

MÜNSTERSCHE GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Ingrid Henning und Dieter Henning

Die klimatologische Wasserbilanz der Kontinente

Ein Beitrag zur Hydroklimatologie

SCHÖNINGH

Die klimatologische Wasserbilanz der Kontinente

Ein Beitrag zur Hydroklimatologie

Mit 36 Karten und 250 Diagrammen

Ingrid Henning und Dieter Henning

FERDINAND SCHÖNINGH · PADERBORN · 1984

Alle Rechte, auch das der auszugsweisen photomechanischen Wiedergabe, vorbehalten.

© 1984 by Ferdinand Schöningh, Paderborn, ISBN 3 - 506 - 73219 - 6

Gesamtherstellung: Buchdruckerei Regensberg, Daimlerweg 58, 4400 Münster

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. EINLEITUNG	9
1.1. Abkürzungen und Definitionen	9
1.2. Übersicht	9
1.3. Vorbemerkungen und Danksagungen	9
1.4. Einführung	10
1.5. Die Berechnung der potentiellen Landverdunstung	12
1.6. Anmerkungen zu den Karten und Diagrammen sowie zur Auswertung	14
2. DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON SÜDAMERIKA	17
2.1. Überblick	17
2.2. Regionen mit positiver klimatologischer Jahreswasserbilanz	18
2.3. Regionen mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz	23
3. DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON AFRIKA	27
3.1. Überblick	27
3.2. Regionen mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz	27
3.3. Regionen mit positiver klimatologischer Jahreswasserbilanz	31
4. DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON AUSTRALIEN	35
4.1. Überblick	35
4.2. Regionen mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz	35
4.3. Regionen mit positiver klimatologischer Jahreswasserbilanz	39
5. DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON NORD- UND MITTELAMERIKA	43
5.1. Überblick	43
5.2. Regionen mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz	44
5.3. Regionen mit positiver klimatologischer Jahreswasserbilanz	52

6.	DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON ASIEN	57
6.1.	Überblick	57
6.2.	Regionen mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz	57
6.3.	Regionen mit positiver klimatologischer Jahreswasserbilanz	63
7.	DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON EUROPA	69
7.1.	Überblick	69
7.2.	Regionen mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz	69
7.3.	Regionen mit positiver klimatologischer Jahreswasserbilanz	75
8.	SCHLUSSBEMERKUNGEN	79
	SUMMARY	81
	LITERATURVERZEICHNIS	82
	ANHANG 1 KARTEN	
	Kartenverzeichnis	
	Zeichenerklärung	
	Karten 1 - 36	
	ANHANG 2 DIAGRAMME	
	Stationsverzeichnis	
	Zeichenerklärung	
	Tafeln 1 - 29	

1. EINLEITUNG

1.1. ABKÜRZUNGEN UND DEFINITIONEN

N	Niederschlag
PLV	potentielle Landverdunstung, berechnet nach PENMAN und ALBRECHT
KW	klimatologische Wasserbilanz = $N - PLV$
KWÜ	klimatologischer Wasserüberschuß = $N - PLV > 0$
KWD	klimatologisches Wasserdefizit = $N - PLV < 0$
KWM	klimatologische Monatswasserbilanz
KWJ	klimatologische Jahreswasserbilanz
KWÜJ	klimatologischer Jahreswasserüberschuß = Summe aller positiven Monatswasserbilanzen
KWDJ	klimatologisches Jahreswasserdefizit = Summe aller negativen Monatswasserbilanzen
humides / arides Klima	= positive / negative klimatologische Jahreswasserbilanz
vollhumides / vollarides Klima	= alle Monate mit positiver / negativer Monatswasserbilanz
teihumides / teilarides Klima	= mindestens ein Monat mit negativer / positiver Monatswasserbilanz
klimatologische Trockengrenze	= Grenze zwischen humidem und aridem Klima, $N = PLV$

1.2. ÜBERSICHT

Anhand von 36 Karten und 250 Diagrammen wird ein Überblick über die klimatologische Wasserbilanz der Landflächen der Erde gegeben. Die Kontinentkarten zeigen die Jahressumme der potentiellen Landverdunstung (berechnet in Anlehnung an das PENMAN-Konzept), die klimatologische Jahreswasserbilanz (Differenz der mittleren Jahreshöhen von Niederschlag und potentieller Landverdunstung), den klimatologischen Jahreswasserüberschuß (Summe aller positiven Monatswasserbilanzen) und das klimatologische Jahreswasserdefizit (Summe aller negativen Monatswasserbilanzen) sowie die Anzahl und das zeitliche Auftreten der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz. Den Karten lagen die Daten von etwa 4000 Stationen zu Grunde. Für 250 Stationen sind Diagramme gezeichnet worden, die die Jahresgänge von klimatologischer Wasserbilanz, Niederschlag und potentieller Landverdunstung anhand der mittleren Monatssummen dieser Größen wiedergeben.

1.3. VORBEMERKUNGEN UND DANKSAGUNGEN

In Hydrologie und Hydrometeorologie werden drei Verdunstungsbegriffe unterschieden: die Seeverdunstung als die Verdunstung freier Wasserflächen (Seen, Flüsse), die Landverdunstung als die Verdunstung der inhomogenen Landflächen (Vegetation, Boden, Gestein, Schnee, Eis) und die Gebietsverdunstung als die Gesamtverdunstung eines sich aus Land- und Wasserflächen zusammensetzenden Gebietes. In der vorliegenden Arbeit werden die Wasserflächen nicht berücksichtigt. Werte der Landverdunstung können für potentielle Bedingungen, unter denen die Frage der Wasserverfügbarkeit bedeutungslos ist, und für aktuelle Bedingungen ermittelt werden. Die für hydroklimatologische Untersuchungen relevante Größe ist die potentielle Landverdunstung. Die mittels Klimadaten als Differenz von Niederschlag und potentieller Landverdunstung berechnete Wasserbilanz wird im folgenden durch die Beifügung "klimatologisch" spezifiziert, um sowohl das Verfahren zur Berechnung dieser Größe als auch den Unterschied zwischen ihr und der hydrologischen Wasserbilanz zu verdeutlichen. Die klimatologische Wasserbilanz kann für jeden beliebigen Zeitraum bestimmt werden. In der vorliegenden Untersuchung wurden ausschließlich mehrjährige Monatsmittelwerte meteorologischer Größen verarbeitet. Von den beiden Basisgrößen liegt erdweit nur der Niederschlag als Meßwert vor. Die potentielle Landverdunstung wurde berechnet, und zwar in Anlehnung an das PENMAN-Konzept, wozu Mittelwerte von Lufttemperatur, relativer Luftfeuchtigkeit, Dampfdruck, relativer Sonnenscheindauer, Grad der Bedeckung des Himmels mit Wolken, Windgeschwindigkeit, Luftdruck (als Maß für die geometrische Höhe) und Niederschlagshöhe benötigt wurden. Fehlende Stationsangaben des Luftdrucks wurden durch Mittelwerte aus einschlägigen Klimawerten, fehlende Geschwindigkeitsangaben durch aus dem eigenen Material berechnete Zonenmittel der Geschwindigkeit (Abweichungen von Stations-Mitteln der Windgeschwindigkeit von ihren festländischen Zonenmittelwerten sind vergleichsweise gering) ersetzt. Mittelwerte des Dampfdrucks wurden gegebenenfalls aus denen der relativen Feuchtigkeit - und umgekehrt - und Durchschnittswerte der relativen Sonnenscheindauer aus denen der Wolkenbedeckung - oder umgekehrt - berechnet. Auf Grund entsprechender statistischer Bearbeitung des vorliegenden Materials war hierbei

große Detailberücksichtigung - Temperaturabhängigkeit in den Beziehungen zwischen den Feuchte-Mitteln, Zeit- und Breitenabhängigkeit in denen zwischen Sonnenscheindauer und Bedeckung - möglich. Es gelang, bei teilweisem Verzicht auf zeitliche Homogenität des Datenmaterials, etwa 4000 Stationen in die Untersuchung einzubeziehen. Nach Möglichkeit wurden die Mittelwerte der Beobachtungsjahre 1931-1960 verwendet; jedoch wurde im Falle kürzerer oder anderer Beobachtungsperioden die Hinnahme dieser Unzulänglichkeit dem gänzlichen Informationsverzicht vorgezogen. Da die vorliegende Untersuchung ohne statistische Analysen höherer Ordnung auskommt, erscheint dieses Vorgehen vertretbar und zweckdienlich.

Die für die kartographische Bearbeitung benötigten Jahreswerte wurden durch Addition der monatsweise berechneten Bilanzhöhen gewonnen. Dabei entstanden drei Wertegruppen: die klimatologische Jahreswasserbilanz (Summe aller Monatswasserbilanzen), der klimatologische Jahreswasserüberschuß (Summe aller positiven Monatswasserbilanzen) und das klimatologische Jahreswasserdefizit (Summe aller negativen Monatswasserbilanzen). Diese Jahressummen sind durch Isolinien auf den Kontinentkarten dargestellt. Da dem klimatologischen Wasserdefizit auch von Seiten der angewandten Wissenschaften besonderes Interesse entgegengebracht wird, sind ergänzend Angaben über die Anzahl der Monate mit negativer Monatswasserbilanz und über deren zeitliches Auftreten als Isoliniendarstellung bzw. als Stationseintragungen gemacht worden. Auf die Ergänzung von zur Interpretation notwendigen Niederschlagskarten ist wegen deren allgemeiner Verbreitung verzichtet worden, doch sind die Karten der Jahreshöhen der potentiellen Landverdunstung aus HENNING, I. & D. 1980, beige-fügt. Für die Erlaubnis zur wiederholten Publikation sei Herrn Dr. E. Nägele, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung und Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung, an dieser Stelle sehr gedankt.

Aus technischen Gründen konnten Jahresgangdiagramme der klimatologischen Wasserbilanz nur für etwa 6% aller Stationen gezeichnet werden. Nichtsdestoweniger wird diesen Diagrammen eine besondere Bedeutung beigemessen: Mit ihrer Publikation wird die Hoffnung verbunden, der klimatologischen Wasserbilanz den ihr auch im Rahmen der allgemeinen Geoökosystemforschung gebührenden Platz zurückzuerobern. Mit der Anwendung des PENMAN-Konzepts zur Berechnung der potentiellen Landverdunstung über ihren Energieverbrauch ist in der Hydroklimatologie ein entscheidender Schritt vorwärts gemacht worden,

der von den Nachbarwissenschaften jedoch allzu oft unbemerkt geblieben zu sein scheint.

Die Publikation des gesamten gewonnenen Zahlenmaterials ist zur Zeit nicht möglich. Mit der hier vorgelegten Auswertung wird ein Überblick über die Hydroklimate der einzelnen Kontinente gegeben in der Hoffnung, dadurch zur hydroklimatologischen Bearbeitung von Teilregionen anzuregen; denn nur ausnahmsweise liegen vergleichbare Studien vor, bei denen mit der nach dem PENMAN-Konzept berechneten potentiellen Landverdunstung gearbeitet wurde. Zudem sind bislang stets nur einzelne Aspekte des gesamten zur Debatte stehenden Fragenkomplexes behandelt worden, so daß wir erst am Anfang der hydroklimatologischen Analyse der Erdräume stehen. Für kleinere Regionen wird man oft genug ein für die Verdunstungsberechnung ausreichend vielseitiges Datenmaterial in den Archiven lokaler Institutionen vorfinden, um zum Beispiel sowohl detailliertere Karten erstellen als auch die Mittelwertsbetrachtung durch die Auswertung individueller Jahre ergänzen zu können.

Die Sammlung und Aufbereitung der Klimadaten erfolgte im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft getragenen Forschungsvorhabens zum Wasser- und Wärmehaushalt des Festlandes. Die Rechenarbeiten wurden am Regionalen Hochschulrechenzentrum der Universität Bonn ausgeführt. Für die Reinzeichnung der Karten und Diagramme konnte eine im Rahmen des Internationalen Hydrologischen Programms gewährte finanzielle Unterstützung des Bundesministeriums des Innern in Anspruch genommen werden. Wir wissen den genannten Institutionen für die geleisteten umfangreichen Hilfen aufrichtigen Dank. Den Herausgebern der Münsterschen Geographischen Arbeiten danken wir für die Aufnahme der vorliegenden Abhandlung in ihre Schriftenreihe.

1.4. EINFÜHRUNG

Die klimatologische Methode der Wasserbilanzberechnung ist von PENCK, 1910, in der wissenschaftlichen Literatur vorgestellt worden, und zwar anlässlich des Entwurfs einer Klimaklassifikation. In Anlehnung an diesen Entwurf wurden im Abschnitt 1.1. die Begriffe "arid", "humid" und "Trockengrenze" definiert, sie beziehen sich auf längerfristige Mittelwerte der relevanten meteorologischen Größen. Nichtsdestoweniger kann die Bilanzberechnung auch für Einzelwerte bzw. für Mittelwerte über kurze Zeiträume ausgeführt werden. Die Verwendung von Tageswerten der klimatologischen Wasserbilanz geht auf KUHNKE, 1936, zurück.

In einer Untersuchung über die Abhängigkeit des Pflanzenertrags von der Wasserverdunstung hat KUHNKE Witterungsabläufe einzelner Vegetationsperioden anhand von Summenlinien der Tageswasserbilanzen verglichen und schreibt (ohne Kenntnis der Arbeit von PENCK): "Diese [Wasserbilanz] kann uns aber naturgemäß nichts über den Stand des absoluten Wassergehalts eines Bodens oder über die Wassermenge, die den Pflanzen zur Verfügung steht, sagen. Diese Art des Zusammenfassens der Niederschläge und der Verdunstung gewährt aber einen deutlichen Einblick in die hier gerade herrschenden klimatischen Wasserhältnisse. Man kann dieses beispielsweise für eine klimatische Einteilung von Landstrichen verwenden, die in viel stärkerem Maße den pflanzenkundlichen Forderungen gerecht wird, als die bisher üblichen Methoden der Einteilung" (S. 100f). KUHNKE nannte die Differenz zwischen Niederschlag und Wasserverdunstung "klimatische Wasserbilanz", und zwar in Anlehnung an den Begriff "klimatische Verdunstung", der seinerzeit für die Verdunstungswerte von Evaporimetern und Verdunstungsschalen gebräuchlich war. In der deutschen Agrarmeteorologie hat sich dieser von KUHNKE geprägte Wasserbilanzbegriff eingebürgert und wird unabhängig vom Verfahren zur Bestimmung der potentiellen (Land-)Verdunstung sowie für Werte unterschiedlicher Zeiträume gebraucht.

Im englischsprachigen Schrifttum bezieht sich der Begriff "climatic water balance" auf die Bilanzmethode von THORNTHWAITE, 1948, bei welcher der Bodenwasserhaushalt mitberücksichtigt wird. THORNTHWAITE prägte die Begriffe "water surplus" und "water deficit / deficiency". Der Autor machte von seinem Rechenverfahren sowohl im Rahmen der allgemeinen als auch im Rahmen der angewandten Klimatologie Gebrauch: Mittelwerte dienen zur Klassifizierung der Erdklimate und zur Erstellung von Planungsunterlagen für die Bewässerungs- und Wasserwirtschaft, aktuelle Tageswerte zur Einsatzsteuerung von Bewässerungsanlagen. Über die vielfältigen Anwendungsmöglichkeiten dieser Wasserbilanzberechnung informiert zusammenfassend das Buch von MATHER, 1978. Die Erarbeitung von Übersichtskarten mit diesem Verfahren ist problematisch, da es dabei nicht möglich ist, den in Abhängigkeit von Boden und Pflanzenbewuchs räumlich und zeitlich wechselnden Bodenwasserhaushalt realistisch zu berücksichtigen. Derartige Karten werden jeweils mit einheitlicher Bodenwasserspeicherkapazität erarbeitet und sind somit zumeist nicht ohne Umrechnungen verwendbar. Für Europa haben MOHRMANN und KESSLER, 1959, es daher vorgezogen, nur die hydroklimatologischen Basisdaten in Karten und Diagrammen darzustellen. Deren Gebrauch ist sowohl

für allgemeine als auch für angewandte Fragestellungen unproblematisch. Differenzen aus Monatsmittelwerten von Niederschlag und potentieller Evapotranspiration bezeichnen MOHRMANN und KESSLER als "precipitation surplus" bzw. "precipitation deficit", der Hinweis auf ihre Arbeitsmethode erfolgt durch das Attribut "climatological". In Großbritannien sind dafür, in Anlehnung an den Begriff potentielle Evapotranspiration bei Verwendung der von THORNTHWAITE eingeführten Bilanzbezeichnungen, die Begriffe "potential water surplus" und "potential water deficit", auch "potential moisture deficit", gebräuchlich (WARD 1976, LEDGER and THOM 1977).

Mit der klimatologischen Wasserbilanzberechnung bzw. der erweiterten "climatic water balance" kann ein effektiver Beitrag zur Entwicklungshilfe geleistet werden. Daher ist dieses Verfahren auch seitens internationaler Organisationen Beachtung entgegengebracht worden. So sind zum Beispiel von der Food and Agriculture Organization, der United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization und der World Meteorological Organization im Rahmen des Interagency Project on Agroclimatology klimatisch und edaphisch trockene Problemgebiete im Nahen Osten und in Afrika bearbeitet worden (BRICHAMBAUT, PERRINDE and WALLÉN 1963, COCHEMÉ and FRANQUIN 1967, BROWN and COCHEMÉ 1973). In Weiterentwicklung der Arbeiten von THORNTHWAITE und seinen Mitarbeitern basieren diese Studien auf der Verdunstungsberechnung nach PENMAN. Im Rahmen des gleichen Projekts sind des weiteren die Untersuchungen über die Anden (FRÈRE, RIJKS y REA 1978) und über Südostasien (OLDEMAN and FRÈRE 1982) ausgeführt worden. Das erdweit bestehende Interesse, das der auf meteorologischen Daten basierenden Wasserbilanzberechnung als einer im Prinzip einfachen und preiswerten Methode für überschlägliche Berechnungen des lokalen Bodenwasserhaushaltes speziell von Seiten der Landwirtschaft entgegengebracht wird, ist insbesondere dann verständlich, wenn man die Zeiten des Auftretens des klimatologischen Wasserdefizits in den Hauptagrarregionen betrachtet. Das entsprechende, durch die Karten 6, 12, 18, 24, 30 und 36 belegte Ergebnis kann mit einem Zitat von KRISTENSEN, 1980, zusammengefaßt werden: "In most of the important agricultural regions of the world, evaporation in the growing season exceeds the precipitation, and also often the sum of precipitation and plant available water in the root zone. This causes a need of supplemental irrigation for effective agricultural use. Information about the greatest possible water consumption in given periods, therefore, is important for the water policy of a given region" (S. 239).

Material zur Bestimmung der verschiedenen Größen der klimatologischen Wasserbilanz liegt bisher nur aus vergleichsweise wenigen Ländern der Erde vor, und die bislang von einzelnen Ländern publizierten Daten und Karten können nicht für eine die Kontinente umfassende Überblicksdarstellung herangezogen werden. Da die Messung der potentiellen Landverdunstung problematisch ist, wurden unzählige Verfahren zu ihrer Berechnung aus meteorologischen Daten erarbeitet. Überregionale Verbreitung erlangte zunächst nur die von THORNTHWAITE entwickelte Berechnungsmethode, die dieser jedoch selbst als verbesserungsbedürftig bezeichnete. Erdweit vergleichsweise zufriedenstellende Ergebnisse ließen sich erst erzielen, nachdem man die Bedeutung der Verknüpfung von Wärme- und Wasserhaushalt der Erdoberfläche voll erkannt hatte und sich zugleich zutraute, die Strahlungsflüsse an der Oberfläche mit hinreichender Genauigkeit zu approximieren. Damit gelangte das von PENMAN (1948, 1949, 1956) vorgestellte Konzept zu erdweiter Anerkennung. Die nach diesem Konzept berechneten Verdunstungswerte sind jedoch auch nur bedingt miteinander vergleichbar, da sich nahezu jeder Bearbeiter in Details zu Modifikationen veranlaßt sieht. Insbesondere wechseln die Bezugsflächen, für die die potentielle Landverdunstung jeweils berechnet wird. Am häufigsten wird eine grüne Rasenfläche oder die wirkliche Erdoberfläche mit ihrem räumlich und zeitlich wechselnden Reflexionsvermögen simuliert; gelegentlich wird auch mit wechselnder Oberflächenrauigkeit gerechnet. Um für alle Kontinente vergleichbare Werte der klimatologischen Wasserbilanz zu erhalten, war es daher notwendig, die potentielle Landverdunstung mit demselben Ansatz zu berechnen, vgl. Abschnitt 1.5. Dabei - das sei hervorgehoben - wird es jedoch prinzipiell nicht als Aufgabe der vorliegenden Arbeit verstanden, die verschiedenen Methoden der Verdunstungsberechnung und die mit ihnen gewonnenen Wasserbilanzdaten einander gegenüberzustellen bzw. vergleichend zu diskutieren.

1.5. DIE BERECHNUNG DER POTENTIELLEN LANDVERDUNSTUNG

Die potentielle Landverdunstung wurde entsprechend der verkürzten Kombinationsgleichung

$$PLV = (sR + \gamma A) / (s + \gamma) \quad (1)$$

berechnet, durch die Austausch- und energetische Ansätze miteinander verknüpft werden. (1) stellt eine Spezialisierung der allgemeinen Kombinationsgleichung

$$V = sR / (s + \gamma) + \frac{1}{r} \rho c_p [(t - t') - (t_0 - t_0')] \quad (2)$$

dar, in der V die aktuelle Verdunstung bedeutet. Erst unter der Annahme der Wasserdampf-sättigung an der Grenzfläche Boden/Luft — $t_0' = t_0$ — geht (2) in einen Ausdruck zur Berechnung der potentiellen (Land-) Verdunstung über, mit dem Austauschterm $A^* = \frac{1}{r} \rho c_p \cdot (t - t')$. t, t' bedeuten Trocken- und Feuchttemperatur im Hütten-Niveau; t_0, t_0' die gleichen Größen an der Grenzfläche Boden/Luft; c_p symbolisiert die spezifische Wärme bei konstantem Druck, ρ die Dichte der feuchten Luft und r einen "aerodynamischen Widerstand". $1/r$ kann als Austauschkoefizient interpretiert werden und stellt vor allem eine Windfunktion dar. Auch dynamische Einflüsse der Oberfläche (Rauigkeit) sowie der Einfluß der Luftschichtung auf die Verdunstung können durch entsprechende Darstellung von $1/r$ parameterisiert werden. R und A in (1) und (2) bedeuten den Energie- bzw. den Austauschterm, s symbolisiert die Änderung des Wasserdampf-sättigungsdruckes mit der Temperatur in der Umgebung des Wertes t, und $\gamma = (c_p p) / (.622 L)$ steht für den Psychrometernkoeffizienten mit p als Stations-Druck und L als der leicht temperaturabhängigen Verdampfungswärme des Wassers; .622 ist das Verhältnis der Gaskonstanten von trockener Luft und Wasserdampf. Bei praktischer Anwendung müssen sowohl in (1) als auch in (2) aus Dimensionsgründen noch Proportionalitätskoeffizienten mitgeführt werden.

Prinzipiell ist hier - was sich für die Anwendung auf klimatologische Daten als zweckmäßig erwiesen hat - mit der von PENMAN, 1948, eingeführten Parameterisierung des Austauschterms

$$A = a (b + c u_2) (E - e) \quad (3)$$

gearbeitet worden, wobei $E - e$ das Sättigungsdefizit der Luft in Druckeinheiten und u_2 die Windgeschwindigkeit in 2 m über Grund bedeuten. c ist eine numerische Konstante; b kann als Konvektionsterm interpretiert werden, und mit a wird der Austauschkoefizient parameterisiert. PENMAN, 1948, 1949, 1956, verwendet für beide Größen konstante Werte. Hier ist mit konstant $b = .5$, dem Wert, den PENMAN, 1956, vorgeschlagen hat (anstelle $b = 1.0$ bei PENMAN 1948), gerechnet worden, während

$$a = k .622 c_E \rho / p \quad (4)$$

jeweils als Funktion von Dichte und Luftdruck, d.h. in Abhängigkeit von Temperatur und Luftfeuchtigkeit bestimmt wurde. (4) liegen Ansätze aus der Theorie der aerodynamischen Parameterisierung und der Psychrometrie zu Grunde. c_E ist ein prinzipiell rauigkeits- und schichtungsabhängiger Wasserdampf-Übertragungskoeffizient,

für den hier mit $c_E = 4 \cdot 10^{-3}$ gleichbleibend ein ungefährender Mittelwert für Landoberflächen verwendet wurde, welchem für neutrale Dichteschichtung eine Rauigkeitshöhe z_0 von knapp 2.5 cm entspricht; k stellt einen Proportionalitätskoeffizienten dar. Im Falle der Anwendung auf spezielle Versuchsgebiete wird die Penmansche Wichtung des Advektionsterms unterschiedlich beurteilt; Während etwa BÜSINGER, 1956, oder THOM und OLIVER, 1977, die Advektion durch die Penmansche Parameterisierung (PENMAN 1948) unzureichend berücksichtigt finden, gelangen JAMIESON und HEINE (1977) zu dem Ergebnis, daß der Advektion durch Penmans Parameterisierung zu viel Gewicht beigegeben wird.

Der Energieterm R in (1) wurde entsprechend ALBRECHT, 1962, 1965, bestimmt. Berücksichtigt wurden außer der Netto-Strahlung der Bodenwärmestrom, für den Tropengürtel diejenige Energie, die für die Erwärmung des kalten Niederschlagswassers benötigt wird, sowie gegebenenfalls ein Schneeschmelz-Term. Dieser sowie die für die Erwärmung des Niederschlagswassers "verlorengehende" Energie errechnen sich vergleichsweise elementar (vgl. HENNING 1970). Die langjährigen Monatsmittel des Bodenwärmestroms folgen mit ALBRECHT, 1962, 1965, einer Sinusschwingung mit polwärts linear anwachsender, am Äquator verschwindender Amplitude, die im Übrigen dem Maximum der Netto-Strahlung proportional ist. Das Maximum der Wärmeaufnahme des Bodens geht entsprechend Albrechtscher, einen Ausfluß umfangreicher experimenteller Erfahrung darstellender Vorschrift dem Strahlungsbilanzmaximum stets um einen Monat voraus. Die Approximation von Durchschnittswerten der Netto-Strahlung an der Erdoberfläche erfolgt gemäß ALBRECHT, 1962, 1965, mit Hilfe des folgenden Formelsatzes:

$$R = S (1 - \alpha) - U \quad (5),$$

$$S = S_0 [1 - (1 - \eta) w] \quad (6),$$

$$S_0 = (I_0 - I_e) \sin \zeta (1 - .13 \sin^{-1} \zeta \cdot \sqrt{p/p_0}) (1 + .143 \alpha \sqrt{p/p_0}) \cdot (r_m/r)^2 \quad (7),$$

$$U = .95 \sigma T_0^4 - C \quad (8),$$

$$C = .95 \sigma T_0^4 [1 - (.194 + .235 \cdot 10^{-.052 e}) \cdot (1 - .765 w)] \quad (9),$$

$$I_e = .172 (.1725 e / \sin \zeta)^{.3025} \quad (10),$$

$$\eta = f(w/w_t) \varphi(\zeta_x) \quad (11).$$

Hierin bedeuten

C : die atmosphärische Gegenstrahlung,

I_e : ein Maß für die Absorption von einfallender kurzwelliger Strahlung durch den atmosphärischen Wasserdampf,

I_0 : die Solarkonstante (gewisse Einschränkungen hinsichtlich der Konstanz sind hier ohne Belang),

R : die Netto-Strahlung,

S : die Globalstrahlung,

S_0 : die Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel,

T : die Lufttemperatur in K,

T_0 : die Oberflächentemperatur in K,

U : die effektive Ausstrahlung,

e : den Dampfdruck in mbar bzw. hPa,

f : Funktion von ...,

p, p_0 : den Luftdruck im Stations- bzw.

Meeresniveau in mbar bzw. hPa,

r : einen (beliebigen) Abstand Erde-Sonne,

r_m : den mittleren Abstand Erde-Sonne,

w : den Grad der Bedeckung des Himmels mit Wolken insgesamt in Bruchteilen von Eins, als Schätzwert des Beobachters am Boden,

w_t : den Grad der Bedeckung des Himmels mit tiefen Wolken in Bruchteilen von Eins, als Schätzwert des Beobachters am Boden,

α : die Oberflächen-Albedo, in Bruchteilen von Eins,

ζ : die Sonnenhöhe, im Gradmaß,

ζ_x : die maximale Sonnenhöhe an einem gegebenen Ort in einem gegebenen Monat,

η : eine empirische Funktion, mit der der Wechsel des Einflusses der Bedeckung auf die Einstrahlung approximiert wird,

σ : die Stefan-Boltzmann-Konstante,

φ : Funktion von ...,

.95 in (8) und (9): den Wert, zu dem das Absorptions- bzw. Emissionsvermögen der Oberfläche bezüglich der terrestrischen Strahlung angenommen wird.

(9) ist die Ångströmsche Parameterisierung der Gegenstrahlung. Eigene experimentelle Erfahrung ALBRECHTS, 1962, 1965, spiegelt sich vor allem in den Ausdrücken (7), (10) und (11) wider. Die Funktion $\varphi(\zeta_x)$ wächst - nicht linear - von .37 bei $\zeta_x = 0^\circ$ auf .65 bei $\zeta_x = 90^\circ$ an, bei größter Veränderlichkeit um $\zeta_x = 36^\circ$. $f(w/w_t)$ in (11) wird zwischen .8 in gemäßigten und 1.2 in subtropischen Breiten (extinguierender Einfluß der Gesamt-Bedeckung am geringsten) variiert, mit sekundären Maxima in den Polargebieten von .95 und einem sekundären Minimum nahezu des gleichen Zahlenwerts in der Äquatorialzone.

Angeregt durch BUDYKO, 1963, wurde hier — über ALBRECHT, 1962, 1965, hinausgehend — die Albedo stations- und monatsweise individuell berechnet, und zwar für schneefreie Lagen bzw. Monate als Funktion der relativen Feuchtigkeit. Für Feuchtewerte $\geq 90\%$ wurde die Albedo zu 13% angenommen; bei mittleren Feuchten $\leq 35\%$ wurde konstant mit 30% Oberflächen-Albedo gerechnet. Dazwischen wurde linear interpoliert mit einer Knickstelle bei 65% mittlerer relativer Feuchtigkeit, der

eine Albedo von 18% zugeordnet wurde. Bei Schnee wurde die Albedo in potentiellen Waldgebieten (Mitteltemperatur des wärmsten Monats $> 10^{\circ}\text{C}$) maximal zu 45%, jenseits dieses Bereichs zu maximal 80% angenommen. Mittelung der so gewonnenen Albedowerte über das ganze Jahr sowie das gesamte Festland ohne Antarktika ergibt einen Wert von 22.9% (der ein Mittel der Oberflächeneigenschaft Albedo darstellt und mit dem Quotienten der Mittelwerte von Reflex- und Globalstrahlung nicht exakt Übereinzustimmen braucht). Zum Vergleich: BAUMGARTNER u.a., 1976, errechneten über Vegetationsdaten einen globalen mittleren Jahreswert der Oberflächeneigenschaft Albedo (Antarktika ebenfalls ausgeschlossen) von 23.6%.

wegen der kontinuierlichen Veränderlichkeit der Sonnenhöhe wurde die Berechnung der Netto-Strahlung entsprechend (5) bis (11) in 20-Minuten-Abständen wiederholt; dazwischen wurde lineare Veränderlichkeit der Einstrahlung angenommen.

Mit dem Albrechtschen Formelsatz (5) bis (11) erfolgt eine stärkere Berücksichtigung meteorologischer Parameter als mit dem Penmanschen Ansatz zur Abschätzung der Netto-Strahlung. Dies geschieht 1. durch Ansetzen auch der Einstrahlung als einer Funktion des durch eine Funktion des Bodendampfdrucks parameterisierten Wasserdampfgehalts der Luft (vgl. Gln. (7), (10)), 2. durch einen Ansatz zur Erfassung der jeweils durchstrahlten Luftmasse, 3. durch Abschätzung der Mehrfachreflexion der kurzwelligen Strahlung, vgl. jeweils Gleichung (7); 4. durch Differenzierungen des Einflusses der Wolkenbedeckung auf die Einstrahlung, vgl. Gln. (6), (11). Schließlich wird 5. bei Albrecht die Ausstrahlung durch eine simulierte Oberflächentemperatur kontrolliert (anstatt, wie bei Penman, durch die Lufttemperatur). Diese Oberflächentemperatur wird iterativ berechnet entsprechend $T_{on} = T_o (R_n (T_o(n-1)))$, mit $T_{oo} = T$ als der Lufttemperatur. Die Iteration wird abgebrochen, sobald sich zwei nacheinander berechnete Werte der Netto-Strahlung um weniger als einen vorgegebenen Betrag voneinander unterscheiden. Darüber hinaus wirken sich die strukturellen Unterschiede in den beiden Ansätzen zur Berechnung der Netto-Strahlung aus. Vergleiche eigener noch nicht veröffentlichter Resultate der Berechnung der Netto-Strahlung mit Hilfe der Ansätze PENMANS, 1948, BUDYKOS, 1963, und ALBRECHTS, 1962, 1965, mit den Mittelwerten gemessener Werte, wie sie bei BERLJANO, 1970, GRIFFITHS, 1972, und KESSLER, 1973, veröffentlicht sind, fielen deutlich zugunsten des Albrecht-Verfahrens, Gleichungen (5) bis (11), aus. Mit Ausnahme größerer Teile der stark überregneten Gebiete in niedrigen Breiten und einiger

Küstenabschnitte in gemäßigten Breiten (z.B. Teilen von England und Labrador) übertreffen Jahresmittelwerte der Netto-Strahlung, die gemäß ALBRECHT, 1962, 1965, berechnet wurden, die entsprechend PENMAN, 1948, ermittelten Vergleichszahlen überall beträchtlich und befinden sich damit weit überwiegend auch in größerer Nähe zur Wirklichkeit als die entsprechenden Penman-Zahlen. Das bedeutet, daß die hier vorgelegten Verdunstungs-Karten (d.h. die Karten der PLV) größtenteils etwas geringere Werte zeigen würden, wenn auch die Netto-Strahlung gemäß Penmanscher Vorschrift approximiert worden wäre (wobei die hier berücksichtigten Zusatz-Terme, s.o., diesen Effekt abschwächen).

1.6. ANMERKUNGEN ZU DEN KARTEN UND DIAGRAMMEN SOWIE ZUR AUSWERTUNG

Für jeden Kontinent sind sechs Karten gezeichnet worden; eine gemeinsame Zeichenerklärung ist den im Anhang befindlichen Karten vorangestellt. Die Erarbeitung der Isolinien erfolgte auf Karten, die Maßstäbe zwischen 1:5 Mill. und 1:20 Mill. aufwiesen. Die später erforderlichen Verkleinerungen zwangen zu Generalisierungen, denen vor allem Details in Gebieten mit besonders dichtem Stationsnetz zum Opfer fielen. Ein unverhältnismäßig weiter Abstand der Isolinien zeigt Gebiete an, in denen die Stationswerte so stark schwanken, daß die Eintragung ergänzender Isolinien nicht sinnvoll erschien. Aus technischen Gründen erfolgte die Beschriftung der Linien gleicher Wasserhöhe in Zentimetern. Die Millimeter-Angaben im Text sind trotzdem beibehalten worden, da nicht anzunehmen ist, daß dadurch Verständigungsschwierigkeiten entstehen. Die Dichte der verwendeten Stationen ist regional sehr unterschiedlich. Einen Überblick über die jeweiligen Stationsverteilungen gewähren die Karten 6, 12, 18, 24, 30 und 36, obwohl auch auf ihnen nicht alle Stationen vermerkt sind; für Gruppen dicht beieinander liegender Stationen mit gleichen Zeitwerten wurde jeweils nur eine Eintragung vorgenommen.

Die Isolinien auf den Karten mit der Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz verlaufen jeweils in der Mitte zwischen zwei benachbarten, der Analyse zu Grunde liegenden Werten; die Isolinie zwischen 12 und 11 zeigt dementsprechend eine Andauer der ariden Zeit von 11,5 Monaten an und diejenige zwischen 0 und 1 eine Andauer von 0,5 Monaten. Diese Linien sind daher nicht identisch mit den Begrenzungslinien um die Gebiete ohne klimatologischen Wasserüberschuß bzw. ohne Wasserdefizit.

Die Zahlenangaben auf den Karten der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz bestehen zu meist aus ein bis drei Ziffern. Ein bis zwei Ziffern dienen entweder nur der Bezeichnung eines Monats, z.B. 4 = April, 11 = November, oder die erste Ziffer gibt den ersten und die zweite den letzten ariden Monat an, z. B. 48 = April bis August. Nur ausnahmsweise sind Verwechslungen möglich, z.B. bei 111 oder 12; in solchen Fällen sind Anfangs- und Endmonate durch Bindestriche voneinander getrennt. So sind "Januar bis November" durch 1-11, "November bis Januar" durch 11-1 und "Januar bis Februar" durch 1-2 dargestellt, während 12 bedeutet, daß nur der Dezember eine negative Bilanz aufweist. Statt der Angabe 1-12 ist zwecks Hervorhebung dieser Stationen das Zeichen v (= vollarid) eingetragen worden, so daß die Angabe 112 in jedem Fall "November bis Februar" bedeutet. Außerdem treten Schrägstriche auf. Sie zeigen an, daß zwei oder mehrere voneinander getrennte Defizitperioden existieren; so bedeutet z. B. 34/710/121, daß die Monate März und April, Juli bis Oktober sowie Dezember und Januar jeweils eine negative klimatologische Wasserbilanz haben. Eine geteilte aride Periode verlangt eine andere Interpretation der Angaben der (gesamten) Anzahl der ariden Monate sowie des (gesamten) klimatologischen Jahreswasserdefizits; außerdem muß bei der Auswertung der Anzahl der ariden bzw. humiden Monate berücksichtigt werden, daß die Monatsbilanzen öfter so klein sind, daß die Monate nur rechnerisch arid bzw. humid sind.

Die Isolinienkarten vermitteln einen Überblick über die hydroklimatologischen Wasserbilanzverhältnisse der Hauptsiedlungsgebiete; denn nur ausnahmsweise existieren meteorologische Stationen mit einem ausreichend vielseitigen Beobachtungsprogramm außerhalb der Siedlungszentren. Getreu der mit der vorliegenden Arbeit verfolgten Thematik, einen zonalen Überblick zu vermitteln, ist davon abgesehen worden, die Führung der Isolinien gegebenenfalls unter Zuhilfenahme von Niederschlagskarten zu verfeinern. Dadurch sind die Gebirgsregionen größtenteils unberücksichtigt geblieben. Allerdings würde der Maßstab der Karten insbesondere hier nur generalisierte Darstellungen erlauben, so daß der Aussagewert der Karten durch derartige Korrekturen tatsächlich nur unwesentlich erhöht werden könnte. Für die Abschätzung der Hydroklimate in den Gebirgen werden jedoch einige Hinweise gegeben (vgl. Kap. 2.1, Tab. 1 und 2 sowie auch HENNING, I. 1980, und HENNING, I. & D. 1981).

Zur Ergänzung der Jahreswert-Karten werden von ausgewählten Stationen Monatswerte in Diagrammform gegeben. Eine gemeinsame Zeichenerklärung ist den Diagrammen vorangestellt. Außerdem existiert ein Verzeichnis mit geographischer Lage und Höhe der Stationen. Es sei angemerkt, daß die Schreibweise der Stationsnamen in Zweifelsfällen dem "The Times Atlas of the World", Comprehensive Edition, London 1968, folgt. Der Thematik der vorliegenden Arbeit entsprechend, zeigen die Diagramme zunächst einmal in Säulenform die klimatologischen Monatswasserbilanzen. Durch waagerechte Striche ist darüber die Höhe der Monatssummen des Niederschlags angezeigt, so daß zugleich die Höhe der potentiellen Landverdunstung abgelesen werden kann. Dabei kann jedoch in allen Fällen höchstens eine Ablesegenauigkeit von fünf Millimetern erreicht werden, da die Daten vor der Eintragung auf durch Fünf teilbare Werte gerundet wurden. In mittleren und hohen Breiten ist die potentielle Landverdunstung im Winter unbedeutend bzw. sogar negativ. Negative Werte ergeben sich dann, wenn der (nie negative) aerodynamische Term A (vgl. Gleichung (1)) sowie der Bodenwärmestrom die dann negative Netto-Strahlung nicht aufzuwiegen vermögen. Das Auftreten negativer Werte der potentiellen Landverdunstung bedeutet anschaulich, daß selbst bei maximaler Befeuchtung der Oberfläche Verdunstung nicht stattfinden würde bzw. daß selbst unter den für die Realisierung der potentiellen Landverdunstung erforderlichen Oberflächenbedingungen Taufall oder Reifansatz auftritt (deren Höhe auch als derjenige Wert verstanden werden kann, den tatsächlich stattfindender Taufall oder Reifansatz mindestens erreichen).

Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz setzt sich aus demjenigen der potentiellen Landverdunstung und demjenigen des Niederschlags zusammen. Die Jahresgänge der PLV sind wegen ihrer hohen Strahlungsabhängigkeit im allgemeinen leicht erklär- und interpretierbar (vgl. HENNING, I. & D. 1980). Dies gilt jedoch nicht für die Niederschlagsregime. Dennoch kann auf deren Genese hier nicht eingegangen werden, da die vorliegende Untersuchung als ein Beitrag zur Hydroklimatologie verstanden wird und somit auf die Wiederholung schon bekannter Tatbestände weitgehend verzichtet werden muß.

Bei der Beschreibung der Diagramme wird für Stationen mit tellaridem Klima stets angegeben, bis zu welchem Datum das Überschußwasser aus der humiden Jahreszeit den Ausgleich des klimatologischen Was-

serdefizits ermöglicht. Dieses Datum wird als "theoretisch" gekennzeichnet, weil bei seiner Berechnung vorausgesetzt wird, daß das gesamte Überschußwasser pflanzenverfügbar gespeichert wird und die Pflanzen entsprechend der potentiellen Landverdunstung transpirieren. Beide Annahmen treffen oft nicht zu. Dennoch erscheint die Angabe eines solchen der ersten Orientierung dienenden Hinweises nützlich und vertretbar.

Die sich zunächst anbietende Auswertung soll am Beispiel der ersten beiden Diagramme erläutert werden (vgl. Tafel 1). Die Stationen Taracua und Manaus liegen im Amazonastiefland; entsprechend der Klassifikation von KÖPPEN liegt Taracua in einem Gebiet mit Af-Klima, Manaus hingegen in einem mit Am-Klima. An der Station Taracua erreicht die Summe aller Monatsniederschläge 3652 mm und diejenige der Monatswerte der potentiellen Landverdunstung 1147 mm; somit ist die klimatologische Jahreswasserbilanz positiv, die Station hat dementsprechend ein humides Klima. Der Grad der Humidität kann durch die Höhe der Jahreswasserbilanz angegeben werden, welche sich zu 2505 mm errechnen läßt. Die einzelnen Monatswasserbilanzen liegen zwischen 109 mm und 340 mm; alle Monate haben also eine positive Bilanz, so daß das Klima an dieser Station als vollhumid spezifiziert werden kann. Da in jedem Monat ein Wasserüberschuß erzielt wird, bleiben die Bodenhohlräume ihrer Wasserkapazität entsprechend aufgefüllt und jeder Wasserüberschuß sickert zum Grundwasser ab, gelangt zum Abfluß und steht prinzipiell der Wasserwirtschaft zur Verfügung. An dieser Station werden somit 2505 mm Wasser pro Jahr in das Amazonassystem eingespeist. In Manaus beträgt die mittlere Jahressumme des Niederschlags 2101 mm und diejenige der potentiellen Landverdunstung 1181 mm, so daß auch an dieser Station die klimatologische Jahreswasserbilanz positiv und das Klima wiederum humid ist. Die einzelnen Monatswasserbilanzen bewegen sich jedoch zwischen -61 mm und +194 mm, es treten also bereits negative Bilanzwerte auf, so daß das Klima als teilhumid bezeichnet werden muß. Die Jahressummen der positiven bzw. negativen Monatswasserbilanzen haben recht ungleiche Höhen, 1054 mm Überschuß stehen einem Defizit von 135 mm gegenüber, und außerdem ist die Länge der beiden Perioden recht ungleich, die humide erstreckt sich über 9 und die aride über 3 Monate. Insbesondere wegen des Auftretens derartiger klimatischer Bedingungen wird die gebräuchlichere Bezeichnung "semi-humid" nicht verwendet, um Assoziationen vorzubeugen, es könne sich um ein nur noch zur Hälfte humides Klima handeln. Sinngemäß gilt dies auch für die Bezeichnung "teilarid". Bei einer ersten Abschätzung

der Effektivität des teilhumiden Klimas wird davon ausgegangen, daß zu Beginn der ariden Periode die Bodenhohlräume mit Wasser gefüllt sind und daß die Pflanzen in der Lage sind, aus diesem Wasservorrat den nicht vom Niederschlag gedeckten Anteil der potentiellen Landverdunstung in vollem Umfang zur Transpiration zu entnehmen. In Manaus wären dementsprechend am Ende der ariden Periode 135 mm Wasser aus dem Vorratsraum verbraucht. Diese Wassermenge wird in der nachfolgenden humiden Periode zunächst wieder aufgefüllt; erst der danach entstehende Wasserüberschuß wird zum Grundwasser absickern und von dort den Flüssen zufließen. Daher gelangen in Manaus $1054 \text{ mm} - 135 \text{ mm} = 919 \text{ mm}$ Wasser zum Abfluß; d.h., der Jahresbilanzwert gibt in jedem Fall einen Hinweis auf den zu erwartenden Abfluß. Dieser Wert ist ein Mindestwert. Zum einen kann er sich erhöhen, wenn die Pflanzen das klimatologische Wasserdefizit nicht in vollem Umfang auszugleichen vermögen (vgl. hierzu besonders VEIHMEYER and HENDRICKSON 1955, mit zahlreichen Diskussionsbeiträgen), und zum anderen auch, weil ein möglicher Oberflächenabfluß unberücksichtigt bleibt. In Detailstudien lassen sich beide Effekte in Rechnung stellen; sie können auch zur Entstehung von Abfluß in bestimmten ariden Klimaregionen ($KWJ < 0$) führen.

Im Rahmen jedweder pflanzenbezogenen Auswertung ist dem klimatologischen Jahreswasserdefizit besondere Aufmerksamkeit entgegenzubringen; denn wo immer die Speicherkapazität für pflanzenverfügbares Wasser kleiner ist als der klimatologische Defizitbetrag, nimmt die klimatologische Aridität auch in den humiden Klimaregionen Einfluß auf Boden und Vegetation. Dieser Gesichtspunkt muß bei Diskussionen über die in der Klimazone von Manaus auftretenden Savannen berücksichtigt werden; denn nicht immer braucht der oft erwähnte Nährstoffmangel die einzige Ursache für diese Vegetationsanomalie inmitten der tropischen Regenwälder zu sein. Entsprechende Hinweise hat BRUNIG, 1969 und 1974, von Borneo gegeben. Selbst im "immerfeuchten" Regenwaldklima (Af) ist Zusatzbewässerung keine unbekannte Planungsgröße, und von Singapur schreibt WATTS, 1955, "Rainfall is not regular enough for vegetable farming and during dry spells intensive watering is necessary". Kurzwurzelige Pflanzen sind verständlicherweise zuerst betroffen, weshalb z. B. der Gemüsebau besonders abhängig vom Hydroklima ist. Schließlich bleibt anzumerken, daß die anhand von langjährigen Mittelwerten errechneten Defizithöhen als Mindestwerte angesehen werden müssen, da eine Berechnung mittels einzelner Monatswerte im allgemeinen zu höheren Wasserdefiziten führt (vgl. COCHEMÉ and FRANQUIN 1967).

2. DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON SÜDAMERIKA

2.1. ÜBERBLICK

Auf dem südamerikanischen Kontinent gibt es mehrere voneinander isolierte Regionen humiden und ariden Klimas und dementsprechend mehrere klimatologische Trockengrenzen. Als Haupttrockengrenze tritt auf Karte 2 diejenige Linie ausgeglichener klimatologischer Wasserbilanz hervor, die sich über den gesamten Kontinent erstreckt und den vorwiegend humiden Norden vom vorwiegend ariden Süden trennt. Diese zentrale Trockengrenze setzt bei 1° - 2° N im kolumbianisch-ekuatorianischen Grenzgebiet ein und verläuft über das westekuatorianische Andenvorland bis in die Nähe von Guayaquil (KWJ: -214 mm) zunächst südwärts. Entlang der Kordillere-Westabdachung herrscht bis Nordperu humides Klima, doch da hier Stationen fehlen, ist die Trockengrenze über die ekuatorianische Westkordillere geführt worden. Sie verläuft dann an deren Ostabdachung mit einem Nordbogen über den Cotopaxi-Paß (KWJ: Izobamba 224 mm, Cotopaxi -127 mm) zur humiden Ostkordillere, so daß die zentral- und südekuatorianischen Hochbecken (KWJ: -796 mm bis -873 mm) in die Hauptregion ariden Klimas einbezogen werden. Einige nördlich dieser Grenzlinie in Nord-Ecuador und Kolumbien gelegene Stationen mit aridem Klima sind durch negative Stationszeichen hervorgehoben; im Umkreis von Bogotá sind mehrere derartige Stationen durch eine Gleichgewichtslinie umgrenzt. Die Ostabdachung der Anden gehört bis Nordwest-Argentinien der Hauptregion humiden Klimas an; den zur Verfügung stehenden Bilanzwerten entsprechend, verläßt die Grenzlinie jedoch bereits in Bolivien zwischen Todos Santos (KWJ: 1432 mm) und Sta. Cruz (KWJ: -243 mm) den Andenraum und zieht zunächst mit einem Nordbogen zwischen San Joaquín (KWJ: 156 mm) und Magdalena (KWJ: -207 mm) zur Südwestabdachung der Serra dos Parecis. Das nächste die Trockengrenze genauer festlegende Stationspaar findet sich mit Diamantino (KWJ: 426 mm) und Caceres (KWJ: -207 mm) in Brasilien. Das aride Klima im oberen Paraná-Gebiet läßt die Trockengrenze hier einen weit nach Osten ausholenden Bogen beschreiben, bevor diese über der Westabdachung der Serra de Maracaju ihren südwärts gerichteten Lauf nimmt. Erst in Uruguay biegt die Trockengrenze wieder nach Osten um, verläuft über Treinta y Tres (KWJ: -6 mm) und erreicht die Atlantikküste bei etwa 34° S.

Der größte Teil des nördlich dieser zentralen Trockengrenze gelegenen südamerikanischen Festlands hat ein humides Klima, doch treten auch hier zwei größere

Regionen mit aridem Klima auf. Die eine dieser ariden Regionen findet sich in Nord-Venezuela, die andere in Nordost-Brasilien. Es werden somit weitere klimatologische Trockengrenzen angetroffen. In Nord-Venezuela verläuft eine solche Grenze ausgeglichener klimatologischer Jahreswasserbilanz vom Maracaibo-See in südöstlicher Richtung über den unteren Orinoco auf Tumeremo (KWJ: 79 mm) zu, biegt hier nach Norden, dann nach Nordwesten um und verläuft an Maturín (KWJ: 78 mm) vorbei zum Golf von Paria. Trinidad hat ein humides Klima. Die passatexponierten Staulagen im Gebirge mit ihren Regen- und Nebelwäldern stellen somit humide Klima-Inseln im ansonsten ariden Nord-Venezuela dar. Das klimatisch aride Gebiet in Nordost-Brasilien ist überwiegend binnländisch, da die Ostabdachung des Kontinents ein niederschlagsreicheres Luvseiten-Passatklima hat. Karte 2 zeigt daher eine quasi küstenparallel verlaufende Trockengrenze, die westlich von Natal (KWJ: 107 mm) einsetzt und, abgesehen von einer Unterbrechung im reliefschwachen Mündungsgebiet des Rio São Francisco, erst bei Conceição da Barra (KWJ: 31 mm) wieder die Küstenlinie erreicht. Die Küstenregion südlich von Conceição gehört dem ariden Gebiet an, und zwar bis nach Rio de Janeiro. Von hier erstreckt sich die Trockengrenze nordwärts nach São João Evangelista (KWJ: -10 mm), überquert die Serra do Espinhaço und den Rio São Francisco, verläuft dann an der Ostabdachung der Serra Geral de Goiás wiederum nordwärts, vorbei an Grajaú (KWJ: -21 mm) und Caxias (KWJ: -33 mm) bis zur Atlantikküste. Westlich der Serra Geral de Goiás wird eine aride Klima-Insel im Paraná-Tal durch die Eintragung einer Trockengrenze hervorgehoben.

Der größere Teil des südlich der zentralen Trockengrenze gelegenen südamerikanischen Kontinents hat ein arides Klima, doch existiert in der außertropischen Westwindzone ein stark überregnetes Gebiet an der Westabdachung der chilenisch-argentinischen Kordillere. Karte 2 zeigt eine Trockengrenze, die an der chilenischen Küste zwischen Punta Tumbes (KWJ: -430 mm) und Concepción (KWJ: 320 mm) einsetzt, im wesentlichen der Andenostabdachung folgt und in Feuerland westlich von Ushuaia (KWJ: -91 mm) wieder die Ozeanküste erreicht.

Südamerika ist mit einem Kontinentmittel von 1564 mm/Jahr (BAUMGARTNER und REICHEL 1975) der niederschlagsreichste Kontinent. Die humiden Gebiete werden daher an den Anfang der Besprechung

der hydroklimatologischen Charakteristika dieses Kontinents gestellt.

Bei der Darstellung des Klimas von Argentinien bemerkt PROHASKA, 1976, im Kapitel "Evaporation", daß die Ergebnisse der Berechnungen der potentiellen Verdunstung aus meteorologischen Daten bislang nicht zufriedenstellend seien; so hätten z. B. Formeln ohne Berücksichtigung der Windgeschwindigkeit zu fehlerhaften Werten in Patagonien geführt. Karte 1 zeigt für dieses Gebiet ein typisches Ergebnis der Verdunstungsberechnung nach PENMAN: die Jahreswerte steigen hier bis auf 1635 mm in Comodore Rivadavia an, wobei derzeit nicht völlig ausgeschlossen werden kann, daß der Windfaktor die Ergebnisse zu stark beeinflusst. Die Auswertung der Bilanzkarten für Patagonien muß daher mit entsprechender Vorsicht erfolgen.

Brasilien, das Land der großen hydroklimatischen Gegensätze, ist um die Anwendung hydroklimatologischer Erkenntnisse sehr bemüht. Diesbezüglich erwähnt sei insbesondere die Arbeit von OLIVEIRA u.a. (1980), in der gezeigt wird, wie die klimatologische Wasserbilanz für solche Stationen abgeschätzt werden kann, für die nur Niederschlagsangaben vorliegen, wenn sich in nicht zu weiter Umgebung Stationen finden, für die die Berechnung der potentiellen Landverdunstung entsprechend PENMAN möglich ist.

Problemgebiete sind auf allen Kontinenten die Gebirgsregionen. Starke Gradienten der Niederschlags Höhen sowie die Weitmaschigkeit des Netzes der meteorologischen Stationen sind die Ursache dafür, daß das Hydroklima der Anden nur unzureichend belegt werden kann. Auf den Karten läßt sich die große Veränderlichkeit der hydroklimatischen Gegebenheiten zudem auch maßstabsbedingt nur andeutungsweise wiedergeben. Daher wurden in Tabelle 1 alle verfügbaren Jahresbilanzwerte zusammengestellt, geordnet nach Höhe und geographischer Breite. Bei Kenntnis der regionalen Niederschlagsverteilung lassen sich dann selbst auf der Grundlage des hier ausgewerteten Stationsnetzes agrarklimatologische Aussagen treffen, weil immerhin für die Siedlungszentren die hydroklimatologischen Charakteristika erfaßt sind. Dabei erscheint bemerkenswert, daß in der Breite des meteorologischen Äquators, wo im zonalen Durchschnitt das Niederschlagsmaximum der Tropen angetroffen wird, sogar arides Klima herrschen kann, vgl. die Bilanzwerte der Breitenzone 2°-7°N sowie das Diagramm von Bogotá auf Tafel 5. Verantwortlich hierfür ist die Dichte- (=Temperatur-) Schichtung der tropischen Atmosphäre, die da-

zu führt, daß der Niederschlag oberhalb einer Stufe maximaler Werte in mittleren Hanglagen höhenwärts im allgemeinen wieder abnimmt, während sich die potentielle Landverdunstung in schneefreien Lagen nur wenig mit der Höhe ändert. Orographisch bedingt sind Abweichungen von diesem Verlauf möglich. In Hanglagen bleibt das Hydroklima infolge des Auftretens lokaler Zirkulationen teilhumid, bei ausgehnteren Verflachungen oder in Leelagen kann die potentielle Landverdunstung jedoch auch im Jahresmittel das Übergewicht erlangen. Nach Süden zu gewinnt das aride Klima in den Hochlandregionen immer mehr an Raum. Außerdem setzt ein arides Klima im westlichen Andenvorland von Ekuador ein, das in Peru nach Süden zunehmend hangaufwärts ausgreift, bis sein Zusammenschluß mit der sich ebenfalls vertikal ausdehnenden ariden Hochlandstufe erfolgt. Das östliche Andenvorland bleibt hingegen bis nach Bolivien hinein im Bereich des humiden Klimas, und in mittleren Hanglagen erstreckt sich eine humide Höhenstufe sogar bis nach Argentinien hinein, die allerdings nur durch den Tucumanischen Regenwald, nicht jedoch durch Werte der klimatologischen Wasserbilanz belegt ist. Da Stationen in freien Hanglagen durchweg fehlen, können wasserwirtschaftliche Aussagen mit den in Tab. 1 enthaltenen Angaben nicht erarbeitet werden; dies ist jedoch möglich mit Hilfe der in Tab. 2 gegebenen Werte der potentiellen Landverdunstung. Da sich diese Werte in den schneefreien Regionen vergleichsweise wenig in den einzelnen Breitenzonen ändern, können zusammen mit den reichlicher verfügbaren Niederschlagsdaten realistische Bilanzabschätzungen vorgenommen werden (s. auch HENNING, I. & D. 1981).

2.2. REGIONEN MIT POSITIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

Nördlich der zentralen Trockengrenze liegt die ausgedehnteste der humiden Klimaregionen des südamerikanischen Kontinents. Sie erstreckt sich bei nordwest-südöstlicher Orientierung von 10°N bis 35°S quer über den Kontinent und gehört dementsprechend verschiedenen inner- und randtropischen Klimazonen an. Ihr Kernraum befindet sich im westlichen Teil des Amazonas-Tieflands, belegt durch die Stationen Benjamin Constant, São Paulo de Olivença und Fonte Boa am Amazonas, San Carlos, Uaupés, Tapurucuara und Barcelos am Rio Negro sowie Iauaretê und Taracua am Rio Uaupés (vgl. die Stationseintragungen Null auf Karte 5). In dieser vollhumiden Klimaregion weisen die Verdunstungswerte nur vergleichsweise geringe Unterschiede auf: die Jahressummen

Tab. 1 Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz, cm, in den Anden.

Höhe m	10,5°N	7°N	2°N	3°S	8°S	13°S	18°S	23°S	28°S	33°S
6000									-131	
5000									-115	
4000						-25	-102 bis -66			
3000			-85 bis 22	-41 bis -33	-107 bis -18	-95 bis -53				-54
2000		-16 bis 93	-87 bis 15	-63		-133 bis -113			-125	
1000	-54 bis 61	-23 bis 159	17 bis 312			-147 bis -6			-124 bis -62	
0	-87 bis 152		-116 bis 322	-133 bis 105	-122 bis 140	-133 bis 143	-138 bis -47	-132 bis -38	-135 bis -86	

Tab. 2 Mittlere Jahreshöhen der potentiellen Landverdunstung, cm, in den Anden.

Höhe m	10,5°N	7°N	2°N	3°S	8°S	13°S	18°S	23°S	28°S	33°S
5500									139	
5000										
4500										
4000					116	125-131				
3500		120			115-138	134			123	89
3000		117-136		119-121	142	124-128				
2500		122-123	116-128	134	154				128	
2000		119	123		144					
1500	119	116-133	116-123							
1000	116-136	118-129	111		142-147				136-151	
500	128-141		108		136-149	148				131-150
0	117-146		108-140	118-144	124-143	132-156	124-138	111-136		99-146

bewegen sich zwischen 1117 mm und 1186 mm, die Monatssummen zwischen 76 mm und 113 mm und die Jahresschwankungen an den einzelnen Stationen lediglich zwischen 26 mm und 32 mm. Demgegenüber variieren die Niederschlagshöhen und entsprechend die Werte der klimatologischen Wasserbilanz erheblich. Die Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz liegen zwischen 822 mm und 2505 mm, die Monatssummen zwischen 0,5 mm und 340 mm. Die Niederschlagskarten der World Meteorological Organization (HOFFMANN 1975) lassen es möglich erscheinen, daß sich das vollhumide Klima noch weiter nach Nordwesten erstreckt, als Karte 4 zeigt; auch Teile des südvenezolanischen Gebirgslandes sind möglicherweise noch vollhumid. Datenbedingt ist die Linienführung auf den Karten hier unsicher. Das gilt auch für die westlich sich anschließende Region, für die ein teilhumides Klima mit einem ariden Monat nur mit der ekuadorianischen Station Tiputini belegt werden kann. Allerdings weisen auch die erwähnten Niederschlagskarten auf eine Feuchteabschwächung vor Erreichen der wiederum vollhumiden Andenostabdachung hin. Das vollhumide Klima dieser Region ist durch die Wasserbilanzdaten der ekuadorianischen Stationen Puyo (950 m, KWJ: 3215 mm) und Pastaza (1043 m, KWJ: 3116 mm) belegt. Die Eintragung der Bilanzwerte dieser Stationen ist als Hinweis für Bilanzabschätzungen für vergleichbare Lagen gedacht. Ein vollhumides Klima existiert auch in den unteren und mittleren Höhenlagen der Westabdachung, wo ein entsprechender Beleg jedoch nur in Kolumbien möglich ist. Nicht belegbar ist das vollhumide Klima der nivalen Höhenstufe. Albedobedingt sinkt hier die potentielle Landverdunstung so stark ab, daß schon eine geringe Niederschlagsmenge ausreicht, um ihr das Gleichgewicht zu halten.

Neben dem vollhumiden Kernraum existieren im außerandinen Bereich noch zwei teilhumide Regionen, die sich durch klimatologische Jahreswasserbilanzen von über 1500 mm hervorheben. Die eine derselben ist im südlichen Amazonasgebiet zwischen Tapajós und Xingu anzutreffen, die andere findet sich im weiteren Küstenbereich zwischen Französisch-Guayana und Belém. Diese Humiditätszentren sind niederschlagsbedingt. Die potentielle Landverdunstung unterliegt in der tropischen humiden Klimaregion allgemein nur vergleichsweise geringen räumlichen Änderungen (vgl. Karte 1). Größtenteils bewegen sich die Jahressummen zwischen 1100 mm und 1300 mm. Gegen die Trockengrenzen hin steigen die Werte an, der höchste Stationswert beträgt 1466 mm/Jahr. In gleicher Richtung steigen auch die Jahressummen des klimatologischen Wasserdefizits an (vgl. Karte 4), und zwar auf Wer-

te, die 400 mm, lokal sogar 500 mm übersteigen. Dieser Anstieg erfolgt im großen und ganzen zusammen mit einer Zunahme der Anzahl der ariden Monate (vgl. Karte 5), die ungünstigsten Lagen haben bereits fünf Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz.

Die auf Tafel 1 dargestellten Diagramme von Taracua, Manaus und Sena Madureira vermitteln eine Vorstellung von den Jahresgängen der Bilanzgrößen sowie deren Veränderungen beim Übergang von der vollhumiden zur teilhumiden Klimaregion des südhemisphärischen Regimes. Mit Jahreswerten des Niederschlags, der potentiellen Landverdunstung und der klimatologischen Wasserbilanz von 3652 mm, 1147 mm bzw. 2505 mm ist Taracua die feuchteste meteorologische Beobachtungsstation des Tieflands. Im Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz zeigen sich das Hauptmaximum im Mai (KWM: 340 mm) und das Hauptminimum im Oktober (KWM: 109 mm), sie werden deutlich durch das Niederschlagsregime bestimmt. Eine äquatoriale Doppelwelle weist hier nur der strahlungsbedingte Jahresgang der potentiellen Landverdunstung auf: es gibt nahezu gleich hohe Maxima im März und Oktober und zwei merklich voneinander verschiedene Minima, wobei das Hauptminimum an allen vollhumiden Stationen des Tieflands auf den Juni fällt. Hinsichtlich des Jahresgangs der klimatologischen Wasserbilanz herrschen in der vollhumiden Kernregion keine einheitlichen Verhältnisse. Die höchsten Monatssummen fallen häufig auf den Mai, aber auch auf Januar, März, April und Juni. Die geringsten Monatssummen werden zwischen August und November verzeichnet, in San Carlos de Rio Negro ist der März der Monat mit dem Bilanzminimum (vgl. das Diagramm auf Tafel 2). Allgemein ist die erste Jahreshälfte feuchter als die zweite. In Manaus ist das Maximum der klimatologischen Wasserbilanz im Vergleich zu demjenigen von Taracua um zwei Monate gegen den südhemisphärischen Sommer verschoben und tritt im März ein, in Sena Madureira fällt es bereits auf den Sommermonat Januar. In gleicher Weise tritt auch eine Verlagerung der Minima ein, die sich auf den südhemisphärischen Winter zu bewegen. In Manaus ist das Minimum der klimatologischen Wasserbilanz demjenigen von Taracua um zwei Monate voraus, es tritt bereits im August ein; diese Eintrittszeit ist durch den Niederschlagsgang bedingt. Auch in Sena Madureira fällt das Bilanzminimum auf den Monat August; niederschlagsbedingt müßte es allerdings schon im Juli eintreten, doch bewirkt die höhere potentielle Landverdunstung des August die einmonatige Verzögerung. Trotz der Gleichzeitigkeit des Eintritts der Minima der klimatologischen Wasserbi-

lanz in Manaus und Sena Madureira gibt sich die südwärts zunehmende Verlagerung der Defizitperiode auf den Winter zu in den Diagrammen deutlich zu erkennen. Der Jahresgang der potentiellen Landverdunstung zeigt in Manaus (3,13⁰S) noch die dem Gang des Sonnenhöchststandes folgende Doppelwelle, in Sena Madureira (9,07⁰S) jedoch bereits die einfache Welle mit hohen Werten im Sommer und niedrigen im Winter. Das Sommermaximum wird allerdings bewölkungsbedingt unterdrückt, so daß der Oktober den höchsten Wert der potentiellen Landverdunstung aufweist. Es handelt sich hierbei um den für die tropische Sommerregenzone typischen Jahresgang der potentiellen Landverdunstung.

Andere Regime zeigt auf Tafel 2 die Diagrammserie von Chinchiná (Observatorio), Medellín und Mérida. Bei zwar unterschiedlichen Bilanzwerten treten jedoch an allen drei Andenstationen Doppelwellen sowohl im Jahresgang der potentiellen Landverdunstung als auch in demjenigen des Niederschlags auf, die sich im Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz wiederfinden. Das Auftreten zweier arider Perioden ist in Kolumbien verbreitet (vgl. Karte 6), was bei der Interpretation bzw. Einschätzung der Defizitsummen (Karte 4) und der Gesamtzahl der ariden Monate (Karte 5) berücksichtigt werden muß: beide Größen wirken sich schwächer aus als im Falle eines zusammenhängenden ariden Zeitraums. Die Jahreswerte der potentiellen Landverdunstung und der klimatologischen Wasserbilanz betragen an den genannten Stationen 1206 mm, 1334 mm, 1159 mm bzw. 1329 mm, 159 mm, 611 mm. Medellín ist die Station mit der größten Verdunstungshöhe in der humiden Klimastufe der Anden; der niedrigste Jahreswert wurde mit 1079 mm für Puyo, die bereits erwähnte, in 950 m Höhe gelegene äquatornahe Station an der Ostabdachung errechnet. Aus der vollhumiden Nebelstufe fehlen meteorologische Beobachtungen, doch darf man auch hier die potentielle Landverdunstung nicht zu klein veranschlagen. Von Afrika sind aus vergleichbaren Lagen Jahreshöhen von 1100-1150 mm bekannt.

Im nordhemisphärischen Tiefland verläuft die Ausbildung des Jahresgangs der Bilanzgrößen prinzipiell ähnlich wie im südhemisphärischen, man vergleiche dazu die Diagramme von San Carlos de Rio Negro, Boa Vista und San Fernando. San Carlos ist die nördlichste Station mit einem vollhumiden Klima, zeigt jedoch noch keinen Grenzcharakter, sondern gehört sogar zu den feuchtesten Stationen der Kernregion (KWJ: 2359 mm). Das Maximum der klimatologischen Wasserbilanz fällt bereits auf den Monat Juni (KWM: 306 mm), hebt sich allerdings noch wenig hervor;

das Minimum (96 mm) tritt zwar im März ein, doch ist der geringe Feuchtigkeitsgrad des Winters schon deutlich erkennbar. San Fernando ist eine typische Station der venezolanischen Llanos, wo sich zwei ausgeprägte Jahreszeiten gegenüberstehen. In der ariden Jahreshälfte, von November bis April, wird ein klimatologisches Wasserdefizit von 539 mm erreicht, die Überschußsumme von Mai bis Oktober beträgt 732 mm. Das Diagramm von Boa Vista (KWJ: 601 mm) veranschaulicht eine Übergangssituation mit für die Breitenlage (2,82⁰S) vergleichsweise starker Trockenheit; denn das klimatologische Jahreswasserdefizit beträgt 272 mm, und die aride Periode dauert sieben Monate (September-März). Die Station liegt im Rio-Branco-Gebiet, das auf den Karten durch markante Feuchteänderungen hervortritt.

Auf der ostwärts anschließenden Luvseite des Berglandes von Guayana nimmt der Humiditätsgrad markant zu und erreicht in Cayenne bei einer klimatologischen Jahreswasserbilanz von 2551 mm den höchsten Wert des küstenparallelen Humiditätszentrums. Als Beispielstation für diese Region wurde Tafelberg ausgewählt. Die Jahreswerte des Niederschlags, der potentiellen Landverdunstung und der klimatologischen Jahreswasserbilanz betragen 2814 mm, 1163 mm und 1651 mm. Mit dem Maximum der klimatologischen Wasserbilanz im Mai-Juni ist der Sommerregentyp angedeutet, doch ist nicht der Winter, sondern der Herbst die trockene Jahreszeit. September und Oktober haben eine negative klimatologische Wasserbilanz, die Defizitsumme beträgt 115 mm. Der Strahlungsreichtum der ariden Periode bedingt, daß der doppelwellige Jahresgang der potentiellen Landverdunstung asymmetrisch ist: die Herbstwerte liegen über den Frühjahrswerten, doch ist die Jahreschwankung mit 28 mm noch unbedeutend. Südwärts verlängert sich die aride Periode (vgl. Karte 6) bei allmählich zunehmender Intensität (vgl. Karte 4). São Luís, die nächste Beispielstation, hat eine klimatologische Jahreswasserbilanz von nur noch 660 mm und zeigt einen ausgeprägten Jahresgang dieser Größe. Die ersten sieben Monate des Jahres weisen eine Überschußsumme von 1168 mm auf, die letzten fünf Monate eine Defizitsumme von 508 mm. Um jeweils nur einen Monat verschoben sind die hydroklimatologischen Jahreszeiten in Goiana. Diese Station liegt zwar in der isolierten humiden Klimaregion des nordostbrasilianischen Küstenlands, schließt sich jedoch mit ihrem Regime direkt an die humide Hauptregion an. Die Mehrzahl der Küstenstationen hat hier allerdings eine bis Februar andauernde aride Periode (vgl. Karte 6).

Die nächsten beiden Diagramme (vgl. Tafel 3) charakterisieren das Hydroklima im zentralen Brasilien. Alto Tapajós gehört mit einer Jahressumme der klimatologischen Wasserbilanz von 1611 mm dem südamazonischen Humiditätszentrum an. Presidente Murtinho liegt in 546 m auf dem Planalto de Mato Grosso und veranschaulicht mit einer Jahressumme der klimatologischen Wasserbilanz von 498 mm die Verhältnisse im feuchteren Teil der Campos Cerrados. Wenn man die beiden Diagramme an das Profil Taracua - Manaus (Tafel 1) anschließt, kann man verfolgen, wie sich das tropisch-monsunale Bilanzregime der Sommerregenzone von der äquatorialen Zone nach Süden zu mehr und mehr ausbildet. In Alto Tapajós beginnt die aride Periode im Juni, d.h. bereits einen Monat früher als in Manaus, und in Presidente Murtinho setzt sie wiederum einen Monat früher ein. Die Andauer dieser Periode bleibt zunächst mit drei Monaten unverändert, ist jedoch in Alto Tapajós mit einem klimatologischen Jahreswasserdefizit von 197 mm bereits etwas stärker ausgebildet als in Manaus. In Presidente Murtinho erstreckt sie sich über fünf Monate, in denen eine Defizitsumme von 328 mm erreicht wird. Die Werte des klimatologischen Jahreswasserüberschusses weisen kein einheitlich gerichtetes Gefälle zwischen den Vergleichsstationen auf, da Manaus den Ausläufern der Region verminderten Humiditätsgrades angehört, welche die Karten im Rio-Branco-Gebiet zeigen. Zwischen Alto Tapajós und Presidente Murtinho herrscht jedoch ein markantes Feuchtegefälle. Die Jahressumme des klimatologischen Wasserüberschusses nimmt von 1807 mm auf 825 mm ab. Diese Differenz ist zwar hauptsächlich niederschlagsbedingt, wird jedoch auch von der potentiellen Landverdunstung mitgetragen, die in Presidente Murtinho mit einer Jahressumme von 1279 mm um 171 mm höher ist als in Alto Tapajós.

Ein bemerkenswertes Diagramm aus der Sommerregenzone ist dasjenige von Petrópolis, einer in 895 m gelegenen Station im Hinterland von Rio de Janeiro. Die Daten dieser Station zeigen, daß bei noch markant ausgeprägtem Sommerregenregime vollhumide Klimaverhältnisse erreicht werden können. Allerdings sind hier sicher nicht alle Einzeljahre vollhumid; denn von Juli bis September sind die Bilanzwerte nur schwach positiv.

Nach Süden zu verstärken sich die Winterniederschläge, während die Sommerniederschläge zurückgehen. Die Diagramme von Ponta Grossa, Passo Fundo und Xanxerê veranschaulichen diesen Übergang. Die ausgeglichenen Bilanzverhältnisse von Ponta Grossa sind besonders erwähnenswert: die größte Monatsbilanz be-

trägt 47 mm, die kleinste -32 mm. Humide und aride Monate wechseln mehrfach miteinander ab, so daß die Gesamtdefizitsumme von 96 mm kaum von geökoökologischer Bedeutung ist. Ein derart ausgeglichenes Klima bei großem Wasserumsatz (N: 1402 mm, PLV: 1365 mm) stellt eine Besonderheit auf der Erde dar. Infolge höherer Winterniederschläge hat Passo Fundo ein recht ausgeglichenes Niederschlagsregime, hier wird der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz durch das Verdunstungsvermögen bestimmt; denn die Monatswerte der potentiellen Landverdunstung bewegen sich zwischen 38 mm im Juni und 174 mm im Dezember. Abgesehen von luvseitigen Küstengebirgslagen ist Xanxerê in dieser Breite die einzige Station mit einem vollhumiden Klima. Die Jahreswerte von Niederschlag, potentieller Landverdunstung und klimatologischer Wasserbilanz betragen 2436 mm, 1241 mm bzw. 1195 mm; die Monatswerte der klimatologischen Wasserbilanz schwanken zwischen 17 mm und 195 mm. November und Dezember sind die Monate mit den kleinsten Bilanzen, die Verdunstungswerte von 145 mm bzw. 163 mm werden nur knapp von den Niederschlagshöhen übertroffen. Die Unterschiede zum Regime der zuvor erwähnten vollhumiden Station Petrópolis sind markant, vgl. das Diagramm in der oberen Reihe auf Tafel 3.

Andere hydroklimatische Verhältnisse existieren im Südwesten des Kontinents. In der sich nord-südlich erstreckenden relativ schmalen humiden Region der Südan den findet der Übergang vom subtropischen Winterniederschlagsregime zum Niederschlagsregime der außertropischen Westwindzone statt, der mit der Diagrammserie von Concepción, Valdivia und San Pedro exemplarisch nachvollzogen wird. Concepción (KWJ: 320 mm) gehört der Zone an, in der das Maximum des Niederschlags mit dem Minimum der potentiellen Landverdunstung zusammenfällt. Im Juni bestehen daher günstige Bilanzverhältnisse, zumal die potentielle Landverdunstung der Breitenlage entsprechend bereits sehr klein (17 mm), der Niederschlag jedoch besonders hoch (250 mm) ist. Die Hauptjahreszeiten stehen sich ziemlich extrem gegenüber: in der humiden Jahreshälfte wird ein klimatologischer Wasserüberschuß von 857 mm erzielt, während sich von September bis März ein Defizit von 537 mm entwickelt. Südwärts verringert sich das klimatologische Wasserdefizit und erreicht in Valdivia (KWJ: 1574 mm) bei dreimonatiger Aridität nur noch 196 mm. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz folgt an den bezeichneten Stationen demjenigen des Niederschlags, die potentielle Landverdunstung hat jeweils nur eine unterstützende Wirkung: im Winter wird der Feuchtigkeitsgrad und im Sommer der Trockenheitsgrad verstärkt. Anders liegen die Verhältnisse in San Pedro,

wo bei etwa gleichen Niederschlagshöhen die Sommermonate weniger feucht sind als die Wintermonate; denn mit 14 - 17 mm/Monat ist der Einfluß der Verdunstung von Mai bis August ganz unbedeutend, während die potentielle Landverdunstung auch hier im Dezember und Januar auf etwas über 100 mm ansteigt. Die Monatssummen der klimatologischen Wasserbilanz bewegen sich an dieser vollhumiden Station zwischen 274 mm und 381 mm. San Pedro gehört mit Morro Lobos und Loa Evangelista einer Gruppe besonders feuchter Stationen an, die auf den Karten 2 und 3 durch Stationszeichen hervorgehoben sind. Die Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz erreichen hier 3886 mm, 2085 mm bzw. 2478 mm, wobei die Verdunstungswerte zwischen 555 mm und 732 mm variieren. Von den benachbarten Andenhängen sind Niederschlagsangaben bis zu 10 m/Jahr genannt worden, doch fehlen in den Gebirgslagen dieses temperierten Luvsseiten-Zyklonalklimas Stationen mit für die Verdunstungsbeurteilung ausreichendem Beobachtungsprogramm.

2.3. REGIONEN MIT NEGATIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

Südlich der zentralen Trockengrenze findet sich die größte zusammenhängende aride Klimaregion Südamerikas. Wie Karte 2 zeigt, erstreckt sie sich in etwa nordwest-südöstlicher Richtung quer über den gesamten Kontinent von der Westküste am Äquator bis zum südöstlichen Feuerland. Bei dieser Ausdehnung über rund 56 Breitengrade setzt sie sich aus mehreren genetisch unterschiedlichen Bereichen zusammen. Von der Begrenzungslinie Null wird auf Karte 3 der vollaride Kernraum umschlossen, dem die Westküste zwischen dem ekuadorianisch-peruanischen Grenzgebiet und dem mittleren Teil der chilenischen Provinz Atacama, das Andenhochland im Bereich des bolivianisch-argentinisch-chilenischen Punablocks sowie größere Teile des Gran Chaco angehören. Isolierte kleinere Regionen mit vollaridem Klima finden sich in einigen Hochbecken von Ekuador, in Nord-Venezuela, in Nordost-Brasilien sowie in Patagonien. Der höchste Ariditätsgrad wird an der pazifischen Andenabdachung von Peru oberhalb der Nebelstufe erreicht, wo die Station La Joya in 1262 m eine klimatologische Wasserbilanz von -1474 mm aufweist. Ähnlich niedrig ist der Stationswert von Commodore Rivadavia (KWJ: -1417 mm), weil hier an der patagonischen Ostküste infolge besonders markanter Addition von Strahlungs- und Windeffekt Verdunstungswerte resultieren, die sonst erst 17 - 28 Breitengrade äquatorwärts angetroffen werden. Die auf Tafel 4 dargestellten Diagramme vermitteln vorwiegend einen Überblick über

die Monatssummen der Bilanzgrößen in der zusammenhängenden vollariden Klimaregion. Die drei oberen Diagramme stammen von der Westküste, die mittleren vom Andenhochland und die unteren aus der östlichen Region.

Die in Westekuator gelegene Station Manta (KWJ: -1157 mm) charakterisiert den nördlichsten Ausläufer des vollariden Klimas, in dem noch das inner-tropische Regime angedeutet ist. Die Jahresschwankung der potentiellen Landverdunstung beträgt nur 25 mm, daher erreicht die klimatologische Wasserbilanz ihr Maximum (-58 mm) im regenreichsten Monat und ist in der Trockenzeit ziemlich gleichbleibend niedrig (Minimum: -116 mm). An den nahezu niederschlagslosen Stationen Lima (KWJ: -1201 mm) und Caldera (KWJ: -1093 mm) zeigt sich im Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz der südwärts markanter werdende Jahresgang der potentiellen Landverdunstung; die Jahresschwankung der PLV beträgt in Lima 68 mm, in Caldera 108 mm. Caldera ist die südlichste Station mit vollaridem Klima an der Westküste.

Das erste Diagramm aus dem Andenhochland ist von einem der vollariden Hochbecken Ekuadors ausgewählt worden, die durch generalisierte Linienzüge auf den Karten 3 und 5 angedeutet sind. Das Nebeneinander der Eintragungen "Überschuß Null" und Stationszeichen für 3000 - 4000 mm bzw. 12 und 0 Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz weist auf den bemerkenswert großen Feuchtigkeitsgradienten hin, der durch Stationen im Pastaza-Tal belegt ist. Die im oberen Teil dieses Tals gelegene Station Latacunga ist feuchter (KWJ: -796 mm) als die quasi benachbarte Küstenstation Manta, insbesondere deshalb, weil im Hochland die zweite Welle des äquatorialen Niederschlagsregimes nicht unterdrückt ist. Die Jahressumme der potentiellen Landverdunstung ist an der 2800 m höher gelegenen Station mit 1278 mm nur um 60 mm niedriger als an der Tieflandstation. Bei geringer Jahresschwankung der potentiellen Landverdunstung (24 mm) ist der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz vorwiegend vom Niederschlag kontrolliert.

Die zusammenhängende Region mit vollaridem Klima steigt an der peruanischen Andenwestabdachung allmählich von der Küstenregion auf, erreicht den Punablock im peruanisch-bolivianischen Grenzgebiet und nimmt diesen südlich des Titicaca-Sees in seiner gesamten Breite ein. Eine recht typische Station vom etwas feuchteren östlichen Altiplano Boliviens ist Oruro, wo sich von Osten her noch das Regime der

tropischen Sommerregen bemerkbar macht. Bei bescheidenen Niederschlagshöhen (258 mm/Jahr) bestimmt das Verdunstungsregime stark den Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz, und kleinster bzw. größter Monatswert der KW werden dementsprechend im Wintermonat Juni (KWM: -60 mm) bzw. im Sommermonat Dezember (KWM: -122 mm) erreicht. Das nebenstehende Diagramm der argentinischen Station La Quiaca zeigt, wie höhere Niederschläge die sommerliche und niedrigeres Verdunstungsvermögen die winterliche Aridität abschwächen. Die Monatswerte der klimatologischen Wasserbilanz schwanken zwischen -37 mm und -126 mm, wobei die kleinsten Werte vor der Regenzeit im Oktober und November auftreten. Die Gesamtdifizitsumme beträgt 954 mm und ist damit um 116 mm geringer als in Oruro.

