21 a kann die monatliche Variation der mittleren täglichen Niederschläge für die einzelnen Jahre und einige ausgewählte Stationen entnommen werden. Es wurden in Abbildung 21 b nur die

T1	W1		W2		W3		W4/1		W4/2		J			
5.8	1.3		1.0		7.1		4.9		3.9		6.6			
2.0	-0.1		-0.1		2.3		3.1		1.9		4.8			
2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	3	4
	2	2.6											88.9	76.6
													83.6	113.3
													61.6	20.2
			2	2.1	5	35.6	3	14.6					113.9	115.8
17.3	1	1.3	2	2.1	4	28.4	4	19.4	1	3.9	4	26.	142.2	232.5
17.3													72.3	62.10
	4	5.2	1	1.1	2	14.2	3	14.6	4	15.7	1	6.	87.6	59.2
5.8	1	1.3	3	3.1	1	7.1	10	48.6	5	19.7	1	6.	128.8	104.2
5.8					6	42.6	7	34.0	5	19.7			140.9	127.1
5.8					10	71.1	7	34.0	4	15.7			157.3	139.8
	1	1.3	3	3.1	4	28.4	1	4.9	5	19.7			99.8	70.1
5.8	1	1.3			12	85.3	6	29.1	3	11.8	6	39.	179.3	318.9
					5	35.5	1	4.9	3	11.8	8	52.	153.6	154.2
11.6	2	2.6	6	6.3	4	28.4	2	9.7					104.0	85.5
5.8	3	3.9			9	63.9	2	9.7	1	3.9	5	32.	132.5	153.8
					1	7.1					1	6.	116.4	95.8
11.6			2	2.1	1	7.1							76.6	53.3
5.8	3	3.9	3	3.2							1	6.	77.5	63.2

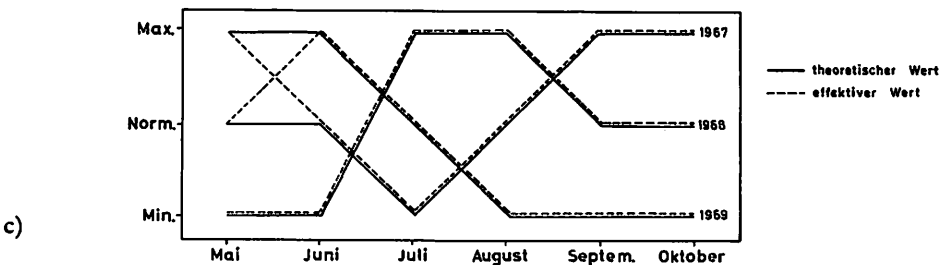
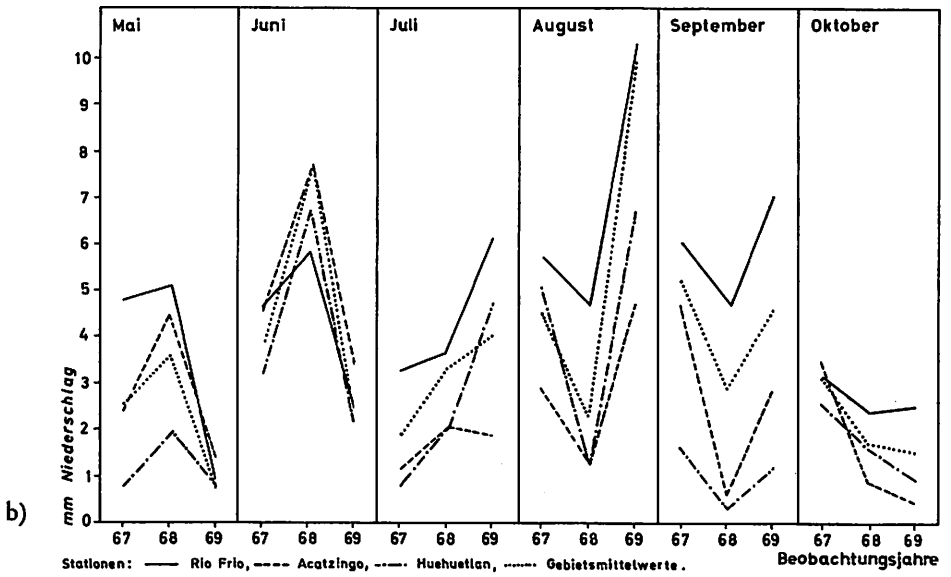
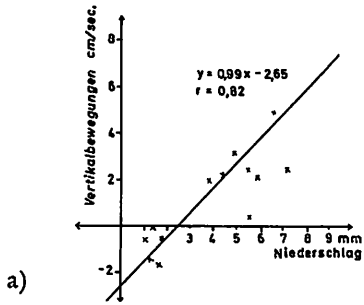


Abb. 21: Zur Variation der monatlichen Niederschläge

Stationen dargestellt, für die die Höhen der täglichen Niederschlagssummen im Laufe der dreijährigen Beobachtungsperiode relativ stark voneinander abweichen. Die zeitliche Tendenz der Niederschlagshöhen ist für alle Stationen des Untersuchungsgebietes im wesentlichen gleich. Daraus kann geschlossen werden, da die ausgewählten Stationen bis zu 100 km in einem orographisch so stark ausgeformten Gebiet wie dem Untersuchungsraum auseinander liegen, daß vorwiegend synoptische Einflüsse die monatliche Variation der Niederschlagssummen von Jahr zu Jahr beeinflussen.

Die synoptischen Zirkulationsänderungen werden durch die Auftrittshäufigkeiten der klassifizierten Wetterlagensysteme erfaßt. Die Relevanz der wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerte läßt sich überprüfen, indem man diese Gebietsmittelwerte mit den Auftrittshäufigkeiten der Wetterlagensysteme multipliziert. In Tabelle 13 ist die Auftrittshäufigkeit der Wetterlagensysteme für die einzelnen Beobachtungsjahre angegeben. Dabei wurde ein besonderer Typ „J“ eingeführt, der im Zusammenhang mit tropischen Zyklonen beobachtet wird und durch eine intensiv zyklonal gekrümmte Stromlinienstruktur (wurde bisher als W-Typ klassifiziert) im Boden-, 700 mb- und 500 mb-Niveau ausgezeichnet ist. Zur Bestimmung der in Prozent in Abschnitt 5 angegebenen Auftrittshäufigkeiten der Wetterlagen in den verschiedenen Höhengniveaus wurden für das Bodenniveau 4 und für die Höhengniveaus 2 tägliche Wetterkarten klassifiziert. Um einen Zusammenhang zwischen den Wetterlagensystemen und den täglich gefallenen Niederschlägen herzustellen, wurde jedem Tag das niederschlagsgenetisch aktivste Wetterlagensystem zugeordnet und die Auftrittshäufigkeit dieser Systeme in Tagen in Tabelle 13 angegeben. Die Multiplikation der wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerte mit diesen Auftrittshäufigkeiten und die anschließende Summation aller so berechneten Werte für einen Monat (Quersumme) ergibt die theoretische Monatssumme der Niederschläge, die in der vorletzten Spalte der Tabelle 13 angegeben ist.

Ein Vergleich der effektiven und der theoretischen monatlichen Niederschlagssummen zeigt, daß sich zum Teil erhebliche Differenzen zwischen beiden Werten ergeben. Die synoptisch bedingte Variation der monatlichen Niederschlagssummen in den Beobachtungsjahren wird jedoch nahezu genau von den theoretischen Werten nachgezeichnet. In Abbildung 21 c ist angegeben, wann die theoretische und die effektive monatliche Niederschlagssumme in den betrachteten Monaten der dreijährigen Beobachtungsperiode ein Maximum, Minimum oder einen Wert zwischen diesen Extremen annimmt. Abgesehen vom Monat Mai der Jahre 1967 und 1968 fallen diese Größen immer zusammen (Abb. 21 c). Die Veränderungen der monatlichen Niederschlagssummen in der dreijährigen Beobachtungsperiode werden also durch die Gebietsmittelwerte in Verbindung mit den Auftrittshäufigkeiten der Wetterlagensysteme recht genau nachgezeichnet. Es handelt sich demnach bei den wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerten nicht nur um theoretisch interessante Größen, sondern um Werte, die die Realität des Wettergeschehens im Untersuchungsgebiet entscheidend bestimmen.

In Tabelle 14 sind die wetterlagenabhängigen Stationsmittelwerte (S_i) für einige ausgewählte Stationen des Untersuchungsgebietes angegeben (Servicio Meteorológico Mexicano). Die Abweichung dieser, für verschiedene Orte des Untersuchungsgebietes bestimmten Stationsmittelwerte vom Gebietsmittelwert gibt Aufschluß über das Ausmaß der räumlichen Verbreitung der Niederschläge, die

Tabelle 14

Wetterlagenabhängige tägliche Stationsmittelwerte in Millimeter für einige ausgesuchte Stationen des Untersuchungsgebietes

Wetterlagen	H1	H3	P1/1	P1/2	P2/1	P1	P2	H2	T1	W1	W2	W3	W4/1	W4/2	J
Xochitlán	0.8	0.3	3.7	0.6	0.1	5.9	5.2	5.8	4.9	0.4	0.	7.4	1.8	2.1	11.4
Huchuetlán	0.8	0.5	0.6	0.5	0.1	4.6	4.9	4.8	6.5	1.3	0.6	8.0	3.9	3.0	9.6
Acatzingo	0.5	1.0	0.9	0.7	0.2	5.9	2.6	6.5	6.3	1.4	1.4	7.5	1.7	1.7	6.3
Tepeaca	0.7	0.1	0.9	2.1	0.1	4.9	5.6	6.9	6.0	2.3	1.8	7.8	3.5	2.6	10.9
Tetela	0.7	0.2	1.4	2.3	0.2	4.7	3.0	4.9	5.4	1.3	0.3	8.2	4.6	1.7	5.3
Puebla	0.7	1.3	0.1	2.0	0.3	3.6	1.8	6.4	6.3	1.1	0.2	7.6	4.0	2.2	3.6
Atlixco	0.8	0.8	6.1	3.3	0.1	7.9	4.3	4.1	6.6	1.1	0.2	8.7	5.7	5.5	5.7
Huejotzingo	0.9	1.7	1.0	0.5	3.2	5.5	4.1	4.1	6.3	1.1	0.9	8.0	6.7	6.7	4.6
Huamantla	0.8	0.5	2.0	0.5	0.1	3.0	2.9	4.6	1.7	0.6	0.9	7.3	4.5	2.0	1.7
Tlaxcala	0.9	2.7	1.0	1.8	0.4	6.9	3.8	7.2	6.8	0.9	1.3	6.2	4.7	4.6	5.9
Texmelucan	1.9	0.2	1.6	0.5	3.2	8.2	6.1	3.1	7.1	1.1	1.5	5.7	8.3	3.7	4.5
Río Frío	2.2	4.1	3.5	2.8	6.3	5.6	6.3	6.6	5.6	2.9	1.0	7.3	6.8	6.1	6.8
Apizaco	1.3	4.4	1.4	1.8	0.6	3.7	4.8	7.2	6.8	1.2	1.5	5.2	4.7	5.2	7.5
Nanacamilpa	0.8	4.5	0.9	1.5	0.8	3.7	2.8	3.9	6.4	1.5	2.1	5.1	8.0	4.9	7.3
Repetidora	1.2	4.0	1.6	3.2	1.7	7.9	6.2	4.5	4.5	1.5	1.6	6.7	4.6	4.4	7.2
Gebietsmittelwerte	1.0	1.8	1.8	1.6	1.2	5.5	4.4	5.5	5.8	1.3	1.0	7.1	4.9	3.9	6.6
Variationskoeffizient der Stationsmittelwerte in Prozent	46	95	80	61	187	30	31	25	22	47	58	21	36	44	39

mit einer bestimmten Wetterlage verbunden sind. Die Variationskoeffizienten, die sich aus der Abweichung der Stationsmittelwerte vom Gebietsmittelwert berechnen lassen (relative Standardabweichung), werden für die Wetterlagen H2, W3 und T1 minimal. Das bedeutet, daß die mit diesen Wetterlagen auftretenden Niederschläge im Mittel eine etwa gleichbleibende Höhe an allen Stationen des Untersuchungsgebietes aufweisen. Es kann nicht erstaunen, daß die Wetterlagen P1 und P2 ebenfalls durch vergleichsweise niedrige Werte der Variationskoeffizienten ausgezeichnet sind. Der advektive Charakter der Niederschläge kommt durch die gleichmäßige Verbreitung der Niederschläge im Untersuchungsgebiet gut zum Ausdruck. Die mit absteigenden Vertikalbewegungen in der mittleren Troposphäre verbundenen Wetterlagen H1, H3, P1/1, P1/2 und P2/1 sind durch zum Teil extrem hohe Variationskoeffizienten gekennzeichnet. Der bereits mehrfach erwähnte lokale Charakter der mit diesen Wetterlagen verbundenen Niederschläge wird durch diese hohen Abweichungen vom Gebietsmittelwert erneut belegt.

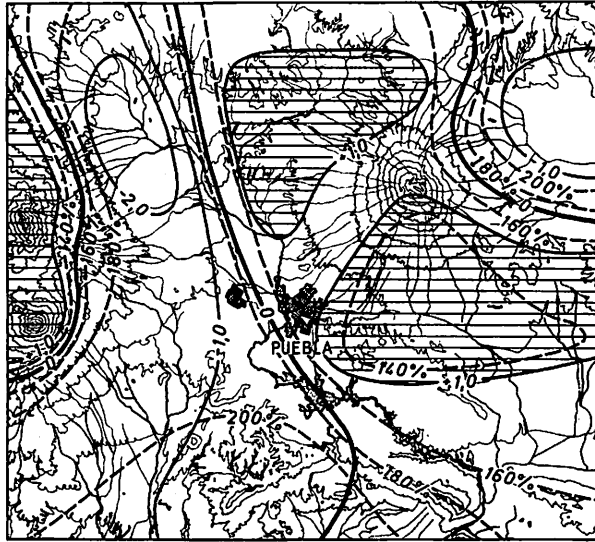
Die Abweichung der wetterlagenabhängigen Stationsmittelwerte von den wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerten gibt außerdem ein Maß für die Niederschlagsbegünstigung bzw. die Niederschlagsbenachteiligung der Stationen beim Auftreten einer vorgegebenen Wetterlage. Die Linie, die die Punkte verbindet, an denen Stations- und Gebietsmittelwert gleich sind (Begünstigungsnulllinie), trennt die niederschlagsbegünstigten von den niederschlagsbenachteiligten Gebieten.

g) Mit dem Wetterlagensystem H2 verbundenes Verteilungsmuster der täglichen Niederschläge

Für die Wetterlage H2 und eine dreijährige Beobachtungsperiode trennt diese „Begünstigungsnulllinie“ (Abb. 21 d) den Osten des Untersuchungsgebietes vom Westen. Oberhalb der 2500 m-Isohypse verläuft eine weitere „Begünstigungsnulllinie“, die die Gipfelregionen der Sierra Nevada als niederschlagsbegünstigt ausweist. Die Llanos nordöstlich der Malinche sind niederschlagsbenachteiligt.

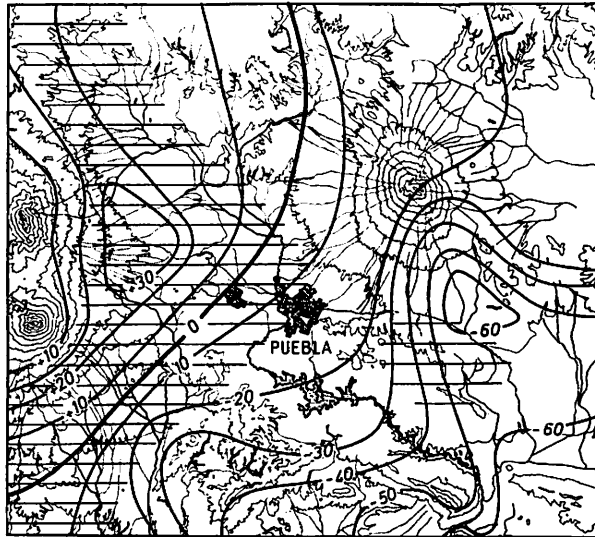
Dieses, für eine dreijährige Beobachtungsperiode und die Wetterlage H2 charakteristische Verteilungsmuster der Niederschlagssummen ist auch für längere Beobachtungsperioden in höchstem Maße relevant. In Abbildung 21 e ist die räumliche Verteilung der Differenzen zwischen den mittleren, dreißigjährigen Niederschlagssummen der Monate Juni und Juli dargestellt. Negative Differenzen bedeuten niedrigere Juni- als Juliniederschlagssummen, positive Differenzen höhere Juli- als Juniniederschläge. Es kann abgelesen werden, daß im dreißigjährigen Mittel der Westen des Untersuchungsgebietes gegenüber dem Osten im Juni niederschlagsbenachteiligt, im Juli hingegen stark niederschlagsbegünstigt ist. Die kleinen Areale im Gipfelniveau der Sierra Nevada (Niederschlagsbegünstigung im Juni) und im Nordosten der Malinche (Niederschlagsbenachteiligung im Juni) treten im langjährigen Mittel nicht mehr in Erscheinung. Diese Abweichungen vom langjährigen Mittel können Resultat synoptischer Besonderheiten der dreijährigen Beobachtungsperiode sein.

In Abbildung 21 f sind die Differenzen der mittleren täglichen Niederschlagssummen zwischen den Juni- und Juliniederschlägen (1967—1969) dargestellt. Vergleicht man die angegebenen Mittelwerte für die drei- und dreißigjährige Be-



d)

=====	stark niederschlags-	-----	Variationskoeffizient in %
=====	begünstigte Gebiete	-----	Abweichungslinie vom
			Gebietsmittelwert



e)

===== Signifikanter Korrelationskoeffizient der wetterlagen-
abhängigen täglichen Niederschlagssummen Texmelucan - übrige Stationen

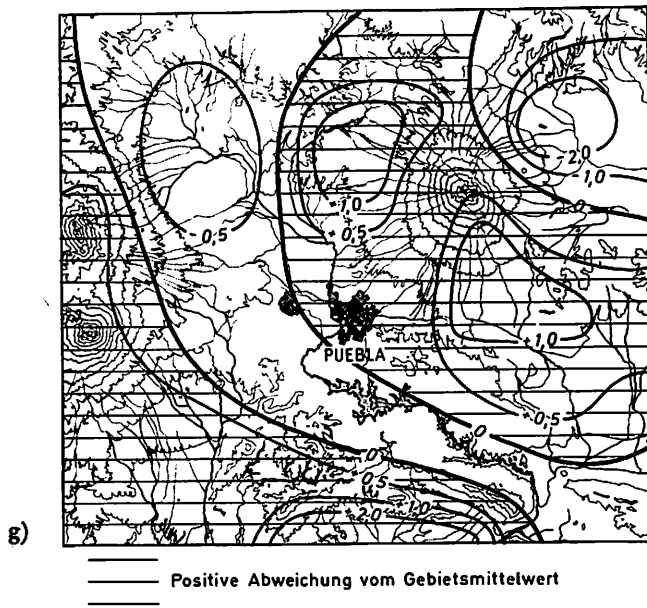
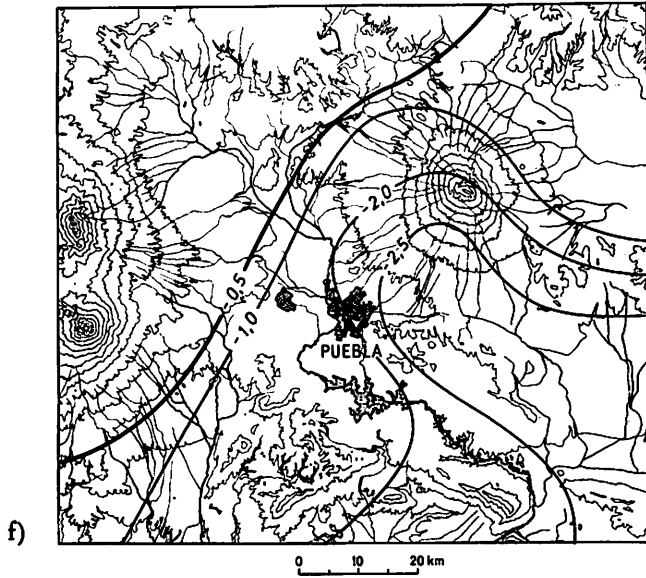
obachtungsperiode, so zeigt sich, daß die Niederschlagssummen in der dreijährigen Beobachtungsperiode erheblich geringer sind, als in der langjährigen Beobachtungsperiode. Angenähert kann man unter Berücksichtigung der Höhe dieser Differenzen zwischen der drei- und dreißigjährigen Beobachtungsperiode die 0,5 mm-Linie gleicher Differenzen (Abb. 21 f) zwischen den Juni- und Juliniederschlagssummen mit der langjährigen 0-mm-Linie gleicher Differenzen identifizieren. Diese beiden Linien koinzidieren in ihrem Verlauf nahezu völlig (vgl. Abb. 21 e und 21 f). Die extrem niedrigen mittleren täglichen Juliniederschläge während der dreijährigen Beobachtungsperiode bedingen das Fehlen einer räumlichen Differenzierung der Differenzen der Niederschlagssummen für die Juni- und Juliniederschläge im Westen des Untersuchungsgebietes (vgl. Abb. 21 e und 21 f).

Wie groß der Anteil der durch das Wetterlagensystem H2 verursachten Niederschlagssummen an der Gesamtheit der Juniniederschlagssummen ist, kann der Abbildung 21 g entnommen werden. Im wesentlichen stimmen die niederschlagsbegünstigten und niederschlagsbenachteiligten Gebiete der Abbildungen 21 g und 21 e überein. Nur im Südwesten des Untersuchungsgebietes ist ein ausgedehntes Areal mit positiven Abweichungen vom Gebietsmittelwert erkennbar (Abb. 21 g), welches in Abbildung 21 d nicht auftritt. Dieses Areal ist ebenso wie die wetterlagenabhängigen geringeren Differenzen in den niederschlagsbenachteiligten Arealen auf die Wirkung anderer im Monat Juni auftretender Wetterlagen zurückzuführen. Die Verteilungsmuster dieser wetterlagenabhängigen täglichen Niederschlagssummen werden in den folgenden Unterabschnitten behandelt.

Insgesamt belegen die Abbildungen 21 d—g, daß das räumliche Verteilungsmuster der Juniniederschläge sowohl in den Jahren 1967—1969 als auch während der dreißigjährigen Beobachtungsperiode in hohem Maße mit dem Verteilungsmuster der mit der Wetterlage H2 verbundenen Niederschläge übereinstimmt.

h) Analyse der Anfangszeiten der täglichen Niederschläge im Jahresablauf

Die genetische Deutung des Verteilungsmusters der mit der Wetterlage H2 verbundenen Niederschläge verlangt eine Analyse der Anfangszeiten dieser Niederschläge, da alle beschriebenen lokalen, niederschlagsgenetisch wirksamen Phänomene einer deutlichen tageszeitlichen Intensitäts- und Wirkungsänderung in bezug auf die entstehenden Konvergenzzonen unterliegen. In Abbildung 22 a—d ist die prozentuale Auftretshäufigkeit der Niederschläge in den Monaten der Regenzeit angegeben. Es wurde die Gesamtzahl der in den Monaten von Mai bis September an einer vorgegebenen Station gefallenen Niederschläge gleich 100 % gesetzt. Während Veracruz (Abb. 22 a) dem maritimen Verteilungstyp der Niederschlagsanfangszeiten genügt, nimmt Orizaba (Abb. 22 b), am Osthang der Sierra Madre Oriental in einer Entfernung von weniger als 100 km vom Meer gelegen, eine Übergangsstellung mit Niederschlägen am späten Nachmittag und in den frühen Morgenstunden ein. In Mexiko D.F. (Ortsteil Tacubaya) beginnen die Niederschläge gleichmäßig in allen Monaten in maximaler Häufigkeit kurz nach 16.00 WOZ (Abb. 2 d). Dem Diagramm kann man zudem entnehmen, daß Mexiko-Stadt in dem Bereich maximaler Juliniederschläge liegt, der sich vom Untersuchungsgebiet aus in westlicher Richtung (Abb. 1 a) fortsetzt. Im Becken von Puebla (Station Tlaxcala, Abb. 22 c) ändern sich die in maximaler Auftretshäu-



figkeit zu beobachtenden Anfangszeiten der Niederschläge im Laufe der Regenzeit erheblich. Ein deutlich verfrühtes Einsetzen der Juli- und Augustniederschläge gegenüber den Juni- und Septemberniederschlägen ist im Mittel unmittelbar abzulesen. Betrachtet man die 6 % Isolinie der Anfangszeiten (Abb. 22 a—d, schraffiert), so beginnen in dieser Häufigkeit die Niederschläge im Juni gegen 19.00, im Juli gegen 15.00, im August gegen 15.30 und im September schließlich nach 18.00 Uhr WOZ.

In Abbildung 22 e, f und g ist eine Häufigkeitsauszählung der Niederschlagsanfangszeiten in Beziehung zu den gefallenem Niederschlagsmengen für Puebla angegeben. In den Monaten von Mai bis Oktober treten in 40/oiger Häufigkeit (1960—1965) Niederschlagssummen auf (schraffiert gekennzeichnet), die in die Klasse 10—20 mm fallen. Die Anfangszeiten dieser Niederschläge zeigen eine deutliche Variation im Laufe der Monate der Trockenzeit:

1. Juli—September, Beginn der Niederschläge gegen 20.00 Uhr
2. Mai, Juni und Oktober, Beginn der Niederschläge gegen 18.00 Uhr
3. In den Monaten der Trockenzeit treten Niederschläge dieser Klasse in einer Häufigkeit von weniger als 1 % (0,7 %) auf und beginnen in dieser Häufigkeit zwischen 17.00 und 21.00 Uhr.

In größter Häufigkeit fallen die täglichen Niederschläge in allen Monaten des Jahres in die Klasse 1—5 mm. Niederschläge beginnen in den Monaten:

1. Juli—September in 150/oiger Häufigkeit zwischen 17.00—19.00 Uhr
2. Mai, Juni und Oktober in 120/oiger Häufigkeit zwischen 19.00—21.00 Uhr und
3. In den Monaten der Trockenzeit treten Niederschläge dieser Klasse in 10 %iger Häufigkeit in der Zeit zwischen 21.00 und 23.00 Uhr auf.

In diesem Zusammenhang ist die Frage von größtem Interesse, wann die Niederschläge beginnen, die eine besonders lange Andauer haben. In Abbildung 22 h kann abgelesen werden, daß die Niederschläge, die gegen 20.00 Uhr beginnen, in großer Häufigkeit (16 %), eine Dauer von weniger als einer halben Stunde haben. In zwei Prozent der klassifizierten Fälle hielten die Niederschläge, die nach 20.00 Uhr begannen, bis zu acht Stunden an. Nach 20.00 Uhr beginnen Niederschläge mit hohen Niederschlagssummen (10—20 mm) im Juli, August und September (4 %) sowie in der Trockenzeit (0,7 %). Im Mai, Juni und Oktober treten hohe Niederschlagssummen bei Niederschlägen, die nach 20.00 Uhr beginnen, nicht auf (vgl. Abb. 22 f.).

Diese Analyse des Niederschlagsbeginns ermöglicht die Definition von drei Niederschlagsverteilungstypen in bezug auf die Anfangszeiten:

1. Im Mai, Juni, Ende September und Oktober beginnen die Niederschläge mit geringen Niederschlagssummen in den frühen Nachtstunden, hingegen die Niederschläge mit hohen Niederschlagssummen bereits am späten Nachmittag. Langanhaltende Niederschläge fehlen fast völlig.
2. Im Juli, August und Anfang September beginnen die Niederschläge mit geringen Niederschlagssummen am Nachmittag, mit hohen Niederschlagssummen in den frühen Nachtstunden. Langanhaltende Niederschläge beginnen immer in den Nachtstunden.

