

# **Colloquium Geographicum**

ISSN 0588-3253

Band 13

## **Klimatologische Studien in Mexiko und Nigeria**

**Beiträge zum Problem der Humidität und Aridität**

herausgegeben  
von  
**Wilhelm Lauer**

1978

Bonn

**Klimatologische Studien in Mexiko und Nigeria**

**Beiträge zum Problem der Humidität und Aridität**

**C o l l o q u i u m   G e o g r a p h i c u m**

ISSN 0588 - 3253

Herausgegeben von H. Hahn, W. Kuls und W. Lauer

Schriftleitung: H. - J. Ruckert

---

Band 13

**Klimatologische Studien in Mexiko und Nigeria**

Beiträge zum Problem der Humidität und Aridität

herausgegeben

von

Wilhelm Lauer



1 9 7 8

---

In Kommission bei

**FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN**

- Dümmlerbuch 7413 -

**WILHELM LAUER und PETER FRANKENBERG**

**Untersuchungen zur Ökoklimatologie des östlichen Mexiko  
- Erläuterungen zu einer Klimakarte 1 : 500 000 -  
Seite VII - 134**

**WOLFGANG SCHMIEDECKEN**


**Die Bestimmung der Humidität und ihrer Abstufungen  
mit Hilfe von Wasserhaushaltsberechnungen  
- ein Modell - (mit Beispielen aus Nigeria)  
Seite 135 - 159**

**ERNESTO JAUREGUI, DIETER KLAUS and WILHELM LAUER**

**On the Estimation of Potential Evaporation and Evapotranspiration in Central Mexico  
Page 161 - 190**

**In Kommission bei**

**FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN**

 **Dümmersbuch 7413**

**Alle Rechte vorbehalten**

**ISBN 3-427-74131-1**

**© 1978 Ferd. Dümmers Verlag, 5300 Bonn 1**  
**Herstellung: Richard Schwarzbald, Witterschlick b. Bonn**

## Vorwort

Mit den Arbeiten in diesem Band wird erneut der Fragenkomplex Humidität/ Aridität aufgegriffen als Beitrag zu einem der wichtigsten Klimaparameter für die ökologische Beurteilung von Landschaftsräumen der Erde. W. Lauer legt eine ökoklimatologische Karte 1: 500 000 der östlichen mexikanischen Mesa-ta und ihres Abfalls zur Karibik vor (vgl. auch Erdkunde 1978/2). W. Lauer und P. Frankenberg versuchen in ihrem Begleittext, die räumlichen Ordnungsprinzipien der natürlichen Vegetation von den in der Haupt- und Nebenkarte dargestellten klimatischen Parametern her zu interpretieren. Für den Entwurf der Isohygromenen in der Hauptkarte wurde ein "pflanzenökologischer" Trockengrenzwert ermittelt, der sich an den wirklichen Gegebenheiten der Vegetation und ihres verfügbaren Wassers sowie des Verdunstungshaushaltes orientiert. Die Autoren bedienten sich dabei auch des methodischen Ansatzes von W. Schmiedecken, der in seinem Beitrag zur Bestimmung der Humidität an Beispielen aus Nigeria die Trockengrenze durch das Verhältnis des wirklich pflanzenverfügbaren Wassers und der potentiellen Landschaftsverdunstung ermittelt. Schließlich haben E. Jáuregui, D. Klaus und W. Lauer einen Vergleich der mit Class-A-pan gemessenen Verdunstung mit den nach dem Index von Penman errechneten Werten an drei Stationen durchgeführt, um die physikalischen Bedingungen im Verdunstungshaushalt der Atmosphäre über den mexikanischen Trocken- und Feuchtgebieten des Untersuchungsraumes besser abschätzen zu können.

Der Druck der Karte der hygrothermischen Klimatypen 1: 500 000 wurde durch Mittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert.

Bonn, im Juli 1978

Der Herausgeber

**Untersuchungen zur Öklimatologie des östlichen Mexiko**  
**– Erläuterungen zu einer Klimakarte 1:500 000 –**

von

**WILHELM LAUER und PETER FRANKENBERG**

**mit 43 Abbildungen, 6 Tabellen, 9 Fotos und 4 Beilagen**

**Colloquium Geographicum, Band 13, 1978**

- Abb. 29 Karte der semihumiden Monate
- Abb. 30 Klimadiagramme: Río Frío und Orizaba
- Abb. 31 Karte des Wasserüberschusses der vollhumiden Monate
- Abb. 32 Karte der vollhumiden Monate
- Abb. 33 Klimadiagramme: Pachuca und Coxcatlán
- Abb. 34 Karte des Wasserdefizits der ariden Monate
- Abb. 35 Karte der klimatischen Jahreswasserbilanz
- Abb. 36 Klimadiagramm: Nautla
- Abb. 37 Auftrittsgebiete der "kleinen Trockenzeit"
- Abb. 38 Intraannuäre Variabilität des Niederschlags
- Abb. 39 Regressionsdiagramm: Intraannuäre Variabilität des Niederschlags/  
Ariditätsdauer
- Abb. 40 Interannuäre Variabilität des Niederschlags
- Abb. 41 Zahl der Frosttage und Meereshöhe
- Abb. 42 Vegetationsgebiete und hygrothermische Klimatypen
- Abb. 43 Regressionsdiagramm: Jahresniederschlag/Humiditätsdauer/Vegeta-  
tionstypen

#### **T a b e l l e n**

- Tab. 1 Mittlere Klimawerte von Puebla
- Tab. 2 Mittlere monatliche Temperaturmaxima im Hochland von Puebla
- Tab. 3 Mittlere monatliche Temperaturminima im Hochland von Puebla
- Tab. 4 Humide, vollhumide, semihumide und aride Monate der Klima-  
stationen des Untersuchungsgebietes
- Tab. 5 Jahresmittelwerte wesentlicher Klimaparameter der Klimastatio-  
nen des Untersuchungsgebietes (im Anhang)
- Tab. 6 Monatswerte zur Wasserbilanz der Klimastationen des Untersu-  
chungsgebietes (im Anhang)

#### **9 F o t o s** (im Anhang des Aufsatzes)

#### **B e i l a g e n** (im Anhang)

- Beilage I Hygrothermische Klimatypen am Ostabfall der zentralmexikani-  
schen Meseta
- Beilage II Vegetationsgebiete am Ostabfall der zentralmexikanischen Meseta
- Beilage III a/b Klimadiagramme: Verdunstung (Class-A-pan)/Niederschlag/Tem-  
peratur
- Beilage IV Klimadiagramme: Verdunstung (potentielle Evapotranspiration)/  
Niederschlag/Temperatur



## 1. Zur Einführung

Im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft werden seit 1969 von einer Arbeitsgruppe des Geographischen Instituts der Universität Bonn klimatologische, vegetationskundliche und geomorphologische Studien durchgeführt. Darüber wurde in ERDKUNDE 1973 ausführlich berichtet.

Alle diese Studien stehen im Kontext zu den Hauptzielen des Mexiko-Projektes, nämlich Mensch und Umwelt in einem umschriebenen Gebiet von den Anfängen bis zur Gegenwart zu erforschen. Die Initiatoren hatten hierzu 1962 die östliche Meseta von Mexiko, den Bereich von Puebla-Tlaxcala vorgeschlagen in der Erkenntnis, mit diesem Raum einen zentralen Kreuzungspunkt von Kulturströmungen, eine Region kontinuierlicher Besiedlung seit der Sesshaftwerdung des Menschen ausgewählt zu haben. Die archäologischen und ethnohistorischen Forschergruppen des Projektes haben inzwischen – unterstützt durch die Ergebnisse der erdwissenschaftlichen Mitarbeiter – zeigen können, daß der Mensch den Hochlandraum seit den Anfängen in Phasen oder auch kontinuierlich umgestaltete. Das rekonstruierte Siedlungs- und Flurbild und die Erforschung der jeweiligen materiellen Kultur ließen inzwischen auch die Grundlage einer von Epoche zu Epoche andersartigen Raumbeherrschung und Bevölkerungsmobilität erkennen, die sich bereits in zeitlich klar definierten Sequenzen differenzierter kultureller Phasen fassen ließ (vgl. Bibliographie des Mexiko-Projektes der DFG 1976).

Alle Studien zeigen, daß der Naturraum und die kulturlandschaftliche Entwicklung in einem engen Verhältnis zueinander stehen, da notwendigerweise die Geschichte des Menschen eng verknüpft ist mit der Geschichte der Natur. Räumliche Aktivität des Menschen heißt ständige Veränderung der Naturlandschaft. Formung einer Kulturlandschaft bedeutet immer Eingriff in den Naturhaushalt, aber auch Abhängigkeit von natürlichen Bedingungen sowohl von der physischen als auch der biotischen Substanz des vorgegebenen Raumes.

Die klimatologische Arbeit konzentriert sich auf zwei Arbeitsziele:

1. Das Klima der Region zu erfassen als wichtigste Ursache für die Anordnung des natürlichen wie kulturellen Pflanzenkleides und als das Hauptgerüst der ökologischen Substanz des Projektgebietes,
2. die Klimaparameter zu studieren als Voraussetzung für Klimaveränderungen seit dem Auftreten des Menschen in diesem Gebiet.

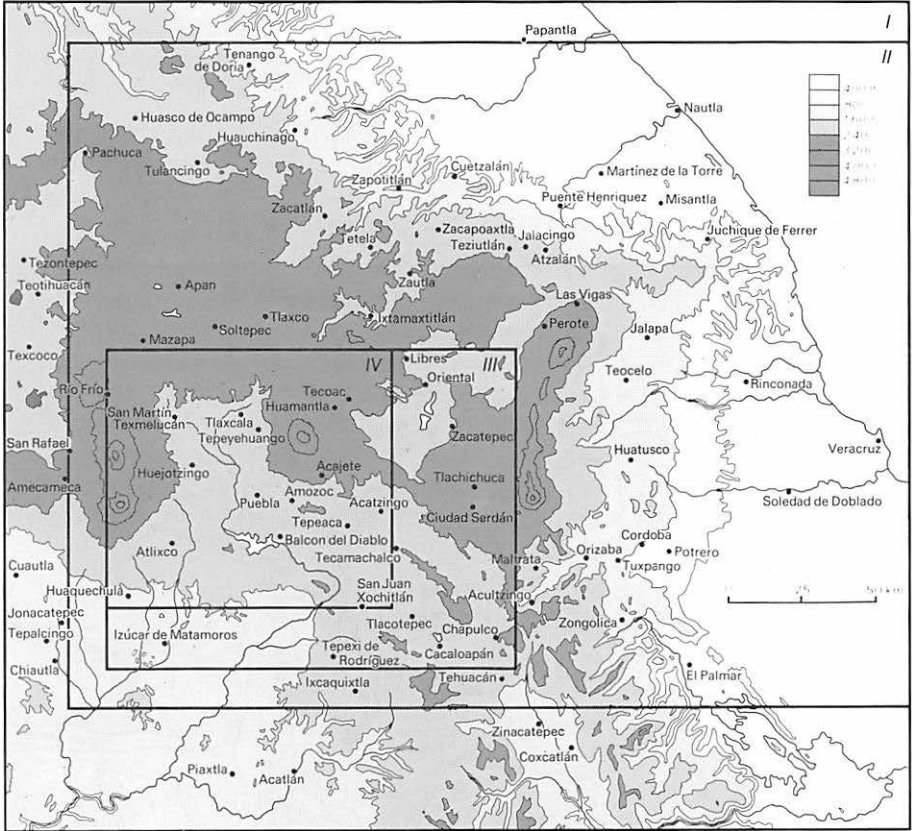
Zu beiden Anliegen sind eine Reihe von Arbeiten erschienen, für die wir auf die Literatur verweisen (vgl. auch hier Bibliographie des Mexiko-Projektes, 1976).

In diesem Beitrag werden klimatologische Studien veröffentlicht, die aus der Bearbeitung der Karte der hygrothermischen Klimate 1:500 000 erwachsen. Die Karte wurde in der Absicht konzipiert, das naturräumliche Milieu des weiteren Projektgebietes des Mexiko-Schwerpunktes klimatisch zu beschreiben und klimatologische Parameter insbesondere im Hinblick auf das Anordnungsmuster des Pflanzenkleides herauszuarbeiten. Der Entwurf der Karte hat eine Reihe von methodischen Grundüberlegungen notwendig gemacht, die hier ebenfalls mitgeteilt werden.

Die Arbeiten im Rahmen des Mexiko-Schwerpunktes erforderten es, ein engeres und ein erweitertes Arbeitsgebiet zu unterscheiden (vgl. Abb. 1). Während die historischen und kulturwissenschaftlichen Fragestellungen auf einen Kernraum der Hochtalung um Puebla und Tlaxcala bezogen wurden (IV), arbeiteten die Erdwissenschaftler – sofern sie nicht mit speziellen Kartierungen betraut waren – in einer etwas größeren räumlichen Dimension (III), da manche Fragen nicht allein aus dem Kernraum heraus beantwortet werden konnten. Klimatologie und Pflanzengeographie schlossen in ihre Studien sowohl die Hochgebirgsräume als auch die benachbarten Becken und – für manche Fragestellungen – sogar den Abhang zum karibischen Golf mit ein (I und II). Die beigegebene Skizze (Abb. 1) zeigt die Größe der einzelnen Arbeitsräume zueinander.

Die Kartierung der Vegetation 1 : 200 000 (KLINK/LAUER/ERN 1973) erfaßt im wesentlichen das Hochland, aber neben dem Kernraum noch Teile der abflußlosen Becken von Apán im Norden und Oriental im Osten, den Rand der Sierra Madre Oriental, die Senke von Tehuacán im Südosten und das Bergland sowie die Ebenen von Atlixco im Süden. Damit konnte die Vielfalt des Pflanzenkleides in den unterschiedlichen Teilräumen des östlichen mexikanischen Hochlandes besser herausgearbeitet werden.

Die hygrothermische Klimakarte 1 : 500 000 (Beilage I), die hier erstmals vorgelegt wird, umfaßt neben der östlichen Meseta Zentralmexikos auch den Abhang zur Karibischen See, um der Vielfalt der Umwelteigenschaften Rechnung zu tragen. Die räumliche Ausdehnung entspricht dem der Vegetationsübersichtskarte von LAUER und KLINK (1973) 1 : 1 Mio. Sie reicht im vertikalen Aufriß von der Meereshöhe bis zu den Gipfeln der Vulkane in mehr als 5000 m Höhe, von humiden zu ariden, peripheren zu zentralen Landschaften und umfaßt somit fast alle Typen geographischen Formenwandels in extremen Gegensätzen. Die großräumige Vegetationsübersicht im Maßstab 1 : 1 Mio., die sich auf den gleichen Raum erstreckt (LAUER 1973), ist erneut der Arbeit beigelegt, um Interpretationen der Klimaparameter im Vergleich mit der Anordnung des Vegetationskleides zu erleichtern (Beilage II).



I-IV Kartenausschnitte verschiedener Arbeitsgebiete in Zentralmexiko

Abb. 1 Arbeitsgebiete in Zentralmexiko (zu röm. Ziffern s. Text)  
Areas of investigation in Central Mexico (numbers of text)

## 2. Der Naturraum

Die Skizze der naturräumlichen Gliederung (Abb. 2) gibt das vielgestaltige Mosaik der einzelnen Landschaftseinheiten zu erkennen. Die östliche Meseta des mittleren Mexikos ist reich gegliedert in Becken und Schwellen, Hochebenen und Bergrücken sowie Tafelberge, Bruchstufen und eine reichhaltige Skala vulkanischer Oberflächenformen. Dieses Relief spiegelt das Geschehen der jüngeren Erdgeschichte wieder. Es ist gekennzeichnet durch die Einwirkung geologisch junger vulkanischer Aktivitäten auf der transversalen,

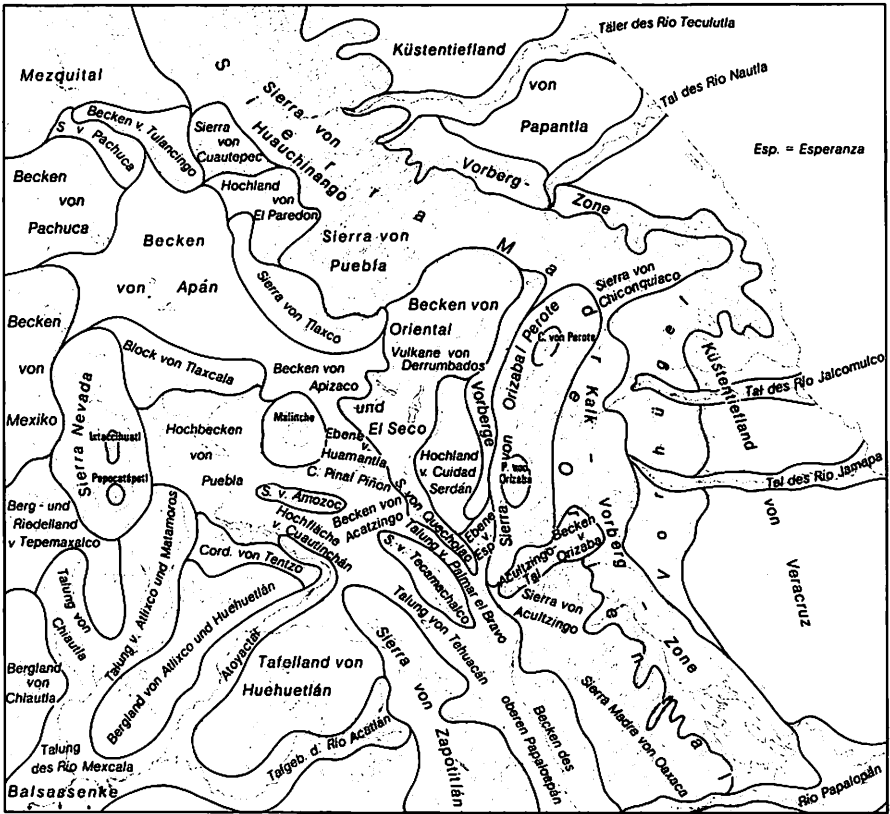


Abb. 2 Naturräumliche Gliederung verändert nach KLINK  
Natural landscapes of Central Mexico

tektonischen Schwächenlinie, die das Gebiet in west-östlicher Richtung durchzieht. Häufig durchragen jedoch die Grundstrukturen des alten Gebirgssockels die vulkanische Überkleidung. Am markantesten prägt sich dies in der Sierra Madre Oriental aus, die dem Hochlandblock randlich aufsitzt, von dort aber steil zur karibischen Küstenniederung abbricht.

Im Bereich der Hochfläche lassen sich drei Teilbecken mit weiterer Feingliederung unterscheiden: 1. Das Hochbecken von Puebla-Tlaxcala in Höhen um 2200 bis 2500 m NN; 2. Das nördlich anschließende, dem Block von Tlaxcala aufliegende Hochsenkengebiet von Apán/Apizaco; 3. Das tischebene Doppelbecken von Oriental/El Carmen.

Das Becken von Puebla-Tlaxcala, das eigentliche zentrale Arbeitsgebiet, wird im Westen von der Sierra Nevada, im Norden vom Block von Tlaxcala und im Osten durch das Vulkanmassiv der Malinche abgegrenzt. Der im Norden des Beckens aufragende Block von Tlaxcala fällt an west-östlich streichenden Brüchen treppenförmig zum Beckeninernen ab. Atoyac und Zahuapán bilden im zentralen Teil des Beckens eine ständig bodenfeuchte Flußauwe, die seit altersher landwirtschaftlich genutzt wird. Nach Süden ist die Abgrenzung weniger markant. Flache Schwellen leiten im Südwesten und Südosten zu beckenförmigen Talungen über, deren Nordteile noch zum Arbeitsgebiet gehören, einerseits das Becken von Atlixco, dessen Bäche und Flüsse dem Rio Balsas zufließen, und andererseits die trockene Talung von Tehuacan, die über den Rio Papaloapan zur Karibik entwässert. Dieser durchbricht die Sierra Madre Oriental (am Südostende des Kartenblattes) nach Osten in einem klassischen Durchbruchstal und erreicht 100 km südlich von Veracruz die karibische See in einer regen- und bodenfeuchten Niederung. Zwischen den beiden flachen Übergängen nach Süden und Südosten sperren allerdings steil aufragende querstreichende, doch nur mäßig hohe, aus Kalken aufgebaute Schichtkämme des Serjón de Amozoc und der Cordillera de Tentzo das Becken von Puebla-Tlaxcala nach Süden hin ab. Erst südlich von ihnen gliedert sich ein weiteres Becken, das von Huehuetlán, an, das der Atoyac diagonal durchfließt. Er hat die Sedimente zum Teil ausgeräumt und ihre Reste als Tafelberge herauspräpariert.

Die langgestreckte Hochsenke von Apán und Apizaco liegt in mittleren Höhen um 2500 bis 2700 m NN dem Block von Tlaxcala auf. Sie ist in einzelne Teilbecken gegliedert, die alle abflußlos sind. Dies gilt auch für das tischebene Doppelbecken von Oriental und El Carmen (in 2200 m NN). Die an den tiefsten Stellen noch vorhandenen Restseen – heute Salzsümpfe – zeugen von ehemals feuchteren KlimaePOCHen.

Alle Becken und Hochflächenkomplexe werden von unzähligen kleinen vulkanischen Einzelkuppen durchragt und von Bergrücken (meist in Sierraform) durchzogen. Sie verdanken ihre Existenz dem vulkanischen und tektonischen Geschehen im Überschneidungsbereich der transversalen Vulkanzone (Sierra

Neovolcanica Transversal) und den vorwiegend nordwest-südost streichenden Teilstücken der Sierra Madre Oriental.

Die Sierra Madre Oriental zieht von Nordwesten in das Arbeitsgebiet hinein und wendet sich schließlich nach Süden. Der dadurch markierte Nordost- bzw. Ostabfall beginnt in Randhöhen zwischen 2500 und 3000 m und ist zunächst recht steil, wird dann aber flacher und weitet sich zu einer breiten Küstenniederung aus, die durch eine mäßig hohe Berglandnase, die bis zur Küste vorspringt, in eine feuchte Niederung vor dem Nordostabfall (Küstenebene von Papantla) und eine trockenere am Ostabfall des Gebirges gegliedert wird (Küstenebene von Veracruz).

Auch die Sierra Madre Oriental ist zum Teil vulkanisch geprägt. Auf dem nord-süd streichenden Teil sitzt am Nordende, wo sich der Kordillerezug nach Nordwesten wendet, der 4282 hohe Cofre de Perote auf, und nur 60 km südlich davon erhebt sich der höchste mexikanische Vulkan, der Citlaltépetl oder Pico de Orizaba, mit annähernd 5700 m NN. Die markante Westbegrenzung des gesamten Arbeitsgebietes bildet die nord-süd streichende Sierra Nevada mit den beiden Vulkanriesen Popocatepetl (5452 m) und Ixtaccihuatl (5286 m NN). Beide tragen, wie auch der Pico de Orizaba, eine "ewige" Schneehaube mit Gletschern auf den nordexponierten Flanken.

Fast genau im Zentrum der östlichen Meseta erhebt sich die Vulkanruine der Malinche (4461 m NN). An der Nahtstelle der drei genannten Hochbecken ist sie infolgedessen die weitaus markanteste, wenn auch nicht höchste Einzelerhebung des Arbeitsgebietes. Dieses behäbig breit gelagerte, zunächst sanft, dann steiler ansteigende kegelförmige Vulkanmassiv stellt eine Klimascheide dar und trennt das im Südwesten gelegene, etwas feuchtere Becken von Puebla-Tlaxcala von den ariden, abflußlosen Hochsenken um Apán und Oriental.

Dieser Tatbestand spiegelt sich in der Siedlungs- und Agrarlandschaft wider. Das Puebla-Tlaxcala-Becken ist dicht besiedelt und intensiv agrarisch genutzt. Dieses Becken ist auch keineswegs tischeben, denn Laven, Aschen und Tuffdecken der beiden sich gegenüberliegenden Flanken der Malinche und der Großvulkane der Sierra Nevada berühren und unterschneiden einander in einem flachen Winkel. Bäche, die nach Sturzregen große Wassermassen führen, haben tiefe Rinnen (barrancas) in die Hänge geschnitten und lagern die Lokersedimente häufig um.

Die orographische Höhenlage und die topographische Gestalt der Becken und Talungen sowie der Schwellen und Rücken der Sierren und Vulkane verursachen ein mannigfaltiges klimatisches Gefüge. Die vertikale Höhenstufung der Temperatur bedingt überdies eine Differenzierung nach der Feuchtigkeit. Zentrale Trockenlandschaften in den Becken, Senken und Talungen des Meseta-

blocks kontrastieren mit regenexponierten Hängen an Bergzügen und Vulkanhängen sowie feuchten, meernahen Küstenniederungen. Die Luv- und Lee-Exposition zu den Hauptwindrichtungen verfeinern das Bild. Der Gebirgsabfall im Nordosten und Osten ist den regenbürtigen Winden ("Passat" im Sommer und "Nortes" im Winter) fast ganzjährig ausgesetzt. Die Bergzüge und Vulkane des Binnenlandes profitieren in bestimmten Höhenintervallen noch von diesen Niederschlägen. Die Binnenbecken sind unterschiedlich feucht, je nach der abschirmenden Wirkung der Gebirgsbarrieren oder eigenbürtigen Klimaeffekten.

Die Hochebenen von Apán und Oriental sind abflußlos. In ihrem Zentrum liegen versalzte Restseen, die sich in der sommerlichen Regenzeit zu größeren Wasserflächen erweitern. Waldvegetation kann bis in Höhen um 4000 m gedeihen. Hochgebirgsgras- und Kräuterfluren schließen sich an. Eine fast vegetationslose Frostschutt- und Strukturbodenzone leitet in die Region ewigen Schnees über, die freilich nur am Pico de Orizaba, am Popocatépetl und Ixtacuíhuatl angetroffen wird. Die klimatische Schneegrenze liegt bei ca. 5000 m NN. Die orographische Schneegrenze ist jedoch stärkeren jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Während der wärmeren Regenzeit wird mehr Schnee akkumuliert, jedoch mit scharfer Untergrenze. Bei kalteinfließenden Wetterlagen (Norte) im Winter zwischen November und Februar reicht die Schneebedeckung auch kurzfristig bis auf 4000 m hinab. Selbst die Hochflächen zwischen 2300 und 2500 m NN können für Stunden eine Schneedecke tragen. Gegen Ende der Trockenzeit bleiben die Schneekappe und der Eispanzer nur auf der Nordseite erhalten. In Südexposition schmilzt der Schnee bis zu den Gipfeln ab.

### 3. Grundzüge des Klimas

Thermische und hygri sche Eigenschaften prägen in erster Linie das großräumige ökologische Strukturmuster eines Raumes. Es findet seinen Ausdruck in der Anordnung des Pflanzenkleides. Im Untersuchungsgebiet folgt die vertikale Anordnung der Vegetation in erster Linie den Höhenstufen und ihren thermischen und hygri schen Eigenschaften. Die horizontale, räumliche Differenzierung wird besonders gegliedert von der unterschiedlichen Länge der humiden bzw. ariden Jahreszeiten und den Niederschlagsmengen. Die hygri schen Eigenschaften werden je nach der atmosphärischen Zirkulation und den dadurch bedingten Wetterlagen, insbesondere durch das Relief, seinen absoluten und relativen Höhen sowie seinen Expositionsbedingungen (Luv- und Leewirkung), bestimmt. Mit Ausnahme ausgesprochen wüstenhafter Landstriche kommen im Untersuchungsgebiet Landschaften aller Feuchtigkeitsgrade vor.

Die klimatischen Verhältnisse des Untersuchungsraumes sind durch eine

Reihe von Studien hinreichend bekannt. Abgesehen von Übersichtsdarstellungen zum Klima der gesamten mexikanischen Republik (VIVO 1946, GARCIA 1965, WARD u.a. 1936, MOSINO und GARCIA 1973) gibt es für den Raum der östlichen Hochfläche eine Studie von JAUREGUI (1968), in der alle wesentlichen Mittelwerte des Klimas durch Karten beschrieben sind. Eine Monographie zum Klima des Staates Puebla, die nicht nur den größten Teil der Hochfläche des Untersuchungsgebietes, sondern auch Teile der Nordost- und Ostabdachung umfaßt, wurde von FUENTES AGUILAR (1969) bearbeitet. Beide Untersuchungen erreichen ihre Synthese in der Typisierung der Klimate der betreffenden Gebiete im Maßstab 1 : 1 Mio. (JAUREGUI) und von ca. 1 : 1,5 Mio. (FUENTES). Für den Staat Veracruz hat GARCIA (1970) die klimatischen Verhältnisse dargestellt. GARCIA ist auch die federführende Bearbeiterin des klimatologischen Kartenwerks 1 : 500 000, das die Klimate ganz Mexikos nach dem von der Autorin verbesserten Klassifikationssystem von KÖPPEN erfaßt. Die das Untersuchungsgebiet betreffenden Kartenblätter Veracruz und Pachuca enthalten recht detaillierte Darstellungen der hygrischen und thermischen Zonen bzw. Stufen, aus deren Kombination eine Vielzahl von Klimatypen resultiert.

Im Rahmen des Mexiko-Projektes sind inzwischen eine Reihe von Einzelanalysen zum Klima durchgeführt worden, für die wir auf die Bibliographie des Mexiko-Projektes 1963 bis 1976 verweisen (LAUER 1976). JAUREGUI, KLAUS und LAUER haben mehrere Beiträge zu spezielleren Phänomenen des Klimas vorgelegt. Es sei auch verwiesen auf die Klimakarte 1 : 500 000 für das engere Projektgebiet von LAUER und STIEHL (1973).

#### a. Die Niederschläge

Die östliche Meseta und ihre karibisch-exponierten Hänge liegen nach den allgemeinen hygrischen und thermischen Parametern im randtropischen Klimabereich, warmtropisch in den unteren, kalttropisch in den oberen Höhenstufen. Hygrisch rechnet das Gebiet zu den wechselfeuchten Randtropen mit einem reichen Spektrum fast ganzjähriger Humidität bei Niederschlägen über 4000 mm am Abhang bis hin zu semiariden Gebieten mit weniger als vier humiden Monaten und Niederschlägen unter 400 mm.

Aufgrund des randtropischen Witterungsgeschehens fallen die Niederschläge vorwiegend im Sommer mit einem (Juli) oder zwei Maxima (Juni bzw. August oder September) (vgl. Diagramme im Anhang). Die Regen resultieren im allgemeinen aus sommerlichen Passatstörungen in Verbindung mit dem täglichen Erwärmungseffekt (Zenitalregen). Da der sich der allgemeinen Richtung des Passats entgegenstellende Gebirgsabfall häufig als auslösender Faktor für die Niederschlagsbildung erweist, hat seine Abdachung auch die höchsten Nieder-



schlagsmengen. Deren Verteilung ist daher maßgeblich vom Relief beeinflusst. Die Niederschlagskarte zeichnet in vielen Fällen das Relief nach (Abb. 3).

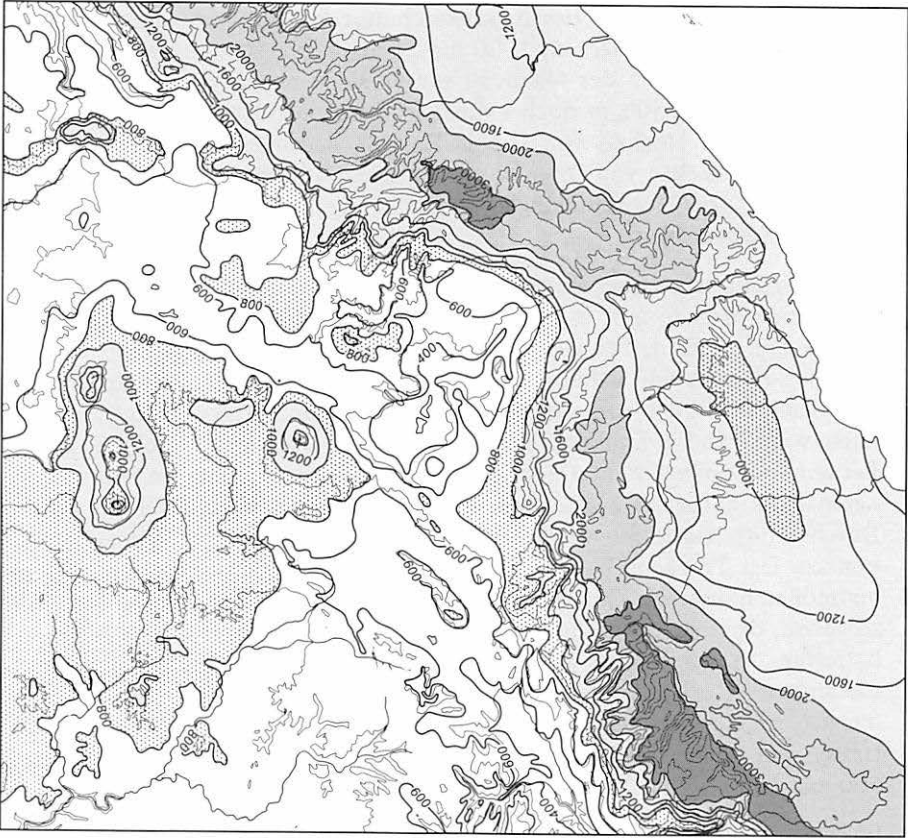


Abb. 3 Die mittleren Jahresniederschläge – Mean annual precipitation

Typische Wetterlagen haben meist räumliche Regenschwerpunkte (KLAUS 1973).

Die Nordost- und Ostabdachung (s. Stationen Teziutlán, Misantla und Orizaba, Beilage III) erhalten auch in den Frühwintermonaten höhere Niederschläge mehr advektiven Typs. Sie treten im Gefolge von Kaltfronten auf, die den Karibischen Raum überqueren und die Ostabdachung Mexikos, besonders die exponierten Hänge, beeinflussen. Die höchsten Jahresmengen fallen an der karibischen Abdachung der Meseta. An einigen Stationen werden hier über 4000 mm gemessen (Cuetzalan in 980 m NN 4450 mm N). Während am nordöstlich exponierten Hang die Niederschläge bis zur Küste reichlich bleiben und

1200 mm nicht unterschreiten, ist im Südteil der Küstenniederung westlich von Veracruz ein Trockengebiet ausgebildet mit Niederschlägen unter 800 mm.

Die Hochflächen und die Hochtalsenken hinter der Gebirgsmauer verzeichnen Niederschläge von weniger als 1000 mm. Lediglich in den Gipfelregionen der Sierra Nevada und an der Malinche steigen sie in einem Höhenintervall zwischen 2900 und 3300 m noch einmal schwach über 1000 mm an (Río Frío 1200 mm). Im Hochtal von Puebla-Tlaxcala liegen sie zwischen 650 und 950 mm, im Becken von Oriental nur zwischen 400 und 600 mm, im Tehuacántal und den Trockentalungen nördlich von Pachuca fallen weniger als 450 mm Niederschlag.

Die Mehrzahl der extrem feuchten Hangstationen weisen zwischen Januar und April aride Monate auf, in denen die monatlichen Niederschlagsmengen unter 50 mm bleiben, bei Gesamtjahresmengen von über 2000 mm. An den feuchten Hängen sind daher im Durchschnitt nur 7 - 10 Monate humid \* . Die Hochflächen mit den vorherrschenden Sommerregen liegen vorwiegend im Bereich von 5 und 6 humiden Monaten. Nur die trockensten Gebiete in den Becken von Apán, Oriental und Tehuacán haben auch in einigen Sommermonaten trotz heftiger Gewittergüsse eine derart negative Wasserbilanz, daß im Durchschnitt häufig nur drei oder vier Monate als humid bezeichnet werden können. Das Trockengebiet zwischen Veracruz und Córdoba hat in den Sommermonaten Juni bis Oktober Perioden positiver Niederschlagsbilanzen aufzuweisen, die aber wegen hoher Variabilität nicht in jedem Jahr alle 5 Monate betreffen. Ausgesprochen wüstenhafte Gebiete fehlen im Bereich des Untersuchungsgebietes, andererseits sind aber trotz der sehr hohen Niederschlagsmengen am Abhang ausgesprochen vollhumide Bereiche ebenso selten. Sie betreffen nur kleine Gebiete am Nordostabhang in mittleren Höhen zwischen 600 und 1400 m NN.

Im allgemeinen reichen die sommerlichen Niederschläge für eine geschlossene Vegetationsperiode der meisten Pflanzen aus. Benachteiligt im ökologischen Sinne sind aber jene Gebiete, in denen während der Regenzeit des Sommers die Niederschlagsmengen zeitweise so stark zurückgehen (kleine Trockenzeit), daß das Wachstum der Pflanzen unterbrochen wird. Meist sind diese Gebiete für Regenfeldbau nicht mehr geeignet. Die natürliche Vegetation ist durch besonders adaptierte Lebensformen an diesen sommerlichen Wassermangel angepaßt. Da die intraannuäre Variabilität des Niederschlags sehr hoch ist, gibt es häufig Mißernten. Stark von diesem Phänomen betroffen sind die Trockengebiete im Becken von Apán-Pachuca und die durch die Leelagen von Haus aus trockenen Talung von Tehuacán. Hier wird die Ungunst der Niederschlagsverhältnisse durch künstliche Bewässerung ausgeglichen. Auch in dem

---

\* Zur Definition von humid und arid vgl. Kap. 4 d.

Becken von Oriental ist die kleine Trockenzeit im Sommer deutlich ausgebildet. Der Grund liegt darin, daß im Hochsommer die atlantische Antizyklone in zwei Zellen zerfällt, wobei die zweite Zelle über der westlichen Karibik und Teilen des mexikanischen Festlandes liegt, auf deren Rückseite trockene Luft aus dem nordamerikanischen Kontinent über die östliche Meseta geführt wird (MOSINO, GARCIA 1966), die sich in den flachen Hochebenen und Leelagen der Gebirge besonders auswirkt.

Für das zentrale Arbeitsgebiet und seine nähere Umgebung hat KLAUS Niederschlagsanalysen durchgeführt (KLAUS 1976). Er konnte herausarbeiten, daß die Niederschlagsverteilung nicht nur das Ergebnis der orographischen und topographischen Gestaltung des Hochbeckens oder der lokalen Zirkulation ist, sondern stark von Einzelwetterlagen geprägt wird. Durch das Puebla-Becken verläuft z.B. die Linie, östlich derer Juni und September die regenreichsten Monate sind, mithin eine kleine Trockenzeit ausgebildet ist. Westlich davon fällt das Maximum im Juli, ohne daß eine sommerliche Gabelung der Regenzeit typisch ist (Abb. 4). Hierfür konnte nur das Verhalten von

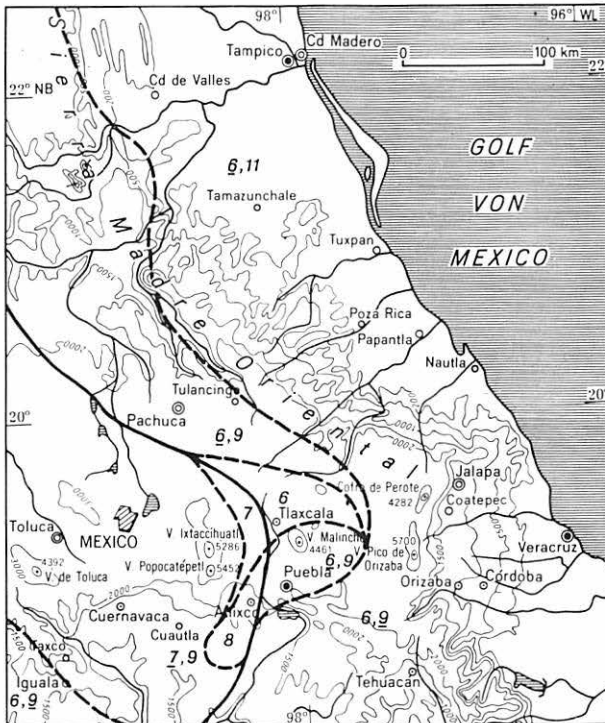


Abb. 4

Niederschlagsjahreszeiten (KLAUS, 1976)  
 Ziffern = Monate maximaler Niederschläge  
 unterstrichene Ziffer = primäres Maximum  
 reine Ziffer = sekundäres Maximum

Rainy seasons indicated: months of maximum precipitation  
 underlined: primary maximum  
 others: secondary maximum

häufig wiederkehrenden Wetterlagentypen im Zusammenhang mit den ta-  
geszeitlich-thermisch bedingten Lokalwinden (Lokalzirkulation) als Ursache  
erkannt werden.

Bei 10 klassifizierten Wetterlagen (Abb. 5) hat KLAUS typische Nieder-  
schlagsverteilungen ermittelt.

Abb. 5 Wetterlagenklassifikation (KLAUS, 1976) – Weather patterns of Mexico

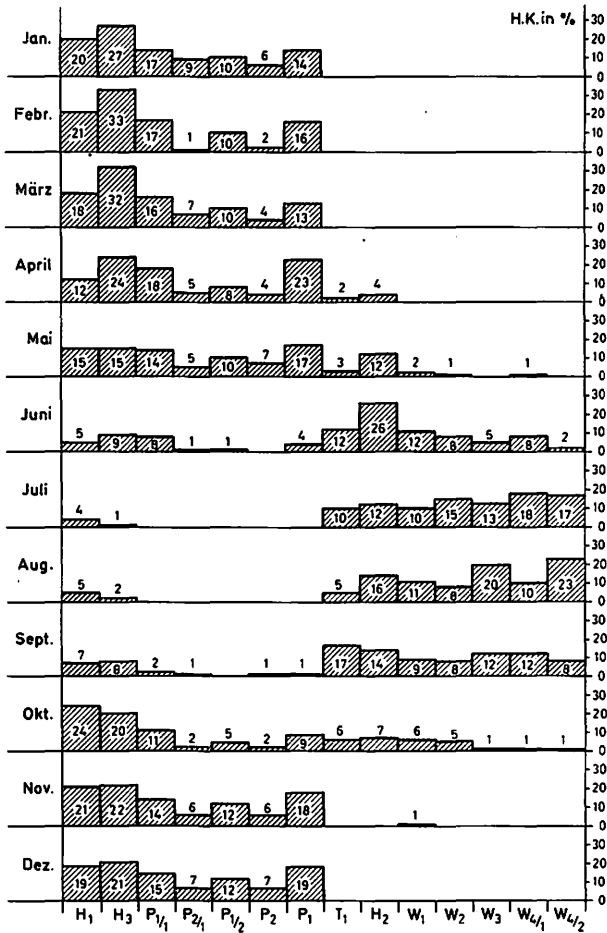


Abb. 5a Prozentuale monatliche Auftrittshäufigkeit der klassifizierten Stromlinienstrukturen für das 500-mb-Niveau (1967-1969). Für jeden Tag in den angegebenen Jahren wurden zwei Höhenwetterkarten (0.00 und 12.00 GMT) typisiert und ausgezählt. Die Zahlen geben die prozentuale Auftrittshäufigkeit der einzelnen Typen im jeweiligen Monat an. Die Gesamthäufigkeit ist in jedem Monat gleich 100 % gesetzt worden.

Percentage monthly frequency of occurrence of the classified stream line structures for the 500 mb level (1967-1969). Two high level weather maps (0.00 and 12.00 GMT) were classified and counted for every day in the years cited. The figures give the percentage frequency of occurrence of the individual types in the respective months. The total frequency in any particular month is always equal to 100 %.

Abb. 5b/c Typische Stromlinienstrukturen für Mexiko im 500 mb-Niveau  
 Typical stream line structures for Mexico at the 500 mb-level

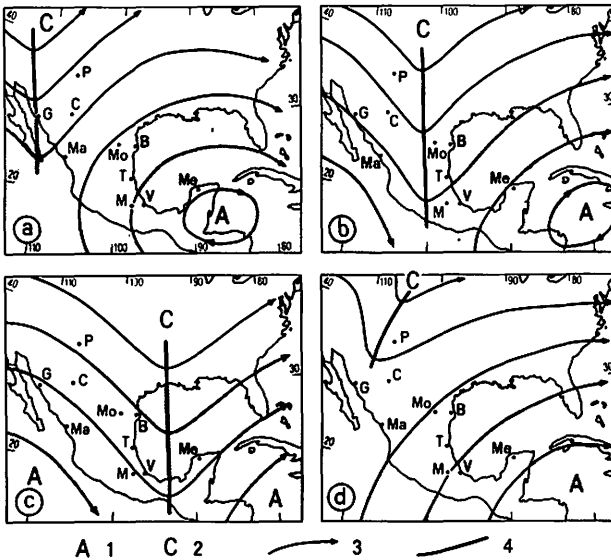


Abb. 5 b

- (a) Antizyklonale Südwestströmung (Typ P1/1)
- (b) Polarer Höhentrog überlagert die mexikanische Meseta (Typ P1)
- (c) Die Rückseite eines polaren Höhentroges überlagert die mexikanische Meseta (Typ P 1/2)
- (d) Antizyklonale Nordost- oder Nordströmung (Typ H1)

1 Antizyklonale Strömung; 2 zyklonale Strömung; 3 Stromlinie; 4 Trogachse

Radio sonde stationen:

Radio sonde station: M = Mexico, Me = Merida, V = Veracruz, Ma = Mazatlan, T = Tampico, Mo = Monterrey, C = Chihuahua, G = Guaymas, P = El Paso, B = Brownville

- (a) anticyclonic south west flow (Type P1/1)
- (b) polar high level trough overlying the Mexican meseta (Type P1)
- (c) the rear of a polar high level trough overlying the Mexican meseta (Type P1/2)
- (d) anticyclonic north east or north flow (Type H1)

1 anticyclonic flow; 2 cyclonic flow; 3 stream line; 4 trough axis

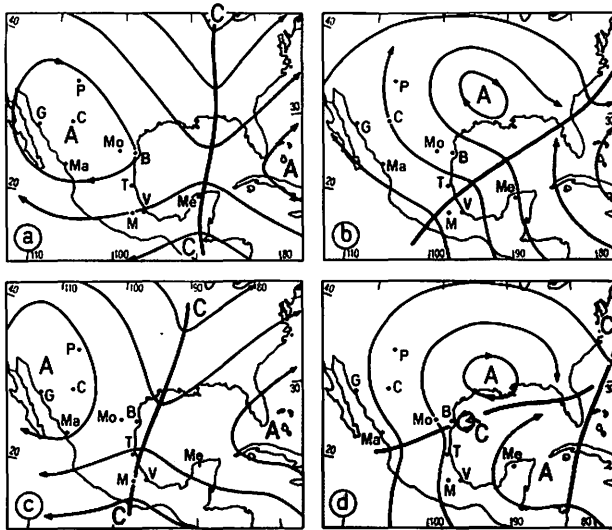


Abb. 5c

- (a) Ausgedehnter Höhentrog überlagert die Meseta (Typ T1)
- (b) Wellenstörung in der tropischen Ostströmung. Die Meseta liegt im Bereich der divergenten Trogvorderseite dieser Störung (Typ W1)
- (c) Die zonal orientierte Trogachse einer Wellenstörung in der tropischen Ostströmung überlagert die Meseta (Typ W1)
- (d) Die meridional orientierte Trogachse einer Wellenstörung in der tropischen Ostströmung überlagert die Meseta (Typ W4/1)

- (a) extended trough overlying the meseta
- (b) wave disturbance in the tropical easterly flow. The meseta lies in the area of the divergent trough front side of this disturbance (Type W1)
- (c) the zonally oriented trough axis of a wave disturbance in the tropical easterly flow overlying the meseta (Type W3)
- (d) the meridionally oriented trough axis of a wave disturbance in the tropical easterly flow overlying the meseta (Type W4/1)

Die nordöstlichen Teile des Beckens von Oriental, das weniger durch randliche Gebirge abgeschlossen ist, partizipieren im Oktober und November an Niederschlägen aus Kaltluft einbrüchen, die vorwiegend nur den luvwärtigen Abhängen zugute kommen.

b. Die Stufe maximaler Niederschlagsmengen

Ein Blick auf die Niederschlagskarte läßt weiterhin erkennen, daß das Relief die konvektiven Vorgänge in erheblichem Maße unterstützt und maximale Niederschläge in bestimmten Höhenlagen auslöst. Anhand eines Diagramms (Abb. 6), in dem die Jahresmenge des Niederschlags ausgewählter Nieder-

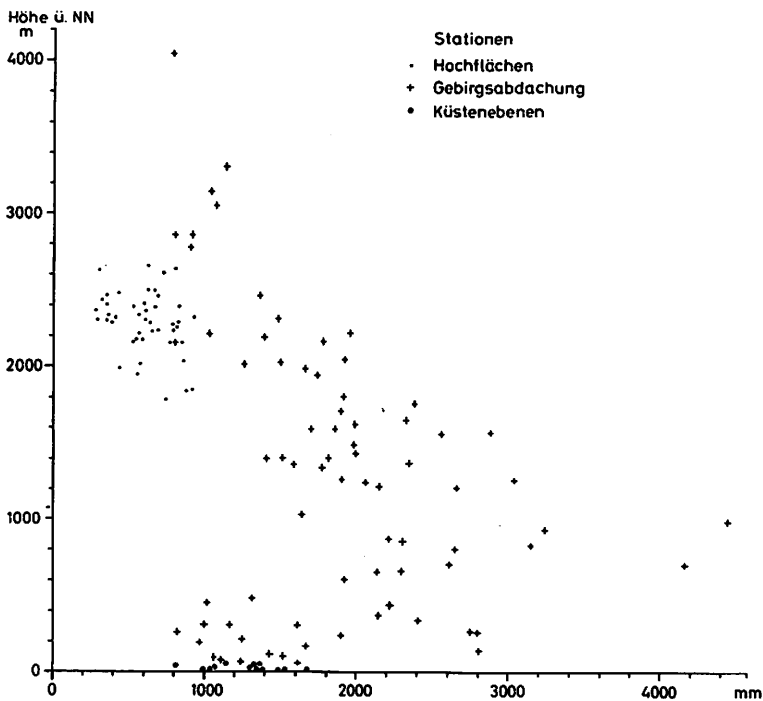


Abb. 6 Niederschlag und Meereshöhe (LAUER, 1973)  
Mean annual precipitation and elevation (m.s.l.)

schlagsstationen als Funktion der Höhe dargestellt ist, läßt sich ein Intervall zwischen 400 und 1400 m NN als Höhenstufe maximalen Niederschlags eingrenzen. Diese Tatsache entspricht vielen Beobachtungen, wie sie in anderen tropischen Gebirgen gemacht worden sind und folgt einer thermodynamischen Regel, die 1965 von WEISCHET formuliert wurde (vgl. auch LAUER 1976).

An der Ostabdachung Mexikos zeigen jedoch nicht alle Profilabschnitte die Stufe maximalen Niederschlags in den gleichen Höhen. An der Nordostabdachung massieren sich die Stationen mit den maximalen Niederschlagshöhen im Intervall zwischen 800 und 1400 m bei Niederschlagsmengen von 3000 bis 4000 mm. Jedenfalls sinken oberhalb von 1500 m NN (Station La Fundación) die Niederschläge bereits auf Werte um 2550 mm ab. Die Stationen bei 2000 m Höhe, noch auf der Außenflanke des Gebirgsabfalls gelegen, verzeichnen nur noch Niederschlagswerte zwischen 1700 und 1200 mm. Die Niederschläge sinken dann auf der Hochfläche in Höhen um 2200 bis 2500 m weiter ab. In den niedrigsten Teilen der Becken liegen sie bei 600 mm. Zu den Gebirgsflanken der Becken nehmen sie wieder zu und betragen in 3000 bis 3300 m sogar um 1100 und 1300 mm. Von da an nehmen sie dann rasch ab. In 4000 m Höhe werden an der einzigen zur Verfügung stehenden Station nur noch 782 mm gemessen (Station Repetidora am Ixtaccíhuatl). Am Pico de Orizaba haben LAUER und KLAUS (1975) für eine Höhe von 4000 m ebenfalls Niederschlagsmengen um 900 mm hochgerechnet.

Nimmt man die Stationen der trockenen Hochfläche aus, so läßt sich aus den Stationswerten der Abhänge ableiten, daß offenbar neben einer Stufe maximalen Niederschlags bei ca. 1000 m NN ein zweites Maximum zwischen 2700 und 3300 m auftritt. Die Menge der Niederschläge überschreitet wegen des in den Höhen bereits stark reduzierten Wasserdampfgehaltes der Luft aber nicht mehr Werte zwischen 1000 und 3000 mm. Das zweite Kondensationsniveau, aus dem diese Niederschläge fallen, ist z.T. auf das Anheben der Wolkenuntergrenze als Folge des Heizeffektes auf den Hochflächen zurückzuführen. Aber auch am kontinuierlich wetterexponierten Abhang der höheren Vulkane (z.B. am Pico de Orizaba) wird dieses zweite Kondensationsniveau beobachtet. Eine Einwirkung von Hangaufwinden, die dort im Winter regelmäßig nachzuweisen sind, kann hier nicht ausgeschlossen werden. Die durchschnittliche Abnahme der Niederschläge von der Stufe maximalen Niederschlags bis in 4000 m Höhe beträgt an der Abdachung für je 100 m Höhendifferenz ca. 85 mm.

Die Stufen maximaler Niederschläge und häufigster Nebel entsprechen sich nicht, überschneiden sich aber. Die untere Nebelstufe beginnt erst, je nach Hang, in 1400 bis 1800 m NN. Das zweite Maximum der Niederschläge in ca. 3000 m NN ist jedoch weitgehend mit dem zweiten Wolkenniveau identisch. Die häufigen Nieselregen dieser Höhenstufe werden oft apparativ nur unzureichend registriert.



Die Stufe maximaler Niederschläge ist von erheblicher ökologischer Wirkung. Da trotz hoher Jahresregenschläge eine klare Periodizität im Jahresablauf auftritt, sind die Waldtypen in dieser Höhenstufe nicht völlig immergrün. Die auffallend hochwüchsigen und im Aufbau gut gegliederten Wälder sind im Bereich der maximalen Niederschläge sehr lianen- und epiphytenreich. Es treten viele trichterförmige, großblättrige Tillandsien und Orchideen auf. Moose und Flechten verfilzen den Wald. Drei Baumfarnarten wachsen in den überfeuchten Hangpartien und Schluchten zwischen 800 und 2100 m NN.

Da die Stufe maximaler Niederschläge und die höchste Nebelhäufigkeit keineswegs identisch sind, zeigen die pflanzlichen Lebensformen beider Stufen Unterschiede. Nebelwälder zeigen Adaptionsformen an die mehr oder weniger nässenden Nebel sowie an die feinen Nieselregen des oberen Kondensationsniveaus. Der auffallendste Nebelwaldrepräsentant ist *PINUS PATULA*. Mit ihren hängenden Nadeln kann sie auch nicht vollnässende Nebel durch "Auskämmen" nutzen. Das Wasser sammelt sich an den Spitzen der Nadeln und fällt dann in großen Tropfen zu Boden. Diese Kieferntypus findet sich im gesamten Wolken- und Nebelintervall, z.T. bereits ab 1300 m. Andere Kiefern, wie *PINUS AYACAHUITE*, *PINUS PSEUDOSTROBUS* lieben – ebenso wie *ABIES RELIGIOSA* – hohe Luftfeuchtigkeit und bilden im Nebelniveau breite, pyramidale Kronen aus. Sie meiden das strahlungsreiche Klima der Hochfläche, kommen aber an den Binnenlandvulkanen in der Höhe des häufigen Kondensationsniveaus um 2700 bis 3300 m mit Niederschlägen bis ca. 1300 mm ebenfalls vor. Aber auch dort umgibt die Vulkanhänge ein Kranz feuchtigkeitsliebender Baumvegetation mit den genannten Nadelholzvertretern. Auf staunassen Böden dieser Nebelstufe wächst *ALNUS FIRMIFOLIA*, an einem Standort also, der von den bodenanspruchsvollen Arten wie *ABIES RELIGIOSA* gemieden wird. Unter den Eichen herrschen in der maximalen Regenstufe solche vor, die derbe Blätter besitzen, wie *QUERCUS CRASSIFOLIA*; die meisten sind darüber hinaus immergrün. Im Nebelwald – vor allem an seiner oberen Grenze – ist *QUERCUS LAURINA* ein typischer Vertreter. Es bleibt allerdings merkwürdig, und es ist nicht ohne weiteres zu erklären, daß auch noch am oberen Rand der Nebelwaldstufe immergrüne Eichen auftreten, obwohl diese Höhen doch für die Eichen auch eine Kältengrenze darstellen, an der normalerweise im borealen Bereich Nordamerikas oder Europas vorwiegend laubwerfende Eichen zu finden sind. Die Eichen tragen reichen Flechten- und Moosbewuchs, darunter auch die Bartflechte *USNEA BARBATA*. Die Nebel-Nadelwälder sind zugleich durch einen dichten strauchigen und krautigen Unterwuchs gekennzeichnet, der bis in Höhen um 2700 m sehr stark von tropisch-montanen Arten durchsetzt ist.

Auch in der Stufe der häufigsten Nebel wechselt die thermische Höhenstufe der Vegetation vom Eichen-Liquidambar-Wald in Kiefern-Eichen-Wälder und von Nebel-Laub-Wäldern in Nebel-Nadel-Wälder, womit zwar der physiogno-

misch-floristische Typ erheblich verändert wird, viele Lebensformen aber in einem Höhenintervall von 1800 m, nämlich zwischen 1200 und 3000 m NN, erhalten bleiben.

Auf den Hochflächen, wo nur gelegentlich – besonders im Winter – an bestimmten exponierten Erhebungen einzelne Nebel vorkommen, sonst aber die Trockenzeit recht exzessiv ist, finden sich mit Saugschuppen behaftete Tillandsien als Epiphyten. Sie sind in der Lage, längere Trockenzeiten zu überstehen, lieben aber kurzfristig bei entsprechenden Wetterlagen heranbrandende Nebel. Hier wird in der Lebensform *USNEA BARBATA* von *TILLANDSIA USNEOIDES* ersetzt (vgl. ERN 1973 und KLINK 1973). Oberhalb von 2900 m kommt *T. USNEOIDES* allerdings nicht mehr vor.

### c. Die Temperatur-Höhenstufen

Die allgemeine Temperaturstruktur läßt sich im östlichen mexikanischen Bergland und an der Abdachung zur Karibischen See mit Einschränkung noch als tropisch einstufen (randtropisch). Die Analyse des Jahres- wie des Tagesgangs zeigt, daß die interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur sich während der sommerlichen, tropischen Regenzeit in Grenzen hält. Sie nimmt im Winter größere Ausmaße an, da durch Kaltlufteinbrüche in Folge der häufigen "Norte"-Wetterlagen das außertropische Element auch auf die thermische Struktur einwirkt. Dennoch gilt folgende allgemeine Charakterisierung:

Für das gesamte Untersuchungsgebiet ist eine Temperaturhöhenstufung ausgebildet, die von der warmtropischen Tieflandstufe bis zum ewigen Eis der höchsten Gebirge reicht. Da die Jahresschwankungen – von wenigen Ausnahmen abgesehen – sich zwischen 5 und 10°C bewegen und die Tagesschwankungen sie um ein Geringes übertreffen, sind die thermischen Tropenkriterien nach MAULL (1936) und TROLL (1943) noch voll erfüllt, und damit ist das Gebiet generell noch als randtropisch zu bezeichnen (vgl. Thermoisoplethe von Puebla; Abb. 7).

Die tropischen Höhenstufen äußern sich in charakteristischer Weise in den Lebensformen und Lebensweisen von Vegetation, Tier und Mensch.

Die Tierra caliente ist bis in eine Höhe von 600 m mit mittleren Temperaturen zwischen 26 und 23°C das Anbauggebiet von Kakao, Vanille, Papaya und Kokospalme. In der Tierra templada wachsen bis 1800 m NN Kaffee, Zuckerrohr sowie zahlreiche subtropische Agrumen und andere Früchte (z.B. Aguacate). In der Tierra fria gedeihen außertropische Gemüse- und Obstsorten sowie vorwiegend als Getreide noch Mais, der von der Meereshöhe an bis in eine Höhe von 3000 m NN vorkommt. In der Tierra helada liegen die Anbaustandorte von Gerste und Kartoffel sowie der Pulque-Agave (Foto 1).

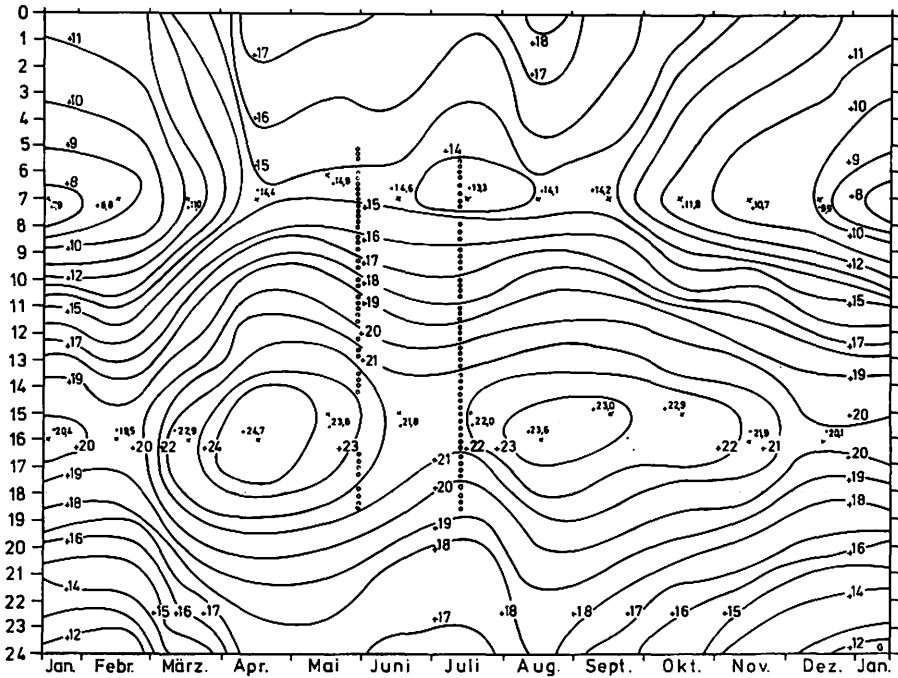


Abb. 7 Thermoisoplethendiagramm von Puebla (GÄB, 1976)  
Thermoisopleth-diagram of Puebla

Untersuchungen haben ergeben (LAUER, 1973), daß der Temperaturgradient zwischen der Karibischen See und den Vulkanhöhen des östlichen Mexiko im Jahresmittel etwas geringer ist als der feuchtadiabatischen Norm entsprechen würde. Für die Ostabdachung beträgt er unter Zugrundelegung von 20 Stationen  $0,48^{\circ}$  pro 100 m und für die Nordostabdachung (ca. 30 Stationen)  $0,42^{\circ}C$ . Je nach Jahreszeiten sind aber Schwankungen zu verzeichnen, wie Abb. 8 zeigt.

Höhere Gradienten werden für die Sommer- und Herbstmonate errechnet. Der wichtigste Grund dürfte darin zu suchen sein, daß während der Regenzeit die Abhänge und das Hochland relativ unterkühlt sind, nicht zuletzt durch den Wärmeverbrauch für die Verdunstung. Im Winterhalbjahr sinken die Werte an der Nordostabdachung z.T. unter  $0,40^{\circ}$  ( $0,33$ ) ab. Hier wirkt sich besonders aus, daß die kühlen Nortes die warmen Küstenniederungen und die unteren Hangpartien bis 2000 m treffen, die trockenen Hochbecken dagegen können sich am Tage bei ungehinderter Einstrahlung und fast ständig wolkenlosem Himmel relativ stark aufheizen.

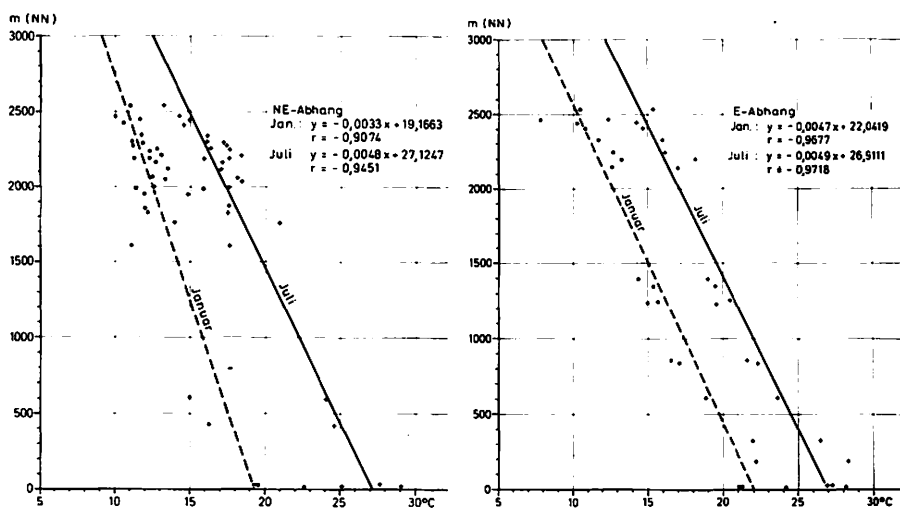


Abb. 8 Temperatur und Meereshöhe im östlichen Mexiko (LAUER, 1973)  
Temperature and elevation in eastern Mexico

An der Ostabdachung sinken die Werte wieder ab, da dort die Küstenniederung gegen die Nortes z.T. abgeschirmt ist. Bei heiterem Himmel und fast ganz ausbleibenden Niederschlägen im Winter erzeugt die direkte Sonneneinstrahlung in dem Trockengebiet westlich von Veracruz hohe Temperaturwerte. Hier ist nur eine schmale Hangzone zwischen 1800 und 2500 m infolge starker Nebelfeuchtigkeit wärmebenachteiligt.

Es wird deutlich, daß selbst auf der Basis der Jahresmitteltemperatur alle Stationen mit hohen Niederschlägen und langer Dauer der Regenzeit gegenüber dem mittleren Gradienten von ca.  $0,48^{\circ}$  pro 100 m negativ abweichen. Alle Stationen, die in trockenen Räumen liegen und eine winterliche Trockenzeit aufweisen, weichen positiv vom mittleren Gradienten ab.

