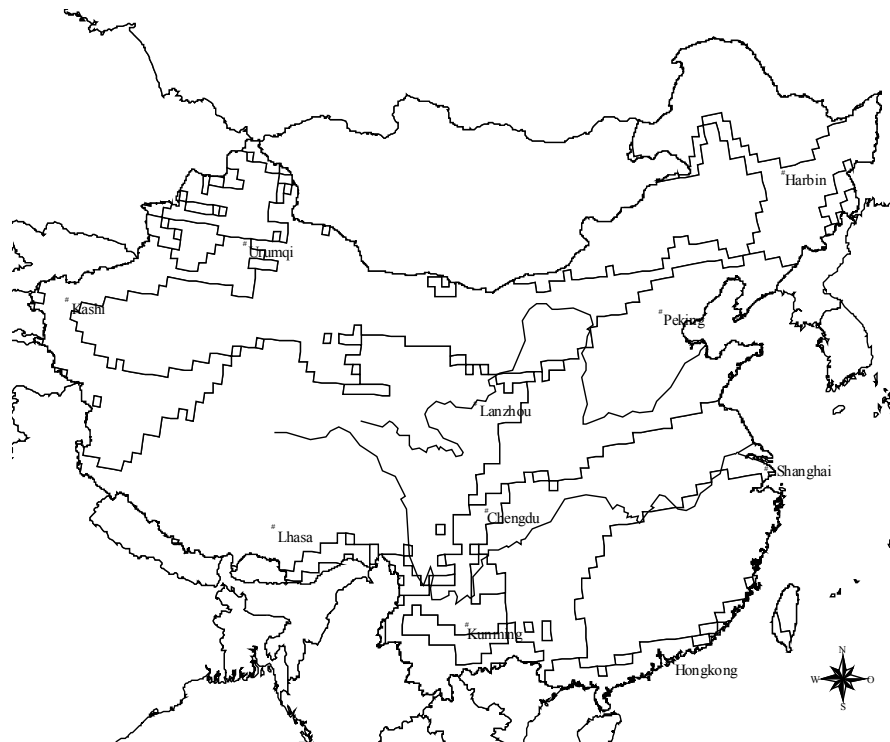


DIPLOMARBEIT

**Klimatypisierung der Volksrepublik China auf der Basis einer
erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse**



vorgelegt von

Janine Strauch

*Diese Arbeit ist meinen Eltern
gewidmet,
dafür, dass sie es mir ermöglichten
meinen Weg zu gehen...*

*Der kleine Prinz setzte sich an den Tisch und
verschmauschte ein wenig. Er war schon so viel gereist!
„Was ist das für ein dickes Buch?“, sagte der kleine
Prinz. „Was machen Sie da?“
„Ich bin Geograf“, sagte der alte Herr.
„Was ist das, ein Geograf?“
„Das ist ein Gelehrter, der weiß, wo sich die
Meere, die Ströme, die Städte, die Berge und
die Wüsten befinden.“
„Das ist sehr interessant“, sagte der kleine Prinz.
„Endlich ein richtiger Beruf!“*

*Und er warf einen Blick um sich auf den
Planeten des Geografen. Er hatte noch nie einen so
majestätischen Planeten gesehen.*

(Antoine de Saint – Exupéry)

Vorwort und Danksagung

Seit 1986 kooperieren chinesische Wissenschaftler des Geographischen Instituts der ACADEMIA SINICA (CAS) in Nanjing (VR China) mit einer Forschungsgruppe um Prof. Dr. L. King vom Geographischen Institut der Justus-Liebig -Universität (JLU) in Giessen.

Die Projekte beschäftigen sich mit Klimatrendanalysen auf der Basis historischer Klimadaten sowie der Hochwassersituation am Mittel- und Unterlauf des Yangtze. Als Teilprojekte konnten bis heute u.a. die Projekte „Erfassung und Bewertung von katastrophalen Hochwasserereignissen im Einzugsgebiet des Taihu – Sees, Ostchina“ und „Hochwasserursachen und Risikomanagement am Yangtze“ abgeschlossen werden, in deren Rahmen zahlreiche Diplomarbeiten (GEMMER 1999, GUDERMANN 1998, HOF 1999, HARTMANN 2002) , Dissertationen (JIANG TONG 1999, GEMMER 2004) und Publikationen entstanden.

Seit 1999 werden diese Arbeiten am ZENTRUM FÜR INTERNATIONALE ENTWICKLUNGS- UND UMWELDFORSCHUNG (ZEU) der JLU im Rahmen einer fachübergreifenden, interdisziplinären Forschungsgruppe fortgeführt. Federführend ist hier die Sektion 1 (Nutzung natürlicher Ressourcen und Umweltsicherung).

Für die Zukunft sind weitere Projekte geplant, deren räumliche Schwerpunkte auch andere Gebiete Chinas betreffen sollen. Die vorliegende Diplomarbeit entstand im Rahmen der Forschungsgruppe China des Arbeitskreises Naturkatastrophen (AKN) unter Leitung von Prof. Dr. L. King und verfolgt den Ansatz einer umfassenden Klimatypisierung, um die Grundlage für weitere Untersuchungen in weiten Teilen Chinas zu schaffen.

Anlass zur Beschäftigung mit diesem Thema war besonders eine Forschungsreise nach China, die ich im Rahmen meiner Hiwi – Tätigkeiten im Oktober/ November 2001, gefördert durch die Max – Planck Gesellschaft unternahm. Mein besonderer Dank gilt an erster Stelle Herrn Prof. Dr. L. King für die Möglichkeit zu dieser Reise sowie die Mitarbeit in der Forschungsgruppe China und der Förderung während meines gesamten Studiums.

Weiter möchte ich dem chinesischen Projektpartner Dr. Jiang Tong für die hervorragende Betreuung, die Übersetzung und die zahlreichen Erklärungen und Erläuterungen danken, die

wesentlich zur Überwindung sprachlicher und kultureller Hürden während des China – Aufenthaltes beigetragen haben und mich in der Wahl meines Diplomarbeitthemas bestärkten.

Mein besonderer Dank gilt auch meinem Betreuer Dr. S. Becker für die Bereitstellung dieses interessanten Themas sowie die hervorragende Betreuung während der gesamten Arbeit.

Ausdrücklich möchte ich mich auch bei Prof. Dr. F. W. Gerstengarbe und Dr. habil. P. C. Werner vom Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK) bedanken, die mir nicht nur den mathematischen Algorithmus sowie das FORTRAN Programm für die Clusteranalyse zur Verfügung stellten, sondern mir überdies wiederholt die Möglichkeit zu einem längeren Aufenthalt am PIK gaben, einen hervorragenden Arbeitsplatz zur Verfügung stellten und die Präsentation meiner Ergebnisse vor einer Delegation chinesischer Wissenschaftler der CHINESE ACADEMY OF SCIENCE (Peking) ermöglichten. Darüber hinaus danke ich Ihnen für die vielen konstruktiven Gespräche, die ausgiebige Betreuung meiner Arbeiten und die wiederholte Ermunterung zur weiteren Forschung.

Außerdem danke ich meiner Mitpraktikantin Anja, die mir mit fachlich kompetenter Unterstützung stets zur Seite stand.

Schließlich gilt mein Dank auch Dr. B. Zillgens sowie Dr. A. Güntner vom GeoForschungsZentrum (GFZ) in Potsdam, die während meines dortigen Praktikums viele Vorschläge zu meiner Arbeit äußerten und mich zum Kontakt mit dem PIK ermunterten.

Besonders meiner Familie und meinem Freundeskreis bin ich für die Unterstützung und Hilfe während meines Studiums und den Korrekturen dieser Arbeit zutiefst dankbar.

Letztlich möchte ich an dieser Stelle auch Prof. Dr. U. Scholz nennen, der mich während meines gesamten Studiums förderte und unterstützte und dessen hervorragende Vorlesung zu den feuchten Tropen einst der Grund für mein Geographiestudium war.

Inhaltsverzeichnis

VORWORT UND DANKSAGUNG	I
INHALTSVERZEICHNIS	III
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	VI
KARTENVERZEICHNIS	VI
FOTOVERZEICHNIS	FEHLER! TEXTMARKE NICHT DEFINIERT.
TABELLENVERZEICHNIS	IX
1 PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG	1
2 NATURRÄUMLICHE GRUNDLAGEN UND KLIMAFAKTOREN	5
2.1 GEOGRAPHISCHE LAGE UND LAND- MEERVERTEILUNG	5
2.2 OROGRAPHISCHE STRUKTUR	9
2.3 ZIRKULATIONS-DYNAMISCHE GRUNDLAGEN	12
2.3.1 SAISONALE KLIMADYNAMIK: DER OSTASIATISCHE MONSUN	12
2.3.2 SOMMERMONSUN UND SOMMERLICHE ZIRKULATIONSVERHÄLTNISSE	14
2.3.2 WINTERMONSUN UND WINTERLICHE ZIRKULATIONSVERHÄLTNISSE	18
2.3.4 SPEZIELLE KLIMAPHÄNOMENE	21
2.3.4.1 Cold Waves	21
2.3.4.2 Taifune	23

3 KLIMAKLASSIFIKATIONEN **25****3.1 BETRACHTUNG DES GESAMTPROBLEMS** **25****3.1.1 AUFGABEN UND ZIELE VON KLIMAKLASSIFIKATIONEN IN DER REGIONALEN
KLIMATOLOGIE** **25****3.1.2 TRADITIONELLE METHODEN** **26****3.1.3 STATISTISCHE ANALYSEMETHODEN** **30****3.2 KLIMAKLASSIFIKATIONEN DER VR CHINA** **32****3.2.1 DIE VR CHINA IM RAHMEN GLOBALER KLASSIFIKATIONSANSÄTZE** **36****3.2.2 DIE VR CHINA IM RAHMEN REGIONALER KLASSIFIKATIONSANSÄTZE** **40****3.2.2.1 Traditionell-effektive Klassifikationen** **40****3.2.2.2 Statistisch-regionale Klassifikationen** **45**

**4 KLIMATYPISIERUNG CHINAS AUF DER BASIS EINER ERWEITERTEN
NICHT – HIERARCHISCHEN CLUSTERANALYSE** **46****4.1 PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG** **46****4.2 METHODISCHES VORGEHEN** **48****4.2.1 AUSWAHL DER DATENGRUNDLAGE** **48****4.2.2 AUSWAHL DER PARAMETER** **50****4.2.3 AUSWAHL DER GEEIGNETEN CLUSTERMETHODE: HIERARCHISCHE UND NICHT-
HIERARCHISCHE VERFAHREN** **51****4.2.4 DAS PROBLEM LOKAL OPTIMALER PARTITIONEN** **56****4.3 ERLÄUTERUNGEN ZUM ALGORITHMUS DER ERWEITERTEN NICHT-HIERARCHISCHEN
CLUSTERANALYSE** **58****4.3.2 ERMITTLUNG DER „OPTIMALEN“ SEPARATION** **59**

5 DIE KLIMATYPEN DER VR CHINA **62****5.1 EINORDNUNG DER KLIMATYPEN CHINAS BEZÜGLICH DER VERWENDETEN
METEOROLOGISCHEN BEZUGSPARAMETER** **65****5.1.1 JAHRESMITTELTEMPERATUR** **65****5.1.2 JAHRESAMPLITUDE** **68****5.1.3 SUMME DER MONATSMITTELTEMPERATUR > 20°C** **69****5.1.4 JÄHRLICHE NIEDERSCHLAGSSUMME** **71**

5.1.5 SOMMERSUMME DER NIEDERSCHLÄGE _____	73
5.1.6 WINTERSUMME DER NIEDERSCHLÄGE _____	74
5.2 KLIMATISCHE DEFINITION UND RÄUMLICHE LAGE DER KLIMATYPEN CHINAS _____	76
5.2.1 DIE WINTERKALTEN KLIMATYPEN NORDOSTCHINAS _____	77
5.2.1.1 Klimatyp 1: Küstennahes Kälteklima _____	77
5.2.1.2 Klimatyp 2: Kontinentales Inlandklima _____	79
5.2.1.3 Klimatyp 5: Nördliches Gebirgsklima _____	81
5.2.2 DIE WINTERMILDEN REGENKLIMATE DER KLIMATYPEN OSTCHINAS _____	82
5.2.2.1 Klimatyp 12: Die thermische Übergangszone _____	82
5.2.2.2 Klimatyp 7: Die hygrische Übergangszone _____	84
5.2.2.3 Klimatyp 8: Schwül – warmes Regenklima _____	87
5.2.2.4 Klimatyp 9: Randtropisches Feuchteklima _____	89
5.2.2.5 Klimatyp 3: Randtropisches Hochlandklima _____	91
5.2.3 DIE ZENTRALASIATISCHEN BECKEN- UND GEBIRGSKLIMATE DER KLIMATYPEN WESTCHINAS _____	92
5.2.3.1 Klimatyp 11: Die nordchinesischen Trockengebiete _____	92
5.2.3.2 Klimatyp 4: Das gemäßigt – feuchte Beckenklima der Dsungarei _____	94
5.2.3.3 Klimatyp 10: Die Gebirgsklimate des Tian – Shan und Kunlun Shan _____	95
5.2.3.6 Klimatyp 6: Das Klima des Qinghai – Xizang Plateaus (Hochland von Tibet) _____	96
5.3 RESÜMEE DER ERGEBNISSE _____	98
5.4 VERGLEICH MIT BESTEHENDEN KLASSEFIKATIONEN _____	100
 6 DISKUSSION DER ERGEBNISSE _____	 105
 <u>7 AUSBLICK: RÄUMLICHE UND ZEITLICHE VARIABILITÄT DER KLIMATYPEN ALS MÖGLICHKEIT ZUR ANALYSE REZENTER KLIMAÄNDERUNGEN IN CHINA _____</u>	 108
 8 ZUSAMMENFASSUNG _____	 116
 9 QUELLENVERZEICHNIS _____	 120
9.1 LITERATUR _____	120
9.2 GEODATEN _____	127
9.3 INTERNETQUELLEN _____	FEHLER! TEXTMARKE NICHT DEFINIERT.

Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 1: KÜSTENNAHE MEERESSTRÖMUNGEN	7
ABBILDUNG 2: DER OSTASIATISCHE MONSUN	13
ABBILDUNG 3: LUFTDRUCK UND ZIRKULATIONSVERHÄLTNISSE IM JULI	14
ABBILDUNG 4: VORRÜCKEN DES SOMMERMONSUNS	15
ABBILDUNG 5: POLARFRONT IM SOMMER	16
ABBILDUNG 6: VORRÜCKEN DES WINTERMONSUNS	18
ABBILDUNG 7: LUFTDRUCK UND ZIRKULATIONSVERHÄLTNISSE IM JANUAR	19
ABBILDUNG 8: DOMINIERENDE LUFTMASSEN IM WINTER	19
ABBILDUNG 9: POLARFRONT IM WINTER	20
ABBILDUNG 10: DIE DREI GRUPPEN DER COLD WAVES IN CHINA	21
ABBILDUNG 11: TROPISCHE TIEFDRUCKGEBIETE IM WESTPAZIFIK	23
ABBILDUNG 12: KLIMAKLASSIFIKATION NACH KÖPPEN	27
ABBILDUNG 13: KLIMAKLASSIFIKATION NACH FLOHN	28
ABBILDUNG 14: DIE KLIMATYPEN CHINAS NACH KÖPPEN	36
ABBILDUNG 15: DIE KLIMATYPEN CHINAS NACH DE MARTONNE (1925)	37
ABBILDUNG 16: DIE KLIMATYPEN CHINAS NACH THORNTHWAITE (1933)	39
ABBILDUNG 17: DIE KLIMATYPEN CHINAS NACH TROLL UND PAFFEN (1963)	40
ABBILDUNG 18: DIE KLIMATYPEN CHINAS NACH CHU (1928)	41
ABBILDUNG 19: DIE KLIMATYPEN CHINAS NACH HUANG BING – WEI (1986)	43
ABBILDUNG 20: LAGE DER RAUMTYPEN (CLUSTER) IM ZWEIDIMENSIONALEN VARIABLENRAUM	47
ABBILDUNG 21: PRINZIP DER HIERARCHISCHEN GRUPPIERUNG (AGGLOMERATIVES VERFAHREN)	54
ABBILDUNG 22: DENDOGRAMM EINER HIERARCHISCHEN CLUSTERANALYSE	55
ABBILDUNG 23: ÜBERSCHNEIDUNGEN DER CLUSTER	57
ABBILDUNG 24: FLÄCHENANTEIL DES KLIMATYP 5	111
ABBILDUNG 25: FLÄCHENANTEIL DES KLIMATYP 1	111
ABBILDUNG 26: FLÄCHENÄNDERUNG DER KLIMATYPEN 1986/2000 ZU 1901/1915 UND 1901/2000	112

Kartenverzeichnis

KARTE 1: LAGE DER VR CHINA IM GRADNETZ DER ERDE	6
KARTE 2: PROVINZEN UND AUTONOME REPUBLIKEN DER VR CHINA	8
KARTE 3: DAS DREISTUFIGE RELIEF DER VR CHINA (KARTENTASCHE)	9
KARTE 4: DIE KLIMATYPEN DER VR CHINA (KARTENTASCHE)	63
KARTE 5: JAHRESMITTELTEMPERATUR DER KLIMATYPEN	67
KARTE 6: JAHRESAMPLITUDE DER KLIMATYPEN	68
KARTE 7: SUMME DER MONATSMITTELTEMPERATUR $> 20^{\circ}\text{C}$	70
KARTE 8: JÄHRLICHE NIEDERSCHLAGSSUMME DER KLIMATYPEN	72
KARTE 9: SOMMERLICHE NIEDERSCHLAGSSUMME DER KLIMATYPEN	74
KARTE 10: WINTERLICHE NIEDERSCHLAGSSUMME DER KLIMATYPEN	75
KARTE 11: KLIMATYPEN UND RELIEF DER VR CHINA (KARTENTASCHE)	76
KARTE 12: DIE KLIMATYPEN DER VR CHINA FÜR DEN TEILZEITRAUM 1901/1915	109
KARTE 13: DIE KLIMATYPEN DER VR CHINA FÜR DEN TEILZEITRAUM 1986/2000	109
KARTE 14: VERÄNDERUNG DER KLIMATYPEN CHINAS 1986/ 2000 ZU 1901/191	110

Tabellenverzeichnis

TABELLE 1: PROZENTUALE FLÄCHENANTEILE VERSCHIEDENER LANDHÖHEN	9
TABELLE 2: VERSCHIEDENE TECHNIKEN DER FAKTORENANALYSE	31
TABELLE 3: METHODIK UND KLASSIFIKATIONSKRITERIEN BESTEHENDER KLIMAKLASSIFIKATIONEN CHINAS	35
TABELLE 4: BEZUGSPARAMETERWERTE DER KLIMATYPEN	62
TABELLE 5: KLIMATISCHE DEFINITION DER KLIMATYPEN	63

1 Problemstellung und Zielsetzung

Methoden der Klimaklassifikation lassen sich bis zum Beginn der klimatologischen Forschung zurückverfolgen. Das Ziel besteht dabei stets darin, das vielschichtige Ineinander der Klimaelemente und Klimafaktoren sowie deren Wirkung auf der Erdoberfläche wiederzugeben. Klimaklassifikationen sind abstrahierende Zusammenfassungen und Typisierungen von Klimaerscheinungen, die versuchen, den komplexen Begriff Klima als Ganzheit zu umfassen sowie greifbar und anschaulich zu machen.

Insbesondere für ein Land, das in den planetarischen Strahlungsgürteln vom Rande der Tropen (Insel Hainan, 18°N) bis in die höheren Mittelbreiten (Amurbogen, 53°N) reicht, besteht die Notwendigkeit der Übersicht und Einordnung klimatischer Verhältnisse. Schon KOEPPEN zeigte 1918/ 1919, dass sämtliche seiner Weltklimazonen A bis E in einem einzigen Land - China - zu finden sind. Wichtige Einflussfaktoren sind besonders die komplexen orographischen Verhältnisse des Landes, die von den flachen, mit Hügeln durchsetzten Ebenen Ostchinas, bis zum Hochplateau von Tibet, dem „Dach der Welt“ reichen. Überdies müssen auch überregionale Einflüsse von der kontinental geprägten Westwindzirkulation bis zum Monsunklima der Ostseiten in die Betrachtung mit einbezogen werden.

Diese komplexen Grundbedingungen machen ersichtlich, weshalb bereits zahlreiche Entwürfe zur Klassifikation des chinesischen Klimas bestehen. Die frühesten regionalen Arbeiten stammen von SION (1928) und CHU (1929), die aktuellste nach HUANG BING-WEI (1986) wurde in der Monographie „The Climate of China“ von DOMRÖS und PENG GONGBING (1988) veröffentlicht.

Die Typisierung des Klimas wird entscheidend von der Wahl der Grenzdefinitionen (Schwellenwerte zur Abgrenzung der Klimaregionen) beeinflusst, so dass in der Vergangenheit besonders eine Überarbeitung dieser Schwellenwerte unter verschiedenen Gesichtspunkten (z.B. agrarökonomisch, meteorologisch) Anlass für die Neuklassifikation des chinesischen Klimas war. Dabei haben sich zwei grundsätzlich verschiedene Klassifikationsmethoden entwickelt: Die **genetischen oder theoretischen Methoden**, die eine Typisierung auf der Basis von klimabildenden Prozessen (atmosphärische Zirkulation)

vornehmen und die **empirischen oder effektiven Methoden**, deren Klassifikationen auf Schwellenwerten messbarer Klimaelemente basieren.

Für die Klassifikation des chinesischen Klimas fanden dabei vorwiegend die effektiven Methoden Verwendung. Diese sind jedoch stets *effektiv* im Hinblick auf ihre Zielsetzung und unterscheiden sich je nachdem, unter welchem Gesichtspunkt (z.B. agrarökonomisch) die Klassifikation aufgestellt wird und welches Gewicht der jeweilige Verfasser den einzelnen Klimaelementen beimisst. Kurz gesagt: Sie sind in höchstem Maße subjektiv. Der Verfasser sieht sich mit einer ungeheuren Datenmenge konfrontiert, aus der er a priori Schwellenwerte meteorologischer Größen definieren muss, um dann Gebiete gleichen Klimatyps gemäß dieser Werte einzuteilen. Überdies verfahren die meisten Klassifikationen nach einem hierarchischen Prinzip, so dass die Grenzziehung primär auf nur einem Klimaelement (meist der Temperatur) beruht. Erst auf zweiter Ebene werden die Klimatypen nach weiteren meteorologischen Größen differenziert (vgl. KÖPPEN 1936).

Das Kernproblem der Klimaklassifikation besteht folglich in der Minimierung des subjektiven Einflusses und der Angabe objektiv begründbarer Grenzdefinitionen sowie der bestmöglichen Einteilung der Klimatypen auf der Basis definierter meteorologischer Bezugsparameter.

Folgende **Thesen zur Ausgangslage und Zielsetzung** bilden das Grundgerüst der vorliegenden Arbeit:

These 1:

Bisherige Arbeiten zur Klassifikation des chinesischen Klimas verfolgen mehrheitlich die Ansätze effektiver Klassifikationsmethoden. Es fehlt bislang jedoch ein Ansatz, der versucht, das Problem des subjektiven Einflusses bei der Wahl der Grenzdefinitionen und der Charakterisierung der Klimatypen zu minimieren. Unter dieser Zielsetzung wird in der vorliegenden Arbeit das multivariate statistische Verfahren der Clusteranalyse verwendet.

These 2:

Bisherige Klassifikationen verfahren im Allgemeinen nach einem hierarchischen Prinzip, in dem die erste Abgrenzung der Klimatypen meist nur auf einem oder zwei Parametern beruht. Erst bei der Untergliederung in Subtypen werden weitere Parameter berücksichtigt. Der hier

verwendete Algorithmus ermöglicht die Definition der optimalen Anzahl sowie Einteilung der Klimatypen unter Berücksichtigung aller Bezugsparameter auf gleicher Klassifikationsebene, so dass anschließend jeder Klimatyp auf der Basis dieser Parameterwerte definiert werden kann.

These 3:

In der Vergangenheit wurde für Klimaklassifikationen mehrheitlich die hierarchische Clusteranalysemethode nach WARD bevorzugt (vgl. UNAL et al. 2003, FOVELL, FOVELL 1993, KALKSTEIN 1987). Die vorliegende Arbeit stellt diesem Verfahren die Alternative einer erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse gegenüber, die in den Jahren 1995 bis 1999 am Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK) entwickelt wurde (vgl. GERSTENGARBE et al. 1997, 1999). Dieser Algorithmus ermöglicht die Bestimmung der bestmöglichen Partition und gewährleistet eine statistisch signifikante Trennung der einzelnen Klimatypen.

Neben diesen primär methodischen Zielsetzungen gibt auch die **Veränderung klimatischer Größen** unbedingten Anlass für eine Neuklassifikation des chinesischen Klimas. So konnten besonders in der VR China deutliche Klimaänderungen im 20. Jahrhundert festgestellt werden (vgl. SCHÄFER 2001, PANGMAO ZHAI 1999, IPCC), die eine Klassifikation erfordern, mit der es gelingen kann, die aktuellen klimatischen Verhältnisse dieses Landes zu beschreiben.

These 4:

Unter Berücksichtigung der konstatierten Klimaänderungen wird der Bezugszeitraum für die Darstellung der Klimatypengrenzen in der vorliegenden Arbeit auf den aktuellen Zeitraum 1986 bis 2000 festgelegt. So ist die hiesige Klassifikation die aktuellste Typisierung des chinesischen Klimas.

Die inhaltliche und methodische Zielsetzung der Arbeit soll durch die Bearbeitung folgender Teile erfüllt werden:

Im **Grundlagenteil 2** erfolgt eine Übersicht zu den wichtigsten Klimafaktoren der VR China. Auf dieser Basis können die meteorologischen Bezugsparameter für die clusteranalytische Klimatypisierung definiert werden. Überdies kann in der späteren

Beschreibung der einzelnen Klimatypen auf diese Faktoren zurückgegriffen werden, so dass in der vorliegenden Arbeit in einem synthetischen Ansatz Parameterwerte messbarer Klimaelemente mit genetischen Aspekten verknüpft werden.

Im **theoretischen Abschnitt 3** werden die traditionellen Klassifikationsmethoden den neuen, statistischen Methoden (auf theoretischer Basis) gegenübergestellt. Anschließend erfolgt eine umfassende Übersicht zu den bestehenden Klimaklassifikationen Chinas, die zum Ende der vorliegenden Arbeit mit den clusteranalytischen Ergebnissen verglichen werden können.

Im **methodischen Abschnitt 4** wird die Auswahl der geeigneten Clusteranalysemethode unter Berücksichtigung hierarchischer und nicht-hierarchischer Verfahren sowie die Auswahl der geeigneten Parameter und des Datensatzes diskutiert. Dabei soll auch der grundlegende Ablauf des Rechenprozesses erläutert werden, um die Vorzüge des hier verwendeten Algorithmus deutlich zu machen. Ein methodisch-rechnerischer Vergleich zu den hierarchischen Verfahren kann im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgen. Ziel ist vielmehr die bestmögliche Typisierung und Partition des chinesischen Klimas.

In der **Ergebnisauswertung des Abschnitt 5** wird schließlich eine umfassende Beschreibung der clusteranalytisch ermittelten Klimatypen Chinas erfolgen und die Ergebnisse inhaltlich und methodisch mit den bestehenden Klassifikationen verglichen.

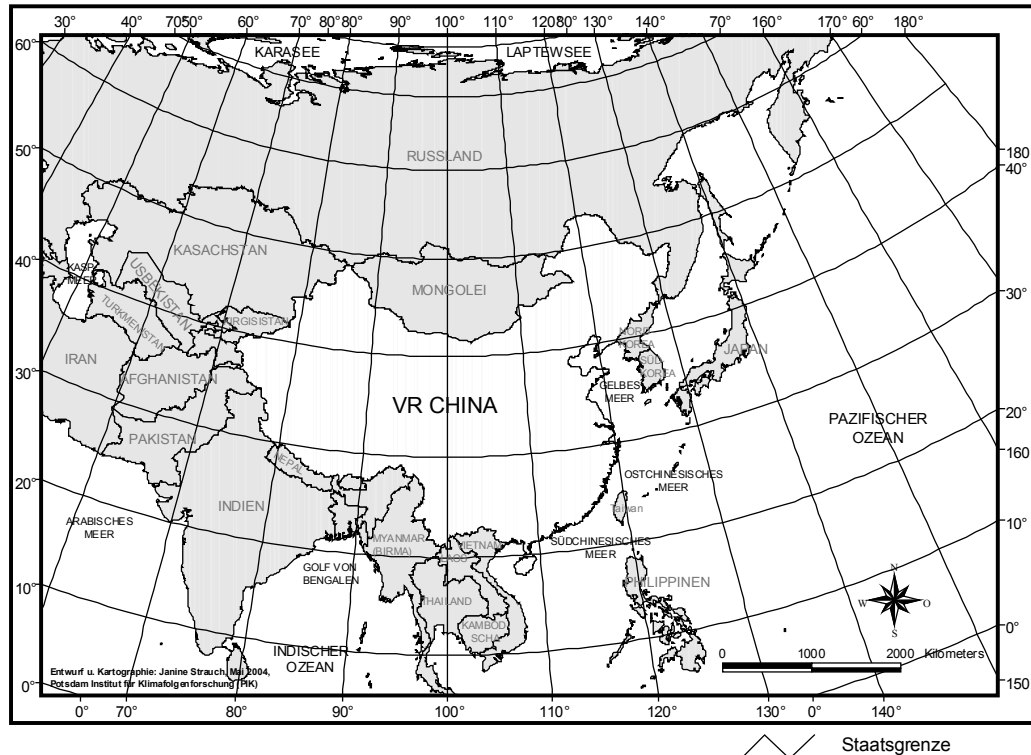
2 Naturräumliche Grundlagen und Klimafaktoren

Alle regionaltypischen Klimaverhältnisse, die sich anhand messbarer Klimaelemente darstellen lassen, haben ihre Ursache in den sogenannten Klimafaktoren. Nach HUPFER und KUTTLER (1998) sind es „die Prozesse und Zustände, die zur Entstehung des Klimas führen, es aufrechterhalten und auch verändern“. Das folgende Kapitel thematisiert die wichtigsten Klimafaktoren der VR China, zu denen neben der geographischen Breitenlage (Intensität der Solarstrahlung) und der Land- Meerverteilung (Kontinentalität, Ozeanität) auch die komplexen orographischen Verhältnisse des Landes gehören. Die Prozesse der atmosphärischen Zirkulation sind direkt an diese Faktoren gebunden und werden als sekundäre Klimafaktoren in die Betrachtung mit einbezogen. Aus diesen Grundlagen können schließlich die Bezugsparameter für die clusteranalytische Klimaklassifikation Chinas abgeleitet werden. Überdies wird eine Interpretation und Bewertung der Ergebnisse auf der Basis dieser zirkulationsdynamischen Grundlagen möglich.

2.1 Geographische Lage und Land- Meerverteilung

Mit fast 9,6 Mio.¹ km² ist die VR China nach Russland und Kanada der drittgrößte Flächenstaat der Erde und gleicht damit in etwa der Größe Europas mit 10 Mio. km² (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988). %ual gesehen sind das etwa 6,4 % der gesamten Landmasse der Erde. Die Ost-Westausdehnung beträgt 4500 km, während von Norden nach Süden zwischen 1600 und 4400 km gemessen werden (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988). Ein Blick auf die geographische Lage verdeutlicht die enorme Größe dieses Landes (vgl. Karte 1). So reicht die VR China vom Bereich der gemäßigten Mittelbreiten am Amurbogen (53°N) bis zum Rande der Tropen an der Südspitze Hainans (18°N). 98 % des Landes liegen im Bereich der solaren Mittelbreiten, wovon der größte Teil den warmgemäßigten Subtropen zuzuordnen ist (vgl. ZHAO SONGQIAO 1986). Bereits diese Verhältnisse lassen große thermische Kontraste zwischen den nördlichen und südlichen Regionen des Landes vermuten.

¹ 9.598.022km² inklusive Taiwan, Hongkong und Macau



Karte 1: Lage der VR China im Gradnetz der Erde

Nicht weniger wichtig ist die geographische Lage Chinas unter Berücksichtigung der globalen Land- Meerverteilung: Der westlichste Punkt des Landes liegt in Zentralasien bei 71°E , sein östliches Pendant am Ussuri-Fluss (Grenze zu Russland) bei 135°E . So bildet China die östliche Begrenzung der größten Landmasse unserer Erde (Eurasien) zum weltgrößten Ozean (Pazifik). Die Küstenlinie erstreckt sich über eine Länge von mehr als 18.000 km, während die Randmeere Gelbes Meer (Huanghai), Ostchinesisches Meer (Donhai) und Südchinesisches Meer (Nanhai) eine Fläche von 4,73 Mio. km^2 umfassen (vgl. ZHAO SONGQIAO 1986). Im Westen befinden sich hingegen ausgedehnte Trockengebiete und einige der höchsten Gebirge unserer Erde (Himalaya, Tian Shan) sowie das Tibetischen Hochplateau, das sogenannte „Dach der Welt“.

Diese **extremen Gegensätze** sind ein wichtiger Auslöser für die monsunalen Windsysteme des Landes, die im Wesentlichen aus den unterschiedlichen Erwärmungseigenschaftender Land- und Meerflächen resultieren. Die Erwärmung und Abkühlung der Landmasse vollzieht sich etwa zwei bis dreimal so schnell wie jene der Meeresoberfläche (vgl. LAUER 1999, STRAHLER, STRAHLER 2002), so dass die ausgleichende Wirkung der Wasserflächen grundsätzlich in gemäßigten Winter- und Sommertemperaturen wirksam wird, während die

kontinentalen Gebiete von starken Temperaturschwankungen und ausgeprägter Trockenheit geprägt sind.

Auch in China wird grundsätzlich ein ozeanisch geprägter Osten von einem kontinentalen Westen des Landes unterschieden (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988, WEISCHET 2000, ZHAO 1986), wobei der Grad dieser Einflüsse aufgrund der komplexen orographischen Struktur regional sehr unterschiedlich ist. Hinzu kommen die Auswirkungen küstennaher **Meeresströmungen**, welche die zu erwartenden, ausgleichenden Eigenschaften der chinesischen Meeresflächen überlagern:

Warme Strömungen führen im Allgemeinen zu größerer Feuchtigkeit und sorgen auch im Winter für ausgeglichene Temperaturen (z.B. Golfstrom). Kalte Strömungen sind hingegen für besonders niedrige Temperaturen verantwortlich und führen auch in den Küstengebieten zu ausgeprägter Trockenheit (z.B. Humboldtstrom vor der Küste Amerikas).

Für das Klima der ostchinesischen Küstenregionen spielen folgende Strömungen eine wesentliche Rolle:

1. **Die sogenannte Tsushima -Strömung**, die aus den äquatorialen Tropengewässern Südostasien durch das Südchinesische Meer in Richtung Norden fließt.
2. **Der Kuroshio-Strom**, der als Teil des nördlichen Äquatorialstromes nordöstlich von Taiwan in Richtung Japan fließt.

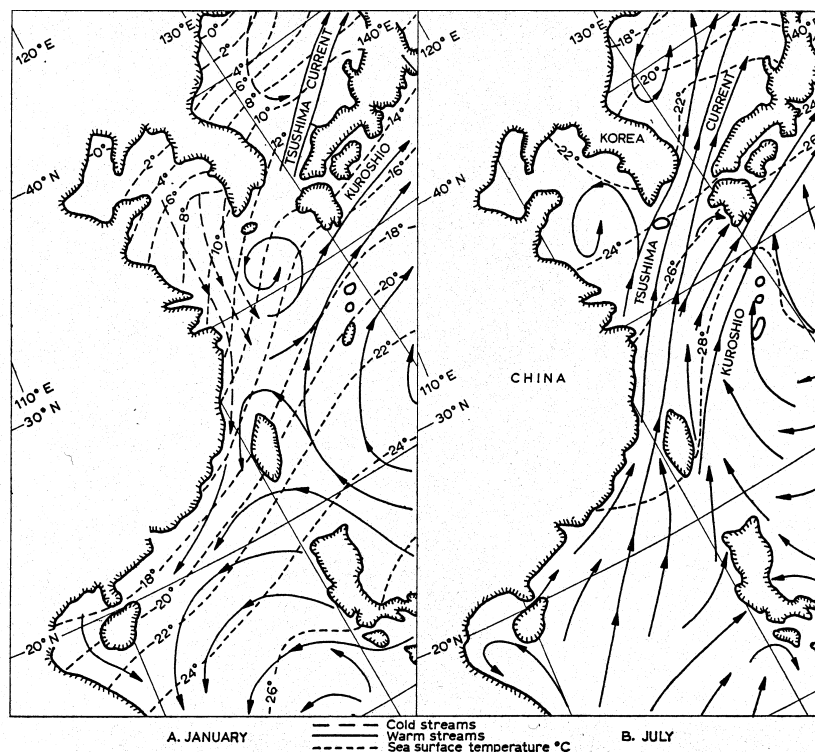
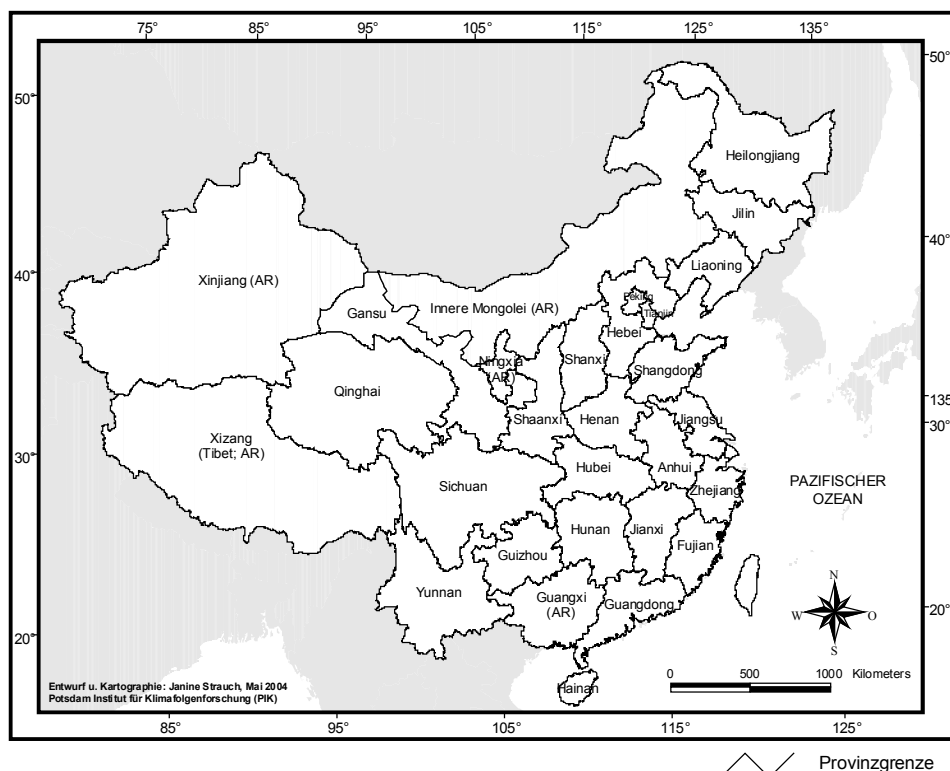


Abbildung 1: Küstennahe Meeresströmungen

Quelle: ZHAO SONGQIAO (1986)

Im Sommer liegen die Temperaturen der Meeresoberflächen unter dem Einfluss dieser warmen Strömungen zwischen 29°C bei Hainan und 20°C im Gelben Meer (s. Abb. 1 (July)). Mit der Umkehr der Hauptwindrichtung im Winter (vgl. Kapitel 2.3) ändert sich hingegen die Fließrichtung der Meeresströmungen, so dass der warme Kuroshio-Strom zwar noch immer bis an die Ostküste Taiwans heranreicht, im Wesentlichen jedoch eine kalte Nordströmung dominiert, die sehr kaltes Wasser an der chinesischen Küste entlang in Richtung Süden treibt. Im Bo Hai (Küstengebiet östlich der Stadt Peking) sinken die Wassertemperatur zu diesen Zeiten auf 0°C, während im Gelben Meer um 10°C, in Hainan etwa 20°C erreicht werden (vgl. Abb. 1, January). Der jahreszeitliche Wechsel dieser Meeresströmungen ist ein wichtiger Faktor für die klimatischen Verhältnisse im ostchinesischen Küstengebiet, dass durch hohe Jahresamplituden mit besonders niedrigen Wintertemperaturen gekennzeichnet ist. So liegt die Januartemperatur der Stadt Huma (51°N, Provinz Heilongjiang) beispielsweise bei -27,8°C, während in London bei breitleicher Lage noch immer 3,7°C erreicht werden. Auch Tianjin weist mit -4,2°C im Vergleich zu Lissabon (9,2°C; beide etwa 39°N) deutlich niedrigere Temperaturwerte auf (vgl. ZHAO SONGQIAO 1986).

Auf weitere klimagenerierende Faktoren wird im Folgenden näher eingegangen. Da sich viele regionalen Klimateigenschaften dabei recht gut anhand der Provinzen lokalisieren lassen, wird zur Verbesserung der Übersichtlichkeit eine Karte der Provinzen und autonomen Republiken der VR China angefügt.



Karte 2: Provinzen und autonome Republiken der VR China

2.2 Orographische Struktur

Die orographische Struktur Chinas ist durch extreme Höhenunterschiede gekennzeichnet. Sie reichen vom Himalaya Gebirge mit Landhöhen² von über 8000 m bis in die flachen Küstenebenen Ostchinas mit nur wenigen Metern über dem Meeresspiegel und Depressionen. Der tiefste Punkt befindet sich jedoch in Westchina (Turpan-Senke³) mit -154 m unter dem Meeresspiegel.

Dennoch weisen nur etwa 14 % des Landes Höhen unter 500 m und nur etwa 1/3 Höhen unter 1000 m auf. 33 % liegen sogar über 2000 m (vgl. Tabelle 1), so dass China grundsätzlich als Gebirgsland bezeichnet werden kann (vgl. BÖHN 1987).

LANDHÖHE [m]	ANTEIL DER LANDESFLÄCHE [%]
< 500	14
500 – 1 000	18
1000 – 2 000	35
2000 – 5 000	17
> 500	16

Tabelle 1: Prozentuale Flächenanteile verschiedener Landhöhen

Quelle: DOMRÖS, PENG GONGBING (1988)

Darüber hinaus liegen 26 % der Landflächen als Plateaus, 19 % als Becken und nur etwa 10% als Flachlandebenen vor.