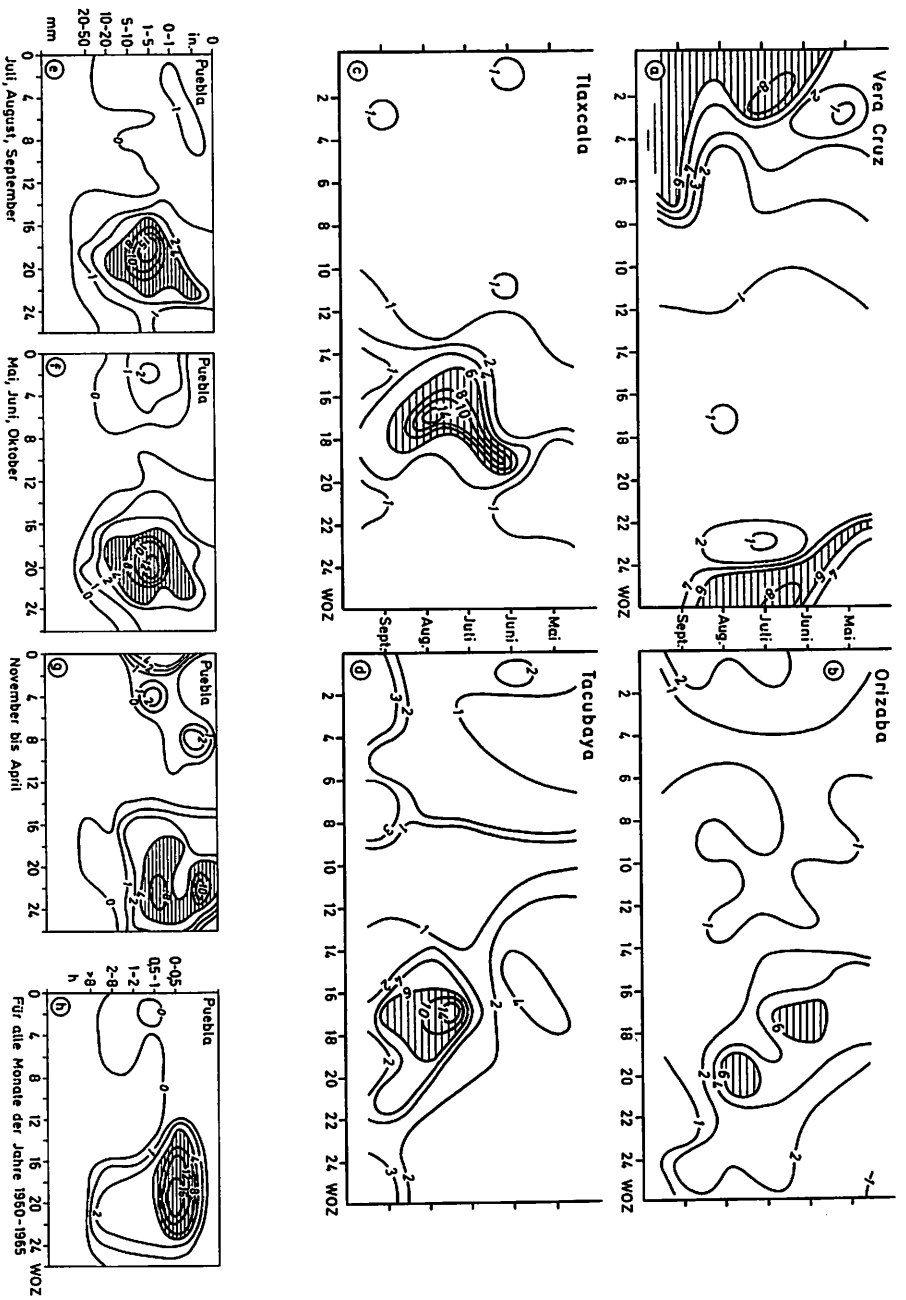


Abb. 22: Die Auftrittshäufigkeit der Niederschlagsanfangszeiten für ausgewählte Stationen

3. In den Monaten der Trockenzeit beginnen die Niederschläge mit geringen Niederschlagssummen vorwiegend in den frühen Nachtstunden. Niederschläge mit hohen Niederschlagssummen treten sehr selten auf und beginnen meist am späten Nachmittag. Langanhaltende Niederschläge beginnen vorwiegend in der Nacht.

Der Tageszeitengang des Beginns der Niederschläge in der Trockenzeit ist dem Gang in den Monaten Mai, Juni, Ende September und Oktober sehr ähnlich.

Da die Wetterlage H2, die im Juni in maximaler Häufigkeit auftretende niederschlagsgenetisch wirksame Wetterlage ist, überlagert beim Auftreten von Niederschlägen im Untersuchungsgebiet während dieses Monats in der Mehrzahl der Fälle diese mitteltroposphärische Zirkulationsstruktur das Hochbecken von Puebla-Tlaxcala. Zur Entwicklung eines genetischen Modells, welches die auftretende räumliche Verteilung der Niederschlagsmengen erklärt, können folgende, bisher bereits angegebene Resultate genutzt werden:

1. Die Zirkulation H2 impliziert eine schwache Divergenz ($+ 1,6 \cdot 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$) im 500 mb-Niveau (Tab. 5). Zugleich wird durch den in Verbindung mit der Wetterlage H2 bevorzugt auftretenden Bodentyp 6 (Abb. 10) eine vergleichsweise starke Bodenkonvergenz ausgelöst ($- 3,0 \cdot 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$). Es resultieren schwache aufsteigende Vertikalbewegungen (0,25 cm/sec).
2. Im Untersuchungsgebiet fallen beim Auftreten der Wetterlage H2 auf mehr als auf 65 % der Fläche des Untersuchungsgebietes Niederschläge (Regentag, Abb. 19).
3. Die Juniniederschläge, die vorwiegend durch die Wetterlage H2 bedingt sind, beginnen in maximaler Häufigkeit in den frühen Nachtstunden (Abb. 22). Sie sind wenig ergiebig und zugleich nicht langanhaltend. Hohe Niederschlagssummen treten im Juni dann auf, wenn die Niederschläge bereits am Nachmittag beginnen.
4. Die Inversionsbasis liegt im Juni relativ hoch, die Schichtung der Luftmassen ist schwach feuchtlabil (Abb. 16).

i) Genetisches Modell zur Erklärung des Verteilungsmusters der Niederschlagssummen im Juni

Unter Berücksichtigung dieser Resultate kann folgende genetische Modellvorstellung für das Wetterlagensystem H2 entwickelt werden:

- a) Die Konvektion in den Tagesstunden in Verbindung mit der relativ hochliegenden Inversionsbasis und den vergleichsweise hohen Feuchtwerten im Bodenniveau bedingt eine intensive Wolkenbildung insbesondere im Bereich der Konfluenzzonen (Abb. 18). Die schwach feuchtlabile Schichtung der Luftmassen reicht in Verbindung mit den schwachen aufsteigenden Vertikalbewegungen nicht zum Durchbrechen der Inversionsschicht in den Tagesstunden aus. Dementsprechend ist die Bewölkung bei Einbruch der Dunkelheit zwar intensiv ausgebildet, in der Regel sind aber noch keine Niederschläge gefallen.
- b) Die Konfluenz der Bergwinde sowie der Bleeker-Andre-Effekt führen nach dem Einsetzen der nächtlichen Abkühlung zu einer allmählichen Auflösung der Inversion infolge der anhaltenden Bodenkonvergenz.

- c) Ausgedehnte nächtliche Niederschläge geringer Ergiebigkeit (schwache mitteltroposphärische Divergenz) sind mit vergleichsweise hohen Niederschlagssummen in den Gebietsteilen verbunden, in denen
1. die Bewölkung der Tagesstunden besonderes intensiv ausgebildet war,
 2. der Bergwind- bzw. der Bleeker-Andre-Effekt eine zusätzliche Bodenkonvergenz auslöst.

Dieser Modellvorstellung entspricht die räumliche Verteilung der höchsten Niederschlagsbegünstigung genau. Die begünstigten Zonen können genetisch unmittelbar aus diesem Modell gedeutet werden (Abb. 21 a):

1. Die Zone südlich der Malinche ist durch starke Bewölkung während der Tagesstunden ausgezeichnet. Zugleich liegt in diesem Areal die durch den Bleeker-Andre-Effekt bedingte nächtliche Konfluenzzone.
2. Die Zone nördlich der Malinche ist im Monat Juni in bezug auf die Wolkenbildung ausgezeichnet. Zugleich liegt in diesem Bereich die mit dem Bergwind verbundene Konfluenzzone.
3. Die nur schwach niederschlagsbegünstigten Osthänge der Sierra Nevada erhalten diese Begünstigung als Folge der Wolkenbildung im Gipfelniveau der Vulkane während der Tagesstunden.

Das Fehlen langanhaltender Niederschläge steht in einem guten Zusammenhang mit der schwach ausgebildeten Höhendivergenz. Daß die Niederschläge, die mit den höchsten Tagessummen verbunden sind, bereits in den Nachmittagsstunden beginnen, widerspricht dem entwickelten Modell nicht. In diesen Fällen ist die überlagerte Divergenz so schwach, daß die Inversion bereits während der Tagesstunden von den aufsteigenden Vertikalbewegungen durchbrochen wird. Als Folge der schwachen Höhendivergenz, an deren Stelle gelegentlich auch eine Höhenkonvergenz treten kann, steigen die Niederschlagssummen im gesamten Untersuchungsgebiet erheblich.

j) Signifikanz des wetterlagenabhängigen Verteilungsmusters (H2) der täglichen Niederschlagssummen

Wie stark die täglichen Niederschlagssummen, die in Verbindung mit der Wetterlage H2 auftreten, vom wetterlagenabhängigen Stationsmittelwert abweichen, ist in Abbildung 21 a durch die Darstellung der räumlichen Verbreitung der Variationskoeffizienten zum Ausdruck gebracht worden ($V = \frac{s}{\bar{x}} \times 100 \%$ mit $s =$ Standardabweichung und \bar{x} Mittelwert). Um 140 % übertrifft die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung vom Mittelwert (Standardabweichung) im Gipfelniveau den Mittelwert. In den Gebieten erhöhter Niederschlagsgunst steigen die Variationskoeffizienten auf mehr als 200 % an (Tab. 15) und erreichen maximale Werte im äußersten Nordosten und Süden des Gebietes. Das Verteilungsbild der Variationskoeffizienten gestattet zwei Schlußfolgerungen:

1. Die kleinsten Variationskoeffizienten treten im Gipfelniveau der Vulkane und in den Konfluenzonen auf.

Tabelle 15

Variationskoeffizienten der wetterlagenabhängigen täglichen Niederschlagssummen in Prozent

Wetterlagen	H1	H3	P1/1	P1/2	P2/1	P1	P2	H2	T1	W1	W2	W3	W4/1	W4/2	J
Xochitlán	350	283	180	245	270	149	163	170	178	212	—	175	241	179	119
Huehuetlán	317	271	211	239	270	185	161	201	166	209	224	160	214	166	143
Acatzingo	350	270	238	254	290	152	181	160	157	196	194	170	248	200	163
Tepeaca	323	266	240	190	262	181	143	140	159	181	183	163	193	192	119
Tetela	315	295	240	200	260	188	181	160	179	206	210	149	176	192	180
Puebla	270	263	220	195	240	186	226	145	167	215	213	149	159	187	191
Atlixco	248	266	230	162	240	157	186	192	169	216	229	139	157	131	186
Huejotzingo	238	227	233	257	190	160	151	180	145	177	194	109	154	96	199
Huamantla	289	277	187	240	255	203	190	203	189	219	213	173	204	178	226
Tlaxcala	287	192	225	185	195	185	174	155	157	192	184	175	154	140	162
Texmelucan	235	253	226	254	180	184	140	183	156	187	182	121	124	121	187
Río Frío	200	182	194	142	153	149	126	126	132	181	151	108	116	117	113
Apizaco	267	173	202	165	209	192	167	138	131	193	165	178	153	116	152
Nanacamilpa	258	191	232	204	160	185	148	193	119	192	150	135	125	111	161
Repetidora	212	192	181	145	164	146	114	192	134	206	130	109	151	126	98

2. Die höchsten Variationskoeffizienten treten in den Gebietsteilen auf, die durch Niederschlagsbenachteiligung ausgezeichnet sind. In diesen Gebieten fallen demnach nur gelegentliche Schauer in Verbindung mit Wetterlage H2.

Diese Folgerungen werden durch die Korrelationskoeffizienten, die für alle wetterlagenabhängigen täglichen Niederschlagswerte der Stationen des Untersuchungsgebietes berechnet wurden, bestätigt (Tabelle 16).

Die signifikanten Korrelationskoeffizienten geben in diesem Zusammenhang Aufschluß über das gleichzeitige Auftreten von täglichen Niederschlagssummen annähernd gleicher Höhe, die mit der Wetterlage H2 im Untersuchungsgebiet verbunden sind. Zur Berechnung der Korrelationskoeffizienten wurden die wetterlagenabhängigen täglichen Niederschlagssummen aller Stationen des Untersuchungsgebietes miteinander korreliert. Eine normalverteilte Struktur der Niederschläge voraussetzend ergeben sich die schraffierten Räume als im Niederschlagsgang signifikant mit dem Niederschlagsgang der Station Tepeaca (1 % Irrtumswahrscheinlichkeit) übereinstimmend. Die Station Tepeaca wurde ausgewählt, weil die Korrelation der wetterlagenabhängigen täglichen Niederschlagssummen jeder Einzelstation (z. B. Tepeaca) mit allen Stationen des Untersuchungsgebietes zeigte, daß im Falle Tepeacas die Anzahl der signifikanten Korrelationskoeffizienten maximal wurde. Auch für die übrigen Wetterlagen werden immer die Korrelationskoeffizienten für die Station angegeben, für die die Anzahl der signifikanten Korrelationskoeffizienten maximal wird (Tabelle 16). Es kann der Abbildung 21 e entnommen werden, daß die als Konfluenzzonen charakterisierten Areale ein signifikant gleichartiges wetterlagenabhängiges tägliches Niederschlagsregime aufweisen. Mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % ergibt die Korrelation einen signifikanten Zusammenhang der täglichen Niederschläge aller Stationen im Untersuchungsgebiet, mit Ausnahme der Stationen im äußersten Südosten und im äußersten Nordosten. In diesen Gebieten treten gleichzeitig die höchsten Werte der Variationskoeffizienten auf (Abb. 21 d).

Die räumlich ausgedehnte Verbreitung der mit dem Auftreten der Wetterlage H2 verbundenen Niederschläge kommt durch die Verbreitung signifikanter Korrelationskoeffizienten (Abb. 21 e) deutlich zum Ausdruck und bestätigt die bereits belegte Tatsache, daß mit der Wetterlage H2 Niederschlag auf mehr als auf 65 % der Fläche (Abb. 19) des Untersuchungsgebietes registriert wird.

Die außerordentlich hohen Werte der Variationskoeffizienten resultieren aus der großen Spannweite der täglichen wetterlagenabhängigen Niederschlagssummen. An jeder Station können in Verbindung mit jeder Wetterlage immer wieder Tage ohne Niederschlag beobachtet werden, denen Tage mit Niederschlagssummen über 20 mm folgen. Je häufiger diese maximalen Spannweiten an einer Station angenommen werden, um so größer wird selbstverständlich der Variationskoeffizient. Aus diesen Gründen stimmen die Gebiete mit einem hohen Anteil niederschlagsloser Tage mit den Arealen überein, in denen der Variationskoeffizient maximal wird (vgl. Abb. 21 d und Abb. 24 a).

k) Auftrittshäufigkeit der täglichen Niederschläge im Untersuchungsgebiet

Für eine sechsjährige Beobachtungsperiode (1964—1969) wurde die Auftrittshäufigkeit der täglichen Niederschläge untersucht. Dem Vorschlag von Schnei-

Tabelle 16

Korrelativer Zusammenhang zwischen den täglichen Niederschlagssummen (wetterlagenabhängig) der angeführten Stationen
Die Korrelationskoeffizienten sind auf Zehntel abgerundet angegeben

W. L.	Stationen	Xodit.	Hueh.	Acatz.	Tepeac.	Tetela	Puebla	Atlixco	Huejot.	Huaman.	Tlaxc.	Texmel.	Río Fr.	Apizac.	Nanaca.	Repet.
H2 n = 68,	Tepeaca 0.32 (1 0/0)	0.3	0.4	0.6	1.	0.4	0.2	0.3	0.4	0.2	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3
W4/1 n = 49,	Texmeluc. 0.40 (1 0/0)	0.	0.1	0.	0.6	0.1	0.6	0.4	0.7	0.3	0.2	1.	0.3	0.1	0.2	0.
W4/2 n = 32,	Tetela 0,35 (1 0/0)	0.2	0.3	0.7	0.	1.0	0.5	0.3	0.2	0.4	0.3	0.	0.3	0.3	0.3	0.2
W1 n = 19,	Tepeaca 0.55 (1 0/0)	0.	0.3	0.	1.0	0.2	0.	0.3	0.3	0.1	0.1	0.5	0.8	0.2	0.5	0.4
W3 n = 65,	Atlixco 0.32 (1 0/0)	0.2	0.4	0.5	0.5	0.5	0.3	1.	0.5	0.2	0.3	0.5	0.3	0.2	0.2	0.1
T1 n = 17,	Huehuatl. 0.58 (1 0/0)	0.8	1.	0.7	0.7	0.4	0.5	0.8	0.3	0.2	0.6	0.3	0.1	0.6	0.4	0.7
J n = 28,	Tepeaca 0.45 (1 0/0)	0.6	0.5	0.5	1.0	0.5	0.5	0.5	0.4	0.3	0.5	0.3	0.9	0.6	0.6	0.7
W2 n = 23,	Atlixco 0.49 (1 0/0)	0.	0.1	0.7	0.7	0.1	0.2	1.	0.2	0.2	0.3	0.	0.2	0.3	0.3	0.1
P1 n = 28,	Atlixco 0.45 (1 0/0)	0.4	0.4	0.6	0.6	0.2	0.1	1.	0.6	0.	0.6	0.7	0.7	0.4	0.2	0.1
P2 n = 26,	Texmeluc. 0.45 (1 0/0)	0.1	0.1	0.1	0.5	0.2	0.2	0.2	0.6	0.3	0.2	1.	0.5	0.2	0.5	0.2

n = Auftretshäufigkeit der jeweils angegebenen Wetterlagen in Tagen

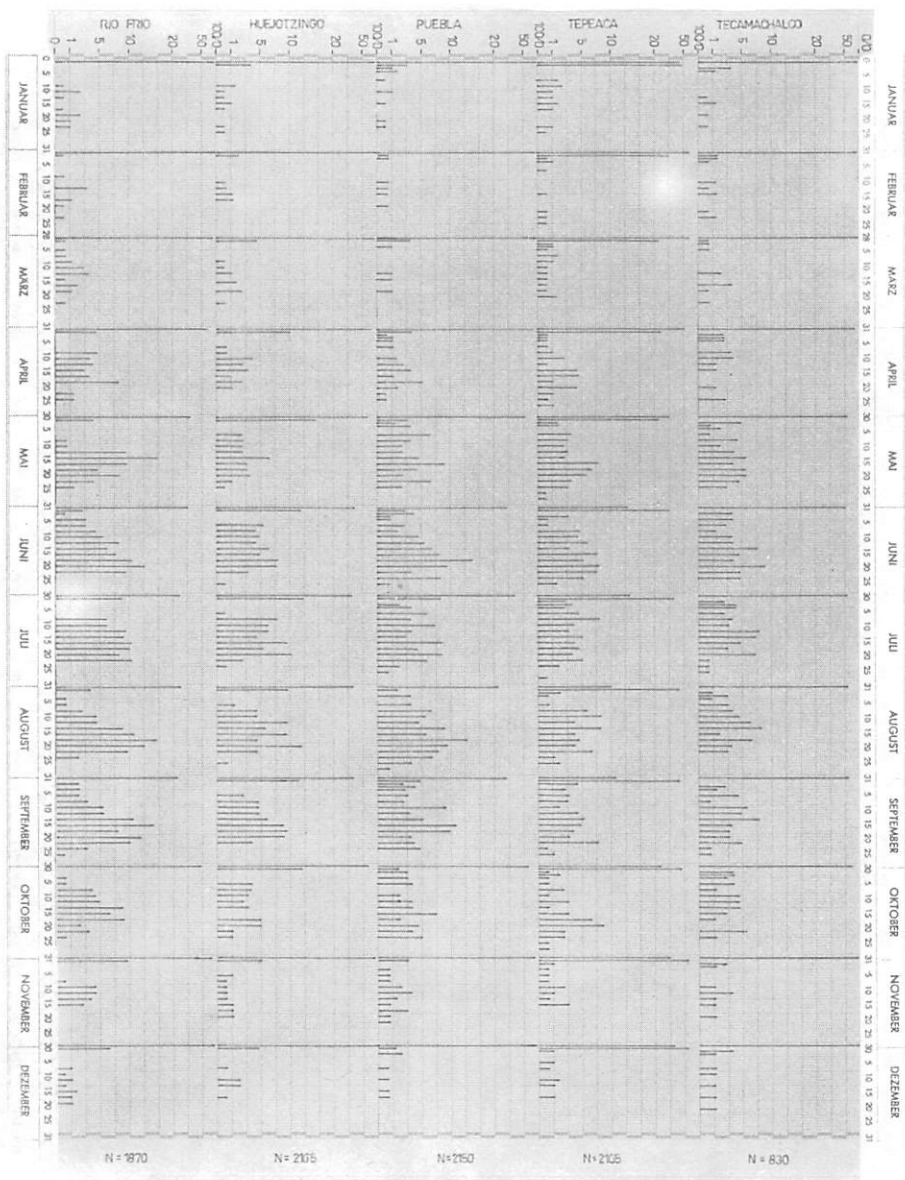
Neben n ist in der gleichen Zeile der Wert angegeben, den der Korrelationskoeffizient minimal annehmen darf, wenn er mit einprozentiger Irrtumswahrscheinlichkeit signifikant sein soll.



a)

Abb. 23: Die Auftretshäufigkeit täglicher Niederschlagssummen für ausgewählte Stationen





c)



d)



e)



der-Carius (1952, 1955) folgend, wurde der Häufigkeitsauszählung eine Klasseneinteilung im logarithmischen Maßstab zugrunde gelegt. Infolge der logarithmischen Skalierung existiert eine Klasse „kein Niederschlag“ und „unmeßbarer Niederschlag“ nicht, denn der Logarithmus von Null ist minus unendlich. Da für das Untersuchungsgebiet gerade diese beiden Klassen wesentlich sind und ihnen in der Trockenzeit eine außerordentliche Bedeutung zukommt, wurde der logarithmischen Skala, jedoch nicht in Verbindung mit dieser zu sehen, eine Klasse „kein Niederschlag“ und eine weitere Klasse „unmeßbarer Niederschlag“ hinzugefügt (Husen, 1967).

Die Auftrittshäufigkeit der täglichen Niederschläge wurde nach folgenden Klassen ausgezählt:

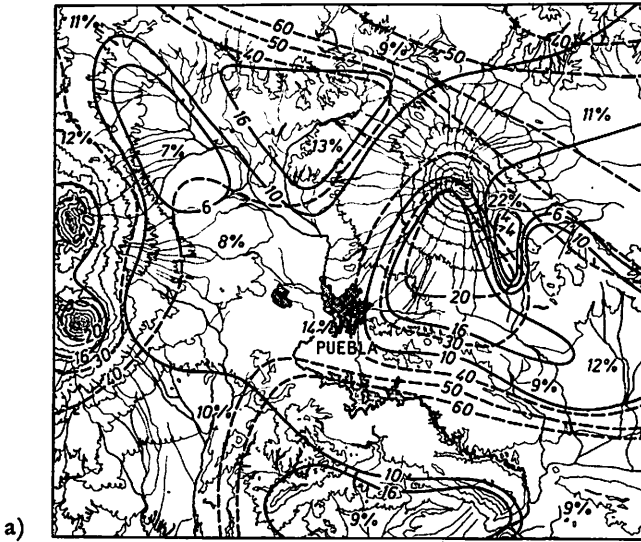
kein Niederschlag	(1)	1,6— 2,5 mm	(13)
unmeßbarer Niederschlag	(2)	2,5— 4,0 mm	(15)
		4,0— 6,0 mm	(17)
0,1—0,2 mm	(3)	6,0— 10,0 mm	(19)
0,2—0,3 mm	(4)	10,0— 16,0 mm	(21)
0,3—0,4 mm	(5)	16,0— 25,0 mm	(23)
0,4—0,6 mm	(7)	25,0— 40,0 mm	(25)
0,6—1,0 mm	(9)	40,0— 60,0 mm	(27)
1,0—1,6 mm	(11)	60,0—100,0 mm	(29)
		100,0—160,0 mm	(31)

Die Zahlenangaben in den Klammern beziehen sich auf die Abbildungen 23 a bis f, wo aus Platzgründen an Stelle der Klassengrenzen diese Zahlenwerte eingesetzt wurden. Schneider-Carius konnte nachweisen, daß die Häufigkeitsverteilungen von Niederschlagssummen in logarithmisch-linearer Skalierung einer Gaußschen Normalverteilung genügen (1955).

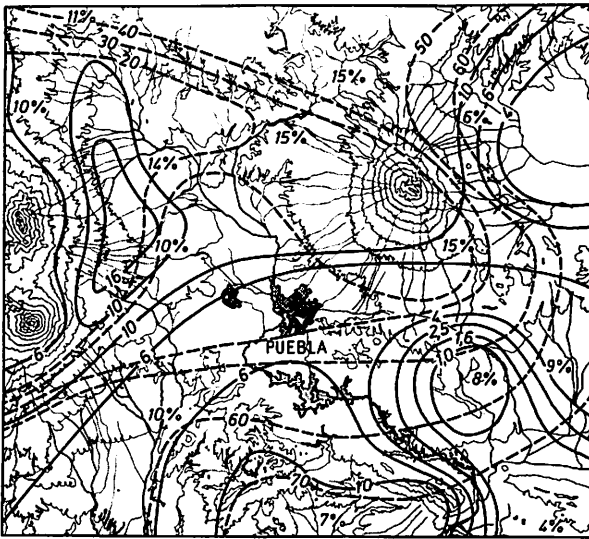
Die räumliche Verteilung der in maximaler Häufigkeit im Juni auftretenden Klassen der täglichen Niederschläge ist in Abbildung 24 a angegeben. In den Konfluenzzonen fallen in einer Häufigkeit um 10 % tägliche Niederschläge, die in die Klasse 10—16 mm und zum Teil sogar in die Klasse 16—25 mm einzuordnen sind. Im Westen des Untersuchungsgebietes fallen die Niederschläge vorwiegend in die Klasse 6—10 mm. Lediglich im Gipfelniveau der Vulkane treten Niederschläge der Klasse 10—16 mm auf. Extrem geringe tägliche Niederschlagssummen sind im Osten der Malinche (Diffluenzzone infolge des Umströmens der Malinche) und im Lee der Vulkane Pinal und Piñon zu beobachten. In einer Häufigkeit von 22 % fallen die Niederschläge in diesem Gebiet in die Klasse 1,5—2 mm (Abb. 24 a).

Gleichzeitig ist in Abbildung 24 a die Anzahl der Tage ohne Niederschlag in Prozent angegeben. Deutlich sind die Konfluenzzonen durch einen geringen Anteil niederschlagsloser Tage gekennzeichnet. Insgesamt unterstreicht die räumliche Verteilung des Anteils niederschlagsloser Tage im Untersuchungsgebiet erneut die bereits getroffenen Feststellungen.

Diese Analyse zeigt, daß die Trennung des Untersuchungsgebietes in eine östliche niederschlagsbegünstigte und eine westliche, weitgehend nicht niederschlagsbegün-



a)



b)

Abb. 24: Die Auftretshäufigkeit niederschlagsloser Tage

stigte Zone im Juni, wie sie für die Wetterlage H2 charakteristisch ist, durch die Häufigkeitsanalyse der täglichen Niederschlagsmengen bestätigt wird. Die in Verbindung mit der Wetterlage H2 gut ausgebildeten Areale erhöhter lokal bedingter Konfluenz werden durch die Verbreitungsstruktur der in maximaler Häufigkeit auftretenden Niederschlagsklassen deutlich nachgezeichnet (vgl. Abb. 21 d und Abb. 24 a).

1) Mit der Wetterlage W4/1 verbundenes Verteilungsmuster
der täglichen Niederschläge

Vom Juni zum Juli ändert sich die Auftrittshäufigkeit der Wetterlage H2 entscheidend (fällt von 26 % auf 12 %, vgl. Abbildung 7). Eine bedeutende Häufigkeitszunahme kann für die Wetterlagen der W-Gruppe vom Juni zum Juli im 500 mb-Niveau nachgewiesen werden (Abb. 7). In maximaler Häufigkeit treten die Wetterlagen W4/1 (18 %), W4/2 (17 %) und W3 (13 %) im Juli auf, wenn man die übrigen niederschlagsgenetisch nur wenig bedeutsamen Wetterlagen W1 und W2 außer Betracht läßt. Das regionale Verteilungsbild der Niederschlagsbegünstigung kehrt sich im Juli gegenüber dem Juni um (vgl. Abb. 25 b). In Verbindung mit der Wetterlage W4/1 ist der Westen des Untersuchungsgebietes niederschlagsbegünstigt, der Osten zum Teil extrem benachteiligt (Abb. 25 a). In Abbildung 25 b sind zum Vergleich wieder die Verteilungen der Differenzen zwischen den langjährigen Juni- und Juliniederschlägen angegeben. Die Begünstigungsnulllinie koinzidiert nahezu vollkommen mit der Nulllinie der Differenzen (Abb. 25 a und 25 b).

Die Gebiete stärkster mittlerer Zunahme der Juliniederschläge und die Areale größter Niederschlagsbegünstigung entsprechen sich ebenso wie die Gebiete größter Niederschlagsbenachteiligung und die Gebiete größter negativer Differenzen zwischen den Juli- und Juniniederschlägen. Eine Besonderheit tritt deutlich hervor: Von Texmelucan ausgehend liegt ein Areal starker Niederschlagsbegünstigung im Bereich der 2250—2750 m-Isophypsen. Auf den ersten Blick erscheint die Tatsache, daß die Hangpartien der Vulkane teilweise höhere Niederschlagssummen aufweisen als die Kammlagen, unwahrscheinlich. Ähnliche vertikale Abnahmen der Niederschlagssummen mit der Höhe wurden von Weichert und Hastenrath (1965, 1957) aus den tropischen Gebieten Mittelamerikas beschrieben. Beide Autoren stellten übereinstimmend fest, daß im Mittel mit tropischen konvektiven Niederschlägen eine Abnahme der Niederschlagssummen mit der Höhe erfolgt; mit advektiv ausgelösten Niederschlägen und Niederschlägen, die aus einer Altostratuswolken- decke fallen, kommt es hingegen zu einer Zunahme der Niederschlagssummen mit der Höhe. Die Begründung ist naheliegend: In den Monaten der Regenzeit liegt das Hebungskondensationsniveau (vgl. Tabelle 9 b, 70 % Feuchte, 20—25° C Temperatur) in einer Höhe von etwa 2800 m. Bilden sich nach erfolgter Kondensation über den Gebirgskämmen Cumulonimben durch anhaltende erzwungene Hebung oder Konvektion aus, so erhält das Gipfelniveau (über 4000 m Höhe), wenn eine Inversion unterhalb dieser Höhe ausgebildet ist, keine Niederschläge und beim Fehlen einer Inversion nur Niederschlag aus den Wolkenpartien, die die topographische Höhe des Meßpunktes überragen. Die Niederschläge, die in den vertikalen Wolkenschichten zwischen Kondensationsniveau und topographischer Höhe des Beobachtungsortes gebildet werden, kommen nur den tiefer als das Kondensationsniveau liegenden Hangflächen zugute.