In gleicher Breite wie La Quiaca, jedoch 3282 m tiefer, liegt Mariscal de Estigarribia. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz wird hier durch die gleichlaufenden, ausgeprägten Jahresgangwellen von Niederschlag (11 mm bis 112 mm/Monat) und Verdunstungsvermögen (66 mm bis 193 mm/Monat) bestimmt. Das hohe klimatologische Wasserdefizit der niederschlagsreichen Monate November und Dezember (KWM: -94 mm) weist darauf hin, daß diese Station einer der verdunstungsstärksten Regionen des Kontinents angehört (vgl. Karte 1). Nahezu allein von der potentiellen Landverdunstung wird hingegen der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz im südwärts anschließenden niederschlagsarmen Leeseitenklima kontrolliert. Die Diagramme von Mendoza und Cipolletti zeigen hier die Bilanzverhältnisse des subtropischen Bereichs der vollariden Klimaregion mit markantem Jahresgang der potentiellen Landverdunstung und unbedeutenden, im Mittel ziemlich gleichmäßig über das Jahr verteilten Niederschlägen. Die Monatssummen der Bilanz liegen in Mendoza zwischen -22 mm (Juni) und -169 mm (Dezember), in Cipolletti zwischen -2 mm und -155 mm. Cipolletti ist damit eine Grenzstation im Übergangsbereich zum teilariden Klima, welches sich hier allein durch den Rückgang der potentiellen Landverdunstung einstellt.

Sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung sind die vollariden Klimate von teilariden umgeben. Infolge unterschiedlicher Klimagenese treten die humiden Perioden in den einzelnen Regionen zu verschiedenen Jahreszeiten auf (vgl. Karte 6). Die auf Tab. 5 dargestellten Diagramme sind Beispiele aus den teilariden Klimaregionen des Andenhochlands (obere Reihe) und des östlichen tropisch-subtropischen Tieflands. Die hydroklimatologischen Daten von

Bogotá charakterisieren die teilariden Klimate, die sich in innertropischer Breitenlage als Folge der typischen atmosphärischen Temperaturschichtung ausbilden und sich in horizontaler Richtung an die vollariden Hochbecken Ekuadors anschließen. Sowohl Niederschlag als auch potentielle Landverdunstung haben einen typisch äquatorialen, zweigipfeligen Jahresgang, der sich im Regime der klimatologischen Wasserbilanz wiederholt. Es treten dementsprechend jeweils zwei Perioden mit humiden bzw. ariden Bedingungen auf. Positive Monatsbilanzen werden in den Monaten April - Mai und Oktober - November zur Zeit der Niederschlagsmaxima erreicht. Insgesamt ist der klimatologische Wasserüberschuß nicht sehr groß, in der ersten Periode beträgt er 53 mm, in der zweiten 85 mm. Mit diesen Überschüssen kann das klimatologische Defizit theoretisch bis zum 12. Juli bzw. 14. Februar überbrückt werden. Mit einer klimatologischen Jahreswasserbilanz von -162 mm hat die Station ein vergleichsweise ungünstiges Hydroklima, wenn man bedenkt, daß sie etwa in der Breite des meteorologischen Äquators liegt. Nach Süden zu beginnt schon in Ekuador der Übergang vom doppelwelligen zum einwelligen Jahresgang der Bilanzglieder, und die peruanische Hochgebirgsstation Cerro de Pasco gehört bereits voll und ganz der tropischen Sommerregenzone an. 75% (683 mm) des Jahresniederschlags fallen von Dezember bis April, so daß humide Verhältnisse zur Zeit des größten Verdunstungsvermögens eintreten können. Da die Monatswerte der potentiellen Landverdunstung selbst an dieser in 4500 m gelegenen Station bis auf 114 mm ansteigen, ist der erzielte Wasserüberschuß vergleichsweise gering (KWÜJ: 151 mm). Immerhin kann das klimatologische Wasserdefizit (KWDJ: 399 mm) theoretisch bis zum 15. Juli überbrückt werden. Das nebenstehende Diagramm von Cristo Redentor ist das Ergebnis gegenläufiger Jahresgänge von Niederschlag und potentieller Landverdunstung. Die subtropische Station liegt südlich der sogenannten Trockenachse des Kontinents und erhält bereits zyklonale Winterniederschläge. Gemessen an den Werten der Tropenstation Cerro de Pasco sind die Monatssummen des Niederschlags zwar gering, doch infolge zeitweiliger Existenz einer Schneedecke weicht die potentielle Landverdunstung in Cristo Redentor so markant von derjenigen in Cerro de Pasco ab, daß sich an der südlicher gelegenen Station eine viermonatige humide Periode mit einem klimatologischen Jahreswasserüberschuß von 161 mm herausbilden kann. Der Trockenheitsgrad der von September bis April andauernden achtmonatigen Periode mit negativer klimatologischer Wasserbilanz ist in Cristo Redentor mit einem Jahreswasserdefizit von 696 mm noch recht stark, da die extremen Monatswerte der

klimatologischen Wasserbilanz fast so niedrige Werte erreichen wie an der benachbarten, 3000 m tiefer gelegenen vollariden Station Mendoza (vgl. Tafel 4).

Aus dem abwechslungsreichen Nordteil des teilarenen Tieflands sind mit Sta. Cruz (KWJ: - 243 mm) und Caceres (KWJ: -207 mm) zwei Stationen herausgesucht worden, deren Jahressummen der einzelnen Bilanzglieder wenig unterschiedlich sind, deren Jahresgänge der klimatologischen Wasserbilanz jedoch voneinander abweichen. Caceres schließt sich an das Profil Taracua-Manaus-Alto Tapajós-Presidente Murinho (vgl. Tafeln 1 und 3) an und hat ein typisches Sommerniederschlagsregime. Humide Verhältnisse herrschen von November bis März, und der Wasserüberschuß kann das Defizit theoretisch bis zum 17. August überbrücken. An der andennahen Station Sta. Cruz sind Januar, April, Mai und Juni Monate mit positiver Bilanz und Februar, März, Juli und August solche, in denen das Defizit theoretisch überbrückbar ist. Das nächste Diagramm leitet von Caceres zu den Bilanzverhältnissen von Südbrasilien über (vgl. Ponta Grossa auf Tafel 3). Bei gleichlaufenden Jahresgängen von Niederschlag und potentieller Landverdunstung resultiert in Londrina (KWJ: -127 mm) ein recht ausgeglichenes Hydroklima, nur im Dezember ist die Bilanz mit -67 mm vergleichsweise unausgeglichene. Das klimatologische Jahreswasserdefizit beträgt zwar 177 mm, doch läßt das Diagramm deutlich werden, daß sich Aridität infolge mehrfachen Wechsels von negativen und positiven Monatsbilanzen kaum im Landschaftshaushalt bemerkbar machen kann. Ein hoher Wasserumsatz (N: 1219 mm, PLV: 1346 mm) kennzeichnet die günstige Klimazone auch auf der ariden Seite der klimatologischen Trockengrenze.

Das bezüglich seines Klimas meist diskutierte Gebiet Südamerikas ist die Pampa. Die vergleichsweise hohen Niederschläge haben dazu veranlaßt, für das Grasland ein Feuchtklima zu postulieren. Doch die hohen Niederschläge treffen hier mit so hohen Werten der potentiellen Landverdunstung zusammen, daß diese Region dem ariden Klimabereich zugeordnet werden muß, und WALTER, 1967, konnte die Auswirkungen der klimatischen Aridität auch in der Landschaft nachweisen. Karte 2 zeigt ein nur schwach arides Gebiet im Nordosten der Provinz Buenos Aires. In Uruguay treten jedoch noch einmal deutlich negative Jahreswerte der klimatologischen Wasserbilanz auf, bevor nach Norden zu der Anstieg in Richtung auf ausgeglichene Jahresbilanzwerte einsetzt. Im Westen und Süden der Provinz Buenos Aires herrscht

ein ununterbrochenes Feuchtegefälle in Richtung auf die Trockenachse des Kontinents. Die drei unteren Diagramme auf Tafel 5 charakterisieren das Hydroklima dieser Region. Die Station Trenque Lauquén (KWJ: -405 mm) ist typisch für den trockeneren Teil, in dem nur unbedeutende klimatologische Jahreswasserüberschüsse angetroffen werden. In Azul (KWJ: -228 mm) beträgt der Überschuß bereits 124 mm und reicht schon aus, um das Wasserdefizit der ariden Periode bis zum 15. Dezember zu überbrücken, so daß nur noch eine zweieinhalbmonatige Wassermangelzeit existiert, während der die Niederschläge mit durchschnittlich 185 mm jedoch bereits vergleichsweise ergiebig sind. Im Trockengrenzbereich weist Treinta y Tres (KWJ: -6 mm) einen klimatologischen Wasserüberschuß von 344 mm auf, das Defizit ist genauso hoch wie in Azul.

Einen ähnlichen Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz mit Maximum im Winter und Minimum in der strahlungsreichen Jahreszeit zeigen bei einem anderen subtropischen Niederschlagsregime auch die nächsten beiden Diagramme vom Südwesten des Kontinents (vgl. Tafel 6). Wo das Niederschlagsmaximum zur Zeit des Verdunstungsminimums eintritt, reichen schon geringe Niederschlagshöhen aus, um eine humide Jahreszeit entstehen zu lassen, nur bleiben dabei die erzielten Wasserüberschüsse klein. Santiago de Chile, die verdunstungsreichere der beiden Stationen, verzeichnet einen Jahreswasserüberschuß von 125 mm, die argentinische Station Col. 16 d'Octobre 191 mm. Diese Wasserhöhen reichen aus, um das Defizit in Santiago theoretisch bis zum 22. Oktober, in Col. 16. d'Octobre bis zum 28. November zu überbrücken. Ostwärts nehmen die Niederschläge markant ab, und an der Ostküstenstation Sta. Cruz herrscht mehr ein rechnerisch teilarenes Klima. In der strahlungsreichen Jahreszeit steigen die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung hier bis auf 129 mm an, so daß die klimatologische Aridität sehr ausgeprägt ist; die klimatologische Jahreswasserbilanz beträgt -571 mm.

Die letzte Diagrammserie vom südamerikanischen Kontinent charakterisiert das Hydroklima in der ariden Klimaregion von Nordost-Brasilien. Quixeramobim aus dem nördlichen Teil dieses Gebiets hat Jahressummen des Niederschlags, der potentiellen Landverdunstung und der klimatologischen Wasserbilanz von 660 mm, 1682 mm bzw. -1022 mm. Die Station gehört einem der Räume mit besonders hoher potentieller Landverdunstung an (vgl. Karte 1), weshalb die Defizitsumme der zehnmonatigen ariden Periode 1109 mm erreicht. Der klimatologische Wasserüberschuß von März und

und April erscheint demgegenüber mit 88 mm nahezu bedeutungslos, doch da der nachfolgende Monat Mai noch eine fast ausgeglichene Bilanz aufweist, kann das Defizit theoretisch bis zum 7. Juli überbrückt werden. Mit den Eintrittszeiten von Maximum und Minimum der klimatologischen Wasserbilanz in April (47 mm) und Oktober (-174 mm) schließt sich Quixeramobim an das Bilanzregime von São Luís und Goiana an (vgl. Tafel 2). Die größte Aridität in Nordost-Brasilien wird im unteren Rio-São-Francisco-Gebiet erreicht, aus welchem die Station Petrolina ausgewählt wurde. Bei 580 mm Niederschlag und 1762 mm potentieller Landverdunstung beträgt die klimatologische Jahreswasserbilanz -1182 mm. Im Vergleich zu Quixeramobim fehlt die Niederschlagsspitze von

März - April, so daß auch in diesen Monaten negative Bilanzwerte verzeichnet werden und ein vollarides Klima herrscht. Südlich des vollariden Kernraums findet der Übergang zum ausgeprägten tropischen Sommerniederschlagsregime statt. Das Diagramm von Caetite veranschaulicht, in welchem Maße die Ariditätsabschwächung erfolgt; die klimatologische Jahreswasserbilanz steigt hier auf -556 mm an. Die hohen Werte der potentiellen Landverdunstung werden allerdings nur im November und Dezember vom Regen übertroffen, und zwar um insgesamt 68 mm. Das ist zwar ein bescheidener Wasserüberschuß, doch da die Monate Januar bis März schwach arid sind, kann damit das klimatologische Defizit theoretisch bis zum 6. April ausgeglichen werden.

3. DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON AFRIKA

3.1. ÜBERBLICK

Auf dem afrikanischen Kontinent gibt es im zonalen Überblick eine aride und zwei humide Klimaregionen (vgl. Karte 8). An der Westküste von Nordafrika setzt die klimatologische Trockengrenze etwa bei $12,5^{\circ}\text{N}$ ein, angezeigt durch die Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz von Kaolack (KWJ: -533 mm) und Bissau (KWJ: 211 mm). Von hier aus zieht sie im Grenzgebiet von Senegal und Guinea ostwärts nach Mali; Kenieba (KWJ: -84 mm) und Bougouni (KWJ: 84 mm) sind grenznahe Stationen. Bei Ferkessédougou (KWJ: 65 mm) biegt die Trockengrenze nach Süden um, Bouaké (KWJ: -51 mm) gehört der ariden Region an. In einem ostwärts vorstoßenden Bogen werden die Stationen Kintampo (KWJ: 201 mm), Kumasi (KWJ: 208 mm) und Atakpamé (KWJ: 100 mm) an die humide Region angeschlossen; auf der ariden Seite wird der Verlauf zur Küste durch die Stationen Sokodé (KWJ: -15 mm), Savé (KWJ: -297 mm), Bohicon (KWJ: -258 mm) und Takoradi (KWJ: -29 mm) festgelegt. In der Bucht von Benin setzt die klimatologische Trockengrenze erneut bei Cotonou (KWJ: 33 mm) ein, verläuft über Pobe (KWJ: 2 mm) und überquert Nigerien südlich von Ilorin (KWJ: -152 mm) und zwischen Makurdi (KWJ: -135 mm) und Enugu (KWJ: 480 mm). Die nächsten grenznahen Stationen sind N'Gaoundéré (KWJ: 140 mm), Bossangoa (KWJ: -20 mm) und Obo (KWJ: 12 mm). Im südlichen Sudan bestimmt das Stationspaar Loka (KWJ: -91 mm) und Kagelu (KWJ: 78 mm) den Verlauf der Grenzlinie, und in Uganda sind es Gulu (KWJ: 131 mm) und Lira (KWJ: -38 mm) sowie Masindi (KWJ: -75 mm). Von hier aus zieht sich die klimatologische Trockengrenze nach Süden entlang der humiden Randschwellen des Ostafrikanischen Hochlands zum Tanganyika-See, wo Kisosi (KWJ: 143 mm) und Kigoma (KWJ: -498 mm) sowie Albertville (= Kalemie, KWJ: -184 mm) den Verlauf nach Kamina (KWJ: 20 mm) bestimmen. Mwinilunga, in Nord-Zambia, ist mit einer klimatologischen Jahreswasserbilanz von 161 mm die südlichste humide Station. Das nächste, den Grenzverlauf festlegende Stationspaar ist Teixeira de Sousa (KWJ: -97 mm) und Henrique de Carvalho (KWJ: 72 mm). Luki (KWJ: -72 mm), Mouyondzi (KWJ: -28 mm), Dolisie (KWJ: -50 mm) und Pointe Noire (KWJ: -27 mm) sind in 4° bis $5,6^{\circ}$ Südbreite die äquatornächsten Stationen des ariden Westküstenklimas, so daß die klimatologische Trockengrenze noch den unteren Kongo überquert, bevor sie die Atlantikküste erreicht. Das durch Nova Lisboa (KWJ: 109 mm) angezeigte feuchtere Klima des Elonga-Gebirges ist durch ein Positivzeichen auf Karte 8 als humide Klima-Insel hervorgehoben.

Das zuletzt genannte Beispiel gehört zu einer Vielzahl von Gebieten, wo es auf Grund lokaler Niederschlagsverstärkung innerhalb der ariden Klimaregion zur Ausbildung humider Klimate kommt. Diesbezüglich erwähnenswert ist auch das durch die Jahreswasserbilanzwerte von Entebbe (KWJ: 294 mm) und Bukoba (KWJ: 744 mm) belegte Gebiet am Viktoria-See, das ebenfalls durch Positivzeichen auf Karte 8 angezeigt ist. Andere humide Klima-Inseln sind an Gebirge gebunden, doch nur wenige von ihnen können mit Stationswerten belegt werden.

Afrika ist im Vergleich zu Südamerika ein trockener Kontinent: das Flächenmittel des Niederschlags erreicht mit 696 mm/Jahr (BAUMGARTNER und REICHEL 1975) nur 45% des entsprechenden Wertes für Südamerika, und die ariden Klimaregionen stellen das herausragende hydroklimatische Charakteristikum dieses Erdteils dar. Die ariden Klimate werden daher (anders als im Falle Südamerikas) bei den nachfolgenden Erörterungen zuerst behandelt. Unter ihrer Vorherrschaft erscheint die humide Klimazone der Innertropen räumlich eingeengt, wobei sie sich zugleich durch einen vergleichsweise schwachen Humiditätsgrad auszeichnet.

3.2. REGIONEN MIT NEGATIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

Auf dem afrikanischen Kontinent gibt es drei voll-aride Klimaregionen, und zwar je eine in Nord- und Nordostafrika sowie eine dritte auf dem südhemisphärischen Teil des Kontinents (vgl. Karten 11 und 12). Die hydroklimatischen Verhältnisse in diesen Regionen sind teilweise recht unterschiedlich, so schwanken die Jahreswasserbilanzen zwischen -1910 mm und -563 mm. Die Jahressummen der Niederschläge liegen zwischen Null und 768 mm, diejenigen der potentiellen Landverdunstung zwischen 1077 mm und 2072 mm. Die vollaride Klimaregion von Nordafrika weist zwei gleich starke Ariditätszentren auf (vgl. Karte 8): ein westliches um die Station Atar und ein östliches um die Station Wadi Halfa. Die Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz betragen an diesen Stationen -1824 mm bzw. -1823 mm. Diese Werte errechnen sich aus Jahressummen des Niederschlags und der potentiellen Landverdunstung von 106 mm und 1930 mm bzw. 3 mm und 1826 mm. Es ist möglich, daß das westliche Zentrum ausgedehnter ist, als es Karte 8 zeigt. In der zentralen Sahara ist der Ariditätsgrad etwas schwächer, und zwar als Folge einer gewissen Dämpfung des Verdunstungsvermögens im Einflußbereich von Hoggar und

Tibesti, wo Jahreswerte des klimatologischen Wasserdefizits von 1554 mm bzw. 1264 mm auftreten. Über den Jahresgang der Bilanzglieder der nordafrikanischen vollariden Klimaregion informieren die auf Tafel 7 dargestellten Diagramme von Atar, Tamarrasset, Wadi Halfa, Kairouan und Tombouctou. Die drei erstgenannten geben einen West-Ost-Schnitt durch den zentralen Teil, die beiden letztgenannten sind Beispiele aus dem nördlichen bzw. südlichen Grenzgebiet zur teil-ariden Klimaregion. Die Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz liegen an diesen Stationen zwischen -1008 mm und -1824 mm. In der niederschlagsarmen Zentralzone folgt die klimatologische Wasserbilanz dem markanten Jahresgang der potentiellen Landverdunstung mit Maximum im Sommer und Minimum im Winter. Die Monatssummen der klimatologischen Wasserbilanz schwanken zwischen -68 mm und -204 mm. An der Station Atar ist ein gewisser Einfluß der Niederschläge von August und September auf die Bilanz erkennbar. Ein solcher Einfluß ist an der tunesischen Station Kairouan jedoch markanter, weil die potentielle Landverdunstung breitenbedingt schon merklich zurückgeht, und zwar bis auf einen Monatswert von 36 mm. Herbst, Winter und Frühjahr weisen daher eine sichtbare Abschwächung des Trockenheitsgrades auf. Doch der Sommer ist noch extrem arid (KWM bis -181 mm), weil das Maximum der potentiellen Landverdunstung und das Minimum des Niederschlags zusammenfallen. Anders ist der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz im südlichen Teil der vollariden Klimaregion, wo die winterlichen Monatswerte der potentiellen Landverdunstung hoch sind und die hoch- bis spätsommerlichen Niederschläge zu einer Ariditätsabschwächung führen. In Tombouctou tritt daher das Maximum der klimatologischen Wasserbilanz im August ein (-59 mm), das Minimum liegt unmittelbar vor der Regenzeit (Mai -183 mm). Die Differenz zwischen den Extremwerten beträgt also 124 mm, Spätfrühjahr und Frühsommer sind eine Zeit mit ausgeprägtem klimatologischem Wasserdefizit.

Die vollaride Klimaregion Nordafrikas steht über den Rotmeergraben (Massawa und Djibouti 12 aride Monate) mit derjenigen Nordostafrikas in Verbindung, wo sich der Bereich vollariden Klimas südwärts bis nach Nordost-Kenya ausdehnt. Die Diagramme von Gardó und Mandera geben einen Einblick in das zonale Hydroklima, das Diagramm von Lodwar charakterisiert das Klima des Rudolfsee-Grabens. Gardó und Mandera haben Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz von -1530 mm bzw. -1663 mm. Die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung liegen zwischen 101 mm und 154 mm bzw. zwischen 125 mm und 183 mm.

In Lodwar schwanken diese Werte zwischen 157 mm und 193 mm, wobei der doppelwellige Jahresgang mit zwei gleich hohen Maxima im Mai und Oktober besonders schön ausgebildet ist. Gardó und Lodwar weisen das gleiche Niederschlagsregime auf; die Monatssummen des Niederschlags sind jedoch so niedrig, daß selbst der höchste Wert nur eine bescheidene Ariditätsabschwächung zu bewirken vermag. In Mandera wird hingegen im Hauptregenmonat April ein Anstieg der klimatologischen Wasserbilanz auf -43 mm erreicht, und auch in der kleinen Regenzeit (Oktober - November) findet eine substantielle Defizitverminderung statt. Mit einer Jahressumme der potentiellen Landverdunstung von 2072 mm ist Lodwar die verdunstungsstärkste Station Afrikas. Das Zusammentreffen von größtem Verdunstungsvermögen und recht geringen Niederschlägen (162 mm/Jahr) macht Lodwar zugleich auch zur Station mit der kleinsten klimatologischen Jahreswasserbilanz (-1910 mm) des Kontinents.

Eine vollaride Klima-Insel existiert im Albertsee-Graben, obwohl hier an der Station Butiaba die Jahresniederschlagssumme 697 mm beträgt. Die Regenfälle sind jedoch zu sehr über alle Monate verteilt, als daß sie die zwischen 119 mm und 151 mm schwankenden Monatssummen der potentiellen Landverdunstung auch nur in einem Monat kompensieren könnten.

Die vollaride Klimaregion des südhemisphärischen Afrikas beginnt an der Westküste bereits bei etwa 13°S und erstreckt sich bis zum 30. Breitengrad nach Süden. Im Innern des Kontinents liegen Nord- bzw. Südgrenzen des vollariden Bereichs bei 20°S bzw. 32°S. Im reichlicher überregneten Osten des südlichen Afrikas ist das vollaride Klima hingegen weniger ausgedehnt. Der auf den Bilanzkarten hervortretende West-Ost-Gegensatz ist sowohl niederschlags-, als auch verdunstungsbedingt. Im Einflußbereich des Kaltwasser-Nebelklimas der Westküste ist das Verdunstungsvermögen gedämpft; für die Station Lüderitzbucht wurden lediglich 1077 mm/Jahr ermittelt, was die kleinste für afrikanische Stationen gefundene Jahressumme darstellt. Der Niederschlag beträgt hier nur 18 mm/Jahr im langjährigen Mittel. Demgegenüber verzeichnet Estcourt im Osten einen Jahresniederschlag von 725 mm. Die Beispielstationen aus dieser vollariden Klimazone, Keetmanshoop, Tšabong und Estcourt, sind dem Feuchtgradienten entsprechend angeordnet; die nördlich von Tšabong gelegene Station Ghanzi ergänzt diese Gruppe (vgl. Tafeln 7 und 8). Ghanzi (KWJ: -1093 mm), in Botswana, liegt in der Zone tropischer Sommerregen, der Jahresgang der potentiellen Landverdunstung bildet hier eine einfache Welle und ist

mit einer Schwankung von 128 mm recht ausgeprägt. Der höchste Monatswasserbilanzwert (-58 mm) tritt daher im Juni ein, wenn die mittlere Niederschlags-höhe auf 1 mm zurückgeht; fast der gleiche Bilanzwert wird im Sommermonat Februar bei 94 mm Niederschlag und 158 mm potentieller Landverdunstung erreicht. Niederschlagsbedingt ist die erste Jahreshälfte weniger arid als die zweite, das Minimum der klimatologischen Wasserbilanz fällt mit -134 mm auf den Oktober. Die Niederschlagsregime von Keetmanshoop und Tsabong sind mit demjenigen von Ghanzi etwa phasengleich, haben jedoch nur einen modifizierenden Einfluß auf die entsprechenden Jahressgänge der klimatologischen Wasserbilanz. Minima bzw. Maxima der KW fallen in die Zeiten niedriger bzw. hoher potentieller Landverdunstung, die Monatswerte der Bilanzen liegen zwischen -39 mm und -177 mm. Niederschlagsbedingt weisen beide Stationen mit -1439 mm bzw. -1244 mm kleinere Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz auf als Ghanzi. Estcourt ist die Station mit der größten klimatologischen Wasserbilanz innerhalb der vollariden Klimaregionen des afrikanischen Kontinents. Der parallel verlaufende Jahresgang von Niederschlag und potentieller Landverdunstung führt bei großem Wasserumsatz (N: 725 mm, PLV: 1288 mm) zu einem vergleichsweise ausgeglichenen Hydroklima. Von Februar bis Juli liegen die Monatsbilanzwerte zwischen -21 mm und -37 mm, in den übrigen Monaten zwischen -52 mm und -79 mm, die Monate mit den Extremwerten sind Februar und Oktober.

Die genannten drei vollariden Kerngebiete sind von teil-ariden Klimaregionen umgeben, und zwar derart, daß sich kleinere teil-aride Regionen im subtropischen Norden und Süden finden und ein besonders ausgedehntes zusammenhängendes teil-arides Gebiet sich über die tropischen Breiten erstreckt; Überwiegend handelt es sich dabei um Gebiete mit starkem Feuchtegradienten. Im mediterranen Nordafrika bildet sich die humide Periode im Winter aus, weil dann Niederschlagsmaximum und Verdunstungsminimum zusammentreffen. An den Beispielstationen Meknès, Ifrane und Barce (vgl. Tafel 8) sinken die Monatswerte der potentiellen Landverdunstung auf 28 mm bis 31 mm ab, so daß schon geringe Niederschläge im Winter den Bilanzausgleich herbeiführen. In Meknès und Barce beträgt der klimatologische Wasserüberschuß 150 mm bzw. 218 mm. Deutlich höher liegt er in Ifrane, wo er auf 488 mm ansteigt. Der Vergleich zwischen den benachbarten Stationen Meknès und Ifrane läßt die Aussage zu, daß in dieser Klimazone eine orographische Niederschlagsverstärkung für die Erzielung eines größeren klimatologischen Wasserüberschusses bedeutsam ist;

die Jahresbilanz von Ifrane weist mit -59 mm auf die Möglichkeit der Existenz von humiden Klima-Inseln im Atlas-Gebirge hin. Die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung steigen im Sommer auf 141 mm bis 179 mm an, so daß in der niederschlagsarmen Periode Defizite von 827 mm in Meknès, 788 mm in Barce und 547 mm in Ifrane auftreten, die in Meknès und Barce theoretisch nur bis zum 23. bzw. 21. Mai, in Ifrane jedoch bis zum 10. September überbrückbar sind.

Entgegengesetzte Regimeverhältnisse der Wasserbilanz herrschen südlich der vollariden Klimazone Nordafrikas. Die humide Periode bildet sich hier im Sommer aus. Da die Monatswerte der potentiellen Landverdunstung an den Beispielstationen Kano; Makurdi und Wau in der humiden Periode bis zu 117 - 120 mm betragen, bedarf es entsprechend hoher Niederschläge zum Bilanzausgleich. Dieser wird in Kano in den Monaten Juli bis September, in Makurdi und Wau von Mai bis Oktober hergestellt; der darüber hinaus jeweils erzielte Wasserüberschuß erreicht noch 328 mm, 462 mm bzw. 407 mm. Die aride Periode fällt in die verdunstungsärmere Jahreszeit, doch unterschreitet in dieser Zone kein Monatswert der potentiellen Landverdunstung 86 mm. Die Defizite steigen daher auf Jahreswerte von 941 mm, 595 mm bzw. 562 mm an. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz folgt prinzipiell dem markanten Niederschlagsgang; die potentielle Landverdunstung hat jedoch einen modifizierenden Einfluß, da sie kurz vor der Regenzeit im April bzw. März ihr Maximum erreicht, so daß für die niedrigsten Monatswerte der klimatologischen Wasserbilanz - bei fast verschwindendem Niederschlag - die Verdunstungsbedingungen bestimmend sind. Der jeweilige klimatologische Wasserüberschuß kann theoretisch das Wasserdefizit in Kano, einer Station in der Trokensavannenzone, bis zum 26. Dezember, an den Stationen in der Feuchtsavannenzone jedoch bis zum 3. bzw. 6. März überbrücken. Allerdings wird normalerweise kein ausreichender Speicherraum in der Wurzelzone zur Verfügung stehen, um das gesamte Überschußwasser aufzunehmen. Typischerweise auftretende Starkregen kommen auch mehr dem oberirdischen Abfluß als dem Boden zugute.

Die nördöstlichste Station in der tropischen teil-ariden Klimaregion ist Asmara in Äthiopien. Sie hat eine zweimonatige humide Periode mit nur 84 mm Wasserüberschuß, während die Defizitsumme der ariden Periode 1009 mm beträgt. Die am schwächsten aride Station im Hochland von Äthiopien ist Addis Ababa (2450 m), wo die Jahressumme der klimatologischen Wasserbilanz auf -67 mm ansteigt, so daß auch in diesem Gebirgs-

komplex mit humiden Klima-Inseln gerechnet werden kann.

Die teilaride Klimazone umfaßt weiterhin das Ostafrikanische Hochland. Hier weisen in Äquatornähe Mubende, Equator und Kabete (vgl. Tafel 9) Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz von -230 mm, -185 mm bzw. -395 mm, Überschußsummen von 118 mm, 294 mm bzw. 192 mm und Defizitsummen von 348 mm, 479 mm bzw. 587 mm auf. An allen drei Stationen haben sowohl die Niederschläge als auch die potentielle Landverdunstung einen doppelwelligen Jahresgang. Da die Monatssummen des Niederschlags sich jeweils stärker voneinander unterscheiden als diejenigen der potentiellen Landverdunstung, folgt die klimatologische Wasserbilanz mehr dem Niederschlagsregime, und die höchsten Bilanzwerte treten in Mubende und Kabete im April (31 mm bzw. 102 mm), in Equator jedoch erst im August (106 mm) ein. Die 1209 m höher als Mubende und 942 m höher als Kabete gelegene Station Equator gehört bereits der durch die äquatorialen Westwinde beeinflussten Niederschlagsstufe der Hochgebirge an, weshalb hier eine zusammenhängende humide Periode von April bis August ausgebildet ist. In Mubende und Kabete reicht die Wassereinnahme in den beiden regenarmen Perioden nicht zur Deckung der potentiellen Wasserabgabe aus, so daß ein zweimaliger Wechsel von humider und arider Zeit im Jahresablauf stattfindet. Diese Perioden sind von unterschiedlicher Dauer und Intensität. In Mubende umfaßt die längste humide Periode die Monate August bis November, der in dieser Zeit sich ansammelnde Wasserüberschuß ist allerdings gering (87 mm) und vermag das anschließend entstehende Defizit theoretisch nur bis zum 12. Januar zu überbrücken; die aride Periode dauert jedoch bis März. Der April ist ein Einzelmonat mit positiver Wasserbilanz, doch da der Mai eine fast ausgeglichene Bilanz zeigt, sind die im April erzielten Wasserüberschüsse theoretisch erst am 17. Juni verbraucht. In Kabete werden die höchsten Überschüsse (177 mm) in den Monaten April und Mai erreicht; theoretisch helfen sie, den Wasserbedarf der Vegetation bis zum 22. August zu befriedigen. Der November weist einen kleinen Überschuß auf, der theoretisch das Defizit der ersten zwei Dekaden im Dezember decken kann; danach herrscht wieder markanter Wassermangel bis einschließlich März, wobei der letzte aride Monat schon eine nennenswerte Regenmenge (100 mm) erhält. An der Hochlandstation Equator reichen die Niederschläge von April bis August (September) zum Bilanzausgleich aus und erbringen zudem einen klimatologischen Wasserüberschuß von 294 mm. Theoretisch kann damit das klimatologische Defizit bis Ende Januar überbrückt werden, so daß nur Februar

und März kritische Monate sind.

Mit der Entfernung vom Äquator geht der Wechsel zum randtropischen Niederschlags- und Verdunstungsregime mit jeweils einfacher Jahreswelle und Maxima beider Größen im Sommer einher. Tabora und Malange kennzeichnen den Übergangsbereich im Osten bzw. Westen, während in Mongu dieses Regime bereits voll entwickelt ist (vgl. Tafel 9). Repräsentativ hierfür ist auch das Diagramm von Sao Hill, das zwecks Vergleich mit den Diagrammen der humiden Klima-Inseln von Bukoba und Amani auf Tafel 11 wiedergegeben ist. Die tansanischen Stationen Tabora und Sao Hill haben recht ähnliche Feuchtigkeitsregime, doch sind in Tabora fast alle Monatswerte der klimatologischen Wasserbilanz niedriger als in Sao Hill. Hierfür sind die Unterschiede der Niederschlagsmengen weniger ausschlaggebend als diejenigen der potentiellen Landverdunstung; denn Tabora gehört dem Gebiet besonders hohen Verdunstungsvermögens an, das sich im Süden des Viktoria-Sees befindet (vgl. Karte 7). Die in der humiden Periode von Dezember bis April bzw. März erzielten Wasserüberschüsse von 156 mm bzw. 309 mm können theoretisch das klimatologische Wasserdefizit in Tabora bis zum 18. Juni, dasjenige in Sao Hill jedoch bis zum 24. August überbrücken, so daß in Tabora eine empfindliche Trockenperiode von mehr als fünf Monaten Dauer existiert, während in Sao Hill diese Wassermangelzeit zwei Monate kürzer ist. In Mongu (Sambia) fällt die humide Periode in die Zeit von Dezember bis März, während der 792 mm Niederschlag und 472 mm potentielle Landverdunstung vermerkt werden. Einem klimatologischen Wasserüberschuß von 320 mm steht ein Defizit von 777 mm gegenüber. Die erste Hälfte der ariden Periode ist verdunstungsbedingt etwas weniger trocken als die zweite, daher ist der Wasserüberschuß theoretisch erst am 16. Juli aufgezehrt. Das nebenstehende Diagramm von Malange kennzeichnet das trockengrenznahe Klima in Angola, das sich durch eine geteilte und schwächere humide Periode (KWÜJ: 287 mm) sowie durch eine gleichfalls schwächere aride Periode (KWDJ: 476 mm) auszeichnet und damit eine günstigere klimatologische Wasserbilanz als Mongu aufweist. Der klimatologische Wasserüberschuß kann theoretisch sowohl die Defizite von Januar als auch diejenigen von Mai bis Anfang August überbrücken.

Wiederum etwas anders ist der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz an der Ostküste, der durch das Diagramm von Quelimane veranschaulicht wird. Die humide Periode des Sommers erfährt hier keine Unterbrechung, setzt jedoch im Dezember im Vergleich zu Mongu mit nur geringem Wasserüberschuß ein und erreicht ihre

stärkste Ausbildung erst im März (124 mm). Die Überschußsumme (336 mm) entspricht derjenigen von Mongu. Das Defizit ist jedoch kleiner (400 mm) als in Mongu; denn im Anschluß an die humide Periode gibt es zunächst einmal vier Monate mit nahezu ausgeglichener Wasserbilanz, von denen einer sogar einen positiven Wert aufweist. Erst ab August kommt es zu einem fühlbaren klimatologischen Defizit, das mit 139 mm im Oktober seinen Höchstwert erreicht. Theoretisch kann das klimatologische Wasserdefizit bis zum 6. November überbrückt werden. Auf den Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz wirken sich sowohl der Niederschlag als auch die potentielle Landverdunstung merkbar aus; denn auch die PLV unterliegt, der Breitenlage entsprechend, schon einem markanten Jahresgang mit Maximum im Dezember/Januar (161 mm) und Minimum im Juni (64 mm).

Die letzten beiden Diagramme auf Tafel 9 belegen zwei recht unterschiedliche Jahresgänge der Feuchtigkeitsgrößen in der südlichen Küstenregion. East London hat ein bemerkenswert ausgeglichenes Regime der klimatologischen Wasserbilanz; denn von Februar bis November halten sich die Monatswerte von Niederschlag und potentieller Landverdunstung nahezu das Gleichgewicht. Im Niederschlagsgang ist zwischen die Höchstwerte von Herbst und Frühjahr zwar ein winterliches Minimum eingelagert, doch geht auch die potentielle Landverdunstung in dieser Breite im Winter schon beachtlich zurück, und zwar bis auf 45 mm im verdunstungsschwächsten Monat. Lediglich im Sommer erreicht die potentielle Landverdunstung mit maximal 163 mm/Monat noch sehr hohe Werte, so daß von den zehn ariden Monaten nur Dezember bis Februar ein stärkeres klimatologisches Wasserdefizit aufweisen. Da eine Periode mit effektivem Wasserüberschuß fehlt, kann dieses Defizit nicht durch Bodenwasser ausgeglichen werden. Im vergleichsweise wenig entfernten Kapstadt herrscht hingegen ein subtropisches Winterregenregime, und in der humiden Periode von Mai bis August wird ein Wasserüberschuß von 180 mm erzielt. Mit ihm kann das klimatologische Wasserdefizit der nachfolgenden ariden Zeit jedoch nur bis zum 9. November überbrückt werden; denn die Trockenheit setzt mit großer Schärfe ein, die Monatssummen der klimatologischen Wasserbilanz sinken bis auf -183 mm ab. Die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits ist mit 910 mm eine charakteristische Folge der hydroklimatisch ungünstigen Lage im Einflußbereich der südatlantischen Antizyklone.

3.3. REGIONEN MIT POSITIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

Die Kernregion der humiden Innertropen Afrikas befindet sich im Kongo-Becken, wo allerdings nur wenige meteorologische Beobachtungsstationen mit einem für die Verdunstungsberechnung ausreichenden Beobachtungsprogramm existieren. Von den Stationen, für die ausreichendes Material vorliegt, weist keine ein vollhumides Klima auf. Dabei ist weiter bemerkenswert, daß die klimatologische Jahreswasserbilanz mit den verfügbaren Daten nur bis zu Werten um 600 mm belegt werden kann. Bedeutend feuchter wird es in Staulagen der Kamerunküste sowie entlang der luvseitigen Abdachung der Guineaschwelle; von der Abdachung des Ostafrikanischen Hochlands liegen keine Daten vor. An der Kamerunküste betragen die Jahressummen von klimatologischer Wasserbilanz und Wasserüberschuß bei neunmonatiger Humiditätsperiode in Douala 3006 mm bzw. 3077 mm. Diese Werte sind auf den Karten 8 und 9 durch Stationssymbole eingetragen, womit ihre lediglich lokale Bedeutung hervorgehoben wird. Ein noch stärkerer Humiditätsgrad kann aus dem westlichsten Teil der humiden Klimazone belegt werden. Bei bis zu 1251 mm bzw. 1125 mm ansteigenden mittleren Monatssummen der klimatologischen Wasserbilanz wurden für die jeweils siebenmonatige humide Periode in Konakry und Freetown Überschußsummen von 3602 mm bzw. 3641 mm ermittelt (KWJ: 3172 mm bzw. 3299 mm). Ein besonders steiles Feuchtegefälle nach Norden und Nordosten und ein etwas schwächeres nach Süden und Südosten kennzeichnen das westliche humide Teilgebiet (vgl. insbesondere Karte 9).

Die Änderungen der Komponenten der klimatologischen Wasserbilanz von Monat zu Monat - ihr jeweiliger Jahresgang - verlaufen an den humiden Klimastationen recht uneinheitlich und weisen dabei interessante azonale Züge auf. Die in Tafel 10 aufgetragenen Diagramme charakterisieren Überblicksmäßig das Hydroklima der zentralen humiden Region, die Diagramme der oberen Serie in Tafel 11 stammen aus der westlichen humiden Region, und die nachfolgenden Diagramme von Bukoba und Amani sind Beispiele für humide Klima-Inseln auf dem Ostafrikanischen Hochland. Die Jahresgänge der Bilanzgrößen der ersten Beispielstation dieser Serie, Kribi, weisen jeweils die für die Äquatorialzone typische Doppelwelle auf, doch laufen sie dabei nicht genau parallel. Die potentielle Landverdunstung folgt prinzipiell dem Sonnenstand. Sie erreicht das Hauptmaximum im März (109 mm), das Hauptminimum im Juni (87 mm). Bei den Eintrittszeiten der zweiten Maxima und Minima kommt es jedoch zu Ab-

weichungen von den entsprechend der solar-terrestrischen Geometrie normalen Zeiten, die auf Modifizierungen im Gang der Netto-Strahlung zurückzuführen sind, welche ihrerseits durch die Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnisse, also durch von der allgemeinen Zirkulation miterzeugte thermodynamische Effekte hervorgerufen werden. So fällt das sekundäre Maximum der potentiellen Landverdunstung (98 mm) bereits auf den August, da die etwa gleichen Summen für September und Oktober den Augustwert nicht mehr ganz erreichen, und auch das sekundäre Minimum (91 mm) tritt um einen Monat zu früh, d.h. bereits im November ein. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Monatssummen sind absolut recht gering (die Jahresschwankung beträgt 22 mm), was ein Charakteristikum für die humide Äquatorialregion darstellt. Damit zeigt der Jahresgang der potentiellen Landverdunstung jedoch kaum Auswirkungen auf denjenigen der klimatologischen Wasserbilanz, der demzufolge vom Niederschlagsregime geprägt ist. Die Jahresschwankung des Niederschlags und damit auch diejenige der klimatologischen Wasserbilanz (443 mm) sind vergleichsweise hoch für eine Feuchttropenlage, und insbesondere müssen die Minima als Widerspiegelung bzw. als ein Maß eines entsprechend starken Einflusses der über den nord- bzw. südhemisphärisch angrenzenden Gebieten vorherrschenden Zirkulationsbedingungen gewertet werden. Wie das Diagramm von Kribi deutlich zeigt, erweist sich die Vollhumidität mehr als ein Rechenergebnis (KW Dezember: 1,1 mm), so daß diese Küstenstation aus Kamerun keinen Sonderfall auf dem afrikanischen Kontinent darstellt. Gleichfalls dem Grenzbereich zwischen voll- und teilhumidem Klima zugerechnet werden muß die binnenländische Kernregion; die Stationen Eala und Yangambi wurden als beispielhaft ausgewählt für die Bedingungen im westlichen bzw. östlichen Teil dieses Gebiets. Das Wasserdefizit der ein- bis zweimonatigen ariden Periode ist mit 8 mm bzw. 17 mm praktisch bedeutungslos. Ein Vergleich der beiden Jahresgänge der klimatologischen Wasserbilanz zeigt, daß die westliche Station stärker vom südhemisphärischen und die östliche stärker vom nordhemisphärischen Zirkulationsmechanismus (zeitweiliges Übergreifen der jeweiligen Absinkbewegungen auf die Äquatorialzone) beeinflusst wird (vgl. Eala-Luluabourg, Yangambi-Yalinga). Wie in Kribi, so tritt auch an den binnenländischen Stationen das Hauptmaximum der klimatologischen Wasserbilanz, wie dasjenige des Niederschlags, in der zweiten Jahreshälfte ein, und zwar im November bzw. Oktober; beide Maxima sind jedoch stark gekappt, da die niederschlagsverstärkenden Effekte der Küstenregion fehlen. Die Monatssummen der potentiellen Landverdun-

stung liegen zwischen 81 mm und 108 mm bzw. zwischen 89 mm und 115 mm, die Jahresschwankung der PLV ist damit etwas größer als in Kribi.

Zwischen den beiden durch Kribi bzw. Eala und Yangambi charakterisierten Feuchtigkeitszentren liegt ein Gebiet mit längerer Ariditätsperiode, in dem lokal die Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz beachtlich absinken können. Das Diagramm von Yaoundé zeigt die Bilanzverhältnisse im nördlichen Teil dieses Gebiets, wo ein auf den Karten nicht mehr durch Isolinien darstellbarer Feuchtigkeitsgradient zur Küste hin existiert, so daß hier zwei Stationssymbole zu Hilfe genommen werden mußten; das Kreissymbol steht für Douala (s.o.), das Negativzeichen auf Karte 8 für Yaoundé (KWJ: 341 mm). Der Jahresgang der Bilanzgrößen folgt hier prinzipiell demjenigen von Kribi, doch liegen die Monatswerte auf einem tieferen Niveau, so daß die Maxima gedämpft, die Minima hingegen verstärkt sind. Die länger anhaltende und graduell stärkere aride Periode umfaßt die Monate Dezember bis Februar und bringt es bereits zu einer Defizitsumme von 198 mm. Die Aridität in der für südhemisphärische Regime typischen Defizitzeit Juli bis August ist zwar schwächer, mit einer Defizitsumme von 69 mm jedoch ebenfalls noch deutlich ausgeprägt. Tatsächlich greift nicht nur das südhemisphärisch-tropische Regime der klimatologischen Wasserbilanz nach Norden über den Äquator hinüber, sondern auch das entsprechende nordhemisphärische Regime macht sich, wie das Diagramm von Luluabourg (= Kananga) demonstriert, noch südlich des Äquators bemerkbar, was bedeutet, daß das Regime der klimatologischen Wasserbilanz der Äquatorialzone der afrikanischen Feuchttropen durch das Ineinandergreifen spezifischer Merkmale beider Hemisphären gekennzeichnet ist. Die humide Jahreszeit in Luluabourg erfährt zwar keine Unterbrechung mehr, doch ist im Januar und Februar ein markanter Einbruch des Humiditätsgrades zu verzeichnen (KW Dezember: 133 mm, Januar: 9 mm). Demgegenüber ist die winterliche Trockenzeit voll ausgebildet, die Monate Mai bis August weisen eine Defizitsumme von 230 mm auf. Das Diagramm von Luluabourg ist damit charakteristisch für den im südlichen Zaire stattfindenden Übergang zum Wasserbilanzregime der südhemisphärischen Sommerregenzone (vgl. Malange und Mongu auf Tafel 9). Schon ganz in der nordhemisphärischen Sommerregenzone liegt die Station Yalinga, eine recht typische Station der Feuchtsavannenzone der Zentralafrikanischen Republik, mit zwei markanten Jahreszeiten. Überschuß und Defizit erreichen hier 668 mm bzw. 468 mm, und die Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz beläuft sich auf

281 mm. Makurdi und Wau sind die Anschlußdiagramme jenseits der Trockengrenze (vgl. Tafel 8).

Die westliche humide Klimaregion läßt sich an Hand der drei oberen Stationsbeispiele auf Tafel 11 charakterisieren. Bei etwa gleich hohen Jahreswasserbilanzen (200 mm bis 209 mm) demonstrieren an den Stationen Kintampo und Kouroussa die Monatswerte den sich prinzipiell mit zunehmender Entfernung vom Äquator vollziehenden Übergang vom Jahresgang mit doppelter zu dem mit einfacher Welle der Bilanzkomponenten, wobei die Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz ansteigt, an den Beispielstationen von 280 mm auf 377 mm. Ein vergleichbarer Übergang findet auch zwischen Kintampo und Daru in Ost-West-Richtung statt. Daru, in Niederschlagsstaulage der Guinea-Schwelle gelegen, ist zwar vergleichsweise feucht (KWJ: 1279 mm), hat jedoch den zonal gesehen typischeren Jahresgang mit einer von April bis November andauernden humiden Periode und einer viermonatigen ariden Zeit während des nordhemisphärischen Winters. In Kintampo hingegen erfährt die humide Periode im Juli eine markante Abschwächung, die sich bis zu leichter Aridität im August verschärft, was zu einer einwandfrei ausgeprägten Doppelwelle des Jahresgangs führt. Der ungewöhnlich weit nach Norden reichende Einfluß der südatlantischen Antizyklone schafft hier ein Hydroklima, das sich besonders deutlich durch die Existenz des ariden Korridors zu erkennen gibt, der die beiden humiden Regionen voneinander trennt. Innerhalb dieses ariden Gebietes gibt es humide Klima-Inseln, von denen diejenigen in der Chaîne de l'Atakora und im Bergland von Bauchi durch die Stationen Natitingou (KWJ: 131 mm) und Jos (KWJ: 88 mm) belegt sind (vgl. Positivzeichen auf Karte 8).

Unter Bedingungen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation, die sich von denen über Westafrika markant unterscheiden, hat die äquatoriale Zone des Ostafrikanischen Hochlands großräumig ein arides Klima. Es gibt hier jedoch zahlreiche humide Klima-Inseln, die ihre Existenz einer entsprechenden Niederschlagsverstärkung bzw. einem Rückgang der potentiellen Landverdunstung in Lagen oberhalb der Schneegrenze verdanken. Zu den Regionen mit großer räumlicher Variabilität des Klimas gehört das Vikto-

riasee-Gebiet mit seinen klimabestimmenden lokalen Zirkulationssystemen. Das Diagramm für die durch ein Positivzeichen auf den Karten 8 und 9 angezeigte Station Bukoba soll dazu dienen, die Eigenheiten des humiden Klimas am Westufer des Viktoriasees vor Augen zu führen (vgl. Tafel 11). Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz in Bukoba weicht deutlich von den entsprechenden bisher aufgeführten Beispielen aus dem Tiefland ab. Typisch südhemisphärisch ist die aride Periode, die für die Breitenlage jedoch vergleichsweise lange andauert (Juni bis September), dabei allerdings nur eine Defizitsumme von 114 mm aufweist. Anders als im westlichen und zentralen Bereich der inneren Tropenzone fällt das Maximum der klimatologischen Wasserbilanz, wie das des Niederschlags, in die erste Jahreshälfte, und der Jahresgang kann kaum noch als doppelwellig bezeichnet werden, gerade daß Januar und Februar noch einen gewissen Feuchtigkeitsrückgang aufweisen. Dieser ist am Ostrand des Kontinents allerdings bedeutend stärker, wie das nebenstehende Diagramm von Amani zeigt. Im Januar - Februar bildet sich hier nämlich sogar eine aride Periode aus (KWD: 93 mm), während die niederschlagsärmere Zeit im Juli - September mit nahezu ausgeglichenen Monatsbilanzwerten vergleichsweise feucht ist. Dieser während der Hauptpassatzeiten quasi inverse Gang ist aus der Stationslage im Südosten der Usambara Mts. heraus zu verstehen, wo infolge des Passatstaueffekts im Südwinter der Niederschlag erhöht und die potentielle Landverdunstung herabgesetzt werden. Das letzte Diagramm auf Tafel 11 soll zum Vergleich mit dem zonalen Klima dienen; Sao Hill hat ein arides Klima, das bereits besprochen wurde.

Die Station Amani ist durch ein Positivzeichen auf Karte 8 hervorgehoben. In gleicher Weise sind die Klimaverhältnisse am Mt. Elgan, am Kilimanjaro und am Mt. Mlanje angezeigt, belegt durch die Stationen Tororo (KWJ: 110 mm), Lyamungu (KWJ: 594 mm) und Mlanje (KWJ: 445 mm). Weitere humide Gebirgsklimate lassen sich durch einen Vergleich der Karte der potentiellen Landverdunstung (Karte 7) und einer Jahresniederschlagskarte herausarbeiten, da sich das Verdunstungsvermögen in der Vertikalen vergleichsweise wenig ändert, solange schneefreie Regionen betrachtet werden (vgl. Tab. 2 in Kap. 2.1.).

4. DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON AUSTRALIEN

4.1. ÜBERBLICK

Australien ist allseits von Meeren umgeben, und maritime Luftmassen können aus allen Richtungen so weit ins Binnenland vordringen, daß prinzipiell alle Landesteile von ihnen erreichbar sind (vgl. GENTILLI 1971, Fig. 1, S. 54). Dennoch wird die Niederschlagsbildung durch die beherrschenden Hochdrucklagen weitgehend so wirkungsvoll unterdrückt, daß Australien als niederschlagsärmster Kontinent (nach Antarktika) hervortritt: nach BAUMGARTNER und REICHEL, 1975, beträgt seine Niederschlagshöhe im Flächenmittel nur 447 mm/Jahr. Der damit einhergehende Sonnenscheinreichtum spiegelt sich in Karte 13 wider, welche zeigt, daß die potentielle Landverdunstung über dem größten Teil des Kontinents Jahressummen zwischen 1300 mm und 1600 mm erreicht. Australien ist damit nicht nur ein niederschlagsarmer, sondern auch ein hochgradig arider Kontinent, und klimatologische Jahreswasserbilanzhöhen unter -1100 mm werden für mehr als die Hälfte dieses Erdteils verzeichnet. Ein weiteres hervorstechendes Merkmal des australischen Klimas bildet die lange Andauer der Aridität - tatsächlich ist die größte der hydroklimatischen Regionen diejenige mit voll-aridem Klima (vgl. Karten 17 und 18). Es ist somit begreiflich, daß die quantitative Erfassung des Trockenheitsgrades ihres Kontinents die australischen Wissenschaftler seit langem stark beschäftigt hat und daß auf diesem Feld der Forschung ganz allgemein recht umfassende Kenntnisse und Erfahrungen vorliegen, man vergleiche diesbezüglich den Überblick von GENTILLI, 1971, Kap. 6 "The water balance". Besonders hingewiesen sei auch auf die Arbeit von HAIGH, 1964, in der sich eine kurze klimatologische Wasserbilanzbetrachtung mit einer Überblickskarte und mit einigen Jahresgangdiagrammen findet (siehe Kap. 4.3.).

4.2. REGIONEN MIT NEGATIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

Der zentrale Teil Australiens wird von der voll-ariden Klimaregion eingenommen, welche sich von der Westküste bis zu den Hochländern am Ostrand des Kontinents erstreckt. Die westlichste und östlichste meteorologische Station mit ganzjährig negativer klimatologischer Wasserbilanz sind 38,2 Grad Länge voneinander entfernt, und zwischen der nördlichsten und südlichsten voll-ariden Station liegt die Distanz von

17,6 Breitengraden. Die auf Karte 15 eingetragene Begrenzungslinie des Gebiets ohne klimatologischen Wasserüberschuß ist durch folgende Stationen mit voll-aridem Klima festgelegt (vgl. auch Karte 18): Anna Plains (Nordwestküste), Halls Creek, Wave Hill, Tennant Creek und Camooweal; Charters Towers als nordöstlichste Station; Clermont, Biloela, Gayndah und Dalby als der Ostküste besonders nah gelegene Stationen; St. George, Bourke, Cobar, Ivanhoe und Malepeup, die sich südwärts anschließen; Berri, Yarramundi, Tarcoola, Cook und Eucla, die westwärts folgen; Balladonia, Southern Cross, Menzies, Sandstone, Cue, Murgoo und Hamlin Pool, die Grenzstationen im Südwesten. Zwischen Hamlin Pool und Anna Plains reicht die voll-aride Klimaregion bis zur West- bzw. Nordwestküste. In dieser ausgedehnten Klimaregion weisen die Jahressummen von Niederschlag, potentieller Landverdunstung und klimatologischer Jahreswasserbilanz an den ausgewerteten Stationen Werte zwischen 127 mm und 757 mm, 1284 mm und 1870 mm bzw. -1632 mm und -730 mm auf. Es gibt also keine niederschlagslose Station, und die potentielle Landverdunstung sowie die klimatologische Jahreswasserbilanz erreichen nicht so extreme Werte, wie sie auf dem afrikanischen Kontinent ermittelt wurden. Im Inland existieren nur wenige Stationen mit einem für die Verdunstungsberechnung ausreichenden Beobachtungsprogramm, so daß die Isolinien darstellungen der Karten 13, 14 und 16 hier wenig gesichert sind. Die durch Stationszeichen angezeigten Werte von Giles und Alice Springs mögen als Hinweis auf das etwas günstigere Hydroklima in den langgestreckten Gebirgsketten dienen. Man kann somit zwei Ariditätszentren erkennen, die durch eine Region mit abgeschwächter Aridität voneinander getrennt sind. An das Eyre-Ariditätszentrum schließt sich ostwärts ein Gebiet mit starkem Feuchtegradienten an, so daß hier die günstigsten hydroklimatischen Verhältnisse der voll-ariden Klimaregion angetroffen werden.

Zwecks Charakterisierung der voll-ariden Hydroklimaregion werden die Diagramme von je drei Stationen als Nord-Süd-Profil durch das westliche und östliche Ariditätszentrum sowie durch das dazwischen liegende Gebiet milderer Aridität besprochen (vgl. Tafel 12). Im westlichen der beiden Zentren liegt Onslow, die Station mit dem stärksten Ariditätsgrad des Kontinents; bei einer Jahressumme der potentiellen Landverdunstung von 1870 mm beträgt die klimatologische Jahreswasserbilanz hier -1632 mm. Der Jahresgang der

klimatologischen Wasserbilanz wird überwiegend durch den Gang der stark strahlungsabhängigen potentiellen Landverdunstung (81 mm im Juni, 216 mm im Dezember) bestimmt, er erreicht seine Extremwerte mit -46 mm im Juni bzw. -213 mm im Dezember. Die Niederschläge bewirken nur die Andeutung einer zweiten, überlagerten Welle. Das Gebiet mit hohem Ariditätsgrad erstreckt sich in Westaustralien verbreitet bis an die Grenze zwischen der vollariden und der teil-ariden Klimaregion. Dieser Grenze vergleichsweise nahe liegt die Station Meekatharra. Die Jahressummen des Niederschlags und der potentiellen Landverdunstung betragen hier 233 mm bzw. 1598 mm, so daß sich die klimatologische Jahreswasserbilanz zu -1365 mm errechnet. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz reflektiert wiederum vorwiegend das Verdunstungsregime, doch ist auch hier die erste Jahreshälfte etwas weniger arid als die zweite. Die Monatswasserbilanzen liegen zwischen -38 mm und -187 mm. Die dritte Beispielstation, Kalgoorlie, hat im Jahresmittel günstigere Bilanzverhältnisse (KWJ: -1221 mm), weil die potentielle Landverdunstung breitenbedingt geringer ist (1462 mm/Jahr) als an den beiden zuvor genannten Stationen. Niederschläge können prinzipiell in jedem Monat fallen; die mittleren Monatssummen unterscheiden sich nur geringfügig voneinander, so daß der markante Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz (KWM: -17 mm bis -182 mm) durch denjenigen des Verdunstungsvermögens geprägt wird.

Dem östlichen Ariditätszentrum mit Jahreswasserbilanzen von unter -1300 mm gehören das Eyre-Becken und Ausläufer der Simpson Desert an. Es ist belegt durch die Daten der Stationen Urandangie, Boulia, Windorah, Thargomindah, Oodnadatta, William Creek, Marree, Farina und Tarcoola. Die Jahressummen von Niederschlag und potentieller Landverdunstung lassen generell einen Süd-Nord-Gradienten erkennen und liegen zwischen 127 mm und 255 mm bzw. zwischen 1461 mm und 1609 mm. Diesem kompensierenden Effekt entsprechend, sind die Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz vergleichsweise einheitlich (KWJ: -1305 mm bis -1380 mm). Einen Einblick in den Jahresgang der Bilanzglieder vermitteln die Diagramme von Urandangie und Oodnadatta. Wie der Diagrammvergleich zeigt, treten in Urandangie die tropischen Sommerniederschläge als typische Erscheinung deutlich hervor, während sie in Oodnadatta infolge allzu aperiodischen Auftretens nur noch angedeutet sind; die außertropischen Winterniederschläge sind an beiden Stationen unbedeutend. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz spiegelt vorwiegend das Verdunstungsregime wider und erreicht

seine Extremwerte im Juni (-57 mm bzw. -44 mm) und Dezember (-166 mm bzw. -185 mm). Die den Ariditätsgrad abschwächende Wirkung der Niederschläge ist in Urandangie im Januar und Februar zu erkennen. Es ist anzumerken, daß Oodnadatta der niederschlagsärmsten Region des Kontinents angehört. Das nebenstehende Diagramm von Wentworth erweitert das Profil nach Süden. Diese Station charakterisiert den südlichsten Ausläufer der vollariden Klimaregion, für den vergleichsweise ungünstige Bilanzverhältnisse bezeichnend sind. Die Karte der potentiellen Landverdunstung weist mit der südwardigen Ausbuchtung der 130 cm-Isolinie auf ein verdunstungsstarkes Klima im Murray-Becken hin. Die Jahressummen von Niederschlag, potentieller Landverdunstung und klimatologischer Wasserbilanz betragen in Wentworth 274 mm, 1335 mm bzw. -1061 mm. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz spiegelt im wesentlichen denjenigen der maßgeblich strahlungsabhängigen potentiellen Landverdunstung wider, die mit 159 mm ebenfalls eine recht beachtliche Jahresschwankung aufweist. Der nahe Null gelegene Wert der klimatologischen Wasserbilanz im Juni zeigt die Lage dieser Station nahe der Grenze zur teil-ariden Klimaregion an.

Die folgenden drei Beispiele geben einen Nord-Süd-Schnitt durch den zentralen Teil der vollariden Region. Hall's Creek gehört dem nördlichen Grenzgebiet an, wo der monsunale Einfluß noch recht markant ist. Die Niederschläge fallen in der Zeit hohen Verdunstungsvermögens, so daß ihre Effektivität deutlich gedämpft ist. Dennoch wird im Januar, dem Monat mit dem Niederschlagsmaximum (136 mm), die höchste Monatswasserbilanz (-44 mm) erreicht. Ein sekundäres Bilanzmaximum (-74 mm) fällt auf den Juni, den Monat mit dem geringsten Wert der potentiellen Landverdunstung (79 mm). Unmittelbar vor der Regenzeit stellt sich im Oktober das Minimum der klimatologischen Wasserbilanz ein (-156 mm), während ein sekundäres Minimum unmittelbar nach der Regenzeit im April (-109 mm) eintritt. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz wird also sowohl von den Niederschlägen als auch von der potentiellen Landverdunstung bestimmt. Der Einfluß des Sommermonsuns geht nach Süden zurück, dafür treten etwas häufiger Winterniederschläge auf. Insgesamt verzeichnet Alice Springs im Mittel 236 mm Jahresniederschlag, weist jedoch wegen eines geringeren Verdunstungswertes eine etwas günstigere klimatologische Jahreswasserbilanz (-1080 mm) als Hall's Creek auf. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz folgt überwiegend demjenigen der potentiellen Landverdunstung, so daß das Maximum im Juni (-31 mm) und das Minimum im Januar

(-149 mm) eintreten. Die südlichste Station des zentralen Profils ist Cook. Hier sind die Bilanzverhältnisse ungünstiger als an den nördlicher und höher gelegenen Stationen und ähneln stark denjenigen der durch Oodnadatta charakterisierten Klimazone. Bei 153 mm Jahresniederschlag beträgt die klimatologische Jahreswasserbilanz -1267 mm. Die geringen Niederschläge sind für den Jahresgang der Wasserbilanz ohne Bedeutung, so daß dieser das Verdunstungsregime reflektiert. Mit einer Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz von 158 mm wird der oben erwähnte Wert von Wentworth erreicht.

Die teilariden Klimaregionen sind Gebiete mit markantem Feuchtegradienten (vgl. Karte 14), steigt hier doch die klimatologische Wasserbilanz von Jahressummen um -1200 mm auf die Null-Werte der Region der klimatologischen Trockengrenze an. Ein stärkerer Humiditätsgrad wird allerdings nur ausnahmsweise erreicht. Karte 15 zeigt mit dem großen Abstand zwischen der Begrenzungslinie Null und der 10 cm-Isolinie, daß sich an die vollaride Klimaregion fast überall zunächst ausgedehnte Gebiete mit nur geringem klimatologischem Jahreswasserüberschuß anschließen. Größere teilaride Areale mit Überschußsummen von mehr als 500 mm/Jahr gibt es nur im Norden, wo bereits mit einem Wechsel von ariden und humiden Einzeljahren zu rechnen ist. Den größten Wert des klimatologischen Jahreswasserüberschusses weist Darwin mit 675 mm auf. Neben Karte 15 verdeutlicht insbesondere auch Karte 16 die ungünstige hydroklimatologische Situation der teilariden Klimaregionen; denn die klimatologischen Wasserdefizite erreichen lokal noch Jahressummen zwischen 1000 mm und 1200 mm. Den größten Stationswert weist Geraldton an der Westküste mit 1246 mm auf, und zwar bei einer Überschußsumme von bereits 115 mm. Die günstigsten Bilanzverhältnisse stellen sich an Stationen der Ostküste ein, wo die Jahreswasserdefizite auf 300 - 400 mm zurückgehen. Der kleinste Stationswert tritt im Brisbane-Gebiet mit 249 mm auf, in einem Gebiet also, in dessen unmittelbarer Nachbarschaft auch bereits Stationen mit positiver Jahreswasserbilanz liegen.

Das Klima der teilariden Regionen ist genetisch nicht einheitlich, was sich in den Jahresgängen der Bilanzgrößen widerspiegelt, die hier stärker als an den vollariden Stationen niederschlagsbeeinflusst sind. Die obere Diagrammserie auf Tafel 13 zeigt Beispiele aus der nördlichen teilariden Klimaregion, die der tropischen Monsunzone mit Sommerregen und Winter-trockenheit angehört. In den niederschlagsreichsten Monaten erreicht die potentielle Landverdunstung in

Darwin, Moreton und Normanton zwar Werte von 141 mm, 142 mm bzw. 164 mm, dennoch treten markante Wasserüberschüsse auf, weil die gleichzeitigen Niederschläge sich auf 391 mm, 310 mm bzw. 295 mm belaufen. Die in gleicher Breite gelegenen Stationen Darwin auf Arnhemland und Moreton auf der York-Halbinsel haben beide eine nahezu gleich lange humide Periode, die von Dezember bis März/April dauert, doch ist in Darwin bei einer Jahressumme des klimatologischen Wasserüberschusses von 675 mm der Feuchtigkeitsgrad merklich größer als in Moreton, wo der Überschuß lediglich 549 mm beträgt. Dabei ist Darwin zugleich die Station mit dem größeren Trockenheitsgrad in der niederschlagsarmen Zeit, die Jahressummen des klimatologischen Wasserdefizits errechnen sich zu 714 mm in Darwin bzw. zu 648 mm in Moreton. Beide trocken-grenznahen Stationen zeigen einen ausgeprägten Gegensatz der Jahreszeiten; die Jahresschwankung der KW erreicht in Darwin 379 mm und in Moreton 305 mm. Bei gleicher Jahresschwankung wie in Moreton sind an der etwa fünf Breitengrade weiter südlich gelegenen Station Normanton eine geringere Jahressumme des klimatologischen Wasserüberschusses (256 mm) und eine größere des klimatologischen Wasserdefizits (1009 mm) zu verzeichnen, da die Niederschläge hier von Norden nach Süden abnehmen, die potentielle Landverdunstung jedoch ansteigt. Bezüglich des Jahresgangs der klimatologischen Wasserbilanz fällt an allen drei Stationen auf, daß zwar der feuchteste Monat mit dem des Niederschlagsmaximums zusammenfällt, die Eintrittszeit des kleinsten Monatswerts jedoch sowohl vom Niederschlag als auch von der potentiellen Landverdunstung bestimmt wird. Das theoretisch im Dezember zu erwartende Verdunstungsmaximum wird nämlich infolge Einstrahlungsminderung gekappt, weshalb die Monate Oktober oder November den höchsten Wert aufweisen. Da gleichzeitig bereits die Regenzeit einsetzt, verzeichnet die klimatologische Wasserbilanz bereits einen Monat vor dem Maximum des Verdunstungsvermögens ihren geringsten Wert. Die in der humiden Periode erzielten Wasserüberschüsse können das klimatologische Wasserdefizit in Darwin und Moreton bis zum 26. bzw. 31. Oktober decken, in Normanton jedoch nur bis zum 11. Juni. In der Realität wird dieser Ausgleich mangels ausreichender Bodenwasserspeicherkapazität im Wurzelraum insbesondere an den beiden feuchteren Stationen sicher nicht erreicht, woraus verständlich würde, daß alle drei Stationen der gleichen Vegetationszone angehören.

Eine sich von den vorgenannten deutlich unterscheidende Trockengrenzstation ist Atherton auf dem Hochland gleichen Namens in 752 m und in unmittelbarer Nähe der humiden Ostabdachung gelegen (vgl. Cairns

auf Tafel 14). Durch die Diagramme von Normanton und Atherton wird der markante West-Ost verlaufende Feuchtigkeitsgradient im Ansatzgebiet der York-Halbinsel verifiziert, und ein Vergleich der Diagramme von Moreton und Atherton läßt die genetisch bedingten Änderungen im Bilanzregime deutlich werden, die sich südwärts fortsetzen (vgl. die nachfolgenden Diagramme). Die Jahressummen der Wasserbilanzgrößen von Moreton und Atherton unterscheiden sich nur geringfügig voneinander, und auch die extremen Monatswerte an beiden Stationen sind einander recht ähnlich, wobei Atherton allerdings schon etwas mehr Regen in der ariden Zeit erhält. Wie die Diagramme deutlich zeigen, hat jedoch Atherton eine geringere Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz: die Monatswerte von Dezember und Januar sind sichtbar geringer, diejenigen von Mai bis Juli deutlich höher als diejenigen in Moreton, und auch die Jahressummen von Überschuß (413 mm) und Defizit (458 mm) sind niedriger als in Moreton. Theoretisch kann der erzielte Wasserüberschuß die klimatologische Aridität in Atherton noch anderthalb Monate länger überbrücken als in Moreton. Praktisch bedeutsamer ist jedoch die Ariditätsabschwächung in den ersten Monaten der klimatologischen Wassermangelzeit.

Eine vergleichende Betrachtung der Diagramme von Atherton, Brisbane, Newcastle und Bega zeigt, wie sich der genetisch bedingte Wechsel der Niederschlagsregime auf die Jahresgänge der klimatologischen Wasserbilanz auswirkt. Es findet nahezu eine Umkehr der beiden hydroklimatischen Jahreszeiten statt, an der auch die potentielle Landverdunstung einen gewissen Anteil hat; denn während des Verdunstungsminimums gehen die Monatssummen von 61 mm in Atherton auf 33 mm in Bega zurück. Brisbane und Newcastle weisen etwa gleich hohe Jahressummen des Niederschlags auf, Brisbane und Bega etwa gleich hohe der klimatologischen Wasserbilanz und des klimatologischen Wasserdefizits, Atherton und Newcastle recht ähnliche des Wasserdefizits. Zwar hat das Niederschlagsregime von Brisbane noch deutlich Ähnlichkeit mit demjenigen von Atherton, doch infolge geringerer Ergiebigkeit der Sommerniederschläge in Brisbane bei gleichzeitig etwas höheren Verdunstungswerten kommt es zur Herausbildung recht unterschiedlicher Bilanzverhältnisse. Die schon weiter nordwärts sich zeigende, von Station zu Station fortschreitende Verminderung der Bilanzen von Dezember und Januar ist in Brisbane dann so weit fortgeschritten, daß beide Monate in die aride Periode einbezogen sind. Februar und März erinnern mit einer positiven Bilanz an das tropische Regime, doch handelt es sich nicht mehr um Monsunregen. Etwas höhere Niederschläge sowie etwas

niedrigere Werte der potentiellen Landverdunstung führen zu einer ersten Andeutung der winterlichen humiden Periode, die hier noch auf Juni und Juli beschränkt ist. In Newcastle ist die Regimeumkehr dann vollzogen, und es haben sich eine zusammenhängende humide Periode von April bis Juli und eine von August bis März andauernde aride Periode herausgebildet. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz von Bega ist dem von Newcastle recht ähnlich, obwohl sich die jeweiligen Niederschlagsregime deutlich voneinander unterscheiden. Dieser Unterschied wirkt sich lediglich auf die Intensität des Feuchtigkeits- bzw. Trockenheitsgrades der beiden Perioden aus. Die Wasserüberschüsse können in Bega das geringe Defizit theoretisch bis zum 4. November decken, in Newcastle wäre eine entsprechende Kompensation bis zum 26. Dezember möglich.

Die südlichste Station der zuvor behandelten Gruppe ist Ballarat. Sie hebt sich durch ein recht ausgeglichenes Niederschlagsregime hervor (Jahresschwankung 42 mm), doch ist der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz deutlich ausgeprägt (Jahresschwankung 188 mm). Die etwas größeren Niederschlagssummen treten in den Monaten Juni bis September, d.h. in der strahlungsärmeren Jahreszeit auf, in der die Monatswerte der potentiellen Landverdunstung bereits bis auf 18 mm (Juni) absinken. Die Sommerniederschläge hingegen treffen mit hohen Verdunstungswerten (Januar 170 mm) zusammen. Die Jahressummen von Wasserüberschuß bzw. Wasserdefizit betragen 163 mm bzw. 546 mm. Die klimatologische Aridität kann theoretisch bis zum 12. Dezember durch den gespeicherten Wasserüberschuß ausgeglichen werden.

Gegen die wechselfeuchten Subtropen nimmt die Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz zu. Das Zusammentreffen von Hauptregenzeit und Verdunstungsminimum erbringt in Belair einen klimatologischen Wasserüberschuß von 333 mm/Jahr. Im niederschlagsarmen Sommer steigt die Defizitsumme auf 672 mm an. Falls der gesamte Wasserüberschuß pflanzenverfügbar bleibt, ist eine Überbrückung des klimatologischen Wassermangels bis zum 9. Januar möglich. Belair hat ein vergleichsweise günstiges Hydroklima; denn die Station liegt in 308 m Höhe in der Mt. Lofty Range bei Adelaide, wo in Luvlagen eine Niederschlagsverstärkung registriert wird (vgl. Stirling West auf Tafel 15).

Der Südwesten des australischen Kontinents ist eine der teilriden Klimaregionen mit besonders starkem Feuchtegradienten, hier zur luvseitigen Abdachung der Darling-Stufe gerichtet. Die ausgewählten Sta-

tionen Perth, Collie und Mount Barker gehören dem küstennahen Gebiet an, von ihnen ist Collie die Station mit der günstigsten klimatologischen Jahreswasserbilanz (-177 mm). Dem Niederschlagsregime entsprechend, stehen sich ein feuchter Winter und ein trockener Sommer krass gegenüber. Die klimatologischen Wasserüberschüsse betragen in Perth 427 mm, in Collie 561 mm und in Mount Barker 289 mm; Collie verzeichnet höhere Niederschläge und eine kleinere Verdunstung als die nördlicher gelegene Station Perth; Mount Barker ist die niederschlagsärmste der drei Stationen. Die klimatologischen Jahreswasserdefizite erreichen 907 mm in Perth, 739 mm in Collie und 599 mm in Mount Barker. Dem Niederschlagsgefälle und Verdunstungsgradienten entsprechend, ist Perth die Station mit der ungünstigsten klimatologischen Jahreswasserbilanz und besonders gegensätzlichen Jahreszeiten. Der Wasserüberschuß kann in Perth das klimatologische Defizit theoretisch bis zum 5. Januar überbrücken, in Collie reicht diese Frist bis zum 19. Februar und in Mount Barker bis zum 6. Januar, doch ist das Problem des genügend voluminösen pflanzenreicheren Speicherraums offensichtlich.

4.3. REGIONEN MIT POSITIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

In einer von HAIGH, 1964, publizierten Niederschlagskarte nach NIMMO sind Gebiete eingetragen, in denen der Niederschlag die potentielle Evapotranspiration übertrifft. Ein humides Klima existiert danach am Ostrand des Kontinents; angeschlossen ist der humide Norden der York-Halbinsel, isoliert treten humide Klimate an der Nordwestabdachung von Arnhemland und im äußersten Südwesten von Westaustralien auf. Karte 14 zeigt prinzipiell die gleichen Befunde. Für Arnhemland kann das humide Klima allerdings nicht belegt werden. Die einzige für die Bilanzberechnung zur Verfügung stehende Station, Darwin, hat eine klimatologische Jahreswasserbilanz von -39 mm und mußte noch dem teilariden Klima zugeordnet werden. Der Bilanzwert weist jedoch darauf hin, daß hier die Jahreswasserbilanzen in Einzeljahren mal negativ und mal positiv sein können, so daß bei Verwendung einer anderen Beobachtungsreihe wohl auch eine positive klimatologische Jahreswasserbilanz errechnet werden kann. Vom nördlichen Teil der York-Halbinsel kann das humide Klima jedoch belegt werden; denn für die Stationen Mapoon, McDonnell und Cape York ergeben sich klimatologische Jahreswasserbilanzen von 112 mm, 259 mm bzw. 390 mm; die vorgelagerte Thursday-Insel weist 204 mm auf und die nächstgelegene Station auf

Neuguinea, Merauke, 127 mm. Es handelt sich hier um ein teilhumides tropisches Monsunklima, das durch zwei ausgeprägte Jahreszeiten charakterisiert ist. An der als Beispiel ausgewählten Station McDonnell liegen die Monatswerte der klimatologischen Wasserbilanz zwischen 315 mm und -138 mm, die Jahreschwankung errechnet sich somit zu 453 mm. Wie das Diagramm auf Tafel 14 deutlich macht, sind sowohl die von Dezember bis April andauernde humide Periode als auch die siebenmonatige aride Zeit recht kräftig ausgeprägt, die Summen der positiven bzw. negativen Monatsbilanzen belaufen sich auf 866 mm bzw. 607 mm. Beim Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz zeigt es sich, daß das Maximum vom Niederschlag bestimmt wird, während das Minimum mit dem höchsten Monatswert der potentiellen Landverdunstung zusammenfällt, der unmittelbar vor der Regenzeit eintritt.

Die humide Klimaregion an der Ostabdachung des Kontinents läßt sich nur unvollständig belegen. Aus den Feuchtwäldern der luvseitigen Abhänge des Kontinentalrandes fehlen Daten, und nicht immer liegen die vorgelagerten Küstenstationen im Bereich der markanten orographischen Niederschlagsverstärkung. Diese aber ist insbesondere im mittleren und südlichen Teil zur Erzielung positiver Bilanzsummen erforderlich. Da die Karten prinzipiell nicht anhand von Niederschlagskarten ergänzt wurden, erscheint die humide Region der Ostabdachung in einzelne Teilregionen aufgelöst. Im Norden erstreckt sich eine dieser Teilregionen etwa von 15°S bis 18,5°S, belegt durch die Stationen Cooktown, Port Douglas, Cairns, Innisfall und Cardwell. Ein hydroklimatologisch besonders günstiges Zusammentreffen von atmosphärischen Zirkulationsverhältnissen mit der Orographie läßt dieses Gebiet zum feuchtesten Teil des australischen Kontinents werden: Innisfall weist mit 2276 mm bzw. 2335 mm die höchsten Werte der klimatologischen Jahreswasserbilanz und des klimatologischen Wasserüberschusses sowie mit 60 mm die kleinste Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits und mit drei ariden Monaten die kürzeste Defizitperiode aller ausgewerteten Stationen Australiens auf. An den anderen Stationen kommt es zur Ausbildung erheblich größerer Defizite; diese liegen zwischen 322 mm und 530 mm und werden in fünf bis acht Monate umfassenden, von Mai, Juni oder Juli bis November oder Dezember andauernden ariden Perioden erreicht. Als Beispiel ist die Station Cairns ausgewählt worden. Der Vergleich mit dem nebenstehenden Diagramm von McDonnell belegt die günstigeren Bilanzverhältnisse an der Ostküstenstation: Cairns weist die größere Jahressumme des klimatologischen Wasserüberschusses (1098 mm) und die kleinere

des Defizits (338 mm) auf. Der Jahresgang der Bilanzgrößen ist an beiden Stationen zwar recht ähnlich, doch sind die Niederschläge während der ariden Periode in Cairns deutlich höher, und das Niederschlagsmaximum ist auf den März verschoben, weshalb der höchste Bilanzwert (313 mm) in diesem Monat erreicht wird. Die Bedeutung der Staulage für die klimatologische Zuordnung einer Region geht aus dem Vergleich zwischen Cairns und Atherton (vgl. Tafel 13) deutlich hervor; denn die auf dem Hochland gelegene Station hat bei ähnlichen Verdunstungsbedingungen nur ein teilarides Klima. Die zwischen beiden Stationen existierenden Hanglagen können allerdings auch bei kleineren Regenmengen dort humid sein, wo infolge Staubeblung und Nebel mit einem gewissen Rückgang des Verdunstungsvermögens gerechnet werden muß. Die hier gedeihenden Feuchtwälder weisen auf ein humides Klima hin; da aber meteorologische Beobachtungsstationen aus diesem Bereich fehlen, kann die Frage, ob hier ein teil- oder ein vollhumides Klima existiert, derzeit nicht beantwortet werden.

Nach Süden zu schließt sich entlang der Küste ein Gebiet mit scharfem Feuchtigkeitsgefälle an; denn die Stationen Ayr und Bowen haben Jahreswasserbilanzen von weniger als -500 mm. Eine wiederum niederschlagsreiche Station ist Mackay, so daß sich mit einer Bilanz von 229 mm/Jahr erneut teilhumide Klimaverhältnisse einstellen. Als Einzelstation ist Mackay jedoch nur durch ein Stationszeichen angezeigt. Erst südlich von 25°S ist wieder eine größere humide Klimaregion nachweisbar. Sie erstreckt sich bis etwa 32°S, ist jedoch im Gebiet von Brisbane unterbrochen. Die feuchteste Station in diesem Abschnitt ist Crohamhurst in 427 m Höhe (KWÜJ: 618 mm). An der als Beispiel ausgewählten, in einer Höhe von 610 m gelegenen Station Tamborine Mountain stehen sich Überschuß- und Defizitbeträge von lediglich 336 mm bzw. 171 mm gegenüber. Auch die Monatsbilanzen weisen auf ein recht günstiges Hydroklima hin, liegen doch die entsprechenden Werte nur zwischen 60 mm und -59 mm. Niederschlag und potentielle Landverdunstung haben einen gleichlaufenden Jahresgang, was im Sommer zu einer Dämpfung, im Winter hingegen zu einer Verstärkung der klimatologischen Feuchtigkeit führt.