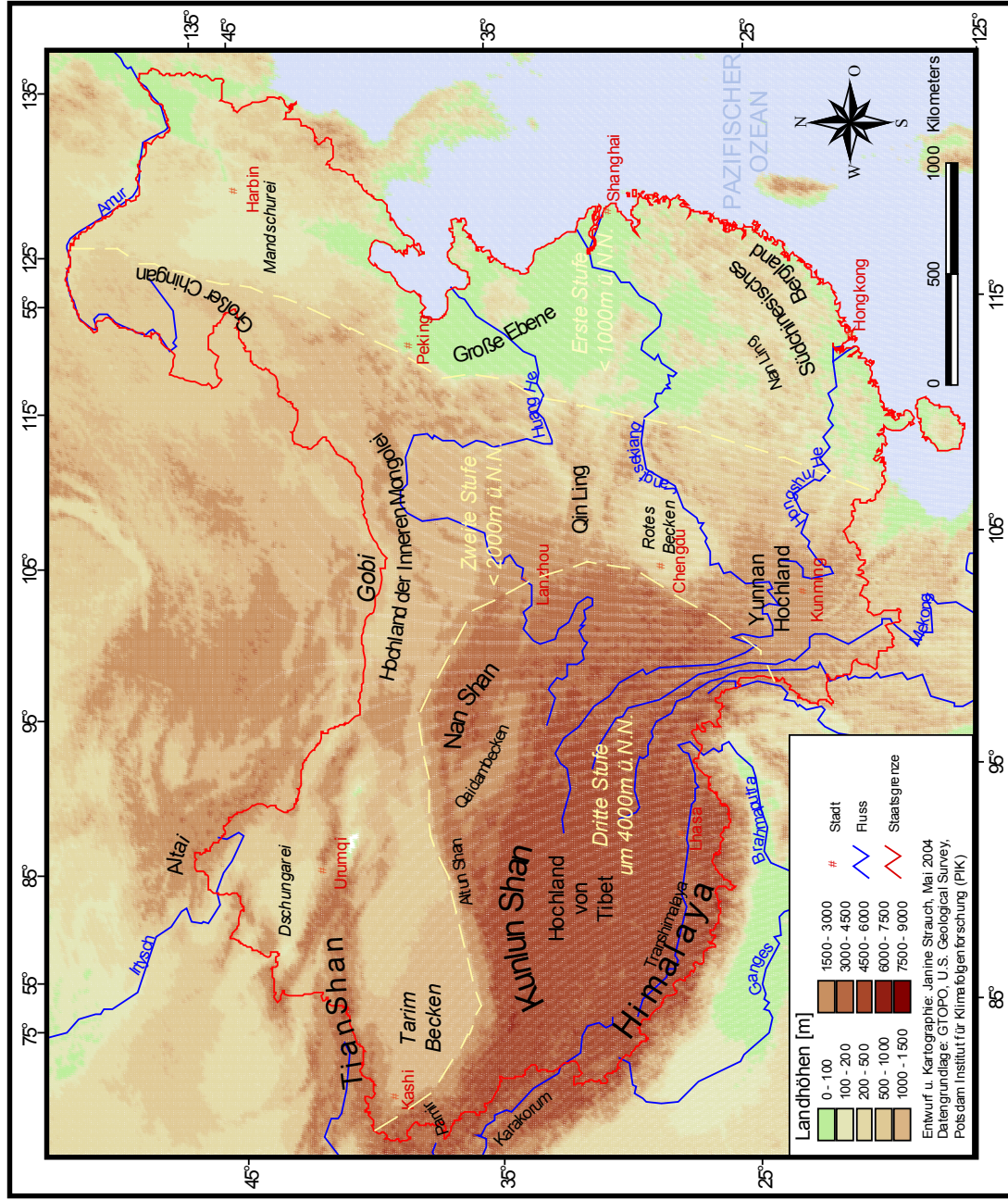
Trotz der Mannigfaltigkeit dieser Strukturen lässt sich das Relief grundsätzlich in drei orographische Großräume gliedern:

Karte 3: Das dreistufige Relief der VR China (Kartentasche)

Oft wird diesbezüglich auch von den drei Treppenstufen des von Osten nach Westen ansteigenden Reliefs gesprochen (vgl. WEISCHET 2000):

² alle Höhenangaben gelten als m ü.N.N.

³ Die Turpan – Senke wird oft auch als Turfan – Senke bezeichnet.



Das dreistufige Relief der VR China

Erste Stufe: Ostchinesische Hügelländer und Ebenen (0–1000 m)

Die erste Stufe bilden die von Hügelländern durchsetzten Ebenen der Küstengebiete Ostchinas. Von der Mandschurischen Ebene im Norden gehen sie über die Nordchinesische Ebene und die tiefgelegenen Gebiete des Yangtze Mittel- und Unterlaufes in das Südchinesische Bergland über. Die Mandschurei stellt dabei mit 350 000 km² die größte der Ebenen dar. Ihr folgen die Nordchinesische Ebene mit 300 000 km² und die Yangtze – Ebene mit 200 000 km² (vgl. BÖHN 1987). Dabei liegen die Landhöhen der Nordchinesischen Ebene und des Yangtze-Delta oft unter 50 m, während im zerfurchten Südchinesischen Bergland zwischen 200 und 1000 m erreicht werden.

Zweite Stufe: Gebirge mittlerer Höhenlage, Plateaus und Becken (1000 – 2000 m)

Das Dsungarei und das Tarim-Becken sind die beiden größten Beckenregionen Westchinas und werden durch das Tian Shan Gebirge getrennt. Von dort erstreckt sich die zweite Höhenstufe über das Hochland der Inneren Mongolei in Richtung Lössplateau (zwischen Lanzhou und Peking) zu den Gebirgszügen des Großen Chingan. Das Hochland der Inneren Mongolei ist dabei mit über 1 Mio. km² das zweitgrößte Plateau Chinas und besteht zu großen Teilen aus Wüste. Die östlich anschließenden Lössregionen sind die größten Vorkommen der Erde und besitzen Mächtigkeiten von bis zu 100 m. In Richtung Süden schließen sich das Qin Ling Gebirge und die Schichtstufen- und Tafelländer des Beckens von Sichuan (Rotes Becken) an, während schließlich das Yunnan- und Guizhou-Hochland die südlichste Begrenzung dieser zweiten Höhenstufe darstellen.

Dritte Stufe: Hochland von Tibet (Qinghai-Tibet Plateau) (über 4000 m)

Die dritte Höhenstufe umfasst das Hochland von Tibet, das sogenannte „Dach der Welt“. Mit einer mittleren Landeshöhe von über 4000 m ist es das höchstgelegene Plateau der Erde und wird im Norden durch die Gebirgszüge des Kunlun Shan, im Süden durch den Himalaya und im Westen durch das Karakorum begrenzt. Der markanteste Aufstieg zu dieser dritten Höhenstufe liegt am Westrand des Roten Beckens von Sichuan zum Osttibetischen Randgebirge (vgl. WEISCHET 2000). Das Hochland von Tibet ist Quellgebiet einiger der größten Flüsse Asiens, zu denen neben dem Gelben Fluss (Huang He) und dem Yangtze (Changjiang) auch der Mekong, der Brahmaputra (chin. Tsangpo), der Ganges und der Indus gehören. So ist besonders der Osten des tibetischen Hochlandes keineswegs eben, sondern von zahlreichen Tälern und Becken zerfurcht. Das größte Tal (Tal des Brahmaputra) trennt

den Himalaya vom Transhimalaya. Schließlich ist auch das Tian Shan Gebirge mit seinen enormen Landhöhen von über 7000 m dieser dritten Höhenstufe zuzurechnen.

In der einschlägigen Literatur wird teilweise noch eine vierte Höhenstufe des Reliefs benannt, der die Schelfgebiete vor der chinesischen Küste mit ihren zahlreichen Inseln zugerechnet werden (vgl. BÖHN 1987, ZHAO SONGQIAO 1986).

Zusammenfassend kann demnach die gebirgige Orographie Zentralasiens im Westen des Landes von den flachen Küstengebieten der Ostseiten am Pazifischen Ozean unterschieden werden.

Die Komplexität des Reliefs bedingt dabei eine Vielzahl von Einzelklimaten die es zu beschreiben und einzuordnen gilt. Die klimatischen Einflüsse resultieren dabei im Wesentlichen aus der Höhenlage der einzelnen Regionen und deren Auswirkung auf Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse: So können die Gebirge neben einer horizontalen auch zu einer vertikalen Zonierung des chinesischen Klimas führen, wobei es neben der adiabatischen Temperaturabnahme in der Höhe auch zur Ausbildung spezieller Hang- und Beckenklimata kommen kann. Auch auf die Niederschlagsbedingungen üben Gebirge großen Einfluss aus, indem sie Luftmassen aufhalten, teilen oder kanalisieren. Regional werden folgende **orographische Einflussfaktoren** für das chinesische Klima diskutiert:

Der **zentralasiatische Hochgebirgsblock** (Tibetisches Hochplateau, Himalaya, Karakorum, Kunlun Shan) stellt eine riesige Luftmassenbarriere dar und verhindert das Vordringen feucht-warmer Luftmassen des Indischen Monsuns nach Zentral- und Ostchina, so dass, mit Ausnahme der südlichen Landesteile und des Yunnan-Plateaus, kein Einfluss dieser Monsunzirkulation in China spürbar ist. Gleichzeitig gilt er jedoch als wichtigster Auslöser der ostasiatischen Monsunzirkulation und übt aufgrund seiner enormen Höhe sogar Einfluss auf die hochtroposphärische Westwinddrift aus (WEISCHET 2000, s.u.).

Immer wieder werden auch die klimatischen Einflüsse der west-östlich verlaufenden Gebirgszüge des **Qin Ling** und **Nan Ling** im Osten Chinas diskutiert. Zahlreiche Autoren nutzten besonders das Qin Ling Gebirge als natürliche Klimatypengrenze zwischen dem kühlgemäßigten und subtropischen Klima (s.u.), da sie im Winter das Vordringen kalter Luftmassen aus nördlicher Richtung verhindern. So liegen nach ARAKAWA (1969) die

mittleren Temperaturen auf der Südseite des Gebirges um 4.2°C höher als auf der Nordseite. Andere Theorien machen diese Gebirgszüge hingegen für das Auftreten quasi-stationärer Fronten im Yangtze-Gebiet verantwortlich, die zu winterlichen Niederschlägen und besonders ergiebigen Frühjahrsregen führen (vgl. ZHAO 1986, CHU PING-HAI 1968). Besonders auf diese Eigenschaften wird später noch näher eingegangen werden.

Konform zu diesen Theorien sollen auch die Gebirgszüge des **Tian Shan** in Westchina und des **Großen Chingan** im Osten das Vordringen kalter, sibirischer Luftmassen aus nördlicher Richtung verhindern. In Westchina gewährt schließlich nur ein schmaler Korridor zwischen dem Tian Shan und dem Altai diesen Luftmassen Einlass, während sie in den östlichen Küstengebieten weit nach Süden vordringen und bis in die Tropen als Kaltluftereinbrüche wirksam werden (vgl. CHU PING-HAI 1968, DOMRÖS, PENG GONGBING 1988). Überdies verhindern die großen Gebirgszüge des Tian Shan, Altai und Kunlun-Shan auch den Austausch mit Luftmassen von außen und sind mit für die zentralchinesischen Trockengebiete verantwortlich.

Letztlich übt auch das **Südchinesischen Bergland** mit Höhen von bis zu 2000 m Einfluss auf die klimatischen Bedingungen aus, indem es zu regional sehr unterschiedlichen Klimaverhältnissen im Küstengebiet beiträgt und eine wichtige Barriere für die zeitweilig auftretenden Taifune darstellt.

Diese regionalspezifischen, orographischen Einflussfaktoren stellen eine wichtige Grundlage für die spätere Beschreibung der regionalen Einzelklimate dar und werden in Kapitel 5 dieser Arbeit mit den klimatischen Bedingungen der einzelnen Klimatypen verknüpft.

2.3 Zirkulationsdynamische Grundlagen

2.3.1 Saisonale Klimadynamik: Der Ostasiatische Monsun

Das Klima Chinas ist durch einen charakteristischen saisonalen Wechsel der Witterungsverhältnisse gekennzeichnet, der im Wesentlichen aus den unterschiedlichen Erwärmungseigenschaften der Land- und Meerflächen resultiert (s.o.). Zwei Vorgänge der atmosphärischen Zirkulation sind für diesen charakteristischen Wechsel verantwortlich:

Während der Sommermonate baut sich über dem asiatischen Kontinent ein Tiefdruckgebiet auf, in das die feucht-warmen Luftmassen der randlichen Meere aus östlichen bis südöstlichen Richtungen abfließen. Im Winter bestimmt hingegen eine ausgeprägte Antizyklone über Sibirien die vorherrschende Windrichtung aus Nord- bis Nordost, die kalte Luftmassen bis weit in die südlichen Landesteile vorantreibt (s.u.). Auf diesen charakteristischen Wechsel der Hauptwindrichtungen gründet sich das ostasiatische Monsunphänomen.

Nach ALISSOW (1954) und FLOHN (1957) ist der Monsun im Allgemeinen als Teil der atmosphärischen Zirkulation durch eine Veränderung des Winkels der Hauptwindrichtung zwischen Sommer und Winter von mehr als 120° charakterisiert (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988). Dabei darf der Ostasiatische Monsun⁴ nicht mit dem Indischen Monsun gleichgesetzt werden, sondern weist völlig eigene Charakteristika auf (vgl. TAO SHIYAN in DOMRÖS, PENG GONGBING 1988):

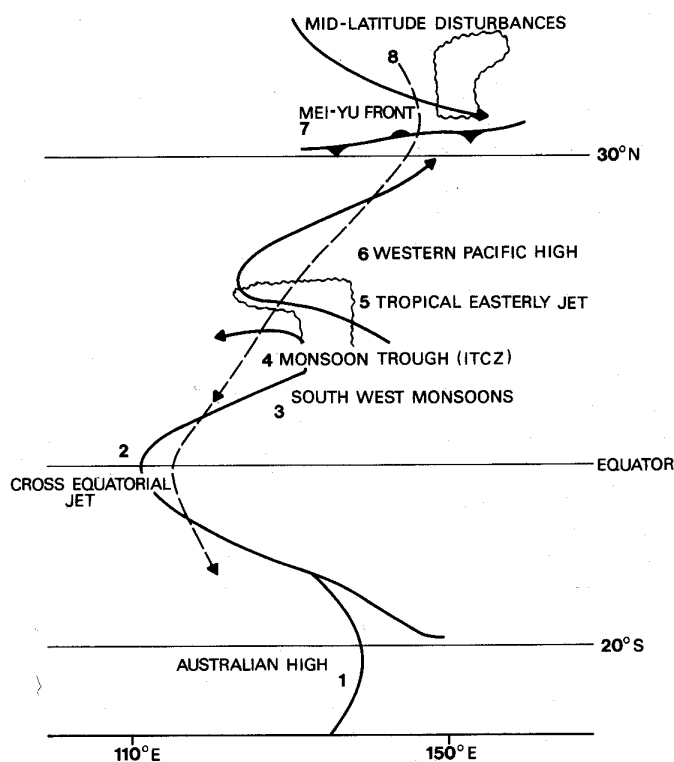


Abbildung 2: Der Ostasiatische Monsun

Quelle: DOMRÖS, PENG GONGBING 1988

Abb. 2 zeigt die Australische Antizyklone als wichtige Komponente des Ostasiatischen Monsuns, aus der warme, äquatoriale Luftmassen in die Innertropische Konvergenzzone (ITC) abfließen, die sich zu diesen Zeiten über dem Südchinesischen Meer befindet. Hinzu kommen die Einflüsse des tropischen Ostjet (ausströmende Luftmassen der ITC) und der westpazifischen Antizyklone, aus der feucht – labile Luftmassen bei vorherrschender Windrichtung aus Südost in Richtung Festland strömen (s.o.).

Trotz dieser Einflüsse bleibt der Zirkulationsmechanismus völlig an die **Westwinddrift** mit ihren zugehörigen Fronten gebunden (siehe auch Kapitel 2.3.2). Besonders nördlich des

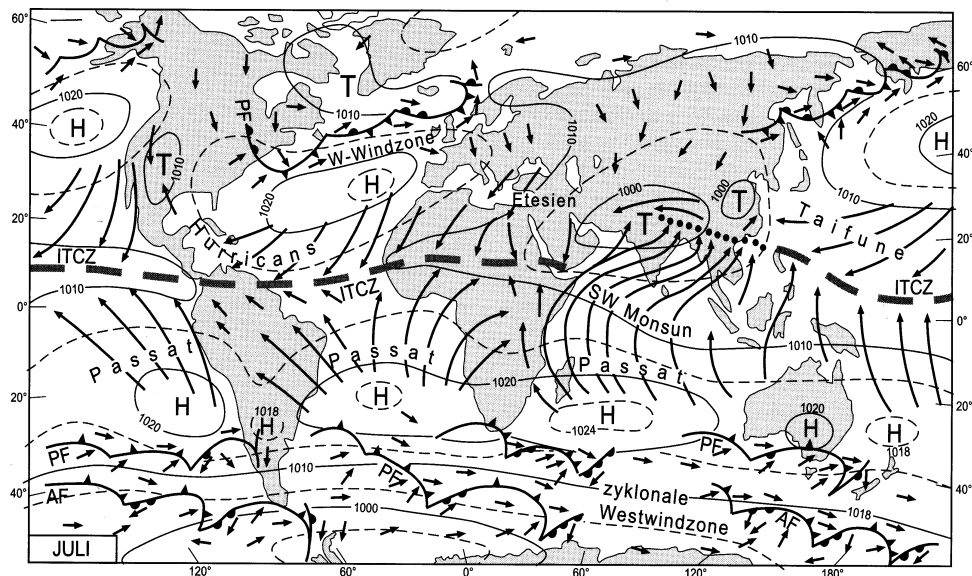
⁴ Der Ostasiatische Monsun wird häufig auch als außertropischer Monsun, im Vergleich zum tropischen (oder Indischen) Monsun bezeichnet (vgl. z.B. FLOHN 1957).

30. Breitengrades herrscht Westwindeinfluss vor, während in den südlicheren Regionen subtropische Winde und Kalmen dominieren (vgl. ZHAO SONGQIAO 1986). Die Übergangszone zwischen 25°N und 35°N ist schließlich durch einen jahreszeitlich alternierenden Wechsel von Westwindeinfluss im Winter und östlichen Passatwinden im Sommer gekennzeichnet (vgl. ZHAO SONGQIAO 1986). Im Süden bestimmen äquatoriale Westwinde die tropischen Witterungsverhältnisse des Landes.

Im Folgenden wird näher auf diesen saisonalen Wechsel der Witterungsverhältnisse eingegangen, um ein zirkulationsdynamisches Grundverständnis für die charakteristischen klimatischen Bedingungen der einzelnen Landesteile zu schaffen.

2.3.2 Sommermonsun und sommerliche Zirkulationsverhältnisse

Während der Sommermonate entsteht ein ausgeprägtes Tiefdruckgebiet in der unteren Troposphäre über Zentralasien, das aus den schnellen Erwärmungseigenschaften der eurasischen Landmasse resultiert.



Legende: PF = Polarfront, AF = Arktikfront, ITCZ = Innertropische Konvergenzzone

Abbildung 3: Luftdruck und Zirkulationsverhältnisse im Juli

Quelle: SCHULTZ 2000

Das Zentrum dieser Zyklone befindet sich über Nordwestindien und sorgt für mittlere bodennahe Druckverhältnisse um 1000 mb (Monat Juli) (vgl. Abb. 3). Zeitgleich bildet sich über dem Nordwestpazifik eine mächtige Antizyklone, aus der Luftmassen in das

zentralasiatische Tiefdruckgebiet abfließen. Unter ausgeprägter Luftmassenlabilität dominieren zu diesen Zeiten Winde aus südlicher- bis südöstlicher Richtung, deren Anteil nach DOMRÖS und PENG GONGBING (1988) 40 bis 60 % beträgt. Nur im Nordosten Chinas wehen die Winde zu dieser Jahreszeit vorwiegend aus nördlichen Richtungen. Die feucht-labilen Luftmassen des Sommermonsuns bringen dem Osten des Landes bis in das obere Einzugsgebiet des Huang He sommerliche Regenfälle, die einen wichtigen Gunstfaktor für die chinesischen Landwirtschaft darstellen. Der Regengürtel verschiebt dabei sich schrittweise von Süden nach Norden, was als **Vorrücken des Sommermonsuns** bezeichnet wird (vgl. WEISCHET 2000, DOMRÖS, PENG GONGBING 1988). Es ist typischerweise durch alternierende Phasen des schnellen und langsamen Vorstoßens bis hin zur Stagnation gekennzeichnet (vgl. Abb.4 und DOMRÖS, PENG GONGBING 1988, WEISCHET 2000):

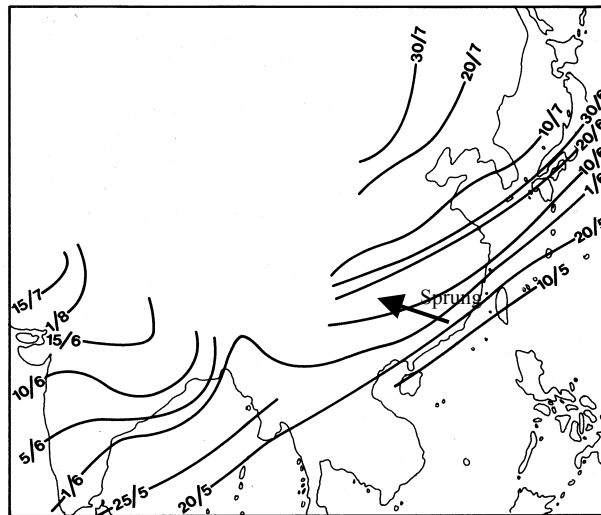


Abbildung 4: Vorrücken des Sommermonsuns

Quelle: DOMRÖS, PENG GONGBING (1988)

So wandert die Regenfront mit dem Erstarken des Sommermonsuns (Ausbildung der Zyklone) langsam nordwärts, so dass warme und feuchte Luftmassen aus südlichen Richtungen in das Südchinesische Bergland vordringen können. Diese Region erhält ihre ersten ergiebigen Regenfälle folglich bereits Anfang Mai, während die Regenfront bis Mitte Juni nur langsam über Südchina hinwegzieht (vgl. Abb. 4).

Erst um den 10. Juni verlagert sie sich schließlich sprunghaft nach Norden, um bereits am 20. Juni im Gebiet des Yangtze erneut stationär zu werden. Nach WEISCHET (20000) kann diese sprunghafte Verlagerung mit der plötzlichen Umlenkung des Maximums des planetarischen Westwindstromes der höheren Troposphäre (s.o.) von der Süd- auf die Nordseite des zentralasiatischen Gebirgsblocks erklärt werden. Sie resultiert aus der regionalen Erwärmung

der oberen Troposphäre über dem Gebirgsplateau und der damit verbundenen Erhöhung des Luftdrucks (Ausbildung einer Antizyklone in der oberen Troposphäre), die den Höhenwestwind abschwächt und schließlich auf die Nordseite der Gebirge verschiebt. Die Yangtze-Region erhält ihre Hauptregenfälle (Mei-Yu-Regen) dabei Mitte Juni bis Mitte Juli zur Zeit der Pflaumenreife, so dass sie gemeinhin auch als „plum-rains“ bezeichnet werden. Zu dieser Zeit befindet sich eine als **Mei-Yu Front** bezeichnete Konvergenz über dem mittleren Yangtze Gebiet, um dort mit zonaler Witterungslage und heftigen Regenfällen wirksam zu werden (vgl. Abb. 4).

So dominieren in Mittel- und Südostchina monsunale Luftmassen geringer vertikaler Ausdehnung von noch etwa 3500 m über Peking, die im äußersten **Norden Chinas** auf eine Höhe von nur 500 m absinken (vgl. GELLERT 1987). Diese Luftmassen werden in der oberen Troposphäre von der außertropischen Westwinddrift überlagert. In den nördlichen Regionen herrscht somit Westwindeinfluss vor, mit dem Maximum des Höhenstrahlstromes nördlich des zentralasiatischen Gebirgsblocks und Winden aus westlichen und nördlichen Richtungen. WEISCHET bezeichnet den heißen und trockenen Charakter dieser westlichen Luftmassen als „kontinentale Ostseitenprägung“, die letztlich auch der Grund für die geringen jährlichen Niederschlagssummen in Nord- und Zentralchina ist. Diese Westwinde der mittleren Breiten stoßen in Nordostchina schließlich an der nördlichen Polarfront (vgl. Abb.5) mit den monsunalen Luftmassenströmungen zusammen und gleiten auf diese auf (adiabatische Abkühlung), so dass die Feuchtigkeit der monsunalen Luftmassen zu Niederschlägen kondensiert. Nur unter diesen Bedingungen erfahren die nordostchinesischen Regionen ein kurzes sommerliches Maximum ihrer Niederschläge.

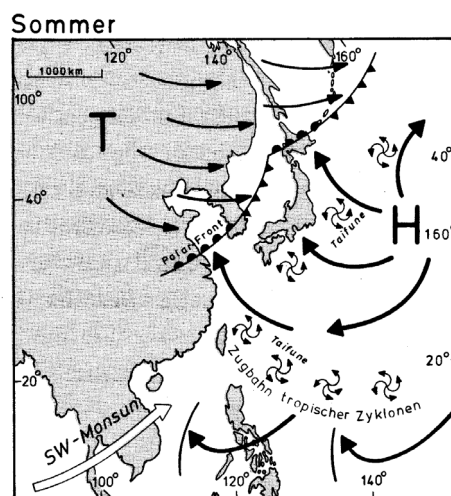


Abbildung 5: Polarfront im Sommer

Quelle: LAUER (1999)

Mit der nördlichsten Position der Pazifischen Antizyklone (30°N) enden schließlich die Regenfälle in den meisten Gebieten Südchinas. Der Rückzug des Sommermonsuns verläuft dann vergleichsweise schnell und bringt dem Süden des Landes eine zweite Regenzeit im September, die häufig mit dem Auftreten von Taifunen gekoppelt ist (vgl. Kapitel 2.3.4). Die mittlere Dauer des Sommermonsuns beträgt 5 Monate in Südchina und nur 1-2 Monate im Norden, wobei Beginn und Ende sowohl interannuell als auch intraannuell stark variieren können (vgl. DOMRÖS 2001).

Überdies ist die Ergiebigkeit der Regenfälle grundsätzlich an die Stärke des Monsunphänomens gebunden. So zieht die Regenfront im Falle eines **starken oder aktiven Sommermonsuns** schnell über die südlichen Landesteile hinweg und bringt im sogenannten „empty Mei-Yu“ nur geringe Regenfälle. So fielen beispielsweise in Wuhan (Provinz Hubei) im Jahr der sogenannten „null – Mei-Yu Season“ 1958, im Monat Juni nur 18 mm Niederschlag (vgl. GEMMER 2000). Im Falle eines **schwach ausgeprägten Sommermonsuns** zieht sie hingegen nur langsam nordwärts und führt zur Ausbildung einer quasi-stationären Front mit ergiebigen Regenfällen und verheerenden Folgen für die Yangtze-Region (vgl. GEMMER 2000, HOF 1999, KING, JIANG TONG 1994).

Zu erwähnen bleiben letztlich noch die gesonderten Bedingungen der Landesteile **Süd- und Südwestchinas**, die zusätzlichen Einflüssen der labilen äquatorialen Luftmassen des Indischen Monsuns (SW – Monsun) unterliegen, welche nur südlich des zentralasiatischen Hochgebirgsblocks ungehindert „passieren“ können. ZHANG (1959), zitiert nach DOMRÖS und PENG GONGBING 1988) gibt die Grenze des Einflussbereiches der unterschiedlichen Monsuntypen bei etwa 103° östlicher Länge an. Sie verlief damit östlich von Kunming in Richtung Norden bis zum westlichen Teil des Sichuan-Beckens. ZHAO (1986) zieht die Grenze hingegen weiter östlich, zwischen etwa 105° und 110° östlicher Länge. Beginn und Ende sowie die Intensität der Regenfälle in den südwestlichen Landesteilen sind somit zusätzlich an die Witterungsdynamik des Indischen Monsuns mit einer Regenzeit von Mai bis Oktober gebunden.

Mit abnehmenden Temperaturen im **Herbst** verschwindet schließlich das ausgeprägte Hitzetief über dem zentralasiatischen Kontinent und es kommt zur Ausbildung einer mächtigen kontinentalen Antizyklone, die den Beginn des Wintermonsuns ankündigt.

2.3.2 Wintermonsun und winterliche Zirkulationsverhältnisse

Der Wintermonsun Chinas ist durch stabile, trocken-kalte Witterungsverhältnisse gekennzeichnet. Der Wechsel von Sommer- zu Wintermonsun vollzieht sich rasch Mitte bis Ende September, mit dem Rückzug der Regenfront in das untere Einzugsgebiet des Yangtze. Bereits Anfang Oktober stehen auch die südlichen Teile Chinas, östlich des 105. nördlichen Längengrades unter dem Einfluss der monsonalen Witterungsverhältnisse (vgl. Abb. 6).

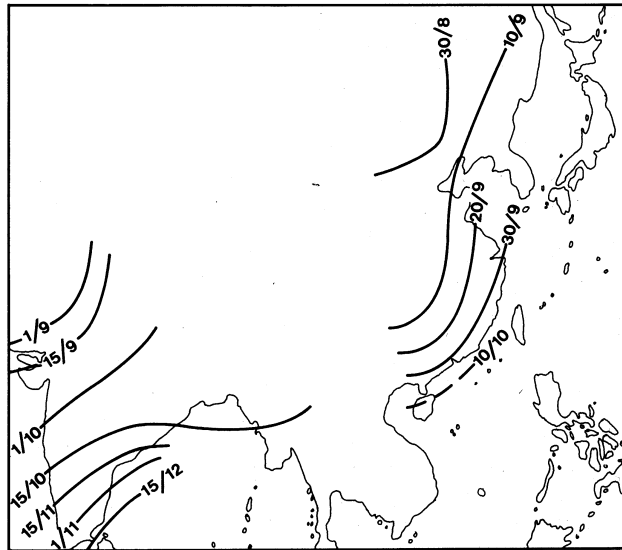


Abbildung 6: Vorrücken des Wintermonsuns

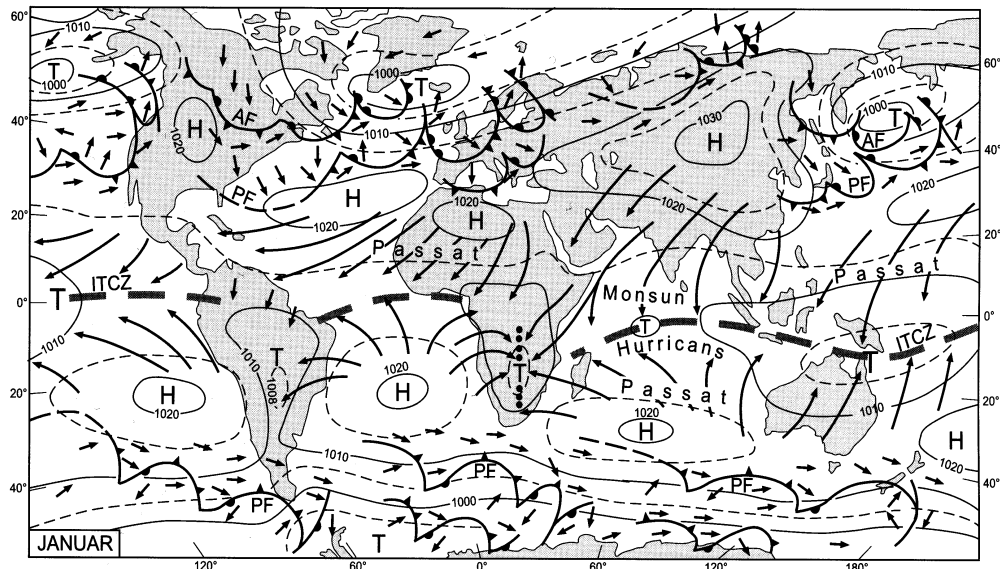
Quelle: DOMRÖS, PENG GONGBING (1988)

Aufgrund der schnellen Abkühlung der eurasischen Landmasse entsteht zu dieser Zeit ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet mit Zentrum über Südsibirien und der Mongolei, aus dem kalte, stabile Luftmassen in die nordwestpazifische Zyklone (Aleutentief) abfließen. Gleichzeitig bewegt sich ein zweiter großer Luftmassenstrom in Richtung Süden auf das äquatoriale Tief zu, so dass der Norden Chinas vorwiegend Winde aus nordwestlicher, Zentral- und Südchina aus nördlicher Richtung erhalten (vgl. Abb. 7).

Dabei haben positive oder negative Anomalien (stärkere oder schwächere Ausprägungen der Hoch- und Tiefdruckgebiete) Auswirkungen auf die Stärke des Wintermonsuns:

Im Falle eines **schwachen oder warmen Wintermonsuns** ist das Kältehoch über dem Sibirischen Festland vergleichsweise schwach ausgebildet, während das Aleutentief weitgehend stabil bleibt (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988). Aufgrund des schwachen Nordwestwindes gelangt dann wärmere Luft aus östlicher Richtung bis an die Küste Chinas.

Gleichzeitig dominieren zonale Witterungsverhältnisse mit ausgeprägter Höhenwestwindströmung.



Legende: PF = Polarfront, AF = Arktikfront, ITCZ = Innertropische Konvergenzzone

Abbildung 7: Luftdruck und Zirkulationsverhältnisse im Januar

Quelle: SCHULTZ (2000)

Im Falle eines **aktiven oder kalten Wintermonsuns** sind hingegen meridionale Zirkulationsverhältnisse vorherrschend und der Druckgradient zwischen dem kontinentalen Hoch und den pazifischen Tiefdruckgebieten vergleichsweise stark ausgebildet (bis zu 8 mb höher), so dass kalte Luftmassen bis weit in den Süden vordringen (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988).

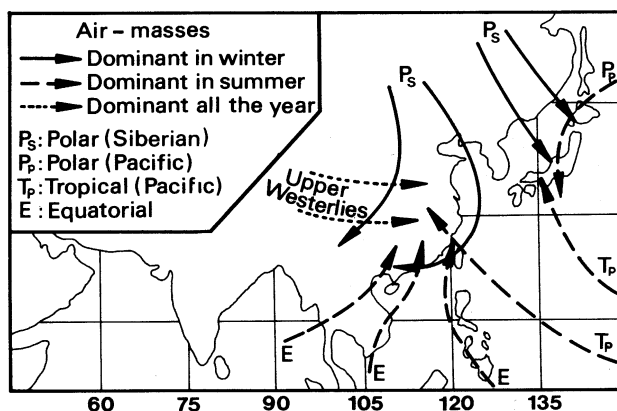


Abbildung 8: Dominierende Luftmassen im Winter

Quelle: DOMRÖS, PENG GONGBING 1988

Ostwärts wandernde Rossby-Wellen, vorwiegend aus Höhenträgen in Westsibirien, führen dann bei ihrem Zug über das Mongolei-Baikalsee-Gebiet extrem kalte Luftmassen (Ps) mit sich, die im Zuge der meridionalen (low-index) Zirkulation um den zentralasiatischen Gebirgsblock herum, über Nordost- bis nach Mittel- und Südchina gelenkt werden (vgl. Abb. 8 und WEISCHET 2000).

Diese besonders kalte und stabile Witterungslage führt zu sehr niedrigen Temperaturen und äußerst geringen Wassermengen in den Flüssen Ostchinas (vgl. WOLLESEN, KING et. al. 1999).

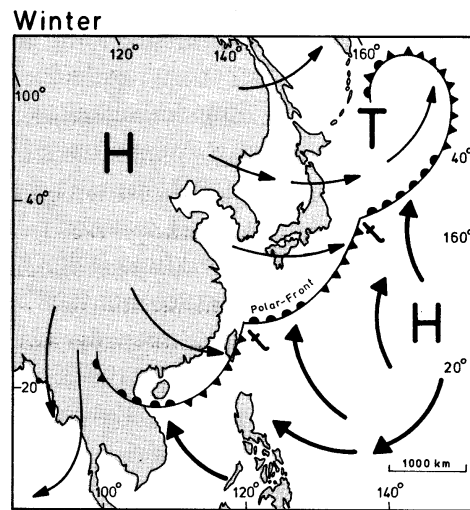


Abbildung 9: Polarfront im Winter

Quelle: LAUER (1999)

Zusätzlich werden die monsunalen Luftmassen geringer vertikaler Ausdehnung von Höhenwinden der außertropischen Westwinddrift in der oberen Troposphäre überlagert. Das Maximum der Höhenwestwinde befindet sich zu dieser Jahreszeit südlich des zentralasiatischen Gebirgsblocks, wobei es an der südlichen Polarfront (im südchinesischen Meer, vgl. Abb. 9) häufig zur Zyklonogenese mit ost-west wandernden Störungen und den charakteristischen Niederschlagsverhältnissen kommt (vgl. LAUER 1999, WEISCHET 2000).

Die winterlichen Witterungsverhältnisse bleiben schließlich über einen relativ langen Zeitraum von September/ Oktober bis etwa April/ Mai stabil. Mit ansteigenden Temperaturen kommt es im **April** jedoch zu einer rapiden Druckabnahme, bis der antizyklonale Einfluss im Mai schließlich ganz verschwindet. Frühling und Herbst stellen somit nur kurze „Übergangsjahreszeiten“ zwischen den alternierenden Bedingungen der sommer- und wintermonsunalen Witterungsverhältnisse in China dar.

2.3.4 Spezielle Klimaphänomene

2.3.4.1 Cold Waves

Als sogenannte Cold Waves bezeichnet man Kaltlufteinbrüche im Küstengebiet Ostchinas, die zu Zeiten des Wintermonsuns aus eisigen Kaltluftmassen nördlicher Richtungen resultieren und bis weit in die südlichen Landesteile wirksam werden. Nach DOMRÖS und PENG GONGBING sind sie durch Temperaturstürze von mehr als 10°C charakterisiert, die zu mehrere Tage anhaltenden Tagesminima unter 5°C führen (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988).⁵ Unter dem Einfluss dieser trocken-kalten Luftmassen herrscht eisiges Strahlungswetter vor. In Verbindung mit hohen Windgeschwindigkeiten kann es dabei zu Sandstürmen oder heftigen Schnee- und Regenfällen kommen (vgl. ZHAO SONGQIAO 1969).

Da die Kaltfront jedoch nur eine vertikale Ausdehnung von etwa 2000 m besitzt, ist die Ausbreitung der arktischen Luftmassen stark an das Relief gebunden. In Anlehnung an ZHAO SONGQIAO und TAO SHIYAN (zitiert in DOMRÖS, PENG GONGBING 1988) lassen sich grundsätzlich drei Gruppen von Cold Waves unterscheiden (vgl. Abb.10):

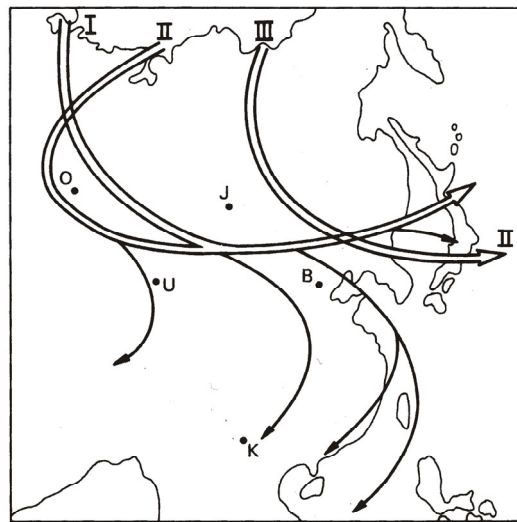


Abbildung 10: Die drei Gruppen der Cold Waves in China

Quelle: DOMRÖS, PENG GONGBING (1988)

⁵ Eine andere Definition schlagen chinesischer Meteorologiestationen vor (in ZHAO SONGQIAO, 1986, S. 24). Hier sind cold waves durch einen Rückgang der Lufttemperatur in weniger als 48 Stunden um mehr als 10°C für die Yangtze-Region und die nördlichen Regionen definiert. Für die südlicheren Regionen gelten Temperaturen von weniger als 4°C und Windstärken zwischen 5 und 7 über dem Land und 6 bis 8 über dem Meer als Kriterium.

I. Arktische Luftmassen aus dem Nordwesten mit Ursprungsgebiet in der Barents See, die über Russland, Sibirien und die Innere Mongolei nach China einströmen. Sie reichen teilweise bis zum Mittellauf des Yangtze oder bis Südchina und sind in der Regel sehr kräftig ausgebildet.

II. Arktische Luftmassen des Westens, die sich aus der Kara See zunächst in Richtung Süden nach Sibirien bewegen, um schließlich aus westlicher Richtung über die Provinzen Xinjiang, Qinghai und Gansu die Volksrepublik China erreichen.

III. Arktische Luftmassen aus Westsibirien, die nur die nordwestlichen Regionen Chinas und die Innere Mongolei erreichen und in der Regel schwächer ausgebildet sind.

Anhand dieser Zugbahnen wird bereits die blockierende Wirkung der chinesischen Gebirge (2. und 3. Höhenstufe, vgl. Karte 3) deutlich, die den südlichen Vorstoß der arktischen Luftmassen in Westchina verhindern, während sie in den flacheren, östlichen Küstengebieten ungehindert passieren können. Besonders das bereits angesprochene Qin Ling Gebirge verwehrt diesen Luftmassen den Zug nach Süden und führt zu vergleichsweise höheren Wintertemperaturen im Bereich des Sichuan Beckens (s.o.).

Umgekehrt weisen DOMRÖS und ZHAO weisen jedoch darauf hin, dass die kalten Luftmassen durch Gebirgszüge kanalisiert werden können und in diesem Fall zu erhöhten Regenmengen führen, wie es beispielsweise im Gebiet des Dsungarei-Beckens zwischen dem Altai und Tian Shan der Fall ist (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988, ZHAO SONGQIAO 1986). Auf dieses Phänomen später noch einmal ausführlicher eingegangen.

Cold Waves können in einem relativ langen Zeitraum zwischen November bis April auftreten und stellen eine große Gefahr für die Landwirtschaft dar. Die Auftrittswahrscheinlichkeit wird mit 5,2 Cold Waves pro Jahr angegeben (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988).

2.3.4.2 Taifune

Immer wieder werden besonders die Küsten der südlichen Provinzen zwischen Mai und November von Taifunen heimgesucht. Als Taifune bezeichnet man tropische Wirbelstürme im Nordwestpazifik, deren Entstehung an eine Wassertemperatur von mindestens 27°C gebunden ist und die unter ständiger Zufuhr latenter Wärme und unter Mitwirkung der Coriolis-Kraft (mind. 4°N oder 4°S) geostrophische Winde mit hohen Geschwindigkeiten (bis zu 100 m/s) entwickeln (vgl. LAUER 1999).

Die Taifune Chinas entstehen im Pazifischen Ozean, östlich der Philippinen und Taiwan im Südchinesischen Meer. Von dort ziehen sie westwärts und drehen etwa auf der Breitenlage Taiwans in Richtung Nordwesten ab, um sich anschließend auf Japan zuzubewegen (vgl. auch Abb. 5). Ihre Zugbahn ist dabei an die Passatzirkulation sowie den Einfluss des sommerlichen Hochdruckgebietes im Westpazifik gebunden (vgl. LAUER 1999).

Die ostchinesische Küste wird im Mittel jährlich etwa von 6,6 Taifunen heimgesucht⁶, die jedoch ausschließlich auf den Zeitraum Mai bis November beschränkt bleiben (DOMRÖS, PENG GONGBING 1988). Dabei sind besonders die südlichen Provinzen Guangdong und Fujian betroffen (Abb. 11), in denen die Taifun-Regenfälle bis zu 50 % der jährlichen Niederschlagssumme ausmachen können (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING, 1988).

Obwohl die Taifune über dem Festland schnell an Kraft verlieren, sind ihre Auswirkungen bis zu 500 km ins Landesinnere spürbar (vgl. LAUER 1999).