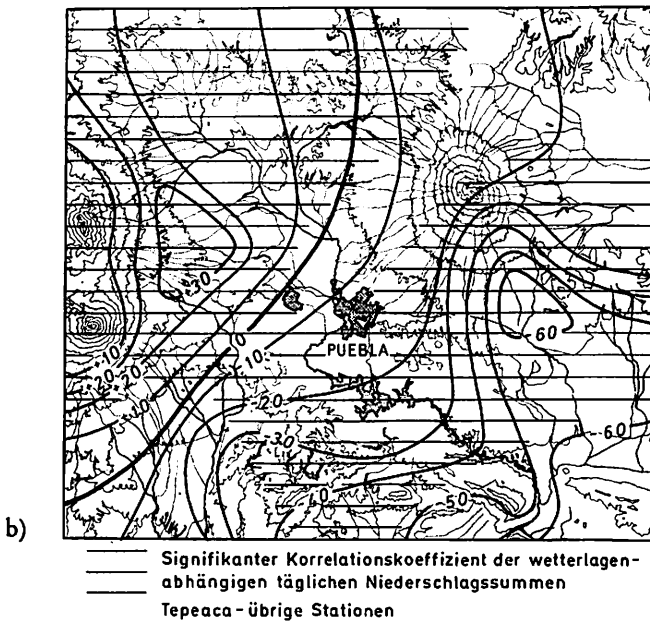
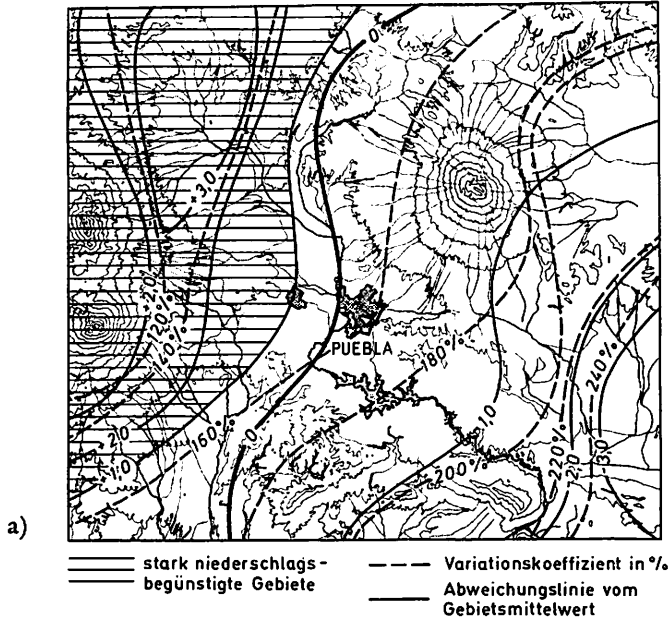


Abb. 25: Mit der Wetterlage W4/1 verbundene Niederschläge

Da die Größe der Verdunstung des gebildeten Niederschlags von der Länge des Fallweges der Tropfen abhängt, sind die Hangpartien, die unmittelbar unterhalb des Kondensationsniveaus liegen, infolge der nahezu fehlenden Verdunstung auf der extrem kurzen Fallstrecke stark niederschlagsbegünstigt.

In der Tat treten im Juli und im August vorwiegend konvektiv ausgelöste Niederschläge im Untersuchungsgebiet auf, wie aus den Anfangszeiten der Niederschläge zu erkennen ist (vgl. Abb. 22). Auch die Verteilung von Tagen mit Gewittertätigkeit im Jahresablauf für Puebla belegt den vorwiegend konvektiven Charakter der Juli- und Augustniederschläge:

Durchschnittliche Zahl von Tagen mit Gewittern in Puebla für eine dreißigjährige Beobachtungsperiode (U. S. Weather Bureau, 1949, S. 58)

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0,1	0,3	0,6	1,8	3,4	3,5	4,3	4,4	3,3	1,4	0,6	0,1

Die jahreszeitliche Verteilung der Gewitterhäufigkeit im Westen des Untersuchungsgebietes folgt dem gleichen Regime wie es von Portig (1963) für Afrika bestimmt wurde: Die höchsten Niederschlagssummen fallen in der Zeit mit maximaler Gewitterhäufigkeit. Im Osten des Untersuchungsgebietes fallen die maximalen Niederschlagssummen im Juni und September (vgl. Abb. 20), während die Gewitterhäufigkeit zeitlich (Juli und August) ebenso verläuft, wie im westlichen Teil der Zone Puebla-Tlaxcala. Eine ähnliche Korrelation zwischen den maximalen Niederschlagssummen und der Gewitterhäufigkeit kann in Westindien beobachtet werden (Portig, 1963). Eine Parallelisierung der Ursachen dieser Analogien geht über den Rahmen dieser Arbeit hinaus.

m) Genetische Deutung des Verteilungsmusters der Niederschlagssummen für das Wetterlagensystem W4/1

Die Ursachen für die starke Niederschlagsbegünstigung des Westens der Zone Puebla-Tlaxcala lassen sich zusammenfassen:

1. Im Juli tritt im Untersuchungsgebiet die maximale Bewölkung (vgl. Tab. 8 a) in den Mittagsstunden auf. Die reduzierte Einstrahlung bedingt eine erhebliche Verminderung der lokalen Zirkulation, die durch die Sonnenstandsverhältnisse in diesem Monat noch verstärkt wird.
2. Die synoptischen, mit Bodentyp 7 verbundenen Ostwinde verstärken sich im Juli erheblich (vgl. Tabelle 8 b). Da die lokalen Zirkulationen nur schwach ausgebildet sind, treten die Konfluenzzonen im Osten des Untersuchungsgebietes nicht oder nur sehr schwach in Erscheinung. Die Malinche wird von den synoptischen Ostwinden ausschließlich umströmt, nicht überströmt.
3. Mit der Wetterlage W4/1 ist infolge der starken Höhenkonvergenz ($-12,7 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$) eine intensive vertikale Anhebung der Luftmassen im und unterhalb des 500 mb-Niveaus östlich des Troges verbunden (3,09 cm/sec, vgl. Tab. 5), die sich durch die Intensivierung der synoptischen Wellenstörungen (STO) im Bereich der Trogpositionen der orographisch induzierten Queney-Wellen (vgl. Abb. 8) auch auf den Bereich westlich der Trogachse ausdehnen kann.

4. Die starken Konvergenzen in der unteren Troposphäre bedingen in Verbindung mit der verfügbaren Feuchte eine feuchtlabile Schichtung der Luftmassen (vgl. Abb. 16, August). Es resultieren konvektive Niederschläge in den Nachmittagsstunden, die sich besonders im Bereich der Gebirgshang- und Kammlagen entwickeln (Flohn, 1970), da bereits bei einer geringfügigen Anhebung der feuchtlabil geschichteten Luftmassen das Hebungskondensationsniveau erreicht wird und der einmal begonnene Kondensations- und Hebungsmechanismus sich ständig durch die freiwerdende latente Wärme lokal verstärkt. Die durch die Kondensationswärme entstehende Wärmezone bleibt auch nachts erhalten. Die Niederschläge, die zunächst konvektiv beginnen, können bis in die späten Nachtstunden anhalten.
5. Wie durch die Korrelation der Auftrittshäufigkeiten bereits nachgewiesen wurde, tritt gehäuft in Verbindung mit den W-Typen der Höhentrog A im 200 mb-Niveau auf. Liegt die Trogvorderseite dieses Höhentroges über dem Untersuchungsgebiet, so werden die mitteltroposphärischen Wellenstörungen intensiviert. Wird die Zone Puebla-Tlaxcala hingegen von der Trogrückseite oder der Trogachse überlagert, so werden infolge der Höhenkonvergenz im Strahlstromniveau die Vertikalbewegungen in der unteren Atmosphäre gedämpft. Es bildet sich, da mit der im Juli zu beobachtenden Wanderung des Höhentroges in westliche Richtung (Riehl, 1954, S. 83) weite Teile Mexikos in den Einflußbereich der Höhenkonvergenz gelangen, gehäuft eine Inversionsschicht in vergleichsweise geringer Höhenlage aus (Abb. 16 b). Diese Inversion wird bevorzugt im Bereich starker erzwungener Hebung gesprengt.

Für die Wetterlage W4/1 sind in Abbildung 25 b die Gebietsteile schraffiert dargestellt, deren tägliche Niederschlagssummen mit den täglichen Niederschlagssummen der Station Texmelucan signifikant korrelieren (Irrtumswahrscheinlichkeit 1 %). Deutlich hebt sich ein Areal im Bereich der Hang- und Fußflächen der Sierra Nevada mit einem Ausläufer, der bis Puebla reicht, als geschlossenes Gebiet ab. Ein weiteres, sehr kleines Areal ist südlich der Malinche dort zu erkennen, wo sich die Serrijon de Amozoc der Ostströmung mit konkav geöffneter Hangpartie entgegenstellt. Flächenmäßig sind diese Gebiete bedeutend kleiner als die analogen Areale, die für die Wetterlage H2 bestimmt wurden (vgl. Abb. 21 e). Es ist bereits gezeigt worden, daß mit der Wetterlage W4/1 vorwiegend lokale Niederschläge (Schauertage) verbunden sind (vgl. Abb. 19). Diese Feststellung deckt sich mit dem konvektiven Charakter der mit der Wetterlage W4/1 verbundenen Niederschläge.

Die räumliche Verteilung der Variationskoeffizienten unterstreicht die exponierte Stellung der Sierra Nevada für die mit dem Wetterlagensystem W4/1 verbundenen Niederschläge gegenüber den östlichen Gebietsteilen (Abb. 25 a). Die geringsten Abweichungen vom Mittelwert treten im Gipfelniveau der Vulkane Popocatepetl und Ixtaccihuatl auf. In nordöstlicher und südöstlicher Richtung wachsen die Variationskoeffizienten bis auf mehr als 240 % an. In gleicher Richtung nehmen die wetterlagenabhängigen täglichen Niederschlagssummen ab (Abb. 25 a).

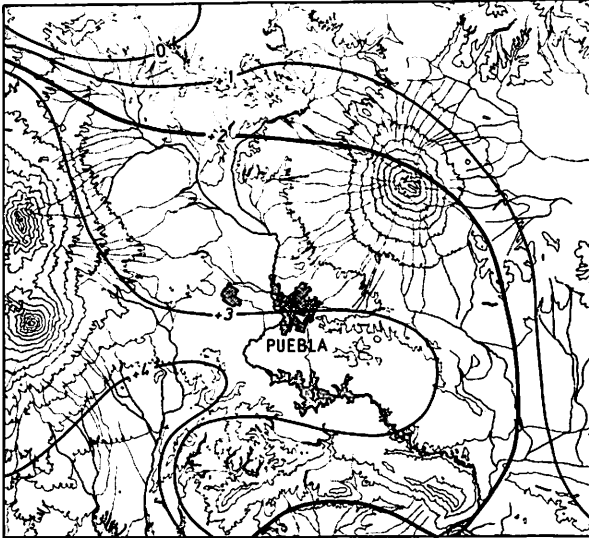
Das räumliche Verteilungsbild der in maximaler Häufigkeit auftretenden täglichen Niederschläge im Juli bringt keine neuen Aspekte sondern bestätigt die bisherigen Aussagen (Abb. 24 b):

1. Niederschlagslose Tage treten in minimaler Häufigkeit im Westen des Untersuchungsgebietes auf. Ihre Auftretshäufigkeit nimmt in südöstlicher Richtung zu.
2. Die Klassen höchster Niederschlagssummen treten im Bereich der Fußflächen der Sierra Nevada in maximaler Häufigkeit auf. In den Niveaus oberhalb der 3000 m-Isohypse lassen sich im Gegensatz dazu nur Niederschlagssummen der Klassen 4—6 mm in maximaler Häufigkeit beobachten.
3. Die Klassen geringster Niederschlagsmengen treten im Osten des Untersuchungsgebietes in maximaler Häufigkeit auf. Eine Singularität bildet die Cuenca de Huehuetlan, wo in maximaler Häufigkeit die täglichen Niederschläge in die Klasse 10—16 mm fallen. Da diese Klasse im Juli nur eine Auftretshäufigkeit von 7% erreicht, darf lokale Konvektion als Ursache für diese, für den Osten des Untersuchungsgebietes vergleichsweise hohen Niederschlagssummen angenommen werden.

Zusammenfassend kann für die Genese der in Verbindung mit der Wetterlage W4/1 fallenden Niederschläge folgendes Modell angegeben werden: Infolge der hohen Windgeschwindigkeiten der synoptischen Ostwinde und der gleichzeitig nur relativ schwachen Ausbildung der lokalen Zirkulationen im Untersuchungsgebiet bilden sich die Konfluenzzonen vorwiegend im Westen des Hochbeckens von Puebla-Tlaxcala aus. In den Tagesstunden entwickelt sich im Bereich dieser Konfluenzzonen eine intensive Bewölkung, die in vereinzelt Cu-Türmen am späten Nachmittag an den Stellen höchster Bodenkonvergenz die Inversionsschicht sprengt. Die starke Feuchtlabilität der Luftmassen fördert die Bildung der Cu-Türme bei der Anhebung der Luftmassen an den Osthängen der Sierra Nevada. Außerdem ist die Intensität der Wellenstörung in der tropischen Ostströmung und ihre Lage zum Untersuchungsgebiet für die Entwicklung der Niederschläge von größter Bedeutung. Da die Trogachsenposition der Queneywellen in der Regel auch von den Trogachsen der Wellenstörungen in der tropischen Ostströmung eingenommen werden, liegt das gesamte Untersuchungsgebiet meist östlich der parallel zu den Gebirgskämmen der Sierra Nevada verlaufenden Trogachse (vgl. Abb. 6, Typ W4/1). Die starken orographisch und synoptisch bedingten Hebungseffekte im Bereich der Sierra Nevada führen zu einem bedeutenden Massenüberschuß in der mittleren Troposphäre, der absteigende Vertikalbewegungen zur Kompensation fordert. Diese kompensierenden, absteigenden Luftbewegungen vollziehen sich in der weiteren Umgebung der Sierra Nevada und bewirken bei gleichzeitiger intensivster Bewölkung im Westen des Untersuchungsgebietes eine völlige Wolkenlosigkeit im Osten des Beckens von Puebla-Tlaxcala.

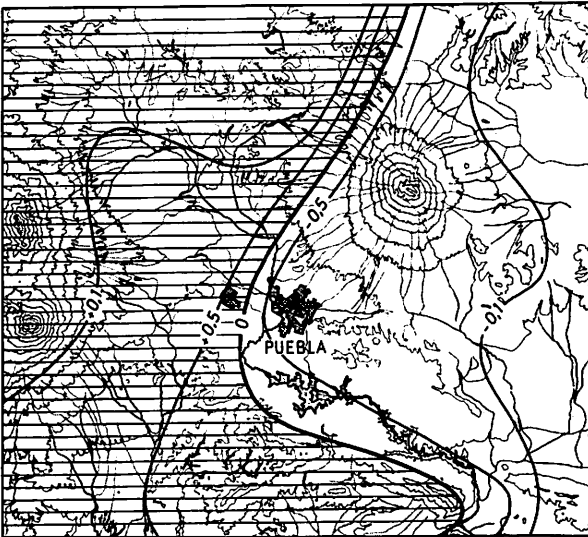
Wandert eine Störung in der tropischen Ostströmung in den Nachtstunden in den Bereich des Untersuchungsgebietes (Hossler, 1956), so wird die Wellenstörung meist im Bereich der Sierra Nevada stationär. Langanhaltende nächtliche Niederschläge sind die Folge.

In Abbildung 25 d ist für die dreijährige Beobachtungsperiode die mittlere tägliche Abweichung der Juliniederschläge aller Stationen des Untersuchungsgebietes vom Gebietsmittelwert dargestellt. Vergleicht man die Areale mit positiver Abweichung vom Gebietsmittelwert mit den niederschlagsbegünstigten Arealen, die mit dem Auftreten der Wetterlage W4/1 verbunden sind (Abb. 25 a) und mit den Dif-



c)

0 10 20 km



d)

Positive Abweichung vom Gebietsmittelwert

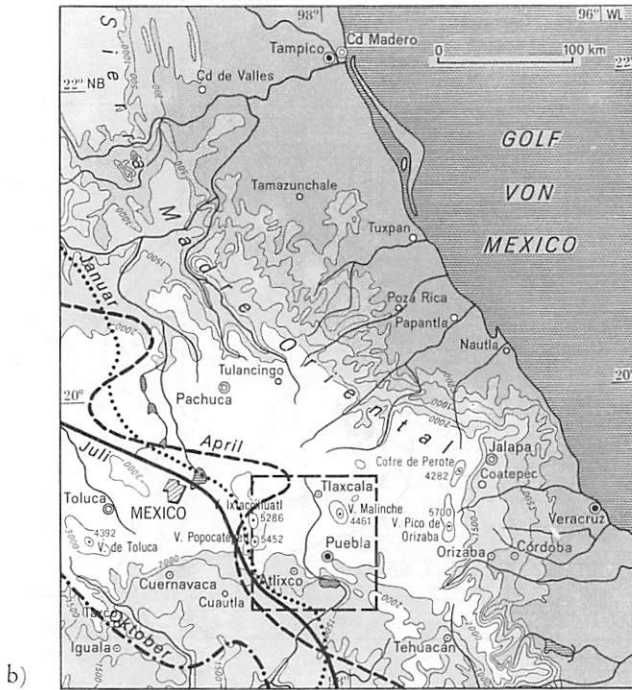
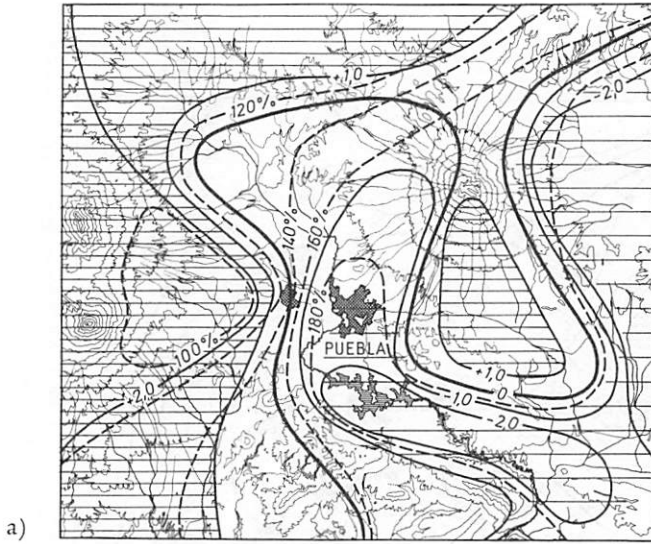


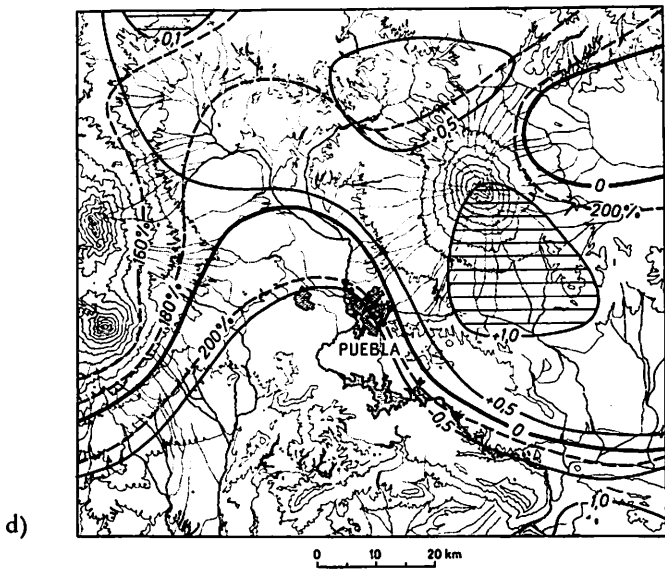
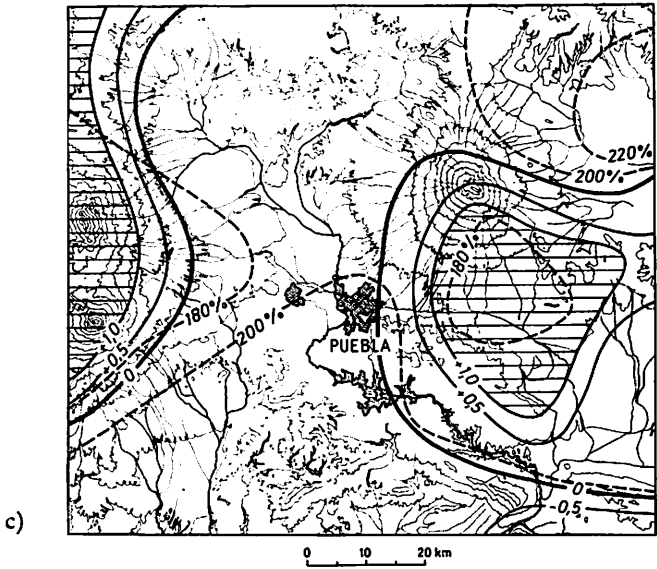
Abb. 26: Mit der Wetterlage W4/2 verbundene Niederschläge

ferenzen der langjährigen Juni- und Juliniederschlagssummen (Abb. 25 b), so zeigt sich, daß die Begünstigungsnullinie für den Juli der Beobachtungsperiode weit nach Osten verlagert ist. Insbesondere ist der Süden des Untersuchungsgebietes in Abb. 25 d schwach niederschlagsbegünstigt, während das beim Auftreten der Wetterlage W4/1 nicht der Fall ist. Für die geringen Juliniederschlagssummen (Gebietsmittelwert (67—69): 3,01 mm, (40—69): 4,18 mm) und die Vergrößerung der niederschlagsbegünstigten Areale kann die Wetterlage W4/2 verantwortlich gemacht werden.

n) Mit der Wetterlage W4/2 verbundenes Verteilungsmuster der täglichen Niederschläge

Mit einer Auftrittshäufigkeit von 17 % ist die Wetterlage W4/2 für das Wettergeschehen im Juli sehr bedeutsam (Abb. 7). Im Bodenniveau ist diese Wetterlage vorwiegend mit der Bodenwetterlage 7 verbunden, während im Strahlstromniveau häufig die Zirkulation A zu beobachten ist (Abb. 10). Während im Bodenniveau mit dem Auftreten dieser Wetterlage vorwiegend Ostwinde verbunden sind, dreht der Wind mit der Höhe nach Südosten bzw. Süden. Dementsprechend sind die Gebirgskammlagen, die in diese südliche Höhenströmung ragen, erheblich niederschlagsbegünstigt (Abb. 26 a). Die für den Juli charakteristische Niederschlagsbegünstigung der westlichen Gebietsteile ist auch beim Auftreten der Wetterlage W4/2 deutlich erkennbar (Abb. 26 a). Die Zone höchster Niederschlagsbegünstigung verlagert sich jedoch von Texmelucan in den Bereich nördlich der Cuenca de Atlixco, wo die von Süden kommenden Luftmassen an den Südhängen des Popocatepetl zum Aufsteigen gezwungen werden. Daß die weiter östlich angrenzenden Südhänge der Cerros de Atlixco und der Cordillera Tentzo (Abb. 2) nicht niederschlagsbegünstigt sind, liegt einmal an ihrer vergleichsweise geringen Höhe und ist außerdem auf den Verlauf einer bedeutsamen Luftmassengrenze zurückzuführen. Die hochgelegene Heizfläche der mexikanischen Meseta bedingt eine Ausgleichsströmung (Abb. 8 c), die vom Pazifik (Westströmung) bzw. aus dem karibischen Raum und dem Golf von Mexiko (Ostströmung) ausgeht und landein gerichtet ist. Diese Strömung führt pazifische, feuchte Luftmassen im Juli bis in den Süden des Untersuchungsgebietes (Abb. 26 b). Die Grenze zwischen den pazifischen und karibischen Luftmassen verläuft südlich von Atlixco durch den Südwesten des Untersuchungsraumes. Die annähernd zonale Orientierung der Trogachse, die mit der Wellenstörung W4/2 verbunden ist (Abb. 6) bedingt eine stärkere Labilisierung der Luftmassen im Westen Mexikos als im Osten. Diese Feststellung gilt ebenfalls für das Wetterlagensystem W3 und wird beim Vergleich der vertikalen Temperaturgradienten für Veracruz und Mexico D.F. (Abb. 16 c, August) durch die Ausbildung einer isothermen Schicht in Veracruz belegt, die in Mexico D.F. fehlt.

Die Niederschlagsbegünstigung der Hangpartien im Westen des Untersuchungsgebietes ist eine verhältnismäßig regelmäßig auftretende Erscheinung in Verbindung mit der Wetterlage W4/2 ($V = 100\%$). Im Osten des Untersuchungsgebietes steigt der Variationskoeffizient der wetterlagenabhängigen täglichen Niederschlagssummen rasch auf Werte über 200 % an. Aus dieser Tatsache und aus der geringen räumlichen Verbreitung der durch signifikante Korrelationskoeffizienten ausgezeichneten wetterlagenabhängigen täglichen Niederschlagswerte (Tetela — übrige Stationen, Abb. 26 a) kann auf den vorwiegend lokalen Charakter der mit der Wetterlage W4/2 verbundenen Niederschläge geschlossen werden.

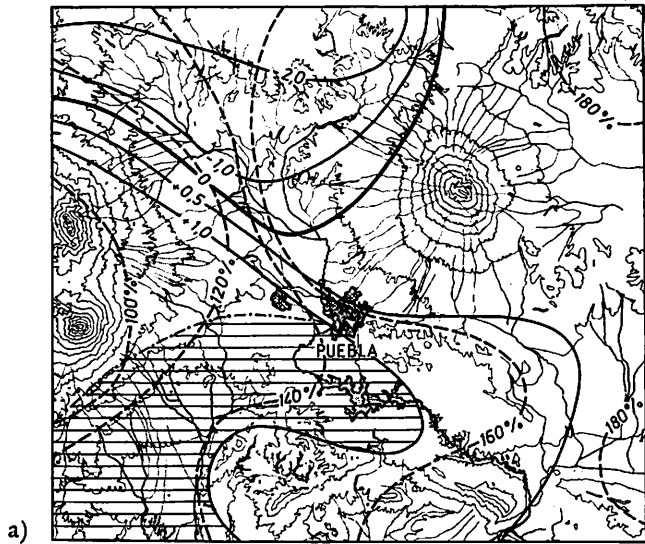


Die Niederschlagsverteilungen, die mit den Wetterlagen W1 und W2 auftreten, zeichnen sich durch eine Niederschlagsbegünstigung der Kammlagen der Sierra Nevada und der südlich der Malinche gelegenen Gebietsteile aus. Die Gebietsmittelwerte liegen mit 1,31 mm (W1) und 1,05 mm (W2) weit unter den entsprechenden Werten der übrigen W-Zirkulationen.

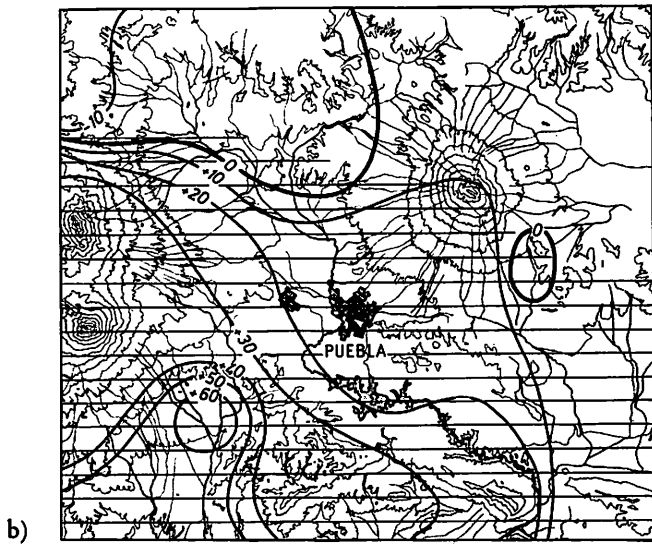
o) Mit der Wetterlage W3 verbundenes Verteilungsmuster
der täglichen Niederschläge

Im August treten die Wetterlagen W4/2 (23 %) und W3 (20 %) in maximaler Häufigkeit auf. Die Wetterlage W3 zeichnet sich im Bereich des Untersuchungsgebietes durch kräftige Konvergenz ($-8,2 \cdot 10^{-9} \text{ sec}^{-1}$) in den Luftschichten unterhalb des 500 mb-Niveaus aus. Die aus südöstlichen Richtungen kommende Höhenströmung setzt sich in Verbindung mit der Bodenwetterlage 7 bis ins Bodenniveau durch (vgl. Tab. 8 b). Die aus der kräftigen Konvergenz resultierende Labilisierung der Luftmassen bedingt Niederschläge im Bereich der südexponierten Hänge des Untersuchungsgebietes. Dabei ist der Westen und der Süden der Zone Puebla-Tlaxcala entscheidend niederschlagsbegünstigt (Abb. 27 a), da die Grenze zwischen den pazifischen und karibischen Luftmassen im August weiter als im Juli in den Südwesten (vgl. Abb. 26 b) des Untersuchungsgebietes hineinreicht (Vivo, 1946).