Einen anderen Charakter zeigt der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz in der sich südwärts, im Gebiet von Sydney, anschließenden humiden Klimaregion, weil sich die Sommerniederschlagsspitze hier weiter abschwächt und die strahlungsarme Periode feuchter wird. Aus dem Hinterland von Sydney ist

die in 1021 m Höhe gelegene Station Katoomba ausgewählt worden, um das Hydroklima in den Blue Mountains vorzustellen. Die Jahressummen von Niederschlag, potentieller Landverdunstung und klimatologischer Wasserbilanz betragen 1351 mm, 1150 mm bzw. 201 mm. Die achtmonatige humide Periode erbringt einen klimatologischen Wasserüberschuß von 341 mm, die Defizitsumme der kurzen ariden Zeit beträgt nur 140 mm. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz wird sowohl von demjenigen des Niederschlags als auch von dem der potentiellen Landverdunstung bestimmt. Die Monatswerte liegen zwischen -46 mm und 83 mm, es herrscht also ein vergleichsweise ausgeglichenes Hydroklima. In Gebirgslagen kann es lokal zu erheblicher Niederschlagsverstärkung kommen, wie es die beiden nebenstehenden Diagramme aus den Australischen Alpen zeigen. Markant tritt an der in 1332 m Höhe gelegenen Station Mount Buffalo eine winterliche Niederschlagsspitze hervor, die an der in 1859 m Höhe gelegenen Station Hotham Heights in dieser Ausprägung fehlt. Hotham Heights ist die höchste bearbeitete Station, und da sich hier infolge Schneedeckenbildung ein erheblicher Verdunstungsrückgang einstellt, ist sie zugleich die Station mit der kleinsten Jahressumme der potentiellen Landverdunstung (847 mm) unter allen ausgewerteten Stationen Australiens. Die Monatssummen gehen im Winter bis auf einen errechneten Wert von 2 mm zurück, steigen aber im Sommer selbst in dieser Höhenlage bis auf 153 mm an. Mount Buffalo und Hotham Heights gehören einer größeren humiden Region an, die auf Karte 14 von einer ausschließlich binnländisch verlaufenden, stark generalisierten klimatologischen Trockengrenze umschlossen ist. Belegt ist diese teilhumide Klima-Insel durch die Stationswerte von Kiandra (1395 m; KWJ: 548 mm), Kosciusko Hotel (1530 m; KWJ: 233 mm), Mount Buffalo (1332 m; KWJ: 890 mm) und Hotham Heights (1859 m; KWJ: 629 mm). An diesen Gebirgsstationen liegen die Jahressummen der Niederschläge zwischen 1238 mm und 1929 mm und diejenigen der potentiellen Landverdunstung zwischen 847 mm und 1039 mm. Die über das ganze Jahr verteilten Niederschläge erbringen in der verdunstungsschwachen Zeit hohe Wasserüberschüsse und dämpfen in der verdunstungsstarken Zeit die zonal mögliche Aridität, so daß sich Jahressummen des klimatologischen Wasserüberschusses von 465 mm bis 1069 mm und des Defizits von nur 140 mm bis 233 mm gegenüberstehen.

Inselhaft auftretende Gebirgslagen mit positiven klimatologischen Jahreswasserbilanzen sind sicher verbreiteter, als es die nur auf Auswertung von Stationsdaten beruhende Karte 14 zeigt; aber auch maß-

stabsbedingt konnten nicht überall die Werte jeder einzelnen Station berücksichtigt werden. So gibt es z. B. humide Lagen in der Mt. Lofty Range, und Stirling West ist hier eine Station, die bei Jahressummen des Niederschlags und der potentiellen Landverdunstung von 1182 mm bzw. 1161 mm gerade noch der Gruppe der humiden Klimastationen angehört. Das Diagramm dieser Station (vgl. Tafel 15) zeigt den für diese Breitenlage typischen Jahresgang des subtropischen Winterniederschlagsregimes, der schon anhand der benachbarten Station Belair (vgl. Tafel 13) vorgeführt wurde. Stirling West hat die gleiche Jahressumme der potentiellen Landverdunstung wie Belair, verzeichnet jedoch höhere Niederschläge. Die Jahressummen von klimatologischem Wasserüberschuß und Defizit belaufen sich auf 573 mm bzw. 551 mm.

Eine weitere Einzelstation mit positiver klimatologischer Jahreswasserbilanz (122 mm) ist Dwellingup, in 269 m Höhe gelegen (vgl. das Diagramm auf Tafel 15). Sie zeigt, daß in luvseitiger Lage der westaustralischen Darling-Stufe humide Klimaverhält-

nisse auftreten können. Dem markanten Winterregenregime entsprechend, sind die beiden Jahreszeiten sehr ausgeprägt: mit 841 mm bzw. 718 mm Wasserüberschuß bzw. Wasserdefizit werden Gegensätze erreicht, die denen der tropischen Monsunzone vergleichbar sind. Die Monatsbilanzen liegen zwischen -173 mm und 241 mm, da die verdunstungsstarke Zeit mit dem Niederschlagsminimum und die verdunstungsschwache Zeit mit dem Niederschlagsmaximum zusammenfällt. Die im äußersten Südwesten gelegene humide Region dehnt sich bis zur Küste aus und mag in Hanglagen mit der durch Dwellingup angezeigten Region zusammenhängen. Die küstennahe Station Karridale, in 48 m Höhe gelegen, weist hier eine klimatologische Jahreswasserbilanz von 141 mm auf (N: 1210 mm, PLV: 1069 mm). Die humide Periode im Winter (vgl. Tafel 15) erbringt insgesamt einen klimatologischen Wasserüberschuß von 706 mm, und während der von Oktober bis März andauernden ariden Periode wird ein Wasserdefizit von 565 mm vermerkt. Im Vergleich zu Dwellingup sind somit die Jahreszeiten etwas weniger extrem ausgebildet.

5. DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON NORD- UND MITTELAMERIKA

5.1. UBERBLICK

Auf dem nordamerikanisch-mittelamerikanischen Kontinent gibt es eine aride Klima-Hauptregion, die sich von der Arktis bis nach Süd-Mexiko erstreckt. Im Osten, im Nordwesten und in Mittelamerika schließen sich an sie humide Klimaregionen an. Östlich der Appalachen tritt noch einmal eine größere aride Region auf, die von New York bis nach Florida verfolgt werden kann. Infolge dieser Anordnung existieren mehrere dominante Trockengrenzen, die entsprechend ihrer Lage als zentrale, atlantische, pazifische und mexikanische Trockengrenze bezeichnet werden sollen. Die zentrale Trockengrenze zieht sich von der Ellesmere-Insel bis zum Golf von Mexiko durch den gesamten Kontinent. Im Norden setzt sie westlich von Alert (KWJ: 22 mm) bzw. östlich von Eureka (KWJ: -111 mm) ein und verläuft, den niederschlagsreicheren Ostrand vom niederschlagsärmeren Hauptteil der Insel trennend, über die Ellesmere-Insel zur Devon- und dann zur Baffin-Insel. Auf dem Festland wird ihr Verlauf westlich der Hudson-Bay durch die Werte von Chesterfield (KWJ: 51 mm), von Baker Lake (KWJ: -110 mm) und von Churchill (KWJ: -29 mm) festgelegt. Dann läuft die Trockengrenze auf den Winnepeg-See zu, schwenkt östlich dieses Sees in eine südöstliche Richtung ein und erreicht über das Gebiet von Kenora (KWJ: -41 mm) und International Falls (KWJ: -64 mm) den Superior-See bei Duluth (KWJ: -9 mm). Im Gebiet der Großen Seen hält sie sich südlich des Superior-Sees (Marquette KWJ: 78 mm) sowie südwestlich des Huron-Sees (Alpena KWJ: 22 mm). Die Ontario-Halbinsel wird zwischen London (KWJ: 120 mm) und Windsor (KWJ: -75 mm) gequert. Am Südostufer des Erie-Sees ist die Trockengrenze durch die Stationswerte von Erie (KWJ: 85 mm) und Cleveland (KWJ: -63 mm) festgelegt. Von hier aus zieht sie über Akron (KWJ: 7 mm) zum Ohio, biegt oberhalb von Pittsburgh (KWJ: -126 mm) in eine südwestliche Richtung um und verläuft westlich des niederschlagsreichen Appalachen-Gebirgs-systems vorbei an Parkersburg (KWJ: 9 mm), Lexington (KWJ: -13 mm), Nashville (KWJ: -14 mm) zum Mississippi. Dieser wird oberhalb von Vicksburg (KWJ: 13 mm) gekreuzt. In der Küstenebene des Golfs von Mexiko bestimmen die Stationswerte von Lake Charles (KWJ: 95 mm) und Port Arthur (KWJ: -34 mm) ihre Lage. Der südliche Abschnitt dieser zentralen Trockengrenze ist durch einen ausgeglichenen Linienzug dargestellt, doch weisen Negativzeichen auf der einen und Positivzeichen auf der anderen Seite auf eine breite Zone mit einem Übergangsklima hin. Auch

im Gebiet von Erie- und Ontariosee liegen derartige Verhältnisse vor.

Die atlantische Trockengrenze setzt im Nordwesten der Florida-Halbinsel ein (Tampa KWJ: -105 mm, Tallahassee KWJ: 186 mm), zieht westlich an Atlanta (KWJ: -69 mm) vorbei und folgt dem Ostfuß der Blue Ridge über das Piedmont-Plateau bis nach New York (KWJ: -162 mm, Newark KWJ: -10 mm). Hier schwenkt sie wieder nach Süden um und erreicht die Küste südlich von Wilmington (KWJ: 95 mm, Charleston KWJ: -130 mm). Im Südosten Floridas haben West Palm Beach (KWJ: 80 mm) und Miami (KWJ: 29 mm) eine positive klimatologische Jahreswasserbilanz.

Die pazifische Trockengrenze überquert im Nordwesten des Kontinents die Seward-Halbinsel, festgelegt durch das Stationspaar Nome (KWJ: 147 mm) und Kotzebue (KWJ: -129 mm). Bei Nichtbeachtung der humiden Gebirgsklimate ist Anchorage (KWJ: -55 mm) an die aride Klimaregion angeschlossen worden, welche sich den Yukon aufwärts bis Dease Lake (KWJ: -84 mm) nachweisen läßt. Hier biegt die Trockengrenze nach Norden aus, weil die Station Smith River (KWJ: 59 mm) eine positive Jahreswasserbilanz aufweist. Östlich der Rocky Mountains zieht die Trockengrenze dann südwärts, biegt - da die humiden Gebirgsklimate wiederum unbeachtet blieben - im oberen Einzugsgebiet des Columbia nach Südwesten um und erreicht den Pazifik südlich von Eureka (KWJ: 177 mm, San Francisco KWJ: -627 mm). Mehrere Positivzeichen weisen auf die südlicher gelegenen humiden Gebirgs-Klimainseln hin, während die arides Klima anzeigenden Stationen in British Columbia zu einer größeren ariden Teilregion zusammengefaßt wurden (in welcher auch wiederum humide Gebirgsklimate auftreten).

Die mexikanische Trockengrenze setzt an der Ostküste etwa bei 20°N ein (Vera Cruz KWJ: 20 mm), zieht nach Chiapas und biegt dort zur Westküste ab, welche etwa bei 15°N erreicht wird. Tuxtla Gutierrez, Comitán und Salina Cruz sind die südlichsten Stationen mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz (-255 mm, -209 mm, -407 mm). Positive Bilanzwerte an der Westküste weisen darauf hin, daß bestimmte Gebirgslagen der Sierra Madre del Sur ein humides Klima haben; von anderen mit Sicherheit humiden Gebirgslagen fehlen die zum Nachweis hierfür geeigneten Daten. Im nördlichen Teil der Halbinsel Yukatan liegen mehrere Stationen mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz, weshalb hier eine isolierte aride Re-

gion ausgewiesen wurde. Südlich der mexikanischen Trockengrenze ist von einer Isolinienendarstellung auf den Karten 19 - 23 generell abgesehen worden. Statt dessen wurden die wenigen verfügbaren Stationswerte in die Karten eingetragen. Zehn für El Salvador vorhandene Werte mußten maßstabsbedingt zu einer Gruppe zusammengefaßt werden. Auch auf den Großen Antillen wurden nur Stationswerte eingetragen, die Werte im Kanadischen Archipel ließen hingegen eine Isolinienendarstellung zu; allerdings wurde den dort infolge geringer Stationszahl auftretenden Unsicherheiten in den Karten 19 und 23 durch unterbrochene Linienführung Rechnung getragen. Es sei angemerkt, daß Karten der klimatologischen Jahreswasserbilanz und der Jahressummen des Wasserüberschusses sowie des Wasserdefizits von Nordamerika bereits publiziert wurden (HENNING, I. & D. 1977 a, b). Durch Einarbeitung der Ergebnisse aus einigen in der Zwischenzeit noch zur Verfügung gelangten Datensätzen haben diese Karten jedoch lokal Korrekturen erfahren.

5.2. REGIONEN MIT NEGATIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

In Nordamerika existiert eine ausgedehnte vollaride Klimaregion, die sich in Nord-Süd-Richtung über maximal etwa 26 Grad Breite und in West-Ost-Richtung über maximal rund 21 Grad Länge erstreckt. Ihre Begrenzungslinie (vgl. Karte 23) verläuft von Niederkalifornien zum Owens-Valley, wo Bishop die Grenzstation ist; hier biegt diese Linie nach Osten um, zieht über das Great Basin und das Colorado Plateau zum Gebirgssystem der Rocky Mountains, dem sie bis zum Missouri folgt. Die nördlichste Station mit vollaridem Klima ist Great Falls. In Montana ist die vollaride Klimaregion vergleichsweise wenig ausgedehnt, in Kansas und im nördlichen Oklahoma hingegen reicht sie ostwärts bis gegen 97°W.L. Die östlichsten vollariden Klimastationen sind Rapid City, Grand Island, Concordia, Wichita, Oklahoma City, Wichita Falls, Abilene, San Antonio und Corpus Cristi. Südlich der Rio-Grande-Mündung ist die Begrenzungslinie der vollariden Klimaregion zum Ostrand des Mexikanischen Hochlands nach Ciudad Victoria gezogen worden; von dort verläuft sie gegen Rio Verde und weiter nach Aguascalientes, der südlichsten Station mit vollaridem Klima. Von hier aus zieht die Begrenzungslinie über die Ostabdachung der Sierra Madre Oriental und dann zur Sonora-Küste, wo Guaymas noch ein vollarides Klima hat. In dieser vollariden Klimaregion existieren drei Stationen, die ein im Vergleich zu ihrer Umgebung feuchteres Klima zeigen, wie dies prinzipiell für die Mehrzahl der Gebirge angenommen werden kann.

Flagstaff/Arizona sowie Monterrey/Nuevo Leon und Saltillo/Coahuila sind auf Karte 23 durch Negativzeichen als Regionen mit teil-aridem Klima vermerkt. Die Stationen mit vollaridem Klima zeigen eine beachtliche Spannweite der Jahreswerte von Niederschlag und potentieller Landverdunstung: die Niederschlagshöhen liegen zwischen 77 mm (Yuma) und 783 mm (Oklahoma City), die Verdunstungshöhen zwischen 977 mm (Billings) und 1880 mm (Laredo). Die Stationen mit dem geringsten Niederschlag bzw. mit der größten potentiellen Landverdunstung sind zugleich auch diejenigen mit der kleinsten klimatologischen Jahreswasserbilanz: -1489 mm in Yuma und -1407 mm in Laredo. Von diesen beiden Ariditätszentren am unteren Colorado bzw. Rio Grande nimmt der Ariditätsgrad gegen die Randgebiete hin ab (vgl. Karte 22). Der Rückgang der Aridität ist am geringsten im Intermontan-Gebiet zwischen der Sierra Nevada und den Rocky Mountains, wo die Nordgrenze der vollariden Klimaregion bei Jahreswasserbilanzen in der Größenordnung von -900 mm/-950 mm erreicht wird. Etwa ebenso niedrig sind die Werte an der texanischen Golfküste. Im südlichen Grenzgebiet und im nördlichen Texas liegen sie bei -800 mm und im Nordosten bei -600 mm/-650 mm. Zur entsprechenden Charakterisierung einzelner Teilräume sind je drei Beispielstationen aus Arizona, Texas-Mexiko und den Great Plains ausgewählt worden (vgl. Tafel 16).

Yuma ist die Station mit der kleinsten klimatologischen Jahreswasserbilanz von Nordamerika (s.o.). Da die Wüste hier nur sporadisch Niederschläge erhält, wird der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz von demjenigen der potentiellen Landverdunstung bestimmt. Der höchste Bilanzwert ist dementsprechend derjenige des Dezember. In diesem Monat geht die potentielle Landverdunstung auf 52 mm zurück, die Wasserbilanz errechnet sich zu -44 mm. Der kleinste Wert der Wasserbilanz wird mit -215 mm im Juli vermerkt. Infolge höherer Niederschläge und geringerer potentieller Landverdunstung hat die Beispielstation Winslow eine günstigere Jahreswasserbilanz als Yuma. Diese Station liegt am Nordrand der vollariden Klimaregion auf dem südlichen Teil des Colorado Plateau in 1452 m Höhe. Im Jahresgang der Bilanz ist die Abschwächung des Defizits durch die sommerlichen Niederschläge jedoch kaum zu erkennen, so daß sich insgesamt der Gang der potentiellen Landverdunstung widerspiegelt. Die beiden Extrem-Monate, Dezember und Juni, weisen Bilanzhöhen von -9 mm bzw. -181 mm auf. Auch in Tucson wird der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz stark von der potentiellen Landverdunstung bestimmt, nur im Juli und August wirken sich die vergleichsweise hohen Niederschläge

abschwächend auf das klimatologische Wasserdefizit aus. In den extremen Monaten Dezember und Juni belaufen sich die Bilanzen auf -29 mm bzw. -173 mm. Die Sommerniederschläge sind von nicht zu unterschätzender geoökologischer Bedeutung. Im Vergleich zu den Gebieten um die beiden zuvor genannten Stationen macht die Kakteenhalbwüste von Tucson einen üppigen Eindruck. Die benachbarten Gebirgszüge sind infolge der orographischen Niederschlagsverstärkung waldbedeckt, lokal treten in der hochmontanen Stufe sogar Tannen und Fichten auf; quantitative Angaben zum Hydroklima dieser Höhenlagen können jedoch noch nicht gegeben werden.

Wiederum andere Züge trägt das vollaride Klima im golfnahen Rio-Grande-Gebiet. Laredo, die Station mit der höchsten potentiellen Landverdunstung von Nord- und Mittelamerika und der zweitkleinsten klimatologischen Jahreswasserbilanz (s.o.), hat im Vergleich zum westlichen Ariditätszentrum um Yuma ein deutlich günstigeres Hydroklima. Es fallen vergleichsweise reichliche Regenmengen, wobei die beiden für Texas typischen Maxima im Mai und September deutlich hervortreten und eine merkbare Abschwächung der Aridität bewirken. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz wird also nicht mehr allein durch die potentielle Landverdunstung, sondern auch durch das Niederschlagsregime geprägt. Maximum und Minimum der Monatswasserbilanzen treten allerdings im Dezember (-40 mm) bzw. im Juli (-206 mm) ein, wenn die potentielle Landverdunstung ihre Extremwerte (70 mm bzw. 240 mm) annimmt. Die nächste Beispielstation Torreón liegt auf dem mexikanischen Hochland, wo der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz ein stark strahlungsabhängiges Regime ohne individuelles Hervortreten der beiden extremen Monate aufweist. Der Jahresgang der potentiellen Landverdunstung ist an der in 25,5°N gelegenen Station schon ausgeglichener als an den zuvor von Arizona und Texas besprochenen Stationen; die Extremwerte der PLV unterscheiden sich zwar mit 66 mm im Dezember und 184 mm im Juli noch beträchtlich voneinander, doch liegen die Monatssummen achtmal hintereinander über 100 mm, wovon sie sich vier Monate lang oberhalb 170 mm bewegen, so daß eine einmonatige sommerliche Spitze nicht mehr hervortritt und infolge selbst geringer Niederschläge im Bilanzregime ganz abgeschnitten erscheint. Die charakteristische Niederschlagsverteilung sorgt im übrigen dafür, daß die Aridität im Herbst deutlich gedämpft ist. Ein weiteres spezifisches Hydroklima der vollariden Klimaregion wird durch das Diagramm von Zacatecas belegt. Hier beginnt die Zone der tropischen Sommerniederschläge. Für diese Zone ist es typisch, daß die günstigsten Bilanz-

verhältnisse zur Zeit des strahlungsreicheren Halbjahres auftreten. Mit -55 mm weist der September die am wenigsten negative klimatologische Wasserbilanz auf, da bei dann schon merklichem Rückgang des Verdunstungsvermögens die Niederschläge noch vergleichsweise hoch sind. Umgekehrt ist die ungünstigste, da am stärksten defizitäre, Zeit das Frühjahr, wenn Niederschläge praktisch fehlen, das Verdunstungsvermögen aber schon beträchtlich ansteigt; die Bilanzwerte von März und April bewegen sich um -130 mm.

Die Veränderungen des Hydroklimas der vollariden Region der Great Plains sollen durch die Stationen Lubbock, Goodland und Billings aufgezeigt werden. Dieses Süd-Nord-Profil schließt sich nordwärts an das durch Laredo charakterisierte Ariditätszentrum an, der Abstand Laredo - Billings beträgt 18,3 Grad Breite. Daraus erklärt sich die Abnahme der potentiellen Landverdunstung, die sich zwischen Laredo und Billings für das Jahr auf einen Wert von 903 mm beläuft. Der höchste Monatswert sinkt dabei von 240 mm auf 168 mm und der niedrigste von 70 mm auf 16 mm ab. Dementsprechend erfolgt von Süden nach Norden eine markante Abschwächung der Aridität, obwohl die Jahresniederschlagshöhe (um 137 mm) zurückgeht. Vergleichsweise günstig ist die nach Norden zu sich abzeichnende Konzentration der Niederschläge auf das Frühjahr bzw. auf den Sommer. Für den Zweimonatszeitraum Mai-Juni weist Billings die günstigsten Bilanzverhältnisse auf. Die Juli-Bilanzhöhen betragen in Goodland -120 mm, in Laredo, Lubbock und Billings jedoch -206 mm, -154 mm bzw. -145 mm. Die relativ ungünstige Juli-Situation in Billings wird durch den markanten Rückgang der Niederschläge nach dem Juni-Maximum hervorgerufen.

Auf rund zwei Dritteln der Fläche von Nord- und Mittelamerika herrscht ein arides Klima; der größte Teil dieser ausgedehnten Region hat ein tellarides Klima, weshalb 27 Diagramme ausgewählt wurden, um einen Einblick in die hydroklimatischen Verhältnisse der recht unterschiedlichen Teilregionen zu vermitteln. Das tellaride Klima setzt allgemein mit einer raschen Abnahme der Anzahl der ariden Monate ein (vgl. Karte 23). Im Norden und Süden geht die Zahl der ariden Monate auf kurzer Distanz auf 8 bis 9, im Osten sogar auf 7 zurück. An diese Zonen starker Veränderlichkeit schließen sich mehr oder weniger ausgedehnte Bereiche gleichbleibender Zahl arider Monate an. Hier erfolgt ein Anstieg der klimatologischen Jahreswasserbilanz hauptsächlich durch Rückgang des klimatologischen Wasserdefizits in der ariden und durch Zunahme des klimatologischen Was-

serüberschusses in der humiden Periode (vgl. Karten 21 und 22). Die der klimatologischen Trockengrenze am nächsten liegenden Stationen mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz weisen überwiegend 6 bis 8 aride Monate auf. Diese bilden zumeist eine zusammenhängende Periode mit klimatologischem Wasserdefizit in der strahlungsreichen Jahreszeit. Nur in Mexiko sowie in bestimmten Abschnitten der Golf- und der Atlantikküstenebenen führen besonders hohe Sommerniederschläge zu einer Zerteilung der Defizitperiode. In der sich mit Entfernung von der voll-ariden Region ausbildenden humiden Periode werden zwar klimatologische Wasserüberschüsse erzielt, doch bleiben diese quantitativ gering: die 10 cm-Isolinie auf Karte 21 verläuft im Westen, Norden und Nordosten in bemerkenswert großem Abstand von der Begrenzungslinie der überschußlosen voll-ariden Klimaregion, und selbst im Südosten ist dieser Abstand noch beträchtlich. Südlich der Großen Seen bleibt der Gradient der Wasserüberschußsummen gegen Osten hin schwach: die 20 cm-Isolinie wird erst am oberen Ohio angetroffen. Südlich der Missouri-Mündung hingegen setzt eine Verstärkung dieses Gradienten ein, angezeigt durch die rasche Aufeinanderfolge der 10 cm-, 20 cm- und 30 cm-Isolinien. Der höchste Wert des klimatologischen Jahreswasserüberschusses an einer teil-ariden Station beträgt hier 344 mm, er wird in Nashville während einer fünfmonatigen humiden Periode in der strahlungsärmeren Jahreszeit von November bis März erreicht. Ein scharfer Gradient existiert auch entlang der pazifischen Abdachung der Kordilleren. Hier beträgt die höchste Überschußsumme 527 mm, sie wird an der Station Mount Shasta in der gleichen fünfmonatigen Periode wie in Nashville erzielt. Dieser bemerkenswert hohe Wasserüberschuß erklärt sich aus dem Niederschlagsregime: 73% der Jahresniederschläge fallen an dieser Station während der humiden Periode; die Vergleichszahl für Nashville ist 50% (die jeweiligen Jahressummen belaufen sich auf 933 mm bzw. 1147 mm). Die schon innerhalb der voll-ariden Klimaregion zu den Rändern hin stattfindende Abnahme des Ariditätsgrades setzt sich auch in der teil-ariden Region fort, allerdings nicht gleichmäßig (vgl. Karte 22). Im Intermontan-Gebiet nimmt die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits auf Werte um 550-600 mm ab, doch gibt es im weiteren Trockengrenzbereich noch Stationen mit bis zu 750 mm Wasserdefizit (Yakima 726 mm, Pendleton 749 mm bei achtmonatiger arider Periode). In der zentralen Teilregion gehen die Defizitsummen nordöstlich der Großen Seen auf Werte um 150 mm hinunter, zwischen den Großen Seen und dem Ohio betragen sie jedoch mehr als 200 mm und südlich des Ohio sogar mehr als 300 mm. Die höchsten Defizitsummen

an teil-ariden Stationen in der Nähe der zentralen Trockengrenze liegen bei 400 mm (Memphis 375 mm, Shreveport 416 mm), sie entstehen während einer 7 bis 8-monatigen ariden Periode. Die Feuchtigkeitsgradienten der teil-ariden Klimaregion spiegeln sich auch im Landschaftsbild wider; denn die Wüsten, Halbwüsten, Steppen und Trockensavannen gehen schließlich in feuchtere Grasländer und verschiedenartige Wälder über. Besonders eng sind diese Beziehungen zwischen Hydroklima und Vegetationszonen dort, wo die negative Effektivität großen Verdunstungsvermögens von einem Anstieg des Niederschlags abgeschwächt wird. Sie werden wieder lockerer in Gebieten, wo Überschußwasser mangels Bodenwasserspeicherkapazität nicht mehr in situ verbleibt, sondern abfließt. Anders sehen die Verhältnisse an der Nordgrenze der voll-ariden Klimaregion aus: hier findet ein Anstieg der Humidität zunächst vorwiegend als Folge der breitenbedingten Abnahme des Verdunstungsvermögens und weniger infolge Niederschlagsanstiegs statt. Der Landschaftswandel vollzieht sich dementsprechend zunächst nur im Detail. Halbwüsten und Strauchsteppen existieren im Intermontan-Gebiet zwischen den pazifischen Gebirgssystemen und den Rocky Mountains auch noch nördlich der voll-ariden Region, und ebenso setzen sich die trockenen Kurz- und Mischgrasprärien der Great Plains unter teil-aridem Klima fort. Hier beginnt ein markanter Landschaftswandel erst mit der Erzielung einer größeren Wasserüberschußmenge, und zwar muß diese dann so groß werden, daß sie nicht schon vor Beginn der Vegetationsperiode von der unproduktiven Verdunstung aufgezehrt wird. Das ausschließlich in der strahlungsarmen Jahreszeit angesammelte Überschußwasser ist nämlich verbreitet noch als Schneerücklage oder oberflächennahes Schmelz- und Bodenwasser vorhanden, wenn die potentielle Landverdunstung ab März markant ansteigt, und der offene Charakter der Gras- und Strauchformationen bietet vergleichsweise wenig Schutz gegen die unproduktive Verdunstung. Dies trifft noch mehr auf zu dieser Zeit brachliegende landwirtschaftlich genutzten Flächen zu, weshalb hier feuchtigkeitskonservierende Bearbeitungsmethoden zur Anwendung kommen. Die starke Abhängigkeit der Entwicklung der Vegetation von der Überschußwassermenge ist überall dort gegeben, wo zu Beginn der Vegetationsperiode die Niederschläge unsicher sind, d.h. große Niederschlagsvariabilität herrscht, was im gesamten Nordabschnitt der zentralen teil-ariden Region der Fall ist. Wo mit dem Auftreten von Niederschlägen zu Beginn der Vegetationsperiode hingegen mit großer Wahrscheinlichkeit gerechnet werden kann, entscheidet weniger das winterliche Überschußwasser als vielmehr die Niederschlagsmenge zu Beginn der

Vegetationsperiode über den Landschaftswandel.

Die auf den Tafeln 17 bis 19 dargestellten Diagramme stammen aus dem Süden und Westen, aus dem Intermontan-Gebiet, aus der Zentralregion östlich der Kordillieren sowie aus dem Norden und werden in dieser Reihenfolge besprochen.

Die Stationen Querétaro und Comitán geben einen Einblick in die teiluaride Region von Mexiko (vgl. Tafel 17). Das Regime von Querétaro schließt sich an dasjenige der volluariden Beispielstation Zacatecas an und belegt die nach Süden zu erfolgende Zunahme der tropischen Sommerregen. In den ersten Monaten des Jahres folgt die klimatologische Wasserbilanz direkt dem Anstieg der potentiellen Landverdunstung, der recht markant ist: von 58 mm im Januar nimmt die PLV auf 113 mm im März zu. Anschließend verändert sie sich nur noch vergleichsweise wenig, ihr Maximum im Juli beträgt lediglich 136 mm. Die am stärksten defizitäre Jahreszeit ist das Frühjahr, in dem die Monatssummen der klimatologischen Wasserbilanz bis auf -107 mm absinken. Ab Mai treten ergiebige Niederschläge auf, im Juni wird bereits der Bilanzausgleich erreicht, und von Juli bis September sind trotz maximaler potentieller Landverdunstung positive Werte der klimatologischen Wasserbilanz zu verzeichnen. Der größte Monatsbilanzwert erreicht allerdings nur 35 mm, und insgesamt erbringt die humide Periode nicht mehr als 68 mm Wasserüberschuß. Das Ergebnis der ariden Periode ist ein klimatologisches Wasserdefizit von 583 mm, und nur die ersten eineinhalb ariden Monate können theoretisch mit Hilfe des geringen sommerlichen Überschusses überbrückt werden. Das Bilanzregime von Comitán im südlichen Mexiko zeigt sich gegenüber demjenigen von Querétaro im wesentlichen dadurch verändert, daß sich zwischen zwei Niederschlagsmaxima eine niederschlagsärmere Periode einschleibt. Die humide Periode beginnt im Mai, und im Juni erreicht die klimatologische Wasserbilanz mit 148 mm ihren höchsten Monatswert. Im Juli befinden sich Niederschlag und Verdunstungsvermögen lediglich etwa im Gleichgewicht, und der August ist klimatologisch arid. Die Septemberrniederschläge sind wieder so ergiebig wie die des Juni; der Oktober ist dann jedoch nur noch schwach humid. Der gesamte Wasserüberschuß beträgt 344 mm, das Defizit beläuft sich hingegen auf 553 mm. Die klimatologische Aridität von August ist durch gespeichertes Überschußwasser überbrückbar, und das Defizit der winterlichen Trockenzeit kann theoretisch bis zum 7. März ausgeglichen werden.

Die Diagramme von Los Angeles, Oakland und Red Bluff vermitteln einen Einblick in das teiluaride Klima Kaliforniens. Das Winterniederschlagsregime ist unter hydroklimatologischen Gesichtspunkten effektiver als das Sommerniederschlagsregime der zuvor besprochenen mexikanischen Stationen. Bei nur 321 mm Jahresniederschlag entsteht in Los Angeles bereits eine dreimonatige humide Periode, in der sich sogar ein kleiner Wasserüberschuß (69 mm) ansammelt. Höhere Niederschläge bewirken in Oakland bzw. in Red Bluff einen Anstieg des klimatologischen Wasserüberschusses auf 194 mm bzw. 230 mm bei lediglich um einen Monat verlängerter humider Periode. In der sommerlichen Trockenzeit folgt die klimatologische Wasserbilanz dem Anstieg der potentiellen Landverdunstung. In Los Angeles stehen sich im Juli 0,3 mm Niederschlag und 146 mm Verdunstungsvermögen gegenüber. In Oakland fällt das Maximum der potentiellen Landverdunstung auf den Juni; bei 3 mm Niederschlag und einer PLV von 143 mm wird in diesem Monat auch das Minimum der klimatologischen Wasserbilanz erreicht. In Red Bluff weist der Juli 1,0 mm Niederschlag und 187 mm potentielle Landverdunstung auf. Diese Station liegt zwar um 6,2 bzw. 2,4 Breitengrade nördlicher als Los Angeles bzw. Oakland, hat aber ein strahlungsreiches Binnenlandklima, während die beiden anderen Stationen sich häufig im Einflußbereich von Küstenebelfeldern befinden. Der höhere Ariditätsgrad von Red Bluff ist somit verständlich, die Defizitsumme beträgt hier 905 mm gegenüber 881 mm bzw. 754 mm in Los Angeles bzw. Oakland. Insgesamt weist Los Angeles die ungünstigsten Bilanzverhältnisse auf, der Wasserüberschuß reicht theoretisch nur bis zum 9. April. In Oakland hingegen kann die klimatologisch ermittelte Aridität theoretisch bis zum 26. Mai, in Red Bluff sogar bis zum 2. Juni überbrückt werden.

Die nordwärts eintretenden Veränderungen des Hydroklimas in der teiluariden Klimaregion des Intermontan-Gebiets sollen an den Stationsbeispielen Ely, Burns und Walla Walla aufgezeigt werden. Zunahme des Niederschlags und Abnahme der potentiellen Landverdunstung erzeugen einen Süd-Nord gerichteten Feuchtigkeitsgradienten, der sowohl aus einem Rückgang des klimatologischen Wasserdefizits als auch aus einem Anstieg des Wasserüberschusses resultiert. Die Ablösung des volluariden Klimas durch ein Klima mit zeitweilig positiver klimatologischer Wasserbilanz erfolgt im Intermontan-Gebiet nicht durch nennenswerte Zunahme des Winterniederschlags, wie das vom pazifischen Kordillierensystem an Hand der kalifornischen Stationen aufgezeigt werden konnte. Das Diagramm von Ely belegt, daß sich die einzigen beiden

humiden Monate hauptsächlich infolge des breitenbedingten Rückgangs der potentiellen Landverdunstung herausbilden (vgl. hierzu Yuma auf Tafel 16); 15 mm bzw. 16 mm sind die Verdunstungswerte von Januar und Dezember, während der Niederschlag dann 20 mm bzw. 17 mm beträgt. Ähnlich kleine Differenzen lassen auch den Februar und weiter nördlich noch den November zu humiden Monaten werden, so daß die dichte Aufeinanderfolge der Linien gleicher Anzahl arider Monate im Grunde keine wesentlichen hydroklimatischen Veränderungen anzeigt, Nordwärts nimmt der Winterniederschlag etwas zu, so daß Burns und Walla Walla immerhin einen klimatologischen Wasserüberschuß von 91 mm bzw. 116 mm verzeichnen. Infolge geringer Jahressumme und sehr gleichmäßiger Verteilung über das Jahr übt der Niederschlag in Ely kaum einen Einfluß auf den Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz aus. Im Juli steigt die potentielle Landverdunstung auf 174 mm, während im langjährigen Mittel nur 17 mm Niederschlag fallen. Das klimatologische Wasserdefizit der von Februar bis November andauernden ariden Periode erreicht 876 mm. An der 4,3 Breitengrade nördlicher gelegenen Station Burns beträgt dieses Defizit hingegen nur noch 686 mm; aber im Juli stehen sich auch hier 151 mm potentielle Landverdunstung und lediglich 9 mm Niederschlag gegenüber, so daß der Bilanzwert demjenigen von Ely etwa entspricht. An der Station Walla Walla, 2,5 Grad nördlicher als Burns gelegen, wirken sich die höheren Frühjahrsniederschläge zusammen mit der Verdunstungsabnahme dämpfend auf die Aridität aus, so daß die Defizitsumme auf 562 mm zurückgeht. Die Juliwerte der potentiellen Landverdunstung und des Niederschlags betragen 144 mm bzw. 5 mm, der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz zeigt einen dementsprechend markanten Tiefpunkt. Das klimatologische Wasserdefizit kann in Walla Walla theoretisch bis zum 22. Mai überbrückt werden, während die an der Station Burns angesammelten Überschüsse bereits am 28. April verbraucht wären. Die teiluaride Klimaregion des Intermontan-Gebiets weist somit recht ungünstige Wasserbilanzverhältnisse auf, was sich auch im Landschaftshaushalt deutlich widerspiegelt: die Strauchsteppe dominiert, und zwischen Ely und Burns sind Gebirgsklimate ausgebildet, die zu den trockensten des ganzen Kontinents gehören.

Das letzte Diagramm auf Tafel 17 stammt ebenfalls aus dem Intermontan-Gebiet, doch liegt Grand Junction weit östlich von Ely auf dem Colorado Plateau. Die Jahresschwankung der potentiellen Landverdunstung ist hier etwas größer als in Ely, ihre extremen Monatswerte betragen 11 mm und 182 mm. Bezüglich

der Niederschlagseffektivität sind beide Stationen recht ähnlich. Grand Junction schließt nordwärts an die volluaride Beispielstation Winslow an. Die hydroklimatischen Unterschiede dieser beiden Stationen sind geringfügig; denn die Ausbildung einer humiden Periode in Grand Junction kommt nur durch den winterlichen Rückgang der potentiellen Landverdunstung zustande, ein nennenswerter Wasserüberschuß tritt auch hier nicht auf. Hinsichtlich der Bewässerung der Flußoase von Grand Junction ist allerdings von Vorteil, daß die klimatologische Jahreswasserbilanz um 211 mm weniger defizitär ist als diejenige von Winslow.

Die teiluariden Klimate östlich des Kordillerensystems heben sich deutlich von den bisher besprochenen ab. Einige Stationen zeigen zwar ein Sommermaximum des Niederschlags wie die Beispielstationen aus Mexiko; aber die für die Randtropen typische Konzentration des Niederschlagsgeschehens auf den Sommer wird hier nicht erreicht (vgl. Sioux Falls auf Tafel 18). Andere Stationen wiederum weisen ein Wintermaximum des Niederschlags auf wie die Beispielstationen aus Kalifornien, doch fallen auch in allen anderen Jahreszeiten ergiebige Niederschläge (vgl. Nashville auf Tafel 18). Hydroklimatische Verhältnisse, die an das Intermontan-Gebiet erinnern, sind im Einflußbereich der Kordilleren-Leewirkung zwar angedeutet, doch auch in diesem Falle (vgl. Medecine Hat auf Tafel 19) sind die Niederschlagsregime deutlich voneinander verschieden.

Zunächst sei die teiluaride Klimaregion zwischen den Großen Seen und dem Golf von Mexiko betrachtet, die man der Lage nach als zentrale Region bezeichnen kann. Im Norden und Süden ist sie relativ schmal, bei 40°N erreicht sie jedoch mit einer Ausdehnung über 17 Meridiane eine beachtliche Breite (zur Genese vgl. besonders BÖRCHERT, 1950). Der Feuchteunterschied zwischen der Grenze zur volluariden Region und der klimatologischen Trockengrenze beläuft sich im Süden auf 800 mm Jahreswasserbilanz, im Norden zwischen Missouri und dem Superior-See auf 500 mm. Besonders markant ist der Feuchtegradient im Süden. Mit zunehmender Verbreiterung der teiluariden Region verringert er sich dann deutlich. Die -10 cm-Isolinie der Jahreswasserbilanz verläuft hier in dem schwachgradientigen Bereich nördlich etwa 33° Breite in weitem Abstand zur Trockengrenze (vgl. Karte 20). Die drei Positivzeichen in der Nähe der genannten Isolinie weisen auf die humiden Klimastationen Texarcana (KWJ: 7 mm), Little Rock (KWJ: 19 mm) und Cairo (KWJ: 20 mm) hin. Am Ohio haben Cincinnati und Evansville Jahreswasserbilanzwerte von nur -10 mm bzw. -17 mm,

Louisville erreicht mit -48 mm bereits den kleinsten Bilanzwert. Nördlich des Ohio weist Indianapolis auch nur eine Jahreswasserbilanz von -28 mm auf, während in Dayton -109 mm und in Pittsburgh -126 mm erreicht werden. Mit diesen Angaben soll verdeutlicht werden, daß die Ausdehnung des ariden Klimas nach Osten zwar durch einen markanten Wert belegt ist (s. Pittsburgh), daß aber verbreitet im unteren Mississippi- und im unteren Ohio-Gebiet nur ein schwacher Ariditätsgrad herrscht, bei dem lokale Niederschlags-erhöhung wie diejenige im Einflußbereich der Ozark- und Boston-Mountains alsbald, wie die angeführten Beispiele zeigen, zu positiven Jahreswasserbilanzen führt. Erst recht sind solche Bilanzen in entsprechenden Lagen der Bergländer selbst zu erwarten. Das Übergangsklima dehnt sich auch nach Osten über die dargestellte Trockengrenze hinaus aus, worauf das Negativzeichen von Jacksonville (KWJ: -16 mm) hinweist. Im Gebiet der Großen Seen wird der Trockengrenzraum wieder schmaler, die erwähnte -10 cm-Iso-linie verläuft unweit der Trockengrenze. Westlich des Michigan-Sees existiert eine humide Klima-Insel im Bereich einer viel diskutierten Niederschlagsanomalie, hier angezeigt durch das für die klimatologische Jahreswasserbilanz von 45 mm der Station Dubuque stehende Positivzeichen. Die folgenden drei Profile sollen die Zentralregion vorstellen.

Das Hydroklima im südlichen Teil der zentralen teil-ariden Region wird durch die Diagramme von Houston, Dallas und Shreveport veranschaulicht (vgl. Tafel 18). In diesem Gebiet existieren starke von Norden (Dallas KWJ: -610 mm) nach Süden (Houston KWJ: -301 mm) und von Westen nach Osten (Shreveport KWJ: -175 mm) gerichtete Feuchtegradienten. Man kann das Profil über Dallas nach Westen bis zur vollariden Beispielstation Lubbock (vgl. Tafel 16) verlängern und dadurch einen vollständigen Überblick über die hydroklimatischen Gegebenheiten gewinnen, die zum markanten Landschaftswandel von der Kurzgrasprairie zum Eichen-Hickory-Wald führen. Die humide Periode bildet sich in dem betrachteten Raum in der strahlungsärmeren Jahreszeit aus. In Dallas ist sie mit einem Jahreswasserüberschuß von 39 mm gerade angedeutet, ostwärts gelangt sie dann über Houston (KWÜJ: 122 mm) bis Shreveport (KWÜJ: 241 mm) zu deutlicher Ausprägung, parallel zu einem entsprechenden West-Ost-Gradienten der Winterniederschläge. Als ein besonderes Charakteristikum dieser teil-ariden Klimaregion muß das hohe klimatologische Wasserdefizit an den trockengrenznahen Stationen Houston und Shreveport von 423 mm bzw. 416 mm hervorgehoben werden, das bei gleichzeitigen Niederschlägen von 775 mm bzw. 717 mm (in keinem Monat werden 68 mm bzw. 58 mm unterschritten) erzielt wird.

Beide Stationen gehören der verdunstungsstarken Sub-tropenzone an, welche durch lange Andauer der verdunstungsreichen Zeit gekennzeichnet ist: 8 bzw. 7 Monate weisen an den betrachteten Stationen Verdunstungshöhen von über 100 mm und davon 4 bzw. 3 Monate Höhen von über 160 mm auf. Auch Dallas gehört dieser Zone hoher potentieller Landverdunstung an; infolge geringerer Niederschläge steigt hier das klimatologische Wasserdefizit auf 648 mm an. Im Juli und August sinkt die klimatologische Wasserbilanz in Dallas auf -146 mm bzw. -136 mm ab, da diese Station der schon in den Diagrammen von Laredo und Lubbock hervortretenden Zone abgeschwächter Sommerniederschläge angehört (zur Genese vgl. besonders TREWARTHA 1961). Auch Shreveport kann dieser Zone noch zugerechnet werden, woraus sich die erwähnte Defizithöhe mit erklärt. Der klimatologische Wassermangel kann in Dallas, Houston und Shreveport theoretisch bis zum 22. März, 2. Mai bzw. 9. August vom Bodenwasser überbrückt werden.

Die Diagramme von Sioux Falls, Springfield und Columbus geben einen Überblick über das Hydroklima der zentralen teil-ariden Region im Bereich ihrer größten West-Ost-Erstreckung. Der durch die Jahreswasserbilanzwerte von Sioux Falls (-333 mm) und Columbus (-65 mm) angezeigte Feuchtegradient ist deutlich weniger markant als derjenige der südlichen zentralen Region; denn die beiden Stationen sind rund 14 Längengrade voneinander entfernt, während Shreveport nur 3° östlich von Dallas gelegen ist. Die drei Beispielstationen Sioux Falls, Springfield und Columbus liegen zwischen 40°N und 43,6°N in einem strahlungsreichen Klima, in dem die Monatswerte der potentiellen Landverdunstung noch auf 150 mm bis 160 mm ansteigen. Dadurch wird verständlich, daß sich die klimatologischen Jahreswasserdefizite zwischen 340 mm und 226 mm bewegen, obwohl die aride Periode mit derjenigen höchster Niederschläge zusammenfällt. Unter diesen hydroklimatischen Bedingungen erlangen Andauer und Stärke der humiden Periode besondere Bedeutung für den Landschaftshaushalt. Sioux Falls ist eine jener Stationen, an denen schon vergleichsweise geringe Niederschläge zu Humidität führen können, da die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung bis auf 15 mm zurückgehen. Ein nennenswerter Wasserüberschuß wird in dieser Region jedoch nicht erzeugt. So sind Bäume hier nicht existenzfähig, da die Niederschläge zur Zeit der Blattentfaltung im Frühjahr nicht mit der nötigen Zuverlässigkeit auftreten und eine Bodenwasserreserve in dieser kritischen Phase bereits nicht mehr zur Verfügung steht. Bis Springfield in Illinois hat sich die humide Periode auf fünf Monate verlängert, und der klimatologische Wasserüberschuß ist auf

84 mm angestiegen. Das klimatologische Wasserdefizit kann hier theoretisch bis zum 6. Juni überbrückt werden. Da immer wieder auch Jahre mit geringeren Wasserüberschüssen auftreten, ist es verständlich, daß der Baumwuchs in diesem sogenannten Präriekeil noch auf hygriisch bevorzugte Standorte beschränkt bleibt. Deutlich günstiger sind die winterlichen Bilanzverhältnisse dagegen in Columbus. Eine Verlängerung der humiden Periode gegenüber derjenigen in der Waldprärie findet zwar nicht statt, doch infolge ergiebiger Winterniederschläge erhöht sich der klimatologische Wasserüberschuß auf 161 mm. Da der klimatologische Wassermangel im Frühjahr und Fröhsommer zudem nicht sehr stark ist, reicht das Überschußwasser theoretisch bis zum 17. August zur Überbrückung der klimatologisch ariden Periode aus.

Die nächsten drei Beispielstationen stellen einen Süd-Nord-Schnitt im unmittelbaren Bereich der klimatologischen Trockengrenze dar. In der Fortsetzung der durch Houston und Shreveport charakterisierten Region liegt Nashville mit einem deutlich hervortretenden Wintermaximum des Niederschlags. So stehen sich hier im Januar 139 mm Niederschlag und 30 mm potentielle Landverdunstung gegenüber. Insgesamt erbringen die Niederschläge in der humiden Periode einen klimatologischen Wasserüberschuß von 344 mm. Ein derart hoher Wasserüberschuß ist das besondere Merkmal eines Gebiets, das sich von der Golfküste bis in die Nähe des Ohio verfolgen läßt. Zyklogene- se bzw. die Regenerierung von Zyklonen auf der Vorderseite des hier im Winter häufig anzutreffenden Höhentrops und die appalachenparallele Steuerung dieser Zyklonen treten auf den Wetterkarten immer wieder hervor und erklären das hohe Feuchteangebot. Dieses wirkt sich jedoch nur an begünstigten Standorten aus, wo der Wasserüberschuß in nahezu vollem Umfang gespeichert werden kann. Daher muß auch den sommerlichen Defizitbeträgen erhebliche Beachtung geschenkt werden. In Nashville entsteht nämlich in der ariden Periode ein klimatologisches Wasserdefizit von 359 mm. Das entspricht den Gegebenheiten an der Präriestation Sioux Falls. Daher braucht es nicht zu überraschen, daß in Fällen ungünstiger Bodenwasserspeicherkapazität im Waldland Prärie-Inseln auftreten. Außerdem ist auch der Eichen-Hickory-Wald, den KÜCHLER, 1966, auf seiner Karte als zonale Vegetation im Trockengrenzraum eingetragen hat, deutlich ein trockenerer Waldtyp, als es nach den Niederschlagsverhältnissen zu erwarten wäre. Auch ist Zusatzbewässerung in der Landwirtschaft sehr gefragt, und dies bei ähnlichen Defizitwerten sogar in der benachbarten humiden Klimaregion.

Ein Vergleich der Diagramme von Nashville, Columbus und Flint zeigt eine Abnahme der Winterniederschläge von Süden nach Norden, die einen Rückgang des klimatologischen Wasserüberschusses in Flint auf nur noch 100 mm zur Folge hat, womit sich diese Station hydroklimatologisch Springfield nähert. Der erwähnte Überschuß kann das klimatologische Wasserdefizit in Flint theoretisch bis zum 17. Juni überbrücken. Im Juli wird die potentielle Landverdunstung nur zur Hälfte vom Niederschlag gedeckt, so daß die klimatologische Wasserbilanz dann auf -74 mm absinkt. Südlich der Großen Seen herrscht somit eine beachtliche Sommertrockenheit: in Flint beträgt das klimatologische Wasserdefizit 256 mm, in Toledo sogar 317 mm. Der Ariditätsgrad dieses trockengrenznahen Klimas manifestiert sich für Flint, Toledo und Detroit durch Werte der klimatologischen Jahreswasserbilanz von -156 mm, -200 mm bzw. -191 mm. Die Sommertrockenheit bleibt im Gebiet um Huron-, Erie- und Ontario-See weiterhin ausgebildet, die sommerlichen Werte der nächsten Beispielstation Toronto gleichen etwa denjenigen von Flint. Die Situation in der humiden Periode verbessert sich hingegen deutlich; denn Toronto erzielt einen klimatologischen Jahreswasserüberschuß von 196 mm. Damit kann der klimatologische Wassermangel theoretisch bis zum 26. Juli überbrückt werden. Toronto (KWJ: -84 mm) ist mit Buffalo (KWJ: -57 mm) und Rochester (KWJ: -57 mm) zu einer ariden Klima-Insel zusammengefaßt worden; möglicherweise besteht über das unmittelbar nordwestlich des Erie-Sees gelegene Gebiet eine Verbindung zur ariden Hauptregion. Die etwas nördlicher gelegene Station Killaloe (KWJ: -42 mm) konnte nicht mehr angeschlossen werden und ist durch ein Stationszeichen angezeigt. Ebenso erscheint die östlicher gelegene Station Albany (KWJ: -55 mm) als eine isolierte aride Station, die möglicherweise für einen im Hudson-Tal etwas ausgedehnten Raum charakteristisch ist.

Die niederschlagsreichere Appalachen-Zone trennt die zentrale und die atlantische Klimaregion. Die atlantische teilaride Region tritt auf der Karte des klimatologischen Wasserüberschusses deutlicher hervor als auf der Defizitkarte. Offenbar kommt der humiden Periode eine entscheidende Bedeutung für die Ausbildung dieser Klimaregion zu. Dabei ist nicht allein die Niederschlagshöhe von Interesse, sondern auch die jahreszeitliche Niederschlagsverteilung; denn diese Region erstreckt sich von 25°N bis 40°N. Einen Einblick in die unterschiedlichen Regimeverhältnisse vermitteln die Diagramme von Orlando, Macon und Winston Salem auf Tafel 18. In Orlando bildet sich die humide Periode im Sommer

heraus. Die Monatsniederschläge steigen bis auf 203 mm an, so daß die dann ebenfalls hohen Werte der potentiellen Landverdunstung noch übertroffen werden, wenn auch maximal nur um 52 mm (September). Da diese Verhältnisse von Juni bis September anhalten, wird ein klimatologischer Jahreswasserüberschuß von 119 mm erzielt. Im Gegensatz zur teilarenen Klimaregion in Mexiko verzeichnet Florida stets auch einige zyklonale Regenfälle in der ariden Periode, so daß sich von Oktober bis Februar nur schwache Defizite ausbilden. Die ungünstigste Jahreszeit ist auch hier das Frühjahr, im Mai sinkt die klimatologische Wasserbilanz auf -79 mm ab. Insgesamt beträgt das Jahreswasserdefizit 252 mm. Ein theoretischer Ausgleich durch Speicherwasser ist bis zum 5. April möglich. Dieses Wasserbilanzregime existiert auf der gesamten Florida-Halbinsel. An der Atlantikküste beginnt dann nordwärts die Ausbildung einer zweiten humiden Periode in der strahlungsarmen Jahreszeit. Von zwei Stationen sei hier der Jahresablauf wiedergegeben:

Jacksonville: Februar-Juni arid (-176 mm), Juli-Oktober humid (131 mm), November arid (-19 mm), Dezember-Januar humid (18 mm). Savannah: März-Juni arid (-136 mm), Juli-September humid (40 mm), Oktober-November arid (-28 mm), Dezember-Februar humid (83 mm). Die Daten dieser beiden Stationen zeigen, daß sich nach Norden zu die sommerliche humide Periode abschwächt, während sich die winterliche verstärkt. Hohe Niederschläge im Juli und August führen auch im Binnenland zu einer markanten Abschwächung der Aridität, vermögen jedoch zumeist keine Unterbrechung der ariden sommerlichen Periode zu bewirken. Beispielhaft hierfür ist das Diagramm von Macon. Die siebenmonatige aride Periode beginnt im April mit raschem Abfall der klimatologischen Wasserbilanz auf den kleinsten Monatswert von -79 mm im Juni. Im Juli steigen die Niederschläge zwar auf 143 mm an, da aber die potentielle Landverdunstung 163 mm beträgt, wird der Bilanzausgleich nicht erreicht. August bis Oktober sind noch einmal markant aride Monate. Insgesamt weist Macon ein klimatologisches Wasserdefizit von 345 mm auf. Mit diesem ist der direkte Anschluß an die Verhältnisse in der zentralen teilarenen Region hergestellt. Die Niederschläge von November bis März reichen aus, die sich zwischen 38 mm und 107 mm bewegenden Monatssummen der potentiellen Landverdunstung auszugleichen und darüber hinaus zu einem Wasserüberschuß von 177 mm zu führen. Mit diesem kann das nachfolgende Wasserdefizit theoretisch bis zum 23. Juni ausgeglichen werden. An der um 3,4 Breitengrade nördlicher gelegenen Station Winston Salem ist der Übergang zu einem ausgeglichenen Niederschlagsregime fast vollständig vollzogen. Daher spiegelt

sich der Jahresgang der potentiellen Landverdunstung in demjenigen der klimatologischen Wasserbilanz recht deutlich wider. Der höchste Wert der KW tritt im Januar mit 58 mm ein, der niedrigste mit -66 mm im Juni. Das klimatologische Wasserdefizit ist trotz hohen Niederschlags typischerweise auch hier noch beachtlich und beträgt 253 mm. Es kann mit dem winterlichen Überschuß von 184 mm theoretisch bis zum 24. Juli überbrückt werden.

Infolge der markanten Leewirkung des Kordillerensystems setzt die teilarene Klimaregion östlich der Rocky Mountains erst nahezu zehn Breitengrade weiter nördlich ein als im Intermontan-Gebiet. Auch hier entwickelt sich eine humide Periode zunächst nur als Folge abnehmenden Verdunstungsvermögens, so daß ein effektiver Wasserüberschuß nicht erzielt wird. In Montana steigt die Anzahl der humiden Monate auf kurzer Distanz von null auf drei an, doch der klimatologische Wasserüberschuß verharrt bei Werten um 10 mm. Nordwärts tritt recht allmählich eine Verbesserung ein, da der Niederschlag leicht zunimmt und außerdem infolge Verdunstungsrückgangs an Effektivität gewinnt. Die hydroklimatologischen Verhältnisse der teilarenen Region Kanadas sollen anhand der Diagramme von Medicine Hat, Vermillion, Fort McMurray und Yellowknife aufgezeigt werden. Die Stationen liegen zwischen 50°N und 62,5°N und setzen das Süd-Nord-Profil von Laredo über Lubbock und Goodland nach Billings (vgl. Tafel 16) fort. Das auf Tafel 19 dargestellte Diagramm von Medicine Hat zeigt, daß die Monatswerte der potentiellen Landverdunstung bis auf 6 mm hinunter gehen, so daß die geringen Niederschläge während der Monate Dezember bis Februar den Bilanzausgleich herstellen und noch einen klimatologischen Wasserüberschuß von 37 mm erbringen können. Im Sommer steigen die Monatswerte der potentiellen Landverdunstung bis auf 149 mm an, so daß es bei nicht über 59 mm hinausgehenden Monatsniederschlägen zur Ausbildung einer markanten Defizitperiode mit einem akkumulierten Wassermangel von 496 mm kommt. Der geringe Wasserüberschuß kann diesen Mangel theoretisch nur bis zum 18. April überbrücken, d.h., schon vor Beginn der Vegetationsperiode ist der Wasservorrat aus der humiden Periode durch die unproduktive Verdunstung aufgezehrt. Nordwärts verbessern sich die Bilanzverhältnisse zunächst weiterhin lediglich durch die stets ja nur allmählich fortschreitende Abnahme der potentiellen Landverdunstung, so daß die Station Coronacion in 52,1° bei etwa gleich hohem Niederschlag wie Medicine Hat eine klimatologische Jahreswasserbilanz von -281 mm aufweist. Günstigere Verhältnisse entwickeln sich erst dort, wo bei weiterem Rückgang der PLV eine gewisse Niederschlagszunahme eintritt. Die Beispielstationen Vermillion

und Fort McMurray zeigen diesen Trend. Der klimatologische Wasserüberschuß steigt von 53 mm in Vermillion auf 105 mm in Fort McMurray, und die humide Periode verlängert sich von 5 auf 7 Monate. Auch im Sommer werden die Bilanzverhältnisse besser. In Vermillion beträgt die Defizitsumme noch 247 mm, in Fort McMurray nur mehr 157 mm. Der Sommerniederschlag ist im Vergleich zu Medicine Hat deutlich höher, womit eine merkliche Abschwächung der Aridität stattfindet. Außerdem wird auch die Überbrückungsperiode verlängert, in Vermillion reicht das Überschußwasser theoretisch bis zum 18. April, in Fort McMurray bereits bis zum 24. Juni. Dieser Trend hält jedoch nordwärts nicht an; denn, wie Yellowknife zeigt, wird die Bilanzsituation in dieser Richtung wieder ungünstiger, insbesondere infolge der markanten Niederschlagsabnahme. In den Monaten Juni und Juli liegt die potentielle Landverdunstung in Yellowknife bei 121 mm bzw. 128 mm, so daß ein beachtlicher klimatologischer Wassermangel resultiert, die Jahressumme des Wasserdefizits erreicht 314 mm. Mit dem im Winter angesammelten Wasserüberschuß von 100 mm kann ein Ausgleich der Aridität theoretisch bis zum 11. Juni erreicht werden. Die bemerkenswert hohen Wasserdefizite in der Borealwaldzone von Nordwest-Kanada machen es verständlich, daß Zusatzbewässerung selbst in dieser Breite keine unbekannt große Größe ist.

Teilaride Klimaverhältnisse sind in Alaska im Intermontan-Gebiet und an der Nordküste belegt. Die Gebirge sind auch hier nicht vom Stationsnetz erfaßt, weshalb die teilariden Klimaregionen von Alaska und Kanada auf Karte 20 als zusammenhängendes Gebiet erscheinen. Im strahlungsreichen Binnenlandklima des Intermontan-Gebiets von Alaska erreicht die potentielle Landverdunstung an der Beispielstation Fairbanks im Juni und Juli noch Werte von 104 mm bzw. 109 mm. Bei bescheidener Niederschlagshöhe fällt die klimatologische Wasserbilanz im Juni auf -74 mm. Der Rückgang der potentiellen Landverdunstung und der Eintritt des Niederschlagsmaximums führen zu einer nahezu ausgeglichenen August-Bilanz. Die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits beträgt 212 mm, diejenige des Wasserüberschusses jedoch nur 88 mm. Immerhin kann mit diesem im Boden pflanzenverfügbar gespeicherten Wasserüberschuß das Defizit theoretisch bis zum 7. Juni überbrückt werden.

Vom Kanadischen Archipel stehen Daten von 8 Stationen mit einem teilariden Klima zur Verfügung. Eine dieser Stationen, Clyde, liegt als aride Klima-Insel an der Nordostküste der Baffin-Insel. Insgesamt ist für die Region ein geringer Wasserumsatz typisch; denn sowohl der Niederschlag als auch die potentielle

Landverdunstung weisen nur kleine Jahressummen auf: 61 mm bis 205 mm bzw. 134 mm bis 223 mm. Dem entsprechend schwankt die klimatologische Jahreswasserbilanz nur zwischen Null und -123 mm. Als Beispielstation ist Resolute auf der Cornwallis-Insel ausgewählt worden. Typischerweise verharret hier die klimatologische Wasserbilanz während vieler Monate der strahlungsärmeren Jahreszeit in der Nähe des Nullwertes. Das heißt u.a., die Aussage über die Anzahl der ariden bzw. der humiden Monate besitzt in diesem Raum nicht die gleiche Bedeutung wie in Regionen mit größerem Wasserumsatz. Wesentlich ist jedoch die Hervorhebung der Defizitsumme; denn auch hier profitiert nicht jedes Geoökosystem vom Tauwasser des Permafrostes. Die Monatswerte der potentiellen Landverdunstung steigen in Resolute bis auf 67 mm an, so daß das Wasserdefizit noch eine Höhe von insgesamt 86 mm erreicht. An den anderen teilariden Stationen liegt dieser Wert zwischen 83 mm und 141 mm. In der humiden Periode wird in Resolute ein Wasserüberschuß von 54 mm erzielt. Diese Menge kann das klimatologische Wasserdefizit theoretisch bis zum 10. Juli ausgleichen. Der klimatologische Jahreswasserüberschuß der anderen teilariden Stationen bewegt sich zwischen 18 mm und 102 mm.

5.3. REGIONEN MIT POSITIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

Die östlich der zentralen klimatologischen Trockengrenze gelegene humide Klimaregion erstreckt sich von der Ellesmere-Insel bis zum Golf von Mexiko (vgl. Karte 20). Ihre größte West-Ost-Erstreckung erreicht sie südlich der Hudson-Bay. Im Gebiet der Großen Seen wird sie wesentlich schmaler und folgt dann dem Appalachen-Gebirgssystem nach Süden, wo sie sich gegen die niederschlagsreiche Golfküste noch einmal verbreitert. Innerhalb dieser sich etwa über 53 Breitengrade erstreckenden Klimaregion liegen die Jahressummen des Niederschlags zwischen 147 mm und 1881 mm und diejenigen der potentiellen Landverdunstung zwischen 84 mm und 1349 mm. Der größte Humiditätsgrad der in Siedlungsräumen gelegenen Stationen resultiert für St. John's auf Neufundland, wo die klimatologische Jahreswasserbilanz 900 mm beträgt und die Jahressumme des klimatologischen Wasserüberschusses 949 mm erreicht. An der in 47,6°N gelegenen Station steigen die Monatswerte der potentiellen Landverdunstung im Sommer bis auf 123 mm an, so daß dann, auch infolge leichten Niederschlagsrückgangs, eine Defizitperiode eintritt. St. John's hat somit bloß ein teilhumides Klima. Die einzige zur Verfügung stehende Tieflandstation mit einem vollhumiden Klima ist Cape Dyer auf

der Baffin-Insel. Hier herrscht ein besonders verdunstungsschwaches Klima, so daß bei einem Jahresniederschlag von nur 671 mm eine klimatologische Jahreswasserbilanz von 587 mm zu verzeichnen ist. Das Positivzeichen, das auf Karte 20 an dieser Station eingetragen ist, soll zugleich als Hinweis auf die Vollhumidität des angrenzenden Gebirgsklimas dienen.

Die nördlichste Station mit einem humiden Klima ist Alert, auf der Ellesmere-Insel in einer Breite von $82,5^{\circ}\text{N}$ gelegen. Ein geringer Wasserumsatz im Jahresablauf ist für diese Region typisch, es stehen sich 147 mm Niederschlag und 125 mm potentielle Landverdunstung gegenüber. Von Mai bis Juli treten negative Monatsbilanzwerte auf, die kleinste monatliche Bilanz beläuft sich auf -47 mm (Juli), die größte auf 30 mm (September). Der Jahresgang unterscheidet sich nur wenig von demjenigen von Resolute. Aus der feuchteren Region der Küstengebirge fehlen Angaben, daher zeigt die Karte 20 einen nur sehr langsamen Anstieg des Humiditätsgrads nach Südosten zu, bis auf der Labrador-Halbinsel ein stärkerer Feuchtigkeitsgradient dort hervortritt, wo sich die verschiedenen Zyklonenbahnen treffen. Die feuchteste Station an der Ostküste ist Cartwright, sie wurde als erstes Beispiel für die humide Klimaregion ausgewählt (vgl. Tafel 19). Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz entspricht hier etwa demjenigen von St. John's. Bei sich nur wenig voneinander unterscheidenden Monatsniederschlägen spiegelt das Diagramm das Verdunstungsregime wider, so daß im Sommer ein deutliches Bilanzminimum ausgebildet ist. Von Juni bis August liegen die Werte im Gleichgewichtsniveau, wobei der Juliwert in den negativen Bereich hineinragt. Bei Jahressummen des Niederschlags und der potentiellen Landverdunstung von 969 mm bzw. 399 mm erreicht die klimatologische Jahreswasserbilanz 570 mm. An der binnenländischen Station Nitchequon liegen die Winter- und Frühjahrsniederschläge wesentlich unter denjenigen der Küstenstation Cartwright, daher beträgt der klimatologische Wasserüberschuß hier nur noch 336 mm. Hydroklimatisch günstig ist das sommerliche Niederschlagsmaximum, durch das der Bilanzausgleich nahezu erreicht wird. Die errechneten Defizitwerte von Juni und Juli betragen 6,1 mm bzw. 3,7 mm. Die um drei Breitengrade südlicher als Nitchequon und der zentralen Trockengrenze näher gelegene Beispielstation Nakina weist bereits Monatssummen der potentiellen Landverdunstung von 111 mm und 115 mm im Juni und Juli auf. Bei ähnlichen Niederschlagsverhältnissen wie an der zuvor genannten Station tritt hier daher die Defizitperiode etwas deutlicher hervor als auf der Labrador-Halbinsel.

Die totale Defizitsumme von 72 mm verteilt sich auf vier Monate, so daß der sommerliche Strahlungsreichtum bei gleichzeitigen Niederschlägen von 66 mm bis 91 mm pro Monat eine positive Auswirkung auf die Vegetation haben kann. Der klimatologische Jahreswasserüberschuß beträgt 299 mm. Noch ganz ähnlich wie in Nakina ist das Hydroklima im nördlichsten Teil der Appalachen, veranschaulicht durch das Diagramm von Caribou. Die etwas höheren Niederschläge werden durch ein gleichfalls größeres Verdunstungsvermögen nahezu kompensiert.

Das auf dem Mount Washington in 1909 m Höhe gelegene Observatorium ist die einzige Gipfelstation in Nordamerika, von der Klimadaten in einer für die Verdunstungsberechnung notwendigen Vielseitigkeit verfügbar sind. Das Hydroklima dieser Station unterscheidet sich deutlich von jenem der tiefer gelegenen Stationen in der näheren Umgebung durch höhere Niederschläge und geringere potentielle Landverdunstung. Die Monatssummen des Niederschlags bewegen sich zwischen 132 und 178 mm. Infolge langer Schneebedeckung und - wegen der Gipfellage - großer Nebelhäufigkeit erreicht die Jahressumme der potentiellen Landverdunstung gerade 275 mm, und nur im August und September werden mit 80 mm bzw. 65 mm nennenswerte Monatsbeträge verzeichnet. Diese geben sich im Rückgang der klimatologischen Wasserbilanz zu erkennen. In dem durch die Daten vom Mount Washington charakterisierten vollhumiden Klima wird der höchste Wasserüberschuß der atlantischen humiden Region erzielt, er beläuft sich auf 1606 mm/Jahr. Die relevanten Werte von dieser Bergstation sind in den Karten nur durch Stationszeichen berücksichtigt.

4,4 Breitengrade südlicher als Caribou liegt Williamsport in einer Zone mit deutlich höherem Verdunstungsvermögen. Die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung steigen im Juni auf 142 mm und im Juli auf 148 mm an. Trotz vergleichsweise reichlichen Niederschlags sind die Monate April bis September defizitär, und die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits beträgt 164 mm. Der klimatologische Wasserüberschuß beläuft sich auf 273 mm. Die nächste Beispielstation, Elkins, gehört wieder einer feuchteren Gebirgslage an. In den Alleghenies, unweit der höchsten Erhebung von West Virginia (Spruce Knob knapp 1500 m) gelegen, weist diese Station von April bis September eine praktisch ausgeglichene klimatologische Wasserbilanz auf. Aus diesen Gegebenheiten kann mit Sicherheit geschlossen werden, daß die angrenzenden niederschlagsreicheren Gebirgslagen ein vollhumides Klima haben; denn von Oktober bis März herrscht allgemein eine humide Periode.

Die Appalachen bilden in ihrem südlichen Abschnitt in den Great Smokey Mountains ein recht komplexes Gebirgsmassiv, gegen das in allen Jahreszeiten genetisch und dynamisch unterschiedliche Zyklonen quasi anbränden; unter ihnen bringen die aus den Randtropen heranziehenden Störungen zuweilen Dauerstarkregen. In einiger Entfernung vom Hauptkamm gelegen, ist Chattanooga, die nächste Beispielstation, noch nicht unbeeinflusst von diesem Stauereffekt; denn obwohl die Jahressumme der potentiellen Landverdunstung auf 1122 mm ansteigt, wird der Jahresbilanzausgleich noch um fast 200 mm übertroffen. Mit dem klimatologischen Jahreswasserüberschuß von 418 mm verzeichnet Chattanooga den höchsten Stationswert dieser Breitenzone in Nordamerika. Das strahlungsreiche Klima läßt die Verdunstungswerte von Juni und Juli auf 152 mm und 156 mm ansteigen. Ergiebige sommerliche Schauer erbringen zwar ebenfalls größere Niederschlagsmengen, doch kann der Bilanzausgleich von April bis September nicht erreicht werden, vielmehr ergibt sich ein klimatologisches Jahreswasserdefizit von 220 mm. Die Bedeutung dieses Werts darf nicht unterschätzt werden, da längere Trockenperioden ebenso wie Starkregen zum normalen Witterungsablauf dieser Region gehören. Gegen die zentrale Trockengrenze steigen die klimatologischen Wasserdefizite an, die höchste Defizitsumme innerhalb der südlichen humiden Region beträgt 347 mm. Sie wird an der Station Vicksburg erreicht. Gegen die Golfküste gehen die Defizitbeträge wieder zurück, weil die Sommerniederschläge markant zunehmen. Zunächst kommt es jedoch nur zu einer Abschwächung der Defizite im Juli und August, wie das bereits an der teilarenen Beispielstation Macon herausgestellt wurde (vgl. Tafel 18). Karte 24 zeigt mit der Eintragung 410 = April bis Oktober, daß die aride Periode noch zusammenhängend auftritt. Weiter südlich unterbricht dann aber eine humide Zeitspanne im Sommer die aride Periode, worauf Eintragungen wie 56/810, 45/10 usw. hinweisen. Die Beispielstation Mobile veranschaulicht diesen Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz. Von November bis April herrscht eine Periode mit positiver Bilanz, in der ein klimatologischer Wasserüberschuß von 324 mm erzielt wird. Der Mai bringt den kleinsten Monatsbilanzwert (-38 mm), im Juni nähert sich die Bilanz wieder dem Gleichgewicht, und der Juli weist eine Bilanz von 82 mm auf. Die sommerliche humide Periode dauert bis September und erbringt einen Wasserüberschuß von 123 mm. Der Oktober ist wieder ein arider Monat mit einer Bilanz von -21 mm. Mobile gehört einer besonders feuchten Küstenregion an, die maßstabsbedingt nicht dargestellt werden konnte, jedoch durch mehrere Stationen belegt ist.

Die zweite humide Klimaregion des nordamerikanischen Kontinents erstreckt sich westlich der pazifischen Trockengrenze von Alaska bis Nord-Kalifornien. Im mittleren Abschnitt, etwa zwischen 50°N und 60°N, nimmt sie die gesamte Breite des Kordilleren-Systems ein. Im nördlichen und südlichen Abschnitt hingegen bilden die Gebirge verbreitet nur noch humide Klimainseln, die vom Stationsnetz nur ausnahmsweise erfaßt werden. Die potentielle Landverdunstung (vgl. Karte 19) nimmt prinzipiell von Norden nach Süden zu, doch erfährt diese Tendenz in Südalaska noch einmal eine Umkehr, so daß Nome (64,5°N) und Yakutat (59,5°N) fast die gleichen Jahreswerte aufweisen. Von ihrem Minimum in Yakutat, 303 mm, steigt die potentielle Landverdunstung bis auf 798 mm in Eureka, der südlichsten Station der humiden Klimaregion, an. Vergleichsweise hohe Werte existieren allerdings bereits in Südwest-Kanada, wo an der teilhumiden Station Hope 697 mm ermittelt wurden. Genauer betrachtet, hat die Küstenstation Eureka eine bemerkenswert geringe potentielle Landverdunstung; denn im Binnenland liegen die Werte in gleicher Breitenlage bei 1000 mm. Der vergleichsweise kleine Wert von Eureka erklärt sich aus dem Nebelklima der Küstenregion, das sich in dem Verlauf der Isolinien auf Karte 19 deutlich zu erkennen gibt und sich gleichfalls auf der Karte der klimatologischen Jahreswasserbilanz (vgl. Karte 20) widerspiegelt.

Im Gebirgssystem der pazifischen Küstenkordillere herrscht das feuchteste Klima des gesamten Kontinents. Schon die Küstenstation Yakutat ist geeignet, einen Einblick in die hydroklimatischen Verhältnisse dieser Region zu geben (vgl. Tafel 20), da sich Jahreswerte des Niederschlags und der potentiellen Landverdunstung von 3348 mm und 303 mm gegenüberstehen. Mit 3045 mm erreicht Yakutat den größten Wert der klimatologischen Jahreswasserbilanz aller in Nordamerika ausgewerteten Stationen. Für die angrenzenden Gebirgslagen muß mit noch größeren Bilanzsummen gerechnet werden, zumal die potentielle Landverdunstung in den vergletscherten Regionen weiter absinkt. Im Gegensatz zum vollhumiden Klima des Mount Washington herrschen im vollhumiden Klima der Pazifikküste größere Jahresunterschiede. Die Jahresgänge von Niederschlag und potentieller Landverdunstung sind quasi invers, so daß es zu einer Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz von 429 mm kommt. Mit zunehmendem Einfluß der sommerlichen Hochdruckwetterlagen prägt sich die Periode niedriger Monatswerte der klimatologischen Wasserbilanz nach Süden zu stärker aus. Ein vollhumides Klima ist jedoch noch an den Sta-

tionen Juneau, Annette und Prince Rupert belegt. Aber schon auf der Moresby-Insel gibt es im leeseitigen Sandspit sowie am Cape St. James vier aride Monate, und auf der Vancouver-Insel sind selbst in Luvlage bei einer klimatologischen Jahreswasserbilanz von 2320 mm in Estevan Point zwei Monate nicht mehr humid. Im Binnenland stellt sich ein teilhumides Klima in nur geringem Abstand von der Küste ein. Als Beispiel ist die im Hinterland der vollhumiden Region um Prince Rupert (KWJ: 1947 mm) gelegene Klimastation Terrace ausgewählt worden. Während Prince Rupert monatliche Niederschlagssummen zwischen 109 mm und 336 mm verzeichnet, erhält Terrace nur noch 44 mm bis 180 mm pro Monat. Mit dem Rückgang des Niederschlags findet zugleich ein Anstieg des Verdunstungsvermögens statt; so erreicht die potentielle Landverdunstung in Prince Rupert maximal 79 mm/Monat, in Terrace jedoch 114 mm/Monat. In Terrace kommt es daher zur Ausbildung von zwei hygrisch unterschiedlichen Jahreszeiten. Die aride Periode dauert von Mai bis August und weist mit einem klimatologischen Wasserdefizit von 208 mm bereits eine beachtliche Intensität auf. In der längeren humiden Periode wird ein klimatologischer Wasserüberschuß von 847 mm erzielt.

Auf der Breite von $47,3^{\circ}\text{N}$ ist in der humiden Klimaregion ein Stationszeichen eingetragen, das die hydroklimatischen Verhältnisse an der Station Stampede Paß (1206 m) anzeigt und damit einen Hinweis auf das Gebirgsklima der Nord-Kaskaden gibt. Infolge länge-

rer Andauer der Periode mit einer Schneedecke ist die potentielle Landverdunstung kleiner als an den benachbarten Tieflandstationen; eine Jahressumme von nur 472 mm steht somit einem Niederschlag von 2342 mm gegenüber. Der Jahresgang des Niederschlags zeigt den Übergang zum kalifornischen Regime; in den Sommermonaten Juli und August tritt ein Defizit von 114 mm auf.

Südlich der klimatologischen Trockengrenze werden die beiden hygrischen Jahreszeiten immer ausgeprägter, bis schließlich selbst im Gebirge Sommerregen nur noch ausnahmsweise auftreten. Einen Einblick in das luvseitige Gebirgsklima der nördlichen Sierra Nevada vermittelt das Diagramm von Blue Canyon, das an die teilariden Stationen Oakland und Red Bluff (vgl. Tafel 17) anschließt. Orographisch verstärkte Niederschläge im Winter und quasi Niederschlagslosigkeit im Sommer bedingen eine Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz von 414 mm, wobei sich die Monatswerte zwischen 264 mm und -150 mm bewegen. Es stehen sich Jahressummen des klimatologischen Wasserüberschusses und Wasserdefizits von 1014 mm und 544 mm gegenüber. Dieses klimatologische Wasserdefizit ist größer als jede Wassermenge, die von den besten Böden im Hauptwurzelraum festgehalten werden kann, weshalb das Landschaftsbild hier den humiden Klimacharakter nicht widerzuspiegeln vermag. Statt dessen profitiert die Bewässerungswirtschaft im benachbarten ariden Siedlungsraum vom in Stauseen gespeicherten Abfluß.

6. DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON ASIEN

6.1. ÜBERBLICK

Auf dem asiatischen Kontinent gibt es eine besonders ausgedehnte Klimaregion mit negativer klimatologischer Wasserbilanz und mehrere Regionen mit positiver Bilanz. Die erstgenannte bedeckt rund 70% der Festlandsfläche und erstreckt sich von der Arabischen Halbinsel bis zum Nordpolarmeer, die letztgenannten finden sich an den Rändern des Kontinents, und zwar sowohl im Nordwesten und Südosten als auch in einigen Regionen am Ostrand desselben. Dementsprechend existieren mehrere separate Abschnitte der klimatologischen Trockengrenze (vgl. Karte 26). Im Nordwesten erreicht die Trockengrenze die Westabdachung des Ural auf der Breite von Izhevsk (KWJ: 19 mm) und Krasnoufimsk (KWJ: -30 mm). Sie quert den Ural nordöstlich von Sverdlovsk (KWJ: -85 mm) - humide Gebirgsregionen existieren auch noch weiter südlich - und schwenkt auf der Leeseite des Gebirgsystems nach Norden, wo sie durch die Stationen Serov (KWJ: -12 mm) und Bogolowsk (KWJ: -58 mm) lokalisiert wird. Im weiteren Verlauf biegt sie zunächst nach Südosten um, zieht dann vorbei an Tobolsk (KWJ: -15 mm) und Pudino (KWJ: 17 mm) und kreuzt den Ob zwischen Novosibirsk (KWJ: -32 mm) und Tomsk (KWJ: 60 mm) und den Yenisey oberhalb der Angaramündung (Yeniseysk KWJ: 58 mm, Krasnoyarsk KWJ: -50 mm), um dann mit scharfer Nordwendung über das Mittelsibirische Bergland (Tura KWJ: -49 mm) an der Khatanga-Mündung die Küste zu erreichen (Khatanga KWJ: -6 mm). Ein Positivzeichen auf Karte 26 weist auf das humide Klima an der Küstenstation Tiksi (KWJ: 53 mm) hin. Im Nordosten folgt die klimatologische Trockengrenze der Westabdachung des Anadyr-Gebirges sowie der Nordabdachung des Koryaken-Gebirges und zieht dann in ca. 60°N zum Einzugsgebiet der Lena. Die Klimastationen Yakutsk und Olekminsk an der Lena haben eine negative klimatologische Jahreswasserbilanz (-222 mm bzw. -192 mm). Die Trockengrenze schwenkt um das Aldan-Hochland (Aldan KWJ: 150 mm) und verläuft dann, durch die Bilanzwerte von Bonnak (KWJ: 121 mm) und Blagoveshchensk (KWJ: -110 mm) geführt, nach Südosten, überquert den Amur etwa bei Komsomolsk und folgt dem Sikhote-Alin nach Süden, wo Tetyukhe Pristan (KWJ: 36 mm) und Vladivostok (KWJ: -270 mm) ihren Verlauf festlegen. Westlich der koreanischen Station Hamhung (KWJ: -81 mm) setzt die Trockengrenze erneut ein, zieht nordwärts gegen den Chang-kuang-tsai-ling, angezeigt durch Chiao-ho (KWJ: 42 mm), biegt wieder nach Süden um und erreicht westlich von An-tung (KWJ: 187 mm)

die Korea-Bai. Nordchina gehört zur ariden Klimazone, so daß die Trockengrenze erst in der Nähe von Shanghai (KWJ: -51 mm) wieder einsetzt. Von dort verläuft sie westwärts an Wuhan (KWJ: 45 mm) vorbei nach Ichang (KWJ: -18 mm). Im Unterschied zur Darstellung in HENNING, I. & D. 1976, sind die zahlreichen ariden Stationen der Tal- und Beckenlagen in den Yün-Kwei-Plateauländern an die aride Hauptregion angeschlossen, womit auch hier den Siedlungszentren Priorität gegenüber den ausgedehnteren Bergländern eingeräumt wird. Nach dieser südwardigen Ausbuchtung verläuft die klimatologische Trockengrenze zum Hindukush, quert dieses Gebirgssystem und biegt um in Richtung Gangesebene. Im Himalaya-Abschnitt wird besonders augenfällig, daß das nicht von Stationen erfaßte Gebirgsklima keinerlei Widerspiegelung erfährt; humide Stationen an der Südabdachung bestimmen weitgehend die Lage der Trockengrenze. Der Ganges wird bei Patna (KWJ: -18 mm) gequert. Mit einer westwardigen Ausbuchtung umgeht die klimatologische Trockengrenze die Bergländer von Madhya Pradesh, zieht an Satna (KWJ: -53 mm), Guna (KWJ: 31 mm), Indore (KWJ: -80 mm), Nagpur (KWJ: -95 mm) vorbei und erreicht die Ostküste im Deltagebiet des Mekanadi (Puri KWJ: -38 mm, Cuttack KWJ: 363 mm). Neben dieser insgesamt als Haupttrockengrenze zu bezeichnenden Isolinie gibt es noch einige separat auftretende Trockengrenzen, die kleinere humide bzw. aride Areale dort eingrenzen, wo diese jeweils durch mehrere Stationen belegt und damit stets hinreichend ausgedehnt sind, um die graphische Hervorhebung zu rechtfertigen.