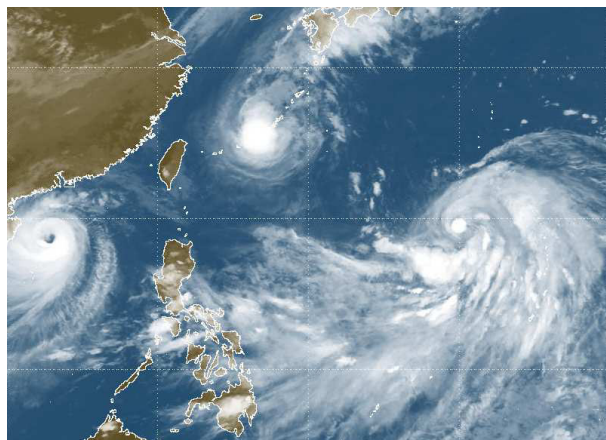


Abbildung 11: Tropische Tiefdruckgebiete im Westpazifik

Quelle: www.physik.uni-karlsruhe.de

⁶ Mittel des Zeitraums 1949-1969

Erläuterung: Abbildung 11 zeigt eine Satellitenaufnahme (GMS 5 IR) von drei tropischen Zyklonen im Westpazifik am 8. September 2003. Am linken Bildrand befindet sich der Taifun „Wukong“ nahe der chinesischen Küste (Provinz Guangdong). Östlich der Philippinen liegt Taifun „Saomai“, der zu dieser Zeit bereits eine Wirbelsturmstärke von 75kt aufweist und vermutlich weiter in Richtung Nordwesten ziehen wird. Der nördlichste Wirbel (Name: „Bopha“) ist ein als tropischer Sturm zu bezeichnen, da seine Windstärken von 55 kt im Mittel und 70 kt in Böen nicht ausreichen, um Wirbelsturmcharakter zu besitzen.

3 Klimaklassifikationen

Das folgende Kapitel beleuchtet die Aufgaben und Ziele von Klimaklassifikationen im Rahmen regionalklimatologischer Fragestellungen und zeigt Methoden und Möglichkeiten auf. Dabei sollen besonders die traditionellen, effektiven- und genetischen Methoden den neuen, statistischen gegenübergestellt werden. Im Anschluss werden die bereits bestehenden Klassifikationen der VR China in den Mittelpunkt des Interesses gerückt.

3.1 Betrachtung des Gesamtproblems

3.1.1 Aufgaben und Ziele von Klimaklassifikationen in der regionalen Klimatologie

Klimaklassifikationen sind „das Klima als Ganzheit erfassende Gliederungen der atmosphärischen Verhältnisse, welche auf einer abstrahierenden Zusammenfassung und Typisierung der Klimaerscheinungen beruhen“ (vgl. LESER 1997). Dabei geben sie das „vielschichtige Ineinander der Klimaelemente und Klimafaktoren sowie deren Wirkung auf der Erdoberfläche“ wieder (vgl. LAUER 1999).

In den globalen Klassifikationen werden individuelle Klimate einzelner Landschaften zu homologen Klimatypen zusammengefasst, die bezüglich ihrer klimatischen Eigenschaften gleiche oder ähnliche Ausprägungen aufweisen. Das Ziel *regionaler* Klassifikationen besteht hingegen in der möglichst genauen Unterscheidung und Abgrenzung der kleinräumigen Klimaphänomene eines einzelnen Landes. Nach KNOCH und SCHULZE (1954) werden sie als sogenannte Teilklassifikationen bezeichnet.

Hierzu ist es notwendig, die örtlichen Einzelklimate nach geeigneten Gesichtspunkten zu typisieren, in ein bestimmtes Ordnungssystem einzuordnen und in ihrer Verbreitung darzustellen. Kurz gesagt: **Das Ziel regionaler Klassifikationen besteht grundsätzlich darin, den komplexen Begriff Klima greifbar und anschaulich zu machen, ohne dabei die wesentlichen Charakteristika der individuellen Einzelklimate zu verdecken.**

Im Laufe der letzten 100 Jahre haben sich vielfältige Methoden und Möglichkeiten zur Klassifikation des Klimas entwickelt, die im Folgenden näher vorgestellt werden. Vergleicht

man die zahlreichen Arbeiten, fällt jedoch eine ausgesprochene Heterogenität in der Bezeichnung der regionalen Einzelklimate auf. Dabei ist von Klimagürteln-, -typen, -zonen, -reichen, -regionen, -provinzen und vielem mehr die Rede.

Obwohl die vorliegende Arbeit keine Klassifikation im hierarchischen Sinne anstrebt, stellt sich doch die Frage nach einer Bezeichnung der Einzelklimate. KNOCH und SCHULZE (1954), die sich eingehend mit dieser Thematik beschäftigten, schlagen diesbezüglich die Begriffe „Klimatyp“ und „Klimaregion“ für die Bezeichnung der Klimate eines einzelnen Landes vor, wobei Klimaregion vorwiegend im räumlichen Sinne, Klimatyp im Sinne der klimatischen Definition des jeweiligen Gebietes zu gebrauchen ist.

Da besonders bei der späteren Beschreibung der Einzelklimate (Kapitel 5) eine scharfe Trennung jedoch oft nicht möglich ist, soll in der vorliegenden Arbeit ausschließlich der Begriff **Klimatyp** verwendet werden, um Uneindeutigkeiten zu vermeiden.

3.1.2 Traditionelle Methoden

In der Vergangenheit haben sich zahlreiche Ansätze zur Klassifikation des Klimas herausgebildet, die sich grundsätzlich jedoch in zwei Gruppen einteilen lassen: die effektiven und die genetischen Klassifikationsmethoden.

Die **effektiven oder empirischen Methoden** sind wesentlich zahlreicher und legen ihrer Typisierung die Wirkungen des Klimas auf der Erdoberfläche zugrunde, die sich in der naturgeographischen Gestaltung (wie beispielsweise der Vegetation) äußern und anhand messbarer Klimaelemente darstellen lassen. Die Abgrenzung der einzelnen Klimatypen erfolgt dann auf der Basis definierter Schwellenwerte, die sich je nach Zielsetzung der Klassifikation unterscheiden. So verwenden die meisten effektiven Klassifikationen zur großräumigen Abgrenzung Temperaturwerte (vgl. WISSMANN 1939 und 1948, CREUTZBURG 1950) und beziehen erst in der Feingliederung hygrische Parameterwerte mit ein.

Die wohl bekannteste- und aufgrund ihrer hohen Detailgenauigkeit bis heute geschätzte Klimaeinteilung ist jene nach W. KÖPPEN soll hier als Erklärungsbeispiel dienen. Seine erste

Klassifikation leitete KÖPPEN bereits um 1900 aus dem Pflanzenkleid der Erde, (thermische und hygrische Pflanzengruppen nach DE CANDOLLE) ab (vgl. LAUER 1999). Diese wurde 1918 und in den folgenden Jahren mehrfach unter der Verwendung von Schwellenwerten überarbeitet.

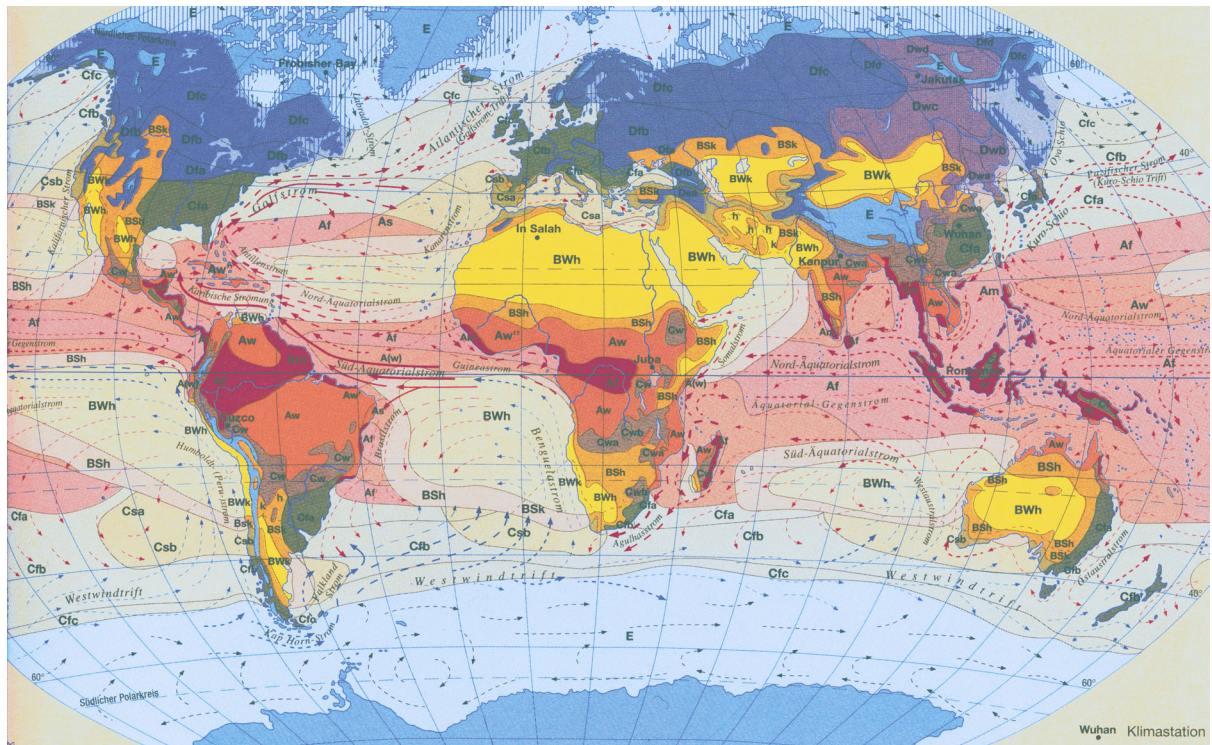


Abbildung 12: Klimaklassifikation nach KÖPPEN

Quelle: Diercke Weltatlas 1999

② Klimate der Erde
nach W.Köppen, in der Bearbeitung von R.Geiger
(effektive Gliederung)

Erster Buchstabe	Dritter Buchstabe
E Eisklimate wärmster Monat unter 10°C	a wärmster Monat über 22°C b wärmster Monat unter 22°C mindestens 4 Monate über 10°C
D Schneeklimate wärmster Monat über 10°C kältester Monat unter -3°C	c weniger als 4 Monate über 10°C d desgleichen, kältester Monat unter -38°C
C warmgemäßigte Klimate kältester Monat 18°C bis -3°C	h trockenheiß, Jahrestemperatur über 18°C k trockenkalt, Jahrestemperatur unter 18°C
B Trockenklimate	
A Tropische Klimate alle Monate über 18°C Mitteltemperatur	
A, C, D genügend Wärme und Niederschlag für hochstämmigen Baumwuchs	Meeresströmungen im Nordwinter Temperatur des Stromes → warme → kühle → kalte Strömungen
Zweiter Buchstabe	Geschwindigkeit des Stromes in 24 Stunden → über 24 → 12 - 24 → 6 - 12 Seemeilen (1 Seemeile = 1852m) Beständigkeit des Stromes → 50 - 75 → 25 - 50 → unter 25%
S Steppenklimate	(w) Küstenneis im Winter
W Wüstenklimate alle Monate ausreichend Niederschlag	
f Unwaldklimate trotz Trockenzeit (z.B. Monsunregen)	
m Trockenzeit im Sommer der betreffenden Halbkugel	
s Trockenzeit im Winter der betreffenden Halbkugel	
w desgleichen auf die andere Halbkugel übergreifend	
s' einfache Regenzeit zum Herbst verschoben	
w' große Trockenzeit im Winter, kleine im Sommer	

Eine relative aktuelle Fassung zeigt Abb. 12 aus dem Diercke Weltatlas 1999. Hier sind beispielsweise die A-Klimate (tropische Klimate) durch einen thermischen Schwellenwert (alle Monate über 18°C) gekennzeichnet. Erst der zweite Buchstabe gibt die hygrische Definition (z.B. f = alle Monate ausreichend Niederschlag) an. Dabei weist die Klassifikation jedoch Inkonsistenzen auf, indem die B-Klimate in der ersten und zweiten Ebene nach hygrischen Kriterien abgegrenzt sind und erst durch die durch die eines dritten Buchstabens thermische Schwellenwerte einbezogen werden.

Weitere bekannte effektive Klassifikationen stammen von TROLL und PAFFEN (1963, 1964) TREWARTHA, GORCZYNSKI, DE MARTONNE und LAUER oder FRANKENBERG (1988).

Die **genetischen oder theoretischen Klassifikationsmethoden** basieren auf dem Energiehaushalt der Erde und dem daraus resultierenden dreidimensionalen Windfeld (atmosphärische Zirkulation). So erfolgt die Klassifikation beispielsweise anhand von Unstetigkeitslinien im gemittelten Strömungsfeld oder Linien gleicher Häufigkeit physikalischer Strömungseigenschaften (vgl. HENDL 1991). Unter Verwendung der Klimafaktoren steht hier also vorwiegend die ursächliche Verteilung der Einzelklimate im Vordergrund des Interesses.

Besonders die Klassifikation nach FLOHN erlangte in den vergangenen Jahren große Popularität. Ein relativ aktueller Entwurf (ebenfalls aus dem Diercke Weltatlas 1999) ist in Abb. 13 dargestellt und soll als Beispiel für die genetischen Klassifikationen dienen.

Auf den ersten Blick wird hier bereits die zirkulationsdynamische Prägung dieser Klimaeinteilung anhand der Hoch- und Tiefdruckgebiete deutlich.

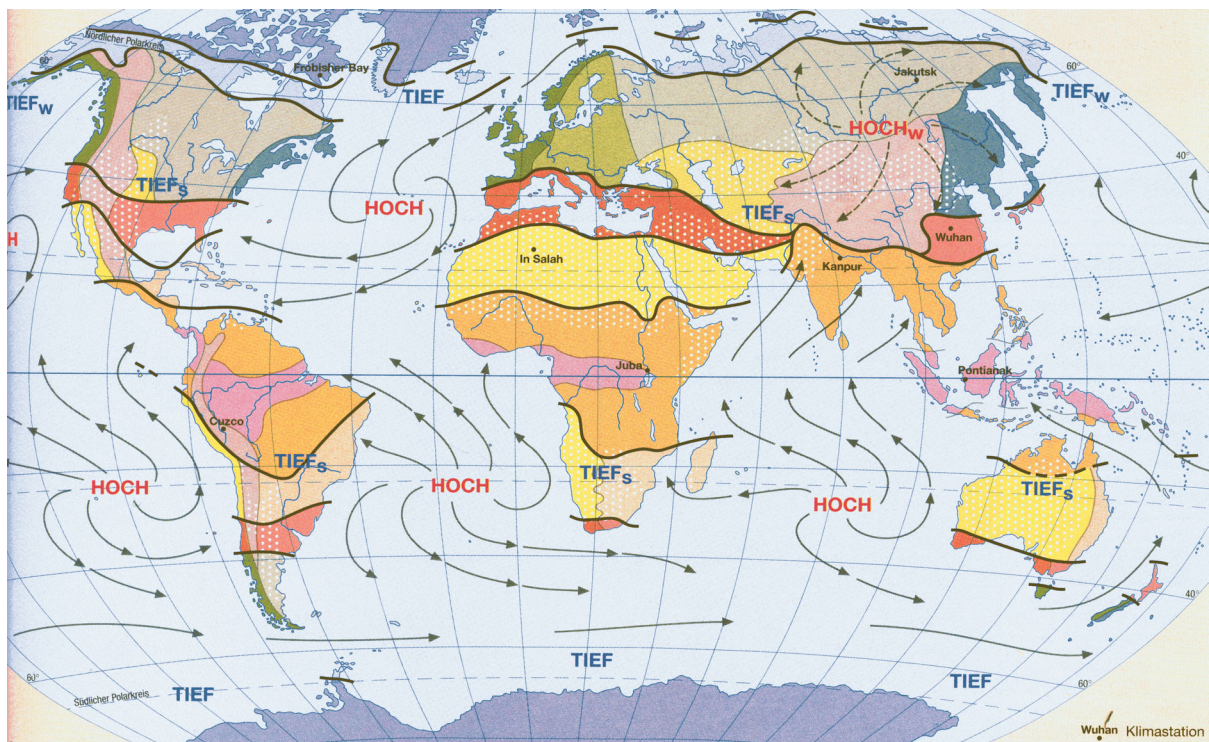
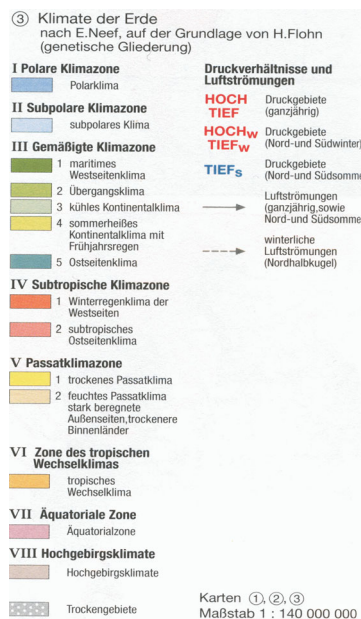


Abbildung 13: Klimaklassifikation nach FLOHN

Quelle: Diercke Weltatlas 1999

So stehen beispielsweise die Ostseiten- und Hochgebirgsklimate Nordost- und Westchinas besonders stark unter dem Einfluss des winterlichen Hochdruckgebietes, während die ost- und mittelchinesischen Regionen um Wuhan bereits zu den subtropischen Ostseitenklimaten gerechnet werden. Die südlichsten Teile fallen schließlich in den Einflussbereich des Indischen Monsuns und werden als tropischen Wechselklima bezeichnet.



Die meisten der bisherigen genetischen Klassifikationen liegen als Erdkarten kleiner Maßstäbe vor (z.B. 1:5 Mio.) (vgl. LAUER 1999) und finden damit vorwiegend für globale Klassifikationen Verwendung. Da die komplexen Strömungsbedingungen quantitativ nur schwer fassbar sind, liefern sie jedoch keine exakten, zahlenmäßigen Aussagen für die Einzelklimate auf lokaler oder regionaler Ebene. Hierfür erscheinen die Parameterwerte messbarer Klimaelemente folglich geeigneter (effektive Methoden).

Zusätzlich muss speziell in **China** aufgrund der komplexen orographischen Strukturen (s.o.) mit einer Vielzahl von regional sehr unterschiedlichen Einzelklimaten gerechnet werden. Dennoch gelingt auch der oben zitierten Klassifikation nach FLOHN bereits die Abgrenzung von 4 großräumige Klimatypen (vgl. Abb. 13), was die komplexen Strömungsverhältnisse des Landes verdeutlicht.

Um auch diesen charakteristischen Zirkulationsbedingungen Rechnung zu tragen, wird in der vorliegenden Arbeit ein synthetischer Ansatz gewählt, der eine Klassifikation auf der Basis messbarer Klimaelemente (allerdings mit statistischen Methoden) durchführt und anschließend mit den zirkulationsdynamischen Grundlagen der Einzelregionen verknüpft. So kann eine ganzheitliche Betrachtung des Klima erreicht werden. Ein solcher Ansatz wird auch von zahlreichen Klimatologen (vgl. LAUER 1999, DOMRÖS, PENG GONGBING 1988, KNOCH und SCHULZE 1954) empfohlen.

3.1.3 Statistische Analysemethoden

Die Vorteile effektiver Methoden wurden in der Vergangenheit von zahlreichen Klimatologen erkannt und für regionale Klassifikationen bevorzugt (s.o.). Der große Nachteil all dieser Verfahren, ganz gleich welcher Methode sie nachgehen, besteht jedoch in dem subjektiven Einfluss, der in der Auswahl von Parametern und Schwellenwerten zur Abgrenzung der Klimatypen wirksam wird.

Das Hauptproblem einer willkürfreien Klimaklassifikation besteht folglich in der Minimierung des subjektiven Einflusses und der Angabe objektiv begründbarer Grenzdefinitionen.

Seit den 60er Jahren werden unter dem Einsatz elektronischer Rechenanlagen verstärkt statistische Methoden unter dieser Zielsetzung verwendet. STELLMACHER (1971) zufolge war STEINER (1965) der Erste, der eine Klimaklassifikation für die USA auf der Basis einer Faktoren- und Diskriminanzanalyse aufstellte. Grundsätzlich spielen besonders drei multivariate statistische Verfahren im Rahmen von Klimaklassifikationen eine tragende Rolle:

1. Faktorenanalyse
2. Clusteranalyse
3. Diskriminanzanalyse

Die Verwendung dieser Verfahren unterscheidet sich dabei je nach Zielsetzung. Während **Diskriminanzanalysen** geeignet sind, um Gruppen- oder Klasseunterschiede einer bestehenden Klassifikation zu überprüfen (vgl. BAHRENBURG et al. 2003), sind verschiedenen Verfahren der **Faktorenanalyse** auf eine Informationsverdichtung ausgerichtet, die beispielsweise eine Minimierung des subjektiven Einflusses bei der Auswahl der Klimaparameter erlauben. Ansätze zu diesem Thema stammen u.a. von HOFFMANN (1980) oder KLEIN (1994). Eine weitere Arbeit veröffentlichte auch STELLMACHER (1971), die die Anwendung einiger Verfahren der Faktorenanalyse speziell im Hinblick auf Klimaklassifikationen untersucht.

TECHNIK	ENTWICKLUNG NACH	ERGEBNIS	KLASSIFIKATIONS- FORDERUNG	LÖSUNGS- VORSCHLAG	TEST
R – Technik N Stationen n Elemente	den Elementen	Verminderung der Variablenzahl durch Bildung von Gruppen ähnlicher Elemente	Aussage über räumliche Verteilung	Linkage-Analyse	Multivariable Varianzanalyse
Q – Technik N Stationen n Elemente	den Stationen	Bildung von Gruppen ähnlicher Stationen → räumliche Verteilung der Elemente	Bereits erfüllt	entfällt	Multivariable Varianzanalyse

Tabelle 2: Verschiedene Techniken der Faktorenanalyse

Quelle : Eigene Darstellung nach STELLMACHER (1971)

Dieser Untersuchung zufolge wären unter Berücksichtigung der Datengrundlage der vorliegenden Arbeit grundsätzlich zwei Möglichkeiten für die Anwendung von Faktorenanalysen zur Klimaklassifikation Chinas geeignet (vgl. Tab. 2):

Bei der **R-Technik** wird dabei primär die Merkmalsausprägungen der Elemente analysiert, was auf eine Verminderung der Variablenanzahl (Parameteranzahl) zielt, ohne dabei Information zu verlieren. Sie bietet eine folglich hervorragende Möglichkeit, um den subjektiven Einfluss bei der Auswahl der Parameter für die Klimaklassifikation zu minimieren. Dabei führt die R-Technik jedoch nicht unmittelbar zur Aufstellung von Klimatypen, so dass für Aussagen zur räumlichen Verteilung weitere Verfahren (z.B. die Linkage – Analyse) notwendig sind.

Eine andere Möglichkeit bietet die **Q-Technik**, die Gruppen ähnlicher Stationen (bezüglich der n Elemente) zusammenfasst und ohne zusätzlich Schritte zur Aufstellung von Klimatypen führt. STELLMACHER hat jedoch gezeigt, dass „aus der Größe der Faktoren keine eindeutige Zuordnung der Stationen zu den einzelnen Gruppen möglich ist“ (vgl. STELLMACHER 1971). Auch hier darf die Klassifikation erst nach der zusätzlichen Anwendung z.B. einer Linkage-Analyse und einer Signifikanzprüfung als abgeschlossen gelten.⁷

⁷ Die rechnerischen Nachweise und mathematischen Modelle der einzelnen Methoden und Techniken können dem Aufsatz nach STELLMACHER (1971) entnommen werden.

Bei der Faktorenanalyse handelt es sich folglich um ein „Typisierungsverfahren, dass zu unscharfen, nicht disjunkten Typen (Gruppen) führt“ (vgl. BAHRENBURG et al. 2003). Die einzelnen Rasterpunkte könnten alleine anhand dieses Verfahrens also nicht eindeutig zugeordnet werden.

Ziel der hiesigen Klimaklassifikation ist jedoch eine möglichst exakte und vor allem eindeutige Abgrenzung der einzelnen Klimatypen, wobei die Angabe dieser Grenzen vor allem deshalb so schwierig ist, da sich die Klimatelemente nicht sprunghaft, sondern kontinuierlich verändern.

Diese Zielsetzung kann durch die Verwendung von **Clusteranalysen** erfüllt werden. Hier werden Raumeinheiten (z.B. Klimastationen oder Rasterpunkte) ähnlicher Ausprägung in Bezug auf eine oder mehrere Variablen direkt zu Gruppen oder Typen zusammengefasst. Charakteristikum dieser Klassifikationen ist, dass jede Raumeinheit dabei genau einem Typ zugeordnet ist (vgl. BAHRENBURG et al. 2003).

Interessante Arbeiten zu diesem Thema stammen u.a. von FOVELL und FOVELL (1993), KALKSTEIN et al. (1987) und UNAL et al. (2003), die vorwiegend hierarchische Clusteranalysemethoden bevorzugen. Die vorliegende Arbeit stellt diesen Verfahren jedoch eine neue Alternative gegenüber, die besonders im Hinblick auf eine ideale Definition und Einteilung der Gruppen (Klimatypen) optimiert wurde. Methodik und Zielsetzung sowie die Auswahl des geeigneten Clusteranalyseverfahrens werden im Methodikkapitel 4 der vorliegenden Arbeit ausführlich besprochen.

3.2 Klimaklassifikationen der VR China

In der einschlägigen Literatur existieren zahlreiche Arbeiten zu einer Klassifikation des chinesischen Klimas, wobei aus genannten Gründen (vgl. Kapitel 3.1.2) vorwiegend die Ansätze effektiver Klassifikationsmethoden verfolgt werden.

Die erste entstand bereits 1919 im Zuge der KÖPPEN'schen Klimaklassifikation (vgl. ARAKAWA 1969), die aktuellste nach HUANG BING-WEI wurde in der Monographie

„The Climate of China“ von DOMRÖS und PENG GONGBING 1988 veröffentlicht. Wie in der Einleitung bereits erwähnt, gaben in der Vergangenheit besonders die Überarbeitung der Schwellenwerte (unter verschiedenen Gesichtspunkten, z.B. agrarökonomisch, meteorologisch etc.) sowie die Verwendung neuer Methoden (z.B. Thornthwaite's indexbasierte Klassifikationskriterien) Anlass für eine Neuklassifikation des chinesischen Klimas. Auch die Gründung von etwa 1900 neuen Messstationen im Jahre 1949 (DOMRÖS, PENG GONGBING 1988) forderte eine Überarbeitung der Klassifikationen auf der Basis aktueller, umfassender Datensätze.

Trotz der Vielfalt in Ansatz und Methodik lassen sich die bestehenden Klassifikationen jedoch grundsätzlich in drei Gruppen einteilen:

- (a) globale Klassifikationen (angewandt auf die VR China)
- (b) traditionell (effektiv)-regionale Klassifikationen
- (c) statistisch-regionale Klassifikationen

Zu den **globalen Klassifikationen** gehören beispielsweise die weithin bekannten Arbeiten von KÖPPEN oder TROLL/ PAFFEN (vgl. Kapitel 3.1.2), deren Grenzwerte unverändert für eine Typisierung des chinesischen Klimas verwendet werden. Der große Vorteil dieser globalen Methoden liegt in der weltweiten Vergleichbarkeit der Klimatypen.

Die **regionalen Klassifikationen** beziehen sich hingegen ausschließlich auf die VR China, so dass die (vorwiegend effektiven) Grenzwerte entweder aus globalen Klassifikationen im Hinblick auf das chinesische Klima überarbeitet werden oder völlig neu unter verschiedenen Gesichtspunkten entstanden sind.

Diesen traditionell – regionalen Methoden stehen seit einiger Zeit mathematisch -statistische Verfahren gegenüber, die dem Verfasser die Verarbeitung großer Datenmengen sowie eine objektivere Festsetzung der Schwellenwerte erlauben (s.o.). YAO CHEN-SHEN (1951) war bisher der Einzige, der, damals noch ohne die Möglichkeiten der modernen Datenverarbeitung, eine Klassifikation des chinesischen Klimas auf der Basis einer harmonischen Analyse der jährlichen Temperaturschwankungen durchführte.

Da in der vorliegenden Arbeit nicht alle bestehenden Klassifikationen detailgenau beschrieben werden können, ermöglicht Tabelle 3 einen chronologischen Überblick zur Methodik und den Klassifikationskriterien (Grenzwerten) einiger der populärsten Klimaklassifikationen Chinas. Auf diese Weise können die bestehenden Klassifikationen hinsichtlich ihrer Methodik mit den clusteranalytischen Ergebnissen verglichen werden. Überdies wird versucht, möglichst viele dieser Klassifikationen anhand von Abbildungen auch in der räumlichen Lokalisation ihrer Klimaregionen und Grenzlinien darzustellen. Die übrigen können dann unter Referenz auf diese Abbildungen beschrieben werden

AUTOR	JAHR	KATEGORIE	TEMPERATURKRITERIEN (bezogen auf die VR China)	NIEDERSCHLAGSKRITERIEN (bezogen auf die VR China)	ANZAHL DER KLIMATYPEN
KOEPPEN	1923	global	10°C Isotherme des wärmsten Monats 0°, 18°C Isothermen des kältesten Monats	A – Klimat = Kältester Monat $\geq 18^{\circ}\text{C}$; Af = trockenster Monat mind. 60 mm Niederschlag; Aw = trockenster Monat $< 60\text{mm}$ Niederschlag B – Klimat = 70% der Jahresniederschläge im Sommerhalbjahr und $r/10 < 2t + 28^{\circ}$ oder 70% der Jahresniederschläge im Winterhalbjahr und $2t + 14$ BS = r ist geringer als die Hälfte der erforderlichen Niederschlagsmenge der B – Klimat; BW = r ist geringer als die erforderliche Niederschlagsmenge der B – Klimat aber größer als die Hälfte dieser Menge C – Klimat = wärmster Monat $> 10^{\circ}\text{C}$ und kältester zw. 18° und 0°C ; Cs = sommertrocken: Niederschlag im trockensten Sommermonat ist geringer als $1/10$ des feuchtesten; Cw = winter trocken: Niederschlag im feuchtesten Sommermonat ist 10mal größer als der trockenste Wintermonat; Cf = alle Bedingungen außer Cw u. Cs D – Klimat = wärmster Monat größer als 10°C , kältester Monat $\leq 0^{\circ}\text{C}$ (s, w, f wie C) E – Klimat = mittlere Monatstemperatur des wärmsten Monats $< 10^{\circ}\text{C}$ 250 mm Isohyete	10
DE MARTONNE	1925	global	10°, 20°C jährliche Isothermen 10°C Isotherme wärmster Monat		10
THORNTHWAITE	1933	global	Temperaturwirksamkeits-Index (T/E) ⁹	Niederschlagswirksamkeit – Index (P/E)	9
TROLL, PAFFEN	1963	global	10°, 20°, 26°C Isothermen des wärmsten Monats -30°, -25°, -10°, -8°, 0°C Isothermen des kältesten Monats 25°, 35°, 40°C Jahresamplitude	2.5, 5, 6, 7, 9, 12 humide Monate ¹⁰	10
SION	1928	regional	25°C Isotherme wärmster Monat -2°, 0°, 10°C Isotherme kältester Monat	400 mm Isohyete	6
CHU	1929	regional	5°, 10°, 14°, 18°C jährliche Isothermen 0°, 10°C Isothermen des kältesten Monats 12°, 20°, 18°, 25°C Jahresamplitude	200, 400, 600, 750, 1000, 1500 mm jährliche Isohyeten	6
LU	1949	regional	18°C jährliche Isotherme 0°, 10°, 18°, 22°C Isothermen des wärmsten Monats -6°, -3°, 6°, 18° Isothermen des kältesten Monats	250, 400, 750, 1000, 1500 mm jährliche Isohyeten	8
HUANG	1986	regional	0°C mittlere Januarisotherme 365 frostfreie Tage ($> 0^{\circ}\text{C}$)	Trockenindex : $0.16 \cdot \text{Summe der Tagesmitteltemperaturen} > 10^{\circ}\text{C}$ (in Anlehnung an ZHANG 1959)	11
YAO	1951	statistisch	255°, 250° Winkel der harmonischen Analyse		8

Tabelle 3: Methodik und Klassifikationskriterien bestehender Klimaklassifikationen Chinas

⁸ t = Jahresmitteltemperatur in °C, r = Jahresniederschlag in mm⁹ Formel vgl. Kpt. 3.2.1¹⁰ Index nach DE MARTONNE und LAUER 1926, 1952 in ARAKAWA 1969

3.2.1 Die VR China im Rahmen globaler Klassifikationsansätze

Die erste offizielle Version der vegetationsorientierten Klimaklassifikation nach **KÖPPEN** erschien **1923** und wurde später von seinem Schüler GEIGER mehrmals überarbeitet (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988). So existieren auch für China unterschiedliche Versionen der KÖPPEN'schen Klimaklassifikation (vgl. CHU PING-HAI 1968, DOMRÖS, PENG GONGBING 1988, ARAKAWA 1969). Abb. 14 zeigt die Klimaregionen Chinas nach KÖPPEN in einer Darstellung von DOMRÖS und PENG GONGBING (1988) nach MÜLLER (1983).¹¹ Alle fünf großen Klimatypen der Erde, vom tropischen Regenklima (A) auf der Insel Hainan bis zu den schneereichen Eisklimaten (E) des Tibetischen Hochplateaus, sind in China vertreten.

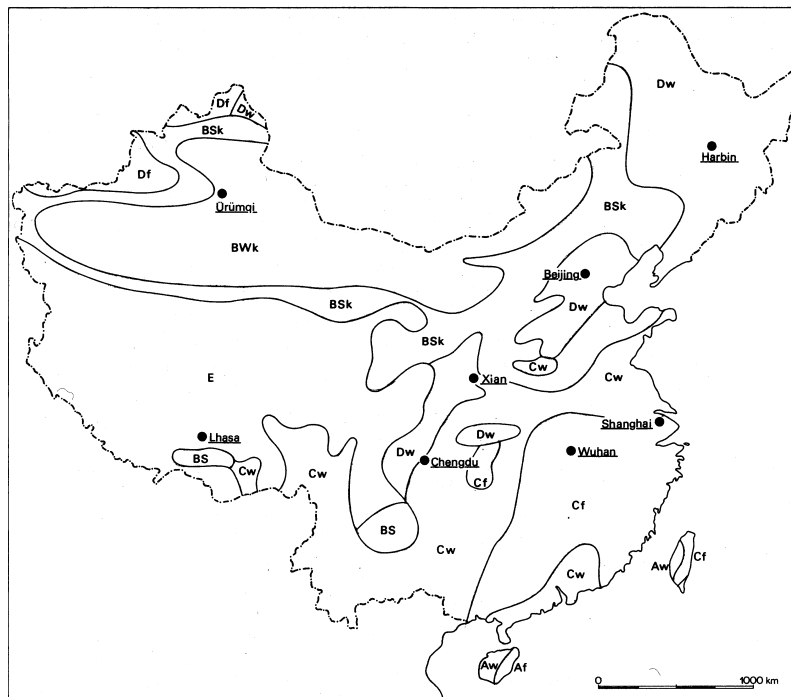


Abbildung 14: Die Klimatypen Chinas nach KÖPPEN

Quelle : DOMRÖS, PENG GONGBING (1988)

Legende: A = trop. Regenklima; kältester Monat $> 18^{\circ}\text{C}$, **Af** = Nied. trockenster Monat mind. 60mm; **Aw** = Nied. trockenster Monat $> (100-r)/25$; r = jährl. Nied. [mm], **BS** = Steppenkl.¹², **BW** = Wüstenkl.¹³, k (dritter Buchstabe) = kalt; Jahresmitteltemperatur $< 18^{\circ}\text{C}$; C = warmgem. Klima; wärmster Monat $> 10^{\circ}\text{C}$, kältester Monat zw. 18° und 0°C ; **Cw** = winter trocken; **Cf** = alle Monate ausreichend Nied.; **D** = wärmster Monat $< 10^{\circ}\text{C}$; kältester Monat $> 0^{\circ}\text{C}$; **Dw** = winter trocken; **Df** = alle Monate ausr. Nied.; **E** = Eisklima; wärmster Monat $> 10^{\circ}\text{C}$

¹¹ Leider konnte keine angemessene Darstellung der Klimaregionen Chinas in der Originalfassung der Klimaklassifikation nach KÖPPEN von 1923 gefunden werden.

¹² Vgl. Tabelle 3.2

¹³ Vgl. Tabelle 3.2

Methodisch folgt KÖPPEN einem hierarchischen Ansatz: Die Hauptklimazonen (außer B) werden nach temperaturbedingten (vegetationsorientierten) Kriterien unterschieden, wobei erst mit dem zweiten Buchstaben eine Definition hinsichtlich des Niederschlags erfolgt. Die einzige Inkonsistenz der hygrisch definierten Klimatypen B hat den großen Nachteil, dass die thermische Zuordnung der Trockengebiete zu den Hauptklimazonen erst durch einen dritten Buchstaben erfolgen kann (z.B. k = kalt).

Auch **DE MARTONNE** erkannte **1925** die Vorteile globaler Klassifikationen. Er erweiterte seinen Entwurf jedoch um einen mandschurischen und einen chinesischen Klimatyp, die weltweit mit keiner anderen Klimaregion vergleichbar sind (vgl. Abb. 15).

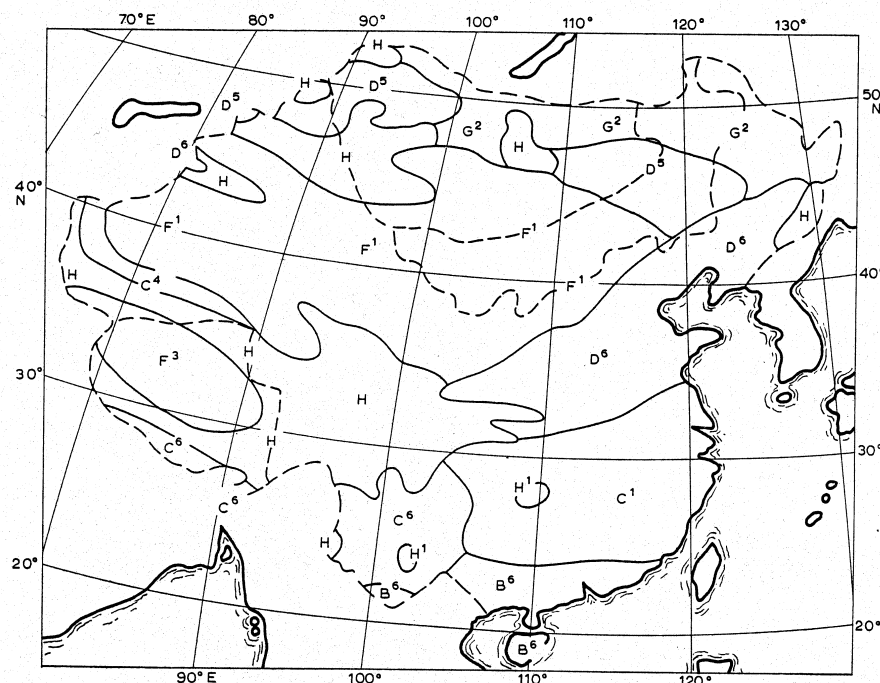


Abbildung 15: Die Klimatypen Chinas nach DE MARTONNE (1925)

Quelle : ARAKAWA (1969)

Legende: **B6** = Zentralindischer Monsuntyp, Jahresmitteltemperatur > 20°C; **C1** = Chinesischer Typ, Jahresmitteltemperatur < 20°C, wärmste 4 Monate > 10°C; **C4** = Mediterraner Steppentyp, wie C1, sommertrocken; **C6** = Mexikanischer Typ, wie C1, geringe Jahresamplitude; **D5** = Ukrainischer Typ, Steppe, Jahresmitteltemperatur < 10°C, kalter Sommer; **D6** = Mandschurischer Typ, wie D5, Sommerregen; **F1** = Aral-Typ, jährl. Niederschlagssumme < 250 mm, große Amplitude; **F3** = Tibetischer Typ, jährl. Niederschlagssumme < 250mm; **G2** = Sibirischer Typ, 4 Monate > 10°C; **H1** = Himalaya -Typ, keine warme Jahreszeit

Seine Klassifikation ist primär temperatur- und mittelwertorientiert, wobei er KÖPPENS 18°C Isotherme des kältesten Monats durch eine 10°C und 20°C Isotherme der Jahresmitteltemperatur ersetzt und nur die 10°C Isotherme des wärmsten Monats übernimmt.

Durch die Verwendung der Jahresmitteltemperatur $> 20^{\circ}\text{C}$ gelingt DE MARTONNE die Ausweisung der Insel Hainan und eines schmalen Küstenstreifens nördlich dieser Insel als einheitliche Klimazone, etwa vergleichbar mit dem Monsunklima Zentralindiens. Auch das Yunnan-Hochland wird im Gegensatz zu KÖPPEN als eigene Klimazone definiert. Überdies trennt DE MARTONNE das tibetische Hochplateau mit einer jährlichen Niederschlagssumme $< 250 \text{ mm}$ vom übrigen Himalaya Hochland und benennt einen kühlgemäßigten, mandschurischen Klimatyp mit Sommerregen (C6), an den sich nördlich der deutlich kältere sibirische Typ anschließt.

Interessant ist schließlich auch die Berücksichtigung des Effektes der Qin Ling und Nan Ling Gebirgszüge (vgl. Kapitel 2.2), der auch in zahlreichen regionalen Klassifikationen immer wieder betont wird (s.u.). Auch DE MARTONNE nutzt diese west-östlich verlaufenden Gebirgszüge als natürliche Grenzlinie zwischen dem gemäßigten (nördlich des Qin Ling Gebirges), subtropischen und tropischen (südlich des Nan Ling Gebirges) Klima.

Eine völlig neue Methode verwendete hingegen **THORNTHWAITE (1933)** mit einer indexbasierten Klassifikation auf der Basis eines Niederschlagswirksamkeits- (P/E precipitation effectiveness index) und eines Temperaturwirksamkeits-Index (T/E temperature efficiency index). Das erzielte Ergebnis unterscheidet sich durch die primär niederschlagsbedingte Klassifikation deutlich von den bisherigen temperaturdominierten. Besonders auffällig sind die südwest-nordöstlich verlaufenden Klimatypengrenzen im ostchinesischen Küstenbereich, die mit dem Vorrücken des ostasiatischen Sommermonsuns konform gehen (vgl. Abb. 16).