Die stärkste Niederschlagsbegünstigung tritt in der Cuenca de Atlixco und den in südwestlicher sowie nordöstlicher Richtung von der Cuenca de Atlixco nur durch flache Wasserscheiden getrennten Niederungen, insbesondere in der „Llanura inclinada de Atlixco“ und dem Valsequillo-Becken auf (Abb. 27 a). Diese besondere Niederschlagsbegünstigung im Südwesten des Untersuchungsgebietes ist auf die mit der Wetterlage W3 verbundene, sprunghafte Nordverlagerung der ITC zurückzuführen (vgl. Abb. 5, Typ 7, Abb. 6, W3 und Abb. 11). Während im Falle einer bodennahen Südostströmung die karibischen Luftmassen die Südgrenze des Untersuchungsgebietes nur erreichen können, nachdem sie die Höhen der Sierra Madre Oriental überwunden und sich im Lee dieses Gebirges (Becken von Tehuacan, Llanuca de Tecamachalco und de Acatzingo, vgl. Abb. 26 b) trockenadiabatisch erwärmt haben, stellt sich den aus südwestlichen Richtungen vordringenden feuchtigkeitsbeladenen pazifischen Luftmassen nur das stark gegliederte und bis zu Höhen um 1000 m aufragende Gebirgshindernis der Sierra de Chilpancingo entgegen. Der durch die Nordverlagerung der ITC bedingten Nordwanderung der pazifischen Luftmassen stehen abgesehen von der Sierra de Chilpancingo erst wieder im Bereich der Sierra Volcanica nennenswerte Gebirgshindernisse entgegen. Der steile, in ost-westlicher Richtung verlaufende Anstieg der Sierra Volcanica zwingt die von Süden vordringenden pazifischen Luftmassen das Gebirge zu um- oder überströmen. Die Luftmassen, die das Gebirge umströmen, finden im Bereich der „Llanura inclinada de Atlixco“ einen natürlichen, Nord-Süd orientierten Durchlaß. Nur im Bereich dieser Einlaßpforte zum Becken von Puebla dringen die pazifischen Luftmassen in das Untersuchungsgebiet ein und bewirken eine starke Niederschlagsbegünstigung dieser Gebietsteile beim Vordringen der ITC.



- stark niederschlagsbegünstigte Gebiete
- - - Variationskoeffizient in ‰
- Abweichungslinie vom Gebietsmittelwert
- - - - - Begünstigungslinie (+1,0) ohne Berücksichtigung der Augustniederschläge für Rio Frio (69)



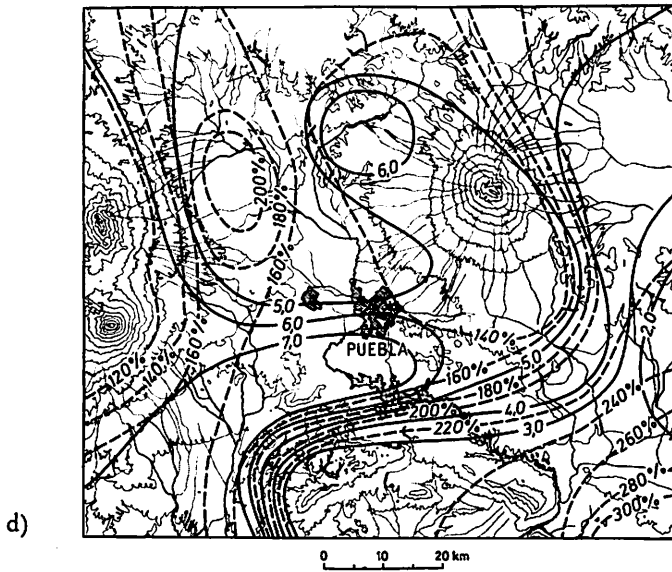
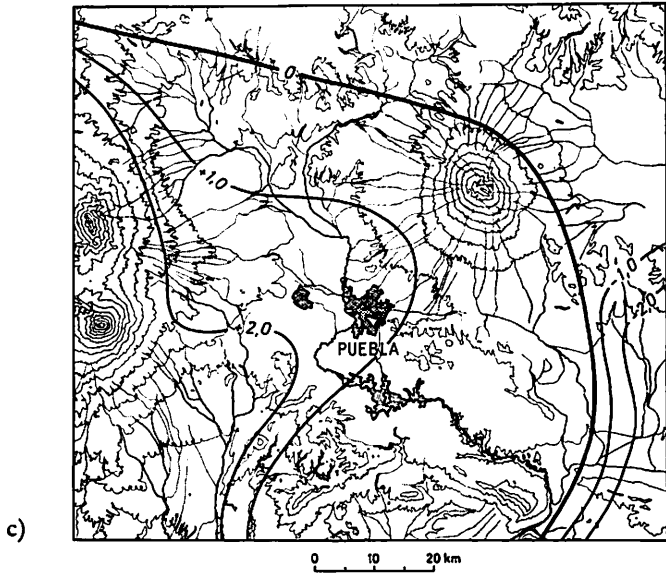
- Signifikanter Korrelationskoeffizient der wetterlagenabhängigen täglichen Niederschlagssummen Atlixco - übrige Stationen

Abb. 27: Mit der Wetterlage W3 verbundene Niederschläge

In Abbildung 27 b sind die Differenzen zwischen den langjährigen Juli- und Augustniederschlägen angegeben. Die Nulllinie dieser Differenzen entspricht in ihrem Verlauf recht gut der Nulllinie in Abbildung 27 a. Da die Niederschlagsbegünstigung im Juli insbesondere durch die Wetterlage W4/1 (18 %) verursacht wird, im August hingegen die Wetterlagen W3 (20 %) und W4/2 (23 %) entscheidend das Wettergeschehen bestimmen, kann aus dem ähnlichen Verlauf der Isolinien in Abbildung 27 a und 27 b geschlossen werden, daß die für die Beobachtungsperiode hergeleiteten wetterlagenabhängigen Niederschlagsverteilungen auch für längere Zeiträume charakteristisch sind. Der Vergleich von Abbildung 27 a und 27 b zeigt zudem, daß auch die Areale mit höheren August- als Juliniederschlägen, die konzentriert im Bereich der „Cuenca de Atlixco“ auftreten, mit den Arealen koinzidieren, die beim Auftreten der Wetterlage W3 stark niederschlagsbegünstigt sind. Die mit dem Eindringen der ITC in den Südwesten des Untersuchungsgebietes verbundene Niederschlagsbegünstigung spiegelt sich auch deutlich in Abbildung 27 c und 27 d wider. In beiden Abbildungen sind die nicht wetterlagenabhängigen mittleren Niederschlagssummen bzw. deren Abweichungen vom Gebietsmittelwert (Abb. 27 c) für den Monat August und unterschiedlich lange Beobachtungsperioden dargestellt.

Wie bereits gezeigt wurde, liegen die Niederschlagssummen im August 1969 und dadurch auch im August 1967—1969 erheblich über den langjährigen mittleren Augustniederschlagssummen (vgl. Abb. 25 c), während die Niederschlagssummen im Juli (1967—1969) bedeutend geringer sind, als im langjährigen Mittel. Das führt dazu, daß in der dreijährigen Beobachtungsperiode fast nur positive Differenzen zwischen den Juli- und Augustniederschlägen auftreten (Abb. 25 c). Einen guten Eindruck von der Verteilung der Niederschlagssummen in der Beobachtungsperiode vermittelt Abbildung 27 c, in der die Abweichungen vom Gebietsmittelwert für den Monat August (1967—1969) angegeben sind. Es ist deutlich erkennbar, daß die mit der Wetterlage W3 verbundene Verteilung der Niederschlagssummen entscheidend den Verlauf der Abweichungsisolinien mitbestimmt (vgl. Abb. 27 a und Abb. 27 c). Der vom Verlauf der Abweichungsnullinie der Abbildung 27 a in Abbildung 27 c abweichende Verlauf dieser Linie im Osten des Untersuchungsgebietes ist Resultat der Niederschlagsbegünstigung des Westens und Südens der Zone Puebla-Tlaxcala beim Auftreten der Wetterlagen W3, W4/1 und W4/2. Diese für alle Wetterlagen außer der Wetterlage W3 charakteristische Niederschlagsbenachteiligung des äußersten Ostens der Untersuchungszone bestimmt den Verlauf der Abweichungsnullinie in diesem Gebietsteil (vgl. dazu auch Abb. 27 d).

Eine Analyse der Variationskoeffizienten, die aus den täglichen Niederschlagssummen, die mit dem Auftreten der Wetterlage W3 verbunden sind, berechnet wurden, zeigt, daß in den Höhenlagen der Sierra Nevada die geringsten Abweichungen der Tageswerte vom Stationsmittelwert auftreten (100 %). In östlicher Richtung wird der Variationskoeffizient nicht gleichmäßig größer, sondern nimmt südlich der Malinche vergleichsweise geringe Werte (unter 160 %) an. In der extrem niederschlagsbegünstigten „Cuenca de Atlixco“ fallen die Variationskoeffizienten trotz der Niederschlagsbegünstigung in die Klasse 120—140 %. Die regionale Verbreitung der in maximaler Häufigkeit auftretenden Klassen der täglichen Niederschläge im August (Abb. 28 a) zeichnet die Zonen erhöhter Niederschlags-



begünstigung nach. Die Klasse 10—16 mm charakterisiert die Südhänge des Popocatepetl und die Südhänge der Malinche. Die Gebiete mit der höchsten Variabilität der täglichen Niederschläge (Abb. 27 a und 27 d) und gleichzeitiger Niederschlagsungunst koinzidieren mit den Arealen maximaler prozentualer Auftrittshäufigkeit von Tagen ohne Niederschlag. Es erstaunt zunächst, daß die Areale, in welchen in Verbindung mit der Wetterlage W3 die höchste Niederschlagsbegünstigung auftritt, nicht mit den Gebieten koinzidieren, in denen der prozentuale Anteil niederschlagsloser Tage minimal wird. Unter Berücksichtigung der Niederschlagsbegünstigung, die mit den auch im August in großer Häufigkeit auftretenden Wetterlagensystemen W4/2 und W4/1 verbunden sind (vgl. Abb. 26 a und 25 a) wird deutlich, daß die Gebiete im Gipfelniveau der Sierra Nevada und im Süden sowie im Nordwesten der Malinche beim Auftreten aller im August entscheidenden Wetterlagen stark niederschlagsbegünstigt sind, während die starke Niederschlagsbegünstigung der „Cuenca de Atlixco“ nahezu ausschließlich auf die mit der Wetterlage W3 verbundenen Niederschläge beschränkt bleibt. Im Bereich der westlich von Atlixco gelegenen Südhänge des Popocatepetls treten niederschlagslose Tage nur in einer Häufigkeit um 30 % auf. Diese Areale sind ebenso wie das Gipfelniveau der Sierra Nevada und der Bereich süd- und nordwestlich der Malinche in bezug auf alle im August niederschlaggenetisch aktiven Wetterlagen niederschlagsbegünstigt. Da in den Gebieten, in denen die höchsten Niederschlagssummen im August beobachtet werden, nicht zugleich der Anteil der niederschlagslosen Tage minimal wird, muß geschlossen werden, daß die mit der Wetterlage W3 verbundenen Niederschlagssummen hohe Werte annehmen, die vergleichsweise selten auftretenden Niederschläge also durch hohe Ergiebigkeit ausgezeichnet sind. Das stimmt genau mit der Größe des berechneten, wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerts für die Wetterlage W3 überein (7,1 mm, vgl. Tab. 13).

Mit einer 10/oigen Irrtumswahrscheinlichkeit korrelieren die täglichen Niederschläge weiter Teile des Untersuchungsgebietes signifikant mit den täglichen Niederschlägen der Station Atlixco (Abb. 27 b). Das bereits beschriebene weiträumige Auftreten der mit der Wetterlage W 3 verbundenen Niederschläge (Abb. 19) wird durch diese Korrelation erneut bestätigt. Daß diese Niederschläge eine andere Genese haben als die Juniniederschläge, die mit Wetterlage H2 verbunden sind, wird durch den in maximaler Häufigkeit auftretenden Beginn der Augustniederschläge gegen 16.00—17.00 Uhr (Abb. 22) und das Auftreten der Klassen hoher täglicher Niederschlagssummen unterhalb der Gipfelregion bewiesen (Abb. 28 a). Die Niederschläge entsprechen dem tropisch konvektiven Niederschlagstyp, der für den Monat Juli bereits als charakteristisch ausgewiesen wurde.

p) Mit der Wetterlage T1 verbundenes Verteilungsmuster
der täglichen Niederschläge

Im September treten die Wetterlagen T1 (17 % und H2 (14 %) in maximaler Häufigkeit auf. Die Wetterlagen W4/1 und W3 bleiben mit einer Auftrittshäufigkeit von jeweils 12 % auch in diesen Monaten bedeutsam. In Abbildung 29 a sind die beim Auftreten der Wetterlage T1 niederschlagsbegünstigten Areale angegeben. Der starken Häufigkeitszunahme der synoptischen Bodenwinde aus südlichen Richtungen (vgl. Tab. 8 b) und den Südostrichtungen der Höhenströmungen, die

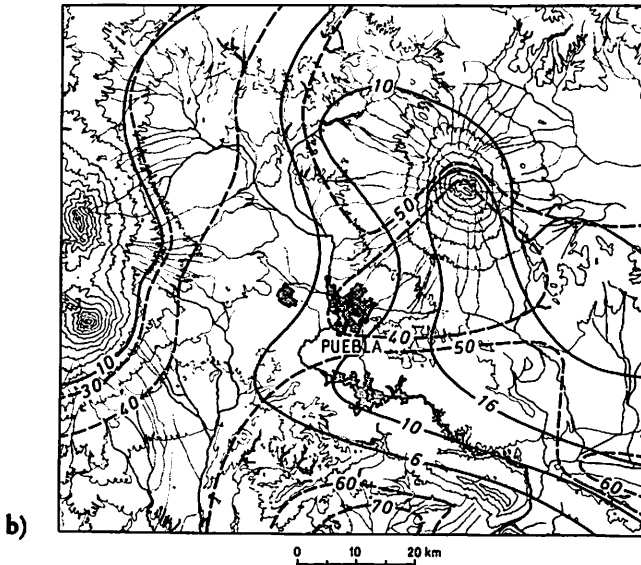
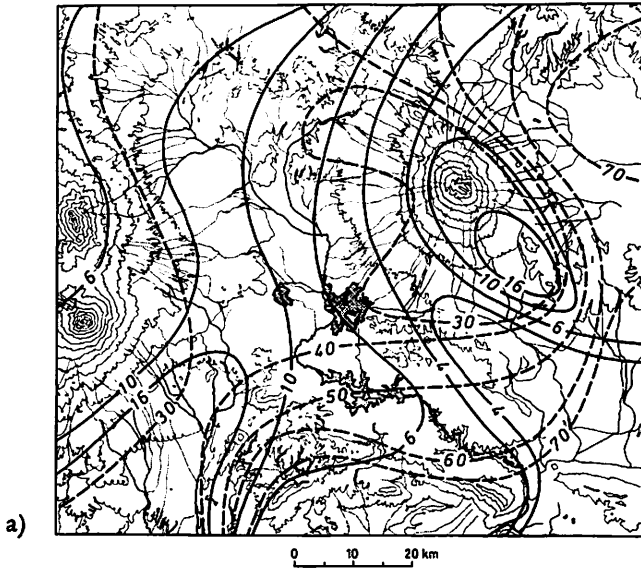


Abb. 28: Niederschlagslose Tage im Monat August und September

mit der Wetterlage T1 verbunden sind, entspricht eine Niederschlagsbegünstigung der Südhänge aller Gebirge des Untersuchungsgebietes. Daß die Bodenwinde aus südlichen Richtungen (55,3 % im September gegenüber 37,4 % im August) nicht ausschließlich auf eine Intensitätszunahme des Berg-Talwindes infolge der Sonnenstandsänderung zurückgeführt werden können, ergibt sich aus dem hohen Bewölkungsanteil im September (Tab. 8 a, 6, 8—6, 9), der die Temperaturgegensätze zwischen den Gebieten unterschiedlicher Höhenlage und damit auch die resultierenden Druckgradienten abschwächt. Vielmehr ist die Häufigkeitszunahme der Südwinde auf die Häufigkeitszunahme des Bodentyps 5 im Norden Mexikos zurückzuführen (vgl. Tab. 1), die wiederum mit der Umstellung der Zirkulation im Süden der USA in Zusammenhang steht (vgl. Yeh, 1959).

Die Leelagen der Gebirge des Untersuchungsgebietes in bezug auf die vorherrschenden Strömungsrichtungen sind stark niederschlagsbenachteiligt (Abb. 29 a). Die Variationskoeffizienten der mit der Wetterlage T1 verbundenen täglichen Niederschläge sind vergleichsweise klein. Im Lee der Gebirge nehmen sie maximale Werte zwischen 160—200 % an. Die verhältnismäßig geringe Streuung ist aus der unmittelbaren Überlagerung des Untersuchungsgebietes durch den ausgedehnten Trog (500 mb-Niveau) der Wetterlage T1 erklärbar. Ein signifikanter korrelativer Zusammenhang zwischen den täglichen Niederschlägen der Stationen des Untersuchungsgebietes und der Station Huehuetlan besteht für alle südexpozierten Hangpartien (Abb. 29 b).

In Abbildung 29 b sind die Differenzen zwischen den mittleren dreißigjährigen August- und Septemberrniederschlägen angegeben. Eine völlige Deckung der Gebiete mit Niederschlagszunahme (positive Differenz) vom August zum September mit den beim Auftreten der Wetterlage T1 niederschlagsbegünstigten Arealen ist nicht gegeben. Die Ursache dafür ist in der hohen Auftrittshäufigkeit der Wetterlage H2 im September zu sehen. Vergleicht man Abbildung 29 a und Abbildung 21 a (Niederschlagsbegünstigung beim Auftreten der Wetterlage H2) so ergibt sich eine weitgehende Koinzidenz zwischen niederschlagsbegünstigten Arealen und den positiven Differenzen.

In Abbildung 29 c sind die mittleren täglichen Differenzen der Niederschlagssummen zwischen den August- und Septemberrniederschlägen für die Jahre 1967 bis 1969 dargestellt. Der Abbildung kann entnommen werden, daß der äußerste Südosten des Untersuchungsgebietes im September der Beobachtungsperiode durch eine starke Zunahme der Niederschlagssummen vom August zum September gekennzeichnet ist. Unter Berücksichtigung der geringen mittleren Niederschlagssummen im Monat September der Beobachtungsperiode (Abb. 29 c) weist das Verteilungsmuster der Differenzen zwischen den langjährigen mittleren August- und Septemberrniederschlagssummen (Abb. 29 b) eine große Ähnlichkeit mit der räumlichen Verteilung der Differenzen zwischen den mittleren täglichen Niederschlagssummen der Monate August und September (1967—1969) auf. Die sowohl im langjährigen Mittel als auch in der relativ kurzen Beobachtungsperiode erkennbare extreme Niederschlagsgunst des äußersten Südostens des Untersuchungsgebietes kann auf die Wirkungen tropischer Zyklonen zurückgeführt werden.

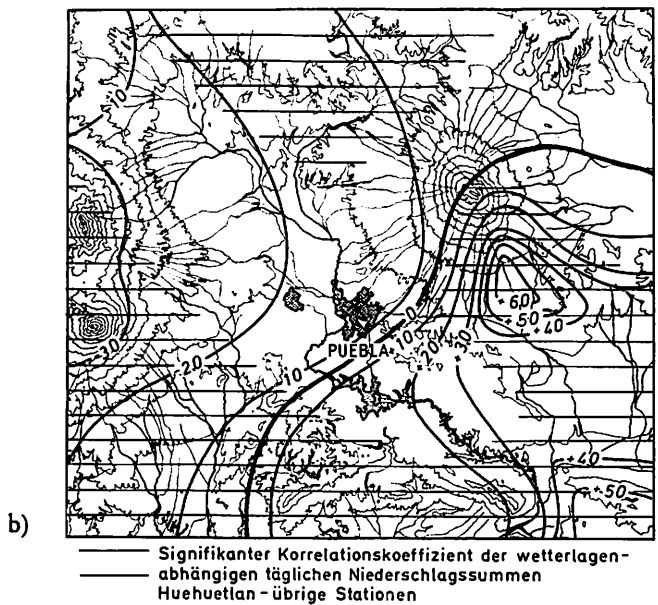
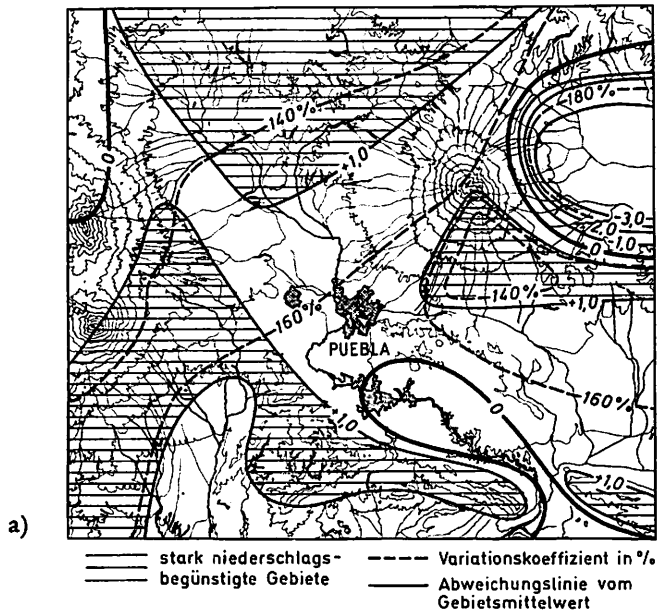
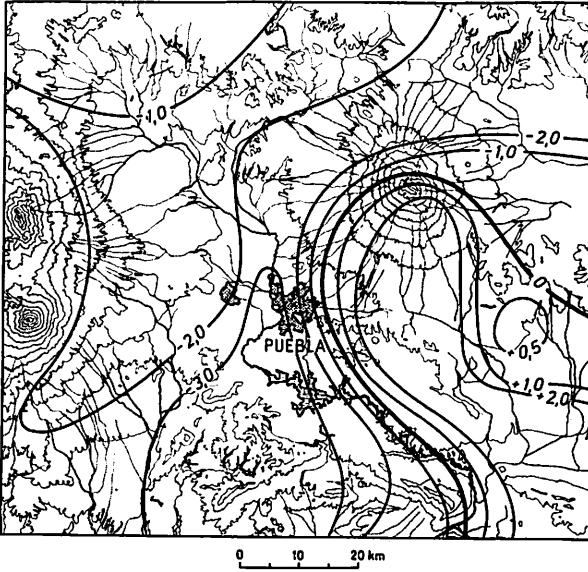
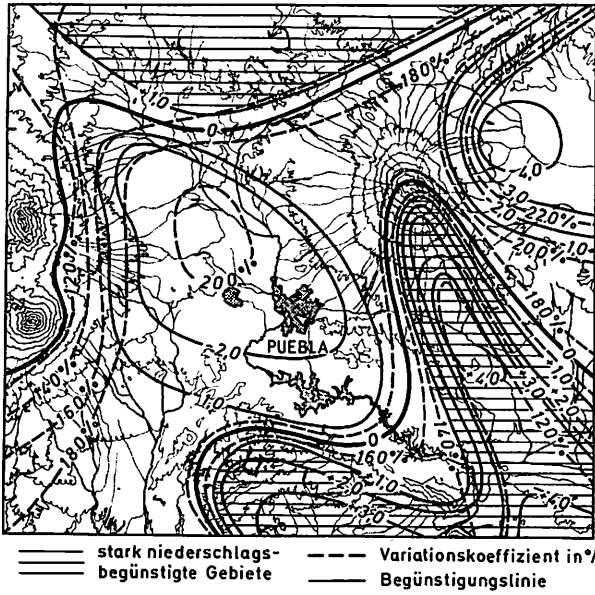


Abb. 29: Mit der Wetterlage T1 verbundene Niederschläge

c)



d)



————— stark niederschlags- - - - - - Variationskoeffizient in %
 ————— begünstigte Gebiete ———— Begünstigungslinie

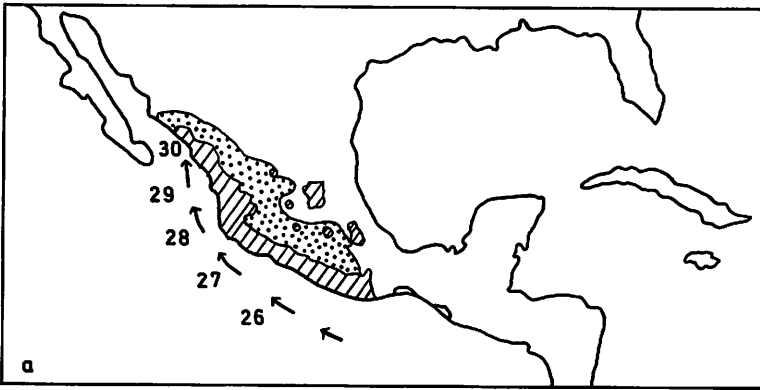
q) Die Bedeutung der tropischen Zyklone für die räumliche Verteilung der Niederschlagssummen im Untersuchungsgebiet

Im Juni und September entwickeln sich in maximaler Häufigkeit im karibischen und pazifischen Raum tropische Zyklonen (Yamamoto, 1963; Colon 1953). Das bevorzugte Auftreten tropischer Zyklonen im karibischen Raum in den Monaten Juni und besonders im September (Abb. 5,3) wird auf die Umstellung der troposphärischen Zirkulation zurückgeführt, die sich in der Wetterlagenklassifikation durch die große Auftrittshäufigkeit der Wetterlage T1 ausdrückt (vgl. dazu auch: Yanai, 1968). Im südlichen Wirkungsfeld der Wetterlage T1 treten Ostwinde bis in große Höhen auf, im nördlichen Wirkungsfeld dieser Wetterlage dominieren hingegen polare Westwinde (Abb. 6). Das gehäufte Auftreten tropischer Zyklonen in den Übergangsjahreszeiten ist nach neuesten Forschungsergebnissen (Anderson, 1969 und dort zitierte Literatur) auf die Überlagerung der tropischen Ostströmung durch die in polaren Trögen (200 mb) weit nach Süden vorgedrungene polare Westströmung zurückzuführen.

Es kann allgemein nicht bestimmt werden, welche Gebiete Mexikos beim Auftreten tropischer Zyklonen Niederschlag erhalten. Die Niederschlagsverteilung hängt vom Entstehungsgebiet der Zyklone (Hagard, 1958) und ihrer Zugbahn ab. In Abbildung 30 ist die Niederschlagsverteilung für zwei charakteristische Zugbahnen tropischer Zyklonen pazifischen und karibischen Ursprungs angegeben (nach Benassini und Quintero, 1955).

Während die Gebiete mit extrem starken Niederschlägen im Küstenbereich der mexikanischen Westküste unmittelbar aus der Position des Zentrums der pazifischen tropischen Zyklone verständlich sind, bedarf das Auftreten von Starkregen im Bereich der Meseta einer Erklärung: Treten in Verbindung mit Störungen in der tropischen Ostströmung (W-Typen) geschlossene Stromlinien im 700- oder 500 mb-Niveau auf (Typ W3 und W4/2), so sind mit diesen Höhenzirkulationen häufig tropische Depressionen im Bodenniveau verbunden (Abb. 5, Typ 3 oder Abb. 11, S. 16). Dementsprechend wurden die tropischen Zyklonen bei der Klassifikation der Höhenwetterkarten je nach ihrer Position als W-Typen klassifiziert. In Verbindung mit einer Wellenstörung in der tropischen Ostströmung vom Typ W3 oder W4/2, in deren zum tiefen Druck hin orientierten Teil (Westen) sich geschlossene Stromlinien in der Höhe und eine tropische Depression im Bodenniveau ausgebildet haben, entsteht häufig auch in dem Bereich höheren Druckes (im Osten der zonal orientierten Trogachse) eine geschlossene zyklonale Zirkulation (Abb. 6, W4/2), die Starkregen im Bereich der Meseta und der mexikanischen Ostküste bedingt.

Ähnliche Verhältnisse lassen sich für den Fall einer tropischen Zyklone im karibischen Raum angeben: Während sich zunächst aus einer Wellenstörung vom Typ W1 eine geschlossene zyklonale Zirkulation über dem Golf von Mexiko entwickelt, bildet sich oft nach der Richtungsänderung der Trogachse, die mit dem Übergang von W1 in W3 verbunden ist, eine zweite geschlossene Höhenzirkulation über dem östlichen Pazifik aus. Diese geschlossene Höhenzirkulation ist mit starker Höhenkonvergenz verbunden und auch ohne die Ausbildung einer tropischen Depression im Bodendruckfeld für die im Bereich der mexikanischen Westküste fallenden Niederschläge verantwortlich (Abb. 30 b). Gelegentlich treten auch



- | | | | |
|---|--------------------------------|---|----------------------------------|
|  | extrem starke Niederschläge |  | mäßig starke Niederschläge |
|  | Zugbahn der tropischen Zyklone | 26 | Auftrittsdatum der trop. Zyklone |

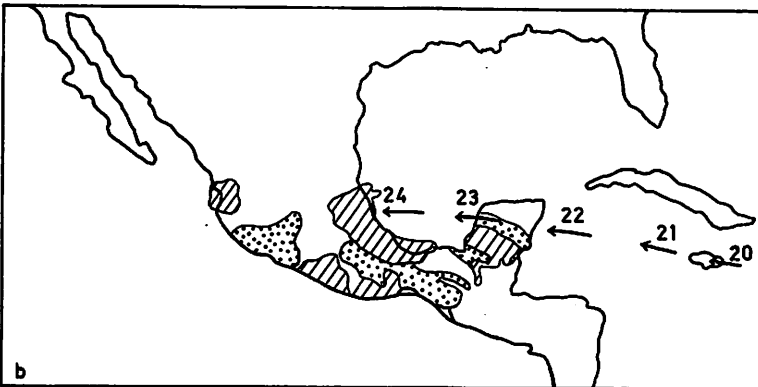


Abb. 30: Niederschlagsverteilung und tropische Zyklonen

Starkregen an der jeweils nicht von der tropischen Zyklone unmittelbar beeinflussten Küste als Folge der starken Druckgradienten zwischen dem Golf von Mexiko und dem Pazifik und den daraus resultierenden Strömungen auf.