6.2. REGIONEN MIT NEGATIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

Die aride Klimaregion des asiatischen Kontinents erstreckt sich über rund 60 Breitengrade und hat dementsprechend Anteil an verschiedenen Zonen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation. Der höchste Grad an Aridität wird in jenen subtropischen Regionen erreicht, wo besonders geringe Niederschläge und hohe Werte der potentiellen Landverdunstung zusammentreffen. Dies ist der Fall in einer Zone, die sich in Fortsetzung der Sahara von der Arabischen Halbinsel nach Nordchina erstreckt. Feuchtere Gebirgssysteme gliedern diese Zone in die vier vollariden Kernräume: Arabische Halbinsel, Iranisches Hochland/nordwestliches Vorderindien, Mittelasien und Zentralasien. Kleinere Regionen mit vollaridem Klima gibt

es auf dem Dekan und in der Nordchinesischen Tiefebene. In der Mandchurei liegt in 46°N die nördlichste vollaride Station Asiens. Innerhalb der vollariden Klimaregion nehmen die Jahressummen der potentiellen Landverdunstung von zonalen Werten um 1600 mm im Süden auf solche um 900 mm im Norden ab. In den schneebedeckten Lagen sind die Jahressummen niedriger, und am Golf von Akaba wurden Werte von 2207 mm bzw. 1932 mm ermittelt. Die Jahressummen des Niederschlags sinken verbreitet unter 100 mm ab, können jedoch selbst in den vollariden Regionen auf über 500 mm ansteigen. Die klimatologische Jahreswasserbilanz liegt allgemein zwischen -1600 mm und -300 mm. Der größte Ariditätsgrad wird am Golf von Akaba erreicht, wo sich aus lokal-klimatischen Gründen die höchsten Werte der potentiellen Landverdunstung (siehe oben) und die niedrigsten Regenhöhen (26 mm bzw. 29 mm pro Jahr) gegenüberstehen.

Die erste Gruppe von Beispielstationen, Riyadh bis Seagli (vgl. Tafel 21), soll einen Einblick in die hydroklimatischen Verhältnisse der im Südwesten des Kontinents gelegenen drei Teilräume vermitteln. Auf der Arabischen Halbinsel liegen in Ar Riyadh die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung zwischen 56 mm und 199 mm. Nennenswerte Niederschläge treten nur in den Monaten Februar bis April auf, doch da auch sie im Mittel 25 mm nicht überschreiten, bleibt ihr ariditätsdämpfender Einfluß unbedeutend. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz folgt daher im großen und ganzen dem durch die Strahlungsverhältnisse bestimmten der potentiellen Landverdunstung. Die sich östlich des Zagros-Gebirgssystems fortsetzende vollaride Klimaregion zeigt zwei Kernräume. Der iranische sei durch die Daten von Bam und der pakistanisch-indische durch diejenigen von Hyderabad vorgestellt. Bam gehört noch der Klimazone mit mediterranem Niederschlagsregime an. Im Regenschatten der Zagrosketten gelegen, steigen die Monatssummen jedoch nicht über 13 mm an, so daß der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz noch ungestörter als in Ar Riyadh demjenigen der potentiellen Landverdunstung folgt. Die Monatsbilanzsummen liegen zwischen -45 mm und -211 mm, die Jahresschwankung übertrifft somit noch diejenige der arabischen Beispielstation. Im Unterschied zu Bam gehört Hyderabad bereits der Klimazone mit monsunalem Niederschlagsregime an, die Monatssummen von Juli und August betragen 69 mm bzw. 44 mm. Durch sie wird der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz deutlich beeinflußt, und die Bilanz steigt vom Minimum der Vormonsunzeit, Mai -203 mm, auf -132 im Juli an. Der höchste Bilanzwert

wird allerdings auch hier noch in der strahlungsarmen Jahreszeit erreicht. In den nördlichen Randgebieten des pakistanisch-indischen Ariditätszentrums treten sowohl das mediterrane als auch das monsunale Niederschlagsregime auf, so daß sich an der afghanischen Station Khost (Matun) sowohl im April als auch im Juli Niederschlagsmaxima einstellen. Die Effektivität der Frühjahrsniederschläge ist größer als die der Sommerniederschläge, da im Juli das Verdunstungsmaximum (177 mm) verzeichnet wird. Höhere Niederschläge und geringere potentielle Landverdunstung bewirken in Khost einen um 54% geringeren Ariditätsgrad als in Hyderabad und lassen verstehen, daß selbst unter vollariden Klimabedingungen nicht nur Wüsten und Halbwüsten, sondern auch Hartlaubwälder vorkommen können. Die hydroklimatischen Verhältnisse der in der Kara-Kum gelegenen Station Seagli schließen sich an diejenigen von Riyadh und Bam an, weisen jedoch der nördlicheren Lage entsprechend einen ausgeprägteren Jahresgang der potentiellen Landverdunstung auf, deren Monatswerte zwischen 24 mm und 246 mm liegen. Daher steigt die Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz auf 229 mm an. Das klimatologische Wasserdefizit von Juli gehört mit 245 mm zu den höchsten überhaupt vorkommenden Monatssummen dieser Größe.

Die vollaride Teilregion Zentralasiens erstreckt sich vom Tibetischen Hochland zur Gobi. Wie aus Karte 30 hervorgeht, ist die Begrenzungslinie im Süden und Norden nicht durch Stationen belegt, und auch von der zentralen Region fehlen Daten. Auf Karte 26 ist die Kernregion mit der Isolinie -100 umgeben, Gebirgs-lagen mögen günstigere Bilanzverhältnisse aufweisen, doch der zuweilen als Anzeichen eines feuchteren Klimas gedeutete Seenreichtum ist nicht zuletzt als Folge von Tauwasseransammlungen über Permafrost zu verstehen. Als erstes Beispiel ist Murgab aus dem Ostpamir gewählt worden. Diese in 3640 m Höhe gelegene Station weist Jahressummen des Niederschlags, der potentiellen Landverdunstung und der klimatologischen Wasserbilanz von 72 mm, 832 mm und -760 mm auf. Die potentielle Landverdunstung hat einen recht markanten Jahresgang, die Monatssummen liegen zwischen 6 mm und 143 mm, während die Monatssummen des Niederschlags alle unter 14 mm bleiben. Dementsprechend zeigt das Diagramm auf Tafel 21 einen Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz, der denjenigen der potentiellen Landverdunstung widerspiegelt. Um die Bedeutung der Kenntnis der sommerlichen Defizitbeträge zu unterstreichen, sei angemerkt, daß selbst in dieser Höhenlage der Anbau von Gerste, Kartoffeln und Erbsen erfolgreich betrieben werden kann, wo Bewässerungswasser zur Verfügung steht. Der Vergleich zwischen den Diagrammen von Seagli und Murgab

läßt sehr anschaulich die Unterschiedlichkeit der Wüstenklimate von Tief- und Hochland erkennen; im Hochland erreicht der Ariditätsgrad verdunstungsbedingt nur 53% des Tieflandswertes. Deutlich höher ist der Ariditätsgrad in der tiefer gelegenen Oasenzone an der Seidenstraße; denn in Ku-che steigt die Jahressumme der potentiellen Landverdunstung auf 1135 mm, in Yü-men beträgt sie 991 mm. Mit einer PLV von 1119 mm hat auch Chang-tu am oberen Mekong in 3200 m Höhe ein verdunstungsstarkes Klima, doch gehört diese Station mit einem Jahresniederschlag von 553 mm zu den niederschlagsreichsten Gebieten innerhalb der vollariden Klimaregion, und es ist kennzeichnend für diesen Teil Osttibets, daß hier im Sommer Ackerbau ohne künstliche Bewässerung betrieben wird. Das Diagramm von Chang-tu weist jedoch darauf hin, daß eine Zusatzbewässerung von Nutzen sein kann, um optimale Erträge zu erzielen.

Zwischen Yü-men und Chang-tu liegt ein Gebiet besonders starker Feuchteänderung, aus dem vom oberen Huang-Ho-Gebiet das Diagramm von Huang-ho-yuan auf Tafel 22 dargestellt ist. Die Vormonsunzeit ist die ungünstigste Jahreszeit, in der die klimatologische Monatswasserbilanz auf -109 mm zurückgeht. Weiter nach Osten zu steigen die Niederschläge an, und Karte 26 weist mit den Isolinien von -70 cm und -60 cm auf die rasche Feuchteänderung hin, die auch im großen Nordbogen des Stroms zwischen der Ordoswüste und der Lößsteppe vor sich geht. Vom Nordrand des Lößgebiets vermittelt das Diagramm von Yü-lin (KWJ: -584 mm) einen Einblick in die hydroklimatische Situation. Im Einflußbereich der zyklonalen Monsunregen wird das klimatologische Jahreswasserdefizit von Juli bis September deutlich abgeschwächt, beträgt jedoch in diesen drei Monaten noch 124 mm. Der höchste Monatswert der potentiellen Landverdunstung tritt im Juli mit 165 mm auf. Die Vormonsunperiode ist typischerweise die kritische Zeit für die Landwirtschaft, zumal die dann geringen Niederschläge auch unzuverlässig sind. Das Minimum der klimatologischen Wasserbilanz liegt im Mai und Juni bei -115 mm. Im Winter geht die potentielle Landverdunstung auf 8 mm zurück, doch selbst dieser Bedarf kann vom Niederschlag nicht gedeckt werden.

In der Nordchinesischen Tiefebene existiert ein besonders dichtes Netz von meteorologischen Stationen, das infolge des gewählten Kartenmaßstabs nicht in allen Einzelheiten berücksichtigt werden konnte. Die Mehrzahl der Stationen hat ein teilariides Klima, so daß die vollaride Klimaregion als auf das Binnenland beschränkt dargestellt wurde. Es gibt hier jedoch eine Vielzahl von vollariden Einzelstationen,

die auf den Übergangscharakter des Klimas in dieser Region hinweisen. Eine weitere Gruppe von Stationen mit vollaridem Klima tritt im nördlichsten Teil Chinas auf, sie konnte zu einer separaten Region zusammengefaßt werden. Ihr Hydroklima ist demjenigen von Yü-lin recht ähnlich, wie das Diagramm von Tung-liao zeigt. Breitenbedingt ist die potentielle Landverdunstung etwas niedriger; doch da auch die Sommerniederschläge geringer ausfallen, kommt es hier im August und September noch einmal zu einem Anwachsen der Defizitsumme.

In den Subtropen gehen die vollariden Klimate am ersten dort in teilariide über, wo ein winterliches Niederschlagsmaximum, also das mediterrane Regime, herrscht. Am Nordrand der arabischen vollariden Klimaregion verzeichnen zum Beispiel Rutbah und Habbaniyah je 20 mm Niederschlag im Dezember. In Rutbah liegt die gleichzeitige Monatssumme der potentiellen Landverdunstung etwas über diesem Wert, in Habbaniyah jedoch etwas darunter, so daß die eine Station ein vollarides, die andere hingegen ein teilariides Klima aufweist. Der Übergang vollzieht sich also völlig unauffällig, und der Feuchteüberschuß nimmt hier nur ganz allmählich zu. Stärker sind die Feuchtegradienten im Einflußbereich von Gebirgslagen, und nur hier werden markante Wasserüberschüsse erzielt, die bis zu 600 mm an der Mittelmeerküste ansteigen. Für den westlichen Teil von Kleinasien (vgl. auch die Karten von Europa) können mittlere Verhältnisse anhand der Daten von Afyon aufgezeigt werden. Die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung liegen zwischen 8 mm und 148 mm. Von November bis Februar ist die klimatologische Wasserbilanz positiv bei Monatsniederschlägen von 36 mm bis 50 mm. März ist ein Übergangsmonat; ab April sinkt die klimatologische Wasserbilanz rasch ab und erreicht im Juli und August ihr Minimum (-125 mm). Die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits beträgt 558 mm, diejenige des Überschusses jedoch nur 119 mm. Immerhin können mit dieser Wassermenge theoretisch die ersten drei ariden Monate überbrückt werden, so daß die kritische Periode erst im Juni beginnt.

Die Isolinien auf den Karten 26 und 27 haben im türkisch-syrischen Einzugsgebiet des Euphrat einen West-Ost gerichteten Verlauf und weisen auf einen markanten von Süden nach Norden gerichteten Feuchtegradienten hin: die klimatologische Jahreswasserbilanz steigt auf relativ kleiner Entfernung von -900 mm auf -600 mm an. Im oberen Einzugsgebiet des Tigris biegen die Isolinien in eine mehr meridionale Rich-

tung um und unterstreichen damit die Azonalität des feuchteren Gebirgsklimas. Die gebirgskonforme Linienerführung ergibt sich, obwohl nur Stationen in Tal- oder Beckenlagen ausgewertet wurden. Das Hydroklima weist in diesem Raum einen recht markanten Jahresgang auf. Zu den diesbezüglich extremen Stationen gehört Tang Panj (641), wo sich Jahreshöhen des klimatologischen Wasserüberschusses und Wasserdefizits von 419 mm und 937 mm gegenüberstehen. Etwa mittlere Verhältnisse veranschaulicht das Diagramm von Sanandaj auf Tafel 22. Die humide Periode beginnt im November und erreicht im Januar mit 64 mm den höchsten Monatsbilanzwert. März und April stellen trotz hohen Niederschlags bereits Übergangsmomente dar. Mit dem Mai beginnt eine markante Defizitperiode; denn bei nur noch unbedeutenden Niederschlägen bildet sich die potentielle Landverdunstung voll in der klimatologischen Wasserbilanz ab. Juni, Juli und August weisen Bilanzwerte zwischen -133 mm und -144 mm auf. Bei etwa gleich hoher Niederschlags-summe wie in Afyon resultiert in Sanandaj infolge stärkerer Konzentration der Niederschläge auf die strahlungsärmere Jahreszeit ein höherer Wasserüberschuß (159 mm), entsprechend tritt auch ein größeres klimatologisches Wasserdefizit (653 mm) auf. Der Überschuß reicht in Sanandaj theoretisch zwar zehn Tage länger als in Afyon, nämlich bis zum 14. Juni, doch ist die anschließende Wassermangelzeit von größerer Intensität. Einen noch stärkeren Ariditätsgrad zeigt das Diagramm von Lal aus dem afghanischen Hochgebirgssystem. Bei kleinerer Jahresniederschlagshöhe fällt das Aprilmaximum bereits in eine verdunstungsstarke Zeit, so daß die Jahressumme des klimatologischen Wasserüberschusses 93 mm nicht übersteigt. Mit dieser Wassermenge kann die klimatologische Aridität (KWDJ: 681 mm) theoretisch nur bis zum 23. Mai ausgeglichen werden.

Die teiluaride Region erstreckt sich von Afghanistan nach Südosten und nach Norden; sie ist zunächst an bestimmte Gebirgslagen gebunden, dehnt sich dann aber auch auf das Tiefland aus. Nach Südosten zu kann man verfolgen, wie das außertropische Niederschlagsregime mit Maximum im Winter-Frühjahr in das monsunale Regime mit Sommermaximum übergeht. Zur Übergangzone gehört das Kashmir-Becken, wo die Daten von Srinagar für die Auswertung zur Verfügung stehen. Sie lassen sich gut mit denen von Afyon vergleichen (vgl. die untereinander stehenden Diagramme auf Tafel 22); denn trotz anderer Jahressummen von Niederschlag und potentieller Landverdunstung sind die Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz (-426 mm), des Wasserüberschusses (115 mm) und des Wasserdefizits (541 mm) einander

jeweils nahezu gleich. Da die aride Periode in Srinagar um einen Monat gegenüber derjenigen von Afyon verschoben ist, endet auch die theoretisch überbrückbare Zeit an beiden Stationen etwa zum gleichen Zeitpunkt (Anfang Juni). Die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung (20 mm bis 167 mm) liegen allgemein über denjenigen von Afyon, doch infolge der höheren Niederschläge sind die Bilanzen der beiden Stationen auch in den einzelnen Monaten nur wenig voneinander verschieden, was selbst für den Sommer gilt. Der Juni ist in Srinagar der ungünstigste Monat (KMM: -118 mm), während Juli und August von den Monsunregen profitieren, auch wenn diese hier erst von geringer Ergiebigkeit sind; die Monatsbilanzen steigen jetzt auf -106 mm bzw. -80 mm an.

Am Beispiel des Stationspaares Rutbah - Habbaniyah wurde oben der wenig markante Übergang von der voll-ariden zur teiluariden Klimaregion in Vorderasien demonstriert. Im Gegensatz dazu vollzieht sich dieser Übergang im Monsungebiet quasi sprunghaft und zudem bei recht hohen Niederschlägen. In Nordwest-Indien haben beispielsweise die benachbarten Stationen Hissar und New Delhi in der Hauptregenzeit Monatswerte der potentiellen Landverdunstung von 175 mm bzw. 140 mm im Juli, 155 mm bzw. 124 mm im August und 126 mm bzw. 118 mm im September. In Hissar reichen die Regenhöhen trotz Anstiegs der Monatswerte bis auf 124 mm (August) nicht für den Bilanzausgleich aus, in New Delhi hingegen wird in diesen drei Monaten sogar noch ein Wasserüberschuß von 172 mm erzielt. Wie das Diagramm auf Tafel 22 zeigt, erhält New Delhi einigen Winterniederschlag, doch kommt es hier selbst im verdunstungsärmsten Monat Dezember (PLV: 33 mm) nicht zum Bilanzausgleich. Bis zum Vormonsunmonat Mai sinkt die klimatologische Wasserbilanz auf -149 mm ab. Im Juni erreicht das Verdunstungsvermögen sein Maximum (PLV: 166 mm), dennoch führen die einsetzenden Niederschläge bereits zu einem Anstieg der klimatologischen Wasserbilanz. Bei Monatsniederschlägen von 231 mm bis 150 mm treten positive Bilanzhöhen im Juli, August und September auf. Der markante Rückgang der Niederschläge verleiht den Monaten Oktober und November noch einmal deutlich ariden Charakter. Die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits erreicht 684 mm. Der Wasserüberschuß könnte den Wassermangel theoretisch bis zum 24. Januar überbrücken. Die teiluaride Klimaregion Nordwest-Indiens ist charakterisiert durch einen recht scharfen Feuchtegradienten bei von Nordosten nach Südwesten verlaufenden Isolinien. Südwärts nehmen die Isolinien einen mehr meridionalen Verlauf und umschließen ein arides Zentrum, in dem an einer der ausgewerteten

Stationen, Bellary, vollaride Bedingungen herrschen, während andere mit Wasserüberschüssen von 2 mm und 9 mm von dieser Klimazuordnung nur wenig entfernt sind. Da die Stationsdichte in Indien vergleichsweise hoch ist, erlaubt der Kartenmaßstab nur eine zusammenfassende Wiedergabe der Gebiete mit 10 bis 12 ariden Monaten. Die humide Periode fällt allgemein in die Sommermonate. Nach Süden verlängert sie sich in den Herbst hinein, und aus dieser Zone stammt das nächste Stationsbeispiel, Bangalore. Hier ist bereits der Übergang zum innertropischen Regime der hydroklimatologischen Größen angedeutet, und der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz ist stärker asymmetrisch als in New Delhi. Das Minimum der klimatologischen Wasserbilanz (-133 mm) tritt bereits im März ein. Das Maximum der potentiellen Landverdunstung im Mai (146 mm) wird von den einsetzenden Niederschlägen nahezu neutralisiert. Bis zum Juli ist das Verdunstungsvermögen auf 105 mm zurückgegangen, und ein Wasserüberschuß von 12 mm leitet die humide Periode ein. Das Maximum der klimatologischen Wasserbilanz (86 mm) tritt erst zum Ende dieser Periode auf. Der Übergang zur ariden Periode erfolgt niederschlagsbedingt recht abrupt. Die Jahressummen des klimatologischen Wasserüberschusses und Wasserdefizits betragen 184 mm bzw. 593 mm. Der Überschuß kann das Defizit theoretisch bis zum 25. Januar decken.

Die tellaride Klimaregion setzt sich von Vorderasien auch nach Norden fort. Zunächst ist sie nur eine an die Gebirge gebundene schmale Zone zwischen den vollariden Regionen von Mittelasien und dem Iran bzw. von Mittel- und Zentralasien; aber zwischen 40° und 45° Nordbreite weitet sie sich nach Westen über den Aralsee zum nördlichen Kaspischen Meer und nach Osten über den Tyan Shan bis zur Gobi aus. Die teil-ariden Gebirgsklimate werden durch die Diagramme der sowjetischen Stationen Sary Tash und Tyan Shan charakterisiert (vgl. Tafel 23). Sary Tash liegt im Alaital in 3207 m Höhe. In diesem Hochtal endet der Ackerbau bei 3000 m, so daß die Station der als Weideland genutzten Hochgebirgstufe angehört. Das Diagramm veranschaulicht die typische Situation, daß infolge kleiner Monatssummen der potentiellen Landverdunstung der Bilanzausgleich schon bei geringen Winterniederschlägen ermöglicht wird. Unter derartigen hydroklimatischen Gegebenheiten bilden sich nur unbedeutende Wasserüberschüsse (hier 30 mm). Selbst im niederschlagsreichsten Monat Juni kann die potentielle Landverdunstung nur zur Hälfte vom Niederschlag gedeckt werden. Der ungünstigste Monat ist August, wenn sich die Bilanz auf -110 mm beläuft. Das Jahreswasserdefizit erreicht 434 mm. Die um zwei

Breitengrade nördlicher gelegene Station Tyan Shan hat einen geringeren Ariditätsgrad, weil die potentielle Landverdunstung deutlich kleiner und die Niederschlagsverteilung günstiger ist. Von November bis Mai schwanken die Monatsbilanzwerte um die Gleichgewichtslinie. Die Sommerniederschläge halten den klimatisch bedingten Wassermangel in Grenzen, ein Wasserdefizit von 300 mm entsteht dennoch.

Im mittelasiatischen Tiefland vollzieht sich der Übergang vom vollariden zum teil-ariden Klima ebenfalls ohne markante Veränderungen der hydroklimatologischen Komponenten; denn in den gebirgsfernen Regionen kommt der Bilanzausgleich in den Wintermonaten wie in den Hochgebirgsstufen nur durch den kontinuierlichen Rückgang der potentiellen Landverdunstung zustande. Karte 29 zeigt eine dichte Aufeinanderfolge der Begrenzungslinien, so daß auf der Breite von Balkhash- und Aralsee die humide Periode bereits drei Monate andauert, doch nur ausnahmsweise erreicht der Wasserüberschuß 20 mm. Eine wesentliche Veränderung erfährt das Hydroklima in der Halbwüstenzone durch die Abnahme des Ariditätsgrades auf Werte zwischen 700 mm und 800 mm (vgl. Karte 26). An der Beispielstation Balkash tritt die humide Periode bei Monatsniederschlägen von 8 mm bis 12 mm ein, so daß der Wasserüberschuß nur 22 mm beträgt. Der klimatologische Wassermangel ist insbesondere von April bis Oktober ausgeprägt, die Jahresdefizitsumme erreicht 792 mm. Der Trockenheitsgrad ist damit doppelt so hoch wie an den aufgeführten teil-ariden Hochgebirgsstationen. Nördlich des Balkhash-Sees zeigt Karte 26 einen starken Feuchtegradienten im Übergangsbereich zur Steppenzzone, wo die bei 50°N gelegene Station Karaganda eine klimatologische Jahreswasserbilanz von -441 mm aufweist. Der klimatologische Wasserüberschuß erreicht lediglich 34 mm, hat sich also im Vergleich zur Halbwüstenzone nur unwesentlich erhöht. Auch im Übergangsbereich zur Waldsteppenzzone zeigt sich eine Verstärkung des Feuchtegradienten ganz deutlich. Aus diesem Gebiet stammt das Diagramm von Omsk. Die Veränderungen der Bilanzverhältnisse innerhalb der teil-ariden Region, die sich über eine Distanz von acht Breitengraden vollziehen, werden durch einen Vergleich der Diagramme von Omsk und Balkash besonders augenfällig. Sie stellen vor allem Veränderungen der Defizite dar; denn der klimatologische Wasserüberschuß wächst nur unbedeutend an, er beträgt in Omsk 43 mm. Breitenbedingt ist das Verdunstungsvermögen in Omsk niedriger, und da sich ein Sommerniederschlagsregime einstellt, geht die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits auf 273 mm zurück. Von den 7 ariden Monaten kann

der erste, April, vom Wasserüberschuß der humiden Periode theoretisch bis zum Monatsende profitieren. Ein besonders kritischer Monat ist der Mai, wenn bei noch geringem Niederschlag die potentielle Landverdunstung bereits auf 96 mm ansteigt. Im Juni sind die Niederschläge zwar höher, doch reichen auch sie nur aus, um 44% der potentiellen Landverdunstung zu decken. Infolge Rückgangs der PLV weisen Juli und August dann deutlich günstigere Bilanzhöhen auf als die beiden vorausgegangenen Monate.

In Westsibirien reicht die teilariide Klimaregion etwa bis zur Südgrenze der Taiga; in Mittelsibirien dehnt sie sich bis zur Küste aus, hier wird auch noch die Tundrenzone mit eingeschlossen. Der Ariditätsgrad im Norden ist allerdings klein, vgl. den Verlauf der 10 cm-Isolinie auf Karte 26. Klimatologisch bedeutend trockener wird es im mittleren Lena-gebiet, wo die klimatologische Jahreswasserbilanz in Olekminsk, Yakutsk und Vilyusk auf -192 mm, -277 mm bzw. -235 mm absinkt und die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits auf 243 mm, 324 mm bzw. 291 mm ansteigt. Es herrscht ein Steppenklimate in mitten der Taiga. Die Taiga lebt hier vom Tauwasser des Permafrostes; auf andersartigen Standorten spiegeln Salzböden und Steppenpflanzen das zonale Hydroklima wider. Eine weitere Station, die dem Kernraum des sibirischen Ariditätszentrums (die feuchteren Gebirgslagen bleiben auch hier unberücksichtigt) angeschlossen wurde, ist Verkhojansk mit einer klimatologischen Jahreswasserbilanz von -280 mm und einem Wasserdefizit von 320 mm. Unmittelbar östlich dieses ariden Kernraums liegt die nächste Beispielstation, Omyakon, der oft zitierte Kältepol der Nordhemisphäre. Von Oktober bis März fehlt es hier im Monatsmittel ganz bzw. weitgehend an Energie zur Erzeugung positiver Werte der potentiellen Landverdunstung, so daß die gelegentlichen Niederschläge eine Periode positiver Wasserbilanz hervorrufen, in der sich ein Wasserüberschuß von insgesamt 50 mm ansammelt. Mit dieser Wassermenge kann theoretisch die klimatologische Aridität von April und Mai kompensiert werden. Die Sommerniederschläge übersteigen im Mittel nie 40 mm/Monat, während die potentielle Landverdunstung im Juni und Juli Werte um 100 mm erreicht. Daher entsteht auch an dieser Station noch ein klimatologisches Wasserdefizit von 207 mm.

Im östlichen Teil des Kontinents reicht die teilariide Klimaregion bis in den Einflußbereich pazifischer Luftmassen, so daß zyklonale Sommerniederschläge hier eine größere Ergiebigkeit als weiter im Binnenland aufweisen. Die Niederschläge der an der Beispielstation Blagoveshchensk im Mai spürbar einsetzenden

sommerlichen Regenperiode lassen die Monatswerte der klimatologischen Wasserbilanz nicht unter -66 mm (Mai) absinken, und sie erreichen im Juli, August und September sogar Höhen, die diejenigen der potentiellen Landverdunstung um 34 mm übersteigen. Der Oktober stellt nochmals einen ariden Monat dar (KWMM: -14 mm), während sich anschließend bis Januar wieder - wegen Absinkens des Verdunstungsvermögens infolge Energiemangels auf verschwindend kleine Werte - ein bescheidener klimatologischer Wasserüberschuß von 17 mm ansammelt. Die Summe der von Februar bis Juni zu verzeichnenden Wasserdefizite beträgt 158 mm; kritische Bilanzverhältnisse herrschen vor allem in der zweiten Aprilhälfte und im Mai, während im Juni 100 mm Niederschlag bereits zu einem wesentlichen Anstieg der Bilanz führen. Binnenwärts von Blagoveshchensk nehmen die Sommerregen ab, und Karte 26 zeigt ein markantes Feuchtegefälle bis zur Gobi bzw. zur vollariden Region Zentralasiens. Das Diagramm von Ulan Bator veranschaulicht beispielhaft das Hydroklima in dieser teilariiden Klimaregion. Bei unveränderten winterlichen Bilanzgegebenheiten (KWÜJ: 17 mm) ist das klimatologische Wasserdefizit im Frühjahr besonders groß, während die Sommerniederschläge eine deutliche Dämpfung der Aridität bewirken. Insgesamt erreicht die Defizitsumme jedoch wieder 459 mm. Ulan Bator gehört damit der gleichen Feuchtezone an wie die Kasachensteppe im Gebiet der oben angeführten Station Karaganda. Südwärts von Blagoveshchensk vollzieht sich eine besonders eindrucksvolle Veränderung des Hydroklimas, die durch die Diagramme von Peking und Nanking veranschaulicht ist. Von Norden nach Süden steigen die Jahressummen der Niederschläge an, doch das Klima wird arider. Peking hat ein dem von Blagoveshchensk sehr ähnliches Sommerregenregime, doch ist sein Niederschlagsmaximum bedeutend markanter (vgl. Tafel 23), so daß im Juli und August sehr auffallende positive Bilanzen resultieren. Im Winter hingegen wird in Peking ein Bilanzgleichgewicht nicht mehr erreicht. Die Defizitsumme der zehnmonatigen ariden Periode von September bis Juni beträgt 491 mm, liegt also um 330 mm über derjenigen von Blagoveshchensk, was sich aus dem Anstieg der potentiellen Landverdunstung erklärt. Mit dem im Juli und August erzielten Wasserüberschuß von 132 mm kann das klimatologische Defizit theoretisch bis zum 19. Januar überbrückt werden. In Nanking übersteigt die Niederschlagshöhe diejenige von Peking um 295 mm, dennoch herrscht hier, wiederum verdunstungsbedingt, ein größerer Ariditätsgrad. Bedeutsam ist auch, daß sich die Niederschläge stärker über das ganze Jahr verteilen. Die in dieser Breite einsetzenden Winter-niederschläge reichen aus, um im Dezember und Februar humide Bedingungen eintreten zu lassen, von denen auch

der Januar nur unwesentlich entfernt ist. Allerdings bleibt der Wasserüberschuß im Vergleich zum klimatologischen Wasserdefizit (391 mm) ganz unbedeutend.

In gleicher Breite wie Nanking, jedoch mehr binnwärts im Roten Becken gelegen, ist Cheng-tu eine der regenreichsten teilariden Klimastationen. Die Jahresniederschlagssumme beträgt 1146 mm, doch nur drei Monate weisen eine positive klimatologische Wasserbilanz auf. Für die kurze humide Periode errechnet sich ein Wasserüberschuß von 330 mm, mit ihm könnte theoretisch der klimatologische Wassermangel (KWDJ: 371 mm) bis zum 26. Mai überbrückt werden. Doch bei Monatsniederschlagshöhen von 300 mm kommt dem Abfluß mehr zuzugute als dem Boden. So ist es verständlich und entspricht fast einer bei zahlenmäßiger Kenntnis der hydroklimatischen Verhältnisse aufkommenden Erwartung, wenn hier im Trockengrenzbereich und bei kurzer, aber sehr ergiebiger humider Periode ein umfassendes und berühmtes, da über 2000 Jahre funktionierendes, Bewässerungssystem eingerichtet wurde. Mit einem klimatologischen Jahreswasserdefizit von 363 mm zeigt Pi-chieh, die Beispielstation aus Südwest-China, die gleiche Stärke der ariden Periode wie Cheng-tu, doch werden im Juni und Juli nur 52 mm Wasserüberschuß erzielt. Allerdings haben August und September nur unbedeutende Defizite, so daß die Aridität theoretisch bis Ende Oktober kaum spürbar wird.

Südlich der zusammenhängenden Region mit aridem Klima gibt es eine Vielzahl von Tal- und Beckenlagen, die in hohem Maße den Lee-Effekt benachbarter Hochgebirge verspüren. Daher finden sich inmitten der humiden Monsungebiete immer wieder Stationen mit einem ariden Klima. Der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz an der thailändischen Beispielstation Tak zeigt eine lange und eine kurze aride Periode, die durch einen beziehungsweise durch zwei humide Monate voneinander getrennt sind. Dieser Jahresgang resultiert aus der Überlagerung der voneinander abweichenden Jahresgänge von Niederschlag und potentieller Landverdunstung. Die PLV steigt von ihrem Minimum (66 mm) im Dezember rasch auf ihr Maximum (169 mm) im April an und fällt dann allmählich wieder ab, allerdings mit leicht steigender Tendenz im Juli und August. Die Niederschlagsverteilung weist ein markantes Winterminimum auf: von Dezember bis Februar liegen die Monatsmittel zwischen 1,6 mm und 5,5 mm. Im Mai wird mit 182 mm ein erstes Maximum erreicht, während sich das Hauptmaximum mit 263 mm erst im September einstellt. Ein Ergebnis der Überlagerung der beiden Jahresgänge ist die Ausbildung einer langen ariden Periode, die von November bis April andauert und in der im März mit einer kli-

matologischen Wasserbilanz von -143 mm die ungünstigsten hydroklimatischen Bedingungen auftreten. Die Defizitsumme dieser Periode erreicht 543 mm. Im Mai ergibt sich ein Wasserüberschuß von 49 mm; der Juni ist mit einer Bilanz von -1,0 mm rechnerisch arid. Auch die Aridität der Monate Juli und August ist infolge hoher Niederschläge recht unbedeutend, so daß die Überschußsumme von Mai den gesamten Wassermangel der kurzen ariden Periode ausgleichen kann. In den Hauptniederschlagsmonaten, September und Oktober, wird ein klimatologischer Wasserüberschuß von 285 mm erzielt. Mit ihm läßt sich die klimatologisch ermittelte Aridität theoretisch bis Ende Februar kompensieren. Somit stellen nur März und April kritische Monate dar.

6.3. REGIONEN MIT POSITIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

Die feuchtesten Gebiete Asiens gehören den verschiedenen Monsunklimaten in Süd-, Südost- und Ostasien an. Allerdings bilden sich vollhumide Klimate nur in jenen Zonen aus, wo die verschiedenartigen Monsunregen durch Niederschläge anderer Genese ergänzt werden. Dies ist der Fall in der äquatorialen Zone sowie in Südost-China und in Japan. Die feuchteste Region der äquatorialen Zone ist Borneo, wo die Mehrzahl der Stationen ein vollhumides Klima aufweist. An den Küstenstationen treten Jahresbilanzwerte zwischen 1100 mm und 2700 mm auf. Noch etwas höhere Werte sind von der vollhumiden Ostküste der Philippinen an den Stationen Hinatuan/Mindanao und Borongan/Samar mit Jahresbilanzen von 3120 mm bzw. 3012 mm belegt. Das festländische Asien ragt mit der Malaiischen Halbinsel in diese feuchte äquatoriale Klimazone hinein. Die im Innern dieser Halbinsel gelegene Station Cameron Highlands, 1448 m, ist als Beispiel ausgewählt worden, an dem einige typische Merkmale des Hydroklimas dieser Zone aufgezeigt werden sollen (vgl. Tafel 24). Cameron Highlands hat einen markanten Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz, der sich aus der Überlagerung der jeweils zweigipfeligen Jahresganglinien von Niederschlag und potentieller Landverdunstung ergibt. Die PLV erreicht ihre höchste Monatssumme mit 112 mm im März und steigt im August und September auf ein sekundäres Maximum von 106 mm bzw. 105 mm an. Der Monat mit der geringsten potentiellen Landverdunstung ist der Dezember, 88 mm, das sekundäre Minimum tritt im Juni mit einem um 9 mm höheren Wert ein. Die Doppelwelle der Niederschlagsganglinie zeigt gerade die entgegengesetzte Schiefe - Hauptmaximum im Oktober (340 mm), sekundäres im April (297 mm), Hauptminimum

im Juli (122 mm), sekundäres im Februar (132 mm) -, so daß die Doppelwelle der klimatologischen Wasserbilanz markant asymmetrisch wird. Die extremen Monatssummen der klimatologischen Wasserbilanz sind 240 mm (November) und 20 mm (Juli). Der zuletzt genannte geringe Monatswert berechtigt zu der Annahme, daß sich nicht in jedem Einzeljahr vollhumide Verhältnisse herausbilden werden. Diese Einschätzung gilt auch für die übrigen vollhumiden Stationen der Malaischen Halbinsel.

Die zweite Region, in der lokal vollhumide Klimate auftreten, liegt in den Subtropen. Die Beispielstationen Nan-yueh vom Südostchinesischen Bergland und Karuizawa von Honshu demonstrieren durchschnittliche hydroklimatische Gegebenheiten dieser Zone. In Nan-yueh weist die potentielle Landverdunstung wieder einen einwelligen Jahresgang auf mit 41 mm als Minimum im Januar und 154 mm als Maximum im Juli. Verdunstungs- und Niederschlagsminimum fallen zusammen, wobei sich gerade noch positive Bilanzverhältnisse herausbilden. Verdunstungsbedingt sind die Frühjahrsniederschläge effektiver als die Frühsommerregen. Bei hohen Niederschlägen geht die klimatologische Wasserbilanz nach dem April-Gipfel im Mai und Juni deutlich zurück; erst die weitere Zunahme der Niederschläge im Juli-August vermag einen erneuten Anstieg der Monatssummen der klimatologischen Wasserbilanz herbeizuführen, und eine dritte Welle im Bilanzregime erreicht ihr Maximum im Oktober. Anders als in Nan-yueh hat Karuizawa einen eingipfeligen Niederschlagsgang, dessen Maximum gegenüber demjenigen der potentiellen Landverdunstung um einen Monat verschoben ist. Markant humid sind die Monate Juni bis Oktober; die Monate November bis März lassen im Lee der Japanischen Alpen den zonalen Einfluß der asiatischen Wintertrockenheit erkennen, während die geringen Bilanzwerte im April und Mai der ungefähren Ausgewogenheit von Niederschlag und der dann schon wieder recht beträchtlichen potentiellen Landverdunstung zuzuschreiben sind. An der Westküste Honshus sind die Winter wesentlich feuchter. Die feuchteste der vollhumiden Stationen, Owase/Honshu, liegt jedoch in günstiger Exposition zum Sommermonsun und verzeichnet infolge Staueffekts eine klimatologische Jahreswasserbilanz von 3169 mm.

In den teilhumiden Klimaregionen Monsunasiens liegen die Jahressummen der potentiellen Landverdunstung zumeist zwischen 1100 mm und 1400 mm. Die Jahresniederschlagssummen hingegen weisen Differenzen in der Größenordnung von 9000 mm auf und bestimmen somit die regionalen Unterschiede der klimatologischen Jahreswasserbilanzen. Die größten Jahressummen der Was-

serbilanz und des Wasserüberschusses werden in Cherrapunji/Assam mit 9350 mm bzw. 9453 mm erreicht. Unter extremen Bedingungen kann bereits eine nur dreimonatige Periode mit positiver klimatologischer Wasserbilanz die Existenz eines humiden Klimas ermöglichen. So wird verständlich, daß auch in den humiden Klimaregionen die Jahressummen des klimatologischen Wasserdefizits beträchtlich sein können. An der indischen Westküste belaufen sie sich in Ratnagiri und Bombay auf 778 mm bzw. 765 mm. Als Station mit den hydroklimatologisch am stärksten gegensätzlichen Jahreszeiten sei Mahabaleshwar, in 1382 m Höhe in den Westghats gelegen, angeführt, wo sich 6081 mm Wasserüberschuß und 688 mm Wasserdefizit gegenüberstehen. Wie in den anderen Kontinenten, so sind auch in Asien die Regionen mit teilhumidem Klima ausgedehnter als diejenigen mit vollhumidem. Selbst in der äquatorialen Zone gibt es Stationen mit ariden Monaten. Zum einen ist das der Fall bei besonders ungünstiger orographischer Lage; denn der niederschlagsverstärkende Effekt von Gebirgen ist offenbar für das Zustandekommen ganzjährig positiver Bilanzverhältnisse von großer Bedeutung. Zum anderen kommen die thermodynamischen Bedingungen von Monsunströmungen, die ihren Passatcharakter noch nicht ganz verloren haben, zur Auswirkung. Passatbedingte Wintertrockenheit gehört zu den charakteristischen Merkmalen der Klimazonen, die sich an die Region ganzjährig hoher Niederschläge anschließen. Diese Wintertrockenheit ist selbst in der Äquatorialzone regional angedeutet. So hat bereits Palembang auf Sumatra eine aride Zeit im August und September mit 51 mm klimatologischem Wasserdefizit. Auf der Insel Djawa sind im westlichen Teil in Bandung die Monate Juni bis September arid, und das Defizit beträgt hier 177 mm; nach Osten zu verlängert und intensiviert sich die Zeit negativer klimatologischer Wasserbilanz, so daß in Klaten die Monate Juli bis Oktober arid sind und ein Defizit von 415 mm aufweisen. Im unmittelbaren Einflußbereich der hohen Vulkane können vollhumide Klimate angetroffen werden, die sich hangauf ziehen, jedoch nicht in jedem Fall auch die Gipfelregion einnehmen; so ist z. B. auf dem Pangerango in 3023 m Höhe ein teilhumides Klima entwickelt, wenn auch nur mit 25 mm Defizit (vgl. HENNING, I. & D., 1982). An der Westküste von Hinterindien steigt die Anzahl der ariden Monate bis auf sechs an, und in dieser besonders regenreichen Region können sich beispielsweise in Amherst/Burma 3 mm Niederschlag im Januar und 1266 mm im Juli gegenüberstehen. Weniger extreme Verhältnisse trifft man im Binnenland an, wie anhand der Daten von Stung Trèng aus dem unteren Mekong-Gebiet vorgeführt werden soll (vgl. Tafel 24).

Mit einem Anstieg der Bilanz von -72 mm im April auf 86 mm im Mai setzt die humide Periode abrupt ein, erreicht nach Unterbrechung des Feuchteanstiegs im Juli ihr Maximum im August-September (KWM: 224 mm bzw. 206 mm) und geht dann bereits mit dem Oktober zu Ende. Bis zum Januar sinken die Niederschläge auf 1 mm ab, während die potentielle Landverdunstung nicht unter 84 mm (Dezember) hinunter geht. Die Aridität erreicht ihre größte Intensität im März, wenn zur Zeit des Verdunstungsmaximums (152 mm) die klimatologische Wasserbilanz auf -134 mm zurückgeht. Die Jahressummen von klimatologischem Wasserüberschuß und Wasserdefizit belaufen sich auf 852 mm bzw. 498 mm.

Von Hinterindien erstreckt sich die teilhumide Klimaregion bis zum Unterlauf des Yangtze-Kiang. Im Südostchinesischen Bergland wechseln teilhumide und vollhumide Bedingungen einander ab. In Ergänzung der oben erörterten vollhumiden Station Nan-yueh ist Chi-an ausgewählt worden, um von der Veränderlichkeit des Hydroklimas in diesem Gebirgsland eine Vorstellung zu vermitteln (die Diagramme stehen auf Tafel 24 untereinander). Die Hauptregenzeit fällt in Chi-an auf das Frühjahr und erreicht ihr Maximum im Juni; in dieser Zeit treten auch die größten Monatswasserbilanzen auf. Juli und September verzeichnen nennenswerte Defizite. Insgesamt stehen sich Jahressummen des klimatologischen Wasserüberschusses und des Wasserdefizits von 399 mm bzw. 175 mm gegenüber. Ein Ausläufer der teilhumiden Region Monsunasiens findet sich in Korea, woher Seoul als Beispiel angeführt sei. Die Maxima von Niederschlag und potentieller Landverdunstung fallen hier zusammen, und gleichzeitig wird auch die höchste klimatologische Monatsbilanz erzielt. Die deutlich hervortretende Periode mit positiver Bilanz dauert von Juni bis September und erbringt einen Wasserüberschuß von 385 mm. Im Winter geht die potentielle Landverdunstung bis auf 18 mm hinunter, dennoch weisen nur November und Dezember leicht positive Bilanzwerte auf. Von Januar bis März sind die Bilanzwerte schwach negativ, im April und Mai sind die Defizite etwas deutlicher, und der als Defizit-Monat isoliert auftretende Oktober ist mit einer Bilanz von -20 mm wiederum nur wenig arid. Die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits beträgt 111 mm.

In Vorderindien ist Ceylon (Sri Lanka) so äquatornah gelegen, daß hier das Wasserbilanzregime der äquatorialen Monsunzone ausgebildet ist. Orographisch bedingt gibt es allerdings recht unterschiedliche Hydroklimata. Ausgewählt wurde die binnenländische teilhumide Klimastation Nuwara Eliya (vgl. Tafel 25).

Hier zeigt die potentielle Landverdunstung einen doppelwelligen Jahresgang: die Monatssummen von März bis Mai und von August bis Oktober betragen 106 mm bis 108 mm bzw. 103 mm bis 104 mm; 92 mm werden im Juni erreicht, jedoch nur 85 mm im Dezember. Die Jahresschwankung der potentiellen Landverdunstung ist klein, so daß vorwiegend die recht unterschiedlichen Monatssummen des Niederschlags (51 mm bis 280 mm) das Wasserbilanzregime bestimmen. Das Hauptmaximum der klimatologischen Wasserbilanz tritt im Juli (182 mm) ein, das Nebenmaximum im Oktober und November. Zur Zeit des Hauptminimums im Februar wird die Gleichgewichtslinie deutlich unterschritten (KWM: -38 mm), doch schon die März-Bilanz ist wieder nahezu ausgeglichen; das Jahreswasserdefizit beträgt daher nur 41 mm, der Jahreswasserüberschuß jedoch 1167 mm.

Auf dem Festland gibt es in Vorderindien zwei voneinander getrennte Regionen mit teilhumidem Klima, die eine befindet sich im Bereich der Westghats und die andere im Nordosten des Subkontinents. Entlang der Westghats zeigt sich eine Zunahme der klimatologischen Trockenheit von Süden nach Norden: die Anzahl der ariden Monate steigt von vier auf acht, die Jahressummen des klimatologischen Wasserdefizits von Werten unter 300 mm auf solche über 700 mm. Die Jahressummen der klimatologischen Wasserbilanz und des Wasserüberschusses folgen dieser Zonierung jedoch nicht, was zeigt, daß die Verkürzung der humiden Zeit mit einer stärkeren zeitlichen Bündelung der Wassereinnahmen verbunden ist. Verbreitet erreichen die Jahreswasserüberschüsse Werte um 2000 mm; die auf Karte 27 mit dem Stationszeichen >4000 mm hervorgehobene Klimastation Mahabaleshwar wurde schon erwähnt. Ein wieder stärker zonales Regime weist die humide Region im Nordosten auf. Hier liegt die Beispielstation Burdwan. Über die Distanz von 16 Breitengraden zwischen Nuwara Eliya und Burdwan verändert sich die Jahreshöhe der potentiellen Landverdunstung nur wenig, allerdings wird der Jahresgang ausgeprägter (Monatswerte: 44 mm bis 139 mm), so daß beide hydroklimatologischen Größen Einfluß auf den Jahresgang der Wasserbilanz nehmen. Im Winter treffen in Burdwan die Minima von Niederschlag und potentieller Landverdunstung zusammen; der höchste Monatswert des Verdunstungsvermögens tritt typischerweise vor der Regenzeit ein, und zwar im April, so daß sich für diesen Monat der kleinste Bilanzwert (-90 mm) errechnet. Insgesamt ist die halbjährige aride Periode mit einer Defizitsumme von 304 mm recht ausgeprägt. Mit einem klimatologischen Jahreswasserüberschuß von 721 mm erreicht der Feuchtigkeitsgrad der Regenzeit jedoch mehr als das Doppelte

dieses Betrages. Das Monsunklima erstreckt sich über den Himalaya hinweg bis nach Südtibet, woher die Daten von Lhasa zur Auswertung zur Verfügung stehen. Für diese in 3658 m Höhe gelegene Station wurde eine Jahreshöhe der potentiellen Landverdunstung von 1002 mm errechnet, für die Monate ergaben sich Werte zwischen 21 mm und 137 mm. Im Winter ist ein Ausgleich zwischen den Bilanzgrößen nicht möglich, da 96% der Niederschläge in der Zeit von Mai bis September fallen. Ab Juni reichen die Niederschläge aus, positive Monatswerte der klimatologischen Wasserbilanz hervorzubringen, die sich dann bis zum September zu einer Wasserhöhe von 794 mm akkumulieren. Der Vormonsunmonat April weist die am stärksten negative Monatswasserbilanz (-82 mm) auf. Insgesamt ist auch in Lhasa die Aridität recht ausgeprägt, die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits erreicht 335 mm.

Von Nordost-Indien und Süd-Tibet erstreckt sich die humide Klimaregion bis zu den Gebirgen Mittelasiens. Von den wenigen dort gelegenen Beobachtungsstationen verdienen insbesondere Chodsha Obigarm und die Station vom Fedtschenko-Gletscher Interesse. Chodsha Obigarm liegt in 1807 m in der Hissar-Kette, der niederschlagsreichsten Region Mittelasiens. Die klimatologische Jahreswasserbilanz beträgt 565 mm, da sich Jahreswerte des Niederschlags und der potentiellen Landverdunstung von 1428 mm und 863 mm gegenüberstehen. Das Hydroklima ist teilhumid und weist zwei ausgeprägte Jahreszeiten auf: von Oktober bis Mai wird ein klimatologischer Wasserüberschuß von 988 mm angesammelt, von Juni bis September addieren sich die Defizite zu einer Jahressumme von 423 mm. Sowohl in einer tieferen als auch in einer höheren Gebirgstufe herrschen hier teilaride Klimaverhältnisse (Dushanbe, 824 m, KWJ: -411 mm; Sary Tash, 3202 m, KWJ: -404 mm, vgl. Tafel 23). Im benachbarten Pamir hat die Station Fedtschenko-Gletscher in 4169 m Höhe ein teilhumides Klima mit einer klimatologischen Jahreswasserbilanz von 403 mm; zwischen Juli und September treten Wasserdefizite von 126 mm auf. Eine Anschlußstation ist Nord-Salang im Hindukusch, wo durch das mediterrane Niederschlagsregime ebenfalls zwei recht unterschiedliche Jahreszeiten ausgebildet sind (vgl. Tafel 25). Die Monatswasserbilanzen sind hier von November bis Mai positiv und erbringen einen klimatologischen Jahreswasserüberschuß von 971 mm. Das Maximum der klimatologischen Wasserbilanz (KWM: 243 mm) tritt zur Zeit des Niederschlagsmaximums im April ein, wenn die potentielle Landverdunstung schneebedingt noch sehr niedrig ist. Nach der Schneeschmelze steigt die Verdunstung sprunghaft an und erreicht im Juli und August 138 mm bzw. 122 mm. Das

klimatologische Jahreswasserdefizit beträgt 383 mm. Was eine solche Zahl in einem teilhumiden Klima bedeuten kann, zeigt in beispielhafter Weise diese in 3366 m Höhe gelegene Station. Die durch die Jahressumme der klimatologischen Wasserbilanz angezeigte Humidität spiegelt sich im Landschaftsbild nicht wider; denn die Böden der Hochgebirgsregion sind normalerweise schlechte Wasserspeicher. Von der Wasserüberschußhöhe bleibt daher nur ein kleiner Teil an Ort und Stelle und ermöglicht nicht mehr als das Gedeihen einer von Igelpolstern und Artemisien charakterisierten Halbwüste bzw. Wüstensteppe. Ein Vergleich mit der benachbarten Station Süd-Salang (3172 m) gibt einen aufschlußreichen Hinweis auf die Bedeutung der Exposition für die hydroklimatischen Verhältnisse. Bei etwa gleich hohen Niederschlägen, aber kürzerer Andauer der Schneedecke erreicht die potentielle Landverdunstung einen um 79% höheren Jahreswert; die aride Periode setzt bereits einen Monat früher ein als in Nord-Salang, und die Bilanzverhältnisse verschieben sich markant zugunsten des Wasserdefizits (KWDJ: 640 mm).

Der Übergang vom Winter-Frühjahrregenregime des Hindukusch zum Sommerregenregime Monsunasiens läßt sich auch anhand von Stationen mit teilhumidem Klima belegen. Im westlichsten Teil des Pandjab-Himalaya zeigt Murree im Vergleich zum Kashmir-Becken (vgl. Srinagar auf Tafel 22) bereits ein deutliches Überwiegen der Sommerregen über die Winterniederschläge. Wie das Diagramm auf Tafel 25 veranschaulicht, bewirken zwar beide Regenzeiten humide Verhältnisse, doch der Wasserüberschuß der viermonatigen Periode im Winter ist nur halb so groß wie derjenige der dreimonatigen im Sommer (220 mm bzw. 444 mm). Von den in den Zwischenzeiten auftretenden ariden Perioden ist diejenige der Vormonsunzeit verdunstungsbedingt die stärker ausgeprägte: das klimatologische Wasserdefizit der Monate April bis Juni beträgt 143 mm, dasjenige von Oktober und November hingegen nur 38 mm. Nach Südosten zu nehmen die Winterniederschläge entlang des Himalaya weiter ab, und an den indischen Gebirgsstationen Simla, 2115 m, und Mussooree, 2205 m, betragen die klimatologischen Wasserüberschüsse einer nur noch die Monate Januar und Februar umfassenden humiden Winterperiode lediglich 42 mm bzw. 54 mm. Die nächste Beispielstation, Katmandu, erhärtet den erwähnten Trend; denn hier in Nepal fehlt die winterliche humide Periode bereits völlig, allerdings weisen Januar und Februar die geringsten Defizitbeträge auf. Darauf folgen März und April mit den kleinsten Monatswasserbilanzen, im Mai wirken sich die höheren Niederschläge dann deutlich dämpfend auf die Aridität aus.

Das klimatologische Wasserdefizit der achtmonatigen ariden Periode beläuft sich auf 319 mm. Die Jahressumme des klimatologischen Wasserüberschusses beträgt 583 mm, sie wird in der kurzen humiden Periode von Juni bis September erzielt, was verständlich wird, wenn man die Bilanzkomponenten insbesondere von Juli und August vergleicht: in diesen Monaten stehen sich Monatssummen des Niederschlags und der potentiellen Landverdunstung von 373 mm und 146 mm bzw. 345 mm und 137 mm gegenüber.

Im Gegensatz zu den Gegebenheiten in der Monsunzone weisen die humiden Klimate der nördlicheren Regionen nur einen kleinen Wasserumsatz auf, weshalb sich die Jahreszeiten nicht mehr so markant voneinander abheben. Das erste der auf Tafel 26 dargestellten Diagramme zeigt von Biser aus dem Ural, daß die humide Periode hier den größten Feuchtigkeitsgrad zur Zeit praktisch fehlenden Verdunstungsvermögens erreicht. Mit dem Anstieg der potentiellen Landverdunstung gehen die Bilanzwerte zurück und liegen im Mai und Juni im negativen Bereich. In den regenreicheren Monaten Juli und August kommt der Bilanzausgleich jedoch wieder zustande, so daß die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits nur 33 mm beträgt. Dieser kleine Wert bildet einen sicheren Hinweis dafür, daß die benachbarten Hanglagen ein vollhumides Klima haben. Auf Karte 27 hebt sich der Ural deutlich durch die 20 cm-Isolinie hervor. Biser weist einen klimatologischen Jahreswasserüberschuß von 375 mm auf, und mit dem Positivzeichen für diese Station soll zugleich darauf hingewiesen werden, daß sicher noch höhere Werte in den Hanglagen vorkommen können. In Westsibirien liegen die Wasserüberschüsse in der teilhumiden Klimazone zumeist zwischen 100 mm/Jahr und 200 mm/Jahr, an der nächsten Beispielstation Berezovo sind es 163 mm. Nicht nur die Winterniederschläge, sondern auch die Sommerniederschläge sind im Flachland geringer als im Einflußbereich der Gebirge, daher tritt die sommerliche Defizitperiode in Berezovo mit einer Summe von 97 mm deutlicher in Erscheinung als in Biser. Infolge des Süd-Nord-Gefälles der potentiellen Landverdunstung können nördlicher gelegene Stationen bei gleichen Niederschlagsverhältnissen einen etwas größeren Humiditätsgrad erreichen. Wie das Diagramm von Igarka zeigt, reicht hier die Periode mit praktisch fehlendem Verdunstungsvermögen von Oktober bis März, so daß sich die Niederschläge in dieser Zeit voll auf den Humiditätsgrad des Klimas auswirken können. Die

Jahressumme des klimatologischen Wasserüberschusses beträgt 242 mm, liegt also deutlich höher als in Berezovo. Das klimatologische Wasserdefizit hingegen ist sowohl hinsichtlich seines zeitlichen Auftretens als auch seiner Stärke demjenigen von Berezovo nahezu gleich.

Wenn man die unabhängig voneinander analysierten Karten 26 und 27 miteinander vergleicht, dann kann man feststellen, daß die klimatologische Trockengrenze im Nordwesten und Nordosten des Kontinents etwa mit der Isolinie der Wasserüberschußhöhe von 10 cm zusammenfällt. Im äußersten Nordwesten und Nordosten ist auch noch die 20 cm-Isolinie verzeichnet, während auf Kamchatka die Überschüsse sogar auf über 400 mm ansteigen. Hier existiert also eine besonders feuchtereiche Region, die sich hydroklimatisch offensichtlich an Nord-Japan anschließt. Die Beispielstationen Uelen und Ust-Kamchatsk zeigen die in Nord-Süd-Richtung sich vollziehenden Veränderungen am Nordostrand des Kontinents. In Uelen beträgt die Jahressumme des klimatologischen Wasserüberschusses 271 mm, in Ust-Kamchatsk jedoch bereits 382 mm. Der Nordosten ist weiterhin gekennzeichnet durch ein geringes hydroklimatologisches Wasserdefizit (vgl. Karte 28), das im Zusammenhang mit vergleichsweise niedrigen Werten der potentiellen Landverdunstung zustande kommt. Im Binnenland können in gleicher Breite bis zu 200 mm höhere Jahreswerte auftreten (vgl. Karte 25). Nicht so groß sind die diesbezüglichen Unterschiede zwischen dem Kontinentrand und der in 680 m Höhe gelegenen Station Aldan, die bereits wieder dem Niederschlagsregime mit Sommermaximum angehört und dementsprechend nur kleine Überschuß- und Defizitsummen von 189 mm bzw. 39 mm aufweist. Das letzte Diagramm auf Tafel 26, Tetyukhe Pristan, stellt den Übergang zur teilhumiden Station Seoul (vgl. Tafel 24) mit deutlich ausgeprägtem Sommerniederschlagsregime her. Infolge des hohen sommerlichen Verdunstungsvermögens (Juli 109 mm) wird der höchste Monatswert der klimatologischen Wasserbilanz (50 mm) erst im September erreicht, wenn das Niederschlagsmaximum (125 mm) mit einem Monatswert der potentiellen Landverdunstung von nur noch 75 mm zusammentrifft. An dieser Küstenstation stehen sich zwar Jahressummen des klimatologischen Wasserüberschusses und Wasserdefizits von 103 mm und 68 mm gegenüber, doch infolge deren fast gleichmäßiger Verteilung über das Jahr (September ausgenommen) existiert hier ein bemerkenswert ausgeglichenes Hydroklima.

7. DIE KLIMATOLOGISCHE WASSERBILANZ VON EUROPA

7.1. ÜBERBLICK

In Europa gibt es je eine Hauptregion mit negativer bzw. positiver klimatologischer Jahreswasserbilanz und dementsprechend eine dominante klimatologische Trockengrenze. Diese Linie ausgeglichener klimatologischer Jahreswasserbilanz läßt sich vom mittleren Ural bis nach Portugal verfolgen. Einen besonders ungestörten Verlauf nimmt sie im osteuropäischen Flachland. Von Westsibirien kommend, quert sie den Ural nordwestlich von Sverdlovsk (KWJ: -85 mm) und verläuft zunächst in westnordwestlicher Richtung, angezeigt durch die Bilanzwerte der Stationen Krasnoufjmsk (KWJ: -30 mm), Izhevsk (KWJ: 19 mm), Kirov (KWJ: 60 mm) und Kazan (KWJ: -137 mm). Dann biegt sie nach Südwesten um und zieht vorbei an Gorkiy (KWJ: -33 mm), Yelatma (KWJ: -24 mm), Moskau (KWJ: 13 mm) nach Vasilevichi (KWJ: -2 mm). Von hier folgt sie mehr einer zonalen Richtung, festgelegt durch die Bilanzwerte von Pinsk (KWJ: -26 mm) und Brest (KWJ: -33 mm). In der Nähe von Plock (KWJ: 22 mm) erreicht die klimatologische Trockengrenze die Weichsel und folgt dieser etwa parallel bis Bydgoszcz (KWJ: -0,3 mm). Die Oder wird zwischen Szczecin (KWJ: -65 mm) und Swinoujscie (KWJ: 47 mm) gequert. Südwest gerichtet, verläuft die Trockengrenze dann vorbei an Neustrelitz (KWJ: 34 mm), wendet sich westlich des Stationspaars Lüchow (KWJ: 18 mm)/Gardelegen (KWJ: -29 mm) nach Süden, umgeht den Harz im Osten und weist dann mit dem Bogen um das Thüringer Becken erneut eine westwärtige Ausbuchtung auf. Im nördlichen Vorland von Thüringer Wald, Erzgebirge und Sudeten wendet sie sich zurück nach Osten und erreicht im weiteren Verlauf Raciborz (KWJ: 23 mm). Die mitteleuropäischen Bergländer bewirken eine Ausbuchtung nach Norden, und von Lodz (KWJ: 27 mm) aus verläuft die klimatologische Trockengrenze in südöstliche Richtung auf Lvov (KWJ: 33 mm) zu. Hier biegt sie nach Süden um, nimmt allmählich eine karpatenparallele Richtung ein und umläuft dieses Gebirge im Osten, Süden und Westen (Pitesti KWJ: -0,8 mm, Sibiu KWJ: -37 mm, Tirgu Mures KWJ: -39 mm). Mit gebirgsparallelem Verlauf schlägt die klimatologische Trockengrenze einen großen Bogen um alle intermontanen Beckenlandschaften, zieht dann vom Plattensee zur Ostabdachung des Dinarischen Gebirges (Kraljevo KWJ: -77 mm), quert das Gebirgssystem in Albanien zwischen Kukës (KWJ: 62 mm) und Peshkopë (KWJ: -29 mm), verläuft zwischen Voskopje (KWJ: 26 mm) und Korçe (KWJ: -362 mm) nach Süden und erreicht in Nordwest-Griechenland das Ionische Meer. Im weiteren läßt sie sich

in unmittelbarer Nähe der Westabdachung der Dinariiden nach Norden verfolgen; bei Durres und Split ist ihr Landverlauf belegt, ebenso im südlichen Istrien und im östlichen Teil der Poebene, wo sie auch wieder auf der Karte eingetragen ist. Von Venedig (KWJ: 12 mm) zieht die Trockengrenze nach Parma (KWJ: -51 mm), von wo aus man sie direkt nach Pisa (KWJ: 15 mm) hätte führen können; doch wurden die Daten der Station Urbino (KWJ: 71 mm) zum Anlaß genommen, mit einer Ausbuchtung nach Südosten das Gebirgsklima anzudeuten. Über den Golf von Genua erreicht die klimatologische Trockengrenze östlich von Monaco erneut den Kontinent. Ein leichter Vorstoß gegen die Alpen ist durch die Talstation Embrun (KWJ: -102 mm) bedingt. Bei Montélimar (KWJ: -2 mm) kreuzt die Isolinie Null die Rhône, verläuft westwärts in den Raum von Agen (KWJ: -96 mm), biegt hier nach Süden um und quert die Pyrenäen in Richtung Pamplona (KWJ: 45 mm). Entlang der Südabdachung des Kantabrischen Gebirges zieht die Trockengrenze bis in den Raum von Orense (KWJ: -284 mm). Dann bildet sie eine südwärtige Ausbuchtung bis zum Tejo und erreicht bei Aveiro (KWJ: 11 mm) die Atlantikküste. Innerhalb der beiden hydroklimatischen Hauptregionen gibt es zahlreiche mehr oder weniger ausgedehnte humide bzw. aride Klima-Inseln. Von ihnen soll jene aride Region hervorgehoben werden, die sich vom mittleren Loire-Tal über das Pariser Becken bis nach Südost-England verfolgen läßt.

7.2. REGIONEN MIT NEGATIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

Südlich der klimatologischen Haupttrockengrenze liegt die Region mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz. Durch die Existenz der Mittel- und Hochgebirge wird ihr Areal zwar eingengt, doch erscheint es notwendig, die von Osteuropa bis England auftretenden ariden Klimate im Zusammenhang zu sehen. Der Ariditätsgrad dieser ausgedehnten Region ist nicht einheitlich, im Überblick existiert ein Feuchtegefälle von Norden nach Süden und von Westen nach Osten; Änderungen der Ergiebigkeit und Häufigkeit von zyklonalen Niederschlägen verursachen ein entsprechendes Niederschlagsgefälle. Zum Nord-Süd gerichteten Feuchtegefälle trägt auch die Zunahme der potentiellen Landverdunstung bei; denn im nördlichen Teil der ariden Hauptregion liegen deren Jahressummen zumeist zwischen 500 mm und 600 mm, im südlichen hingegen zwischen 1000 mm und 1100 mm

(vgl. Karte 31); die breitenbedingte Zunahme der Strahlungsenergie zusammen mit der südwärts zunehmenden Häufigkeit von Hochdrucklagen bilden die Ursache für diesen Gradienten. Das zonale Klima tritt auf den Karten der potentiellen Landverdunstung und des klimatologischen Wasserdefizits deutlicher hervor als auf den Karten der klimatologischen Jahreswasserbilanz und des Wasserüberschusses. Die Auswirkung der Gebirge auf die Niederschlagshöhen ist auch noch an den Klimastationen der Vorländer und Tallagen bemerkbar, von welchen in der Regel die Ausgangsdaten für die Kartendarstellungen stammen. Das Zusammentreffen von hoher potentieller Landverdunstung und geringem Niederschlag ist die Voraussetzung für einen maximalen Ariditätsgrad; daher liegen die Jahreswerte der klimatologischen Wasserbilanz in den südlichen Regionen bei -700 mm bis -800 mm, in den nördlichen hingegen bei -100 mm. Die niedrigsten Werte trifft man allerdings nur in Südost-Spanien und am Nordufer des Kaspischen Meeres an; größeren Flächenanteil haben erst die Gebiete mit Jahresbilanzwerten von -500 mm bis -600 mm, wie sie auch in Italien und Griechenland erreicht werden. Bezüglich des klimatologischen Wasserdefizits sind die mediterranen Länder viel einheitlicher; denn dessen Jahressummen steigen überall auf 700 mm bis 800 mm an. In den nördlichen Regionen liegen diese Werte hingegen verbreitet bei 200 mm. Überall treten die Defizite in der strahlungsreichen Zeit ein. Im Norden dauert die aride Periode zumeist 5 bis 6 Monate, südwärts verlängert sie sich bis auf 8 bis 10 Monate. Die Station Zaragoza am Ebro zeigt die für Europa längste Andauer der ariden Zeit von 11 Monaten; keine der ausgewerteten Stationen von Europa weist ein vollarides Klima auf. Allerdings kommt die Ausbildung einer humiden Periode in Osteuropa nur durch den strahlungsbedingten Rückgang der potentiellen Landverdunstung und nicht durch einen Anstieg der Niederschläge zustande. Dementsprechend sind die Jahressummen des klimatologischen Wasserüberschusses verbreitet ganz unbedeutend (vgl. den Verlauf der 10 cm-Isolinie auf Karte 33). Die Beispielstation Astrakhan zeigt diese Gegebenheiten besonders deutlich (vgl. Tafel 27). In Astrakhan gehen die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung von Dezember bis Februar auf 5 mm bis 10 mm herunter, so daß schon geringe Niederschläge zum Bilanzausgleich führen. Im Sommer hingegen steigen die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung auf 166 mm im Juli an und bestimmen damit den Gang der klimatologischen Wasserbilanz. An dieser teilarenen Station stehen sich dementsprechend Jahressummen des klimatologischen Wasserüberschusses und des Wasserdefizits von 18 mm und 739 mm gegenüber.

Man kann die Kaspische Senke als Ariditätszentrum von Europa bezeichnen, das noch unter dem Einfluß des Wüstenklimas von Mittelasien steht. Von hier aus nimmt die Aridität nach Südwesten und nach Nordwesten ab. Der markante Feuchtegradient im Südwesten wird durch die vom Kaukasus ausgehende Niederschlags-erhöhung hervorgerufen, die so stark ist, daß sich sogar im Gebirgsvorland humide Klimaverhältnisse ausbilden. Das Gebirgsklima selbst ist auf den Karten datenbedingt nicht berücksichtigt. Der nordwestwärts gerichtete Feuchtegradient entsteht durch die Überlagerung von Niederschlagszunahme und breitenbedingter Abnahme der potentiellen Landverdunstung. Da sich bei den Niederschlägen allmählich ein Sommermaximum ausbildet, kommt der Feuchtegradient hauptsächlich durch eine Abschwächung des klimatologischen Wasserdefizits zustande. Die Diagramme von Malyy Uzen und Kazan veranschaulichen diese Entwicklung im Wolga-Gebiet. Das Zusammenwirken von etwas höheren Niederschlägen und etwas geringeren Verdunstungswerten führt in Malyy Uzen gegenüber Astrakhan zu einer Verlängerung der humiden Periode um zwei Monate, so daß von November bis März ein klimatologischer Wasserüberschuß resultiert (KWÜJ: 85 mm). Deutlich arid sind die Monate April bis September; die Jahressumme des klimatologischen Wasserdefizits beträgt 541 mm, ist also um fast 200 mm geringer als in Astrakhan. Das klimatologische Wasserdefizit kann infolge höheren Wasserüberschusses theoretisch bis zum 15. Mai ausgeglichen werden. Im Bereich der verschiedenen Steppenzonen ist der Feuchtegradient besonders stark. In der nördlichen Waldsteppe ist die klimatologische Jahreswasserbilanz in Kazan bereits auf -137 mm angestiegen und das Jahreswasserdefizit auf 232 mm zurückgegangen. In der humiden Periode zeigen sich dagegen nur unbedeutende Veränderungen gegenüber dem Halbwüstenklima von Malyy-Uzen: durch Einbeziehung des Oktobers verlängert sich diese Periode um einen Monat, der Wasserüberschuß erhöht sich um ganze 10 mm. Allerdings wird hier das im Boden pflanzenverfügbar gespeicherte Überschußwasser im Frühjahr langsamer verbraucht und reicht theoretisch bis zum 11. Juni.

Westlich der Wolgahöhen ziehen die Zonen gleicher klimatologischer Wasserbilanzverhältnisse in guter Übereinstimmung mit dem Verlauf der verschiedenen Steppenzonen in südwestliche Richtung zum Dnjepr-Gebiet, von wo ein zweites Süd-Nord-Profil anhand der Stationen Nikolayev, Kiyev und Pinsk gegeben wird (vgl. Tafel 27). Nikolayev, in der Breite von Astrakhan gelegen, zeigt infolge höherer Niederschläge eine deutliche Abschwächung (um 237 mm) des klimatologischen Jahreswasserdefizits. Der in den vier humiden

Monaten November bis Februar erzielte klimatologische Wasserüberschuß (68 mm) kann das klimatologische Wasserdefizit theoretisch bis zum 4. Mai überbrücken. Wiederum günstigere Bilanzverhältnisse liegen in Kiyev vor, und zwar sowohl im humiden Halbjahr, Oktober bis März, als auch im ariden Halbjahr, April bis September. Die Sommerniederschläge dämpfen das klimatologische Wasserdefizit deutlich, insgesamt bleibt lediglich ein Fehlbetrag von 267 mm. Der Wasserüberschuß der humiden Periode erreicht 188 mm, und damit kann das klimatologische Wasserdefizit theoretisch bereits bis zum 23. Juli überbrückt werden. Somit würde hier bei geeigneten Böden nur der Spätsommer eine für die Vegetation ungünstige Zeit darstellen. Nordwärts verbessern sich die Gegebenheiten insofern besonders wirkungsvoll, als das Jahreswasserdefizit weiter abnimmt (vgl. Karte 34). Mit einer klimatologischen Jahreswasserbilanz von -26 mm ist Pinsk eine Station in der Nähe der klimatologischen Trockengrenze. Pinsk hat einen um 20 mm geringeren Jahresniederschlag als Kiyev. Die stärkere Konzentration der Niederschläge auf die Zeit maximaler potentieller Landverdunstung und der Rückgang der PLV bewirken eine Verringerung des klimatologischen Jahreswasserdefizits, das nur noch 169 mm beträgt. Mit dem im Vergleich zu Kiyev kleineren Jahreswasserüberschuß von 142 mm kann daher das klimatologische Wasserdefizit theoretisch sogar bis zum 14. August überbrückt werden. Die Pripyat-Sümpfe und -Moore gelten allgemein als sommerliche Wasserdampfquelle von großer Effektivität. Die Verdunstungswerte von Pinsk stützen diese Vorstellung, denn von Mai bis August liegen die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung zwischen 93 mm und 120 mm.

Die klimatologische Trockengrenze durchzieht im europäischen Teil der Sowjetunion ein Gebiet mit vergleichsweise geringem Feuchtegradienten. Im Detail wechseln die Niederschlagsmengen jedoch entsprechend der orographischen Effekte (vgl. die Niederschlagskarten von STEINHAUSER, 1970). Wenn auch die Unterschiede zwischen den niederschlagsreicheren und den niederschlagsärmeren Lagen nicht sehr groß sind, so bewirken sie im Trockengrenzbereich doch einen ständigen Wechsel von ariden und humiden Klimagebieten. Auf der ariden Seite der klimatologischen Trockengrenze kann das Auftreten von humiden Klima-Inseln nicht mit Stationswerten belegt werden; aber auf der humiden Seite liegen zwei durch Negativzeichen hervorgehobene Stationen (vgl. Karte 32), die einen Hinweis auf die große Ausdehnung der Übergangszone geben; es handelt sich um die Stationen Gorki im Dnjepr-Bogen und Velikiye-Luki. Auf der Niederschlagskarte heben sich diese Gebiete durch kleinere Werte von ihrer

Umgebung ab. Sie stellen jedoch nicht die einzigen derartigen Inseln dar, man hat daher von der Existenz einer Vielzahl von ariden Klima-Inseln nördlich der klimatologischen Trockengrenze auszugehen. Dementsprechend stellt auch LYDOLPH, 1977:73, fest: "At Moscow potential evaporation is about the same as precipitation or even a little more." Die oben genannte Station Gorki liegt in einer der zahlreichen Steppeninseln, die von BERG, 1958, erwähnt werden. Für diese Gebiete ist insbesondere hervorzuheben, daß sie etwas höhere klimatologische Wasserdefizite aufweisen als ihr humides Umland. Mit diesen Beispielen soll verdeutlicht werden, daß es sich bei der Trockengrenze um den zentralen Bereich eines Grenzraums handelt; dieser ist bei geringen Feuchtegradienten ausgedehnter als bei großen.

Die Aufspaltung der ariden Klimaregion durch die niederschlagsreichen Gebirgssysteme Mitteleuropas beginnt bereits im westlichen Teil Osteuropas. Die nördliche Teilregion erstreckt sich über Polen bis nach Mitteldeutschland. Der Ariditätsgrad ist hier verbreitet so schwach, daß sich schon Niederschlags-erhöhungen, wie sie von nur wenige hundert Meter hohen Geländeerhebungen hervorgerufen werden, auf die Klima-Zuordnung auswirken. Die zusammenhängende aride Region erreicht die Ostsee zwar nicht, doch gibt es im Ostseeraum eine Vielzahl von Stationen mit schwach negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz (-7 mm bis -44 mm). Genannt seien Gdańsk, Gdynia, Mustrow, Kirchdorf auf Poel, Kopenhagen, Hammershus auf Bornholm, Visby auf Gotland und Kalmar. Zum Beleg für die geökologische Effektivität des trockeneren Ostsee-Klimas sei ein Zitat aus SCHREPFER, 1935:226, angeführt: "Die ebene Grundmoränenlandschaft tritt nur in der Insel Fehmarn und der Landspitze von Wagrien auf. Hier sind auch die wertvollsten Ackerböden, da das trockene Klima die Bildung von Schwarzerde ermöglicht". Ausläufer des teilariden Klimas sind lokal im binnenländischen Skandinavien zu finden. Im Gudbrands-Tal weisen die Stationen Dombas und Dovre eine klimatologische Jahreswasserbilanz von -19 mm bzw. -67 mm auf. Zusammen mit der Station Laerdal (KWJ: -70 mm) sind sie durch die Eintragung einer geschlossenen Trockengrenze hervorgehoben, obwohl die Zwischenregion sicher nicht arid ist. Ähnlich ist in Nord-Skandinavien verfahren worden, wo eine Trockengrenze die Aridität des Klimas im Raum von Abisko (KWJ: -88 mm) und Alten (KWJ: -90 mm) hervorhebt.

Um zu verdeutlichen, welchen Ariditätsgrad das Klima selbst in der nördlichen Region erreichen kann, sind aus den trockeneren Arealen die Stationen

Petkowo und Magdeburg als Beispiele ausgewählt worden (vgl. Tafel 27). Von den fünf humiden Monaten in Petkowo erbringen nur drei einen nennenswerten Wasserüberschuß. Nach dem Übergangsmontat März bewirkt der Anstieg der potentiellen Landverdunstung trotz gleichzeitiger Niederschlagszunahme ein Absinken der klimatologischen Wasserbilanz bis zu Monatshöhen um -63 mm im Juni und Juli. Das klimatologische Jahreswasserdefizit erreicht die beachtliche Höhe von 283 mm. Mit dem im Winter erzielten Wasserüberschuß von insgesamt 108 mm kann das Defizit theoretisch bis zum 10. Juni ausgeglichen werden. Nahezu das gleiche Hydroklima läßt sich im westlichsten Abschnitt der zusammenhängenden teilarenen Region anhand der Daten von Magdeburg aufzeigen. Die Monatshöhen der potentiellen Landverdunstung gehen hier im Winter bis auf 5 mm hinunter, so daß vergleichsweise bescheidene Niederschläge ausreichen, einen Wasserüberschuß zu erzeugen; dessen Jahressumme beträgt jedoch nur 121 mm. Von Mai bis August ist die potentielle Landverdunstung recht effektiv, ihre Monatswerte liegen zwischen 99 mm und 122 mm. Die zugehörigen Niederschlagswerte bleiben darunter, so daß ein klimatologisches Jahreswasserdefizit in der gleichen Höhe wie in Petkowo eintritt. Die aride Periode beginnt in Magdeburg im April, doch der winterliche Wasserüberschuß kann das klimatologische Wasserdefizit theoretisch bis zum 12. Juni überbrücken. Trotz des Sommermaximums der Niederschläge sind daher insbesondere Juli und August kritische Monate. Ein vergleichender Blick auf die untereinander stehenden Diagramme von Kiyev und Magdeburg läßt eine gewisse Ähnlichkeit der hydroklimatischen Verhältnisse erkennen. Die Defizitbeträge der beiden Stationen sind praktisch identisch; Kiyev weist jedoch bei etwas höheren Monatswerten der potentiellen Landverdunstung auch etwas höhere Niederschläge auf, was unter geökologischen Aspekten eine günstigere Situation darstellt. Bezüglich des Wasserüberschusses befindet sich Magdeburg ebenfalls im Nachteil: der Überschuß ist um 67 mm geringer als in Kiyev und die überbrückbare Periode endet bereits sechs Wochen früher, so daß das Hydroklima von Magdeburg tatsächlich mehr demjenigen von Kazan ähnelt (vgl. Tafel 27). Dabei weist Magdeburg unter den deutschen Stationen noch nicht die ungünstigsten Verhältnisse auf. In Halle beträgt der Wasserüberschuß nur 82 mm, und die mit ihm überbrückbare Zeitspanne geht noch zwei Wochen früher zu Ende als in Magdeburg.

Westlich der zusammenhängenden Region mit teilarenem Klima treten eine Reihe von ariden Klima-Inseln auf, deren Wiedergabe auf Karte 32 maßstabsbedingt nicht möglich war. Etwas mehr ins Detail gehende

Karten von Deutschland finden sich bei HENNING, I. & D. 1977. Die durch das hier ausgewertete Datenmaterial belegten ariden Klima-Inseln sind Straßburg und Oberrotweil im Oberrheintal, Alzey, Bad Kreuznach und Geisenheim im Mainzer Becken, ferner Bad Nauheim, Würzburg und Mühlhausen sowie Roth. Diese vom Niederschlag her bekannten Trockeninseln sind auf der Karte des Trockenheitsindex von REICHEL, 1929, mit Werten von weniger als 30 gekennzeichnet. Weitere derartige Klima-Inseln treten z. B. im Mittelrheintal und Neuwieder Becken sowie in einigen Abschnitten des Moseltals hervor, wenn man mit der älteren Datenreihe 1891-1930 arbeitet. Besonders markant sind die ariden Bedingungen im Mainzer Becken, wo die klimatologische Wasserbilanz von Alzey weitgehend derjenigen von Magdeburg ähnelt (vgl. Tafel 27). Allerdings sind sowohl die potentielle Landverdunstung als auch der Niederschlag in Alzey geringer als in Magdeburg, und die einzelnen Monatswerte der klimatologischen Wasserbilanz an beiden Stationen sind, mit wechselndem Vorzeichen, geringfügig voneinander verschieden. Doch wie in Magdeburg beginnt die aride Periode in Alzey nach einem vergleichsweise schwach humiden Winter (KWÜJ: 116 mm) im April, und ihre Auswirkungen können theoretisch nur bis zum 16. Juni überbrückt werden. Das klimatologische Jahreswasserdefizit beläuft sich auf 257 mm. Juli und August stellen wiederum die kritischen Monate dar, in denen die Vegetation hier im Mittel mit Niederschlägen um jeweils 50 mm/Monat auskommen muß. In Einzeljahren mit unternormalen Sommerniederschlägen können solche hydroklimatischen Verhältnisse in anderen Räumen Deutschlands herrschen; mit einem Blick auf Tafel 27 ist es verständlich, wenn diese Ereignisse unter dem Begriff "Steppensommer" in die Chroniken eingegangen sind.

Die von Osteuropa her zu verfolgende teilarene Klimaregion nimmt in Frankreich wieder einen größeren Raum ein. Die klimatologischen Jahreswasserbilanzen weisen hier die gleiche Größenordnung auf wie diejenigen in den zuvor behandelten Regionen, ihnen liegen jedoch höhere Werte sowohl des Niederschlags als auch der potentiellen Landverdunstung zugrunde. An den Beispielstationen Paris-Orly und Angers (vgl. Tafel 27) sind die Niederschläge über das Jahr recht gleichmäßig verteilt, so daß der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz jenem der potentiellen Landverdunstung folgt. Im Winter gehen die Monatssummen der PLV bis auf Null hinunter, so daß die Niederschläge dann recht effektiv sind. Der klimatologische Jahreswasserüberschuß beträgt in Paris 188 mm, in Angers infolge höherer Niederschläge 210 mm. Der März ist ein Übergangsmontat,

dessen Bilanzwert an der einen Station unter, an der anderen über der Gleichgewichtslinie liegt. Ab April sinkt die klimatologische Wasserbilanz rasch ab und erreicht im Juli -74 mm in Paris, in Angers sogar -97 mm, weil hier der Juli der niederschlagsärmste Monat ist. Die potentielle Landverdunstung steigt im Juli in Paris auf 129 mm, in Angers auf 132 mm an. Das klimatologische Jahreswasserdefizit hat in Angers eine Höhe von 325 mm und ist damit um 41 mm größer als in Paris. Der Wasserüberschuß kann das klimatologische Wasserdefizit an beiden Stationen bis Mitte Juli überbrücken, was gegenüber den Vergleichsstationen Petkowo, Magdeburg und Alzey eine deutlich günstigere Situation darstellt.