Zwei Karten, auf denen positive und negative Residuen für das Sommer- und Winterhalbjahr (Juli und Januar) in der räumlichen Verbreitung dargestellt sind, zeigen, daß die Stationswerte in charakteristischer Weise streuen (Abb. 9). An den feuchten Hängen gruppieren sich die Stationen mit negativen, an den Hochlandstationen mit positiven Residuen. Im Januar, zur Zeit der häufigen Kaltlufteinbrüche, betragen die negativen Abweichungen am Nordost-Hang bis zu  $4^{\circ}$ , am Ostabfall bis zu  $1,4^{\circ}$ . Das Hochland zeigt positive Abweichungen bis zu  $1,5^{\circ}$ , die Küstenniederung im Trockengebiet positive, im feuchten Gebiet vorwiegend negative Werte. Erst an der Küste selbst gehen

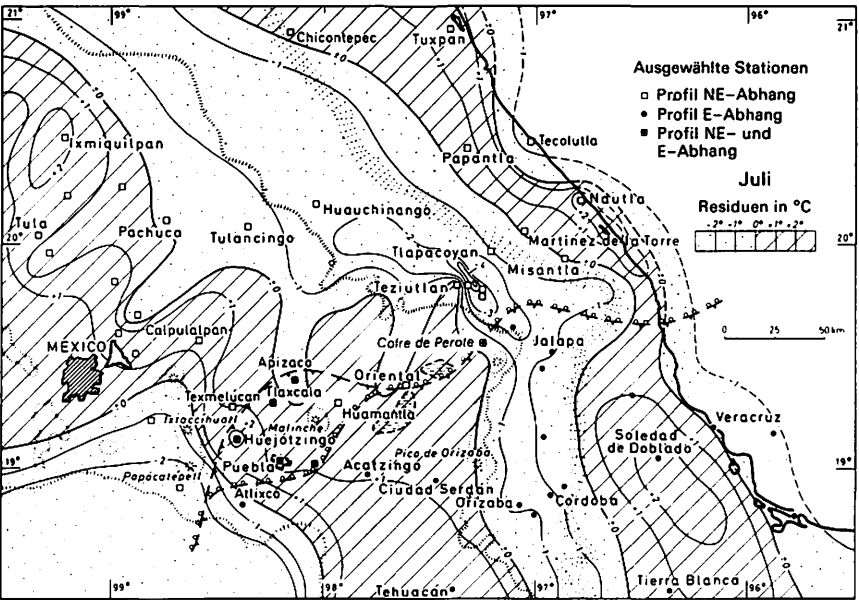
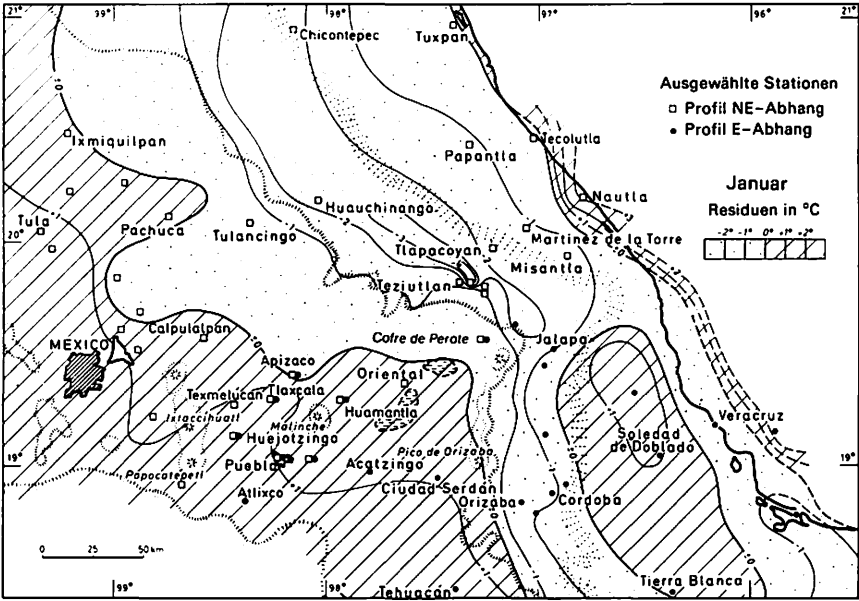


Abb. 9 Residuen des hypsometrischen Temperaturgradienten:  
 Januar und Juli (LAUER, 1973)

Residual values of the temperature gradient in  
 January and July

auch sie in positive Werte über.

Die positiven und negativen Residuen spiegeln das Wettergeschehen deutlich wider. Die Abhänge sind im Hinblick auf die Wärmeverhältnisse am eindeutigsten von den Kaltlufteinbrüchen betroffen. Bei den feucht-kühlen Nortes ist häufig der gesamte Hang ab 1000 m NN in Nebel und Wolken gehüllt, aber auch die halb so häufigen, trockenen Nortes verursachen noch Nebel an den Hängen oberhalb 1800 m. Die freiwerdende Kondensationswärme, die eigentlich den Gradienten begünstigen sollte, wird rasch verbraucht durch das ständige Verdunsten der aufliegenden Wolken und wird z.T. in kinetische Energie umgesetzt. Sie äußert sich in sturmartigen Winden am Übergang zur Hochfläche. Die direkte Sonneneinstrahlung unterliegt einer starken Reflexion an der Wolkenoberfläche. Nur ein geringer Teil der Strahlung wird absorbiert und diffundiert und dringt so bis zur Erdoberfläche hindurch. Eine ständige Unterkühlung der Hänge ist die Folge. Am stärksten betroffen ist der Nordost-Hang in Höhen zwischen 1000 und 2500 m NN. Zum Meer hin nähern sich die negativen Abweichungen dem Nullpunkt. Die positiven Residuen über dem Meer erklären sich durch die relative Wärme des Golfs von Mexiko gegenüber dem abgekühlten Festland.

Die Hochflächen und Hochbecken zeigen im Januar positive Abweichungen. Das überrascht nicht. Die kalte Norteströmung ist nur sehr seicht. Sie erreicht kaum mehr als 2000 - 3000 m Dicke. Sie überquert als Kaltfront nur in 50 - 80 % der Fälle (HILL, 1969) den Gebirgsrand und selten mit größeren Wolkenfeldern. HILL konnte nachweisen, daß bei Kaltfrontdurchgängen die Temperaturen am Hang und an den Nordost-Küsten 0,5 bis 1° mehr abnehmen als an den in gleicher geographischer Breite liegenden Hochlandstationen. Sie dringen nur an der Ostküste nach Süden vor. Erst auf dem Isthmus von Tehuantepec überqueren sie auch als Front den Kontinent.

Für die zentrale Meseta hat das zur Folge, daß zwar die Temperaturen sich an Kaltfronttagen nachts stärker erniedrigen; die ungehinderte Einstrahlung bei Tage läßt sie aber übernormal ansteigen. Hinzu kommt für das Becken von Puebla noch eine adiabatische Erwärmung der Nordostströmung, die der Block von Tlaxcala, der das Becken gegen Norden abriegelt, hervorruft. Die Becken von Mexiko und Oriental dagegen verzeichnen an einigen Stellen an ihrem Nordostrand wie am Hang schwache negative Residuen (z.B. Perote), weil feuchtere Luftmassen bei entsprechender Höhenausdehnung der Kaltluft häufig das randliche Binnenland erfassen.

Auf der Ostabdachung, die den Raum zwischen den Becken von Puebla und den Niederungen von Veracruz umfaßt, sind die negativen Residuen nur in einem verhältnismäßig kleinen Hangabschnitt ausgebildet. Die Fußfläche der Hänge zeigt im Bereich des Trockengebietes um Soledad de Doblado und Rinconada, das gegen die Nortes abgeschirmt ist, und in dem absinkende Luft

Wolkenauflösung hervorruft, sogar recht hohe positive Werte.

Die Unterkühlung der Abhänge und die Überhitzung der Meseta bleibt auch im Sommer (Juli) erhalten. Die Abweichung vom Winterbild besteht nur darin, daß die Küstenbereiche der Nordostabdachung an ihrem Fuße ebenfalls positive Residuen anzeigen. Überprüft man die Niederschlagsverhältnisse und die Bewölkung der küstennahen Stationen, so zeigt sich deutlich, daß auch dort bei geringeren Niederschlagsmengen, die mehr in Form von Zenitalniederschlägen fallen, heitere Tage auftreten und höhere Temperaturwerte zulassen.

An den Hängen – besonders in Luvexposition – akkumulieren sich konvektives und advektives Klimageschehen. Die auch im Sommer außerordentlich starke Wolkendecke mit stetig hoher Feuchtigkeit setzt die Temperaturen leicht herab.

#### d. Frost, Frosthäufigkeit und Vegetation

Auf die Vegetation üben besonders die negativen Abweichungen der Temperatur an den Luvhängen eine große Wirkung aus, insbesondere in den Höhenbereichen, in denen es zu Frosttemperaturen kommen kann. Abb. 10 zeigt für das Binnenland eine lineare Abhängigkeit der Frosthäufigkeit von der Höhe. Die mittlere Frostgrenze liegt bei ca. 1900 m NN. Am Ostabhang, den Luvseiten der Nortos, ist eine lineare Abhängigkeit der Frosthäufigkeit von der Höhe für die unteren Grenzbereiche kaum noch vorhanden, da einzelne Fröste wegen der ständigen Abkühlung des Hanges sogar bis unter 1000 m hinabreichen. Die mittlere absolute Frostgrenze muß man hier bei ca. 1250 m, also um 650 m tiefer als im Binnenland ansetzen. Fröste sind demnach selbst in der Vegetationsstufe der Tierra templada wirksam. Der Andrang und die Häufung borealer Florenelemente, die den Aspekt der Pflanzenwelt, vor allem in der hochstämmigen Baumflora, bereits ab 1000 m bestimmen, findet hierdurch eine plausible Erklärung, ebenso aber die geringe Wachstumsintensität der tropisch-montanen, aber noch frostempfindlichen Vegetationsformen, die nur das niedere Stockwerk des Bergwaldes bilden und den Unterwuchs bis in Höhen um 2400 (2700) m beherrschen. Hiervon sind als baumförmige Pflanzen betroffen: *PODOCARPUS*, *WEINMANNIA*, *BOCCONIA*, die an Standorten in den inneren Tropen als höhere Bäume wachsen. Sie sind hier eher von gedrungenem Wuchs und erreichen Höhen zwischen 6 und 15 m. Ihr Wachstum ist sichtlich gehemmt. An die starke Abkühlung im Winter und die auftretenden Fröste sind die borealen Arten aber adaptiert. Sie reagieren mit Laubfall ganz im außertropisch-thermischen Jahreszeitenrhythmus. Die tropisch-montanen Arten sind dagegen immergrün. Sie folgen dem tropischen Niederschlagsregime, das bei 9 bis 11 humiden Monaten und

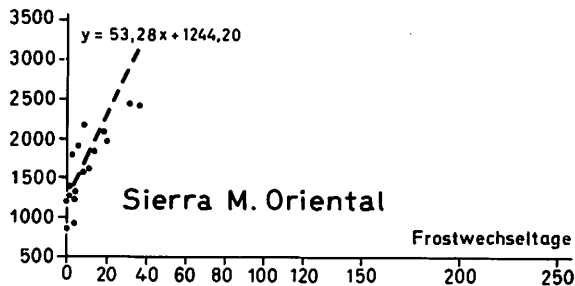
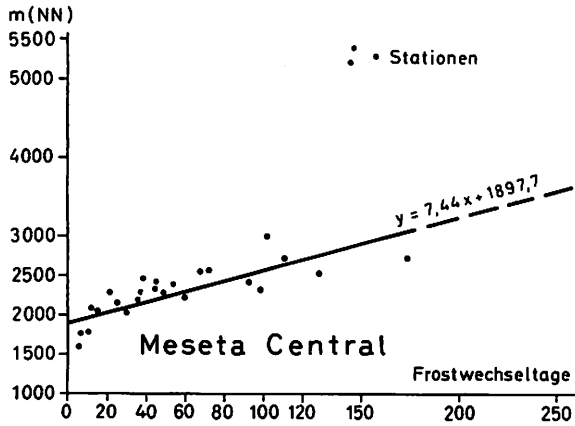


Abb. 10 Frosthäufigkeit und Meereshöhe (LAUER, 1973)  
Frequency of frost as a function of elevation

häufigen Nebeln eine ständige Assimilation erlaubt und damit eine Trophylie aus Wassermangel ausschließt. Auf die niedrigen Temperaturen reagieren tropisch-montane Arten offenbar mit langsamem Wachstum. Im trockenen Binnenland hingegen reichen die Warmtropengewächse in Form geschlossener Bestände des laubwerfenden Trockenwaldes bis in Höhen um 1800 m (KLINK 1973).

Das differenzierte thermische Verhalten der karibischen Niederungen, des Abganges und der Hochflächen, besonders während der kühlen Jahreszeit, resultiert insbesondere aus den winterlichen Kaltluftvorstößen. Sie setzen sowohl in thermischer wie auch in hygrischer Hinsicht einen besonderen Akzent im floristischen und ökologischen Bild der Vegetation.



#### e. Kaltlufteinbrüche

Die sog. "Norther", in Mexiko und Mittelamerika "Nortes" genannt, haben ihren Ursprung auf dem nordamerikanischen Kontinent. Ihr Wirkungsbereich erstreckt sich über den ganzen karibischen Raum (LAUER 1973).

Für das Untersuchungsgebiet können mehrere Typen von Kaltlufteinbrüchen unterschieden werden. Wie HILL (1966) zeigen konnte, sind die Kaltfronten, die an der karibischen Seite Mexikos nach Süden vorstoßen, die wetterwirksamsten. Tampico wird im Mittel der Wintermonate innerhalb eines ausgewählten Zeitraumes von fünf Jahren alle 6,2 Tage von einer Kaltfront berührt, Progreso (Yucatan) noch alle 8,8 Tage. Die Nortes treten in den Wintermonaten zwischen Oktober und März in fast gleichmäßiger Häufigkeit pro Monat auf (schwaches Maximum zwischen November und Februar).

Die Kaltluftmassen der Nortes haben aber eine beschränkte Dicke. Sie sind an einen seichten Luftkörper gebunden. Daher nimmt die Frontfrequenz mit der Höhe ab. Setzt man die Häufigkeit für Veracruz, Tampico, d.h. also für die Küstenstationen = 100 %, so ist die Häufigkeit in Mexiko-City in ca. 2300 m NN nur noch 78 %. Fast völlig ohne Wirkung bleiben die Nortes an der Pazifikküste der Sierra Madre del Sur.

Die Nortes verursachen im Winterhalbjahr eine unterschiedlich mächtige Staubewölkung, aus der je nach Feuchtigkeitsgehalt des Luftkörpers auch Niederschläge verschiedener Art und Stärke fallen. Einige Wolken- und Nebelbänke beruhen z.T. aber auch auf den winterlichen Ostpassaten im Verein mit einem starken Land-See- und Ausgleichswindphänomen. Da der Kaltluftkörper in seiner Vertikalerstreckung häufig 2000-3000 m nicht übersteigt, sind die Hochflächen frei von Wolken und verzeichnen winterliches Strahlungswetter.

Man kann wenigstens zwei – nach HILL sogar vier – Witterungstypen von Nortes unterscheiden, die sich am Ostabfall und auf dem Hochland in charakteristischer Weise ausprägen:

1. feucht-kühle Nortes mit starker Wolkenentwicklung am gesamten Ostabhang der Küste bis in Höhen von 3000 m. Die Wolken liegen in den Höhen zwischen 1800 und 3000 m meist auf. Die Wolkenfelder überqueren z.T. auch das Hochland. An den Vulkanen stauen sie sich erneut bis in Höhen um 4000 m. Es kommt zu stärkeren Regenfällen an den Nordostabhängen und den Ostabhängen zwischen Oktober und März mit Maxima in den Früh- und Spätwintermonaten, so daß das Regenmaximum an verschiedenen Stationen in Verbindung mit den ausklingenden Sommerregen im Oktober liegt. Auch an den Binnenlandvulkanen Popocatepetl und Iztaccíhuatl fallen manchmal zusätzlich Niederschläge, seltener aber auf der Meseta Central, also etwa in

den Becken von Oriental und Puebla. Der Anteil der Winterniederschläge nimmt daher von der Küstenniederung zum zentralen Hochland hin ständig ab (vgl. dazu Abb. 24, Winterregen).

2. trocken-kühle bis kalte Nortes aus polaren, aber kontinentalen Luftmassen, bei denen der Ostabfall nur ab 1800 bis 2700 m in Nebel gefüllt ist und das Küstenvorland meist wolkenfrei bleibt, allenfalls eine Hochnebeldecke aufweist. Die Nebel an den Abhängen sind dann nicht mehr nassend, häufig fallen aber aus ihnen leichte Nieselregen, die man als "Chipichipi" bezeichnet. Auf der Hochfläche herrscht wolkenfreies Strahlungswetter vor mit trockener Kühle, nächtlicher Kaltluftseenbildung und Kaltluftabfluß in die Senken und Becken sowie an den Abhängen der Ostkordillere. Hier kommt es dann häufig zu nächtlichem Bodenfrost bis in Höhen um 1200 m NN. Dieser Norte-Typ ist etwa halb so häufig wie der Typ 1 und hat sein Maximum in den Mitwintermonaten.

Es wird somit deutlich, daß die Nortes besonders das Temperatugeschehen im Winter beeinflussen. Die Temperaturstürze betragen bei Durchzug der Front bis zu 5° und mehr. Die regelmäßig auftretenden Kaltlufteinbrüche und die dadurch bedingte hohe interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur, die den Tropen sonst weitgehend fehlt, bewirken, daß die Jahresmittel der betroffenen Stationen herabgesetzt werden und die Hangstationen im Jahresmittel zu kühl sind.

#### f. Hygrische und thermische Jahreszeiten

Entsprechend zeigt die eingehende Analyse einzelner Klimaphänomene, daß die aus weitgehend gemittelten Werten sich ergebenden Tropenmerkmale nicht so unumstößlich sind, wie es scheinen mag. Dies läßt sich auch witterungsdynamisch begründen. Die winterlichen Niederschläge entstammen zweifellos zum größten Teil außertropischem Witterungsgeschehen, das zugleich häufige Temperaturstürze verursacht. Hohe interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur ist aber untypisch für die Tropen. Das starke nächtliche Absinken der Temperaturen auf der Meseta in den Monaten November bis Februar läßt zugleich einen thermischen Winter, eine kühle Jahreszeit empfinden. Thermische Jahreszeiten sind aber das Charakteristikum der Außertropen. Fragt man in verschiedenen Regionen Mexikos nach der Jahreszeiteinteilung und deren Bezeichnung, so bekommt man unterschiedliche Antworten. Während in den Gebieten um den Golf von Tehuantepec und weiter südlich die spanischen Bezeichnungen verano (Sommer) und invierno (Winter) ausschließlich zur Bezeichnung von hygrischen (tropischen) Jahreszeiten benutzt werden (verano = Trockenzeit, invierno = Regenzeit), so werden die Ausdrücke im mittleren mexikanischen Bergland bereits für die thermischen (außertropischen) Jahres-

zeiten gebraucht. Damit entsteht aber die Kuriosität, daß im Süden des Landes mit *verano* die Zeit von November bis April (Trockenzeit = hygrischer Sommer) und im Norden mit dem gleichen Wort die Zeit von Mai bis September (= thermischer Sommer, zugleich aber Regenzeit) gemeint ist. Im Untersuchungsgebiet wird ausschließlich die außertropische Bezeichnung benutzt. Zweifellos empfindet man auf der Meseta Mittelamerikas und ihren Abdachungen beide Rhythmen zugleich: die feuchte und warme Jahreszeit als tropisch, die trockene und kühle Jahreszeit als eine Komponente außertropischen Klimas, als echten thermischen Winter.

Die Temperatur- und Niederschlagsjahreszeiten lassen sich für das mittelmexikanische Bergland witterungsdynamisch recht klar in ihre tropischen und außertropischen Komponenten zerlegen. KLAUS (1971) hat eine Wetterlagenklassifikation erarbeitet, die den Anteil tropischer und außertropischer Wetterlagen am Witterungsablauf des Jahres erkennen läßt. Die Häufigkeitsanalyse der Wetterlagen im 700, 500 und 200-mb-Niveau ergab 12 Wetterlagen, bei denen zwei charakteristische Stromliniengruppen vorherrschen: 1. solche, die dem tropischen Ostwindregime angehören, 2. solche, die vorwiegend aus dem außertropischen Westwindregime unmittelbar gesteuert werden (Abb. 5). Die Auftrittshäufigkeit ergibt ein überraschend klares Verteilungsbild im Jahresablauf. Während am Boden; unter Ausnahme der Tage mit Kaltlufteinbrüchen; das tropische Windregime fast das ganze Jahr über vorherrscht, zeigt die Wetterlagenklassifikation in der 500 mb-Fläche zwar immer noch sehr deutlich, daß zwischen Mai und September das tropische Ostwindregime dominiert, dies im Winter aber zirkulationsdynamisch vorwiegend von außertropischen Wetterlagen abgelöst wird (KLAUS 1971, S. 84). Die Wetterlagen während des Sommers verursachen je nach Typ die sommerliche Regenzeit unter besonderer Wetterwirksamkeit der "easterly waves". Hinter einem Teil der winterlichen Wetterlagen verbergen sich aber die sehr wetterwirksamen Kaltluftvorstöße. Gerade diese Wetterlagen sind nicht ohne Einfluß auf das Niederschlagsregime und besonders auf die Temperaturstruktur im Bereich des Untersuchungsgebietes.

#### g. Die Temperaturen auf der Hochfläche

Für den engeren Bereich des Mexiko-Projektes, die Hochtalung von Puebla-Tlaxcala und ihre Umgebung, seien einige weitere Temperaturmerkmale angeführt, die von ökologischer Relevanz sind.

Hochgelegene, zentrale, trockene Becken, Ebenen und Talungen gelten als sogenannte Heizflächen und damit als Gebiete relativ hoher fühlbarer Wärme gegenüber der Umgebung. Daher liegen die Temperaturwerte auch in den Becken von Puebla-Tlaxcala auf einem höheren Niveau gegenüber gleichhoch-

liegenden Stationen am feuchten Abhang zur karibischen See. Sowohl die Jahres- als auch die Monatsmittel sind um mehrere Grad angehoben.

Im zentralen Becken von Puebla-Tlaxcala, in Höhen um 2100 bis 2700 m, beträgt die mittlere Temperatur zwischen 17 und 13°C. In der Beckenlandschaft im südlichen Teil des Arbeitsgebietes um Izúcar de Matamoros steigen die mittleren Jahrestemperaturen in Höhenlagen um 1600 m sogar auf 23° an. Solch hohe Temperaturen werden an den feuchten Abhängen erst in 600 m NN gemessen (vgl. Tabellen im Anhang). Mithin sind die trockenen Binnenbecken Wärmequellen ersten Ranges. Auch die hochgelegenen Becken wie die Ebene von Oriental (2300 m) und von Apán (2700 m) zeigen mit Temperaturen von 16 - 11° noch sehr hohe Werte an. Als Heizflächen haben sie durch ihr heiteres Strahlungsklima besonders im Winter bei geringerem Wärmeverlust

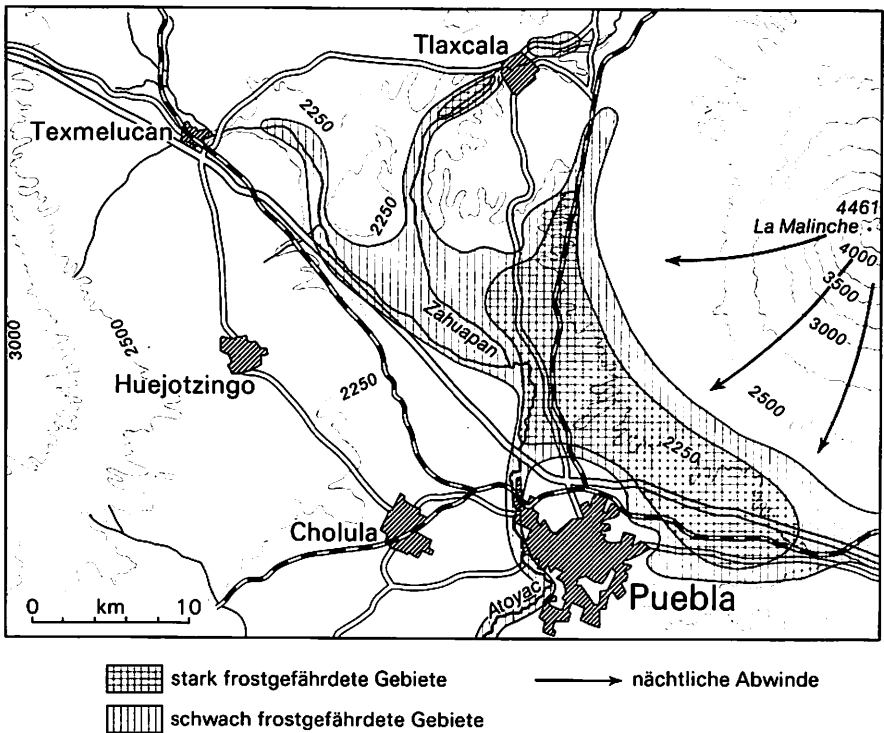


Abb. 11 Frosthäufigkeit auf der Hochfläche (LAUER, 1970)  
 Danger of the occurrence of frost on the Central Mexican Meseta

durch die Verdunstung eine wichtige ökologische Funktion, indem sie die Vegetations- und Anbaugrenzen in größere Höhen verlagern. Die absolute Frostgrenze liegt daher erst in 1800 bis 1900 m NN. In der eigentlichen Vegetationsperiode des Sommers steigt sie um weitere 500 m an. Dagegen sind allerdings wegen der starken nächtlichen Ausstrahlung Senken und Mulden frostgefährdet (Abb. 11).

Der mittlere Tagesgang der Temperatur ist in der Regenzeit geringer ausgeprägt als in der Trockenzeit (vgl. Abb. 12) und beträgt an der Station Puebla

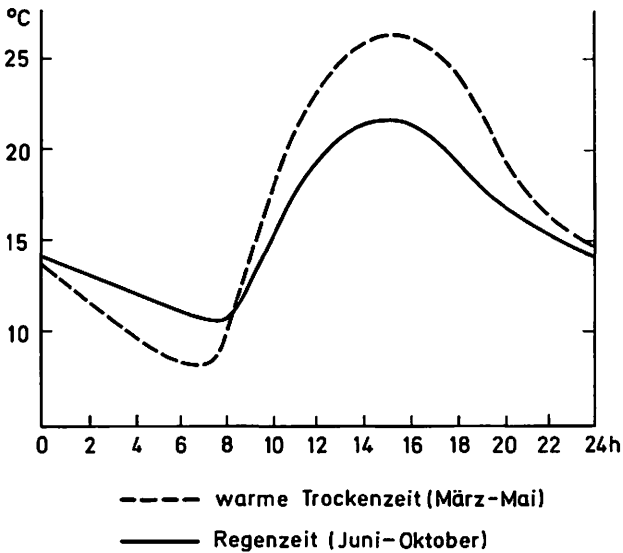


Abb. 12 Mittlerer Tagesgang der Temperaturen während der Regen- und Trockenzeit in Puebla (GÄB, 1976)

Daily temperature changes during the rainy season and the dry season in Puebla

im Juni (Regenzeit)  $11^{\circ}\text{C}$ . Die nächtlich kühlen, aber relativ tageswarmen Wintermonate (Januar) erreichen Schwankungswerte von  $15^{\circ}$ . Die höchsten maximalen Tagestemperaturen werden am Ende der Trockenzeit im April mit  $26,1^{\circ}$  in Puebla gemessen. Die Minima sind dann mit  $12,3^{\circ}$  (Puebla) schon so hoch, daß die mittlere Schwankung des Monats bereits wieder rückläufig ist. Sie beträgt im April  $13,8^{\circ}$  gegenüber dem Januar  $14,7^{\circ}$  (Januar: mittlere Höchsttemperatur  $21,4^{\circ}$ ; Tiefsttemperatur  $6,7^{\circ}\text{C}$ ; vgl. Tab. 1).

Tab. 1: Mittlere Klimawerte von Puebla (vorwiegend 1940 - 1969)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Mitteltemp.	14,1	15,7	17,6	19,0	19,3	18,5	17,5	17,9	17,2	16,6	15,6	14,1
Mittl. Max.	21,4	23,1	25,1	26,1	25,7	24,1	23,3	23,7	22,6	23,0	22,5	21,5
Mittl. Min.	6,7	8,3	9,9	12,3	12,8	13,2	12,1	12,3	12,1	10,5	8,8	7,1
Mittl. Schw.	14,7	14,8	15,2	13,8	12,9	10,9	11,2	11,4	10,5	12,5	13,7	14,4
Niederschl. (mm)	6,1	6,0	8,6	32,4	73,8	159,2	145,3	158,8	134,4	98,4	21,8	6,4
Zahl der Tage mit Niederschlag	2	2	4	8	15	22	21	22	22	12	6	2
Rel. Luftfeuchte	54	49	43	46	55	65	66	67	71	64	60	57
Zahl der Tage mit Nebel	10,7	11,8	8,6	4,9	3,0	2,4	2,6	4,0	4,1	6,6	9,6	10,7
Bewölkung (in Zehnteln des Himmels)	2,5	2,3	2,7	4,0	5,1	6,8	6,2	6,2	6,6	5,0	3,3	3,1
Tägliche Sonnenscheindauer in Stunden	8,0	8,8	8,6	8,2	7,6	6,7	6,8	7,4	5,9	7,4	7,9	7,9
Tägliche Sonnenscheindauer in % der astron. mögl. Dauer	72	76	71	66	60	50	53	59	48	64	70	73
Heitere Tage (1965-70)	23,1	17,6	23,0	20,0	13,2	8,0	4,6	3,7	1,9	11,3	22,0	22,0
Trübe Tage (1965-70)	3,1	3,2	3,1	5,4	9,2	16,5	18,8	19,1	16,5	9,6	3,6	2,6
Gewitter	0,1	0,3	0,6	1,8	3,4	3,7	4,3	4,4	3,3	1,4	0,6	0,1
Zahl der Tage mit starkem Wind	0,5	1,0	0,9	1,2	1,7	0,6	0,7	0,9	0,4	0,5	0,4	0,6
Maximale Windgeschw. in km/h	57,9	55,7	61,9	71,8	92,7	61,6	64,0	80,6	51,8	50,7	61,9	43,8

Die Tagesschwankungen der Temperatur erreichen in den Monaten der Trockenzeit die höchsten Werte in den zentralen trockenen Teilen der Becken (Acatzingo, Xochitlan und Tecamachalco). Sie sind an den wolkenreicheren Fußstufen der Berge, so besonders am Fuß der Sierra Nevada, abgemildert (Texmelucan). Sie nehmen in Richtung auf die Gebirge weiter ab.

Der Jahresgang der Temperatur auf der Hochfläche von Puebla-Tlaxcala und ihrer Umgebung folgt dem sogenannten Sudantyp des Temperaturganges (vgl. Diagramm im Anhang). Die Maxima der Mitteltemperatur liegen am Ende der Trockenzeit kurz vor Ausbruch der Regen im April/Mai, bei verspätetem Eintritt der Regen ausnahmsweise auch im Juni. Mit steigendem Sonnenstand und noch andauernder Trockenzeit steigt die Temperatur rasch an und erreicht im April/Mai in Höhen von 2100 m mittlere Höchstwerte im Jahresverlauf von über  $19^{\circ}$  (Puebla  $19,3^{\circ}$ ). Die Regenzeit zwischen Juni und September dämpft das sommerliche Temperaturniveau auf Werte um  $17^{\circ}$  und  $18^{\circ}$ . Nach der beginnenden Trockenzeit im Oktober sinken die mittleren Temperaturen rasch auf Werte um  $14-15^{\circ}$  ab (Dezember/Januar).

Drei thermische Jahreszeiten sind ausgebildet: 1. eine trocken-warme Zeit in den Monaten März bis Mai, 2. eine feucht-warme Zeit in den Monaten Juni bis September und 3. eine trocken-kühle Zeit zwischen Oktober und Februar.

Das Verhalten der Maximum-Temperaturen beeinflusst die Mitteltemperatur sehr wirksam in der heißen Zeit, indem die tägliche Erwärmung bei senkrechter Sonnenhöhe nahe dem Zenitstand bei heiterem Himmel und intensiver Gegenstrahlung in Folge der spättrockenzeitlichen Dunstglocke über den Beckenlandschaften einen Höhepunkt erreicht (Puebla:  $26,1^{\circ}\text{C}$ ). Während der Regenzeit sinken die Maximaltemperaturen um fast  $4^{\circ}$  ab (Puebla: September  $22,6^{\circ}$ ).

In der kalten, aber trockenen Zeit behalten die Maxima - wenn auch besonders zu den Mittwintermonaten Dezember und Januar - unter ständigem, aber schwachem Absinken ein relativ hohes Niveau. Häufige extreme nächtliche Minima sorgen hier durch ihre interdiurne Veränderlichkeit infolge stärkerer Witterungseinflüsse aus den außertropischen Zirkulationsmechanismen (Nortes) für ein deutliches Absinken der Temperaturmittelwerte. Maximale und minimale langjährige Mittelwerte für einige Stationen der Hochfläche sind in Tab. 2 und 3 mitgeteilt. Die Maxima der Jahreskurve am Ende der Trockenzeit (April/Mai) korrespondieren kaum mit dem Zenitdurchgang der Sonne am 20.5. Der Beginn der Regenzeit dämpft die Kurve bereits vorher. Der zweite Zenitstand Ende Juli (23.7.) fällt mitten in die Regenzeit und hat keinen besonderen Einfluß.

In der regionalen Verteilung des Jahresgangs zeigt der westliche Teil des speziellen Untersuchungsraumes der Hochfläche die Temperaturmaxima etwas

Tab. 2: Mittlere monatliche Temperaturmaxima im Hochland von Puebla (1951-67)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Puebla (2150m)	21,5	23,1	25,1	26,1	25,7	24,1	23,3	23,7	22,6	23,0	22,5	21,5
Tecamachalco (2055m)	24,4	25,8	28,5	30,0	29,4	27,5	26,4	27,5	26,1	25,9	25,5	24,4
Xochitlan (2100m)	23,4	25,0	27,3	27,9	28,3	27,0	26,0	26,2	25,7	25,3	25,2	24,1
Tetela (2060m)	22,4	23,9	26,1	27,8	28,0	26,0	25,0	25,8	25,0	24,7	24,0	22,5
Texmelucan (2250m)	23,9	25,0	27,5	28,3	27,7	26,4	25,4	26,1	25,5	25,7	25,3	23,6
Tepeaca (2250m)	21,4	23,0	25,1	26,5	25,7	24,0	23,0	23,9	23,0	22,9	22,6	21,5
Huejotzingo (2280m)	20,1	22,7	25,9	27,4	27,3	25,4	24,1	24,5	22,8	22,7	21,2	19,8
Acajete (2350m)	21,0	22,3	25,3	26,2	25,1	23,5	22,1	23,8	21,4	22,8	22,4	21,0
Atlixco (1800m)	23,2	24,5	25,7	27,6	27,7	26,7	27,1	26,8	26,1	25,8	24,9	23,5

Tab. 3: Mittlere monatliche Temperaturminima im Hochland von Puebla (1951-67)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Puebla (2150m)	6,8	8,3	10,3	12,6	12,9	13,3	12,1	12,4	12,1	10,7	9,2	7,4
Tecamachalco (2055m)	3,2	3,3	5,8	8,3	9,9	11,6	10,5	10,2	10,3	7,9	5,6	3,3
Xochitlan (2100m)	3,7	4,5	6,5	8,7	9,8	11,6	10,9	10,8	11,1	9,0	6,4	4,7
Tetela (2060m)	4,8	5,6	8,1	9,8	11,1	12,4	11,6	11,4	11,7	10,0	7,2	5,6
Texmelucan (2250m)	4,5	5,6	8,0	10,7	11,7	13,3	12,4	12,3	12,6	10,2	7,6	5,2
Tepeaca (2250m)	2,2	3,2	5,4	7,8	9,5	10,8	9,5	9,2	9,7	7,5	4,6	3,1
Huejotzingo (2280m)	2,5	3,1	5,6	7,6	9,2	10,9	10,2	10,0	10,1	7,8	5,4	3,4
Acajete (2350m)	3,3	4,8	6,1	8,0	8,4	9,1	8,1	8,2	8,3	7,2	5,7	3,7
Atlixco (1800m)	6,1	7,0	8,7	9,9	10,7	11,7	10,6	10,6	11,1	9,8	8,2	7,5

Die Datenzusammenstellung erfolgte im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft



später als der östliche Teil. Am Ende der Regenzeit, wenn die heiteren Tage zunehmen, kann die Temperatur an einigen Stationen ein zweites schwaches Maximum verzeichnen (September). Manche Stationen, wie z.B. Puebla, registrieren aber das zweite Maximum bereits in der kleinen Trockenzeit des Hochsommers (August). Diesen Typ des Temperaturgangs verzeichnen alle Stationen mit klar gegabelter Regenzeit wie z.B. die Stationen Acatlán, Acatzingo, Izúcar, Oriental und Puebla (vgl. Klimadiagramme im Anhang).

In der Nähe der herbstfeuchten Ost- und Nordostabhänge wird aber auch das zweite Maximum fast völlig unterdrückt. Dies macht sich z.B. in der abhangnahen Ebene von Oriental bemerkbar.

In den Wintermonaten Dezember/Januar werden die extremsten Minimumtemperaturen gemessen. Der kälteste Monat ist in fast allen Stationsmeldungen der Januar, ganz selten der Dezember. Fröste sind nicht selten. In häufigen wolkenlosen Nächten führt die Ausstrahlung kurz vor Aufgang der Sonne zur Nebelbildung, so daß eine gewisse Dämpfung der Minima eintreten kann. Die extremsten Minimumtemperaturen des Winters können in einen korrelativen Zusammenhang mit dem Auftreten der Nortes gebracht werden.

Ein Vergleich (Abb. 13) des Jahrgangs der mittleren, der maximalen und der minimalen Temperaturen der Stationen Puebla (2150 m NN), Orizaba (1250 m NN) und Veracruz (5 m NN) verdeutlicht die wesentlichen thermischen Eigenschaften der Hochfläche gegenüber denen des Abhangs und der Küste.

Trotz fast 1000 m höherer topographischer Lage zeigt Puebla bei nahezu gleichem Temperaturgang ein nur um wenige Grade niedrigeres Temperaturniveau gegenüber Orizaba. Im Februar weicht die Temperatur nur um  $1,3^{\circ}$  (niedrigster Wert), im September um  $3,2^{\circ}$  (höchster Wert) ab. Die maximalen Temperaturen liegen in Puebla (2150 m NN), der höhergelegenen Station, zwischen den Monaten November und März sogar über denen von Orizaba (1250 m NN) (im Januar um  $1,2^{\circ}\text{C}$ ). Lediglich bei der Minimumtemperatur bleibt der Abstand im Bereich von  $3-4^{\circ}$  gleichmäßig und entspricht nahezu der Höhendifferenz der beiden Stationen. Diese Tatsache zeigt sehr deutlich, daß die hangfeuchte Stadt Orizaba in viel niedriger Höhe bezüglich der Wärme benachteiligt ist. Die thermische Begünstigung Pueblas kann im trockenen Winterhalbjahr wegen der fehlenden Niederschläge und der möglichen Frostgefährdung in vielen Teilen des Beckens von Puebla/Tlaxcala wie im übrigen östlichen Mexiko ökologisch nicht voll genutzt werden. Sie kommt aber etwas niedriger gelegenen Binnenstationen wie Tehuacán, Atlixco und Izúcar zugute, die nicht von Frösten betroffen werden. Hier kann eine künstliche Bewässerung voll wirksam werden.

Das Thermoisoplethendiagramm von Puebla (vgl. dazu Abb. 7) erfaßt den

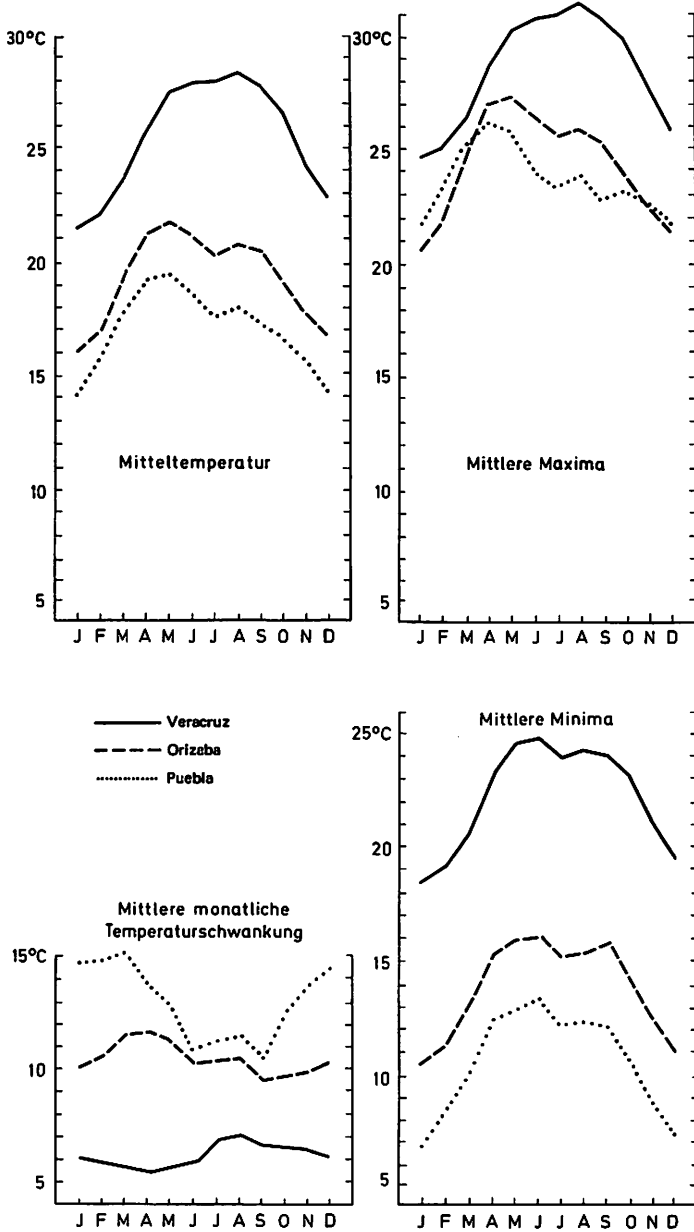


Abb. 13 Mittlerer, maximaler und minimaler Temperaturjahresgang und Temperaturschwankung von Puebla, Orizaba und Veracruz  
 Annual march of temperatures at Puebla, Orizaba, and Veracruz

Temperaturcharakter des Hochlandes auf einen Blick. Es macht den Sudantyp des Temperaturganges deutlich und zeigt ebenso klar, daß die außertropischen Einflüsse im Winterhalbjahr wirksam werden (Kurvenbild in den Übergangsmonaten Februar bis April und Oktober/November). Im ganzen bestätigt jedoch das Thermoisoplethenbild im Mittel noch eine tropische Temperaturstruktur des Untersuchungsgebietes.

#### h. Das thermische Windsystem und seine ökologischen Wirkungen

Wie in den meisten tropischen Gebirgländern ist auch im Bereich der östlichen mexikanischen Meseta und ihren Abdachungen ein großräumiges tagesperiodisches, thermisch bedingtes Gebirgswindsystem ausgebildet, das den täglichen Witterungsablauf das ganze Jahr über maßgeblich bestimmt. Es ist eingebaut in die sommerliche wie winterliche Passatzirkulation und ist auch an Tagen der Kaltluftbeeinflussung durch winterliche Nortes wirksam. Nur bei exzessivem Durchdringen der makroklimatischen Bedingungen bis zur Bodenoberfläche wird es unterdrückt. Passat und Nortes haben aber maßgeblichen Einfluß auf die Wirksamkeit dieser thermisch bedingten Windströmung sowohl auf ihre Stärke und Richtung als auch auf die meteorologischen Folgen. LAUER und KLAUS konnten zeigen (1975), daß die Berg-Talwind-Zirkulation im Hochtal von Puebla-Tlaxcala während der Wintermonate durch einbrechende Kaltluftmassen, während der Sommermonate durch Nordwanderungen der innertropischen Konvergenzzone (ITC) oder die Bildung von Höhenantizyklonen stark modifiziert werden kann. Es entstehen Windrichtungskonvergenzen im Zentrum des Hochbeckens, die niederschlagsgenetisch höchst wirksam sind. Ein Fortbestehen der Talwindzirkulation in den Monaten der Regenzeit bis Mitternacht, also über die typische Umkippszeit nach Sonnenuntergang hinaus, ist eine weitere Besonderheit dieser lokalen Zirkulation.

Dieses großräumige, wenn auch lokale thermische Windsystem kommt an der Küste als Land-See-Wind, an den Ost- und Nordosthängen der Sierra Madre Oriental als Hangwind, in den Durchbruchstälem und den Hochtalungen als Berg-Talwind-Phänomen zur Geltung (vgl. Nebenkarte auf Beilage I).

Für die Ausbildung des Phänomens im Untersuchungsgebiet wirkt die mexikanische Meseta als hochgelegene Heizfläche, deren tageszeitliche Überhitzung Windströmungen überregionaler Größenordnung in Bewegung setzt, die einerseits vom Golf von Mexiko, andererseits vom östlichen Pazifik ihren Ausgang nehmen und – wie in der Nebenkarte dargestellt – in Konvergenzonen aufeinandertreffen. Die pazifischen Luftmassen dringen über die Balsassenke aus westlichen und südlichen Richtungen in das Untersuchungsgebiet ein. Die atlantischen Luftmassen aus östlichen bis nördlichen Richtungen nehmen den

Weg über die Talungen und Abhänge der Sierra Madre Oriental. Auf dem Hochland kommen durch das Zusammenströmen der Winde Luftmassengrenzen zustande, die je nach synoptischer Großwetterlage jahreszeitlich oder auch von Tag zu Tag ihre Lage ändern. Passate und Kaltlufteinbrüche nehmen stärksten Einfluß darauf. Für das Hochland von Puebla-Tlaxcala provoziert das Berg-Talwind-Phänomen bei Tage vorwiegend südliche Windrichtungen, die nachts in viel schwächere Nordwinde umschlagen. Die Becken von Apán und Oriental haben vorwiegend nördliche und nordöstliche Windkomponenten; aber auch hier kann je nach Wetterlage sich eine Südströmung als Talwind durchsetzen. An Konfluenzen bildet sich eine Strato-Cumulus-Bewölkung aus (Abb. 14, Foto 2).

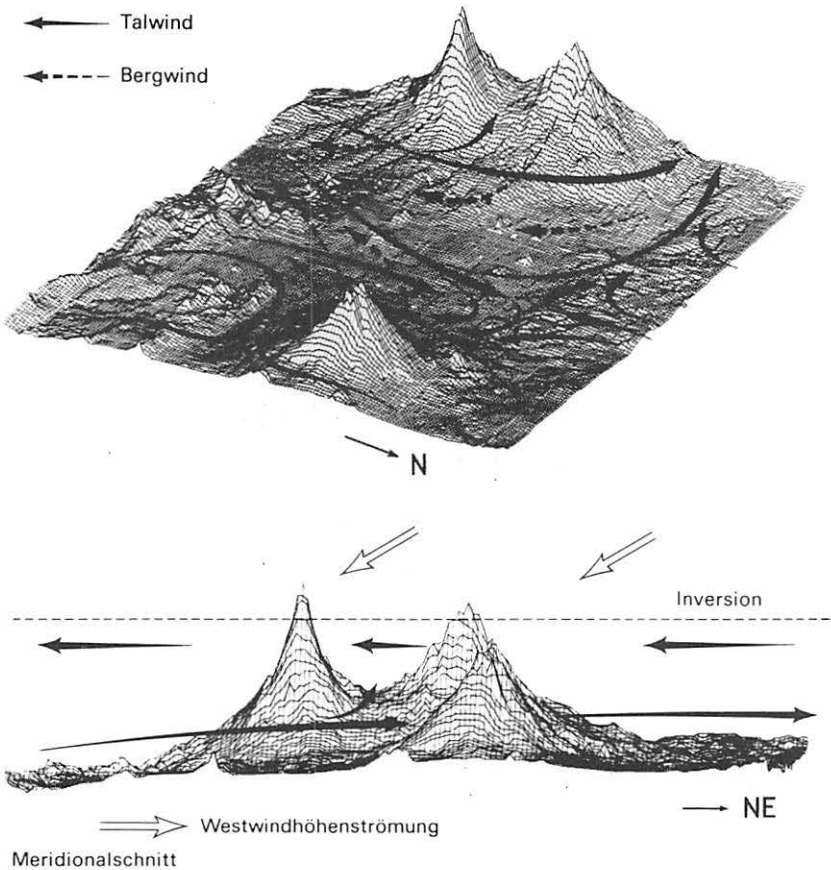


Abb. 14 a Talwindzirkulation im Becken von Puebla (LAUER, KLAUS, 1975)  
Valley wind circulation in the Puebla basin

Zu Colloquium Geographicum, Band 13, 1978,  
Beitrag Lauer/Frankenberg

Errata:

S. 36 – Abb. 14 a Unterschrift, fehlt: Winter

S. 37 – Abb. 14 b Unterschrift, fehlt: Sommer

S. 37, letzte Zeile: statt Abb. 14, Abb. 14 b

S. 40, zweiter Abschnitt, Zeile 1: statt "Valle del Mesquital",  
"Valle del Mezquital"

S. 40, zweiter Abschnitt, Zeile 3, statt Trockengrenze,  
Trockenzone

S. 92, vorletzter Abschnitt, letzte Zeile: statt Crecantia, Crescentia

S. 131, oberes Photo: statt Myrtillo cactus, Myrtillocactus

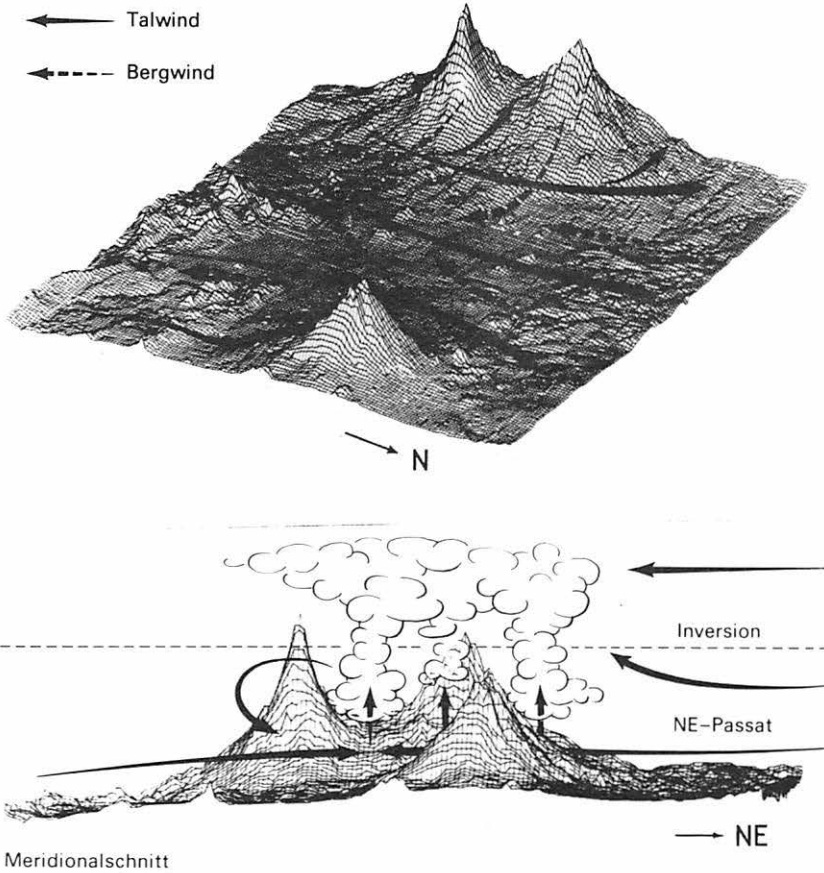


Abb. 14 b Talwindzirkulation im Becken von Puebla (LAUER, KLAUS, 1975)  
Valley wind circulation in the Puebla basin

Das Berg-Talwind-Phänomen ist in der Trockenzeit, besonders aber in den Übergangsmonaten April bis Anfang Juni und November gut ausgebildet. Während der Kaltluftphasen zwischen November und Februar werden die Konfluenzzonen oft weit nach Süden verlagert, da der starke Nord-Süd-Gradient den Talwind aus südlicher Richtung teilweise verhindert. Während der Regenzeit ist das Berg-Talwind-System in allen regenarmen Phasen bei steifem Passat vorhanden. Aber auch innerhalb der Regenphasen bilden sich Konvergenzzonen und Konfluenzbereiche durch die gegeneinanderströmenden thermischen Winde, die bei stärkerer Konvektion sehr niederschlagsaktiv werden können (Abb. 14).

Das thermische Windsystem hat im weiteren Untersuchungsraum noch andere Konsequenzen. Das große Trockengebiet der karibischen Niederung zwischen Veracruz und Córdoba verdankt seine Existenz vorwiegend einer Lee-Absinkbewegung der häufigen Windströmungen aus Nord und Nordost hinter der fast bis zur Küste vorspringenden Gebirgsnase der Sierra de Chiconquiaco. Zugleich ist aber die Trockenzeit, wie eine genauere Analyse zeigt, das Ergebnis eines relativ großräumig wirkenden Hangwind-Systems zwischen den Küstenzonen um Veracruz und den Hochflächen westlich des Pico de Orizaba, die sich bis gegen Puebla hin erstrecken. Diesem großräumigen Hangwind-System über mehrere 100 Kilometer gesellt sich ein Land-Seewind-Phänomen unmittelbar an der Küste bei Veracruz zu und ebenso ein Berg-Talwind-Phänomen in den trockenen Durchbruchstälern zwischen der Hochfläche und den Niederungen (Abb. 15 und Nebenkarte in Beilage I). Der im Winter mit großer Beständigkeit wehende Nordost-Passat verstärkt diese thermische Zirkulation bei Tage sehr stark, da er in die gleiche Richtung weht. Bei Hebung der Luftmassen an den Hängen entsteht in den Nachmittagsstunden am Ostabfall der Sierra Madre Oriental (in der Abb. 15 in der Höhe von Orizaba) eine dichte Nebeldecke. Die Untergrenze liegt scharf bei 1800 m NN. Im Acultzingotal – einem der Durchbruchstäler – weht dann ein Talaufwind.

Die nächtlichen Abwinde erwärmen sich über der Küstenniederung adiabatisch sehr stark und halten nachts den Temperaturwert über der Ebene des Trockengebietes um Soledad de Doblado recht hoch. Die Acultzingotalung, unmittelbar vor der Gebirgsbarriere gelegen, durchströmen sie zu gleicher Zeit als Bergwind. Da sie in den frühen Morgenstunden nach nächtlicher Abkühlung auf den Hochflächen meist Kaltluft mit sich führen, die sich vor einigen Talschwellen und an künstlichen Hindernissen in 1500 bis 1200 m als Kaltluftseen staut, verursachen sie dort Bodenfröste noch bis in Höhen um ca. 1200 m NN.

Zwischen der nachts von West nach Ost gerichteten Ausgleichsströmung und der synoptischen Passatströmung, die von Ost nach West landeinwärts gerichtet ist, entsteht unmittelbar an der Küste häufig ein Feld breiter Konfluenz, das dort Niederschläge auslösen kann. Die maximalen Häufigkeiten täglicher Regen werden in Veracruz tatsächlich zwischen 2 und 6 Uhr nachts festgestellt (KLAUS 1972).

Die ökologische Wirkung dieses thermischen Windsystems, innerhalb dessen hohe Windgeschwindigkeiten erreicht werden, drückt sich in einer Ausbildung trockener, mesophytischer bis xeromorpher Vegetation aus. Von besonderer Deutlichkeit ist die Wirkung im Trockental von Acultzingo. In seinem Talgrund ist eine xeromorphe Dornstrauch-Sukkulantenformation ausgebildet mit *Acacia cymbispina*, *Acacia farnesiana*, *Prosopis juliflora*, *Cercidium sp.*, *Mimosa biuncifera*, vergesellschaftet mit drei Kakteenarten: *Lemaireocereus stellatus*, *Lemaireocereus weberi* und *Escontria sp.*

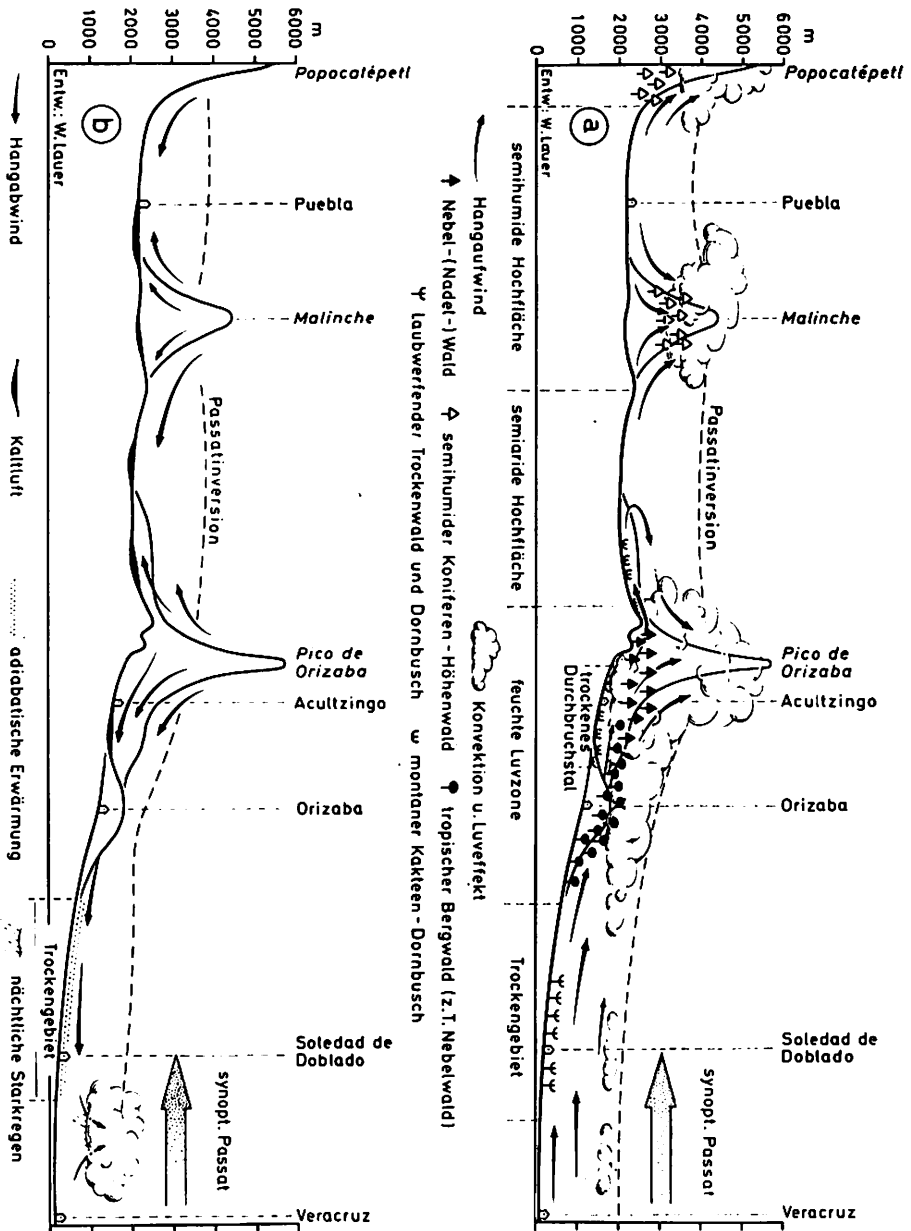


Abb. 15 Lokal-Zirkulation während der Trockenzeit zwischen dem Hochland von Puebla und der Küstenniederung bei Veracruz

a) bei Tag      b) bei Nacht (LAUER, 1973)

Local circulation in the dry season between the Meseta of Puebla and the coastal plains near Veracruz

a) during the day      b) during the night



Oberhalb der sehr markant fixierten mittleren Nebelgrenze bei ca. 1800 m setzt ein feuchter Eichen-Nebel-Wald ein, dem sich bei ca. 2400 m Kiefern hinzugesellen. Die Eichen sind üppig besetzt mit Epiphyten: Tillandsien, Moosen und Flechten etc. (Abb. 15).

Ein noch markanteres Beispiel ist das "Valle del Mesquital", das aber nur noch randlich in den Bereich des Untersuchungsgebietes eingreift. Hier ist eine Trockengrenze im Zentrum der Talung mit ausgedehnten Dornstrauch- und Sukkulenten-Beständen ausgebildet (Foto 3).

#### **4. Die Karte der hygrothermischen Klimate 1 : 500 000**

##### **a. Das Prinzip der Karte**

Die Klimakarte 1 : 500 000 (Beilage I) integriert thermische und hygrische Klimaparameter zu einer räumlichen Differenzierung des Klimas. Als hygrothermische Karte erfaßt sie die für die Biosphäre wesentlichsten großklimatischen Wirkungskomplexe des Wärme- und Wasserhaushaltes. Sie dient daher in erster Linie als klimaökologisches Gerüst der räumlichen Anordnungsprinzipien der Vegetation.

Für das Hochland wurde bereits eine Klimakarte 1 : 500 000 veröffentlicht (LAUER und STIEHL 1973). Der methodische Ansatz wurde in dieser Karte verändert und die Darstellung auf den Abhang einschließlich der Küstenregion ausgedehnt. Auch das Hochlandgebiet erfuhr eine völlige Überarbeitung. Zum Entwurf der vorliegenden Klimakarte dienten langjährige Mittel von Monats- und Jahreswerten der Temperatur, des Niederschlags und der Verdunstung von 81 meteorologischen Stationen als Grundlage.\*

Der Karte liegt ein Konzept zugrunde, das Temperaturhöhenstufen in Form von Jahresisothermen und die Länge der humiden bzw. ariden Zeiten des Jahres, ausgedrückt durch Isohygromenen (Linien gleicher Anzahl humider Monate), kombiniert.

Die zur Gliederung verwandten Isothermen und Isohygromenen können der Karte auch einzeln entnommen werden. Sie begrenzen zugleich die Klimatypen. Die Isohyeten der Jahresniederschläge sind ebenfalls in die Karte eingetragen. Sie werden jedoch zur Typisierung der Klimate nicht herangezogen. Sie stellen eine Zusatzinformation dar, da der Niederschlag neben der Dauer der humiden Zeit von großer ökologischer Relevanz ist. Die Mehrzahl der Klimatypen kann somit in eine direkte Beziehung zur auftretenden Niederschlagsmenge gebracht werden (vgl. Kap. 5 a-c).

---

\* Zur Ermittlung der Zahl der humiden und ariden Monate vgl. Kap. 4 e.

Da es sich um eine ökologisch bezogene Klimakarte handelt, wurden bei der Linienführung der Isarithmen die Grenzen verschiedener charakteristischer, im Rahmen des Mexiko-Projektes untersuchter Vegetationseinheiten berücksichtigt und wichtige gemessene Klimaschwellenwerte darauf bezogen. Der Vegetationsgliederung kommt also bei der Auswahl der Begrenzungskriterien für das jeweilige Klimagebiet eine bestimmende Bedeutung zu. Das Relief spielt bei allen Klimaeigenschaften der verschiedenen Räume gleichfalls eine Rolle. Es ist in Isohypsen von 200 zu 200 m in der Karte wiedergegeben.

Um die Interpretation der Klimakarte zu erleichtern, wurde ein graphischer Schlüssel zur Differenzierung der Klimatypen gewählt. Damit konnten komplizierte Indizes vermieden werden.

Aus der Kombination der 11 vorkommenden Temperaturhöhenstufen zu je 2° bzw. je 4°C in größeren Höhen und der 10 Humiditätsstufen ergeben sich theoretisch 110 verschiedene Klimatypen (vgl. Legende der Karte), von denen 84 im Untersuchungsraum der zentralmexikanischen Meseta und ihrem östlichen Abhang vorkommen, da in größeren Höhen sowohl extrem trockene wie auch extrem feuchte Klimagebiete fehlen. Jeder Klimatyp ist durch eine Kombination einer römischen mit einer arabischen Ziffer eindeutig gekennzeichnet, wobei die römische Ziffer die Temperaturhöhenstufe, die arabische die Zahl der humiden Monate angibt. Die so gekennzeichneten Klimatypen entsprechen in ihrer regionalen Darstellung Klimagebieten. Sie können in der Karte mehrmals wiederkehren. In einem weiteren Schritt sind die einzelnen, durch Ziffern typisierten Klimagebiete zu Klimaregionen zusammengefaßt worden, die in Farbflächen ihren kartographischen Ausdruck finden.

## b. Isothermen

Der vertikale Aufriß der Temperatur umfaßt 8 Höhenstufen (Klimaregionen), die durch Farben von rot (warm) nach blau (kalt) kenntlich gemacht wurden. Die hygrischen Klimate sind zu 6 Stufen (Regionen) zusammengefaßt worden, in deren Farbgebung von gelb/braun zu grün sich der Klimawandel von trocken zu feucht ausdrückt. Die Stufen wurden nach ökologischen Gesichtspunkten im Hinblick auf die Charakterisierung der Pflanzendecke ausgewählt, so daß z.B. ein Temperaturbereich oder ein Humiditätsbereich, die zudem noch große Flächen einnehmen (z.B. die Temperaturstufen V und VII oder die Humiditätsbereiche 5 und 6) auch als Klimagebiete eine eigene Farbgebung erhalten haben und somit den Klimaregionen identisch sind. Die übergeordneten Klimatypen (Klimaregionen), die durch Farben ausgedrückt sind, wurden mit Begriffen belegt, die dem spanischen Sprachgebrauch entliehen sind. Sie kennzeichnen den Klimatyp anschaulich (z.B. calido/subarido oder templado/humedo etc.).

Die Temperaturhöhenstufen sind in den trockenen Becken des Hochlandes und am feuchten Abhang nicht gleichen topographischen Höhenstufen zuzuordnen. Der Heizeffekt des Binnenlandes bewirkt eine merkliche topographische Anhebung der thermischen Höhenstufen. Die Differenzen betragen in unteren, heißen Höhenstufen bis zu 900 m, nehmen nach oben hin aber stetig ab. Der Übergang der thermischen Höhenstufe calido zur Stufe subcalido erfolgt am Abhang zur Karibik in ca. 400 m NN, in den trockenen Binnentälern aber erst bei 1300 m. Der Temperaturschwellenwert liegt für beide bei 23°C. Erst bei 4000 m NN wird vollends ein Gleichstand der Temperaturhöhenstufen des Außenhanges und der Binnenregionen erreicht (s. Legende Beilage I).

Eine markante thermische Klimagrenze wird durch die 19°-Isotherme repräsentiert. Sie entspricht im Binnenland einer Höhe von ca. 1800 m, am feuchten Abhang von 1300 m NN. Die unterhalb von ihr liegenden Temperaturstufen I bis VI, die Klimaregionen calido und subcalido, setzen sich als Warmtropen scharf von den darüberliegenden kühleren und kalten Tropen ab. Im Bereich dieser Linie treten im Mittel hangwärts die ersten Fröste auf.

Eine weitere ökologisch bedeutsame Temperaturgrenze stellt die Isotherme von 13° (Grenze fresco/frio), die an den Hochflächenrändern in ca. 2700 m, am feuchten Hang bereits bei ca. 2400 m verläuft. Ab der 9°-Isotherme (frio/helado) beginnt die tierra helada mit einer Frostwechselhäufigkeit von mindestens 150 Tagen. Die Baumgrenze liegt fast exakt an der 5°-Isotherme bei 4000 - 4100 m NN und über 200 Frostwechseltagen. Die Schneegrenze verläuft an den großen Vulkanen bei 0 - 1°C in ca. 4900 m NN. Zusammenhänge zwischen den Höhenstufen und den geoökologischen Gegebenheiten werden in einem späteren Kapitel eigens abgehandelt.

### c. Isohygromenen

Die hygrische Gliederung der Karte zeigt auffallende Gegensätze. Humide Räume (mit mehr als 7 humiden Monaten) liegen insbesondere östlich und nordöstlich der Randketten der Sierra Madre Oriental. Die Humidität wächst von der Küste in Richtung auf den Gebirgsfuß und erreicht in Höhen um 1000 bis 2000 m ihre höchsten Werte von bis zu 12 humiden Monaten am Nordostabfall. Die Karte weist sie durch grünschimmernde Farbtöne aus. Es ist der Luvbereich des Passates und der winterlichen Kaltlufteinbrüche.

Auf den trockenen Hochflächen sind die Bereiche mit 5 und 6 humiden Monaten farblich differenziert, um für das Hochlandklima ökologisch relevante Nuancen zur Geltung zu bringen. Auch für die Hochgebirgsklimate sind die Humiditätsstufen farblich für die einzelnen Klimatypen ausgewiesen.

Die Höhenklimate zwischen 2700 und 3200 m zeichnen sich durch eine länger als halbjährige Humiditätsperiode aus (7 - 10). Daran partizipieren auch die Hochgebirgsstufen des Binnenlandes, die als feuchte Inseln aus den trockenen Beckenlandschaften aufragen. Die blaue Farbgebung entspricht der Kombination der oberen Temperaturstufen mit der längeren Humiditätsdauer. Dazu gehören die Vulkangruppen der Meseta, Iztaccíhuatl, Popocatepetl, Malinche und die Höhen der Sierra Madre Oriental sowie viele kleine feuchte Inseln, die aus den Hochebenen aufragen.