Niederschlagswirksamkeits-Index (P/E precipitation effectiveness index)	Temperaturwirksamkeits-Index (T/E temperature efficiency index)
10mal Summe des 12monatigen P/E – Verhältnisses $P/E - \text{Verhältnis}^{14} = 11,5 (P/(T - 10))^{10/9}$	Summe des 12monatigen T/E – Verhältnisses $T/E \text{ Verhältnis} = \frac{T - 32}{4}$
A 128 + wet (nass)	A` 128 + tropical (tropisch)
B 64 – 127 humid	B` 64 – 127 mesothermal
C 32 – 63 subhumid	C` 32 – 63 microthermal
D 16 – 31 semi-arid	D` 16 – 31 taiga
E 0 – 15 arid	E` 1 – 15 tundra
	F` 0 perpetual frost

¹⁴ T = Monatsmitteltemperatur in $^{\circ}\text{C}$, P = Monatsmittel des Niederschlags in inch, Quelle: www.amsglossary.allenpress.com

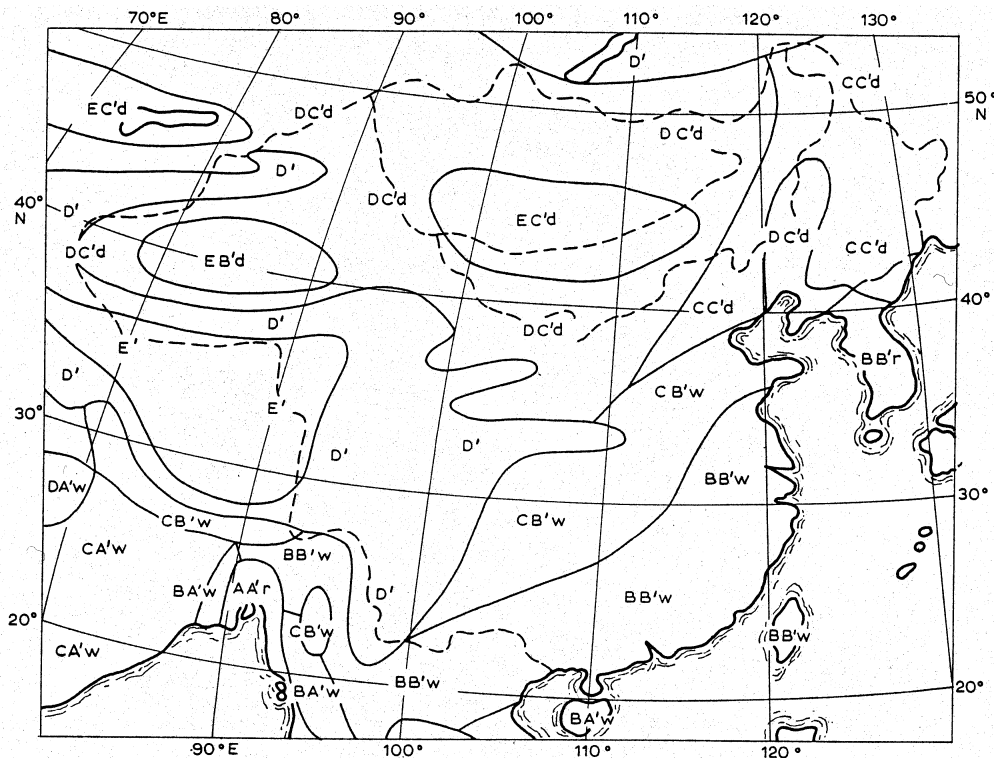


Abbildung 16: Die Klimatypen Chinas nach THORNTHWAITE (1933)

Quelle : ARAKAWA (1969)

Legende:

d = Niederschlagsdefizit zu allen Jahreszeiten; r = ausreichend Niederschlag zu allen Jahreszeiten; s = Niederschlagsdefizit im Sommer; w = Niederschlagsdefizit im Winter

1963 erarbeiteten schließlich **TROLL und PAFFEN** eine Klimaklassifikation, die auf dem Grundgedanken des jahreszeitlichen Wandels der Klimaelemente beruht. Auch hier werden die Hauptklimazonen zunächst nach thermischen und dann nach hygrischen Kriterien abgegrenzt (vgl. Abb. 17). Durch die Einbeziehung der Jahresamplitude als Parameter und die Ergänzung zusätzlicher Grenzwerte für den wärmsten und kältesten Monat, kommen TROLL und PAFFEN zu ähnlichen Ergebnissen wie DE MARTONNE:

Auch hier orientieren sich die Klimatypengrenzen zwischen den tropischen, subtropischen und gemäßigten Klimaten an der Ost-Westausrichtung der Qin Ling und Nan Ling Gebirgszüge. Überdies wird ebenfalls ein schmaler Küstenstreifen an der südlichen Küste sowie die Insel Hainan dem tropischen Klimatyp zugeordnet und das Yunnan-Hochland von der westlichen Küstenregion abgegrenzt. Im Nordosten erfährt schließlich die besonders kühle Region um Harbin mit hohen jährlichen Temperaturschwankungen eine deutliche Abgrenzung zur südlicheren Peking Region.

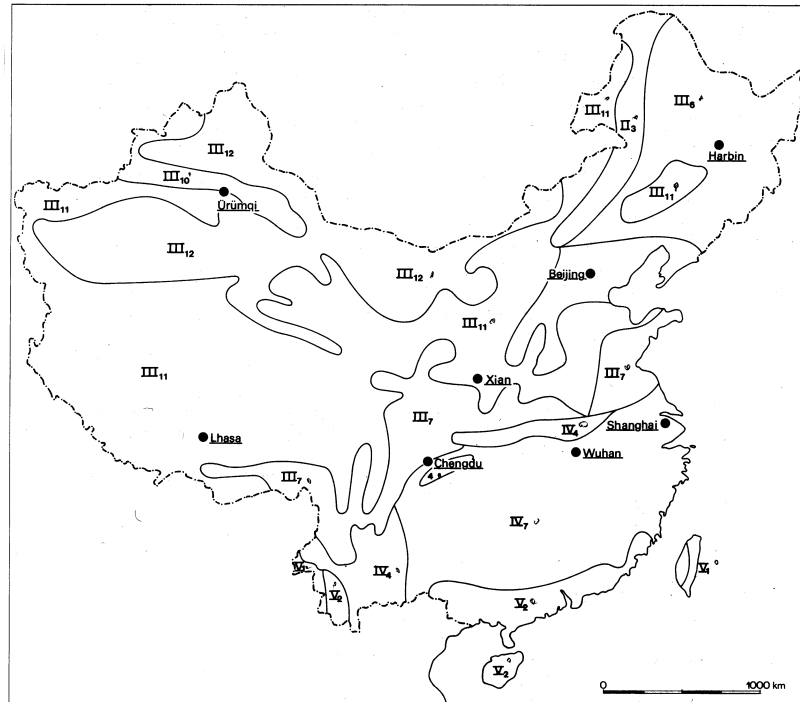


Abbildung 17: Die Klimatypen Chinas nach TROLL und PAFFEN (1963)

Quelle : DOMRÖS, PENG GONBING (1988)

Legende: **II 3** = Jahresamplitude > 40°C, Permafrostböden, lange, kalte Winter, kältester Monat < -25°C, wärmster Monat 10° bis 20°C, kontinentale Trockenregionen, Koniferen; **III 6** = Jahresamplitude > 40°C, kältester Monat -10°C bis -30°C, wärmster Monat > 20°C, Steppen- und Mischwälder, **III 7** = warme, humide Regionen, Jahresamplitude 25° bis 35°C, trockene Winter, kältester Monat 0° – 18°C, wärmster Monat 20°-26°C, Mischwälder; **III 10** = Steppenklimate, kalte Winter, aride Sommer mit weniger als 6 humiden Monaten, kältester Monat < 0°C, Steppe- oder Dornensavanne, **III 11** = humide Sommer, kalte Winter, kältester Monat < 0°C, Halbwüste; **IV 4** = trockene Winter, 6 bis 9 humide Monate, subtropische Steppe; **IV 7** = ganzjährig ausreichend Niederschlag, Sommerregen, subtropische Wälder; **V 1** = tropische Klimate mit 9,5 bis 12 humiden Monaten, immergrüner tropischer Regenwald; **V 2** = tropische Klimate, 7 bis 9,5 humide Monate, regengrüner Feuchtwald

3.2.2 Die VR China im Rahmen regionaler Klassifikationsansätze

3.2.2.1 Traditionell-effektive Klassifikationen

Die ersten regionalen Klassifikationen stammen von **SION (1928)** und **CHU CO-CHING (1929)** und folgen damit nur wenige Jahre auf die Veröffentlichungen von **KÖPPEN (1923)** und **DE MARTONNE (1925)**. Obwohl sie deutlich stärker von deren Grenzwerten abweichen (vgl. Tabelle 3) ergeben sich ähnliche Klimatypengrenzen für den östlichen Teil Chinas. Stellvertretend steht an dieser Stelle die Klassifikation nach **CHU** (vgl. Abb. 18): Sie folgt in der Tradition stark DE MARTONNE, indem grundsätzlich ein warmer (subtropischer), ein gemäßigter und ein kalter Klimatyp unterschieden werden und die Qin Ling Gebirgskette als

natürliche Grenze zwischen dem warmen und dem gemäßigten Klimatyp gilt. Auch hier verlaufen die Grenzen in west-östlicher Richtung. So entspricht CHU's warmer zentralchinesischer oder Yangtze-Valley Typ (2) räumlich etwa dem Chinesischen Klimatyp (C1) nach DE MARTONNE. Die gemäßigte Zone des mandschurischen Typs (D6) verlagert sich bei DE MARTONNE jedoch deutlich stärker in den Norden, während CHU die Mandschurei bereits der kalten Zone zuordnet. Sein nordchinesischer Klimatyp (3) um Peking repräsentiert den gemäßigten Klimatyp.

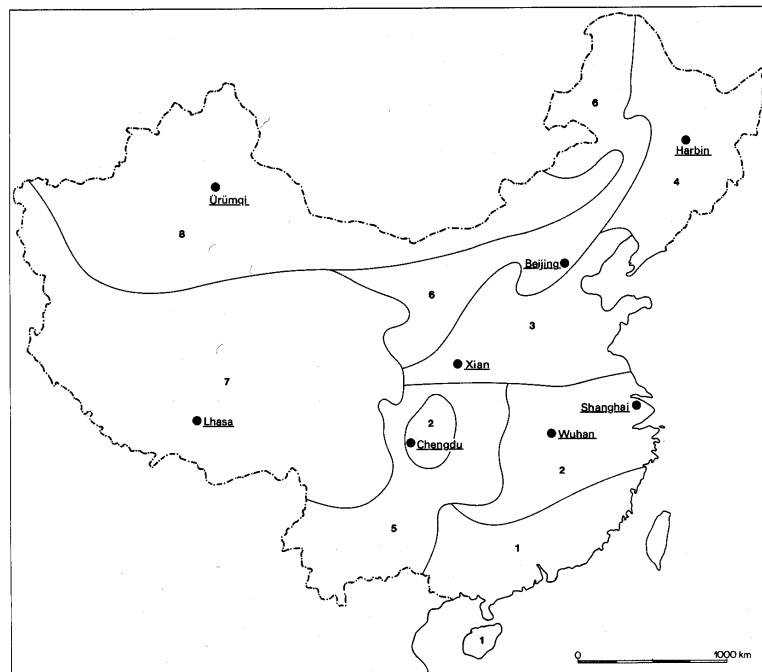


Abbildung 18: Die Klimatypen Chinas nach CHU (1928)

Quelle: DOMRÖS, PENG GONBING (1988)

Legende: 1 = Südchina-Typ: kältester Monat $> 10^{\circ}\text{C}$, Jahresamplitude $12\text{--}20^{\circ}\text{C}$, Jahressumme d. Niederschlags $> 1000\text{mm}$ mit Maximum im Juni-September; 2 = Zentralchinesischer Typ oder Yantze-Valley Typ: max. Jahresmitteltemperatur $< 10^{\circ}\text{C}$ in mind. 4 Monaten, Jahresamplitude $18\text{--}25^{\circ}\text{C}$, jährl. Niederschlagssumme $> 750\text{mm}$; 3 = Nordchinesischer Typ: mittlere Novembertemperatur zwischen $0\text{--}10^{\circ}\text{C}$, Jahresmitteltemperatur $> 10^{\circ}\text{C}$, Jahresamplitude $25\text{--}35^{\circ}\text{C}$, jährl. Niederschlagssumme $400\text{--}750\text{mm}$ mit Julimaximum; 4 = Mandschurischer Typ: Jahresmitteltemperatur $> 10^{\circ}\text{C}$, mind. 5 Monate $< 0^{\circ}\text{C}$, jährl. Niederschlagssumme $400\text{--}600\text{mm}$; 5 = Yunnan-Plateau Typ: Jahresmitteltemperatur $14\text{--}18^{\circ}\text{C}$, Jahresamplitude $12\text{--}15^{\circ}\text{C}$, jährl. Niederschlagssumme $> 750\text{mm}$; 6 = Steppe: Jahresmitteltemperatur $5\text{--}10^{\circ}\text{C}$, jährl. Niederschlagssumme $200\text{--}400\text{mm}$; 7 = Tibetischer Typ; 8 = Mongolischer Typ

SIONS Klassifikation ähnelt jener nach CHU und soll an dieser Stelle nicht näher erläutert werden. Interessant ist jedoch, dass beide das Yunnan-Hochland als eigenen Klimatyp betonen und deutlich gegen den östlichen Küstenbereich abgrenzen.

Aufgrund der äußerst rudimentären Datenlage (besonders in Westchina) sind die Klassifikationen nach SION und CHU zunächst nur als grobe Einordnungen zu betrachten. So wird der gesamte westliche Teil Chinas beispielsweise nur durch zwei Klimatypen charakterisiert. Die Grenzwerte der Klassifikationen orientieren sich dabei an wichtigen Schwellenwerten für Landwirtschaft und Vegetation, wobei zunächst keine der beiden Klassifikationen Untertypen definiert.

Der Ansatz von CHU wurde in den Folgejahren von **TU (1936)** überarbeitet, während sich **WU (1945)** und **TAO (1949)** mit einer Übertragung der THORNTHWAITschen Grenzwerte auf China beschäftigten (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988). Auch **CHEN** übernahm **1957** die THORNTHWAITschen Grenzwerte, wobei seine Klimaregionen räumlich etwa denen CHU's entsprechen und aus diesem Grund nicht näher erläutert werden.

Große Popularität erlangte schließlich eine Arbeit von **LU 1949**.¹⁵ In einer sehr detaillierten Klassifikation wies er neben 10 Haupttypen insgesamt 27 Untertypen und damit die gleiche Anzahl an Klimaregionen für die VR China aus. Methodisch übernahm LU die KÖPPENSchen Grenzwerte und erweiterte diese um die -6°C Isotherme des kältesten Monats (Grenze Sommer-/ Winterweizen), die 6°C Isotherme (Grenze des zweimaligen Reisanbaus pro Saison) sowie die 750 mm und die 1250 mm Isohyete als nördlichste Reis- und südlichste Weizenanbaugrenze. Das Ergebnis ähnelt in den östlichen Teilen stark der Klassifikation nach CHU. In Westchina gelingt LU hingegen eine bessere Definition der charakteristischen Klimabedingungen des Qaidambeckens mit besonders geringen Niederschlägen und der Gebirgsregionen des Tian Shan mit sehr niedrigen Jahresmitteltemperaturen.

In den 50er Jahren wurde schließlich das **Working Committee of Natural Regionalization of China** der Chinese Academy of Science gegründet. Die Hauptaufgabe dieses Komitees besteht in der Entwicklung einer umfassenden Regionalisierung des chinesischen Klimas, wobei erste Ergebnisse unter **ZHANG** bereits **1959** veröffentlicht wurden. Seine Klassifikation basiert primär auf zwei klimatologischen Kriterien: Der Jahressumme der mittleren Tagestemperaturen $> 10^{\circ}\text{C}$ und einem Trockenindex, so dass zur Abgrenzung der Hauptklimatypen gleichermaßen thermische und hygrische Kriterien verwendet werden. Diese Grundlage wurde in den Folgejahren unter verschiedenen Gesichtspunkten überarbeitet.

¹⁵ Aufgrund der ungenügenden Angabe der Schwellenwerte zur Abgrenzung der Haupt- und Untertypen kann an dieser Stelle keine hinreichende Darstellung dieser Klassifikation erfolgen.

Zu den bekanntesten zählen die meteorologische Klassifikation nach **CHEN 1982** und die äußerst populäre geographische Klimaklassifikation nach **HUANG BING-WEI 1986**. **HUANGS** Klassifikation folgt einer strengen Hierarchie, in der auf erster Ebene 4 Klimareiche nach thermischen Kriterien unterschieden werden: temperiert (gemäßigt), subtropisch, tropisch, Plateau. Die Grenze zwischen dem temperierten und subtropischen Klima bildet die 0°C Iosterme der Jahresmitteltemperatur, die Grenze zwischen tropischen und subtropischen die Isolinie der 365 frostfreien Tage. Das Hochlandklima ist hingegen in Abhängigkeit zur 3000 m Isohypse definiert. Auf der nächsten Ebene folgen 12, hauptsächlich nach thermischen Kriterien¹⁶ definierte Klimagürtel (vgl. Abb. 19) und erst in der dritten Ebene 21 hygrisch definierte Regionen sowie 45 Provinzen.

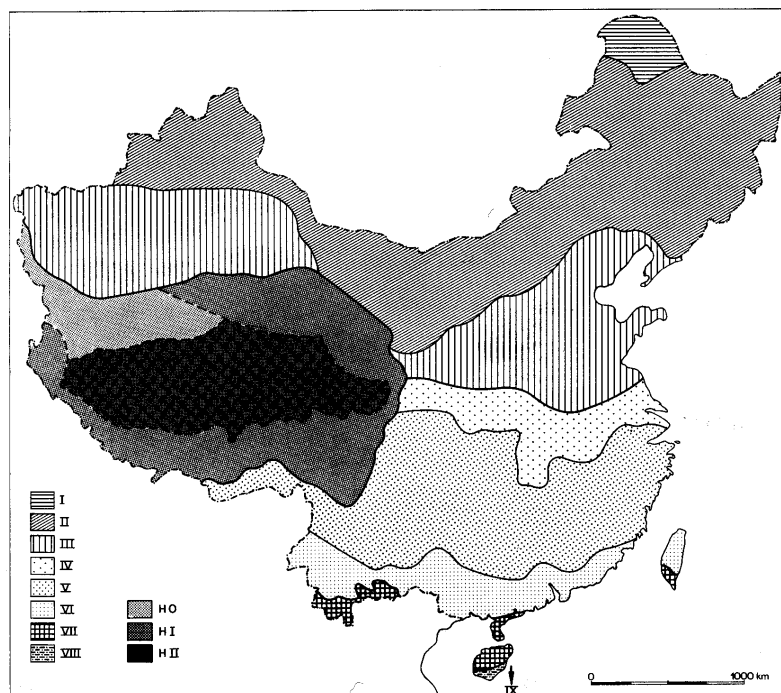


Abbildung 19: Die Klimatypen Chinas nach HUANG BING – WEI (1986)

Quelle : DOMRÖS, PENG GONBING (1988)

Legende: Klimagürtel: I = kalt-gemäßigt; II = gemäßigt; III = warm-gemäßigt; IV = nördlicher subtropischer Gürtel; V = mittlerer subtropischer Gürtel; VI = südlicher subtrop. Gürtel; VII = tropischer Gürtel; VIII = tropisch -äquatorialer Gürtel; HO = alpines Plateauklima; HI = temperiertes Plateauklima; HII = subalpines Plateauklima

¹⁶ Leider konnten in der einschlägigen Literatur keine näheren Angaben zu die thermischen Kriterien gefunden werden.

Deutlich lässt sich erkennen, dass die Klimatypengrenzen aufgrund der primär thermischen Kriterien parallel zu den Breitenkreisen verlaufen. Die gemäßigte Zone (II) reicht von der Mandschurei im Nordosten Chinas bis in das westliche Dsungarei-Becken. Eine Differenzierung dieses Klimagürtels wird erst auf der dritten (hygrischen) Ebene möglich. Ähnlich wie DE MARTONNE, SION und CHU definiert auch HUANG die Qin Ling Gebirgszüge als natürliche Grenze zwischen dem subtropischen und gemäßigten Klima, trennt jedoch das Yunnan-Plateau thermisch nicht von den östlichen Küstengebieten. Neu ist hingegen die Definition eines alpinen Plateauklimas in der westlichen Kunlun Shan Region, das mit deutlich niedrigeren Temperaturen und geringeren Niederschlägen gegen das subalpine Hochland von Tibet (um 4000 m) abgegrenzt wird. Auf diese Unterscheidung hat bisher nur DE MARTONNE mit seinem Aral-Typ (F3) hingewiesen, für den er eine Jahresniederschlagssumme von nur 250 mm angibt.

Neben diesen traditionell-effektiven Methoden konnten auch zwei, deutlich umfassendere Ansätze von **WEISCHET (2000)** und **ZHAO SONGQIAO (1986)** gefunden werden, die im Rahmen synthetischer Klimabetrachtungen hervorragende Ergebnisse mit hoher Detailgenauigkeit erzielen:

WEISCHET bringt die Parameterwerte der Hauptklimaelemente (s.u.) seiner einzelnen Regionen in Zusammenhang mit den zirkulationsdynamischen Prozessen der Atmosphäre, so dass seine witterungsklimatische Beschreibung der einzelnen Klimatypen effektive mit genetischen Aspekten verknüpft. Als Parameter verwendet er die Jahresgänge von Temperatur und Niederschlag, Windrichtung und Sonnenscheindauer. Da die Darstellung neben der textlichen nur anhand eines recht unübersichtlichen Kartogramms erfolgte, erscheint ein rein deskriptiver Vergleich mit den clusteranalytischen Ergebnissen in Kapitel 5 sinnvoll.

ZHAO wählt schließlich einen ganzheitlichen Ansatz, indem er naturgeographische (Vegetation und Boden) und physisch-geographische Aspekte (Geologie und Morphologie) ebenso in die Beschreibung der Einzelregionen einbezieht, wie die zirkulationsdynamischen Prozesse der Atmosphäre und die Parameterwerte einzelner meteorologischer Elemente (vgl. ZHAO 1986). Aus diesem Ansatz resultieren 3 klimatische Großreiche und 7 Naturreiche und 33 Naturregionen.¹⁷

¹⁷ Auch hier konnte keine zufriedenstellende Darstellung der Grenzlinien und zugehörigen Angabe der Schwellenwerte gefunden werden.

Auf dieser Basis weist er erstmals auf die deutlich feuchteren Bedingungen des Dsungarei – Beckens hin und grenzt diese „Naturregion“ gegen das südlich anschließende Tian Shan Gebirge und die östlichen Wüstengebiete ab. Darüber hinaus macht auch er, ähnlich wie HUANG, die trockeneren Bedingungen des westlichen Kunlun Shan Gebirges gegenüber dem tibetischen Hochland deutlich (s.o.). In Südchina werden die tropischen Bedingungen an der südlichsten Küste betont (s.o.) und das Yunnan – Hochland sogar in zwei völlig eigene Naturregionen (eine feuchte, südliche und eine trockenere, nördliche) unterteilt. Interessant ist letztlich auch die Ausweisung einer eigenen Naturregion im Bereich des südlichen Chingan Gebirges in Nordchina, dass zwar ähnlich hohe Temperaturschwankungen wie die nordostchinesischen Küstengebiete aufweist, sich aufgrund seiner geringen Jahresniederschlagssummen jedoch deutlich von diesen unterscheidet. Besonders diese Merkmale sollen später mit den clusteranalytischen Ergebnissen verglichen werden.

3.2.2.2 Statistisch-regionale Klassifikationen

Die bisher einzige statistische Klimaklassifikation Chinas stammt von **YAO CHEN-SHENG (1951)** (zitiert in CHU PING-HAI 1968). Auf der Basis einer harmonischen Analyse der jährlichen Temperaturkurve gelingt YAO die Unterscheidung von drei Hauptklimatypen:

1. Monsuntyp (Ostchina)
2. Inlandtyp (Westchina, westlich von etwa 103° östlicher Länge)
3. Plateautyp

wobei der Monsuntyp von Süden nach Norden in einen tropischen-, einen ozeanischen-, einen warm-gemäßigten, einen kalt-gemäßigten und einen kontinentalen Subtyp unterschieden wird. Das Ergebnis ähnelt mit südwest-nordöstlich verlaufenden Grenzlinien im östlichen China der Klassifikation nach THORNTHWAITE, während die Effekte der Qin Ling und Nan Ling Gebirgszüge unberücksichtigt bleiben. Leider konnte weder für den Inlandtyp noch für den Plateautyp eine räumliche Darstellung der Grenzlinien gefunden werden.

4 Klimatypisierung Chinas auf der Basis einer erweiterten nicht – hierarchischen Clusteranalyse

In Kapitel 3.1.3 haben wir bereits einige statistische Methoden der Klimaklassifikation kennen gelernt. Resümierend besteht der Vorteil all dieser Verfahren in einer Minimierung des subjektiven Einflusses bei der Wahl der Klimaparameter und Grenzdefinitionen.

Das folgende, methodische Kapitel definiert die Vorzüge clusteranalytischer Verfahren und beschreibt das methodische Vorgehen bei der clusteranalytischen Klimatypisierung Chinas. Vorgestellt wird der Algorithmus einer erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse, der zwischen 1995 und 1999 am Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK) entwickelt wurde (vgl. GERSTENGARBE et al. 1997, 1999). Auf dieser Basis können die Vorteile gegenüber den bisher verwendeten, hierarchischen Verfahren diskutiert werden. Die Klimatypisierung Chinas erfolgt unter Verwendung dieses Algorithmus und eines hochauflösenden Rasterdatensatzes ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$) der Climate Research Unit (CRU) in Norwich. Die verwendete Software wurde mit FORTRAN 90 erstellt.

4.1 Problemstellung und Zielsetzung

Die Zielsetzung der vorliegenden Arbeit besteht in einer möglichst objektiven Definition und bestmöglichen Abgrenzung der Klimatypen Chinas. Hierzu wird das multivariate statistische Verfahren der Clusteranalyse verwendet, da es die Möglichkeit bietet, Elemente (Objekte) bezüglich ihrer Parameterwerte (Variablen) in disjunkte Gruppen einzuteilen. Das **Prinzip clusteranalytischer Verfahren** lässt sich zunächst wie folgt beschreiben:

Formal betrachtet besteht die Aufgabe darin, eine (in der Regel große Menge) von Elementen aufgrund ihrer Ähnlichkeit hinsichtlich bestimmter Merkmale (Variablen, z.B. Temperaturwerte) in homogene Gruppen (Cluster) einzuteilen. Die Gruppierung soll dabei so erfolgen, dass die Unterschiede innerhalb einer Gruppe möglichst klein, zwischen den Elementen verschiedener Gruppen hingegen möglichst groß sind. Voraussetzung jeder Clusteranalyse ist, dass diese Unterschiede (Ähnlichkeiten) in irgendeiner Weise zahlenmäßig

quantifizierbar und damit klassifizierbar fassbar sind, da die Gruppierung einzig auf der Basis eines mathematisch-statistischen Algorithmus erfolgt. Vereinfacht lässt sich dieses Prinzip in einem zweidimensionalen Koordinatensystem noch einmal bildlich darstellen:

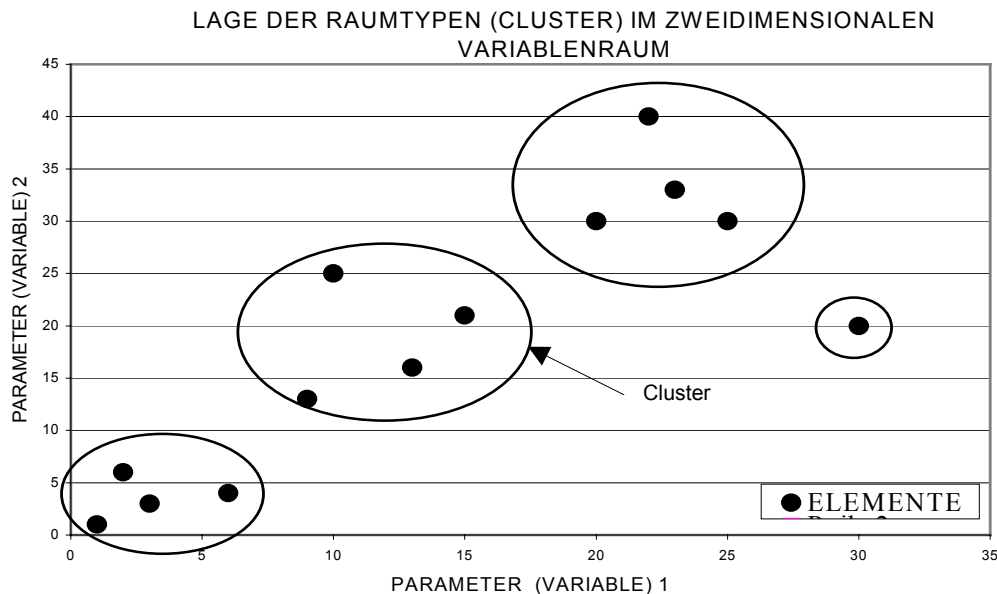


Abbildung 20: Lage der Raumtypen (Cluster)¹⁸ im zweidimensionalen Variablenraum

Abb. 20 zeigt die Ähnlichkeit der Elemente durch die Lage der Raumtypen (Cluster) in dem von den Variablen aufgespannten, zweidimensionalen Koordinatensystem. Oft sind die Merkmalsausprägungen der verschiedenen Elemente jedoch durch eine Vielzahl von Parametern charakterisiert – bei der Klimatypisierung Chinas werden beispielsweise sieben Parameter verwendet – was graphisch jedoch nicht mehr darstellbar ist.

Grundsätzlich besteht das **Ziel der Clusteranalyse** also darin, eine große Anzahl von Objekten mit ihren zahlreichen Eigenschaften auf ein überschaubares Maß zu zusammenzufassen. Bezogen auf Klimaklassifikationen steht der Autor heute folglich nicht mehr einer unüberschaubaren Datenmenge gegenüber, aus der er a priori Schwellenwerte meteorologischer Größen festlegt und die Klimatypen entsprechend einteilt, sondern kann anhand dieses multivariaten statistischen Verfahrens Gebiete gleicher Struktur zusammenfassen und statistisch signifikant voneinander trennen. So werden Objekt-Typen mit spezifischen Eigenschaften geschaffen und können im Folgenden gesondert betrachtet

¹⁸ Der Begriff Cluster ist im eigentlichen Sinne ausschließlich durch eine Menge von Elementen definiert und wird an dieser Stelle nur zum Zwecke der Anschaulichkeit als Ellipse dargestellt.

und interpretiert werden. Die Klasseneigenschaften gelten dann repräsentativ für die einzelnen Objekte und bieten so die nötige Übersicht und Voraussetzung für weitere Untersuchungen.

Exkurs: Einige Anmerkungen zur Definition

Die genaue Definition clusteranalytischer Verfahren gestaltet sich schwierig. Obwohl das Ziel stets darin besteht, Objekte nach bestimmten Prinzipien sinnvoll und zweckmäßig in Gruppen einzuteilen, existieren in der multivariaten Datenanalyse zahlreiche Ansätze und Verfahren, mit zum Teil recht unterschiedlichen Bezeichnungen (vgl. STEINHAUSEN, LANGER 1977): Clusteranalyse (cluster analysis), automatische Klassifikation (automatic classification), numerische Taxonomie (numerical taxonomy), grouping oder clumping, Q-analysis u.a. Die großen Unterschiede der bestehenden Konzepte sind mit ein Grund dafür, dass die zugehörigen statistischen Verfahren nicht einheitlich abgegrenzt werden und „eine stringent abgeleitete Definition“ der Clusteranalyse bis heute aussteht (vgl. STEINHAUSEN, LANGER 1977).

In Anlehnung an STEINHAUSEN und LANGER wird Clusteranalyse in der vorliegenden Arbeit verstanden als „zusammenfassender Terminus für eine Reihe unterschiedlicher mathematisch-statistischer und heuristischer Verfahren, deren Ziel darin besteht, eine meist umfangreiche Menge von Elemente durch Konstruktion homogener Gruppen [...] optimal zu strukturieren“ (vgl. STEINHAUSEN, LANGER 1977).

4.2 Methodisches Vorgehen

4.2.1 Auswahl der Datengrundlage

Die Auswahl der Datengrundlage bereitet zunächst einige Schwierigkeiten, da das chinesische Messdatennetz große Inhomogenitäten in der räumlichen Abdeckung aufweist. Besonders für den Westen Chinas sind nur rudimentäre Datenreihen vorhanden, so dass selbst die umfassende Datensammlung von DOMRÖS und PENG in ihrer Monographie zum chinesischen Klima (1988) für Westchina nur wenige und für das westliche Qinghai-Tibet (tibetische) Plateau überhaupt keine Daten aufweist.

Eine lückenlose Abdeckung ist jedoch besonders für die exakte Angabe der Grenzlinien zwischen den einzelnen Klimatypen von größter Wichtigkeit. Eine hervorragende Alternative zu den Stationsmessdaten bietet diesbezüglich die Verwendung geographischer Gitternetzdaten (Rasterdaten bzw. Grid-Daten). Diese Rasterdaten wurden zwar ebenfalls auf der Basis von Stationsmessdaten interpoliert, basieren jedoch zusätzlich auf einem Höhenmodell und bieten überdies den Vorteil einer landesweit homogenen Abdeckung, die eine exakte Grenzziehung zwischen den einzelnen Klimatypen ermöglicht. Da sich die Parameterwerte der einzelnen Klimaelemente nicht sprunghaft, sondern kontinuierlich verändern, muss diese Interpolation bei der Verwendung von Stationsmessdaten vom Autor selbst vorgenommen werden und wird vor allem dann unzuverlässig (ungenau), wenn nur wenige Stationen zur Verfügung stehen.

Die vorliegende Arbeit verwendet einen Rasterdatensatz der **CLIMATE RESEARCH UNIT (CRU)** der Universität East Anglia in Norwich (vgl. NEW et al. 2000). Er beinhaltet monatliche Mittelwerte von Lufttemperatur und Niederschlag (global) für geographische Gitternetzdaten der Auflösung $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (50×50 km) in einem Zeitraum von 1901 bis 1998.¹⁹ Aus diesem Datensatz wird ein rechteckiges Teilstück der Abdeckung 55°N bis 20°N und 72°E bis 136°E verwendet und später mit den Grenzen der VR China verschnitten.²⁰ Um eine möglichst hohe Flächendeckung dieses Teilstückes mit der Staatsfläche Chinas zu gewährleisten, wird die Insel Hainan nicht in die Analyse mit einbezogen. Die Daten der letzten Jahre 1998 bis 2000 wurden am PIK berechnet und auf den CRU-Datensatz interpoliert. Zur Aktualisierung des Niederschlags stand hierbei ein weiterer Datensatz des Global Precipitation Climate Center (CPCC) zur Verfügung.²¹

Überdies wurde der original CRU-Datensatz auf räumliche und zeitliche Inhomogenitäten geprüft, wobei sich eine räumlich homogene, zeitlich jedoch deutlich inhomogene Verteilung der Originaldaten herausstellte. Diese strukturellen Ungleichheiten wurden bereinigt, während die Angaben zu Methodik und Rechenweg ebenfalls dem oben zitierten Aufsatz entnommen werden können. Der aufbereitete CRU-Datensatz liefert nun hervorragende Voraussetzungen für die clusteranalytische Klimatypisierung Chinas.

¹⁹ Der original CRU-Datensatz ist frei zugänglich unter www.cru.uea.ac.uk, Stand: 07.11.2003.

²⁰ Auf der Basis geographischer Gitternetzdaten der Auflösung $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ liegt die tatsächliche Nord-Südausdehnung bei $54,75^\circ\text{N}$ bis $20,25^\circ\text{N}$ und die West- Ostausdehnung bei $72,25^\circ\text{E}$ bis 135°E .

²¹ Sämtliche Berechnungen können einem Aufsatz von ÖSTERLE et al. entnommen werden, der am PIK vorliegt.

4.2.2 Auswahl der Parameter

Wie in Kapitel 3.2.1 bereits erläutert, wird in der vorliegenden Arbeit ein Klassifikationsverfahren gewählt, dass auf der Basis der Klimaelemente beruht, um die regionalen Einzelklimate sowie deren Wirkung auf Mensch und Natur möglichst detailgenau erfassen zu können.

Da es jedoch kein Verfahren gibt, das die Auswahl der Klimaelemente in irgendeiner Weise objektiviert, muss man sich diesbezüglich von physikalischen Eigenschaften leiten lassen (vgl. STELLMACHER 1971). Sinnvoll erscheint eine Auswahl, welche die charakteristischen Witterungsverhältnisse der einzelnen Regionen (repräsentiert durch die Werte der Klimaelemente) auch im Hinblick auf die zirkulationsdynamischen Prozesse der Atmosphäre erklären lässt. Dies entspricht auch dem synthetischen Ansatz der vorliegenden Arbeit (s.o.). Die klimatischen Verhältnisse einer Region lassen jedoch niemals auf der Basis eines einzigen Klimaelementes erklären. Es sollte folglich eine Kombination gewählt werden, die es erlaubt, den thermisch – hygrischen Komplex umfassend darstellen zu können:

Die **Temperatur** erscheint diesbezüglich als Klimaelement geeignet, während der Wasserhaushalt durch die Verwendung des **Niederschlags** dargestellt werden kann. Eine solche Kombination wird auch von KÖPPEN (1936), KNOCH und SCHULZE (1954) und STELLMACHER (1971) empfohlen, wobei KÖPPEN die zusätzliche Berücksichtigung des Jahresganges der Klimaelemente betont. Die Einbeziehung weiterer Elemente (z.B. Wind, Strahlung etc.) scheitert oft an der ungenügenden Erfassung im normalen Messnetz.

Die vorliegende Arbeit stützt ihre Klassifikation folglich auf die beiden Hauptklimaelemente Temperatur und Niederschlag, wobei die Daten ausschließlich als monatliche Mittelwerte vorliegen. Die Zusammenschau der Klimafaktoren in Kapitel 1 zeigt deutlich das jahreszeitliche Alternieren der Zirkulationsprozesse zwischen Sommer und Winter, das auch bei der Auswahl der **Bezugsparameter** für die Clusteranalyse berücksichtigt werden sollte: So wird neben der **Jahresmitteltemperatur** auch die **Jahresamplitude** zur Darstellung der Temperaturschwankungen im Jahresverlauf – man erinnere sich an die besonders niedrigen Wintertemperaturen im östlichen Küstengebiet – verwendet. Anhand der **Summe der Monatsmitteltemperatur > 20°C** können überdies die hohen (randtropischen) Temperaturen in den südlichsten Landesteilen berücksichtigt werden. Um den jährlich alternierenden Systemen des Sommer- und Wintermonsuns sowie dem Einfluss von Westwinden Rechnung

zu tragen, werden neben der **Jahressumme** auch die **Sommer- und Wintersummen** der Niederschläge als Bezugsparameter gewählt. Überdies wird ein **Niederschlags-Temperatur Index (NTI)** der Formel

$$\text{NTI} = 10(t - 10 + 0,3 \text{ PS})$$

(abgeleitet aus den Grenzbedingungen des Wüstenklimas nach PATTON 1962 in der metrischen Fassung von RUDOLFF 1981 (aus HENDL 1991, S. 243))

wobei **t** Jahresmitteltemperatur in °C

PS relativer Niederschlagsanteil des Sommerhalbjahres (April – September) in %

berechnet, der die Temperaturen der einzelnen Regionen in Beziehung zum Anteil der sommerlichen Niederschläge setzt und auf diese Weise einen Eindruck des Verdunstungspotentials der jeweiligen Region vermittelt.

4.2.3 Auswahl der geeigneten Clustermethode: hierarchische und nicht-hierarchische Verfahren

In der multivariaten Datenanalyse existiert eine große Anzahl unterschiedlicher Methoden zur Durchführung von Clusteranalysen. Dabei sollte niemals von „richtigen“ oder „falschen“ Verfahren gesprochen werden, entscheidend ist vielmehr die Zweckmäßigkeit der Klassifikation für das jeweilige Ziel der Untersuchung. So ist die Auswahl der geeigneten Clusteranalysemethode auch in der vorliegenden Arbeit entscheidend für Qualität und Aussagekraft der Ergebnisse.

Clusteranalysen können nach zahlreichen Kriterien unterschieden werden. Sie aufzuzählen wäre an dieser Stelle wenig sinnvoll. Für die Anwendung auf Klimatypisierungen ist jedoch eine Unterscheidung interessant, die sich im Speziellen auf die Form der Gruppierung bezieht. Man spricht hierbei von sogenannten (schrittweisen) hierarchischen Verfahren, denen die nicht-hierarchischen gegenüberstehen.

In der Vergangenheit wurde für die Bildung von Klimatypen mehrheitlich der Algorithmus der hierarchischen Clusteranalyse nach WARD bevorzugt (vgl. z.B. UNAL et al. 2003). Nach einer ausführlichen Prüfung der Alternativen stellt die vorliegende Arbeit diesem Verfahren eine nicht-hierarchische Alternative gegenüber, die von GERSTENGARBE und WERNER am PIK speziell für die Anwendung auf Klimaklassifikationen entwickelt wurde (vgl. GERSTENGARBE et al. 1997, 1999). Das folgende Kapitel stellt Ablauf und Methodik clusteranalytischer Verfahren vor und thematisiert die Auswahl der geeigneten Methode im Hinblick die Zielsetzung dieser Arbeit.

Die Durchführung einer Clusteranalyse lässt sich grundsätzlich in fünf Phasen gliedern:

- (1) Auswahl der geeigneten Variablen (Parameter)
- (2) Aufbereitung der Daten
- (3) Auswahl des Ähnlichkeits- und Distanzmaßes
- (4) Auswahl der Clustermethode
- (5) Interpretation der Ergebnisse

zu (1)

Die Auswahl der geeigneten Bezugsparameter wurde bereits in Kapitel 4.2.2 eingehend diskutiert. Aus methodischer Sicht gilt als grundlegende Regel, dass die gewählten Parameter das Klima der Einzelregionen zwar ausreichend beschreiben sollten, jedoch nicht miteinander korreliert sein dürfen (vgl. BAHRENBURG et al. 2003). Neben Korrelationsanalysen bieten sich diesbezüglich auch die in Kapitel 3.1.3 thematisierten Faktorenanalysen an.

zu (2)

Nach der Auswahl der geeigneten Datengrundlage (Kapitel 4.2.1) muss aus methodischer Sicht eine Aufbereitung dieser Daten erfolgen, die ihre Begründung in den unterschiedlichen Einheiten der in die Clusteranalyse eingehenden Bezugsparameter findet. Die Parameter mit größeren absoluten Werten erhielten im mathematischen Algorithmus automatisch größeres Gewicht, so dass vor der Analyse eine Standardisierung der Parameter vorgenommen werden muss (vgl. BROSIUS 2001).

zu (3)

Wie in Kapitel 4.1. bereits erwähnt, wird als Maß zur Gruppierung der Raumeinheiten die Ähnlichkeit ihrer Parameterwerte verwendet. Ruft man sich Abbildung 4.1 noch einmal vor Augen, so wird das Maß der Ähnlichkeit bildlich durch die Nähe der einzelnen Punkte im Variablenraum repräsentiert.

In der Clusteranalyse werden zur Berechnung sogenannte Distanz- oder Ähnlichkeitsmaße verwendet. Welches Maß dabei für die Zielsetzung einer Clusteranalyse geeignet erscheint, hängt unter anderem vom Skalenniveau der Variablen ab. Da der Analyse der vorliegenden Arbeit ausschließlich intervallskalierte Variablen zugrunde liegen, kann als geeignetes Maß die **quadrierte euklidische Distanz** verwendet werden. Sie ist für zwei Elemente

$j = (x_{1j}, \dots, x_{pj})$ und $k = (x_{1k}, \dots, x_{pk})$ (x_{ij} bezeichnet den Wert des i -ten Parameters in Element j) wie folgt definiert:

$$Distanz_{jk} = \sum_{i=1}^p (x_{ij} - x_{ik})^2$$

und bezeichnet den quadrierten Abstand der beiden Elementen in dem von den Parametern aufgespannten Raum. Sie gilt im Allgemeinen als anschaulichstes Ähnlichkeitsmaß, da sie der quadrierten Luftlinienentfernung zwischen zwei Punkten entspricht. Die Potenzierung mit einer Zahl größer 1 bewirkt dabei eine stärkere Gewichtung der größeren Distanzen.