Für die Ausbildung geschlossener zyklonaler Höhenströmungen, die für die Entwicklung der tropischen Zyklone in der Mehrzahl der Fälle charakteristisch ist, kann folgende Erklärung gegeben werden: In den Monaten Juni und September ist über dem pazifischen und karibischen Entstehungsgebiet der tropischen Zyklone eine vertikal ausgedehnte Ostströmung vorherrschend (bis 200 mb). Gehäuft dringt im Juni und September die polare Westströmung in Form von Großamplitudentrögen, die sich im Mittel in 80° westlicher Länge im 200 mb—500 mb-Niveau ausbilden, weit nach Süden vor. Im Juni hat sich die tropische Ostströmung erst allmählich zuungunsten der polaren Westströmung bis in große Höhen im Bereich des Golfes von Mexico durchgesetzt. Im September beginnt die polare Westströmung allmählich die tropische Ostströmung von oben her nach Süden über diesem Gebiet abzudrängen. Gelegentliche Vorstöße der polaren Westströmung können unter diesen Umständen mit erheblicher Höhendivergenz verbunden sein, die starke Konvergenz im Bodenniveau auslöst. In den übrigen Monaten der Regenzeit verhindert die vollentwickelte tropische Ostströmung das Vordringen der polaren Westströmung in Höhen unter 8 km.

Wellenstörungen, die in der vertikal ausgedehnten tropischen Ostströmung in westliche Richtung wandern, werden in meridional gleicher Position mit diesen polaren Trögen stationär. Es bildet sich ein ausgedehnter, in der Regel vorübergehend stationärer Trog zwischen dem polaren Trog und der Störung in der tropischen Ostströmung aus. Durch das Stationärwerden der Störung in der tropischen Ostströmung wird die bisher zur Fortpflanzung verbrauchte Bewegungsenergie frei und bewirkt eine Amplitudenvergrößerung der Störung in der tropischen Ostströmung. Dadurch entsteht eine Strömungsinstabilität in der Ostströmung. Die Stabilität der Strömung wird wieder hergestellt, indem eine geschlossene zyklonale Zirkulation entsteht, die die freiwerdende Bewegungsenergie aufzehrt. Die starken Konvergenzen in der mittleren Troposphäre, die im Gefolge dieser geschlossenen zyklonalen Zirkulation beobachtet werden, führen im Bodendruckfeld zur Ausbildung starker Druckdepressionen (Riehl, 1954, S. 226 und S. 326), die eine intensive Konvergenz auslösen. Die aus dieser Konvergenz resultierenden vertikalen Aufstiegsbewegungen der Luftmassen führen infolge des hohen Wasserdampfgehaltes der pazifischen und karibischen Luftmassen und ihrer feuchtlabilen Schichtung in den Monaten der Regenzeit zur Kondensation. Durch die freiwerdende latente Wärme baut sich in und über dem Kondensationsniveau eine ausgedehnte Wärmezone auf, wodurch die Feuchtlabilität verstärkt wird. Vertikalbewegungen in der Größenordnung von Metern pro Sekunde sind die Folge. Mit nachlassender Wasserdampfzufuhr und zunehmenden Reibungsverlusten (beim konvergenten Einströmen der Luftmassen ins Zentrum der Zyklone), wie sie bei einer Wanderung der Zyklone über Landgebiete auftreten, reduzieren sich die Vertikalbewegungen rasch auf wenige cm/sec und das System bricht infolge fehlender Energiezufuhr (Kondensationswärme) zusammen.

Den Abbildungen 30 a und 30 b kann in bezug auf die Niederschlagsbegünstigung des Untersuchungsgebietes entnommen werden, daß sowohl mit dem Auftreten pazifischer als auch karibischer tropischer Zyklonen starke Niederschläge im

Untersuchungsgebiet auftreten können. Dabei ist der Südosten des Gebietes besonders begünstigt, wie man aus Abbildung 29 b in Verbindung mit 29 a und 21 a ablesen kann: In der Llanura de Molcaxac bei Xochitlan treten positive Differenzen zwischen den August- und Septemberriederschlägen auf, die Werte über 50 mm annehmen. Die hohen Werte, die der Variationskoeffizient gleichzeitig in diesen Gebieten bei den mit den Wetterlagen der W-Gruppe verbundenen Niederschlägen annimmt, belegen das sporadische Auftreten höchster Niederschlagssummen.

Um einen genauen Überblick über die räumliche Verteilung der Niederschläge zu erhalten, die an das Auftreten tropischer Zyklonen gebunden sind, wurden die im Untersuchungsgebiet durch die Wirkungen tropischer Zyklonen ausgelösten Tagesniederschlagssummen einer besonderen Betrachtung unterzogen. Die Auftretshäufigkeiten der tropischen Zyklonen sind in Tabelle 13 angegeben. Abbildung 29 d zeigt das mit der Wetterlage J (tropische Zyklone) verbundene räumliche Verteilungsmuster der täglichen Niederschlagssummen. Es ist zu erkennen, daß der Südosten des Untersuchungsgebietes bis zu den Südhängen der Malinche durch eine extreme Niederschlagsbegünstigung beim Auftreten tropischer Zyklonen gekennzeichnet ist. Die Variationskoeffizienten sind vergleichsweise gering in diesen Arealen. Signifikante Korrelationskoeffizienten (Tepeaca — übrige Stationen) treten nur im Bereich großer Niederschlagsbegünstigung auf. Daraus muß geschlossen werden, daß tropische Zyklonen in großer Regelmäßigkeit eine Niederschlagsbegünstigung in diesen Gebieten bewirken.

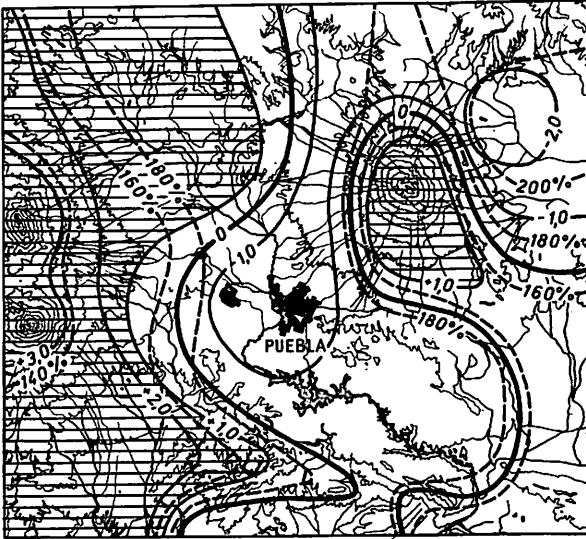
Die räumliche Verbreitung der in maximaler Häufigkeit im September auftretenden Klassen der täglichen Niederschlagssummen (Abb. 28 b) weist die beiden Konfluenzzonen südlich und nördlich der Malinche als begünstigt in bezug auf hohe Niederschlagssummen aus. Das stimmt mit der Niederschlagsbegünstigung, die durch die Wetterlage H2 und T1 ausgelöst wird, überein. In den Bereichen, in denen die niederschlagsbegünstigten Areale, die in Verbindung mit den Wetterlagen H2, T1 und J auftreten koinzidieren, treten Niederschläge der Klasse 16 bis 25 mm in maximaler Häufigkeit auf. Der prozentuale Anteil von Tagen ohne Niederschlag wird in den niederschlagsbegünstigten Arealen minimal. Dabei bildet allerdings der Süden des Untersuchungsgebietes eine Ausnahme. Hier treten bis zu 60 % der Tage ohne Niederschlag auf, während diese Zone zugleich niederschlagsbegünstigt ist (Wetterlage J). Die Ursache dieser Widersprüchlichkeit liegt in der Struktur der Niederschlagssummen dieser Gebiete: An den in Abbildung 23 a—f dargestellten Beobachtungsstationen Atlixco, Huehuetlan, Tetela und Xochitlan fielen bis zu 1 % der Niederschläge in die Klassen (Abb. 23 a und d) 60—100 mm bzw. 40—60 mm. Solche Niederschlagssummen, die innerhalb von 24 Stunden fallen, treten nur in Verbindung mit tropischen Zyklonen auf. Bereits in Abbildung 20 a konnte gezeigt werden, daß der Süden und Südosten des Untersuchungsgebietes im September maximale Niederschlagssummen erhält. Das bevorzugte Auftreten von Starkregen in diesen Gebietsteilen kann in Verbindung mit dem Verteilungsmuster der Niederschlagssummen der Wetterlage J (Abb. 29 d) auf die Wirkung tropischer Zyklonen zurückgeführt werden.

Wie im Juni nehmen auch im September die Niederschläge mit der Höhe zu (Abb. 28 b), soweit nicht Konfluenzzonen für eine Modifikation dieser Vertikalordnung der Niederschlagssummen verantwortlich sind. Gleichzeitig kann wie im

Juni ein tageszeitlich verspätetes Einsetzen der September- gegenüber den Juli- und Augustniederschlägen nachgewiesen werden (Abb. 22). Sowohl in der Verteilung als auch in der Genese sind die Juni- und Septemberniederschläge im Untersuchungsgebiet sehr ähnlich, wobei allerdings die durch tropische Zyklonen bedingten Niederschläge im September den Süden des Untersuchungsgebietes stärker beeinflussen als im Juni.

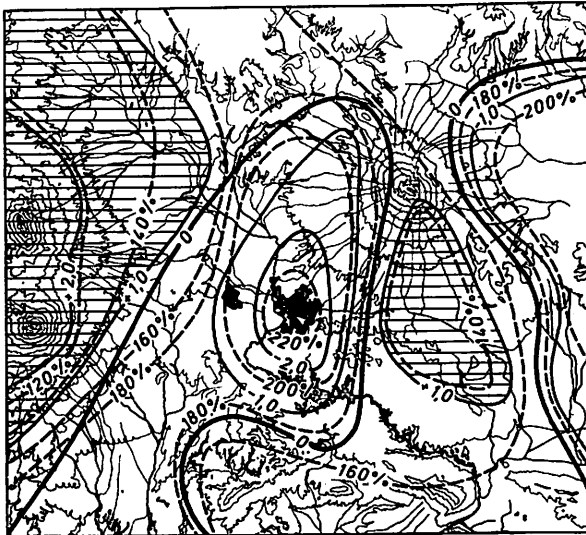
r) Mit den Wetterlagen der Trockenzeit verbundene
Verteilungsmuster der täglichen Niederschläge

Im Oktober und Mai sind die niederschlagsbegünstigten Gebiete nahezu ebenso angeordnet wie im Juni. Eine geringfügige Modifikation ergibt sich insbesondere im Mai durch das Auftreten der Wetterlagen P1 und P2, die bereits als wetterwirksam charakterisiert wurden (Tabelle 6). In Abbildung 31 a und 31 b sind die mit diesen Wetterlagen verbundenen niederschlagsbegünstigten Areale dargestellt. Die wetterlagenabhängigen Stations- und Gebietsmittelwerte aller dargestellten P-Typen und der Wetterlagen H1 und H3 wurden nur für die Monate der Regenzeit bestimmt. Sehr deutlich ist in beiden Abbildungen zu erkennen, daß sich die Luv-Lee-Effekte bei diesen Wetterlagen extrem auswirken. Da die Höhenwetterlagen P1 und P2 mit Bodenwinden aus vorwiegend nördlichen Richtungen verbunden sind, erreichen die relativ kalten und trockenen kontinentalen Luftmassen, die stark modifiziert in das Untersuchungsgebiet gelangen, bei der erzwungenen Hebung im Bereich der Luvhänge der Gebirge das Kondensationsniveau (vgl. Tab. 9 b). Der Wetterablauf in Verbindung mit den winterlichen Kaltlufteinbrüchen (Kaltfronten) ist im Untersuchungsgebiet ebenso, wie in den gemäßigten Breiten (vgl. Abschnitt 5 a). Ganz entsprechend dem von Fliri (1967) und Dammann (1942) für die Alpen bzw. den Harz gefundenen Mechanismen, werden die Luftkörper insgesamt am Gebirgsrand gehoben. Mit den größten Hebungseffekten im Bereich der Gipfelregion ist zugleich die größte Niederschlagsintensität verbunden (Abb. 31 a und 31 b). Bei einbrechenden Kaltluftmassen kann sich die Zone, in der die stärkste Hebung erfolgt, über die Kammlinie hinaus bis in den Bereich der Leehänge ausdehnen (vgl. Herrmanns, 1949 und die umfangreiche, dort zitierte Literatur zu dieser Erscheinung). Auf Grund dieser Tatsache erhalten die in bezug auf die mit den P-Wetterlagen verbundenen Höhenströmungen aus nordwestlichen Richtungen (vgl. Abb. 6) im Lee der Sierra Nevada liegenden Osthänge dieses Gebirges vergleichsweise hohe tägliche Niederschlagssummen (Abb. 31 a—d). Das stark niederschlagsbegünstigte Areal im Süden (Abb. 31 a und b) bzw. im Gipfelniveau der Malinche fällt zusammen mit der Konfluenzzone (Abb. 18) in diesem Bereich, die in den Monaten Mai und Oktober und während den Monaten der Trockenzeit besonders intensiv ausgebildet ist. Daß die Niederschlagsaktivität auch in den Monaten November—April im Bereich dieser Konfluenzzone vergleichsweise groß bleibt, kann der Abbildung 31 e und f entnommen werden. Im dreißigjährigen Mittel der Monate Januar und April bleibt dieses Areal ebenso niederschlagsbegünstigt wie die Gipfelregionen der Sierra Nevada. Die für die Monate der Regenzeit angegebene charakteristische Verteilung der wetterlagenabhängigen Niederschlagssummen bleibt demnach auch für die Monate der Trockenzeit bestimmend, soweit die Wetterlagen in den Monaten November—April in Erscheinung treten (vgl. Tab. 1—3).



a)

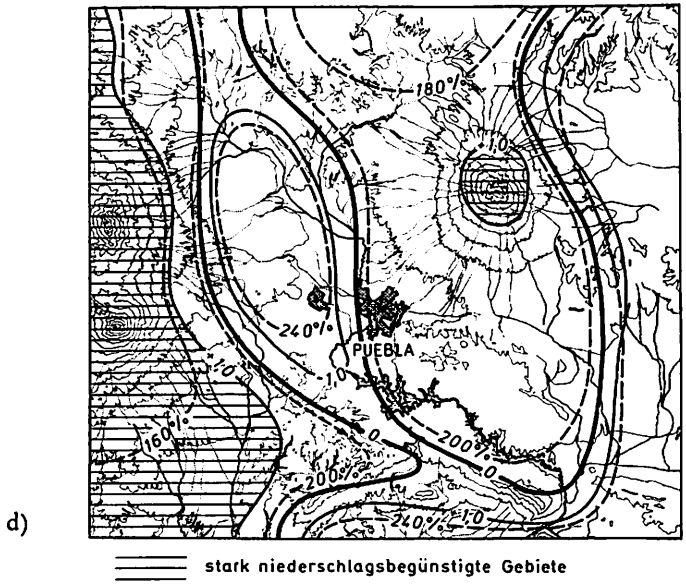
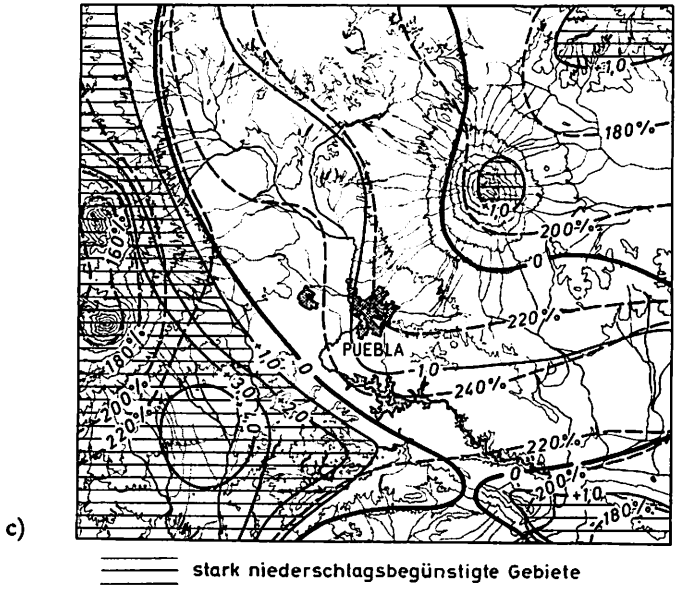
==== stark niederschlagsbegünstigte Gebiete



b)

==== stark niederschlagsbegünstigte Gebiete

Abb. 31: Mit der Wetterlage P1 verbundene Niederschläge

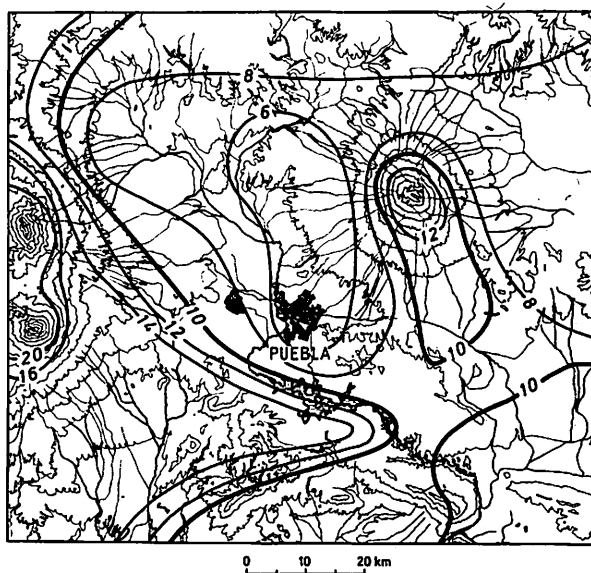


Das Relief beeinflusst bei Niederschlägen, die in Verbindung mit den P-Wetterlagen auftreten, um so mehr die räumliche Verteilung der Niederschlagssummen, je tiefer das Hebungskondensationsniveau liegt und je stärker feuchtlabil die Luftmassen geschichtet sind (Fliri, 1967; Flohn 1970). Die sehr niedrigen Temperaturen, die beim Einbrechen kalter Luftmassen in dem Untersuchungsraum auftreten, bedingen in Verbindung mit der vergleichsweise hohen relativen Feuchte dieser Luftmassen eine tiefe Lage des Hebungskondensationsniveaus. Daraus erklären sich die erheblichen orographisch bedingten Gegensätze (Luv-Lee-Effekte) in den Verteilungen der Niederschlagssummen.

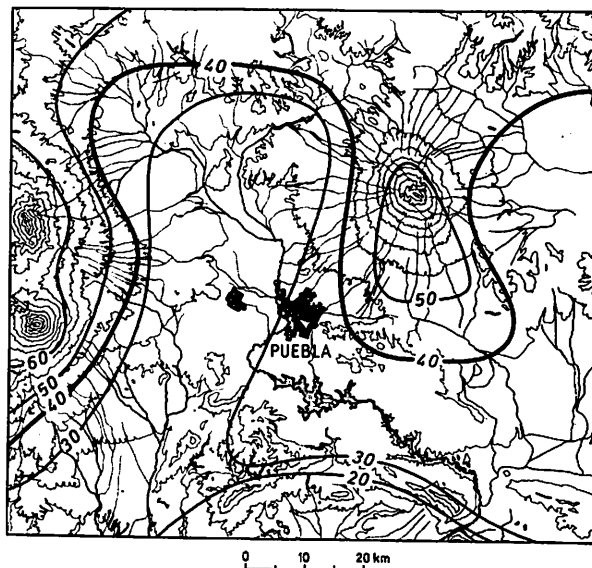
Die höchste Niederschlagsbegünstigung tritt in Verbindung mit den Wetterlagen P1 und P2 im Gipfelniveau der Sierra Nevada auf (Abb. 31 a und 31 b). Für die vorwiegend aus nordwestlichen Richtungen kommende Höhenströmung vom Typ P1 liegt das zentrale Untersuchungsgebiet im Lee der Sierra Nevada. Dementsprechend ist die zentrale Talzone in bezug auf die Höhe der Niederschlagssummen stark benachteiligt. Eine schwach niederschlagsbegünstigte Zone tritt im Luv der Cerros de Atlixco, der Cordillera Tentzo und den Cerros de Tochtepec auf. Die niederschlagsbegünstigten Zonen, die in Verbindung mit der Wetterlage P1 auftreten, zeichnen sich durch geringe Werte der Variationskoeffizienten aus, während in den Leelagen die Werte der Variationskoeffizienten maximal werden (Puebla und Huamantla).

Noch extremer sind die Kontraste der Werte, die der Variationskoeffizient in Verbindung mit dem Auftreten der Wetterlage P2 annimmt. In der auch beim Auftreten der Wetterlage P2 im Lee des Blockes vom Tlaxcala und der Sierra Nevada liegenden zentralen Talzone steigen die Werte des Variationskoeffizienten auf 200 % und mehr. Die Luv-Lee-Positionen werden auch bei dieser Wetterlage durch die Verteilung der Niederschlagsbegünstigung deutlich nachgezeichnet. Merkwürdig erscheint allerdings in diesem Zusammenhang die große Niederschlagsbegünstigung des südlichen, tiefliegenden Bereichs der Untersuchungszone (Xochitlan). Dazu ist zu bemerken, daß die Zirkulation P2 in hoher Häufigkeit in den Monaten April, Mai, Oktober und November auftritt. Es wurde bereits in Abschnitt 5 b darauf hingewiesen, daß die Nordost-Südwestorientierung der Trogachsen polarer Tröge mit der Geschwindigkeitsabnahme in der polaren Westströmung während der Übergangsjahreszeiten verbunden ist. Insbesondere in den Monaten Mai und Oktober werden im Bodenniveau des Untersuchungsgebietes auch beim Auftreten der winterlichen P-Zirkulationen Winde aus östlichen Richtungen registriert (Tabelle 8 b), die relativ feuchte, atlantisch-karibische Luftmassen in das Untersuchungsgebiet transportieren (Abb. 26 b). Zwischen der feuchten bodennahen Warmluft und der infolge der Zirkulation P2 (gelegentlich auch P1) in der Höhe vorgedrungenen Kaltluft stellt sich ein großer vertikaler Temperaturgradient ein. Dieser vertikale Temperaturgradient wird in den Gebietsteilen maximal, in denen die höchsten Feuchte- und Temperaturwerte im Bodenniveau auftreten. Diese Bedingungen sind insbesondere in den Gebieten gegeben, die tiefer als 2000 m über N. N. liegen oder infolge der Bodenbeschaffenheit eine Überhitzung der bodennahen Luftschichten zulassen. Die in der Trockenzeit zu beobachtende, völlige Vegetationslosigkeit der Schwemmkegel aller von der Malinche ausgehenden Flüsse (vgl. Abb. 2) sowie die xerophile Vegetation der südlichen, aus Kalkgestein aufgebauten Berglandschaften von Atlixco, Tentzo und Tochtepec, die das Untersuchungsgebiet zur Balsas-Senke hin abschließen (vgl. auch: Lauer, 1970),

e)



f)



führen in diesen Arealen zu extremen Tagestemperaturen in der bodennahen Luftschicht (vgl. Abb. 18).

Besonders beim Auftreten der Wetterlage P1/1 (Abb. 31 c) sind die Areale des Untersuchungsgebietes extrem niederschlagsbegünstigt, die eine geringe Höhe über dem Meeresspiegel aufweisen. Bei der genetischen Deutung dieser Niederschlagsbegünstigung ist neben dem Wert des vertikalen Temperaturgradienten zu berücksichtigen, daß infolge der nord-südorientierten Neigung der vertikalen Polarfrontfläche (vgl. Abschnitt 6) mit dem Auftreten der Wetterlage P1/1 im 500 mb-Niveau die Bodenwetterkarte durch einen Verlauf der Bodenkaltfront südlich der Linie Tampico—San Luis Potosi gekennzeichnet ist. Im Ablauf der folgenden sechs Stunden wird demnach das Wettergeschehen im Untersuchungsgebiet durch den Kaltfrontdurchgang beeinflusst. Die frontalen Temperaturregengänge werden in den Arealen des Untersuchungsgebietes maximal, in denen die höchsten Temperaturen im Bodenniveau beobachtet werden. Diese Bedingungen sind in der Cuenca de Atlixco und den Gebieten um Xochitlan und Huehuetlan erfüllt (Abb. 18). In Huehuetlan tritt im Gegensatz zu Atlixco und Xochitlan (Abb. 31 c) keine Niederschlagsbegünstigung auf, weil die Cuenca de Huehuetlan im Lee der Cordillera Tenzo durch diesen Gebirgsrücken völlig nach Norden abgeriegelt ist (vgl. Abb. 30 e und f und Abb. 2). Die extreme Niederschlagsbegünstigung von Atlixco, die beim Auftreten der Wetterlage P1/1 (Abb. 31 c) zu beobachten ist, muß auch in Verbindung mit der Luftmassengrenze (pazifische und karibisch-atlantische Luftmassen) gedeutet werden, die in den Monaten der Trockenzeit durch den Südwesten des Untersuchungsgebietes (Abb. 26 b) verläuft.

Die mit absteigenden Luftbewegungen verbundene Trogrückseite überlagert das Untersuchungsgebiet beim Auftreten der Wetterlage P1/2 (vgl. Abb. 6). Die räumliche Verteilung der niederschlagsbegünstigten Areale (Abb. 31 d) zeichnet die Gipfellagen der Vulkane durch vergleichsweise hohe Begünstigungssummen aus. Auch in Verbindung mit dieser Wetterlage wirken sich Luv-Lee-Positionen entscheidend aus. Ähnliche Verhältnisse ergeben sich für die Wetterlage P2/1 (Abb. 32 a).

In Abbildung 32 b ist die regionale Verbreitung der in maximaler Häufigkeit auftretenden Klasse der täglichen Niederschläge für die Trockenzeit angegeben. Es zeigt sich, daß eine allgemeine Zunahme der Niederschlagssummen mit der Höhe auftritt, zugleich aber in vier Regionen des Untersuchungsgebietes in maximaler Häufigkeit hohe Tagesniederschlagssummen in der Trockenzeit beobachtet werden können:

1. Llanura de Huamantla und Llanura inclinada de Tepatlaxco (Acajete)
2. Cuenca del alto Atoyac
3. Cuenca de Atlixco
4. Llanura de Molcaxac (Xochitlan)

In den genannten Gebieten ist in den Monaten der Trockenzeit eine erhebliche Begünstigung der Konvektion nachgewiesen worden (Abb. 18). Außerdem konnte gezeigt werden, daß in den Arealen mit einer geringen Höhe über N. N. (Atlixco, Xochitlan) die hohen Temperatur- und Feuchtwerte in Bodennähe sowie die Grenze zwischen den pazifischen und den atlantisch-karibischen Luftmassen in Verbindung mit den P-Wetterlagen die Niederschlagsbegünstigung bewirken. Die Zunahme der Niederschläge mit der Höhe wurde als eine für den advektiven Nie-

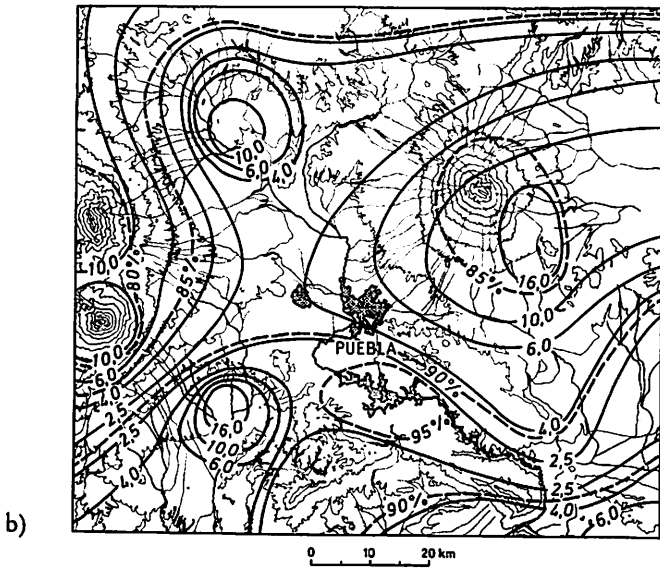
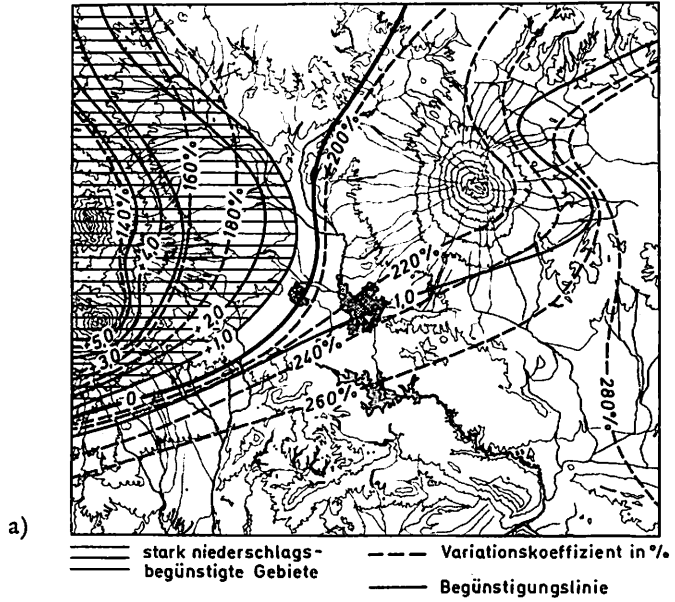
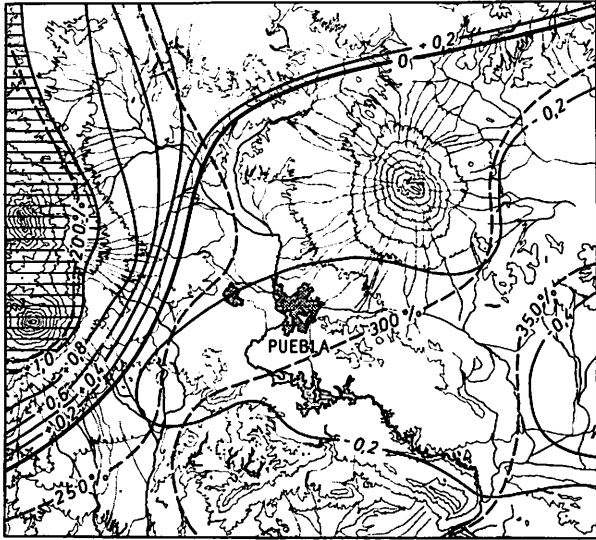
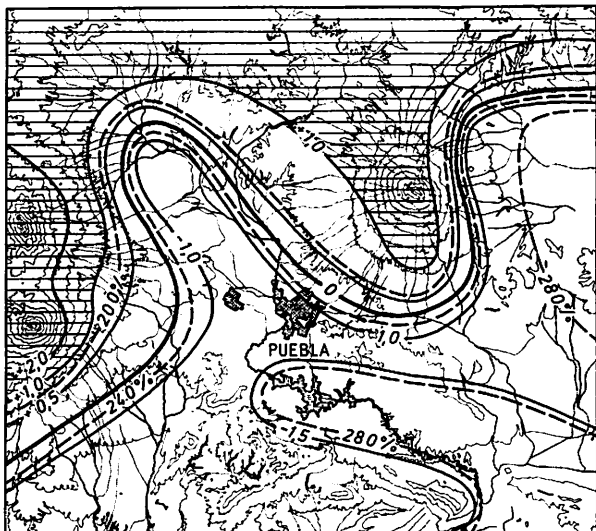


Abb. 32: Mit der Wetterlage P2/1 verbundene Niederschläge



c)

====	stark niederschlags-	-----	Variationskoeffizient in %.
====	begünstigte Gebiete	———	Begünstigungslinie



d)

====	stark niederschlags-	-----	Variationskoeffizient in %.
====	begünstigte Gebiete	———	Begünstigungslinie

derschlagstyp charakteristische vertikale Anordnung der Niederschlagssummen gekennzeichnet.