Alle sonstigen Bereiche der Karte gehören zu den semiariden Gebieten jenseits der klimatischen Trockengrenze mit 7/6 bis 3 humiden Monaten. Drei räumliche Einheiten des Klimas lassen sich in den trockenen Bereichen unterscheiden: die Meseta von Puebla-Tlaxcala in den Temperaturstufen V und VI, bei 6 bis 7 humiden Monaten, die Talungen im südwestlichen und südöstlichen Teil der Karte in den Temperaturstufen II bis IV bei 4 bis 5 humiden Monaten und die langgestreckte Trockenachse, die im Lee der Sierra Madre Oriental sich von Nordwesten nach Südosten durch das Kartenblatt hindurchzieht, in den Höhenstufen V bis VII bei 1800 bis 2700 m gelegen, mit 3 bis 5 humiden Monaten.

Während die Meseta um Puebla-Tlaxcala an dem höheren Humiditätsgrad der sie eng umgebenden Vulkane partizipiert, sind die südlich anschließenden Senken, die in einer heißeren Höhenstufe liegen, von den regenbürtigen winterlichen Kaltluftteinbrüchen völlig abgeschirmt und daher nicht nur im Sommer regenarm, sondern im Winter sogar völlig regenlos. Von den tief eingeschnittenen Tälern mit vier humiden Monaten nimmt die Humidität hypsometrisch zu, so daß auch hier die aufragenden Gebirge ab 2000 m feuchtere Inseln bilden.

Die auffallende Trockenachse, die sich durch das Kartenblatt von Nordwesten nach Südosten hindurchzieht, hat die niedrigsten Humiditätswerte. Im Nordwestteil bei Pachuca und im sich immer tiefer einschneidenden Tehuacantal werden nur drei humide Monate erreicht. Das langgestreckte Zwischenstück um Apán und Oriental quert den östlichen Altiplano mit vier humiden Monaten. Im äußersten Westen erlangt diese Hochsenke Anschluß an den Trockenraum des Beckens von Mexiko um den Texcoco-See. Die Trockenachse trennt die feuchten Bereiche entlang der Sierra Madre Oriental und die Talung von Puebla-Tlaxcala westlich der Malinche.

An der humiden Ostabdachung springt noch das Trockengebiet von Rinconada und Soledad de Doblado ins Auge, ein trocken-heißer Raum innerhalb der Temperaturstufe II mit 5 und 4 humiden Monaten. Er liegt im Schatten der winterlichen Nortes, so daß er nur wenig Winterniederschläge empfängt. Auf die Ursachen der Trockenzeit wurde bereits weiter oben eingegangen.

#### d. Zum Problem der Humidität bzw. Aridität

Die Humidität bzw. Aridität ist ein aus Elementen des Wasserhaushaltes entwickelter synthetischer Klimabegriff, der die hygroökologischen Eigenschaften einer Landschaft sehr vollständig beschreibt. Allerdings fehlt es noch immer an physikalisch voll abgesicherten Definitionen, die für beliebige Räume anwendbar wären.

Nach dem Wasserhaushalt bedeutet Humidität einen Wasserüberschuß der langfristigen Bilanz von Niederschlag und potentieller Verdunstung ( $N > V$ ), Aridität ein entsprechendes Wasserdefizit ( $N < V$ ) (vgl. PENCK, 1910).

Das Hauptproblem einer Bestimmung von Humidität und Aridität besteht darin, die Verdunstung zuverlässig zu messen oder zu berechnen. Verschiedene Methoden der Ariditätsbestimmung sind bei GIESE (1974) zusammenfassend erläutert worden. Nach ihm weichen die Meßwerte verschiedener Verdunstungstanks bis zu 40 % voneinander ab. Die rechnerische Erfassung der Aridität bzw. Humidität bedient sich sogenannter Ariditätsindizes, in denen der Verdunstungsterm häufig durch die Temperatur oder das Sättigungsdefizit ersetzt worden ist. Physikalisch abgesicherte Gleichungen verwenden die Nettostrahlung, um die der Verdunstung zur Verfügung stehende Energie zu bestimmen. Heute gilt die Gleichung von PENMAN (1948) als vollständigste, da sie die entscheidenden Parameter der Verdunstung berücksichtigt.

Zur Bestimmung der Humidität bzw. Aridität eines Raumes kann nur die potentielle Verdunstung herangezogen und dem Niederschlag gegenübergestellt werden. Die aktuelle Verdunstung allein eignet sich dazu nicht, da sie das Gesamtniederschlagsaufkommen in der längerfristigen Bilanz nicht übersteigen, also keine Aridität ausdrücken kann.

Die potentielle Verdunstung integriert jedoch drei verschiedene Verdunstungsarten:

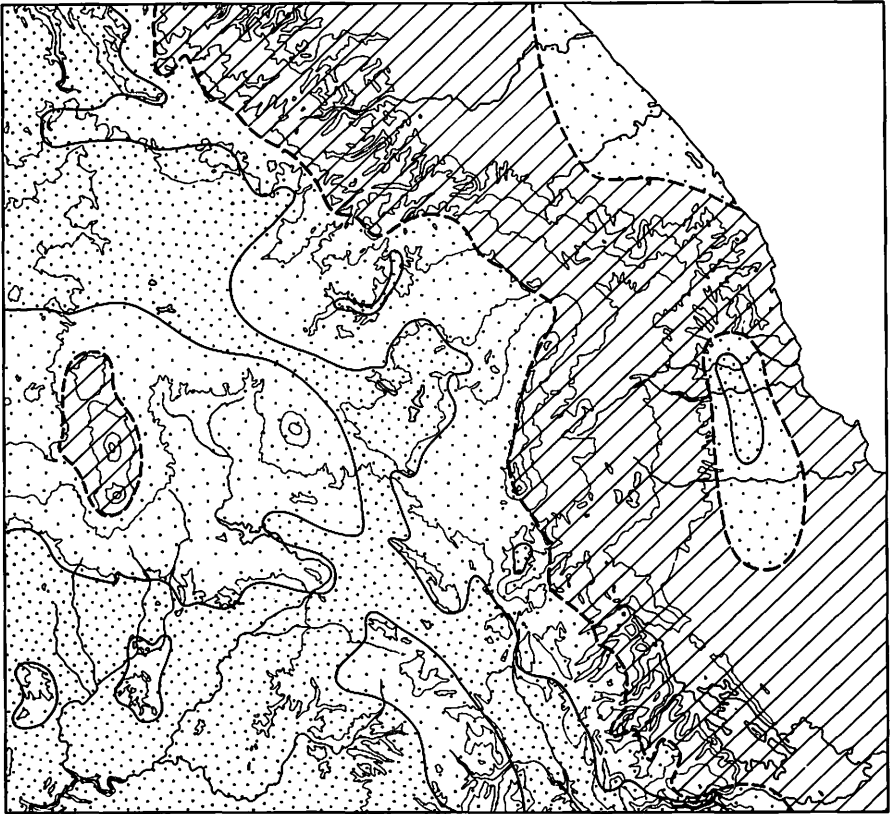
1. die potentielle Evaporation (pE). Sie ist definiert als Verdunstung einer freien Wasserfläche (Seeverdunstung), gemessen durch Verdunstungstanks oder Kessel oder als Verdunstung eines wassergesättigten, unbewachsenen Bodens, gemessen mit Hilfe von Lysimetern ohne Vegetationsdecke.
2. die potentielle Transpiration (pT), d.h. die Verdunstung von Pflanzenoberflächen aller öko-physiologischen Typen unter der Bedingung ständig ausreichender Wasserzufuhr.
3. die potentielle Evapotranspiration (pET), d.h. die Verdunstung eines idealen wassergesättigten Geländeausschnittes mit Pflanzenbewuchs. Als verdunstende Oberfläche gilt hier sowohl der Boden als auch die Pflanzen. Sie wird

mit Hilfe von (bewachsenen) Lysimeteranlagen gemessen. Die potentielle Evapotranspiration als Gegenspieler des Niederschlags ist demnach die entscheidende Größe für eine klimageographische Bereichsgliederung der Erdoberfläche.

Für rein klimatologische Fragestellungen genügt die Jahresbilanz von Niederschlag und Verdunstung, um eine klimatische Trockengrenze zu definieren, die aride von humiden Räumen trennt. Es handelt sich dabei um die Gleichgewichtslinie der mittleren Jahreshöhe des Niederschlags und der mittleren potentiellen Verdunstung (pV). Welt- oder Erdteilkarten der ariden und humiden Bereiche auf der Basis von Lysimetermessungen gibt es aus Datenmangel noch nicht. Karten auf der Basis des Verhältnisses von Niederschlag zur Tankverdunstung treffen nicht den wirklichen Humiditäts- oder Ariditätsgrad einer Landschaft. So greift man auf die Berechnung der potentiellen Verdunstung (pV) zurück. HENNING/HENNING (1976) haben nach PENMAN und ALBRECHT für Erdteile den Verlauf der klimatischen Trockengrenze ermittelt, wobei die potentielle Verdunstung unter Abschätzung der Albedo errechnet wurde. Die auf diese Weise gewonnene potentielle Verdunstung beeinflusst in entscheidendem Maße den Verlauf der Trockengrenze. Damit findet in der Berechnung der potentiellen Verdunstung aber das differenzierte pflanzenökologische Verhalten in einzelnen Räumen noch keine ausreichende Berücksichtigung. Dies drückt sich in einer prononcierten Einengung der humiden Räume der Erde aus, wie dies die Karten von I. und D. HENNING zeigen.

Die Abb. 16, die den Verlauf der klimatischen Trockengrenze im Untersuchungsgebiet zeigt, läßt sich im Sinne dieser Überlegungen interpretieren. Hiernach wird der Raum der humiden Vegetationsformen klimatisch aber zu stark eingengt. Eine pflanzenökologisch relevante Trockengrenze verlief an einer Linie, an der potentielle Verdunstung etwa doppelt so hoch ist wie der gefallene Niederschlag. In der hier vorgelegten Karte der hygrothermischen Klimatypen wurde dagegen für den Ausschnitt des östlichen Mexiko der Versuch unternommen, die unterschiedlichen Vegetationstypen in ihrer Auswirkung auf die potentielle Verdunstung zu berücksichtigen.

Bei ökologischen Fragestellungen reicht im allgemeinen die Jahresbilanz von Niederschlag und Verdunstung kaum aus. Dies haben bereits v. WISSMANN (1939), LAUER (1952), JÄTZOLD (1961) und HENNING/HENNING (1977) gezeigt. Sie verwenden Monatsbilanzen zur Ermittlung von humiden und ariden Monaten, um damit den Jahresgang auszudrücken. Den Pflanzen genügt nämlich ein ausreichendes Wasserangebot in ihrer spezifischen Vegetationszeit. So kann ein tropischer Regenwald bei 10 humiden Monaten über die Bodenwasserspeicherreserven eine ganzjährige Vegetationsperiode aufrecht erhalten. Es ist im Extrem sogar vorstellbar, daß ein nahezu immergrüner tropischer Regenwald auch noch bei negativer Jahreswasserbilanz gedeihen kann,







- |                                                                                                                              |                                                                                                                                       |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  klimatisch humider Raum                    |  klimatisch arider Raum ( $N/pV < 1$ )               |
|  klimatische Trockengrenze ( $N/pV = 1$ ) |  klimatisch besonders arider Raum ( $N/pV < 0,5$ ) |

Abb. 16 Klimatische Trockengrenze  
Climatic dryness-line

$N$  = mean annual precipitation,  $pV$  = potential Evapotranspiration

denn es könnten etwa 10 Monate gerade humid sein und 2 so arid, daß die Jahreswasserbilanz insgesamt negativ ausfällt. Dazu kommt, daß dichte Vegetationseinheiten in ihrem Stammraum ein humideres Eigenklima schaffen, das von den Wetterhütten nicht erfaßt werden kann. In ariden Gebieten sind häufig wenige humide Tage entscheidend für das Gedeihen von grundwasserunabhängigen Wüstenchamaephyten. Selbst das den Pflanzen zur Verfügung stehende Niederschlagswasser ist klimatologisch kaum zu ermitteln, da die Meßgeräte das Zusammenströmen von Niederschlägen in Senken nicht erfassen können. Eine rein klimatische Wasserhaushaltsbilanzierung ist also in Extremfällen ökologisch wenig aussagefähig. Tagesbilanzen der Humidität

und Aridität wären allenfalls geeignet, das Problem ökologisch besser zu fassen.

e. Die Ermittlung der Zahl der humiden bzw. ariden Monate in der Klimakarte (Beilage I)

Im Prinzip ist die Humidität bzw. Aridität eines Raumes über die Größen Niederschlag und Verdunstung im Sinne von PENCK (1910) zu fassen. Niederschlagsdaten liegen für den Untersuchungsraum in ausreichender Zahl vor, jedoch wird die Verdunstung mit Hilfe von Class-A-pan nur an wenigen Klimastationen gemessen. Die Daten reichen zur kartographischen Darstellung des Quotienten  $N : V$  im Untersuchungsraum nicht aus. Doch fanden sie Verwendung zur Darstellung von Klimadiagrammen (Beilage III). Dabei wurden die Class-A-pan-Werte mit dem Faktor 0,5 reduziert, um dem Oaseneffekt gerecht zu werden, der sich in den niederschlagsärmeren Bereichen in dieser Größenordnung auswirkt. Diese Überlegungen resultieren aus dem Vergleich mit Verdunstungsberechnungen nach PENMAN an einzelnen Stationen des Untersuchungsgebietes (Station Chapingo; vgl. JAUREGUI et alii in diesem Heft). Sie ergaben, daß während der trockenen Monate die Verdunstung einer Wanne im Untersuchungsgebiet fast immer doppelt so hoch ist wie die potentielle Evapotranspiration nach PENMAN.

Für die Ermittlung der humiden bzw. ariden Monate im Untersuchungsraum (Beilage I) mußte aufgrund der Datenlage die potentielle Verdunstung (pV) errechnet werden. Da auch die Parameter für die Verdunstungsberechnung nach PENMAN nicht in ausreichendem Maße zur Verfügung stehen, ist die potentielle Verdunstung (pV) mit Hilfe der Methode von PAPADAKIS (1966) in Anlehnung an Überlegungen von SCHMIEDECKEN (vgl. Beitrag in diesem Heft) durchgeführt worden\*.

Das Wasserangebot, das gemeinhin in der Bilanzierung durch den gefallenen Niederschlag (N) repräsentiert wird, wurde durch die aktuelle Verdunstung (aV) ausgedrückt. So dient der Quotient  $\frac{aV}{pV}$  zur Ermittlung der Humidität bzw. Aridität eines Monats und damit zur Bestimmung der Zahl der humiden bzw. ariden Monate einer Klimastation.

---

\* Die Formel lautet:

$$E = 7,5 e^{\epsilon_{\max}} e^{-\epsilon_{\min} - 2}$$

E = potentielle Verdunstung

$\epsilon_{\max}$  = Sättigungsdampfdruck bei der mittleren täglichen Maximumtemperatur

$\epsilon_{\min}$  = Sättigungsdampfdruck bei der mittleren täglichen Minimumtemperatur, die um  $2^{\circ}\text{C}$  vermindert wird



Durch die Verwendung der aktuellen Verdunstung finden Abfluß und Speicherung von Niederschlagswasser im Boden als weitere Glieder des Wasserhaushaltes indirekt Eingang in den Trockenheitsindex zur Ermittlung des Trockengrenzwertwertes. Der Niederschlag kann in Form einfacher Beziehungsgleichungen in den Ausdruck  $aV/pV$  eingebracht werden: Wenn  $pV > N$ , dann ist  $pV$  auch  $> aV$ , wenn  $pV < N$ , dann ist  $pV = aV$ . Demnach kann der Quotient  $aV/pV$  den Wert 1 nicht übersteigen, da die aktuelle Verdunstung nie die Verdunstungskraft übertreffen kann\*.

Da der Trockengrenzwertwert nicht nach dem Quotienten  $N/pV (=1)$  bestimmt wird, sondern  $aV$  an die Stelle von  $N$  tritt, ist er nicht auf der Basis der rein klimatischen Wasserbilanz bestimmt. Wir nennen ihn daher "klimaökologischen Trockengrenzwertwert" ( $aV/pV=1$ ). Erreicht der Quotient  $aV/pV$  den Wert 1, so ist der entsprechende Monat klimaökologisch humid. Ein Monat wird danach klimaökologisch um so arider, je kleiner der Quotient  $aV/pV$  wird. Der so definierte klimaökologische Trockengrenzwertwert geht somit von dem jeweils maximal pflanzenverfügbaren Wasser an Stelle des Niederschlagswassers aus.

Es ist bekannt, daß ausdauernde Pflanzen selbst dort noch zu wachsen vermögen, wo in keinem Monat des Jahres die aktuelle Verdunstung ( $aV$ ) die potentielle ( $pV$ ) erreicht. Damit wird deutlich, daß mit abnehmenden Niederschlagsmengen die potentielle Verdunstung, die von PAPADAKIS (1966) und PENMAN (1963) ohne Berücksichtigung des aktuellen Vegetationszustandes errechnet wurde, überschätzt und das letztlich durch die Regenmesser der betreffenden Klimastationen gemessene Wasserdargebot unterschätzt wird. Die entsprechenden Größenordnungen sind abhängig von der individuellen Ausstattung des Raumes mit Pflanzen und von deren ökophysiologischer Konstitution. Die wirklich transpirierende Oberfläche ist nämlich in ihren unterschiedlichen Dimensionen ebensowenig in eine Verdunstungsformel eingegangen wie die entsprechende evaporierende Bodenoberfläche.

Unter der potentiellen Verdunstung ( $pV$ ) verstehen wir daher im folgenden die "integrierte Landschaftsverdunstung", d.h. eine potentielle Evapotranspiration, die sich zusammensetzt aus einer beliebigen transpirierenden Oberfläche der Pflanzen und einer beliebigen evaporierenden Bodenoberfläche in ihrer wirklichen morphologischen Konfiguration unter Maßgabe pflanzenphysiologisch stets optimaler Wassersättigung des Bodens und des aktuellen

---

\* Die aktuelle Verdunstung ist nach SCHMIEDECKEN (s. Beitrag in diesem Heft) aus den Wasserhaushaltsgrößen berechnet worden, wobei das pflanzenverfügbare Wasser im Boden, die potentielle Verdunstung und der Niederschlag die festen Ausgangsgrößen sind. Er bezeichnet die aktuelle Landschaftsverdunstung mit  $aLV$ , die potentielle Landschaftsverdunstung mit  $pLV$ .

räumlichen und ökophysiologischen Zustandes der Pflanzenwelt. Damit unterscheidet sich diese potentielle Verdunstung (Landschaftsverdunstung) nicht nur von derjenigen, die die üblichen Formeln, so auch die von PAPADAKIS (1966), ausdrücken, sondern auch von der potentiellen Verdunstung, die in den o.g. Quotienten des klimaökologischen Trockengrenzwertwertes eingegangen ist. Die Berechnung der so definierten potentiellen Landschaftsverdunstung ist allerdings nicht ohne weiteres möglich, da quantitative Parameter zur Erfassung des pflanzenphysiologischen Verhaltens nicht in ausreichendem Maße zur Verfügung stehen. Doch lassen sich aus der Kenntnis des physiologischen und ökologischen Verhaltens der Pflanzenwelt eine Reihe von qualitativen Aussagen machen, die es gestatten, den klimaökologischen Trockengrenzwertwert nach dem jeweiligen Vegetationstypus gleitend zu reduzieren. Dadurch wird gleichsam die potentielle Evapotranspiration (nach PAPADAKIS, 1966) durch die potentielle Landschaftsverdunstung ersetzt. Damit verändert sich auch  $aV$  und wird zur aktuellen Landschaftsverdunstung. Der so ermittelte Index wird als "pflanzenökologischer Trockengrenzwertwert" bezeichnet.

Diese Überlegungen führen zu der Einführung eines gleitenden pflanzenökologischen Trockengrenzwertwertes  $-\frac{aV}{pV} = 0,45 \text{ bis } 1$ , der folgendermaßen begründet werden kann:

1. Mit abnehmender Pflanzendichte erhöht sich im Mittel die Albedo (vgl. Abb. 17), d.h. es vermindert sich die in die Verdunstung eingehende mittlere Oberflächentemperatur des verdunstenden Körpers. Bei gleicher Energiezufuhr muß daher die Verdunstung ( $pV$  und  $aV$ ) auf einer geringer bewachsenen Fläche niedriger sein als auf einer zunehmend mit Pflanzen bedeckten Fläche (vgl. FLOHN, 1971; FLOHN, 1975; LETTAU, 1975).

2. Mit abnehmendem Niederschlagsaufkommen nimmt die unbewachsene Fläche eines Landschaftsraumes zu und umgekehrt die Vegetationsdichte ab. Da die Vegetation unter anderem wegen des 'Randeffektes' mehr verdunstet als eine entsprechende Fläche unbewachsenen Bodens (vgl. WALTER, 1960), ist die aktuelle Verdunstung und die potentielle Landschaftsverdunstung gegenüber den entsprechenden klimaökologischen Parametern nach unten zu korrigieren. Die abnehmende Vegetationsdichte (Phytomasse) steht dabei in linearer Beziehung zur abnehmenden Niederschlagshöhe (vgl. WALTER, 1973).

3. In die gleiche Richtung wirkt sich mit zunehmender Trockenheit der Oaseneffekt verstärkt aus.

Von diesen Gründen, die eine Reduktion des klimaökologischen  $aV/pV$  Quotienten im pflanzenökologischen Sinne unbedingt nahelegen, berücksichtigt PENMAN den Oaseneffekt und die Albedo, jedoch nicht im

landschaftsökologischen Sinne. HENNING/HENNING (1976) verwenden unter Einbeziehung der Überlegungen von ALBRECHT die Albedo in differenzierter Weise. PAPADAKIS, nach dem hier pV errechnet worden ist, läßt alle drei Faktoren weitgehend unberücksichtigt, wie seine Überprüfung an PENMAN für den Untersuchungsraum ergeben hat, so daß insofern eine starke Reduktion an dem klimaökologischen Trockengrenzwertenwert vorgenommen werden muß (Abb. 17) (vgl. auch den Beitrag von JAUREGUI et alii in diesem Heft).

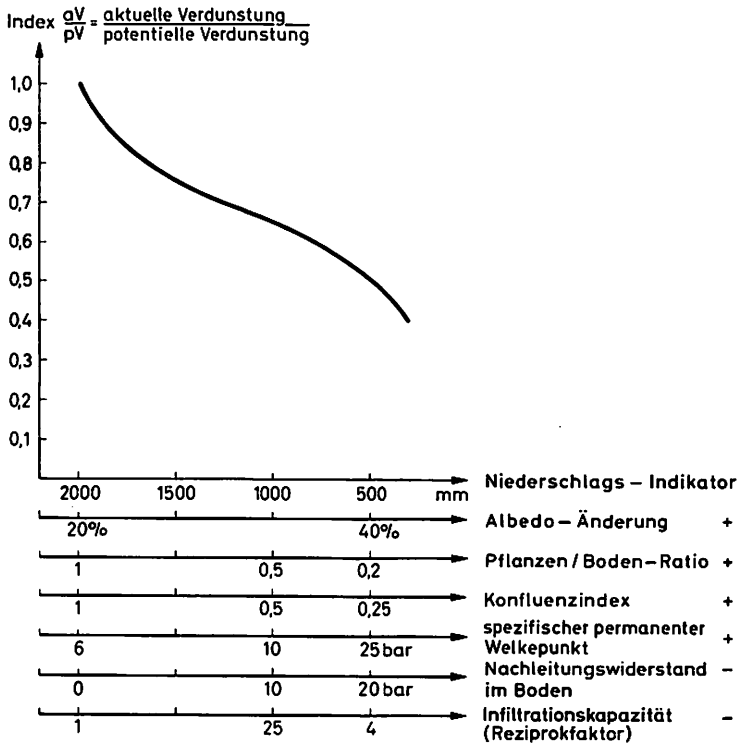


Abb. 17 Der gleitende Reduktionsfaktor des Trockengrenzwertenwertes  
Reduction factor of the critical value of the drynessline-quotient

Der Überschätzung der Verdunstung in Relation zu der Ausstattung des Raumes mit Pflanzen steht mit abnehmender Niederschlagsmenge auch eine Unterschätzung des pflanzenverfügbaren Wassers gegenüber, die ebenfalls eine Reduktion des klimaökologischen Trockengrenzwertenwertes im pflanzenökologischen Sinne nahelegt:

1. Mit abnehmendem Niederschlagsaufkommen erhält jede Pflanze wegen ihrer zunehmenden Vereinzelung mehr Wasser als die Regenmesser anzeigen, da Wasser in den Tiefenlinien des Reliefs zugunsten der dort wachsenden Pflanzen zusammenströmt und dadurch gerade in endorheischen Gebieten der Oberflächenabfluß den Pflanzen nicht verlorengeht. Dieser Konfluenzeffekt wirkt sich im Untersuchungsgebiet besonders aus, da fast alle Trockengebiete in Senken, Ebenen und Becken liegen, in denen nachweislich von den umgebenden Hängen Wasser zusammenfließt, das dort überschüssig ist.

2. Mit abnehmender Niederschlagsmenge reduziert sich die Oberfläche der Pflanzen in Relation zu den wasseraufnehmenden Organen immer mehr. Es nimmt auch die Fähigkeit der ausdauernden Pflanzen zu, ihre Transpiration zu regulieren, d.h. mit dem verfügbaren Wasser hauszuhalten.

3. Der spezifische permanente Welkepunkt von Trockenpflanzen verschiebt sich gegen immer höhere Bar-Werte (vgl. LARCHER, 1973). Dazu sind Trockenpflanzen aufgrund ihres morphologischen Baus und ihrer physiologischen Konstitution befähigt. Trockenpflanzen nützen also das Bodenwasser weitergehend aus und strecken den verfügbaren Wasservorrat über einen längeren Zeitraum, d.h. sie verlängern damit ihre humiden Bedingungen gegenüber Feuchtpflanzen, die ihren Wasservorrat schneller aufbrauchen. Die Übergänge zwischen Feucht- und Trockenpflanzen sind gleitend.

Während die bisherigen Punkte eine Reduzierung des klimaökologischen Trockengrenzwertes im pflanzenökologischen Sinne verursachen, deuten einige Faktoren in eine umgekehrte Richtung:

1. Der Nachleitungswiderstand im Boden wird mit zunehmender Austrocknung erhöht (vgl. KAUSCH, 1955). Dies kompensieren die Pflanzen durch die Verschiebung ihres spezifischen permanenten Welkepunktes.

2. Die Infiltrationskapazität des Bodens sinkt mit abnehmender Durchwurzelung und Verdunstungsfläche (vgl. PENMAN, 1963), wodurch die Abflußrate ansteigt. Dies wird zumindest teilweise dadurch kompensiert, daß mit abnehmender Niederschlagshöhe die Böden immer seltener wassergesättigt sind, also selbst bei aufeinanderfolgenden Niederschlagsereignissen die Böden zunehmend wasseraufnahmebereiter werden.

Zusammengenommen führen alle positiven und negativen Faktoren dazu, mit abnehmender Niederschlagssumme (als Indikator) den klimaökologischen Trockengrenzwert  $aV/pV$  gleitend zu reduzieren (pflanzenökologischer Trockengrenzwert, vgl. Abb. 17).

Damit ist im einzelnen keine Umwertung von  $aV$  und  $pV$  vorgenommen worden, da die räumlich differenzierten pflanzenökologischen Überlegungen nicht direkt in die Wasserhaushaltsbilanzierung  $aV/pV$  eingebracht werden können.

Je nach dem Niederschlagsaufkommen einer Klimastation des Untersuchungsraumes wurde aufgrund des gleitenden pflanzenökologischen Trockengrenzwertes die Zahl der humiden und ariden Monate ermittelt und in der Klimakarte (Beilage I) dargestellt.

Aus der hier notwendig gewordenen Definition zweier Trockengrenzwertenwerte mit unterschiedlicher Wertigkeit zur Ermittlung der humiden Monate ergeben sich zwei Begriffsskalen der Bezeichnungen 'humid' und 'arid'. Ihre vergleichende Gegenüberstellung ist in der Abb. 18 festgehalten. Beide Skalen sind bei der Beschreibung der Klimakarte und weiteren Analysen des Wasserhaushaltes verwendet worden.

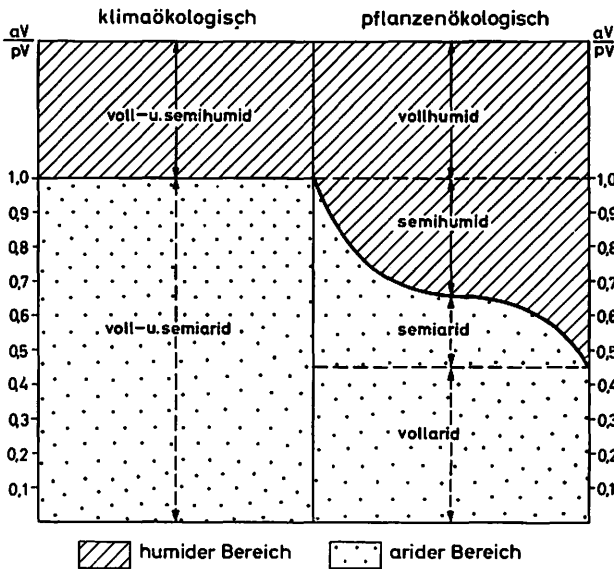


Abb. 18 Das Verhältnis von klimaökologischer und pflanzenökologischer Definition der Begriffe 'humid' und 'arid'

The relationship of the climatic-ecological and plant-ecological definitions of 'humid' and 'arid'

aV = actual evapotranspiration  
pV = potential evapotranspiration

Nach den Kriterien des "klimaökologischen" Trockengrenzwertes sind alle Monate einer Klimastation, die den  $aV/pV$ -Quotienten von 1 erreichen, als klimaökologisch humid bezeichnet worden, alle Monate, die darunter liegen, als klimaökologisch arid (vgl. Abb. 18, linke Spalte). Im pflanzenökologischen Sinne ist dagegen der humide Bereich erweitert, mithin sind alle Monate pflanzenökologisch humid, deren  $aV/pV$ -Quotient über dem jeweiligen errechneten, gleitenden Index zwischen 0,45 bis 1 liegt. Der (voll)humide Bereich wird dann zweckmäßigerweise durch den Trockengrenzwert  $aV/pV = 1$  vom semihumiden Bereich getrennt (vgl. Abb. 18, rechte Spalte). Semihumid im pflanzenökologischen Sinne sind also alle Monate, in denen die Pflanzen noch unter humiden Bedingungen leben, obwohl die klimaökologischen Bedingungen bereits arid (semiarid) sind. Wirklich arid (im pflanzenökologischen Sinne) sind dann alle Monate, deren  $aV/pV$ -Quotient unter dem jeweiligen gleitenden Trockengrenzwert liegt. In der Karte der hydrothermischen Klimatypen sind die pflanzenökologisch humiden (=voll- und semihumiden) Monate dargestellt.

##### **5. Die Ursachen der räumlichen Differenzierung der humiden bzw. ariden Klimaperioden**

Die unterschiedliche Verbreitung der humiden bzw. ariden Klimate in ihrer zeitlichen Verteilung über das Jahr hängt im Untersuchungsgebiet von mehreren Faktoren ab:

1. vom N-Regime insofern als die Periode der sommerlich-tropischen Regenzeit nicht überall gleich lang bzw. gleich intensiv ausgebildet ist;
2. der hygrische Wirkungsbereich der winterlichen Kaltlufteinbrüche (Nortes) ist – durch das Relief vorgegeben – auf bestimmte Räume konzentriert;
3. die potentielle Verdunstung (Verdunstungskraft) nimmt im allgemeinen mit zunehmender Höhe ab.

Das sommerlich-tropische Niederschlagsregime ist im Untersuchungsraum weniger differenziert als das winterliche Niederschlagsregime. Das Binnenland ist in der Regel um so arider, je tiefer es liegt und je abgewandter es gegenüber dem Einfluß der Nortes liegt. Da in größeren Höhen die Niederschlagsmenge des tropischen Regenregimes zurückgeht, kann man umgekehrt aussagen, daß mittlere Höhenlagen um so feuchter sind, je mehr diese den winterlichen Kaltlufteinbrüchen ausgesetzt sind. Sie verlängern die tropische Sommerregenzeit und vermögen z.T. die Trockenzeit ganz zu überbrücken. Für das Humiditätsregime ist aber auch die absolute Höhe der Sommerniederschläge und die Zahl der sommerlichen Niederschlagstage sowie ihre Verteilung über die Sommermonate von Bedeutung, denn durch die Einbeziehung der Bodenspeicher-

wasserkapazität in der Errechnung der Zahl der humiden und ariden Monate kann eine sommerliche Speicherung des Bodenwassers zu einer Einschränkung der winterlichen Trockenzeit führen. Die Kombination von hohen Sommerniederschlägen, einhergehend mit intensiver Speicherung sommerlichen Niederschlagswassers im Boden, hygrischer Lagegunst gegenüber den winterlichen Nortewetterlagen und reduzierter Verdunstungskraft in größeren Höhen bietet optimale Voraussetzungen für eine lange Dauer von humiden Jahreszeiten.

#### a. Isohygromenen und Jahresniederschlag

In den Tropen geht aus solarklimatischen Gründen die Verkürzung der Regenzeit zwischen dem Äquator und den Wendekreisen mit der Abnahme der Jahresniederschlagsmenge einher. Hiervon gibt es aufgrund einer Vielzahl von geographischen Faktoren Abweichungen, die hinsichtlich der klimaökologischen Wirkungen auf den Raum, insbesondere auf sein Pflanzenkleid, von Bedeutung sind. In der vorgelegten Karte der hygrothermischen Klimatypen wurden für die Ermittlung der hygrischen Komponente der Klimatypen die Isohygromenen benutzt. Die Niederschlagsmengen dagegen wurden als Isohyeten unabhängig von der Klimatypisierung in die Karte eingetragen (vgl. Beilage I).

Eine Regressions- und Korrelationsanalyse zwischen der Zahl der humiden Monate und den Jahresniederschlagsmengen zeigt die engen Beziehungen zwischen beiden Parametern auf ( $r = 0,8$ ;  $y = 8,94 x - 19,67$ ;  $n = 83$ ) (Abb. 19). Auffällig ist eine gewisse regelhafte Abweichung der einzelnen Punkte (Klimastationen) von der Regressionsgeraden, deren räumliche Struktur sich in der Residuenkarte (Abb. 20) deutlich niederschlägt. Positive Residuen sagen aus, daß das Jahresniederschlagsaufkommen in Relation zu der Zahl der humiden Monate höher liegt als nach der Regressionsanalyse zu erwarten ist. Negative Residuen bedeuten, daß das Jahresniederschlagsaufkommen in Relation zur Zahl der humiden Monate relativ gering ist\*.

An nahezu der gesamten Ostabdachung der Sierra Madre Oriental zum Atlantik hin herrschen deutlich negative Residuen vor. Dort wird die lange Dauer der Humidität offensichtlich mit verhältnismäßig geringen Niederschlagssummen erzielt. Diese Niederschläge müssen relativ gleichmäßig über das Jahr verteilt sein, um eine so hohe Zahl humider Monate erklären zu können. Nur in einem schmalen Streifen der feuchten Nordost- und Ostabdachung treten positive Residuen auf. Sie kennzeichnen die Stufe maximaler Niederschläge.

---

\* Die Residuenaussagen werden jeweils auf den Niederschlag bezogen, obwohl der Humiditätsgrad die abhängige Variable ist.

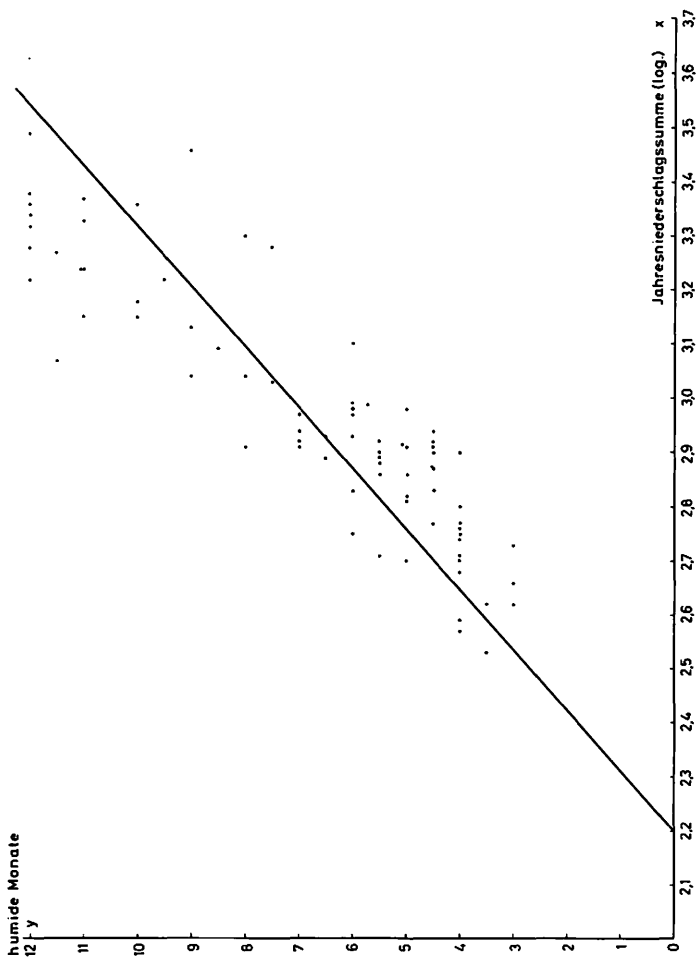
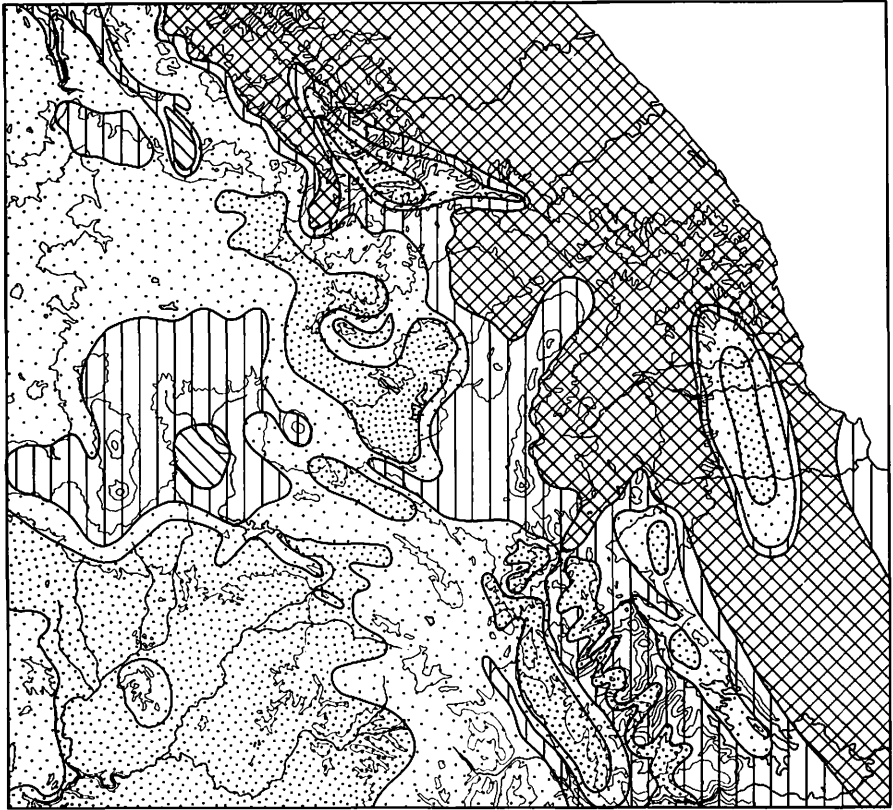


Abb. 19 Regressionsdiagramme: Jahresniederschlag/Humiditätsdauer  
 Regression-diagram: Mean annual precipitation/number of humid months





Residuen in logarithmischer Skala Residue 1 =  $\log 0,1$  des Jahresniederschlags



**Abb. 20** Residuenkarte der Regression Jahresniederschlag/Humiditätsdauer  
 Residual values of the regression analysis: Mean annual precipitation/number  
 of humid month

Im Trockengebiet um Rinconada, in der Senke des Rio Balsas, im Becken von Oriental und Libres sowie in einigen feuchteren Regionen der Meseta, besonders aber auch an der westexponierten Talflanke des Tehuacántales, zeigen sich ebenfalls eindeutig positive Residuen. Dort liegen die Jahresniederschlagssummen deutlich höher als aufgrund der Regressionsanalyse nach der Zahl der humiden Monate zu erwarten wäre. Die Niederschläge fallen dort zeitlich sehr konzentriert, so daß auch eine größere Niederschlagsmenge keine länger andauernde Humidität zu bewirken vermag. Es überwiegen konvektiv-tropische Niederschläge, wohingegen an der Ostabdachung der Sierra Madre Oriental die winterlichen advektiven Niederschläge infolge der

Nur eine günstigere zeitliche Verteilung des Niederschlagsaufkommens über das Jahr erlauben.

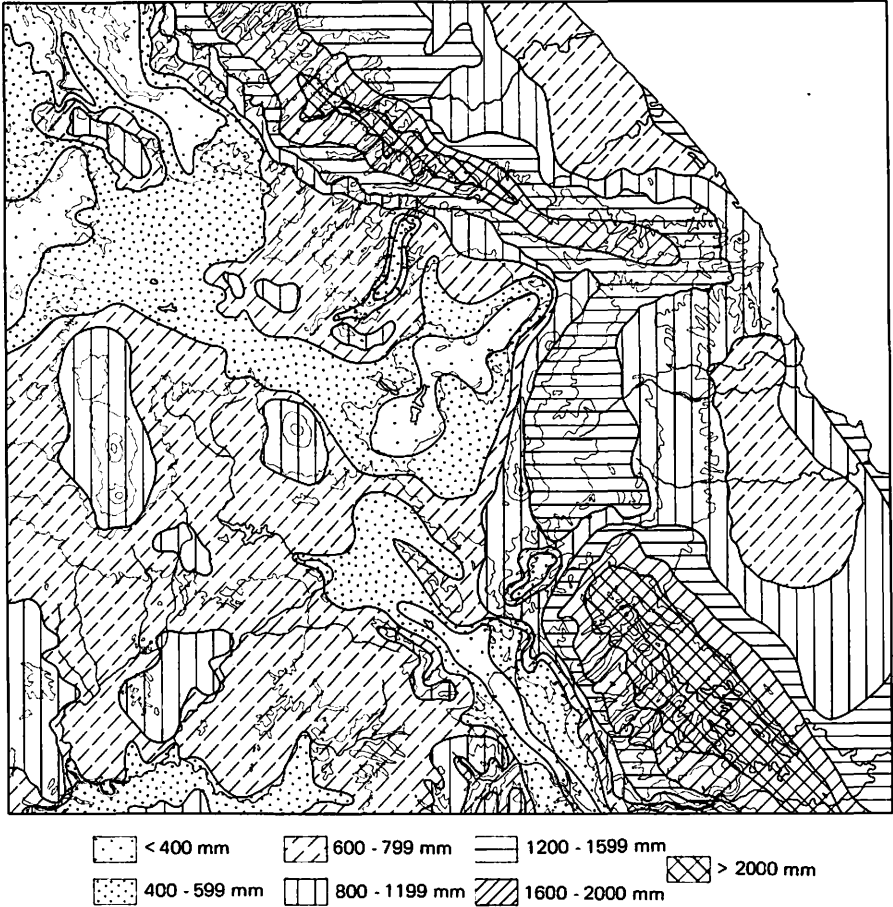
Schwach positive Residuen kennzeichnen die gesamte Meseta, einschließlich ihrer nach Süden reichenden Berglandkomplexe zwischen dem Tehuacántal und der Balsassenke. Schwach negativ erweisen sich dagegen die Residuen im Bereich der Vulkanmassive der Meseta und der höchsten Höhen der Sierra Madre Oriental. Dort entspricht die Zahl der humiden Monate jeweils eher dem nach der Regressionsanalyse aufgrund des Niederschlagsaufkommens zu erwartenden Wert.

In allen relativ humiden Gebieten unter Ausnahme der südlichen Sierra Madre Oriental und ihrer Vorlandriedel sowie der mittleren Höhenstufen der Nordwestabdachung der Sierra Madre Oriental ist das Jahresniederschlagsaufkommen geringer als der Zahl der humiden Monate entsprechen würde. Der Umsatz des Niederschlagsaufkommens in die Zahl der humiden Monate ist dort also sehr ökonomisch. Umgekehrt empfangen trockenere Gebiete in der Regel verhältnismäßig höhere Niederschlagssummen in der kurzen Regenzeit als der Zahl der humiden Monate nach der Regressionsanalyse entspricht. Das Niederschlagsaufkommen wird dort offensichtlich unökonomisch in die Zahl der humiden Monate umgesetzt. Abgeschwächt gilt dies auch für nahezu die gesamte Meseta unter Ausnahme der ihr aufgesetzten Vulkanregionen.

#### b. Isohygromenen und Sommerniederschlag

Die Karte der absoluten Höhe der Sommerniederschläge (Mai bis Oktober) (Abb. 21) weist die höchsten Niederschlagssummen an der Ostabdachung der Sierra Madre Oriental aus. Es zeichnet sich auch hierbei die Zone maximaler Niederschläge ab (vgl. Nebenkarte auf Beilage I). Die unmittelbare atlantische Küstenniederung mit ca. 10 humiden Monaten zeigt kaum höhere Sommerniederschläge als die Meseta oder die Südabdachung zur Balsassenke. Ohne die winterlichen Niederschläge würde die humide Zeit dort erheblich kürzer sein und nur ca. 5 Monate betragen.

Im größten Teil des Untersuchungsraumes herrschen Sommerniederschläge von 600 mm bis 800 mm vor. Dies gilt für die Meseta und die Südabdachung zur Balsassenke. An den Vulkanmassiven fallen jedoch höhere Niederschlagsmengen. Minimale Sommerniederschlagsmengen verzeichnet der Raum der geringsten Anzahl von humiden Monaten: die diagonale Trockenachse mit dem Trockengebiet um El Carmen, die westliche Talflanke des südlichen Tehuacántals, die Trockentalungen nördlich von Pachuca und die trockenen Durchbruchstäler der Sierra Madre Oriental. Die langdauernde Aridität



**Abb. 21 Mittlerer Sommerniederschlag**  
**Mean summerseason precipitation**

kommt dort durch minimale Sommerniederschläge und die Leelage zu den Nortes zustande.

Die Karte der Sommerniederschläge (Abb. 21) zeichnet in ihrer Raumstruktur zwar weitgehend das Bild der Isohygromenen vor, im Luvbereich der winterlichen Nortes zeigen sich aber größere Abweichungen der Humiditätsdauer von der Höhe der sommerlichen Niederschläge. Dies kann durch eine Regressionsanalyse und ihre Residuenkarte verdeutlicht werden (Abb. 22 und 23).

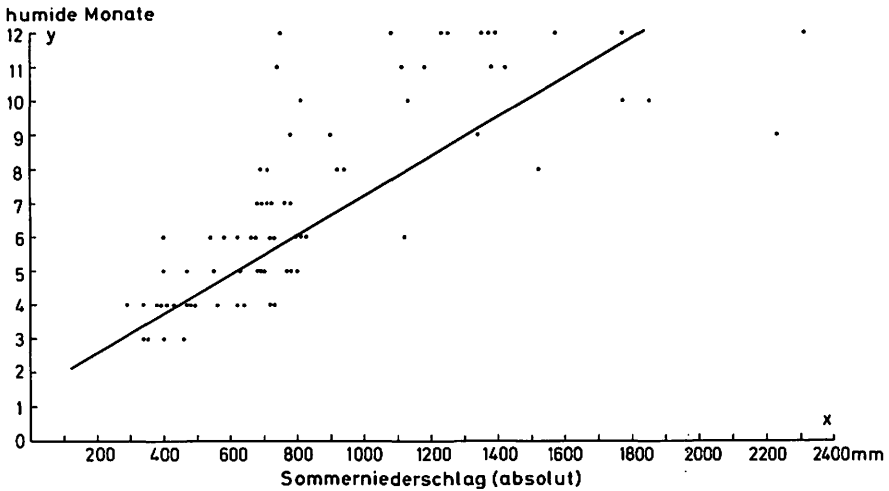
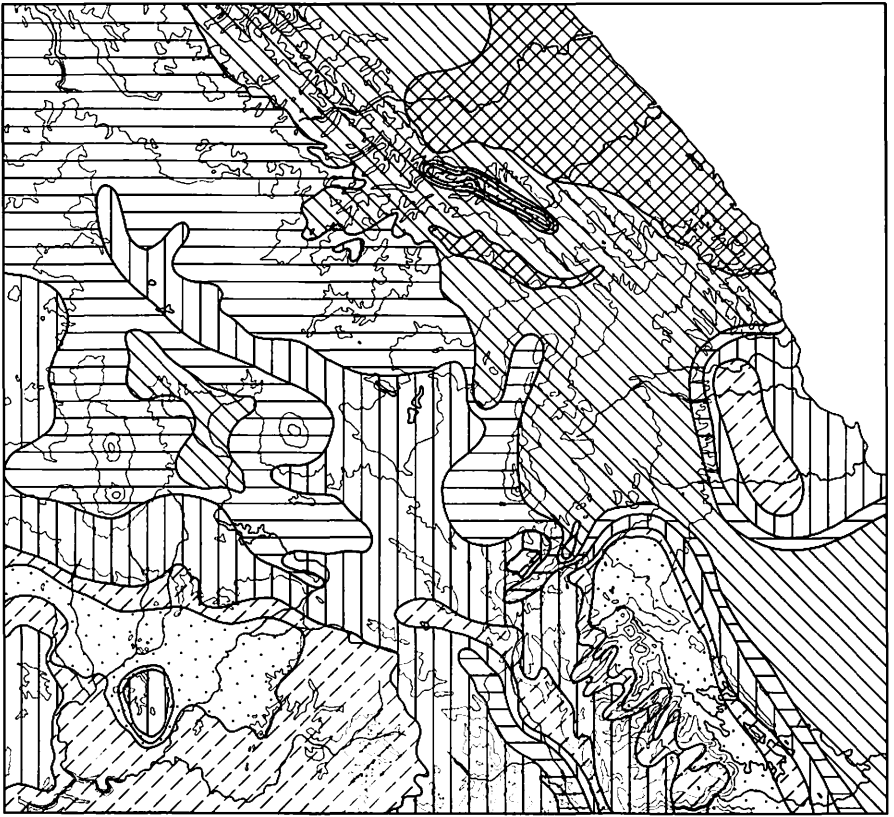


Abb. 22 Regressionsdiagramm: Sommerniederschlag/Humiditätsdauer  
 Regression-diagramm: Mean summerseason precipitation/number of humid months

Die korrelative Beziehung zwischen der absoluten Sommerniederschlags-summe und der Zahl der humiden Monate ist sehr eng ( $r^2 = 0,7$ ;  $y = 0,006 x + 1,28$ ;  $n = 83$ ) (vgl. Abb. 22). Die regionale Differenzierung der Humiditätsdauer wird vor allem dort weitgehend positiv von dem Sommerniederschlagsaufkommen bestimmt, wo die Winterregen nur einen geringen Anteil an der Gesamtniederschlagsmenge ausmachen. Die Gebiete, in denen die Sommerniederschläge nahezu allein die Humiditätsdauer prägen, liegen vor allem in den hygrischen Zonen unterhalb von sieben humiden Monaten, d.h. jenseits der klimatischen Trockengrenze im Leebereich der winterlichen Nortes. Bei Humiditätsgraden von über sieben humiden Monaten ist die Punktwolke (Abb. 22) dagegen weiter gestreut. Dort, wo Winterregen bedeutsam werden, sagt die absolute Höhe der Sommerniederschläge demnach weniger über die Humiditätsdauer aus, am wenigsten offensichtlich in den ganzjährig humiden Tieflandsbereichen mit über 10 humiden Monaten. Es wird deutlich, daß die Winterniederschläge vor allem dann die Humidität verlängern, wenn bereits sieben humide Monate durch Sommerregen erreicht wurden. Die aufgezeigten Abweichungen der Klimastationswerte von dem Modell der Regressionsgraden werden räumlich in der Abb. 23 vorgestellt.

Nahezu alle Klimastationen mit weniger als acht humiden Monaten weisen positive Residuen auf (Abb. 23). Sie erhalten höhere Sommerniederschlags-summen als den humiden Monaten entsprechen würde. Andererseits zeigen nahezu alle Klimastationen mit mehr als sieben humiden Monaten um so negativere Residuen, je höher die Zahl der humiden Monate ist. Dort liegen



Abweichung des Sommerniederschlags in mm vom Regressionsmodell

▧ > - 500 mm

▨ - 50 bis 249 mm

▩ + 50 bis + 200 mm

▪ - 250 bis - 500 mm

▫ - 49 bis + 49 mm

▬ > + 200 mm

**Abb. 23 Residuenkarte der Regression: Sommerniederschlag/Humiditätsdauer**  
**Residual values of the regression analysis: Mean summerseason precipitation/number of humid months**

die Anteile des Sommerregens also weit niedriger als nach der Zahl der humiden Monate zu erwarten wäre. Dadurch wird deutlich, daß für nahezu alle Klimastationen mit mehr als sieben humiden Monaten offenbar die Winterregen wesentlich zur Erzielung einer langen Humiditätsdauer beitragen, wenn auch – wie aufgezeigt – die Niederschlagssummen in diesen immerfeuchten Regionen insgesamt im Vergleich mit der Zahl der humiden Monate verhältnismäßig gering sind. Der "relative" Sommerniederschlagsanteil korreliert weit weniger gut mit der Zahl der humiden Monate ( $r = 0,4$ ) als die "absolute" Sommerniederschlagssumme, weil höhere relative Sommerniederschläge auch geringere Winterniederschläge implizieren.

### c. Isohygromenen und Winterniederschlag

Die Bedeutung des Winterniederschlags für die Humiditätsdauer zeigt Abb. 24. Sie stellt den relativen Anteil der Winterniederschläge (Oktober bis März) an den Gesamtniederschlägen dar. Der relative Winterniederschlag nimmt im Untersuchungsraum von Nordosten gegen Südwesten hin ab. Insbesondere die Nordostabdachung hat relativ hohe Anteile an Winterniederschlägen. Die mittleren Höhenstufen sind sogar ganzjährig humid. Am Abhang zeigt die Karte nur für das Trockengebiet um Rinconada und Soledad de Doblado ein verhältnismäßig geringes Winterniederschlagsaufkommen.

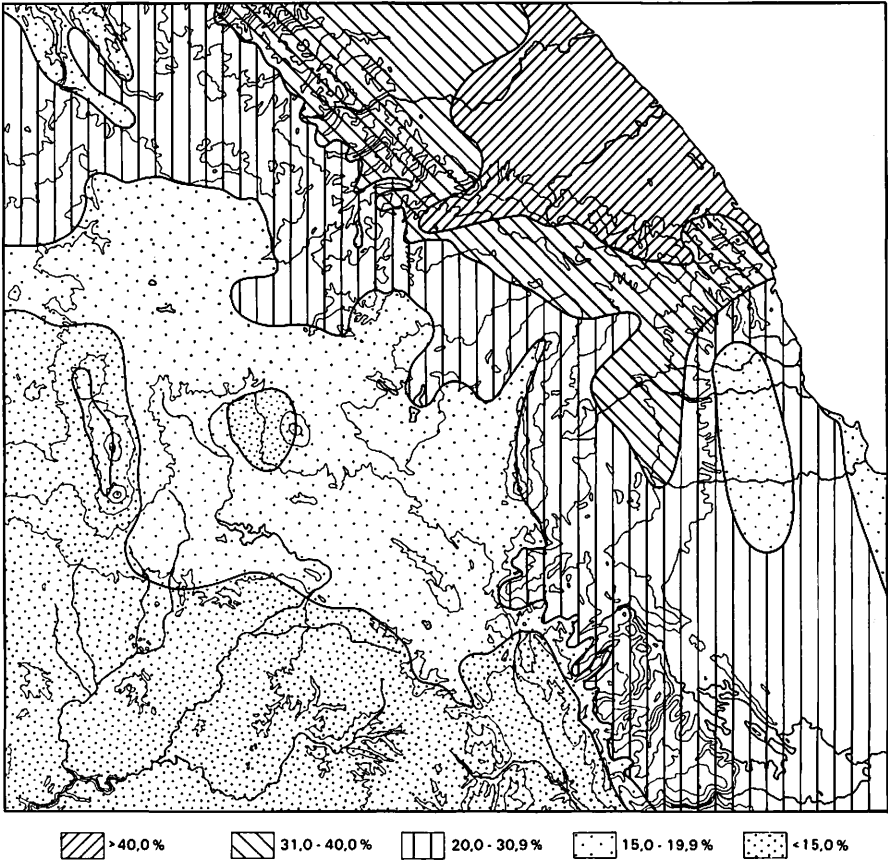


Abb. 24 Relativer Winterniederschlagsanteil (Oktober-März) am Jahresniederschlag  
Percentage of winterseason precipitation (Oct-March) from the mean annual precipitation

Auf der Meseta treten in der Regel mittlere Anteile von Winterniederschlagssummen auf mit einem minimalen Wert im Leebereich der Malinche. Die geringsten relativen Anteile verzeichnet die Südostabdachung zur Balsassenke und das Tehuacántal. Beide Räume sind überdies ausgesprochene Trockengebiete (vgl. Beilage I).

So zeichnet auch die relative Winterregenkarte die Isohygromenen in ihrer Raumstruktur vor. In erster Linie gilt dies für den Luvbereich der winterlichen Kaltlufteinbrüche, wo die Winterregen die Trockenzeit einschränken oder überbrücken. Im Leebereich führen sie dagegen wegen ihres minimalen Aufkommens relativ zu einer Prononcierung von Regen- und Trockenzeit.

Der angedeutete Zusammenhang zwischen der Winterregensumme und der Zahl der humiden Monate läßt sich durch eine Regressions- und Korrelationsanalyse statistisch stützen ( $r = 0,7$ ;  $y = + 0,011 x + 3,7$ ;  $n = 83$ ) (Abb. 25). Die Winterniederschlagssumme vermag ca. 49 % der Varianz der humiden Monate zu erklären. Charakteristische regionale Abweichungen von dieser Regel treten z.B. im Raume von Ixtaccíhuatl und Popocatépetl auf, wo nur noch höhere Regionen Winterniederschläge aus nord- und nordwestlichen Zugbahnen der Nortes erhalten. Der teilweise feuchtere Fußbereich der beiden Vulkanmassive weist dagegen nur einen verhältnismäßig geringen Winterniederschlagsanteil auf.

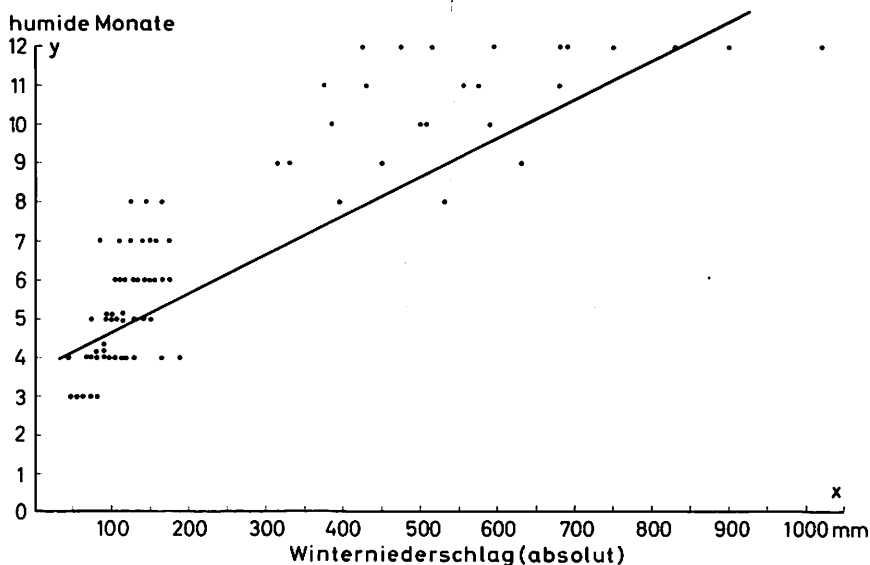


Abb. 25 Regressionsdiagramm: Winterniederschlag/Humiditätsdauer  
Regression-diagram: Mean winterseason precipitation/number of humid months

Winterniederschläge hängen genetisch nicht in jedem Falle mit Nortewetterlagen zusammen. Bei einer Analyse täglicher Niederschlagswerte von November 1967 bis März 1968 in Beziehung zur Auftrittshäufigkeit von Nortees ergaben sich jedoch signifikante Beziehungen zwischen der Zahl der Nortewetterlagen und der Niederschlagshöhe im Bereich der Ostabdachung der Sierra Madre Oriental nördlich des Pico de Orizaba. Hierbei wurden die Nortewetterlagen als Kaltluftleinbrüche aufgrund der interdiurnen Veränderlichkeit der Temperatur nach Schwellenwerten klassifiziert (vgl. HILL 1969). Damit ergibt sich eine eindeutige kausale Beziehung zwischen der Zahl der Nortewetterlagen und der Höhe der winterlichen Niederschläge einerseits sowie zwischen der Zahl der humiden Monate und den Winterniederschlägen andererseits. Die kältesten Nortees sind jedoch nicht die Hauptregenbringer, da niedrige Temperaturen den absoluten Wasserdampfgehalt der Luftmassen deutlich erniedrigen.

An Berghängen verursachen die Nortees Nebel, die die Aridität in bestimmten Höhenstufen mindern (Nebenkarte auf Beilage I). Die Winterniederschläge wirken positiv, d.h. die humide Zeit verlängernd an der Ostabdachung des Untersuchungsgebietes, dies um so mehr, je exponierter die Regionen den winterlichen Kaltluftleinbrüchen ausgesetzt sind. Westlich des Hauptkammes der Sierra Madre Oriental ist die positive Wirkung der Winterniederschläge immer weniger ausgeprägt. Die Trennung des Untersuchungsraumes in einen klimatisch humiden und einen klimatisch ariden Teil ist also primär eine Folge der Winterregen, d.h. der Nortees. Im ganzen gesehen erklären die Jahresniederschlagssumme 64 %, die Sommer- und die Winterniederschlagssumme jeweils 49 % und der relative Winterniederschlagsanteil nur 36 % der Varianz der humiden Monate.

#### d. Isohygromenen und Zahl der Niederschlagstage

Analysiert man das Verhältnis der Niederschlagstage zur Zahl der humiden Monate ( $r = 0,72$ ) (Abb. 26 und 27), so ergibt sich ein räumlich sehr differenziertes Bild (Abb. 27). Die Niederschlagstage repräsentieren eine Verteilung der Niederschlagsmengen in der Zeiteinheit. Das Regressionsdiagramm ( $y = + 0,56 x + 1,48$ ;  $n = 83$ ) (Abb. 26), läßt eine Tendenz zu positiven Residuen bei geringer Zahl humider Monate und zu negativen Residuen bei hoher Anzahl humider Monate erkennen. Die ausgeprägtesten negativen Residuen (Abb. 27) finden sich an der Ostabdachung der Sierra Madre Oriental mit maximalen Abweichungen in den feuchten Küstenniederungen vor der Sierra de Chiconquiaco. Geringe negative Residuen zeigt das Trockengebiet um Rinconada, deutlich positive Residuen der südlichste Teil der Sierra Madre Oriental. Die Negativwerte der Residuen nehmen vom Atlantik nach Westen zu den Gipfelregionen der Sierra Madre ab.



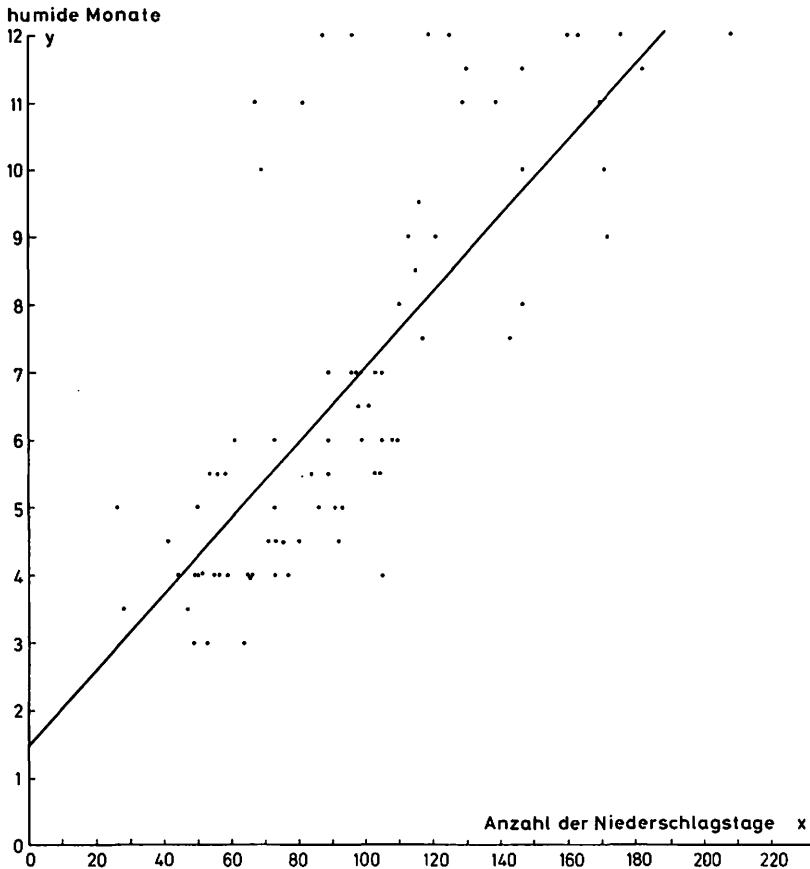
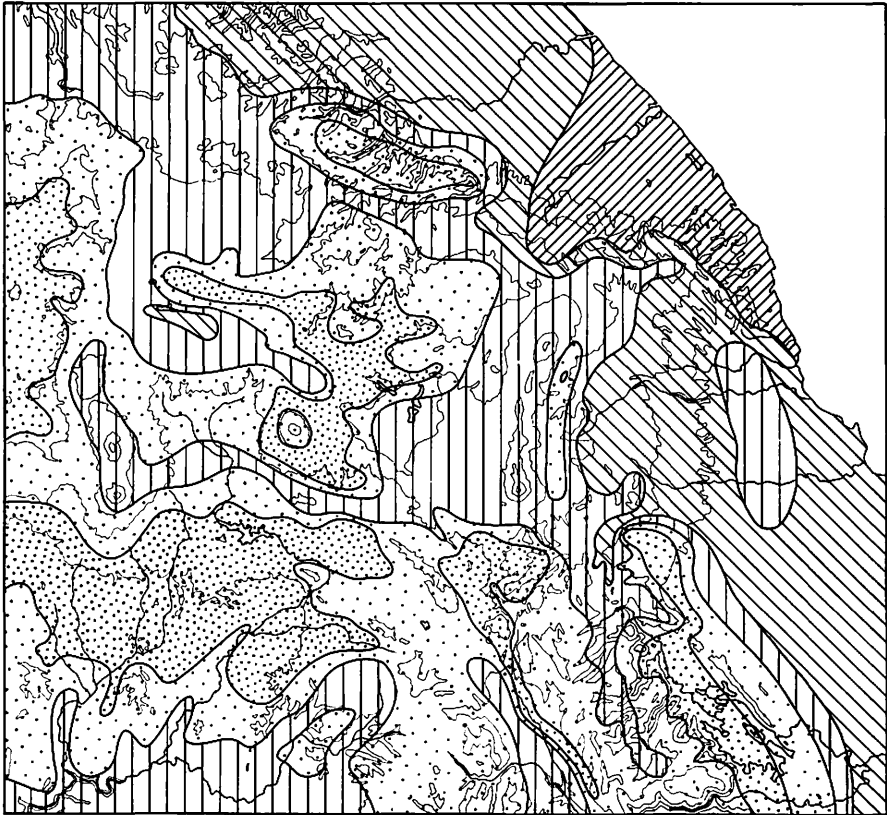
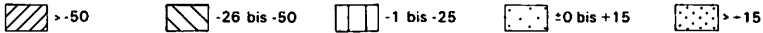


Abb. 26 Regressionsdiagramm: Anzahl der Niederschlagstage/Humiditätsdauer  
 Regression-diagram: Number of days with precipitation/number of humid months

An der gesamten feuchten Abdachung wird mit verhältnismäßig wenig Niederschlagstagen und – wie bereits aufgezeigt – relativ geringen Niederschlagsmengen eine große Zahl humider Monate erreicht. Eine Ausnahme macht auch hier die Stufe maximaler Niederschläge am Gebirgsfuß zwischen 600 und 1400 m NN. Hier tritt teilweise eine Umkehr der angeführten Relationen ein. Die länger andauernde Humidität an der Ostabdachung der Sierra Madre ist generell nicht in erster Linie eine Folge der Quantität von Niederschlagsmenge und Niederschlagstagen, sondern eine Konsequenz der zeitlich



Abweichungen der Zahl der Niederschlagstage vom Regressionsmodell



**Abb. 27 Residuenkarte der Regression: Niederschlagstage/Humiditätsdauer**  
 Residual values of the regression analysis: Number of days with precipitation/number of humid months

verhältnismäßig gleichmäßigen Verteilung beider Parameter im Jahresverlauf. Regelmäßige sommerliche Niederschläge des tropischen Ostwindregimes, z.T. "easterly waves", und regelmäßige winterliche advective Niederschläge des außertropischen Norteregimes führen zu einer hohen Zahl humider Monate. Im äußersten Süden des Untersuchungsraumes liegen die Niederschlagsmengen des tropisch konvektiven Typs an der Sierra Madre Oriental dagegen weit höher. Sie fallen an vielen Tagen und bedingen dort eine langandauernde Humidität, die sich dank einer hohen Bodenwasserspeicherkapazität auch noch weit in die Trockenzeit hinein verlängert.