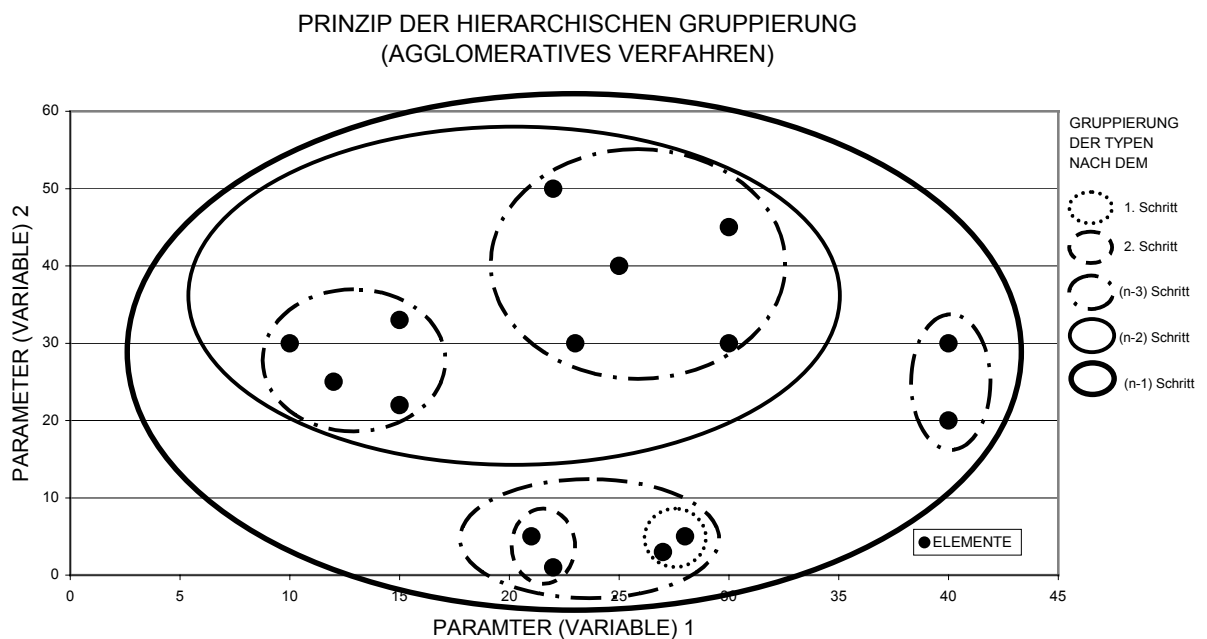
zu (4)

Im nächsten Schritt muss ein Algorithmus gefunden werden, der es ermöglicht, die Raumeinheiten so einzuteilen, dass die Partition im Hinblick auf das Untersuchungsziel optimal (s.u.) erscheint. Hierbei stehen verschiedene Clusterbildungsverfahren zur Verfügung. Grundsätzlich unterscheidet man die schrittweisen oder hierarchischen von den nicht-hierarchischen Clusteranalysemethoden.

Bei den **hierarchischen** Verfahren geht man von n Elementen aus, die zunächst alle einem eigenen Cluster angehören und fasst dann schrittweise jeweils die beiden Cluster zusammen (agglomeratives Verfahren), die bezüglich ihrer Parameterwerte die größte Ähnlichkeit aufweisen (vgl. Abb. 21). Am Ende des Prozesses gehören schließlich alle Elemente einem einzigen Cluster an, so dass bei dieser Methode nicht das Ergebnis interessant ist, sondern

schließlich noch jener Schritt gefunden werden muss, bei dem die bestmögliche Gruppierung erreicht wurde. Diese Definition erfolgt ebenfalls auf der Basis von Ähnlichkeitsmaßen (s.o.).

Eine zweite Möglichkeit besteht in dem umgekehrten Weg, bei dem die Elemente zunächst alle einem einzigen Cluster angehören und dann sukzessive von 1 in n Cluster zerlegt werden (diversives Verfahren).



Unabhängig von der gewählten Methode erhält man als Ergebnis der hierarchischen Verfahren jedoch stets ein sogenanntes Dendogramm, das die einzelnen Gruppierungsschritte der Clusteranalyse aufzeigt. Abb. 22 stellt ein solches Dendogramm einer Clusteranalyse mit 13 Ländern (Spalten) dar, die aufgrund bestimmter Merkmale zusammengefasst werden. Die einzelnen Schritte sind dabei in der waagerechten Ebene repräsentiert, so dass beispielsweise im ersten Schritt die Länder Spanien (E) und Portugal (P) sowie Finnland (F) und Österreich (A) gruppiert werden.

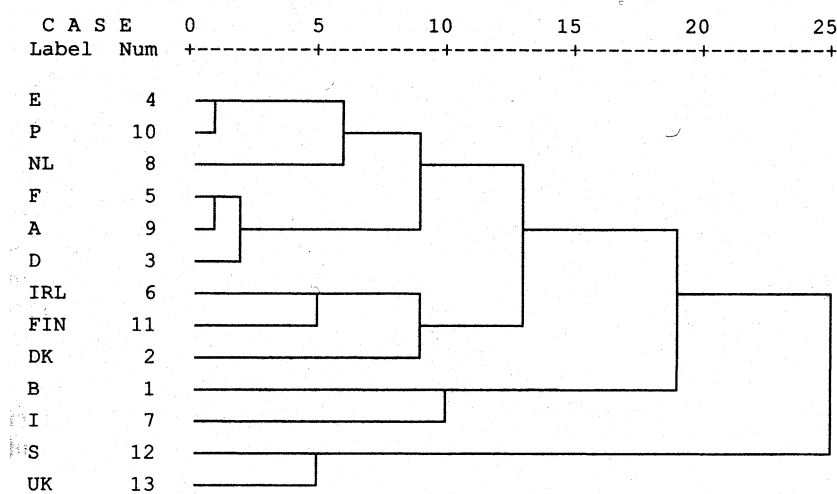


Abbildung 22: Dendogramm einer hierarchischen Clusteranalyse

Quelle : BROSIUS 2002

Legende: E = Spanien, P = Portugal, NL = Niederlande, F = Frankreich, A = Österreich D = Deutschland, IRL = Irland, FIN = Finnland, DK = Dänemark, B = Belgien, I = Italien, S = Schweden, UK = Großbritannien

Am Beispiel dieser Darstellung wird auch der große **Nachteil aller hierarchischen Verfahren** deutlich:

Cluster, die in der schrittweisen Gruppierung einmal zusammengefasst wurden, können nicht mehr getrennt werden. Dies ist auch dann nicht möglich, wenn sich hierdurch ein insgesamt niedrigerer Zuwachs an der Gesamtsumme ergeben würde. Es kann folglich kein Austausch der Elemente zwischen den verschiedenen Clustern erfolgen, der es ermöglicht, eine bereits bestehende Gruppierung zu optimieren.

Die Zielsetzung der vorliegenden Arbeit besteht jedoch in einer möglichst exakten Typisierung des chinesischen Klimas, die nach einer best möglichen Gruppierung der

einzelnen Elemente verlangt. Dies gilt um so mehr für ein klimatisch so hoch differenziertes Land wie die VR China. Es gilt folglich zwei Aufgaben zu lösen:

- 1. Ermittlung der best möglichen Separation**
- 2. Bestimmung der Güte der Partition**

Erstere kann bereits durch die Verwendung eines **nicht-hierarchischen** Verfahrens erfüllt werden, deren grundlegende Methode sich zunächst wie folgt beschreiben lässt:

Bei vorgegebener Anfangsclusterzahl werden in einem ersten Schritt die Mittelpunkte (Clusterzentren) eines jeden Clusters bestimmt. Anschließend werden die Distanzen der Elemente zu jedem Clusterzentrum ermittelt und die einzelnen Elemente jenen Clustern zugeteilt, zu dessen Mittelpunkten sie die kleinste Distanz aufweisen. Im Anschluss berechnet man die Clusterzentren erneut und teilt die Elemente neu ein. Dieses Verfahren wird solange wiederholt, bis kein Wechsel eines Elementes in einen anderen Cluster mehr erfolgt.

Der große Vorteil nicht-hierarchischer Verfahren besteht folglich in dem Austausch der Elemente, bis die bestmögliche (meist jedoch nur lokal optimale) Partition erreicht ist (auf das Problem lokal optimaler Partitionen wird in Kapitel 4.2.4 näher eingegangen). Überdies wird durch den Algorithmus der erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse (vgl. GERSTENGARBE et al. 1997, 1999) in der vorliegenden Arbeit eine Überprüfung der Güte der Partition (zweite Aufgabe s.o.) auf der Basis statistischer Tests möglich. Somit kann eine statistisch signifikante Trennung der Cluster gewährleistet werden. Schließlich mag mancher den Nachteil nicht-hierarchischer Verfahren in der Bestimmung der Clusteranzahl sehen. Auch dieses Problem wird im Algorithmus berücksichtigt.

4.2.4 Das Problem lokal optimaler Partitionen

Trotz der vielfältigen Anwendungsmöglichkeiten clusteranalytischer Verfahren darf niemals vergessen werden, dass es sich bei den erzielten Ergebnissen meist nicht um eindeutige Lösungen handelt, sondern im Allgemeinen nur lokal optimale Ergebnisse erzielt werden. Bildlich gesehen, können sie durch Überschneidungen verschiedener Cluster in einem von den Parametern aufgespannten Koordinatensystem dargestellt werden (vgl. Abb. 23,

Parameteranzahl = 2). Dabei wird die Zuteilung der Elemente jeweils hinsichtlich ihrer einzelnen Parameterwerte betrachtet, so dass Überschneidungen dadurch entstehen, dass diese Zuteilung im Hinblick auf einen oder mehrere Parameterwerte nicht optimal ist. Kurz gesagt: Das Element hätte bezüglich dieses einen (oder mehrerer) Parameterwerte(s) eigentlich einem anderen Cluster zugeteilt werden müssen. Da in der Clusteranalyse im Allgemeinen jedoch viele Parameterwerte berücksichtigt werden, kommt es meist nur zu lokal optimalen Partitionen.

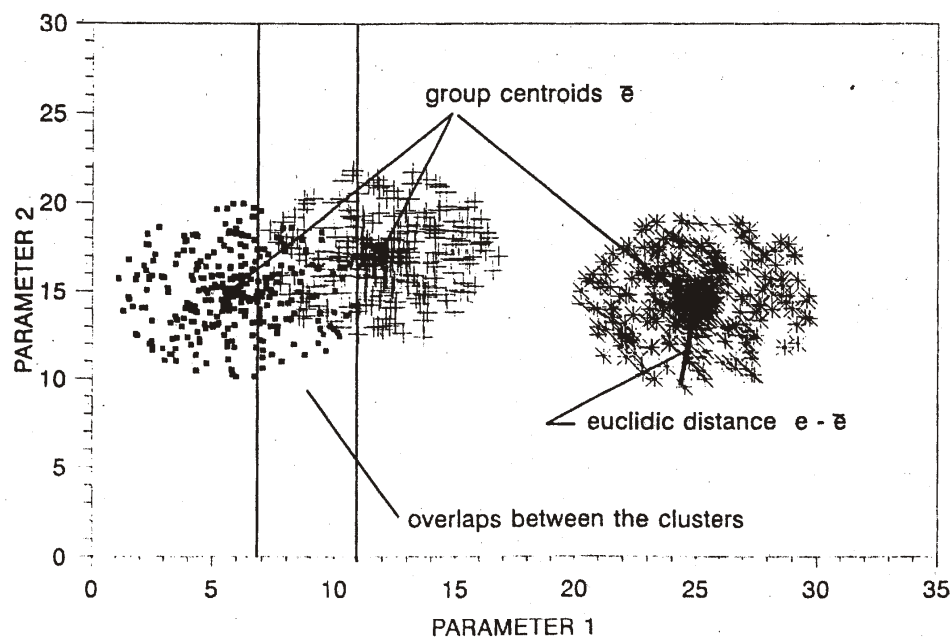


Abbildung 23: Überschneidungen der Cluster

Quelle : GERSTENGARBE et al. 1997

Legende: group centroids $\bar{e}$ (engl.) = Clusterzentren (s.o.), euclidian distance (engl.) = Euklidische Distanz (s.o.), overlaps (engl.) = Überschneidung, e = Elemente

Die Zielsetzung einer möglichst optimalen Partition besteht folglich in der Reduzierung dieser Berührungen auf ein Minimum.

Grundsätzlich wäre auch die Ermittlung des absoluten oder globalen Optimums mittels der Methode der totalen Enumeration möglich (vgl. FAHRMEIR et al. 1996). Dieses Verfahren führt jedoch bereits für wenige Elemente und Cluster zu einer sehr großen Anzahl möglicher Partitionen, so dass das Auffinden des globalen Optimums bei 20 Elementen und 5 Clustern

nach STEINHAUSEN und LANGER beispielsweise etwa $4 \cdot 10^{12}$ Jahre dauern würde²², wenn man jede mögliche Gruppierung (und deren Güte) in einer Mikrosekunde bestimmen könnte. Man begnügt sich in clusteranalytischen Verfahren also meist²³ mit suboptimalen oder lokal optimalen Lösungen, wobei die Bemühungen nicht unterbleiben dürfen, die bestmögliche Gruppierung zu finden. Im vorliegenden Algorithmus kann diese Zielsetzung durch die Anwendung von Signifikanztests erfüllt werden (s.u.).

4.3 Erläuterungen zum Algorithmus der erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse

Die erweiterte nicht-hierarchische Clusteranalyse der vorliegenden Arbeit wurde von F. W. GERSTENGARBE und P. C. WERNER am PIK entwickelt und verfolgt die Zielsetzung einer statistisch signifikanten und damit möglichst optimalen Partition einer Objektmenge. Nachdem das Verfahren bereits 1995 für klimatische Analysen Verwendung fand, wurde es 1999 unter der Mitwirkung von K. FRAEDRICH speziell im Hinblick auf Klimaklassifikationen angewandt und bezüglich der Optimierung der Anfangsclusterzahl überarbeitet. An dieser Stelle sei ausdrücklich auf die Artikel von GERSTENGARBE et al. 1997 und 1999 zu diesem Thema verwiesen.

Das dem folgenden Algorithmus zugrunde liegende Verfahren basiert auf der Minimumdistanzmethode nach FORGY (1965), die von JAHNKE (1988) als ideales Verfahren für klimatische Analysen anerkannt wurde.

Im Folgenden sollen einige theoretische Erläuterungen zum Ablauf und den Vorzügen dieses Algorithmus gegeben werden. Weitere Angaben sowie die mathematische Formelgrundlage können den Artikeln nach GERSTENGARBE et al. (1997, 1999) entnommen werden.

²² Zum Vergleich: Ein Computer hat heute etwa 3 GH (300 Rechenoperationen pro Mikrosekunde)

²³ Zufällig kann auch das globale Optimum erreicht werden.

4.3.1 Bestimmung der idealen Anfangsclusterzahl

Das Problem nicht-hierarchischer Verfahren besteht häufig in der Definition einer geeigneten Anfangsclusterzahl. Ist diese beispielsweise sehr niedrig gewählt, so wird die Anzahl der Elemente im jeweiligen Cluster entsprechend groß, umgekehrt bei hoher Clusteranzahl sehr klein sein. So lässt sich leicht erkennen, wie sehr die subjektive Definition ungeeigneter Anfangsclusterzahlen das Ergebnis der Analyse beeinflussen kann.

Die Möglichkeit einer objektiv-rechnerischen Ermittlung bietet das hier verwendete Verfahren, bei dem zunächst eine Zielfunktion ermittelt wird, die auf der Basis der quadrierten euklidischen Distanz die Summe der Abstände aller Elemente zu den jeweiligen Mittelpunkten beschreibt. Sie erreicht ihr Minimum, wenn die (meist) lokal optimale Partition (s.o.) erreicht ist. Diese Zielfunktion wird für eine ansteigende Clusterzahl von 1 bis n (n sei beispielsweise die Anzahl der Elemente M) berechnet, so dass sich eine Sequenz verschiedener Funktionswerte ergibt. Die optimale Clusteranzahl ist schließlich an jenem Wert erreicht, an dem die Sequenz keine signifikante Änderung mehr aufweist. Zur Ermittlung dieses Punktes kann der Pettit – Test verwendet werden.

4.3.2 Ermittlung der „optimalen“ Separation

Wie oben bereits erläutert ist Ausgangspunkt der Clusteranalyse eine bestimmte Anzahl an Elementen e_i , die respektiv durch eine Vielzahl von Parametern p beschrieben werden. Nach der Bestimmung der geeigneten Anfangsclusterzahl K sind die Elemente zunächst gleichmäßig auf alle Cluster k verteilt. In einem ersten Schritt wird dann für jeden Cluster das Clusterzentrum $\bar{e}_k$ berechnet. Anschließend erfolgt die Zuteilung der Elemente zu den einzelnen Clustern auf der Basis einer Zielfunktion

$$a(g) = \sum_{k=1}^K \sum_{\substack{e \in k \\ i}} |e_i - \bar{e}_k|^2$$

unter Verwendung der quadrierten euklidischen Distanz als Ähnlichkeitsmaß. In einem iterativen Prozess wird diese Zuteilung schließlich solange durchgeführt, bis kein Wechsel

eines Elementes in einen anderen Cluster mehr erfolgt und die Zielfunktion damit ihr Minimum erreicht.

Da es sich wie besprochen meist jedoch nur um ein lokales Minimum handelt (s.o.), muss anschließend noch die Güte der Partition bestimmt werden. Hierfür wird aus allen Clusterkombinationen zunächst das Mittel der maximal möglichen Überschneidungen²⁴ $\bar{O}^{max}$ sowie das Mittel aller tatsächlichen Überschneidungen $\bar{O}$ ermittelt. Unter Verwendung des t – Tests nach STUDENT kann dann geprüft werden, ob sich die beiden Mittelwerte signifikant unterscheiden. Ist dies nicht der Fall, nähert sich der Mittelwert der tatsächlichen stark dem Mittelwert der maximal möglichen Überschneidungen an und eine statistische gesicherte Trennung der beiden Cluster ist nicht möglich. Eine statistisch gesicherte Trennung der Cluster kann folglich nur erreicht werden, wenn sich die beiden Werte signifikant unterscheiden. Andernfalls sind weitere Untersuchungen notwendig:

Zunächst wird hierbei das Verhältnis $v_{a,b}$ (a und b seien Cluster) der Anzahl der tatsächlichen (aktuellen) zu den maximal möglichen Überschneidungen $\bar{O}^{max}$ eines jeden Clusterpaares ermittelt. Anschließend wird das Mittel $\bar{v}$ berechnet und als empirischer Schätzwert für die Auftretswahrscheinlichkeit von Überschneidungen angesehen. Für alle Clusterpaare, für die gilt $v_{a,b} < \bar{v}$, kann dann eine statistisch signifikante Trennung der Cluster angenommen werden.

Zu klären bleibt folglich noch die Güte der Partition, wenn das Verhältnis der tatsächlichen zu den maximal möglichen Überschneidungen eines Clusterpaares a, b das Mittel $\bar{v}$ übersteigt ($v_{a,b} > \bar{v}$). Dabei stellt sich die Frage, ob die tatsächliche Überschneidung des Clusterpaares $O_{a,b}$ sich dem Mittel der aktuellen Überschneidungen $\bar{O}$ annähert oder deutlich von diesem verschieden ist. Betrachtet man dabei weiterhin $\bar{v}$ als empirische Auftretswahrscheinlichkeit der Überschneidungen, so kann für den Vergleich der χ^2 -Test verwendet werden.

²⁴ In Anlehnung an den Algorithmus von GERSTENGARBE et al. wurde an dieser Stelle die Buchstabenbezeichnung O von (engl.) „overlaps“ = Überschneidung beibehalten.

Es gilt folgende **Nullhypothese** zu prüfen:

Eine Trennung der beiden Cluster ist möglich.

Die Nullhypothese wird angenommen wenn die Eintrittswahrscheinlichkeit der Überschneidungen für beide Verteilungen $O_{a,b}$ und $\bar{O}$ den gleichen Wert aufweist und die Unterschiede in der relativen Häufigkeit dieser Überschneidungen nur zufällig zustande gekommen sind (auf den unterschiedlichen Realisierungen zweier gleich verteilter Variablen beruhen). Dann wäre also die Abweichung der Anzahl der aktuellen Überschneidungen der Cluster a und b vom Mittelwert aller Überschneidungen statistisch nicht signifikant und eine Trennung der beiden Cluster ist möglich.

Muss hingegen die Nullhypothese zurückgewiesen werden, so liegt der Grund hierfür in einer signifikanten Abweichung der aktuellen Überschneidungen des betreffenden Clusterpaares vom Mittelwert aller Überschneidungen und eine statistisch signifikante Trennung der beiden Cluster ist nicht möglich.

Allgemein gilt, wenn

$$\chi^2 = \frac{(O_{a,b} - \bar{O})^2 * (2O_{a,b}^{max} - 1)}{(O_{a,b} + \bar{O}) * (2O_{a,b}^{max} - O_{a,b} - \bar{O})} > g^2$$

, das Ergebnis also größer als eine definierte Signifikanzschwelle g^2 ist, muss die Nullhypothese verworfen werden.

Auf der Basis dieser Güteprüfungen wird die statistische Signifikanz der Trennung aller Clusterpaare ermittelt. Im Anschluss wird die Menge aller Elemente e_i um diese signifikant separierten Elemente reduziert. In einem iterativen Prozess wird die Clusteranalyse schließlich solange durchgeführt, bis eine statistisch signifikante Trennung aller Cluster und damit die „optimale“ (bestmögliche) Separation erreicht ist.

5 Die Klimatypen der VR China

Auf der Basis der erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse werden als best mögliche Typisierung zwölf Klimatypen für die VR China ermittelt, für die eine statistisch signifikante Trennung unter Berücksichtigung des in Kapitel 4 beschriebenen Algorithmus angenommen werden kann.

Tabelle 4 zeigt die Werte der meteorologischen Bezugsparameter für die einzelnen Klimatypen als erstes Ergebnis der Clusteranalyse.

KLIMATYP (CLUSTER)	TEMPERATUR [°C]			NIEDERSCHLAG [mm]			
	Jahres- mittel	Jahres- amplitude	Summe der Monatsmitteltemp- eratur > 20°C	Jahres- summe	Sommer- summe (J, J, A)	Winter- summe (D, J, F)	Nied./Temp.-Index (NTI)
1	-1.0	40.6	0.5	465	192	46	-27
2	1.0	38.0	2.0	205	139	6	-58
3	15.8	12.5	8.4	1155	638	54	106
4	3.1	35.0	2.5	341	91	63	77
5	-3.4	45.6	0.4	373	224	15	-86
6	-2.1	20.8	0.0	447	280	9	-92
7	14.9	22.8	17.6	842	379	87	132
8	17.4	20.5	23.9	1507	630	199	161
9	24.0	12.4	55.8	1659	956	60	179
10	-3.6	27.5	0.0	187	78	23	-36
11	7.8	32.8	8.7	86	51	3	17
12	10.0	28.1	9.4	491	268	23	52

Tabelle 4: Bezugsparameterwerte der Klimatypen

Gemäß des in Kapitel 4 beschriebenen Rechenprozesses der Clusteranalyse kennzeichnet ein Wert (z.B. -1°C Jahresmitteltemperatur in Klimatyp 1) dabei das Mittel des jeweiligen Bezugsparameterwertes aller dem Klimatyp angehörenden Rasterpunkte für einen 100jährigen Bezugszeitraum.

Diese Werte werden anschließend definierten meteorologischen Charakteristika zugeordnet (z.B. sehr kalt $< 0^{\circ}\text{C}$), wobei die Grenzwerte stets an jenen Stellen zu wählen sind, an denen die Datenreihe die größten Sprünge aufweist (vgl. Tabelle 5). Tabelle 5 kann dann als Legende zur räumlichen Darstellung der einzelnen Klimatypen in Karte 4 (siehe Kartentasche) betrachtet werden.

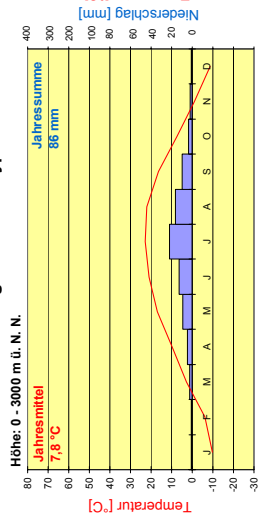
KLIMATYP (CLUSTER)	TEMPERATUR [°C]				NIEDERSCHLAG		
	Jahresmittel	Jahresamplitude	Summe der Monatsmitteltemperatur > 20°C	Jahressumme	Sommersumme (J, J, A)	Wintersumme (D, J, F)	Nied./Temp.-Index (NTI)
1	sehr kalt	hoch	sehr niedrig	gemäßigt	trocken	gemäßigt	sehr niedrig
2	kalt	hoch	sehr niedrig	trocken	trocken	sehr trocken	sehr niedrig
3	warm	sehr niedrig	niedrig	sehr feucht	feucht	gemäßigt	hoch
4	kalt	gemäßigt	sehr niedrig	gemäßigt	sehr trocken	feucht	gemäßigt
5	sehr kalt	sehr hoch	sehr niedrig	gemäßigt	trocken	sehr trocken	sehr niedrig
6	sehr kalt	niedrig	sehr niedrig	gemäßigt	trocken	sehr trocken	sehr niedrig
7	warm	niedrig	gemäßigt	feucht	gemäßigt	feucht	hoch
8	warm	niedrig	gemäßigt	sehr feucht	feucht	sehr feucht	sehr hoch
9	sehr warm	sehr niedrig	hoch	sehr feucht	sehr feucht	gemäßigt	sehr hoch
10	sehr kalt	gemäßigt	sehr niedrig	trocken	sehr trocken	trocken	sehr niedrig
11	gemäßigt	gemäßigt	niedrig	sehr trocken	sehr trocken	sehr trocken	niedrig
12	gemäßigt	gemäßigt	niedrig	gemäßigt	trocken	trocken	gemäßigt

LEGENDE

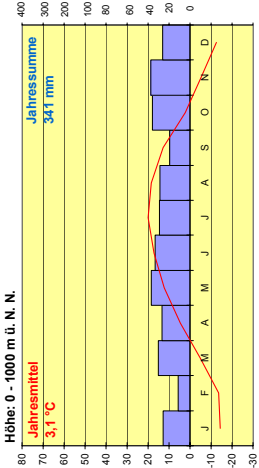
TEMPERATUR [°C]	
Jahresmittel	sehr kalt -5.0 - 0 kalt 0.1 – 5.0 gemäßigt 5.1 – 10.0 warm 10.1 – 20.0 sehr warm > 20.1 – 25.0
Jahresamplitude	sehr niedrig 0 – 15.0 niedrig 15.1 – 25.0 gemäßigt 25.1 – 35.0 hoch 35.1 – 45.0 sehr hoch 45.0 – 55.0
Summe der Monatsmitteltemperatur > 20°C	sehr niedrig 0 – 5.0 niedrig 5.1 – 15.0 gemäßigt 15.1 – 25.0 hoch 25.1 – 60.0
NIEDERSCHLAG [mm]	
Jahressumme	sehr trocken 0 - 100 trocken 101 - 300 gemäßigt 301 - 500 feucht 501 - 1000 sehr feucht 1001 - 2000
Sommersumme	sehr trocken 0 - 100 trocken 101 - 300 gemäßigt 301 - 500 feucht 501 - 700 sehr feucht 701 - 1000
Wintersumme	sehr trocken 0 - 20 trocken 21 - 40 gemäßigt 41 - 60 feucht 61 - 100 sehr feucht 101 - 200
Nied./Temp – Index (NTI)	sehr niedrig -100 - 0 niedrig 1 - 50 gemäßigt < 51 - 100 hoch 101 - 150 sehr hoch 151 - 200

Tabelle 5: Klimatische Definition der Klimatypen
Karte 4: Die Klimatypen der VR China (Kartentasche)

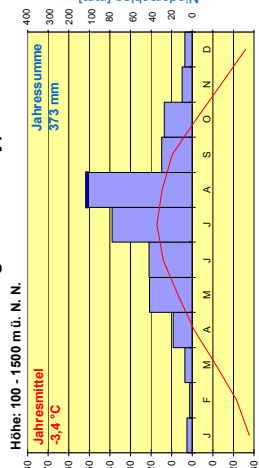
Referenzdiagramm Klimatyp 11



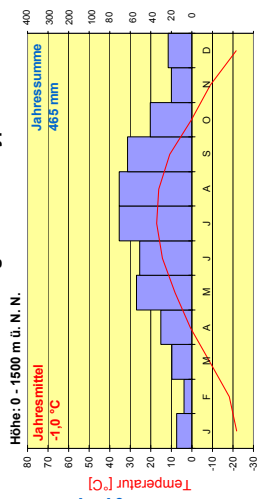
Referenzdiagramm Klimatyp 4



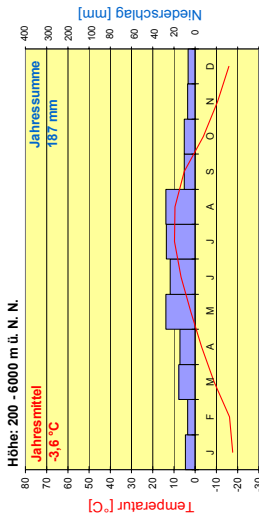
Referenzdiagramm Klimatyp 5



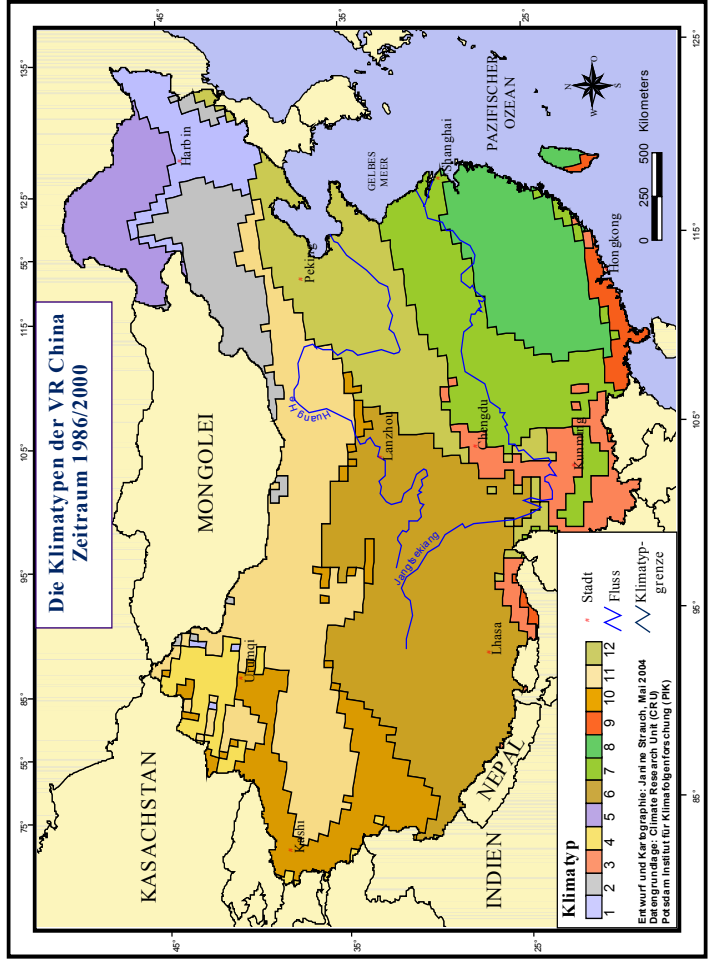
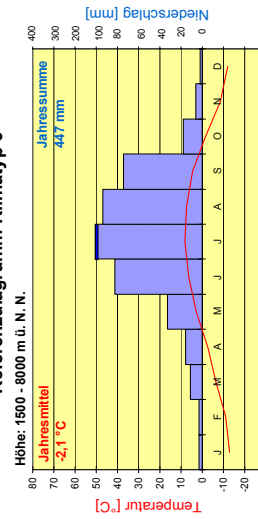
Referenzdiagramm Klimatyp 1



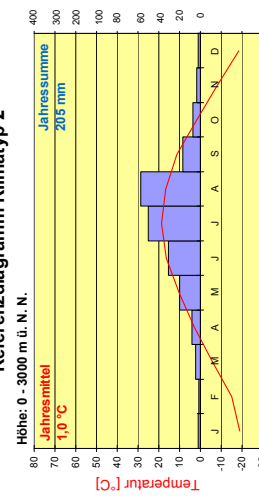
Referenzdiagramm Klimatyp 10



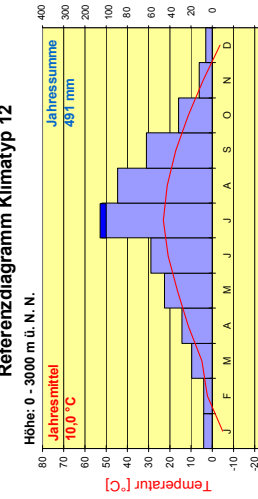
Referenzdiagramm Klimatyp 6



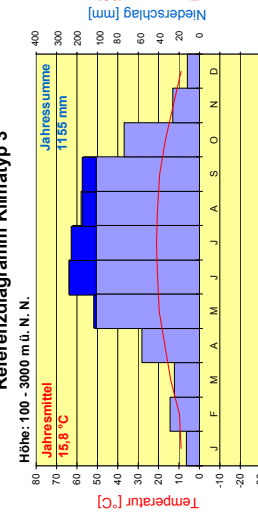
Referenzdiagramm Klimatyp 2



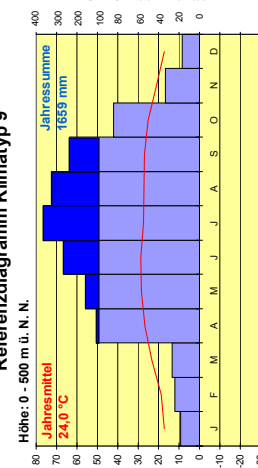
Referenzdiagramm Klimatyp 12



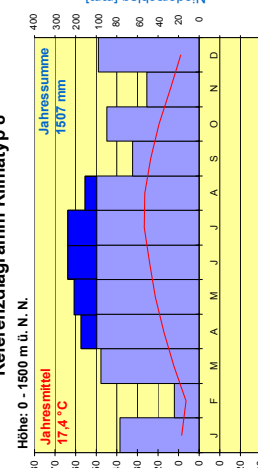
Referenzdiagramm Klimatyp 3



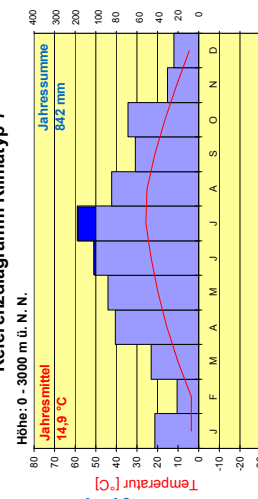
Referenzdiagramm Klimatyp 9



Referenzdiagramm Klimatyp 8



Referenzdiagramm Klimatyp 7



Um bei der räumlichen Verteilung auch der Langzeitvariabilität klimatischer Größen Rechnung zu tragen, sollte der Bezugszeitraum für die Darstellung der Klimatypen eine bestimmte Länge nicht überschreiten (vgl. HENDL 1991). Eine Studie nach FRADRICH et al. (2001) hat dieses Problem untersucht und die optimale Länge des Zeitintervalls für Klimaklassifikationen auf 15 Jahre festgesetzt. Folglich wird auch der Bezugszeitraum für die räumliche Darstellung der hiesigen Klimatypen nicht auf die übliche „Klimanormale“ von 30 Jahren, sondern auf 15 Jahre festgelegt. Die aktuelle Verteilung der Klimatypen kann dann anhand des jüngsten Teilzeitraum 1986/2000 beschrieben werden. Damit ist die hiesige Klassifikation die derzeit aktuellste Klimatypisierung der VR China.

Als Ergänzung zu Tabelle 5 wird für jeden Klimatyp ein Referenzdiagramm erstellt, dem der Jahresgang von Temperatur und Niederschlag entnommen werden kann.²⁵

Die folgenden Kapitel thematisieren die Ergebnisse der Clusteranalyse. Dabei werden die **Klimatypen** zunächst **im Hinblick auf die einzelnen meteorologischen Bezugsparameter** vorgestellt, um einen Gesamteindruck der klimatischen Verhältnisse in China zu vermitteln und die Klimatypen miteinander zu vergleichen (**Kapitel 5.1**). Auf diese Weise können bereits einige Vor- und Nachteile des methodischen Verfahrens und des verwendeten Rasterdatensatzes diskutiert werden. Unter dieser Zielsetzung wird für jeden Bezugsparameter eine eigene Karte erstellt (Karte 5-10), die die Einordnung der Klimatypen im Hinblick auf die einzelnen Bezugsparameter ermöglicht. Dabei muss jedoch unbedingt beachtet werden, dass die Parameterwerte stets nur Mittelwerte für den gesamten Klimatyp darstellen und nicht auf einen einzelnen Rasterpunkt übertragen werden können. Darüber hinaus sind auch die Klimatypengrenzen auf der Basis aller sieben Bezugsparameter erstellt (vgl. Kapitel 4) und dürfen folglich nicht als Grenzen eines einzelnen meteorologischen Parameters angesehen werden. Dennoch bietet die gesonderte Betrachtung der Parameter eine hervorragende Möglichkeit zur Einordnung der Regionen in die thermischen und hygrischen Verhältnisse Gesamtchinas.

Anschließend kann dann in **Kapitel 5.2** eine **detaillierte Beschreibung der einzelnen Klimatypen** erfolgen.

²⁵ Die Referenzdiagramme der Klimatypen beziehen sich dabei stets auf die mittleren Temperatur- und Niederschlagswerte des gesamten Klimatyps. Die Information darf nicht auf einen einzelnen Rasterpunkt übertragen werden

5.1 Einordnung der Klimatypen Chinas bezüglich der verwendeten meteorologischen Bezugsparameter

5.1.1 Jahresmitteltemperatur

Karte 5 stellt die Jahresmitteltemperatur der einzelnen Klimatypen dar. Im gesamten **Osten Chinas** zeigt sich dabei eine deutlich zonale Verteilung der Temperaturwerte, dominiert von der Zunahme der Solarenergie mit abnehmender Breitenlage. Die Differenz der Jahresmitteltemperatur zwischen dem nördlichsten Klimatyp 5 ($-3,4^{\circ}\text{C}$) und dem tropischen Klimatyp 9 (24°C) charakterisiert die drastischen thermischen Gegensätze in der VR China. Im äußersten Nordosten Chinas liegen die Jahresmitteltemperaturen der „sehr kalten“ Klimatypen 5 und 1 sogar im negativen Bereich, während das maritime Ausgleichsklima im küstennahen Klimatyp 1 für eine Erhöhung der Jahresmitteltemperatur auf -1°C , im Vergleich zum deutlich kälteren Klimatyp 5 verantwortlich ist. Auch die südlichere Lage des Klimatyp 2 führt schließlich zu einer Hebung der Jahresmitteltemperatur in den positiven Bereich ($1,0^{\circ}\text{C}$). Mit abnehmender Breitenlage nimmt die Jahresmitteltemperatur über dem „gemäßigten“ Klimatyp 12 ($10,0^{\circ}\text{C}$) zu den „warmen“ Klimatypen 7 und 8 ($14,9^{\circ}$ und $17,4^{\circ}\text{C}$) weiter zu, wobei auch das Yunnan – Plateau des Klimatyps 3, trotz seiner deutlich höheren Lage (1500 – 3000 m), noch immer „warme“ Temperaturwerte von $15,8^{\circ}\text{C}$ im Mittel für den gesamten Klimatyp aufweist. Neben der hohen Strahlungsintensität der Breitenlage kann dieser Temperaturwert wohl auch durch das nur seltene Auftreten von „Cold Waves“ in diesem Bereich begründet werden (vgl. Kapitel 2). Viel häufiger werden sie hingegen im östlichen Küstengebiet wirksam und sind hier für die insgesamt niedrigen jährlichen Temperatursummen im Vergleich zu Gebieten gleicher Breitenlage verantwortlich (s.u.). So liegt beispielsweise die Januartemperatur von Casablanca (ca. 32°N) über 10°C , während im breitengleichen Shanghais nur $3,6^{\circ}\text{C}$ erreicht werden.

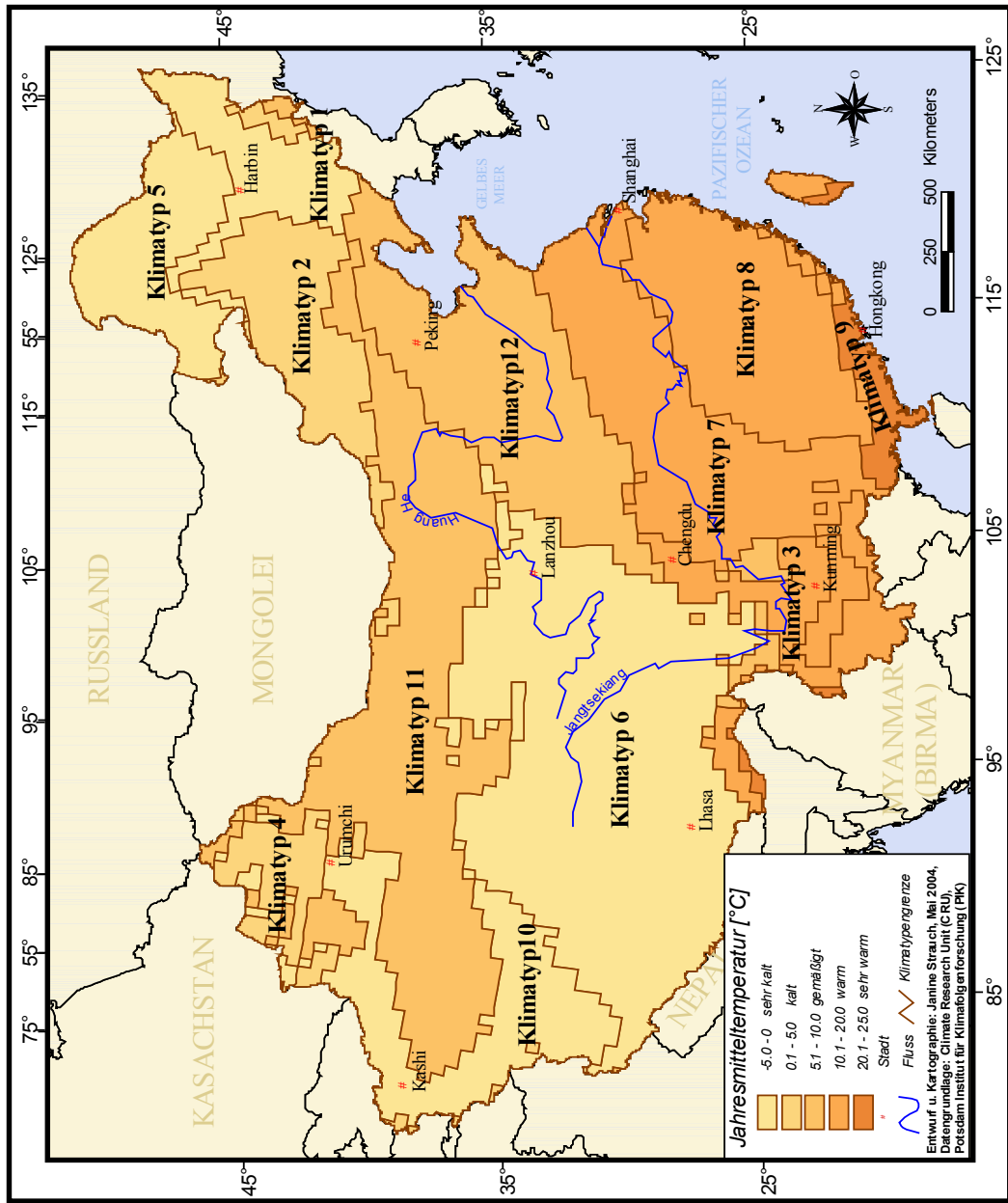
Grundsätzlich stimmen die Temperaturwerte im gesamten Osten Chinas dabei sehr gut mit vergleichbaren Studien überein (vgl. DOMRÖS et al. 1988, MÜLLER 1996). Einzig die Jahresmitteltemperatur des küstennahen Klimatyps 1 liegt etwa 2°C unter den üblichen Angaben.