In zonaler Sicht steht die aride Klima-Insel im weiteren Pariser Becken in Verbindung mit der ariden Klimaregion Südfrankreichs; denn im Bereich des mitteleuropäischen Gebirgssystems weisen die durch Negativzeichen auf Karte 32 angezeigten Stationen Clermont Ferrand und Le Puy en Velay negative klimatologische Jahreswasserbilanzen in Höhe von -217 mm bzw. -166 mm auf. Eine gewisse Fortsetzung der ariden Klimazone nach Westen bzw. Nordwesten dokumentieren die negativen Jahresbilanzzahlen für die Stationen auf den Inseln Bréhat, Ouessant und Belle Ile sowie auch der entsprechende Wert der festländischen Station Caen. Nach Norden weist die aride Klimaregion über Ostende auch einen Anschluß an die in Südost-England gelegenen Stationen mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz auf, von ihnen wurde London-Greenwich als Beispiel ausgewählt. Hier dauert die humide Periode von Oktober bis März und erbringt einen klimatologischen Jahreswasserüberschuß von 200 mm, ist also ebenso ergiebig wie in Paris und Angers. Mai, Juni und Juli weisen vergleichsweise markante negative klimatologische Wasserbilanzen auf, die sich zwischen -53 mm und -75 mm bewegen. Das klimatologische Wasserdefizit erreicht daher auch hier mit 274 mm noch einen Jahreswert, der denjenigen an den genannten mittel- und westeuropäischen Vergleichsstationen (Angers ausgenommen) etwa gleichkommt. Infolge des reichlichen Wasserüberschusses der humiden Periode kann das klimatologische Wasserdefizit theoretisch bis zum 25. Juli überbrückt werden, womit London unter allen Vergleichsstationen immerhin am günstigsten abschneidet.

Als ein besonderer Ausläufer der zusammenhängenden ariden Klimaregion erscheint auf Karte 32 die intermontane Zone, die sich vom Schwarzen Meer donauaufwärts ins Pannonische Becken und von dort weiter bis in das Böhmisches Becken verfolgen läßt. Aus dieser Region sind die Stationen Craiova, Szeged und Prag

ausgewählt worden (vgl. Tafel 28). Westlich des Dnepr schwenkt die Mehrzahl der Isolinien in einen Verlauf parallel zur Schwarzmeerküste und zu den Südkarpaten ein, so daß sich die Feuchtezonen der nordwestlichen Schwarzmeerregion in der Walachei fortsetzen. Ein Vergleich zwischen den Beispielstationen Nikolayev und Craiova verdeutlicht die Existenz eines überregionalen, Ost-West gerichteten Feuchtegradienten. Die genannten Stationen gehören zwar beide der gleichen Verdunstungszone an (vgl. Karte 31), doch weist Craiova infolge höherer Niederschläge eine um 129 mm größere klimatologische Jahreswasserbilanz auf als Nikolayev. Bei an beiden Stationen ähnlicher jahreszeitlicher Verteilung steigt der klimatologische Jahreswasserüberschuß in Craiova auf 101 mm an, und das Jahreswasserdefizit geht auf 407 mm zurück; die klimatologisch ermittelte Aridität kann theoretisch bis zum 21. Mai überbrückt werden. Nach Westen zu verändern sich die Bilanzverhältnisse hauptsächlich durch weitere Abnahme des klimatologischen Wasserdefizits; dessen Jahressumme beläuft sich in Szeged auf 368 mm. Dennoch ist der Ariditätsgrad auch hier noch recht markant; denn im Juli steigt die potentielle Landverdunstung auf 145 mm an, wodurch die klimatologische Wasserbilanz auf -94 mm absinkt. Der klimatologische Wasserüberschuß der von Oktober bis Februar andauernden humiden Periode beträgt 113 mm und reicht theoretisch bis zum 6. Juni für den Defizit ausgleich. Über Budapest (KWJ: -123 mm), Wien (KWJ: -78 mm), Brünn (KWJ: -128 mm) und Prag (KWJ: -247 mm) erstreckt sich die teilaride Klimaregion bis gegen das Erzgebirge, und man erkennt deutlich, daß in zentraler Sicht ein Anschluß an die teilaride Klimaregion von Mitteldeutschland vorliegt. Im Prager Becken wird ein Hydroklima angetroffen, dessen Ungunst insbesondere in der Geringfügigkeit des klimatologischen Jahreswasserüberschusses (46 mm) der nur drei Monate umfassenden winterlichen humiden Periode besteht. Die Sommeraridität ist hauptsächlich infolge der breitenbedingten Verdunstungsabnahme geringer als in Craiova und Szeged, das klimatologische Wasserdefizit erreicht jedoch noch eine Jahressumme von 293 mm und ist theoretisch nur bis zum 27. April überbrückbar.

Vom Schwarzen Meer erstreckt sich die aride Klimaregion nicht nur nach Nordwesten in Richtung Böhmisches Becken, sondern auch nach Südwesten zum Mittelmeer. Im zonalen Überblick nimmt die potentielle Landverdunstung südwärts zu, der Niederschlag hingegen ab; außerdem gibt es infolge der orographischen Niederschlagsbeeinflussung auf der Balkanhalbinsel auch ein West-Ost gerichtetes Feuchtegefälle. Hinzu kämen noch die lokalen Feuchteänderungen im Raum der nicht vom Stationsnetz erfaßten und daher

auf den Karten nicht in Erscheinung tretenden humiden Gebirge. Das Diagramm von Plovdiv charakterisiert das Hydroklima im strahlungsreichen Maritzatal mit seinem im Vergleich zu Craiova bedeutend höheren Verdunstungsvermögen (vgl. die untereinander stehenden Diagramme auf Tafel 28). Da die Niederschlagsverhältnisse an beiden Stationen ähnlich sind, ist dementsprechend die Aridität in Plovdiv ausgeprägter als in Craiova. Die Monatssummen der klimatologischen Wasserbilanz sinken in Plovdiv auf -122 mm (Juli) ab, und das klimatologische Wasserdefizit der achtmonatigen ariden Periode erreicht 549 mm. Die humide Periode im Winter erbringt demgegenüber nur einen klimatologischen Wasserüberschuß von 71 mm, der theoretisch das Defizit gerade bis zum 28. April überbrücken kann. Im kleingekammerten Griechenland ändern sich die Bilanzverhältnisse von Ort zu Ort recht stark, so daß die einzelnen Stationen kaum für einen größeren Landschaftsausschnitt typisch sind. Zu den vergleichsweise feuchten Tieflandstationen gehört Lárisa. Hier führen die schon deutlich hervortretenden Winterregen zu einem klimatologischen Jahreswasserüberschuß von 187 mm; er kann die klimatische Aridität theoretisch bis zum 16. Juni überbrücken. Die Auswirkungen des klimatologischen Jahreswasserdefizits von 546 mm sind somit deutlich abgemildert. Bedeutend arider als das Klima von Lárisa zeigt sich dasjenige von Athen, da hier höhere Werte der potentiellen Landverdunstung und geringere des Niederschlags zusammentreffen. Auch ist in Athen der Übergang zum mediterranen Winterniederschlagsregime vollzogen, was eine Verschärfung des sommerlichen Wasserdefizits zur Folge hat; die klimatologische Wasserbilanz sinkt im Juli auf -166 mm ab. Das klimatologische Jahreswasserdefizit erreicht unter diesen Bedingungen 807 mm. Von den recht effektiven Winterniederschlägen wird ein Wasserüberschuß von 124 mm erbracht, er kann das Defizit theoretisch bis zum 6. Mai ausgleichen.

Die teilaride Klimaregion wird in Jugoslawien und Albanien durch das auch auf die vom Stationsnetz erfaßten Siedlungszentren übergreifende Hydroklima des Dinarischen Gebirgssystems unterbrochen, doch ordnen sich einige albanische und jugoslawische Küstenstationen bereits wieder in das zonale Klima ein; so erreichen beispielsweise in Split die klimatologische Jahreswasserbilanz -200 mm und das Jahreswasserdefizit 500 mm. Das sind Werte, wie man sie in ähnlicher Höhe an den in gleicher Breite gelegenen Tieflandstationen Italiens antrifft. In Italien beginnt die zusammenhängende aride Region entlang der Linie Pisa - Parma - Venedig; doch treten auch nördlich davon bereits Stationen mit negativer kli-

matologischer Jahreswasserbilanz auf. Zu ihnen gehören Turin und Bozen sowie die Schweizer Stationen Sitten und Schuls. Da die Alpen im Bereich der kontinentalen Hochdruckachse liegen, leidet eine Reihe von Alpentälern bei fehlendem bzw. nur geringem Stau-effekt unter relativer Niederschlagsarmut; diese Täler stellen aride Klima-Inseln dar. Aus ökologischer Sicht sind die "kontinentalen" Zentralalpentäler wie etwa Wallis, Engadin und Vintschgau mit ihren Wasserfuhren und Bissen häufiger beschrieben worden. Eine Vorstellung vom Hydroklima der Trockentäler vermitteln beispielsweise die Daten von Sitten/Wallis, wo sich Jahreswerte des Niederschlags und der potentiellen Landverdunstung von 599 mm bzw. 811 mm gegenüberstehen. Die Monatssumme der PLV erreicht im Juli 139 mm, so daß bei nur 51 mm Niederschlag eine beachtliche negative Wasserbilanz in diesem Monat resultiert. Die schon im März einsetzende aride Periode dauert sieben Monate, das klimatologische Jahreswasserdefizit beläuft sich auf 383 mm. Mit dem während der fünf humiden Monate gebildeten klimatologischen Wasserüberschuß von 172 mm ist die klimatologisch ermittelte Aridität theoretisch bis zum 11. Juni überbrückbar.

Von der Apenninen-Halbinsel liegen keine Daten vor, die das feuchtere Gebirgsklima belegen. Daher ist die teilaride Klimaregion hier als flächendeckend dargestellt worden. Prinzipiell herrscht ein von Norden nach Süden gerichtetes Feuchtegefälle; die Jahressummen der potentiellen Landverdunstung steigen in dieser Richtung von 900 mm auf 1100 mm an, Tarent weist mit 1178 mm den höchsten Wert auf. Infolge der Niederschlagsverteilung tritt jedoch auch ein von Westen nach Osten gerichtetes Feuchtegefälle deutlich hervor. Der kleinste Wert der klimatologischen Jahreswasserbilanz beträgt -761 mm, er wurde niederschlagsbedingt für die Station Potenza ermittelt; mit einem Wert von -701 mm folgt Tarent. Um die Variationsbreite des Jahresgangs der Bilanzgrößen in Italien zu demonstrieren, sind die Stationen Bologna, Foggia und Caltanissetta ausgewählt worden (vgl. Tafel 28). Bologna repräsentiert das Hydroklima in der teilariden Klimaregion Nordost-Italiens. An dieser in unmittelbarer Nähe zur Trockengrenze gelegenen Station ist die Ausbildung von zwei recht gegensätzlichen Jahreszeiten charakteristisch, wie aus der Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz von 184 mm deutlich wird (November: 62 mm, Juli: -122 mm). Das klimatologische Wasserdefizit der sechsmonatigen ariden Periode ist mit 477 mm fast doppelt so hoch wie der Wasserüberschuß (244 mm) der theoretisch am 9. Juli verbraucht ist. Damit gäbe es in Bologna nur zwei wasserhaushalts-

mäßig kritische Monate. Wesentlich ungünstiger als in Bologna liegen die hydroklimatischen Verhältnisse in Foggia; denn hier wirkt sich die klimatologische Aridität theoretisch von Ende April an voll aus. Das klimatologische Jahreswasserdefizit entsteht vorwiegend im Frühjahr und Sommer, es beläuft sich auf 692 mm. Juli ist der trockenste Monat mit einer klimatologischen Wasserbilanz von -164 mm. Infolge der markanten Zunahme der Niederschlagstätigkeit im September und des Rückgangs der potentiellen Landverdunstung weist der Oktober bereits eine ausgeglichene Wasserbilanz auf. Von den fünf errechneten humiden Monaten erbringen nur zwei, nämlich Dezember und Januar mit 38 mm bzw. 43 mm nennenswerte Wasserüberschüsse. Insgesamt beträgt der klimatologische Jahreswasserüberschuß 99 mm. Auf Sizilien ist die Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz infolge höherer Winterniederschläge noch stärker ausgebildet als die schon recht markante Jahresschwankung von Athen. An der Beispielstation Caltanissetta beträgt die klimatologische Wasserbilanz im Januar 81 mm, im Juli -167 mm. Das klimatologische Jahreswasserdefizit ist mit 731 mm geringfügig stärker als in Foggia; der klimatologische Jahreswasserüberschuß übersteigt mit 224 mm denjenigen von Foggia beträchtlich, mit ihm kann das klimatologische Wasserdefizit theoretisch bis zum 10. Juni ausgeglichen werden.

Die mediterrane Region mit teilaridem Klima setzt sich über Südfrankreich zur Iberischen Halbinsel fort. Im Überblick existiert hier ein von Nordwesten nach Südosten gerichtetes Feuchtegefälle. Dementsprechend wird die am stärksten aride Region der Iberischen Halbinsel durch die Daten der Stationen Almeria, Cartagena, Murcia und Alicante angezeigt, wo - verstärkt durch die Regenschattlage - klimatologische Jahreswasserbilanzen zwischen -728 mm und -843 mm auftreten. Ähnliche Werte werden auch im Ebrobecken erreicht, während ausgedehnte Meseta-Gebiete Jahreswerte zwischen -600 mm und -700 mm aufweisen. Beispiele für den Jahresgang der Komponenten der klimatologischen Wasserbilanz geben die Diagramme von Sevilla, Albacete und Valladolid (vgl. Tafel 28). Die feuchteste dieser Stationen ist Sevilla. Hier treten vergleichsweise hohe Niederschläge in der strahlungsärmeren Jahreszeit auf, so daß die klimatologische Wasserbilanz im Dezember bis auf 76 mm ansteigt. Die humide Periode dauert von Oktober bis Februar und erbringt einen klimatologischen Jahreswasserüberschuß von 201 mm. Der Oktober ist allerdings infolge der in diesem Monat noch 60 mm erreichenden potentiellen Landverdunstung trotz seiner vergleichsweise hohen Niederschläge ein Monat

mit praktisch ausgeglichener Bilanz, was in etwa auch für den ersten ariden Monat, den März, zutrifft. Im Sommer sind Niederschläge normalerweise nicht zu erwarten, die mittleren Monatswerte von Juni bis August liegen zwischen 1 mm und 9 mm. Die potentielle Landverdunstung hingegen erreicht in diesen Monaten Werte zwischen 140 mm und 160 mm, so daß das klimatologische Wasserdefizit dann ein markantes Maximum aufweist; insgesamt wächst diese Größe in der siebenmonatigen ariden Periode auf 671 mm an. Die klimatologische Aridität kann vom winterlichen Wasserüberschuß theoretisch bis zum 12. Juni überbrückt werden, was eine relativ günstige Situation darstellt. An den binnenländischen Stationen Albacete und Valladolid sind die Jahressummen des klimatologischen Wasserdefizits mit 737 mm bzw. 667 mm derjenigen von Sevilla recht ähnlich. Die Winterniederschläge fallen jedoch so gering aus, daß die klimatologischen Jahreswasserüberschüsse nur 32 mm bzw. 68 mm erreichen. Die Überbrückungsperiode endet daher in Albacete mit dem 27. März und in Valladolid mit dem 21. April. Die hydroklimatische Ungunst dieser beiden Stationen spiegelt sich deutlich in den Diagrammen wider.

7.3. REGIONEN MIT POSITIVER KLIMATOLOGISCHER JAHRESWASSERBILANZ

Nördlich der klimatologischen Trockengrenze erstreckt sich die Region mit positiver klimatologischer Jahreswasserbilanz vom Ural über Skandinavien bis nach Irland. Diese humide Klimazone hat dort südwärtige Ausläufer, wo Mittel- und Hochgebirge auftreten und das Hydroklima beeinflussen. Da die Klimastationen der Gebirgslagen nicht zuletzt maßstabsbedingt nur in Form von Stationszeichen auf den Karten berücksichtigt wurden, repräsentieren die Isolinien im allgemeinen nur die Verhältnisse in den besiedelten Tal-, Becken- und Vorlandlagen, so daß Karte 32 humide Klimate nur bis gegen den 39. Breitenkreis ausweist. Eine isolierte humide Klima-Insel liegt im Grenzgebiet zwischen Europa und Asien, wo sich Kaukasische und Pontische Gebirge besonders niederschlagsverstärkend auf ihr Umland auswirken. Großräumig weist der Feuchtigkeitsgrad innerhalb der zonalen Hauptregion sowohl ein West-Ost-Gefälle als auch ein Gefälle von Süden nach Norden auf. Im Westen steigen die klimatologischen Jahreswasserbilanzen auf über 500 mm an, im Osten bleiben sie hingegen verbreitet bei 100 mm. Der Niederschlagsverteilung entsprechend treten hohe klimatologische Jahreswasserüberschüsse nur im Westen Europas auf (vgl. Karte 33). Das Süd-Nord-

Gefälle des Feuchtigkeitsgrades ist ebenfalls niederschlagsbedingt; es kommt zustande, obwohl die potentielle Landverdunstung ein Gefälle in gleicher Richtung aufweist (vgl. Karte 31). Ein weiteres charakteristisches Merkmal der humiden Klimaregion ist das verbreitete Auftreten von klimatologischen Wasserdefiziten, so daß Überwiegend ein teilhumides Klima herrscht. Die Jahressummen des Wasserdefizits sind zwar im Vergleich zu Südeuropa gering, doch da sie in der Vegetationszeit auftreten, sind sie gleichwohl von Bedeutung und haben entsprechende Beachtung gefunden. Vollhumide Klimate sind belegt durch Klimastationen von der südlichen Westküste Norwegens, von luvseitigen Lagen in Schottland, von den höheren Lagen der deutschen Mittelgebirge, des Riesengebirges und der Hohen Tatra sowie aus dem Alpenraum und dem nördlichen Alpenvorland, wo die vollhumide Zone etwa bis München reicht. Die Humidität des Alpenraums darf jedoch nicht überschätzt werden; denn in den inneralpinen Tälern treten durchweg Defizitperioden auf. In Innsbruck (582 m) beispielsweise dauert die aride Periode von April bis Juni, und das klimatologische Jahreswasserdefizit beläuft sich auf 70 mm. In Montana/Wallis (1453 m) sind die Monate April bis September arid, und die Defizitsumme steigt auf 196 mm an. Auf die Existenz arider Klimainseln wurde bereits hingewiesen.

Anhand der auf Tafel 29 dargestellten Diagramme soll ein Überblick über die verschiedenen humiden Regionen gegeben werden. Die ersten beiden Diagramme zeigen Situationen aus Osteuropa, wo der Übergang von der teilariden zur teilhumiden Klimaregion innerhalb einer ausgedehnten Zone mit geringem Feuchtegefälle erfolgt. In Moskau stehen sich annähernd gleich hohe Jahreswerte des klimatologischen Wasserüberschusses und Wasserdefizits gegenüber (174 mm bzw. 161 mm). Der Winterniederschlag ist geringer als der Sommerniederschlag, doch da die potentielle Landverdunstung von November bis Februar unbedeutend ist, kann nahezu die gesamte winterliche Wassereinnahme gespeichert werden. April und September sind Übergangsmomente, was bedeutet, daß die Andauer der humiden und ariden Perioden in den einzelnen Jahren wechselt. Deutlich arid sind die Monate Mai bis Juli, in denen die klimatologische Wasserbilanz auf -44 mm bis -50 mm absinkt. Bei gleich hohen Niederschlägen wie im Juli ist der August erheblich weniger arid, weil die potentielle Landverdunstung von 122 mm im Juli auf 88 mm im August zurückgeht. Die sechs Breitengrade nördlicher gelegene Station Syktyvkar hat zwar eine um 113 mm kleinere Jahressumme der potentiellen Landverdunstung als Moskau, doch in der strahlungsrei-

chen Jahreszeit bewegen sich auch hier die Monatswerte der PLV um 110 mm. Die klimatologische Trockenheit tritt dementsprechend im Diagramm deutlich in Erscheinung; das klimatologische Jahreswasserdefizit beträgt 146 mm und erreicht damit fast den Wert der trocken-grenznahen Station Moskau.

Eine teilhumide Klimaregion mit schwachem Humiditätsgrad erstreckt sich auch von der Halbinsel Kola nach Nordwesten ins nördliche Norwegen, woher Alten und Abisko mit negativer klimatologischer Jahreswasserbilanz bereits erwähnt wurden. Die Bilanzwerte der teilhumiden Beispielstation Murmansk entsprechen etwa denen in Syktyvkar; im Detail gibt es allerdings Unterschiede, da der gesamte Wasserumsatz in Murmansk kleiner ist (KWUJ: 138 mm, KWDJ: 127 mm), das Hydroklima erscheint deshalb ausgeglichener. Zwischen den Übergangsmomenten April und August liegt die dreimonatige aride Periode, in der die klimatologische Wasserbilanz auf -54 mm im Juni absinkt, wenn sich Monatswerte des Niederschlags und der potentiellen Landverdunstung von 40 mm und 94 mm gegenüberstehen.

Zwischen Syktyvkar und Murmansk liegt eine Region mit etwas feuchterem Klima, welches sich vom nördlichen Westsibirien bis nach Finnland verfolgen läßt. Von der sowjetischen Station Koynas und der finnischen Station Kuopio liegen Daten aus dieser Zone vor. Bei etwa gleichen klimatologischen Jahreswasserbilanzen ist das Hydroklima von Koynas etwas ausgeglichener als dasjenige von Kuopio. Sehr augenfällig tritt in den Diagrammen die schwächere Aridität in Koynas hervor, obwohl der Übergangsmoment August an dieser Station die Defizitperiode auf vier Monate verlängert. Der klimatologisch ungünstigste Monat ist in Koynas wiederum der Juni (KWM: -52 mm), in Kuopio jedoch der Juli (KWM: -66 mm). Das klimatologische Jahreswasserdefizit beträgt 104 mm in Koynas bzw. 148 mm in Kuopio. Etwas geringere Niederschläge und eine etwas höhere potentielle Landverdunstung bewirken das größere Defizit in Kuopio. Während der humiden Periode wird an beiden Stationen ein reichlicher Wasserüberschuß erzielt, nämlich 297 mm in Koynas bzw. sogar 333 mm in Kuopio.

Die folgende Gruppe von Diagrammen, Karesuando, Östersund, Göteborg und Tønder stellt ein hydroklimatisches Nord-Süd-Profil dar, das sich von Nordschweden nach Dänemark erstreckt. Karesuando weist mit nur 380 mm Jahresniederschlag von der Einnahmeseite her die ungünstigsten Bedingungen auf. Dieser Mangel verliert jedoch dadurch an Gewicht, daß die potentielle Landverdunstung während der Monate Ok-

tober bis März kaum von Null verschieden ist, so daß die Winterniederschläge verlustlos zum klimatologischen Wasserüberschuß beitragen, welcher in der von August bis April andauernden humiden Periode insgesamt auf 194 mm anwächst. Die Sommerniederschläge setzen im Juni ein, bleiben in diesem Monat jedoch 38 mm hinter dem Wert der potentiellen Landverdunstung zurück. Erst das Niederschlagsmaximum im Juli führt zu einer deutlichen Anhebung der Bilanz. Das klimatologische Wasserdefizit der dreimonatigen ariden Periode weist mit 69 mm einen verhältnismäßig kleinen Betrag auf. Östersund liegt 5,3 Breitengrade südlicher als Karesuando, so daß eine deutlich größere potentielle Landverdunstung die Effektivität der um 152 mm höheren Jahresniederschläge mindert und die klimatologische Jahreswasserbilanz diejenige der Vergleichsstation nur um 40 mm übertrifft. Die Sommerniederschläge sind so günstig verteilt, daß die Defizitsumme weiterhin gering bleibt (76 mm). Eine größere Veränderung zeigt das Diagramm von Göteborg. Die beiden hydroklimatischen Jahreszeiten sind ausgeprägter, und es stehen sich Jahressummen des Wasserüberschusses und des Wasserdefizits von 273 mm bzw. 136 mm gegenüber. Mai und Juni sind die Monate mit dem größten Defizit (um 53 mm), weil die potentielle Landverdunstung dann auf über 100 mm ansteigt, während das Niederschlagsmaximum erst im Juli und August eintritt. Im humiden Jahresabschnitt bleiben die Verdunstungswerte von November bis Februar unter 10 mm, die Niederschläge stehen daher weitgehend für die Vorratsbildung zur Verfügung. März, April und August sind Monate mit nahezu ausgeglichener Wasserbilanz, weshalb anzunehmen ist, daß die Anzahl der ariden bzw. der humiden Monate in den Einzeljahren erheblichen Schwankungen unterliegt. Die dänische Station Tønder gehört einer niederschlagsreicheren Region an, die zudem etwas geringere Verdunstungswerte aufweist als ihre Umgebung. Die humide Periode beginnt bereits im August und setzt mit einem deutlichen Wasserüberschuß ein. Von Oktober bis Januar liegen die Bilanzwerte zwischen 65 mm und 71 mm, und der klimatologische Jahreswasserüberschuß wächst auf 406 mm an. Nach dem Übergangsmontat April sinkt die Wasserbilanz auf -53 mm im Juni ab, weil die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung auch hier auf 100 mm ansteigen. Die Zunahme der Niederschläge im Juli vermag die Aridität bereits wieder zu dämpfen. Das klimatologische Jahreswasserdefizit beträgt 111 mm.

Die Hydroklimata der feuchtesten teilhumiden Regionen spiegeln sich in den Diagrammen von Belmullet, Aberperth und Brest wider. Mit der Darstellung für die Station Belmullet soll das feuchtereiche Klima

an der Westküste Irlands ins Blickfeld gerückt werden. Einem Jahresniederschlag von 1132 mm steht eine Jahressumme der potentiellen Landverdunstung von nur 540 mm gegenüber, so daß das Klima ausgeprägt humid ist. Da die Monatssummen der Niederschläge nicht unter 64 mm hinuntergehen, ist die Existenz einer dreimonatigen Zeit mit, wenn auch kleinem, Defizit recht bemerkenswert. Doch die Monatssummen der potentiellen Landverdunstung steigen bis auf 94 mm im Juni an, so daß die Niederschläge in der Mehrzahl der Jahre den Bilanzausgleich nicht herstellen können. Das Diagramm von Aberperth veranschaulicht, daß in Wales bei leichtem Rückgang der Niederschläge in der strahlungsreichen Jahreszeit eine verlängerte und verstärkte aride Periode auftritt. Im April und August ist die klimatologische Wasserbilanz nahezu ausgeglichen; Mai, Juni und Juli sind deutlich aride Monate mit einem Wasserdefizit von insgesamt 93 mm. Im niederschlagsreichsten Monat November steigt die Wasserbilanz auf 102 mm, und der klimatologische Jahreswasserüberschuß beträgt 502 mm. Die Karten 32 und 33 lassen einen starken Feuchtegradienten in der Bretagne erkennen. Mit 1126 mm Jahresniederschlag ist Brest eine der niederschlagsreichsten Tieflandstationen Europas; dabei tritt zudem der Jahresgang stärker hervor als in Belmullet und Aberperth. Das Minimum des Niederschlags fällt auf die beiden verdunstungsstärksten Monate. Dementsprechend erreicht das klimatologische Jahreswasserdefizit an dieser Station bereits 141 mm. Der Jahreswasserüberschuß hat die gleiche Größenordnung wie in Belmullet. Zwar ist die humide Periode kürzer als dort, doch von November bis Januar liegen die Monatssummen der klimatologischen Wasserbilanz in Brest zwischen 122 mm und 146 mm.

In den regenreichen Küstenregionen Nord- und Westeuropas kann es auch zur Ausbildung vollhumider Klimate kommen. Aus Norwegen sei Bergen hierfür als Beispiel angeführt. Bei Jahressummen des Niederschlags und der potentiellen Landverdunstung von 1958 mm bzw. 453 mm beträgt die klimatologische Jahreswasserbilanz hier 1505 mm. Dabei weisen die beiden Bilanzkomponenten nahezu gegenläufige Jahresgänge auf, so daß eine beträchtliche Jahresschwankung der klimatologischen Wasserbilanz resultiert: 8 mm im Mai stehen 216 mm im Oktober gegenüber. Der klimatologische Wasserüberschuß ist insbesondere im Herbst und Winter groß, Frühjahr und Sommer sind feuchtigkeitsärmere Jahreszeiten, und zwar auch infolge hoher Verdunstungswerte (PLV: Juni 86 mm, Juli 84 mm). Für Schottland belegt die Station Fort William aus dem Ben Nevis-Gebiet ein vollhumides Klima mit einem ähnlichen Bilanzregime wie demjenigen von Bergen. Im Mai und Juni geht die klimatologische Wasserbilanz auf

18 mm bzw. 21 mm zurück und steigt im Januar auf 246 mm an, ihre Jahresschwankung ist damit noch etwas größer als in Bergen. Einen ganz anderen Charakter zeigt der Jahresgang der klimatologischen Wasserbilanz am Alpennordrand. Das Diagramm von Oberstdorf ist wesentlich ausgeglichener als diejenigen der zuvor genannten beiden vollhumiden Stationen, die Jahresschwankung beträgt nur 60 mm. Die geringsten Monatssummen sind hier im April (KWM: 81 mm) und Oktober (KWM: 78 mm) zu verzeichnen, der höchste Wert tritt im Januar (KWM: 138 mm) auf, doch bleibt die

Bilanz vom Juni nur 8 mm hinter der vom Januar zurück. Die klimatologische Jahreswasserbilanz beträgt in Oberstdorf 1300 mm. Feuchter ist das Klima im Hochgebirge, was zum Teil niederschlagsbedingt ist; überall jedoch verringert sich das Verdunstungsvermögen mit Zunahme der Schneedeckendauer. Dementsprechend wurden die Jahressummen der potentiellen Landverdunstung zum Beispiel für den Säntis (2500 m) zu 189 mm und für den Sonnblick (3106 m) zu 79 mm berechnet.

8. SCHLUSSBEMERKUNGEN

Karten, die ein möglichst vollständiges Bild vom Klima eines Raums vermitteln sollen, müssen so inhaltsreich sein, daß sie sich nicht mehr für einen kontinentüberspannenden Überblick eignen. Diese Tatsache war seit jeher der Grund für das Bestreben, eine möglichst inhaltsreiche Klimaaussage anhand nur einer Größe zu treffen. Es war offensichtlich, daß sich dazu kein einzelnes Element - wie Niederschlag, Lufttemperatur udgl. - eignet, sondern daß zu diesem Zweck ein abgeleiteter Wert gefunden werden mußte. In einer richtungweisenden Studie schildert TRANSEAU, 1905, seine Bemühungen, die von ihm postulierte Klimabedingtheit bestimmter Zentren der Vegetation in Nordamerika zu belegen. Er gelangte ans Ziel durch Einführung eines einzigen Zahlenwerts, nämlich des Quotienten aus Niederschlag und der Verdunstung von freien Wasserflächen. Er gibt dazu unter anderem folgende Abschätzungen: "Just as the figures for the rainfall do not represent the amount of water actually available for plants (since it includes the runoff, the part that evaporates, and that which sinks into the ground) so the figures for evaporation do not correspond to the water vapour actually given off by plants, because this is determined largely by the ecological adaption of the individual plants. But the figures have a comparative value in both cases and when combined probably give a fairly correct idea of the distribution of these climatic factors in the eastern Unites States" (S. 884). Qualitativ und quantitativ verbesserte Werte des Verdunstungsvermögens erbrachten keine prinzipiellen Änderungen gegenüber der Karte von TRANSEAU, und die Bedeutung der beiden hydroklimatologischen Größen Niederschlag und potentielle Landverdunstung für den Landschaftshaushalt konnte auch auf anderen Kontinenten aufgezeigt werden. Bezüglich des Verdunstungsterms demonstrieren nicht zuletzt die zahlreichen meteorologischen Elemente, die zu seiner Abschätzung entsprechend des PENMAN-Konzepts erforderlich sind, die Komplexität dieser Größe. Deswegen kann WARD (1967:163) schreiben, daß die potentielle Evapotranspiration "a useful guide to the main cli-

matic characteristics (excluding rainfall) of a given area" ist.

Der Mangel an Daten der potentiellen Landverdunstung hat der Erarbeitung einer Erdkarte der Hydroklimate unter Verwendung eines dem TRANSEAU'schen entsprechenden hydroklimatologischen Quotienten offenbar bisher im Wege gestanden. Allerdings existieren inzwischen die von der Welternährungsorganisation (FAO), der UNESCO und der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) 1977 herausgebrachten Karten der Trockenheitsklimate, für die von uns berechnete Verdunstungswerte herangezogen wurden. Wir selbst haben - wegen anderer Zielsetzung - für die hier vorgelegten Kontinentkarten der Verwendung der hydroklimatologischen Differenz nach PENCK, 1910, den Vorzug gegeben, da diese dem bezeichneten Quotienten gleichwertig ist, darüber hinaus aber auch absolute quantitative Aussagen gestattet und damit vielseitiger verwendbar ist, insbesondere in der angewandten Klimatologie. Die vorgelegten Karten der potentiellen Landverdunstung und der klimatologischen Jahreswasserbilanz ergänzen die bereits existierenden Niederschlagskarten, mit denen zusammen sie einen Überblick liefern und eine erste hydroklimatologische Orientierung ermöglichen. Zu Interpretation, Verständnis und Beurteilung der hydroklimatologischen Verhältnisse ist es jedoch unumgänglich, auch die Karten des klimatologischen Jahreswasserüberschusses und des klimatologischen Jahreswasserdefizits - einschließlich der Karten mit dessen Eintrittszeiten - heranzuziehen. Bei Detailstudien wird man auf die Hydroklimadiagramme bzw. auf die einzelnen Monatswerte der hydroklimatologischen Größen nicht verzichten können, die publizierte Auswahl kann diesbezüglich nur beispielgebend sein. Abschließend sei noch einmal hervorgehoben, daß die vorgelegten Karten den derzeitigen Stand der Dateninformation vermitteln sollen und daher allein auf den vorgefundenen Stationswerten basieren, weshalb insbesondere die Gebirgsklimate im allgemeinen unberücksichtigt geblieben oder höchstens angedeutet sind.

SUMMARY

A comprehensive survey of the hydroclimatological conditions of the continents is given by means of 36 continent maps and 250 diagrams for selected stations. The maps show the mean annual potential evapotranspiration of the real land surface - bare soil, rock, or various types or degrees of vegetation or snow cover, respectively -, the mean annual climatological water balance (precipitation minus potential evapotranspiration), the mean annual climatological water surplus (the total of all positive monthly values of the climatological water balance), and the mean annual climatological water deficit (the total of all negative monthly values of the climatological water balance). Two more series of maps show the number of months with a negative climatological water balance as well as these months themselves.

The maps are based on the data of nearly 4000 meteorological stations. For 250 of these stations, the monthly mean values of the climatological water balance, precipitation and potential evapotranspiration are presented in the diagrams.

The potential evapotranspiration was calculated by PENMAN's combination equation; however, the energy term of this equation was estimated after ALBRECHT. This means that in addition to net radiation also the ground/air heat exchange and the amounts of energy needed to warm up the cold rain (allowed for only in the tropics) and to melt the snow in the post-frost period were included in the energy term of the PENMAN equation. For the determination of net radiation, cloud cover is used in the ALBRECHT formulae instead of sunshine duration in the PENMAN concept. By the ALBRECHT formulae, the atmosphere's moisture content, the optical air mass, the eclipticity of the earth's orbit, multiple reflexion, and the ratio of total to low cloud amount are further allowed to influence incoming shortwave radiation; an iteratively calculated surface temperature controls outgoing longwave radiation and the atmospheric counter-radiation is approximated by an Ångström approach. Developing ALBRECHT, reasonably realistic estimates of surface albedo were derived from the data of relative humidity and air temperature, compare HENNING, I. & D. 1977.

Altogether, long-term monthly mean values of the following meteorological elements were processed:

air temperature, relative humidity, vapor pressure, total cloud cover, sunshine duration, wind speed, air pressure; precipitation.

In case that air pressure or wind speed were not available at a specific station, statistical values of these quantities were utilized. When cloud cover was missing, it was calculated from sunshine duration by a specifically developed routine. If necessary, also vapor pressure was calculated from relative humidity, or vice versa, making some allowance for the nonlinearity of the relationship between both quantities.

The continent maps shown represent analyses of the results obtained for the available meteorological stations. However, stations with an observational program allowing to calculate potential evapotranspiration normally are operated in populated areas only; therefore, the climates of the mountains have, in general, not been considered. Concerning the mountain climates reference is made, however, to Table 1 and Table 2 (page 19) as well as to HENNING, I. 1980, and HENNING, I. & D. 1981.

According to a generally accepted definition applying to land surfaces, humid climates are found there where, on the annual average, precipitation surmounts potential evapotranspiration, and arid climates are found there where the reverse is true. This means that the regions which show positive values of the annual climatological water balance - see maps 2, 8, 14, 20, 26 and 32 - are those with humid climates and that the regions which show negative such values are those with arid climates. The location of the equilibrium line of the annual climatological water balance, the so-called climatological dryness line which indicates that belt where the mean annual amounts of precipitation and potential evapotranspiration cancel out, now demonstrates that the extent of the regions with arid climates is considerably larger than has hitherto been traced by climate classifications by which, in most cases, the climatic aridity was assessed by functions of air temperature. However, geocological criteria agree quite well with the results presented here.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALBRECHT, F. (1962): Die Berechnung der natürlichen Verdunstung (Evapotranspiration) der Erdoberfläche aus klimatologischen Daten. Ber. DWD, 11 (83), Offenbach a.M.
- ALBRECHT, F. (1965): Untersuchungen des Wärme- und Wasserhaushaltes der südlichen Kontinente. Ber. DWD 14 (99), Offenbach a.M.
- ARAKAWA, H. (1969): Climates of Northern and Eastern Asia. Siehe Landsberg, H.E. Vol. 8.
- ATANASIU, N. (1952): Die Wasserversorgung unserer Kulturpflanzen in Abhängigkeit vom Klima und Boden. Ber. DWD US-Zone 32, 9-13.
- BAUMGARTNER, A. und E. REICHEL (1975): Die Weltwasserbilanz. München.
- BAUMGARTNER, A., H. MAYER und W. METZ (1976): Globale Verteilung der "Oberflächenalbedo". Meteorol. Rdsch. 29, 38-43.
- BERG, L.S. (1958, 1959): Die geographischen Zonen der Sowjetunion. 2 Bände. Leipzig.
- BERLJAND, T.G., Ed. (1970): Solar Radiation and Radiation Balance Data (The World Network), Annual Data 1964-1968. Leningrad.
- BORCHERT, J.R. (1950): The Climate of the Central North American Grassland. Ann. Ass. Amer. Geogr. 40, 1-39.
- BRICHAMBAUT, G. Perrin de and C.C. WALLEN (1963): A Study of Agroclimatology in Semi-arid and Arid Zones of the Near East. WMO Technical Notes 56. Geneva.
- BROWN, L.H. and J. COCHEME (1973): A Study of the Agrometeorology of the Highlands of Eastern Africa. WMO Technical Notes 125. Geneva.
- BRUNIG, E.F. (1969): On the Seasonality of Droughts in the Lowlands of Sarawak (Borneo). Erdkunde 23, 127-133.
- BRUNIG, E.F. (1974): Ecological Studies in the Kerangas Forest of Sarawak and Brunei. Kuching.
- BRYSON, R.A. and F.K. HARE, Ed. (1974): Climates of North America. Siehe Landsberg, H.E. Vol. 11.
- BUSINGER, J.A. (1956): Some Remarks on Penman's Equations for the Evapotranspiration. Netherlands J. Agricult. Sci. 4, 77-80.
- COCHEME, J. and P. FRANQUIN (1967): An Agroclimatological Survey of a Semiarid area in Africa South of the Sahara. WMO Technical Notes 86. Geneva.
- EIMERN, J. van (1971): Wetter und Klimakunde für Landwirtschaft, Garten- und Weinbau. Stuttgart.
- ERIKSSON, B. (1981): Den "potentiella" Evapotranspirationen i Sverige. SMHI Report RHO 27. Norrköping.
- FAO, Unesco, WMO (1977): World Maps of Desertification. UNCOD Background papers. Nairobi.
- FRERE, M., J.Q. RIJKS Y J. REA (1978): Estudio Agroclimatologico de la Zona Andina. WMO Technical Notes 161. Geneva.
- GENTILLI, J., Ed. (1971): Climates of Australia and New Zealand. Siehe Landsberg, H.E. Vol. 13.
- GRIFFITH, J.F., Ed. (1971): Climates of Africa. Siehe Landsberg, H.E. Vol. 10.
- HAIGH, F.B. (1964): Irrigation Potential and Problems. Austral. Acad. Sci.: Water Resources Use and Management. 21-35. Melbourne.
- HENDL, M. (1963): Systematische Klimatologie. Berlin.
- HENNING, D. (1970): Comparative Heat Balance Calculations: First Results of a Global Investigation. IAHS-Unesco Symposium on World Water Balance. IAHS-Publ. 93 u. 94, 361-376 u. 80-87. (= Symposium Vol. 2 u. 3).
- HENNING, D. und H. FLOHN (1977): Climate Aridity Index Map. Siehe FAO, Unesco, WMO.
- HENNING, I. (1980): Hydroklimatologische Höhenstufen im raum-zeitlichen Wechsel. In: Jentsch, C. und H. Liedtke (Hrsg.): Höhengrenzen in Hochgebirgen. Arb. Geogr. Inst. Univ. d. Saarlandes 29, 213-231
- HENNING, I. und D. HENNING (1976): Die klimatologische Trockengrenze. Meteorol. Rdsch. 29, 142-151
- HENNING, I. und D. HENNING (1977): Klimatologische Wasserbilanz von Deutschland. Ann. Meteorol. (N.F.) 12, 119-123. Offenbach a.M.
- HENNING, I. und D. HENNING (1977): Klimatologische Wasserbilanz von Nordamerika. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B., 25, 51-66 und 117-125.
- HENNING, I. und D. HENNING (1980): Kontinent-Karten der potentiellen Landverdunstung. Mittlere Jahressummen, berechnet mit dem Penman-Ansatz. Meteorol. Rdsch. 33, 18-30.
- HENNING, I. und D. HENNING (1981): Potential Evapotranspiration in Mountain Geoecosystems of Different Altitudes and Latitudes. Mountain Research Development 1 (3-4), 267-274.
- HENNING, I. und D. HENNING (1982): Climatological Precipitation Deficit in Equatorial Southeast Asia According to a New Calculation of Potential Evapotranspiration After Penman (Modified). Climatological Notes 29, 93-97. Tsukuba, Japan.
- HENNING, I. und D. HENNING (1984): Zu Wärmehaushalt und Hydroklima der nordamerikanischen Deserts. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B 34, 341-352.

- HOFFMANN, J.A.J., Ed. (1975): Climatic Atlas of South America. WMO Geneva.
- JAMIESON, P. D. and R. W. HEINE (1977): Measurement of evaporation under north-east and north-west wind in Canterbury. New Zealand Dept. Sci. Ind. Res., Inform. Ser. 126, 180-185. (Zit. nach Geo-Abstracts, Ser. B, 79 (4), 412.)
- KESSLER, A. (1973): Zur Klimatologie der Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche. Erdkunde 27, 1-10.
- KORTE, W. (1958): Klimatische Wasserbilanz. Landbauforsch. Völkenrode 8, 90-91.
- KRISTENSEN, K.J. (1979): A Comparison of Some Methods for Estimation of Potential Evaporation. Nordic Hydrology 10, 239-250.
- KUHNKE, A. (1936): Die Abhängigkeit des Pflanzenertrages von der Wasserverdunstung. Schr. Königsberger Gelehrten Ges., Natwi. Kl., 13 (4), 58-158. Halle (Saale).
- KÜCHLER, A.W. (1966): Potential Natural Vegetation. National Atlas Sheet 90. U.S. Dept. Interior, Geol. Survey, Washington D.C. 1969.
- LANDSBERG, H.E. (ab 1969): World Survey of Climatology. Amsterdam.
- LEDGER, D.C. and A.S. THOM (1977): 200 Years of Potential Moisture Deficit in South-East Scotland. Weather 32 (9), 342-349.
- LYDOLPH, P.E., Ed. (1977): Climates of the Soviet Union. Siehe Landsberg, H.E. Vol. 7.
- MATHER, J.R. (1978): The Climatic Water Budget in Environmental Analysis. Lexington, Mass.
- MOHRMANN, J.C.J. and J. KESSLER (1959): Waterdeficiencias in European Agriculture. A Climatological Survey. Intern. Inst. for Land Reclamation and Improvement, Publ. 5. Wageningen. Auch in: Thran, P. and S. Broekhuizen: Agro-climatic Atlas of Europe. Vol. 1 Agroecological Atlas of Cereal Growing in Europe. Amsterdam 1965.
- OLDEMAN, L.R. and M. FRERE (1982): A Study of the Agroclimatology of the Humid Tropics of South-east Asia. WMO Technical Notes 179. Geneva.
- OLIVEIRA, M.O. de, F.S. DA MOTA and J.B. DA SILVA (1980): Estimates of Potential Evapotranspiration (Penman) as a Function of Geographical Factors in Brazil. Agric. Meteorol. 22, 207-215.
- PENCK, A. (1910): Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage. Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akad. Wiss. 12, 236-246
- PENMAN, H.L. (1948): Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil, and Grass. Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, Math. Phys. Sci., 193, No. 1032
- PENMAN, H.L. (1949): A General Survey of Meteorology in Agriculture and an Account of the Physics of Irrigation Control. Quart. J. Roy. Met. Soc. 75, 293-302
- PENMAN, H.L. (1956): Estimating Evaporation. Trans. Amer. Geophys. Union 37, 43-46
- PFAU, R. (1966): Ein Beitrag zur Frage des Wassergehalts und der Beregnungsbedürftigkeit landwirtschaftlich genutzter Böden im Raume der Europäischen Wirtschaftsgemeinschaft. Meteorol. Rdsch. 19, 33-46.
- PROHASKA, F. (1976): The Climate of Argentine, Paraguay and Uruguay. Siehe Schwerdtfeger, W.
- REICHEL, E. (1929): Der Trockenheitsindex, insbesondere für Deutschland. Ber. Tätigkeit Preuß. Meteor. Inst. 1928. Berlin.
- SCHREPFER, H. (1935): Der Nordwesten. In: N. Krebs (Hrsg.): Landeskunde von Deutschland. Leipzig.
- SCHWERDTFEGER, W., Ed. (1976): Climates of Central and South America. Siehe Landsberg, H.E. Vol. 12.
- STEINHAUSER, F. (1970): Climatic Atlas of Europe. WMO, Unesco. Geneva, Paris.
- TAKAHASHI, K. and H. ARAKAWA, Ed. (1981): Climates of Southern and Western Asia. Siehe Landsberg, H.E. Vol. 9.
- THOM, A.S. and H.R. OLIVER (1977): On Penman's Equation for Estimating Regional Evaporation. Quart. J. Roy. Met. Soc. 103, 345-357.
- THORNTHWAITE, C.W. (1948): An Approach toward a Rational Classification of Climate. Geogr. Rev. 38, 55-94.
- TRANSEAU, E.N. (1905): Forest Centers of Eastern America. American Naturalist 39 (468), 875-889.
- TREWARTHA, G.T. (1961): The Earth's Problem Climates. Madison, Wisconsin. 2. Aufl. 1981.
- UHLIG, S. (1959): Wasserhaushaltsbetrachtungen nach Thornthwaite. Z. F. Acker- u. Pflanzenbau 109 (4), 384-407.
- VEIHMEYER, F.J. and A.H. HENDRICKSON (1955): Does Transpiration Decrease as the Soil Moisture Decrease? Trans. Amer. Geophys. Union 36, 425-448.
- WALLEN, C.C., Ed. (1970): Climates of Northern and Western Europe. Siehe Landsberg, H.E. Vol. 5.
- WALLEN, C.C., Ed. (1977): Climates of Central and Southern Europe. Siehe Landsberg, H.E. Vol. 6.
- WALTER, H. (1967): Das Pampaproblem in vergleichend ökologischer Betrachtung und seine Lösung. Erdkunde 21, 181-203.
- WALTER, H. (1974): Die Vegetation Osteuropas, Nord- und Zentralasiens. Stuttgart.
- WARD, R.C. (1967): Principles of Hydrology. London. 2. Aufl. 1975.
- WARD, R.C. (1976): Evaporation, Humidity and the Water Balance. In: Chandler, T.J. and S. Gregory (Ed.): The Climates of the British Isles. London.
- WATTS, I.E.M. (1955): Rainfall of Singapore Island. Malay. J. Trop. Geogr. 7, 1-71.

ANHANG 1

KARTEN

KARTENVERZEICHNIS

S Ü D A M E R I K A

- Karte 1 Südamerika: Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung.
- Karte 2 Südamerika: Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz.
- Karte 3 Südamerika: Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß.
- Karte 4 Südamerika: Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit.
- Karte 5 Südamerika: Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz.
- Karte 6 Südamerika: Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz.

A F R I K A

- Karte 7 Afrika: Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung.
- Karte 8 Afrika: Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz.
- Karte 9 Afrika: Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß.
- Karte 10 Afrika: Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit.
- Karte 11 Afrika: Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz.
- Karte 12 Afrika: Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz.

A U S T R A L I E N

- Karte 13 Australien: Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung.
- Karte 14 Australien: Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz.
- Karte 15 Australien: Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß.
- Karte 16 Australien: Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit.
- Karte 17 Australien: Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz.
- Karte 18 Australien: Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz.

N O R D A M E R I K A

- Karte 19 Nordamerika und Mittelamerika: Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung.
- Karte 20 Nordamerika und Mittelamerika: Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz.
- Karte 21 Nordamerika und Mittelamerika: Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß.
- Karte 22 Nordamerika und Mittelamerika: Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit.
- Karte 23 Nordamerika und Mittelamerika: Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz
- Karte 24 Nordamerika und Mittelamerika: Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz.

A S I E N

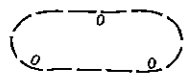
- Karte 25 Asien: Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung.
- Karte 26 Asien: Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz.
- Karte 27 Asien: Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß.
- Karte 28 Asien: Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit.
- Karte 29 Asien: Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz.
- Karte 30 Asien: Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz.

E U R O P A

- Karte 31 Europa: Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung.
- Karte 32 Europa: Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz.
- Karte 33 Europa: Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß.
- Karte 34 Europa: Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit.
- Karte 35 Europa: Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz
- Karte 36 Europa: Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz.

Zeichenerklärung

— 10 — Isolinie



Begrenzungslinie eines Gebietes mit Null-Werten

ergänzende Stationsangaben:

•¹²² 122 cm

⊙ 101 - 200 cm

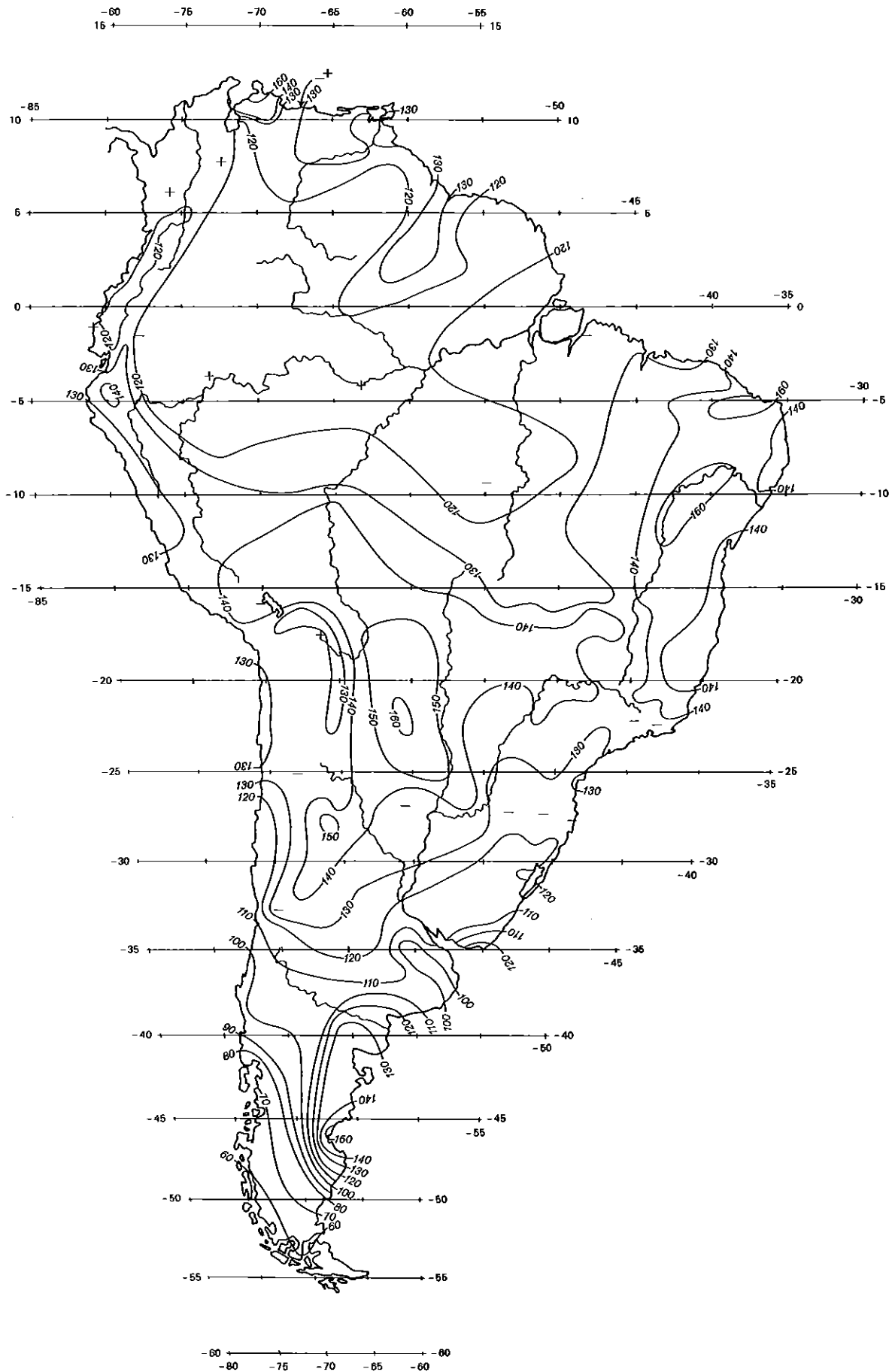
⊖ 201 - 300 cm

● 301 - 400 cm

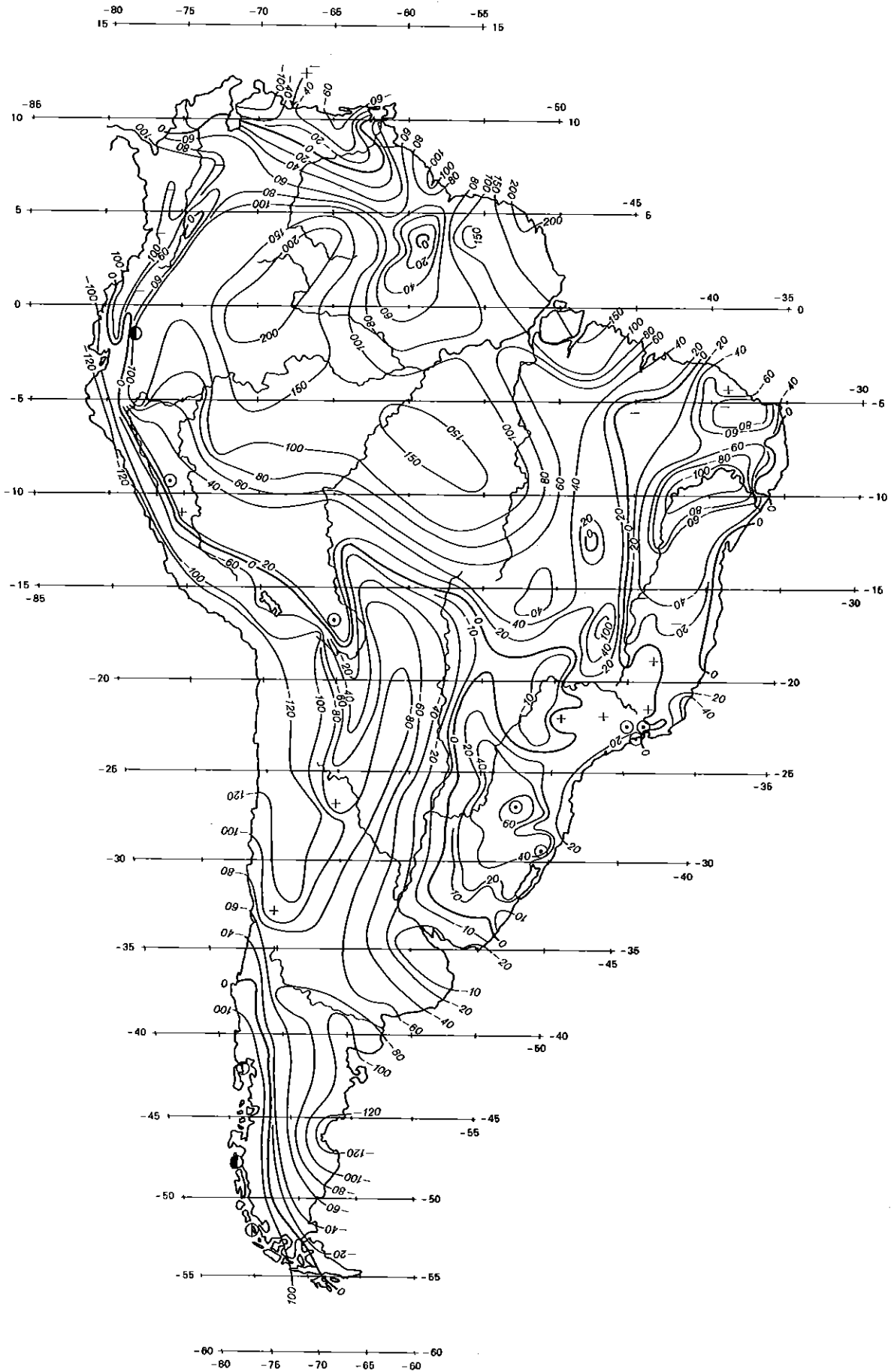
● >400 cm

+ Stationen mit einem größeren/

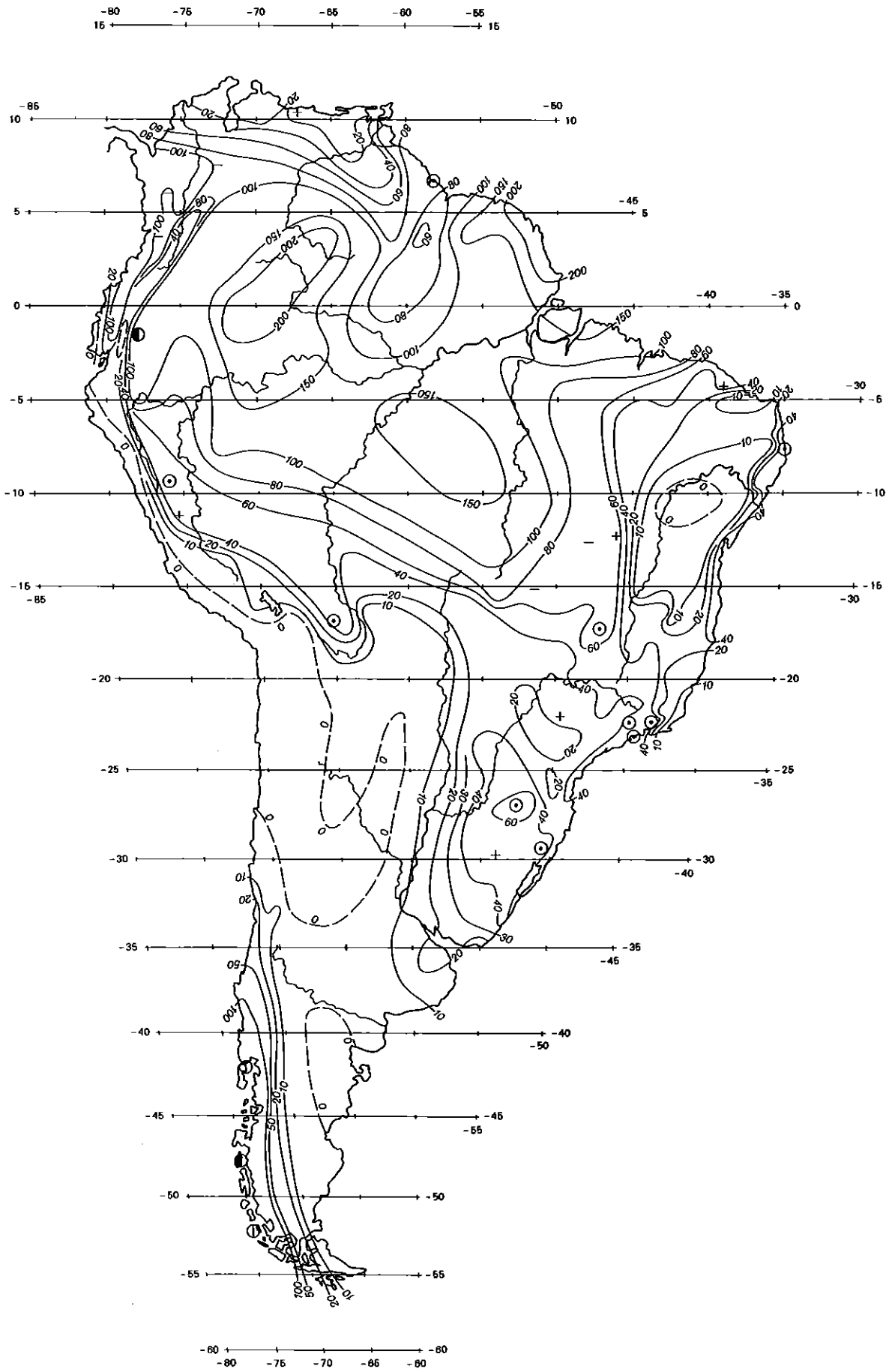
- kleineren Wert als durch Isolinien angezeigt



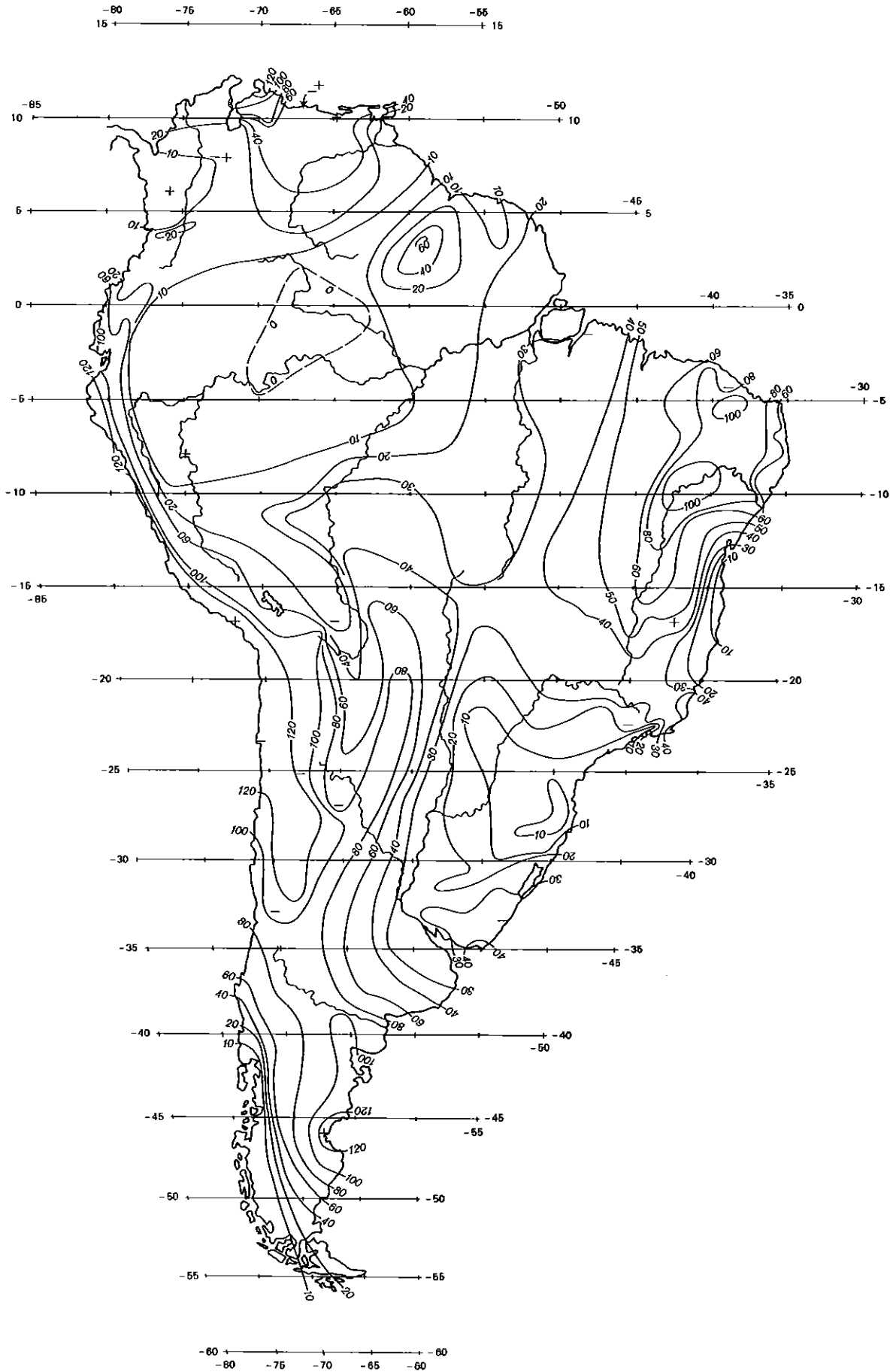
Karte 1 Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung, cm.
 Mean annual potential evapotranspiration of the given land surface, cm.



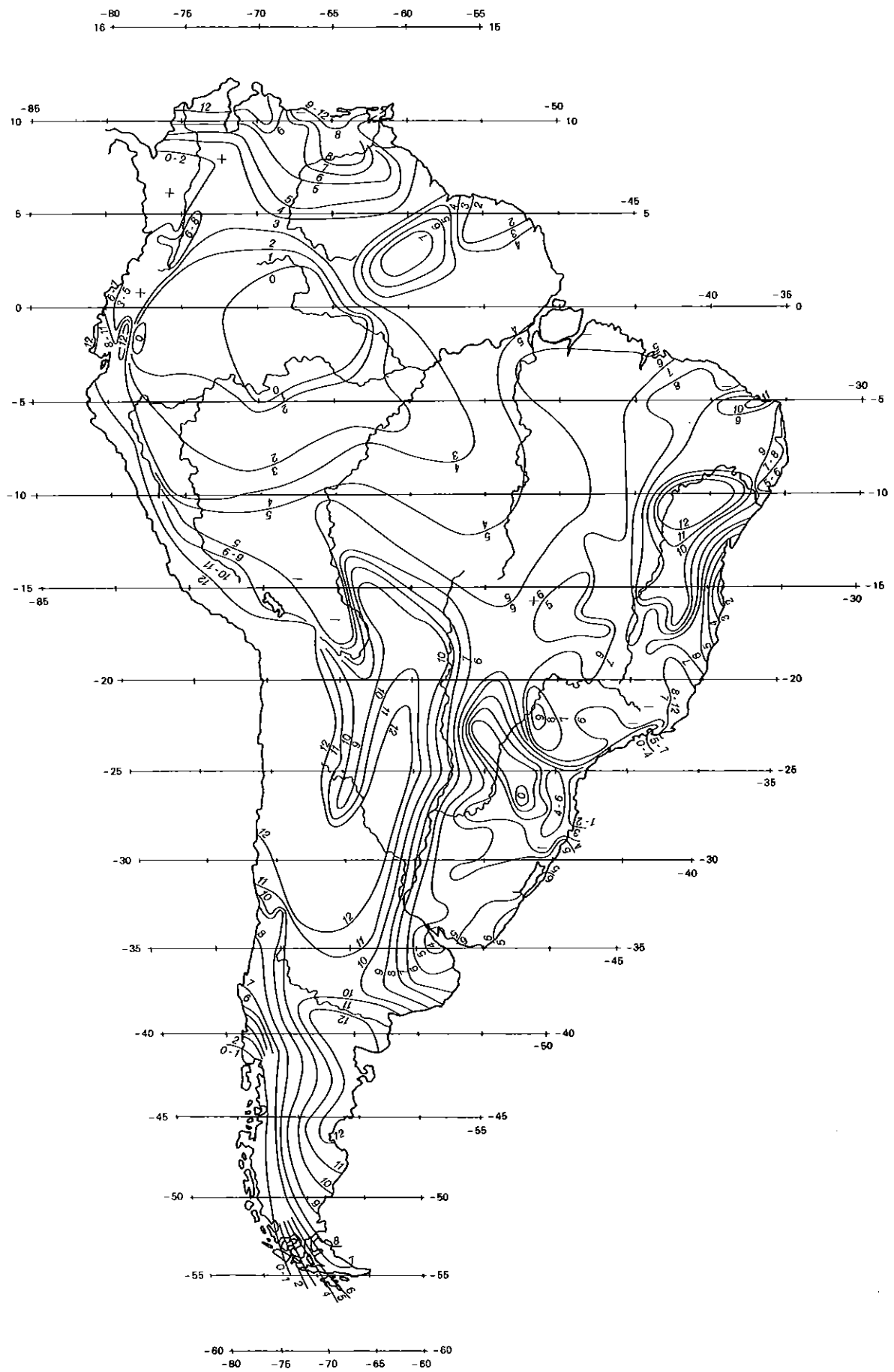
Karte 2 Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz, cm.
 Mean annual climatological water balance, cm.



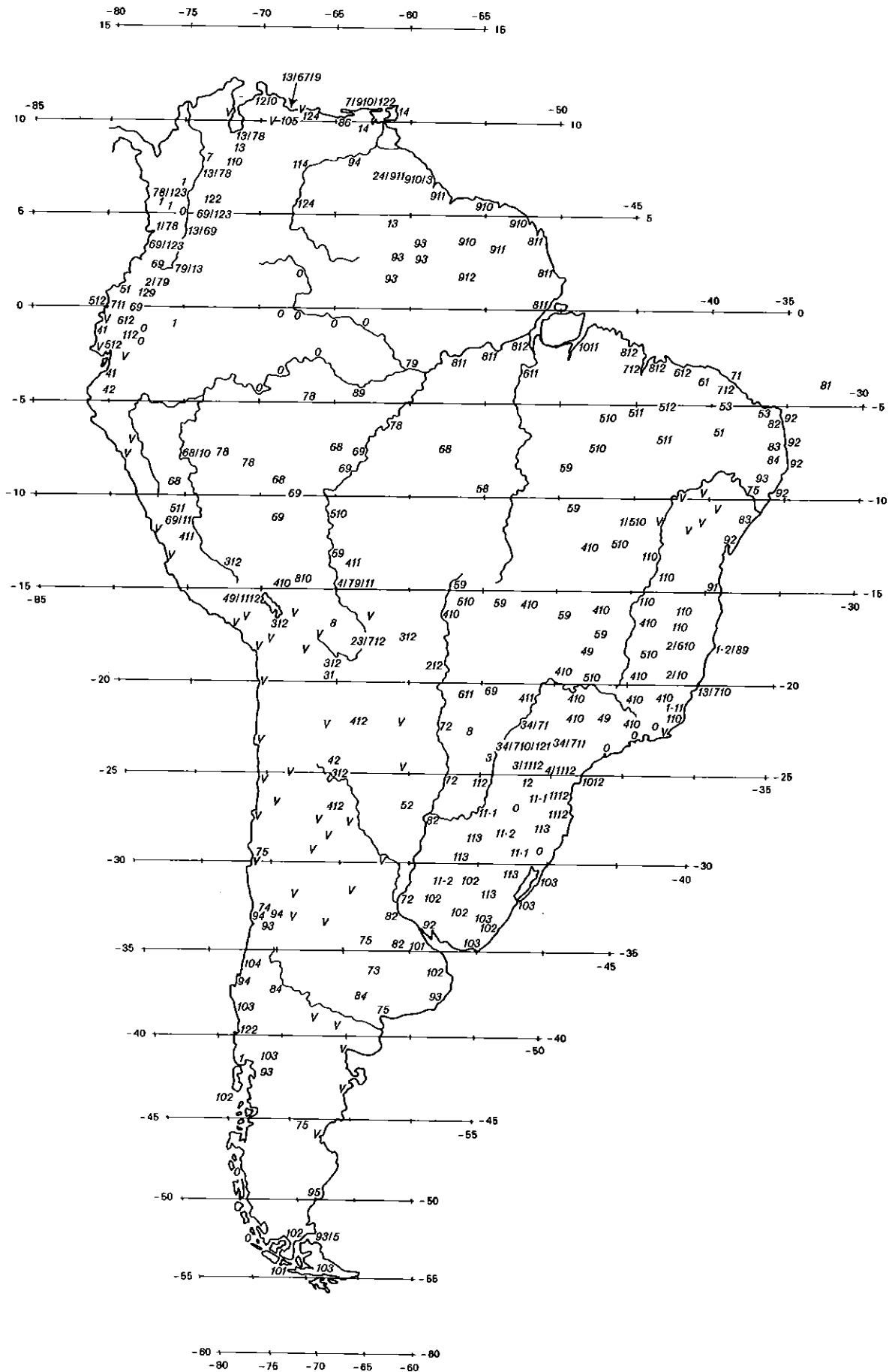
Karte 3 Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß, cm.
 Mean annual climatological water surplus, cm.



Karte 4 Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit, cm.
 Mean annual climatological water deficit, cm.

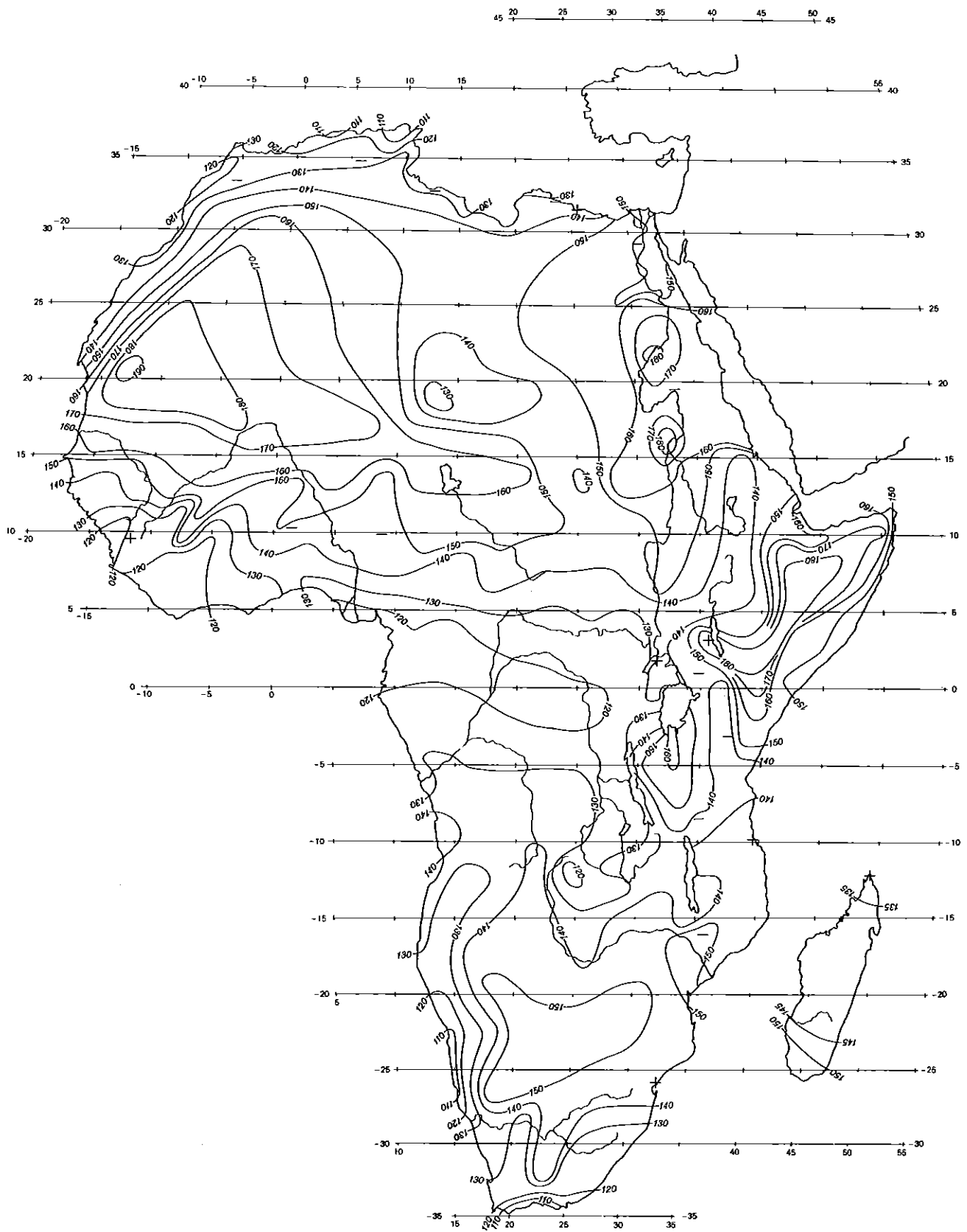


Karte 5 Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz.
Average number of months with a negative climatological water balance.

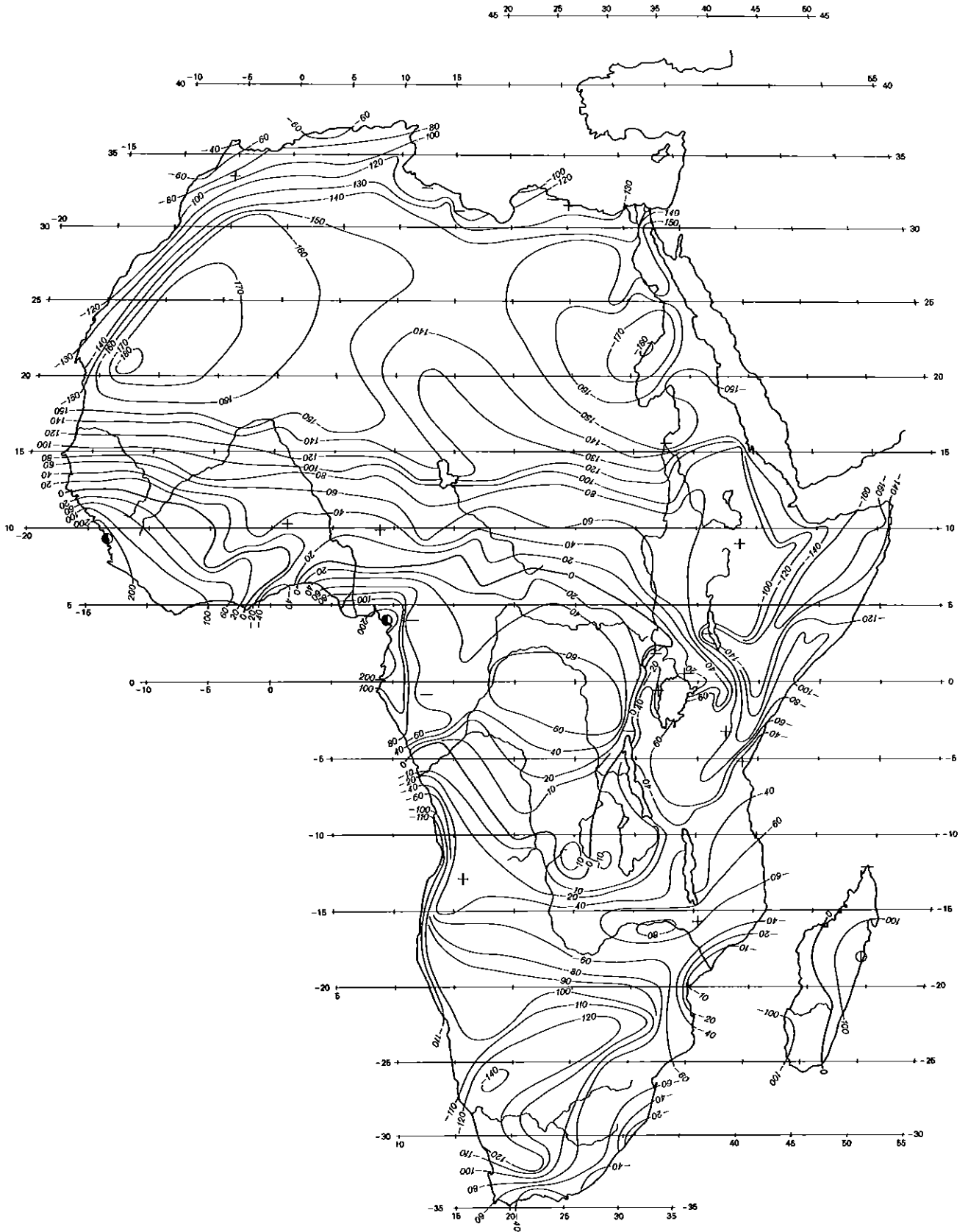


Karte 6 Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz
(v = ganzjährig, 410 = April bis Oktober).

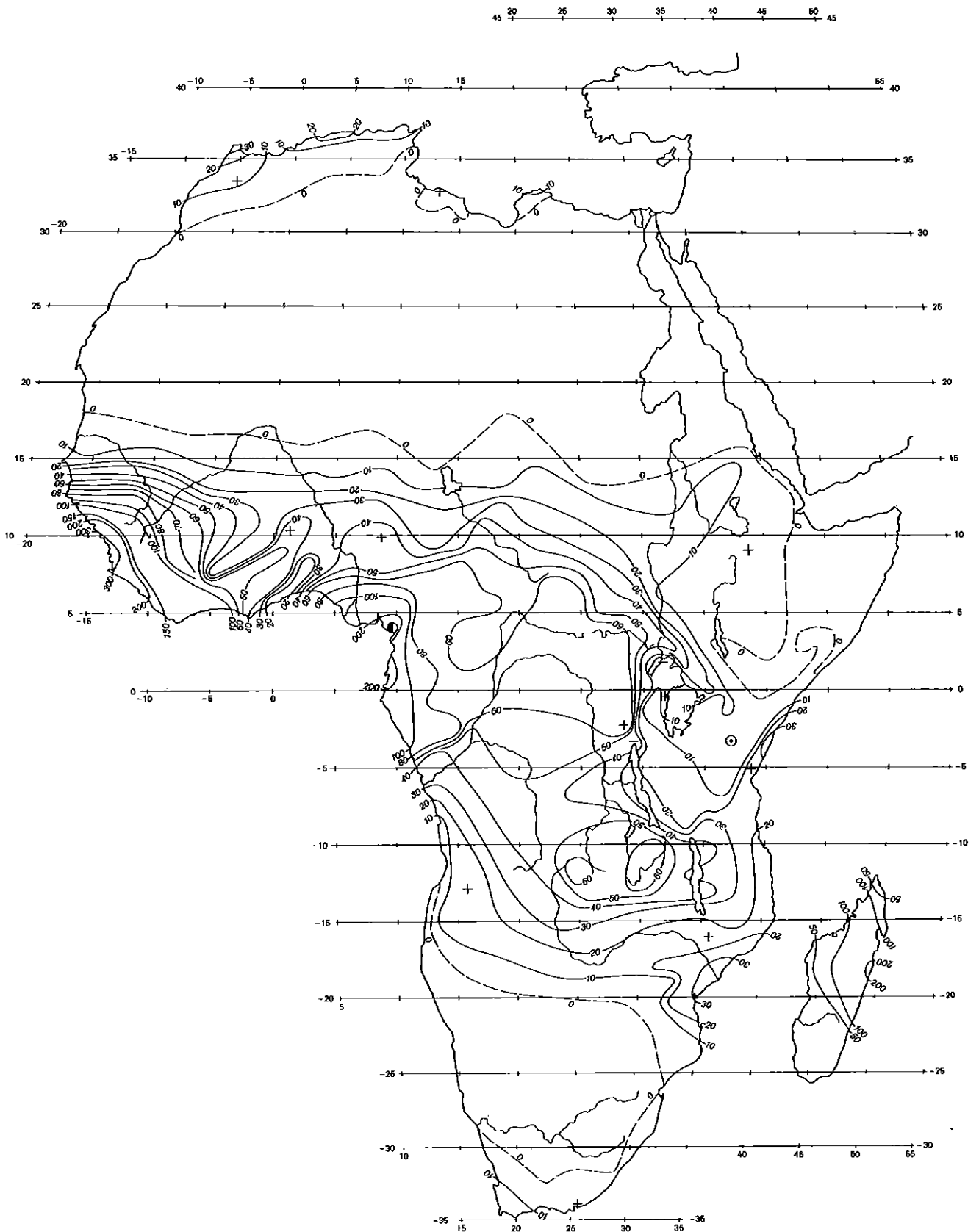
Those months during which the climatological water balance is negative
(v = throughout the year, 410 = April to October).