Die hohen Vulkanmassive weisen teilweise schwach negative Residuen aus, jedoch entspricht dort die Zahl der Niederschlagstage fast den nach der Regressionsanalyse zu erwartenden Werten. Dies gilt auch für weite Teile der Meseta und der sich südlich anschließenden Bergländer. In diesen Räumen mittlerer Humidität, mittleren Niederschlagsaufkommens und abgeschwächten Einflusses der Nortes entsprechen die statistischen Interdependenzen weitgehend der Annahme einer streng linearen Beziehung.

Negative Residuen kennzeichnen den Raum der Abdachung zur Balsassenke, der Talungen des äußersten Nordwestens des Untersuchungsraumes und des südlichsten Tehuacántales. Positiv weichen dagegen die Niederschlagssummen von ihrer Regressionsgeraden für den Bereich der Balsassenke ab (vgl. Abb.20). Danach wäre anzunehmen, daß relativ hohe Niederschlagssummen dort an wenigen Tagen, d.h. also sehr konzentriert fallen, was dem randtropisch-konvektiven Niederschlagstyp in der Binnenregion bei ausgesprochener winterlicher Trockenzeit voll entspricht. Die Konzentration verhältnismäßig hoher Niederschlagsaufkommen auf relativ wenige Tage führt zu einer geringen Zahl humider Monate. Umgekehrt ist es im Tehuacántal und den trockenen Talungen nördlich von Pachuca, im nordwestlichen Teil des Untersuchungsraumes, wo sowohl die Analyse der Niederschlagsaufkommen als auch diejenige der Niederschlagstage schwach negative Residuen in Relation zur Zahl der humiden Monate ausweist. Dort fallen also weniger Niederschläge an einer geringeren Zahl von Tagen als es der ohnehin geringen Zahl humider Monate statistisch entsprechen würde.

Hohe positive Residuen der Beziehungen Niederschlagstage/Anzahl der humiden Monate charakterisieren Teile der Meseta, die östlich und nördlich der Malinche, an der Westabdachung zum ehemaligen Texcoco-See und im nördlichen Teil der Südabdachung zur Balsassenke liegen. Es handelt sich z.T. um Räume, die nach der Niederschlagsanalyse (Abb. 20) hohe positive Residuen aufweisen. Dort fallen also mehr Niederschläge an einer größeren Anzahl von Tagen, als nach den statistischen Berechnungen erwartet werden könnte. Die Niederschlagsmenge und die Anzahl der Niederschlagstage sind auf einen relativ kurzen, vor allem sommerlichen Zeitraum, zusammengedrängt. Eine ungünstige Verteilung des relativ hohen Niederschlagsaufkommens über das Jahr führt dort trotz vieler Niederschlagstage zu einer verhältnismäßig geringen Zahl humider Monate. Das Gegenteil wurde für weite Bereiche der Ostabdachung der Sierra Madre Oriental festgestellt.

Es zeigt sich insgesamt, daß die Dauer der humiden Zeit am ehesten im Bereich der Meseta mit dem Niederschlagsaufkommen und der Zahl der Niederschlagstage korrespondiert, wohingegen in den ausgesprochenen ariden bzw. humiden Teilräumen des Untersuchungsgebietes die Verteilung der Niederschlagstage über das Jahr eine merkbare Rolle spielt.

Nach den bisherigen statistischen Analysen vermag die Jahresniederschlags-summe mit 68,85 % den höchsten Varianzanteil der Zahl der humiden Monate zu erklären, die Zahl der Niederschlagstage den zweithöchsten, die absolute Sommer- bzw. Winterniederschlagssumme den dritthöchsten und der relative Winterniederschlagsanteil den vierthöchsten Varianzanteil. Es ließ sich in einer logischen Sequenz darlegen, daß die Humiditätsdauer unter Berücksichtigung aller durchgeführten Analysen sowohl von der Möglichkeit zur Überbrückung der winterlichen Trockenzeit abhängt, als auch von der Höhe der Sommerniederschläge, die über die Bodenwasserspeicherkapazität den humiden Zeitraum auch in die eigentliche klimatische Trockenzeit hinein verlängern kann.

## 6. Analysen zur weiteren Differenzierung der hygrischen Klimate

- a. Der Anteil der semihumiden Monate an der Gesamtzahl humider Monate (Tab. 4)

Im folgenden soll der Grad der Humidität genauer analysiert werden. Die Klimadiagramme von Misantla und Teziutlán (Abb. 28 – entworfen nach SCHMIEDECKEN) verdeutlichen, daß die Anzahl von 12 in der Klimakarte als humid verzeichneten Monate sehr unterschiedlich zusammengesetzt sein kann. In Teziutlán sind von 12 humiden Monaten 5 semihumid und 7 vollhumid. An der Station Misantla sind alle Monate vollhumid. Dies zeigt, daß in Teziutlán durch den hohen Anteil semihumider Monate einige Jahresabschnitte wesentlich weniger feucht sind als in Misantla. In der Abb. 29 sind die Anteile der semihumiden Monate aller Klimastationen regional differenziert ausgewiesen.

An der Nordostabdachung der Sierra Madre Oriental sind in einem schmalen Streifen vor der Sierra de Chiconquiaco durch die Kombination der sommerlichen und der winterlichen Regenzeit alle Monate des Jahres vollhumid, d.h. der Niederschlag überwiegt in allen Monaten im Durchschnitt die potentielle Verdunstung. Der nach Osten abfallende Teil der Sierra Madre ist gegenüber den Nortes weniger exponiert. Er weist Anteile von bis zu 45 % semihumiden Monaten an der Gesamtzahl humider Monate auf, auch wenn dort insgesamt noch 12 humide Monate verzeichnet werden. Die winterliche Trockenzeit ist dort bereits stärker ausgebildet. Ähnlich hohe Anteile semihumider Monate treten in den Räumen zwischen der Malinche und der Sierra Nevada auf. In den trockenen Hochbecken und zur Balsasabdachung steigt in der Regel der Anteil der semihumiden Monate auf über 50 % an. Dabei fällt erneut die diagonal den Untersuchungsraum querende Trockenachse ins Auge. Dort tritt kein vollhumider Monat mehr auf. Jeder Sommermonat der Regenzeit ist so niederschlagsarm, daß die potentielle Verdunstung stets die aktuelle Evapotranspiration und damit auch das Niederschlagsaufkommen übersteigt. Die entsprechenden Räume sind klimaökologisch vollarid (Abb. 18).

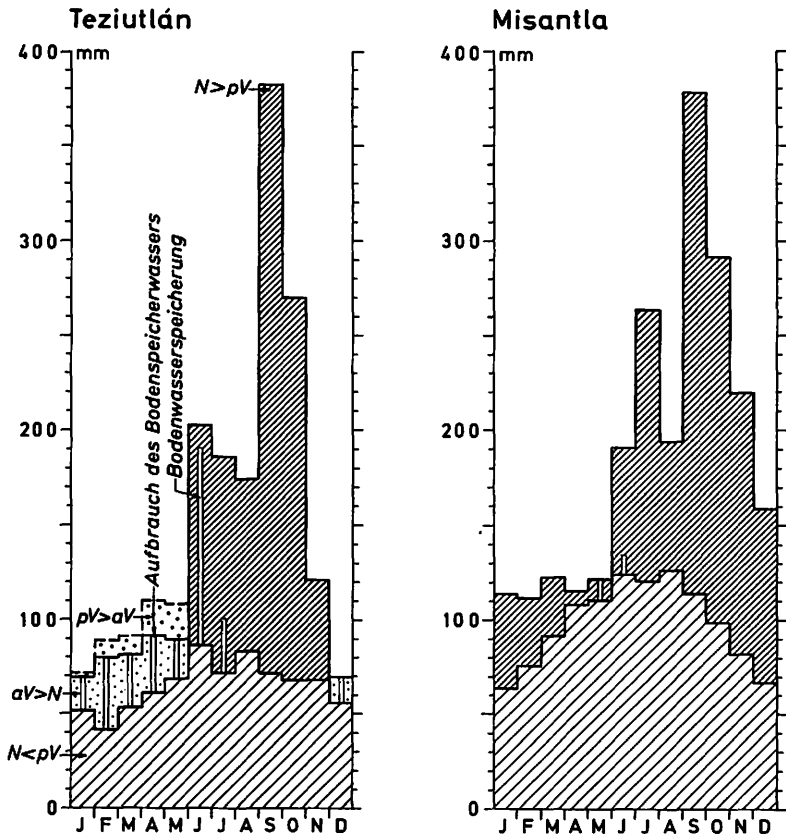


Abb. 28 Klimadiagramme: Misantla und Teziutlán

Climatic diagrams for Misantla and Teziutlán

$N$  = precipitation;  $aV$  = actual evapotranspiration;

$pV$  = potential evapotranspiration

inner columns = soil-moisture recharge, soil-moisture utilization



Relativer Anteil semihumider Monate an der Anzahl der humiden Monate

100%

46,0 - 99,9%

0,1 - 45,9%

0%

**Abb. 29 Karte der semihumiden Monate**  
**Percentage of the numbers of semihumid months from**  
**the total number of humid months**

Tab. 4: Humide, vollhumide, semihumide und aride Monate der Klimastationen des Untersuchungsgebietes

Name der Klimastation	arid	klimaökologisch		pflanzenökologisch humid
		semi- humid	voll- humid	
Acajete	6	1	5	6
Acatlán	8	4	0	4
Acatzingo	8	4	0	4
Acultzingo	6	1	5	6
Amecameca	5	3	4	7
Amozoc	5	4	3	7
Apán	8	4	0	4
Atlixco	6	2	4	6
Atzalán	0	4	8	12
Balcón del Diablo	6	2	4	6
Cacaloapán	8	3	1	4
Chapulco	9	3	0	3
Chiautla	8	3	1	4
Ciudad Serdán	5	3	4	7
Córdoba	2	4	6	10
Coxcatlán	9	3	0	3
Cuautla	8	2	2	4
Cuetzalan	0	0	12	12
El Palmar	3	3	6	9
Huamantla	7	4	1	5
Huaquechula	7	4	1	5
Huasco de Ocampo	5	3	4	7
Huatusco	1	4	7	11
Huauchinango	0	5	7	12
Huejotzingo	5	3	4	7
Ixcaquixtla	7	3	2	5
Ixtacamaxtitlán	7	4	1	5
Izúcar de Matamoros	6	3	3	6
Jalacingo	1	4	7	11
Jalapa	2	3	7	10
Jonacatepec	7	2	3	5
Juchique de Ferrer	0	0	12	12
Las Vigas	3	3	6	9
Libres	7	4	1	5
Maltrata	8	3	1	4
Martínez de la Torre	1	7	4	11
Mazapa	5	2	5	7
Misantla	0	0	12	12
Nautla	2	5	5	10
Oriental	8	3	1	4
Orizaba	1	4	7	11
Pachuca	8	4	0	4
Papantla	0	6	6	12

Tab. 4: – Fortsetzung –

Name der Klimastation	arid	klimaökologisch		pflanzenökologisch humid
		semi- humid	voll- humid	
Perote	6	4	2	6
Piactla	7	4	1	5
Potrero	4	3	5	8
Puebla	5	2	5	7
Puente Henriquez	0	0	12	12
Rinconada	7	2	3	5
Río Frío	4	2	6	8
San Martin Texmelucan	6	2	4	6
San Rafael	4	3	5	8
Soledad de Doblado	7	1	4	5
Soltepec	8	4	0	4
Tecamachalco	8	4	0	4
Tecoac	8	4	0	4
Tehuacán	8	4	0	4
Tenango de Doria	0	6	6	12
Teocelo	0	5	7	12
Teotihuacán	8	2	2	4
Tepalcingo	6	2	4	6
Tepeaca	6	3	3	6
Tepeji de Rodríguez	8	3	1	4
Tepeyehuango	6	2	4	6
Tetela	7	2	3	5
Texcoco	7	1	4	5
Teziutlán	0	5	7	12
Tezontepec	8	4	0	4
Tlachichuca	6	3	3	6
Tlacotepec	9	3	0	3
Tlaxcala	5	3	4	7
Tlaxco	6	2	4	6
Tulancingo	7	4	1	5
Tuxpango	2	3	7	10
Veracruz	3	3	6	9
Xochitlan	8	4	0	4
Zacapoaxtlá	4	3	5	8
Zacatepec	9	3	0	3
Zacatlán	3	3	6	9
Zapotitlán	1	5	6	11
Zautla	8	3	1	4
Zinacatepec	9	2	1	3
Zongolica	0	4	8	12



b. Der Wasserüberschuß als Kriterium für den Humiditätsgrad der vollhumiden Monate

Die Klimadiagramme von Río Frío und Orizaba (Abb. 30) zeigen, daß selbst bei gleicher Anzahl vollhumider Monate der Humiditätsgrad dieses Zeitraumes sehr stark differieren kann. Der Wasserüberschuß ist an der Klimastation Orizaba wesentlich höher als in Río Frío. Diese Tatsache wirkt sich auf die Jahreswasserbilanz und das Abflußregime aus. Der Wasserüberschuß des vollhumiden Zeitraumes läßt sich durch den Ausdruck Niederschlag minus potentieller Verdunstung ( $N-pV$ ) ausdrücken, denn wenn  $N > pV$ , dann ist  $pV = aV$  (aktuelle Verdunstung). Die Summe aller Differenzen von  $N-pV$  der vollhumiden Monate ergibt den Gesamtwasserüberschuß des vollhumiden Zeitraumes.

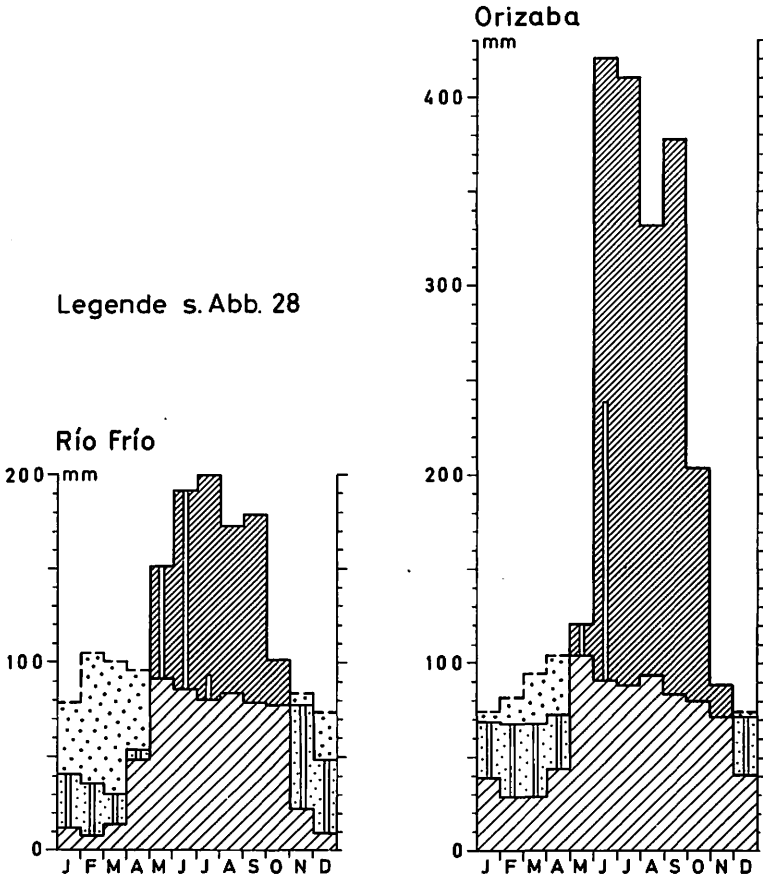
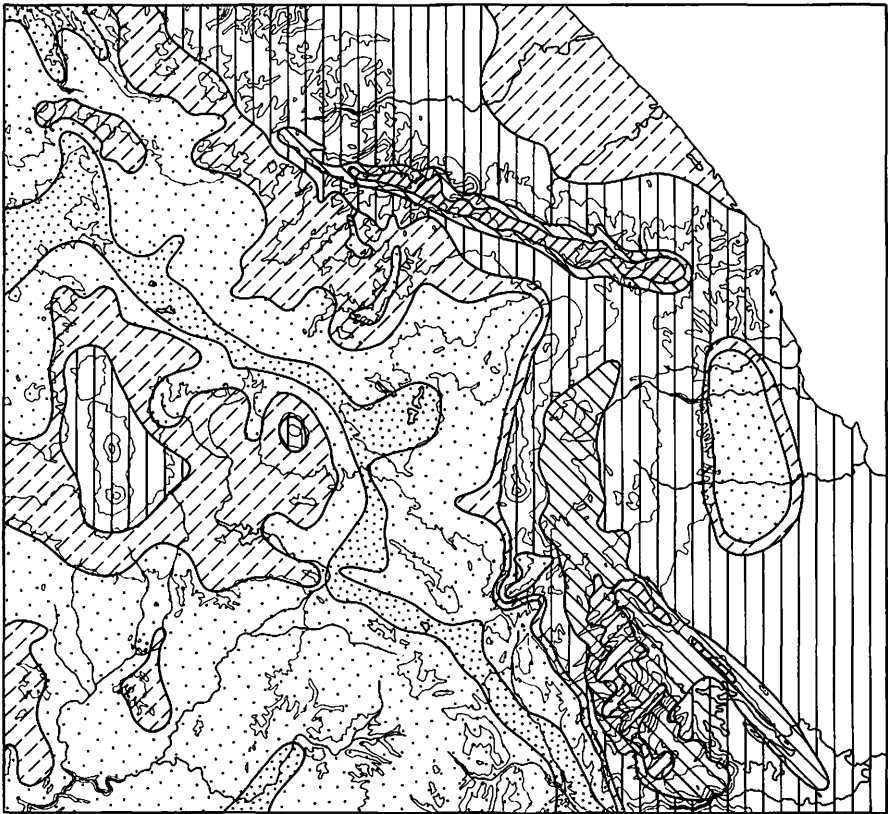


Abb. 30 Klimadiagramme: Río Frío und Orizaba  
Climatic diagrams for Río Frío and Orizaba

Der Vergleich der Karten des Wasserüberschusses (Abb. 31) und der Zahl der vollhumiden Monate (Abb. 32) läßt zwar eine generelle Zunahme des Wasserüberschusses mit der Zahl der vollhumiden Monate erkennen, es treten aber auch charakteristische Abweichungen auf. Die weitestgehenden Übereinstimmungen treffen für den Bereich der Meseta und des Westabfalls der Sierra Madre Oriental zu. Einem bis drei vollhumiden Monaten entspricht in der Regel ein Wasserüberschuß von 0 - 150 mm, vier bis sechs vollhumiden Monaten ein Wasserüberschuß von 151-450 mm. Lediglich die Vulkanhänge der Sierra Nevada und der Malinche haben höhere Wasserüberschüsse als auf der Meseta in der Regel nach der Zahl der vollhumiden Monate zu erwarten wäre. Am



Wasserüberschuß der vollhumiden Monate

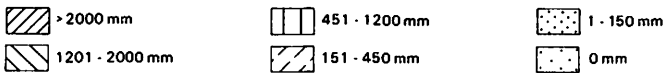
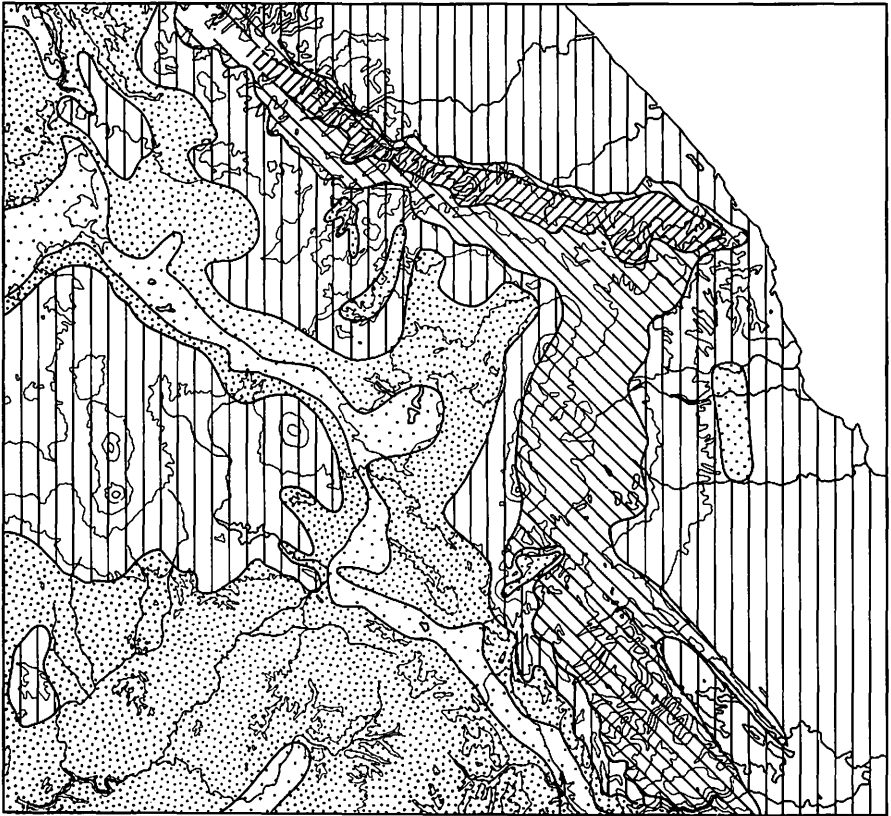


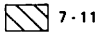
Abb. 31 Karte des Wasserüberschusses der vollhumiden Monate  
 Water surplus of the fully humid months  
 precipitation (N) - potential evapotranspiration (pV)



Anzahl der vollhumiden Monate



12



7-11



4-6



1-3



0

Abb. 32 Karte der vollhumiden Monate

Number of fully humid months

$$\frac{aV}{pV} = 1 \quad \begin{array}{l} aV = \text{actual evapotranspiration} \\ pV = \text{potential evapotranspiration} \end{array}$$

Ostabfall der Sierra Madre treten größere Differenzen auf. Im Bereich der Nordostexposition, nördlich von Misantla, wo die vollhumide Zeit das gesamte Jahr umfaßt, ist der Wasserüberschuß unterhalb von 1000 m NN erstaunlich gering. Er steigt dann jedoch in der Stufe maximaler Niederschläge (vgl. Nebenkarte auf Beilage I) zu Spitzenwerten an. Der geringe Wasserüberschuß in der Niederung findet eine Begründung in dem relativ geringen Niederschlagsaufkommen, mit dem eine verhältnismäßig hohe Anzahl humider Monate erreicht wird. Dort ist jeder einzelne entsprechende Monat gerade eben vollhumid. An der Ostabdachung südlich von Jalapa ist der Wasserüber-

schuß trotz einer geringeren Zahl vollhumider Monate ebenso hoch wie an der vollhumiden Nordostabdachung, teilweise sogar höher. Auch dort ist ein Ansteigen des Wasserüberschusses bis zur Stufe maximaler Niederschlagsmengen festzustellen. Die mit der Höhe ansteigenden Sommerniederschläge des tropischen Typs gehen in den höheren Regionen der Gebirge wieder zurück, behalten jedoch in den übrigen Höhenstufen zusammen mit der zurückgehenden Temperatur unabhängig vom humiden Zeitraum relativ hohe Werte. Der höhere Wasserüberschuß von Orizaba gegenüber Río Frío (vgl. Abb. 30) erläutert diesen Tatbestand.

c. Das Wasserdefizit als Kriterium für den Ariditätsgrad der ariden Monate

Als Pendant zur Karte des Wasserüberschusses des vollhumiden Zeitraumes dient eine Karte der regionalen Verbreitung des Wasserdefizits des ariden Zeitraumes (vgl. Tab. 4). Die Anzahl der ariden Monate in regionaler Verbreitung ist der Klimakarte zu entnehmen. Die Abb. 33 verdeutlicht, daß bei gleicher Anzahl arider Monate die Differenz zwischen aktueller und potentieller Verdunstung sehr unterschiedlich sein kann. Der Wasseraufbrauch aus dem Bodenwasser während des ariden Zeitraumes, gespeist aus dem Wasserüberschuß der vollhumiden Zeit, variiert daher regional in größerem Maße. Die aktuelle

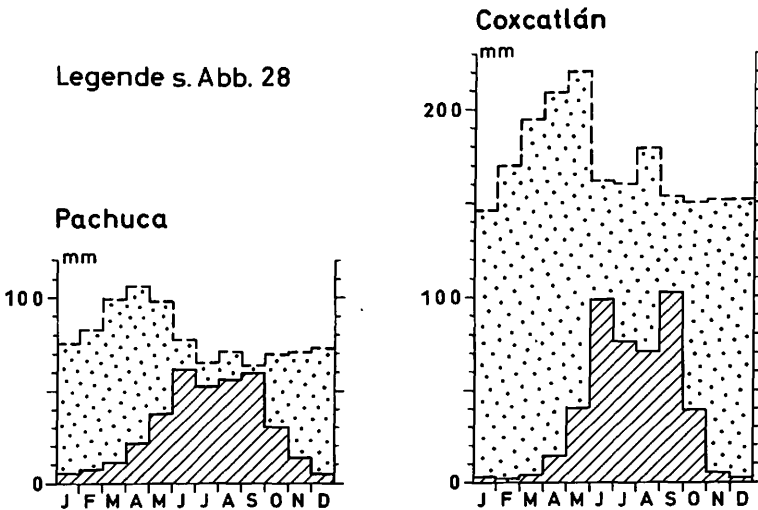
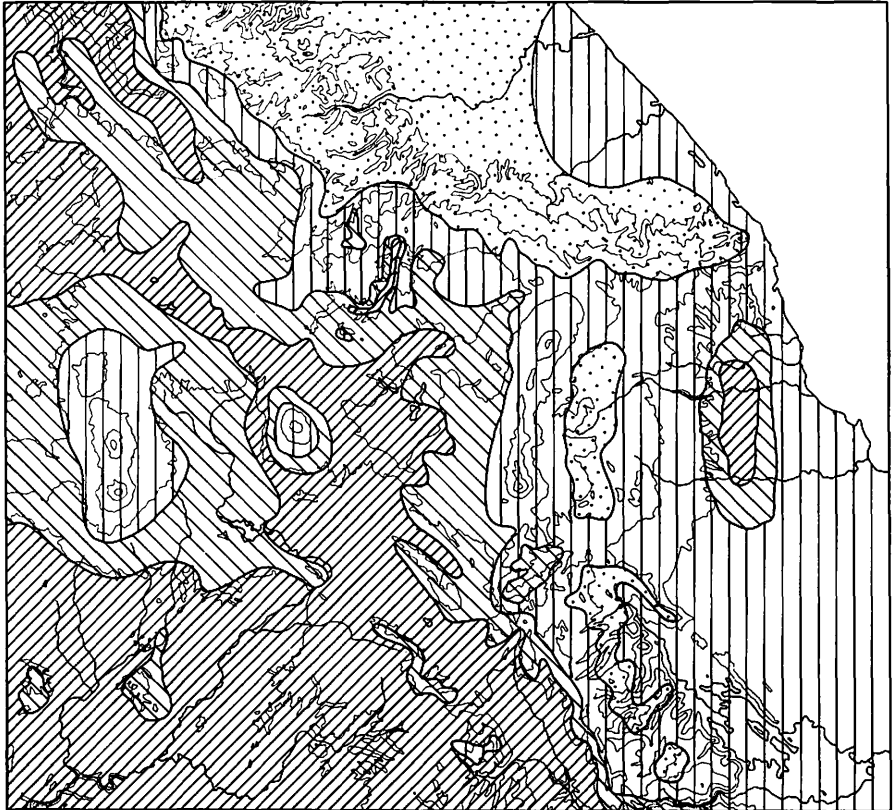


Abb. 33 Klimadiagramme: Pachuca und Coxcatlán  
Climatic diagrams for Pachuca and Coxcatlán

Verdunstung wird dabei aus dem noch während der Trockenzeit fallenden Niederschlag und aus dem Bodenwasser gespeist. Je kleiner die aktuelle Verdunstung in Relation zur potentiellen ist, um so weniger Wasser steht während des ariden Zeitraumes zur Verfügung; er ist dann um so trockener.



Wasserdefizit der ariden Monate (Summe des  $\frac{aV}{pV}$  - Quotienten der ariden Monate zu ihrer Anzahl)





 <math>< 0,21</math>	 <math>0,21 - 0,40</math>	 <math>0,41 - 0,70</math>	 keine aride Zeit
---------------------------------------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------------------------------------------------------------------------------------------------

Abb. 34 Karte des Wasserdefizits der ariden Monate  
Water deficiency in the arid months

$$\text{Wasserdefizit} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{aV}{pV}}{n}$$

$aV$  = actual evapotranspiration  
 $pV$  = potential evapotranspiration  
 $n$  = number of arid months

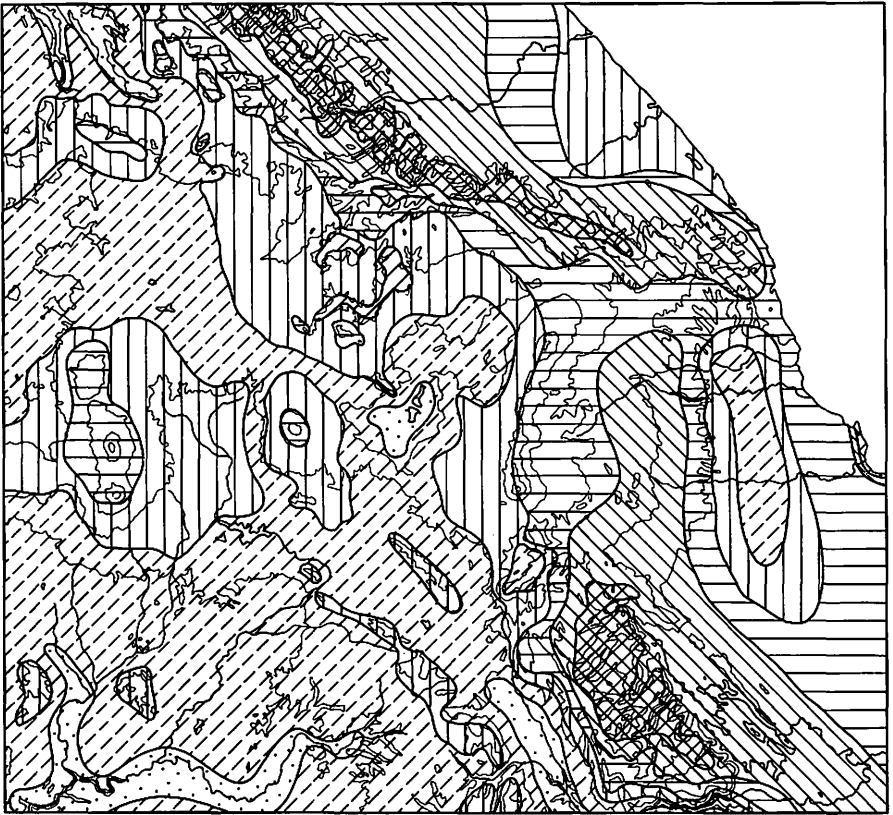
Es bietet sich an, als Maß des Wasserdefizites der ariden Monate das Mittel des Quotienten  $aV$  durch  $pV$  heranzuziehen, wobei  $pV$  für die atmosphärische Verdunstungskraft und  $aV$  für das noch während der Trockenzeit verfügbare Wasser steht. Die Abb. 34 macht deutlich, daß der aride Zeitraum in der Regel auch im Mittel um so trockener ist, je länger er andauert. Dort, wo nur ein oder zwei aride Monate auftreten, liegt der mittlere  $aV/pV$ -Quotient stets nahe dem pflanzenökologischen Trockengrenzwert. Die aride Zeit ist dort fast noch als semihumid anzusprechen. Dies ist der Fall an vielen Klimastationen im Raume der Ost- und Nordostabdachung der Sierra Madre. Eine wirklich ausgeprägte Trockenzeit an der Ostabdachung zum Atlantik hin tritt nur um Rinconada auf. Auf der Meseta ist die winterliche Trockenzeit im Raume der Sierra Nevada sowie der Malinche noch relativ feucht. Auf der übrigen Meseta erweist sich die aride Zeit als verhältnismäßig trocken. Ein extrem hohes Wasserdefizit der Trockenzeit verzeichnet nur der Bereich der diagonalen Trockenzone sowie die Südabdachung der Balsassenke.

#### d. Die klimatische Jahreswasserbilanz

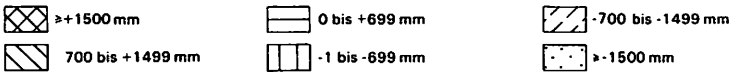
Die Jahreswasserbilanz wird im klimatologischen Sinne durch den Ausdruck  $N-pV$  (Niederschlag minus potentieller Evapotranspiration) erfaßt. Es ergibt sich eine positive Jahreswasserbilanz, wenn der Niederschlag die potentielle Evapotranspiration überwiegt und eine defizitäre Bilanz, wenn die Verdunstungskraft das Jahresniederschlagsaufkommen übersteigt. Die Grenzlinie zwischen Überschuß- und Defizitbereich ist als klimatische Trockengrenze anzusehen (vgl. Ab. 17).

Die Karte der Jahreswasserbilanz (Abb. 35) weist aus, daß die klimatische Trockengrenze in den Bereich von etwa 7 humiden Monaten fällt (vgl. dazu auch Beilage I). Nahezu die gesamte Ostabdachung der Sierra Madre Oriental weist eine positive Wasserbilanz mit Überschüssen von mehr als 700 mm auf. Maximale Überschüsse verzeichnet die südliche Sierra Madre und die Nordostabdachung im Bereich maximaler Niederschläge (vgl. Nebenkarte zu Beilage I). Der Wasserüberschuß steigt dort im Extrem bis auf 3000 mm an (Cuetzalan). Negative Jahreswasserbilanzen weisen im Küstenbereich nur das Trockengebiet um Rinconada/Soledad de Dabaldo sowie die Küstenregion von Nautla auf, trotz der dort hohen Zahl pflanzenökologisch humider Monate (9 - 10).

Im Bereich der Meseta ist eine positive Jahreswasserbilanz lediglich an den Vulkanmassiven zu verzeichnen, ansonsten herrscht im Mittel ein Wasserdefizit von etwa 800 mm vor. Extrem hohe Wasserdefizite von mehr als 1500 mm pro Jahr kennzeichnen die Südabdachung zur Balsassenke, das südliche Tehuacántal, das Trockengebiet von Oriental/El Carmen und die Trockentalungen im äußersten Nordwesten des Untersuchungsbereiches. Auch die



Die klimatische Jahreswasserbilanz (N-pV)



**Abb. 35 Karte der klimatischen Jahreswasserbilanz**  
**Annual water balance**  
**precipitation (N) - potential evapotranspiration (pV)**

trockenen Durchbruchstäler der Sierra Madre Oriental, so das Acultzingotal, fallen durch hohe Wasserdefizite, die an 1000 mm pro Jahr heranreichen, auf.

Insgesamt ergibt sich im Mittel eine positive Jahreswasserbilanz bei mehr als 7 bis 8 pflanzenökologisch humiden Monaten. Im Bereich von 11 bis 12 pflanzenökologisch humiden Monaten beträgt der Wasserüberschuß in der Regel ca. 900 mm, im Süden des Untersuchungsgebietes sogar 1000 mm. Räume mit 9 bis 10 pflanzenökologisch humiden Monaten verzeichnen etwa 500 mm Wasserüberschuß im Jahr, mit Ausnahme der Küstenregion von Nautla, in der

ein schwaches Defizit zwischen 10 und 120 mm auftritt. Die Meseta zeigt bei 6 bis 7 pflanzenökologisch humiden Monaten ein Wasserdefizit von 400 - 500 mm, bei 4 bis 5 ein solches von 1000 mm, bei 3 bis 4 von mehr als 1500 mm.

e. Die kleine Trockenzeit

Zur Charakterisierung der ariden und humiden Jahreszeiten genügt es aber nicht, eine Gesamtbilanz des Wasserhaushaltes zu kennen. Im Untersuchungsgebiet ist die Regenzeit an vielen Stationen gegabelt. Das Klimadiagramm von Nautla (Abb. 36) zeigt z.B. eine markante Unterbrechung des sommerlich vollhumiden Zeitraumes im Monat August. Auch während einer solchen "kleinen Trockenzeit" wird bereits im höheren Maße der angesammelte Wasserüberschuß der vorhergehenden humiden Monate wieder aufgebraucht. Die deutliche Unterbrechung der sommerlichen Regenzeit ist nicht ohne ökologische Wirkung insbesondere auf den Entwicklungsrythmus und die Vegetationszeit der Pflanzen.

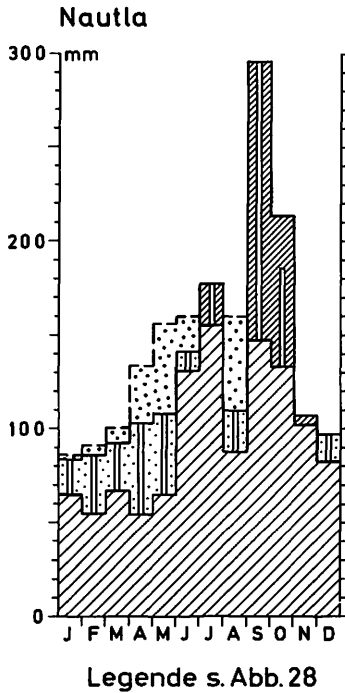
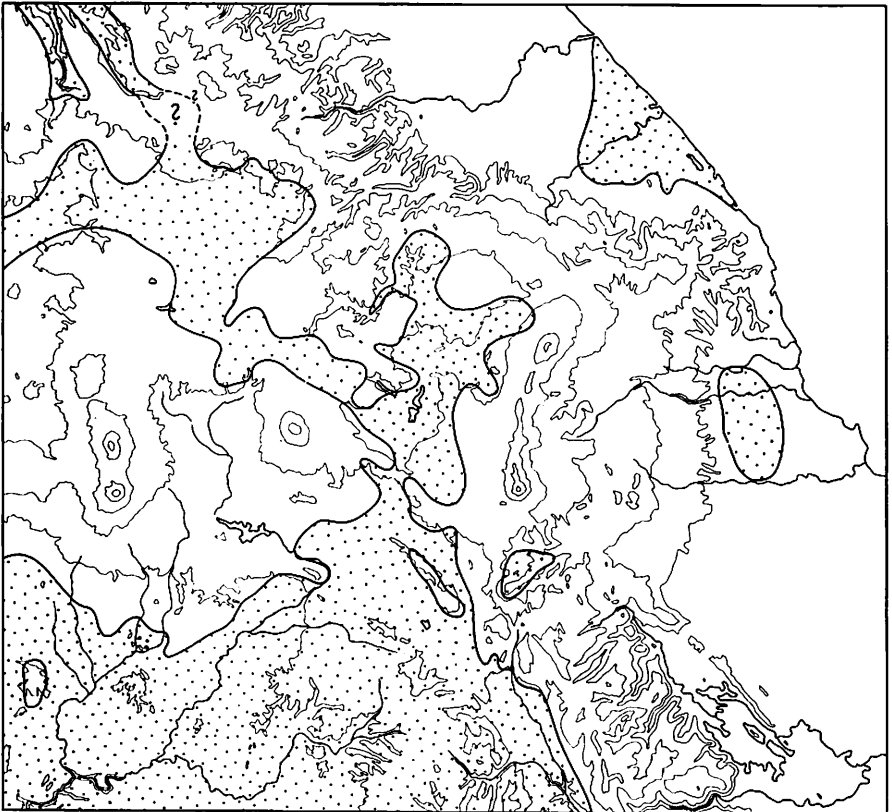


Abb. 36 Klimadiagramm: Nautla  
Climatic diagram for Nautla



Die Abb. 37 zeigt die regionale Verbreitung einer ausgeprägten "kleinen Trockenzeit" (veranillo, canicula), die die sommerliche Regenzeit unterbricht. Eine "kleine Trockenzeit" ist gegeben, wenn in einer Folge humider Sommermonate ein oder mehrere aride Monate eingebettet sind, oder wenn der  $aV/pV$ -Quotient eines Monats um mindestens 0,3 unter den Quotienten der vorhergehenden und folgenden Sommermonate liegt\*. Eine derartige Unterbrechung der sommerlichen Regenzeit ist synoptisch an die maximale Westausdehnung der subtropischen atlantischen Antizyklone (Bermudahoch) gebunden.



☐ ausgeprägte „Kleine Trockenzeit“ (s. Text)

Abb. 37 Auftrittsgebiete der "kleinen Trockenzeit"  
Regions of occurrence of the summer-dry season

\* Meist wird die "kleine Trockenzeit" nur auf der Basis von Niederschlagswerten definiert. Vgl. für Mexiko MOSINO/GARCIA 1966.

Die so definierte "kleine Trockenzeit" tritt vor allem dort auf (vgl. Abb. 37), wo der aride Zeitraum des Winters am längsten andauert und auch das höchste Wasserdefizit ausweist: im Raume des diagonalen Trockenstreifens und an der Südabdachung zur Balsassenke hin. Im Binnenland verzeichnen also gerade die trockensten Gebiete auch einen einschneidenden Rückgang der ohnehin nur schwach ausgeprägten sommerlichen Humidität (vgl. Kap. 6 f zur Niederschlagsvariabilität).

In den östlichen Küstenniederungen treten zwei Räume mit sommerlicher Unterbrechung der Regenzeit auf, im relativ humiden Raum um Nautla und Martínez de la Torre und im semiariden Gebiet um Rinconada.

Integriert man die Aussagen der einzelnen Abbildungen zur weiteren Kennzeichnung des Feuchtegrades im Untersuchungsraum (Abb. 29, 31, 32, 34, 35, 37), so läßt sich feststellen, daß der humide Zeitraum um so feuchter und kontinuierlicher ist, je länger er in der Regel andauert. Je länger der humide Zeitraum ist, desto weniger arid sind die verbleibenden ariden Monate. Allein an der Nordostabdachung der Sierra Madre Oriental ist der Wasserüberschuß in Relation zur Zahl der humiden Monate in den unteren Höhenlagen verhältnismäßig gering.

Die Trockenheit des ariden Zeitraumes nimmt mit seiner Länge zu, und es besteht überdies noch die Tendenz zur Unterbrechung der verbleibenden sommerlichen Regenzeit. Je geringer der Wasserüberschuß im Sommer, desto größer ist in der Regel das Wasserdefizit im Winter und umgekehrt. Die in der Klimakarte als relativ arid gekennzeichneten Räume sind mithin weit arider, als es nach der Zahl der ariden und humiden Monate abzuschätzen ist, obwohl die Niederschlagssummen und die Anzahl der Niederschlagstage in den trockenen Räumen sich in Relation zu der Zahl der pflanzenökologisch humiden Monate als verhältnismäßig hoch erwiesen haben. Die ausgeprägte Aridität ist weniger eine Folge mangelnder Quantität des Niederschlagsaufkommens als vielmehr eine Folge der Konzentration der Niederschläge auf einen kurzen Zeitraum. Die als verhältnismäßig humid gekennzeichneten Räume sind in Wirklichkeit überwiegend feuchter als es nach der Zahl der pflanzenökologisch humiden Monate ausgewiesen ist, obwohl in ihnen Niederschlagssumme und die Zahl der Niederschlagstage in Relation zur Zahl der humiden Monate häufig relativ gering sind. Die hohe Humidität kann dort nur als eine Folge der gleichmäßigen Verteilung von Niederschlägen und Niederschlagstagen im Jahresablauf angesehen werden.

Die Regressions- und Korrelationsanalysen der Zahl der pflanzenökologisch humiden Monate mit der Niederschlagssumme (Abb. 19 u. 20) und der Anzahl der Niederschlagstage (Abb. 26 u. 27) geben überdies zu erkennen, daß die Konzentration der Feuchtigkeit auf wenige Sommermonate in den relativ

ariden Räumen zu exzessiver Aridität im Winter führt, da dann kaum noch Wasserreserven im Boden zur Verfügung stehen. Je länger allerdings der humide Zeitraum, d.h. je gleichmäßiger Niederschlagsmenge und -tage über das Jahr verteilt sind, um so mehr können sich auch kleinere Reserven an Wasser, die im Boden gespeichert werden, noch in der trockeneren Zeit zur Verlängerung der Humiditätsdauer auswirken. Dazu kommt, daß bei optimaler Verteilung der Niederschläge und Niederschlagstage über das Jahr, z.B. durch eine langandauernde Bewölkung, die Verdunstungskraft soweit abgeschwächt wird, daß in den entsprechenden Räumen sogar mit verhältnismäßig geringen Quantitäten an Niederschlag höhere Wasserüberschüsse angesammelt werden können. Umgekehrt verhält es sich in den trockenen Räumen, wo die Bewölkung nur auf kurze Zeiträume konzentriert ist. Dort bewirkt die entsprechend höhere Einstrahlung und damit die höhere Verdunstungskraft trotz verhältnismäßig hoher Niederschlagssummen an relativ vielen Tagen ein hohes Wasserdefizit. Es tritt in beiden Fällen ein Selbstverstärkungseffekt mit einer Rückkopplung zugunsten des jeweiligen Extremis ein.

#### f. Die intraannuäre und die interannuäre Variabilität des Niederschlags

Die genannten Zusammenhänge spiegeln sich auch in der intraannuären Variabilität der Niederschläge wieder (vgl. Abb. 38). Sie ist ausgedrückt durch die über 12 Monatsmittel des Niederschlags errechnete Standardabweichung in prozentualer Beziehung zum entsprechenden Mittelwert. Die entsprechende Karte (Abb. 38) enthält also die mittlere Schwankung des Niederschlagsaufkommens im Jahresverlauf (intraannuär). Die eindeutig geringste intraannuäre Variabilität zeigt sich an der Nordostabdachung der Sierra Madre Oriental im exponierten Luvbereich der Nortes. Auch an der übrigen Nordostabdachung zum Atlantik hin ist die Variabilität der Niederschläge im Jahresverlauf verhältnismäßig gering. Dazu kommen relativ kleine Werte im Raume der hohen Vulkanmassive und im Nordwesten im Gebiet der Sierra von Pachuca. Die Ausgeglichenheit des Niederschlagsregimes wird vor allem für den Ostabfall und die Gebirgsmassive mit ihren Vorländern bestätigt. Es zeigt sich erneut, daß die hohe Zahl humider Monate dort im wesentlichen eine Folge der gleichmäßig über das Jahr verteilten Niederschläge ist und mit der Einwirkung der winterlichen Kaltlufteinbrüche zusammenhängt. Es wird auch bestätigt, daß im Süden der Sierra Madre Oriental die hohe Zahl humider Monate von den winterlichen Nortes unabhängiger ist. Die Variabilität der Niederschläge erweist sich dort im Jahresverlauf als relativ hoch. Exzessive Überschüsse an Sommerniederschlägen dehnen den humiden Zeitraum weit in die Wintermonate hinein aus. Der Osthang der Sierra Madre Oriental südlich von Jalapa ist den tropischen "easterly waves" direkter ausgesetzt als die Nordostabdachung, so daß die unterschiedliche Exposition beider Gebirgsteile als Ursache des verschiedenen Niederschlagsregimes gelten kann.

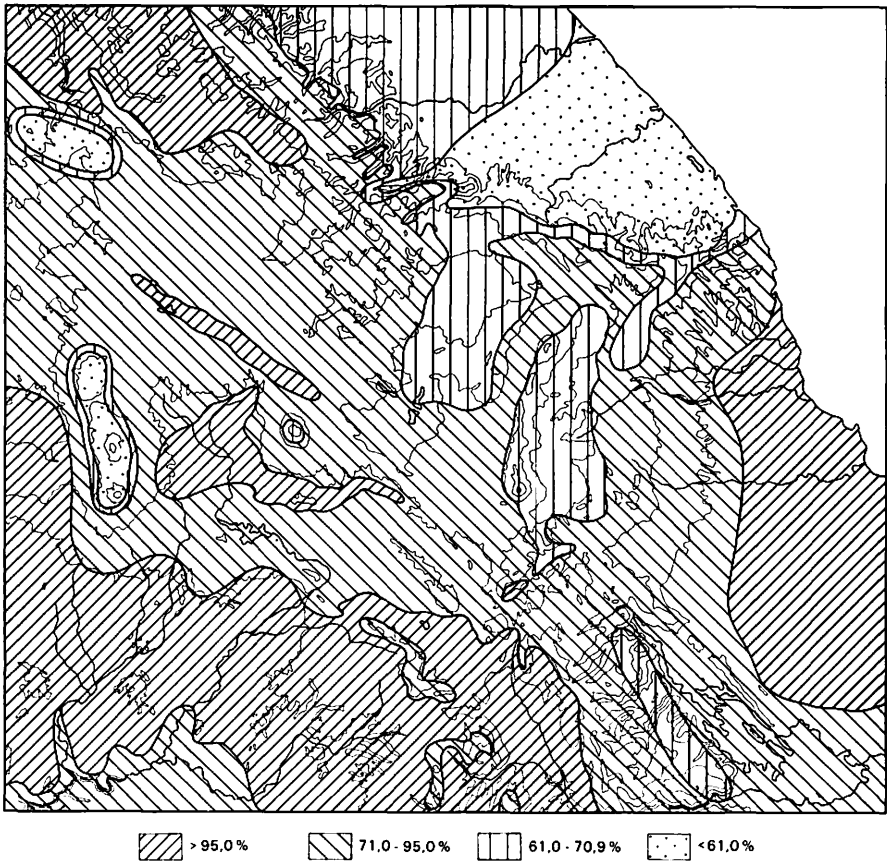


Abb. 38 Intraannuäre Variabilität des Niederschlags  
 Mean intraannual precipitation variability

Eine geringe intraannuäre Variabilität des Niederschlags in Trockengebieten tritt südlich von Pachuca und in dem Trockenbecken östlich von Oriental auf. Beide Räume sind zwar gegenüber den winterlichen Kaltlufteinbrüchen exponiert, die Winterniederschläge sind aber in Folge der Leelage zu den Hauptgebirgsketten nicht sehr ergiebig. Es handelt sich um Räume relativ geringer Sommer- und relativ geringer Winterregen, woraus sich trotz eines relativ hohen Ariditätsgrades eine gemäßigte intraannuäre Variabilität ergibt. Große Teile der Meseta zeigen eine relativ hohe Variabilität der Niederschläge (71 - 95 %), deren Begründung in starker Dominanz der Sommerniederschläge bei deutlich abgeschwächtem Einfluß der Nortewetterlagen liegt.

Die höchste intraannuäre Variabilität der Niederschläge, die in der Regel sogar den Mittelwert weit übersteigt, tritt in folgenden Regionen auf: im Trockengebiet um Rinconada, an der Südabdachung zur Balsassenke, im Leebereich zwischen der Malinche und der Sierra Nevada und in den trockenen Talungen im Nordwesten des Kartenblattes (Beilage I). Allen diesen Gebieten ist die Winterniederschlagsarmut gemeinsam, so daß durch den ausgeprägten Kontrast zwischen Sommer- und Winterregen eine hohe intraannuäre Variabilität der Niederschläge zustande kommt.

Eine Regressions- und Korrelationsanalyse (Abb. 39) zwischen der intraannuären Variabilität der Niederschläge und der Zahl der ariden Monate macht trotz einiger Abweichungen deutlich, daß ein verhältnismäßig enger Zusammenhang zwischen einer hohen Jahresamplitude des Niederschlagsaufkommens und der Zahl der ariden Monate besteht ( $r = 0,5$ ;  $y = 0,09 x - 2,38$ ;  $n = 83$ ). Je höher die intraannuäre Niederschlagsvariabilität, desto mehr aride Monate treten in der Regel auf und umgekehrt.

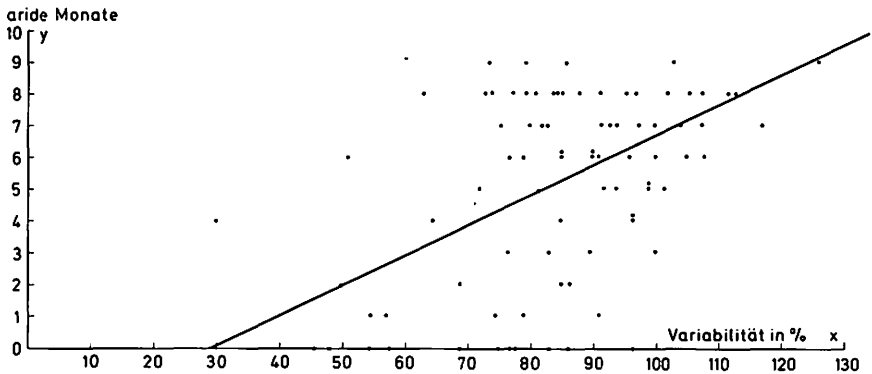
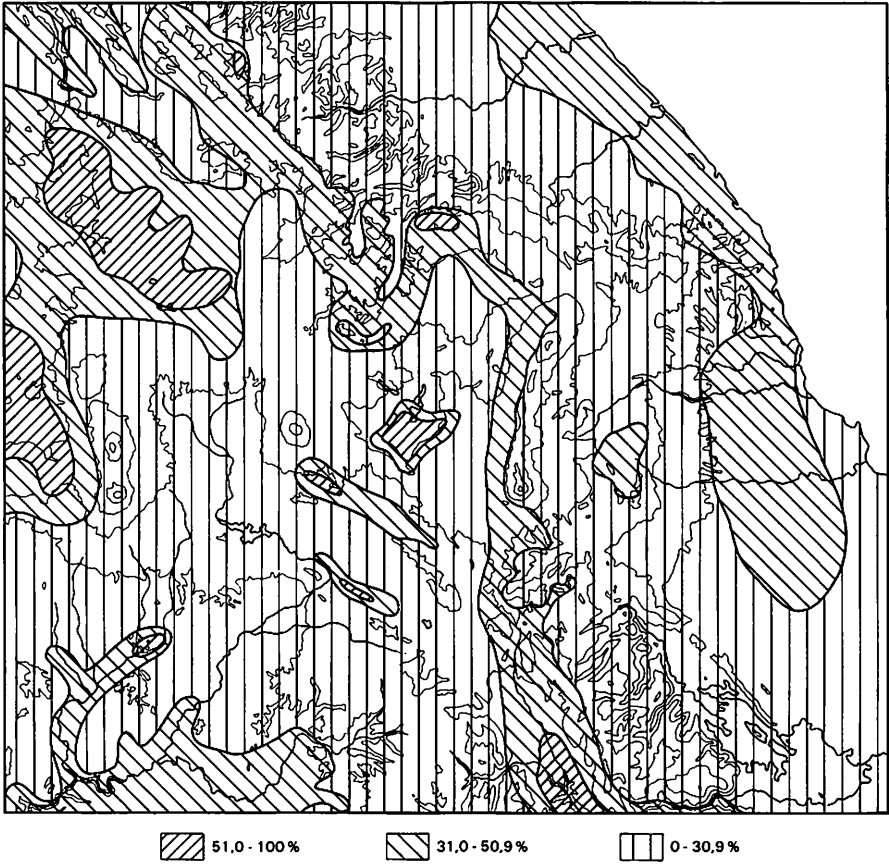


Abb. 39 Regressionsdiagramm/Intraannuäre Variabilität des Niederschlags/Ariditätsdauer  
Regression-diagram: Mean intraannual precipitation variability/number of arid months

Die Analyse der interannuären Niederschlagsvariabilität soll aufzeigen, wie groß die Schwankungen des Niederschlagsaufkommens von Jahr zu Jahr sind. Zu diesem Zwecke wurde die Standardabweichung der Niederschlagsmittelwerte der einzelnen Beobachtungsjahre über die Reihe der gesamten Beobachtungsperiode errechnet und relativ zum Jahresniederschlagsmittel der Gesamtperiode in Beziehung gesetzt. Die Ergebnisse sind in ihrer räumlichen Differenzierung in Abb. 40 wiedergegeben. Sie weist aus, daß keine deutliche



**Abb. 40 Interannuäre Variabilität des Niederschlags**  
**Mean interannual precipitation variability**

Regionalisierung nach der interannuären Niederschlagsvariabilität zu verzeichnen ist. Die Schwankung des Niederschlagsaufkommens von Jahr zu Jahr ist daher in den trockenen und in den feuchten Gebieten etwa gleich. Eine hohe interannuäre Niederschlagsvariabilität ist jeweils im Lee der Sierra Madre Oriental und der Sierra Nevada ausgeprägt. Dem Trockengebiet von Rinconada und den ariden Talungen sowie der Trockenachse der Hochfläche eignet ebenfalls eine verhältnismäßig hohe interannuäre Niederschlagsvariabilität. Im ganzen besteht aber keine eindeutige Beziehung zwischen der Zahl der humiden Monate und der interannuären Niederschlagsvariabilität.

## 7. Sonderphänomene des Klimas

(Bemerkungen zur Nebenkarte 1 : 1 500 000 auf Beilage I)

Der Hauptkarte der hygrothermischen Klimate 1 : 500 000 wurde eine Nebenkarte im Maßstab 1 : 1 500 000 beigegeben, die einige regional-klimatische Sonderphänomene abbildet. Eine der auffälligsten klimatischen Erscheinungen im gesamten Untersuchungsgebiet der östlichen Meseta Mexikos ist das thermische Windsystem. In der Karte ist die mittlere Ausprägung dieses regional-klimatischen Phänomens, wie es tagsüber auftritt, durch Windrichtungspfeile dargestellt. Die sich über dem Untersuchungsraum bildenden Konfluenzonen sind durch eine Flächenfarbe markiert. Nachts kehrt sich das Windsystem um, ist aber wenig charakteristisch ausgebildet. Die Konfluenzonen deuten das Zusammenströmen der Talwindzirkulation in Folge des Heizflächeneffektes der Hochebenen an. Die Ausbildung dieses Systems und seine zeitliche wie räumliche Verteilung sowie die Ursachen sind in Kapitel 3 h abgehandelt.

Die thermische Zirkulation ruft in einigen Talungen, besonders den tiefen Durchbrüchen der Sierra Madre Oriental, ausgesprochene Trockeneffekte hervor. Die wichtigsten Trockentäler sind in der Nebenkarte kenntlich gemacht.

Die Warmtropen, charakterisiert durch Frostfreiheit, sind durch ein rotes Punktraster in ihrer räumlichen Verbreitung abgebildet. Die übrigen Regionen gehören zu den kühlen bzw. kalten Tropen. Die ökologische Bedeutung der Tropengrenze für die Vegetation ist in Kapitel 8 herausgearbeitet. An der Südabdachung zur Balsassenke liegt die Warmtropengrenze in der Höhe der 1800 m-Isophyse, an der südlichen Sierra Madre Oriental nahe 2000 m. Nach Norden senkt sich die Warmtropengrenze am feuchten Abhang bis auf 1400, ja 1300 m ab.

Räume stärkerer Frostgefährdung, d.h. einer überdurchschnittlich hohen mittleren Frosterwartung sind in der Karte eigens ausgewiesen. Hochsenken, Becken und Mulden am Fuße höherer Bergzüge werden am stärksten betroffen.

Die Zunahme der Frosttage mit der Höhe verläuft fast linear (vgl. LAUER 1973, LAUER/KLAUS 1975). Um 4000 m wird eine Frostwechselhäufigkeit von ca. 200 Tagen erreicht (Abb. 41), die in der Karte eigens ausgewiesen ist. Sie verursacht Froststrukturböden und Formen des Bodenfließens, die in vieler Hinsicht das Vegetationskleid beeinflussen. Auch die Ausbildung der Baumgrenze ist davon betroffen.

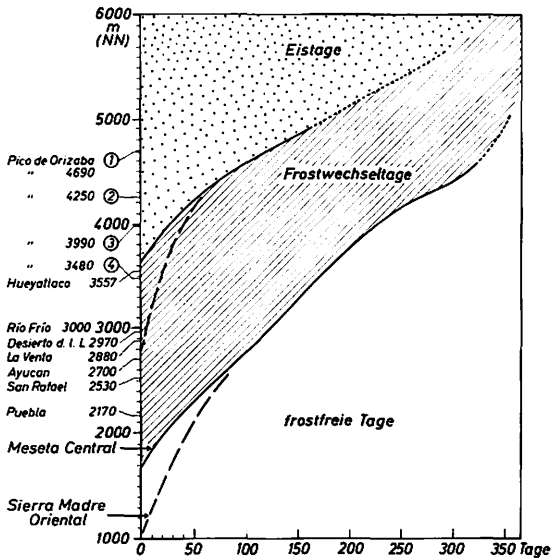


Abb. 41 Zahl der Frosttage und Meereshöhe  
Vertical zonation of the occurrence of days with temperature below freezing point and days with permanent frost

Als besonderes hygrisches Phänomen enthält die Nebenkarte die Regionen häufigen Nebelvorkommens. Diese Nebel verstärken den Humiditätsgrad und verlängern die Dauer der humiden Zeit beträchtlich und sind somit von höchster ökologischer Relevanz. Im Mittel sind die Abhänge ab 1800 m besonders nebelreich. Am Nordostabhang sinkt die Grenze vor allem bei winterlichen Kaltlufteinbrüchen bis auf 1200 m NN ab. Die Nebeluntergrenze markiert sich im Landschaftsbild sehr klar durch den abrupt einsetzenden feuchteren Aspekt der Vegetation, die sich am charakteristischsten im Epiphytenreichtum des Bestandes äußert. Ein zweites Nebelniveau um 2700 bis 3300 m fördert die Ausbildung der Nebelwälder im engeren Sinne. An Gebirgsstöcken des Binnenlandes ist die untere Nebelgrenze im Bereich des Kartenblattes meist in Höhen um 2700 m ausgebildet. Luvseiten sind vorwiegend nord- bis ostexponiert.

An der Ostabdachung der Sierra Madre Oriental sind den Nebelgebieten Zonen maximaler Niederschlagsmengen vorgelagert. Die Niederschläge entstammen den Wolkenbänken, die weiter oben als Nebel aufliegen. Die maximale Stufe der Niederschläge ist an der Nordostabdachung in Höhen um 1000 m, an der Ostabdachung bei 600 - 800 m ausgebildet.

Die Hochflächen sind zum Teil ohne Abfluß zum Meer. Es sind sogenannte



endorheische Gebiete nach DE MARTONNE, deren Abfluß in zentrale, heute versalzene Restseen erfolgt. Damit zeigen sie die negative Wasserbilanz der Region an. Nur Halophyten können sich in ihrer Umgebung ansiedeln. Diese vegetationsarmen Areale sind die Reservoirs von ungebundenem Feinmaterial, das der Wind als Staub über weite Strecken verfrachtet. An Konfluenzpunkten sind meterhohe Dünen aufgehäuft.

## 8. Hygrothermische Klimate und Vegetation

Der Zusammenhang des Vegetationsbildes mit den Klimatypen, die auf den Elementen des Wärme- und Wasserhaushaltes basieren, ist sehr eng. Wenn auch Relief, Boden, Bodenwasserhaushalt und Mikroklima die Standortfaktoren der Vegetation im kleinen bestimmen und die physiologischen Prozesse die Lebens- und Wuchsformen steuern, so stecken doch die Temperaturen sowie die Humidität bzw. die Aridität und die Niederschlagsmengen den Rahmen der Areale von Vegetationseinheiten ab. Die klimageographische Raumstruktur hat ihr gegenständliches Pendant in dem räumlichen Anordnungsgefüge der Vegetation (vgl. Beilage I und Beilage II).

### a. Das thermische Anordnungsmuster der Vegetation

Im vertikalen Aufriß wird die Vegetation im wesentlichen nach den Temperaturstufen gegliedert. Jede dieser Vegetationsstufen wird nach hygrischen Prinzipien abgewandelt. Beide Karten lassen im Vergleich diese Grundmuster erkennen. Die in der Karte der hygrothermischen Klimate (Beilage I) ausgewählten Grenzwerte sind zugleich wesentliche ökologische Marken der Vegetationsgliederung (Beilage II).

Eine der wichtigsten Klimagrenzen wird z.B. durch die 19°-Isotherme repräsentiert (an der Grenze zwischen der Temperaturstufe IV subcálido und V templado). Im Bereich dieser Linie treten im Mittel die ersten Fröste auf, durch die ein einschneidender Wandel im Vegetationsbild hervorgerufen wird. Sie stellt zugleich die Warmtropengrenze dar, die hier als Höhengrenze ausgebildet ist. Im Bereich der trockenen Binnenlandschaften liegt sie etwa in 1800 m Höhe, an der feuchten Ostabdachung verläuft sie bereits in 1300 m Höhe. Als pflanzengeographische Warmtropengrenze trennt sie neotropische von holarktisch geprägten Vegetationseinheiten. Im Bereich des Südabfalles zur trockenen Balsassenke markiert diese Grenzlinie das Aussetzen der tropischen Gattung *Bursera* und vieler hochwüchsiger Kakteen nach oben und den Beginn holarktischer Gattungen (*Querus*, *Pinus* und *Juniperus*). KLINK und LAUER (1978) nehmen eine Trockengrenze als Limitierung der

holarktischen Baumvegetation nach unten hin an, da die Eichen sich nur in schattigen Schluchten nach unten und die warmtropische Gehölzvegetation sich auf dem Rücken nach oben ausbreiten und sich so ineinander verzahnen. Die Eichenuntergrenze korrespondiert mit der 600 mm Isohyete und einer Humiditätsdauer von 4 Monaten. Die pflanzengeographische Tropengrenze markiert dazu fast genau die Frostlinie. Die abströmende Kaltluft benachteiligt die Talschluchten, die höhere Insolation begünstigt die Rücken in thermischer Hinsicht.