Im **Westen** der VR China dominiert besonders die orographische Struktur die Verteilung der Temperaturwerte. So weisen die großen intramontanen Becken „kalte“ (Dsungarei, Klimatyp

4) bis „gemäßigte“ (Tarim Becken, Qaidambecken, Klimatyp 11) jährliche Temperaturwerte auf, die ebenfalls mit den Angaben vergleichbarer Studien übereinstimmen.

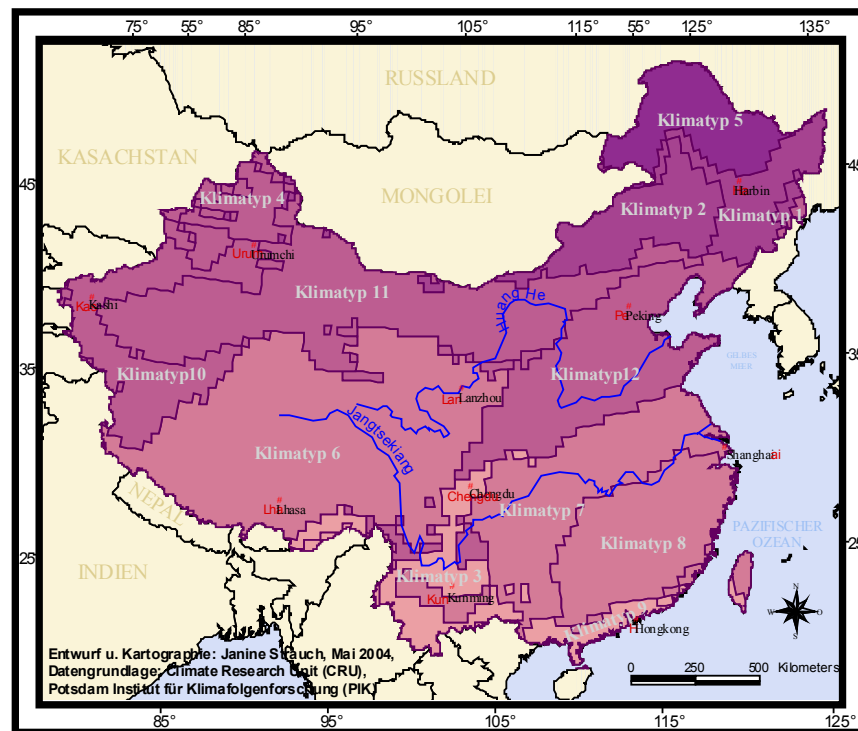
Aus den Werten der Jahresmitteltemperatur nicht abzulesen ist hingegen der in der Literatur vielfach beschriebene Wärmeüberschuss des zentralasiatischen Hochplateaus. So liegt der adiabatische Temperaturgradient dieser Region nach FLOHN (1968), DOMRÖS (1988) und WEISCHET (2000) beispielsweise nur zwischen $0,2^{\circ}$ und $0,4^{\circ}\text{C}$, während auch die Jahresmitteltemperatur an der 1300 m hochgelegenen Station Lhasa noch immer $7,5^{\circ}\text{C}$ (nach DOMRÖS, PENG GONGBING, $8,8^{\circ}\text{C}$ nach MÜLLER 1996) beträgt.

Die thermische Einordnung der clusteranalytischen Klimatypen 6 und 10 ($-2,1^{\circ}$ und $-3,6^{\circ}\text{C}$) in den „sehr kalten“ Bereich, kann dabei aus folgenden Gründen resultieren: Zum einen stellen diese Angaben, wie oben bereits erwähnt, nur Mittelwerte der einzelnen Bezugsparameter für den gesamten Klimatyp dar. Dabei wurden die Rasterdaten auf einem Höhenmodell interpoliert, das die Temperaturabnahme in der Höhe auf der Basis eines allgemeingültigen Wertes berücksichtigt, so dass die große Reliefenergie dieser Region (vgl. Kapitel 2) folglich zu sehr niedrigen Temperaturwerten führen muss. Zum anderen ist besonders für den westlichen Teil des Hochplateaus die Datenlage fraglich (s.o.), so dass auch ein Mangel an Daten der Grund für die Vernachlässigung der charakteristischen Wärmebedingungen des Hochplateaus sein könnte. Besonders auf diese Fragen wird in der späteren Diskussion näher eingegangen werden.

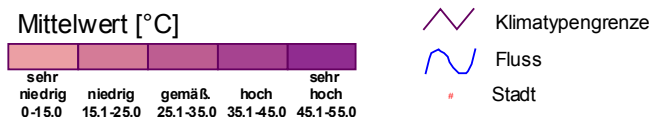


5.1.2 Jahresamplitude

In China wird das Maximum der Monatsmitteltemperatur im Allgemeinen im Juli, das Minimum im Monat Januar erreicht (vgl. CHU PING – HEI 1968, DOMRÖS, PENG GONGBINNG 1988). Karte 6 zeigt die Jahresamplitude der einzelnen Klimatypen als Differenz der Monatsmitteltemperaturen von Januar und Juli.



Jahresamplitude der Klimatypen, Zeitraum 1986/2000



Karte 6: Jahresamplitude der Klimatypen

Deutlich zeigt sich hierbei die ausgeprägte Saisonalität der nördlichen Klimatypen 1, 2 und 5 mit „hohen“ bis „sehr hohen“ Temperaturgradienten von 35° bis über 45°C. Neben der nördlichen Breitenlage und der ausgeprägten Strahlungswetterlage, bewirken besonders die kalten Meeresströmungen in diesen Gebieten eine zusätzliche Erniedrigung der Wintertemperaturen (vgl. Kpt. 2.1.). Mit abnehmender Breite sinkt die Jahresamplitude und erreicht schließlich in den südlichen Klimatypen 3 und 9 mit 12.5° und 12.4°C ihre niedrigsten Werte. So zeigt auch ein Blick auf die Referenzdiagramme eine deutliche Abplattung im Jahresgang der Temperatur in den südlichen Klimatypen (vgl. Karte 4, Kartentasche). Zahlreiche Autoren betonen in diesem Zusammenhang auch die Bedeutung des

west-östlich streichenden Qin Ling Gebirges als Barriere für die kalten Luftmassen aus nördlichen Richtungen (vgl. Kpt. 2.2.). Auch in der clusteranalytischen Klimatypisierung darf ein Einfluss vermutet werden, da das Qin Ling Gebirge etwa die südlichste Begrenzung des Klimatyps 12 darstellt, wobei alle Klimatypen nördlich dieser Linie „gemäßigte“ bis „sehr hohe“, alle südlichen „niedrige“ bis „sehr niedrige“ Jahresamplituden aufweisen. In den flacheren östlichen Küstengebieten (Klimatyp 7 und 8) haben die oben diskutierten Cold Waves dennoch großen Einfluss und sind u.a. für die niedrigen Wintertemperaturen in diesem Gebiet verantwortlich (vgl. Kapitel 2). Als Bestätigung für diese Theorie dürfen auch die besonders niedrigen Jahresamplituden des Klimatyp 3 gelten, da diese Region aufgrund ihrer höheren Lage (im Mittel etwa 1500 m) im Vergleich zu den breitengleichen Küstengebieten nicht unter den Einfluss der Kaltluftmassen gerät.

Der gesamte Nordwesten Chinas ist hingegen durch „gemäßigte“ Jahresamplituden charakterisiert, wobei die intramontanen Becken der Klimatypen 4 (Dsungarei) und 11 (Tarim- und Qaidambecken) die höchsten Werte aufweisen. Der Plateauklimatyp 6 zeigt aufgrund seiner südlichen Lage „niedrige“ Amplitudenwerten zwischen 15° und 25°C. Sämtliche Ergebnisse stimmen dabei sehr gut mit Angaben vergleichbarer Untersuchungen überein (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988, CHU PING – HEI 1968).

5.1.3 Summe der Monatsmitteltemperatur > 20°C

Die Summe der Monatsmitteltemperatur > 20°C²⁶ ist in Karte 7 dargestellt. Sie gibt Aufschluss über die Wärmesumme der einzelnen Klimatypen. Die Hälfte aller Typen wies dabei eine Summe von weniger als 5°C-darunter die Klimatypen Nordchinas (1, 2, 4, 5,) und die Typen hoher Reliefenergie (6, 10) Westchinas-auf, so dass die Skala auf 4 Einheiten von „sehr niedrig“ bis „hoch“ begrenzt werden musste. Dennoch liegen Temperatursummen der nördlichen Klimatypen 1, 2, und 5 zwischen 0,5°C und 2°C, so dass in diesen Regionen in mindestens ein oder zwei Monaten Temperaturmittel über 20°C erreicht werden. Besonders auffällig ist die relativ hohe Temperatursumme der intramontanen Becken (Klimatyp 11: 8,7°C), die aus den schnellen Erwärmungseigenschaften der Landmasse im Sommer resultiert. Mit abnehmender Breite steigen die Temperatursummen weiter an und erreichen in Klimatyp 7 und 8 „gemäßigte“ Werte mit 17,6° und 23,9°C. Am deutlichsten sticht jedoch

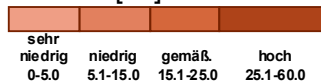
²⁶ Die akkumulierten Temperaturen > 20°C wurden aus den einzelnen Rasterpunkten jedes Klimatypen berechnet und können nicht aus den Monatsmitteltemperaturen für den gesamten Klimatyp abgeleitet werden .

Klimatyp 9 mit einem Wert von 55,8°C! heraus und kennzeichnet die randtropischen Bedingungen dieser Region. Dabei müsste die Monatsmitteltemperatur beispielsweise in 9 Monaten des Jahres etwa 26°C betragen, um einen solchen Wert zu erreichen. Vor diesem Hintergrund erscheint auch die Wahl der Summe der Monatsmitteltemperatur $> 20^{\circ}\text{C}$ als Bezugsparameter für die Clusteranalyse gerechtfertigt, um die charakteristischen Bedingungen dieser südlichsten Küstenregion gegen die umliegenden Gebiete abzugrenzen.



Summe der Monatsmitteltemperatur $> 20^{\circ}\text{C}$ der Klimartypen,
 Zeitraum 1986/2000

Summe [$^{\circ}\text{C}$]



Karte 7: Summe der Monatsmitteltemperatur $> 20^{\circ}\text{C}$

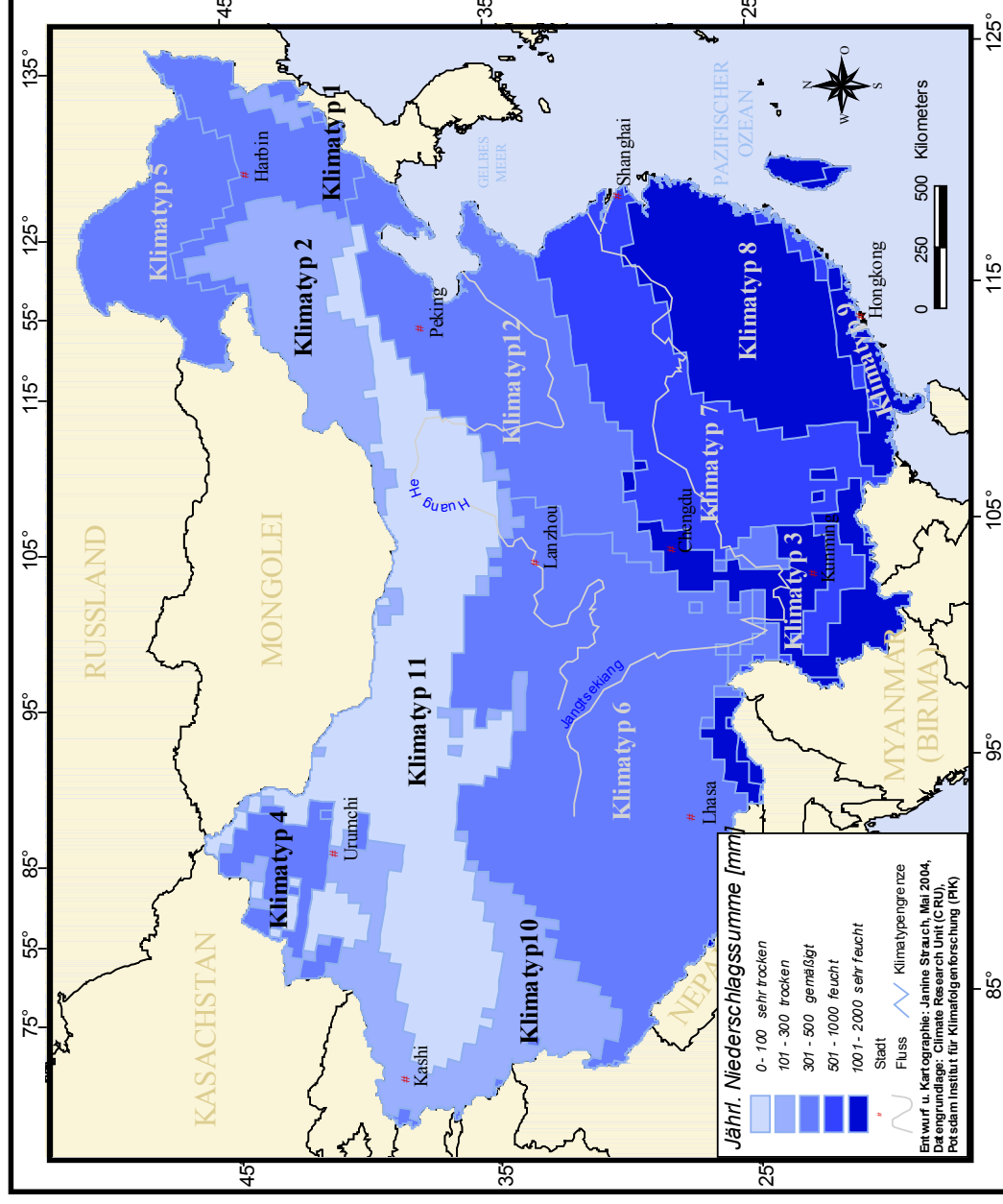
5.1.4 Jährliche Niederschlagssumme

In Kapitel 2 haben wir bereits die beiden wichtigsten Determinanten der Niederschlagsverteilung in China kennen gelernt:

1. Der saisonale Wechsel zwischen sommerlicher Luftmassenlabilität mit feuchten, ozeanischen Luftmassen aus dem Südosten und kontinental-trockener Luftmassenstabilität in den Wintermonaten mit vorherrschender Windrichtung aus nördlichen Richtungen.
2. Die komplexen orographischen Verhältnisse des Landes, die als Barrieren den Vorstoß advektiver Luftmassen behindern und wichtige Determinanten für das Klimas darstellen.

Karte 8 zeigt die aus diesen Faktoren resultieren, extremen Differenzen in der Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen in China:

Während die südlichen und südöstlichen Klimatypen 3, 7, 8 und 9 „feuchte“ bis „sehr feuchte“ Bedingungen (841 mm (Klimatyp 7) bis 1659 mm (Klimatyp 9) aufweisen, gehen die Werte in den nördlichen Becken und Senken des Klimatyps 11 bis auf 86 mm zurück. Dabei zeigt sich deutlich eine charakteristische Niederschlagsabnahme von den östlichen Küstengebieten zum nordwestlichen Inland, was der weithin bekannten Unterteilung Chinas in einen feuchten Osten mit den typischen Ausprägungen der Ostseitenklimate (s.u.) und einen kontinental -trockenen Westen als typische Klimaeigenschaft Zentral- und Hochasiens entspricht (vgl. BÖHN 1987, DOMRÖS, PENG GONGBING 1988, WEISCHET 2000). Dabei weisen auch die küstennahen Klimatypen Nordchinas (Klimatyp 1 und 5) Niederschläge von 465 und 373 mm auf, die fast ausschließlich während des kurzen sommerlichen Maximums fallen (vgl. Kapitel 2). Der nordöstliche Inlandklimatyp 2 ist mit 205 mm hingegen deutlich trockener. Im Südwesten steht Klimatyp 3 schließlich unter dem Einfluss labiler äquatorialer Luftmassen des Indischen Monsuns, die in der Region des Yunnan-Plateau auf Landhöhen von 1000 bis 3000 m gehoben werden und zu heftigen Niederschläge von 1155 mm im Mittel für den gesamten Klimatyp führen.



Jährliche Niederschlagssumme der Klimatypen, Zeitraum 1986/2000

Karte 8: Jährliche Niederschlagssumme der Klimatypen

Die trockenste Klimatyp 11 erstreckt sich hingegen vom Hochland der Inneren Mongolei zu den Beckenregionen Westchinas, wo, abgeschirmt durch die mächtigen Gebirgszüge des Tian Shan und Kunlun Shan sowie des tibetisches Hochplateaus, so gut wie keine Niederschläge fallen und große Landesteile als Wüsten (z.B. Wüste Gobi oder die Takla Makan s.u.) vorliegen. Einzig der Klimatyp 4 bildet mit Niederschlägen von 341 mm eine Ausnahme, was in Kapitel 5.2 noch näher erläutert werden soll.

Sämtliche Niederschlagssummen stimmen sehr gut mit den Werten bekannter Arbeiten überein (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988, MÜLLER 1996, CHU PING – HEI 1968).

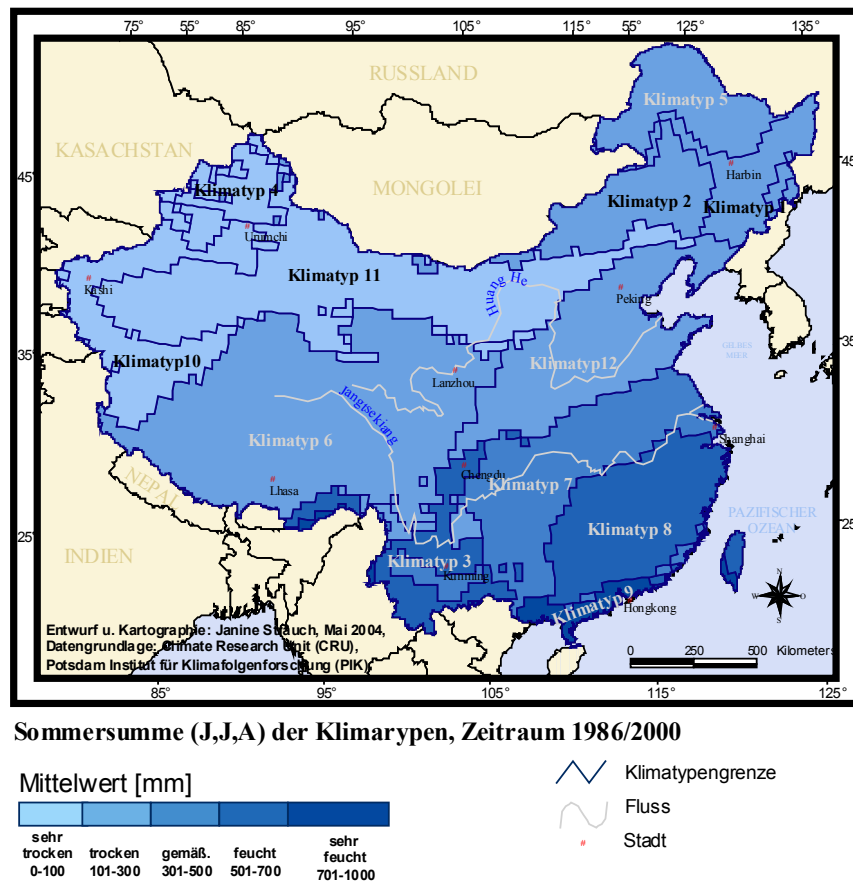
5.1.5 Sommersumme der Niederschläge

Als „Sommersumme“ wird die Summe der Niederschläge des meteorologischen Sommers (Juni, Juli, August (J, J, A) ermittelt. Karte 9 zeigt deutlich den Einfluss des Feuchte liefernden Sommermonsuns auf die Niederschlagsbedingungen der südöstlichen Küstenklimatypen 3, 8 und 9 mit „feuchten“ und „sehr feuchten“ Bedingungen von 630 mm (Klimatyp 8) bis 956 mm (Klimatyp 9). Zum Inland gehen die Niederschläge in Klimatyp 7 jedoch bereits auf „gemäßigte“ 379 mm zurück.

Auf die besonders hohen Niederschlagsbedingungen der südlichsten Klimatypen 3 und 9 haben dabei auch die Einflüsse des oben diskutierten Indischen Monsuns (Südwestmonsuns) Einfluss (vgl. Kapitel 2). In Klimatyp 8 wird hingegen die Reliefenergie des Südchinesischen Berglandes wirksam, zwingt die Luftmassen zum Aufsteigen und bedingt zusätzliche Niederschläge. In den östlichen und südöstlichen Landesteilen Chinas fallen somit die Zeiten der höchsten Temperaturen mit jenen der höchsten Niederschläge zusammen, was einen wichtigen Gunstfaktor für die chinesische Landwirtschaft darstellt.

Zum Inland sowie in nördlicher Richtung schwächt der Einfluss des Sommermonsuns deutlich ab, so dass die Klimatypen 1, 2, 5, 6 und 12 zwar noch immer ein sommerliches Maximum der Niederschläge verzeichnen (vgl. Referenzdiagramme Karte 4, Kartentasche), die Summen jedoch auf „trockene“ 100 bis 300 mm zurückgehen. Die Werte der

kontinentalen Klimatypen 4, 10 und 11 mit weniger als 100 mm sind schließlich als „sehr trocken“ zu charakterisieren.

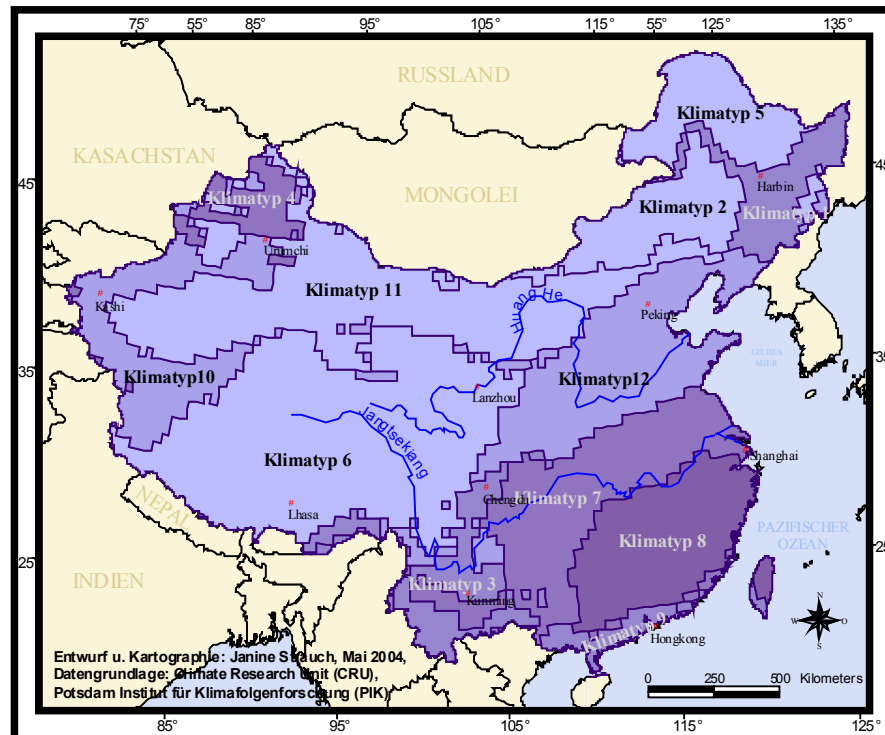


Karte 9: Sommerliche Niederschlagssumme der Klimatypen

5.1.6 Wintersumme der Niederschläge

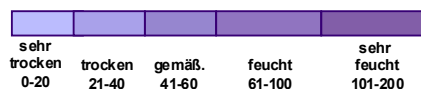
Karte 10 stellt den sommerlichen Niederschlägen die Wintersummen – definiert als Niederschlagssumme des meteorologischen Winters (Dezember, Januar, Februar (D, J, F) – gegenüber. Deutlich zeigt sich der Einfluss des trocken-kalten Wintermonsuns mit stabiler Strahlungswetterlage und nur geringen Niederschlagssummen in Gesamtchina. Kalte Winde aus nördlichen Richtungen (s.o.) bedingen zu dieser Jahreszeit Niederschlagssummen von weniger als 20 mm in Zentral- und Nordchina (Klimatypen 2, 5, 6, 11), so dass auch Anteil der winterlichen Niederschläge an der jährlichen Gesamtsumme weniger als 5 % beträgt. Nur in den südöstlichen Küstengebieten der Klimatypen 7 und 8 steigen die winterlichen Niederschlagssummen auf 87 mm (Klimatyp 7) bis 199 mm (Klimatyp 8) an, was auf den Einfluss feuchter Luftmassen aus östlicher Richtung zurückzuführen ist, die besonders in Jahren des schwachen Wintermonsuns (vgl. Kapitel 2) weit in die Küstengebiete vordringen.

Zusätzlich hat die Polarfront zu dieser Jahreszeit ihre südlichste Lage (im Südchinesischen Meer) und führt mit west- östlich wandernde Störungen zu Turbulenzen und zyklonalen Regenfällen (vgl. Kapitel 2). Im Küstenklimatyp 8 liegt der Anteil der winterlichen Niederschläge bei immerhin 15 % der jährlichen Gesamtsumme. Auch an den deutlich feuchteren Bedingungen des Klimatyp 1 (46 mm) lassen sich die maritimen Einflüsse erkennen, wobei ein Anteil von immerhin 10 % erreicht wird.



Wintersumme (D,J,F) der Klimatypen, Zeitraum 1986/2000

Mittelwert [mm]



Klimatypengrenze
 Fluss
 Stadt

Karte 10: Winterliche Niederschlagssumme der Klimatypen

Besonders der Westen Chinas ist hingegen durch trockene Bedingungen gekennzeichnet. Nur im nordwestlichen Klimatyp 4 (Dsungarei – Becken) werden winterliche Niederschlagssummen von immerhin 63 mm erreicht, was im Verhältnis bereits als „feucht“ zu klassifizieren ist. Hier wird ein Anteil von 19 % der winterlichen Niederschläge an der jährlichen Gesamtsumme erreicht.

Nachdem nun bereits einige klimatische Besonderheiten der einzelnen Gebiete deutlich wurden, sollen die einzelnen Klimatypen im Folgenden ausführlich betrachtet und hinsichtlich

dieser klimatischen Auffälligkeiten untersucht werden. Der NTI wird dabei für jede Region einzeln vorgestellt, da er eine Verknüpfung von Temperatur- und Niederschlagsparametern darstellt.

5.2 Klimatische Definition und räumliche Lage der Klimatypen Chinas

Die klimatische Definition der 12 Klimatypen Chinas kann im Folgenden auf der Basis der sieben meteorologischen Bezugsp Parameter sowie der Referenzdiagramme (Jahresgang der Klimaelemente, vgl. Karte 4) erfolgen. Da in China besonders die komplexen orographischen Verhältnisse wichtige Determinanten des Klimas darstellen (s.o.), werden in Ergänzung die einzelnen Klimatypen auf das Relief der VR China projiziert:

Karte 11: Klimatypen und Relief der VR China (Kartentasche)

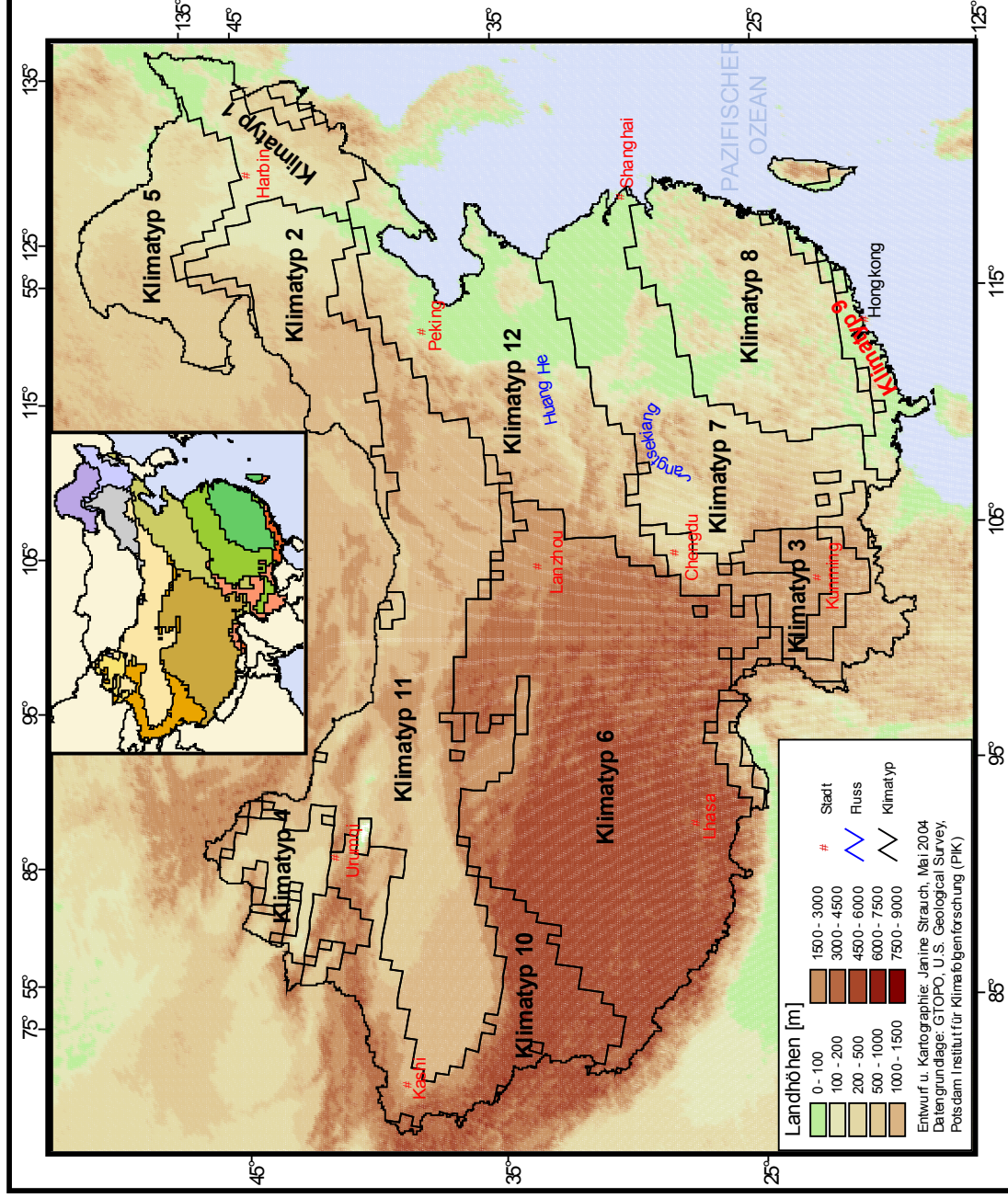
Die Nummerierung der Klimatypen entstammt bisher einzig dem Rechenprogramm der Clusteranalyse und wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht verändert wurde, so dass sich die Frage nach einer geeigneten Reihenfolge bei der Beschreibung der einzelnen Typen stellt. Sinnvoll erscheint diesbezüglich nicht streng der Nummerierung zu folgen, sondern angrenzende Klimatypen nacheinander zu beschreiben, da sie hinsichtlich ihrer klimatischen Ausprägung und den Bedingungen der atmosphärischen Zirkulation vermutlich ähnliche Charakteristika aufweisen und auf diese Weise direkt miteinander verglichen werden können.

Aus der Zusammenschau der Parameterwerte aus dem vorherigen Kapitel erscheint folgende Dreiteilung in der Beschreibung der Klimatypen Chinas sinnvoll:

Bezüglich der thermischen Charakteristika unterscheiden sich die nordostchinesischen Klimatypen mit frostreichen Wintern und „hohen“ bis „sehr hohen“ Jahresamplituden deutlich von den südlicheren Regionen und werden als erste Gruppe betrachtet: **Die winterkalten Klimatypen Nordostchinas.**

Als zweite Gruppe werden die klimatischen Bedingungen der Typen 3, 7, 8, 9 und 12 Ostchinas beschrieben, die sich milde Wintertemperaturen und deutlich höhere Jahressummen der Niederschläge auszeichnen: **Die wintermilden Regenklimate der Klimatypen Ostchinas.**

Die letzte Gruppe bilden schließlich die Becken- und Gebirgsklimatypen Westchinas 4, 6, 10 und 11: **Die zentralasiatischen Becken- und Gebirgsklimate der Klimatypen Westchinas**



Klimatypen und Relief der VR China

5.2.1 Die winterkalten Klimatypen Nordostchinas

5.2.1.1 Klimatyp 1: Küstennahes Kälteklima

Klimatyp 1 erstreckt sich in einem küstenparallelen Streifen östlich der Stadt Harbin bis an die Grenze Russlands. Mit einer Fläche von 365 000 km² (ca. 4 % der Landesfläche) gehören diesem Klimatyp sowohl die östlichen Flachlandregionen der Mandschurei und die sumpfigen Ebenen des Amurunterlaufes als auch die küstennahen Gebirgsregionen mit Landhöhen bis 1500 m an. Im Westen verläuft die Grenze in einer Schleife nördlich um die hohen Gebirgskämme des Großen Chingan (Breitenlage: ca. 40°-48° N)

Die Jahresmitteltemperatur des Klimatyps 1 beträgt $-1,0^{\circ}\text{C}$, wobei dieser Wert durch die Zugehörigkeit der Gebirgsregionen (südöstliche Küstengebirge und Teile des Großen Chingan) nach unten tendiert. Die Temperaturen der Täler und Ebenen dürften deutlich über diesem Wert liegen. Die gesamte Region des Klimatyp 1 ist jedoch durch ausgeprägte thermische Jahreszeiten, mit einer Jahresamplitude von $40,6^{\circ}\text{C}$ gekennzeichnet, die vergleichsweise als „hoch“ zu charakterisieren ist (vgl. Karte 6). Dabei beginnt der winterliche Frost bereits im Oktober mit dem Erstarken der antizyklonalen Witterungsverhältnisse (vgl. Kapitel 2). So zeigt auch Referenzdiagramm 1 das rasche Absinken der Monatsmitteltemperatur von immerhin $10,7^{\circ}\text{C}$ im September auf nur $0,3^{\circ}\text{C}$ im Oktober. Im Januar wird schließlich der tiefste Wert von $-21,7^{\circ}\text{C}$ erreicht. Als absolutes Minimum wurde für den 100jährigen Bezugszeitraum sogar Wert von $-33,6^{\circ}\text{C}$ im Januar gemessen.

Diese besonders niedrigen Wintertemperaturen resultieren aus den allochthonen Einflüssen der in Kapitel 2 beschriebenen Zirkulationsverhältnisse des Wintermonsuns. Ein Strom sibirischer Kaltluftmassen bewegt sich zu dieser Zeit unter dem Einfluss der zentralsibirischen Antizyklone in Richtung Osten, um aus westlicher bis nordwestlicher Richtung Klimatyp 1 erreichen. Diese monsunalen Luftmassen werden in der oberen Troposphäre von westlichen Höhenwinden überlagert. Besonders zu Zeiten eines starken Wintermonsuns gelangen die eisigen Luftmassen weit nach China hinein und führen auch im nördlichen Küstenbereich zu eisigen Temperaturen. Überdies sind kalte Meeresströmungen mit für die niedrigen Temperaturen verantwortlich (vgl. Kapitel 2.1).

Der Dauerfrost hält bei vorwiegend stabiler Strahlungswetterlage bis etwa März/ April an. Im Mai erreicht die Monatsmitteltemperatur hingegen bereits 8.1°C und steigt im Juli auf einen Wert von 17.1°C an. Die Sommertemperaturen sind damit etwa vergleichbar mit einigen Gebieten Mitteldeutschlands. Im Unterschied zu Deutschland kommt es im chinesischen Klimatyp 1 jedoch zeitweilig zum Auftreten besonders kühler Sommer, so dass für diese Region ein absolutes Minimum von 4,9°C im Juni und 7,6°C im Juli verzeichnet. Auch diese Temperaturen können auf den Vorstoß kalter Luftmassen aus nördlicher Richtung zurückgeführt werden (vgl. WEISCHET 2000).

Aufgrund des küstennahen Ausgleichsklimas liegt die jährliche Niederschlagssumme des Klimatyps 1 mit „gemäßigten“ 465 mm deutlich über den Werten der Klimatypen 2 und 5 (205 mm und 373 mm). Der maritime Einfluss zeigt sich auch in der wesentlich gleichmäßigeren Mengenverteilung der Niederschläge im Jahresverlauf: Bei einem ausgeprägten Sommermaximum halten die Regenfälle dabei etwa bis Oktober an, wobei in den Monaten Juni, Juli, August insgesamt 192 mm Niederschlag fallen. Mit etwa 41 % der jährlichen Gesamtsumme ist dieser Anteil jedoch vergleichsweise niedrig (vgl. Kapitel 5.1).

Wie in Kapitel 2.3 bereits beschrieben herrscht nördlich des 40. Breitengrades Westwindzirkulation vor. Die Polarfront hat zu diesen Zeiten ihre nördlichste Position, so dass die westlichen Luftmassen an dieser Front auf die warmen und feuchten, monsunalen Luftmassen aufgleichen (vgl. Abb. 6 zur Lage der Polarfront). Die Feuchtigkeit der monsunalen Luftmassen kondensiert und bringt Klimatyp 1 ein sommerliches Maximum der Regenfälle. Die besonders niedrigen Wintersummen von nur 46 mm ergeben sich hingegen aus dem geringen Wasserdampfgehalt der kontinentalen Luftmassen aus westlicher bis nordwestlicher Richtung. Es herrscht klares und kaltes Strahlungswetter vor, mit eisigen Temperaturen und nur geringen Niederschlägen, die zu dieser Jahreszeit meist als Schnee fallen. Der NTI (-27) ist aufgrund der gleichmäßigeren Verteilung der jährlichen Niederschläge etwas höher als bei den Klimatypen 2 und 5.

Das sommerliche Maximum stellt auch in diesem Gebiet wichtigen einen Gunstfaktor für die chinesischen Landwirtschaft dar. Aufgrund der niedrigen Wintertemperaturen bleibt der Anbau jedoch auf Sommersorten wie Mais, Soja, Sommerweizen oder Hirse beschränkt. Abgesehen vom zeitweiligen Auftreten besonders kühler Sommer, sind die klimatischen Gefährdungen in dieser Region jedoch nur gering. Überdies existieren hervorragende

Drainagemöglichkeiten sowie zahlreiche Reservoirs zur Stromerzeugung in den dünn besiedelten Gebirgslandschaften .

Anhang: Orographische Effekte

Östlich des Klimatyps 1 werden die Luvseiten der Küstengebirge am Japanischen Meer dem Klimatyp 12 zugeordnet, was auf deutlich wärmere und feuchtere Bedingungen in diesem Gebiet schließen lässt. Umgekehrt werden die Leeseiten hingegen dem trockeneren Klimatyp 2 zugeordnet. Die Schleife des Klimatyp 1 um den Westkamm des großen Chingan könnte schließlich ebenfalls durch orographische Effekte entstanden sein, indem die Luftmassen aus westlicher Richtung dort zum Aufsteigen gezwungen werden und ihre Feuchtigkeit abregnen, so dass in dieser Region deutlich feuchtere Bedingungen herrschen als im übrigen Klimatyp 2.

5.2.1.2 Klimatyp 2: Kontinentales Inlandklima

Klimatyp 2 erstreckt sich mit einer Fläche von 525 000 km² (ca. 6 % der Landesfläche) vom Hochland der Inneren Mongolei in Richtung Nordwesten bis zur Mandschurei. Ihm gehören große Regionen des Chingan Gebirges sowie der westliche Teil der Mandschurischen Ebene an (Breitenlage: ca. 42°-47°N).

Trotz der deutlich größeren Reliefenergie (bis zu 3000 m) liegt die Jahresmitteltemperatur dieses Klimatyps mit „kalten“ 1.0°C über jener des Klimatyps 1. Auch die Jahresamplitude ist mit 38°C etwa niedriger. Für den Januar wird dabei eine Monatsmitteltemperatur von -19 °C errechnet, während sie im Juli auf 18,7 °C ansteigt. Der frostreiche Winter verkürzt sich somit auf die Zeit von Ende Oktober bis Ende März, während die Temperatur im April die 0°C Grenze bereits deutlich überschreitet (2.9°C). So liegt auch die Summe der Monatsmitteltemperatur > 20°C mit 2,0°C über jener des Klimatyps 1. Diese insgesamt höheren Temperaturen können mit der südlicheren Lage des Klimatyps 2 im Vergleich zu Klimatyp 1 begründet werden. Ein weitere Erklärung liefert auch die Betrachtung der charakteristischen Niederschlagsbedingungen dieser Region: So weist Klimatyp 2 aufgrund seiner kontinentalen Lage deutlich trockenere Bedingungen auf als die nordöstliche Küstenregion (Klimatyp 1). Die jährliche Gesamtsumme beträgt nur 205 mm, während die Niederschläge auf ein kurzes sommerliches Maximum zusammenschrumpfen. Unter dem

Einfluss von Westwinden und der nördlichen Lage der Polarfront (vgl. Kapitel 2.3) fallen dabei 139 mm Niederschlag im Sommer, was etwa 68 % der jährlichen Gesamtsumme entspricht. Besonders die Wintermonate sind hingegen von großer Trockenheit geprägt (Wintersumme = 6 mm), der aus der räumlichen Nähe zur zentralsibirischen Antizyklone resultiert. Die Hochdruckwetterlage bleibt dabei über einen relativ langen Zeitraum stabil (vgl. Kapitel 2.3), so dass aufgrund der geringen Bewölkung hohe Strahlungssummen gemessen werden, die schließlich für die insgesamt höheren Temperaturwerte dieser Region verantwortlich sind (vgl. WEISCHET 2000). Perrenierende Flüsse sind aufgrund der geringen Niederschläge des Klimatyp 2 selten, so dass Bewässerung zum notwendigen Kriterium für den landwirtschaftlichen Anbau wird. Das Landschaftsbild ist von weiten Steppen- und Graslandschaften geprägt

5.2.1.3 Klimatyp 5: Nördliches Gebirgsklima

Mit einer Lage zwischen 45° und 53° N kann Klimatyp 5 vollständig dem Bereich der solaren Mittelbreiten zugeordnet werden (vgl. LAUER 1999). Seine Fläche beträgt etwa 455 000 km² (ca. 5 % der Landesfläche) und umfasst die Gebirgsregionen nördlich der Mandschurischen Ebene, so dass die mittlere Höhe dieses Klimatyp etwa 1000 m beträgt. Die Reliefenergie stellt einen wichtigen Klimafaktor dieser Region dar.