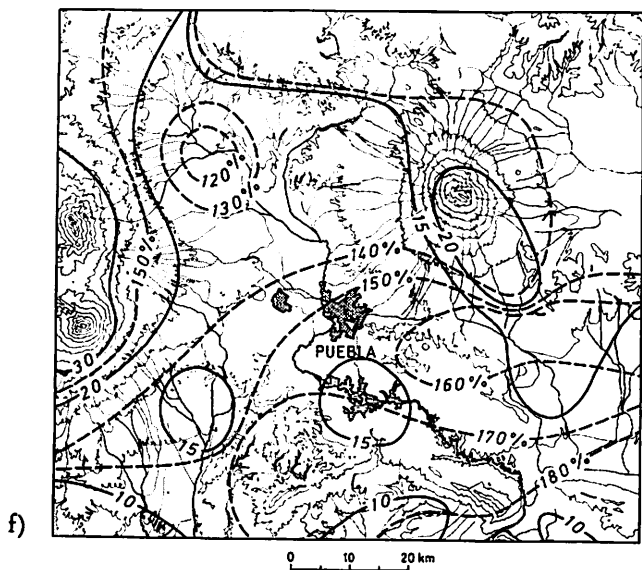
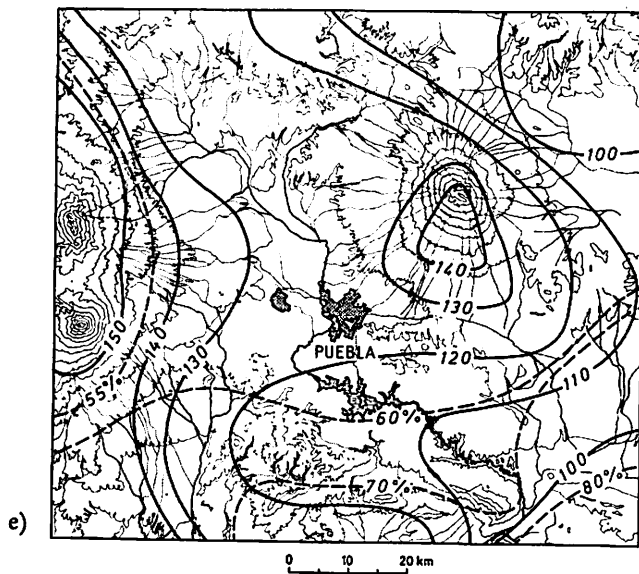
Unter Berücksichtigung der Auftrittshäufigkeiten (Abb. 23 a—f) der in maximaler Häufigkeit auftretenden Niederschlagsklassen zeigt sich, daß die durch hohe Niederschlagssummen während der Trockenzeit ausgezeichneten Areale (Abb. 32 b), die nicht mit dem Gipfelniveau der Gebirge koinzidieren, nur sehr sporadisch hohe tägliche Niederschlagssummen erhalten. Tagessummen über 10 mm treten in diesen Gebieten in der Regel in Verbindung mit frühnachmittäglichen Gewittern (Abb. 22) oder langanhaltenden nächtlichen Niederschlägen auf. Die konvektiv ausgelösten Gewitter können allerdings nur in Verbindung mit den P-Zirkulationen auftreten, da während der Trockenzeit nur diese Wetterlagen eine vorübergehende Auflösung der Inversionsschicht bewirken (Abb. 16 c).

In den Monaten der Trockenzeit fallen in Verbindung mit den Wetterlagen H1 und H3 keine Niederschläge. Für die Monate der Regenzeit bleiben die wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerte unter 2 mm Niederschlag. Dabei treten die Niederschläge nahezu ausnahmslos im Bereich der Gebirgskammlagen auf. Das Ausmaß der Niederschlagsbenachteiligung in den übrigen Gebieten des Untersuchungsraumes zeigt, daß auch in den Monaten der Regenzeit beim Auftreten der Wetterlagen H1 und H3 hier kein Niederschlag zu erwarten ist.

s) Analyse der Auftrittshäufigkeiten monatlicher Niederschlagssummen

In Abbildung 32 e und 32 f sind die mittleren monatlichen Niederschlagssummen für die Monate der Regenzeit und Trockenzeit (dreißigjährige Beobachtungsperiode) angegeben. Diese mittleren Verteilungen der monatlichen Niederschlagssummen zeichnen für die Regen- und die Trockenzeit die niederschlagsbegünstigten Areale deutlich nach. Um eine genauere Gliederung des Untersuchungsgebietes in bezug auf die in maximaler Häufigkeit auftretenden Niederschlagsklassen zu erreichen, wurden die Auftrittshäufigkeiten der monatlichen Niederschlagssummen für alle Stationen des Untersuchungsgebietes und einiger Vergleichsstationen außerhalb des Hochbeckens von Puebla bestimmt. Im logarithmischen Maßstab sind in Abbildung 33 die Ergebnisse der Häufigkeitsauszählungen in Prozent angegeben. Die Klasseneinteilung wurde auch für diese Häufigkeitsauszählung nach der von Schneider-Carius (1955) vorgeschlagenen Skaleneinteilung durchgeführt. Um eine übersichtliche Darstellung der Häufigkeitspolygone geben zu können, wurden in Abbildung 33 die Klassen mit folgenden Nummern bezeichnet.

Klasse	Nummer	Klasse	Nummer
kein Niederschlag	1	6.0— 10.0	14
unmeßbarer Niederschlag	2	10.0— 16.0	16
0.1—0.2	3	16.0— 25.0	18
0.2—0.3	4	25.0— 40.0	20
0.3—0.4	5	40.0— 60.0	22
0.4—0.6	6	60.0—100.0	24
0.6—1.0	7	100.0—160.0	26
1.0—1.6	8	160.0—250.0	28
1.6—2.5	9	250.0—400.0	30
2.5—4.0	10	400.0—600.0	31
4.0—6.0	12		



Das jeweils links über dem Stationsnamen dargestellte Häufigkeitspolygon gibt die Auftrittshäufigkeiten der Klassen für die Regenzeit, das rechts dargestellte Polygon für die Trockenzeit an.

t) Gliederung des Untersuchungsgebietes in genetische Klimazonen

Die vergleichende Betrachtung der Häufigkeitspolygone für die Regenzeit legt eine Gliederung der Verteilungen nahe. Wegen des nahezu symmetrischen Verlaufs des Häufigkeitspolygons der Station Puebla (Abb. 33) wurden die übrigen Verteilungen mit diesem Häufigkeitspolygon verglichen. Es lassen sich folgende charakteristische Typen ausgliedern:

A. Die maximale Häufigkeit der monatlichen Niederschlagssummen tritt in der Klasse 100—160 mm auf.

1. Puebla: Maximale Häufigkeit in der Klasse 100—160 mm, Rechtsschiefe jedoch im Bereich der Klassen 60—100 mm bis 160—250 mm weitgehend symmetrisch. Die Klasse 160—250 mm weist eine geringfügig höhere Auftrittshäufigkeit (1 %) auf als die Klasse 60—100 mm.
2. Tlaxcala, Huejotzingo, Texmelucan, Atlixco, Repetidora: Maximale Häufigkeit in der Klasse 100—160 mm; Rechtsschiefe; auch im Bereich der Klassen 60—100 und 160—250 mm nicht symmetrisch, da die Klasse 160—250 mm gegenüber der Klasse 60—100 mm eine höhere Häufigkeit aufweist.
3. Tetela, Xochitlán, Apizaco, Ciudad Serdán, Nanacamilpa, Atenco, Huehuetlán, Acatzingo: Maximale Häufigkeit in der Klasse 100—160 mm; Rechtsschiefe; auch im Bereich der Klassen 60—100 mm und 160—250 mm nicht symmetrisch, da die Klasse 60—100 mm gegenüber der Klasse 160—250 mm eine zu hohe Häufigkeit aufweist.

B. Die maximale Häufigkeit der monatlichen Niederschlagssummen tritt in der Klasse 60—100 mm auf.

4. Tecamachalco, Huamantla, Libres: Maximale Häufigkeit in der Klasse 60 bis 100 mm; Rechtsschiefe; auch im Bereich der Klassen 40—60 mm und 100 bis 160 mm nicht symmetrisch, da die Klasse 100—160 mm gegenüber der Klasse 40—60 mm eine zu hohe Häufigkeit aufweist.

C. Die maximale Häufigkeit der monatlichen Niederschlagssummen tritt in der Klasse 160—250 mm auf.

5. Acajete, Río Frío, Teziutlán, Huaquechula: Maximale Häufigkeit in der Klasse 160—250 mm; Rechtsschiefe; auch im Bereich der Klassen 100—160 mm und 250—400 mm nicht symmetrisch, da die Klasse 100—160 mm gegenüber der Klasse 250—400 mm eine zu große Häufigkeit aufweist.

D. Die maximale Häufigkeit der monatlichen Niederschlagssummen tritt in der Klasse 250—400 mm auf (nur zum Vergleich).

6. Orizaba: Maximale Häufigkeit in der Klasse 250—400 mm; Rechtsschiefe; auch im Bereich der Klassen 160—250 mm und 400—600 mm nicht symmetrisch, da

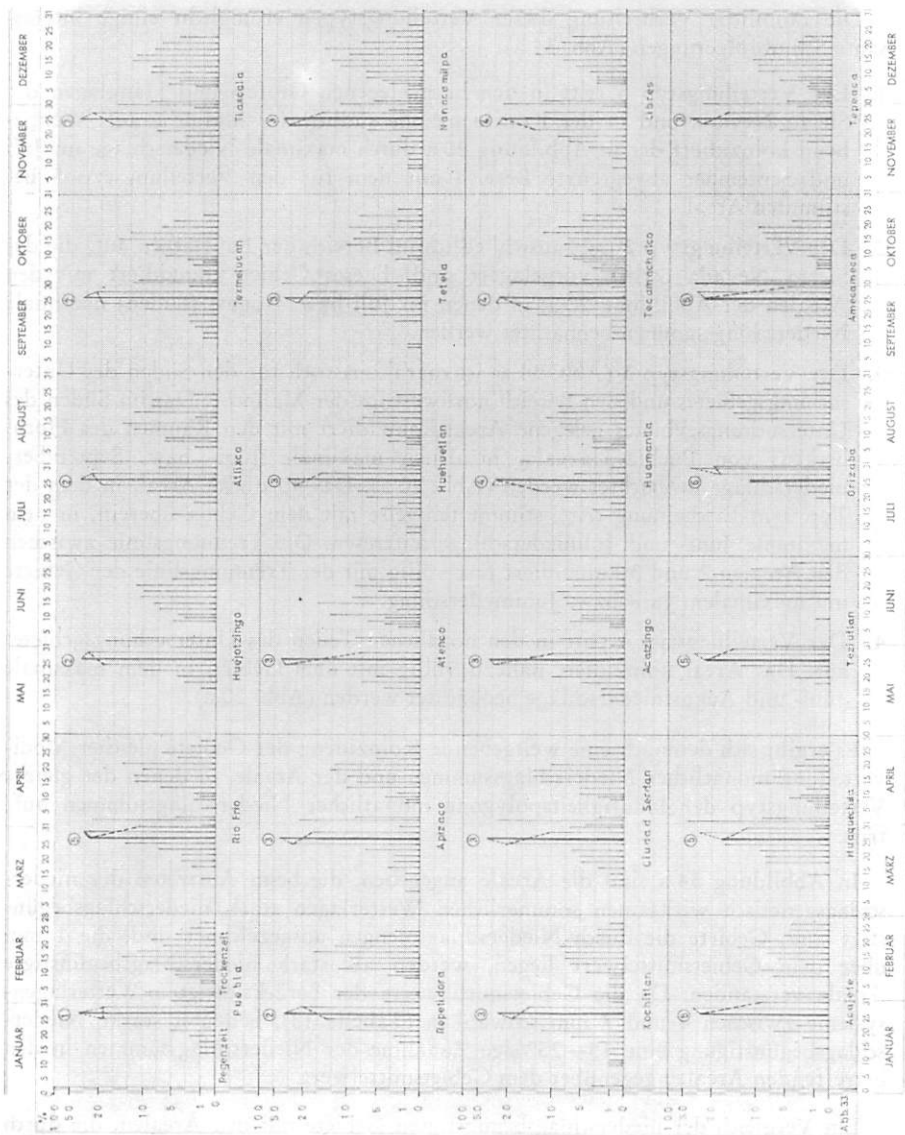


Abb. 33: Auftretshäufigkeit monatlicher Niederschlagssummen

die Klasse 400—600 mm gegenüber der Klasse 160—250 mm eine zu große Häufigkeit aufweist.

Die räumliche Verbreitung dieser Verteilungstypen ermöglicht einige interessante Schlußfolgerungen (Abb. 34 a):

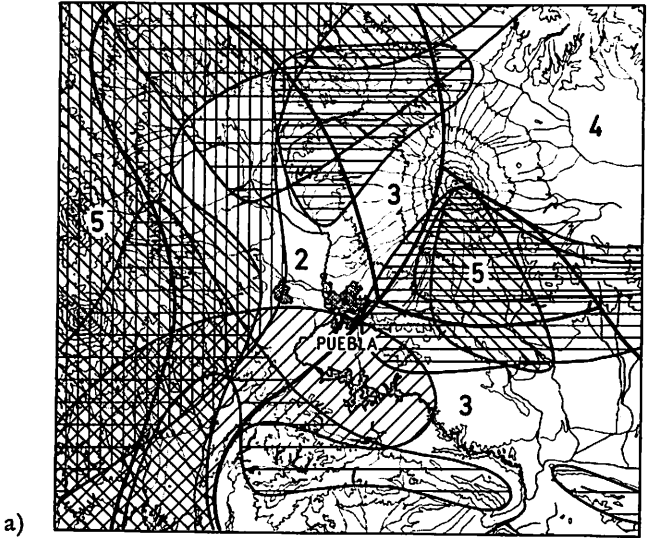
1. Der Verteilungstyp 5 tritt in den hochgelegenen Gipfel- und Hanglagen der Sierra Nevada und in der Konfluenzzone südlich der Malinche auf. Weitgehend koinzidiert der in Abbildung 20 a durch maximale Niederschläge im Juli und September abgegrenzte Bereich mit dem für den Verteilungstyp 5 bestimmten Areal.
2. Der Verteilungstyp 2 tritt ausschließlich im Bereich der Fußflächen auf, die der Sierra Nevada östlich vorgelagert sind. Dieses Gebiet koinzidiert mit den Arealen der Abbildung 20 a, in denen im Juli bzw. August (Süden) maximale Niederschlagssummen beobachtet werden.
3. Der Verteilungstyp 3 (Abb. 34 a) ist charakteristisch für den Süden des Untersuchungsgebietes und den Bereich nordwestlich der Malinche. Das im Süden des Untersuchungsgebietes gelegene Areal koinzidiert mit den Räumen des Hochbeckens von Puebla-Tlaxcala, in denen maximale Juni- bzw. Septemberrniederschläge beobachtet werden (Abb. 20 a). Das nördliche Areal, in dem der Typ 3 in Erscheinung tritt, stimmt teilweise mit dem Gebiet überein, in dem maximale Juni- und Juliniederschläge auftreten. Die Trennungslinie zwischen den Arealen 2 und 3 koinzidiert fast völlig mit der Trennungslinie der Gebiete mit maximalem Juli- bzw. Juniniederschlag.
4. Der Verteilungstyp 4 tritt in den nördlichen Teilen des Untersuchungsgebietes auf. Das Areal koinzidiert nahezu völlig mit dem Gebiet, in dem maximale Juni- und Augustniederschläge beobachtet werden (Abb. 20 a).

Es ergibt sich demnach eine weitgehende Koinzidenz der Gebiete gleicher Modiverteilung monatlicher Niederschlagssummen und der Areale, in denen der gleiche Verteilungstyp der Häufigkeitspolygone monatlicher Niederschlagssummen auftritt.

In Abbildung 34 a sind die Areale angegeben, die beim Auftreten der niederschlagsgenetisch wirksamen sommerlichen Wetterlagen stark niederschlagsbegünstigt sind. Gebiete die durch Niederschlagsmengen ausgezeichnet sind, die 1 mm über dem Gebietsmittelwert liegen, werden als stark niederschlagsbegünstigte Areale verstanden. Da die Gebietsmittelwerte der berücksichtigten Wetterlagensysteme zwischen 4 und 7 mm schwanken (Tabelle 13), bedeutet starke Niederschlagsbegünstigung eine 15—25%ige Zunahme der Niederschlagssummen in den betreffenden Arealen gegenüber dem Gebietsmittelwert.

Ein Vergleich der niederschlagsbegünstigten Gebiete mit den Arealen, die durch das Auftreten der beschriebenen, aus dem Datenmaterial einer dreißigjährigen Beobachtungsperiode entwickelten Verteilungspolygone charakterisiert sind, gestattet folgende Schlußfolgerungen (vgl. Abb. 34 a):

1. Das Areal, welches durch das Auftreten des Verteilungstyps 5 gekennzeichnet ist, koinzidiert im Süden der Malinche mit den niederschlagsbegünstigten Zonen

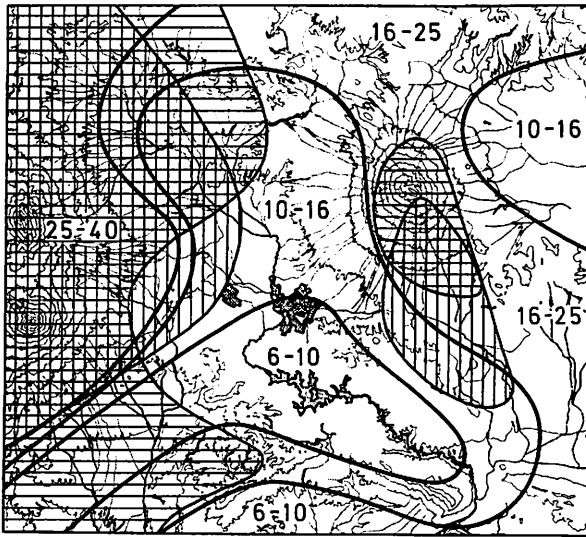


a)

niederschlagsbegünstigte Gebiete:

==== (H2) ||||| (W4/1) \\\ (W4/2) // (W3) — (T1)

⤵ Grenzen der Areale gleicher Modiverteilung 5 Nummer des Polygontyps



b)

niederschlagsbegünstigte Gebiete:

==== (P1) ||||| (P2) 6-10

⤵ Arealgrenzen

In maximaler Häufigkeit auftretende Niederschlagsklasse monatl. Niederschlagssummen

Abb. 34: Niederschlagsbegünstigte Areale

der Wetterlagen H2, T1 und W4/2, die in den Monaten Juni, August und September in maximaler Häufigkeit auftreten (vgl. Abb. 7). Wie schon gezeigt wurde, treten in diesem Areal die höchsten monatlichen Niederschlagssummen im Juni und September auf (Abb. 20 a). In diesen Monaten werden die Auftrittshäufigkeiten der Wetterlagen H2 und T1 maximal.

Im Bereich der Gipfellagen der Sierra Nevada koinzidiert das Areal, in dem der Verteilungstyp 5 zu beobachten ist, mit den niederschlagsbegünstigten Arealen, die durch die Wetterlagen W4/1, W4/2, T1 und W3 bedingt werden. Diese Wetterlagen treten in maximaler Häufigkeit in den Monaten Juli (W4/1), August (W4/2) und September (T1) auf.

Die mit der Wetterlage W3 (maximale Auftrittshäufigkeit im August) verbundene niederschlagsbegünstigte Zone koinzidiert mit den Süd- und Südosthängen des Popocatepetl (Abb. 34 a). Die Wetterlage W4/2 (August) ist durch einen niedrigen Gebietsmittelwert (3,9 mm) im Vergleich zu den Gebietsmittelwerten der Wetterlagen W4/1 (4,86 mm) und T1 (5,78 mm) gekennzeichnet. Im August gehen aus diesem Grunde die Niederschlagssummen in den bevorzugt durch die Wetterlagen W4/1 und T1 beeinflussten Gebieten im Bereich des „Alto Atoyac“ geringfügig zurück (vgl. Abb. 20 a und 34 a). Entsprechend der maximalen Auftrittshäufigkeit der Wetterlagen W4/1 und T1 im Juli und September und der hohen Gebietsmittelwerte, die im Gefolge dieser Wetterlagen zu beobachten sind, werden die langjährigen monatlichen Niederschlagssummen in diesen Monaten maximal (vgl. Abb. 20 a).

2. Das Areal des Verteilungstyps 2 koinzidiert im nördlichen Untersuchungsgebiet mit den beim Auftreten der Wetterlagen W4/1 und T1 niederschlagsbegünstigten Zonen. Gleichzeitig koinzidiert dieses Areal mit dem Gebiet im Norden des Untersuchungsgebietes, welches durch maximale Juliniederschläge ausgezeichnet ist. Infolge der bereits nachgewiesenen mittleren Abnahme der Juliniederschläge mit der Höhe tritt das Maximum der monatlichen Niederschlagssummen im Juli bevorzugt in der Fußflächenzone der Sierra Nevada auf.

Ein sekundäres Maximum nehmen die mittleren monatlichen Niederschlagssummen im Bereich des „Alto Atoyac“ im August an (vgl. Abb. 20 a). In diesem Bereich wird die Niederschlagsbegünstigung durch die in maximaler Häufigkeit im August auftretende Wetterlage W4/2 wirksam (Abb. 34 a). Östlich von Texmelucan fällt das sekundäre Maximum der monatlichen Niederschlagssummen in den Monat Juni. Wie die Verbreitung der mit Wetterlage H2 verbundenen Niederschlagsbegünstigung ausweist, koinzidiert das Areal mit sekundärem Junimaximum weitgehend mit diesen niederschlagsbegünstigten Zonen.

Mit den südlichen Teilen des durch den Verteilungstyp 2 charakterisierten Areals koinzidieren die niederschlagsbegünstigten Zonen der Wetterlagen W3 und W4/2, die beide in maximaler Häufigkeit im August zu beobachten sind. Zugleich koinzidiert dieses Areal, in dem maximale monatliche Niederschlagssummen im August auftreten. Das sekundäre Maximum der monatlichen Niederschlagssummen im Juni (Abb. 20 a) wird durch die Nieder-

schlagsbegünstigung der Wetterlage T1 bedingt, die durch vergleichsweise hohe Regenspenden ausgezeichnet ist.

3. Das Areal des Verteilungstyps 3 hat Anteil an den niederschlagsbegünstigten Zonen, die mit dem Auftreten der Wetterlagen H2, T1, W4/2 und W3 verbunden sind. Die Wetterlage T1, die einen hohen Gebietsmittelwert impliziert (5,78 mm) und im September und Juni maximale Häufigkeiten annimmt (Abb. 7), beeinflusst nur den extremen Norden und Süden des Untersuchungsgebietes. Die niederschlagsbegünstigten Zonen der Wetterlagen H2 und W3 reichen nur teilweise in das Areal, welches durch das Auftreten des Häufigkeitspolygons 3 charakterisiert ist. Dementsprechend tritt in der Zone 3 die Niederschlagsklasse 60—100 mm gegenüber der Klasse 160—250 mm in größerer Häufigkeit auf, denn im Gegensatz zu dem Areal 2 ergibt sich im Areal 3 nahezu keine Koinzidenz von niederschlagsbegünstigten Zonen. Daraus resultieren niedrigere monatliche Niederschlagssummen als in den westlich anschließenden Arealen.

Das Auftreten der höchsten mittleren monatlichen Niederschlagssummen im Juni und September ist durch die Verbreitung der niederschlagsbegünstigten Zonen erklärbar. Das Areal mit Junimaximum und sekundärem Augustmaximum im Norden des Untersuchungsraumes (Abb. 20 a) koinzidiert mit dem Einflußfeld der Wetterlage H2 und W4/2. Der südliche Bereich des Areals 3 (Abb. 34 a), in dem im September das Maximum der mittleren monatlichen Niederschlagssummen und im Juni ein sekundäres Maximum auftritt (Abb. 20 a), liegt weitgehend im Wirkungsfeld der mit der Wetterlage T1 verbundenen niederschlagsbegünstigten Zonen (vgl. Abb. 20 a und Abb. 34 a). In den südöstlichen Gebietsteilen wirkt sich besonders der Einfluß der Wetterlage H2 niederschlagsbegünstigend aus, wodurch die maximalen monatlichen Niederschlagssummen (absolutes Maximum) im Juni und ein sekundäres Maximum im September bedingt sind.

4. In dem Areal, welches durch das Auftreten des Häufigkeitspolygons 4 gekennzeichnet ist, treten keinerlei wetterlagenabhängige niederschlagsbegünstigte Zonen auf. Das Gebiet liegt allerdings deutlich im Einflußfeld der niederschlagsbegünstigten Zonen, die mit der Wetterlage H2 und W4/2 verbunden sind. Dementsprechend werden die mittleren monatlichen Niederschlagssummen im Juni maximal und nehmen im August ein sekundäres Maximum an.

Für die Monate der Trockenzeit ist in Abbildung 34 b eine ähnliche vergleichende Gegenüberstellung wie für die Regenzeit angegeben. Die Häufigkeitsverteilungen der monatlichen Niederschlagssummen (Abb. 33) sind in diesem Falle allerdings nur in bezug auf die in maximaler Häufigkeit auftretenden monatlichen Niederschlagssummen untersucht worden. In maximaler Häufigkeit fallen die Monatsniederschläge im Gipfelniveau der Sierra Nevada in die Klasse 25—40 mm. Die Osthänge der Sierra Nevada sowie der Block von Tlaxcala und die Malinche liegen in dem Areal, in dem in maximaler Häufigkeit die Klasse 16—25 mm auftritt. Im Süden der Malinche dehnt sich dieses Areal bis zur Südostbegrenzung des Untersuchungsgebietes aus. In den zentralen, nördlichen Teilen des Beckens von Puebla-Tlaxcala treten Niederschläge der Klasse 10—16 mm in maximaler Häufigkeit auf. In der südlichen zentralen Talzone des Atoyac, insbesondere im Bereich des Beckens des Valsequillo sowie der „Cuenca de Atlixco“ fallen die Monatsniederschläge in maximaler Häufigkeit in die Klasse 6—10 mm.

Die stark niederschlagsbegünstigten Zonen, die an das Auftreten der Wetterlagen P1 und P2 und die damit verbundenen Kaltfrontdurchgänge gebunden sind, koinzidieren mit den Arealen, in welchen Monatsniederschläge der Klasse 25 bis 40 mm beobachtet werden. Das Areal, in dem die maximale Häufigkeit der mittleren monatlichen Niederschlagssummen in die Klasse 16—25 mm fällt, koinzidiert teilweise mit den niederschlagsbegünstigten Zonen, die mit dem Auftreten der Wetterlagen P1 und P2 verbunden sind. Nur näherungsweise ergibt sich im nördlichen Teil des Beckens von Puebla-Tlaxcala eine Koinzidenz dieses Areals mit den Niederschlägen der Klasse 10—16 mm. Ein Vergleich dieser Areale mit den begünstigten wetterlagenabhängigen Zonen der Wetterlagen P1/1 und P1/2 zeigt, daß diese beiden Wetterlagen weitgehend für die hohen Niederschlagssummen im Bereich des Blockes von Tlaxcala, den Cerros de Terrenate und den Cerros de Tochtepec verantwortlich sind (Abb. 31 c und 31 d).

Im Becken des Valsequillo läßt sich keinerlei Niederschlagsbegünstigung nachweisen. In maximaler Häufigkeit fallen die mittleren monatlichen Niederschlagssummen in die Klasse 6—10 mm.