Im wesentlichen dürfte der Frost den tropischen Spezies nach oben hin eine Grenze setzen. Tropischen Arten geht in Folge ihrer Hauptverbreitung in den Räumen des Tageszeitenklimas die Fähigkeit zu einer jahreszeitlichen Frostabhärtung ab. Überdies kann auch ein Wärmemangel, unabhängig von der letalen Funktion des Frostes, tropische Pflanzenareale begrenzen. Bei abnehmenden Temperaturen sind tropische Spezies wegen ihres höheren Temperaturoptimums in ihrer Photosyntheseleistung holarktischen Arten unterlegen. Die warmtropische Flora wird an der Warmtropengrenze von ca. 19° nach oben durch Frost und durch Wärmemangel verhältnismäßig scharf begrenzt. Die holarktische Vegetation wird dagegen in erster Linie von einer Trockengrenze limitiert, denn die Frostfreiheit wäre für sie keine Bedingung zur Ausprägung einer relativ scharfen Ausbreitungsgrenze.

Weniger scharf ist der Übergang von neotropischen zu holarktischen Florenelementen am feuchten Ostabfall der Sierra Madre Oriental zum Atlantik hin ausgeprägt. Der Verzahnungsbereich zwischen den neotropischen Spezies des tropischen Bergwaldes und den holarktischen Arten des Eichen-Kiefern-Nebel-Bergwaldes erstreckt sich über ein weit ausgedehntes Höhenintervall. Die Eichen steigen bis in die tierra caliente ab, bei staunassen Böden gar bis in den Bereich der Golfküstenregion. So existiert an der Ostabdachung keine geschlossene Eichenuntergrenze, die eine scharfe Untergrenze der holarktischen Flora repräsentieren könnte. Das Genus *Pinus* sp. (*Pinus patula*, *Pinus pseudostrobus chiapensis*) reicht bis 1000 m hangabwärts.

An der feuchten Ostabdachung entscheidet bei homogenen hygri-schen Bedingungen mehr die Wettbewerbsfähigkeit, ob Standorte von neotropischen oder holarktischen Sippeneinheiten besetzt werden. Dieser Wettbewerb liegt am ehesten in der Fähigkeit zu rascher Stoffproduktion und damit verbunden eines intensiven Fruktifikationsvermögens begründet. Die bei hohen Temperaturen ökonomischere Photosynthese dürfte vielen tropischen Spezies in der Stufe der tierra caliente bis 1000 (1300) m einen Wettbewerbsvorteil verschaffen. Warmtropische Spezies finden nach oben eine relativ scharfe Limitierung, wofür die Gattung *Cecropia* und manche Palmenart gute Beispiele sind. *Cecropia* setzt an der Frostgrenze bzw. einer typischen Wärmemangelgrenze aus. Die Höhengrenze warmtropischer Spezies ist vornehmlich eine Wärmemangelgrenze.

Oberhalb dieser Grenze massieren sich im Intervall von 19 - 13° (11°) boreale Arten der Gattungen *Quercus*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Tilia*, *Juglans* und *Fagus*. Hier wächst vor allem auch die Leitart *Liquidambar styraciflua*. Relativ frostempfindliche tropisch montane Arten im Niederwuchs mischen sich ein: *Podocarpus* und *Weinmannia*, *Lippia* und *Drimys winteri* (bis ca. 11°).

Innerhalb der warmtropischen Klimate treten mit den Isothermen von 21°, 23° und 25°C noch weitere entscheidende Vegetationsgrenzen auf. Im Südosten des Kartenblattes herrscht ein immergrüner Regenwald (*Selva perennifolia*) vor und steigt an den Hängen bis auf 800 m an (21°C). An der immerfeuchten Nordostabdachung sind in der tierra caliente zwei Waldtypen vertreten. Die Isotherme von 23° (bis 400 m NN) begrenzt hier einen fast immergrünen tropischen Niederungswald (*Selva subperennifolia*) mit der Leitart *Brosimum alicastrum*. Daneben ist in der Stufe zwischen 23° und 21° (400 bis 800 m) ein artenreicher Lauraceenwald ausgebildet, in den aber bereits eine Eiche (*Quercus corrugata*) sowie Platanen und Ulmen eingemischt sind.

Bei der Temperaturlinie von 21°, im Klimabereich subcálido, bei 800 bis 1000 m NN, ändert sich das Pflanzenkleid grundlegend. Es beginnt eine subhumide Bergwaldstufe, in der tropisch-montane Arten und boreale, holarktische Pflanzengattungen völlig gemischt sind und die borealen, laubwerfenden Arten in der baumförmigen Vegetationsschicht die tropischen Spezies an Höhe überragen. Zwischen 1300 und 2000 m im Klima templado bei 19° bis 15°C finden die borealen Arten des Bergwaldes optimale Standortbedingungen. Ihre Untergrenze kann etwa mit dem tiefsten Frostvorkommen definiert werden. Tropische Holzgewächse und Kräuter bilden vorzugsweise den Unterwuchs. Ab ca. 1300 m gesellen sich dann noch subantarktisch-tropisch-montane Gattungen hinzu, die noch bis 2700 m NN (11°C) ansteigen. Der tropisch geprägte Unterwuchs setzt meist aber schon bei 1800 m NN aus, an jener Linie, bei der die Fröste sehr regelmäßig auftreten (10 - 20 Frostwechseltage).

Spätestens bei 15° und der Höhe von 2000 m haben sich an den feuchten Hängen die Coniferen durchgesetzt und liefern den beherrschenden Aspekt des Pflanzenkleides. Ihre Artenverteilung ist im einzelnen feuchtigkeitsbedingt.

An der 13°-Isotherme, die an den trockenen Hochflächenrändern in ca. 2700 m, am feuchten Abhang bereits bei 2400 m verläuft, tritt ebenfalls ein charakteristischer Vegetationswandel auf. Am feuchten Ostabfall setzen sich in dieser Höhe die feuchten Kiefern-Eichenwälder vom Nebelwaldcharakter durch und verdrängen das tropisch-montane Baumflorenelement allmählich vollständig.

An den Hängen der Binnenlandvulkane werden je nach Feuchteregime zwischen 2400 und 3200 m NN die trockenen Eichen-Kiefernwälder (semiarid)

mit laubwerfenden Eichen und Baumwacholder durch einen Kiefern-Mischwald (semihumid) mit *Pinus montezumae*, *Pinus teocote*, *Pinus pseudostrobus* oder im subhumiden Bereich durch einen Kiefern-Tannenwald mit *Abies religiosa*, *Pinus ayacahuite*, *Pinus pseudostrobus* und *Quercus laurina* ersetzt.

Schließlich tritt im Verlauf der Isotherme von 9° erneut ein Vegetationswechsel auf. An dieser Höhengrenze, die bei 3200 bzw. 3300 m NN liegt (Grenze frío/helado), bleibt nur noch *Pinus hartwegii* als baumförmige Vegetation in den Gebirgen übrig. Sie beherrscht die Höhenstufe zwischen 9 und 5°C zusammen mit Büschelgrasunterwuchs.

Die Baumgrenze liegt fast exakt an der 5°-Isotherme bei 4000 - 4150 m Höhe. Nach LAUER und KLAUS (1975) sind niedrige Temperaturen des Frühjahrs Hauptfaktor einer Begrenzung des Baumwachses. Sie schränken die Möglichkeit der Diffusion des Wassers durch die Zellmembranen wesentlich ein. Nach LARCHER (1973) sinkt bei niedrigen Temperaturen die Wasserdurchlässigkeit des Protoplasmas, dazu erlahmt das Wurzelwachstum. In der Regel ist bereits bei Temperaturen von über 0°C die Wasseraufnahmefähigkeit der Pflanzen entscheidend eingeschränkt. Die Baumgrenze ist daher als "Kältetrockengrenze" anzusprechen.

Oberhalb der Baumgrenze folgen in der Stufe des Klimas subnevado Grasfluren bis zu einer Höhe von ca. 4800 m, mit einer Isotherme nahe dem Gefrierpunkt. In den oberen Teilen des Klimas subnevado wird eine geschlossene Vegetationsdecke durch periglaziale Bodenabtragung verhindert. Der Frostwechsel erreicht über 320 Tage im Jahr. Die mittlere klimatologische Schneegrenze liegt am Popocatepetl und am Ixtaccihuatl in ca. 4950 m Höhe bei einer Temperatur zwischen 0 und 1°C im Jahresmittel.

#### b. Die Dauer der humiden Zeit und die Vegetationsgliederung

Die hygrische Differenzierung des Pflanzenkleides ist reichhaltig. Hygrisch determinierte Vegetationseinheiten sind die Regenwälder des Tieflandes wie der einzelnen Höhenstufen (Bergwald und Höhenwald). Eine Graduierung nach hygrischen Gesichtspunkten schlägt sich in der Abfolge vom Regenwald über die Feuchtwälder, Trockenwälder und Dornwälder nieder, wie man sie zum Teil zu Savannen degradiert im Trockengebiet um Rinconada und Soledad de Doblado sowie in den Trockentälern, die die Sierra Madre durchbrechen, findet. Darüber hinaus erweisen sich wesentliche Höhengrenzen der Vegetation nicht nur als thermisch bedingt. Die Warmtropengrenze ist in vielen Fällen ebenso eine Trockengrenze. Auch die Baumgrenze hat sich als eine Kältetrockengrenze erwiesen. Die Höhenstufung der Vegetation nach der

Temperatur ist häufig durch hygrische Verhältnisse abgewandelt. Tropisch-feuchte Bergwälder haben ihr trockenes Pendant in einem tropischen Berg-Fallaubwald. Der Kiefern-Eichen-Nebelwald und die semihumiden bzw. semiariden Varianten des Kiefern-Eichen-Mischwaldes sowie die subhumiden bzw. semihumiden Kiefern-Tannen- bzw. Kiefern-Mischwälder sind hygrisch bedingte Vegetationstypen, z.T. in den gleichen Temperatur-Höhenstufen.

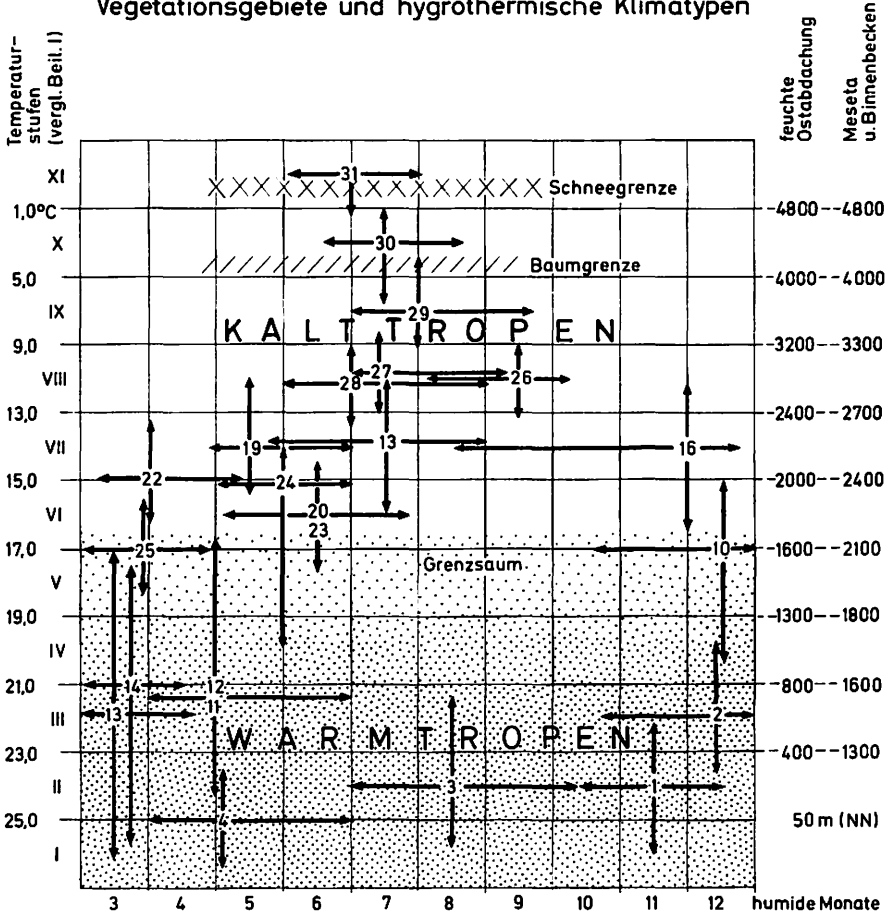
Die ökologisch beziehungsreichen Isohygromenen sind aus beiliegender Aufstellung zu entnehmen (Abb. 42). Im Bereich von 11 bis 12 humiden Monaten liegen in der heißen Tieflandstufe der tierra caliente in den Temperaturstufen I bis III üppige tropische Regenwaldareale am Fuß der Sierra Madre Oriental. Dadurch, daß nur wenige Gebiete vollhumid sind, sind die meisten Wälder nicht immergrün und werden als Selva subperrenifolia bezeichnet. In den Temperaturstufen IV, V und VI liegen bei 9 bis 12 humiden Monaten feuchte artenreiche Bergwälder mit den borealen Leitarten *Quercus* und *Liquidambar* und durchsetzt von immergrünen tropisch-montanen Arten, wie *Weinmannia* und *Podocarpus*. In den höheren Temperaturstufen VI bis VIII schließlich gedeihen Eichen-Kiefern-Nebelwälder mit der Leitart *Pinus patula*, die aber bereits ab 1300 m (clima templado) angetroffen wird. Schließlich zeugt der reiche Epiphytenbewuchs und das Auftreten von Baumfarnen in den Bergwäldern zwischen 1300 und 2700 m von dem humiden Nebelwaldklima des Abhangs.

Im Binnenland, an den Großvulkanen, sind Kiefern-Tannenwälder, insbesondere in der Klimaregion von 7 bis 10 humiden Monaten verbreitet. Ihre trockene Variante, der Kiefern-Mischwald und der feuchtere Eichen-Kiefernwald konzentrieren sich dagegen auf die strahlungsreichen Abhänge der gleichen Temperaturhöhenstufen (frío) bei vorwiegend 7 und 6 humiden Monaten (clima subhúmedo).

In den Niederungen des Küstenhinterlandes zwischen Veracruz und Córdoba ist das physiognomische Bild der Vegetation von Pflanzenformationen bestimmt, die je nach der Länge der Regenzeit sich als regengrüner Feuchtwald, regengrüner Trockenwald und regengrüner Dorn- und Sukkulantenbusch bezeichnen lassen. Trocken- und Dornwälder werden von MIRANDA (1942) als Selva baja caducifolia bezeichnet. Die Landschaft ist in Nutzung genommen und bietet den physiognomischen Aspekt einer Feuchtsavanne bei 7 bis 8, einer Trockensavanne bei 5 bis 6 und einer Dornsavanne bei 4 und weniger humiden Monaten. Die Vegetation ist meso- bis xerophytisch und wird in den trockenen Teilen durch die Gattungen *Acacia*, *Cercidium*, *Prosopis* und *Pithecolobium*, in extremen Teilen und schlecht drainierten Böden von *Curatella* und *Crecantia* dominiert.

Die warmtropischen Berg-Fallaubwälder mit *Bursera* als Leitgattung bestimmen die heißen Talungen und Binnensenken der Höhenstufe cálido und

## Vegetationsgebiete und hygrothermische Klimatypen



**Abb. 42 Vegetationsgebiete und hygrothermische Klimatypen**  
 Natural vegetation regions and climates

1 = tropical rainforest-evergreen; 2 = tropical rainforest abundant with *Lauraceae*; 3 = tropical semihumid deciduous forest and savanna; 4 = tropical semiarid deciduous forest and savanna; 5 = tropical gallery forest; 6 = forest of *Quercus oleoides*; 7 = palmares; 8 = mangrove; 9 = coastal vegetation on beaches and dunes; 10 = subhumid tropical montane forest; 11 = tropical montane deciduous forest, semiarid; 12 = montane thorn shrub (matorral), semiarid; 13 = thornshrub with Cacti; 14 = mezquital; 15 = monocotyledoneous rosette leaf trees and thorn shrub; 16 = montane oak-pine cloud forest, abundant with epiphytes; 17 = mesophytic mountain-forest with numerous species; 18 = pine-oak mixed forest, semihumid; 19 = pine-oak mixed forest, semiarid; 20 = deciduous oak mixed forest; 21 = riverine forest; 22 = *Juniperus deppeana*; 23 = *Juniperus flaccida*; 24 = monocotyledoneous rosette leaf trees; 25 = treeless halophytic vegetation; 26 = montane coniferous cloudforest; 27 = subhumid coniferous forest with pine and fir; 28 = semihumid mixed pine forest; 29 = upper montane pine forest of *Pinus hartwegii*; 30 = upper montane grassland (zacatonales); 31 = region with periglacial features and permanent snow

subcálido, wenn die Dauer der humiden Zeit wenigstens 5 Monate beträgt. Bei geringerer Dauer der feuchten Zeit (4 und 3 humide Monate) ist dieser Falllaubwald von hochwüchsigen Kakteen und regen grünen Dornbüschen durchsetzt. Die höheren thermischen Stufen (templado), bei Mitteltemperaturen von 19 bis 15°C, sind in den Trockenräumen von 5 und 4 humiden Monaten mit xerophytem Matorral aus monocotylen Schopfbäumen und sukkulenten Rosettenpflanzen bestanden, bei denen kälteempfindliche und kälteresistente Varianten unterschieden werden (KLINK 1973). Oberhalb der Warmtropengrenze dominiert dann auf der trockenen Meseta bei 4 und 5 humiden Monaten ein trockener Eichen-Matorral mit Dorngehölzen. Im clima fresco tritt als neues Element in dieser Humiditätszone *Juniperus deppeana* auf, der als Leitpflanze der trockenen Fußstufe des vulkanischen Hochlandes gelten kann und die Hochbecken im Bereich der Trockenachse zwischen Pachuca und dem Pico de Orizaba bei ca. 5, 4 und 3 humiden Monaten randlich umkleidet.

Erst in den feuchteren Stufen dieser Höhenklimate, bei fünf und sechs humiden Monaten, geht diese Pflanzenformation in Eichen-, Kiefern-Wäldern einer mesophyten Variante über, in der aber allenfalls *Juniperus deppeana* vertreten ist.

Die *Pinus hartwegii*-Wälder der Temperaturstufe helado sind in Humiditätsbereichen von 6 und 7 humiden Monaten angesiedelt. Ähnlich haben die Hochgebirgsfluren (Zacatonales) im clima helado und subnevado ihre Hauptverbreitung bei 5 bis 7 humiden Monaten. Die Humidität geht oberhalb der *Pinus hartwegii*-Stufe rasch zurück. Die Niederschlagsmengen nehmen drastisch ab.

In dem Schema der Abb. 42 sind die wesentlichen Vegetationsgebiete des Untersuchungsraumes mit den thermischen Höhenstufen und den hygrothermischen Klimatypen in Beziehung gesetzt worden. Jede Vegetationseinheit ist zum unmittelbaren Vergleich sowohl in der Vegetationskarte 1 : 1 Mio. als auch im Schema mit der gleichen Ziffer versehen. Die Pfeillängen im Schema erlauben sowohl den thermischen Höhenstufenbereich als auch den Humiditätsbereich der jeweiligen Vegetationseinheit abzulesen. Danach kommt z.B. die Selva tropical subperennifolia (Ziffer 1) vorwiegend im Bereich von 11 humiden Monaten und den Temperaturstufen I bis III vor, d.h. sie benötigt offensichtlich Jahresmitteltemperaturen, die über 21°C liegen und ist im Humiditätsbereich von 10 bis 12 humiden Monaten angesiedelt. Ein sehr breites Spektrum hygrischer Bedingungen und auch eine sehr weitgehende vertikale Ausdehnung kennzeichnet auf der trockenen Seite die Vegetationsformation der Berg-Dornsavanne und des tropischen Falllaubwaldes (Ziffer 12 und 13). Sie herrschen in Bereichen von 4 bis 7 humiden Monaten bis zur 17°C-Isotherme der Temperaturstufe V vor. Ab 19°C setzt jedoch bereits der Eichen-

Mischwald trockener Standorte (25) ein (vgl. Tropengrenze). Insgesamt erlaubt das Diagramm die Koinzidenz der Raummuster der Vegetation und der Klimatypen anschaulich zu analysieren.

## 9. Das Verhältnis der Isohygromenen zu den Isohyeten und ihre Bedeutung für die Vegetation (vgl. Beilagen I und II und Abb. 43)

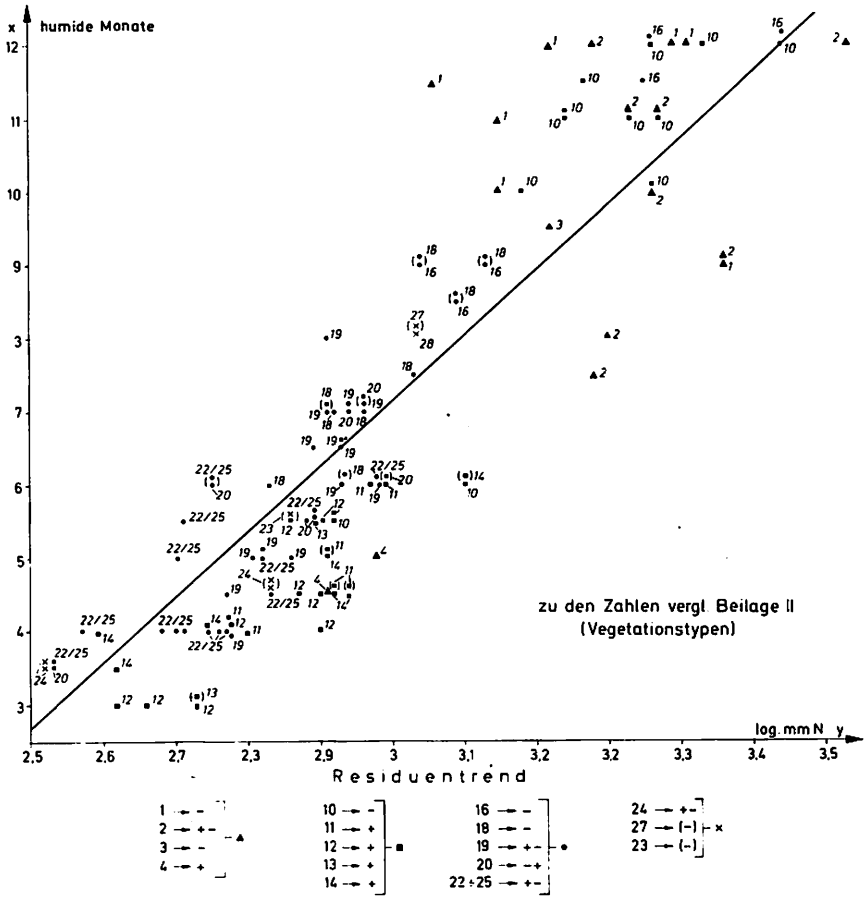
Für die Charakterisierung der Vegetationstypen durch die hygrische Komponente des Klimas ist vielfach die Dauer der humiden Zeit nicht allein entscheidend. Deshalb wurden in die Klimakarte (Beilage I) auch die Isohyeten eingetragen, um das Verhältnis beider hygrischer Faktoren zueinander auf der Karte abschätzen zu können.

Trägt man in das Diagramm der Regressionsanalyse der Zahl der humiden Monate und der Jahresniederschlagsmengen für jede Klimastation die vorherrschende Vegetationseinheit ein (Abb. 43), so ergeben sich überraschende Interpretationsmöglichkeiten. Die negativen Residuen aller Stationen der Nordostabdachung deuten darauf hin, daß der Tieflandregenwald (1) seine Existenz auf die Dauer der humiden Zeit gründet bei gleichmäßig verteilter Niederschlagsmenge über das Jahr. Die verhältnismäßig geringe Niederschlagsmenge mag der Grund für den "subperennifolen" Charakter der Wälder sein.

Die Nebelhöhenwälder (16) haben ebenfalls ein geringeres Niederschlagsaufkommen als der Zahl der humiden Monate entspricht. Die Residuen sind deutlich negativ. Die Niederschläge fallen besonders während der winterlichen Norte-Periode als stärkerer oder schwächerer Nieselregen, der manchmal kaum registriert werden kann.

Zwischen den tropischen Niederungswäldern und den Nebel-Höhenwäldern bilden die wolkenreichen Bergwälder (10) am feuchten Nordostabhang eine Ausnahme. Sie liegen in der Stufe maximaler Niederschlagsmengen um die 1000 m Isohypse (Stationen Cuetzalán und Zapotitlán). An der Nordostabdachung beziehen die Stationen Potrero und El Pamar (vgl. Tab. im Anhang) am Fuße des südlichen Abschnittes der Sierra Madre Oriental ihre großen Jahresniederschlagsmengen über 4000 mm aus häufigen Starkregen während der Regenzeiten. Die Karte der Residuen zeigt daher für diese Bereiche ausgeprägte positive Abweichungen von der Regressionsgraden. Dort sind die Bergwälder von bunter Üppigkeit und hohem Wuchs. Sie sind reich an Baumfarnen, epiphytischen Farnen, Bromeliaceen und Orchideen. Die überfeuchten Steilhänge sind besetzt mit der tropisch-montan/antarktischen *Gunnera mexicana*. Die großen Regenmengen kompensieren die fehlende klimatische Humidität der im Frühjahr wechselnd langen Trockenzeit, die im Mittel zwei oder drei Monate andauern kann.





**Abb. 43 Regressionsdiagramm: Jahresniederschlag/Humiditätsdauer/Vegetationstypen**  
 Regression-diagram: Mean annual precipitation/number of humid months/types of vegetation

Auch im Bereich der Meseta und ihren Berglandkomplexen sind klar umschriebene Gebiete negativer und positiver Residuen zu unterscheiden. Schwach positive Abweichungen kennzeichnen die gesamte langgestreckte Trockenachse zwischen Pachuca im Nordwesten des Kartenblattes und dem Tehuacántal mit den umgebenden Bergländern. Sie steigern sich in Richtung auf die Senke des Rio Balsas ebenso wie im westlichen Teil des Beckens von Oriental und in der Hochsenke von Apán. Hochpositive Residuen verzeichnet auch die westexponierte Talflanke des Tehuacántals. Dort liegen die – wenn auch im ganzen – sehr geringen Jahresniederschlagssummen deutlich

höher als aufgrund der Regressionsanalysen zu erwarten wäre. Die Niederschläge fallen zeitlich sehr konzentriert, so daß auch eine größere Niederschlagsmenge keine länger andauernde Humidität zu bewirken vermag. Es überwiegen konvektiv-tropische Niederschläge, die in der kurzen Sommerregenzeit fallen.

Die Fallaubwälder (11, 12, 13, 14) in den Warmtropenbereichen des Tehuacántals und der Balsassenke sind mit ihrem Kakteenreichtum Ausdruck hoher Niederschläge und relativ kurzer humider Zeiten (4 bis 3 humide Monate). Nicht nur die Kakteen, sondern auch viele Holzgewächse zeigen durch Sukkulenzerscheinungen, durch Bedornung und assimilierende Rinden den xeromorphen Charakter der Vegetation deutlich an. Die Vegetation vermag einerseits in der kurzen Regenzeit Wasser zu speichern, andererseits durch Reduktion der Oberfläche (Dornen) die Verdunstung stark einzuschränken, um die längere Trockenzeit zu überdauern. Die relativ hohen Niederschläge in der kurzen Regenzeit favorisieren diesen Vegetationstyp.

Überaus charakteristisch verhält sich auch das Trockengebiet im Hinterland der karibischen Küste um Rinconada mit seinen Trocken- und Dornsavannen (4). Es empfängt während der feuchten Zeit durch Starkregen verhältnismäßig viel Niederschlag, wohingegen die winterlichen Nortes, die einen Ausgleich zugunsten von weiteren humiden Monaten hervorrufen könnten, durch die Leewirkung der Sierra de Chiconquiaco keine Regeneffekte hervorrufen. Die dort positiven Residuen werden damit voll verständlich.

Das Becken von Oriental zeigt im Westteil hohe positive, im Ostteil jedoch schwach negative Residuen. Der Ostteil, am Rande der Ebene zum Gebirgsabfall hin, wird zeitweise durch die Nebelniederschläge, die über den Rand der dort nach Nordosten offenen Hochfläche herüberquellen, noch erfaßt. Sie beeinflussen während der winterlichen Trockenzeit diesen Teil der Oberfläche im Sinne einer längeren Humiditätsdauer. Dadurch werden die Residuen schwach negativ. In Richtung auf das zentrale Becken von Oriental verlieren die winterlichen Nortes aber ihren Einfluß.

Das zentrale Becken von Puebla-Tlaxcala, das von den hohen Vulkanen der Sierra Nevada und der Malinche umgeben ist, zeigt eher ein neutrales Verhalten mit schwach negativen Residuen. Einerseits erhält dieses Becken während der sommerlichen Regenzeit durchaus verhältnismäßig hohe Niederschläge, ist aber andererseits gegen den Winter hin unter dem Einfluß der Nortes keineswegs niederschlagsfrei. Daher zeigen die Residuen nur schwach negative Werte, die für diese Becken wie für die Hänge der Vulkane ausdrücken, daß die Niederschlagsmenge und die Dauer der humiden Zeit in einem relativ ausgewogenen Verhältnis zueinander stehen.

Resümierend kann man sagen, daß sowohl die sehr feuchten Klimate als auch die trockenen Klimate negative wie positive Residuen aufweisen können.

Die örtliche Topographie sowie die Lage zu den wetterwirksamen Erscheinungen bestimmt hier die Abweichungen von der Norm aller Stationen.

Die Vegetation ist in charakteristischer Weise vom Verhältnis der humiden Monate zu den Niederschlagsmengen geprägt. Die deutlichsten Beispiele für die unterschiedliche ökologische Wirkung dürften die Nebelwälder einerseits und andererseits die trockenen Fallaubwälder der zentralen Senken mit einem sehr differenzierten floristischen Spektrum sein.

Während für die Nebelwälder an den Abhängen die hohe Kompensationsfähigkeit der Nebelregen zugunsten einer Verlängerung der humiden Zeit mit negativen Abweichungen der Niederschlagsmenge von der Zahl der humiden Monate verständlich ist und dieser Tatbestand durch viele Arbeiten über die ökologischen Adaptationsformen der Nebelwälder auch bekannt und belegt ist (TROLL), sind die ökologischen Wirkungen, die die relativ zu den humiden Monaten größeren Niederschlagsmengen auf die xeromorphe Vegetation ausüben, weniger gut bekannt. In den Trockenräumen der warmtropischen Gebiete, insbesondere der Balsassenke, fällt eine reiche klimatisch-edaphische Differenzierung der Trockenvegetation ins Auge.

Innerhalb des tropischen Berg-Fallaubwaldes kommen auf flachgründigeren Karbonatgesteinen an südexponierten Hängen, z.B. in der Atoyac-Schlucht und im Tehuacán-Tal; Säulen-Kakteen (*Neobuxbaumia*) vor. In einer tieferen Stufe, in den entkalkten Fußstufen des Talrandes, also am Übergang vom Berg-Fallaubwald zum Mesquital, finden sich dagegen Kandelaberkakteen (*Lemaireocereus*). Weiter im Süden des Kartenasuschnittes, im südöstlichen Tehuacán-Tal, ebenso im Trockental südwestlich von Oriental und in den Talungen des äußersten Nordwestens kommt eine Kakteen-Dornbuschformation vor, in der verzweigte Säulenkakteen (*Neobuxbaumia* und *Cephalocereus*) dominieren, wohingegen in den tropischen Berg-Fallaubwäldern Gehölzformationen überwiegen. In den Talgründen, wo das Grundwasser stets erreichbar ist, herrschen als Leitart *Prosopis*-(Mesquite-)Bestände vor.

Gehölze wie Kakteen sind beide an ein Überdauern langer Trockenzeiten angepaßt. Beide weisen stark reduzierte Oberflächen auf, die Gehölze assimilieren auch mit der Rinde. Trotz ihres hohen Wasserspeichungsvermögens können Kakteen jedoch keine extrem langen Trockenperioden überdauern, da sie vor allem zum Aufbau ihres sukkulenten Körpers bei langsamem Wachstum relativ regelmäßige Niederschläge benötigen. Nach ELLENBERG (1959) und WALTER (1974) sind Kakteenformationen in Trockengebieten den Gehölzformationen daher dort überlegen, wo das Niederschlagsaufkommen von Jahr zu Jahr verhältnismäßig gleich hoch ist. Bei edaphischen Verhältnissen mit flachgründigen Böden und unterliegenden Krusten finden Kakteen mit ihren flachen Wurzelsystemen für die Aufnahme des Wassers günstigere Bedingungen, da ein Versickern des Niederschlagswassers in tiefere Bodenschichten

verhindert wird. Holzpflanzen, die perennierende Wasserhorizonte in größeren Tiefen erreichen müssen, können dort nur sehr schwer gedeihen, wenn die absolute Menge der Niederschläge gering ist (positive Residuen im Balsagebiet). Kakteen sind u.a. im Untersuchungsgebiet dort favorisiert, wo außer in der sommerlichen Regenzeit auch im Winter noch Regenanteile genutzt werden können, d.h. in Trockengebieten im unmittelbaren Lee der Ketten der Sierra Madre Oriental, z.B. im Nordwesten bei Pachuca und an der östlichen Abdachung des unteren Tehuacántales, z.T. auch an den Abhängen des Valle de Mesquital im Nordwesten von Pachuca.

An der Abdachung zur Balsassenke, wo die hygrischen und edaphischen Verhältnisse den Gehölzformationen entgegenkommen, finden sich Kakteen entweder auf strahlungsexponierten Kalkstandorten oder nur am Rand des tropischen Bergfallaubwaldes, wo sie günstige Strahlungsbedingungen vorfinden, da Kakteen für ihre schnelle Wasseraufnahme auch hohe mittlere Wärmebedingungen bei möglichst wenig Schatten benötigen. Die Interpretation des Verhältnisses von Isohygromenen und Isohyeten vermag hier immer unter Berücksichtigung auch der edaphischen und topographischen Verhältnisse deutliche ökologische Interpretationshilfen zu geben.

## Zusammenfassung

Die Karte der hygrothermischen Klimatypen (Beilage I) wurde in der Absicht konzipiert, die räumlichen Anordnungsprinzipien der natürlichen Vegetation von den klimatischen Gegebenheiten her zu interpretieren. Naturgemäß spielte daher der methodische Ansatz eine wichtige Rolle. Zur räumlichen Integration dienten Isothermen und Isohygromenen. Aus der Kombination beider Parameter ergeben sich für den Untersuchungsraum 84 hygrothermische Klimatypen, die durch einen Zahlenschlüssel römischer (für die Temperaturhöhenstufen) und arabischer Ziffern (für die Anzahl der humiden Monate) aus Karte und Legende zu entnehmen sind (Beilage I). Die Klimatypen entsprechen in ihrer regionalen Darstellung einzelnen Klimagebieten. Diese sind wiederum zu Klimaregionen zusammengefaßt, die in Farbflächen ihren kartographischen Ausdruck finden. Die acht Temperaturtypen sind durch die Farbskala von rot (warm) nach blau (kalt) kenntlich gemacht worden. Für die sechs hygrischen Klimatypen drückt die Farbskala von gelb/braun zu grün den Klimawandel von trocken zu feucht aus. Die Bezeichnung der Klimaregion ist der spanischen Sprache entliehen (vgl. Legende).

Die Isohyeten der Jahresniederschläge sind in die Karte als Zusatzinformation eingetragen, da die Niederschlagsmengen neben der Dauer der humiden Zeit von großer ökologischer Bedeutung sind (vgl. Beilage II).

Im einzelnen werden markante thermische und hygrische Klimagrenzen interpretiert.

Die Isotherme von 19<sup>o</sup> grenzt die Warmtropen von den Kalttropen ab. Die Baumgrenze liegt fast exakt an der 5<sup>o</sup> Isotherme (4000-4100 m NN). Die Schneegrenze verläuft an den Vulkanhängen bei der Isotherme von 0 - 1<sup>o</sup> (4900 m NN).

Die Zahl der humiden Monate steigt an der Ostabdachung abrupt an, da die winterlichen Kaltlufteinbrüche die randtropische Trockenzeit weitgehend eliminieren zugunsten ganzjährig andauernder Humidität, während die Hochfläche nur die klimazonal typischen Sommerregen empfängt mit einer Humiditätsdauer, die 5 - 7 Monate nicht übersteigt. Nur die aufgesetzten hohen Vulkanmassive erweisen sich als feuchtere Inseln, wenn sie auch zum Gipfel wieder trockener werden.

Durch das Kartenblatt zieht sich von Nordwest nach Südost eine auffallende Trockenachse im Lee der Sierra Madre Oriental mit den niedrigsten Humiditätswerten (3 - 4 Monate), lokalisiert in den Becken von Mexiko, Pachuca, Apán, Oriental und Tehuacán. An der Ostabdachung liegt nur im Schatten der Nortes um Rinconada ein warmtropisches Trockengebiet mit 5 - 6 humiden Monaten und Niederschlagsmengen unter 1000 mm.

Die engen Beziehungen zwischen diesem hygrothermischen Raummuster und den Vegetationsgebieten zeigt der Vergleich der Klimakarte (Beilage I) mit der Vegetationskarte (Beilage II).

Im Kapitel 4 wurde die Ermittlung der humiden Monate ausführlich diskutiert. Mit Hilfe des Quotienten aus aktueller und potentieller Verdunstung ( $aV/pV$ ) wurde die Zahl der humiden Monate bestimmt. Die aktuelle Verdunstung ergibt sich aus den Wasserhaushaltsgrößen (vgl. SCHMIEDECKEN in diesem Heft), die potentielle Verdunstung wurde nach PAPADAKIS (1966) ermittelt.

Um der realen Landschaft mit ihrer aktuellen Vegetationsbedeckung Rechnung zu tragen, wurde allerdings der Trockengrenzwert, der einen Monat als humid ausweist, nicht im klimaökologischen Sinn bei den  $aV/pV$ -Quotienten von 1 definiert, sondern nach pflanzenökologischen Kriterien interpretiert – je nach der Ausstattung des Raumes mit Pflanzen. Es ergab sich daraus ein Trockengrenzwert (vgl. Abb. 17), der zwischen  $aV/pV = 0,45 - 0,9$  gleitet. Damit wird am ehesten die potentielle Landschaftsverdunstung ausgedrückt. Entsprechend wurden die einzelnen Monate als pflanzenökologisch humid bzw. arid definiert, wenn der  $aV/pV$ -Quotient über oder unter dem gleitenden Trockengrenzwert liegt. Es ergab sich notwendigerweise eine neue pflanzenökologische Definition für das Begriffspaar "humid-arid", die der üblichen klimaökologischen Begriffsbestimmung in Abb. 18 gegenübergestellt ist.

Um die Aussagen der Klimakarten zu steigern, wurden die Beziehungen der einzelnen Parameter zueinander statistisch analysiert. Regressionsdiagramme und Residuenkarten zeigen den Vergleich zwischen der Humiditätsdauer und dem Jahresniederschlag (Abb. 19, 20), dem Sommerniederschlag (Abb. 22, 23), dem Winterniederschlag (Abb. 25) und die Zahl der Niederschlagstage.

Um differenziertere Aufschlüsse über die Wasserbilanz zu erhalten, wurde der Wasserüberschuß der vollhumiden Periode ( $N-pV$ ) in seiner räumlichen Struktur und das Wasserdefizit des ariden Zeitraumes (Mittel von  $aV/pV$ ) (vgl. Abb. 34) dargestellt und eine Karte der Jahreswasserbilanz ( $N-pV$ ) (Abb. 35) entworfen. Eine Abbildung der räumlichen Ausprägung der kleinen Trockenzeit gibt über das sommerliche Wasserdefizit Auskunft. Die Analyse zeigt, daß die Trockenzeit dort besonders ausgeprägt ist, wo sie lange andauert und dann auch noch mit der Tendenz einer Unterbrechung der kurzen sommerlichen Regenzeit einhergeht. Bei langandauernder Humidität ist die verbleibende Trockenzeit in der Regel nur schwach ausgeprägt.

In einem eigenen Kapitel werden die engen Beziehungen zwischen Klimaregionen und Vegetationsgebieten herausgearbeitet (Abb. 42, Abb. 43). Die deutlichsten Beispiele für die unterschiedliche ökologische Wirkung der

Dauer der humiden Zeit bzw. der Niederschlagsmengen auf die Vegetation zeichnet sich einerseits in den Nebelwäldern und andererseits in den tropischen Fallaubwäldern ab.

Während für die Nebelwälder an den Abhängen die hohe Kompensationsfähigkeit der Nebelregen zugunsten einer Verlängerung der humiden Zeit mit negativen Abweichungen der Niederschlagsmenge von der Zahl der humiden Monate verständlich ist und dieser Tatbestand durch viele Arbeiten über die ökologischen Adaptationsformen der Nebelwälder auch belegt ist, sind die ökologischen Wirkungen, die die relativ zur Zahl der humiden Monate größeren Niederschlagsmengen auf die xeromorphe Vegetation ausübt, weniger gut bekannt.

Das Verhältnis der Isohyeten zu den Isohygromenen konnte unter Berücksichtigung der edaphischen und topographischen Gegebenheiten deutliche Interpretationshilfen anbieten für die Ökologie der unterschiedlichen Formationen der Trockenvegetation.

In einer Nebenkarte zur Beilage I haben einige Sonderphänomene des Klimas ihre Darstellung gefunden. Dazu gehört ein ausgeprägtes thermisches Windsystem, die Ausbildung einer Stufe maximaler Niederschläge an der Ost- und Nordostabdachung, eine vorherrschende Nebelstufe mit der Ausbildung von Nebelwäldern, die Teilung des Gebietes in eine warmtropische bzw. kalttropische Region. Schließlich enthält das Kartenblatt zwei abflußlose Gebiete, die als südlichste Ausläufer der abflußlosen nördlichen Meseta von Mexiko aufgefaßt werden können.

Ausführlich wird in den einleitenden Kapiteln das klimatische Grundgerüst des Raumes behandelt, wobei besonderes Gewicht auf die pflanzenökologisch relevanten Klimabedingungen gelegt wird. Die Niederschläge werden in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung charakterisiert und ihre Genese erläutert. Die Temperaturverhältnisse verdienen besondere Beachtung, da sich im Untersuchungsraum holarktische und tropische Florenelemente verzahnen. Dies ist durch die starke Reliefenergie des Raumes bedingt, die ihrerseits die Stufung warm- und kalttropischen Klimas verursacht. Ausführlich ist dabei das Auftreten des Frostes und die vertikale Temperaturstruktur behandelt (Abb. 8 - 13).

## Summary

The map of the hygro-thermal types of climate (Enclosure I) was drawn up with the intention of interpreting the spatial distribution patterns of the natural vegetation on the basis of the climatic conditions, and it is quite obvious that the methodical disposition played an important role in this connection. For the spatial integration isotherms and isohyromens were used. The combination of both parameters yields for the area under investigation 84 hygro-thermal types of climate. These are indicated in the map as explained in the legend (see Enclosure I): Roman figures for the number of humid months and Arabic figures for the altitudinal belts of temperature. The types of climate, with regard to their regional presentation, correspond to individual local climates comprising climatic regions, cartographically expressed by colored spaces. The 8 types of temperature are characterized by a color scale from red (warm) to blue (cold). For the 6 hygric types of climate a color scale from yellow/brown to green marks the change of climate from dry to humid. The designation of the regions of climate are taken from the Spanish language (see legend).

The isohyets of the mean annual precipitation have been entered in the map as supplementary information, for the precipitation totals, apart from the length of the humid period, are of great ecological importance (see Enclosure II).

Significant thermal and hygric boundaries of climate are being investigated in detail.

The 19<sup>o</sup>-isotherm demarcates the warm tropics from the cold tropics. The timber line is located almost exactly at the 5<sup>o</sup>-isotherm (4000 - 4100 m m.s.l.). The snow line at the volcanic slopes runs along the 0 - 1<sup>o</sup>-isotherm (4900 m m.s.l.).

The number of humid months increase abruptly at the eastern slopes, as the wintery cold waves largely eliminate the dry season of the marginal tropics in favor of an all-season humidity, while the meseta only receives the summer season precipitation typical for the climate region with a humid season not exceeding 5 - 7 months. Only the high volcanic massifs represent more humid islands, although they get dryer again toward the top.

In the lee of the Sierra Madre Oriental an axis of dryness with the lowest humidity values (3 - 4 months) runs all across the map from NW to SE, localized in the basins of Mexico, Pachuca, Apán, Oriental and Tehuacán. At the eastern slope, only on the lee of the Nortés around Rinconada, there is a warm tropical arid region with 5 - 6 humid months and precipitation below 1000 mm.



The close relationship between this hygro-thermal spatial pattern and the regions of vegetation is shown in the comparison between the climatic map (Enclosure I) and the vegetation map (Enclosure II).

The determination if the humid months was discussed in detail in chapter 4. The number of humid months was determined with the aid of the quotient from the actual and potential evaporation ( $aV/pV$ ). The actual evaporation results from the water balance values (see SCHMIEDECKEN in this paper), and the potential evaporation was determined after PAPADAKIS (1966).

However, in order to take into account the real landscape with its actual plant cover, the critical value of the dryness line quotient showing one months as humid, was not defined in the climatic-ecological sense with the  $aV/pV$ -ratios of 1, but on the basis of plant ecological criteria, depending on the plant cover in that area. This resulted in a critical value of dryness ratio fluctuating between  $aV/pV = 0,45 - 0,9$  (see fig. 17), which expresses most nearly the potential landscape evaporation. The individual months were defined as plant-ecologically humid/arid accordingly, if the  $aV/pV$  exceeds or is below the fluctuating critical value of the dryness line quotient. This undoubtedly had to result in a new plant-ecological definition of "humid/arid" which opposes with the customary climatic-ecological definition in fig. 18.

To increase the expressive power of the climatic map the interrelationship of the individual parameters was statistically analyzed. Regression diagrams and maps of residuals show the comparison between the length of humidity and the mean annual precipitation (fig. 19, 20), the mean summer-season precipitation (fig. 22, 23), the mean winter-season precipitation (fig. 25) and the number of days with precipitation.

In order to obtain more differentiated information on the water balance, the surplus of water of the completely humid period ( $N-pV$ ) in its spatial structure and the deficiency of water of the arid period (mean of  $aV/pV$ ) were presented (see fig. 34) and a map with the mean annual water balance ( $N-pV$ ) was drawn up (see fig. 35). A figure showing the spatial characteristics of the summer-dry season provides information on the summer-season deficiency of water. The analysis shows that the dry season is strongly marked in those areas where it lasts for a long period of time and, in addition, coincides with the tendency of interrupting the short summer-humid season. If the humidity continues over a long period, the remaining dry season normally is only faintly distinct.

The close relationship between the climatic regions and the vegetational areas have been elaborated in a separate chapter (fig. 42, fig. 43). The most evident examples of the varying ecological impact of the duration of the humid period and/or precipitation on the vegetation is reflected in the cloud

forests on the one hand and in the tropical deciduous forest on the other.

Regarding the cloud forests at the slopes it is quite comprehensible that fog favors an extension of the humidity period with the residuals of measured precipitation negatively deviating from the number of humid months. This has been verified in many studies on the ecological forms of adaptation of the cloud forests. However, the ecological effects on xerophytes produced by the precipitation totals which are higher compared to the estimated number of humid months are less well known.

The relationship between the isohyets and the isohyromens – by taking into account the edaphic and topographic conditions – provided good aids of interpretation for the ecology of the various formations of the xerophytic vegetation.

Several special phenomena of the climate are shown in an additional map of Enclosure I. This includes a distinct thermal circulation, the formation of a belt of maximum precipitation at the eastern and north eastern slopes, a prevailing fog belt with the formation of cloud forests and the distinction of the area in a warm tropical and/or cold tropical region. Finally, the map includes two endorheic areas which may be regarded as the most southern branches of the endorheic northern meseta of Mexico.

The fundamental structure of climate of the area is dealt with in detail in the introductory chapters whereby special emphasis is placed on the plant-ecologically relevant conditions of climate. The spatial and temporal distribution of the precipitation has also been characterized, including its genesis. The temperature conditions deserve special attention, as holarctic and neotropical floristic elements are closely linked together in the area under investigation. This is conditioned by the high relief energy of the area, causing the gradation of the warm and/or cold tropical climate. In this connection, the occurrence of frost and the vertical temperature structure have been dealt with in detail (fig. 8 - 13).

## Resumen

La carta de los tipos climáticos higrotérmicos (anexo I) fue concebida con la intención de interpretar el ordenamiento espacial de la vegetación natural desde el punto de vista de las características climáticas. Debido a ello la base metódica desempeñó un importante papel. Para la integración espacial se utilizaron isotermas e isohigromenas. De la combinación de ambos parámetros resultan 84 tipos climáticos higrotérmicos en la región de estudio, los cuales han sido anotados en la leyenda de la carta de acuerdo a una combinación de cifras con números romanos (para los pisos altitudinales térmicos) y números árabes (número de meses húmedos) (anexo I). En su expresión regional los tipos climáticos corresponden a áreas climáticas individuales. Estas han sido agrupadas a su vez en regiones climáticas y han sido representadas cartográficamente por superficies coloreadas. Los ocho tipos térmicos están representados por una escala que abarca desde el color rojo (cálido) hasta el color azul (frío). Los seis tipos climáticos higrícos se han indicados por colores que fluctúan de amarillo/marrón hasta un color verde, que representan la variante climática de seco a húmedo. La denominación de las regiones climáticas ha sido tomada del idioma español (compare leyenda).

Han sido incorporadas en la carta a modo de información adicional las isoyetas de las precipitaciones anuales, ya que además de la duración del período húmedo, el monto de las precipitaciones es de una gran significancia ecológica (compare anexo II). Algunos límites climáticos térmicos e higrícos fundamentales son interpretados en detalle.

La isoterma de 19° divide los trópicos cálidos de los trópicos fríos. El límite del árbol concuerda casi exactamente con la isoterma de 5°C (4.000 - 4.100 m s.n.d.m.). El límite de las nieves coincide con la isoterma de 0 - 1°C (4.900 m s.n.d.m.) en las laderas de los volcanes.

El número de meses húmedos aumenta abruptamente en la vertiente oriental, ya que las irrupciones invernales de aire frío eliminan el período seco que afecta a los trópicos marginales, permitiéndolo así que la humedad se extienda a lo largo de todo el año. La mesa central recibe solamente las precipitaciones estivales típicas para esa zona climática, y la duración del período húmedo no sobrepasa 5 - 7 meses. Solamente los macizos volcánicos que sobresalen de esta meseta constituyen islas húmedas, aún cuando hacia sus cimas se vuelven nuevamente secos.

Un marcado eje seco atraviesa la carta con una dirección nor-oeste a sur-este, a barlovento de la Sierra Madre Oriental, que muestra los más valores de humedad (3 - 4 meses), los cuales se registran en las cuencas de México, Pachuca, Apán, Oriental y Tehuacán. En la vertiente oriental encontramos solamente una región seca tropical cálida con 5 - 6 meses húmedos y montos de precipi-

tación menores a 1.000 m en lugares al abrigo de las irrupciones de los nortes, en torno a Rinconada.

La comparación de la carta climática (anexo I) con la carta de la vegetación (anexo II) muestra las estrechas relaciones existentes entre la distribución espacial higrotérmica y las regiones vegetacionales.

La determinación de los meses húmedos fue discutida en detalle en el capítulo 4. El número de meses húmedos se determinó con ayuda del cociente entre evaporación actual y evaporación potencial ( $E_a/E_p$ ). La evaporación actual resulta de los mentos del balance hídrico (compare SCHMIEDECKEN en este mismo tomo), mientras que la evaporación potencial se obtuvo según PAPA-DAKIS (1966).

Para lograr una concordancia entre el paisaje real y su cubierta vegetal actual se definió el valor umbral de sequía que permite caracterizar a un mes como húmedo, no desde el punto de vista climato-ecológico al alcanzar el cociente  $E_a/E_p$  un valor igual a 1, sino que se interpretó de acuerdo a criterios fito-ecológicos, teniendo en consideración la cubierta vegetal de cada región. De lo anterior se desprende un valor límite para un mes seco (compare cuadro 17) que fluctúa entre un cociente  $E_a/E_p = 0,45 - 0,9$ . Este valor refleja en forma más real la evaporación potencial en el paisaje.

Los diversos meses se definieron fito-ecológicamente de acuerdo a este cociente ya sea en meses húmedos y/o meses áridos, dependiendo si el cociente móvil  $E_a/E_p$  arroja un valor por sobre o por debajo del valor umbral fijado para la sequía. En este sentido se hizo necesaria una nueva definición fito-ecológica para los conceptos 'húmedo-árido', y que se confronta con la definición conceptual climato-ecológica usual en el cuadro 18.

Para incrementar la información que brinda la carta se analizaron estadísticamente las relaciones existentes entre los diversos parámetros utilizados. Diagramas de regresión y cartas residuales muestran la comparación entre la duración del período seco y al monto anual de precipitación (cuadros 19, 20), la precipitación estival (cuadro 22, 23), la precipitación de invierno (cuadro 25) y el número de días con precipitaciones.

Para obtener información diferenciada sobre el balance hídrico se estudió además la estructura espacial del período con superavit de agua de los meses per-húmedos ( $P - E_p$ ) y la del período con déficit de agua de la época árida (la media entre  $E_a/E_p$ ) (compare cuadro 34), y se elaboró una carta del balance hídrico anual ( $N - pV$ ) (cuadro 35). Un cuadro sobre la extensión espacial del pequeño período seco otorga información sobre el déficit de agua en el verano. El análisis muestra que la sequía se deja sentir especialmente en aquellos lugares en los cuales ella tiene una larga duración y que reflejan

adicionalmente una tendencia hacia una interrupción del breve período de precipitaciones estivales. Al existir un período húmedo ostendido el período seco restante se encuentra, por lo general, debilmente reflejado.

En un capítulo especial se analizan las estrechas relaciones existentes entre regiones climáticas y regiones vegetacionales (cuadros 42 y 43). El ejemplo más claro de la diferente acción ecológica que la duración del período húmedo y/o los montos de precipitación sobre la vegetación se deja ver por un lado en los bosques de nieblas y por otra parte en los bosques caducifolios tropicales.

La alta capacidad de compensación de las precipitaciones en forma de nieblas actúa en los bosques de nieblas de las laderas prolongando el período húmedo con desviaciones negativas del monto total de las precipitaciones con respecto al número de meses húmedos. Este fenómeno es explicable y está además corroborado por una serie de estudios sobre formas ecológicas de adaptación de los bosques de nieblas. Sin embargo, es menos conocida la influencia ecológica que los altos montos de precipitación y su relación con el número de meses húmedos, ejerce sobre la vegetación xeromórfica.

Teniendo en consideración las características edáficas y topográficas, la relación existente entre las isoyetas y las isohigromenas significó una ayuda en la interpretación de la ecología de las diversas formaciones de la vegetación seca.

En una carta adjunta al anexo I se presentan algunos fenómenos especiales del clima. Entre ellos destacan un sistema de vientos térmicos bien desarrollado, la formación de un piso altitudinal de máximas precipitaciones en la vertiente oriental y nororiental, la existencia de un piso de nieblas con la presencia de bosques de nieblas, la división de la región en trópicos cálidos y trópicos fríos. Finalmente la carta abarca dos regiones arreicas que pueden ser contempladas como las prolongaciones más meridionales de la meseta arreica septentrional de México.

En los capítulos introductorios se analiza en detalle la estructura climática de la región, poniéndose especial atención en aquellas características climáticas que revisten especial importancia fito-ecológica. Las precipitaciones son caracterizadas en su distribución espacial y temporal explicándose posteriormente su génesis. Se le ha otorgado una especial atención a las relaciones térmicas, ya que en la región de investigación se entrelazan elementos florísticos holárticos y tropicales. Esto está originado por la fuerte energía del relieve del área, que a su vez determina la graduación entre climas tropicales cálidos y húmedos. A este respecto se analizan en detalle la aparición de las heladas y la estructura vertical de la temperatura (cuadros 8 - 13).

## Literaturverzeichnis

- Carta de Climas. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía. Clasificación de Climas según KÖPPEN modificado por. E. GARCIA. Escala 1 : 500 000, Enero 1970.
- Comisión de Estudios del Territorio Nacional y Planeación: Carta de Climas. Elaborada bajo la Dirección de E. GARCIA en el Instituto de Geografía de la UNAM, México 1972.
- ELLENBERG, H.: Typen tropischer Urwälder in Peru. Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen, 110, 1959, p. 169-187.
- FLOHN, H. (unter Mitarbeit von M. KETATA): Investigations on the climatic conditions of the advancement of the Tunesian Sahara. WMO Technical Note No. 116, Genf 1971.
- FLOHN, H.: Anthropogene Eingriffe in die Landschaft und Klimaänderungen. Der Wirtschaftsraum, Beihefte zur Geogr. Z., Festschrift f. E. OTREMBA, Wiesbaden 1975, p. 137-149.
- GARCIA, E.: Distribución de la Precipitación en la República Mexicana. Publ.Inst. Geogr., 1, 1965, p. 175-191.
- GARCIA, E.: Los Climas del Estado de Veracruz. Anales Inst. Biol. Univers. Nac. Autón. México 41, Serie Botánica (1), 1970, p. 3-42.
- GIESE, E.: Zuverlässigkeit von Indizes bei Ariditätsbestimmungen. Geographische Zeitschrift, 62, 1974, p. 179-203.
- HENNING, I. u. D. HENNING: Die klimatologische Trockengrenze. Meteorologische Rundschau, Jg. 29, H. 5, 1976, p. 142-151.
- HENNING, I. und D. HENNING: Zur klimatologischen Wasserbilanz von Nordamerika: mittlere Jahressummen von Wasserüberschuß und Wasserdefizit. Arch. Met. Geoph. Biokl. Serie B, 25,2, Wien 1977, p. 117-125.
- HILL, J.B.: Temperature Variability and Synoptic Cold Fronts in the Winter Climate of Mexico. Climatological Research Series No. 4, Montreal 1969, 71 pp.
- JÄTZOLD, R.: Aride und humide Jahreszeiten in Nordamerika. Stuttgarter Geographische Studien, 71, 1961, 130 p.
- JAUREGUI, O., E.: Mesoclima de la Región Puebla-Tlaxcala, UNAM, Instituto de Geografía, México 1968.

- JAUREGUI, O., E., D. KLAUS u. W. LAUER: Estimación de la Evaporación y Evapotranspiración Potencial del Centro de México. Recursos Hidráulicos, Vol. VI, 1977, Num. 1, p. 11-26.
- KAUSCH, W.: Saugkraft und Wassernachleitung im Boden als physiologische Faktoren, unter besonderer Berücksichtigung des Tensiometers. *Planta* 45, 1955, p. 217-265.
- KLAUS, D.: Zusammenhänge zwischen Wetterlagenhäufigkeit und Niederschlagsverteilung im zentralmexikanischen Hochland – dargestellt am Beispiel des Hochbeckens von Puebla. *Erdkunde* 25, 1971, p. 81-90.
- KLAUS, D.: Niederschlagsgenese und Niederschlagsverteilung im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala. Ein Beitrag zur Klimatologie einer randtropischen Gebirgsregion. *Bonner Geograph. Abhandl.* 53, 1975.
- KLINK, H.-J.: Die natürliche Vegetation und ihre räumliche Ordnung im Puebla-Tlaxcala-Gebiet (Mexiko). *Erdkunde* 27, 3, 1973, p. 213-225.
- KLINK, H.-J. und W. LAUER: Die räumliche Anordnung der Vegetation im östlichen Hochland von Zentralmexiko. *Pflanzengeographie, Wege der Forschung*, CXXX, Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt 1976.
- KLINK, H.-J., W. LAUER und H. ERN: Erläuterungen zur Vegetationskarte 1 : 200 000 des Puebla-Tlaxcala-Gebietes. *Erdkunde* 27, 3, 1973, p. 225-229.
- LARCHER, W.: *Ökologie der Pflanzen*. Stuttgart 1973.
- LAUER, W.: Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehungen zu den Vegetationsgürteln. *Bonner Geogr. Abhandl.*, 9, 1952, p. 15-98.
- LAUER, W.: *Naturwissenschaftliche Arbeiten im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Deutsche Geographische Forschung in der Welt von heute. Festschr. für Erwin GENTZ*. Kiel 1970, p. 29-38.
- LAUER, W.: Zusammenhänge zwischen Klima und Vegetation am Ostabfall der mexikanischen Meseta. *Erdkunde* 27, 3, 1973, p. 192-213.
- LAUER, W.: *Bibliographie (1964-1976). Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft*, Wiesbaden 1976, 51 pp.

- LAUER, W. und D. KLAUS: The Thermal Circulation of the Central Mexican Meseta Region within Influence of the Trade Winds. Arch. Met. Geoph. Biokl. Serie B, 2314, Wien 1975 (a), p. 343-366.
- LAUER, W. und D. KLAUS: Geocological Investigations on the Timberline of Pico de Orizaba. Arctic and Alpine Research, 714, Boulder (Colorado) 1975 (b), p. 315-330.
- LAUER, W. und E. STIEHL: Hygrothermische Klimatypen im Raum Puebla-Tlaxcala (Mexiko). Erläuterungen zu einer Klimatypenkarte 1 : 500 000. Erdkunde 27, 3, 1973, p. 230-234.
- LAUTENSACH, H. und E. MAYER: Humidität und Aridität insbesondere auf der Iberischen Halbinsel. Pet. Geogr. Mitt., 104, 1960, p. 249-270.
- LETTAU, H.: Anthropogene Beeinflussung von Klima- und Witterungsparametern. Annalen der Meteorologie N.F., 9, 1975, p. 5-13.
- MAULL, O.: Die Bestimmung der Tropen am Beispiel Amerikas. Ein Beitrag zur allgemeinen vergleichenden Länderkunde. Festschrift zur Hundertjahrfeier d. Ver. Geogr. Stat. zu Frankfurt/Main. Frankfurt 1936, p. 337-365.
- MIRANDA, F.: Estudios sobre la vegetación de México. III. In: Anales del Instituto de Biología. To. XIII, 1942, 2, p. 417-450.
- MOSINO, A., P.A. und E. GARCIA: Evaluación de la Sequía Intraestival de la República Mexicana. Unión Geográfica Internacional, Soc. Mex. de Geografía y Estadística, México, 1966.
- MOSINO, A., P.A. und E. GARCIA: The Climate of Mexico. World Survey of Climatology, 11. Amsterdam-London-New York, 1974, p. 345-404.
- PAPADAKIS, J.: Potential Evapotranspiration, Buenos Aires, 1965.
- PAPADAKIS, J.: Climates of the World and their Agricultural Potentialities. Buenos Aires, 1966.
- PAPADAKIS, J.: Climates of the World and their Potentialities. 1975.
- PENCK, A.: Versuch einer Klimaklassifikation auf physiographischer Grundlage. Sitzungsberichte d. Kgl. Preuß. Akad. Wiss., Phys.-Math. Kl., 12, Berlin 1910, p. 236-246.
- PENMAN, H.L.: Natural Evaporation from open Water, bare Soil and Grass. Proc. Roy. Soc. (A), 193, 1948, p. 120-145.



- PENMAN, H.L.: Vegetation and Hydrology. Technical Communication No. 53. Commonwealth Bureau of Soils. Harpenden Farnham Royal Bucks, England, 1963.
- THORNTHWAITE, C.W.: An Approach Towards a Rational Classification of Climate. *Geographical Review* 38, 1948, p. 55-94.
- TROLL, C.: Thermische Klimatypen der Erde. *Pet. Geogr. Mitt.*, Gotha 1943, p. 81-89.
- VIVO, J.A. und J.C. GOMEZ: Climatología de México. Instituto Panamericano de Geografía e Historia y Dirección de Geografía, Meteorología e Hidrología, XI: 1946, 73 pp.
- WALTER, H.: Vegetation der Erde in ökophysiologischer Betrachtung, Bd. I, Die tropischen und subtropischen Zonen, Stuttgart 1974.
- WARD, R. und Ch. F. BROOKS: The climates of North America I (Mexico, United States, Alaska) *Handbuch der Klimatologie*, Bd. II, Teil J, Berlin 1936
- WEISCHET, W. und D. HAVLIK: La Diversa Distribución Vertical de la Precipitación Pluvial en las Zonas Tropicales y extra Tropicales y Efectos Geográficos. I.G.U. Conferencia Regional Latinoamericana, Tomo III, México 1966, p. 457-478.
- WISSMANN, H.v.: Die Klimate der Erde. In: BLÜTHGEN, J.: *Allgemeine Klimageographie*, Berlin 1966, p. 528/29 und Kartenbeilage.