Die Jahresmitteltemperatur liegt bei „sehr kalten“ -3,4°C, wobei die Temperaturen zwischen 17,3°C im Juli (wärmster Monat) und -27,8°C im Januar (kältester Monat) schwanken. Als absolutes Minimum wurde im Januar sogar ein monatlicher Mittelwert von -38,3°C erreicht. Aus diesen ausgeprägten thermischen Jahreszeiten resultiert eine Amplitude von 45,6°C, die die Werte der Klimatypen 1 und 2 noch weit übersteigt. So dauert auch der frostreiche Winter dieser Region länger als in den beiden anderen Klimatypen, wobei die Monatsmitteltemperaturen der Monate April (-1°C) und Oktober (-1,8°C) die Frostgrenze bereits deutlich unterschreiten. Die monatlichen Temperatursumme > 20°C beträgt nur 0,4°C

Konform zu den beiden anderen nordostchinesischen Klimatypen kommt es auch hier zu einem deutlichen Maximum der sommerlichen Niederschläge. Dabei ist Klimatyp 5 mit 373 mm jährlicher Niederschlagssumme deutlich trockener als der küstennahe Klimatyp 1, liegt jedoch noch immer „gemäßigten“ Bereich. Das sommerliche Maximum schrumpft noch deutlicher zusammen als in Klimatyp 2, so dass bereits 48 % der Jahresniederschläge allein in den Monaten Juli und August fallen. Die Sommersumme beträgt 224 mm, was sogar etwa 60 % der jährlichen Gesamtsumme entspricht. Wie oben bereits erwähnt werden die Witterungsverhältnisse im Winter fast ausschließlich von antizyklonalem Strahlungswetter bestimmt (s.o.), so dass die Wintersumme der Niederschläge bei nur 15 mm liegt und nur selten zur Ausbildung einer geschlossenen Schneedecke reichen.

Dennoch stellen nicht die Niederschläge den limitierenden Faktor für die Landwirtschaft dar, sondern die kurze sommerliche Vegetationsperiode sowie das relativ häufige Auftreten von kühlen Sommern. Als absolutes Minimum wurde für den Juni schon eine Monatsmitteltemperatur von 3,8°C gemessen, so dass in dieser Region Kartoffelanbau den Getreidesorten vorgezogen wird.

5.2.2 Die wintermilden Regenklimate der Klimatypen Ostchinas

5.2.2.1 Klimatyp 12: Die thermische Übergangszone

Klimatyp 12 erstreckt sich von der Liaodong Halbinsel im Norden über große Teile des Lössplateaus (zwischen Lanzhou und Peking) und den nördlichen Teil der Großen Ebene bis an die Südhänge des Qin Ling Gebirges. Neben dem Becken von Xian-der Wiege der chinesischen Kultur-umfasst er, mit der fruchtbaren Schwemmlössebene des Huang He und der Halbinsel Shandong, einige der agrarwirtschaftlich bedeutensten Regionen der VR China. Die Landhöhen dieser Region liegen zwischen nur wenigen Metern über dem Meeresspiegel im Osten und 3000 m in den westlichen Gebirgsregionen, was besonders bei der Interpretation der Temperaturwerte zu beachten ist. Die Fläche des Klimatyps beträgt 1066000 km², was etwa 11 % der gesamten Landesfläche entspricht.

Mit einer Breitenalge zwischen 30° und 40°N ist Klimatyp 12 eindeutig dem Bereich der solaren Subtropen zugeordnet (vgl. LAUER 1999). Seine Jahresmitteltemperatur liegt jedoch bei nur 10°C, während eine Jahresamplitude von „gemäßigten“ 28,1°C die noch immer deutlich ausgeprägten thermischen Jahreszeiten dieser Region kennzeichnet. Der Winter beginnt dabei später als in den nordchinesischen Klimatypen, so dass nur die Monate Dezember (-3,1°C) bis Februar (-2,2°C) monatliche Mitteltemperaturen unter der Frostgrenze aufweisen. Durch die Witterungsverhältnisse des Wintermonsuns und unter dem Einfluss von Kaltluftschüben aus nördlicher Richtung (s.o. und Kpt. 2.3.3.) herrscht zu dieser Jahreszeit wolkenarmes, frostreiches Strahlungswetter vor. Die winterliche Niederschlagssumme beträgt auch hier nur 23 mm und fällt in den südlichen Regionen meist als Regen, in den nördlichen als Schnee. Trotz der küstennahen Lage zeigt der ozeanische Einfluss jedoch nur wenig Auswirkungen auf das Klima, so dass auch hier von einer weitgehenden Dominanz allochthoner Einflüsse (kalte Luftmassen aus nördlicher Richtung) (vgl. WEISCHET 2000, ZHAO SONQIAO 1986).

Im Frühjahr steigen die Temperaturen aufgrund der wasserdampfarmen Atmosphäre schnell an und liegen im April bereits bei einem Monatsmittel von 11,4°C. Niederschläge fallen zu dieser Jahreszeit nur durch zyklone Wellenstörungen an der Polarfront (vgl. WEISCHET 2000). Im Sommer steigen die Temperaturen schließlich auf ein Monatsmittel von 23,1°C im Juli an, wobei die Summe der monatlichen Mitteltemperaturen > 20°C in dieser Region

bereits 9,4°C beträgt. Auch die Hauptregenzeit ist im Sommer, so dass die sommerlichen Niederschläge mit 268 mm bereits 55 % der jährlichen Gesamtsumme (491 mm) ausmachen. Dabei kann es nach DOMRÖS und PENG GONGING (1988) besonders auf der Halbinsel Shandong und in den Küstengebieten zu heftigen Starkregen kommen. Durch die nördliche Lage dieses Klimatyps ist die Hauptregenzeit mit der Nordwärtswanderung des Feuchte bringenden Südostmonsuns jedoch leicht nach hinten verlagert, so dass auch im September noch 62 mm Niederschlag gemessen werden.

Klimatyp 12 kann insgesamt als eine Art **thermische Übergangszone** zu den wintermilden Regenklimate der Klimatypen Südchinas angesehen werden. Die Wintertemperaturen sinken zwar noch immer unter die Frostgrenze (s.o.), sind insgesamt jedoch deutlich milder als in den winterkalten, frostreichen Klimatypen Nordostchinas. Hygrisch zeichnet sich hingegen der erkennbar stärkere Einfluss des Regen bringenden Sommermonsuns ab, der in einer vergleichsweise höheren jährlichen Gesamtsumme der Niederschläge wirksam wird. Die Zunahme ist in Klimatyp 7 jedoch wesentlich stärker ausgeprägt, so dass erst dieser Klimatyp als hygrische Übergangszone zu betrachten ist (s.u.). Dennoch entspricht aus der südwest – nordöstliche Grenzverlauf bereits den südlichen Regenklimate, so dass Klimatyp 12 letztlich dieser Gruppe zugeordnet wird.

Während sich in dieser fruchtbaren Region etwa 1/5 (vgl. ZHAO SONGQIAO 1986) des chinesischen Ackerlandes befinden, existieren jedoch gerade hier auch zahlreiche **klimatische Ungunstfaktoren**: Zum einen führt die Witterungslage im Winter häufig zu Smoggefahr in den großen Städten, wenn unter der Dominanz des stabilen Hochdruckgebietes der vertikale Luftaustausch behindert ist. Ein weiteres Problem ist die hohe Variabilität der Niederschläge (vgl. DOMRÖS 2001). Bei hohen Regensummen kann das Wasser in den vegetationsarmen Lössgebieten (vgl. Abb. 5.4) beispielsweise sehr schnell abfließen und den Wasserspiegel in kürzester Zeit erhöhen. Der Huang He führt dann große Sedimentmengen mit sich, so dass außer dem fruchtbaren Boden auch große Sandmengen abgelagert werden. Überdies ist besonders der Norden der Großen Ebene von Sandstürmen durch Westwinde bedroht, die Sedimente aus dem Lössplateau mit sich führen.

5.2.2.2 *Klimatyp 7: Die hygrische Übergangszone*

Vom Roten Becken (Sichuan Becken) im Westen und dem Guizhou Hochland im Süden erstreckt sich dieser Klimatyp in einem breiten Streifen über den Mittel- und Unterlauf des Yangtze bis an die östliche Küste nahe der Stadt Shanghai (Breitenlage: ca. 33°-23° N). Konform zu Klimatyp 12 verfolgt der Grenzverlauf auch hier eine südwest- nordöstlich Richtung, die stark dem sogenannten „Vorstoß des Sommermonsun“ ähnelt (vgl. Kapitel 2.3). Überdies zeichnet sich die Region hygrisch durch eine deutlich höhere jährliche Niederschlagssumme von 842 mm im Vergleich zu den nördlicheren Klimatypen aus (vgl. z.B. Klimatyp 12: 491 mm) und steht wesentlich stärker unter dem Einfluss des Feuchte liefernden Südostmonsuns, so dass sie im Grunde als **hygrische Übergangszone zu den wintermilden Regenklimaten Ostchinas** angesehen werden kann. Auch das Referenzdiagramm (vgl. Karte 4, Kartentasche) zeigt diesbezüglich ein immer noch deutlich ausgeprägtes Sommermaximum der Niederschläge, die Regenzeit verlängert sich jedoch auf etwa 7 Monate von April bis Oktober.

Die Regenfront verlagert sich dabei etwa um den 20. Juni in das untere Yangtze – Gebiet (südliche Grenze im Osten des Klimatyp 7), wenn sich das Maximum der planetarischen Westwinddrift von der Süd- auf die Nordseite des zentralasiatischen Gebirgsblocks verschiebt (vgl. Kapitel 2.3). Besonders zu Zeiten eines schwachen Wintermonsuns kann es in diesem Gebiet zu heftigen Regenfällen kommen. Aufgrund der Südost- Nordwest wandernden Regenfront kann jedoch grundsätzlich von einer Abnahme der Niederschlagssummen von den östlichen zu den westlichen Gebieten des Klimatyp 7 ausgegangen werden. Darüber hinaus ist das Niederschlagsmaximum in den westlichen Gebieten durch die zeitliche Verzögerung der Regenfront auf Juli/ August verschoben (vgl. auch WEISCHET 2000). Die Sommersumme des Klimatyps 7 beträgt 379 mm, was etwa 45 % der jährlichen Gesamtsumme entspricht und damit deutlich unter dem Anteil der nord- und zentralchinesischen Klimatypen liegt (vgl. Kapitel 5.1).

Dabei wird auch der östliche Teil des Sichuan – Beckens dem Klimatyp 7, der westliche hingegen dem noch feuchteren Klimatyp 3 zugeordnet, was mit dem Hebungseffekt der

sommerlich – feuchten Luftmassen am Anstieg der Gebirge am Westrand des Beckens begründet werden kann. Zusätzlich steht dieser Teil unter den Bedingungen der feuchten Luftmassen des Südwestmonsuns (vgl. Kapitel 2.3). Die winterliche Niederschlagssumme des Klimatyps 7 ist mit 87 mm deutlich geringer, liegt im Vergleich zu den übrigen Klimatypen jedoch im „feuchten“ Bereich. Die Polarfront hat zu dieser Zeit ihre südlichste Lage (vgl. Kpt. 2.3.3.), so dass auch die Region des Klimatyp 7 von zyklonalen Regenfällen west- östlich wandernder Störungen betroffen ist.

Thermisch unterscheidet sich Klimatyp 7 schließlich deutlich von den Bedingungen des nördlich anschließenden Klimatyps 12 (thermische Übergangszone, s.o.). So liegt die Jahresmitteltemperatur mit 14,9°C bereits im „warmen“ Bereich, während die Jahresamplitude von 22,8°C als „niedrig“ zu charakterisieren ist. Dabei erreicht das Monatsmittel zu keinem Zeitpunkt einen negativen Wert, wobei die Januartemperatur des Klimatyps bei 3,6°C liegt. Dennoch unterschreiten die Wintertemperaturen deutlich die für eine zentral subtropische Lage üblichen Temperaturwerte (s.o.). Der Grund hierfür liegt in dem oben bereits diskutierten Vorstoß kalter Luftmassen aus nördlicher Richtung, die in der flachen Küstenebene ungehindert bis weit in den Süden vordringen können. Folglich kann in geschützten Lagen wie etwa dem Sichuan Becken von deutlich höheren Wintertemperaturwerten ausgegangen werden. Im Juli steigen die Werte schließlich auf eine Monatsmitteltemperatur von 25,7°C an und verursachen unter den feuchten Bedingungen des Südostmonsuns in der Region des Klimatyp 7 ein schwül heißes Klima. Diese Bedingungen können auch dem vergleichsweise „hohen“ NTI von 132 entnommen werden, während die Summe der Monatsmitteltemperaturen einen Wert von 17,6°C erreicht.

Im südlichen Guizhou – Hochland (etwa 23° bis 25°N) führen die feucht – heißen Bedingungen des Klimatyp 7 zur Ausbildung der charakteristischen Kegel- oder Turmkarst Landschaften, die ein beliebtes Reisteziel für Touristen darstellen (vgl. Foto 5). Agrarwirtschaftlich und industriell zählen hingegen besonders die Yangtze-Region und das Becken von Sichuan des Klimatyps 7 zu den bedeutensten in ganz China (vgl. GEMMER 2000). Um so wichtiger erscheint die Erwähnung einiger klimatischer Ungunstfaktoren dieser dicht besiedelten Regionen:

Aufgrund der schwül-heißen Witterungsbedingungen (starke Bewölkung) kommt es in den Sommermonaten häufig zur Bildung von Smog, so dass die großen Industriestädte der Region teilweise als „dampfende Kessel“ oder „Höllenstädte“ bezeichnet werden. Von weitaus größerer Tragweite sind jedoch die Dürre- und Flutkatastrophen, die mit der hohen Variabilität der Niederschlagsereignisse in Zusammenhang stehen. Foto 7 zeigt einen Blick auf die Landschaft und den Staudamm des berühmten Drei–Schluchten–Staudammprojektes in China (vor der zweiten Staustufe). Neben der Gewinnung von Elektrizität zählt besonders die Minderung von Hochwasserschäden zu den Hauptaufgaben des Projektes (vgl. KING et al. 2002)



Foto 1: Gebirgslandschaft der Drei – Schluchten – Region am Yangtze

Quelle : Eigene Aufnahme

Index – Bild: Bau des Drei- Schluchten Staudamms

5.2.2.3 *Klimatyp 8: Schwül – warmes Regenklima*

Klimatyp 8 definiert das Klima der flachen Ebenen und niedrigen Hügel- und Bergländer der Küstenregionen Südostchinas (Breitenlage: 23°-30°N). Die Landhöhen steigen dabei jedoch nur an wenigen Stellen auf 1000 bis 1500 m an. Auch hier verläuft die Grenze in südwest-nordöstlicher Richtung und schmiegt sich nördlich dem Unterlauf des Yangtze an, so dass auch die südlichen Beckenregionen des Dongting Hu und Poyang Hu diesem Klimatyp zugerechnet werden. Im Westen wird er durch das Hochland von Guizhou (s.o. Klimatyp 7) begrenzt, während seine Fläche 743 000 km² (ca. 8% der Landesfläche) beträgt.

Die jährliche Niederschlagssumme dieses Klimatyps liegt bereits bei 1507 mm und überschreitet jene des Klimatyp 7 damit um 665 mm!. Die Gründe hierfür resultieren aus einer Zusammenschau folgender Klimafaktoren:

Mit dem Vorrücken der feuchtwarmen Luftmassen des ostasiatischen Sommermonsun (vgl. Kpt. 2.3.) beginnt die Regenzeit in Klimatyp 8 bereits im April/ Mai mit monatlichen Niederschlagssummen von 173 und 203 mm. Die Regenfront verlagert sich dann bis Mitte Juni nur langsam vorwärts, so dass in den südlichen Regionen des Klimatyp 8 im Juni, in den nördlichen im Juli der Höhepunkt der sommerlichen Regenfälle erreicht wird. Das rauhe Relief wirkt sich dabei positiv auf die Regensummen aus.

Der zweite charakteristische Unterschied zu Klimatyp 7 besteht im Auftreten eines zweiten Regenmaximums im Spätsommer (meist Ende August), dass im Wesentlichen aus dem Einfluss von Taifunen mit Starkregenereignissen resultiert. Diese Taifune treffen in der Regel die Küstengebiete zwischen den Provinzen Guangxi (AR) und Zhejiang (vgl. WEISCHET 2000), drehen dann ab und erreichen nur selten die nördlicheren Küstengebiete des Klimatyp 7 (vgl. Kpt. 2.3.4.). Insgesamt beträgt die sommerliche Niederschlagssumme im Klimatyp 8 630 mm, was jedoch nur etwa 41 % der jährlichen Gesamtsumme entspricht. Die Niederschläge sind folglich wesentlich gleichmäßiger über das Jahre verteilt, was letztlich drittes Charakteristikum dieses Klimatyps ist und nach WEISCHET (2000) auf den ganzjährig hohen Bedeckungsgrad und den hohen Wasserdampfgehalt der Atmosphäre (hohe Temperaturen s.u.) zurückzuführen ist, der dazu führt, dass selbst in den Wintermonaten keine Trockenzeit auftritt. Die Wintersumme dieses Klimatyps beträgt 199 mm, während auch der

NTI von 161 die schwülwarmen Verhältnisse der Region kennzeichnet. Er wird nur von jenem des Klimatyp 9 überschritten.

Auch thermisch zeigen sich deutliche Unterschiede zu den nördlicheren Klimatypen. So liegt die Jahresmitteltemperatur des Klimatyps 8 bei 17,4°C, während die Jahresamplitude auf einen Wert von 20,5°C zurückgeht. Die Wintertemperaturen überschreiten mit 9°C im Januar und 8,5°C im Februar weit die Frostgrenze, wobei jedoch als absolutes Minimum im 100jährigen Mittel ein Wert von -1,5°C im Monat Februar gemessen wurde. Dennoch stellt Frost in dieser Region eine absolute Seltenheit dar und steht ausschließlich mit dem Wetterphänomen der in Kapitel 2 diskutierten Cold Waves in Zusammenhang.

In den Küstengebieten kann aufgrund des warmen Südchinesischen Meeres von deutlich erhöhten Wintertemperaturen ausgegangen werden (s.o.). Im Juli steigen die Temperaturen auf 26,6°C an, wobei aufgrund der hohen Luftfeuchte schwül heiße Bedingungen herrschen. Die Summe der Monatsmitteltemperatur > 20°C ist in dieser Region mit 23,9°C die zweithöchste, während die 20°C Temperaturschwelle von im Mittel von Mai bis September überschritten wird (vgl. Referenzdiagramm Klimatyp 8).

Erwähnt werden sollten letztlich die Ausnahmebedingungen des schmalen Küstenstreifens an der Formosastraße im Osten des Klimatyp 8, die Klimatyp 7 zugeordnet wurde. Dieser Küste ist die Gebirgsinsel Taiwan mit Landhöhen über 3000 m vorgelagert, so dass durch den Leeschaten der Gebirge deutlich niedrigere Regensummen an der Küste resultieren. Sie könnten der Grund für die Zuordnung zum deutlich trockeneren Klimatyp 7 sein.

Als klimatische Gunstfaktoren ermöglichen die warmen und feuchten Verhältnisse der Region zwei bis drei Erntezyklen pro Jahr. Der Anbau anspruchsvoller Tropengewächse ist in dieser Region aufgrund der winterlichen Kaltlufteinbrüche jedoch nur bedingt möglich. Trotz der immensen agrarwirtschaftlichen Bedeutung stellen die schließlich die hohen Niederschlagssummen auch einen wichtigen klimatischen Ungunstfaktor dar, da die Gebietesniederschläge einer enormen Fläche der nördlichen Becken- und Senken des Klimatyps 8 (s.o.) in den Yangtze entwässert werden und binnen weniger Tage katastrophale Hochwasser verursachen können (vgl. GEMMER 2000). Eindeichungsmaßnahmen und Hochwasserrückhaltebecken stellen wichtige Maßnahmen in diesem Gebiet dar (vgl. Foto 9). Ausführlich hat sich GEMMER (2000) mit diesem Thema beschäftigt.



Foto 2: Deich im Jingjiang – Hochwasserrückhaltebecken bei Wuhan

Quelle : Eigene Aufnahme

5.2.2.4 Klimatyp 9: Randtropisches Feuchteklima

Klimatyp 9 hat mit etwa 141 000 km² die geringste Ausdehnung und entspricht damit nur etwa 1,5 % der Landesfläche Chinas. Dennoch wurde diese schmale Küstenregion nördlich der Insel Hainan aufgrund ihrer charakteristischen Eigenschaften als eigener Klimatyp ausgewiesen. Die Grenzen entsprechen etwa den flachen Küstengebieten um Hongkong, bevor das Relief zum Südchinesischen Bergland hin ansteigt. Mit seiner Lage südlich des nördlichen Wendekreises (23,5°N) befindet sich dieser Klimatyp strahlungsklimatisch bereits im Bereich der Tropen (Randtropen).

Die Jahresmitteltemperatur liegt mit 24°C weit über jener der anderen Klimatypen und wird als einzige mit „sehr hoch“ charakterisiert. Auch eine Jahresamplitude von nur 12,1°C kennzeichnet die nur schwach ausgeprägten Temperaturschwankungen im Jahresverlauf, wie sie für randtropische Bereiche typisch sind. Im Dezember sinken die Temperaturen auf einen Wert von 17,2°C, während das absolute Minimum des 100jährigen Zeitraums allerdings im Januar mit 11,1°C ermittelt wurde und konform zu Klimatyp 7 und 8 wahrscheinlich mit dem Auftreten von Cold Waves zu begründen ist (vgl. WEISCHET 2000, DOMRÖS, PENG

GONGBING 1988). Im Juni erreicht die Temperatur mit dem nördlichsten Sonnenstand ihren höchsten Wert von 28,7°C, um jedoch bereits im Juni und August auf 27,5°C und 27,2°C zu sinken. Dieser Temperaturrückgang kann mit der Zunahme der Bewölkung und der verminderten Sonneneinstrahlung zu Beginn der Hauptregenzeit erklärt werden (s.u.). Der höchste gemessene Wert liegt für den 100jährigen Zeitraum bei einem Monatsmittel von 34,5°C und wurde im Juni erreicht.

Schließlich grenzt besonders die Summe der Monatsmitteltemperatur $> 20^{\circ}\text{C}$ den Klimatyp 9 hinsichtlich seiner thermischen Charakteristika deutlich von den übrigen Klimatypen ab und kennzeichnet deutlich die ganzjährig hohen Temperaturen im Jahresverlauf. Mit einem Wert von 55,8°C wird die 20°C Temperaturschwelle im Mittel in 10 Monaten (von März bis November) überschritten.

Doch auch hygrisch kann dieser Klimatyp deutlich gegen die nördlicheren abgegrenzt werden. Aufgrund seiner südlichen Breitenlage beginnt die Hauptregenzeit in Klimatyp 9 bereits im April und erreicht mit dem Erstarken des Sommermonsuns im Juli ihren Höhepunkt. Auch in den Monaten August und September werden jedoch noch sehr hohe Niederschlagswerte von 325 mm und 235 mm gemessen. Sie resultieren aus Starkniederschlägen unter dem Einfluss von Taifunen, die in dieser Region deutlich häufiger auftreten als im nördlicheren Klimatyp 8. DOMRÖS und PENG GONGBING (1988) geben die Häufigkeit der Taifune, die im langjährigen Mittel die Ostküste Chinas erreichen mit 6,6 pro Jahr an. Davon treffen etwa die Hälfte die Provinz Guangdong (Klimatyp 9) und bringen dieser Region die Hälfte ihrer jährlichen Gesamtniederschläge (vgl. Kapitel 2.3.4). Die Jahressumme liegt in Klimatyp 9 bei 1650 mm, von denen bereits 956 mm in den Sommermonaten Juni, Juli und August fallen. Dies entspricht etwa 58 % der jährlichen Gesamtsumme, so dass eine besonders starke Konzentration der Niederschläge auf die Sommermonate festgestellt werden kann. Konform zu dieser Theorie liegt auch die Wintersumme des Klimatyps 9 bei nur 60 mm und damit weit unter jener des Klimatyp 8. Insgesamt können die klimatischen Verhältnisse des Klimatyp 9 als feucht-heißes Sommerregenklima mit schwüler Sommerwitterung und winterlicher Trockenzeit charakterisiert werden. Aufgrund der ganzjährig hohen Temperaturen und dem hohen Anteil der Sommerniederschläge an der Gesamtniederschlagssumme wird in diesem Gebiet der höchste NTI von 179 erreicht.

Agrarwirtschaftlich erlauben diese Bedingungen ganzjährige Anbaumöglichkeiten mit bis zu 3 Reisernten pro Jahr sowie die Kultivierung anspruchsvoller Tropenpflanzen. Wichtige klimatische Ungunstfaktoren sind jedoch die häufig auftretenden Taifune, die mit heftigen Sturmböen und sintflutartigen Regenfällen Überflutungen und große Ernteverluste verursachen können.

5.2.2.5 Klimatyp 3: Randtropisches Hochlandklima

Klimatyp 3 kennzeichnet im wesentlichen das Hochlandklima der Provinz Yunnan und zieht sich in einem schmalen Streifen in Richtung Norden über das westliche Sichuan Becken nördlich der Stadt Chengdu (Breitenlage: 20°-30°N). Die Landhöhen der Region liegen zwischen 500 m in den Tälern des Südens und einzelnen Bergen mit über 5000 m Höhe im Norden.

Wichtigstes klimatisches Charakteristikum dieses 417 000 km² (ca. 4% der Landesfläche) großen Klimatyps ist der Einfluss des Südwestmonsuns auf die saisonale Witterungsdynamik. In Anlehnung an ZHANG (zitiert in DOMRÖS und PENG GONBING 1988; vgl. Kpt. 2.3.2.) stehen besonders die Gebiete westlich des 103° östlicher Länge unter dem Einfluss des Südwestmonsuns, so dass die Grenze in meridionaler Richtung, östliche von Kunming in Richtung Norden zum westlichen Teil des Sichuan Beckens verläuft (Klimatyp 3; vgl. Karte 11). So zeichnen sich die saisonalen Witterungsverhältnisse dieses Klimatyps durch einen ausgeprägten Wechsel von sommerlicher Regenzeit und winterlicher Trockenheit aus. Die Regenperiode beginnt Anfang Mai mit dem Erstarren des SW-Monsuns und hält bis Oktober an. Die größten Niederschläge fallen dabei in den Monaten Juni, Juli und August, wobei die sommerliche Niederschlagssumme von 638 mm bereits 55 % der jährlichen Gesamtsumme ausmacht. Warme und feuchte Luftmassen der Äquatorialregion dringen zu dieser Zeit weit nach Norden vor und werden durch das Yunnan-Plateau zum Aufsteigen gezwungen und führen zu kräftigen Niederschlägen mit einer jährlichen Gesamtsumme von 1155 mm (vgl. auch Abb. 3). Dabei kann grundsätzlich eine Abnahme der Niederschläge von Süden nach Norden ausgegangen werden. Gleichzeitig liegt das Kondensationsniveau nach WEISCHET (2000) in dieser Region relativ niedrig, so dass bereits die höheren Gebirge um 3500 m deutlich geringere Niederschlagssummen aufweisen. Dies könnte auch der Grund für die Zuordnung der schmalen Gebirgsregion südlich von Kunming zum trockeneren Klimatyp 7

(Jahressumme 842 mm) sein, die insgesamt Landhöhen von deutlich über 3500 m aufweist. Im Winter gehen die Niederschläge unter strahlungsreicher Hochdruckwetterlage deutlich zurück und betragen nur 54 mm (Wintersumme).

Thermisch zeigt Klimatyp 3 insgesamt recht hohe Temperaturen mit einem Jahresmittel von 15,8°C. Die Winter sind aufgrund der südlichen Breitenlage relativ mild (9,1°C Monatsmittel des Monat Januar) und die Temperaturschwankungen mit einer Jahresamplitude von 12,5°C ähnlich gering wie in Klimatyp 9. Die mittlere Julitemperatur liegt bei 21,1°C, wobei allerdings die mittlere Landhöhe des Klimatyps 3 von immerhin 2000 m zu beachten ist. Die Summe der Monatsmitteltemperatur > 20°C beträgt 8,4°C, wobei die 20°C Temperaturschwelle meist nur von Juni bis August überschritten wird. Schließlich ist auch der Trockenindex aufgrund der hohen sommerlichen Niederschlagssumme und hohen Temperaturen immerhin als „gemäßigt“ zu klassifizieren.

Typische Anbauprodukte sind Nassreis und Kautschuk, wobei die klimatischen Ungunstfaktoren der Region nach WEISCHET (2000) weniger in der winterlichen Trockenzeit (künstliche Bewässerung möglich) als vielmehr in der hohen Variabilität der Niederschläge in den Sommermonaten zu suchen sind.

5.2.3 Die zentralasiatischen Becken- und Gebirgsklimate der Klimatypen Westchinas

5.2.3.1 Klimatyp 11: Die nordchinesischen Trockengebiete

Klimatyp 11 repräsentiert das Klima der kontinentalen Trockengebiete Nord- und Nordwestchinas. Mit einer Fläche von ca. 1 611 000 km² (17 % der Landesfläche) ist er der zweitgrößte Klimatyp und reicht vom Hochland der Inneren Mongolei (Grenze zu Klimatyp 2) bis in das westliche Tarim-Becken. Dabei umfasst er sämtliche Trockenregionen und Wüstengebiete der höheren Plateauregionen und niederen Becken Nord- und Westchinas, mit Ausnahme der Dsungarei und der Turpan – Depression (vgl. Karte 3). Auch das hochgelegene Qaidambecken wird diesem Klimatyp zugeordnet (Breitenlage etwa 35° bis 41°N).

Neben der kontinentalen Lage sind es besonders orographische Faktoren, die das Klima in dieser Region bestimmen: Im Westen wird Klimatyp 11 durch die hohen Gebirgsketten des Tian Shan (nördlich) und Kunlun Shan (südlich) begrenzt, während im Osten die Gebirge der zweiten Höhenstufe (s.o.) das Vordringen feucht-warmer Luftmassen aus dem Osten verhindern. Aus der hochkontinentalen Lage und diesem Mangel an allochthonen Einflüssen resultiert eine jährliche Gesamtniederschlagssumme von nur 86 mm, so dass Klimatyp 11 als „sehr trocken“ klassifiziert werden muss. Von diesen Niederschlägen fallen bereits 51 mm (etwa 60 % der Gesamtsumme) in den Sommermonaten unter den Zirkulationsbedingungen des Südostmonsuns (vgl. Kapitel 2.3). Die geringsten Niederschlagssummen dürften dabei in den westlichen Beckenregionen unter dem Einfluss trockener Fallwinde erreicht werden. Zeugen dieser Theorie sind beispielsweise die Takla Makan Wüste im Zentrum des Tarim – Beckens oder die Turpan Senke südlich der Stadt Urumqi. Auch im Winter fällt im gesamten Klimatyp unter dem Einfluss der zentralasiatischen Antizyklone (Zentrum nördlich des Klimatyp 11 im Zentrum der Mongolei) fast kein Niederschlag, so dass die Wintersumme nur 3 mm beträgt.

Der NTI wurde für den gesamten Klimatyp 11 mit 17 berechnet, liegt damit jedoch noch über der Ariditätsgrenze nach RUDOLFF 1981 (vgl. Kapitel 4).

Aus der kontinentalen Lage und der hohen Ein- und Ausstrahlung (geringe Bewölkung, s.o.) resultieren große saisonale Temperaturschwankungen: Für den Januar wird eine monatliche Mitteltemperatur von $-9,8^{\circ}\text{C}$ ermittelt, während das absolute Minimum des 100jährigen Zeitraumes sogar $-20,1^{\circ}\text{C}$ (mittlerer Monatstemperatur) erreicht. Frost tritt dabei nur von Dezember bis Anfang März auf. Im Juli steigt die Temperatur schließlich auf eine Monatmitteltemperatur von $22,9^{\circ}\text{C}$ an, während die Summe der Monatsmitteltemperaturen $>20^{\circ}\text{C}$ $8,7^{\circ}\text{C}$ beträgt. Die Jahresamplitude wurde für die gesamte Region mit einem Wert von $32,8^{\circ}\text{C}$ ermittelt. Die Jahresmitteltemperatur beträgt „gemäßigte“ $7,8^{\circ}\text{C}$. Dabei kann jedoch davon ausgegangen werden, dass die Temperaturen der Beckenregionen im Sommer wesentlich höher, im Winter – aufgrund der Bildung von Kälteseen – jedoch wesentlich tiefer liegen. Dieses Phänomen wird besonders am Beispiel der Turpan – Senke immer wieder betont (vgl. DOMRÖS et al. 1992) und könnte schließlich auch der Grund für die Zuordnung dieser Depression zum deutlich kälteren Klimatyp 4 (Jahresmitteltemperatur $3,1^{\circ}\text{C}$, Jahresamplitude 35°C) sein. Die Niederschlagsbedingungen der Senke dürften mit einer Jahressumme von 16 mm wohl eher dem Klimatyp 11 entsprechen (DOMRÖS et al. 1992,). Besondere Erwähnung verdient schließlich noch einmal die enorme Größe des Klimatyps 11,

so dass knapp einem Fünftel der Landesfläche Chinas wüstenhafte Bedingungen zugesprochen werden können. Dabei prägen ausgedehnte Steppen (Hochland der Inneren Mongolei) und graue Steinwüsten das Landschaftsbild im Osten dieses Klimatyps und gehen im Westen in die ausgedehnten Sandwüsten des Tarim Beckens über. Nur an Flussläufen und in Oasenstädten im Randbereich der Wüste ist Ackerbau unter künstlicher Bewässerung möglich.

5.2.3.2 Klimatyp 4: Das gemäßigt – feuchte Beckenklima der Dsungarei

Klimatyp 4 differenziert das Klima der Dsungarei von den übrigen kontinentalen Beckenregionen Nord- und Nordwestchinas (s.o.). Die klimatischen Besonderheiten dieses 322 000 km² (3,4 % der Landesfläche) Klimatyps lassen sich dabei im Wesentlichen auf die orographische Struktur zurückführen:

Das Dsungarei-Becken wird im Norden durch den Altai und im Süden durch die Gebirgskette des Tian Shan begrenzt, die in östlicher Richtung trichterförmig zusammenlaufen, während die Westseite des Beckens weitgehend offen bleibt. Drei Talschluchten gewähren dabei den westlichen Luftmassen Einlass. Aus diesen Luftmassen resultieren ganzjährige Niederschläge, deren „gemäßigte“ Summe mit 341 mm deutlich höher liegt, als jene des Klimatyps 11 (86 mm). Im Sommer fallen dabei 91 mm, während die Wintersumme der Region mit 63 mm als vergleichsweise „feucht“ charakterisiert wurde und nur von den südöstlichen Küstenklimatypen 7 und 8 überschritten wird! (vgl. auch Karte 10). Die Niederschläge sind folglich relativ gleichmäßig auf das gesamte Jahre verteilt und entstehen im Wesentlichen aus Zyklonen der außertropischen Westwinddrift, die in einer Breitenlage nördlich von 40° N vorherrschend sind (vgl. Kapitel 2.3). In diese eigentlich kontinentalen Zyklonen sind auch wasserdampfreiche Luftmassen aus Nordwestsibirien und der Barent – See eingeschlossen, die letztlich für die Niederschläge verantwortlich sind (vgl. WEISCHET 2000, ZHAO SONGQIAO 1986). DOMRÖS und PENG GONGBING (1988) sowie CHU PING-HEI (1968) weisen zusätzlich auf die Kanalisierung dieser westlichen Luftmassen zwischen den Gebirgszügen des Altai und Tian Shan, als Ursache für die deutlich erhöhten Niederschlagssummen hin.

Schließlich können auch einige thermische Charakteristika mit den Einflüssen der orographischen Struktur erklärt werden. So liegt die Jahresamplitude mit einem Wert von 35°C niedriger als jene des Klimatyps 11. Neben der Beckenlage könnte für diesen Wert auch das winterliche Auftreten von Cold Waves der Gruppe II (vgl. Kapitel 2.3.4) verantwortlich sein. Im Januar fällt die Temperatur dabei auf einen monatlichen Mittelwert von -14,3°C, während die Frostgrenze von Oktober bis März unterschritten wird. Aufgrund der höheren Niederschläge und somit stärkeren Bewölkung ist die Einstrahlung geringer, so dass auch die Sommertemperaturen mit einem Julimittel von 20,2°C leicht unter jenen des Klimatyps 11 liegen. Die Summe der Monatsmittetemperatur > 20°C beträgt nur 2,5°C.

In der Region des Klimatyp 4 wird schon seit frühen Zeiten nomadische Weidewirtschaft betrieben. Die Rind- und Schafherden stellen die wichtigste Nahrungsquelle für die moslemischen Uiguren, die größte Volksgruppe dieser Region dar.

5.2.3.3 Klimatyp 10: Die Gebirgsklimate des Tian – Shan und Kunlun Shan

Klimatyp 10 umfasst im Wesentlichen die Gebirgsregionen des Tian Shan und Kunlun Shan nördlich und südlich des Tarim Beckens. Auch die Leeseiten des Tian Shan Gebirges am südlichen Abfall zum Tarim Becken werden diesem Klimatyp zugeordnet. Mit einer Gesamtfläche von 718 000 km² (7,3% der Landesfläche) kennzeichnet er dabei die Gebirgsklimate einiger der höchsten Gebirge unserer Erde. Die Landhöhen des Kunlun Shan liegen im Mittel bei über 4000 m, während besonders am westlichen Übergang zum Pamir Höhen von bis zu 7719 m (Kongur Shan) erreicht werden. Auch im nördlichen Tian Shan Gebirge steigen die Erhebungen bis auf 7439 m (Pik Pobedy) an.

So erklären sich auch die ganzjährig niedrigen Temperaturen dieses Klimatyps. Als Jahresmittel wurde ein Wert von -3,6°C berechnet, wobei die Frostgrenze im von Oktober (-3,9°C) bis April (-3,1°C) unterschritten wird. Im Januar fällt die monatliche Mitteltemperatur auf ihren niedrigsten Wert von -17,7°C. Als absolutes Minimum wurde für diesen Monat sogar ein Temperaturmittel von nur -29,4°C gemessen. Der wärmste Monat ist hingegen der Juli, mit einem Wert von 9,7°C. Die Jahresamplitude beträgt 27,5°C, wobei auch diese Werte sind natürlich als Mittel für den gesamten Klimatyp zu betrachten sind und

von deutlich höheren Temperaturen auf der Leeseite des Tian Shan Gebirges zum Tarim-Becken ausgegangen werden kann.

Bezüglich der hygrischen Charakteristika weist die Region nur wenig feuchtere Bedingungen auf als das hoch aride Tarim-Becken, so dass die mittlerer Jahressumme mit 187 mm noch immer im „trockenen“ Bereich liegt. Auch der „sehr niedrige“ Trockenindex weist auf das geringe Verdunstungspotential dieser Region hin. Die Niederschläge sind im Wesentlichen auf den Einfluss von Westwinden zurückzuführen, wobei die nördliche Tian Shan Region ihre Niederschläge vorwiegend in den Sommermonaten (Maximum des Höhenwestwindes nördlich des tibetischen Hochplateaus, vgl. Kapitel 2.3) und die südliche Kunlun Shan Region in den Wintermonaten (Maximum des Höhenwestwindes südlich des tibetischen Hochplateaus, vgl. Kapitel 2.3) erhält (vgl. ZHAO SONQIAO 1986, DOMRÖS, PENG GONGBING 1988). Für die gesamte Region wurde eine Sommersumme von 78 mm berechnet, was etwa 42% der jährlichen Gesamtsumme ausmacht und ein deutliches Sommermaximum kennzeichnet. Die Wintersumme liegt hingegen bei nur 23 mm.

Trotz der geringen Niederschlagssummen fungiert das Gebiet als wichtiger Wasserspeicher für das hoch aride Tarim – Region, wobei nach ZHAO etwa 200 Flüsse in den Gebirgen des Klimatyp 10 entspringen (vgl. ZHAO SONQIAO 1986).

5.2.3.6 Klimatyp 6: Das Klima des Qinghai – Xizang Plateaus (Hochland von Tibet)

Klimatyp 6 ist mit einer Fläche von 2 123 000 km² (22% der Landesfläche!) der größte Klimatyp und umfasst das Qinghai – Xizang Plateau (Hochland von Tibet) mit den Gebirgszüge des östlichen Kunlun Shan und Nan Shan im Norden, des Himalaya im Süden und des osttibetischen Berglandes im Osten. Nur die Gebirge des westlichen Kunlun Shan und des Karakorum werden dem Klimatyp 10 zugeordnet (s.o.)

Die Randgebirge überragen das tibetische Hochland dabei im Mittel noch um etwa 3000 bis 4000 m (vgl. WEISCHET 2000). Der Himalaya ragt im Süden bis auf Höhen von 8872 m (Mount Everest) auf, während auch im östlichen Kunlun Shan über 7000 m erreicht werden.

Das osttibetische Hochland ist hingegen von den tief eingeschnittenen Flusstälern einiger der größten Flüsse Asiens (Mekong, Yangtze) gekennzeichnet.

Ein Blick auf das Referenzdiagramm (vgl. Karte 4) zeigt ein besonders deutlich ausgeprägtes Sommermaximum in der jährlichen Niederschlagsverteilung. In der Summe der Monate Juni, Juli, August wird ein Wert von 280 mm erreicht, der bereits 51 % der gesamten Jahressumme (447 mm) ausmacht. Zwischen Mai und Oktober fallen sogar 90 % des jährlichen Gesamtniederschlags. Diese sommerlichen Regenfälle resultieren im Wesentlichen aus feuchtwarmen Luftmassen des südostasiatischen Tieflandes, die durch die meridionalen Flusstäler in das osttibetische Bergland vordringen, so dass die südöstlichen Gebiete des Klimatyps 6 generell feuchtere Bedingungen aufweisen müssten, als die westlichen und nordwestlichen Regionen (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988 , WEISCHET 2000). Hinzu kommt der oben bereits diskutierte Einfluss des feuchten Indischen Monsuns westlich von 106° östlicher Breite auf der Luvseite des Gebirgsblocks.

Die etwas flachere Region um Lanzhou steht hingegen deutlich stärker unter dem Einfluss des Ostasiatischen Monsun und dürfte ebenfalls höhere Niederschlagssummen aufweisen als das tibetische Hochland. Für eine generell ost-westlich gerichtete Niederschlagsabnahme in Klimatyp 6 spricht auch die Zuteilung des westlichen Hochplateaus und Kunlun Shan zum deutlich trockeneren Klimatyp 10, mit einer jährlichen Gesamtsumme von nur 187 mm (s.o.).