Diese Darlegungen zeigen, daß sich auch für die Monate der Trockenzeit ein enger Zusammenhang zwischen dem Auftreten bestimmter Wetterlagen und der räumlichen Verteilung der langjährigen Monatsniederschläge nachweisen läßt. Insgesamt gelingt es, die Auftrittshäufigkeiten bestimmter Klassen monatlicher Niederschlagssummen durch die an das Auftreten der typisierten Wetterlagensysteme gebundenen Gebietsmittelwerte zu erklären. So koinzidieren in den Gebieten mit einer maximalen Auftrittshäufigkeit des Verteilungstyps 5 (160—250 mm) die stark niederschlagsbegünstigten Gebiete der Wetterlagen T1, W3, W4/1 und W4/2, die alle durch hohe Gebietsmittelwerte gekennzeichnet sind. In den Gebieten mit einer maximalen Auftrittshäufigkeit der Klasse 60—100 mm kommt es zu keinerlei Koinzidenz stark niederschlagsbegünstigter Areale. Die übrigen Verteilungstypen lassen sich in analoger Weise unter Berücksichtigung der Höhe der wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerte und der Koinzidenz stark niederschlagsbegünstigter Gebiete erklären.

Durch diese vergleichende Betrachtung konnte gezeigt werden, daß die mittleren Monatsniederschläge in den mit den vorgegebenen Wetterlagen verbundenen niederschlagsbegünstigten Zonen in dem Monat maximal werden, in dem die vorgegebene Wetterlage in maximaler Häufigkeit auftritt. Außerdem konnte die Höhe der monatlichen Niederschlagssummen auf die Höhe der wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerte zurückgeführt werden. Damit ist ein Nachweis dafür erbracht, daß die räumliche Verbreitung der Niederschlagssummen unter Berücksichtigung lokaler Einflüsse in dem randtropischen Hochgebirgsbecken von Puebla-Tlaxcala wetterlagenabhängig ist.

11. ZUSAMMENFASSENDER ÜBERBLICK ÜBER DIE DURCHFÜHRTEN UNTERSUCHUNGEN UND DIE ERZIELTEN ERGEBNISSE

Die Frage nach der Wetterlagenabhängigkeit der Veränderungen, die sich in den monatlichen Verteilungen der Niederschlagssummen im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala beobachten lassen, führte zu dem Versuch einer klassifizierenden Analyse der täglichen Wetterkarten des Boden-, 700-, 500- und 200 mb-Niveaus für den mexikanischen Raum mit dem Ziel, gleichartige Zirkulationstypen zusammenzufassen und in bezug auf ihre niederschlagsgenetische Wirksamkeit und ihre Auftrittshäufigkeit zu untersuchen. Für alle genannten Niveaus konnten sich ständig wiederholende Zirkulationsstrukturen charakterisiert und in der mittleren monatlichen Häufigkeit ihres Auftretens bestimmt werden.

Der Vergleich der so definierten Wetterlagentypen mit den langjährigen mittleren monatlichen Zirkulationsstrukturen für den mexikanischen Raum belegte die über den Beobachtungszeitraum hinausreichende Relevanz der typisierten Zirkulationsstrukturen. Es konnte gezeigt werden, daß die für Mexiko klassifizierten Wetterlagentypen einen wesentlichen Bestandteil der allgemeinen Zirkulation darstellen. Die besondere Stellung der klassifizierten Zirkulationsstrukturen im Zirkulationsmodell der allgemeinen Zirkulation und die Veränderungen der klassifizierten Zirkulationsstrukturen bei Änderungen im Strömungsmodell der allgemeinen Zirkulation konnten aufgezeigt und als Mechanismen des globalen Energietransportes gedeutet werden. Dies gilt insbesondere für die Zirkulationsstrukturen im 200 mb-Niveau, die für den mexikanischen Raum bisher noch nicht untersucht wurden.

Die zeitliche Dynamik der klassifizierten Wetterlagen wurde durch eine quantitative Analyse der Häufigkeit des Wechsels einer der klassifizierten Wetterlagen in eine andere Wetterlage bestimmt. Es wurden charakteristische Wetterlagenabfolgen für die verschiedenen Niveaus entwickelt und die Transformationen der meteorologischen Parameter beim Übergang eines Wetterlagentyps in einen anderen Wetterlagentyp quantitativ bestimmt. Ein besonders breiter Raum wurde in diesem Zusammenhang den Kaltlufteinbrüchen (Nortes) gewidmet, da die transformierte Struktur der Kaltluftmassen für die Niederschlagsentstehung im Untersuchungsgebiet von größter Bedeutung in den Monaten der Trockenzeit ist.

Die für den mexikanischen Raum verfügbaren täglichen Satellitenfotos wurden ähnlich wie die täglichen Wetterkarten in bezug auf Gleichartigkeit der Wolkenstruktur und Wolkenanordnung typisiert. Diese Analyse ermöglichte die Definition von charakteristischen Bewölkungsanordnungstypen, deren mittlere monatliche Auftrittshäufigkeit bestimmt werden konnte.

Die zunächst für die verschiedenen Höhengniveaus definierten Wetterlagentypen sowie die Wolkenanordnungstypen wurden miteinander korreliert. Es ergaben sich bei dieser Korrelation dreidimensionale Wetterlagensysteme, für die zugleich eine charakteristische Bewölkungsanordnung bestimmt werden konnte. Die dreidimensionalen Einzelwetterlagensysteme ließen sich in einem dreidimensionalen, vereinfachten Wetterlagenmodell für den mexikanischen Raum zusammenfassen. Durch die Modellanordnung der dreidimensionalen Einzelwetterlagen wurden die Be-

ziehungen der Einzelwetterlagen zueinander und ihre zeitliche Aufeinanderfolge instruktiv sichtbar und im Rahmen der allgemeinen Zirkulation verständlich.

Die Wetterwirksamkeit der dreidimensionalen Einzelwetterlagensysteme wurde durch die Berechnung der im Mittel mit dem Auftreten dieser Wetterlagensysteme verbundenen Divergenzen und der Vorticity bestimmt. Es konnte gezeigt werden, daß der Übergang von der Trockenzeit zur Regenzeit nicht nur durch eine Richtungsumstellung in den mittleren Windrichtungen (polare Westwinde gehen in tropische Ostwinde über) bedingt ist, sondern das vielmehr eine völlig gegensätzliche Divergenzverteilung in den verschiedenen Niveaus die einschneidenden Veränderungen im Wettergeschehen beim Übergang von der Trocken- in die Regenzeit auslöst. Die Divergenzberechnungen belegen, daß in der Trockenzeit Bodendivergenz und Höhenkonvergenz insgesamt eine schwache absteigende Luftbewegung implizieren, die die Ausbildung einer starken Inversionsschicht bedingt. In der Regenzeit wird durch eine Bodenkonvergenz und eine Höhendivergenz eine aufsteigende, niederschlagsgenetisch äußerst aktive Luftbewegung ausgelöst.

Neben der Verteilung der Divergenzen in den verschiedenen Höhenniveaus wurde die Vorticityverteilung berechnet. Durch die quantitative Erfassung der Vorticity ist es gelungen, die Veränderungen der Vertikalzirkulation bei Veränderung der Horizontalzirkulation zu bestimmen. Insbesondere konnten durch die Vorticitybetrachtungen die Veränderungen der Vertikalzirkulationen beim Übergang einer Wetterlage in eine andere erfaßt werden. Auf der Basis des Theorems der Erhaltung der potentiellen Vorticity konnte die Anordnung der niederschlagsaktiven Zonen im Bereich aller für das Untersuchungsgebiet bedeutsamen Störungen bestimmt werden.

Die Ergebnisse der Divergenz- und Vorticityberechnungen und die daraus bestimmten Vertikalzirkulationen wurden mit den klassifizierten Wolkenanordnungstypen, die korrelativ an die der Berechnung zugrunde liegenden Wetterlagensysteme gebunden sind, überprüft. Es konnte nachgewiesen werden, daß eine enge Beziehung zwischen Divergenz- und Vorticityverteilung einerseits und der Anordnung der Wolkenfelder andererseits besteht.

Im Bereich der Sierra Madre Oriental oder der Sierra Madre del Sur und selbstverständlich im Untersuchungsgebiet selber erfahren die synoptischen Störungen erhebliche Transformationen, die eine Veränderung der niederschlagsgenetischen Wirksamkeit der klassifizierten Wetterlagensysteme implizieren:

1. Durch die Veränderung der Stabilitätsverhältnisse bei der Anhebung vertikal ausgedehnter Luftmassen um 2000 m im Bereich der Küstenkordilleren.
2. Durch eine Transformation der Stromlinien beim Auftreffen auf Gebirgshindernisse von der Größenordnung der Sierra Madre Oriental, der Sierra Madre del Sur, der Malinche und der Sierra Nevada.
3. Durch lokale Zirkulationen wie Berg-Talwinde, Hangwinde und lokale Ausgleichsströmungen, die durch expositions- und neigungsbedingte Unterschiede im Strahlungsempfang ausgelöst werden.
4. Durch Konfluenzen der lokalen Zirkulationen und durch Konfluenzen, die sich zwischen den lokalen und synoptischen Zirkulationen einstellen können.

Die räumliche Verteilung der Wirkungen aller genannten Einzelphänomene wurde kartographisch festgehalten. Insgesamt führt die Transformation der Störungen zu einer von der modellhaften Verteilung der mit den Störungen verbundenen Niederschlägen abweichenden Verteilung der Niederschlagssummen im Untersuchungsgebiet. So werden bei relativ schwacher Bewölkung und schwacher feuchtlabiler Schichtung der Luftmassen nur schwach niederschlagsgenetisch wirksame Zirkulationsstrukturen im Juni, in der zweiten Hälfte des September und im Oktober in einigen Gebieten der Hochtalung von Puebla wetterwirksam. Die Niederschläge beginnen in diesen Monaten vorwiegend in den frühen Abendstunden und zeichnen die Areale verstärkter lokaler Konfluenz deutlich nach. Die stark feuchtlabile Schichtung der Luftmassen im Juli, August und Anfang September mindert die Bedeutung der lokalen Konfluenzzonen infolge der starken Bewölkung, die sich bereits am frühen Nachmittag einstellt, erheblich ab. Die Niederschläge beginnen am späten Nachmittag. Eine bedeutende Niederschlagsbegünstigung der Hang- und Gebirgsfußflächen ist zu beobachten.

Diese Wetterlagenabhängigkeit der Niederschlagssummen im Untersuchungsgebiet wurde quantitativ belegt, indem den typisierten Wetterlagensystemen die mit ihrem Auftreten im Untersuchungsgebiet verbundenen täglichen Niederschlagssummen zugeordnet wurden. Für jedes Wetterlagensystem, welches durch die Wetterlage im 500 mb-Niveau charakterisiert wird, und jede Beobachtungsstation im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala konnte infolge dieser Zuordnung ein wetterlagenabhängiger Stationsmittelwert berechnet werden. Aus der Summe aller so bestimmten Stationsmittelwerte wurde ein wetterlagenabhängiger Gebietsmittelwert berechnet. Die Abweichungen der Stationsmittelwerte von diesem Gebietsmittelwert stellen ein Maß für die mittlere wetterlagenabhängige Niederschlagsbegünstigung der betrachteten Areale dar.

Die Kürze des Beobachtungszeitraumes (1967—1969) machte eine Bestimmung der Mutungsbereiche für die Mittelwerte der Beobachtungsmomente in bezug auf den Mittelwert des Kollektivs nötig. Es konnte gezeigt werden, daß sich die im Beobachtungszeitraum auftretenden Abweichungen der Mittelwerte von den Mittelwerten des Kollektivs im Mutungsbereich (5 % Irrtumswahrscheinlichkeit) bewegen. Außerdem wird gezeigt, daß die wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerte in Verbindung mit den Auftrittshäufigkeiten der Wetterlagensysteme die Veränderungen in den Monatssummen der Beobachtungsjahre eindeutig charakterisieren, also in hohem Maße die Wetterwirksamkeit der Wetterlagensysteme im Untersuchungsgebiet zum Ausdruck bringen. Um diesen Zusammenhang quantitativ zu erhärten, wurde der korrelative Zusammenhang zwischen den wetterlagenabhängigen Vertikalzirkulationen und den Gebietsmittelwerten bestimmt. Es gelingt der Nachweis, daß zwischen beiden Größen ein signifikanter Zusammenhang besteht.

Unter Berücksichtigung der im ersten Teil der Arbeit bestimmten synoptisch bedingten Anordnungen der niederschlagsbegünstigten Zonen und ihrer Transformation durch meso- und mikroklimatische Wirkungen konnten alle wetterlagenabhängigen Verteilungsmuster der zu beobachtenden Niederschlagsbegünstigungen für das Untersuchungsgebiet erklärt werden. Ein Vergleich der Areale gleicher Modiverteilung der langjährigen, monatlichen Niederschlagssummen im Jahresablauf und der Areale, die durch eine starke wetterlagenabhängige Niederschlagsbegünstigung ausgezeichnet sind, lieferte folgendes Ergebnis:

Die mit den klassifizierten Wetterlagentypen verbundenen niederschlagsbegünstigten Areale koinzidieren weitgehend mit den Gebieten, in denen die maximalen monatlichen Niederschlagssummen im gleichen Monat zu beobachten sind, in dem die Wetterlagen in maximaler Häufigkeit auftreten, die die Niederschlagsbegünstigung auslösen.

Die durchgeführten Auszählungen der Auftrittshäufigkeiten täglicher und monatlicher Niederschlagssummen zeigen, daß die Areale, in denen in maximaler Häufigkeit die höchsten täglichen Niederschlagssummen auftreten, mit den Gebieten übereinstimmen, in welchen eine starke Niederschlagsbegünstigung durch die klassifizierten Wetterlagensysteme zu beobachten ist. Die Häufigkeitspolygone der monatlichen Niederschlagssummen einer dreißigjährigen Beobachtungsperiode gestatten eine Gliederung des Untersuchungsgebietes in Areale gleicher Modiverteilung der Häufigkeitspolygone. Diese Areale koinzidieren nahezu völlig mit den Arealen gleicher Modiverteilung der mittleren monatlichen Niederschlagssummen. Da die Areale gleicher Modiverteilung der mittleren monatlichen Niederschlagssummen mit den Arealen starker Niederschlagsbegünstigung, die in Verbindung mit den Wetterlagensystemen beobachtet werden, zusammenfallen, ergibt sich eine Koinzidenz dieser drei räumlichen Verteilungsmuster der Niederschlagssummen. Es konnte gezeigt werden, daß die Art des Häufigkeitspolygons, insbesondere die Höhe der in maximaler Häufigkeit auftretenden Niederschlagssummen, in einem unmittelbaren Zusammenhang zu den wetterlagenabhängigen Gebietsmittlerwerten steht. Insgesamt belegen die Koinzidenzen der wetterlagenabhängigen Niederschlagsverteilungen, der Areale gleicher Modiverteilung der mittleren, langjährigen monatlichen Niederschlagssummen und der Gebiete gleicher Häufigkeitspolygontypen, daß in dem tropischen Hochgebirgsbecken von Puebla-Tlaxcala die Verteilung der Niederschlagssummen auch im langjährigen Mittel wetterlagenabhängig ist.

LITERATURVERZEICHNIS

- ACKERMANN, B. (1958): Turbulence around tropical cumuli, *Journ. of Meteor.*, No. 15, S. 69—74.
- ACKERMANN, B. (1959): The variability of the water contents of tropical cumuli, *Journ. of Meteor.*, No. 15/2, S. 191—198.
- ALAKA, M. A. (1958): A case study of an easterly jet stream in the Tropics, *Tellus*, No. 10, S. 24—42.
- ALPERT, L. (1946): Weather of the Eastern Pacific, 7 and 8 March, 1943, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 27, S. 384—398.
- ALPERT L. (1946 a): The intertropical convergence zone of the Eastern Pacific region.
1. Teil: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 26, S. 426—432.
2. Teil: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 27, S. 15—29.
3. Teil: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 27, 62—65.
- ALPERT, L. (1951): An atmospheric cross-section over the tropical Eastern Pacific during a strong norther, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 32, S. 97—101.
- ANDERSON, R. K. ET AL. (1969): Application of Meteorological Satellite Data in Analysis and Forecasting, Wash. D. C., 1969.
- BALLENZWEIG, E. M. (1959): Relation of long-period circulation anomalies to tropical storm formation and motion, *Journ. of Meteor.*, No. 16/2, S. 121—139.
- BALLENZWEIG, E. M. (1957): Seasonal variations in frequency of North Atlantic tropical cyclones related to the general circulation, *Notion. Hurricane Res. Rep.*, No. 9, U.S. Weather Bureau.
- BARRY, R. G. (1969): Models in Meteorology and Climatology, in: *Physical and information Models in Geography*, S. 108.
- BAUR, F. (1948): Einführung in die Großwetterkunde, Wiesbaden, 1948.
- BECKWITH, W. B. (1946): Why Subterranean Isobars?, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 27/8, S. 438—443.
- BELLAMY, J. C. (1944): Dynamic Meteorology, Univ. of Chicago, Institute of Tropic. Meteor. Lecture Notes, No. 2 A, S. 19—48.
- BELLAMY, J. C. (1949): Objective Calculations of Divergence, Vertical velocity and vorticity, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 30, S. 45—49.
- BERG, H. (1948): Allgemeine Meteorologie, Bonn, 1948.
- BERRY, F. A. EDITOR (1945): Handbook of Meteor., Civian Staff, Inst. of Trop. Meteor.: Tropical synoptic Meteor., New York, 1945, S. 1066.
- BENESSINI, A. UND QUINTERO, A. G. (1955): Hurricane tracks and connected precipitation, *Ingenieria Hidraulica en Mexico*, No. 9/3.
- BJERKNES, J. (1951): Extratropical cyclones, *Compendium of Meteor.*, S. 577—598.
- BLACKADAR, A. K. (1957): Boundary Layer Wind Maxima and their Significance for the growth of Nocturnal Inversions, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 38, S. 283—290.

- BLEEKER, W. UND ANDRE, M. J. (1951): On the diurnal variation particularly over central U.S.A. and its relation to large scale orographic circulation systems, *Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc.*, No. 77, S. 263—264.
- BÖER, W. (1959): Zum Begriff des Lokalklimas, *Zeit. f. Meteor.*, No. 13, S. 5—11.
- BOLIN, B. (1950): On the influence of the earth's orography on the westerlies, *Tellus*, No. 2/3, S. 189—191.
- BRUNDIGE, K. (1956): Analysis of selected P. Jet Stream flight dt. Contract A. F. 19 (604)—559, Sc. Rep. No. 10.
- BRUCK, ALVIN AND MORGAN, P. A. (1949): Preliminary Report on the Easterly Wave Projekt, 2143 rd Air Weather Wing Techn. Bull., No. 1/4.
- BRYSON, R. A. (1948): On Disturbances in the Easterlies, Ph. D. Dissertation, Dept. of Meteor., Univ. of Chicago, S. 133.
- BRYSON, R. A., LAHEY, J. F. ET AL. (1957): Normal 500mb-charts for the Northern Hemisphere, Wisconsin, Scient. Rep. No. 8, AF 19 (604) 992.
- BUNKER, A. F. (1960): Heat and water-vapour fluxes in air flowing southward over the western North Atlantic ocean, *Journ. of Meteor.*, No. 17/1, S. 52—63.
- BUNKER, A. F. et al. (1949): Vertical distribution of temperature and humidity over the caribbean Sea, *Papers Phys. ocean. an meteor. Massa, Inst. Techn. Woods Hole ocean. Inst.*, No. 11/1, S. 82.
- BYERS, H. R. UND HALL, R. K. (1955): A census of cumulus cloud height versus precipitation in the vicinity of Puerto Rico during the winter and spring of 1953—1954, *Journ. of Meteor.*, No. 12, S. 176—178.
- CHRUTSCHER, H. L. (1961): Upper winds over the Northern Hemisph., U.S. Weather Bureau, Techn. Pap. No. 41.
- CHRUTSCHER, H. R. (1959): Upper wind statistic charts of the Northern Hemisphere, U. S. Weather Bureau, NAVAER 50-JC-531, No. 1 und 2.
- COLON, J. A. (1953): A study of Hurricane Tracks for forecasting purposes, *Monthly Weather Review*, No. 81, S. 53—66.
- CONTRERAS ARIAS, A. (1940): El clima de las distintas regiones del estado de puebla, *Inst. Geográfico de la Secretaria de Agricultura y Fomento, Mexico D. F.*, 1940.
- CONTRERAS ARIAS, A. (1942): Estudios climatologicas, *Direccion de Geografia, Meteorológico y Hidrológico, Mexico D. F.*, 1942.
- CORBY, G. A. (1945): The Airflow over Mountains. A Review of the current State of Knowledge, *Quart. Journ. of the Roy. Meteor. Soc.*, No. 80, S. 491—521.
- CRESSMANN, G. P. (1948): On the forecasting of long waves in the upper westerlies, *Journ. Meteor.*, No. 5, S. 44—57.
- CRESSMANN, G. P. (1948 a): Part I: Studies of upper air conditions in low latitudes. Part II: Relations between high- and low-latitude circulations, *Univ. of Chicago*, 1948, S. 68—103.
- CRESSMANN, G. P. (1950): Variation in the structure of the upper westerlies, *Journ. Meteor.*, No. 7, S. 39—47.

- CROOKS, R. C. (1959): Tropical cyclones in the Eastern Pacific, *Mariners Weather Log*, No. 4/2, S. 29—32.
- CRY, G. W. ET AL. (1959): North Atlantic tropical cyclones, U.S. Dept. of Commerce, Weather Bureau, Techn. Pap. No. 36.
- DAHLER, H. (1959): Einige zentrale Probleme aus der Dynamik der Atmosphäre in neuer Sicht durch Anwendung der thermisch advektiven Begriffe Konfluenz und Diffluenz, *Zeitschr. Meteor.*, No. 17, Supp.
- DAMMANN, W. (1942): Gibt es im Gebirge eine Höhenzone maximalen Niederschlags? *Meteor. Zeitschr.*, No. 7, 1942.
- DEFANT, F. (1949): Zur Theorie der Hangwinde nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde, *Arch. Meteor. Geoph. Biokl.* 1 (A), S. 421—450.
- DEFANT, F. (1951): Local winds, *Comp. Meteor.*, 1951, S. 655 f.
- DEFANT, A. UND DEFANT, F. (1958): *Physikalische Dynamik der Atmosphäre*, Frankfurt 1958.
- DELOURME, A. (1956): De la circulation atmosphérique et de l'influence de l'air polaire dans les régions intertropicales de l'Atlantique, *Mém. de la Météor. Nat.*, No. 41, S. 47.
- DICKSON, R. (1955): A case study of the jet stream, *Bull. Amer. Met. Soc.*, No. 36/5, S. 195—203.
- DOMINGUEZ, A. E. (1941): *Elementos de prevision a corto plazo en la Republica Mexicana*, Escuela Naval Militar, Vera Cruz, Seccion Autografica, 1941.
- DONN, W. L. (1965): *Meteorology*, New York, 1965, S. 222 f.
- DUNN, C. R. (1957): The weather circulation of May 1957, *Monthly Weather Review*, No. 85, S. 175—182.
- DUNN, G. E. (1940): Cyclogenesis in the tropical Atlantic, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 21, S. 216—229.
- DUQUET, R. T. (1957): Some statistical characteristics of cyclones at 500 mb, *Journ. Meteor.*, No. 14/3, S. 251—260.
- DURHAM, C. O. (1948): A study of "waves" in the easterlies, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 29, S. 196—198.
- DURST, C. S. (1951): *Climate — the synthesis of Weather*, *Comp. Meteor.*, 1951.
- ENDLICH, R. M. UND McLEAN, G. S. (1957): The structure of the jet stream core, *Journ. Meteor.*, No. 14, S. 543—552.
- ESSENWANGER, O. (1953): Statistische Untersuchungen über die Zirkulation der Westdrift in 55° Breite, *Ber. dtsh. Wetterdienstes*, No. 7.
- EXTERBRINK, H. (1937): Ein Beitrag zum Wettergeschehen im Golf von Mexiko, im Karibischen Meer und den Westindischen Inseln, *Meteor. Zeitschr.*, No. 54, S. 353—359.
- EXTERBRINK, H. (1938): Kaltlufteinbrüche in die Tropen, *Arch. dtsh. Seewarte*, No. 57/7, 1938.
- FAUST, H. (1968): *Der Aufbau der Erdatmosphäre*, Braunsch. 1968.
- FICKER v., H. (1936): Die Passatinversion, *Veröff. Met. Inst. Univ. Berlin*, No. 1/4.

- FIELD, J. H. UND WARDEN, R. (1933): A survey of the air current in the Bay of Gibraltar, Geophys. Mem. Met. Office, London, No. 59/7.
- FLEMING, R. H. UND ELLIOTT, F. E. (1956): Some physical aspects of the inshore environments of the coastal waters of the U.S. and Mexico, Geographical Journ., No. 122, S. 456—465.
- FLETCHER, R. D. (1945): The general circulation of the tropical and equatorial atmosphere, Journ. Meteor., No. 3/2, S. 167—174.
- FLIRI, F. (1967): Über die klimatologische Bedeutung der Kondensationshöhe im Gebirge, Die Erde, No. 3, S. 203—210.
- FLOHN, H. (1939): Niederschlagsverteilung in Süddeutschland und ihre Ursachen im Lichte der modernen Klimatologie, Mitt. d. geogr. Ges. München, München 1938.
- FLOHN, H. (1953): Zur Didaktik der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre, Geogr. Rundschau 1953, S. 41—56.
- FLOHN, H. (1960): Recent investigations on the mechanism of the "Summer Monsoon" of southern and eastern Asia, Sympos. on Monsoon of the World, S. 75—88.
- FLOHN, H. (1961): Tropical weather types and climates, ICAO/WMO Seminar, Cairo—Nicosia 1961, Techn. Note No. 64, S. 30—33.
- FLOHN, H. (1961 a): Large scale circulation patterns in the tropics, ICAO/WMO Seminar, Cairo—Nicosia 1961, WMO Techn. Note No. 64, S. 13—20.
- FLOHN, H. (1969): Mechanical effect of mountains, World Survey of Climatology, No. 2, S. 166, Amsterdam 1969.
- FLOHN, H. (1970): Tropische Meteorologie, Skriptum zur Vorlesung aus dem Jahre 1970.
- FLOHN, H. (1970): Beiträge zur Meteorologie des Himalaya, Khumbu Himal, No. 7/2, S. 25—47.
- FÖRCHTGOTT, J. (1949): Wave streaming in the lee of mountain ridges, Bull. Meteor. Tchecosl., Prag, No. 3, S. 49 ff.
- FÖRCHTGOTT, J. (1952): Mechanical Turbulence, Letecká Meteor., Prag 1952, S. 114.
- FRANK, N. (1968): The inverted "V" pattern, an easterly wave? Month. Weather Rev., No. 97/2, S. 130—140.
- FRANK, N. (1966): The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the Tropics, Southern Region Techn. Mem. No. 28, U.S. Weather Bureau, ESSA, Nac. Hurr. Center, Miami.
- FRENZEN, R. (1955): Westerly flow past an obstacle in a rotating hemispherical shell, Bull. Amer. Meteor. Soc., No. 36, S. 204—210.
- FUJITA, T. T. (1969): Formation and structure of Equatorial Anticyclones caused by large-scale Cross-Equatorial flows determined by ATS I photographs, SMRP No. 78, Univ. of Chicago.
- FULTZ, D. UND FRENZEN, P. (1955): A note of certain interesting ageostrophic motions in a rotating hemispherical shell, Journ. Meteor., No. 12, S. 332—338.
- FULTZ, D. UND LONG, R. R. (1951): Two-dimensional flow around a circular barrier in a rotating spherical shell, Tellus 3, S. 61—68.

- FULTZ, D. (1945): Upper-air trajectories and weather forecasting, Dept. Meteor. Univ. Chicago, Rep. No. 19, S. 1—123.
- GEIGER, R. (1950): Das Klima der bodennahen Luftschicht, 3. Aufl., Braunschweig, 1950.
- GENTRY, R. C. (1956): Tropical Analysis, Caribbean Hurricane Seminar, Ciudad Trujillo, Final Rep., S. 166—172.
- GEORGII, W. (1933): Influence des montagnes sur le vent, *La Météor.*, S. 105—116.
- GERBIER, N. AND BÉRENGER, M. (1956): Les mouvements ondulatoires á St.-Auban-sur-Durance (Basses — Alpes); Premier campagne d'études et de mesures, Monographie No. 4 de la *Météor. Nac.*
- GIOVANELLI, J. (1962): Trajektoires des cyclones tropicaux dans le Pacifique, S.M.M.A., N.J.T., Son. VII, S. 22.
- GOLDBRUNNER, A. W. (1956): The intertropical convergence zone, waves in the easterlies and the formation of hurricanes to the east of the Lesser Antilles, Caribbean Hurricane Seminar, Ciudad Trujillo, Final Report, S. 80—92.
- GUTERMANN, J. G., CHANEVSKOI, J. G. (1963): Aeroklimatischer Atlas der Nordhemisphäre, Leningrad 1963.
- GUTNICK, M. (1958): Climatology of the Trade-wind inversion in the Caribbean, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 39/8, S. 410—420.
- HAGARD, W. H. (1958): The birthplace of North Atlantic tropical storms, *Month. Weather Rev.*, No. 80/10, S. 197—208.
- HASELOFF, O. W., HOFFMANN, H. J. (1965): Kleines Lehrbuch der Statistik, Berlin 1965.
- HASTENRATH, S. (1967): Rainfall distribution and regime in Central America, *Arch. Meteor. Geoph. Biokl.*, Serie B, Bd. 15, S. 201—241.
- HASTENRATH, S. (1968): Zur Vertikalverteilung der Niederschläge in den Tropen, *Meteor. Rdsch.*, No. 7, Heft 4.
- HENDL, M. (1967): Grundfragen der genetischen Klimasytematik, *Ztsch. f. Meteor.*, No. 17/9.
- HERING, W. S., BORDEN, T. R. (1962): Diurnal variations in the summer wind field over the central United States, *Journ. of atmosph. Sc.*, No. 19/1, S. 81—86.
- HERMANN, P. (1949): Niederschläge im Rheinischen Schiefergebirge in Beziehung zu Einzelwetterlagen, Diss. Bonn.
- HESSE, W. (1961): Handbuch der Aerologie, Leipzig 1961.
- HEYER, E. (1963): Witterung und Klima, Leipzig 1963.
- HILL, B. J. (1969): Temperature variability and synoptic cold fronts in the winter climate of Mexico, Montreal 1969.
- HOLMBOE, J. ET AL. (1945): Dynamic Meteorology, New York 1945.
- HOSLER, C. R. (1956): A study of easterly waves in the Gulf of Mexico, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 37, S. 101—107.
- HUBERT, L. F. (1958): Analysis aids for the American tropics, *Month. Weath. Rev.*, No. 86, S. 201—218.