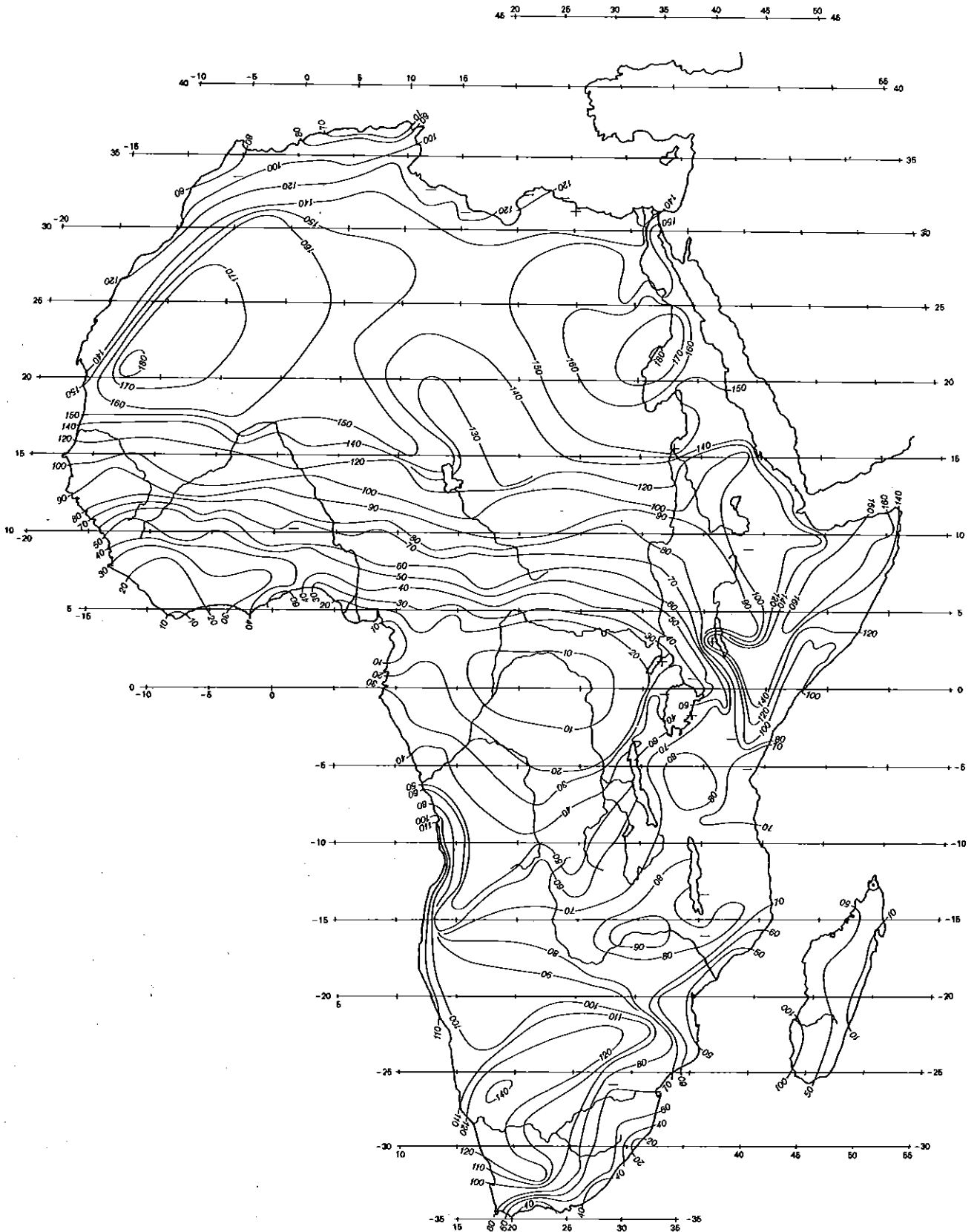
Karte 7 Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung, cm.
 Mean annual potential evapotranspiration of the given land surface, cm.



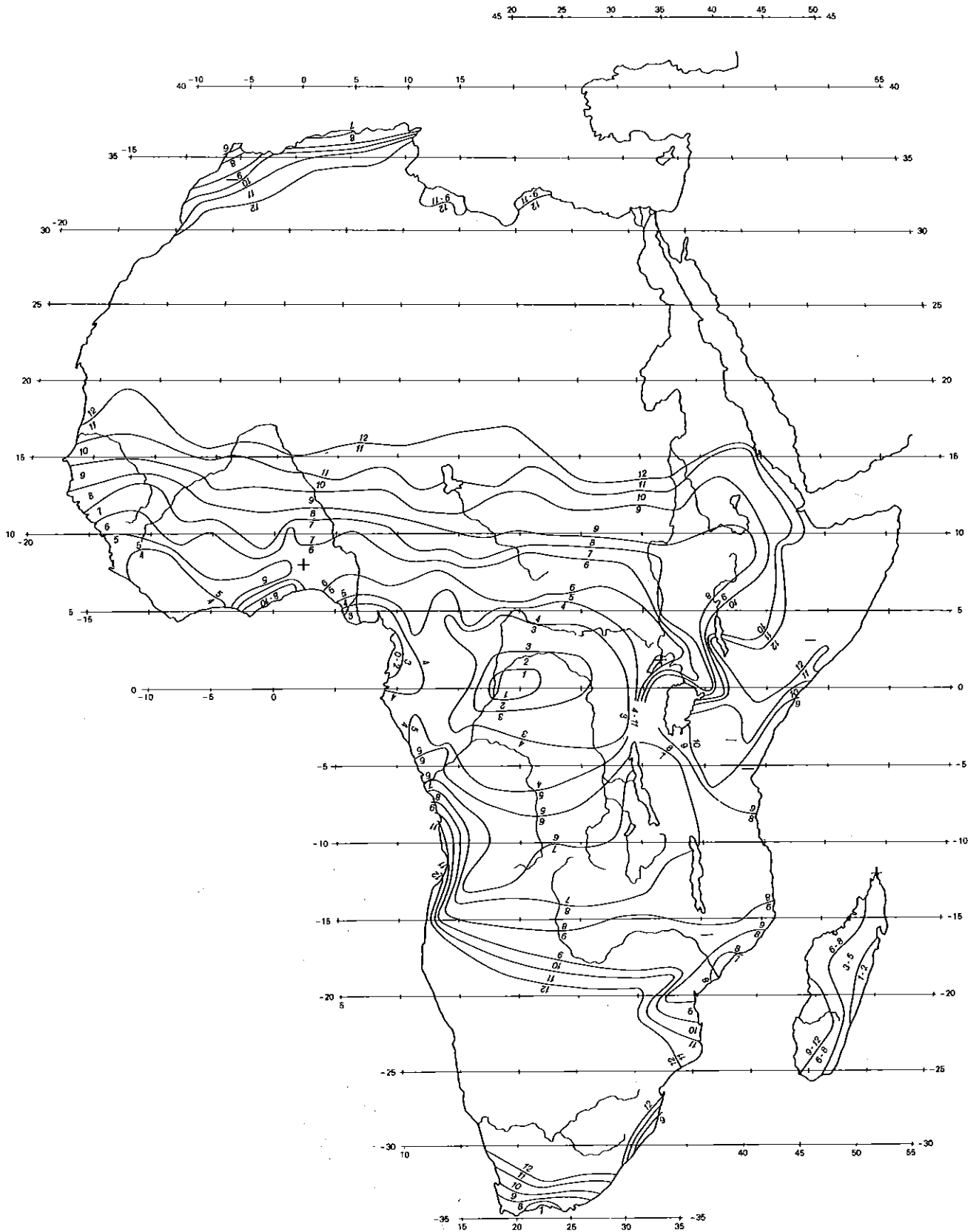
Karte 8 Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz, cm.
 Mean annual climatological water balance, cm.



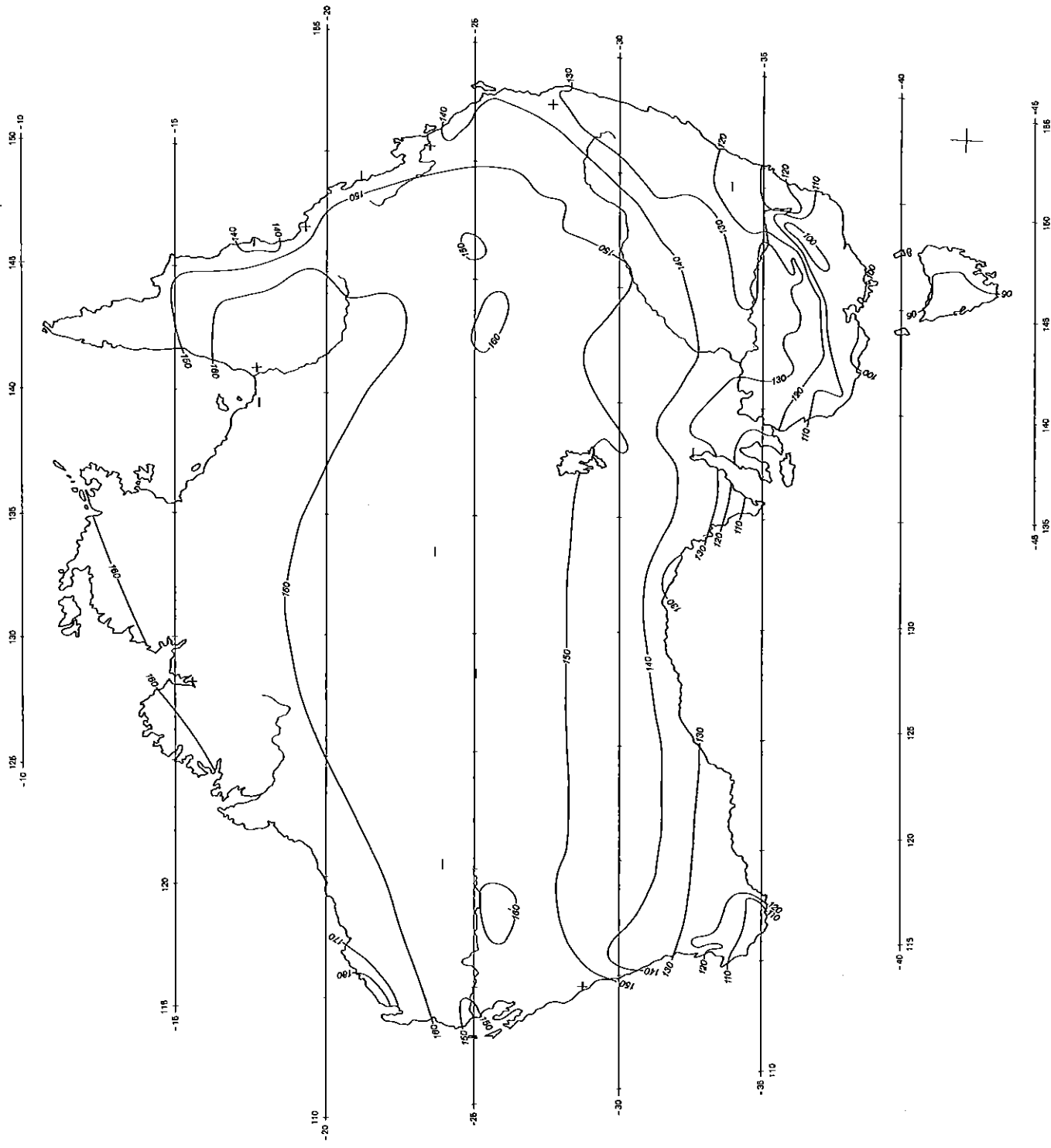
Karte 9 Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß, cm.
 Mean annual climatological water surplus, cm.



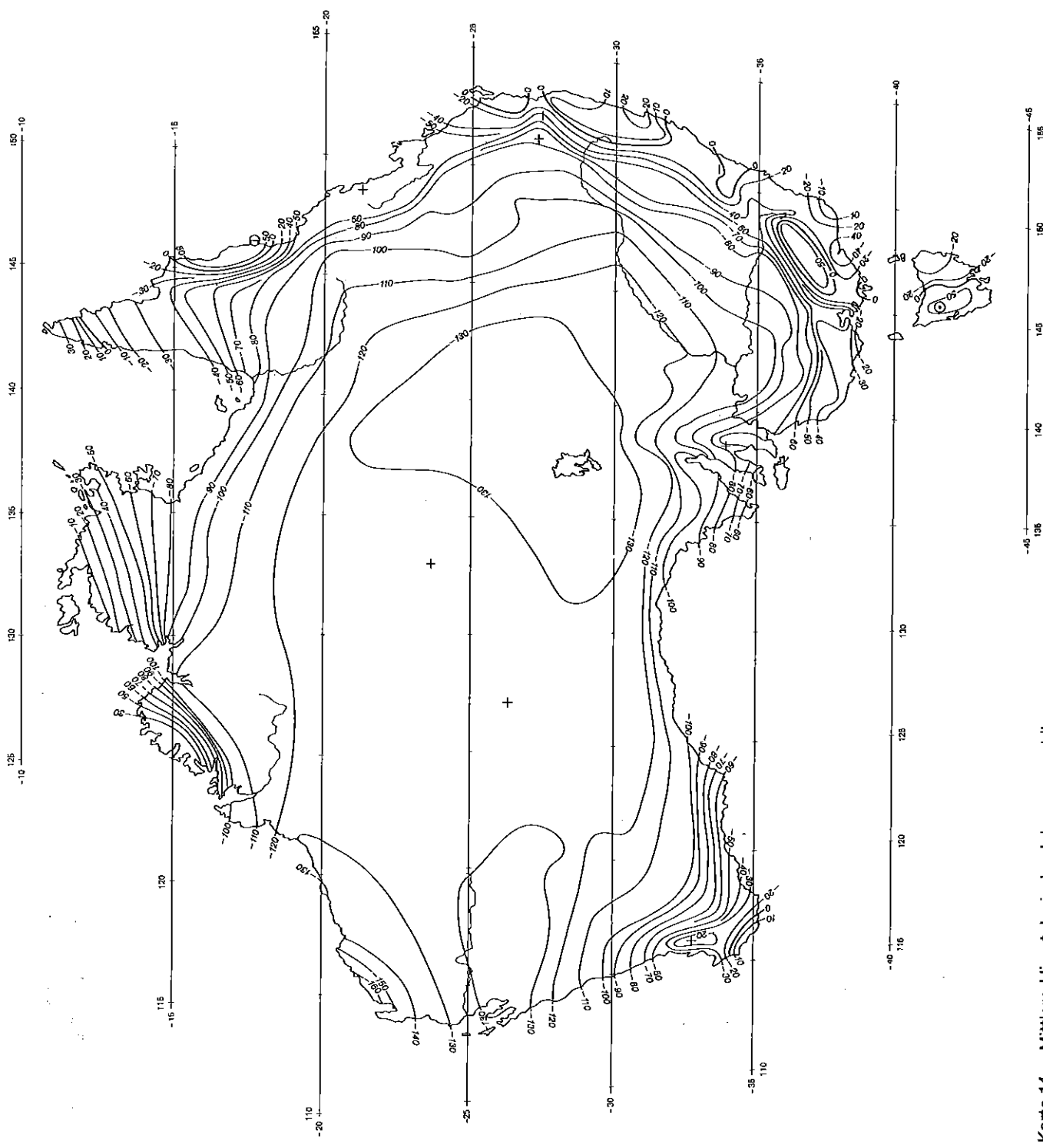
Karte 10 Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit, cm.
 Mean annual climatological water deficit, cm.



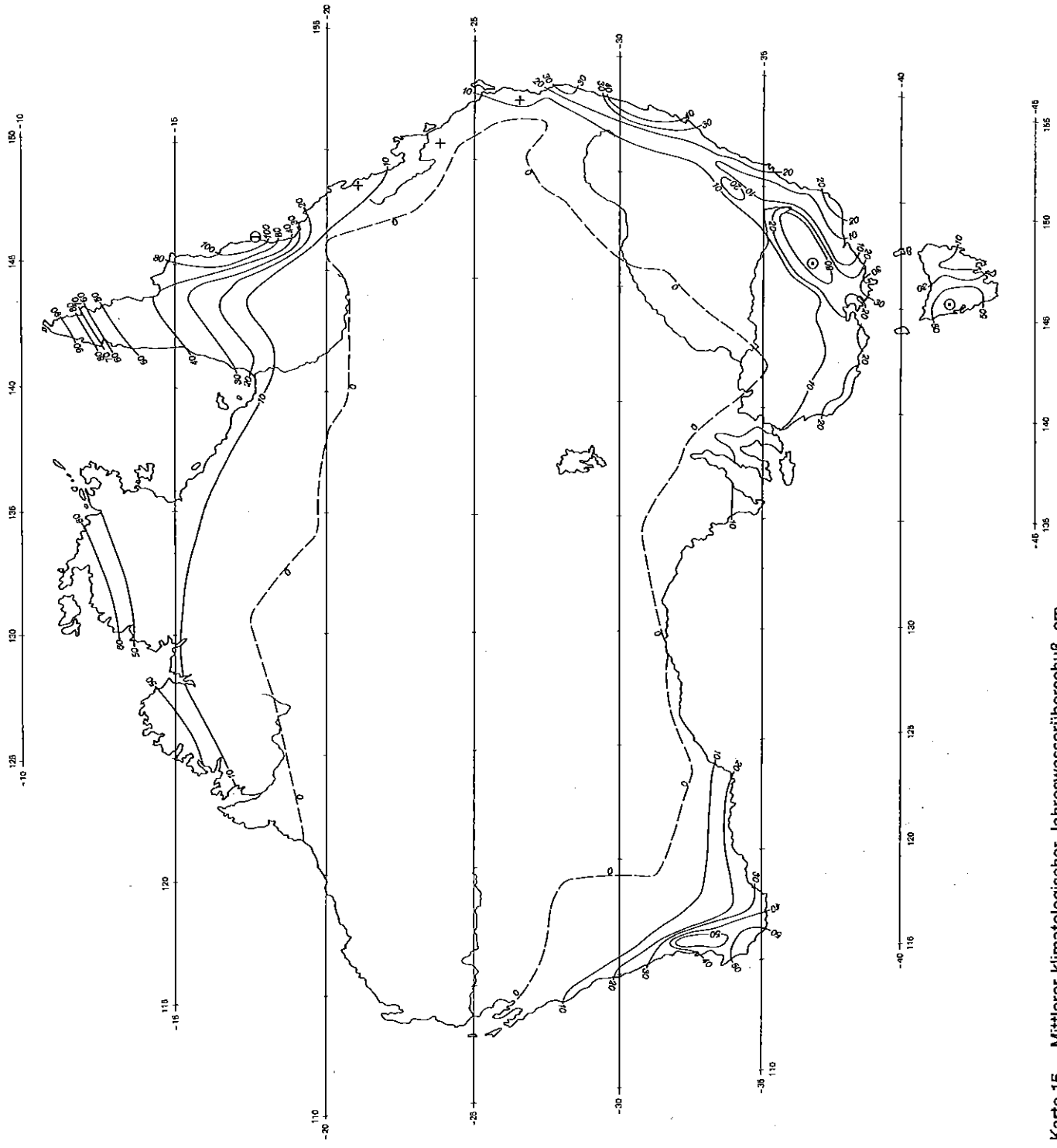
Karte 11 Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz.
Average number of months with a negative climatological water balance.



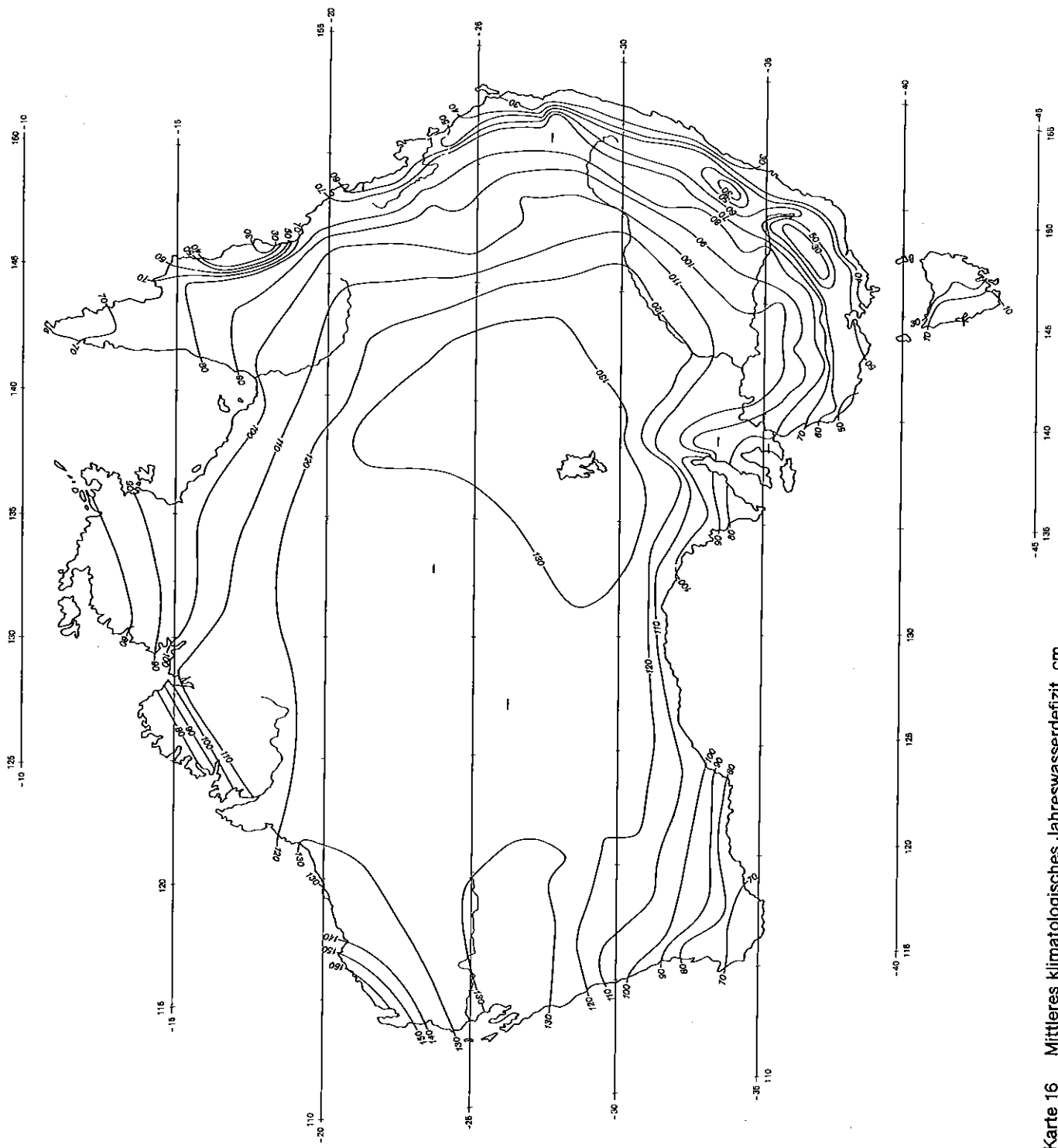
Karte 13 Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung, cm.
 Mean annual potential evapotranspiration of the given land surface, cm.



Karte 14 Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz, cm.
 Mean annual climatological water balance, cm.

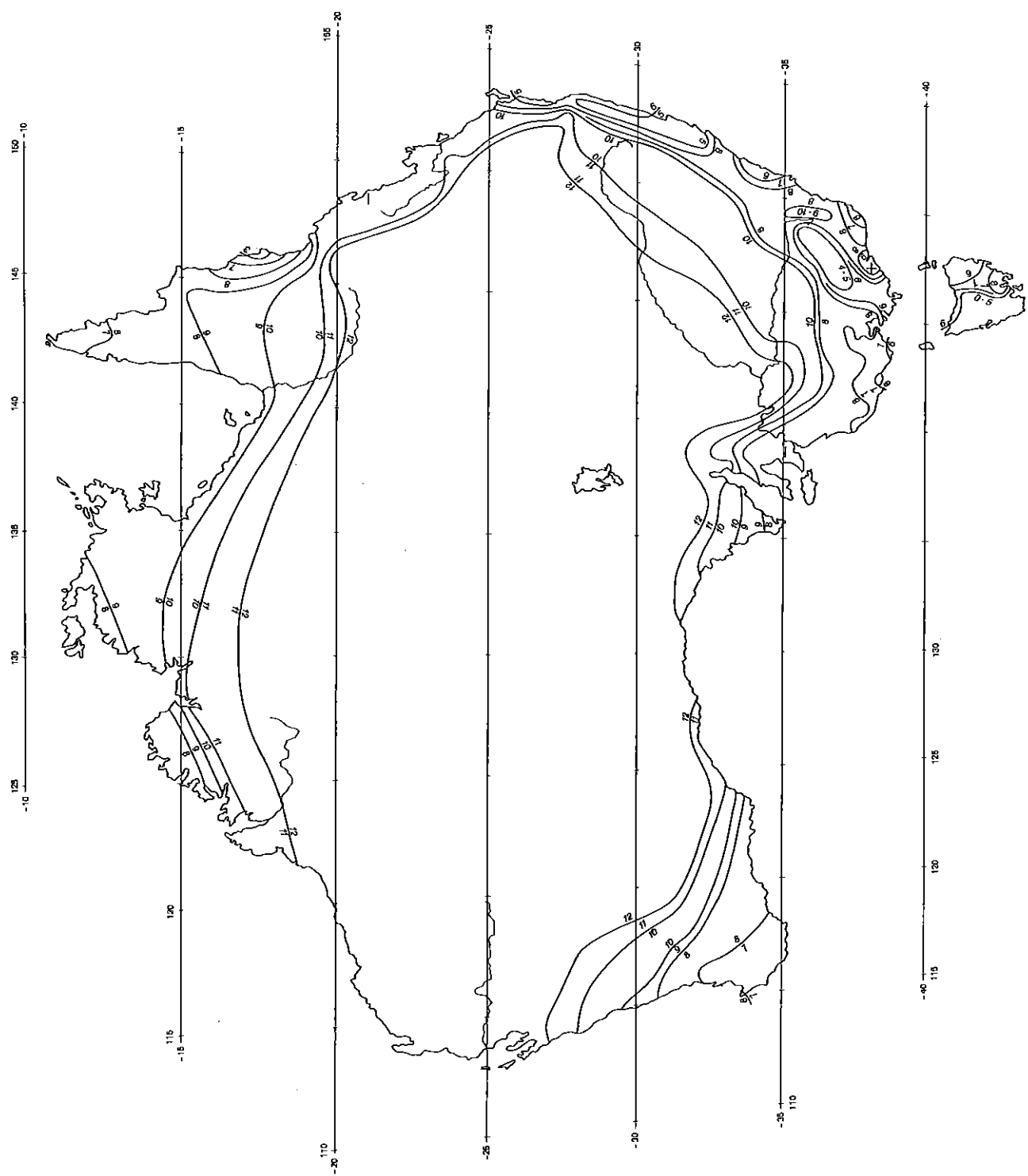


Karte 15 Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß, cm.
 Mean annual climatological water surplus, cm.

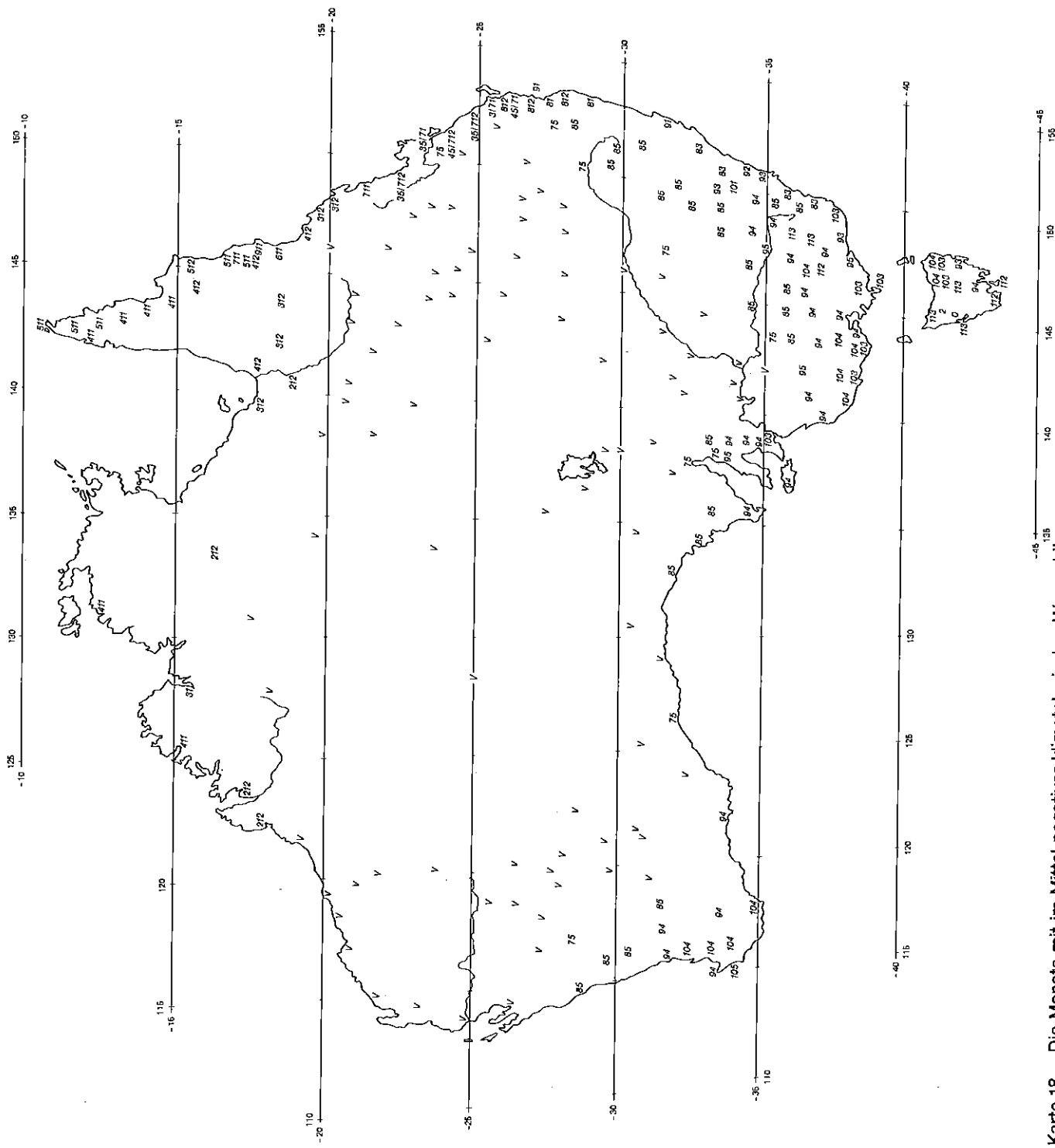


Karte 16 Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit, cm.

Mean annual climatological water deficit, cm.



Karte 17 Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz.
 Average number of months with a negative climatological water balance.

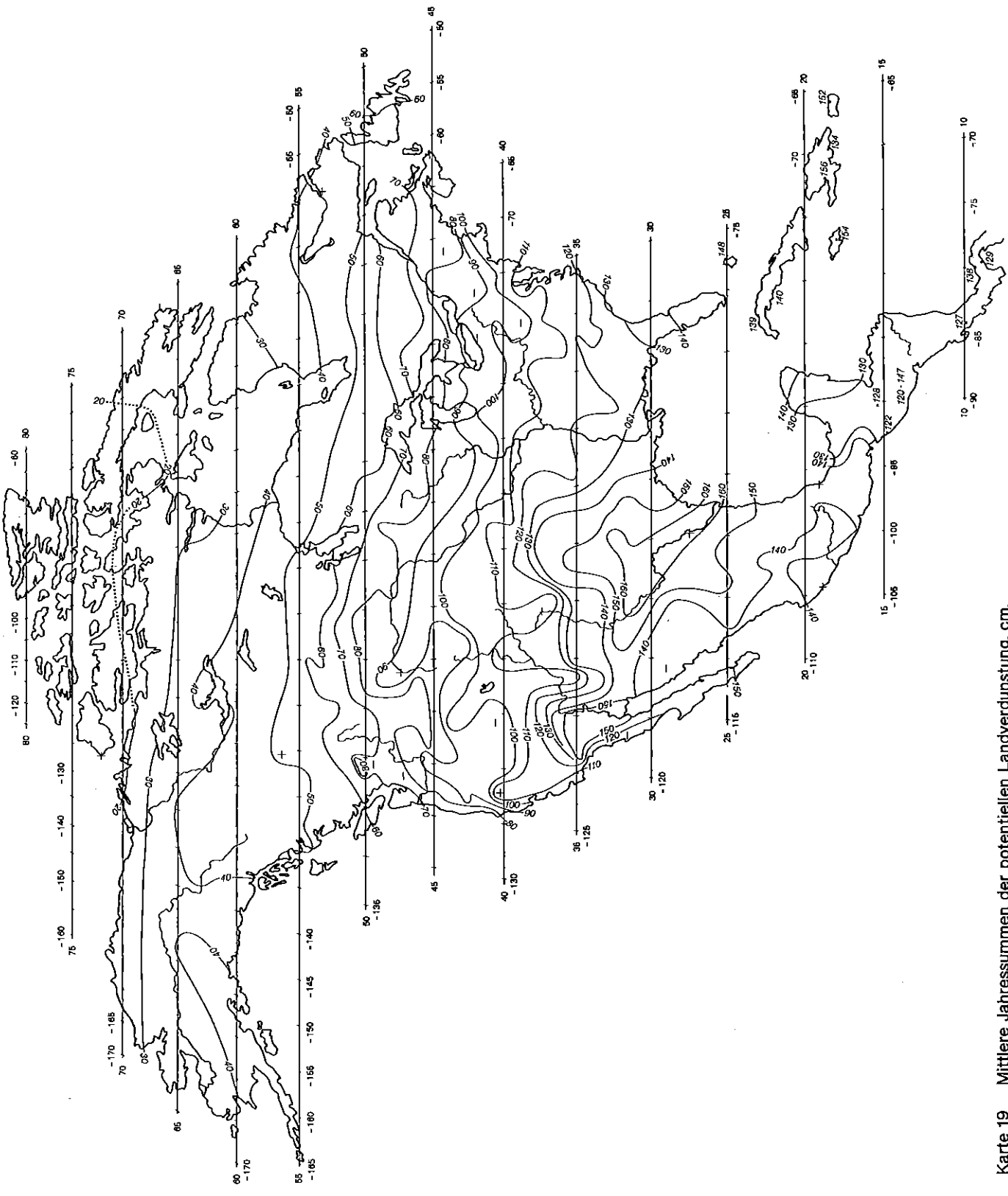


Karte 18 Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz

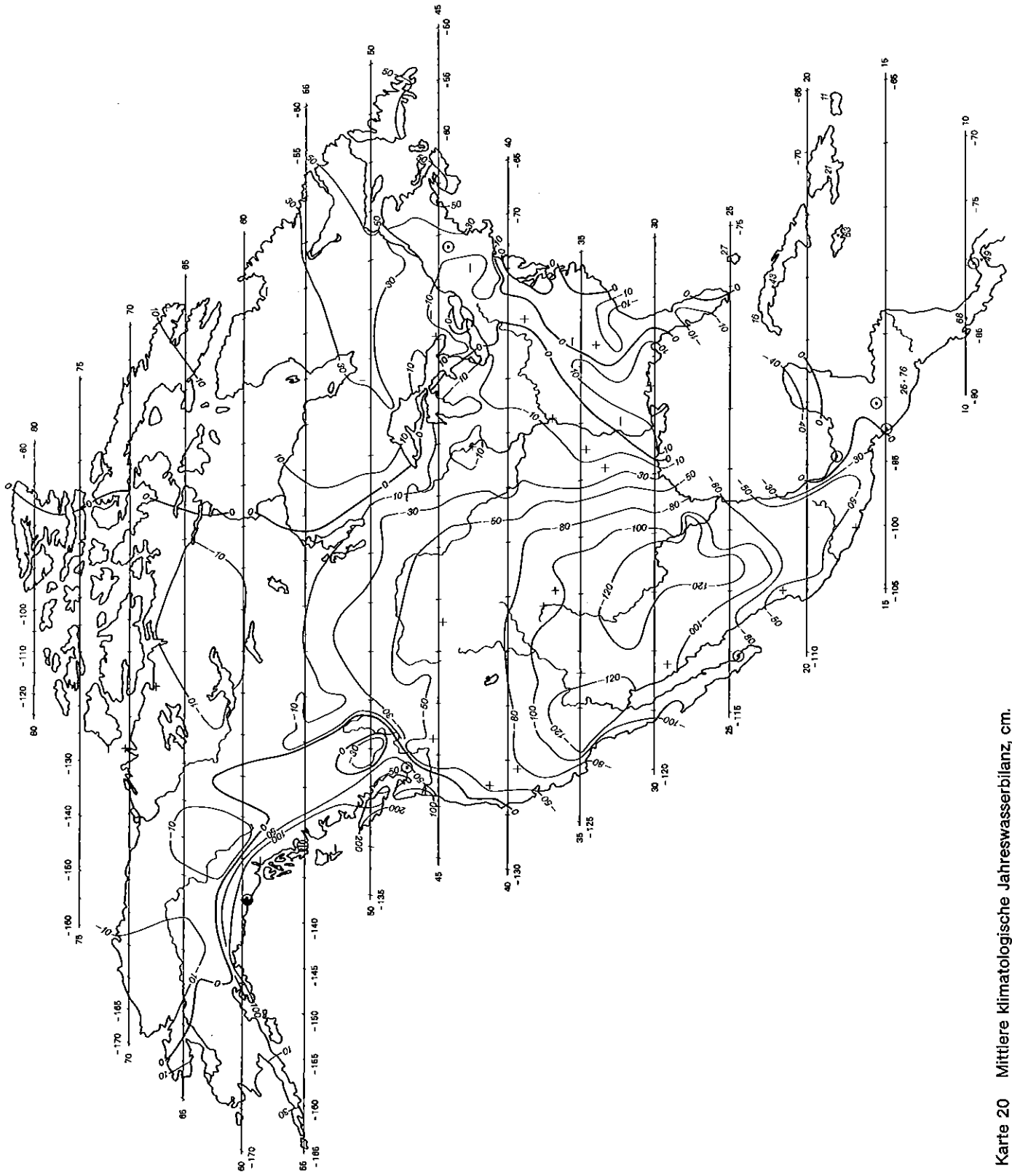
(v = ganzjährig, 410 = April bis Oktober).

Those months during which the climatological water balance is negative

(v = throughout the year, 410 = April to October).

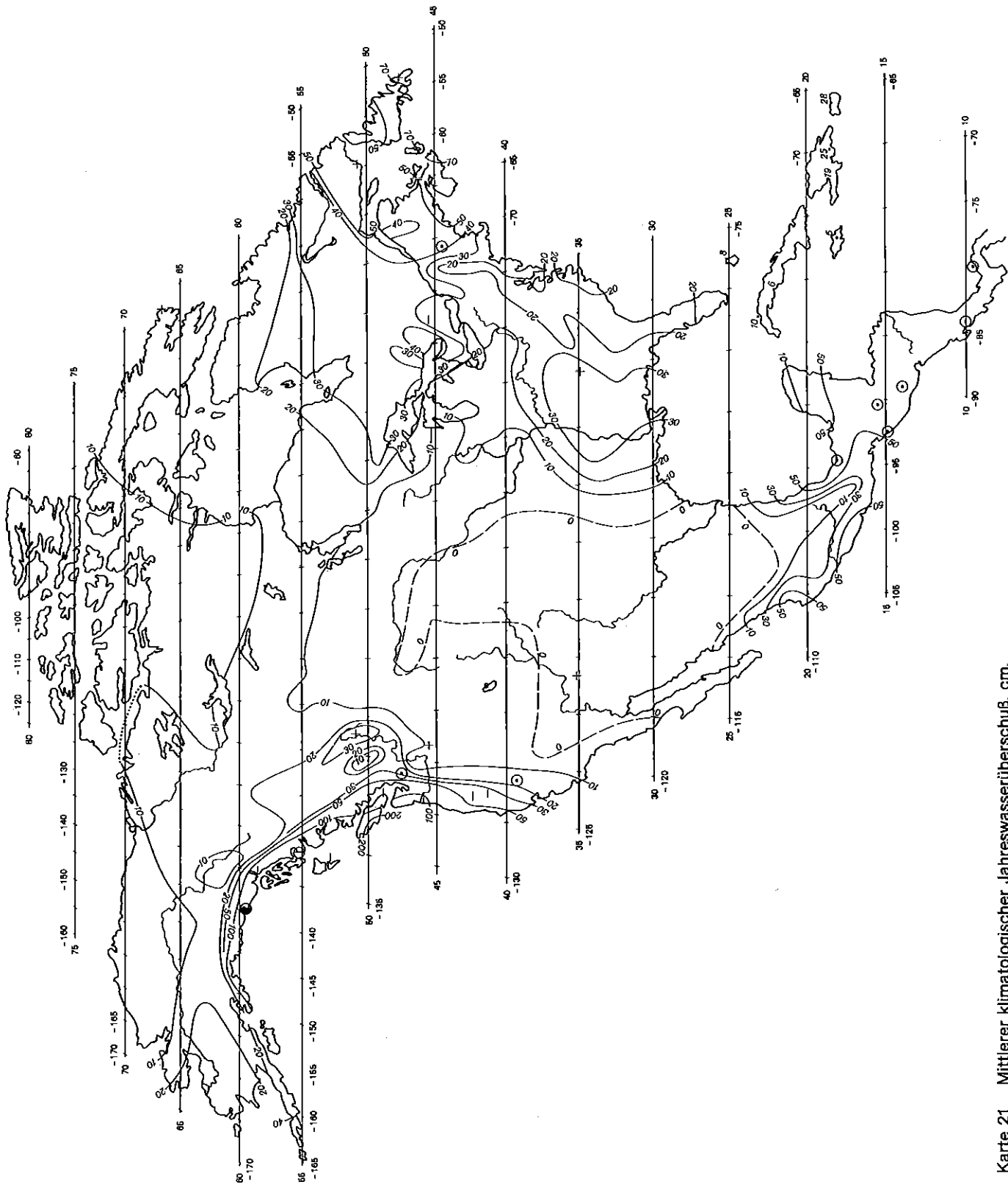


Karte 19 Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung, cm.
 Mean annual potential evapotranspiration of the given land surface, cm.

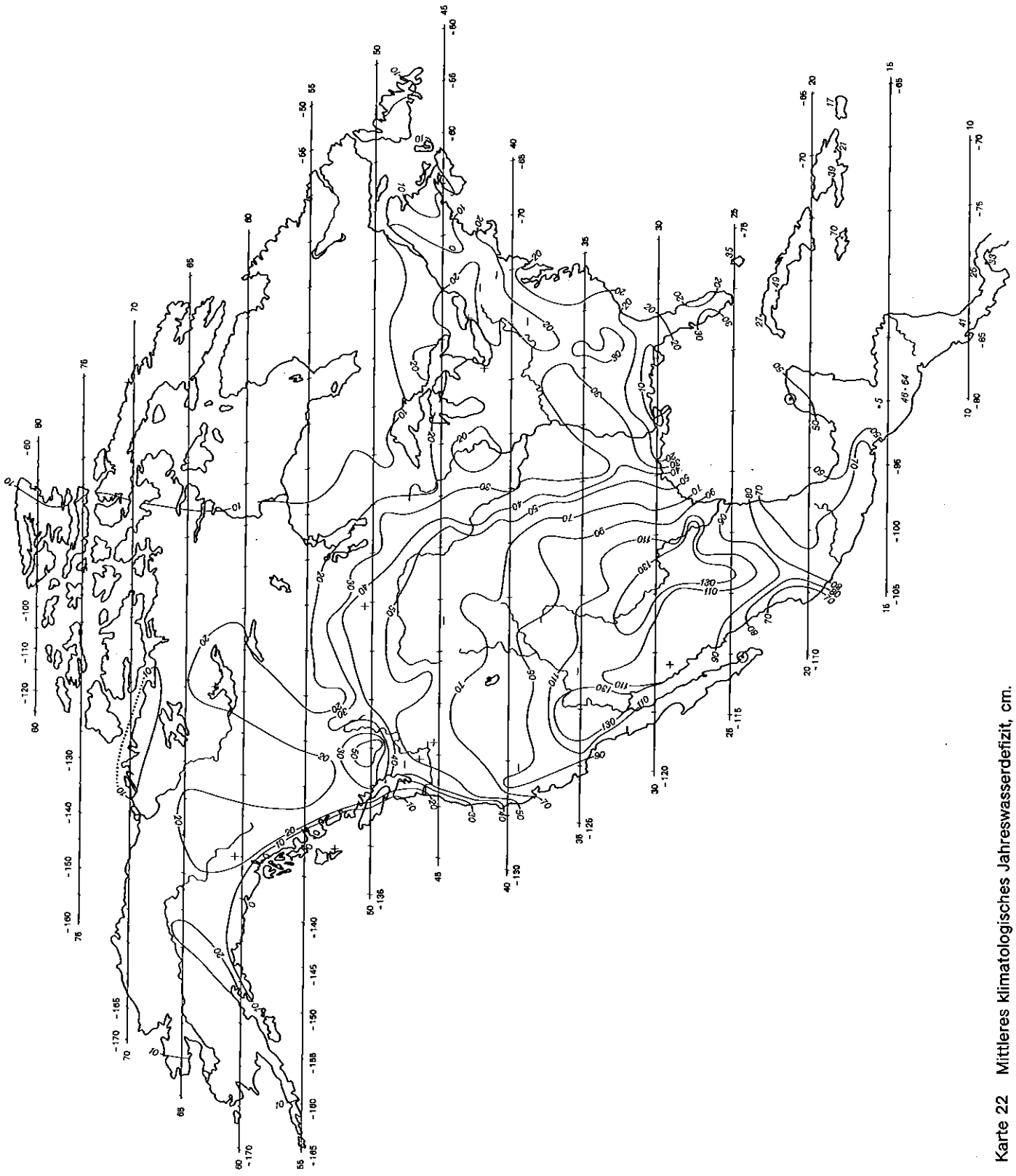


Karte 20 Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz, cm.

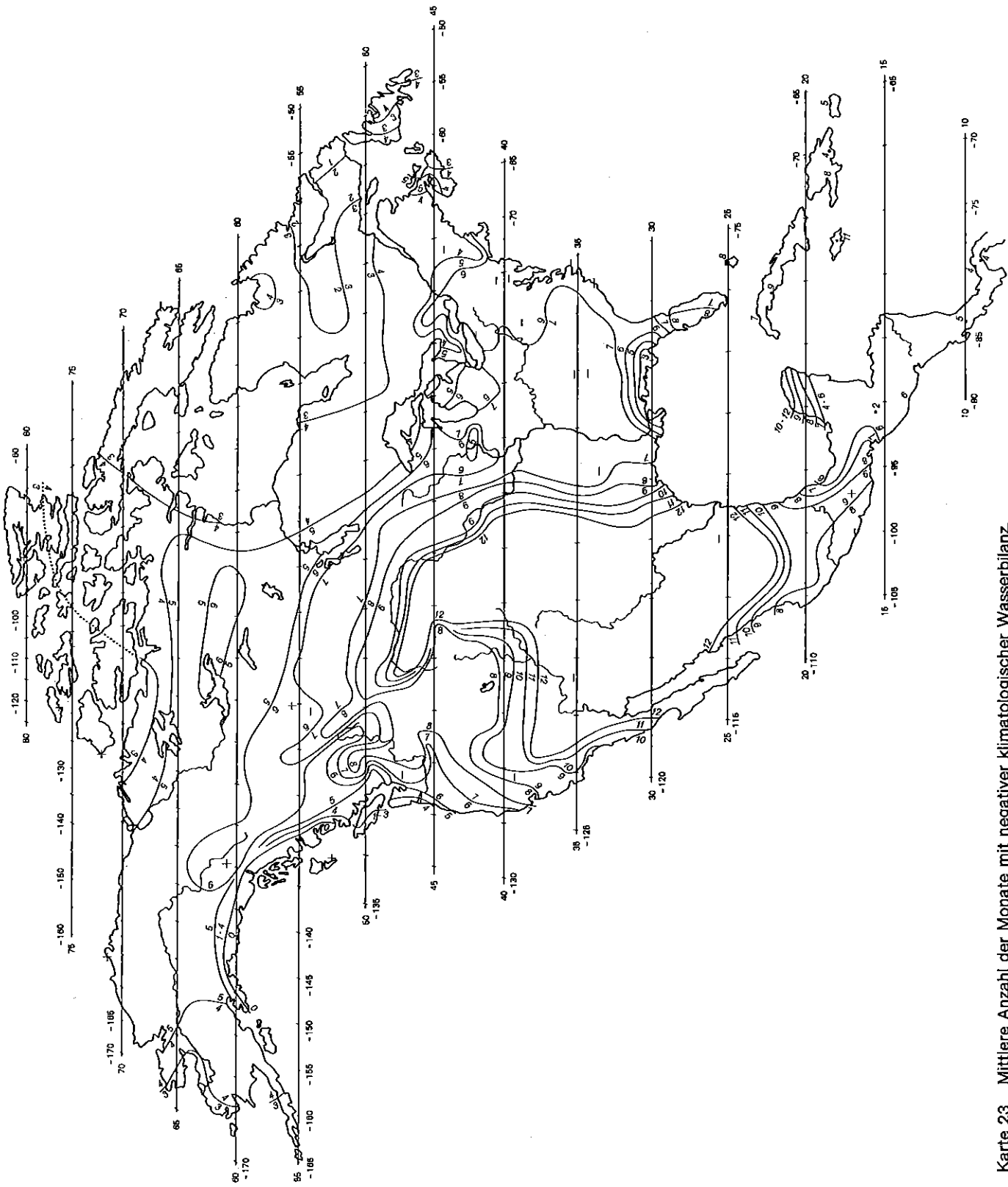
Mean annual climatological water balance, cm.



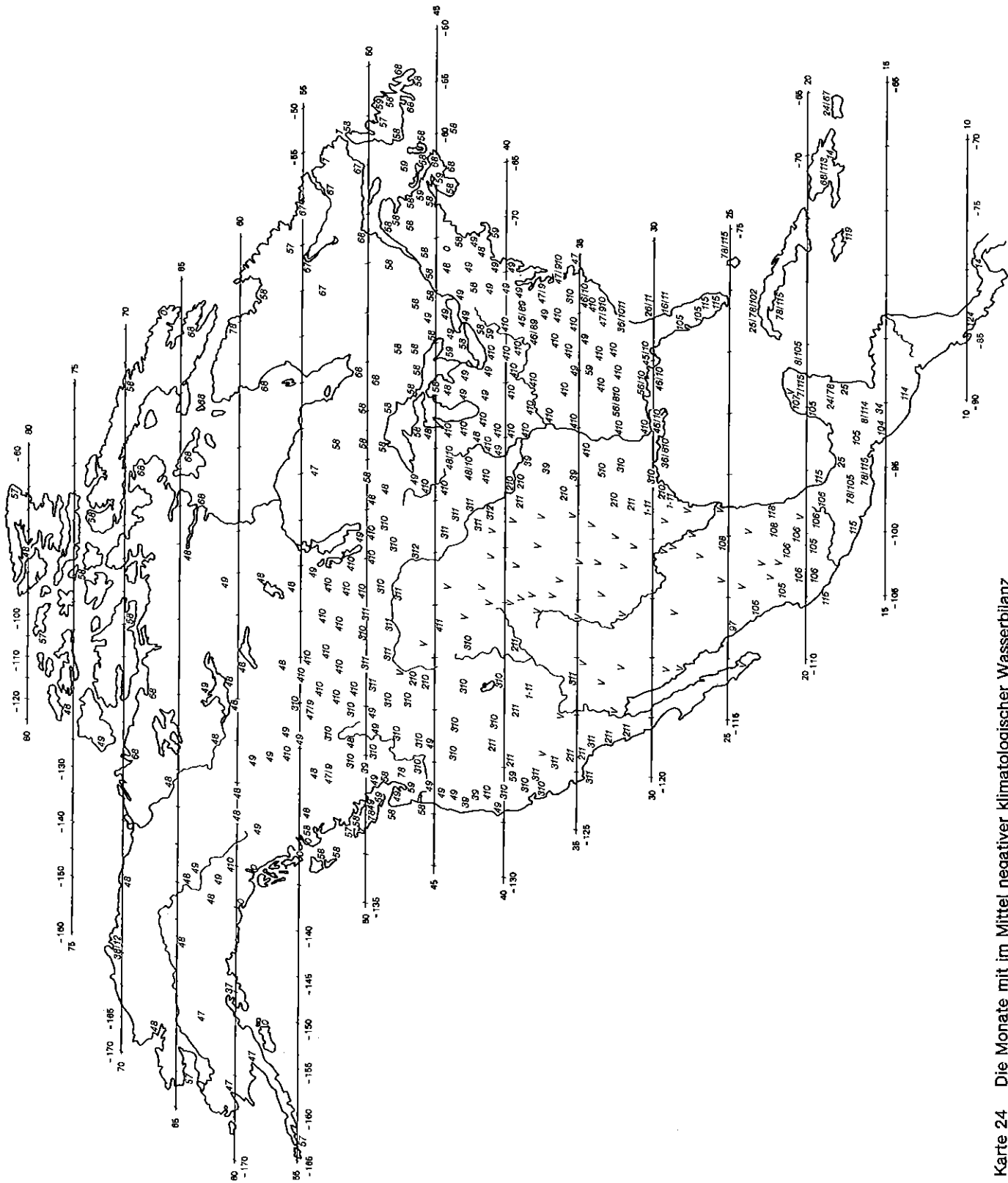
Karte 21 Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß, cm.
 Mean annual climatological water surplus, cm.



Karte 22 Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit, cm.
 Mean annual climatological water deficit, cm.

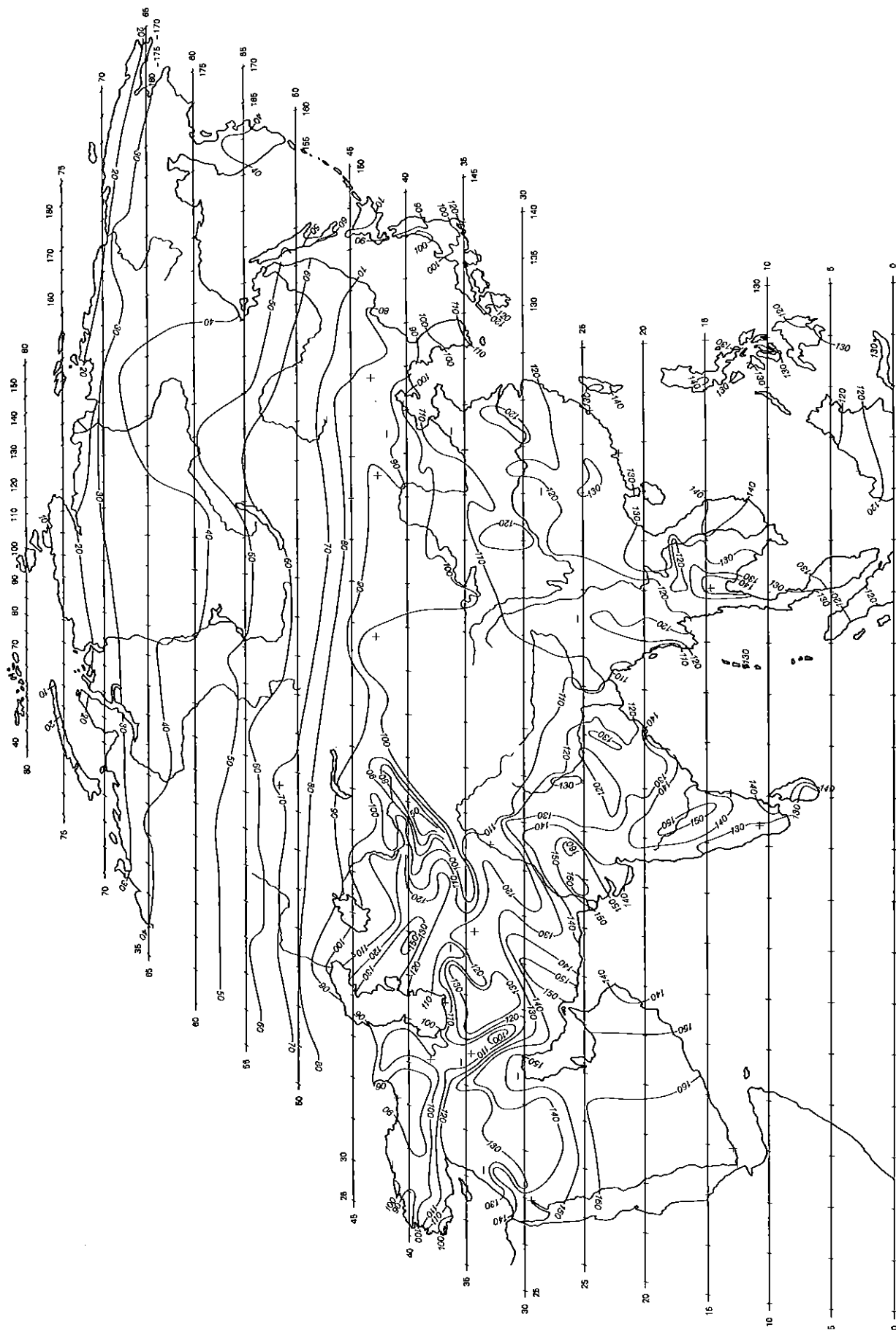


Karte 23 Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz
 Average number of months with a negative climatological water balance.

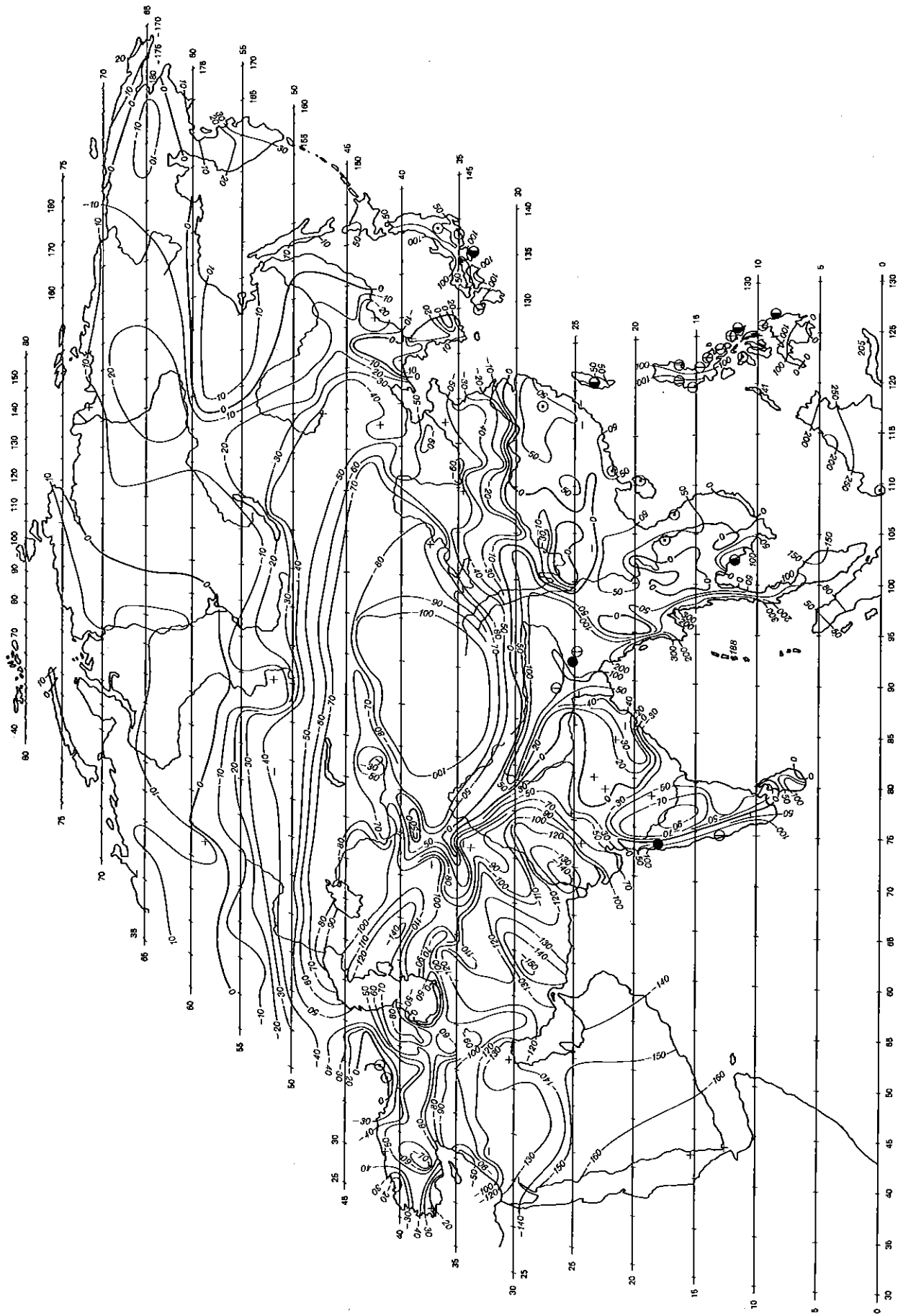


Karte 24 Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz
(v = ganzzählig, 410 = April bis Oktober).

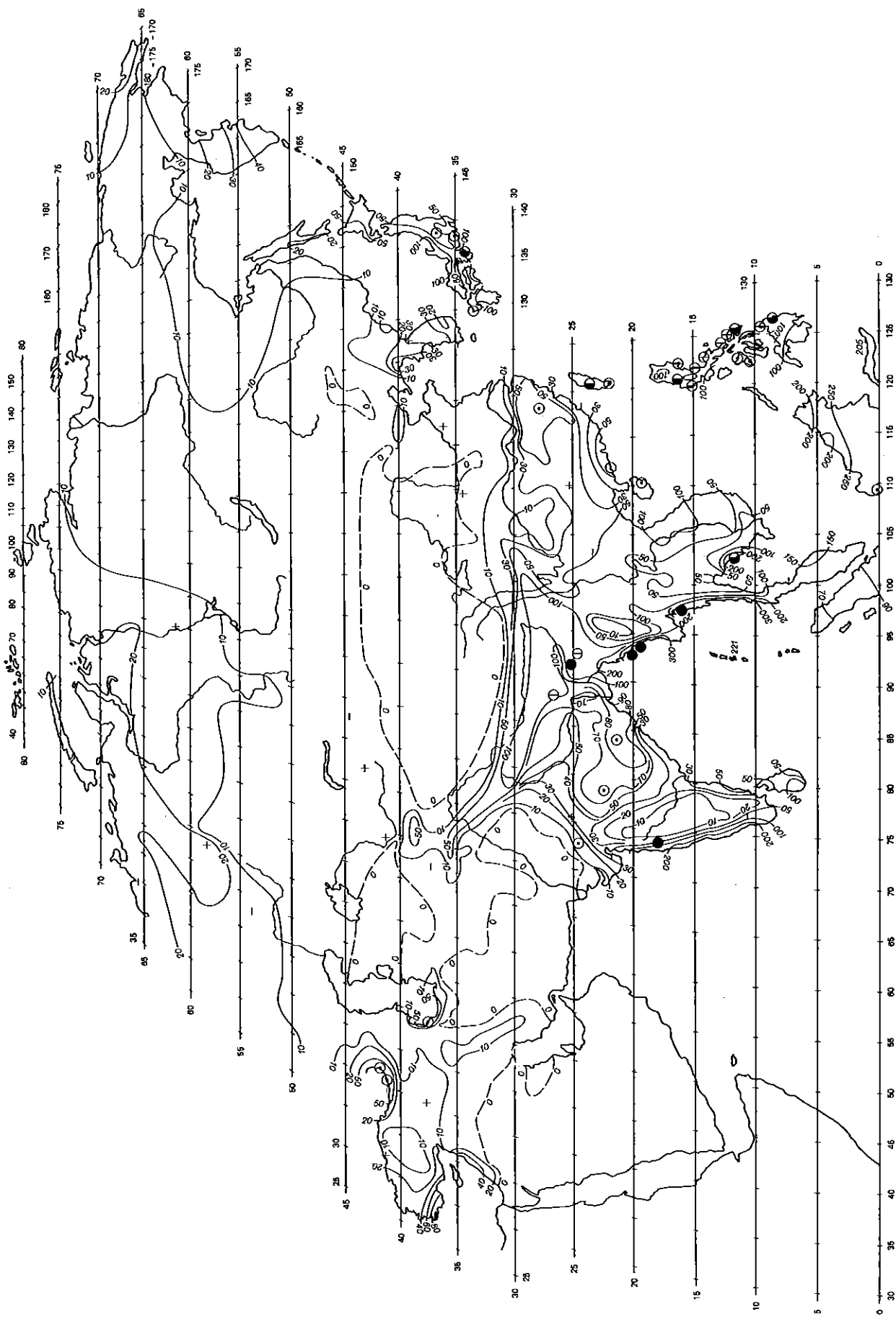
Those months during which the climatological water balance is negative
(v = throughout the year, 410 = April to October).



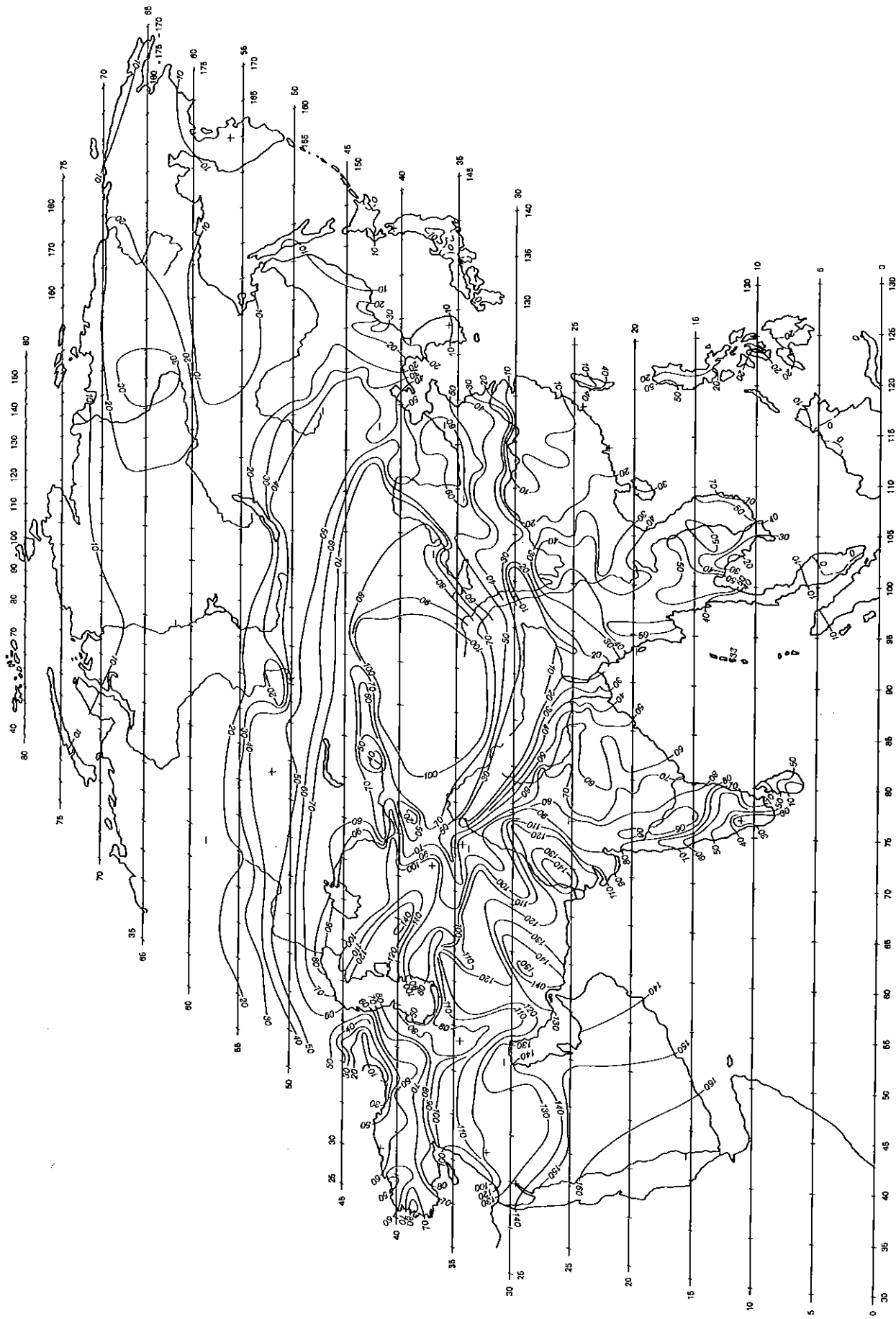
Karte 25 Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung, cm.
 Mean annual potential evapotranspiration of the given land surface, cm.



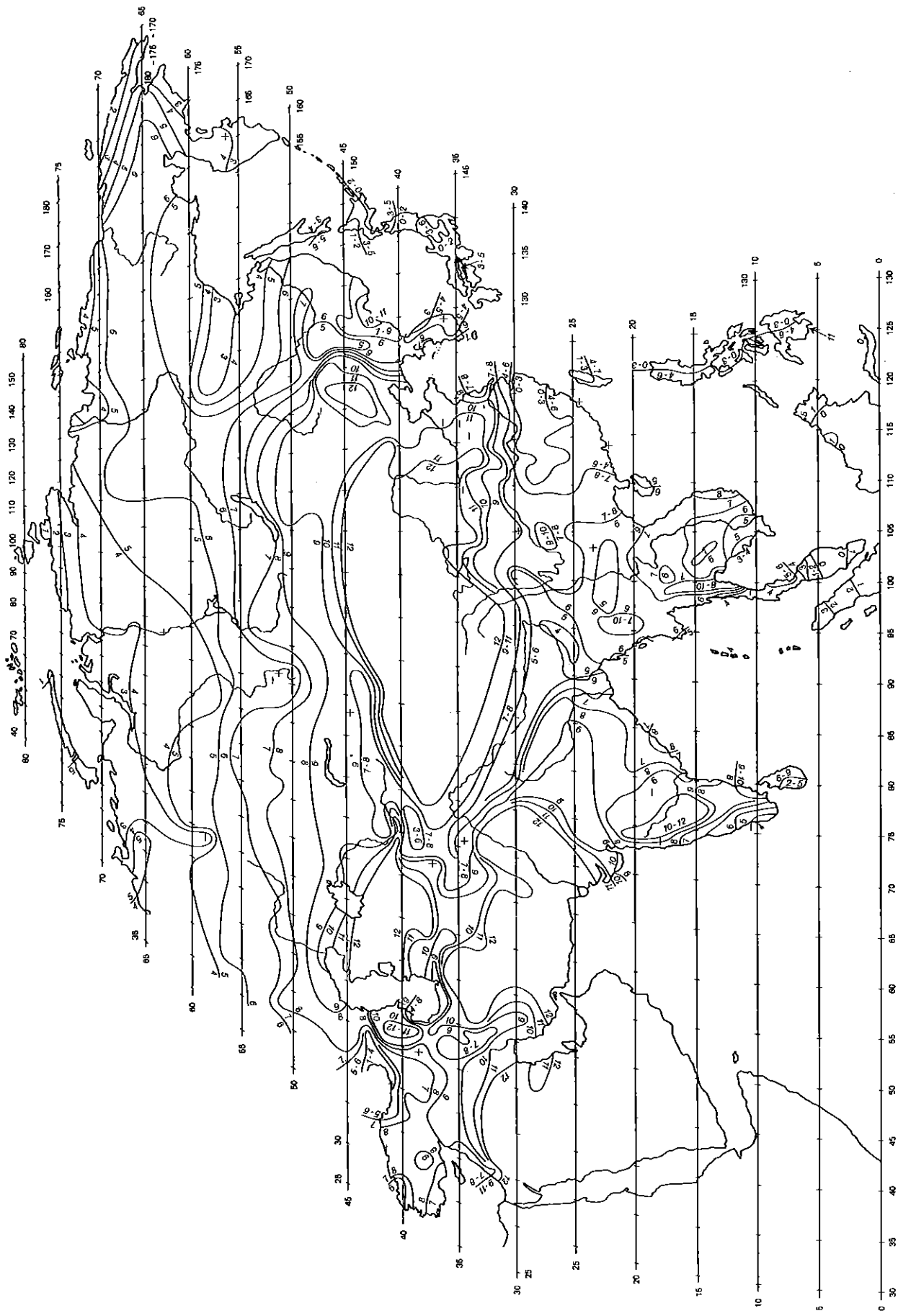
Karte 26 Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz, cm.
 Mean annual climatological water balance, cm.



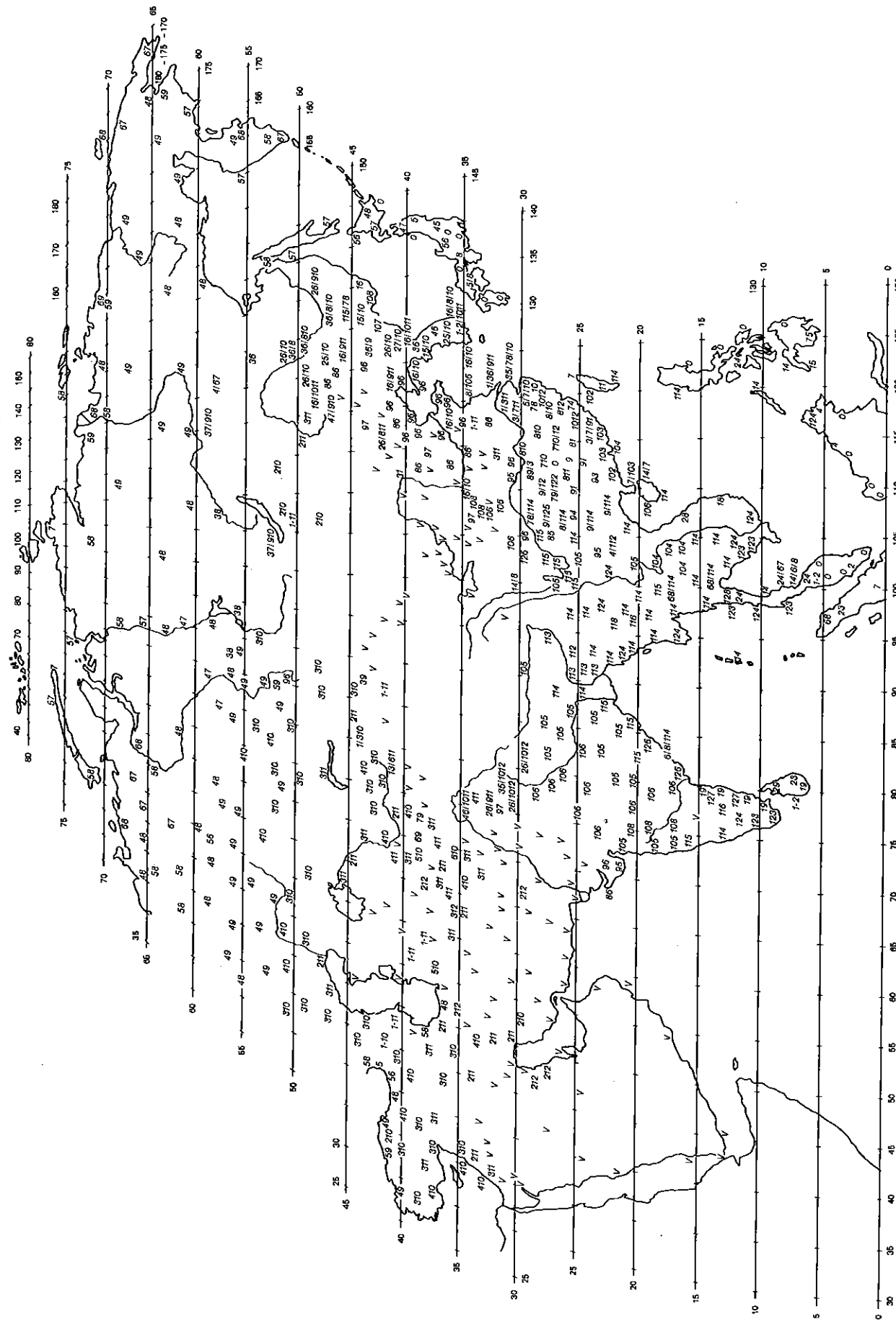
Karte 27 Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß, cm.
 Mean annual climatological water surplus, cm.



Karte 28 Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit, cm.
 Mean annual climatological water deficit, cm.

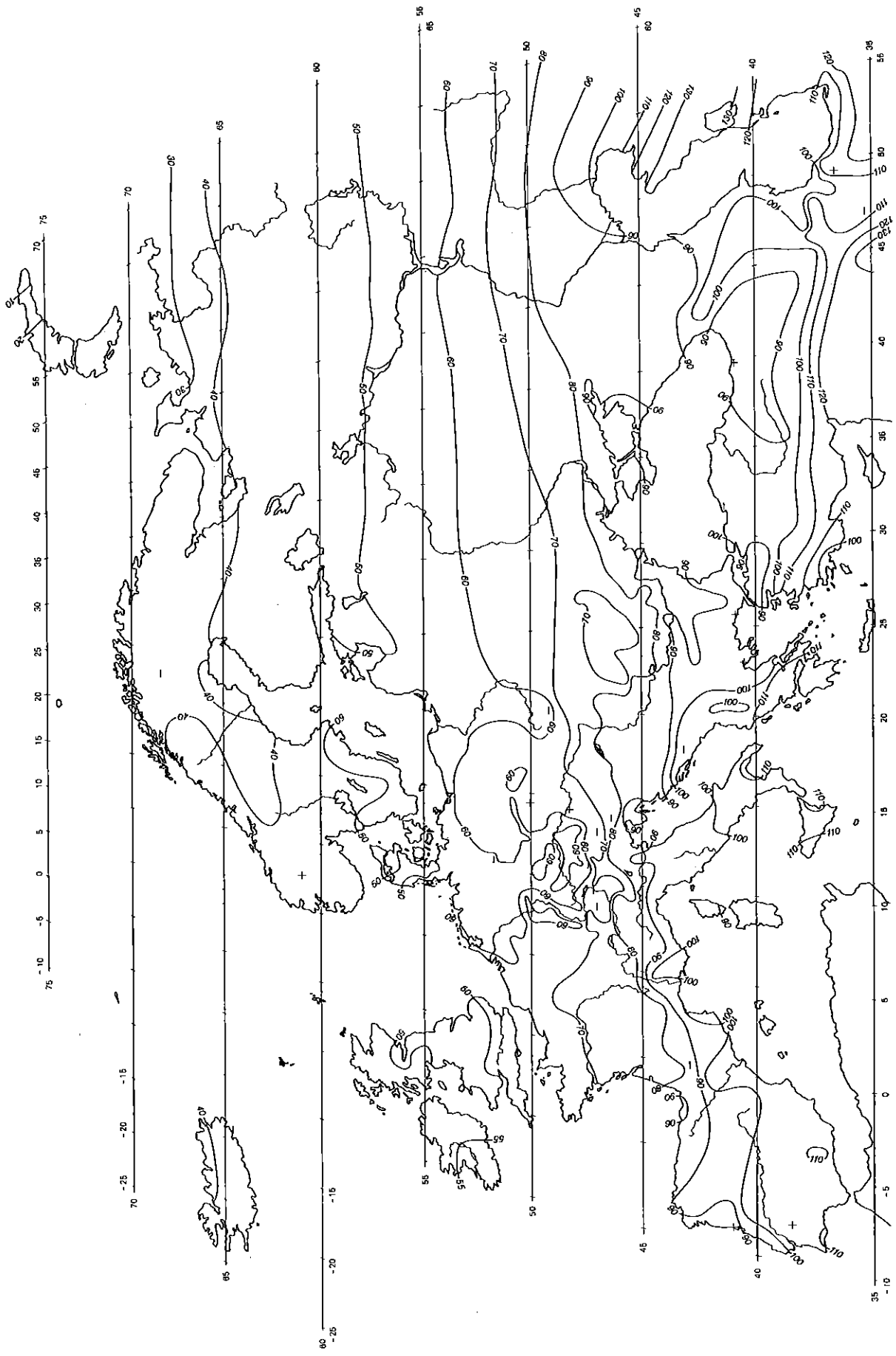


Karte 29 Mittlere Anzahl der Monate mit negativer klimatologischer Wasserbilanz.
Average number of months with a negative climatological water balance.

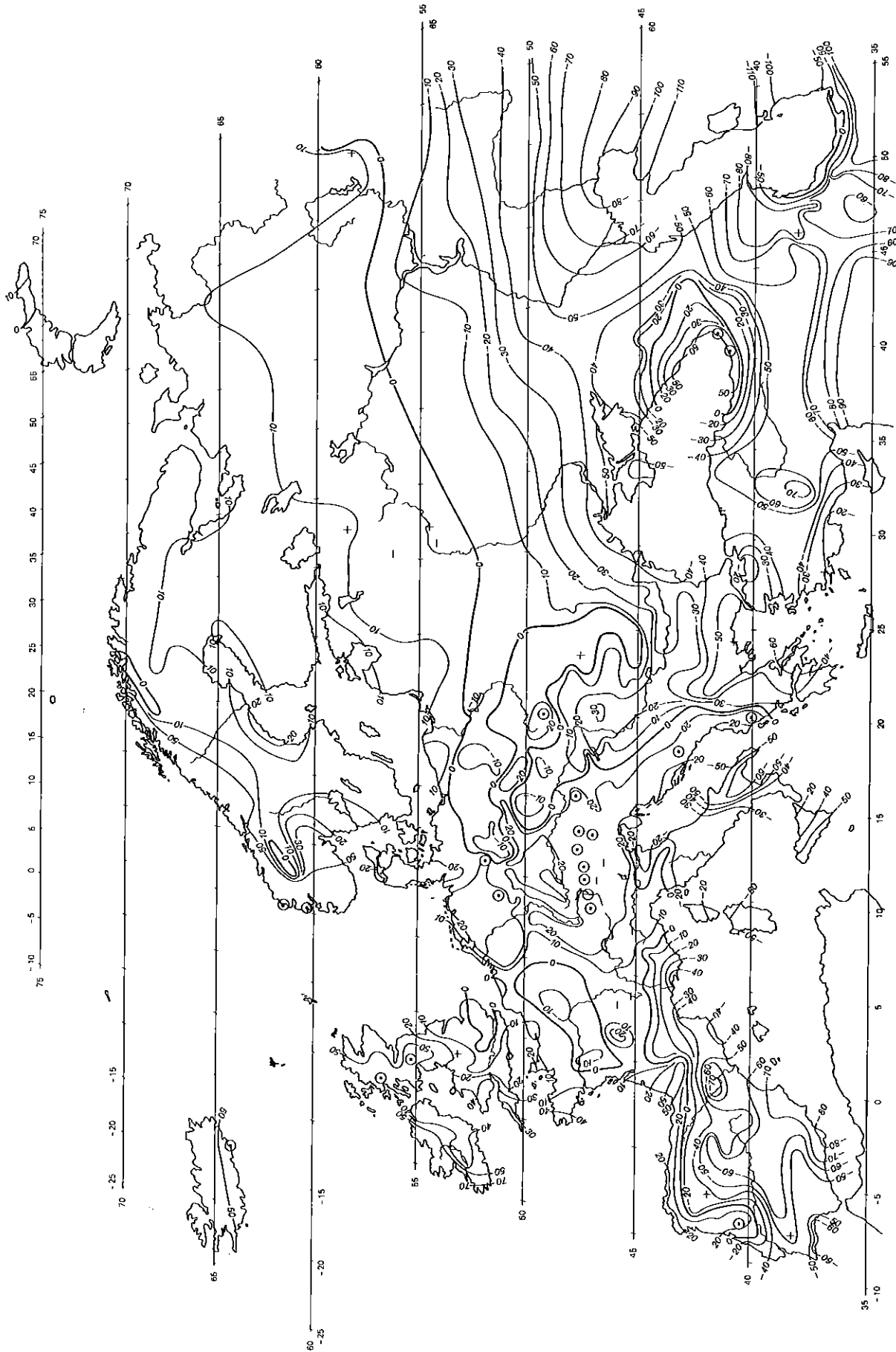


Karte 30 Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz
 (v = ganzjährig, 410 = April bis Oktober).