Tab. 5: Jahresmittelwerte wesentlicher Klimaparameter der Klimastationen des Untersuchungsgebietes

Name der Station	Höhe NN in m	Niederschlag in mm	potentielle Verdunstung *	aktuelle Verdunstung	Winternieder- schlag in %	Jahresmittel- temperatur in °C	pflanzenöko- logisch humi- de Monate
Acajete	2454	960	1409	857	16,25	15,4	6
Acatlán	1213	632	2413	632	11,08	24,9	4
Acatzingo	2160	575	1734	575	16,70	19,5	4
Acultzingo	1660	721	1226	721	20,11	17,5	6
Amecameca	1235	872	1196	780	12,96	14,3	7
Amozoc	2331	931	1702	872	16,54	15,2	7
Apán	2496	552	1550	552	15,58	14,9	4
Atlixco	1830	983	1486	983	16,68	17,1	6
Atzalán	1320	2051	950	937	33,40	15,5	12
Balcón del Diablo	2000	763	1544	761	13,76	16,6	6
Cacaloapán	1966	505	1410	505	15,84	17,9	4
Chapulco	2100	423	1642	423	19,86	17,2	3
Chiautla	1025	825	2502	825	12,00	23,9	4
Ciudad Serdán	2629	933	1310	901	18,65	13,4	7
Córdoba	924	2270	1336	1214	22,25	20,2	10
Coxcatlán	1000	460	2046	460	12,17	23,0	3
Cuautla	1291	803	2146	803	10,71	23,3	4
Cuetzalan	980	4265	1178	1178	32,87	20,5	12
El Palmar	180	2864	1800	1489	22,03	25,3	9
Huamantla	2491	645	1282	644	14,57	15,6	5
Huaquechula	1600	866	2204	866	11,20	16,2	5
Huasco de Ocampo	2040	837	1230	797	15,00	15,4	7
Huatusco	1344	1751	1260	1171	21,25	19,0	11
Huauchinango	1600	2246	1090	1026	21,06	16,3	12
Huejotzingo	2280	835	1410	835	35,30	15,7	7
Ixcaquixtla	1850	972	1676	832	12,63	17,1	5
Ixtacamaxtitlán	2175	588	1526	588	19,39	16,6	5
Izúcar de Matamoros	1285	1266	2128	1099	11,30	22,8	6

Tab. 5: – Fortsetzung –

Jalacingo	1944	1733	1040	984	32,20	14,3	11
Jalapa	1399	1515	972	947	25,35	18,5	10
Jonacatepec	1300	853	2048	853	8,79	22,4	5
Juchique de Ferrer	800	1918	1064	1064	35,92	22,7	12
Las Vigas	2481	1347	902	799	33,33	11,5	9
Libres	2380	660	1526	660	16,36	14,8	5
Maltrata	1775	786	1756	786	21,25	15,7	4
Martínez de la Torre	104	1421	1432	1296	47,99	23,7	11
Mazapa	2700	822	888	630	17,40	13,0	7
Misantla	410	2273	1194	1194	44,83	22,7	12
Nautla	8	1403	1527	1370	42,20	25,1	10
Oriental	2345	673	1482	673	27,79	16,4	4
Orizaba	1248	2139	1042	964	20,10	18,8	11
Pachuca	2435	369	960	369	20,60	14,5	4
Papantla	298	1170	1078	1016	36,24	24,1	12
Perote	2394	566	986	566	25,89	12,8	6
Piaxtla	1120	832	2274	832	16,35	24,3	5
Potrero	606	1912	1872	1421	21,00	23,2	8
Puebla	2150	876	1190	768	17,58	16,9	7
Puente Henríquez	510	2286	1342	1342	40,10	21,7	12
Rinconada	259	813	1748	813	16,24	25,0	5
Río Frío	3150	1108	1043	789	14,98	11,6	8
San Martín Texmelucan	2278	845	1494	844	15,15	17,5	6
San Rafael	2530	1066	952	698	13,60	21,1	8
Soledad de Doblado	183	945	1738	945	15,87	26,5	5
Soltepec	2336	499	1538	499	18,44	14,8	4
Tecamachalco	2055	550	1786	550	18,73	17,8	4
Tecoac	2420	566	1637	566	16,78	14,0	4
Tehuacán	1276	389	1566	389	11,83	18,2	4
Tenango de Doria	1800	1869	1150	1060	27,72	16,8	12
Teocelo	1218	2403	1170	1123	34,50	19,5	12

Tab. 5: – Fortsetzung –

Teotihuacán	2294	591	1400	591	16,75	14,8	4
Tepalcingo	1400	923	2060	917	11,92	23,4	6
Tepeaca	2243	773	1384	773	19,79	15,2	6
Tepexi de Rodríguez	1746	745	1880	745	13,83	21,2	4
Tepeyahuango	2323	843	1566	843	13,52	17,6	6
Tetela	1790	768	1482	768	18,49	17,2	5
Texcoco	2216	726	1426	726	13,77	15,7	5
Teziutlán	1990	1672	990	933	35,59	15,9	12
Tezontepec	2350	479	1562	479	19,42	14,4	4
Tlachichuca	2590	654	1174	654	17,43	14,2	6
Tlacotepec	1977	418	1536	418	15,55	17,6	3
Tlaxcala	2252	777	1060	688	11,20	15,4	7
Tlaxco	2230	842	1382	842	21,02	13,9	6
Tulancingo	2222	512	1264	512	22,66	15,6	5
Tuxpango	850	2357	1322	1203	21,34	21,0	10
Veracruz	14	1669	970	840	19,71	25,1	9
Xochitlan	1969	593	1636	593	19,73	17,0	4
Zacapoaxtla	2045	1242	1286	1021	42,67	16,3	8
Zacatepec	2340	338	1350	338	18,93	14,8	3
Zacatlán	2000	1098	1149	1029	28,60	14,9	9
Zapotitlán	640	1992	1452	1277	28,87	21,4	11
Zautla	1940	507	1242	507	25,84	16,9	4
Zinacatepec	1148	536	2112	536	14,37	22,9	3
Zongolica	1252	3062	1188	1160	24,53	17,6	12

\* (ber.n. J. PAPADAKIS, 1966)

Tab. 6: Monatswerte zur Wasserbilanz der Klimastationen des Untersuchungsraumes

Station Höhe in m	1. Niederschlag (mm) 2. pot. Verdunstung (mm) 3. Bodenspeicherwasser (mm) 4. aktuelle Verdunstung (mm)	Monat											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Acajete 2.454	1.	26	10	4	38	128	170	160	137	171	74	30	12
	2.	116	123	142	144	124	120	114	116	88	104	110	108
	3.	5	2	0	0	4	54	100	100	100	74	33	13
	4.	34	14	5	38	124	120	114	116	88	100	71	33
Acatlán 1.213	1.	8	2	2	14	57	118	103	137	133	40	13	5
	2.	202	192	266	257	224	174	182	178	182	194	170	192
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	8	2	2	14	57	118	103	137	133	40	13	5
Acatzingo 2.160	1.	23	3	13	19	74	91	134	57	104	33	20	4
	2.	124	148	156	178	158	140	152	138	136	148	128	128
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	23	3	13	19	74	91	134	57	104	33	20	4
Acultzingo 1.660	1.	12	6	8	23	39	112	172	106	124	94	15	10
	2.	84	108	126	140	124	104	96	106	94	86	86	72
	3.	46	27	15	8	6	14	90	90	120	128	89	66
	4.	32	24	20	30	42	104	96	106	94	86	53	34
Amecameca 1.235	1.	10	3	10	27	71	151	154	173	183	58	28	4
	2.	106	120	128	132	86	110	96	92	82	92	86	66
	3.	57	32	18	10	10	51	109	190	200	169	126	93
	4.	45	28	24	34	72	110	96	92	82	89	70	38

Tab. 6: (a)

<b>Amozoc</b> 2.331	1.	8	4	8	32	91	224	129	94	207	95	24	15
	2.	132	146	174	174	160	120	130	132	122	134	144	134
	3.	2	0	0	0	0	100	99	68	100	68	20	6
	4.	12	5	8	174	91	120	130	125	122	127	71	29
<b>Apán</b> 2.496	1.	10	5	14	36	66	87	98	97	82	34	17	6
	2.	112	120	148	148	150	122	138	122	110	138	116	126
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	10	5	14	36	66	87	98	97	82	34	17	6
<b>Atlixco</b> 1.830	1.	15	10	16	27	91	138	196	181	186	85	28	10
	2.	108	112	122	148	140	114	132	142	124	130	110	104
	3.	41	24	14	8	6	30	94	133	195	156	103	65
	4.	39	26	26	34	93	114	132	142	124	124	80	49
<b>Atzatlán</b> 1.320	1.	64	54	69	71	101	242	248	236	468	291	135	72
	2.	68	78	90	110	104	92	86	86	64	72	58	42
	3.	296	273	255	224	222	300	300	300	300	300	300	300
	4.	68	77	87	102	103	92	86	86	64	72	58	42
<b>Balcón del Diablo</b> 2.000	1.	11	4	6	26	95	133	116	137	151	64	16	4
	2.	124	138	152	156	144	118	106	116	114	124	124	128
	3.	1	0	0	0	0	15	25	46	83	46	15	4
	4.	14	5	6	26	95	118	106	116	114	101	46	15
<b>Cacaloapán</b> 1.966	1.	13	4	4	29	81	94	69	41	111	35	16	8
	2.	110	134	146	130	144	108	102	106	110	108	106	106
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
	4.	13	4	4	29	81	94	69	41	110	36	16	8

Tab. 6: (b)

<b>Chapulco</b> 2.100	1.	9	6	7	32	48	72	54	64	69	40	6	16
	2.	128	154	170	184	152	134	110	124	112	118	128	128
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	9	6	7	32	48	72	54	64	69	40	6	16
<b>Chiautla</b> 1.025	1.	6	2	3	15	63	155	124	164	205	69	15	4
	2.	206	220	248	262	246	204	192	182	174	184	190	194
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	31	14	4	1
	4.	7	2	3	15	63	155	124	164	174	86	25	7
<b>Ciudad Serdán</b> 2.629	1.	11	10	23	42	96	172	122	173	154	77	20	33
	2.	90	108	132	134	124	110	110	112	100	102	96	92
	3.	30	17	8	4	4	66	78	139	150	127	77	52
	4.	32	24	32	46	97	110	110	112	100	100	70	58
<b>Córdoba</b> 924	1.	47	38	38	55	110	347	396	395	462	227	94	61
	2.	90	100	118	124	146	122	118	122	112	104	92	88
	3.	238	193	148	118	104	300	300	300	300	300	300	274
	4.	84	82	83	85	123	122	118	122	112	104	92	87
<b>Coxcantlán</b> 1.000	1.	3	2	4	14	41	99	76	71	103	39	5	3
	2.	146	170	194	208	220	162	160	178	154	150	152	152
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	3	2	4	14	41	99	76	71	103	39	5	3
<b>Cuautla</b> 1.291	1.	7	2	4	15	48	161	176	124	193	51	20	2
	2.	160	186	212	224	208	178	160	168	166	160	162	162
	3.	1	0	0	0	0	0	16	12	39	19	7	3
	4.	8	3	4	15	48	161	160	128	166	71	32	7

Tab. 6: (c)

<b>Cuetzalan</b> <b>980</b>	1.	169	120	167	194	213	585	686	527	658	425	340	181
	2.	72	84	98	112	122	120	106	116	102	92	78	76
	3.	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300
	4.	72	84	98	112	122	120	106	116	102	92	78	76
<b>El Palmar</b> <b>180</b>	1.	48	45	58	61	143	446	559	474	550	317	109	54
	2.	122	142	178	182	190	166	152	154	144	134	122	114
	3.	139	94	58	36	30	250	250	250	250	250	237	187
	4.	96	90	94	83	149	166	152	154	144	134	122	105
<b>Huamantla</b> <b>2.491</b>	1.	8	8	10	44	96	121	99	97	94	45	18	5
	2.	98	110	98	140	130	112	106	118	100	96	88	86
	3.	2	1	1	0	0	9	9	8	8	6	4	3
	4.	9	9	10	44	96	112	99	98	94	47	20	6
<b>Huaquechula</b> <b>1.600</b>	1.	10	1	3	11	64	171	157	169	197	57	20	6
	2.	158	180	206	208	212	186	192	180	164	174	166	178
	3.	2	1	0	0	0	0	0	0	33	18	9	4
	4.	12	2	3	11	64	171	157	169	164	72	30	11
<b>Huasco de Ocampo</b> <b>2.040</b>	1.	6	8	13	28	104	156	153	100	171	64	21	13
	2.	84	98	148	138	128	106	86	84	74	100	86	98
	3.	53	34	17	10	9	59	126	142	200	167	121	79
	4.	31	27	30	35	105	106	86	84	74	97	67	55
<b>Huatusco</b> <b>1.344</b>	1.	40	37	41	84	172	255	308	254	306	139	76	39
	2.	78	96	118	124	128	116	112	116	108	98	86	80
	3.	223	183	142	124	168	300	300	300	300	300	290	253
	4.	70	77	82	102	128	116	112	116	108	98	86	76



Tab. 6: (d)

<b>Huauchinango</b> 1.600	1.	66	50	49	74	56	352	371	606	314	178	82	48
	2.	68	80	96	114	122	104	100	102	88	78	72	66
	3.	231	205	170	145	111	250	250	250	250	250	250	233
	4.	68	76	84	99	90	104	100	102	88	78	72	65
<b>Huejotzingo</b> 2.280	1.	9	16	16	27	57	121	157	178	150	68	24	12
	2.	102	122	142	148	140	114	102	116	110	106	106	102
	3.	21	11	6	3	3	10	65	127	167	150	112	86
	4.	19	26	22	29	57	114	102	116	110	85	62	38
<b>Ixcaquixtla</b> 1.850	1.	4	5	12	18	96	170	113	134	161	67	11	1
	2.	130	146	154	148	172	148	134	136	128	126	122	132
	3.	1	0	0	0	0	22	18	17	50	28	9	2
	4.	5	6	12	18	96	148	117	134	128	90	30	8
<b>Ixtacamaxtitlán</b> 2.175	1.	14	8	9	35	91	82	70	88	108	49	24	10
	2.	126	144	148	154	146	122	118	124	108	106	118	112
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	14	8	9	35	91	82	70	88	108	49	24	10
<b>Izúcar de Matamoros</b> 1.285	1.	14	1	1	37	139	165	246	324	212	106	17	4
	2.	182	200	228	240	224	192	178	82	156	164	142	140
	3.	18	6	2	1	0	0	68	200	200	150	80	41
	4.	37	12	5	38	139	165	178	82	156	156	87	44
<b>Jalacingo</b> 1.944	1.	43	35	50	68	89	202	198	192	426	246	120	64
	2.	78	90	102	106	104	88	82	90	78	74	74	74
	3.	258	215	181	159	151	265	300	300	300	300	300	290
	4.	75	78	84	90	97	88	82	90	78	74	74	74

Tab. 6: (e)

<b>Jalapa</b> 1.399	1.	47	43	59	67	124	270	211	187	272	128	66	41
	2.	58	76	90	98	98	88	86	88	80	76	68	66
	3.	264	237	214	193	219	300	300	300	300	300	298	274
	4.	57	71	82	88	98	88	86	88	80	76	68	65
<b>Jonacatepec</b> 1.300	1.	3	4	5	7	52	147	174	194	204	53	7	3
	2.	160	180	206	194	210	166	154	150	148	154	160	166
	3.	4	1	0	0	0	0	20	64	120	61	2	7
	4.	7	6	6	7	52	147	154	150	148	112	46	18
<b>Juchique de Ferrer</b> 800	1.	85	81	113	141	128	211	268	159	322	198	130	82
	2.	64	78	84	100	106	96	100	118	96	86	72	64
	3.	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250
	4.	64	78	84	100	106	96	100	118	96	86	72	64
<b>Las Vigas</b> 2.481	1.	36	27	35	40	60	164	164	137	333	207	98	46
	2.	62	70	82	92	96	86	80	82	66	64	62	60
	3.	115	86	63	45	35	113	150	150	150	150	150	137
	4.	58	56	58	58	70	86	80	82	66	64	62	59
<b>Libres</b> 2.380	1.	8	9	17	42	91	101	122	97	99	48	17	9
	2.	118	126	152	140	128	116	114	130	118	120	140	124
	3.	0	0	0	0	0	0	8	6	6	4	2	1
	4.	8	9	27	42	91	101	114	99	100	50	19	10
<b>Maltrata</b> 1.775	1.	15	7	8	34	60	133	108	113	171	81	42	14
	2.	102	126	136	174	198	158	252	142	134	130	108	96
	3.	9	5	3	1	1	1	0	0	37	29	21	14
	4.	21	11	10	35	61	133	108	113	134	89	50	21

Tab. 6: (f)

<b>Martínez de la Torre</b> 104	1.	62	56	78	60	90	115	115	82	277	197	184	105
	2.	82	96	112	128	150	148	134	146	130	120	102	84
	3.	281	246	219	175	143	128	120	97	244	300	300	300
	4.	81	91	104	104	122	130	123	105	130	120	102	84
<b>Mazapa</b> 2.700	1.	9	9	19	37	80	139	161	148	114	69	25	12
	2.	74	74	88	86	84	76	62	76	58	72	70	68
	3.	18	10	5	3	3	66	100	100	100	97	62	35
	4.	26	18	24	39	80	76	62	76	58	72	60	39
<b>Misantla</b> 410	1.	114	112	123	115	111	191	264	194	379	292	220	158
	2.	64	76	92	108	122	124	122	126	114	98	82	66
	3.	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300
	4.	64	76	92	108	122	124	122	126	114	98	82	66
<b>Nautla</b> 8	1.	66	55	67	55	65	131	177	87	296	214	107	83
	2.	86	02	102	134	156	160	156	160	148	134	103	96
	3.	269	238	211	162	120	109	130	102	250	300	300	287
	4.	85	86	93	104	108	142	156	115	148	134	103	96
<b>Oriental</b> 2.345	1.	14	11	15	60	60	72	89	90	115	88	28	31
	2.	114	116	136	148	140	130	124	126	112	114	112	110
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	3	2	1	1
	4.	14	11	15	60	60	72	89	90	112	83	29	32
<b>Orizaba</b> 1.248	1.	39	29	29	44	121	421	411	334	378	204	88	41
	2.	74	82	94	104	104	92	88	94	84	80	72	74
	3.	239	200	161	132	149	300	300	300	300	300	300	269
	4.	69	68	68	73	104	92	88	94	84	80	72	72

Tab. 6: (g)

<b>Pachuca</b> 2.435	1.	6	7	12	23	39	62	53	56	60	31	15	5
	2.	76	84	100	106	98	78	66	72	64	70	72	74
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	6	7	12	23	39	62	53	56	60	31	15	5
<b>Papantla</b> 298	1.	44	32	37	49	71	128	125	107	266	162	88	61
	2.	60	72	92	104	100	96	88	120	88	94	104	60
	3.	271	237	197	164	149	181	218	209	300	300	284	285
	4.	59	66	77	82	86	96	88	116	88	94	104	60
<b>Perote</b> 2.394	1.	6	17	7	22	33	65	52	49	174	69	22	17
	2.	70	82	102	100	98	78	84	88	84	64	68	68
	3.	79	57	35	24	17	16	14	11	125	130	94	80
	4.	8	39	28	33	40	66	54	51	84	64	59	40
<b>Piaxtla</b> 1.120	1.	9	3	6	18	101	141	134	133	169	99	13	6
	2.	178	208	228	246	226	170	164	176	154	170	178	176
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	15	7	1	0
	4.	9	3	6	18	101	141	134	133	154	107	19	7
<b>Potrero</b> 606	1.	37	36	32	49	145	338	342	287	356	184	65	41
	2.	124	122	162	192	198	174	168	172	160	150	126	124
	3.	63	41	21	10	8	172	200	200	200	200	147	97
	4.	71	58	52	60	147	174	168	172	160	150	118	91
<b>Puebla</b> 2.150	1.	11	8	6	28	81	126	125	220	142	84	36	9
	2.	98	104	114	120	112	92	88	94	84	94	98	92
	3.	30	16	8	4	3	37	74	150	150	140	93	53
	4.	34	22	14	32	82	92	88	94	84	94	84	48

Tab. 6: (h)

<b>Puente Henriquez</b> 510	1.	75	82	112	130	148	205	275	190	438	287	213	131
	2.	80	90	94	134	144	134	122	146	124	108	92	74
	3.	295	287	300	296	300	300	300	300	300	300	300	300
	4.	80	90	94	134	144	134	122	146	124	108	92	74
<b>Rinconada</b> 259	1.	13	9	11	18	37	182	197	116	131	64	24	11
	2.	150	136	164	180	156	152	140	150	132	126	138	124
	3.	4	2	1	0	0	30	87	69	69	44	21	10
	4.	19	11	12	18	37	152	140	134	131	89	48	22
<b>Rfo Frío</b> 3.150	1.	12	7	14	48	152	191	199	173	179	102	23	8
	2.	78	105	102	96	94	86	80	84	78	80	86	74
	3.	75	46	30	23	81	186	200	200	200	200	146	105
	4.	41	36	30	54	94	86	80	84	78	80	77	49
<b>San Martin Texmelucan</b> 2.278	1.	11	5	5	28	110	133	164	145	137	77	24	6
	2.	118	132	146	148	142	114	110	126	114	108	120	116
	3.	21	11	6	3	3	22	76	95	118	101	62	36
	4.	26	15	11	30	110	114	110	126	114	94	62	32
<b>San Rafael</b> 2.530	1.	9	8	14	37	86	181	231	204	182	76	25	13
	2.	80	86	92	96	90	72	52	62	68	84	86	84
	3.	70	47	32	24	23	132	200	200	200	192	142	99
	4.	39	30	29	45	86	72	52	62	68	84	76	55
<b>Soledad de Doblado</b> 183	1.	16	9	9	15	68	173	190	163	186	78	23	15
	2.	118	136	158	178	182	150	154	154	144	128	130	106
	3.	11	5	2	1	0	23	59	68	110	79	38	21
	4.	26	15	12	16	68	150	154	154	144	109	64	33

Tab. 6: (i)

<b>Soltepec</b> 2.336	1.	0	0	0	5	39	92	89	110	72	82	10	0
	2.	116	128	126	130	128	140	146	138	136	104	120	126
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	0	0	0	5	39	92	89	110	72	82	10	0
<b>Tecamachalco</b> 2.055	1.	12	3	13	26	84	123	66	67	81	53	19	3
	2.	142	156	182	180	168	138	134	136	126	136	144	144
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	12	3	13	26	84	123	6	67	81	53	19	3
<b>Tecoac</b> 2.420	1.	6	6	12	57	102	54	75	89	94	39	25	7
	2.	146	158	166	162	148	126	118	116	108	124	140	124
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	6	6	12	57	102	54	75	89	94	39	25	7
<b>Tehuacán</b> 1.276	1.	4	4	3	12	76	69	68	46	72	24	5	6
	2.	128	148	158	164	112	132	114	122	118	120	124	126
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	4	4	3	12	76	69	68	46	72	24	5	6
<b>Tenango de Doria</b> 1.800	1.	47	38	45	53	88	242	303	227	438	224	106	58
	2.	78	84	114	120	124	104	96	106	801	84	82	78
	3.	253	217	173	138	122	260	300	300	300	300	300	281
	4.	75	74	90	88	104	104	96	106	80	84	82	77
<b>Teocelo</b> 1.218	1.	59	45	64	74	166	383	343	266	342	210	401	50
	2.	78	88	104	130	126	106	102	100	98	78	84	76
	3.	258	224	196	162	202	300	300	300	300	300	300	275
	4.	76	79	92	107	126	106	102	100	98	78	84	75

Tab. 6: (k)

<b>Teotihuacán</b> 2.294	1.	6	8	14	21	57	89	111	104	110	48	14	9
	2.	110	124	132	144	128	112	106	108	102	110	112	112
	3.	2	1	1	0	0	0	5	5	13	9	6	4
	4.	7	9	15	21	57	89	106	104	102	52	18	11
<b>Tepalcingo</b> 1.400	1.	9	1	9	12	59	219	197	166	160	50	37	4
	2.	160	188	226	232	218	162	146	146	132	122	160	168
	3.	5	1	0	0	0	57	108	128	150	93	41	14
	4.	18	5	10	12	59	162	146	146	132	107	89	31
<b>Tepeaca</b> 2.243	1.	14	6	17	33	108	161	85	114	119	95	13	8
	2.	112	120	136	142	126	108	100	112	100	108	112	108
	3.	3	1	0	0	0	53	46	48	67	59	22	8
	4.	19	8	18	33	108	108	92	112	100	103	50	22
<b>Tepexi de Rodríguez</b> 1.746	1.	4	4	5	18	85	148	125	139	127	73	13	4
	2.	154	160	182	172	158	150	124	158	138	154	168	162
	3.	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
	4.	4	4	5	18	85	148	124	139	128	73	13	4
<b>Tepeyehuango</b> 2.323	1.	13	5	9	43	95	148	136	161	146	60	24	3
	2.	116	128	154	154	142	130	124	124	114	130	126	124
	3.	14	8	4	2	2	20	32	69	101	70	43	23
	4.	22	11	13	45	95	130	124	124	114	90	52	22
<b>Tetela</b> 1.790	1.	19	4	4	33	51	102	131	173	136	90	12	13
	2.	112	132	140	156	148	120	110	116	110	118	116	104
	3.	13	5	2	1	1	0	21	78	104	86	43	24
	4.	30	11	7	34	51	102	110	116	110	108	55	33

Tab. 6: (I)

<b>Texcoco</b> 2.216	1.	5	6	11	31	76	128	149	124	118	58	18	9
	2.	108	126	144	154	150	120	96	110	96	108	108	106
	3.	17	10	5	3	2	10	63	77	99	75	47	29
	4.	17	14	16	33	77	120	96	110	96	82	45	27
<b>Teziutlán</b> 1.990	1.	52	42	54	62	69	203	186	174	383	270	121	56
	2.	72	88	92	110	108	86	72	84	72	68	68	70
	3.	268	230	202	173	151	268	300	300	300	300	300	286
	4.	70	80	81	92	90	86	72	84	72	68	68	70
<b>Tezontepec</b> 2.350	1.	13	4	8	35	58	85	80	65	63	41	19	8
	2.	128	142	160	168	150	116	122	122	112	112	116	114
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	13	4	8	35	58	85	80	65	63	41	19	8
<b>Tlachichuca</b> 2.590	1.	8	7	14	37	91	112	94	88	118	49	27	9
	2.	96	104	110	118	192	88	102	88	80	92	98	96
	3.	9	5	2	1	1	25	24	24	62	46	29	16
	4.	15	11	16	38	91	88	95	88	80	65	45	22
<b>Tlacotepec</b> 1.977	1.	8	8	5	30	70	88	38	57	70	32	8	4
	2.	114	120	158	156	148	122	114	126	108	122	110	138
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	8	8	5	30	70	88	38	57	70	32	8	4
<b>Tlaxcala</b> 2.252	1.	4	3	9	16	83	163	150	145	133	51	14	6
	2.	88	94	108	110	98	82	76	82	74	82	86	80
	3.	54	34	21	13	12	93	167	200	200	171	120	83
	4.	32	23	22	24	84	82	76	82	74	80	66	43



Tab. 6: (m)

Tlaxco 2.230	1.	17	14	21	39	70	142	120	141	153	70	36	19
	2.	112	130	138	144	126	110	102	108	96	98	106	112
	3.	60	41	28	20	16	48	66	99	156	141	113	83
	4.	39	33	34	47	73	110	102	108	96	85	66	49
Tulancingo 2.222	1.	7	8	11	25	46	87	68	56	114	60	21	9
	2.	102	118	132	142	94	108	98	104	86	88	96	96
	3.	4	2	1	0	0	0	0	0	28	22	14	8
	4.	11	10	12	25	46	87	68	56	86	66	30	15
Tuxpango 850	1.	46	31	36	48	185	334	439	398	450	227	102	61
	2.	88	104	120	138	134	120	118	112	112	104	88	84
	3.	242	189	143	106	157	300	300	300	300	300	300	278
	4.	82	83	82	85	134	120	118	112	112	104	88	83
Veracruz 14	1.	21	16	14	20	66	261	358	282	353	175	77	26
	2.	66	70	74	78	84	70	98	102	94	84	78	72
	3.	126	96	71	53	49	200	200	200	200	200	199	158
	4.	53	46	39	38	71	70	98	102	94	84	78	67
Xochitlan 1.969	1.	9	6	9	21	96	108	54	87	110	59	28	6
	2.	126	142	166	164	144	132	124	132	118	130	132	126
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	9	6	9	21	96	108	54	87	110	59	28	6
Zacapoaxtla 2.045	1.	32	32	37	62	70	130	107	68	275	261	118	50
	2.	92	112	126	128	160	118	94	106	92	92	90	76
	3.	130	87	56	40	26	38	51	42	200	200	200	176
	4.	78	75	68	78	85	118	94	77	92	92	90	74

Tab. 6: (n)

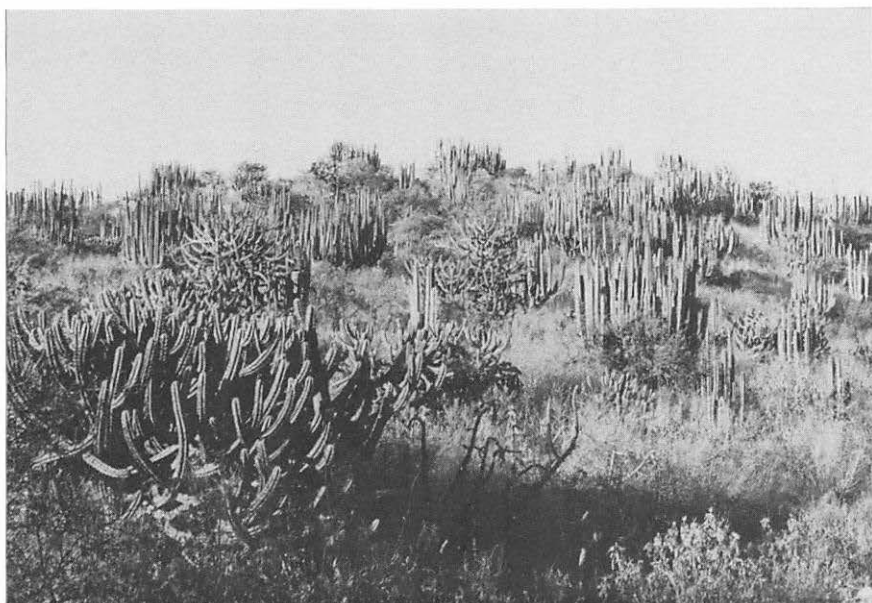
Zacatepec 2.340	1.	13	5	5	20	35	65	50	51	53	32	7	2
	2.	110	116	132	138	136	98	102	106	102	96	106	108
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4.	13	5	5	20	35	65	50	51	53	32	7	2
Zacatlán 2.000	1.	27	20	27	31	65	157	230	141	160	136	67	37
	2.	94	111	122	126	120	108	86	132	96	82	90	82
	3.	146	55	0	0	0	49	193	202	250	250	228	190
	4.	72	111	82	31	65	108	86	132	96	82	89	75
Zapotitlán 640	1.	47	39	62	84	105	241	319	211	457	215	155	57
	2.	104	114	136	150	160	134	118	130	108	100	100	98
	3.	169	125	93	71	57	164	250	250	250	250	250	212
	4.	90	83	94	106	119	134	118	130	108	110	100	95
Zautla 1.940	1.	24	13	6	15	37	80	52	91	101	59	16	13
	2.	96	122	80	134	126	110	90	102	92	102	100	88
	3.	1	1	0	0	0	0	0	0	9	7	4	2
	4.	25	14	6	15	37	80	52	91	92	61	19	15
Zinacatepec 1.148	1.	5	1	0	6	27	107	90	48	181	56	15	0
	2.	160	182	160	212	222	202	154	174	150	152	174	170
	3.	0	0	0	0	0	0	0	0	31	11	2	0
	4.	5	1	0	6	27	107	90	48	150	76	24	2
Zongolica 1.252	1.	57	44	92	77	181	629	658	363	403	324	152	82
	2.	76	98	108	124	116	108	98	102	102	90	96	70
	3.	282	235	223	191	256	300	300	300	300	300	300	300
	4.	75	90	104	109	116	108	98	102	102	90	96	70



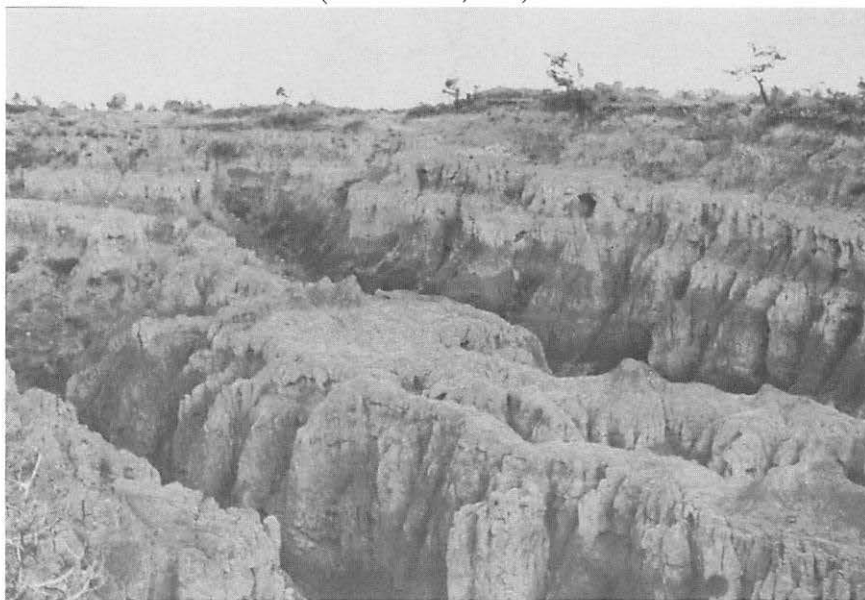
Gerste und Pulqueagave in der obersten Höhenstufe des Anbaus  
auf dem "Block von Tlaxcala" (2.700 m NN)  
(Foto LAUER, 1973)



Stratocumulus als Ergebnis der Konfluenz  
von zwei Talwindssystemen  
(Foto LAUER, 1977)



Sukkulentenvegetation im "Valle del Mezquital",  
im Vordergrund *Myrtillo cactus* sp.  
(Foto LAUER, 1977)



Barrancabildung mit starker Bodenerosion (Badlands)  
auf dem "Block von Tlaxcala" (2.600 m NN)  
(Foto LAUER, 1975)



Waldgrenze am "Paso de Cortés" (3.700 m NN) (*Pinus hartwegii*).  
Vulkan Popocatepetl (5.452 m NN) mit tiefer temporärer Schneegrenze  
am Ende der Regenzeit (Foto LAUER, Oktober 1977)



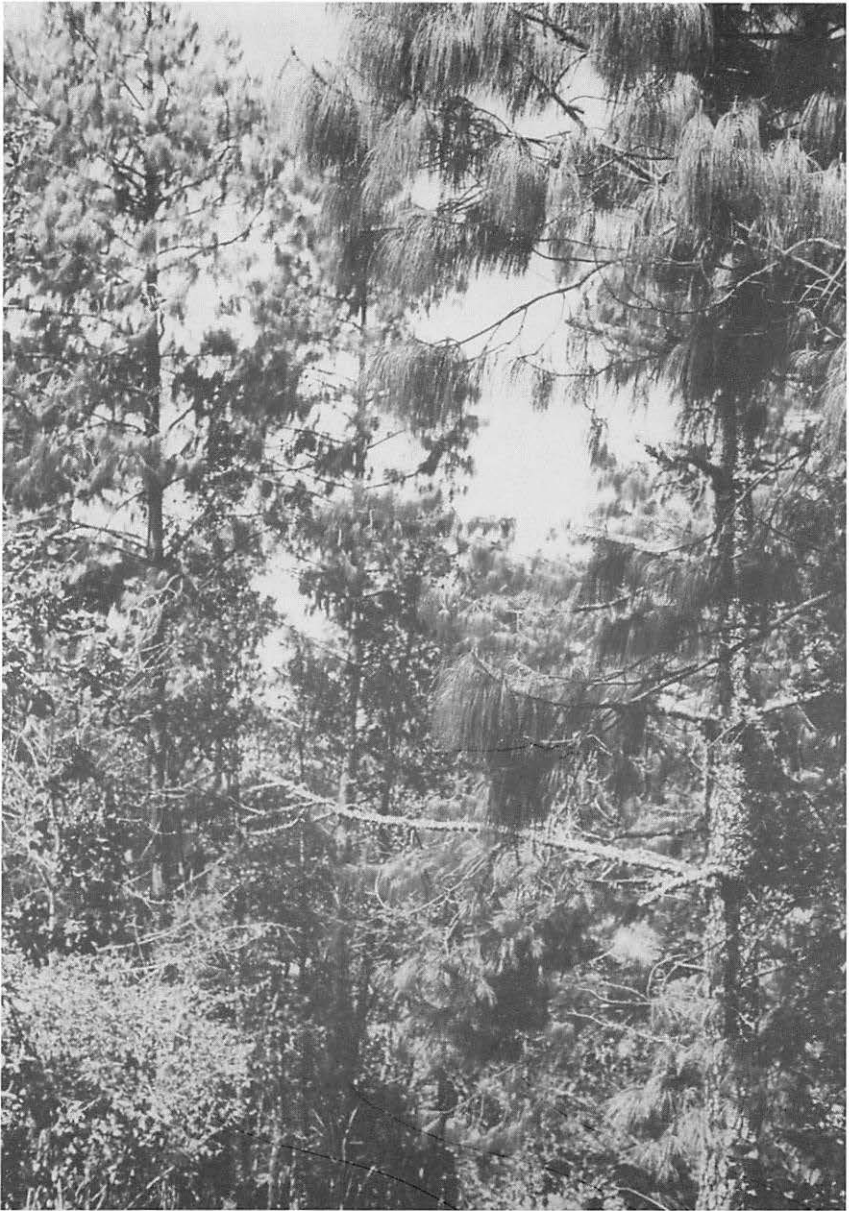
Waldgrenze am Toluca (4.100 m) mit *Pinus hartwegii*,  
im Vordergrund *Senecio* sp.  
(Foto LAUER, 1969)



Tropisch- subtropischer Bergwald (1.700 m NN), rechts *Fagus* sp.  
als boreales Element, im Mittelgrund Baumfarne  
(Foto LAUER, 1973)



Acultzingotrockental, an den Hängen devastierter Nebelwald,  
Nebeluntergrenze bei 1.800 m  
Foto LAUER, 1973)



*Pinus patula* im Nebelwald (2.600 m NN) oberhalb des Passes  
"Puerto del Aire" (Straße Tehuacán-Orizaba)  
(Foto LAUER, 1977)

**Die Bestimmung der Humidität und ihrer Abstufungen mit Hilfe  
von Wasserhaushaltsberechnungen  
– ein Modell –  
(mit Beispielen aus Nigeria)**

von

**WOLFGANG SCHMIEDECKEN**

mit 4 Abbildungen und 3 Tabellen

<b>Inhalt:</b>	<b>Seite</b>
1. <b>Aridität und Humidität</b>	137
1.1 Historischer Überblick	137
1.2 Der Begriff der Verdunstung	138
1.3. Die PENCK'sche Trockengrenze	142
2. <b>Die Bilanzierung des Wasserhaushaltes</b>	143
2.1 Die Bestimmung der potentiellen Landschaftsverdunstung	144
2.2 Das Wasser im Boden	145
2.3 Die Bilanzierung	148
3. <b>Der Versuch einer Regionalisierung aufgrund von Humiditätsbestimmungen</b>	149
3.1 Bestimmung der Humidität und ihrer Abstufung	149
3.2 Die Feuchte Kennziffer	153
4. <b>Zusammenfassende Schlußbetrachtung</b>	155



# 1. Aridität und Humidität

## 1.1 Historischer Überblick

Die Frage, ob und wie sich die einzelnen Glieder der Wasserbilanzgleichung bzw. deren Verhältnis zueinander für eine Regionalisierung des Klimas nutzen lassen, beschäftigt die geographische Forschung bereits seit mehr als 100 Jahren.

So versuchte sich A. WOEIKOF schon 1884 in einer Typisierung der auf der Erde auftretenden Gewässer, indem er den Gedanken entwickelte, daß zwar alle "Quellen, Bäche und Flüsse das Resultat der atmosphärischen Niederschläge sind", daß sie aber nur noch das Wasser den Ozeanen zuführen können, "welches von der Verdunstung des Bodens, der Gewächse und der Gewässer übriggeblieben ist".<sup>1)</sup>

Mit seiner "Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage" griff A. PENCK diesen Gedanken 1910 auf und legte mit den Begriffen vom humiden, nivalen und ariden Klima das Fundament für alle späteren Klimateilungen nach hygrischen Gesichtspunkten. Wesentlich und für die Diskussion der letzten Jahre entscheidend erscheint die nähere Beschreibung dieser Begriffe, die für zwei Klimagebiete im folgenden zitiert seien:

"I. Das h u m i d e K l i m a, in welchem mehr Niederschlag (N) fällt, als durch die Verdunstung (V) entfernt werden kann, so daß ein Überschuß in Form von Flüssen (F) abfließt.

II. ....

III. Das a r i d e K l i m a, in dem die Verdunstung allen gefallenem Niederschlag aufzehrt, und noch mehr aufzehren könnte, also auch einströmendes Flußwasser zu entfernen vermag.

Wir können diese .... Klimate durch folgende Gleichungen charakterisieren:

$$I. N - V = F > 0$$

$$III. N - V < 0^{2)}$$

Das Ziel der nachfolgenden Forschungen war es, der qualitativen Aussage PENCK'S nun quantitatives Material zur Seite zu stellen, um aride und humide Gebiete gegeneinander abgrenzen zu können.

Aus der Not, das Maß der Verdunstung weder meßtechnisch noch rechnerisch exakt fassen zu können, wurden Ersatzgrößen gesucht und in den Klimatelementen W ä r m e und L u f t f e u c h t e gefunden. Es wurden die sogenannten "Trockenheitsindizes" entwickelt, mit denen – vor allem nach

1) WOEIKOF, A. (1885), S. 92

2) PENCK, A. (1910), S. 238

Einführung der Berechnung auf Monatsbasis und der kartographischen Darstellung durch Isohygromenen (LAUER) – z.T. gute Ergebnisse zur Bestimmung des Feuchtigkeitsgrades und zur Regionalisierung von Feuchtezonen erzielt wurden. Einen Überblick über die bisher entwickelten Vorschläge und deren Ergebnisse gibt in neuerer Zeit E. GIESE, der als Resultat seiner Betrachtungen zu dem Schluß kommt, "daß den Ariditätsindizes eine physikalisch begründete und mathematisch-statistisch abgesicherte Ableitung durchweg fehlt."<sup>3)</sup>

Diesem Mangel kann nur dadurch begegnet werden, daß bei der Festlegung der Humidität nicht mehr auf Ersatzgrößen, sondern auf die Verdunstungsgröße selbst zurückgegriffen wird. Diese Forderung erscheint in zunehmendem Maße realisierbar, da in den letzten Jahren sowohl bei der Messung als auch bei der Berechnung des Verdunstungsmaßes erhebliche Fortschritte zu verzeichnen sind; es sei hier nur an die Formeln von PENMAN oder BUDYKO und an die zunehmende Aufstellung von genormten Verdunstungskesseln (etwa der Class-A-Pan) erinnert. Mit der damit möglichen direkten Gegenüberstellung von Niederschlag und Verdunstung ist jedoch das Ziel, eine endgültige Lösung der Abgrenzung von ariden und humiden Arealen zu finden, d.h. die Lage der Trockengrenze, an der sich Niederschlag und Verdunstung aufheben, bindend festzulegen, immer noch nicht zu erreichen. Dies liegt u.a. an der Vieldeutigkeit des Wortes "Verdunstung", auf das selbst im deutschen Schrifttum inzwischen weitgehend verzichtet und durch differenzierendere Begriffe ersetzt wird. Im folgenden ist daher zu klären, welche der inzwischen üblichen Begriffe als Synonyme zu betrachten sind und welcher der bei der Festlegung der PENCK'schen Trockengrenze benutzten Verdunstung entspricht.

## 1.2 Der Begriff der Verdunstung

Jeden Übergang von Wasser zu Wasserdampf bei Temperaturen unterhalb des Siedepunktes bezeichnet man als **V e r d u n s t u n g**. Verdunstet Wasser unmittelbar von einer feuchten Bodenoberfläche oder von einer Wasserfläche, so spricht man von **E v a p o r a t i o n** – innerhalb der Biowissenschaften auch von "unproduktiver Verdunstung" –, vollzieht sich dieser Vorgang mittelbar über die Pflanze, von **T r a n s p i r a t i o n** – entsprechend von "produktiver Verdunstung" –. Da diese beiden Größen in der Natur kaum zu trennen sind, nennt man die von einem pflanzenbedeckten Boden an die Luft abgegebene Wasserdampfmenge **E v a p o t r a n s p i r a t i o n** (nach THORNTHWAITE) oder auch **L a n d s c h a f t s v e r d u n s t u n g** (nach LAUER).

---

3) GIESE, E. (1974), S. 179

Eine zweite Spezifizierung des Verdunstungsbegriffes läßt sich über den Zusatz des maximal möglichen bzw. des tatsächlichen Betrages erreichen: **P o t e n t i e l l e** Verdunstung meint "die Menge Wasser, die unter den atmosphärischen Bedingungen zu gegebener Zeit und an einem gegebenen Ort verdunsten würde, wenn an diesem Wasser unbegrenzt zur Verfügung stände."<sup>4)</sup> Ihr steht die **a k t u e l l e** (reelle, effektive) Verdunstung gegenüber, unter der die wirkliche Wasserabgabe einer Verdunstungsfläche bei jedem beliebigen Feuchtegrad verstanden wird. Sie ist ihrem Betrag nach immer kleiner oder gleich dem Betrag der potentiellen Verdunstung.

Aus der Kombination dieser Begriffe lassen sich nun die folgenden verschiedenen Verdunstungsarten herausstellen und eindeutig definieren:

a) **P o t e n t i e l l e E v a p o r a t i o n v o n d e r f r e i e n W a s s e r o b e r f l ä c h e ( $pE_O$ ):**

Sie ist in der Höhe ihres Betrages identisch mit der zugehörigen aktuellen Verdunstung –  $aE_O = pE_O$  –, da Wasser immer in ausreichendem Maße zur Verfügung steht. Ergebnisse von Tankmessungen sind, sieht man von den auftretenden Fehlern durch den Oaseneffekt ab,  $pE_O$ -Werte.

b) **P o t e n t i e l l e E v a p o r a t i o n v o n u n b e w a c h s e n e n L a n d f l ä c h e n ( $pE$ ):**

Hier geht man von der Annahme aus, daß genügend Wasser zur Verfügung steht, so daß ihr Betrag – ebenso wie bei  $pE_O$  – allein abhängig ist von den vorherrschenden Klimabedingungen.

c) **A k t u e l l e E v a p o r a t i o n v o n u n b e w a c h s e n e n L a n d f l ä c h e n ( $aE$ ):**

Diese Verdunstungsart, zu der auch die Interzeptionsverdunstung zu zählen ist, wird im wesentlichen begrenzt von dem tatsächlich zur Verfügung stehenden Wasser (Niederschlags- und Bodenwasser) und dem Infiltrations-, Percolations- und kapillaren Aufstiegsvermögen von Wasser in den jeweiligen Böden.

d) **P o t e n t i e l l e E v a p o t r a n s p i r a t i o n ( $pET$ ):**

Unter ihr wird von den meisten Autoren, insbesondere den Agrarklimatologen, "die Wasserabgabe eines geschlossenen Pflanzenbestandes (verstanden), die stattfindet oder stattfinden würde, wenn der Bestand über soviel Bodenwasser verfügt, daß er dem Verdunstungsanspruch der Atmosphäre in vollem Umfang nachkommen kann."<sup>5)</sup> Sie ist demnach unter den Gegebenheiten der Pflanzendecke wie Farbe, Dichte, Höhe und Wachstumsphase nur von den atmosphärischen Bedingungen, also der Verdunstungskraft des Klimas abhängig. Der  $pET$  gleichwertig ist der meist in der Bewässerungswirtschaft gebräuchliche Ausdruck "consumptive use" anzusehen. In der angloamerikanischen Literatur (PENMAN u.a.) tritt als ebenfalls identisch immer mehr der

4) GENTILLI, J. (1953), S. 83

5) PFAU, R. (1966), S. 34

Ausdruck "potentielle Transpiration" auf, da die Evaporation bei einer geschlossenen landwirtschaftlichen Pflanzendecke meist unter 5 % liegt und damit vernachlässigbar klein ist.

e) **P o t e n t i e l l e L a n d s c h a f t s v e r d u n s t u n g (pLV):**

Die oben definierte potentielle Evapotranspiration muß für allgemein klimatologische Fragestellungen scharf getrennt werden von der "in der Natur möglichen Verdunstung"<sup>6)</sup>, die wir in Anlehnung an LAUER im folgenden als "potentielle Landschaftsverdunstung" bezeichnen wollen. Hierbei soll auf den "geschlossenen Pflanzenbestand" als Voraussetzung verzichtet werden und die tatsächliche Pflanzendichte maßgebend sein.<sup>7)</sup> Die pLV besteht damit wie die pET aus der Addition von Evaporation und Transpiration, schließt aber ein, daß beide Werte wechselweise gegen Null gehen können. So überwiegt in der reinen Wüste die Evaporation, während bei geschlossener Vegetationsdecke die Transpiration den ausschlaggebenden Anteil ausmacht.

Danach soll unter potentieller Landschaftsverdunstung die Wasserabgabe eines Gebietes mit der dort vorhandenen Pflanzendecke verstanden werden, die stattfindet, wenn sowohl für die Evaporation vom freien Boden bzw. von eventuell vorhandenen Wasserflächen wie für die Transpiration der Pflanzen genügend Boden- und Oberflächenwasser zur Verfügung steht, damit dem tatsächlich vorhandenen Verdunstungsanspruch der Atmosphäre in vollem Umfang nachgekommen werden kann.

Mit dieser Fassung der pLV werden auch die Schwierigkeiten umgangen, die in dem hypothetischen Charakter der pET liegen und die VAN EIMERN zu der Forderung veranlaßten, daß "in der Definition der potentiellen Evapotranspiration die Änderung der meteorologischen Bedingungen (zu den tatsächlichen Gegebenheiten) eigentlich mit zu berücksichtigen" sei.<sup>8)</sup>

f) **A k t u e l l e E v a p o t r a n s p i r a t i o n (aET) und a k t u e l l e L a n d s c h a f t s v e r d u n s t u n g (aLV):**

Bei der Bestimmung dieser Größen, die direkt abhängig sind von dem tatsächlich zur Verfügung stehenden Wasser, ist vornehmlich das physiologische Verhalten der Pflanzen bei Trockenheit zu berücksichtigen. Durch Schließen der Spaltöffnungen (Stomata) ist die Pflanze in der Lage, bei Wassermangel die Transpiration herabzusetzen. Die stomatäre Regulation des pflanzlichen Wasserhaushalts ist jedoch artabhängig und je nach Standortanpassung verschieden. So verhalten sich Bäume und krautige Schattenpflanzen anders als Sonnenpflanzen oder Gräser (Abb. 1). Nach erfolgtem Spaltenschluß wird

---

6) JAEGER, F. (1936), S. 13

7) Siehe hierzu auch GENTILLI, J. (1953), S. 83

8) VAN EIMERN, J. (1964), S. 34

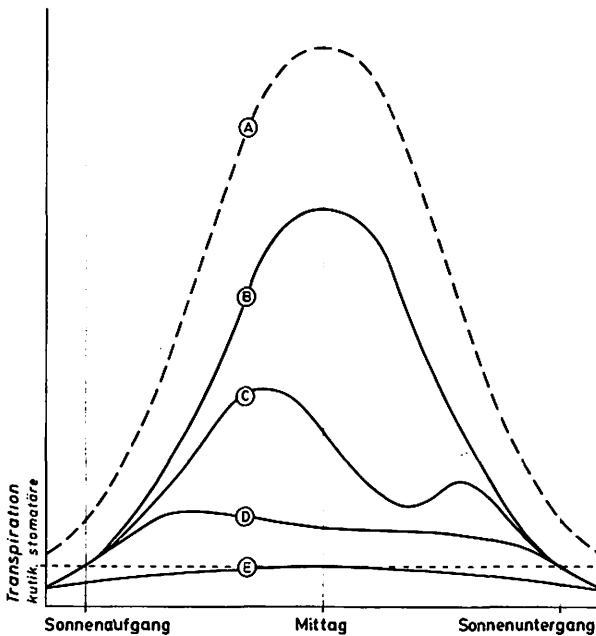


Abb. 1: Schema des Tagesverlaufs der Transpiration im Vergleich zur Evaporation einer freien Wasseroberfläche

- A: Evaporation einer freien Wasseroberfläche ( $pE_0$ )
- B: Uneingeschränkte Transpiration einer gut wasserversorgten Pflanze ( $pT$ )
- C: Zu Mittag eingeschränkte Transpiration eines Baumes ( $aT$ )
- D: Gleitende Regulation der stomatären Transpiration eines Grases ( $aT$ )
- E: Vollständige Ausschaltung der stomatären Transpiration ( $aT$ )

(nach STOCKER und LARCHER)

Diagram of the daily course of transpiration compared with the evaporation of a free surface of water

- A: Evaporation of a free surface of water ( $pE_0$ )
- B: Unlimited transpiration of a plant, well supplied with water ( $pT$ )
- C: Limited transpiration of a tree ( $aT$ ) at noon
- D: Gradual regulation of the stomatal transpiration of grass ( $aT$ )
- E: Complete elimination of the stomatal transpiration ( $aT$ )

(after STOCKER and LARCHER)

die Höhe der Wasserabgabe allein von der kutikulären Transpiration bestimmt, die in der Regel 5 bis 10 % der Gesamtverdunstung ausmacht, in Extremfällen aber bis zu 32 % (bei Schattenkräutern) ansteigen oder aber bis auf 0,05 % (bei Kakteen) absinken kann.

Wassermangel der Pflanzen ist neben der Verdunstungskraft des Klimas erfaßbar über die Feuchtigkeit des Bodens. Der Versuch, die aET bzw. die aLV zu bestimmen, muß daher die ständig wechselnde Bodenfeuchte und damit das für die Pflanzen zur Verfügung stehende Bodenwasser berücksichtigen.

### 1.3 Die PENCK'sche Trockengrenze

Bei dem Versuch, eine der oben gegebenen Definitionen auf die von PENCK benutzte Verdunstung zu übertragen, wird man durch die von ihm angeführte Ungleichung " $N < V$ " für das aride Klima (siehe oben) zwangsläufig auf die potentielle Verdunstung gelenkt, denn nur für diese kann die Formel einen Sinn haben. Da PENCK andererseits sowohl für das humide als auch für das aride Klima das Erscheinungsbild der Gewässer als Korrektiv heranzieht, muß für eine weitere Interpretation von der Landschaftsverdunstung im oben beschriebenen Sinne ausgegangen werden.

Damit kann es sich bei der PENCK'schen Trockengrenze nur um die Gleichgewichtslinie zwischen dem der Verdunstung tatsächlich zur Verfügung stehenden Wasser und der in der Natur möglichen Verdunstung, also der potentiellen Landschaftsverdunstung handeln. Hierbei ist festzustellen, daß das der Verdunstung zur Verfügung stehende Wasser nicht unbedingt identisch ist mit der Niederschlagsmenge, da beim Übergang vom Jahreswert auf Monats-, Dekaden- oder Tageswerte der Verdunstung nicht mehr der Niederschlag alleine, sondern auch noch die nach Jahreszeiten unterschiedlich gespeicherten Mengen an Bodenwasser gegenüberstehen.<sup>9)</sup>

Qualitativ läßt sich das zur Verfügung stehende Wasser beschreiben

– für Perioden, in denen  $N < pLV$ , mit  $N - \Delta Sp^{10)} = aLV$ ,

– für Perioden, in denen  $N \geq pLV$ , mit  $N$ , da dann  $aLV = pLV$ .

Damit läßt sich ein Gebiet für einen vorgegebenen Zeitraum als *arid* bezeichnen, wenn der Quotient aus aktuellem Wasserangebot ( $aWA = aLV$  bzw.  $N$ ) und potentielltem Wasserverbrauch durch Verdunstung ( $pLV$ ) kleiner 1 ist, als *humid*, wenn der Quotient größer 1 ist:

– arid:  $aWA/pLV < 1$  mit  $aWA = aLV$ , wenn  $N < pLV$

– humid:  $aWA/pLV > 1$  bzw.  $aWA = N$ , wenn  $N \geq pLV$ .

9) Entsprechend lautet auch die Wasserbilanzgleichung für die Zeiträume, die kürzer als ein Jahr sind:  $N = A + V + \Delta Sp$ .

10) Mit  $\Delta Sp$  ist die Änderung der Bodenfeuchte gemeint. Eine Klärung des Begriffs erfolgt im Abschnitt 2.2

Auf der Grundlage dieses Ansatzes soll im folgenden versucht werden, Aridität und Humidität eines Gebietes für beliebig vorgegebene Zeiträume neu zu fassen, wobei zur rechnerischen Bestimmung der Bodenfeuchte und der aktuellen Landschaftsverdunstung die Erstellung eines Bilanzierungsmodells des Wasserhaushalts nötig sein wird.

## 2. Die Bilanzierung des Wasserhaushalts

Fast alle Wasserhaushaltsbetrachtungen beginnen mit der Berechnung der sogenannten **k l i m a t i s c h e n W a s s e r b i l a n z**. Hierunter wird die Differenz aus Niederschlag und potentieller Landschaftsverdunstung ( $N - pLV$ ) verstanden, die für die hier zu behandelnde Fragestellung Auskunft über die Änderung des Haftwassers im Boden geben kann:

- Ist  $N - pLV = 0$ , wird zur Verdunstung außer dem Niederschlag kein zusätzliches Wasser benötigt; der Bodenwassergehalt ändert sich nicht.
- Ist  $N - pLV > 0$ , ist ausreichend Verdunstungswasser aus dem Niederschlagsangebot vorhanden; der überschüssige Niederschlag füllt den Boden um den Differenzbetrag ( $N - pLV$ ) mit Wasser auf. Ist die Kapazität des Bodens erreicht, fließt das Wasser entweder oberflächlich ab oder füllt als Sickerwasser das Grund- bzw. Kluftwasser auf.
- Ist  $N - pLV < 0$ , wird zusätzlich zum Niederschlagswasser noch Bodenwasser zur Verdunstung benötigt. Während dieser Perioden nimmt der Bodenwassergehalt ab.

Im letzten Fall könnte man annehmen, daß sich das Bodenwasser um den Differenzbetrag ( $pLV - N$ ) verringert. Da aber dem Boden das Wasser zum größten Teil über die Pflanzen entzogen wird und diese nur bei Bodensättigung potentiell verdunsten, wird bei nicht völliger Durchfeuchtung, entsprechend dem momentanen Vorrat, nur ein Teil des verbleibenden Verdunstungsanspruches ( $pLV - N$ ) durch das Bodenwasser abgedeckt.

Demgemäß muß sich dieser Vorgang über die jeweilige Bodenspeichermenge in Abhängigkeit von dem in der vorhergehenden Zeiteinheit herrschenden Bodenwassergehalt, dem augenblicklichen Verdunstungsanspruch ( $pLV - N$ ) und einer Größe, die die maximale Aufnahmefähigkeit des Bodens an Wasser in Verbindung mit der jeweiligen Vegetationsart ausdrückt, berechnen lassen.

Somit konzentriert sich die Lösung des Problems

- auf die möglichst exakte Bestimmung der potentiellen Landschaftsverdunstung,

- auf die Festlegung der maximalen Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens bzw. des maximal verfügbaren Bodenwassers und
- auf die Bestimmung des tatsächlichen, sich ständig verändernden Bodenwassergehaltes.

## 2.1 Die Bestimmung der potentiellen Landschaftsverdunstung

Sowohl die Messung als auch die Berechnung der potentiellen Landschaftsverdunstung ist mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden. Bei der *M e s s u n g* liegen diese meist in der aufwendigen Anlage der dazu notwendigen Lysimetereinrichtungen, die, will man befriedigende Ergebnisse erzielen, möglichst wägbar sein und eine hinreichend große Fläche aufweisen müssen. Da diese Anlagen bisher nur vereinzelt existieren, lassen die hieraus gewonnenen Daten z.Zt. noch keine Verallgemeinerung zu. Etwas dichter liegt das Netz von Tanks (z.B. Class-A-Pan oder GGI-3000), wobei sich jedoch die Eliminierung des Oasen-Effektes und die Umrechnung von der Evaporation einer freien Wasseroberfläche ( $pE_0$ ) auf die potentielle Landschaftsverdunstung (pLV) als besonders schwierig erweist.

Dagegen birgt die *B e r e c h n u n g* der pLV durch einwandfreie Dimensionsgleichungen, wie sie z.B. PENMAN oder BUDYKO (einschließlich der inzwischen vorgelegten Modifikationen) aus physikalischen Überlegungen zum Verdunstungsvorgang entwickelt haben, die Schwierigkeit, daß häufig das notwendige Ausgangsmaterial – Strahlungs-, Albedo-, Temperatur-, Luftfeuchte- und Winddaten – nur an einzelnen Orten oder nicht in zufriedenstellendem Umfang vorhanden sind. Dies führte dazu, daß eine kaum überschaubare Anzahl von empirischen Formeln entwickelt wurde (z.B. von THORNTON, HAUDE, TURC, BLANEY/CRIDDLE, PAPADAKIS, HALSTEAD), die zur Berechnung nur die an vielen Stationen gemessenen Größen Temperatur und/oder Luftfeuchte heranziehen und durch den Zusatz von Konstanten die Angleichung an den absoluten Wert erreichen. Unabhängig davon tritt aber für jede Berechnungsart noch das Problem auf, daß zusätzlich das nur von der Wachstumsphase her zu erklärende Transpirationsverhalten der Pflanzen durch Reduktionsfaktoren, meist in Abhängigkeit von den Jahreszeiten, ausgeglichen werden muß.

Aus dieser Sachlage heraus muß bei dem Vorhaben, errechnete Verdunstungswerte räumlich darzustellen, abgewogen werden, ob die physikalisch einwandfreie Berechnung bei nur punkthaft möglicher Anwendung höher zu bewerten ist als die empirische Bestimmung bei gleichzeitig flächenhaft möglicher Anwendung. Dabei soll nicht verkannt werden, daß die Beantwortung dieser Frage weitgehend eine Angelegenheit des Maßstabes ist.



Bei dem nachfolgenden Modell wurde, da eine ausreichende Stationsdichte auch noch bei einer kartographischen Darstellung von 1 : 1 Mill. gewährleistet sein sollte, eine Formel herangezogen, die der Gruppe der empirischen Berechnungen zuzurechnen ist. Ihr Autor, J. PAPADAKIS, ging bei seinen Überlegungen von der Feststellung aus, daß sich die Verdunstung proportional zum Sättigungsdefizit an der Verdunstungsoberfläche verhält. Damit erhielt er eine Beziehung, die der von DALTON gleich ist:

$$pV^{11)} = f \cdot (E - e)_0 \quad (f = \text{Konstante})$$

Da zu ihrer Berechnung die Daten aber nicht verfügbar waren, formte PAPADAKIS sie unter Zuhilfenahme einiger Erfahrungssätze der Agrarmeteorologie soweit um, daß nun als Ausgangsmaterial lediglich die mittleren Tagesmaximum- und -minimumwerte benötigt werden:

$$pV = 7,5 \cdot (E_{\max} - E_{\min-2})^{12)}$$

- mit pV – potentielle Verdunstung (in mm/Monat)
- $E_{\max}$  – Sättigungsdampfdruck bei der mittleren täglichen Maximumtemperatur (in mm Hg)
- $E_{\min-2}$  – Sättigungsdampfdruck bei der um 2°C verminderten mittleren täglichen Minimumtemperatur (in mm Hg).

Ein Vergleich der mit dieser Formel und der mit der Formel von PENMAN (mit  $r = 0,25$ ) gewonnenen Werte über 68 westafrikanische und vorderasiatische Stationen ergibt eine notwendige Reduktion der nach PAPADAKIS berechneten Werte um 0,7 (Abb. 2). Die von einigen Autoren ausgesprochene Vermutung, daß die Verdunstungswerte nach PENMAN in trockenen Gebieten zu niedrig und in feuchten zu hoch liegen<sup>13)</sup>, konnte aufgrund der hier benutzten Stationen nicht bestätigt werden. So ergibt sich ein Korrelationskoeffizient zwischen Jahresniederschlag und Reduktionsfaktor von  $r = 0,086$  und eine Regressionsgerade von  $y = 0,7058 + 0,00002648 x$ . Es fällt allerdings auf, daß die Streuung der y-Werte einen relativ hohen Wert ( $s = 0,15$ ) einnimmt.

## 2.2 Das Wasser im Boden

Die Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens ist abhängig von der Bodenart, d.h. insbesondere von der Körnung und dem Gefüge des Bodens. Die maximale Haftwassermenge, die der Boden entgegen der Schwerkraft festhalten kann,

11) Bei PAPADAKIS geht nicht eindeutig hervor, ob mit dieser Formel  $pE_0$ ,  $pET$  oder  $pLV$  berechnet wird.

12) PAPADAKIS, J. (1966), S. 23

13) z.B. PAPADAKIS, J. (1965), S. 31 ff.

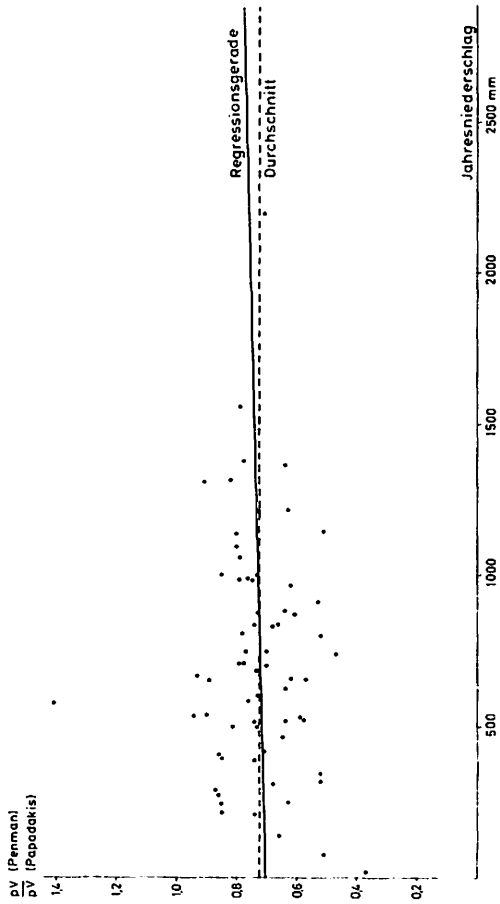


Abb. 2: Vergleich des Quotienten aus potentieller Verdunstung nach PENMAN und der nach PAPADAKIS und dem Jahresniederschlag für 68 westafrikanische und vorderasiatische Stationen.

Comparison of the quotient of potential evapotranspiration after PENMAN and PAPADAKIS with the annual precipitation of 68 west-african and near-eastern stations.

bezeichnet man als **F e l d k a p a z i t ä t (FK)**. Da es aber der Pflanze nicht möglich ist, diese Wasserkapazität des Bodens völlig zu nutzen, weil sie dazu Saugspannungskräfte aufbringen müßte, zu der sie in der Regel nicht in der Lage ist, verbleibt ein bestimmter Rest an Feuchte immer im Boden. Dieses Wasser, das sich dem Saugvermögen der Pflanzen widersetzt – es liegt im Durchschnitt bei einem Wert ab 15 at oder einem pF-Wert größer 4,2 – wird als Bodenfeuchte beim **p e r m a n e n t e n W e l k e p u n k t (PWP)** bezeichnet. Die Differenz zwischen dem Wassergehalt bei Feldkapazität und dem beim Welkepunkt ist das **p f l a n z e n v e r f ü g b a r e W a s s e r** (Tab. 1).

Tab. 1: Wassergehalt bei Feldkapazität (FK) und Welkepunkt (PWP) und pflanzenverfügbares Wasser (FK - PWP) für verschiedene Bodenarten in mm Wasserhöhe pro 1 m Bodentiefe.  
(nach verschiedenen Autoren)

Water content at field capacity (FK) and at the permanent wilting point (PWP) and plant available water (FK - PWP) for different soil types (according to grain sizes) in mm water column per 1 m soil layer.

Bodenart	FK	PWP	FK - PWP
Sand	130	30	100
Lehmiger Sand	220	40	180
Sandiger Lehm	270	50	220
Lehm	360	100	260
Toniger Lehm	380	140	240
Ton	400	180	220

Schließlich ist zu berücksichtigen, daß die Pflanzen einen hohen Anteil ihres Wasserbedarfs aus den oberen Bodenschichten beziehen. Es ist daher notwendig, für die verschiedenen Pflanzenarten und -gesellschaften die Tiefe der **H a u p t v e r s o r g u n g s z o n e** festzulegen, um somit das für die Pflanzen wirklich zur Verfügung stehende Wasser angeben zu können. Diese **W u r z e l r a u m k a p a z i t ä t (WK)**, oft auch pflanzennutzbares Wasser genannt, berechnet sich aus dem pflanzenverfügbaren Wasser (in mm/m Bodentiefe), multipliziert mit der Tiefe der Hauptversorgungszone (in m Bodentiefe), die selbstverständlich entsprechend der Schwere des Bodens auch bei gleichen Pflanzen variiert (Tab. 2).

Aus der in Abhängigkeit von Pflanzen- und Bodenart bestimmten Wurzelraumkapazität muß für die Zeiten, in denen der Niederschlag geringer als die potentielle Landschaftsverdunstung ist ( $N < pLV$ ), der sich ändernde Bodenwassergehalt berechnet werden. PFAU (1966) liefert hierfür eine Formel, die

Tab. 2: Wurzelraumkapazität ( $WK = (FK - PWP) \cdot T$ ) einiger Pflanzen und Vegetationsformen auf verschiedenen Bodenarten in mm Wasserhöhe

Root zone capacity ( $WK = (FK - PWP) \cdot T$ ) of several plants and forms of vegetation on different soil types in mm water column

Bodenart	Gemüse	Kartoffeln Rüben	Getreide	Grasland Sträucher	Bäume	geschlosse- ner Wald
Sand	25	60	50	100	150	250
Lehmiger Sand	45	100	90	160	220	300
Sandiger Lehm	55	130	110	200	250	350
Lehm	70	160	130	250	300	400
Toniger Lehm	60	140	120	210	250	350
Ton	50	120	100	180	200	300

in ähnlicher Form auch den Tabellen von THORNTHWAITE und MATHER (1957) zugrunde gelegen hat:

$$Sp_n = \frac{Sp_{n-1}}{\frac{(pLV-N)_n}{eWK}}$$

- mit  $Sp_n$  bzw.  $Sp_{n-1}$  – Wassergehalt des Bodens zum Zeitpunkt n bzw. n-1, wobei  $Sp_0 = WK$ ,
- WK – Wurzelraumkapazität,
- N – Niederschlagsmenge,
- pLV – potentielle Landschaftsverdunstung,
- e = 2,718282

Die Anlage der Formel läßt deutlich erkennen, daß die Änderung des Speicherwassers im Boden nicht linear entsprechend dem Verdunstungsanspruch verläuft, sondern mit abnehmendem Bodenwasser langsamer verläuft und sich somit asymptotisch dem Wert  $WK = 0$  nähert.