- HUGHES, L. A. (1952): On the low-level wind structure of tropical storms, *Journ. of Meteor.*, No. 9, S. 422—428.
- HURD, E. W. (1929): Northers of the Gulf of Tehuantepec, *Month. Weath. Rev.* No. 7, S. 14—19.
- HUSEN, C. (1967): Klimagliederung in Chile auf der Basis von Häufigkeitsverteilungen der Niederschläge, *Geogr. Inst. der Universität Freiburg*, 1967.
- IVES, R. L. (1940): Hurricanes on the West coast of Mexico, *Proceedings of the seventh Pacific Science Congress of the Pacific Science Association*, No. 3, S. 21—29.
- JÁUREGUI, E. O. (1968): Mesoclima de la Región Puebla-Tlaxcala, UNAM, *Inst. de Geografía*, Mexico 1968.
- JÁUREGUI, E. (1959): Variación secular de los tipos de configuración isobárica de superficie para la Republica Mexicana, *Public. del Inst. de Cienc. Aplicad. de la UNAM*, Mexico.
- JEANDIDIER, G., RAINTEAU, P. (1957): Prévission du temps sur le bassin du congo, *Météorol. Nat.*, Monograph. 9.
- JOHNSON, D. H., MÖRTH, H. T. (1960): Forecasting research in East Africa. *Trop. Meteor. in Africa*, S. 56—137, Nairobi.
- JOHNSON, D. H. (1964): High-level charts and jet streams, *WMO techn. note*, No. 1, S. 104—115.
- JORDAN, C. L. (1952): An observational study of the upper-wind-circulation around tropical cyclones, *Journ. of Meteor.*, No. 9, S. 340—346.
- KAMIKO, T. (1964): Detailed structure of two subtropical frontal zones, *Australian Meteor. Magaz.*, No. 46, S. 54—75.
- KLAUS, D. (1970 a): La irradiacion solar maxima posible en pendientes inclinadas en la zona de Puebla y Tlaxcala, *Comunicaciones*, No. 1, S. 39—42, Puebla.
- KLAUS, D. (1970 b): Distribución de la frecuencia de las precipitaciones en la area Puebla-Tlaxcala, *Comunicaciones*, No. 2, S. 43—60, Puebla.
- KLAUS, D. (1971): Zusammenhänge zwischen Wetterlagenhäufigkeit und Niederschlagsverteilung im zentralamerikanischen Hochland, *Erdkunde*, No. 25/2, S. 81—90.
- KLEINSCHMIDT, E. (1935): *Handbuch der meteorologischen Instrumente*, Berlin 1935.
- KNOCH, K. (1924): Zur Methodik klimatologischer Forschung, *Tät. Ber. Preuß. Meteor. Inst.*, No. 49.
- KOCHANSKI, A. (1955): Cross section of mean zonal flow and temperature along 80° West, *Journ. Meteor.* No. 12, S. 95—106.
- KÖPPEN, W. (1948): *Climatologia*, Fondo de Cultura Economica, Mexico.
- KÖPPEN, W., GEIGER, R. (1939): *Handbuch der Klimatologie*, Bd. II, Teil J, Berlin, 1939, S. J 31.
- KORNFIELD, J. ET AL. (1967): Photographic cloud Climatology from ESSA-III and ESSA-V Computer-Produced Mosaics, *Bull. Amer. Met. Soc.*, Vol. 48/12, S. 878—883.
- KOTESWARAM, P. (1958): The easterly jet stream in the tropics, *Tellus*, No. 10, S. 43—57.

- KRISHNAMURTI, T. N. (1961): The subtropical jet stream of winter, *Journ. Meteor.*, No. 18, S. 172—191.
- KÜTTNER, J. (1938): Moazagotl und Föhnwelle, *Beitr. z. Phys. d. freien Atmosph.*, No. 25, S. 79—94.
- LAHEY, J. F. (1957): Atlas of 500 mb wind characteristics for the Northern Hemisphere, A. F. 19 (604)—2278, Madison, 1958.
- LAHEY, J. F. (1958): On the origin of the dry climate in northern south America and the southern Caribbean, *Univ. Wisconsin, Dep. of Meteor.*, Madison, AFCRC-TN-58-218.
- LA SEUR, N. E. (1954): On the asymetry of the middlealtitude circumpolar current, *Journ. Meteor.*, No. 11, S. 43—57.
- LA SEUR, N. E. (1962): Tropical synoptic models, *Trop. Meteor. in Africa*, Nairobi, S. 34—54.
- LAUER, W. (1970): Naturwissenschaftliche Arbeiten im Rahmen des Mexico-Projekts der DFG, Deutsche Geogr. Forschung in der Welt von heute, *Festschrift f. E. Gentz*, 1970, S. 29—38.
- LINK, O. (1934): Die Kältewellen in Nordamerika und ihr Einbruch in das amerikanische Mittelmeergebiet, *Diss. Würzburg*, 1934.
- LONG, R. R. (1952): The flow of a liquid past a barrier in a rotating spherical shell, *Journ. Meteor.*, No. 9, S. 187—199.
- LOPEZ, E. (1924): Estudio sobre nortes, *Soc. Cient. Antonio Alzate*, No. 41.
- LOPEZ, E. (1922): Climatologia de la Republica Mexicana, *Mem. y Rev. Soc. Cient. Antonio Alzate*, No. 40, S. 109—144.
- LOPEZ, M. E. (1948): A technic for detailed radiosonde analysis in the tropics, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 29.
- LOPEZ GUZMAN, G. T. (1967): Über das Wetter und Klima in Mittelamerika, insbesondere in El Salvador, *Meteor. Abhdl. der freien Univ. Berlin*, No. LXXI, Heft 3.
- LUDLAM, F. H. (1952): Orographic cirrus clouds, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, No. 78, S. 554.
- MALKUS, J. S. (1956): On the maintenance of the Trade Winds, *Tellus*, No. 8/3, S. 335—350.
- MALKUS, J. S., RIEHL, H. (1964): Cloud structure and distribution over the tropical Pacific Ocean, *Tellus*, No. 16/3, S. 275—287.
- MERRIT, E. S. (1964): Easterly waves and perturbations, a reapraisel, *Journ. Appl. Meteor.*, No. 3, S. 367—382.
- MILLER, B. T. (1953): High level vertical motion in relation to tropical rainfall, *Month. Weath. Rev.*, No. 81, S. 319—325.
- MOESE, O. (1937): Stau und Föhn als Haupteffekte für das Klima Schlesiens, *Veröff. d. Schles. Ges. f. Erdkunde*, 1937.
- MOHRI, K. (1953): On the fields of wind and temperature over Japan and adjacent waters during the winter of 1950/51, *Tellus*, No. 5, S. 340—358.

- MOSINO, P. (1958): Una clasificación de las configuraciones de flujo aéreo sobre la República Mexicana, *Revista de Ingeniería Hidráulica, S.R.H.*, No. 12/2, Mexico.
- MULL, M. W. (1961): Tropical cyclones in the Eastern North Pacific 1960, *Mariners Weather Log*, No. 5/2, S. 34—36.
- NAMIAS, J. (1950): The index cycle and its role in the general circulation, *Journ. Meteor.*, No. 17, S. 130—139.
- NAMIAS, J., CLAPP, P. F. (1944): Studies of the motion and development of long waves in the westerlies, *Journ. Meteor.*, No. 1, S. 57—77.
- NEIBURGER, D. S., JOHNSON, M., CHEN-WU CHIEN (1961): Studies of the structure of the atmosphere over the Eastern Pacific Ocean in Summer, 1. The inversion over the Eastern North Pacific Ocean, *Univ. of Calif. Publications in Meteor.*, No. 1/1, S. 1—94.
- NEWTON, C. V., PERSSON, A. V. (1962): Structural characteristics of the subtropical jet stream and certain lower-stratospheric wind systems, *Tellus*, No. 14/2, S. 221—241.
- OZAWA, T. (1963): For the convergent field of the heavy rain in early summer, *Papers in Meteor. and Geophys.*, No. 14/1, Tokio.
- PAGE, J. L. (1930): Climate of Mexico, *Month. Weath. Rev.*, Supp. No. 33, Washington 1930.
- PALMÉN, E. (1948): Structure of the tropical cyclone, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 27.
- PALMÉN, E. (1949): Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies, *Tellus*, No. 1, S. 22—31.
- PALMÉN, E. (1951): The role of atmospheric disturbances in the general circulation, *Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc.*, No. 77, S. 337—354.
- PALMÉN, E., NEWTON, C. W. (1951): On the three-dimensional motion in an outbreak of polar air, *Journ. Meteor.*, No. 8, S. 25—39.
- PALMÉN, E. (1951): The aerology of extratropical disturbances, *Compendium of Meteor.*, S. 599—620, *Amer. Meteor. Soc.*, Boston.
- PALMER, C. E. (1952): Tropical Meteorology, *Comp. of Meteor.*, S. 859—880, *Amer. Meteor. Soc.*, Boston.
- PALMER, C. E. (1955): The practical Aspect of tropical Meteorology, Air Force Cambridge Research Center, Mass., No. 76, ASTIA, AD-106 017.
- PETTERSSON, S. (1955): A general survey of factors influencing development at sea level, *Journ. Meteor.*, No. 12, S. 36—42.
- PETTERSSON, S., *Weather Analysis and forecasting*, Mc Graw-Hill, 2nd ed., No. I, Chapt. 13, 14, 17, New York 1955.
- POGOSIAN, K. H. P. (1958): Über einige Merkmale des atmosphärisch. Strahlstroms, *Akad. Wiss. UdSSR, Isvestija Seria Geofisika* 4, S. 515—526.
- PORTIG, W. H. (1958): Nortes und ihre Vorhersage mit Bordmitteln, *Der Seewart*, S. 159—164.
- PORTIG, W. H. (1958): Frontdurchgang in Mittelamerika, *Meteor. Rdsch.*, No. 11, S. 112—116.

- PORTIG, W. H. (1959): Airmasses in Central America, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 40, S. 301—304.
- PORTIG, W. H. (1959 a): Fernwirkungen von tropischen Wirbelstürmen in Mittelamerika, *Der Seewart*, S. 12—16.
- PORTIG, W. H. (1961): Research in tropical Meteorology, Final Report-Part I, II, III, The University of Texas, 1961.
- PORTIG, W. H. (1963): Thunderstorm frequency and amount of precipitation in the tropics, especially in the African and Indian monsoon region, *Arch. Meteor. Geophys. Biokl.*, Bd. 13, S. 20—35.
- PORTIG, W. H. (1965): Central American Rainfall, *Geogr. Rev.*, No. LV, S. 69—80.
- PRIESTLEY, C. H. B., SHEPPARD, F. A. (1952): Turbulence and Transfer Processes in the Atmosphere, *Quart. Journ. Roy. Meteor.*, No. 78, S. 488—529.
- QUENEY, P. (1948): The problem of airflow over mountains: a summary of theoretical studies, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 29, S. 16—26.
- QUENEY, P. (1960): The Airflow over Mountains, WMO-No. 98, T. P. 43, Secret. of the WMO, Geneva 1960.
- QUINN, E. H. (1956): Tropical disturbances in the eastern north Pacific, U.S. Weather Bureau, Pilot Chart, 1956.
- QUINN, E. H. (1957): Tropical storms of the eastern North Pacific in 1956, *Mariners Weather Log*, No. 1/2, S. 25—26.
- RAMAGE, C. S. (1971): *Monsoon Meteorology*, New York 1971.
- RAMASWAMY, C. (1955): Jet stream and development of large-scale convection, *Tellus*, No. 7/2, *vergl. Ramaswamy*, 1956.
- RAMASWAMY, C. (1956): On the subtropical jet stream and its role in the development of large-scale convection, *Tellus*, No. 8/1, S. 26—60.
- REFSDAL, A. (1930): Der feuchtlabile Niederschlag, *Geofys. Publikasjoner*, No. 5/12.
- REITER, E. R. (1961): *Meteorologie der Strahlströme*, Wien 1961.
- REITER, E. R. (1970): *Strahlströme, ihr Einfluß auf das Wetter*, Berlin 1970.
- RIEHL, H. (1945): Waves in the easterlies and the polar front in the tropics, *Dept. Meteor., Univ. Chicago, Misc. Rep. No. 17*, 1945.
- RIEHL, H., SCHACHT, E. (1946): Methods of analysis for the Caribbean region, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 27, S. 569—575.
- RIEHL, H. (1947): Subtropical flow pattern in summer, *Dept. Meteor., Univ. Chicago, Misc. Rep. No. 22*, 1947.
- RIEHL, H. (1951): Aerology of tropical storms, *Comp. of Meteor.*, S. 902—913.
- RIEHL, H. (1954): *Tropical Meteorology*, New York 1954.
- RIEHL, H. (1955): Weather analysis in tropical regions, NAVAER, 50-IP-534, 1955.
- RIEHL, H., FULTZ, D. (1957): Jet stream and long waves in a steady rotating dishpan experiment: structure of the circulation, *Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc.*, No. 83, S. 215—231.

- RIEHL, H. (1962): Jet stream of the Atmosphere, Dept. of Atmos. Sc., Techn. Rep. No. 32, Colorado 1962.
- RIVERA ACEVES, J. (1939): Meteorología y climatología de la Peninsula de Yucatan, Mexico 1939.
- ROBLES RAMOS, R. (1948): La desertización de la Republica Mexicana, Mexico D. F. 1949, Ingen. hidraul., No. 2/2, S. 5—67.
- RODEN, G. J. (1962): On sea-surface temperature, cloudiness and wind variation in the Tropical Atlantic, Journ. of Atmosph. Sc., No. 19/1, S. 66—88.
- RODEWALD, M. (1963): Sea-surface temperature of the north Atlantic ocean during the decade 1951—1960. Their anomalies and development in relation to the atmospheric circulation, Recherches sur la zone aride, UNESCO 1963, S. 97—107.
- ROSENDAL, H. E. (1962): Eastern north Pacific cyclones 1947—1961, Mariners Weather Log., No. 6, S. 195—201.
- ROSSBY, C. A. (1939): Relations between variations in the intensity of the zonal circulation and displacements of the semipermanent centers of action, Journ. of Marine Research, No. 2, S. 38—55.
- ROSSBY, C. G. (1940): Planetary flow pattern in the atmosphere, Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc., Supp. No. 66, S. 68—87.
- ROSSBY, C. G. (1941): The scientific basis of modern meteorology, Climate and Man, Wash. D. C., S. 599—655.
- ROSSBY, C. G. (1947): On the general circulation of the atmosphere in the middle latitudes, Bull. Amer. Meteor. Soc., No. 28, S. 255—280.
- ROSSBY, C. G. (1949): On the nature of the general circulation of the lower atmosphere, in: Kuiper, The Atmosphere of the Earth and Planets, Chicago 1949, S. 16—48.
- ROSSBY, C. G. (1959): Current problems in meteorology, in: The Atmosphere and the sea motion, Chicago 1959, S. 9—50.
- SADLER, J. (1964): Tropical cyclones of the Eastern North Pacific as revealed by TIROS observations, Journ. of Applied Meteor., No. 3/4, S. 347—366.
- SANDS, R. S. (1960): A study in the regional dynamic climatology of Mexico with precipitation as the correlative factor, Ph. D. degree diss., Clark Univ. Wonchester, Mass. 1960.
- SANCHEZ, P. C. (1931): Estudio de climatología comparada con aplicaciones de la Republica Mexicana. Clasificación provisional de sus climas, Marina Hidrologia Continental, Sevilla May 1—7, 1929, No. 2, Madrid 1931, S. 5—21.
- SAUCIER, W. J. (1955): Principles of meteorological analysis, Chicago 1955.
- SCHNEIDER-CARIUS, K. (1952): Zur Frage der täglichen Niederschlagswahrscheinlichkeit, Ann. d. Meteor., No. 5, S. 254—258.
- SCHNEIDER-CARIUS, K. (1955): Zur Frage der statistischen Behandlung von Niederschlagsbeobachtungen, Zeitschr., f. Meteor., No. 9, S. 129—135, S. 193—202, S. 266—271, S. 299—300.
- SCORER, R. S. (1949, 1953, 1954): Theory of waves in the lee of mountains, Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc., No. 75, S. 41—56, No. 79, S. 70—83, No. 80, S. 417—428.

Folgende Unterschriften sind zum besseren Verständnis der Teilabbildungen zu ergänzen:

Abb.

- a: Vertikale und horizontale Transformation einer Strömung
- b: Position der Quenoywellen über dem zentralmexikanischen Hochland
- c: Anhebung der Isobarenflächen über dem zentralmexikanischen Hochland
- 19a: 1 = Auftrittshäufigkeit (%) "schöner Tage": auf weniger als 25 % der Fläche des Untersuchungsgeb. fallen Niederschlagsmengen über 0,1 mm
2 = Auftrittshäufigkeit (%) aller im Bereich des Untersuchungsgeb. mit vorwiegend zyklonalen Strömungen verbundenen Höhenzirkulationen im 500-mb-Niveau ($H1+H3+P1/1+P2/1+P1/2$)
b: 1 = Auftrittshäufigkeit (%) der "Schauertage": auf mehr als 25 %, jedoch weniger als 65 % der Fläche des Untersuchungsgeb. fallen Niederschlagsmengen über 0,1 mm
2 = Auftrittshäufigkeit (%) aller im Bereich des Untersuchungsgeb. mit vorwiegend zyklonalen Strömungen verbundenen Höhenzirkulationen im 500-mb-Niveau ($T1+W4/1+W1+W2+W4/2$)
3 = Auftrittshäufigkeit (%) der polaren Höhenröde ($P1+P2$)
c: 1 = Auftrittshäufigkeit (%) der "Regentage": auf mehr als 65 % der Fläche des Untersuchungsgeb. fallen Niederschlagsmengen über 0,1 mm
2 = Auftrittshäufigkeit (%) der im Bereich des Untersuchungsgeb. niederschlagsgenetisch besonders wirksamen Höhenzirkulationen im 500-mb-Niveau ($W3+H2$)
3 = Auftrittshäufigkeit (%) der zyklonalen sommerlichen Höhenströmung im 200-mb-Niveau (Typ A)
- 20a: Absolutes Maximum der Niederschläge in dem Monat, dessen Ziffer unterstrichen ist
- b: Gliederung des Untersuchungsgeb. in Klimazonen nach Emberger (ausgezogene Linien) und nach Koopen (gestrichelte Linien)
- 21a: Zusammenhang zwischen den wetterlagenabhängigen Vertikalbewegungen und den wetterlagenabhängigen Gebietsmittelwerten
- b: Variation der mittleren tägl. Niederschläge in den Monaten der Regenzeit und für die Jahre 1967-1969
- c: Veränderung maximaler und minimaler theoretischer und effektiver monatl. Niederschlagssummen
- d: Mit der Wetterlage H2 verbundenes räuml. Verteilungsmuster der tägl. Niederschlagssummen (mm)
- e: Räumliche Verteilung der Differenzen der langjährigen Juni- und Juli-Niederschlagssummen (mm)
Positive Differenzen stehen für höhere Juli- als Juni-Niederschlagssummen
- f: Differenz der mittl. tägl. Niederschlagssummen (1967-1969) zwischen den Juni- und Juli-Niederschlägen
- g: Abweichung der mittl. tägl. Juni-Niederschläge aller Stationen des Untersuchungsgeb. vom Gebietsmittelwert des Monats Juni (1967-1969) (mm)
- 22a-d: Auftrittshäufigkeit (%) der Niederschlags-Anfangszeiten (Gesamtzahl der Niederschlagsanfänge für jede Station gleich 100 %)
- e-h: Auftrittshäufigkeit (%) der Niederschlags-Anfangszeiten in Beziehung zur Höhe der Niederschläge (e-g) und zur Andauer (h)
- 24a: Auftrittshäufigkeit (%) niederschlagsloser Tage (gestrichelt) und in maximaler Häufigkeit auftretende Klasse der tägl. Niederschläge (ausgezogene Linien) für den Monat Juni und die Jahre 1964-1969. Die Linien gleicher Klassenzugehörigkeit sind jeweils mit der oberen Klassengrenze bezeichnet
- b: wie 24a für den Monat Juli
- 25a: Mit der Wetterlage W4/1 verbundenes räuml. Verteilungsmuster der tägl. Niederschlagssummen (mm)
- b: Räumliche Verteilung der Differenzen der langjährigen Juni- und Juli-Niederschlagssummen in mm. Positive Differenzen stehen für höhere Juli- als Juni-Niederschlagssummen
- c: Differenz der mittl. tägl. Niederschlagssummen (1967-1969) zwischen den Juli- und August-Niederschlägen
- d: Abweichung der mittl. tägl. Juli-Niederschläge aller Stationen des Untersuchungsgeb. vom Gebietsmittelwert des Monats Juli (1967-1969) (mm)
- 26a: Mit der Wetterlage W4/2 verbundenes räuml. Verteilungsmuster der tägl. Niederschlagssummen (mm)
- b: Grenze zwischen den bodennahen karibischen und pazifischen Luftmassen für die Monate Januar, April, Juli und Oktober
- c: Mit der Wetterlage W1 verbundenes räuml. Verteilungsmuster der tägl. Niederschlagssummen (mm)
- d: Mit der Wetterlage W2 verbundenes räuml. Verteilungsmuster der tägl. Niederschlagssummen (mm)
- 27a: Mit der Wetterlage W3 verbundenes räuml. Verteilungsmuster der tägl. Niederschlagssummen (mm)
- b: Räumliche Verteilung der Differenzen der langjährigen Juli-August-Niederschlagssummen in (mm)
Positive Differenzen stehen für höhere August- als Juli-Niederschlagssummen
- c: Abweichung der mittleren tägl. August-Niederschläge aller Stationen des Untersuchungsgeb. vom Gebietsmittelwert des Monats August (1967-1969) (mm)
- d: Räumliche Verteilung der mittl. tägl. Niederschlagssummen und der Variationskoeffizienten (gestrichelt) für den Monat August (1964-1969)

- 28a: Prozentuale Auftretshäufigkeit niederschlagsloser Tage (gestrichelt) und in maxim.Häufigkeit auftretende Klasse der tÄgl.Niederschläge (ausgezogene Linien) für den Monat August (1964-1969).Die Linien gleicher Klassenzugehörigkeit sind jeweils mit der oberen Klassen-grenze bezeichnet.
- b: Wie 28a für den Monat September
- 29a: Mit der Wetterlage T1 verbundenes räuml.Verteilungsmuster der tÄgl.Niederschlagssummen (mm)
- b: Räumliche Verteilung der Differenzen der langjährigen August-September-Niederschlagssummen in mm. Positive Differenzen stehen für höhere September- als August-Niederschlagssummen
- c: Differenz der mittleren tÄgl.Niederschlagssummen (1967-1969) zwischen August- und September-Niederschlägen
- d: Mit der Wetterlage J verbundenes räuml.Verteilungsmuster der tÄgl.Niederschlagssummen (mm)
- 30a: Tropische Zyklone pazifischen Ursprungs und die mit ihrer Nordwanderung verbundene Niederschlagsverteilung über dem mexikanischen Festland vom 26.-30. 9. 1944
- b: Tropische Zyklone karibischen Ursprungs und die mit ihrer Westwanderung verbundene Niederschlagsverteilung über dem mexikanischen Festland vom 20.-24. 8. 1944
- 31a: Mit der Wetterlage P1 verbundenes räuml.Verteilungsmuster der tÄgl.Niederschlagssummen (mm)
- b: Mit der Wetterlage P2 verbundenes räuml.Verteilungsmuster der tÄgl.Niederschlagssummen (mm)
- c: Mit der Wetterlage P1/1 verbundenes räuml.Verteilungsmuster der tÄgl.Niederschlagssummen (mm)
- d: Mit der Wetterlage P1/2 verbundenes räuml.Verteilungsmuster der tÄgl.Niederschlagssummen (mm)
- e: Räuml. Verteilung der mittl. Niederschlagssummen (30 Jahre) für den Monat Januar (mm)
- f: Räuml. Verteilung der mittl. Niederschlagssummen (30 Jahre) für den Monat April (mm)
- 32a: Mit der Wetterlage P2/1 verbundenes räuml.Verteilungsmuster der tÄgl.Niederschlagssummen (mm)
- b: Mittl. Auftretshäufigkeit (%) niederschlagsloser Tage (gestrichelt) und in maximaler Häufigkeit auftretende Klasse der tÄgl. Niederschläge (ausgezogene Linien) für die Monate der Trockenzeit. Die Linien gleicher Klassenzugehörigkeit sind jeweils mit der oberen Klassen-grenze bezeichnet
- c: Mit der Wetterlage H1 verbundenes räuml.Verteilungsmuster der tÄgl.Niederschlagssummen (mm)
- d: Mit der Wetterlage H3 verbundenes räuml.Verteilungsmuster der tÄgl.Niederschlagssummen (mm)
- e: Verteilung der mittl. monatl. Niederschlagssummen für die Regenzeit (Mai-Oktober) in mm (ausgezogene Linien) und der Variationskoeffizienten in Prozent (gestrichelt)
- f: Wie 32e für die Trockenzeit (November-April)

- SENN, H. V., HISER, H. W. (1959): On the origin of hurricane spiral rain bands, *Journ. of Meteor.*, No. 16/4, S. 419—426.
- SIMPSON, R. H. (1946): On the slope of low-pressure axes as a criterion for deepening in the tropics, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 29, S. 9—15.
- SIMPSON, R. H. (1947): Synoptic aspect of the intertropical convergence near Central and South America, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, No. 28, S. 335—346.
- STAFF MEMBERS (1947): On the general circulation of the atmosph. in middle latitudes, *Bull. of the Amer. Meteor. Soc.*, No. 28, S. 255—280.
- SUTCLIFFE, R. C. (1939): Cyclones and anticyclones development, *Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc.*, No. 65, S. 518—524.
- STÖRMER, C. (1948): Mother-of-Pearl clouds, *Weather*, No. 3, S. 13—19.
- TAMAYO, J. L. (1962): *Geografía General de Mexico*, Bd. II, Mexico 1962, S. 575 ff.
- TICHY, F. (1968): Das Hochbecken von Puebla-Tlaxcala und seine Umgebung, *Landeskundliche Einführung in das zentrale Arbeitsgebiet*, in: *Das Mexico-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft*, Bd. I, Wiesbaden 1968.
- TREWARTHA, G. (1954): *An introduction to climate*, New York 1954.
- TROLL, C. (1952): Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluß auf Niederschläge und Vegetation, in: *Studien zur Klima- und Vegetationskunde der Tropen*, Bonner Geogr. Abhdlg. Heft 9.
- U.S. Weather Bureau (1942): Mexico, Caribbean and northern part of South America, U.S. Army Air Forces Report No. 31, Washington D. C. 1942.
- U.S. Weather Bureau (1943): Climate of Mexico, U.S. Air Force Report No. 357, Washington D. C. 1943.
- U.S. Weather Bureau (1948): Weather Summary: Mexico, H. O. Pub. No. 530, Washington D. C. 1948.
- U.S. Weather Bureau (1948): Weather Summary: Central America, H. O. Pub. No. 531, Washington D. C. 1948.
- U.S. Weather Bureau (1960—1969): *Monthly Climatic Data for the World*, Ashville 1960—1969.
- VIVO, J. A., GOMEZ, J. C. (1946): *Climatología de Mexico*, Pub. No. 19, Panam. de Geogr. e Historia, Mexico D. F. 1946.
- WAIBEL, L. (1932): Norder und Föhn in Chiapas, *Meteor. Ztschr.*, No. 7, S. 254—258.
- WALLEN, C. C. (1955): Some characteristics of precipitation in Mexico, *Geografiska Annaler*, No. 37/1 und 2, S. 51—85.
- WALLEN, C. C. (1956): Fluctuations and variability in Mexican rainfall, *Americ. Association of the Advancement of Science*, Pub. No. 43, S. 141—155.
- WATTS, I. E. M. (1955): *Equatorial Weather*, London 1955.
- WEICHET, W. (1965): Der tropisch-konvektive und der außertropisch-advective Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung, *Erdkunde* No. 19/6, S. 6—14.
- WEXLER, H. (1951): Anticyclones, *Comp. Meteor.*, 1951, S. 621—629.

- WIDGER, W. K. (1964): A Synthesis of interpretations of extra tropical vortex pattern as seen by TIROS, Month. Weather Rev., No. 92, S. 263—282.
- WIDGER, W. K. ET AL (1965): Practical Interpretation of Meteor. Satellite Data, Techn. Report No. 185, 1965.
- WOODCOCK, A. H. (1960): The origin of tradewind orographic shower rains, Tellus, No. 12/3, S. 315/326.
- YANAI, M. (1968): Evolution of a Tropical Disturbance in the Caribbean Sea region, Collected Meteor. Papers, No. 16, Tokio 1968.
- YEH, T. C. (1959): The abrupt change of circulation over the Northern Hemisphere during June and October, in: The Atmosph. and the sea in motion, S. 249—267.