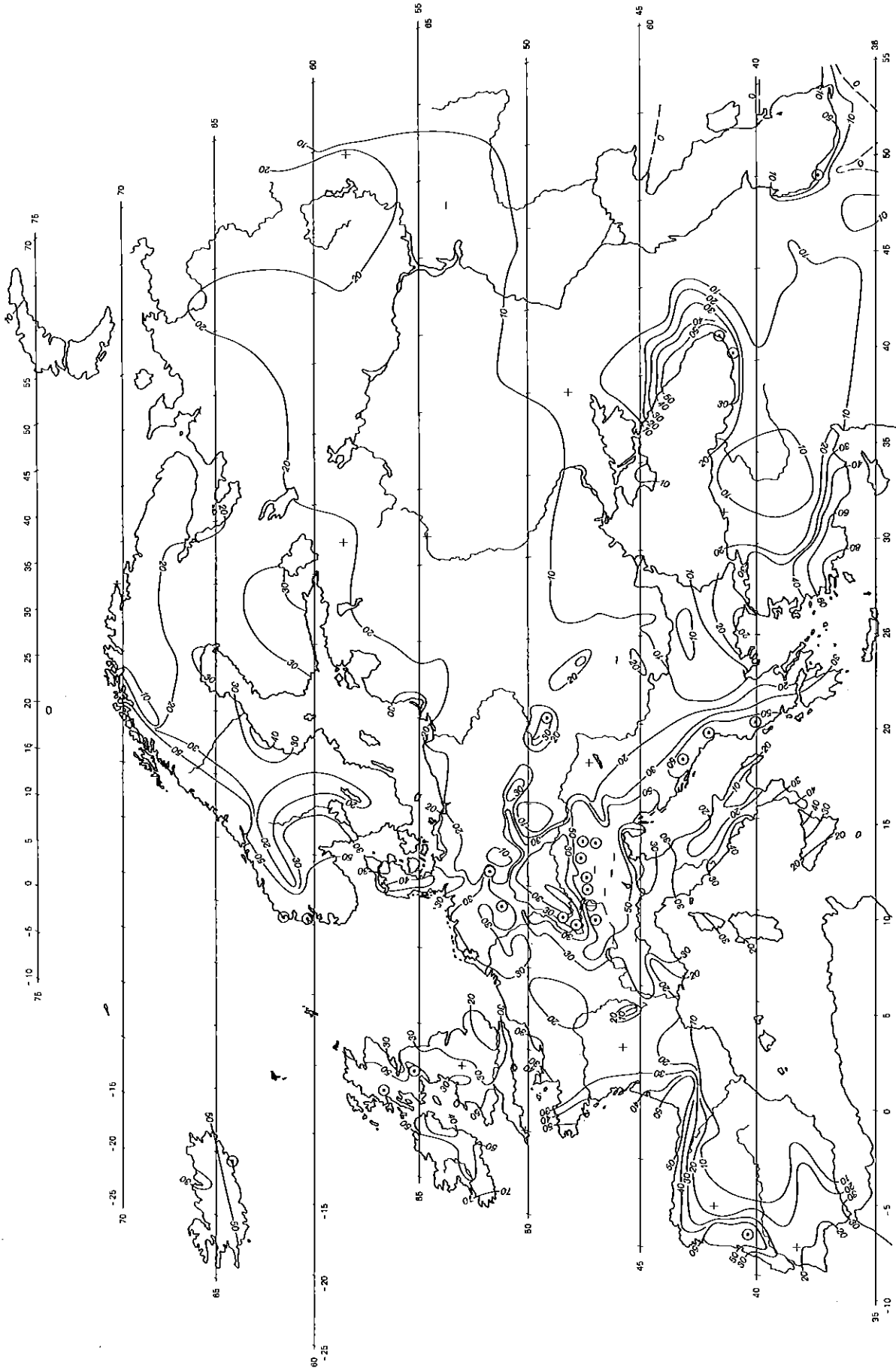
Those months during which the climatological water balance is negative
 (v = throughout the year, 410 = April to October).



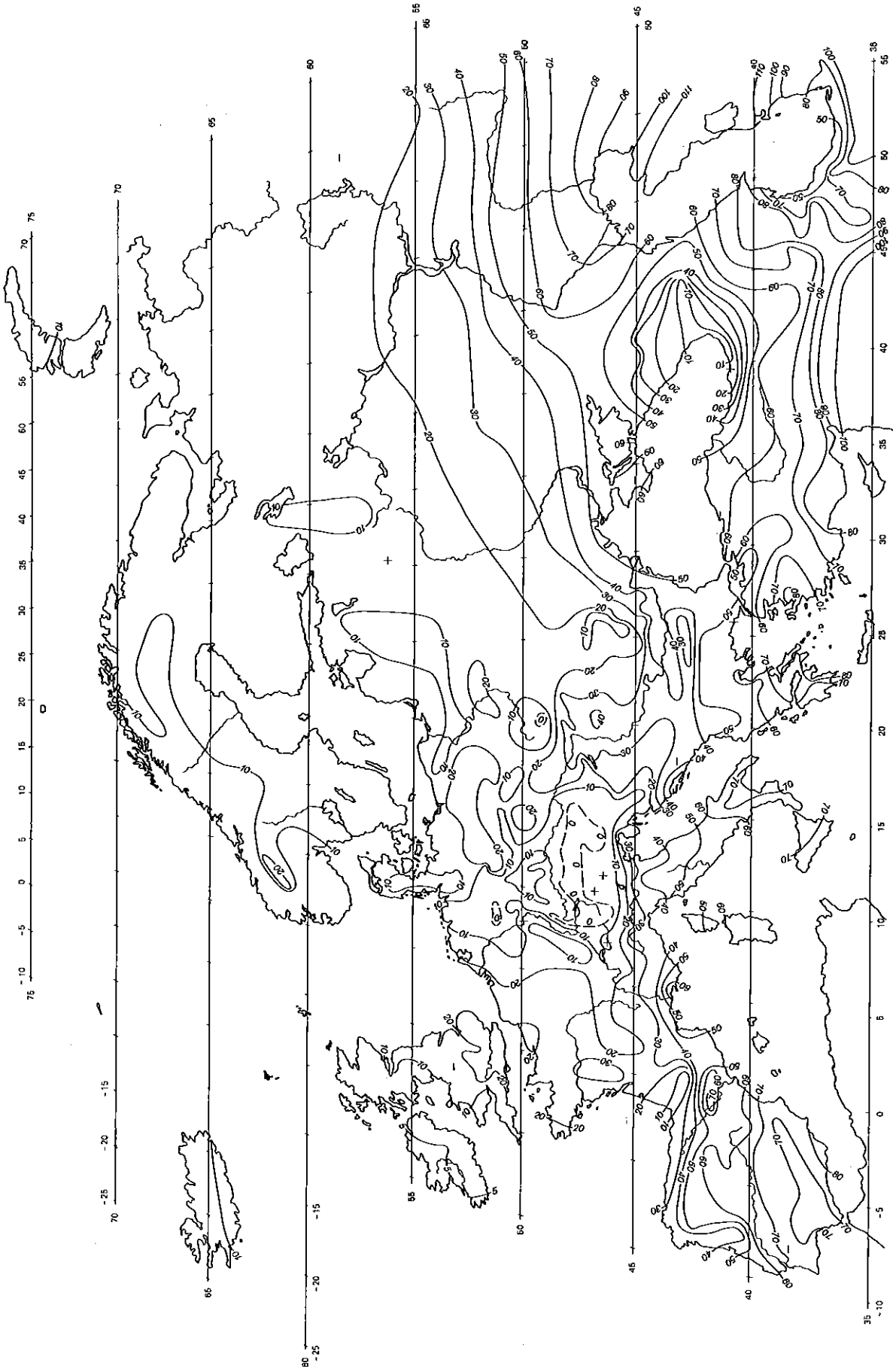
Karte 31 Mittlere Jahressummen der potentiellen Landverdunstung, cm.
Mean annual potential evapotranspiration of the given land surface, cm.



Karte 32 Mittlere klimatologische Jahreswasserbilanz, cm.
 Mean annual climatological water balance, cm.

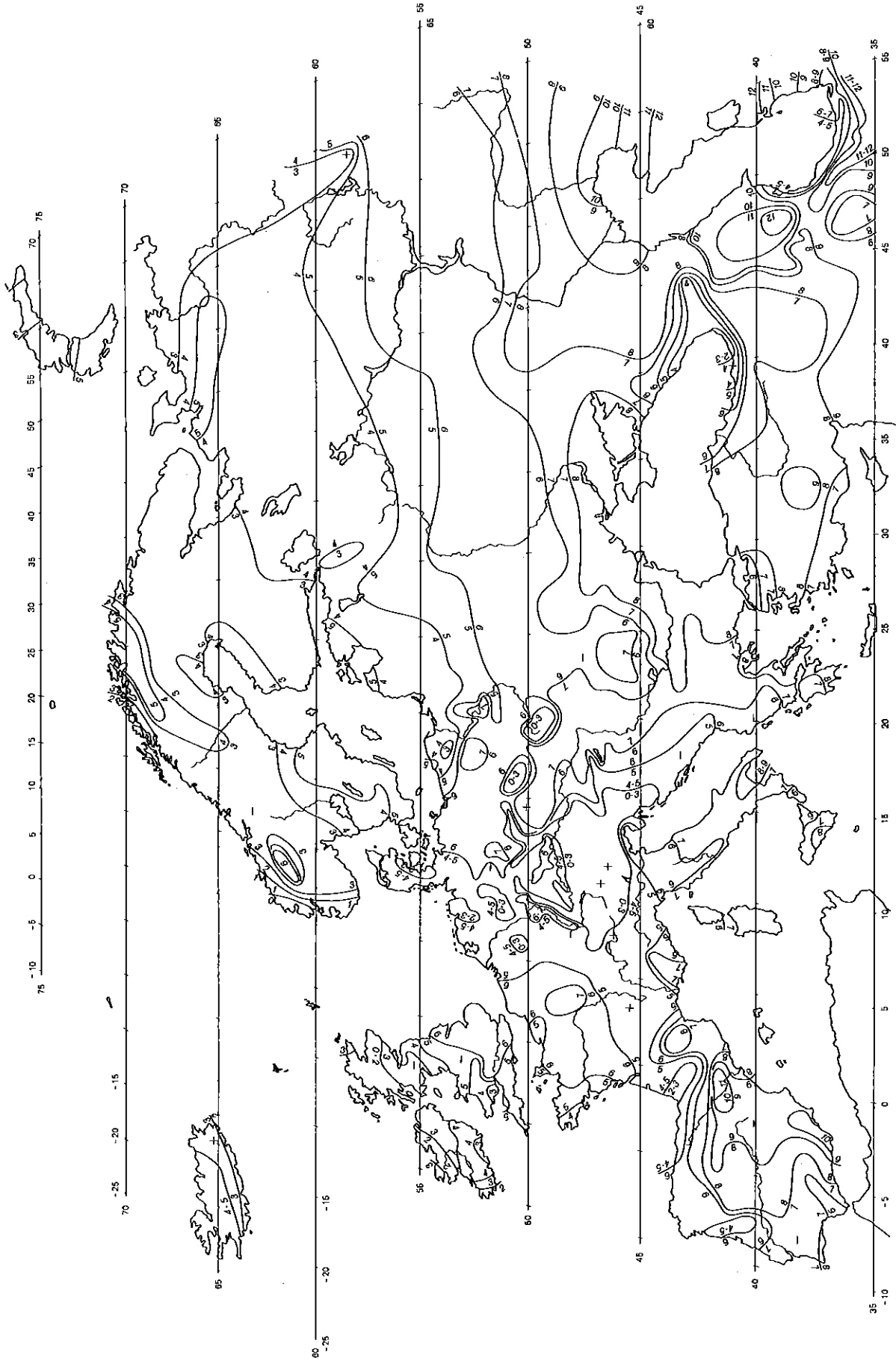


Karte 33 Mittlerer klimatologischer Jahreswasserüberschuß, cm.
 Mean annual climatological water surplus, cm.

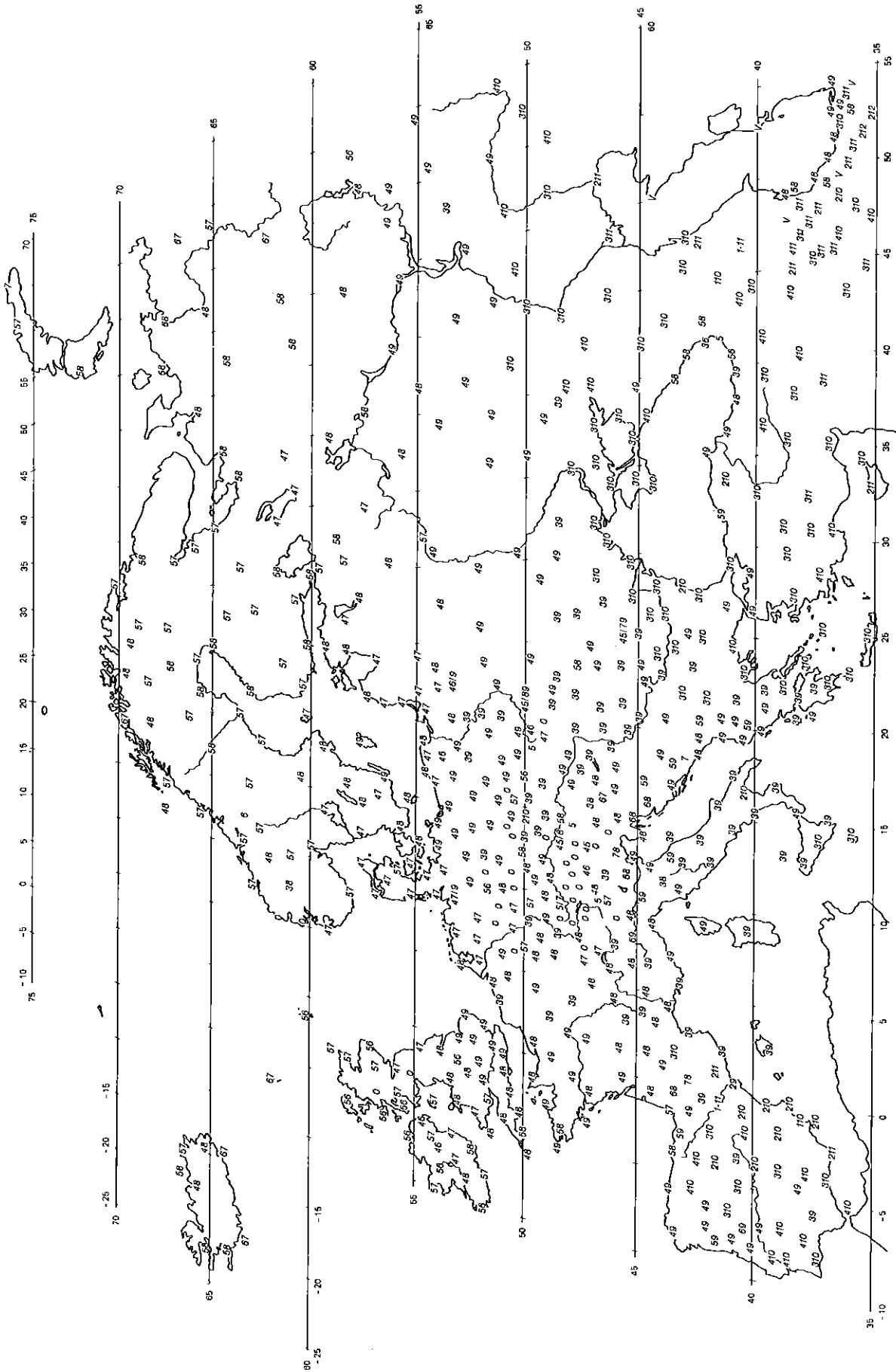


Karte 34 Mittleres klimatologisches Jahreswasserdefizit, cm.

Mean annual climatological water deficit, cm.



Karte 35 Mittlere Anzahl der Monate mit negativer-klimatologischer Wasserbilanz.
 Average number of months with a negative climatological water balance.



Karte 36 Die Monate mit im Mittel negativer klimatologischer Wasserbilanz
(v = ganzjährig, 410 = April bis Oktober).

Those months during which the climatological water balance is negative
(v = throughout the year, 410 = April to October).

ANHANG 2

DIAGRAMME

STATIONSVERZEICHNIS

S Ü D A M E R I K A

T a f e l 1

Taracua	0,07 S	68,23 W	99 m
Manaus	3,13 S	60,02 W	49 m
Sena Madureira	9,07 S	68,67 W	135 m

T a f e l 2

Obs. Chinchiná	4,88 N	75,60 W	1360 m
Medellín	6,17 N	75,75 W	1509 m
Mérida	8,60 N	71,17 W	1479 m
San Carlos	1,90 N	67,05 W	110 m
Boa Vista	2,82 N	60,65 W	90 m
San Fernando	7,90 N	67,42 W	73 m
Tafelberg	3,78 N	56,05 W	344 m
Saõ Lufs	2,53 S	44,28 W	33 m
Goiana	7,55 S	34,98 W	14 m

T a f e l 3

Alto Tapajós	7,33 S	57,70 W	140 m
Pres. Murinho	15,63 S	53,92 W	546 m
Petrópolis	22,52 S	43,18 W	895 m
Ponta Grossa	25,10 S	50,17 W	870 m
Passo Fundo	28,27 S	52,40 W	679 m
Xanxerê	26,85 S	52,40 W	790 m
Concepción	36,67 S	73,05 W	15 m
Valdivia	39,80 S	73,23 W	13 m
San Pedro	47,72 S	74,92 W	22 m

T a f e l 4

Manta	0,95 S	80,70 W	6 m
Lima	12,00 S	77,12 W	11 m
Caldera	27,05 S	70,88 W	28 m
Latacunga	0,92 S	78,62 W	2809 m
Oruro	17,97 S	67,12 W	3706 m
La Quiaca	22,10 S	65,60 W	3462 m
Mcal. Estigarribia	22,02 S	60,62 W	180 m
Mendoza	32,88 S	68,85 W	828 m
Cipolletti	38,95 S	67,98 W	265 m

T a f e l 5

Bototá	4,60 N	74,08 W	2547 m
Cerro de Pasco	10,92 S	75,67 W	4500 m
Cristo Redentor	32,83 S	70,08 W	3829 m
Sta. Cruz	17,77 S	63,17 W	442 m
Caceres	16,05 S	57,68 W	118 m
Londrina	23,38 S	51,18 W	566 m
Trenque Lauquén	35,90 S	62,33 W	100 m
Azul	36,73 S	59,83 W	132 m
Treinta y Tres	33,18 S	54,35 W	31 m

T a f e l 6

Santiago	33,45 S	70,70 W	520 m
Col. 16 d'Octobre	42,20 S	71,13 W	560 m
Sta. Cruz	50,02 S	68,57 W	111 m
Quixeramobim	5,20 S	39,30 W	199 m
Petrolina	9,38 S	40,48 W	372 m
Caetite	14,07 S	42,48 W	878 m

A F R I K A

T a f e l 7

Atar	20,52 N	13,07 W	225 m
Tamanrasset	22,78 N	5,52 E	1366 m
Wadi Halfa	21,82 N	31,35 E	100 m
Kairouan	35,67 N	10,10 E	68 m
Tombouctou	16,72 N	3,00 W	263 m
Gardò	9,50 N	49,08 E	810 m
Lodwar	3,12 N	35,62 E	506 m
Mandera	3,95 N	41,87 E	230 m
Ghanzi	21,70 S	21,65 E	1131 m

T a f e l 8

Keetmanshoop	26,57 S	18,12 E	1067 m
Tsabong	26,05 S	22,45 E	962 m
Estcourt	29,02 S	29,87 E	1181 m
Meknès	33,88 N	5,53 W	576 m
Ifrane	33,52 N	5,12 W	1640 m
Barce	32,50 N	20,90 E	285 m
Kano	12,05 N	8,53 E	476 m
Makurdi	7,68 N	8,62 E	113 m
Wau	7,70 N	28,02 E	438 m

T a f e l 9

Mubende	0,58 N	31,37 E	1553 m
Equator	0,02 S	35,55 E	2762 m
Kabete	1,27 S	36,75 E	1820 m
Tabora	5,08 S	32,83 E	1181 m
Mongu	15,25 S	23,17 E	1052 m
Malange	9,55 S	16,37 E	1139 m
Quelimane	17,88 S	36,88 E	7 m
East London	33,03 S	27,83 E	130 m
Cape Town	33,97	18,60 E	46 m

T a f e l 10

Kribi	2,95 N	9,90 E	624 m
Eala	0,05 N	18,30 E	350 m
Yangambi	0,82 N	24,48 E	487 m
Yaoundé	3,83 N	11,53 E	751 m

T a f e l 10 (Fortsetzung)

Luluabourg	5,88 S	22,42 E	660 m
Yalinga	6,50 N	23,27 E	601 m

T a f e l 11

Kintampo	8,03 N	1,87 W	320 m
Daru	7,98 N	10,85 W	185 m
Kouroussa	10,65 N	9,25 W	372 m
Bukoba	1,33 S	31,82 E	1144 m
Amani	5,10 S	38,63 E	911 m
Sao Hill	8,33 S	35,20 E	1981 m

A U S T R A L I E N

T a f e l 12

Onslow	21,72 S	114,95 E	4 m
Meekatharra	26,58 S	118,50 E	511 m
Kalgoorlie	30,75 S	121,50 E	380 m
Urandangie	21,58 S	138,40 E	168 m
Oodnadatta	27,50 S	135,38 E	117 m
Wentworth	34,13 S	141,97 E	38 m
Hall's Creek	18,22 S	127,77 E	373 m
Alice Springs	23,63 S	133,58 E	579 m
Cook	30,62 S	130,45 E	124 m

T a f e l 13

Darwin	12,47 S	130,85 E	30 m
Moreton	12,42 S	142,65 E	152 m
Normanton	17,65 S	141,08 E	9 m
Atherton	17,28 S	145,45 E	752 m
Brisbane	27,47 S	153,02 E	41 m
Newcastle	32,58 S	151,83 E	34 m
Bega	36,67 S	149,82 E	15 m
Ballarat	37,58 S	143,83 E	437 m
Belair	35,00 S	138,63 E	308 m

T a f e l 14

Perth	31,95 S	115,87 E	20 m
Collie	33,35 S	116,13 E	184 m
Mount Barker	34,60 S	117,63 E	253 m
McDonnell	11,63 S	142,47 E	58 m
Cairns	16,92 S	145,78 E	5 m
Tamborine Mountain	27,95 S	153,18 E	610 m

T a f e l 15

Katoomba	33,63 S	150,30 E	1021 m
Mount Buffalo	36,78 S	146,77 E	1332 m
Hotham Heights	36,98 S	147,13 E	1859 m
Stirling West	35,02 S	138,72 E	496 m
Dwellingup	32,78 S	116,03 E	269 m
Karridale	34,20 S	115,05 E	48 m

N O R D A M E R I K A

T a f e l 16

Yuma	32,67 N	114,60 W	59 m
Winslow	35,02 N	110,73 W	1492 m
Tucson	32,12 N	110,93 W	788 m
Laredo	27,53 N	99,47 W	152 m
Torreón	25,53 N	103,45 W	1150 m
Zacatecas	22,78 N	102,58 W	2612 m
Lubbock	33,65 N	101,83 W	989 m
Goodland	39,37 N	101,70 W	1111 m
Billings	45,80 N	108,53 W	1088 m

T a f e l 17

Querétaro	20,60 N	100,38 W	1842 m
Comitán	16,25 N	92,12 W	1635 m
Los Angeles	33,93 N	118,38 W	30 m
Oakland	37,73 N	122,20 W	2 m
Red Bluff	40,15 N	122,25 W	104 m
Ely	39,28 N	114,85 W	1907 m
Burns	43,58 N	119,05 W	1265 m
Walla Walla	46,03 N	118,33 W	289 m
Grand Junction	39,12 N	108,53 W	1480 m

T a f e l 18

Houston	29,77 N	95,37 W	13 m
Dallas	32,85 N	96,85 W	148 m
Shreveport	32,47 N	93,82 W	77 m
Sioux Falls	43,57 N	96,73 W	433 m
Springfield	39,83 N	89,67 W	179 m
Columbus	40,00 N	82,88 W	248 m
Nashville	36,12 N	86,68 W	176 m
Flint	42,97 N	83,73 W	235 m
Toronto	43,68 N	79,63 W	173 m
Orlando	28,55 N	81,33 W	32 m
Macon	32,70 N	83,65 W	34 m
Winston Salem	36,13 N	80,23 W	295 m

T a f e l 19

Medicine Hat	50,02 N	110,72 W	721 m
Vermilion	53,35 N	110,83 W	619 m
McMurray	56,65 N	111,22 W	369 m
Yellowknife	62,47 N	114,45 W	208 m
Fairbanks	64,82 N	147,87 W	133 m
Resolute	74,72 N	94,98 W	67 m
Cartwright	53,72 N	57,02 W	10 m
Nitchequon	53,20 N	70,90 W	537 m
Nakina	50,18 N	86,70 W	325 m
Caribou	46,87 N	68,02 W	190 m
Mt. Washington	44,27 N	71,30 W	1909 m
Williamsport	41,25 N	76,92 W	161 m

T a f e l 20

Elkins	38,88 N	79,85 W	601 m
Chattanooga	35,03 N	85,20 W	204 m
Mobile	30,68 N	80,25 W	64 m
Yakutat	59,52 N	139,67 W	9 m
Terrace	54,47 N	128,58 W	217 m
Blue Canyon	39,28 N	120,70 W	1609 m

A S I E N

T a f e l 21

Riyadh	24,70 N	46,73 E	624 m
Bam	29,10 N	58,40 E	1062 m
Hyderabad	25,38 N	68,42 E	30 m
Khost (Matun)	33,35 N	69,95 E	1146 m
Seagli	39,92 N	58,83 E	142 m
Murgab	38,20 N	74,02 E	3640 m
Ku-che	41,75 N	83,07 E	1100 m
YÜ-men	40,27 N	97,18 E	1534 m
Chang-tu	31,18 N	96,15 E	3200 m

T a f e l 22

Huang-ho-yuan	34,40 N	98,52 E	4398 m
Yü-lin	38,25 N	109,42 E	1054 m
Tung-liao	43,67 N	122,25 E	178 m
Afyon	38,75 N	30,53 E	1034 m
Sanandaj	35,33 N	47,00 E	1538 m
Lal	34,50 N	66,30 E	2800 m
Srinagar	34,08 N	74,83 E	1585 m
New Delhi	28,58 N	77,20 E	211 m
Bangalore	12,97 N	77,58 E	921 m

T a f e l 23

Sary Tash	39,75 N	73,17 E	3207 m
Tyan Shan	41,92 N	78,23 E	3672 m
Balkhash	46,90 N	75,00 E	423 m
Omsk	54,97 N	73,33 E	88 m
Oymyakon	63,27 N	143,15 E	740 m
Blagoveshchensk	50,27 N	127,50 E	132 m
Ulan Bator	47,92 N	106,83 E	1325 m
Peking	39,95 N	116,32 E	52 m
Nanking	32,07 N	118,78 E	62 m

T a f e l 24

Cheng-tu	30,67 N	104,07 E	498 m
Pi-chieh	27,30 N	105,23 E	1511 m
Tak	16,85 N	99,12 E	115 m
Cameron Highlands	4,47 N	101,38 E	1448 m
Nan-yueh	27,25 N	112,75 E	1309 m
Karuizawa	36,33 N	138,60 E	934 m
Stung Trèng	13,52 N	105,97 E	52 m
Chi-an	27,08 N	114,92 E	78 m
Seoul	37,57 N	126,97 E	86 m

T a f e l 25

Nuwara Eliya	6,97 N	80,77 E	1881 m
Burdwan	23,23 N	87,85 E	32 m
Lhasa	29,72 N	91,03 E	3658 m
Nord-Salang	35,20 N	69,02 E	3366 m
Murree	33,90 N	73,40 E	2155 m
Katmandu	27,70 N	85,20 E	1337 m

T a f e l 26

Biser	58,52 N	58,85 E	464 m
Berezovo	63,93 N	65,07 E	40 m
Igarka	67,47 N	86,57 E	30 m
Uelen	66,22 N	169,80 W	20 m
Ust-Kamchatsk	56,23 N	162,47 E	6 m
Aidan	58,62 N	125,37 E	680 m
Tetyukhe Pristan	44,37 N	135,85 E	7 m

E U R O P A

T a f e l 27

Astrakhan	46,35 N	48,03 E	-14 m
Maly Uzen	50,52 N	47,62 E	39 m
Kazan	55,73 N	49,17 E	35 m
Nikolayev	46,97 N	31,97 E	20 m
Kiyev	50,45 N	30,15 E	183 m
Pinsk	52,12 N	26,10 E	142 m
Petkowo	52,22 N	17,27 E	85 m
Magdeburg	52,13 N	11,63 E	58 m
Alzey	49,75 N	8,13 E	166 m
Paris	48,73 N	2,40 E	89 m
Angers	47,50 N	0,57 W	51 m
London	51,48 N	0,00	45 m

T a f e l 28

Craiova	44,32 N	23,80 E	105 m
Szeged	46,25 N	20,15 E	79 m
Praha	50,07 N	14,43 E	263 m
Plovdiv	42,15 N	24,75 E	161 m
Lárisa	39,63 N	22,42 E	75 m
Athínai	37,97 N	23,72 E	107 m
Bologna	44,53 N	11,30 E	36 m
Foggia	41,43 N	15,55 E	54 m
Caltanissetta	37,45 N	14,03 E	570 m
Sevilla	37,48 N	5,98 W	30 m
Albacete	39,00 N	1,82 W	700 m
Valladolid	41,63 N	4,73 W	690 m

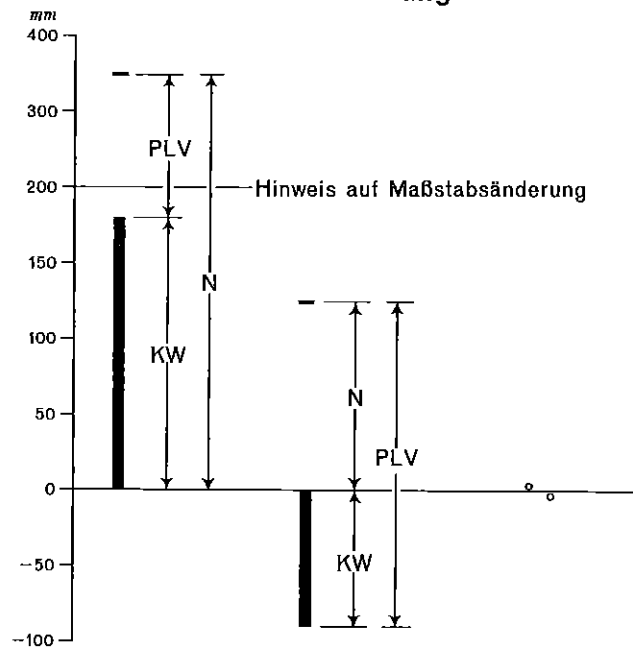
T a f e l 29

Moskva	55,77 N	37,67 E	167 m
Sykytyvkar	61,67 N	50,85 E	96 m
Murmansk	68,97 N	33,05 E	46 m
Koynas	64,75 N	47,65 E	62 m
Kuopio	62,92 N	27,67 E	232 m

T a f e l 29 (Fortsetzung)

Karesuando	68,45 N	22,50 E	327 m
Östersund	63,18 N	14,67 E	297 m
Göteborg	57,70 N	11,97 E	31 m
Tønder	54,93 N	8,87 E	2 m
Belmullet	54,23 N	10,00 W	9 m
Alberperth	52,13 N	4,57 W	133 m
Brest	48,45 N	4,42 W	98 m
Bergen	60,40 N	5,32 E	43 m
Ft. William	56,80 N	5,12 W	13 m
Oberstdorf	47,40 N	10,28 E	810 m

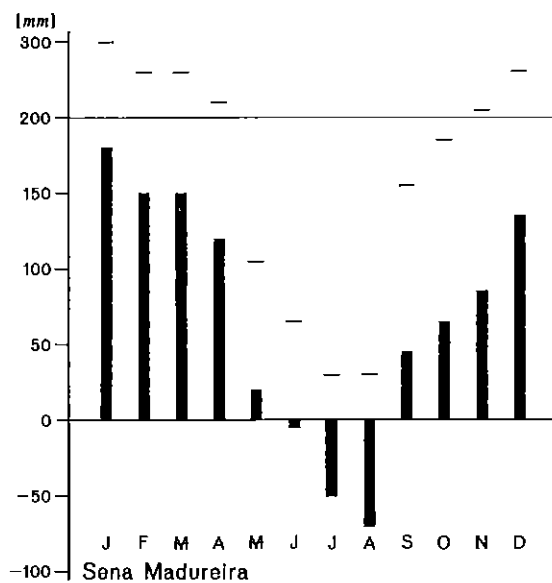
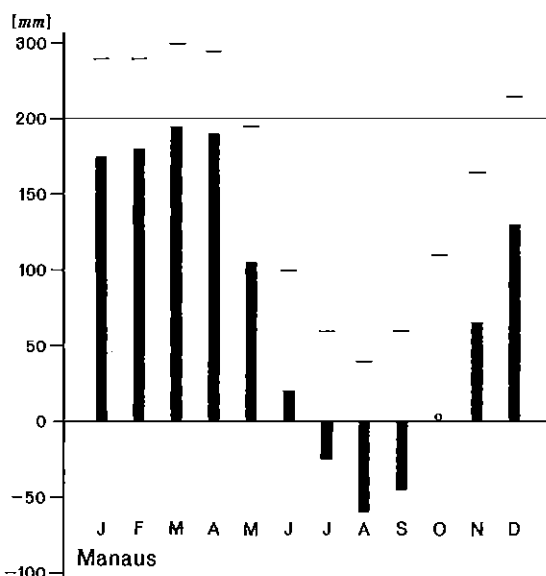
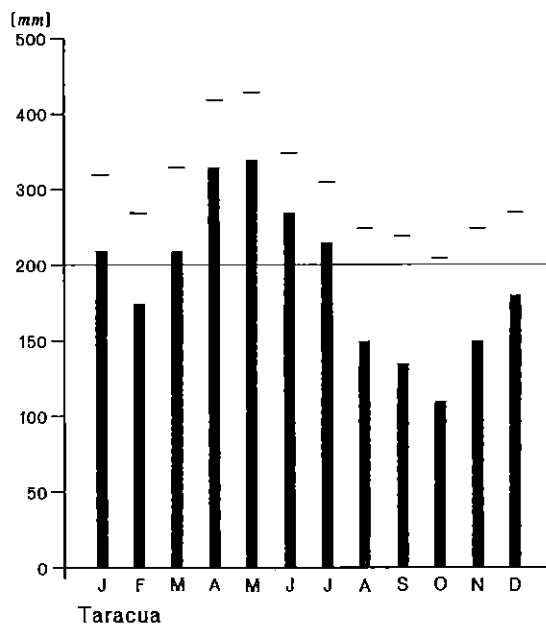
Zeichenerklärung



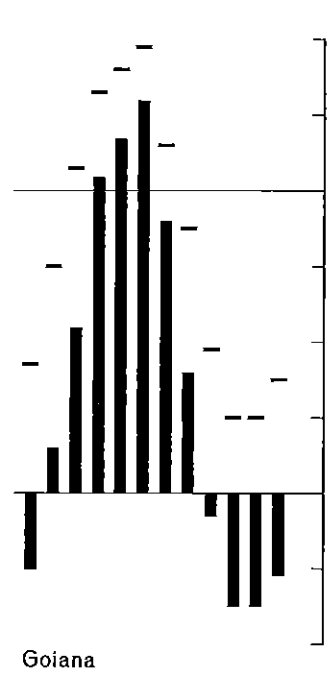
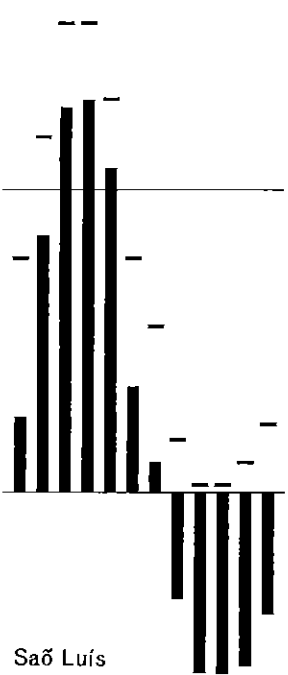
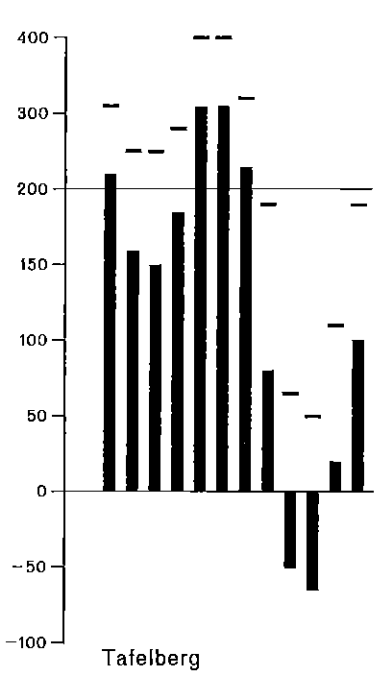
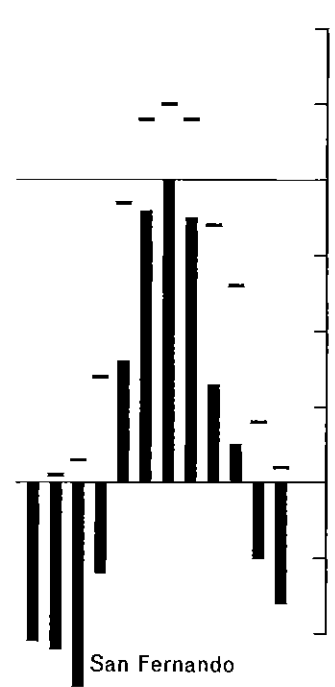
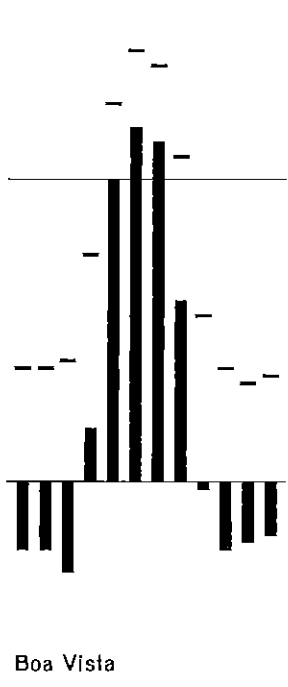
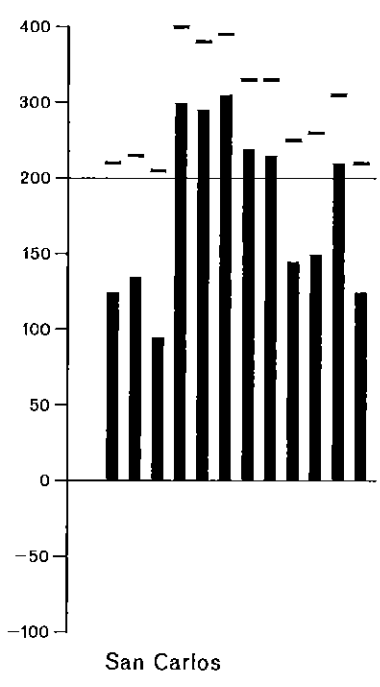
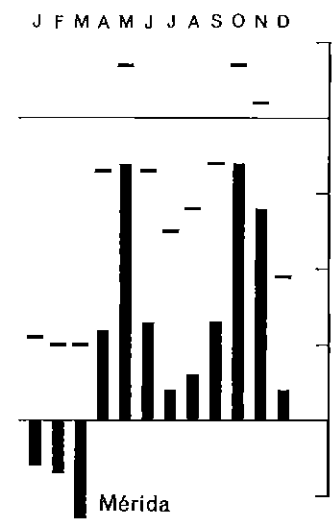
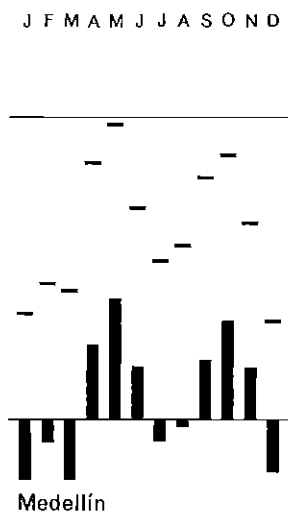
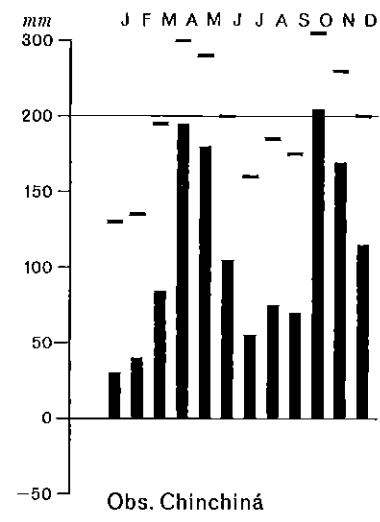
KW = klimatologische Wasserbilanz, ° = +2,4 mm bis -2,4 mm

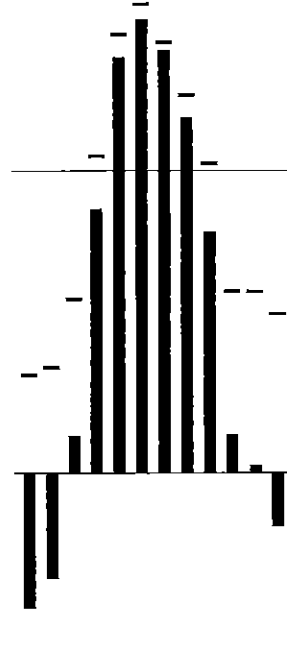
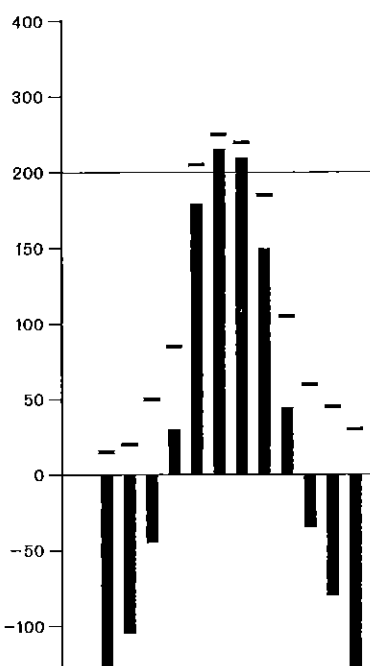
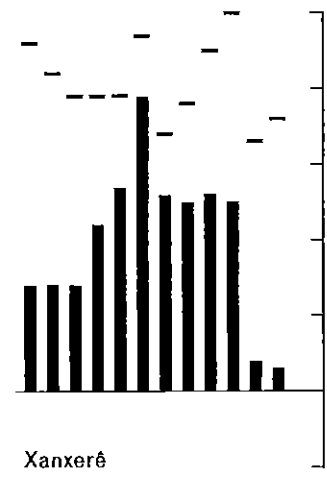
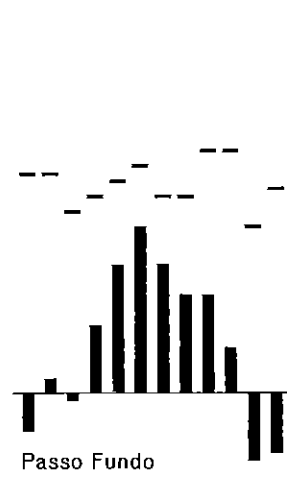
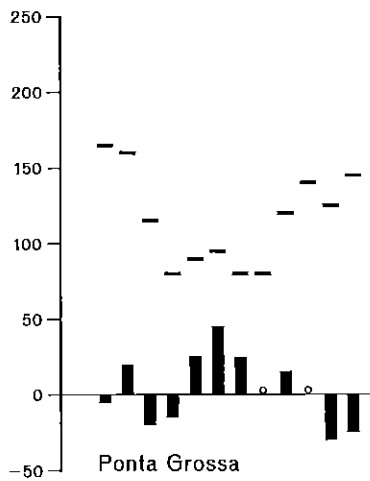
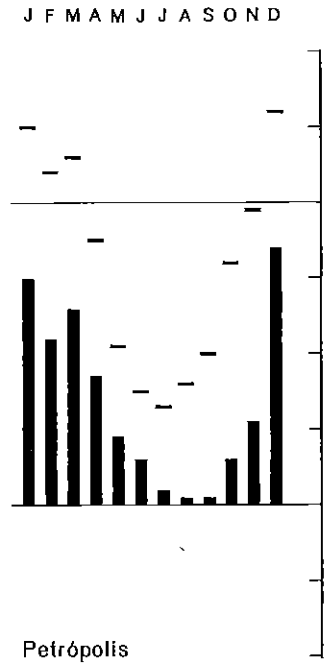
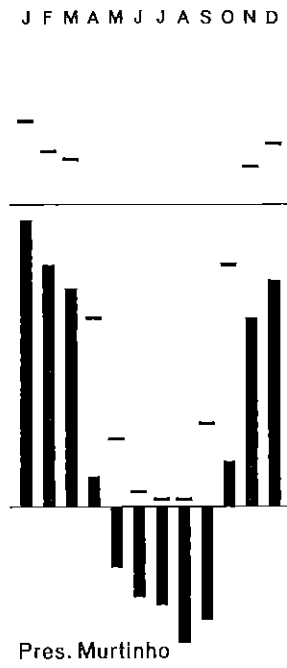
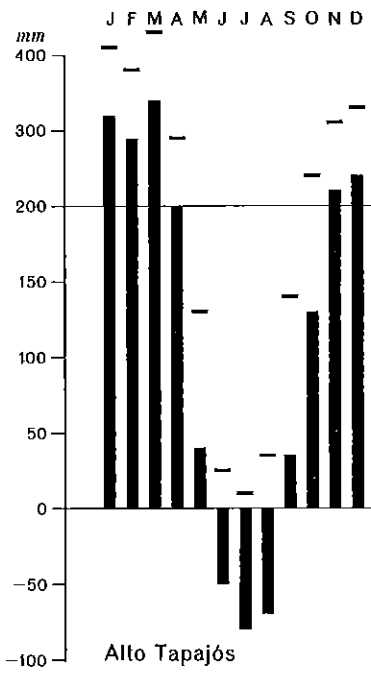
N = Niederschlag, < 2,5 mm nicht eingetragen

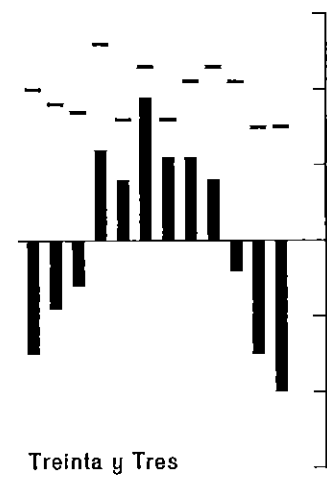
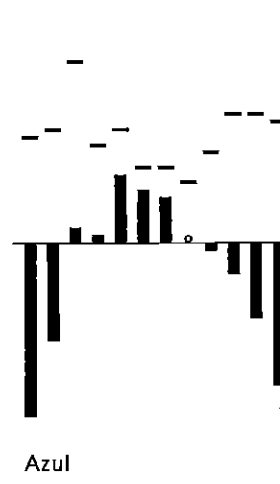
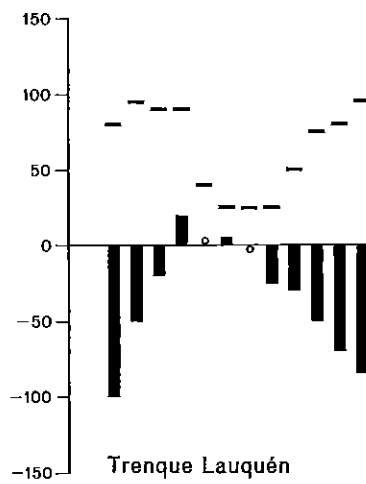
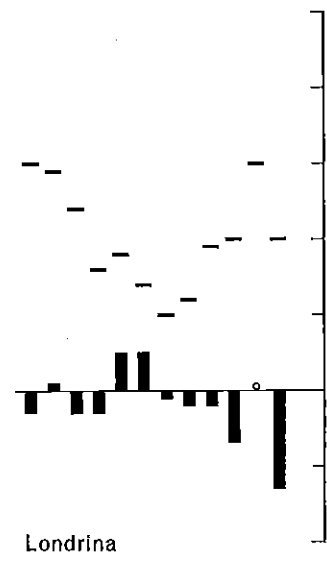
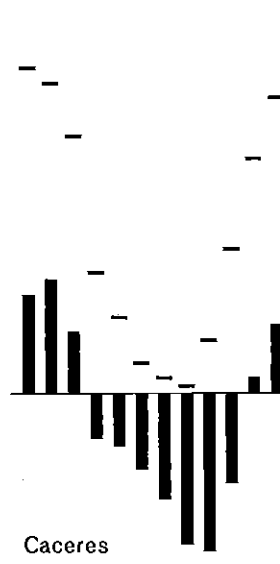
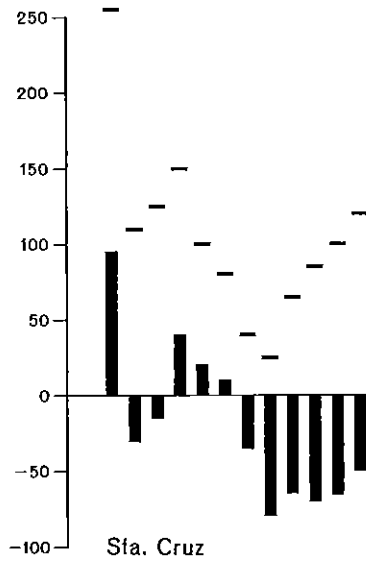
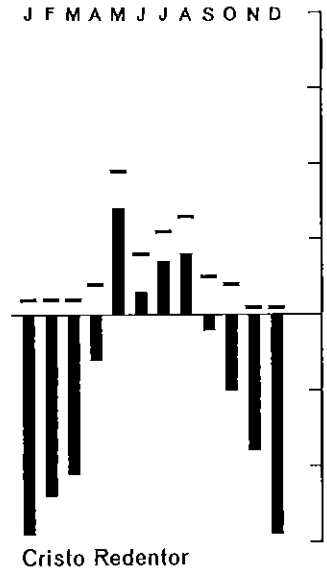
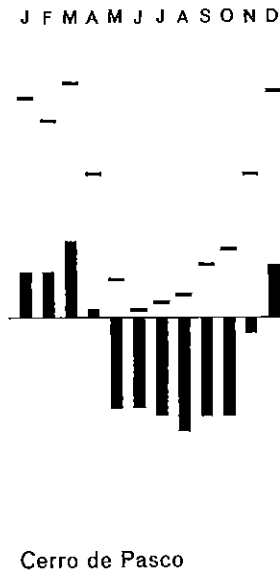
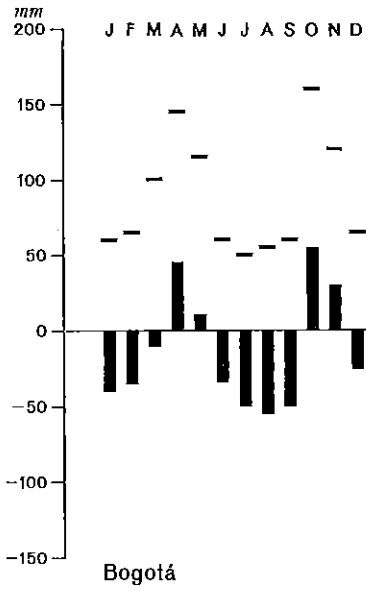
PLV = potentielle Landverdunstung



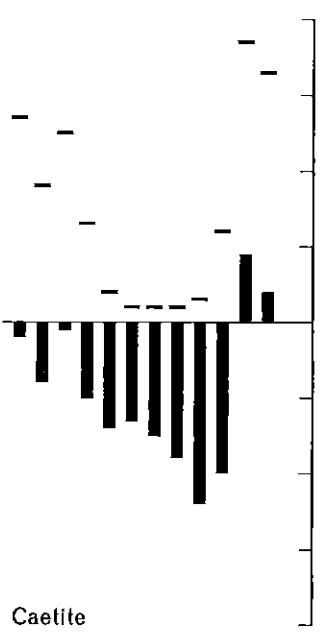
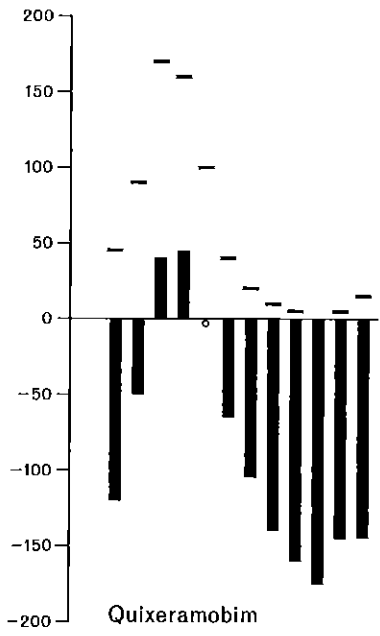
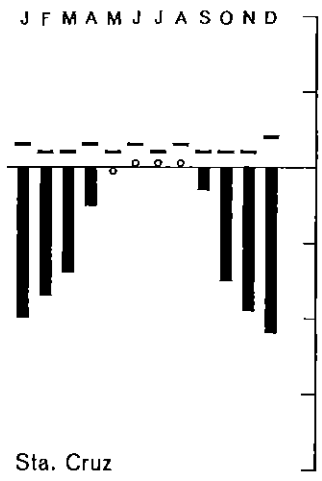
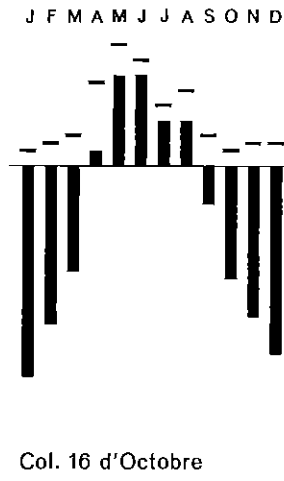
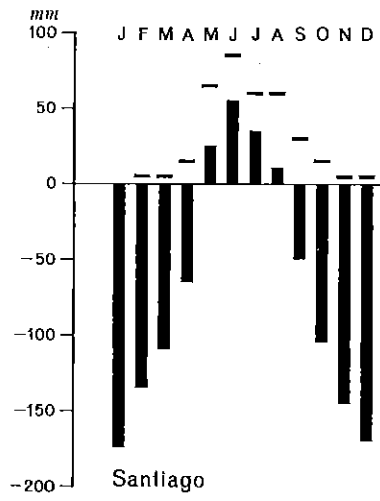
Tafel 2

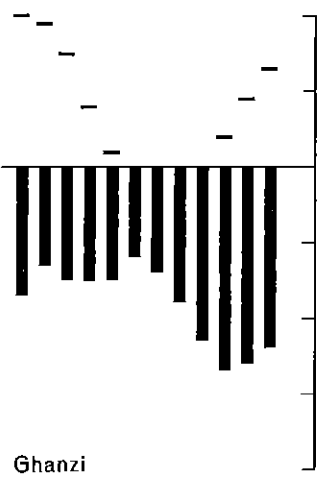
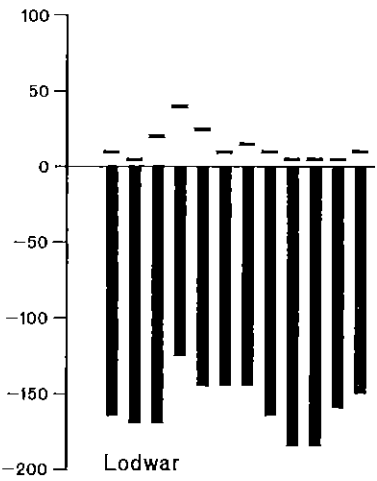
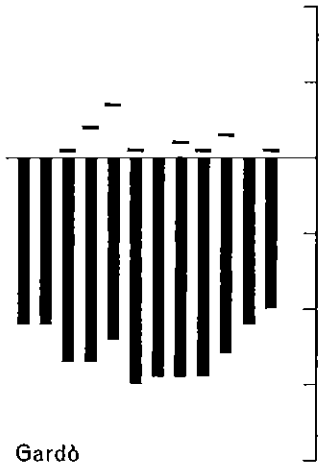
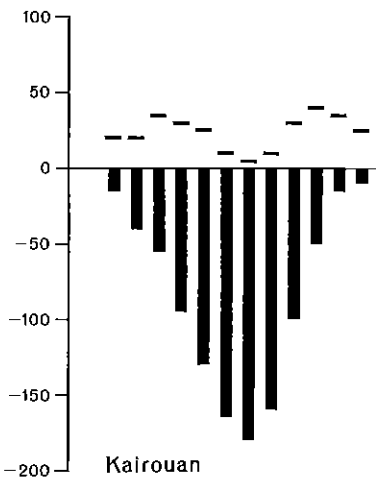
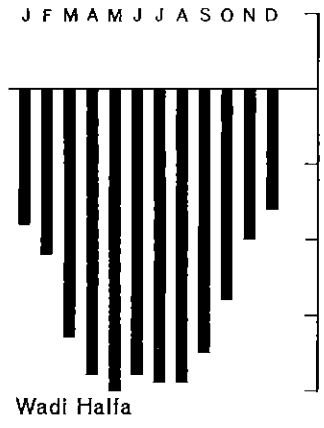
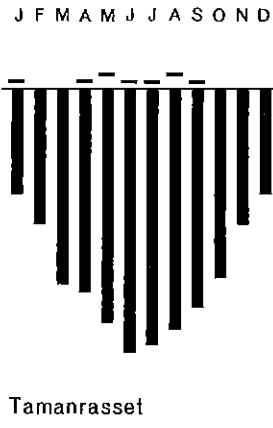
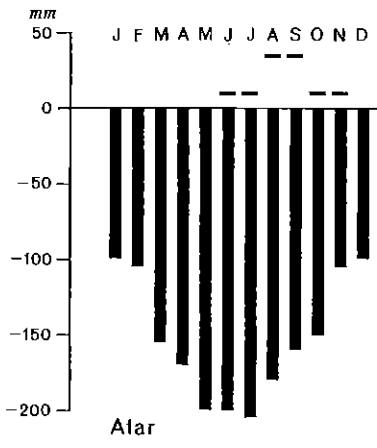




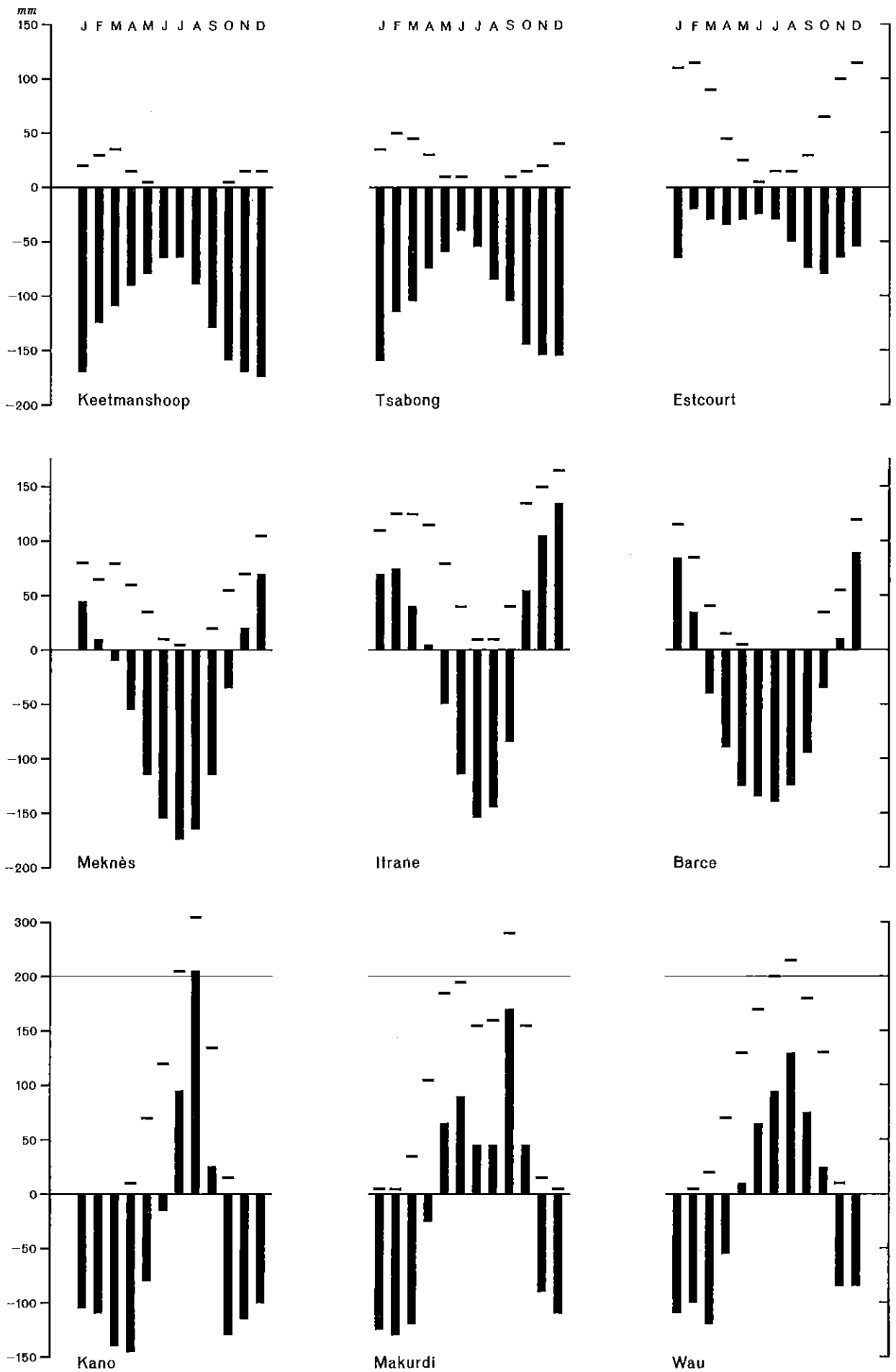


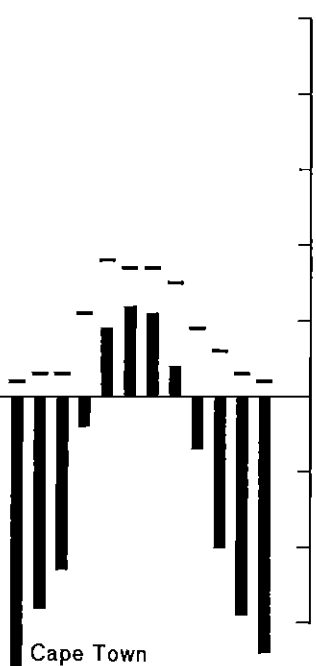
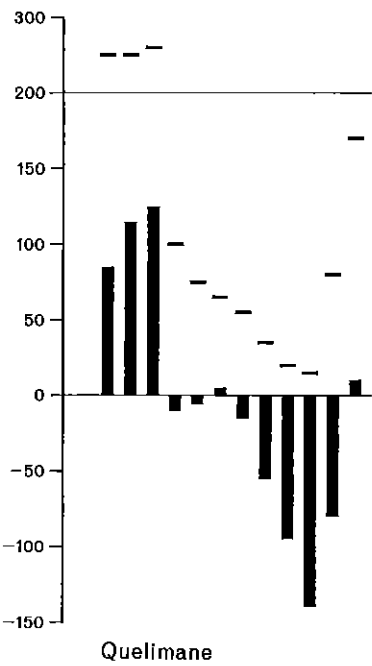
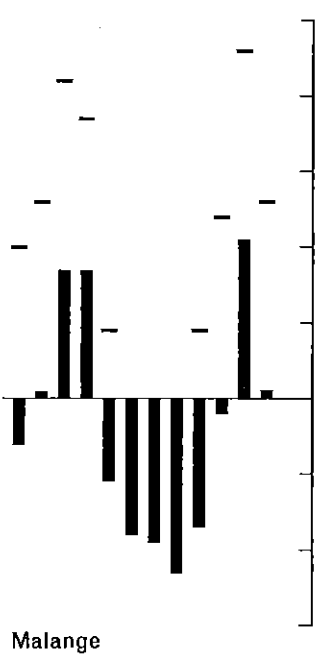
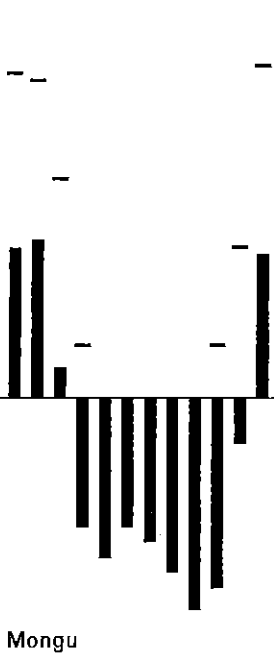
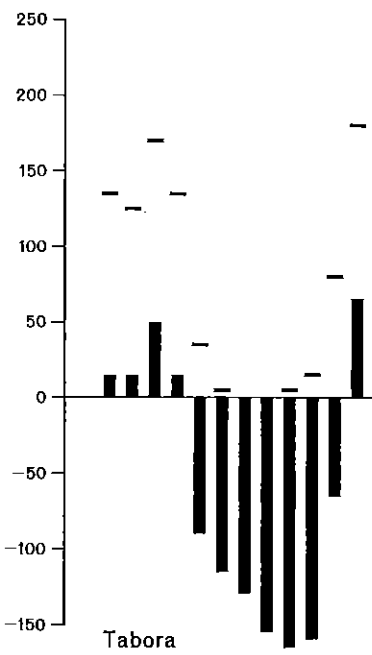
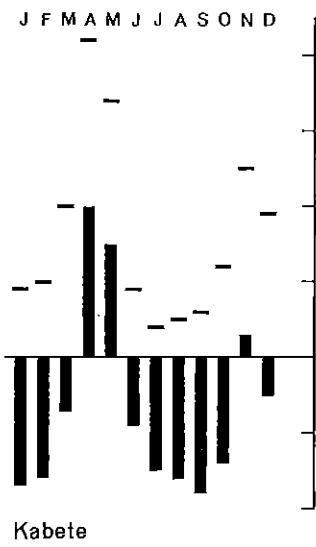
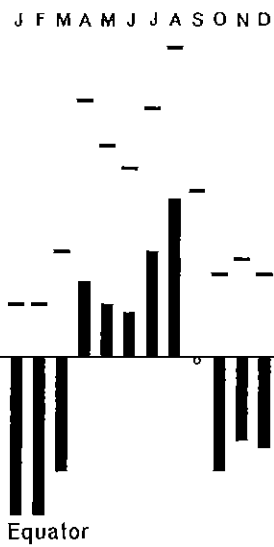
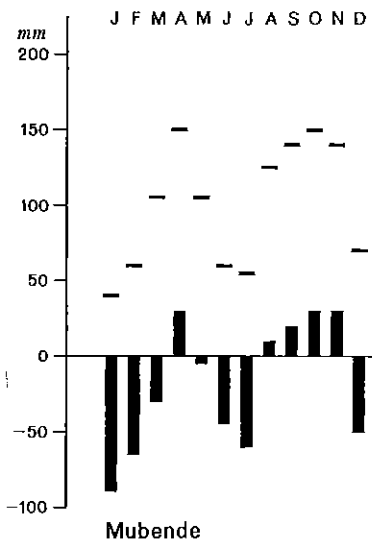
Tafel 6



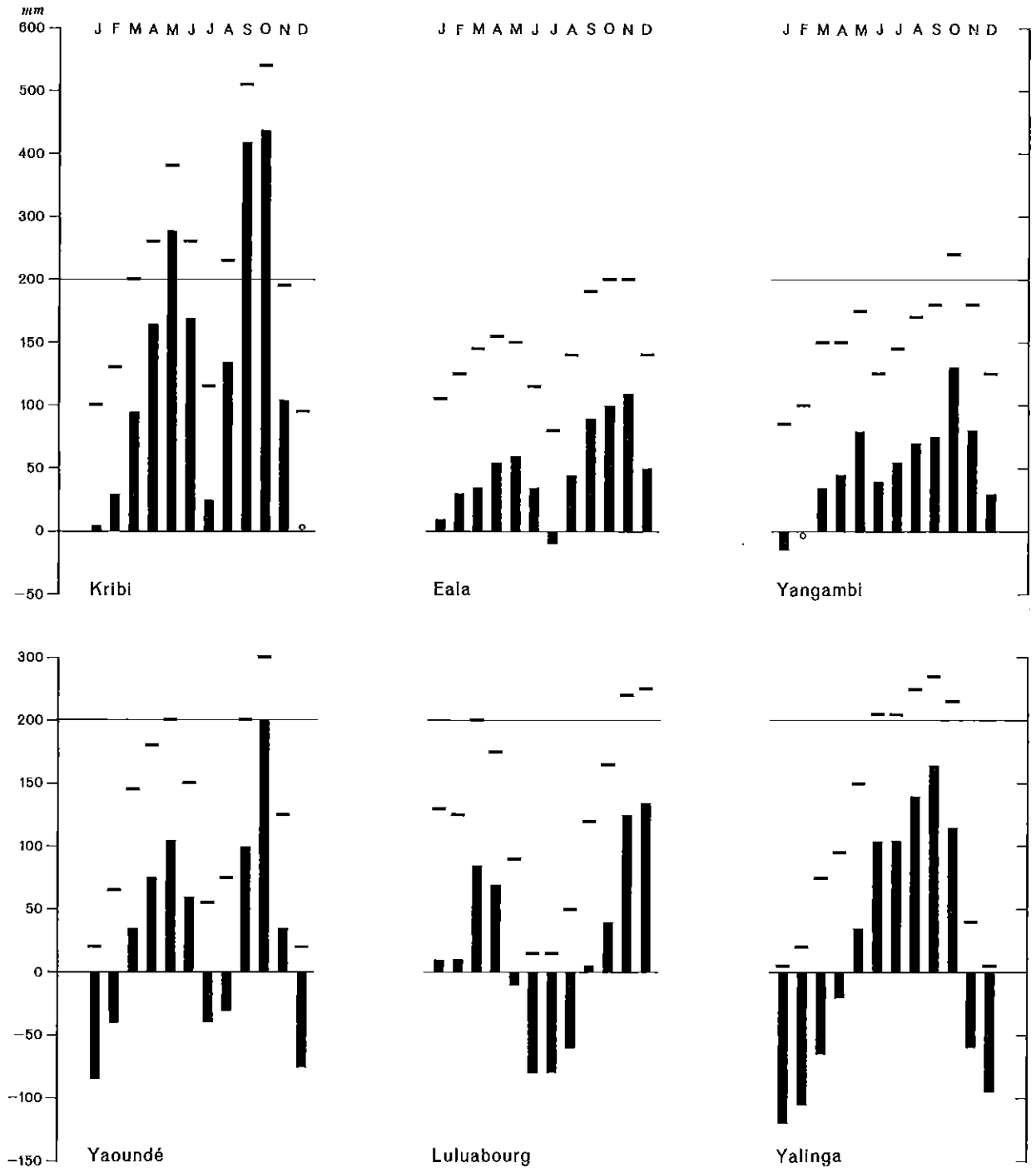


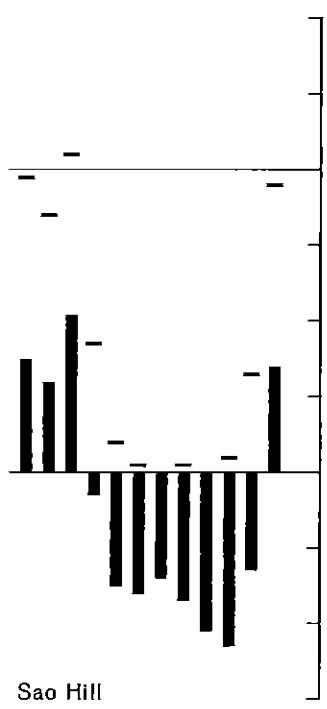
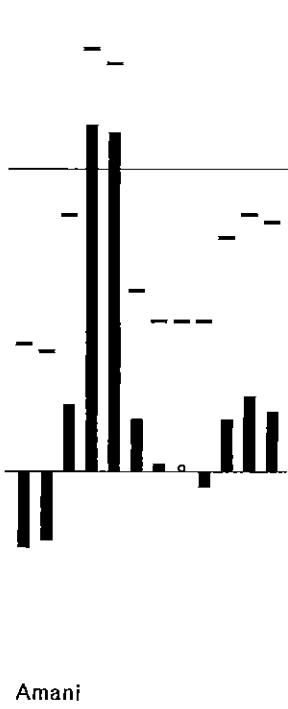
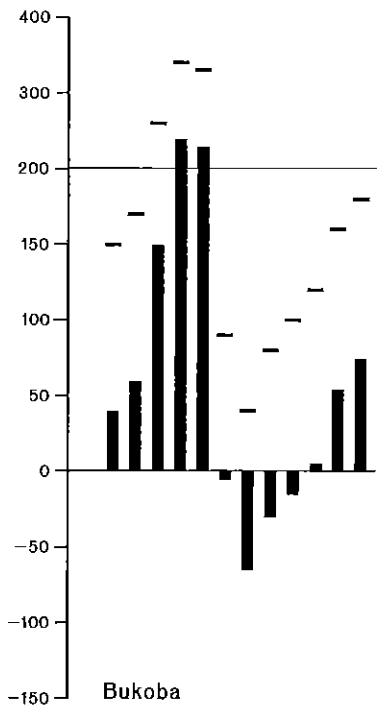
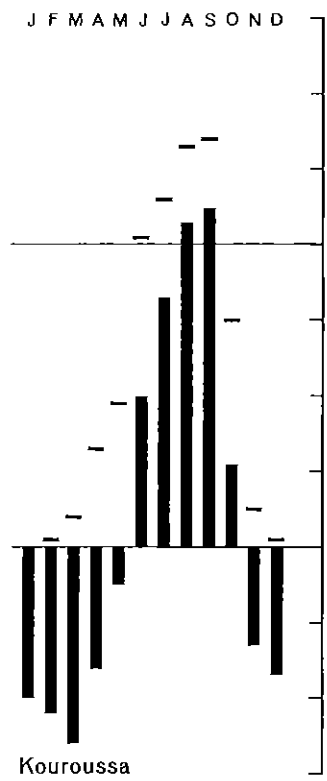
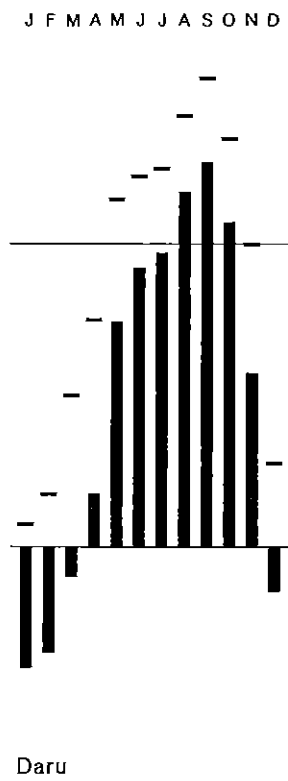
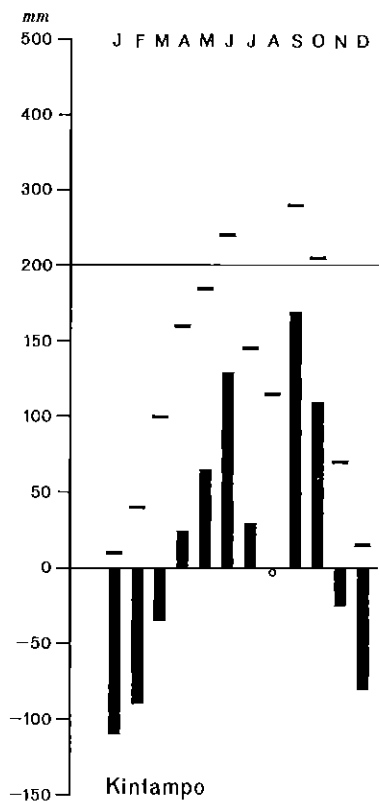
Tafel 8



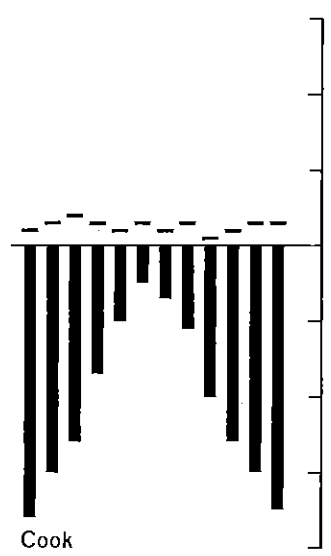
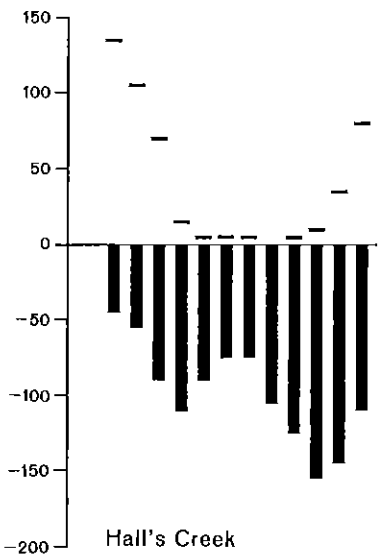
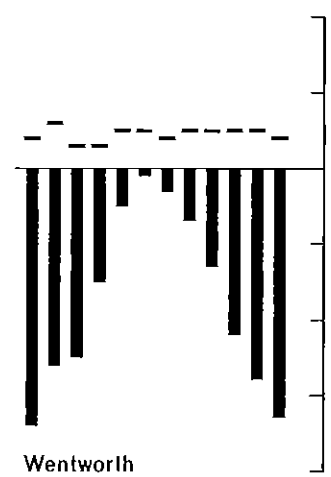
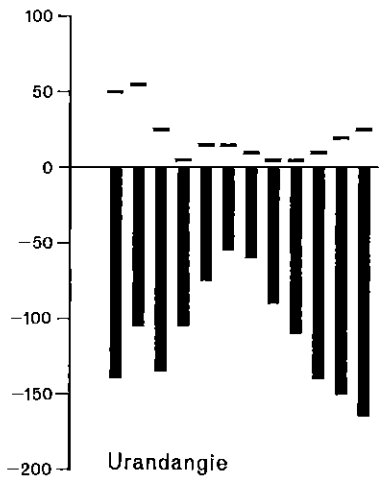
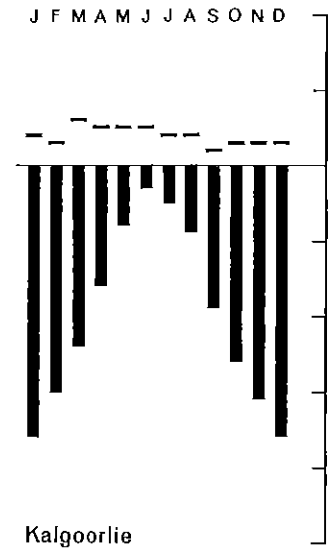
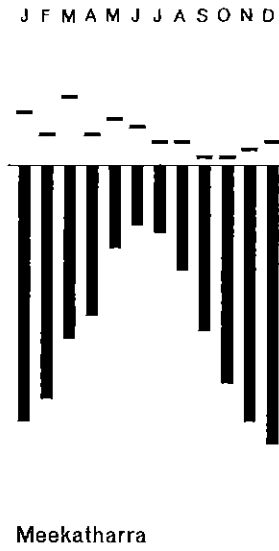
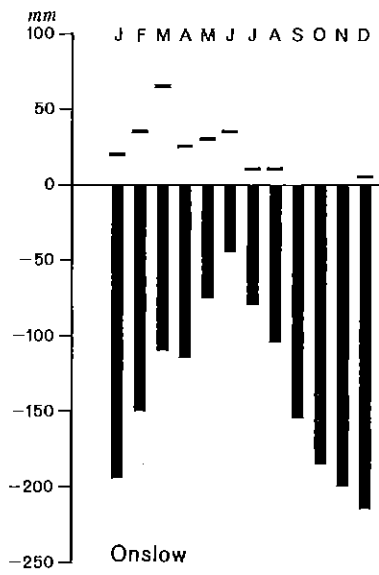