### 2.3 Die Bilanzierung

Die Bilanzgleichung für die hier angesprochene Fragestellung lautet für beliebige Zeiträume:

$$N = aLV + \Delta Sp + S$$

mit N	– Niederschlag,
aLV	– aktuelle Landschaftsverdunstung,
$\Delta Sp$	– Änderung des Bodenwasserhaushalts Sp, also $Sp_n - Sp_{n-1}$ ,
S	– Sickerung in die unter der Hauptversorgungszone liegende Bodenschicht bzw. in das Grundwasser.

Aus dieser Gleichung und den vorher ausgeführten Zusammenhängen lassen sich nun ohne Schwierigkeiten die benötigten Wasserhaushaltsgrößen berechnen und bilanzieren. Nachfolgend ist dies auf der Basis von Monatsmittelwerten für zwei nigerianische Stationen zusammengestellt und in graphischer Form wiedergegeben (Tab. 3a und b, Abb. 3a und b). Die notwendigen Erläuterungen befinden sich bei den Tabellen.

### 3. Der Versuch einer Regionalisierung aufgrund von Humiditätsbestimmungen

#### 3.1 Die Bestimmung der Humidität und ihrer Abstufung

Aus den errechneten Bilanzreihen der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten läßt sich durch Gegenüberstellen geeigneter Daten, d.h. durch Differenzen- oder Quotientenbildung, die Humidität bzw. Aridität eines Ortes oder eines Gebietes bestimmen. Entsprechend den eingangs gemachten Ausführungen ist eine Region für einen vorgegebenen Zeitraum als humid zu bezeichnen, wenn das der Verdunstung zur Verfügung stehende Wasser das Wasser, welches maximal verdunsten könnte, übersteigt, also  $aWA/pLV > 1$ . Analog gilt für aride Gebiete die Ungleichung  $aWA/pLV < 1$ . Die PENCK'sche Trockengrenze befindet sich damit in dem Bereich, in dem sich das aktuelle Wasserangebot und die potentielle Landschaftsverdunstung die Waage halten. In Bezug auf die in den Tabellen 3 benutzten Zeiträume – Monate – läßt sich bei der Ermittlung der humiden Gebiete keine Trockengrenz-"linie", sondern ein Trockengrenz-"saum" ermitteln. Dieser ergibt sich als derjenige Raum, in dem alle Orte liegen, die 6 humide und damit auch 6 aride Monate haben. Von der Sache her wird eine solche Saumlage wahrscheinlich den tatsächlichen Gegebenheiten gerechter als die sonst übliche Linienführung. Der Vorteil der Aufteilung in Monate liegt aber in der möglichen Angabe weiterer Isohygromenen, die es zulassen, eine Landschaft in maximal 13 mehr oder weniger humide Gebiete zu unterteilen.

Die vorgenommenen Bilanzrechnungen des Wasserhaushalts lassen aber außerdem weitere Differenzierungen in der Weise zu, daß sowohl der humide wie der aride Bereich weiter unterteilt werden kann. Dies kann in einer rein formalen Weise etwa so erfolgen, daß der Quotientenwert  $aWA/pLV = 0,5$  das

Tab. 3: Bilanzierung des Wasserhaushalts

## a) Ibadan (Westnigeria), 7°26'N/3°54'E, 227 m NN, WK: 300 mm

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
1. N	8	28	84	115	151	194	143	83	165	180	59	12	1222
2. pLV	105	121	112	100	90	73	59	57	65	76	89	102	1049
3. N-pLV	-97	-93	-28	15	61	121	84	26	100	104	-30	-90	167
4. Sp	146	107	97	112	173	294	300	300	300	300	271	201	
5. Δ Sp	-55	-39	-10	15	61	121	6	0	0	0	-29	-70	
6. aLV	63	67	94	100	90	73	59	57	65	76	88	82	914
7. S							78	26	100	104			308
8. aWA/pLV	0.60	0.55	0.84	1.15	1.68	2.66	2.42	1.46	2.54	2.37	0.99	0.80	1.16

## b) Kano (Nordnigeria), 12°03'N/8°32'E, 472 m NN, WK: 200 mm

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
1. N	0	0	3	10	69	117	208	312	137	13	0	0	869
2. pLV	119	138	167	171	139	110	83	74	90	128	143	118	1480
3. N-pLV	-119	-138	-164	-161	-70	7	125	238	47	-115	-143	-118	-611
4. Sp	17	8	4	2	1	8	133	200	200	113	55	30	
5. Δ Sp	-13	-9	-4	-2	-1	7	125	67	0	-87	-58	-25	
6. aLV	13	9	7	12	70	110	83	74	90	100	58	25	651
7. S								171	47				218
8. aWA/pLV	0.11	0.07	0.04	0.07	0.50	1.06	2.51	4.22	1.52	0.78	0.41	0.21	0.59

Erläuterungen zu Tabelle 3:

Alle Angaben sind in mm Wasserhöhe gemacht.

Die Wurzelraumkapazität (WK) ergibt sich aus dem Wassergehalt des Bodens bei Feldkapazität (FK minus dem beim Welkepunkt (PWP), multipliziert mit der Tiefe T des als Hauptversorgungszone gekennzeichneten Wurzelraumes:  $WK = (FK - PWP) \cdot T$ .

Zeile 1: Mittlerer Monatsniederschlag N. Sollte der Niederschlag in fester Form fallen, sind Modifikationen im Berechnungsschema vorzusehen, die von den auftretenden Temperaturen abhängig sind (siehe dazu THORNTHWAITE/MATHER (1957)). Zeile 2: Mittlere monatliche potentielle Landschaftsverdunstung, nach PAPADAKIS (1966) –  $pLV = E_{max} - E_{min} - 2$  – berechnet und mit dem Faktor 0,7 reduziert. Zeile 3: Vom Niederschlag nicht ausgleichender Verdunstungsanspruch der Atmosphäre (Minus-Werte), der sich aus der Differenz von Niederschlag und potentieller Landschaftsverdunstung ergibt. Zeile 4: Das am Ende des Zeitraumes n im Boden befindliche und für die Pflanzen nutzbare Wasser, errechnet für Zeiten mit  $N < pLV$  nach der bei PFAU (1966) angegebenen Formel, für Zeiten mit  $N > pLV$  nach  $Sp_n = Sp_{n-1} + (N - pLV)$ . Mit der Bilanzierung ist zu einem Zeitpunkt zu beginnen, zu dem Sättigung des Bodens anzunehmen ist (etwa am Ende der Regenzeit oder zu Beginn der Vegetationsperiode)! Sollte der während der Regenzeit gefallene Niederschlag nicht ausreichen, den Boden bis zur Wurzelraumkapazität aufzufüllen, ist ein Approximationsverfahren durchzuführen, durch das ein neuer Ausgangswert bestimmt wird. Zeile 5: Änderung des Bodenwassers, die sich berechnet aus  $\Delta Sp = Sp_n - Sp_{n-1}$ . Zeile 6: Die aktuelle Landschaftsverdunstung ergibt sich aus  $N \geq pLV \Rightarrow aLV = pLV$  bzw.  $N < pLV \Rightarrow aLV = N - \Delta Sp$ . Zeile 7: Der Überschuss ist nur für Perioden mit  $Sp_n = WK$  zu bestimmen durch  $S = N - \Delta Sp - aLV$ . Zeile 8: Der Quotient  $aWA/pLV (= aLV/pLV$  für Perioden mit  $N < pLV$  und  $= N/pLV$  für  $N \geq pLV$ ) dient der Bestimmung der Humidität bzw. der Aridität und ihrer Abstufungen.

Budget of water balance

All data are given in mm water column.

The root zone capacity (WK) is computed from the soil moisture content at field capacity (FK) minus that at permanent wilting point (PWP) multiplied with the depth T of the main root zone:  $WK = (FK - PWP) \cdot T$ . Line 1: Mean monthly precipitation N. When the precipitation falls as snow the computation is to be modified in dependence on the mean air temperatures (q.v. THORNTHWAITE/MATHER (1957)). Line 2: Mean monthly potential landscape-evapotranspiration calculated after PAPADAKIS (1966) –  $pLV = E_{max} - E_{min} - 2$  – and reduced with 0,7. Line 3: A negative value resulting from the difference between precipitation and potential landscape-evapotranspiration ( $N - pLV$ ) indicates the amount by which the precipitation fails to supply the potential water need, a positive value indicates the amount of excess water. Line 4: The water which is stored in the soil and available for plants at the end of period n, computed for periods with  $N < pLV$  after the formula of PFAU (1966) and for periods with  $N \geq pLV$  after  $Sp_n = Sp_{n-1} + (N - pLV)$ . Line 5: Change in soil moisture which is calculated from  $\Delta Sp = Sp_n - Sp_{n-1}$ . Line 6: The actual landscape-evapotranspiration is computed from  $N \geq pLV \Rightarrow aLV = pLV$  or  $N < pLV \Rightarrow aLV = N - Sp$ . Line 7: The surplus of water is only to be computed for periods with  $Sp_n = WK$ :  $S = N - \Delta Sp - aLV$ . Line 8: The quotient  $aWA/pLV (= aLV/pLV$  for periods with  $N < pLV$  and  $= N/pLV$  for  $N \geq pLV$ ) estimates the humidity and its degrees.

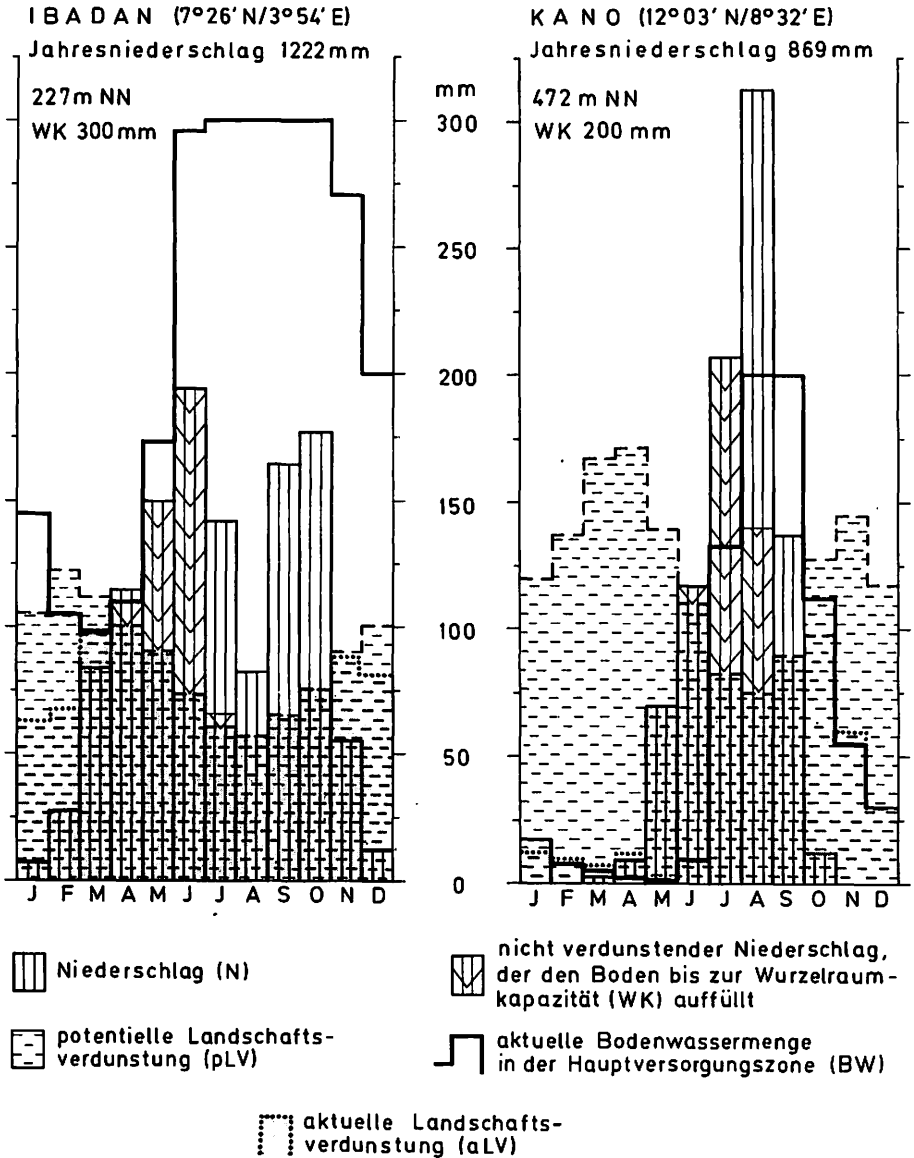


Abb. 3: Hygrische Klimadiagramme von Ibadan und Kano (Nigeria)

Hygroclimatic diagrams of Ibadan and Kano (Nigeria)

N: precipitation

pLV: potential landscape-evapotranspiration

aLV: actual landscape-evapotranspiration

WK: non-evaporating precipitation which fills the soil up to root zone capacity

BW: actual soil moisture in the main root zone



vollaride vom semiariden und der Wert 2,0 das semihumide vom vollhumiden Klima trennt.

Eine andere Möglichkeit einer solchen Aufteilung, die der hier behandelten Fragestellung mehr entspricht, nutzt die Daten in Bezug auf das ökologische Verhalten der Pflanzen. Nach den von CZERATZKI (1966) gemachten Ausführungen über den optimalen Versorgungsgrad von Pflanzen soll hier angenommen werden, daß bei Wassersättigung des Bodens ( $Sp = 100\%$  WK) Beeinträchtigungen des Wachstums durch Bodenluft zu erwarten sind, daß andererseits bei einer Bodenwassermenge, die unter  $50\%$  WK liegt, Trockenschäden auftreten können. Daraus ergibt sich folgende Abstufung:

- |                        |             |                   |
|------------------------|-------------|-------------------|
| – humid: $aWA/pLV > 1$ | – vollhumid | : $Sp = 100\%$ WK |
|                        | – semihumid | : $Sp < 100\%$ WK |
| – arid: $aWA/pLV < 1$  | – semiarid  | : $Sp > 50\%$ WK  |
|                        | – vollarid  | : $Sp < 50\%$ WK. |

### 3.2 Die Feuchtekenzziffer

Die Kennzeichnung einer Station bzw. eines Gebietes bezüglich ihrer Humidität nach der obigen Stufung läßt sich statistisch wie kartographisch so darstellen, daß die ermittelte Zahl der vollhumiden, der semihumiden, der semiariden und der vollariden Monate zusammengezählt und in einer 4-stelligen Kennziffer<sup>14)</sup> zusammengefaßt wird. Angewandt auf die Beispiele der Tab. 3 ergibt dies nach der "ökologischen" Methode für die Station Ibadan mit 4 vollhumiden, 3 semihumiden, 5 semiariden und 0 vollariden Monaten die Kennziffer 4350, für die Station Kano die Ziffer 2226.

Die so gewonnene Kennzeichnung, mit der die Feuchtesituation differenzierter angegeben werden kann als mit der Benennung der Anzahl der humiden Monate, beinhaltet ein theoretisches Gerüst mit folgenden Eigenschaften:

- Die Quersumme jeder nur möglichen Kennziffer ist auf Monatsbasis mit 12 festgelegt.
- Die Gesamtzahl der möglichen Kennziffern beträgt genau  $455^{15)}$ ; dies bedeutet, daß insgesamt 455 unterschiedliche Feuchteregeonen ausgewiesen werden können.
- Geht man davon aus, daß die über einen vorgegebenen Zeitraum ermittelten durchschnittlichen Summenbildungen der Wasserhaushaltskomponenten in der räumlichen Verteilung stetige Größen sind, so läßt sich für zwei beliebige Feuchteregeonen die Anzahl der mindestens zwischen ihnen

14) Um die Kennziffer nicht 8-stellig werden zu lassen, wurden die Zahlen  $10=A$ ,  $11=B$  und  $12=C$  gesetzt.

15) Die Zahl wurde bestimmt nach der Formel

$$Z = \sum_{j=1}^{n+1} \frac{j}{2}(j+1) = \frac{1}{6}(n+1)(n+2)(n+3) \quad \text{mit } n = 12$$

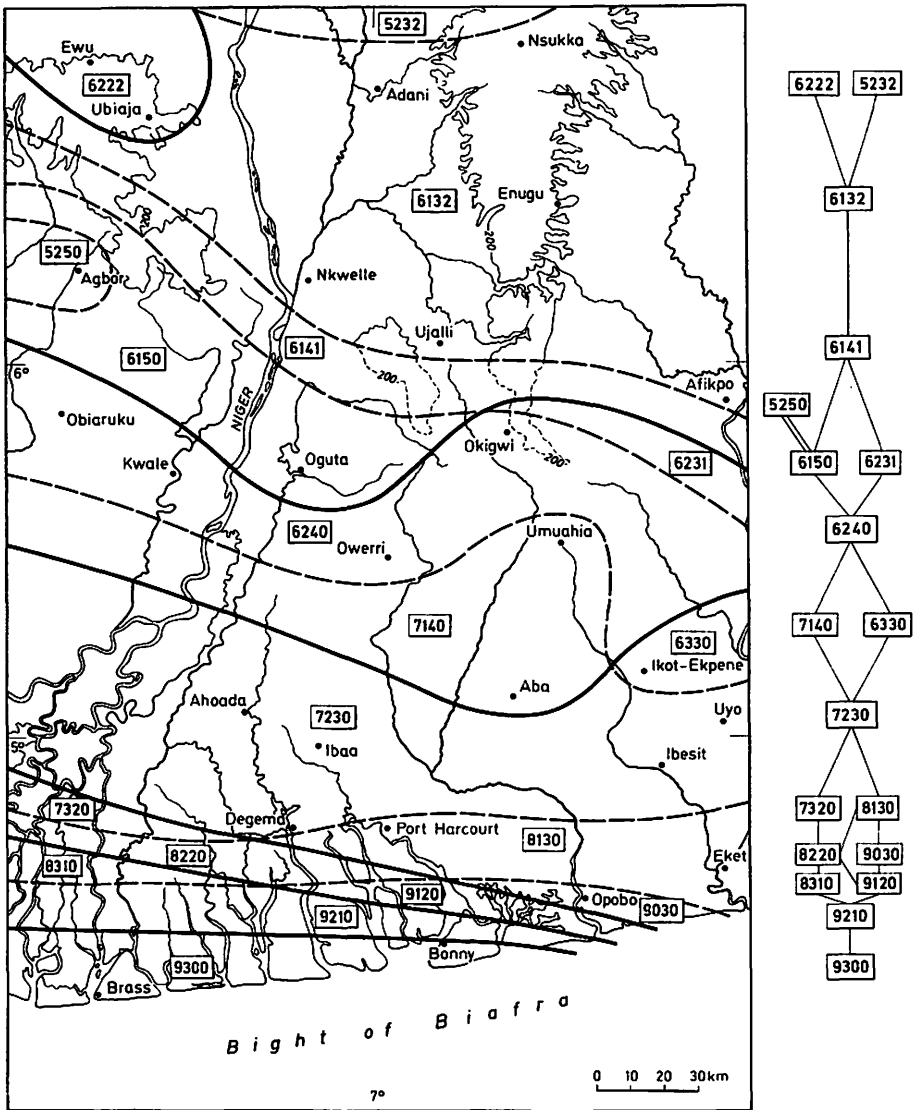


Abb. 4: Feuchtezonen in Südnigeria und deren schematische Darstellung

Die Feuchtekenzziffer gibt die Anzahl der vollhumiden (1. Stelle), der semihumiden (2. Stelle), der semiariden (3. Stelle) und der vollariden Monate (4. Stelle) an, wobei sich in der räumlichen Verteilung eine kontinuierliche Veränderung ergibt (siehe Schemazeichnung). Die durchgezogenen Linien entsprechen den Isohygromenen nach LAUER; die gerissenen Linien stellen die Grenzen zwischen den Gebieten mit den verschiedenen vollhumiden und denen mit den verschiedenen vollariden Monaten dar. Die Linien insgesamt ergeben die Grenzen der unterschiedlichen Feuchtezonen.

liegenden Regionen bestimmen (Abb. 4). Auf das gesamte System bezogen bedeutet dies, daß zwischen der feuchtesten – 12 vollhumide Monate: C000 – und der trockensten Region – 12 vollaride Monate : 000C – mindestens 35 weitere Zonen liegen.

#### 4. Zusammenfassende Schlußbetrachtung

Es wurde gezeigt, daß die PENCK'sche Trockengrenze für Perioden, die kleiner als ein Jahr sind, inhaltlich nicht identisch ist mit der klimatischen Trockengrenze, die sich aus dem Gleichgewicht von Niederschlag und potentieller Landschaftsverdunstung ergibt, sondern daß an ihr das aktuelle Wasserangebot ( $aWA$  = das der Verdunstung tatsächlich zur Verfügung stehende Wasser) und die potentielle Landschaftsverdunstung ( $pLV$ ) die Waage halten. Um diese qualitative Aussage quantifizieren zu können, ist es notwendig, in einer Modellbetrachtung die Komponenten des Wasserhaushalts (Niederschlag, Bodenspeicherwasser, aktuelle Landschaftsverdunstung und Überschußwasser) zu bestimmen und zu bilanzieren.

Bei der Interpretation der Bilanzrechnungen darf jedoch nicht vergessen werden, daß Prozesse wie horizontaler ober- und unterirdischer Transport von Wasser infolge des vorhandenen Reliefs oder kapillarer Wasseraufstieg in größeren Mengen durch oberflächennahe Grund- und Stauwasserzonen nicht berücksichtigt sind. Zum anderen wird bei den hier gewählten Zeiträumen so getan, als ob die Vorgänge der Verdunstung, der Infiltration und insbesondere des Niederschlags, gleichmäßig über den Monat verteilt stattfinden, was tatsächlich nur selten der Fall ist. In diesem Punkt läßt das Modell allerdings eine Verbesserung zu, da, bei entsprechend durchgeführten Messungen, auf Tagesdaten umgestellt werden kann.

Die aus den Bilanzreihen gewonnenen Werte lassen zu, daß eine Aufteilung in verschiedene Feuchtestufen vorgenommen werden kann. Die gewählte Abstufung in vollhumide, semihumide, semiaride und vollaride Monate geben durch die Bildung einer 4-stelligen Feuchtekenzziffer die Möglichkeit, eine differenzierte Regionalisierung von mehr oder weniger humiden Zonen durchzuführen. Es bleibt zu untersuchen, ob sich zu diesen Gebieten Räume optimaler Lebens- und Wachstumsbedingungen für Pflanzengesellschaften und Nutzpflanzen parallelisieren und abgrenzen lassen.

Fig. 4: Humid zones in Southern Nigeria and their representation in a diagram  
The identification number for humidity represents the number of the humid (1<sup>st</sup> place), the semi-humid (2<sup>nd</sup> place), the semi-arid (3<sup>rd</sup> place) and the arid months 4<sup>th</sup> place), where a continuous change in the spatial distribution is the result (see diagram). The continuous lines correspond to the isohyromenes after LAUER; the broken lines represent the boundaries between the areas with the different full humid months and those with the different full arid months. The borders of the different humid zones result from both types of lines.

## Summary

It is shown that PENCK's dryness line ("Trockengrenze") is not the same in content as the climatic dryness line for periods smaller than one year. The latter which results from the balance of precipitation and potential evapotranspiration differs from PENCK's dryness line in so far as the actual water-supply (aWA = the water which is actually available for the evapotranspiration) equals the potential landscape-evapotranspiration (pLV) at this line. To quantify this qualitative statement it is necessary to determine the components of the water balance (precipitation, soil moisture, actual landscape-evapotranspiration and water-surplus) in a model. The method of evaluation is shown in the notes to table 3. The data extracted from the water balance computation allow for a division into differing degrees of humidity. The chosen divisions of humid, semi-humid, semi-arid and arid months make it possible through formation of a 4-figure code number for humidity to differentiate a region into more or less humid zones.

## Resumen

Se muestra que el límite de aridez de PENCK no es, para períodos menores a un año, idéntico en su contenido con el límite climático de la aridez resultante del equilibrio entre precipitación (N) y evapotranspiración potencial (pET), sino que en él están en equilibrio la disponibilidad actual de agua (aWA: agua realmente disponible para la evapotranspiración) y la evapotranspiración potencial del paisaje (pLV). Para poder cuantificar esta observación cualitativa es necesario determinar, en un modelo, los componentes del balance hídrico (precipitación, capacidad de campo del suelo, evapotranspiración actual del paisaje y agua de drenaje). El procedimiento del balance se explica detalladamente en la leyenda de la tabla 3.

Los valores obtenidos en el balance demuestran que se puede efectuar una división en diversas graduaciones hídricas. Se escogió una graduación de meses que va de húmedo, semi-húmedo, semi-árido hasta árido que, al caracterizar la humedad con una cifra de cuatro dígitos, permite efectuar una regionalización en zonas húmedas.

## Literaturverzeichnis

- BAUMANN, H., U. SCHENDEL und G. MANN (1974): Wasserwirtschaft in Stichworten, Kiel
- BLANEY, H.F. und W.D. CRIDDLE (1950): Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Area = U.S.D.A. Soil Conserv. Serv. Tech. Paper 96
- BUDYKO, M.I. (1963): Der Wärmehaushalt der Erdoberfläche, dt. Übers. der russ. Monographie (1956) von E. PELZL, Porz-Wahn
- CZERATZKI, W. (1966): Methoden zur Bestimmung von Bodenkennwerten und Einsatzzeitpunkten für die Beregnung, in: Wasser und Boden S. 95-98
- DALTON, J. (1802): Experimental Essays on the Constitution of Mixed Gases, in: Manch. Lit. and Phil. Soc. Mem. 5, S. 535-602
- EAGLESON, P.S. (1970): Dynamic Hydrology, New York
- EIMERN, J. van (1964): Zum Begriff und zur Messung der potentiellen Evapotranspiration, in: Met. Rdsch. 17, S. 33-42
- GENTILI, J. (1953): Die Ermittlung der möglichen Oberflächen- und Pflanzenverdunstung, dargestellt am Beispiel von Australien. Das Suchen nach einer Formel, in: Erdkunde 7, S. 81-93
- GIESE, E. (1974): Zuverlässigkeit von Indizes bei Ariditätsbestimmungen, in: Geogr. Ttschr. 62, S. 179-203
- HALSTEAD, M.H. (1951): Theoretical Derivation of an Equation for Potential Evapotranspiration, in: Publ. in Clim. 4, 5, Interim Rep. 16, S. 10-12
- HAUDE, W. (1958): Über die Verwendung verschiedener Klimafaktoren zur Berechnung potentieller Evaporation und Evapotranspiration, in: Met. Rdsch. 11, S. 96-99
- HENNING, I. und D. HENNING (1976): Die klimatologische Trockengrenze in: Met. Rdsch. 29, S. 142-151
- HERRMANN, R. (1971): Die zeitliche Änderung der Wasserbindung im Boden unter verschiedenen Vegetationsformationen der Höhenstufen eines tropischen Hochgebirges, in: Erdkunde 25, S. 90-102
- JAEGER, F. (1936): Trockengrenzen in Algerien = P.M. Erg.H. 223

- JÄTZOLD, R. (1970): Ein Beitrag zur Klassifikation des Agrarklimas der Tropen, in: Tüb. Geogr. St. 34 (WILHELMY-Festschrift), S. 57-69
- LARCHER, W. (1973): Ökologie der Pflanzen, Stuttgart
- LAUER, W. (1951): Hygrische Klimate und Vegetationszonen der Tropen mit besonderer Berücksichtigung Ostafrikas, in: Erdkunde 5, S. 284-293
- LAUER, W. (1952): Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehung zu den Vegetationsgürteln = Bonner Geogr. Abh. 9, S. 15-98
- OMAR, M.H. (1968): Potential Evapotranspiration in a Warm Arid Climate, in: Agroclimatological Methods, Proceedings of the Reading Symposium, S. 347-353
- PAPADAKIS, J. (1965): Potential Evapotranspiration, Buenos Aires
- PAPADAKIS, J. (1966): Climates of the World and their Agricultural Potentialities, Buenos Aires
- PAPADAKIS, J. (1975): Climates of the World and their Potentialities, Buenos Aires
- PENCK, A. (1910): Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage, in: Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin, Phys.-Math. Kl. 12, S. 236-246
- PENMAN, H.L. (1948): Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass, in: Proc. Royal Soc. (A) 193, S. 120-145
- PENMAN, H.L. (1963): Vegetation and Hydrology = Techn. Comm. 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden
- PFAU, R. (1966): Ein Beitrag zur Frage des Wassergehalts und der Beregnungsbedürftigkeit landwirtschaftlich genutzter Böden im Raume der EWG, in: Met. Rdsch. 19, S. 33-46
- SCHENDEL, U. (1967): Vegetationswasserverbrauch und -wasserbedarf, Kiel
- SCHROEDER, D. (1972): Bodenkunde in Stichworten, Kiel
- SPÄTH, H.-J. (1976): Feuchtedefizit und Kunstregenbedarf auf Niederrheinischen Ökotonen, in: Erdkunde 30, S. 83-97
- STOCKER, O. (1956): Die Abhängigkeit der Transpiration von den Umweltfaktoren, in: Handbuch der Pflanzenphysiologie, Bd. III: Pflanze und Wasser, S. 436-488

- THORNTHWAITE, C.W. (1948): An Approach Toward a Rational Classification of Climate, in: Geogr. Rev. 38, S. 55-94**
- THORNTHWAITE, C.W. und J.R. MATHER (1957): Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance = Publ. in Clim. 10, 3**
- TURC, L.(1961): Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, in: Ann. Agron. 12, S. 13-49**
- WOEIKOF, A. (1885): Flüsse und Landseen als Produkte des Klimas, in: Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 20, S. 92-110**

**On the Estimation of Potential Evaporation and  
Evapotranspiration in Central Mexico**

by

**ERNESTO JAUREGUI, DIETER KLAUS and WILHELM LAUER**

Colloquium Geographicum, Band 13, 1978



## 1. Introduction

In large areas of Central and Northern Mexico evaporation exceeds precipitation on an annual basis. Consequently, the study of the regime of evaporation is of vital importance for a better understanding of the climate. Furthermore a more precise estimation of the evaporation is fundamental in order to determine the water needs of crops and natural vegetation that grow in the valleys of Central Mexico, where a large proportion of the population of the country is settled.

Systematic observation of evaporation by means of Class A type Pans of the U.S. Weather Bureau (four feet in diameter, ten inches deep and elevated from the ground) have been made in Mexico for several decades. The Meteorological Service as well as the Secretariat for Hydraulic Resources have tanks of this type in operation and in the central region of the country there is now an acceptable network of evaporimetric stations.

Since up to the present time there have been few attempts to compare the Class A type Pan values with evaporation estimations obtained from meteorological data, it was thought that it would be of interest to attempt such a comparison in this tropical region. The evaporation from pans can give an acceptable indication of the evaporation in Mexico, at least during months when evaporation is less than precipitation.

Since the PENMAN's formula (1948) can also be used to calculate from meteorological factors the evaporation of a waterfilled pan, the results may be compared with the evaporation values measured in Class A Pans. Due to the lower albedo of water in similar conditions of exposure, the 'potential' evaporation  $E_p$ , (that is, the one originating from a free limited water surface), must be greater than the potential evapotranspiration of crops or natural vegetation; but the greater aerodynamic roughness of natural vegetation tends to reduce the difference between the tank evaporation and evapotranspiration. If a good relation is found between the evaporation observed in Class A type Pans and the estimation from meteorological data, then PENMAN's model can be applied (using appropriate albedo values) to estimate potential evapotranspiration of vegetation growing in this region.

Since the rate of potential evaporation depends on evaporative power of air, as defined by humidity content, wind, radiation, and temperature, the existing diverse empirical evaporation formulas are usually expressed by these variables. In this study, the degree of correlation between the evaporation of Class A Pan and the above mentioned meteorological factors is examined. Then the potential evaporation of an open pan of water is calculated using PENMAN's formula and the results compared with the evaporation observations of Class A Pans. Finally some estimates of evapotranspiration are made.

Once lysimetric observations begin to be made on a routine basis (a lysimeter has just been recently installed in Chapingo), it will be feasible to compare them with those of the evaporimeters as well as with the estimates obtained by the different evapotranspiration models.

## 2. The Data

Daily data for the year 1973 have been used as follows:

- a) Average, maximum and minimum temperature.
- b) Relative humidity at 7.00 and 14.00 hs.
- c) Sunshine.
- d) Winds.
- e) Evaporation from eight stations distributed in the region (Fig. 1).

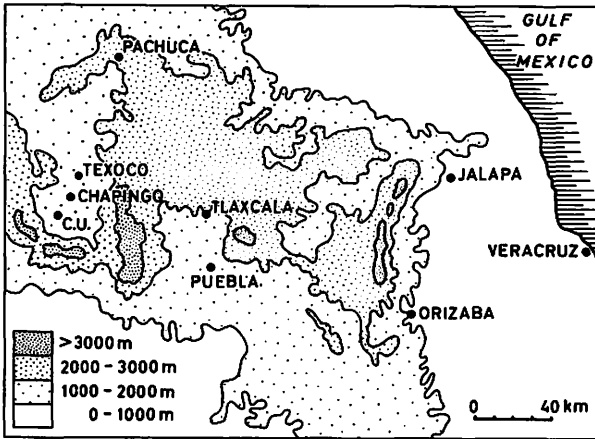


Fig. 1: The climatological stations

The meteorological data were obtained from the National Meteorological Service and the Secretariat for Hydraulic Resources. Daily global radiation data (1973) observed with a piranometer Kipp in Chapingo were also obtained. Also, global radiation for some completely clear or cloudy days (1973) as measured in the Solar Radiation Observatory of the Geographical Institute of the University of Mexico located in the Ciudad Universitaria in the southern section of Mexico City, was used. These data, which have been compared to the Ångström Pyrheliometer model No. 166 installed in the observatory, served as a control to corresponding data from Chapingo Station.

### 3. The Climate

The climate of eastern central Mexico is characterized as is the climate of the greater part of the country, by having two contrasting seasons:

- a) the wet and warm tropical season with abundant rain of convective type
- b) the cool and relatively dry season.

Only during the rainy months does precipitation normally exceed evaporation (see table 1 of climatological data). But even during this period there are one or several dry days (from 5 to 7 approximately per month) and part of the rainfall after these dry periods evaporates. Almost all of the water from the first rains in April and May falling on the dry and warm soil of the plains is also lost by evaporation. The same occurs during the 'canicula' or little dry season in the middle of the rainy season. The light convective precipitation evaporates before the plants or ground can use it. In the midst of the dry season, clear skies prevail and consequently a high level of heat energy is available for evaporation (JAUREGUI, 1968).

Frequently, during the rainy season, the downpours develop in an isolated form over the plains during the day. It is possible, under these conditions, that the dry superficial air under the clouds helps to evaporate additional volumes of water. The lowest amounts of evaporation occur when the region is under the influence of a tropical disturbance (Easterly wave or hurricane) and precipitation or 'temporal' rains continue for several days or even weeks. In the midst of the rainy season a considerable amount of the precipitation occurs in late afternoon and during the first hours of the evening (LAUER/KLAUS, 1975) when the available energy for evaporation is much less than that of the midday hours.

These rainstorms are the most beneficial for the soil and plants since the reduced evaporation occurs with energy that has been stored in the ground during the day. This daily rain cycle changes from the eastern border of the plateau towards the coast (KLAUS, 1972). There, the effect of the orographic lifting over the slopes of the Sierra Madre Oriental accelerates the convective process and the rainstorms usually begin at an earlier time of the day. On the Gulf Coast the convective clouds that are formed during the night over the ocean, produce, on entering land and driven by the Trades, rainstorms at an earlier time of the day. Here, as in the flanks of the Sierra Madre, precipitation is more abundant, even in the winter semester, due to the more direct influence of the humid 'Nortes'. Although evaporation ought to be higher because of the higher temperature, it is somewhat inferior (in Veracruz only slightly higher) to the annual rainfall amounts.

Table 1: Climatological data (1973)

	Tlaxcala												
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	anual
T. med.	14	16	19	19	19	18	17	17	18	17	15	13	
H.R. (14 hs.)	54	36	33	41	42	57	56	60	57	54	43	42	
Insol. (hs.)	6.2	5.1	5.4	4.1	4.6	3.4	4.3	4.0	4.7	5.6	6.4	5.9	
Evap. (mm)	166	175	256	232	196	157	148	135	137	145	134	121	2003
Prec. (mm)	0	5	0	52	111	221	178	185	121	96	3	12	984
	Chapingo												
T.med.	12	14	17	18	18	17	16	16	16	15	13	10	
H.R. (14 hs.)	22	30	26	36	37	50	62	65	57	55	48	36	
Insol. (hs)	9.0	8.7	9.4	9.0	8.3	6.5	4.8	5.0	6.3	6.0	7.6	7.0	
Evap. (mm)	166	163	259	216	228	181	135	116	131	127	124	115	1967
Prec. (mm)	0	5	8	30	57	82	130	197	73	56	23	1	662
	Jalapa												
T.med.	15	15	21	20	22	20	20	19	20	19	19	16	
H.R. (14 hs)	62	72	42	56	48	64	64	68	63	64	53	54	
Insol. (hs)	4.0	3.1	7.4	2.7	5.2	3.4	4.6	2.4	4.2	4.2	6.5	3.4	
Evap. (mm)	65	54	150	118	145	101	122	111	121	92	107	84	1270
Prec. (mm)	44	77	8	119	144	444	123	223	157	91	118	67	1615
	Veracruz												
T.med.	22	21	25	29	27	28	28	28	28	27	26	22	
H.R. (14 hs)	82	82	76	71	76	78	76	76	79	78	78	86	
Insol. (hs)	4.8	3.8	6.9	4.5	6.5	6.6	5.9	5.8	6.2	5.1	6.8	4.6	
Evap. (mm)	127	108	165	141	181	156	135	147	149	175	143	117	1744
Prec. (mm)	15	15	1	1	40	296	464	397	183	241	19	18	1690

#### 4. Relationship between the Evaporation from Class A Pans and some Meteorological Factors

In order to find the degree of association that exists between the evaporimetric observations and some meteorological variables, the corresponding correlations were calculated. The percentual contribution of the meteorological factors to the total variance of the evaporation of the Class A tanks were also computed. These calculations were done by computer for all the stations. For the sake of brevity, only some results are presented here. Correlation coefficients for representative stations in the region under study are shown in table 2.

##### a) Temperature

The correlation between the pan evaporation and the average temperature shows a seasonal variation in the plateau. As expected, the most important variation occurs in the warm months (when radiation level is high) and decreases as the rains begin (Fig. 2). This tendency is also observed in the more humid areas of the slopes of the Sierra Madre (Jalapa). However, on the coast itself the correlation between both variables is insignificant. A general conclusion is that if in some months the correlation values between evaporation and temperature are high, considerable time and space variations are also observed.

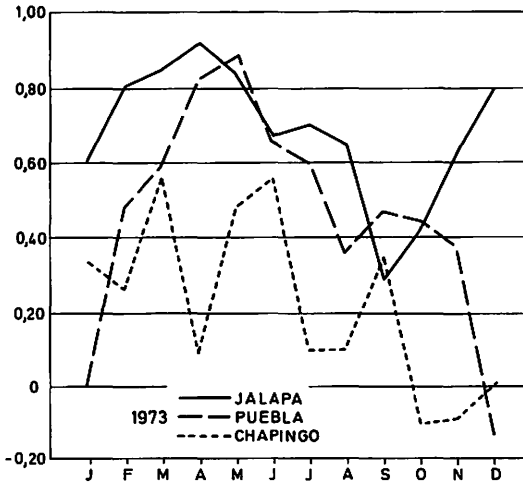


Fig. 2: Correlation between Class A Pan evaporation and air temperature

Table 2: Correlation coefficients between pan evaporation and several climatic variables (1973)

	Chapingo											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
T.med.	.33	.26	.55	-.05	.49	.56	-.01	.10	.35	-.11	-.10	.33
H.R. (7 hs)	-.53	-.13	-.55	-.47	-.22	-.15	.36	.31	.27	.25	-.06	-.02
H.R. (14 hs)	.33	-.36	-.71	-.51	-.43	-.67	-.39	-.31	-.53	-.44	-.13	-.24
H.R. (med)	-.58	-.32	-.68	-.60	-.40	-.58	-.28	-.22	-.42	-.38	-.18	-.21
Insol.	-.09	.50	.15	.66	.50	.70	.53	.63	.59	.51	-.09	.17
Wind	.65	.61	.63	.29	.13	.10	-.08	.34	.51	.25	.58	-.08
	Puebla											
T. med.	-.03	.48	.58	.82	.88	.66	.60	-.36	.47	.44	.38	-.14
H.R. (7 hs)	-.56	-.40	-.36	-.50	-.37	-.71	-.55	-.39	-.54	-.52	-.34	-.16
H.R. (14 hs)	-.12	-.63	-.73	-.57	-.50	-.93	-.79	-.80	-.64	-.65	-.57	-.22
H.R. (med)	-.38	-.56	-.63	-.67	-.52	-.90	-.77	-.74	-.68	-.73	-.54	-.24
Insol.	.23	.59	.38	.77	.57	.74	.93	-.59	-.51	.72	-.59	.23
Wind	.19	.06	.43	-.33	.30	.17	-.08	.80	.61	.34	.70	.34
	Jalapa											
T.med.	.60	.81	.85	.92	.84	.67	.70	.65	.29	.42	.63	.80
H.R. (7 hs)	-.77	.12	-.55	-.69	-.66	-.63	-.46	-.48	-.13	-.26	-.44	-.73
H.R. (14 hs)	-.87	-.95	-.88	-.89	-.83	-.64	-.45	-.66	-.16	-.46	-.68	-.88
H.R. (med)	-.92	-.37	-.81	-.90	-.86	-.85	-.52	-.63	-.20	-.48	-.64	-.86
Insol.	.92	.93	.87	.86	.83	.78	.89	.82	.56	.73	.48	.68
Wind	.11	.32	.32	-.07	.36	.13	.49	.36	.18	-.17	.13	.07
	Veracruz											
H.R. (14 hs)	-.22	-.14	-.60	-.47	-.68	-.36	-.36	-.15	-.19	-.48	-.65	-.14
Insol.	-.31	-.23	-.06	-.34	-.16	-.48	-.73	-.18	-.58	-.01	-.37	-.31
Wind	.58	.31	.58	.57	.01	-.36	-.18	.04	.14	.50	.65	.72
T.med.	1	-.25	.03	.07	.07	.35	.75	-.15	-.38	-.14	-.56	-.27
H.R.	-.52	-.01	-.69	-.46	-.78	-.41	-.41	-.14	-.22	-.41	-.76	.12

These results indicate that in this region temperature cannot be used to estimate evaporation. Furthermore, the possibility of using THORNTHWAITE's method (1974) based exclusively on temperature (and the days length) to determine evaporation had to be eliminated. This author used air temperature as sole indicator for the amount of energy available for evaporation. However, as pointed out by several authors the temperature in a given area is not a single function of solar radiation, but it also incorporates to a great degree the thermal regime of air masses; also, on a daily and monthly basis the air temperature shows a lag with respect to radiation on account of the heat stored in the soil (DAVIES/McCAUGHEY, 1968; CHANG/ROOT, 1975). In fig. 3 it can be seen that in 1973 the maximum temperature occurred in the Plateau one or 2 months after the global radiation maximum in March-April. The relation between temperature radiation also depends on the albedo variations, the heat flow towards the air, and the advection energy; the latter being of great importance on the high lands of the plateau as well as on the coast.

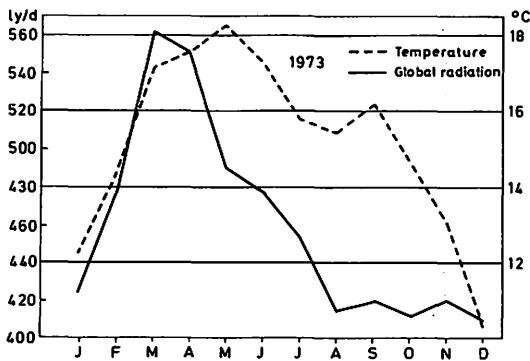


Fig. 3: Monthly values of global radiation (ly/d) at Chapingo

For the stated reasons, it could have been anticipated that air temperature offered few possibilities of success in the region under study for the assessment of evaporation.

b) Relative Humidity

Correlation coefficients between pan evaporation and relative humidity were calculated: the relative humidity at 7:00 and at 14:00 and the resulting average of these two values. The evaporation of the Class A Pan shows a high degree of correlation with relative humidity measured at 14 hs. and with the daily average during the warm and rainy months (when due to cloud interception reduction of radiation coincides with an increase of humidity) correlation decreases in some places (Puebla) in the cold and dry months (Fig. 4). In the humid areas (Jalapa) of the Sierra, the high correlation of pan evaporation with humidity continues almost the whole year long. However, on the coast (Veracruz) it turns very poor and variable from month to month (Table 2). In general, the correlation with humidity at 7 a.m. was less than with the one at midday or with the average relative humidity.

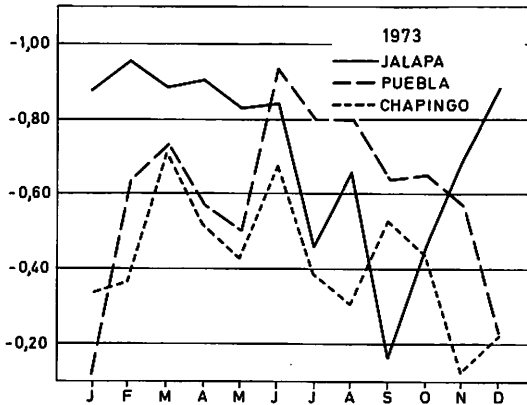


Fig. 4: Correlation between Class A Pan evaporation and relative humidity at 14 hs

The possibility that the evaporation of Class A Pans could be correlated with another measure of the dryness of the air (saturation deficit) was also explored:

- a) the difference of saturation vapour pressure at maximum ( $e_{tmax}$ ) and minimum ( $e_{tmin}$ ) temperatures
- b) the difference of vapor pressure at a so called "synthetic" temperature (FITZPATRICK, 1963) and at mean temperature. This author expresses synthetic temperature  $\theta$  as a function of maximum temperature and the days length as follows:

$$\theta = k_{tmax} (1 + \log N/12) \dots \dots 1)$$

where N is the mean length of day in hours, K is a constant factor; for stations in the continent it has a value of 0.9.



Table 3 shows the correlation between evaporation Class A Pans and the humidity expressions:

$$(e_{tmax} - e_{tmin}) \dots\dots\dots 2)$$

$$(e_{\theta} - e_s) \dots\dots\dots 3)$$

Table 3: Correlation between pan evaporation and saturation deficit as expressed by 2) and 3) for Chapingo station.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
2)	.17	.41	.21	.24	.50*	.60*	.47*	.47*	.39*	.22	.11	.12
3)	.36	.22	.58*	.62*	.11	.36	.27	.03	.26	.50*	.19	.09

\* 1 % level of significance.

Although, in general the values are low, only in the rainy season is the correlation significant between Class A Pan evaporation and the humidity deficit according to expression 2), while with FITZPATRICK's formula the correlation was significant only for three months.

In summary, it can be concluded that if during some wet months the correlation between evaporation and humidity is relatively high, it is not possible however to use in the central region of Mexico, and all along the year an empiric equation such as:

$E_{est} = a + b (e_a - e_d)$  where evaporation is expressed only as a function of humidity.

On the other hand, this result could also have been anticipated since, as it is known, evaporation is proportional to the deficit of water vapor pressure only when the air temperature is equal to the surface water temperature, a condition which, as CHANG (1971) indicates, is rarely observed. In absence to the equality of air and surface water temperature, evaporation is proportional to the gradient of vapor pressure between the evaporating surface and the air. Unfortunately, in Mexico there do not exist systematic observations of this vertical hygrometric gradient; consequently, their degree of correlation with the pan evaporation can not be evaluated. For comparison, fig. 5 shows for a station on the plateau (Chapingo) the estimated potential evaporation a) with THORNTHWAITE's formula and b) with a formula based on the saturation deficit as suggested by PAPADAKIS (1966):

$$E_o = 7.5 (e_{tmax} - e_{tmin} - 2) \dots\dots\dots 4)$$

Although both formulas underestimate the Class A Pan evaporation, the estimates with equation 4) were more approximate to the values observed. The variation of evaporation according to THORNTHWAITE's formula were very similar to those of temperature, as would be expected.

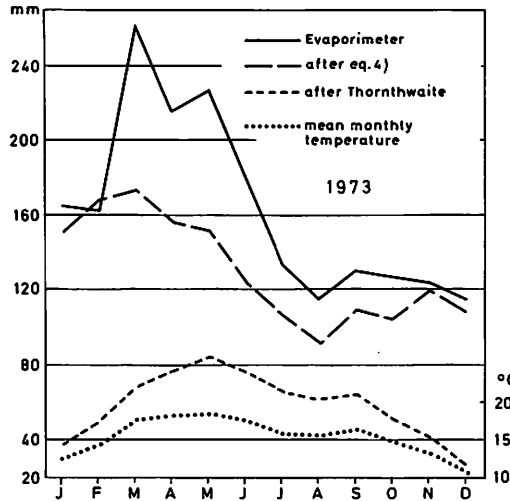


Fig. 5: Evaporation by saturation deficit (eq. 4) and according to THORNTHWAITE's method at Chapingo

### c) Sunshine

There was a high degree of correlation between sunshine hours and pan evaporation during the warm months and the rainy season in the plateau. This agreement continued almost all year in the more humid climate of the Sierra Madre (Jalapa) (Fig. 6). This can be explained by the normally high level of correlation that exists between sunshine and radiation. However on the coast (Veracruz) the advected cool air coming from the sea in summer, and that associated to the 'Northers' in winter, result in a poor correlation.

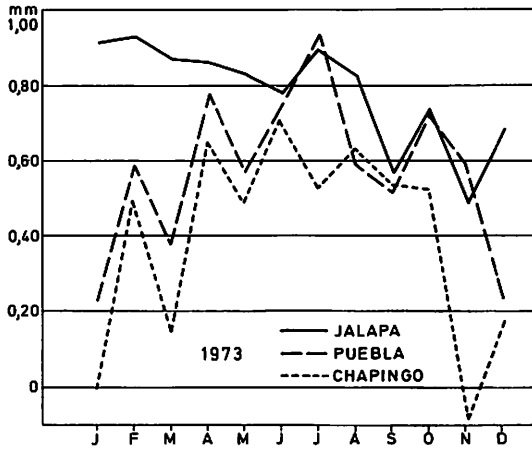


Fig. 6: Correlation between Class A Pan evaporation and hours of sunshine

d) Wind

This was one of the meteorological factors that indicated low values of correlation with Class A Pan evaporation in the rainy season (when the winds are weak); however it went up appreciably, on the plateau as well as on the coast, in the dry season, with the more vigorous influence of the 'northers' (Fig. 7).

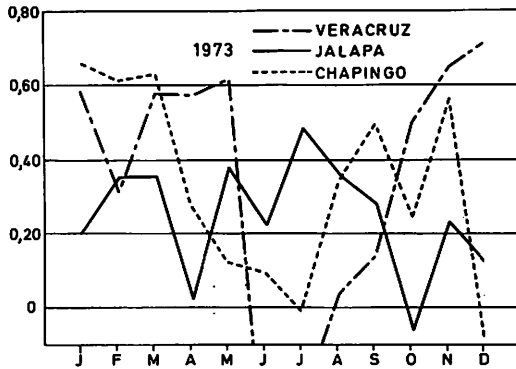


Fig. 7: Correlation between Class A Pan evaporation and wind velocity

The analysis of percentual contribution of the meteorological factors mentioned above, to the total variance of evaporation, in general gave similar results to the correlation analysis, though less conclusive. For that reason, they are not discussed here.

e) Solar radiation

The rate of evaporation depends on radiation, wind, and air humidity. Of the three, radiation is the most important. MUKAMAL and BRUCE (1960) found that the relative importance of radiation, wind, and humidity, to evaporate the water of an evaporimeter is 80 : 14 : 6 respectively. On the plateau the daily global radiation for 1973 shows a significant correlation of 0.562 ( 1 % level of significance) with the Class A Pan evaporation for Chapingo station (Fig.8), the regression equation being:

$$E_o = 0.0129R - 0.714 \dots\dots\dots 5)$$

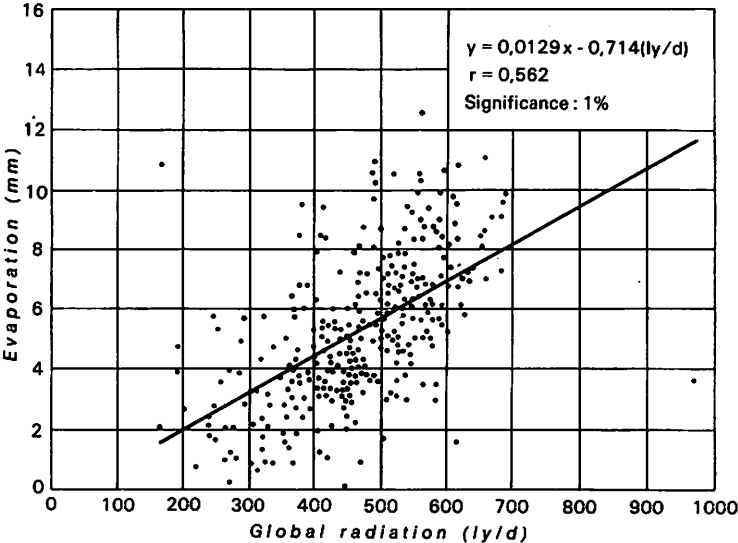


Fig. 8: Correlation between Class A Pan evaporation and global radiation (ly/d) at Chapingo

If the correlations are computed on a monthly basis, they are significant only during the months of the rainy season as is seen in table 4.

Table 4: Correlation between pan evaporation and global radiation in Chapingo (1973).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
	0.21	0.53*	0.32	0.39	0.20	0.77*	0.46*	0.63*	0.46*	0.50	0.27	0.26

\* 1 % level of significance.

### 5. PENMAN's method to estimate evaporation

PENMAN's method to estimate evaporation is based on sound physical principles and is a simplified expression of the energy balance equation:

$$E_p = \frac{R_n \Delta + e_a}{\Delta + \gamma} = \frac{R_n \Delta / \gamma + \Delta}{\Delta / \gamma + 1} \dots\dots\dots 6)$$

- Ep – evaporation of an open surface of water.
- Δ – slope of saturation vapour pressure relative to temperature (de<sub>a</sub>/dT); at temperature T (mb/C<sup>0</sup>).
- e<sub>a</sub> – saturation vapour pressure in mmHg at temperature T. (see Smithsonian Meteorological Tables, p. 352).
- R<sub>n</sub> = (1-r)Q<sub>a</sub>(0.18+0.55 n/N) - T<sup>4</sup>σ (0.56-0.92√e<sub>d</sub>) (0.10+0.9 n/N) .....6)
- r – Reflection coefficient. For an open surface of water PENMAN uses an annual mean value of 0.05.
- Q<sub>a</sub> – Angot's radiation; that is, the intensity of solar radiation in the upper limit of the atmosphere, which is a function of latitude, and the time of year. (Smithsonian Meteorological Tables).
- n/N – Observed hours of sunshine divided by possible sunshine hours. The values of N are found in Smithsonian Meteorological Tables.
- σ – Stefan-Boltzman constant; 2.01 x 10<sup>-9</sup>, mm/d
- ad – Saturation vapour pressure, mm Hg at dewpoint temperature.
- γ – Psychrometric constant (0.49 for °C and mm Hg)
- E<sub>a</sub> = 0.35 (e<sub>d</sub> - e<sub>a</sub>) (1 + U<sub>2</sub>/100) .....7)
- E<sub>a</sub> = aerodynamic component
- U<sub>2</sub> – run of the wind in miles/day.

PENMAN's equation establishes that evaporation is a function of available radiant energy, and secondly depends on an aerodynamic factor ( $E_a$ ) expressed by saturation deficit and wind speed.

The non-dimensional ratio  $\frac{\Delta}{\gamma}$  is a function of temperature and determines the relative importance of above mentioned factors (PENMAN 1956). For the range of mean temperatures that prevail in the central plateau the energy term ( $R_n$ ) usually has a higher weight than the aerodynamic term ( $E_a$ ) as will be seen.

Therefore the accuracy of the estimate of evaporation depends on the precision with which the  $R_n$  term has been measured or estimated. Since up to the present time in this region there are not as yet any measurements of net radiation, it was decided to use PENMAN's original formula for  $R_n$  (eq. 6). YOUNG's (1963) program to obtain  $E_p$  by computer on a daily basis was used with modifications to do the calculations.

The daily computations for  $E_p$ , as well as the correlations and monthly evapotranspiration were done at the Mathematical Institute of the University of Bonn. The estimates for  $E_p$  on a monthly basis were done with a pocket calculator. Although PENMAN does not recommend the use of his method to obtain daily values, this was done in order to compare the results with daily pan evaporation, and with the estimated monthly climatic averages.

## 6. Results

### a) Daily evaporation

Figs. 9, 10, 11 show the daily values of evaporation of Class A Pan, and the corresponding estimates with PENMAN's formula in months for the wet season as well as for the dry season for a characteristic Plateau station (Chapingo). Stations typical of the more humid climates of the Sierra slopes (Jalapa) and the coast (Veracruz) were also included for comparison.

**P l a t e a u:** It is readily seen as was expected, that the quotient  $E_p/E_o$  (estimated value/observed pan evaporation) approaches unity in the subhumid plateau during the rainy months and the estimated daily evaporation values  $E_p$  are very close (although with short amplitude) to those of the evaporimeter. For example, in Chapingo the correlation coefficient between  $E_p$  and  $E_o$  is an average of 0.63 to the 1 % level from June-September, decreasing the rest of the year as seen in table 5.

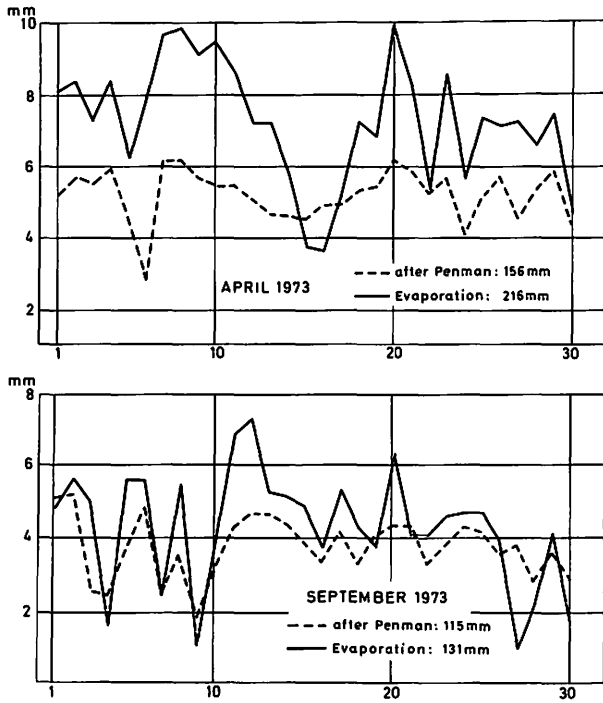
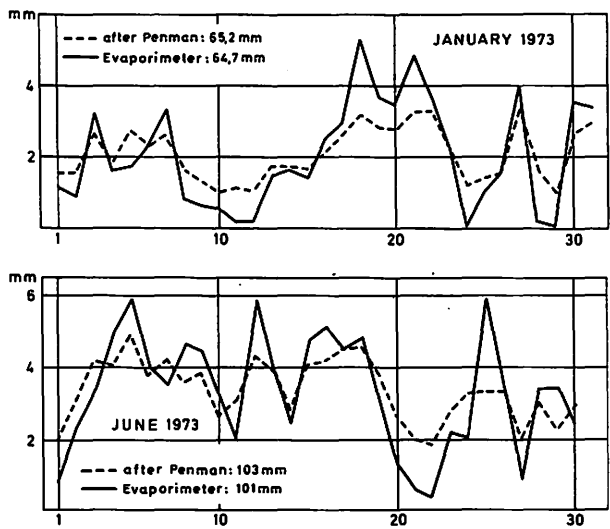


Fig. 9: Daily values of Class A Pan evaporation and PENMAN's corresponding estimates at Chapingo



**Fig. 10: Daily values of Class A Pan evaporation and PENMAN's corresponding estimates at Jalapa**



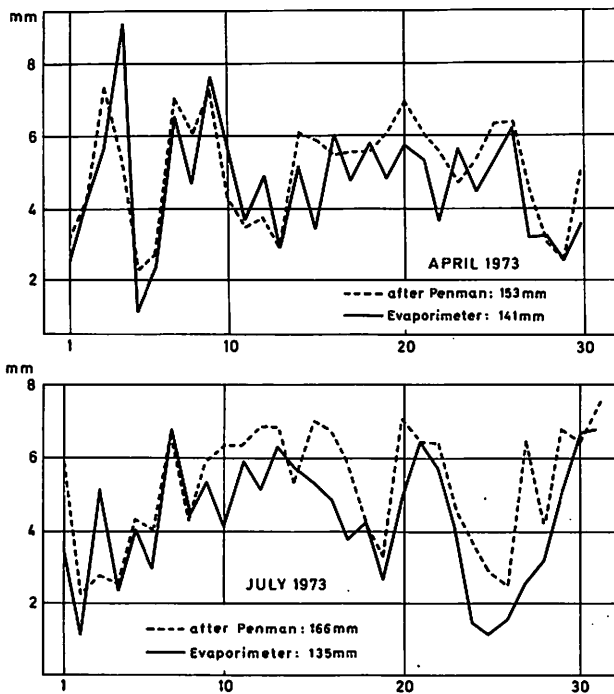


Fig. 11: Daily values of Class A Pan evaporation and PENMAN's corresponding estimates at Veracruz

Table 5: Correlation coefficients between pan evaporation (E) and estimates with PENMAN's formula (Ep)

E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0.71*	0.58*	0.58*	0.67*	0.54*	0.72*	0.60*	0.63*	0.68*	0.47*	0.10	0.11

\* 1 % level of significance

In the dry season the daily estimated evaporation values are much less than those observed in the pan due to the strong energy advection. During this period the loss of water by evaporation in the evaporimeter exceeds that attributed to net radiation (Rn). This phenomenon has been observed in different regions with arid and semiarid climates (TANNER/PELTON, 1960; LEMON/LAZER/SATTERWHITE, 1957; LANG/EVANS/HO, 1974). It is very likely that the subsiding movements that predominate in the plateau during this period, contribute with additional amounts of energy to increase evaporation, as has been observed by McILROY/ANGUS (1964) and EVANS (1971) in the arid regions of Australia.

**Sierra and Coastal Plains:** In the eastern limits of the plateau, on the slopes of the Sierra Madre (Jalapa) and on the coast the relation  $E_p/E_o$  is close to unity not only in the rainy season, but also in the cold season due to the influence of the humid 'Northerners'. In Veracruz, the cool sea air advection produces a reduction of the pan evaporation (especially in the rainy season when the breezes are strengthened by the more vigorous Trades) and PENMAN's values slightly overestimate evaporation.

#### b) Monthly evaporation

Using the monthly averages for temperature, relative humidity, sunshine and wind, the monthly evaporation was calculated with PENMAN's formula, and compared with the corresponding values of Class A Pans for the different stations (Figs. 12/13). In these figures the sum total of PENMAN's daily values calculates by computer is also shown. These values do not differ significantly from the estimated monthly averages, which shows that on the average for the month the daily differences are compensated.

**Plateau:** It can be seen that, as with daily evaporation, there is a strong effect of energy advection during the dry months in the Plateau (Chapingo); this effect decreases with decreasing altitude and distance to the sea (Fig. 13).

The Advection Effect: If the wind that passes through the evaporimeter comes from neighbouring dry and warm areas, the sensible heat transferred results in an additional increment of evaporation in the pan. If, on the contrary, the air comes from a cool and humid area as the sea, the evaporation

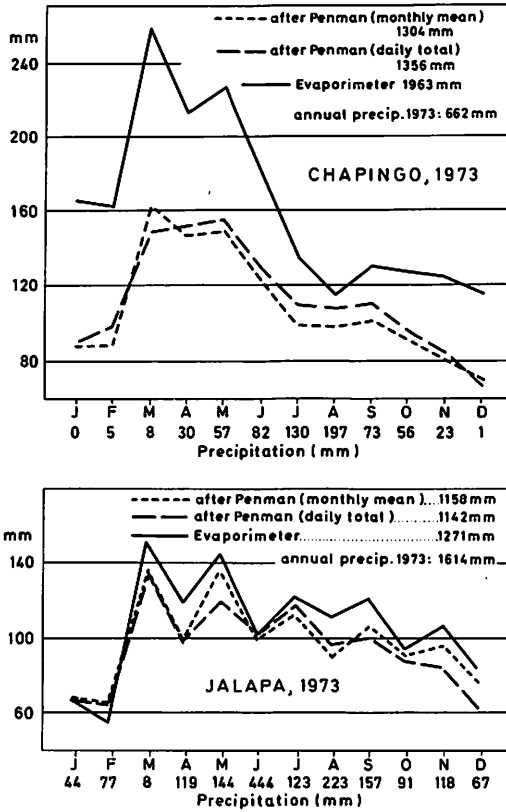


Fig. 12: PENMAN's estimated monthly values of evaporation at Chapingo and Jalapa

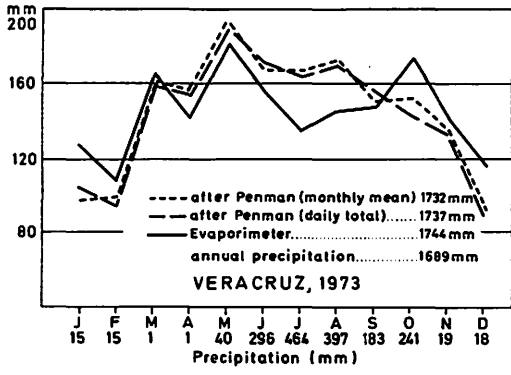


Fig. 13: PENMAN's estimated monthly values and pan evaporation at Veracruz

in the pan is reduced. Thus, in the coastal areas, the advection of the cool air in the afternoons of the wet season acts as an evaporation reducer as was noted in the daily evaporation at Veracruz. Since PENMAN's formula does not allow for the effect of energy advection, so prevalent in the subhumid climate of the Plateau during the dry season, the difference of the values that result utilizing PENMAN's formula which those of the evaporimeter, are a rough estimate of the energy advection. As a first approximation the advection fraction also can be evaluated as a fraction of net radiation  $R_n$ .

If stored soil heat is disregarded (which for a monthly period is small in a tropical region (DAVIES, 1966), then the evaporation  $E$  of the evaporimeter is:

$$E = R_n / 1 + \dots\dots\dots 8)$$

and if a wet surface is considered, then almost all the net radiation would be used in evaporation. Thus BOWEN's ratio ( $\beta$ ) would be small. Evaporation or 'potential water loss' can be calculated thus as DAVIES has proposed assuming that all the energy of net radiation is used for evaporation.

Net radiation can also be estimated from monthly global radiation. Using radiation data from characteristic stations in a wide range of climates and latitudes, DAVIES (1966) found the following linear relation between  $R_n$  and global radiation.

$$R_n = 0.617 Q - 24 \text{ cal/cm}^2. \dots\dots\dots 9)$$

In order to evaporate 10 mm of water, 590 calories are needed; therefore from eq.9):

$$R_n = 0.017 (0.617 Q - 24) \text{ mm.d} \dots\dots\dots 10)$$

Table 6 shows the monthly values of Eo/Rn ratio between pan evaporation and net radiation for Chapingo (calculated from eq. 10).