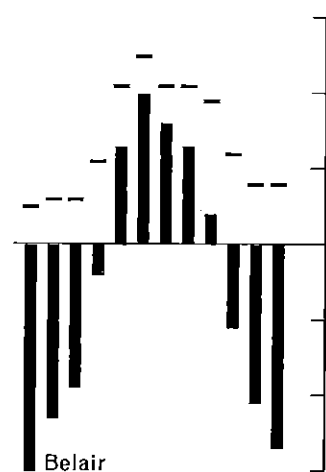
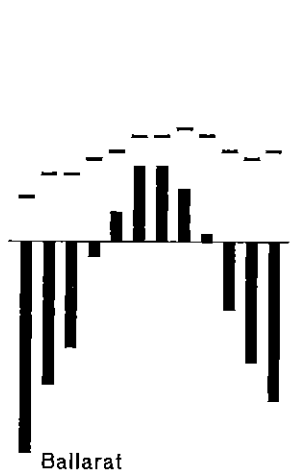
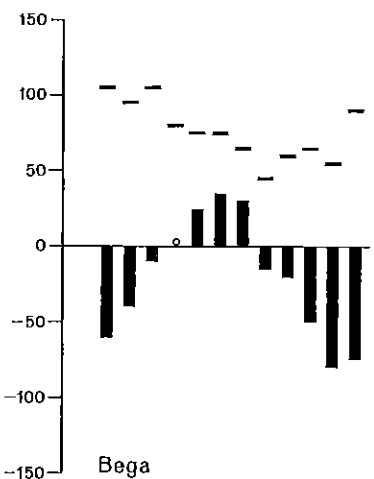
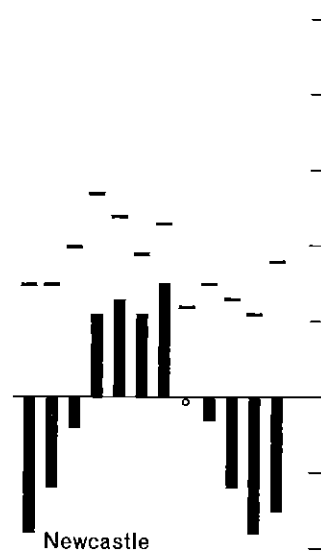
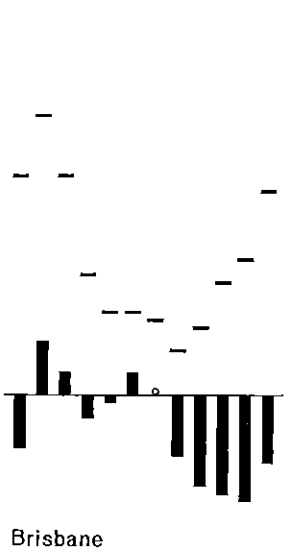
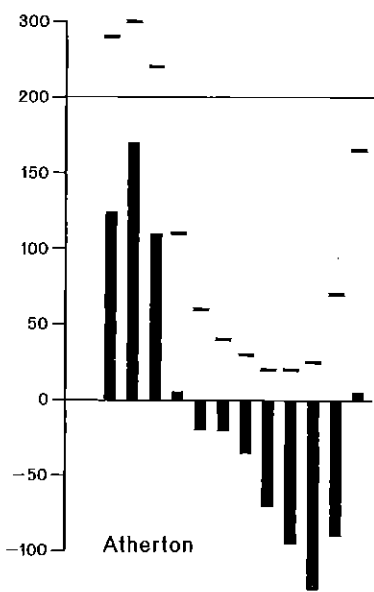
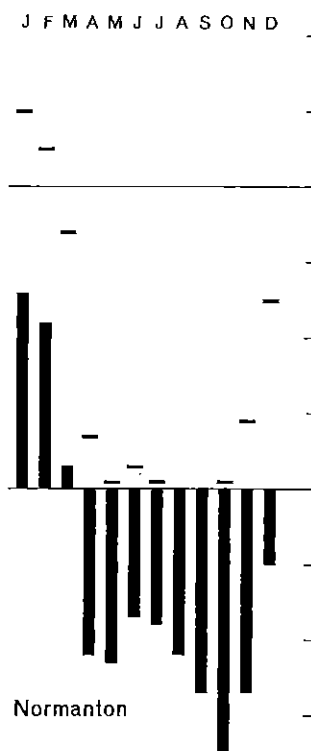
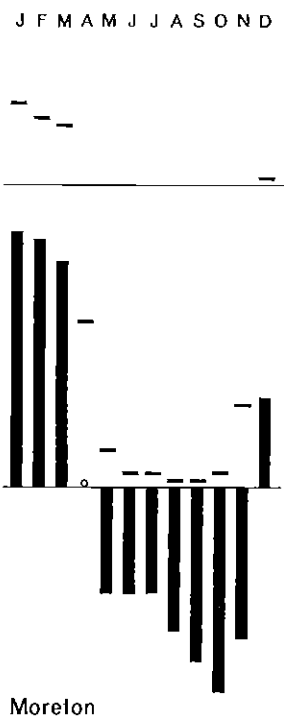
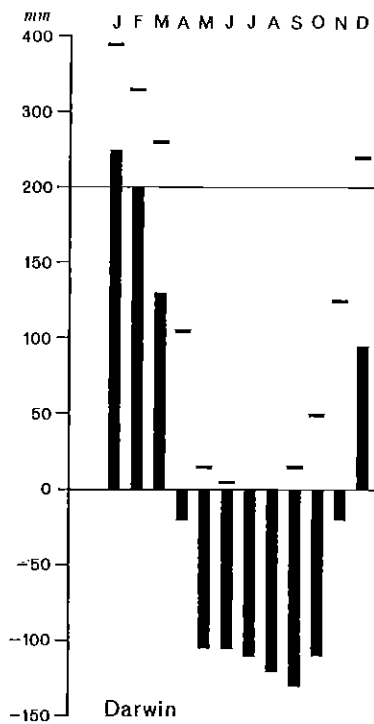
Tafel 10



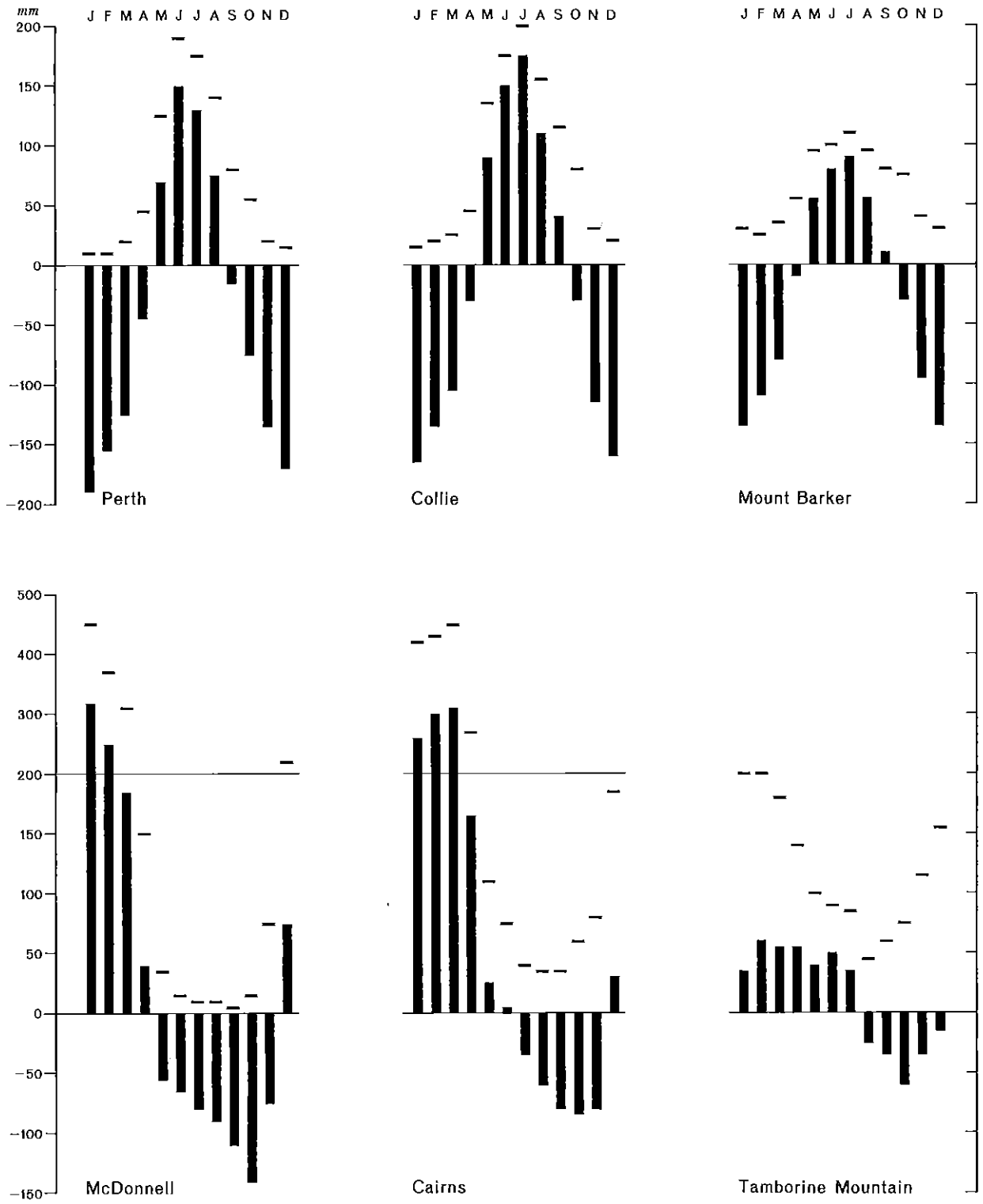


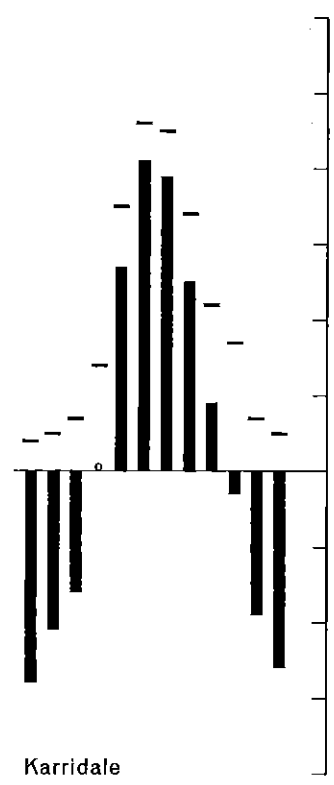
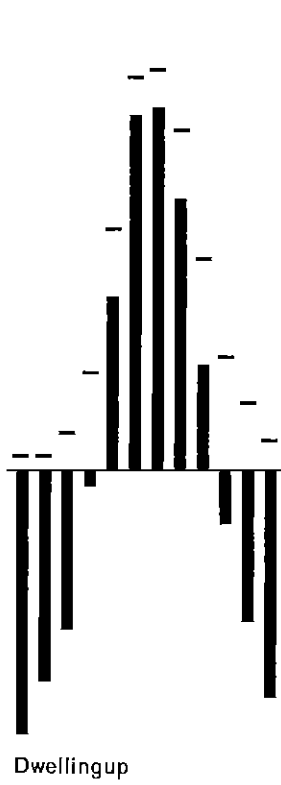
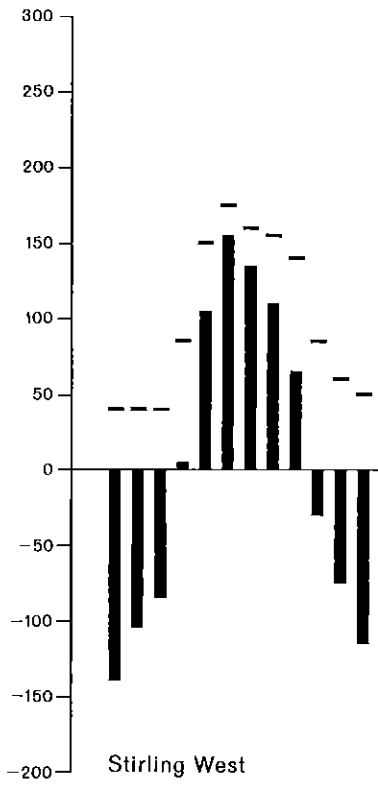
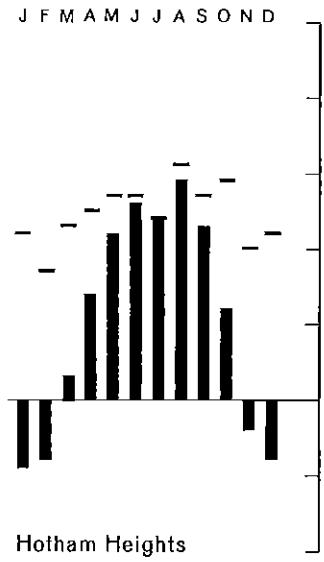
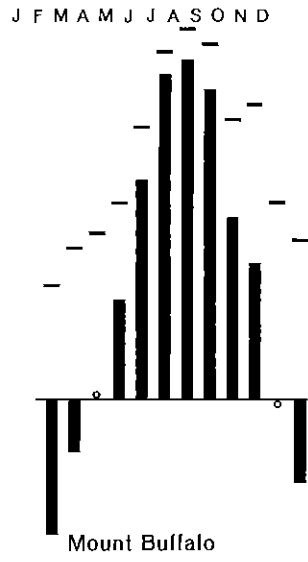
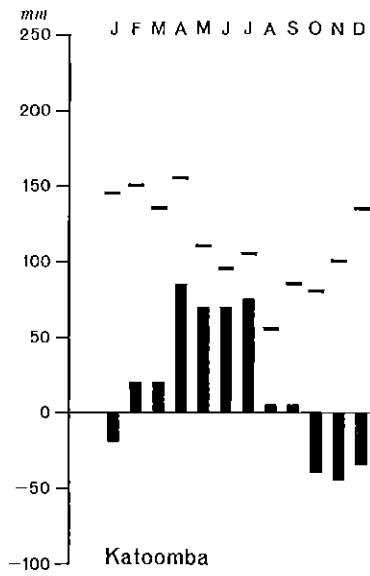
Tafel 12



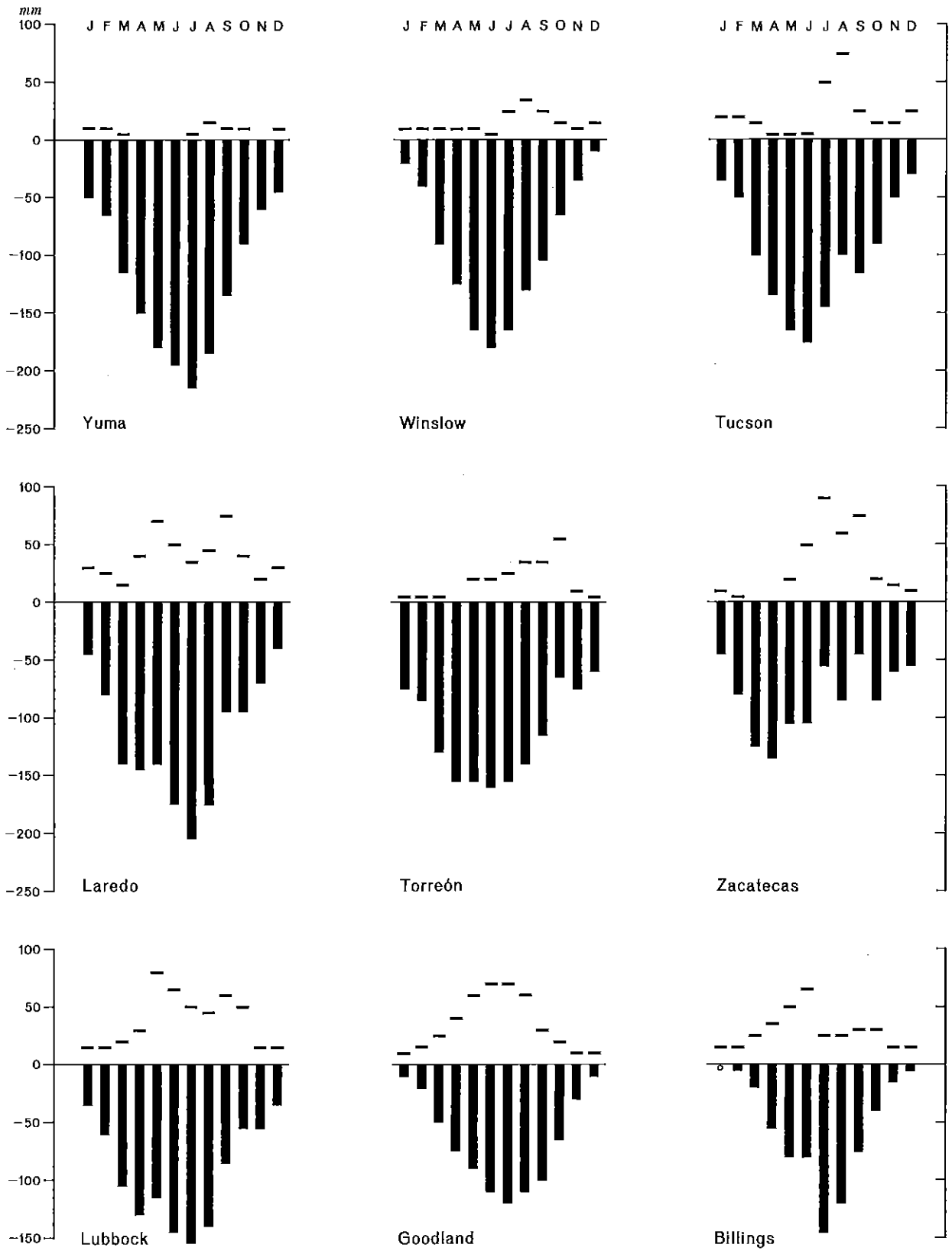


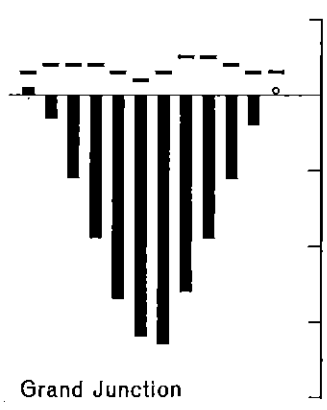
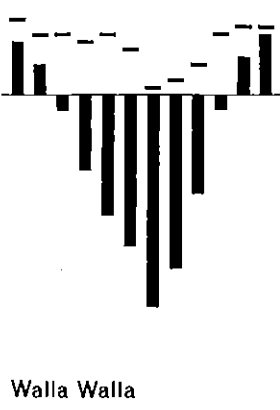
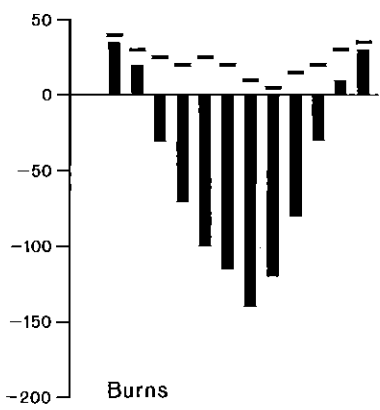
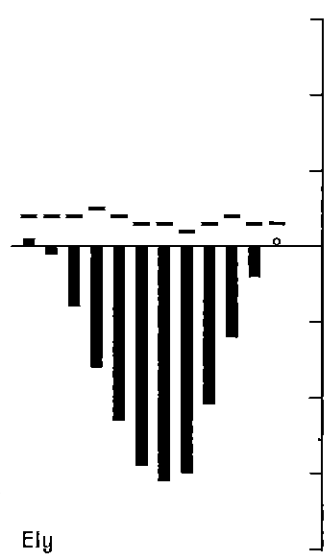
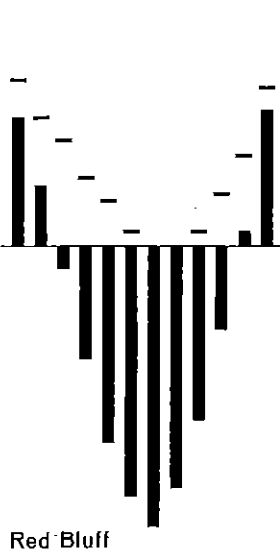
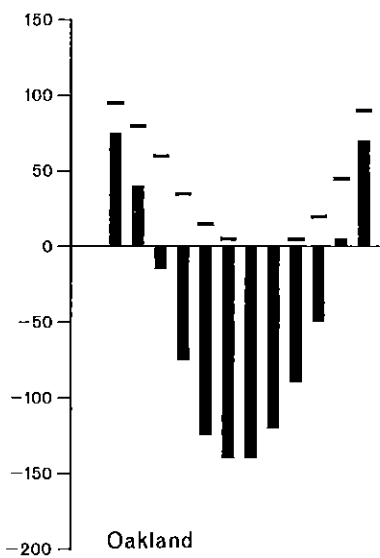
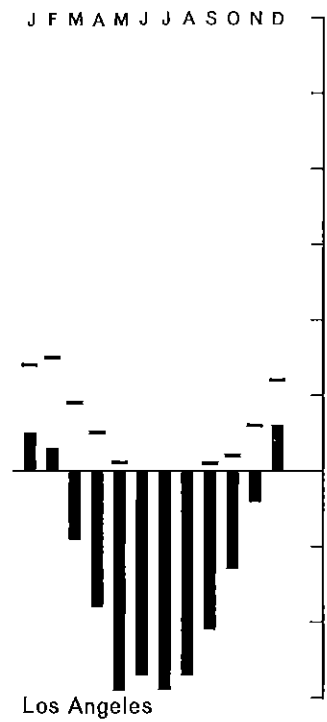
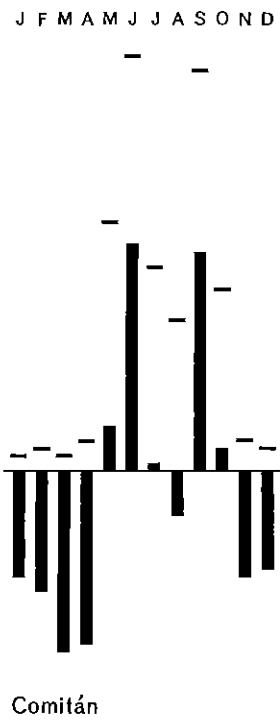
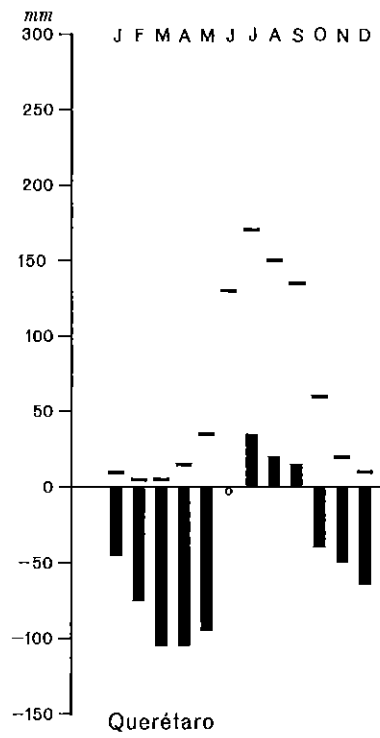
Tafel 14



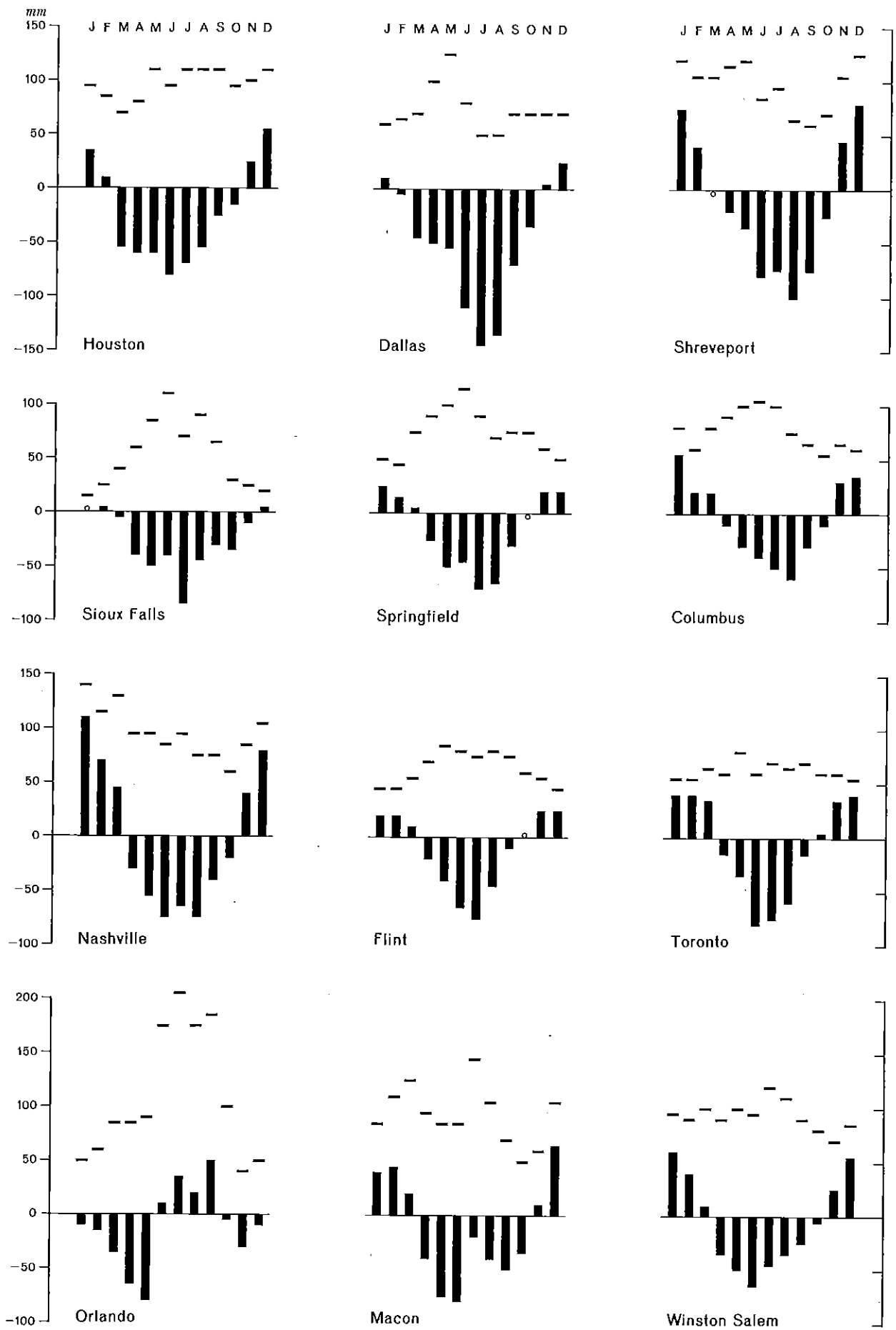


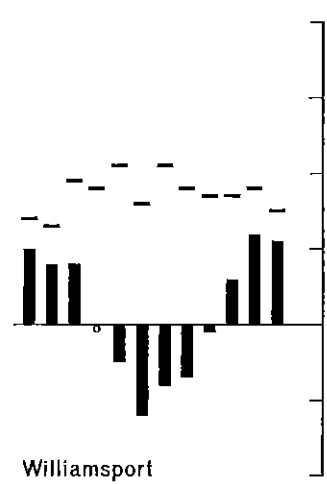
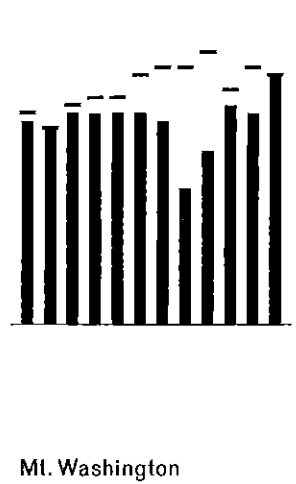
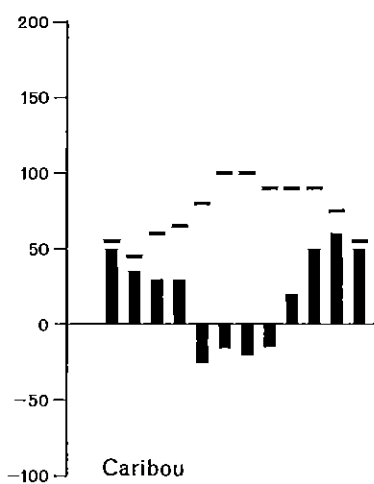
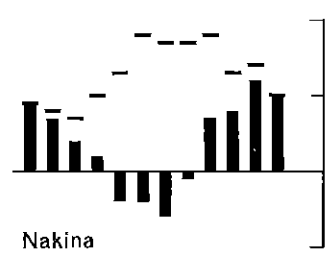
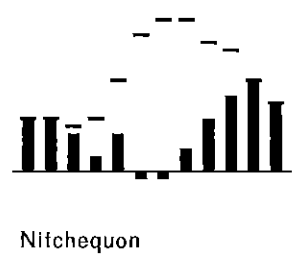
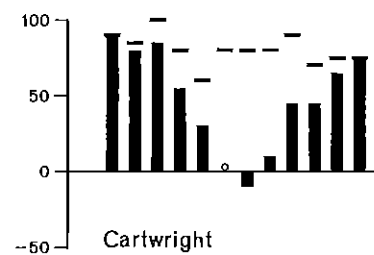
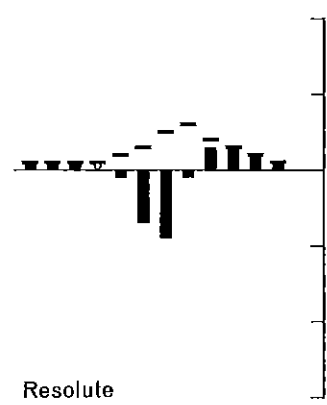
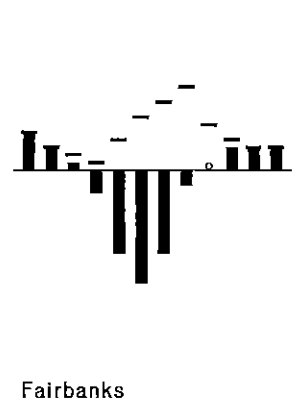
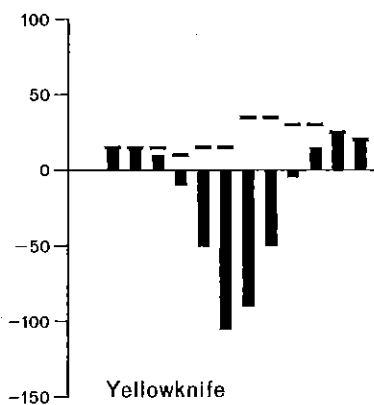
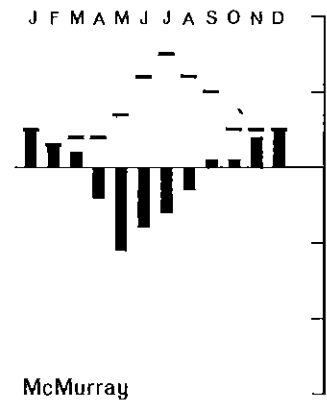
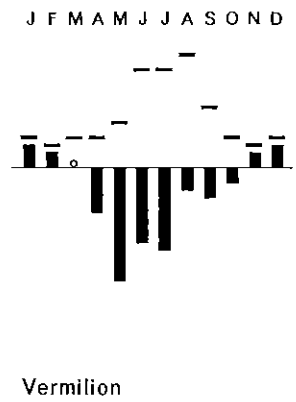
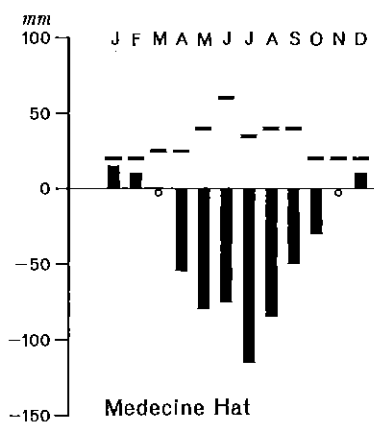
Tafel 16



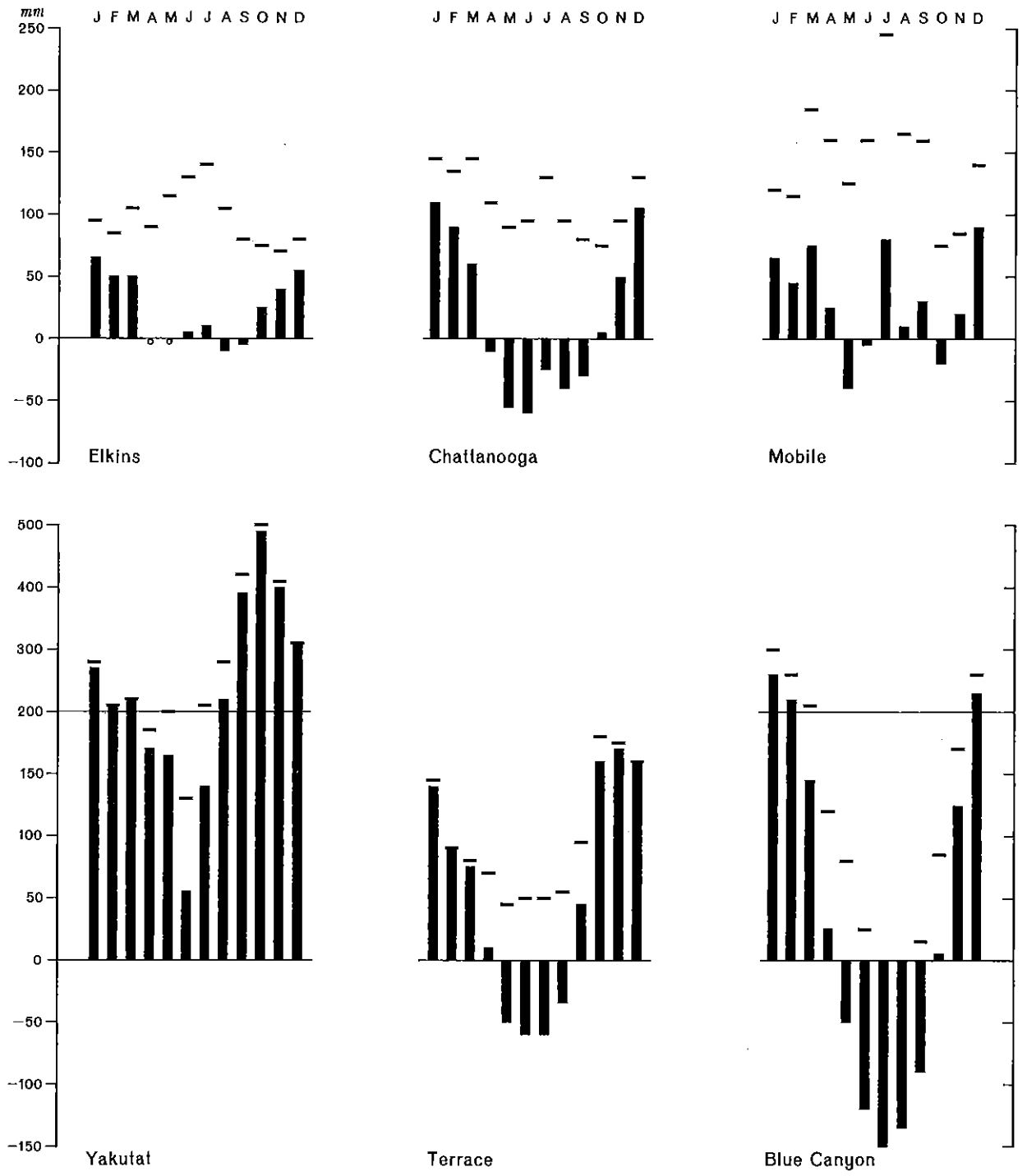


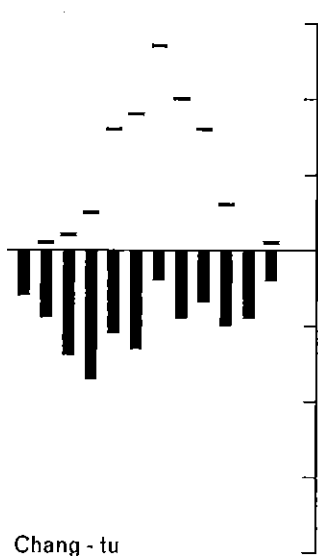
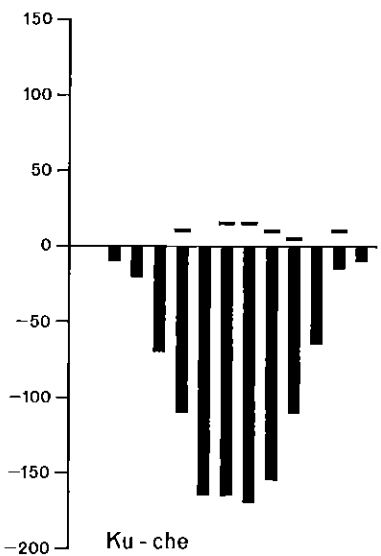
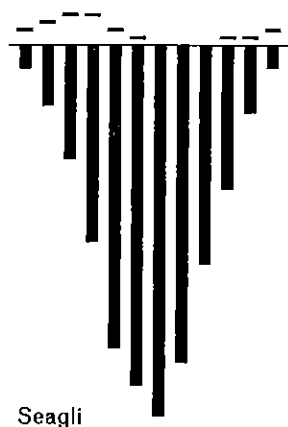
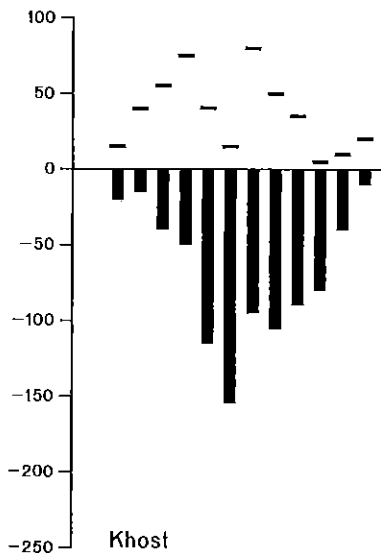
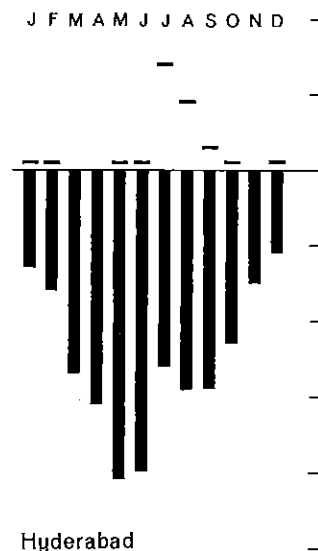
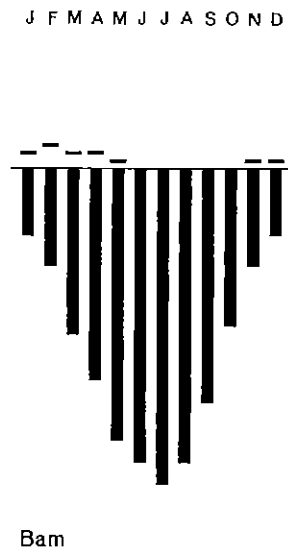
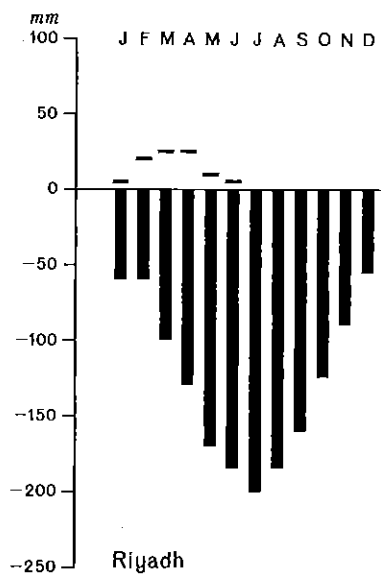
Tafel 18



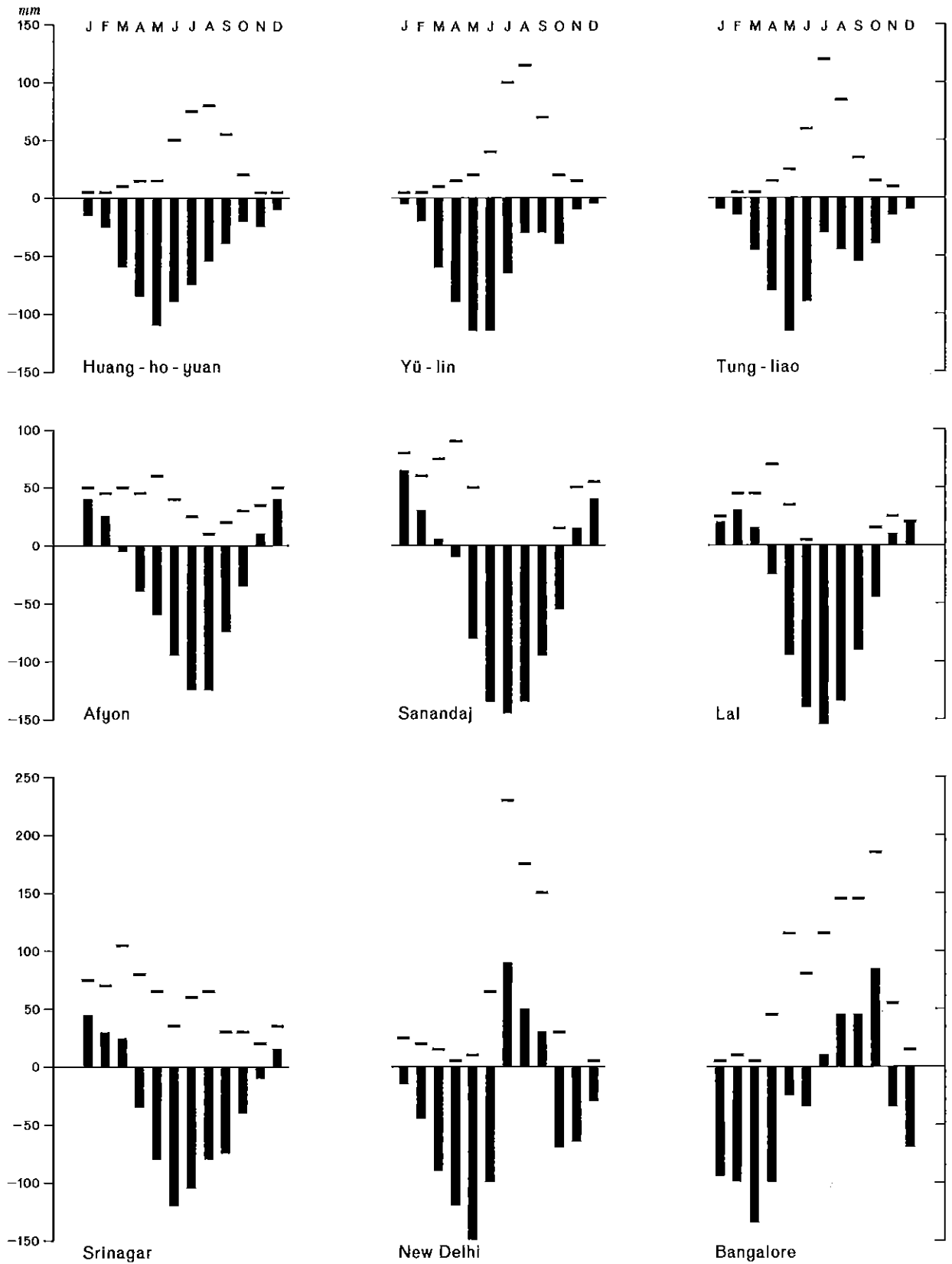


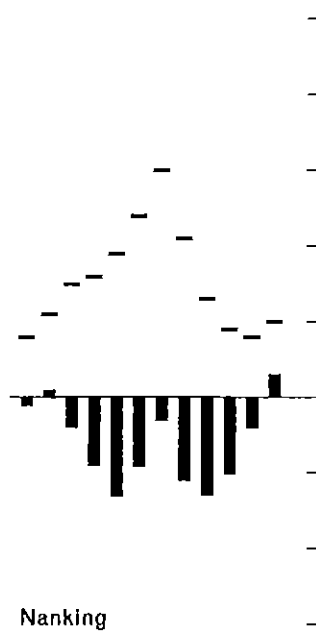
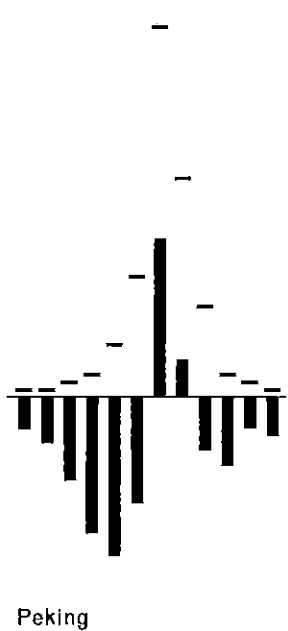
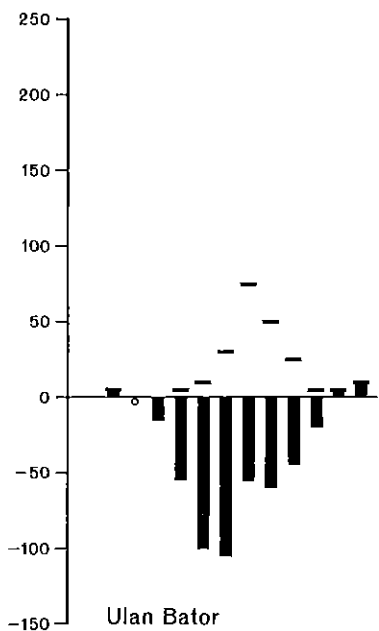
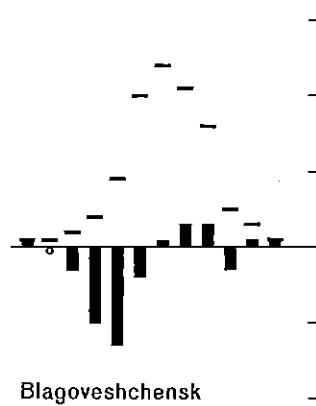
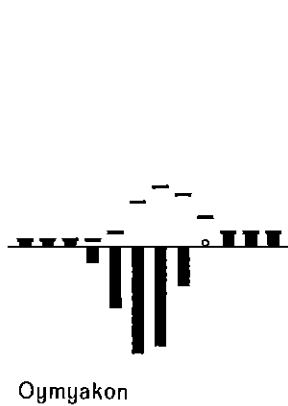
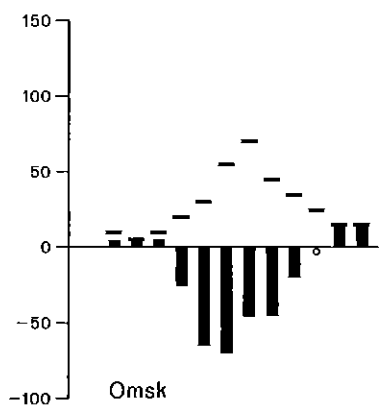
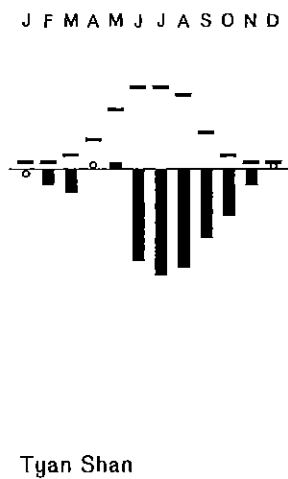
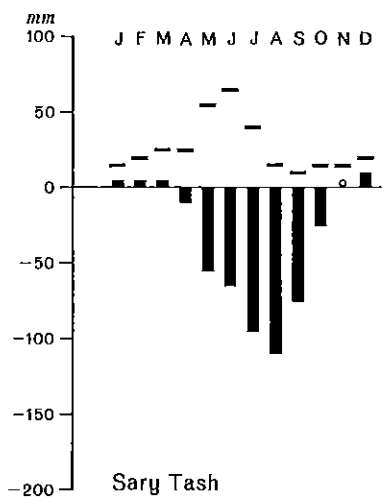
Tafel 20



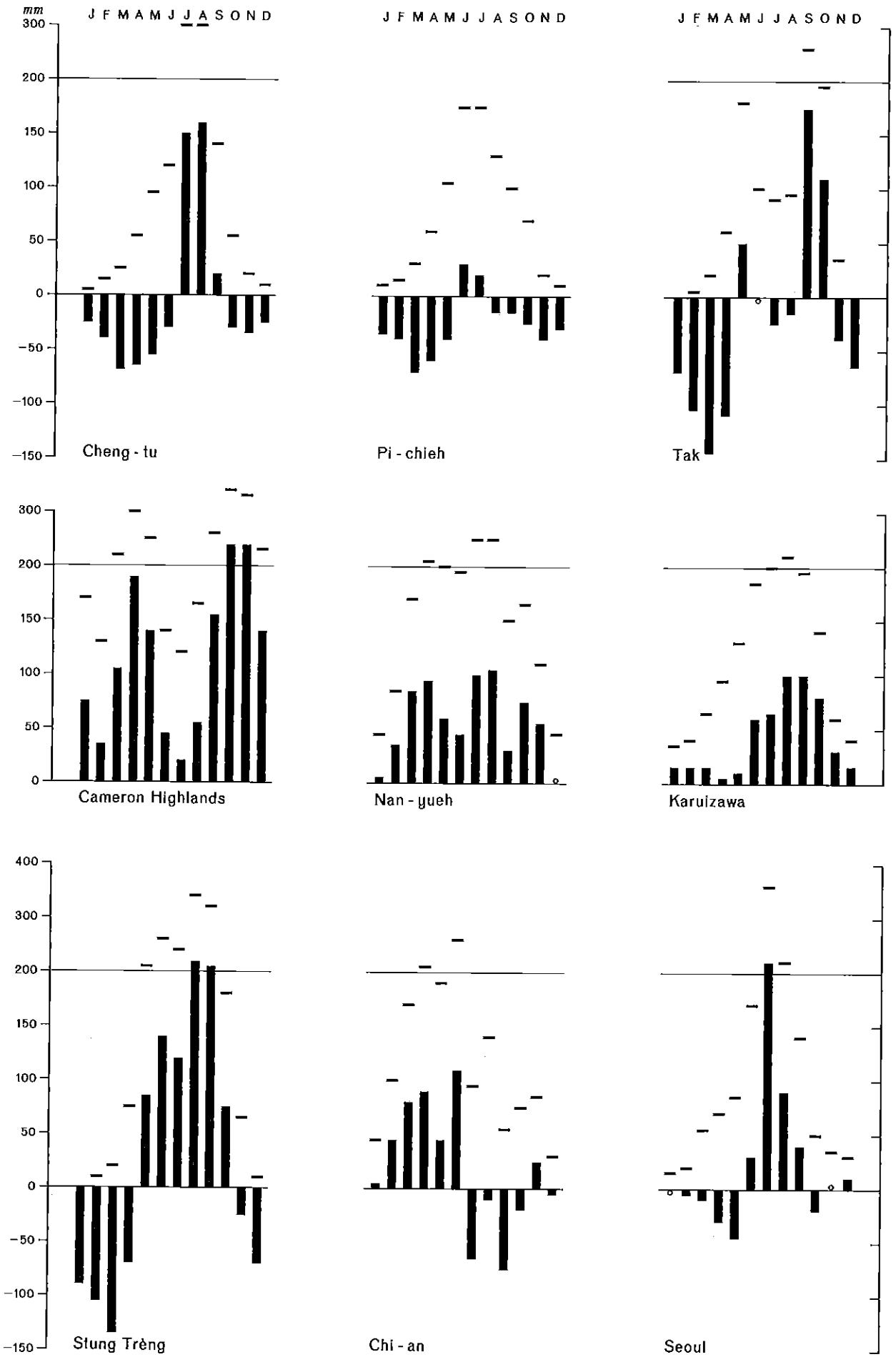


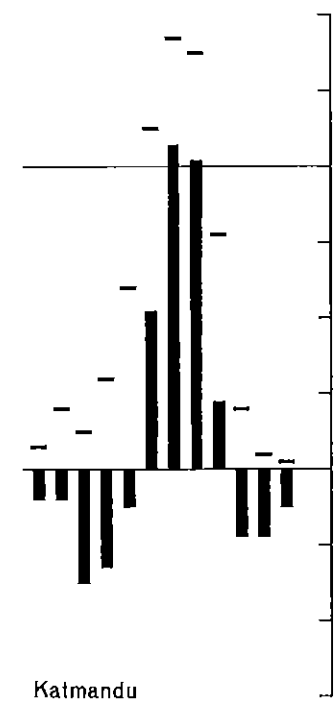
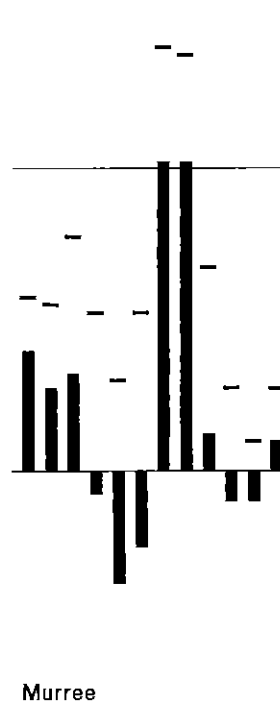
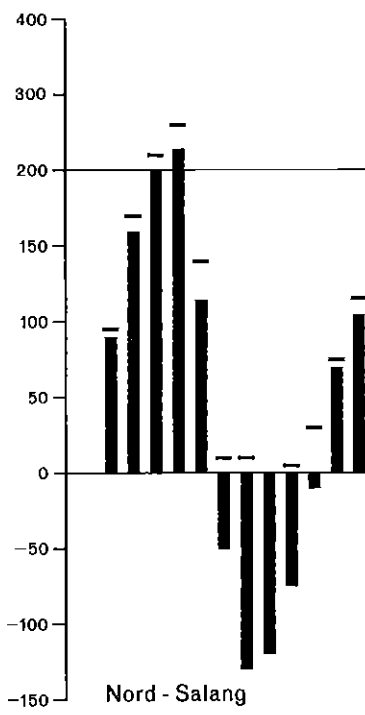
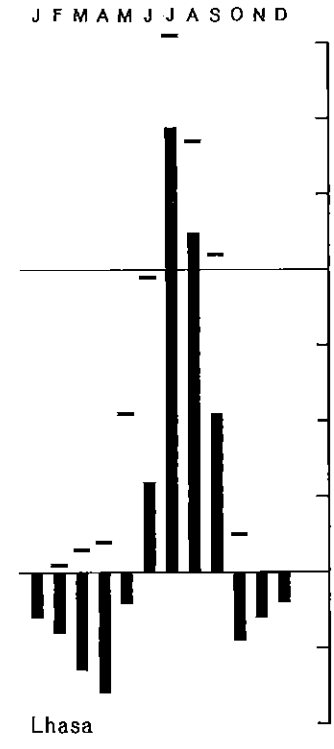
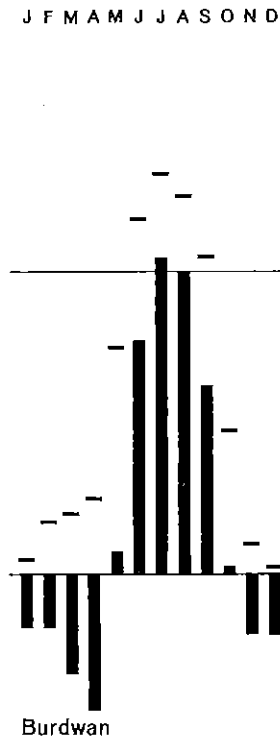
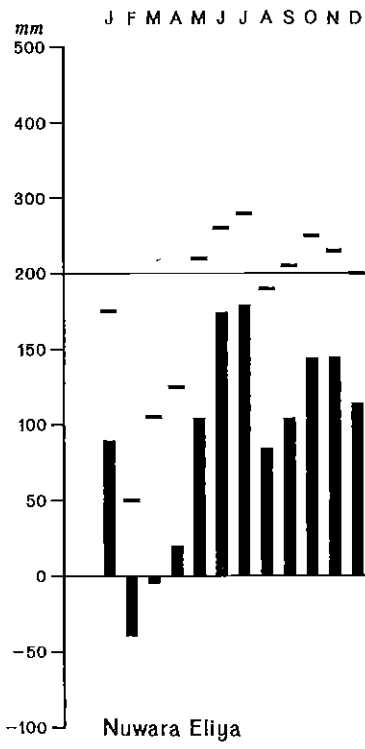
Tafel 22



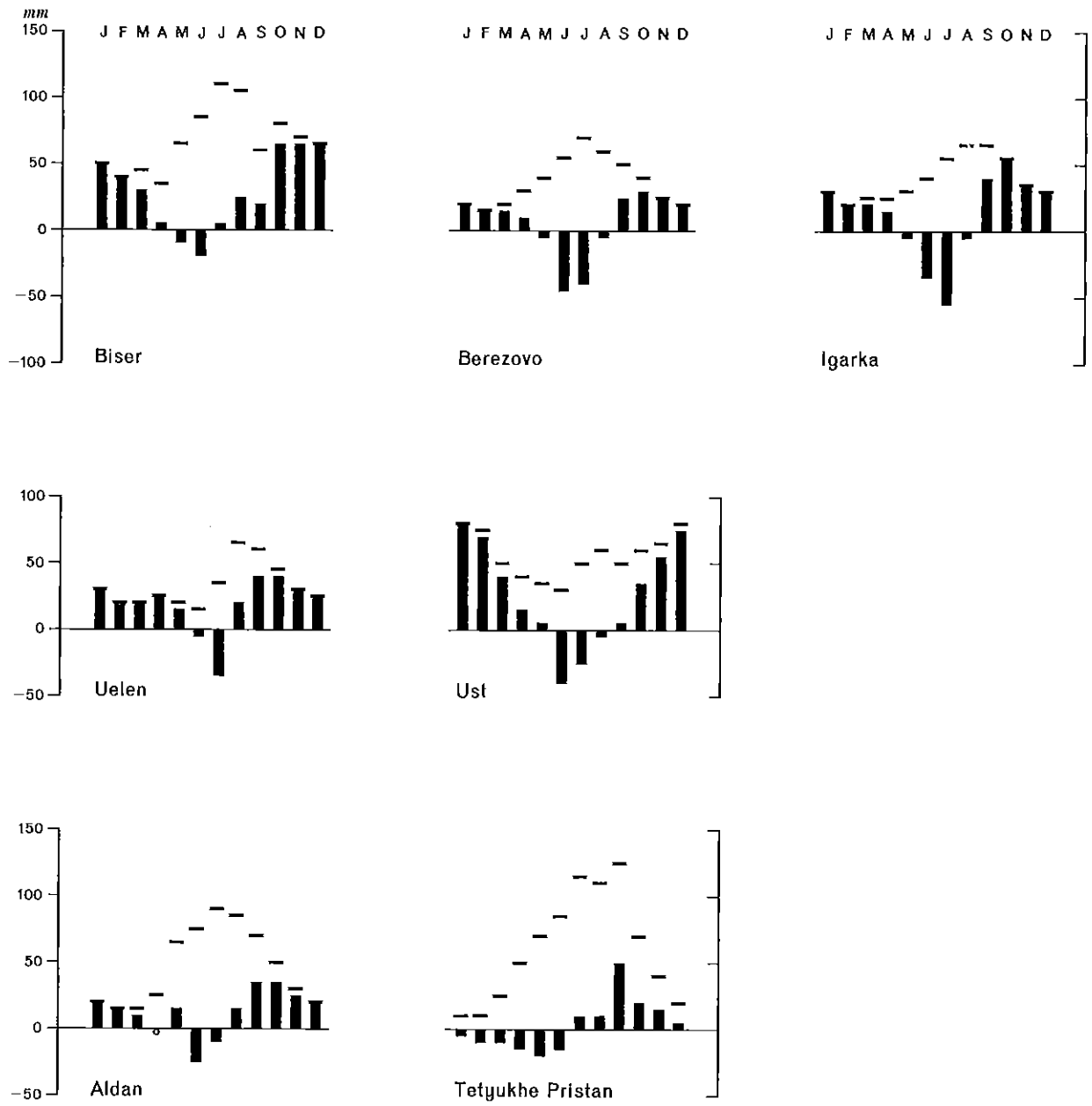


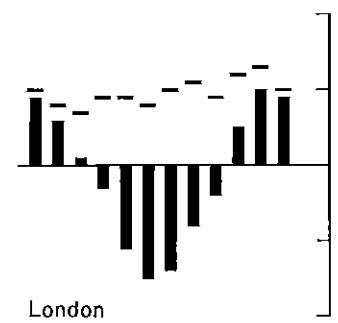
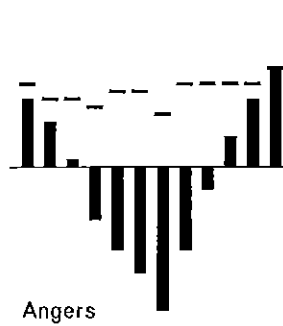
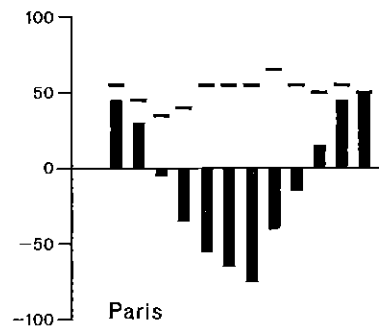
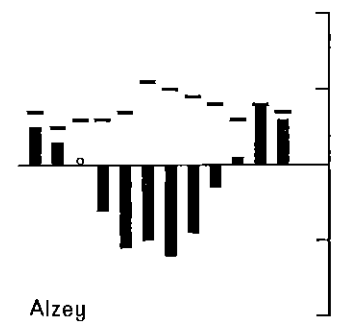
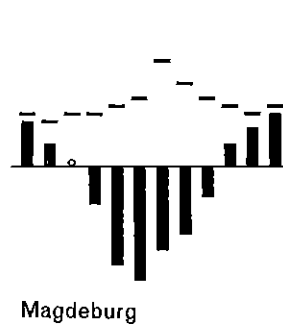
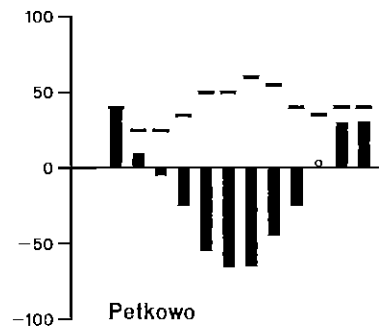
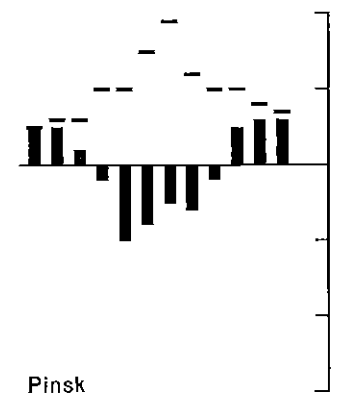
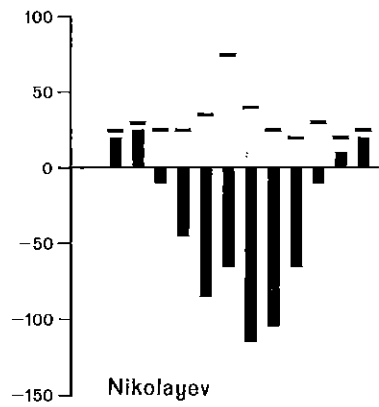
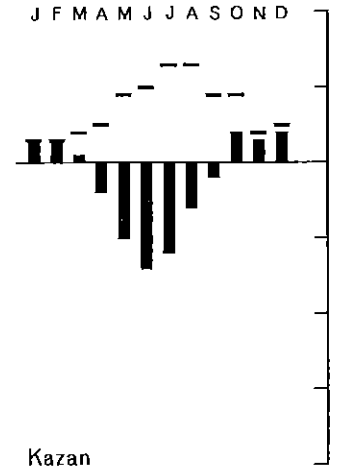
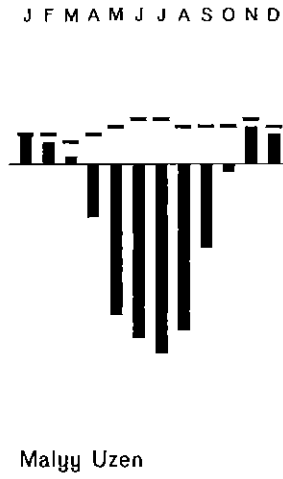
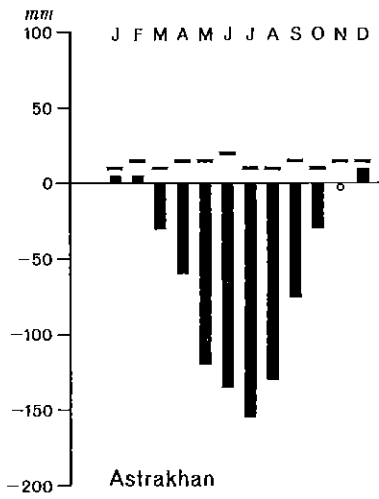
Tafel 24



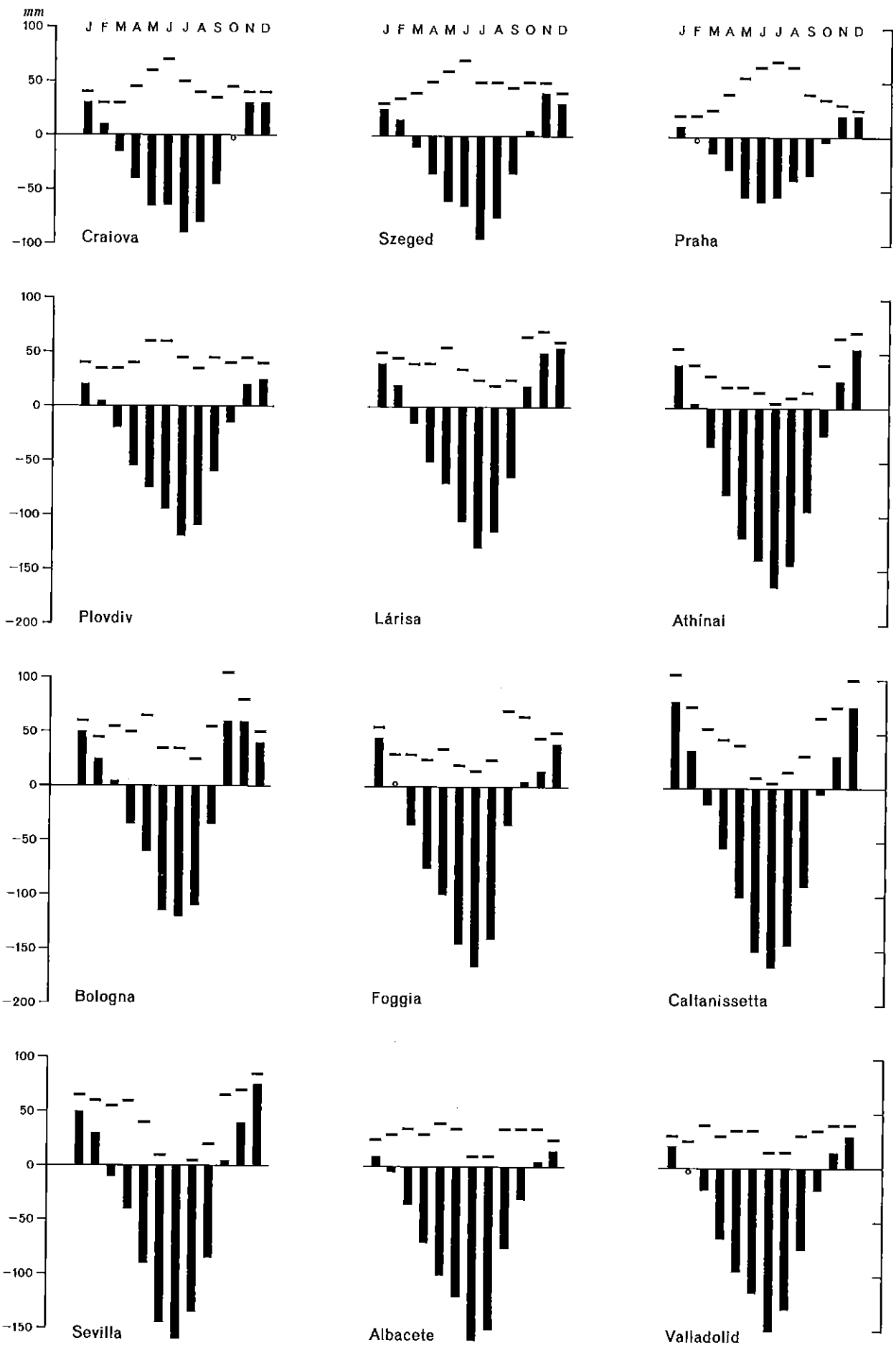


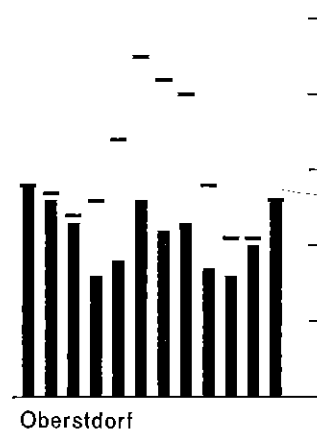
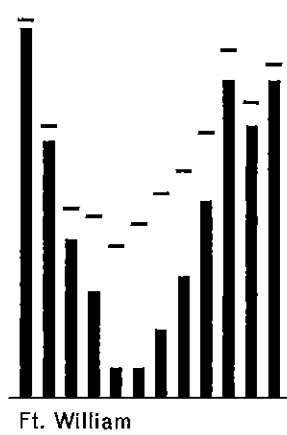
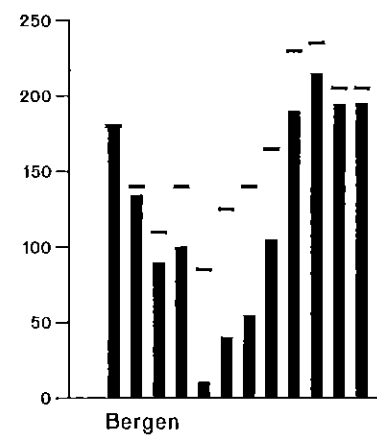
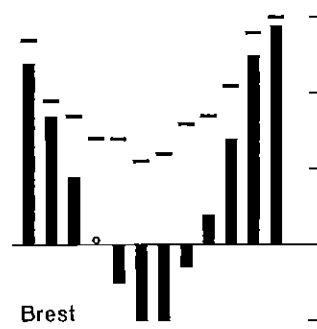
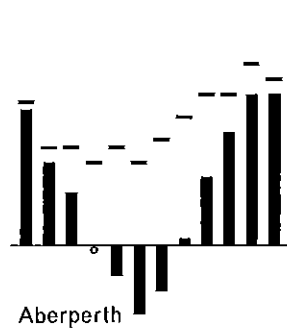
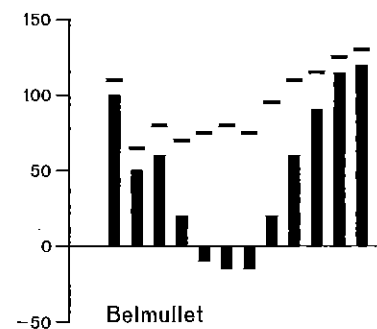
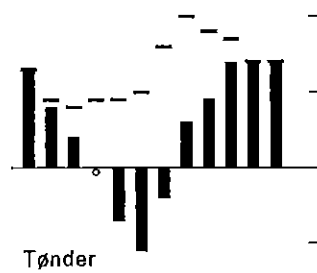
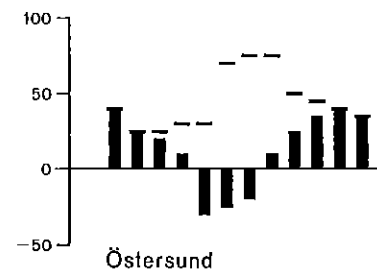
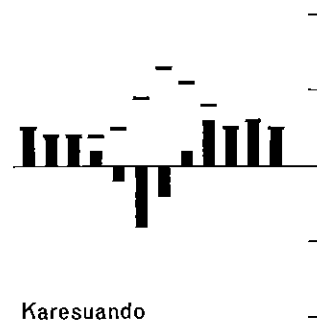
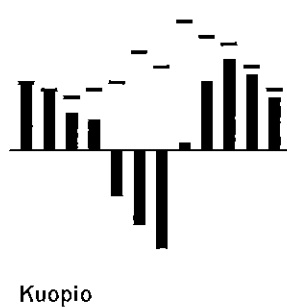
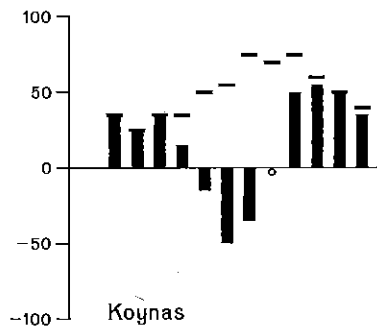
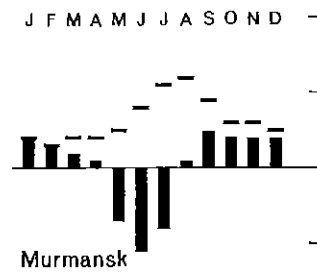
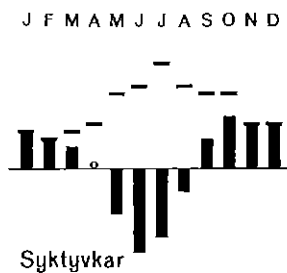
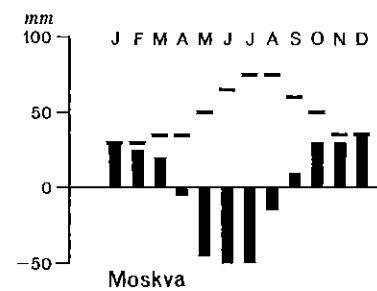
Tafel 26





Tafel 28







MÜNSTERSCHE GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Herausgegeben von den Hochschullehrern des Instituts für Geographie
der Westfälischen Wilhelms-Universität

Wilfrid Bach - Hermann Hambloch - Heinz Heineberg - Ludwig Hempel -
Friedrich-Karl Holtmeier - Cay Lienau - Alois Mayr - Karl-Friedrich
Schreiber - Ulrich Streit - Dietbert Thannheiser - Peter Weber -
Julius Werner

Schriftleitung: Alois Mayr

- H. 1 Alois Mayr: Universität und Stadt. Ein stadt-, wirtschafts- und sozialgeographischer Vergleich alter und neuer Hochschulstandorte in der Bundesrepublik Deutschland. 1979. 375 Seiten mit 43 Tab., 28 Abb., 24 Bildern, 8 Farbkarten im Anhang, DM 60,-. ISBN 3-506-73201-3.
- H. 2 Hermann Mattes: Der Tannenhäher im Engadin. Studien zu seiner Ökologie und Funktion im Arvenwald. 1978. 87 Seiten mit 52 Abb., DM 20,-. ISBN 3-506-73202-1.
- H. 3 Friedrich-Karl Holtmeier: Die bodennahen Winde in den Hochlagen der Indian Peaks Section (Colorado Front Range).
Ludwig Hempel: Physiogeographische Studien auf der Insel Fuerteventura (Kanarische Inseln). 1978. 103 Seiten mit 21 Abb., 52 Fotos und 1 Kartenbeilage, DM 20,-. ISBN 3-506-73203-x.
- H. 4 Peter Weber (Hrsg.): Periphere Räume - Strukturen und Entwicklungen in europäischen Problemgebieten. Mit Beiträgen von Bernhard Butzin, Hans Elsasser, Wilfried Heller, Cay Lienau/Hartmut Hermanns, Rolf Lindemann, Hartmut Lücke, Frank Nagel, Wolfgang Taubmann und Peter Weber (Berichtband einer Arbeitssitzung des Geographentags in Göttingen 1979). 1979. 183 Seiten mit insg. 23 Abb. und 32 Karten, DM 30,-. ISBN 3-506-73204-8.
- H. 5 Heinz Heineberg (Hrsg.): Einkaufszentren in Deutschland. Entwicklung, Forschungsstand und -probleme mit einer annotierten Auswahlbibliographie. Mit Beiträgen von Bernhard Butzin, Bernd R. Falk, Marianne Grewe, Heinz Heineberg, Alois Mayr und Winfried Meschede. 1980. 165 Seiten mit insg. 22 Tab., 20 Abb. im Text und 12 Abb. im Anhang, DM 30,-. ISBN 3-506-73205-6.
- H. 6 Wilfrid Bach/Ulrich Hampicke: Klima und Umwelt.
Wilfrid Bach: Untersuchung der Beeinflussung des Klimas durch anthropogene Faktoren.
Ulrich Hampicke/Wilfrid Bach: Die Rolle terrestrischer Ökosysteme im globalen Kohlenstoff-Kreislauf. 1980. 104 Seiten mit insg. 12 Tab., 17 Übersichten und 24 Abb., DM 31,50. ISBN 3-506-73206-4.
- H. 7 Peter Schnell/Peter Weber (Hrsg.): Agglomeration und Freizeitraum. Vorträge eines Symposiums der Arbeitsgruppe "Geography of Tourism and Recreation" der Internationalen Geographischen Union (IGU/UGI) in Münster 1979. Mit Beiträgen von Gianfranco Battisti, Christoph Becker, Falk Billion, Michel Bonneau, Heinrich Busch, Candida Chiaccio, Michael Chubb, Jean-Michel Dewailly, Ljubomir Dinev, Ingo Eberle, Johannes C. Franz/Bernhard Marciniowski, Elke Hausberg, Peter Jurczek, Franz-Josef Kemper, Editha Kerstiens-Koerberle, Klaus Kulinat, Jörg Maier, Boyan Manev, Peter Mariot, Hans-Georg Möller, Peter Schnell, Albert Steinecke, Diether Stonjek, Friedrich Vetter, Gabriel Wackermann, Peter Weber/Rainer Wilking, Klaus Wolf. 1980. 238 Seiten mit insg. 94 Abb., DM 40,-. ISBN 3-506-73207-2.
- H. 8 Norbert de Lange: Städtetypisierung in Nordrhein-Westfalen im raum-zeitlichen Vergleich 1961 und 1970 mit Hilfe multivariater Methoden - eine empirische Städtesystemanalyse. 1980. 178 Seiten mit 56 Tab. und 37 Abb. (davon 4 im Anhang), DM 34,-. ISBN 3-506-73208-0.
- H. 9 Ludwig Hempel/Hartmut Brettschneider: Beiträge zur "Energetischen Geomorphologie" in Trockengebieten.
Ludwig Hempel: Studien über rezente und fossile Verwitterungsvorgänge im Vulkangestein der Insel Fuerteventura (Islas Canarias, Spanien) sowie Folgerungen für die quartäre Klimageschichte.
Hartmut Brettschneider: Mikroklima und Verwitterung an Beispielen aus der Sierra Nevada Spaniens und aus Nordafrika mit Grundlagenstudien zur Glatthanggenese. 1980. 142 Seiten mit insg. 27 Fotos (davon 4 farbig), 43 Abb., 4 röntgenographischen Diagrammen und 3 Karten, DM 37,-. ISBN 3-506-73209-0.
- H.10 Dietbert Thannheiser: Die Küstenvegetation Ostkanadas. 1981. 204 Seiten mit 41 Tab. und 166 Abb. (davon 16 Fotos), DM 41,50. ISBN 3-506-73210-2.
- H.11 Gerhard Bahrenberg/Ulrich Streit (Hrsg.): German Quantitative Geography. Papers presented at the 2nd European Conference on 'Theoretical and Quantitative Geography' in Cambridge 1980. Mit Beiträgen von Gerhard Bahrenberg, Hubert Bischoff, Wolf Gaebe, Ernst Giese, Georg Heygster, Franz-Josef Kemper, Hans Kern, Kurt Klein, Günter Löffler, Josef Nipper, Aribert Peters, Reiner Schwarz, Ulrich Streit, Wolfhard Symader, Wolfgang Taubmann, Wilfried Wittenberg. 1981. 182 Seiten mit 22 Tab., 47 Abb. und 1 Farbkarte im Anhang, DM 30,-. ISBN 3-506-73211-0.
- H.12 Bernhard Butzin (Hrsg.): Entwicklungs- und Planungsprobleme in Nordeuropa. Mit Beiträgen von Annette Bergmann, Ruth Bünning, Bernhard Butzin, Staffan Helmfrid, Rolf Lindemann, Friedhelm Pelzer, Peter Sedlacek, Dietbert Thannheiser, Erhard Treude und Uno Varjo. 1981. 178 Seiten mit 68 Tab., 53 Abb., DM 31,50. ISBN 3-506-73212-9.

- H. 13 Volker Rönick: Das nordöstliche Rio Grande do Sul/Brasilien - Naturräumliche Gliederung und wirtschaftliche Bewertung. 1981. 152 Seiten mit 21 Tab., 35 Abb. und 14 Fotos, DM 28,50. ISBN 3-506-73213-7.
- H. 14 Ekkehard Petzold: Einsatzmöglichkeiten EDV-gestützter räumlicher Informationssysteme für hydrologische Planungszwecke. Bilanzierung des Wasserdargebotes auf kleinräumiger Basis. 1982. 82 Seiten mit 39 Tab., 12 Abb. und Anhang, DM 18,50. ISBN 3-506-73214-5.
- H. 15 Peter Weber/Karl-Friedrich Schreiber (Hrsg.): Westfalen und angrenzende Regionen. Festschrift zum 44. Deutschen Geographentag in Münster 1983, Teil I. Mit Beiträgen von Günther Becker/Peter Weber, Friedrich Becks, Hans H. Blotvogel, Ernst Burrichter, Niels Gutschow/Johann A. Wolf, Heinz Heineberg/Norbert de Lange, Ludwig Hempel, Karlheinz Hottes, Franz J. Lillotte, Alois Mayr, Wilhelm Müller-Wille/Elisabeth Bertelsmeier, Peter Schnell, Karl-Friedrich Schreiber. 1983. Text- und Kartenband; insg. 342 Seiten mit 61 Tab. und 108 Abb. (davon 8 im Kartenband). DM 36,-. ISBN 3-506-73215-3.
- H. 16 Heinz Heineberg/Alois Mayr (Hrsg.): Exkursionen in Westfalen und angrenzenden Regionen. Festschrift zum 44. Deutschen Geographentag in Münster 1983, Teil II. Mit Beiträgen von Friedrich Becks, Lioba Beyer/Heinz Heineberg, Hans-Joachim Böckenholt, Hanns J. Buchholz, Jürgen Bünstorf, Ernst Burrichter, Dietrich Düsterloh/Adolf Schüttler, Karl Engelhard, Wolfgang Feige, Gerhard Fuchs, Henning Grabowski, Heinz Heineberg/Alois Mayr, Gerhard Henkel, Manfred Hommel, Karlheinz Hottes, Johannes Karte, Herbert Kersberg, Hans Klein, Herbert Liedtke, Bruno Lievenbrück, Hermann Mattes, Gerhard Müller, Friedhelm Pelzer, Karl-Heinz Pfeffer, Hans-Claus Poeschel/Dieter Stonjek, Peter Schnell, Karl-Friedrich Schreiber/Andreas Vogel, Ernst Th. Seraphim/Hans Friedrich Gorki, Ulrich Streit, Dietbert Thannheiser, Rolf Thöle/Wolf Eckelmann/Wolfgang Schlüter, Peter Weber/Günther Becker, Julius Werner, Hans-Wilhelm Windhorst. 1983. Textband mit insg. 432 Seiten, 45 Tab., 178 Abb. (davon 1 im Anhang) und Regionalkarte 1:100 000 Rheinisch-Westfälisches Industriegebiet mit Exkursionsrouten (Anhang). DM 42,-. ISBN 3-506-73216-1.
- H. 17 Reinhard Schulte: Situation und Chancen des öffentlichen Personennahverkehrs im ländlichen Raum. Angebotsmängel und Möglichkeiten zur Verbesserung unter besonderer Berücksichtigung des östlichen Münsterlandes. 1983. 176 Seiten mit 24 Tab., 29 Abb. und 3 Bildtafeln sowie 4 Karten als Beilage. DM 34,-. ISBN 3-506-73217-X.
- H. 18 Ludwig Hempel (Hrsg.): Geographische Beiträge zur Landeskunde Griechenlands. Mit Beiträgen von Ludwig Hempel, Hermann-Josef Höper und Volker Born. 1984. 214 Seiten, 87 Tab., 55 Abb. und 28 Fotos. DM 40,-. ISBN 3-506-73218-8.
- H. 19 Ingrid Henning/Dieter Henning: Die klimatologische Wasserbilanz der Kontinente. Ein Beitrag zur Hydroklimatologie. 1984. 162 Seiten, 36 Karten und 240 Diagramme. ISBN 3-506-73219-6.