Table 6: Monthly values of ratio between pan evaporation (Eo) and net radiation Rn (mm) in Chapingo.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Q	424	477	563	552	491	478	455	415	505	411	452	409
R <sub>n</sub>	125	129	170	161	147	138	135	122	147	121	129	129
E <sub>o</sub> /R <sub>n</sub>	1.33	1.26	1.62	1.34	1.55	1.31	1.00	0.95	0.89	1.04	0.96	0.96

In this area of the plateau, the advective energy is up to 50 % higher than the energy of net radiation Rn used for evaporation in the warm months of the dry season. However this is an underestimation: the energy for advection should be even higher since Rn according to DAVIES' formula (9) has been calculated for albedos of approximately 0.20 to 0.25.

In the rainy season the relation Eo/Rn is close to one, which corroborates that in a humid environment the energy term Rn in PENMAN's formula is more important than the aerodynamic term (Ea). This is readily seen in table 7 where monthly values of the energy (Rn), and aerodynamic (Ea) terms and PENMAN's evaporation (Eo), as well as the relative weight of Rn and Ea for several stations are given. The relative weights were calculated as follows:

$$W_H = (E_o - E_a)/(R_n - E_a); W_E = (E_o - R_n)/(E_a - R_n) \dots\dots\dots 11)$$

Table 7: Relative weight of energy and aerodynamic terms in relation to PENMAN's evaporation (Eo) for typical stations

	Chapingo											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
R <sub>n</sub>	2.75	3.25	5.17	6.29	5.36	4.73	4.08	4.12	4.21	3.51	3.16	2.33
E <sub>a</sub>	3.05	3.15	5.46	4.24	3.76	2.99	1.68	1.57	1.99	2.03	2.02	2.06
E <sub>o</sub>	2.86	3.19	5.27	4.94	4.83	4.11	3.20	3.19	3.42	2.95	2.69	2.21
W <sub>H</sub>	.63	.50	.66	.65	.67	.64	.63	.64	.64	.62	.59	.56
W <sub>E</sub>	.37	.50	.34	.34	.33	.36	.37	.36	.36	.38	.41	.44

### Jalapa

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
R <sub>n</sub>	2.28	2.59	4.18	3.22	4.32	3.68	4.03	3.12	3.76	3.19	2.79	2.14
E <sub>a</sub>	1.85	1.49	4.90	3.34	4.52	2.49	2.59	2.33	2.80	2.38	3.89	2.86
E <sub>O</sub>	2.11	2.18	4.39	3.26	4.38	3.30	3.58	2.87	3.47	2.91	3.15	2.41
W <sub>H</sub>	.60	.63	.71	.66	.70	.69	.69	.68	.70	.65	.67	.63
W <sub>E</sub>	.40	.37	.29	.34	.30	.31	.31	.32	.30	.35	.33	.37

### Veracruz

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
R <sub>n</sub>	2.39	2.94	4.91	4.32	5.67	5.66	5.57	5.25	5.29	4.10	3.99	2.76
E <sub>a</sub>	4.84	4.81	5.87	7.93	8.11	5.49	4.99	6.57	4.31	5.85	5.98	3.41
E <sub>O</sub>	3.12	3.51	5.16	5.25	6.26	5.62	5.43	5.56	5.05	4.53	4.49	2.95
W <sub>H</sub>	.70	.70	.74	.74	.76	.76	.76	.77	.76	.75	.75	.71
W <sub>E</sub>	.30	.30	.26	.26	.24	.24	.24	.23	.24	.25	.25	.29

The weight of the heat term is always larger than the aerodynamic term  $E_a$  and increases even more in the lower, warmer lands (up to 76 % in Veracruz); on the other hand the aerodynamic term exhibits a seasonal variation; it is large during the dry season due to the simultaneous influence of a decrease in humidity and a greater intensity of "Northerners" which sweep over the region in the winter.

The preceding results indicate that the weights given to the energy and aerodynamic components in estimating evaporation with PENMAN's formula are adequate for the region.

Proof that the relative importance given by PENMAN to the above mentioned components is correct is the fact that the energy term shows a greater correlation with pan evaporation during the rainy months (when it has a relatively greater weight) while the aerodynamic component  $E_a$  shows a higher correlation with the pan evaporation during the windy months of the second half of the dry season for the plateau region (Chapingo). The same occurs in the flanks of the Sierra Madre (Jalapa) although here the correlation of evaporation with the energy component registered the highest values for all the region and was significant all year (except October). In the slopes of the Sierra Madre, the aerodynamic component is highly correlated with evaporation during the winter months, when the Northerners are more frequent. In the coastal lowlands where the cool air advection considerably modifies the relationship between radiation and temperature, the correlation between

evaporation and the energy component is very low; on the other hand the aerodynamic component shows the same high correlation that exists in the plateau and in the Sierra Madre with the Northerners. This is shown in table 8.

Table 8: Correlation coefficients between pan evaporation and energy ( $R_n$ ) and aerodynamic ( $E_a$ ) terms.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Chapingo												
$R_n$	.01	.33	.06	.47	.51	.70	.53	.64	.64	.47	.06	.12
$E_a$	.72	.62	.69	.64	.44	.54	.20	.37	.63	.39	.45	.05
Jalapa												
$R_n$	.89	.92	.86	.84	.78	.77	.88	.79	.60	.75	.37	.57
$E_a$	.88	.61	.87	.88	.87	.86	.66	.55	.27	.45	.69	.85
Veracruz												
$R_n$	-.30	.20	.00	.31	.10	.47	.73	.18	.58	-.03	-.40	-.29
$E_a$	.70	.37	.73	.66	.83	.20	.25	.06	.34	.52	.75	.25

1 % level of significance

During November and December the oasis effect is at a minimum on the plateau due to the moisture that remains in the soil after the rainy season, as shown by the ratios (lower than unity)  $E_o/R_n$  for those months (Table 6).

Finally, if the monthly values of evaporation calculated with PENMAN's method are divided by the pan observations for those 1973 months when precipitation was greater than evaporation, in 6 stations from the plateau to the coast, the ratio gets close to the unit, in the average of June to September for all the region.

Table 9: Relation between the PENMAN evaporation values ( $E_p$ ) and pan evaporation ( $E_o$ ) for several months in 1973 when rain exceeded evaporation in Class A type Pans:

	JUN.	JUL.	AUG.	SEPT.	
Chapingo	-	0.85	0.85	-	
Puebla	1.25	1.52	1.18	0.97	
Orizaba	0.69	1.01	0.94	1.00	
Jalapa	0.98	0.91	0.80	0.87	
Veracruz	1.08	1.24	1.17	1.01	
Pachuca	0.96	-	-	-	
average	0.99	1.10	0.94	0.95	1.00

Since the selected months were those when rain exceeded evaporation, it is valid to assume that this was the 'potential' (that is, with a minimum of advection and a continuous availability of water for evaporation) of PENMAN's model. The results obtained thus, in these months on a regional scale would be, on the average similar to the pan observations, as can be seen in table 9. Consequently, PENMAN's formula can be used as a first approximation during the wet months to predict evaporation with a reasonable degree of accuracy in the central area of Mexico.

## 7. Relationship between evaporation and potential evapotranspiration

Numerous studies have been made of the relationship between potential evapotranspiration ( $E_p$ ) and the evaporation of Class A type Pans ( $E_o$ ). Results show that the pan evaporation is very similar to the evapotranspiration of some crops, for example:

Crop	$E_p/E_o$	Reference
Rice	0.98	EVANS (1971)
Sugar cane	1.10	CHANG (1961)
Corn (ripe)	0.90	FRISCHEN/SHAW (1961)
Grass (avg)	0.90	ECKERN (1959)

Consequently, PENMAN's formula as well as the evaporimetric observations may be used in the area as a first approximation to determine the water needs of a given crop in an agricultural cycle, bearing in mind that the ratio  $E_p/E_o$  varies in an increasing fashion as the crop grows, reaching its maximum value at maturation.

In spite of the discrepancies that may exist due to the improper exposure of the pan or that the crop does not completely cover the ground, the ratio  $E_p/E_o$  between evapotranspiration and pan evaporation increases approximately from 0.8 for short crops to about 1.0 or slightly more for taller crops such as corn or sugar cane (CHANG, 1971). A better approximation of evapotranspiration estimate with PENMAN's method could be obtained if instead of estimating the energy term, net radiation measurements in the region were available.



## 8. Conclusions

In Central Mexico the days in which evapotranspiration reaches its maximum or potential value, occur in the rainy months, May to October. In the dry season a high proportion of residual energy is used to heat the air at the same time that the lack of homogeneity of the plateau natural surfaces results in a marked oasis effect.

The natural vegetation, as well as perennial crops from lack of water, especially in the second half of this period, when the soil humidity has been considerable reduced by the combined effect of a high level of radiant energy and a marked deficit of air humidity. The present study has examined various methods to estimate evaporation from ordinary climatic data. These methods are of particular interest in view of the lack of evapotranspiration observations in the region. PENMAN's method of energy balance generally gives better results in the central region of Mexico than those based on temperature (THORNTHWAITE) or the saturation deficit.

In the rainy season months, the evaporation estimates of an open pan of water with PENMAN's formula, show good agreement with the observations of Class A Pans. This confirms the findings made by other authors (LINSLEY, 1958; CHAPAS/REES, 1964) that in reality PENMAN's formula is a method of estimating pan evaporation.

There were not any high, significant, general and persistent correlations found for the whole year between the pan evaporation and meteorological factors (temperature, humidity sunshine and wind) that would allow a reliable regression that would permit the prediction of evaporation as a function of a single climatic variable. The correlation between global solar radiation and pan evaporation in the plateau (Chapingo) was 0,562, at 1 % level of significance.

Because the accuracy of evaporation estimate with PENMAN's formula depends mainly in the precision with which available radiation for evaporation (net radiation) is estimated, it would be advisable that measurements of this parameter be started in Central Mexico in order to determine if the constants given by PENMAN for the energy term are appropriate for this region. It has been noted in other countries (FITZPATRICK 1956) that most errors made in the estimation of the energy component are usually due to the use of inappropriate constants in the empiric formulas that the method requires.

## Acknowledgement

The present investigation was supported by a grant of the Fritz-Thyssen Foundation in Germany to one of the authors, Ernesto JAUREGUI, during 8 months. The authors wish to express their gratitude to Mr. Francisco Cruz of the collection of climatic data and to the Mathematical Institute of the University of Bonn, Germany, für the use of computer facilities. Thanks are due also to Mrs. E. Jauregui for translating the manuscript into English.

## Zusammenfassung

In großen Gebieten Zentralmexikos übersteigt die jährliche Verdunstung die jährlichen Niederschlagshöhen. Da sich die Stärke der Verdunstungskraft der Luft aus Feuchte, Temperatur, Windgeschwindigkeit und Strahlung ergibt, wird der Versuch unternommen, funktionale Beziehungen zwischen diesen meteorologischen Parametern und der in Class A Wannern gemessenen Verdunstung herzuleiten. Unter gleichzeitiger Berücksichtigung von Regenzeit und Trockenzeit konnten keine persistenten Korrelationen für Zentralmexiko zwischen diesen Größen bestimmt werden.

Nach der PENMAN Formel, wobei auf Tages- und Monatsbasis gerechnet wurde, ergeben sich nur für die Regenzeit (Mai-Oktober) in den subhumiden Bereichen des Hochplateaus Werte, die etwa den empirischen Class A Pan Messungen entsprechen. In den Monaten der Trockenzeit sind die nach PENMAN berechneten Werte erheblich geringer, als die Class A Pan Meßwerte. Das ist eine Folge der beständigen Energieadvektion während der Trockenzeit. Dieser sogenannte Oaseneffekt ist weniger stark an den Osthängen der Sierra Madre Oriental und in den Küstenniederungen ausgebildet als auf dem Hochland.

Eine vergleichende Betrachtung des Energieterms und des aerodynamischen Terms zeigt die besondere Bedeutung des Energieterms. Die Werte dieses Terms sind beständig größer als die des aerodynamischen Terms, obwohl letzterer starke jahreszeitliche Variationen erfährt. Maximalwerte des aerodynamischen Terms werden in der Trockenzeit als Folge der geringen Feuchte und der mit den "Nortes" verbundenen starken Luftmassenadvektion beobachtet.

## 9. References:

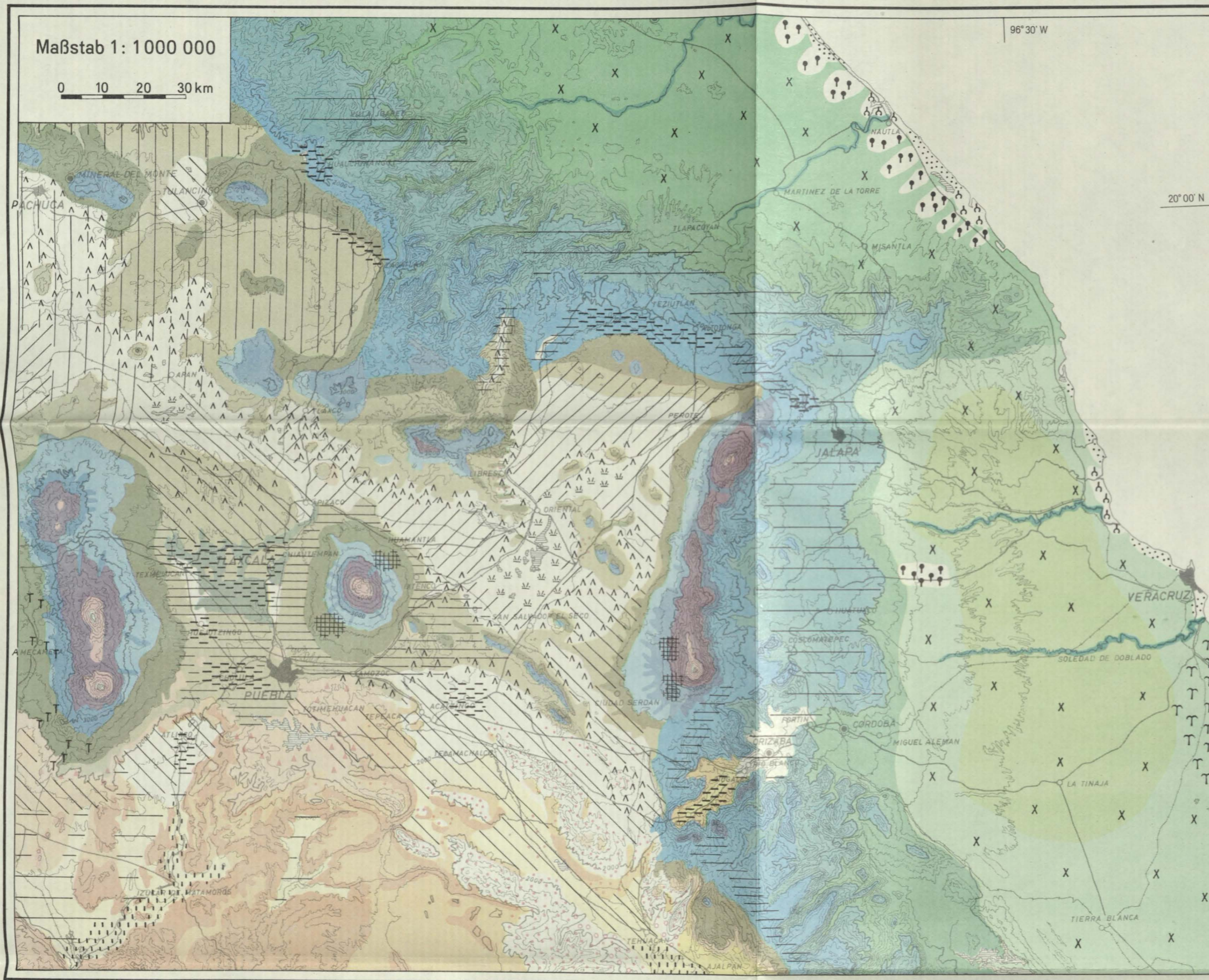
- CHANG, J.H., 1961. Microclimate of sugar cane. Hawaiian Planters Record. 56; 195-223.
- CHANG, J.H., 1971. Climate and Agriculture. Aldine Publishing Co. Chicago.
- CHANG, J.H., B. ROOT, 1975. On the relationship between mean monthly global radiation and air temperature. Arch. Met. Geoph., Biokl. Ser. B, 23; 13-30.
- CHAPAS, L.D., A.R. REES, 1964. Evaporation and evapotranspiration in Southern Nigeria. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. 90-313-19.
- DAVIES, J., 1966. The assessment of evapotranspiration for Nigeria. Geografiska Annaler, 484; 139-155.
- DAVIES, J.A., 1967. A note on the relationship between net radiation and solar radiation. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. Vol. 93; 109-15.
- DAVIES, J.A., J.H. McCAUGHEY, 1968. Potential evapotranspiration at Simcos, Ontario. Arch. Mat. Geoph. Biokl. Ser. B, 16; 319-417.
- EKERN, P.C., 1969. Evapotranspiration patterns under trade wind weather regime on Central Oahu. Hawaiian Agronomym Abstracts, 6; 4-5.
- EVANS, G.N., 1971. Evaporation from rice at Friffith, N.S.W. Agric. Meteor., 8, 117-127.
- FITZPATRICK, E.A., 1963. Estimates of pan evaporation from mean maximum temperature and vapour pressure. J. Appl. Meteor. 2; 780-792.
- FITZPATRICK, E.A., W.R. STERN, 1966. Estimates of potential evaporation using alternative data in PENMAN's formula. Agric. Meteor. 3; 225-239.
- FRITSCHEN, L.J. y R.H. SHAW, 1961. Evapotranspiration for corn as related to pan evaporation. Agric. Journal, 53; 149-50.
- JAUREGUI, E., 1968. Mesoclima de la región Puebla-Tlaxcala. Instituto de Geografía UNAM, Mexico.
- KLAUS, D., 1975. Niederschlagsgenese und Niederschlagsverteilung im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala. Bonner Geographische Abhandlungen, Heft 53.

- LANG, A.R., G.N. EVANS y P.Y.HO., 1974. The influence of local advection on evapotranspiration from irrigated rice in a semiarid region. *Agric. Meteor.*, 13; 5-13.
- LAUER, W., D. KLAUS, 1975. The thermal circulation of the Central Mexican Meseta Region within influence of the Trade Winds. *Arch. Met. Geoph. und Biokl. Ser. B*, 23; 343-366.
- LEMON, E.R., A.H. LASER y L.E. SATTERWHITE, 1957. Some aspects of the relationship of soil, plant and meteorological factors to evapotranspiration, *Proceedings, Soil Science Soc.* 21; 464-68.
- LINSLEY, R.K. 1958. Technical Note No. 26. W.M.O. Ginebra.
- McILROY, I.C., D.E. ANGUS, 1964. Grass, water and soil evaporation at Aspendale. *Agric. Meteor.* 1; 201-204.
- MUKAMMAL, E.I., J.P. BRUCE, 1960. Evaporation measurements by pan and atmometer. *Int. Union Geod. and Geophys. Ass. of Scientific Hydrology*, No. 53; 408-420.
- PAPADAKIS, J. 1956. *Crop ecology survey in West Africa. Vol. 1 test.* Roma F.A.D.
- PENMAN, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings Roy. Soc. A.* 120-145.
- PENMAN, H.L. 1956. Estimating evaporation. *Transactions Amer. Geoph. Union*, 37; 43-50.
- Smithsonian Meteorological Tables, *Miscellaneous Coll. Vol. 114*, 1966.
- TANNER, C.B., W.L. PELTON, 1960. Potential evapotranspiration estimates by PENMAN method. *Journ. Geophys. Res.* 65; 3391-3413.
- THORNTHWAITE, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climates. *Geographical Rev.* 38; 55-94.
- YOUNG, C.P. 1963. A computer programme for calculation of evaporation using PENMAN's formula. *Meteor. Magazine*, 92; 84-89.

# W. Lauer u. H.-J. Klink: Vegetationsgebiete am Ostabfall der zentralmexikanischen Meseta

Maßstab 1: 1 000 000

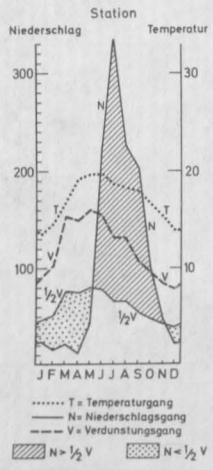
0 10 20 30 km



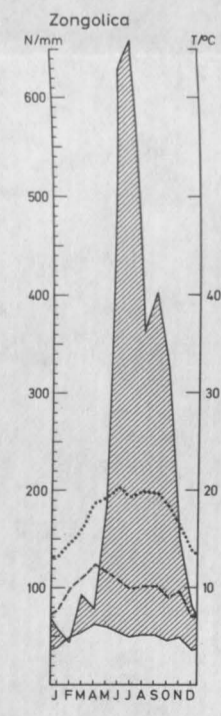
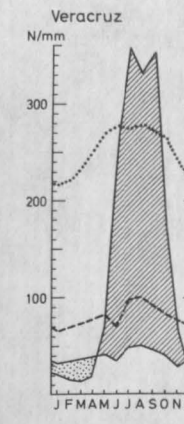
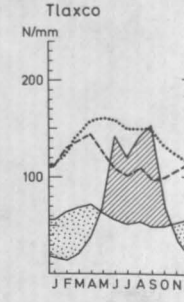
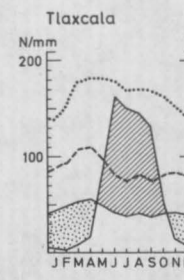
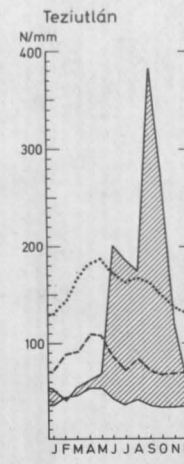
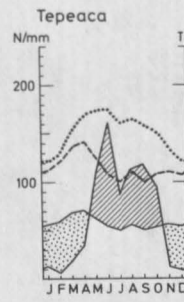
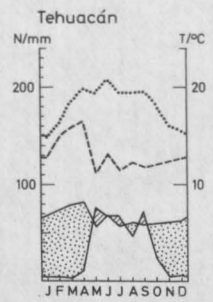
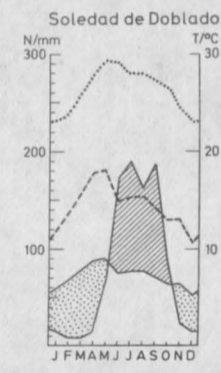
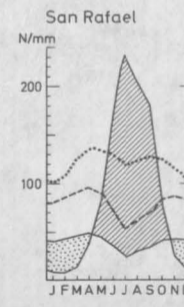
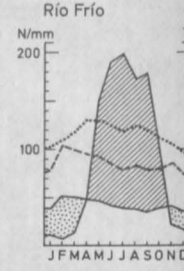
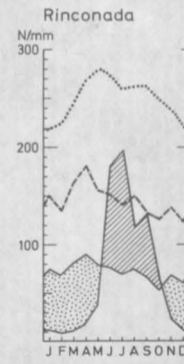
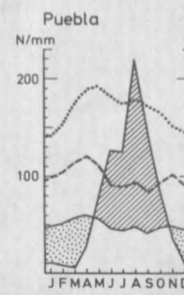
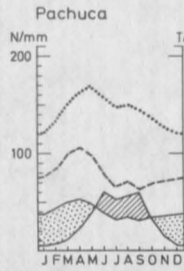
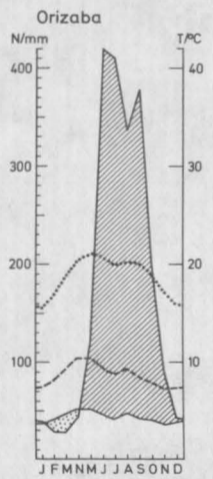
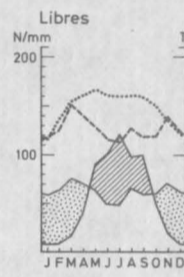
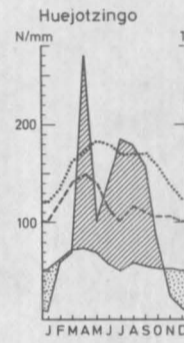
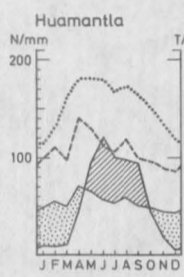
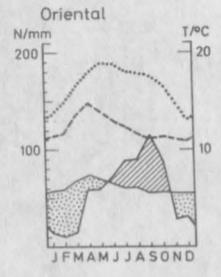
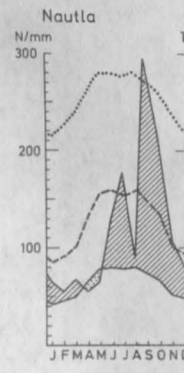
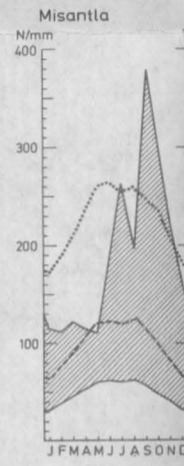
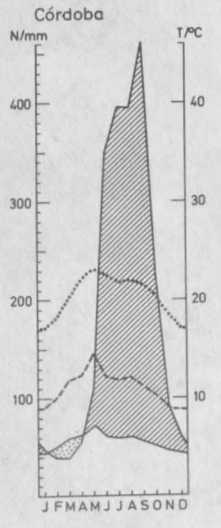
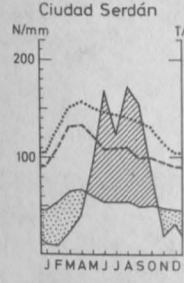
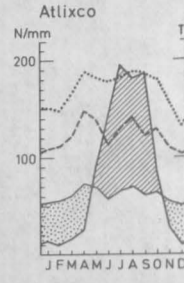
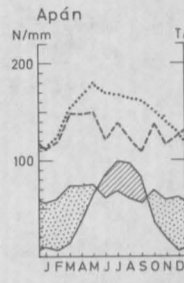
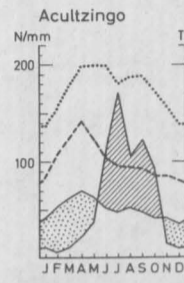
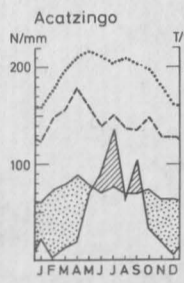
- Tierra caliente (0 - 800m)**
- 1 Tropischer Regenwald, halbimmergrün (0-400m) mit *Brosimum alicastrum* als Leitart
  - 2 Tropischer Regenwald (400-800m) lauraceenreich mit *Quercus corrugata* und *Ulmus mexicana*
  - 3 Regengrüner Feuchtwald bzw. regengrüne Savanne
  - 4 Regengrüner Trockenwald bis Dornsavanne, reich an Leguminosen
  - 5 Warmtropische Galeriewälder
  - 6 *Quercus oleoides*-Wald
  - 7 Palmares (*Scheelea liebmanni*, *Sabal mexicana*)
  - 8 Mangrove
  - 9 Strand- und Dünenvegetation
- Tierra templada (800-1800m)**
- 10 Tropischer Bergwald, feucht-mesophytisch, mit Eichen und *Liquidambar* (*Quercus div. spec.*, *Liquidambar styraciflua*, *Pinus strobus chiapensis* und trop. Bergwaldspezies wie *Weinmannia*)
  - 11 Tropischer Berg-Fallaubwald, semiarid (*Bursera div. spec.*, *Ceiba parvifolia*, div. Anacardiaceen und holzige Leguminosen) z.T. mit hochwüchsigen Kakteen
  - 12 Berg-Dornsavanne (montaner Matorral), semiarid, bedornte Leguminosen, Schopflattbäume
  - 13 Dorn-Sukkulentsavanne, vorwiegend Kakteen
  - 14 Mezquital
  - 15 Schopflattbäume der Gattungen *Yucca* und *Beaucarnea gracilis* mit sukkulenten Rosettenpflanzen und Dorngehölzen
- Tierra fria I (1800-2700m)**
- 16 Eichen-Kiefern-Nebel-Bergwald (*Pinus patula*, *P. ayacahuite*, *P. tenuifolia*) mit immergrünen Eichen und tropischen Bergwaldspezies, epiphytenreich
  - 17 Artenreicher mesophytischer Bergwald
  - 18 Kiefern-Eichen-Mischwald, semihumid (*Pinus montezumae*, *P. teocote*, *P. pseudostrobus* im höheren Bereich und immergrüne Eichen)
  - 19 Kiefern-Eichen-Mischwald, semiarid (*Pinus oaxacana*, *P. rudis*, *P. cembroides*, laubwerfende Eichen *Arbutus div. spec.*, *Juniperus deppeana*)
  - 20 Eichen-Mischwald trockener Standorte (laubwerfend)
  - 21 Auwald aus *Fraxinus*, *Salix* und *Alnus arguta*
  - 22 *Juniperus deppeana*
  - 23 *Juniperus flaccida*
  - 24 Monokotyle Schopflattbäume der Gattungen *Yucca*, *Nolina* und *Dasyllirion*
  - 25 Baumfreie Halophytenvegetation
- Tierra fria II (2700-3200m)**
- 26 Nadel-Nebel-Höhenwald (*Pinus patula*, *Abies religiosa*, *Quercus laurina*)
  - 27 Kiefern-Tannen-Wald, subhumid (*Abies religiosa*, *Pinus pseudostrobus*, *P. ayacahuite*, *Quercus laurina*)
  - 28 Kiefern-Mischwald, semihumid (*Pinus pseudostrobus*, *P. montezumae*, *P. teocote*, *P. michoacana*) mit *Quercus laurina* und *Alnus firmifolia*
- Tierra helada (3200-4800m)**
- 29 Hochgebirgs-Kiefernwald aus *Pinus hartwegii* (3200-4100m), im unteren Teil mit *Abies religiosa* und an der oberen Waldgrenze *Juniperus monticola*
  - 30 Hochgebirgs-Grasland (zacatonales), 4000-4800m
- Tierra nevada (>4800m)**
- 31 Periglazialstufe und ewiger Schnee
- Agriculture and Land Use Symbols:**
- Gerste, Pulque-Agaven
  - Mais, Gerste, etwas Weizen, Pulque-Agaven
  - Mais, Bohnen
  - Gerste, Mais, Pulque-Agaven
  - Mais, Gemüse, Blumen und außertropisches Obst
  - Kartoffelanbau
  - Bewässerungsland mit Zuckerrohr
  - Tropicische Anbaufrüchte der tierra templada (Kaffee, Zuckerrohr, Bananen, Aguacate, Agrumen)
- Other Symbols:**
- X X X X Großviehzucht in der tierra caliente, dazu punkthaft: im feuchteren Bereich Kakao, im trockeneren Bereich Papaya, Agrumen, im Küstenstreifen Kokospalmen

### Klimadiagramme

(Verdunstung berechnet nach J. Papadakis, 1966)

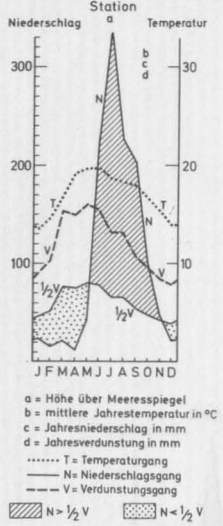


Zu der Höhenlage und den einzelnen Werten vgl. Tabellen

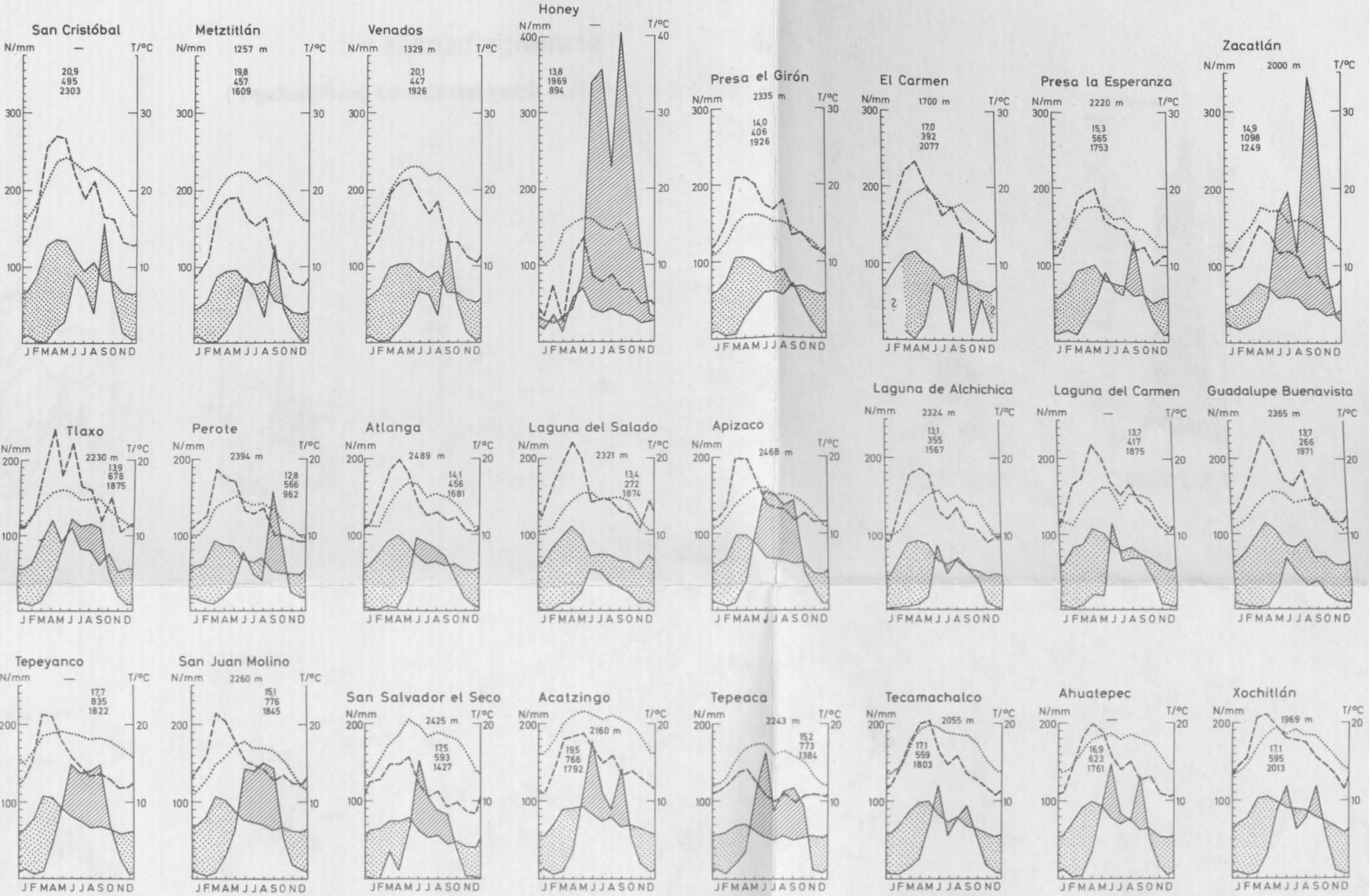


Klimadiagramme (Verdunstung gemessen, Class - A - Pan)

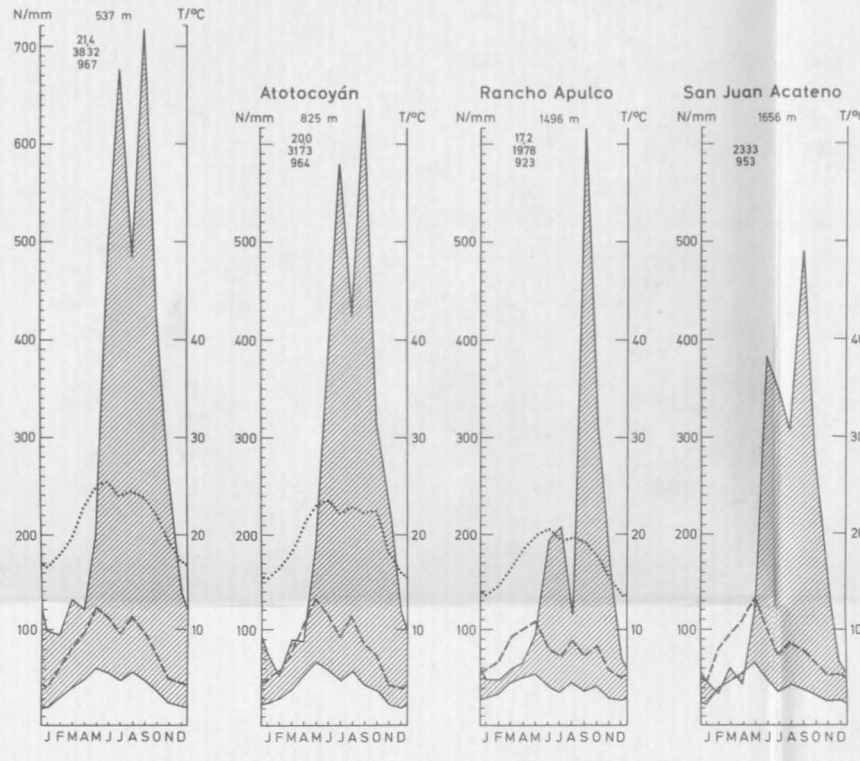
Legende zu den Diagrammen



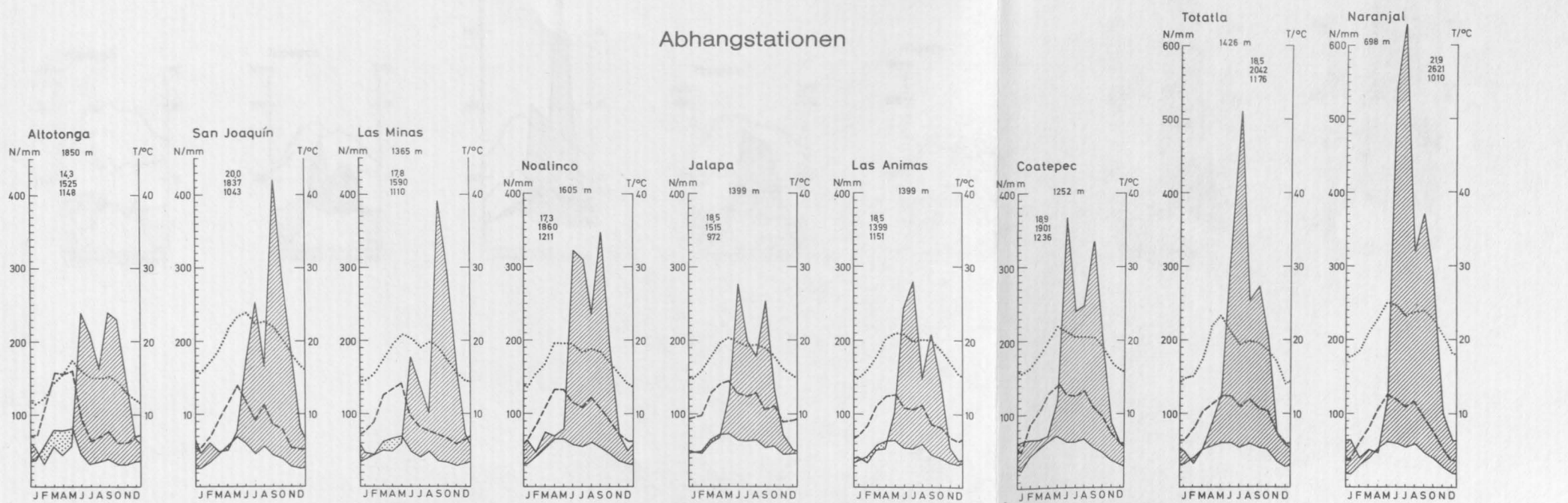
Hochlandstationen



Minas



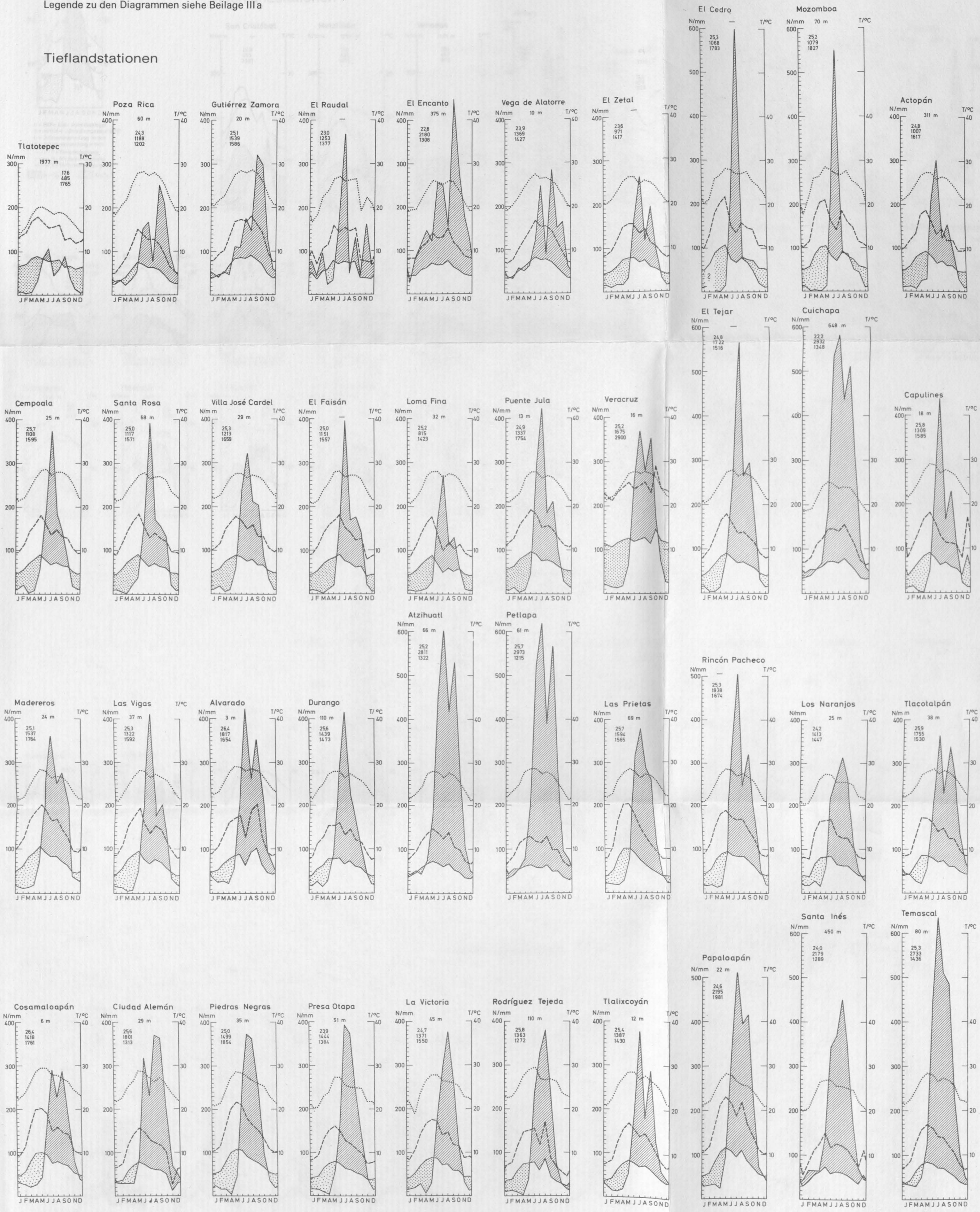
Abhangstationen



Klimadiagramme (Verdunstung gemessen, Class-A-Pan)

Legende zu den Diagrammen siehe Beilage III a

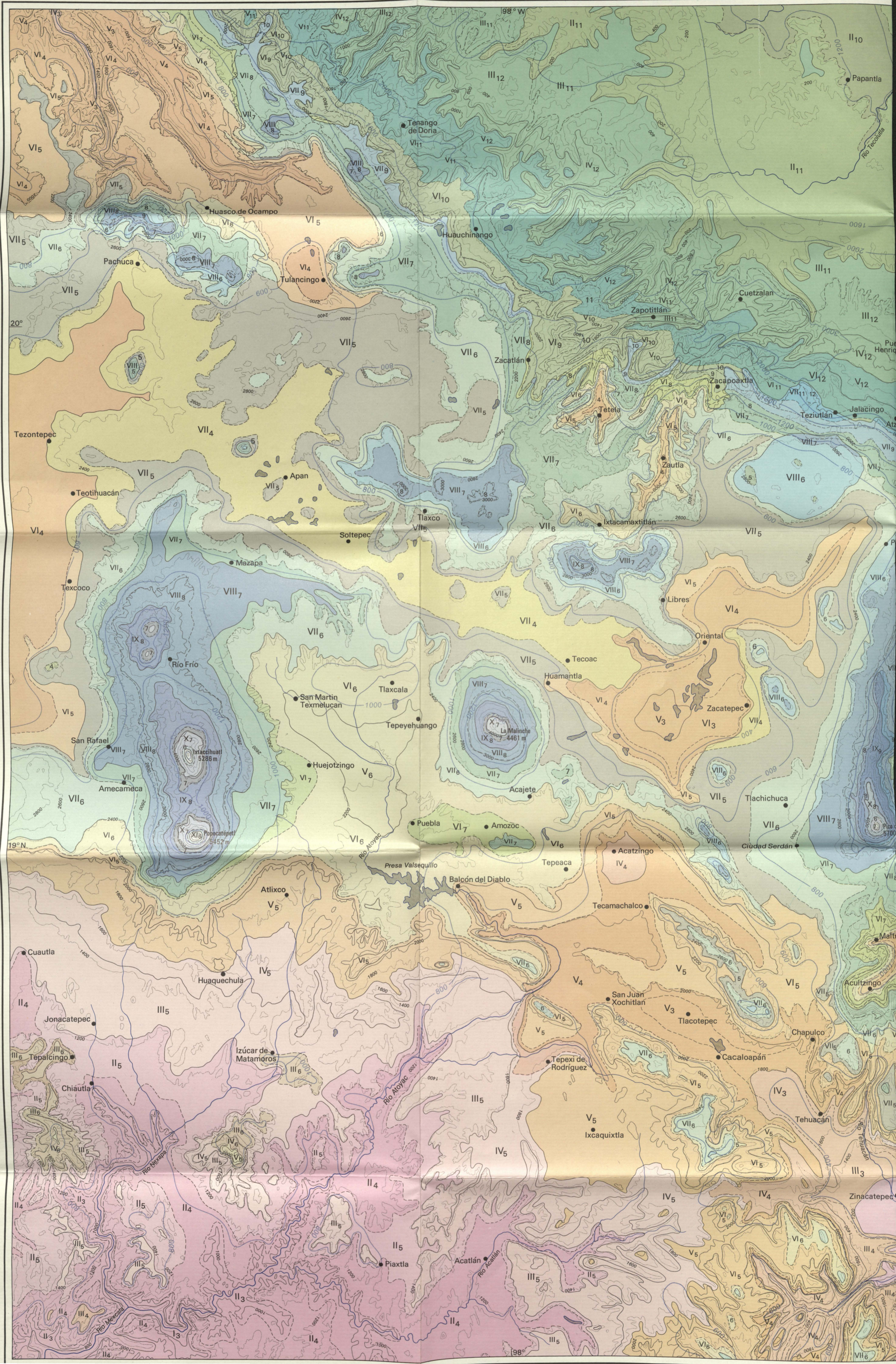
Tieflandstationen



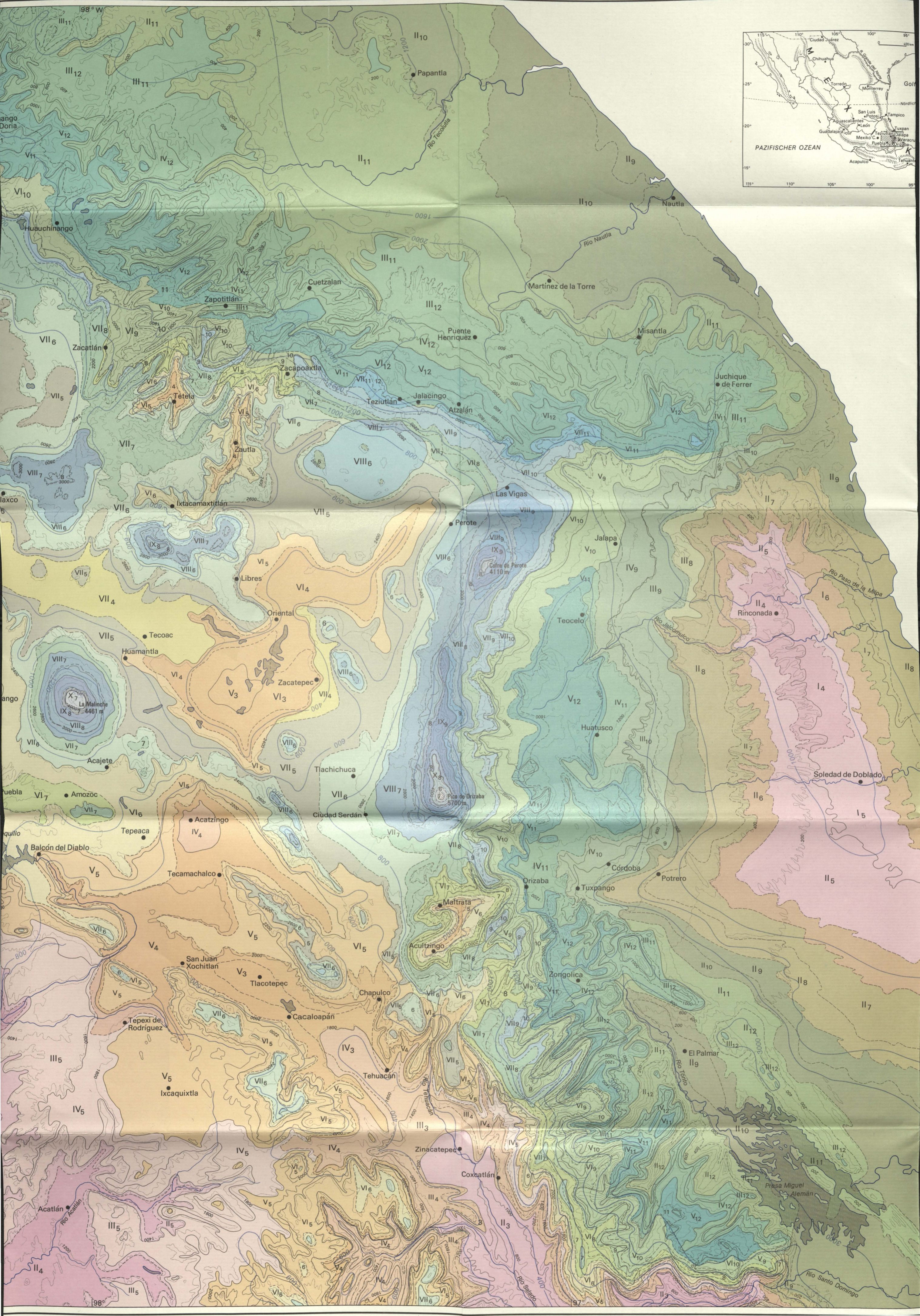


# Hygrothermische Klimatyp Tipos climáticos higrotérmico

Beilage zu COLLOQUIUM GEOGRAPHICUM, Band 13 1978  
Beilage I, Beitrag Lauer/Frankenberg



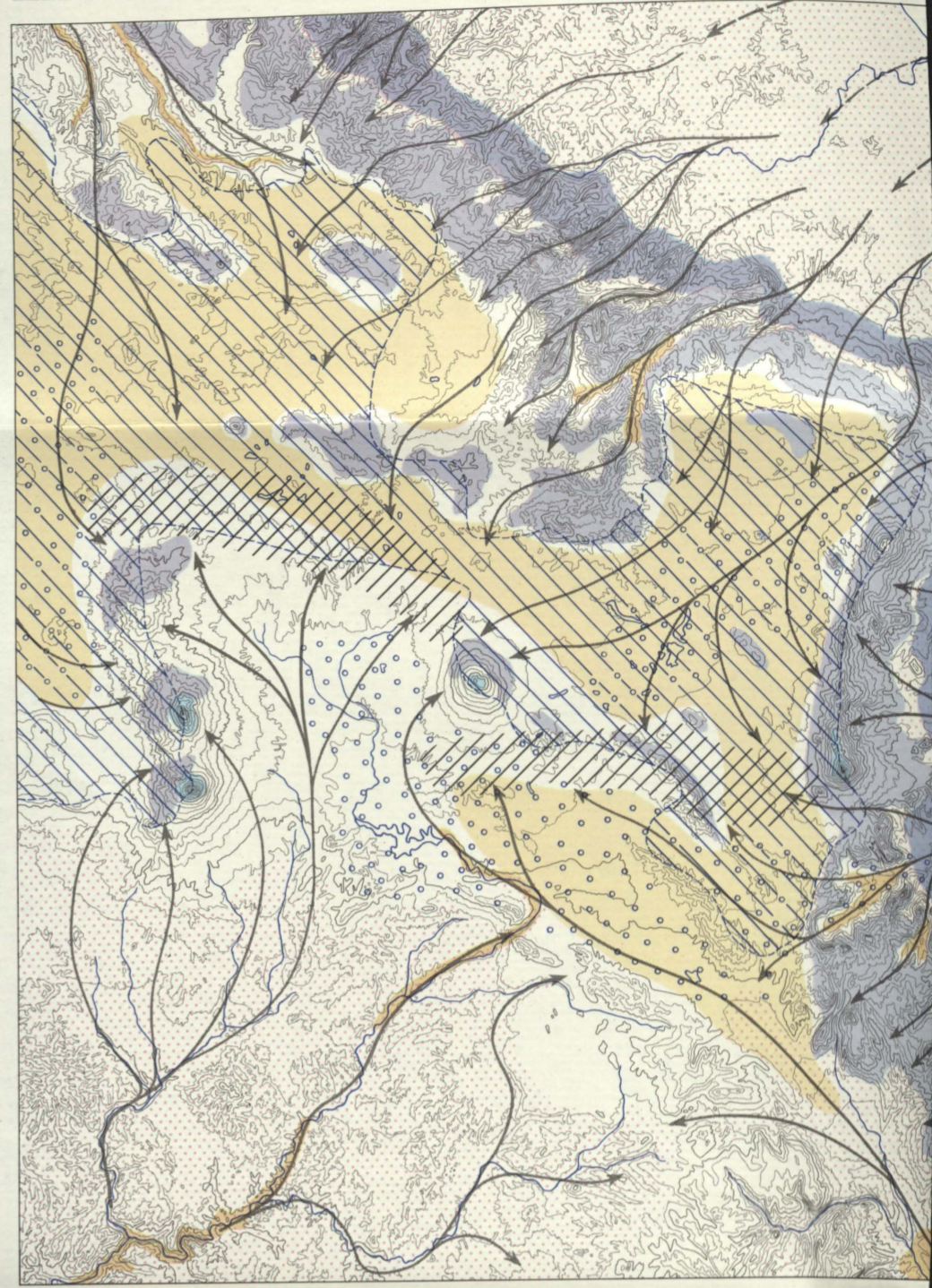
Hygrothermische Klimatypen am Ostabfall der zentralmexikanisch  
Tipos climáticos higrotérmicos en la vertiente oriental de la meseta mexi



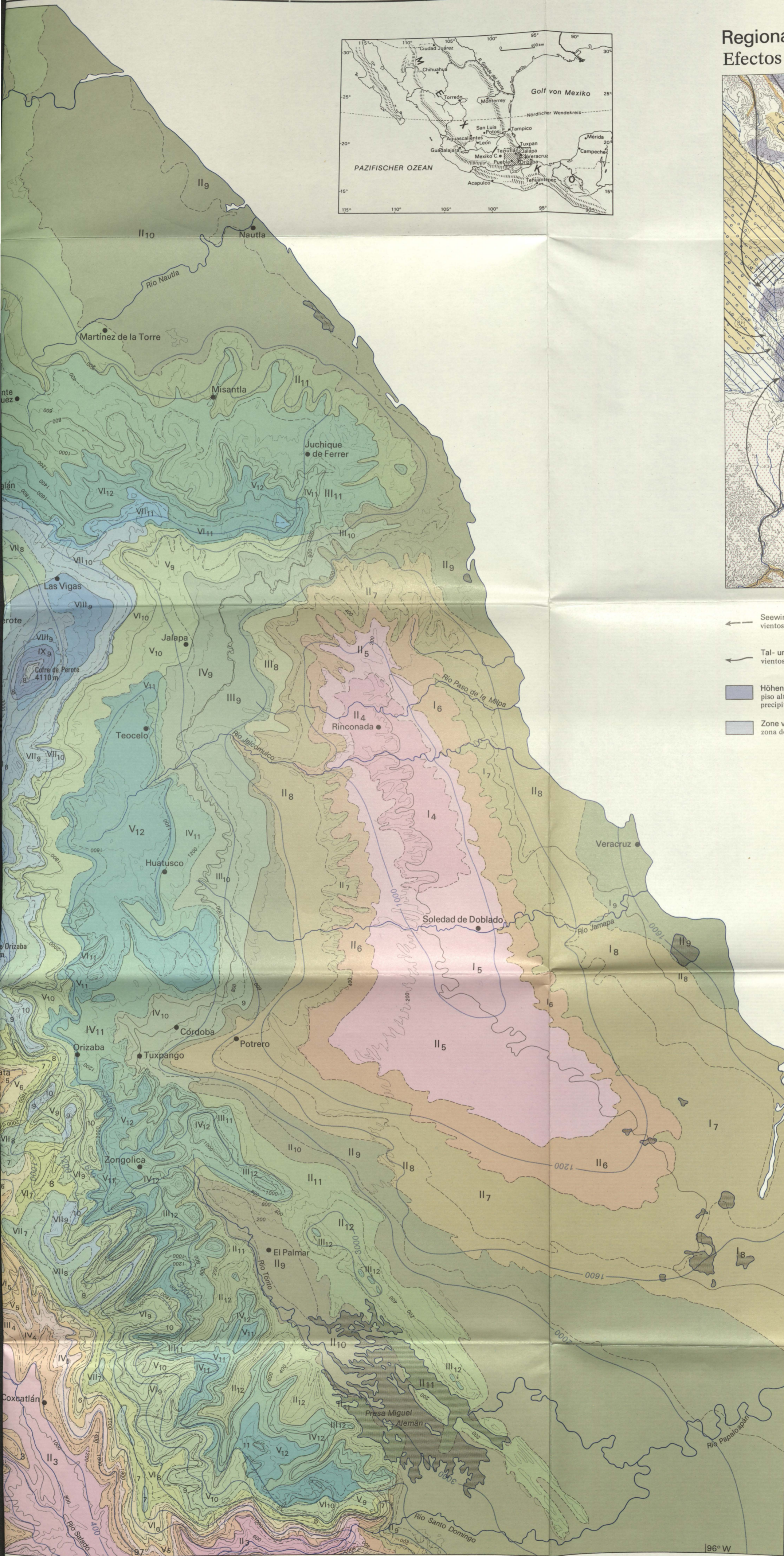
# Ben am Ostabfall der zentralmexikanischen Meseta s en la vertiente oriental de la meseta mexicana central



## Regionale Klimaeffekte Efectos climáticos regionales



- ← Seewinde (Tag)  
vientos marítimos (día)
- ← Tal- und Hangwinde (Tag)  
vientos de valle y ladera (día)
- Höhenstufe maximaler Niederschläge  
piso altitudinal con máximo de precipitaciones
- Zone vorherrschender Staunebel  
zona de nieblas de barlovento
- Warmtropen (frostfrei)  
zona tropical cálida (sin heladas)
- Zone starker winterlicher Bodenfröste  
in Anbaugeländen  
zona de fuertes heladas superficiales  
de invierno en áreas de cultivo
- Gebiete mit mehr als 200  
Frostwechsellagen  
áreas con más de 200 días con temperatura  
por sobre y bajo 0°C



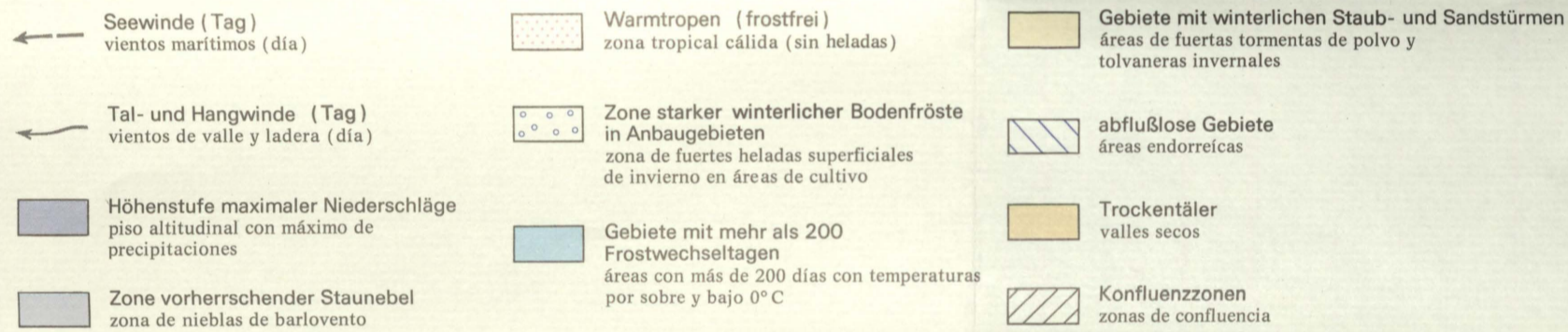
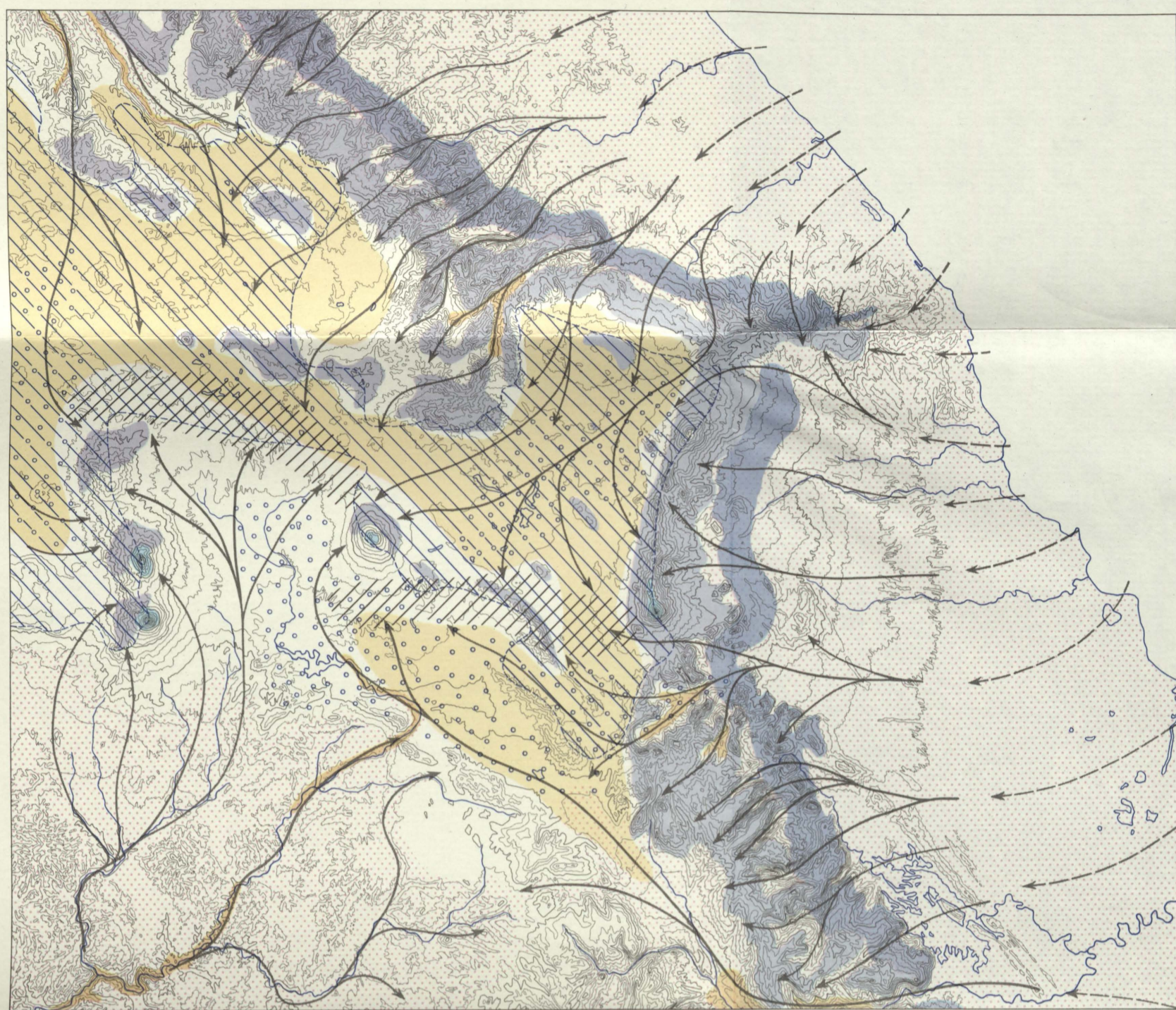
## Hygrothermische Klimatypen (Scher Tipos climáticos higrotérmicos (esquema

	Klimatyp → tipo climático		subárid
	Anzahl der humiden Monate → numero de meses húmedos		
nevado	4800	4800 - 1,0	XI
subnevado	4000	4000 - 5,0	X
helado	3300	3200 - 9,0	IX
frío	2700	2400 - 13,0	VIII
fresco	2400	2000 - 15,0	VII
templado	2100	1600 - 17,0	VI
subcálido	1800	1300 - 19,0	V
	1600	800 - 21,0	IV
cálido	1300	400 - 23,0	III
		50 - 25,0	II
			I
Temperaturstufen pisos altitudinales téricos	Höhenstufen in m / NN (Hochfläche) pisos altitudinales (m. s. n. m.) (meseta)	Höhenstufen in m / NN (Tiefland und Abhang) pisos altitudinales (m. s. n. m.) (llanura y vertiente oriental)	Mittlere Jahrestemperatur in °C temperatura media anual (°C)
	Temperaturstufen - Kennziffer pisos altitudinales téricos (identificación de los diversos tipos)		

# en Meseta cana central

## Regionale Klimateffekte Efectos climáticos regionales

0 25 50 75 100 km



## Hygrothermische Klimatypen (Schema) Tipos climáticos higrotérmicos (esquema)

	Klimatyp		Anzahl der humiden Monate										
	typo climático	numero de meses húmedos	subárido	semiárido	semi-húmedo	subhúmedo	húmedo						
nevado	4800-4800	1,0	XI										
subnevado	4000-4000	5,0	X										
helado	3300-3200	9,0	IX										
frío	2700-2400	13,0	VIII										
fresco	2400-2000	15,0	VII										
templado	2100-1600	17,0	VI										
subcálido	1800-1300	19,0	V										
cálido	1600-800	21,0	IV										
	1300-400	23,0	III										
cálido	50	25,0	II										
			I										

Höhenstufen in m/INN (Hochfläche)  
pisos altitudinales (m. s. n. m.) (meseta)

Höhenstufen in m/INN (Tiefland und Abhang)  
pisos altitudinales (m. s. n. m.) (llanura y vertiente  
oriental)

Mittlere Jahrestemperatur in °C  
temperatura media anual (°C)

Temperaturstufen - Kennziffer  
pisos altitudinales térmicos (identificación de los  
diversos tipos)

● Klimastation  
Estación climática

--- Isohygromenen  
Isohigromenas

— Isothermen  
Isotermas

— 400 — Isohyeten (Niederschlag in mm)  
Isoyetas (precipitación en mm)

0 10 20 30 40  
km