Im Winter steht der gesamte Klimatyp 6 unter dem Einfluss des asiatischen Kaltluflthochs in der unteren Troposphäre, so dass die Wintersumme bei wasserdampfärmerer Strahlungswetterlage nur 9 mm beträgt. Bei klaren Witterungsverhältnissen und hoher Sonnenscheindauer sinkt die Temperatur zu dieser Jahreszeit auf ein Januarmittel von -12,7°C. Im Juli steigen die Temperaturen dann unter der hohen Solarstrahlung dieser Breitenlage und dem Erwärmungseffekt des Hochplateaus (vgl. Kapitel 2) auf eine Monatsmitteltemperatur von 8,1°C an. Dennoch liegt das Jahresmittel im negativen Bereich (-2,1°C), was jedoch wieder als Mittelwert für die gesamte Region zu betrachten ist und nicht auf die einzelnen Rasterpunkte übertragen werden kann. So dürfte die Temperatur in den geschützten Talfurchen von Lhasa beispielsweise deutlich über diesem Wert liegen, während in großen Höhen ganzjährig Temperaturen unter der Frostgrenze herrschen. Dennoch wurden auch für den gesamten Klimatyp ein absolutes Minimum der Monatsmitteltemperatur im Juli

von 0°C gemessen. Die Jahresamplitude beträgt 20,8°C und liegt damit vergleichsweise im „niedrigen“ Bereich.

Während die Pflanzen an diese kühlen Bedingungen angepasst sind liegt der klimatische Gunstraum für menschliche Siedlungen in dieser Region hauptsächlich in den großen Stromtälern des osttibetischen Berglandes, die auch bezüglich ihrer hygrischen Verhältnisse deutlich bessere Bedingungen aufweisen (s.o.). So befinden sich auch südöstlich von Lhasa einige der bedeutensten religiösen und historischen Stätten der tibetischen Kultur, während als Wirtschaftsform vorwiegend Viehhaltung dominiert.

5.3 Resümee der Ergebnisse

Die **winterkalten Klimatypen Nordostchinas** (Klimatyp 1, 2 und 5) befinden sich strahlungsklimatisch im Übergangsbereich der Subtropen zu den mittleren Breiten und wurden aufgrund ihrer hohen Jahresamplituden und niedrigen bis sehr niedrigen Wintertemperaturen als „winterkalt“ bezeichnet. Klimatyp 5 schließt sich nördlich an die beiden anderen Typen an und fällt bereits vollständig in den Bereich der solaren Mittelbreiten. Die nördlichen und südlichen Grenzen der Klimatypen - abgesehen von der Schleife um den nördlichen Chingan - verlaufen dabei vorwiegend in west-östlicher Richtung, während nur die Grenze zwischen den Klimatypen 1 und 2 einen meridionalen Verlauf zeigt.

Obwohl die Differenzierung der einzelnen Klimatypen auf der Basis aller sieben Bezugsparameter erfolgt (vgl. Kapitel 4), kann jedoch aufgrund der relativen Differenzen eine Dominanz der Temperatur- oder Niederschlagsparameter vermutet werden. So unterscheiden sich die nordöstlichen Klimatypen 1 und 2 beispielsweise deutlich hinsichtlich ihrer Temperaturkriterien (z.B. Jahresamplitude; Klimatyp 1: 40,6°C und Klimatyp 5: 45,6°C), während die hygrischen Differenzen verhältnismäßig gering ausfallen (z.B. Jahressumme; Klimatyp 1: 465 mm und Klimatyp 5 373 mm).

Überträgt man diese Feststellung auf die Klimatypengrenzen, wäre anzunehmen, dass die vorwiegend west-östlich verlaufende Grenzziehung in Nordostchina ihre Begründung in einer Dominanz der thermischen Kriterien findet, die aus der Zunahme der Temperatur und

Abnahme der Jahresamplitude mit abnehmender Breitenlage resultiert. Nur die meridional verlaufende Grenzelinie der Klimatypen 1 und 2 ist hygrisch definiert und kann mit der Abnahme der Niederschläge von den Küstengebieten zum Inland erklärt werden.

Insgesamt können 16 % der Staatsfläche Chinas den klimatischen Bedingungen der nordostchinesischen Klimatypen zugerechnet werden.

Unter den **wintermilden Regenklimate Ostchinas** werden die Klimatypen 3, 7, 8, 9 und 12 subsummiert, die sich durch deutlich wärmeren Wintertemperaturen und hohe bis sehr hohe Niederschlagssummen von den nordöstlichen Klimatypen unterscheiden. Dabei bildet Klimatyp 12 aufgrund seiner noch immer gemäßigten Jahresamplitude (28,1°C) die thermische Übergangszone, während Klimatyp 7 als hygrische Übergangszone zu bezeichnen ist (s.o.). Strahlungsklimatisch reichen diese südöstlichen Klimatypen von den Subtropen bis in den randtropischen Bereich, wobei die Temperaturen besonders im Winter für diese Breitenlage vergleichsweise niedrig ausfallen (s.o.).

Darüber hinaus deutet der südwest- nordöstlich gerichtete Grenzverlauf bereits an, dass nicht nur thermische, sondern vor allem hygrische Kriterien die charakteristischen Witterungsverhältnisse dieser Region bestimmen. Auffällig entspricht die Grenzziehung dabei dem Vorstoß des Sommermonsuns (Kpt. 2.3.), wobei sich deutlich eine südost- nordwestlich gerichtete Abnahme der Niederschläge zu allen Jahreszeiten feststellen lässt (vgl. Karten 8 bis 10). Schließlich wurde auch das Yunnan-Plateau als eigener Klimatyp ausgewiesen (Klimatyp 3) und scheint insgesamt eine klimatische Sonderstellung einzunehmen.

Im Bereich dieser wintermilden Regenklimate befinden sich die wirtschaftlich bedeutensten Regionen Chinas, während insgesamt 40 % der Landesfläche dieser klimatischen Großgruppe zugeordnet werden können.

Die **zentralasiatischen Becken- und Gebirgsklimate Westchinas** bilden schließlich die letzte Gruppe und beibehalten den größten Anteil der Staatsfläche Chinas (44 %), so dass knapp die Hälfte dieses riesigen Landes nur begrenzt für menschliche Aktivitäten nutzbar ist (s.o.).

Besonders auffällig ist die Grenzziehung dieser Klimatypen dabei an die orographische Struktur gebunden ist. So werden beispielsweise sämtliche Becken- und flacheren Plateauregionen Nordchinas (mit Ausnahme der Dsungarei) in einer riesigen Trockenregion

(Klimatyp 11) zusammengefasst, die mit ihren wüstenhaften Bedingungen alleine etwa 17% der gesamten Landesfläche umfasst. Die Grenzziehung zeichnet dabei im Westen exakt die Form des Tarim – Beckens sowie des Quaidam – Beckens nach, während Klimatyp 10 in U – förmiger Gestalt die Gebirgsklimate des Tian Shan und Kunlun Shan definiert. Auch das Dsungarei – Becken, mit seiner orographisch bedingten Öffnung nach Westen wurde als eigener Klimatyp definiert. Einzig die Zuordnung des westlichen Qinghai – Xizang zu Klimatyp 10 kann nur bedingt mit dem Relief begründet werden (s.o).

5.4 Vergleich mit bestehenden Klassifikationen

Die clusteranalytische Klimatypisierung zeigt folgende Gemeinsamkeiten und Unterschiede zu den bestehenden Klimaklassifikationen Chinas (vgl. Kapitel 3.2):

Für den **Nordosten Chinas** werden in der Clusteranalyse drei Klimatypen (1,2 und 5) definiert, die sich besonders aufgrund ihrer thermischen Charakteristika (kalte bis sehr kalte Jahresmittel, hohe bis sehr hohe Jahresamplituden.) von den südlicheren Gebieten unterscheiden (s.o.). Nur die meridionale Grenzlinie zwischen den **Klimatypen 1 und 2** erfolgte nach hygrisch dominierten Kriterien und charakterisiert die typische Niederschlagsabnahme von den Küstengebieten zum Inland.

Diese hygrische Differenzierung gelingt den meisten Autoren durch die Verwendung von Isohyten oder eines Trockenindex als Klassifikationskriterien (vgl. Tabelle 3 und Kapitel 3.2): KÖPPEN, DE MARTONNE, THORNTHWAITE, CHU, HUANG BING-WEI, WEISCHET, ZHAO). Viel seltener ist hingegen die Ausweisung der nördlichsten Gebiete am Amurbogen als eigene Klimaregion, die in unserer Klassifikation als **Klimatyp 5** bezeichnet wird. Eine ähnliche Typisierung findet sich lediglich bei DE MARTONNE und HUANG BING-WEI, die konform zu den hiesigen Ergebnissen ebenfalls die niedrige Jahresmitteltemperatur und die hohen jährlichen Temperaturschwankungen dieser Region betonen. Bei DE MARTONNE wird die Abgrenzung dabei durch die Verwendung der 10°C Isotherme als Schwellenwert erreicht, die in dieser Region in nur 4 Monaten überschritten wird (vgl. Abb. 15). Bei HUANG BING-WEI fällt die Region verhältnismäßig kleiner aus, ist jedoch ebenfalls auf der Basis thermischer Kriterien als kalt – gemäßigt charakterisiert (vgl. Abb. 19).

Von besonderem Interesse ist auch der clusteranalytische, südwest- nordöstlich gerichtete Grenzverlauf der **südostchinesischen Klimatypen 7, 8 und 12**, der mit nur wenigen der bisherigen Klassifikationen konform geht. Wie oben bereits erläutert, verwenden zahlreiche Autoren hingegen die Qin Ling Gebirgszüge als natürliche Grenze zwischen einer südlichen, warmen (subtropischen) und einer nördlichen, gemäßigten Zone (vgl. Kapitel 2.3). Teilweise wird auch das Nan Ling Gebirge zur Abgrenzung eines weiteren Klimatyps verwendet (vgl. Kapitel 3.2). Auffälligerweise stimmen die clusteranalytischen Grenzen hingegen mit jenen Autoren überein, die für die südostchinesischen Gebiete eine Differenzierung primär auf der Basis hygrischer Kriterien vornehmen: Am deutlichsten ähnelt die hiesige Klassifikation (für den südöstlichen Küstenbereich) wohl den Ergebnissen von THORNTHWAITE (vgl. Abb. 16). Die Grenzen seiner primär hygrisch definierten Klimatypen CB`w und BB`w verlaufen dabei ebenfalls in südwest – nordöstlicher Richtung, wobei sich die Differenzierung für den Südosten Chinas jedoch lediglich auf diese beiden Klimatypen beschränkt. Die nördlich anschließende CC`d Region wird hingegen thermisch gegen die südlicheren Regionen abgegrenzt.

Eine dem Klimatyp 12 ähnliche Region findet sich auch bei DE MARTONNE, die ebenfalls durch das hygrische Kriterium der Sommerregen definiert ist. Die übrigen Grenzen verlaufen bei DE MARTONNE jedoch in west- östlicher Richtung (vgl. Abb. 15). Schließlich unterscheidet auch KÖPPEN (auf zweiter Ebene) einen Klimatyp Cw mit einem sommerlichen Maximum der Niederschläge (ähnlich dem hiesigen Klimatyp 7), von einer südöstlich anschließenden Küstenregion Cf, die ebenso wie der clusteranalytische Klimatyp 8 Regen zu allen Jahreszeiten aufweist (vgl. Abb. 14).

Klimatyp 9 wird neben den „sehr feuchten“ Niederschlagsverhältnissen wohl besonders aufgrund seiner randtropischen Temperaturen (Summe der Monatsmitteltemperatur $> 20^{\circ}\text{C} = 55,8^{\circ}\text{C}!$) als eigener Klimatyp ausgewiesen. Eine ähnliche Region findet sich durch die Verwendung der 20°C Jahresisotherme im Zentralindischen Monsuntyp (B6) bei DE MARTONNE, während KÖPPEN wiederum eine hygrische Definition vornimmt und eine etwas größere Küstenregion der Cw Klimate (sommerfeucht) von den immerfeuchten Bedingungen des Südchinesischen Berglandes abgrenzt (vgl. Abb. 14). Auch bei TROLL/ PFAFFEN entspricht Klimatyp 9 etwa dem tropischen V2 Klima (vgl. Abb. 17).

Schließlich wird in zahlreichen Klassifikationen auch das Yunnan-Hochland -entsprechend dem clusteranalytischen **Klimatyp 3** als eigener Klimatyp ausgewiesen (vgl. Kapitel 3.2: DE MARTONNE, LU, CHU, CHANG). Dabei erfolgt die klimatische Definition hauptsächlich aufgrund der Basis thermischer Kriterien, welche die niedrige Jahresamplitude und die hohen Temperaturwerte dieser Region kennzeichnen. In der Clusteranalyse gelingt darüber hinaus sogar die Kennzeichnung der deutlich trockeneren Bedingungen der Hochlagen über 3500 m (s.o.), die sich ansatzweise nur in den inselhaften H1 Klimaten bei DE MARTONNE und in den BS-Klimaten nach KÖPPEN wiederfinden lassen (vgl. Abb. 14 und 15). Das Rote Becken wird hingegen- entsprechend den clusteranalytischen Ergebnissen-in den meisten Klassifikationen den östlichen Küstenregionen zugeteilt (vgl. Kapitel 3.2: KÖPPEN, DE MARTONNE, THORNTHWAITE, LU, HUANG BING-WEI).

Aufgrund der rudimentären Datenlage bereitete die Definition der **Klimatypen Westchinas** in der Vergangenheit oft erhebliche Schwierigkeiten (s.o.). Dies äußert sich besonders in den frühen Klassifikationen nach CHU (1929) und SION (1928), die für den gesamten Bereich nur zwei Klimatypen ausweisen (vgl. Kpt. 3.2). In den meisten Klassifikationen wird auf der Basis hygrischer Kriterien zunächst ein trockener Klimatyp definiert, der sich vom Plateau der Inneren Mongolei in Richtung Westen zieht und in etwa mit dem clusteranalytischen **Klimatyp 11** vergleichbar ist (vgl. Kapitel 3.2: KÖPPEN (BWk), DE MARTONNE (F), T, TROLL/ PFAFFEN (III12), CHU (8), HUANG BING-WEI (II).

Keiner der angeführten Klassifikationen gelingt hingegen die Kennzeichnungen der deutlich feuchteren Bedingungen des Dsungarei – Beckens, obwohl der Einfluss zyklonaler Westwinde in zahlreichen Arbeiten immer wieder betont wird (vgl. DOMRÖS, PENG GONGBING 1988, WEISCHET 2000, ZHAO SONGQIAO 1986). In der Clusteranalyse werden die charakteristischen Witterungsverhältnisse dieser Region deutlich (gemäßigte Jahressumme der Niederschläge, s.o.) und ein eigener **Klimatyp 4** definiert. Eine ansatzweise entsprechende Definition konnte nur bei ZHAO gefunden werden, der Region als „temperate desert region“ mit 100-300 mm jährlicher Niederschlagssumme gegen die übrigen Beckenregionen abgrenzt.

Interessant ist letztlich auch die klimatische Charakterisierung des **Klimatyps 6**, der in ähnlicher Form in den Klassifikationen von KÖPPEN (E), TROLL /PAFFEN (III11), CHU (7) und ZHANG zu finden ist. Überdies wird in der Clusteranalyse hingegen der westliche

Teil des zentralasiatischen Gebirgsblocks dem deutlich trockeneren **Klimatyp 10** zugeordnet. Eine ähnliche Differenzierung konnte nur in den Klassifikationen nach DE MARTONNE (F-Klimate < 250 mm Jahresniederschlag) THORNTHWAITE (aride E-Klimate) HUANG BING-WEI (HO-Klimate < 100 mm Jahresniederschlag) gefunden werden. Klimatyp 10 bleibt hingegen einzigartig in seiner klimatischen Definition und kennzeichnet die besonderen klimatischen Bedingungen der Hochgebirge des Tian – Shan und westlichen Kunlun – Shan. Ein ähnlicher Klimatyp kann in keiner der bisherigen Klassifikationen gefunden werden.

Zusammenfassend führt die Anwendung der erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse auf die Klimatypisierung Chinas zu folgenden Ergebnissen:

Konform zu den meisten Klimaklassifikationen lassen sich auch die clusteranalytischen Klimatypen Nordostchinas aufgrund ihrer thermischen Kriterien deutlich gegen die südlicheren Regionen abgrenzen. Unter Berücksichtigung thermischer und hygrischer Klassifikationskriterien führt die Clusteranalyse jedoch zur Definition von drei völlig eigenen Klimatypen für den nordchinesischen Raum. Dabei werden nicht nur die feuchten Küstengebiete vom trockenen Inland unterschieden (Klimatypen 1 und 2), sondern auch die nördlichen Gebirgsregionen an der Grenze zu Russland (Klimatyp 5), mit besonders niedriger Temperatur und sehr hoher Jahresamplitude gegen die südlichen Gebiete abgegrenzt. Überdies wird die Region des Klimatyp 2 nicht wie in vielen Klassifikationen dem nordchinesischen Trockenraum zugeordnet, sondern aufgrund seiner hohen jährlichen Temperaturschwankungen (38°C) und einer Jahressumme von immerhin 205 mm als eigener Klimatyp ausgewiesen. Im Unterschied zu den meisten Klassifikationen wird auch die Liao He Ebene (Küstenebene südlich der Mandschurei) bereits der thermischen Übergangszone des Klimatyp 12 zugeordnet, so dass die wärmeren und feuchteren Bedingungen dieser Region deutlich werden.

In Südostchina wirkt sich neben den thermischen besonders die Wahl der hygrischen Bezugsparameter prägend auf die Definition der Klimatypen aus (s.o.). Ähnlich zum sogenannten Vorstoß des Ostasiatischen Monsuns verlaufen die Grenzen in südwest-nordöstlicher Richtung und charakterisieren die typische Niederschlagsabnahme von den südöstlichen Küstengebieten zum nordwestlichen Inland. Gleichzeitig werden durch die Berücksichtigung der Sommer- und Wintersummen die ganzjährig feuchten Bedingungen des

Klimatyps 8 (Wintersumme 199mm) von dem noch immer deutlich ausgeprägten Sommermaximum der hygrischen Übergangszone des Klimatyps 7 unterschieden (s.o.). In den südlichsten Klimatypen 3 und 9 charakterisieren schließlich besonders die thermischen Kriterien der sehr niedrigen Jahresamplituden (12,3 und 12,4°C) und hohen Temperatursummen $> 20^{\circ}\text{C}$ (Klimatyp 9 55,8°C!) die klimatischen Unterschiede zu den umliegenden Regionen. Auf der Basis der hygrischen Parameter können auch hier das ausgeprägte Sommermaximum sowie die deutlich trockeneren Bedingungen in den höchsten Erhebungen des Yunnan – Hochlandes $> 3500\text{ m}$ erkannt werden.

In Westchina besteht grundsätzlich das Problem der rudimentären Datenlage und des daher größten Einflusses der interpolierten Rasterdaten.²⁷ Dennoch wird auf dieser Basis erstmals das Dsungarei-Becken als eigener Klimatyp 4 ausgewiesen, der sich aufgrund seiner deutlich feuchteren Eigenschaften (Jahressumme 341 mm, Wintersumme 63 mm) von den umliegenden Regionen unterscheidet. Für die Zuverlässigkeit des Rasterdatensatzes spricht auch der Grenzverlauf des Klimatyps 11, der die Form des Tarim-Beckens und sogar das relativ kleine Quaidam Becken exakt nachzeichnet und als Trockenregion ausweist (Jahressumme = 86 mm). Der prägende Einfluss orographischer Faktoren wird besonders auch in der Definition des „Hochgebirgs – Klimatyps 10“ deutlich, dem die hohen Gebirgszüge des westlichen Kunlun Shan, Himalaya und Karakorum sowie des Tian Shan im Norden angehören und der sich mit entsprechend kaltem Jahresmittel und geringen Niederschlagssummen von den übrigen Regionen unterscheidet.

²⁷ Auf diesen Einfluss soll später noch näher eingegangen werden.

6 Diskussion der Ergebnisse

Die Anwendung der erweiterten nicht hierarchischen Clusteranalyse ermöglicht eine Klimatypisierung unter Berücksichtigung aller Bezugsparameter auf gleicher Ebene. Definition und Grenzlinien der einzelnen Typen resultieren also nicht mehr traditionell aus den Isothermen oder Isohyeten eines einzelnen, sondern aus der Zusammenschau **aller** gewählten Bezugsparameter. Darüber hinaus ermöglicht die Clusteranalyse nicht nur erstmals die Angabe der optimalen Klimatypenanzahl, sondern definiert auch die bestmögliche Zuteilung auf der Basis eines mathematischen Rechenprozesses, so dass sich diese Methode im Hinblick auf die Zielsetzung der Angabe objektiv begründbarer Grenzdefinitionen als ideal erweist.

Das Ergebnis für China zeigt, dass die Definition der Klimatypen also nicht auf der Basis thermischer oder hygrischer Kriterien erfolgt, sondern stets aus ihrer Kombination. So werden die nordostchinesischen Regionen nicht nur aufgrund ihrer ausgeprägten thermischen Jahreszeiten gegen Mittel- und Südchina abgegrenzt, sondern ein zusätzlicher Klimatyp 2 definiert, der die charakteristische Niederschlagsabnahme von der Küste zum Inland kennzeichnet. In den südöstlichen Küstentypen spielt hingegen neben der typischen Temperaturzunahme mit abnehmender Breite besonders der Einfluss der jahreszeitlich alternierenden Monsunzirkulation eine ausschlaggebende Rolle, so dass die Grenzen der Klimatypen 7, 8 und 12 in südwest-nordöstlicher Richtung verlaufen. Die Definition der westchinesischen Klimatypen ist wohl hauptsächlich dem Einfluss orographischer Faktoren zuzusprechen, die in dem Höhenmodell wirksam werden, auf dessen Grundlage der verwendete Rasterdatensatz interpoliert wurde. Neben einer großräumigen Trockenregion der Plateaus- und Becken (Klimatyp 11) sowie den „Gebirgsklimatypen“ 6 und 10 werden dabei erstmals auch die deutlich feuchteren Bedingungen des Dsungarei – Beckens erkannt, die dieses Region von den übrigen Beckenregionen unterscheiden (vgl. auch ZHAO SONQIAO 1986, DOMRÖS, PENG GONGBING 1988, WEISCHET 2000).

Darüber hinaus erweist sich auch die Auswahl der verwendeten Klimaparameter in vielerlei Hinsicht als sinnvoll:

Anhand der Jahresamplitude werden zunächst die charakteristischen Einflüsse der meridionalen Kaltluftmassen (Cold Waves) von den nördlichen, bis in die südostchinesischen Küstengebiete deutlich (s.o.). Auch für die Definition der südlichsten Klimatypen 3 und 9 dürfte dieser Parameter wohl eine ausschlaggebende Rolle gespielt haben (s.o.). Überdies gelingt es, anhand der Summe der Monatsmitteltemperatur $> 20^{\circ}\text{C}$ die randtropischen Klimabedingungen an der Küste Hongkongs gegen die nördlicheren Regionen abzugrenzen. Bezüglich der hygrischen Charakteristika können schließlich auch die jahreszeitlich alternierenden Verhältnisse der Monsunzirkulation sowie die extreme Trockenheit der nord- und westchinesischen Landesteile (Klimatyp 11) hervorragend dargestellt werden. Besonders der Differenzierung in Sommer- und Wintersumme der Niederschläge kann dabei eine ausschlaggebende Rolle bei der Definition der Klimatypen zugesprochen werden (s.o.).

Diese Ergebnisse sind natürlich immer vor dem Hintergrund der verwendeten Datengrundlage zu betrachten. Auch der Grid-Datensatz der vorliegenden Arbeit wurde auf der Basis von Stationsmessdaten interpoliert. Grundsätzlich besteht dabei das Problem einer äußerst rudimentären Abdeckung an Messstationen im westlichen Teil Chinas (s.o.). Für die Zuverlässigkeit der Daten spricht jedoch der Grenzverlauf der Klimatypen 4 und 11, die exakt die Form der nordwestchinesischen Becken (Tarim- und Quaidambecken: Klimatyp 11; Dsungarei-Becken Klimatyp: 4) abbilden. Auch die Gebirgsregionen des Tian Shan und Kunlun Shan (Klimatyp 10) sowie des Himalaya und Tibetischen Hochplateaus (Klimatyp 6) konnten mit dem Höhenmodell erkannt und gegen die umliegenden Regionen abgegrenzt werden.

Während die Ergebnisse der Clusteranalyse hinsichtlich der Zuteilung der Rasterpunkte zu den einzelnen Klimatypen sowie hinsichtlich der ermittelten Parameterwerte im Allgemeinen sehr gut mit bisherigen Arbeiten übereinstimmen (s.o.), erfordert einzig die Zuteilung der Regionen um Lanzhou und Lhasa zu Klimatyp 6 nähere Betrachtung. DOMRÖS und PENG GONGBING (1988) geben die Jahresmittelwerte dieser beiden Stationen mit $9,1^{\circ}\text{C}$ und $7,5^{\circ}\text{C}$ an, während auch nach MÜLLER (1996) das langjährige Temperaturmittel der Station Lhasa bei $8,8^{\circ}\text{C}$ und damit deutlich über dem Mittelwerte des Klimatyps 6 ($-2,1^{\circ}\text{C}$) liegt. Obwohl gerade für diese beiden Stationen relativ umfangreiche und langjährige Datenreihen vorhanden sind (vgl. MÜLLER 1996, DOMRÖS, PENG GONGBING 1988), darf dennoch ein Mangel an Daten als möglicher Grund für diese ungewöhnliche Zuteilung nicht völlig

ausgeschlossen werden. Weitaus wahrscheinlicher ist jedoch, dass die Ursache im Verfahren der Clusteranalyse selbst begründet liegt:

Die Zuteilung eines jeden Rasterpunktes erfolgt unter Berücksichtigung aller Parameterwerte, so dass jeder Parameterwert zum Parametermittel des jeweiligen Klimatyps die kleinstmögliche Differenz aufweist (vgl. Kapitel 4). Selbst wenn das Temperaturmittel der Stadt Lhasa also jenes des Klimatyps 6 weit übersteigt, die anderen Parameterwerte jedoch hervorragend übereinstimmen, erfolgt die Zuteilung zu Klimatyp 6 (vgl. auch: Das Problem lokal optimaler Partitionen (Kapitel 4.2.4). Das Ergebnis verlangt also stets nach einer Interpretation der Parameterwerte, wie sie in der vorliegenden Arbeit bei der Betrachtung der einzelnen Klimatypen erfolgt ist.

Überdies stellen die angegebenen Bezugsparameterwerte stets Mittelwerte für den gesamten Klimatyp dar und dürfen nicht auf einen einzelnen Rasterpunkt übertragen werden (s.o.). Die Darstellung lokaler bzw. kleinräumiger Klimaphänomene, wie beispielsweise die höheren Temperaturwerte in den geschützten Tallagen des tibetischen Hochplateaus (vgl. ZHAO SONQIAO 1986, CHU PINGHAI 1968), ist anhand der Clusteranalyse folglich nicht möglich. Gemäß der in Kapitel 3.1.1 aufgestellten Definition ist dies jedoch auch nicht Aufgabe der Klimatypisierung (bzw. Klassifikation), die vielmehr nach der bestmöglichen Einteilung, Systematisierung und Charakterisierung des Klimas der Einzelregionen verlangt. Diesen Ansprüchen wird die Clusteranalyse in best möglichem und objektivem Maße gerecht.

Auf der Grundlage des 100jährigen CRU Datensatzes basieren die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit auf der längsten, für Klassifikationen jemals verwendeten Datengrundlage. Gleichzeitig ist die Typisierung, durch ihren Bezug auf den aktuellen Zeitraum 1986/2000, die derzeit aktuellste Klassifikation des chinesischen Klimas.

7 Ausblick: Räumliche und zeitliche Variabilität der Klimatypen als Möglichkeit zur Analyse rezenter Klimaänderungen in China

Das in der vorliegenden Arbeit verwendete Verfahren bietet die Möglichkeit einer objektiven Klimatypisierung der VR China. Der mathematische Rechenprozess garantiert die Reproduzierbarkeit des Verfahrens, so dass es auf beliebige Zeiträume angewandt werden kann. Es bildet die Grundlage für weitere Untersuchungen:

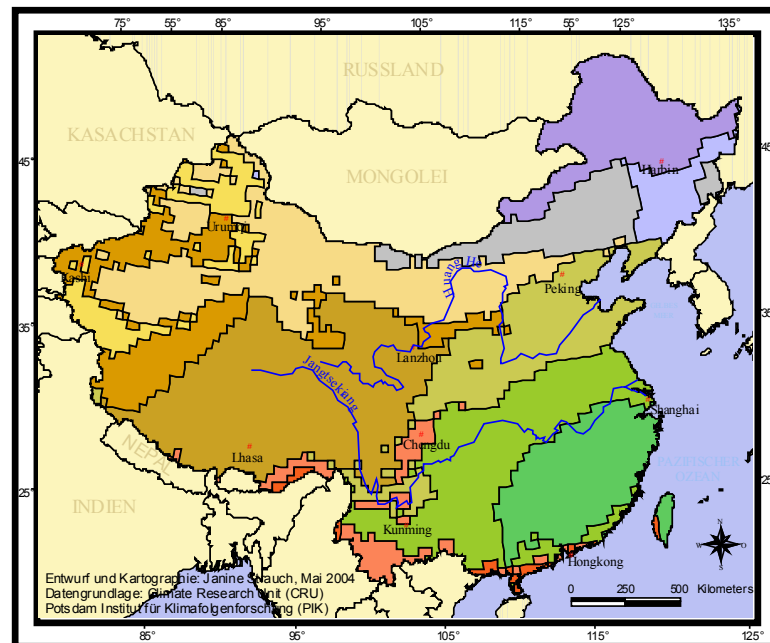
Im methodischen Teil der vorliegenden Arbeit wurde bereits auf die Veränderung klimatischer Größen – sei sie natürlich oder anthropogen verursacht - hingewiesen und der Bezugszeitraum für die räumliche Darstellung der Klimatypengrenzen auf den aktuellen Teilzeitraum 1986/2000 festgesetzt. So kann die größtmögliche Aktualität der hiesigen Typisierung gewährleistet werden.

Geht man nun von der Annahme aus, dass die Veränderung klimatischer Größen - beispielsweise eine Zunahme der Temperatur - auch auf die Typisierung des Klimas Einfluss hat, dann müsste sich diese Veränderung anhand der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Klimatypen darstellen lassen.

Unter dieser Hypothese werden für den 100jährigen Bezugszeitraum 1900 bis 2000 für jeweils 15jährige Teilzeiträume²⁸ mit einer Verschiebungsschrittlänge von einem Jahr 86 Klimatypisierungen der VR China ermittelt.²⁹ Anschließend können die Flächenanteile der einzelnen Klimatypen für jeden Teilzeitraum berechnet und in ihrer räumlichen und zeitlichen Entwicklung dargestellt werden. Karte 12 und 13 zeigen für den Vergleich des frühesten (1901/1915) mit dem aktuellsten (1986/2000) Teilzeitraum eine deutliche Flächenänderung der Klimatypen Chinas. Diese Änderungen sind in Karte 14 anhand der schraffierten Fläche abgetragen und umfassen in ihrer Gesamtheit etwa 18 Prozent der Staatsfläche Chinas.

²⁸ Die optimale Länge des Teilzeitraumes wurde bereits in Kapitel 5 dieser Arbeit nach einer Untersuchung von FRAEDRICH et al. auf 15 Jahre festgesetzt.

²⁹ Sämtliche Ergebnisse können der beigefügten CR – ROM entnommen werden.



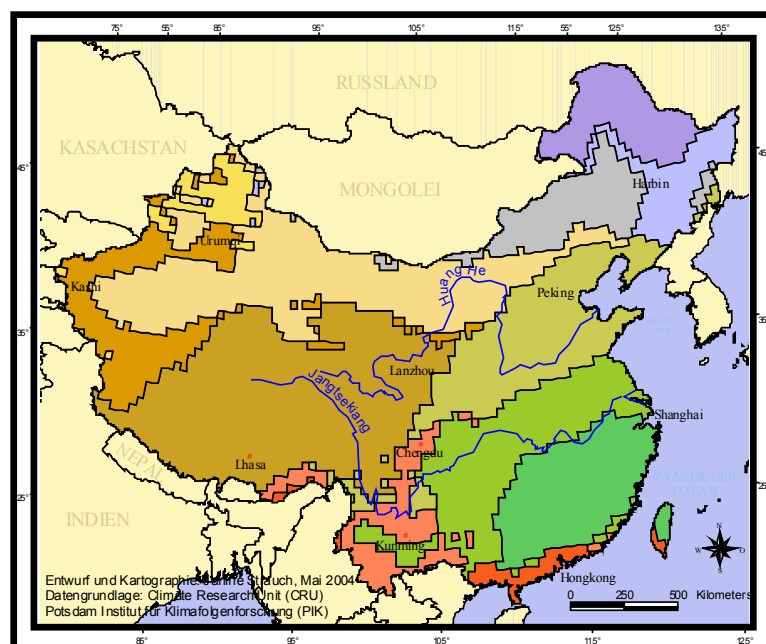
Die Klimatypen der VR China, Zeitraum 1901/1915

Klimatyp



— Klimatypengrenze
 — Fluss
 • Stadt

Karte 12: Die Klimatypen der VR China für den Teilzeitraum 1901/1915



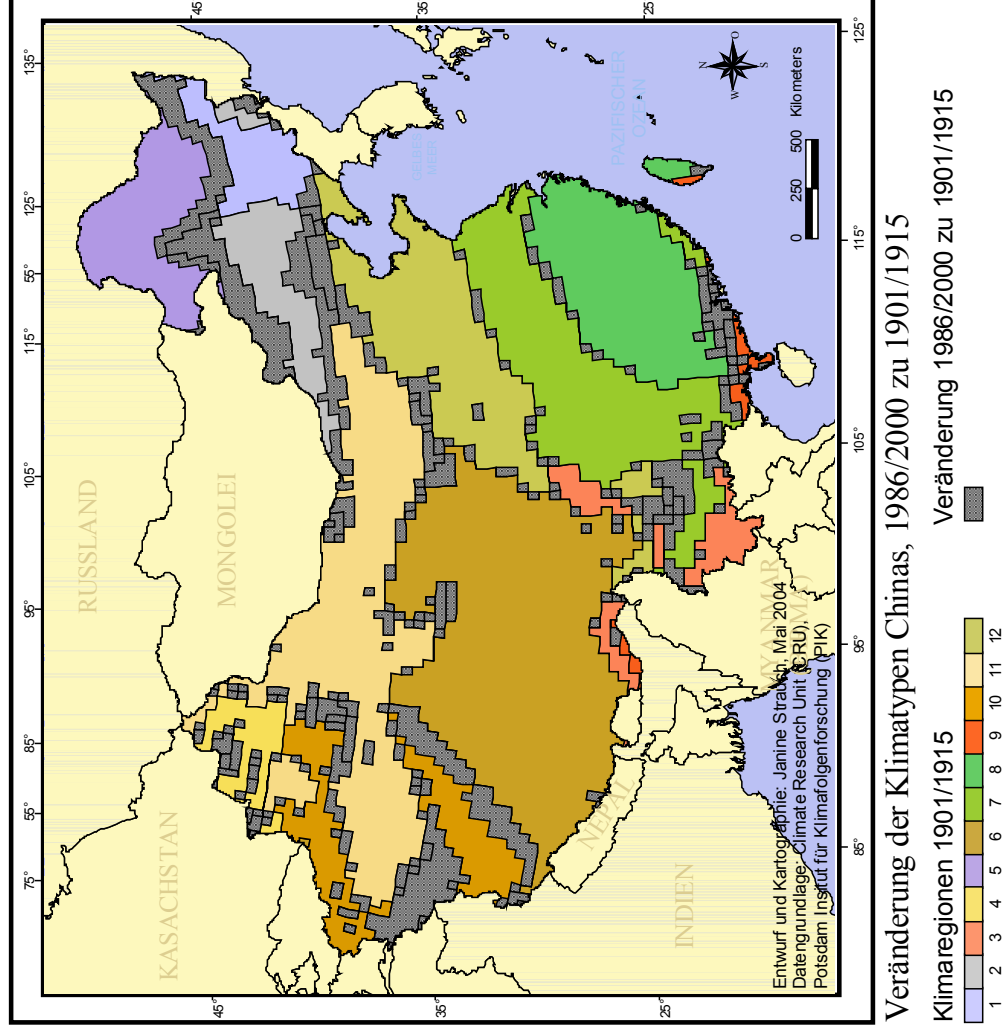
Die Klimatypen der VR China, Zeitraum 1986/2000

Klimatyp



— Klimatypengrenze
 — Fluss
 • Stadt

Karte 13: Die Klimatypen der VR China für den Teilzeitraum 1986/2000



Karte 14: Veränderung der Klimatypen Chinas 1986/ 2000 zu 1901/191

Gemäß der oben aufgestellten Hypothese, ließe sich der Wechsel eines Rastepunktes in einen anderen Klimatyp im Hinblick auf eine Änderung der klimatischen Größen in diesem Gebiet interpretieren (vgl. WERNER et al. 2001). Abbildung 24 und 25 zeigen als Beispiel den Flächenverlust des Klimatyps 5 im Nordosten Chinas um 304.000 km², während Klimatyp 1 etwa 106.000 km² an Fläche dazugewinnt.³⁰

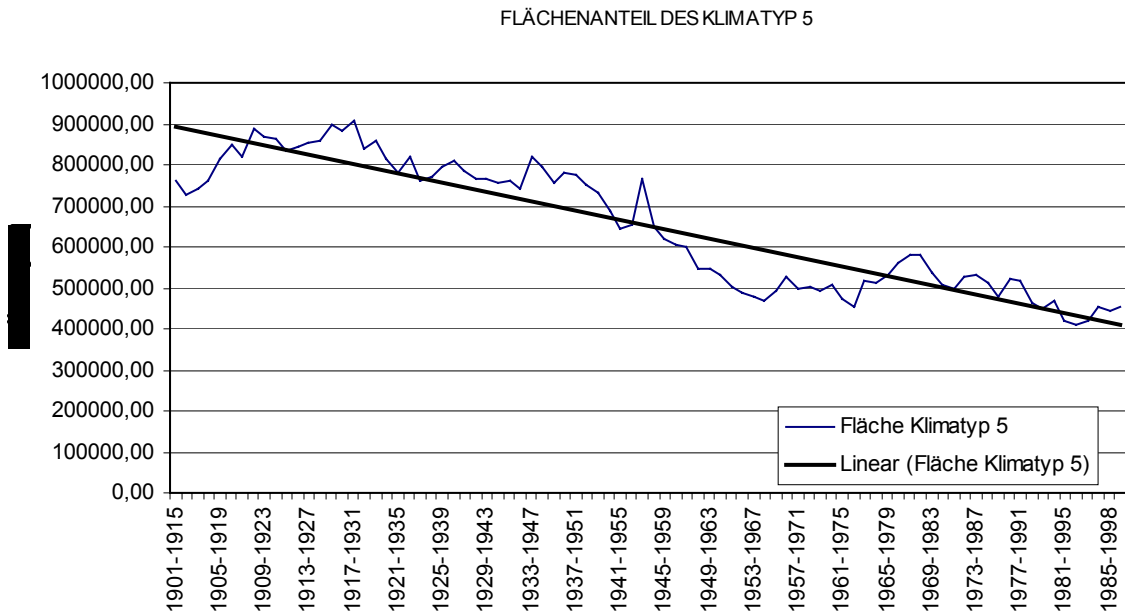


Abbildung 24: Flächenanteil des Klimatyp 5

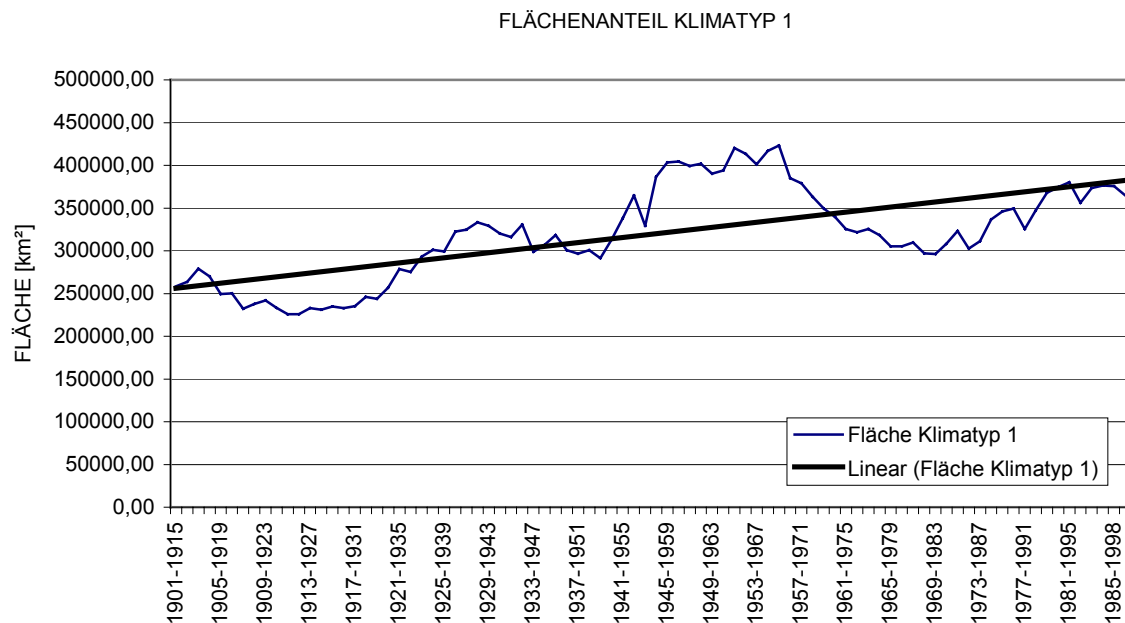


Abbildung 25: Flächenanteil des Klimatyp 1

³⁰ Flächenangaben für den Teilzeitraum 1986/2000 im Vergleich zu 1901/1915

Für die Analyse der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Klimatypen werden sämtliche Flächenänderungen untersucht und auf einen Trend geprüft.³¹ Die Anwendung des verteilungsfreien (nicht linearen) Mann – Kendall Trendtest ergab einen signifikant positiven Trend – und damit einen Flächenzuwachs - für die Klimatypen 1, 6, 7, 8, 9, 11 und 12 sowie einen signifikant negativen Trend – Flächenverlust - für die Klimatypen 3, 4, 5 und 10 auf einem Signifikanzniveau von 99 %. Nur für Klimatyp 2 konnte aufgrund der großen Varianz kein Trend festgestellt werden.

Ein Überblick zu den Ergebnissen ist in Abbildung 26 dargestellt. Hier sind die Flächenänderungen der Klimatypen zwischen dem aktuellsten Teilzeitraum 1986/2000 und dem frühesten Teilzeitraum 1901/1915 sowie dem Mittel des Gesamtzeitraumes 1901/2000 abgetragen. Die Gebiete größter Flächenänderung der Klimatypen 1, 2 und 5 im Nordosten Chinas sowie 11 und 12 nördlich von Peking, Klimatyp 6 im westlichen Qinghai–Tibet Plateau und Klimatyp 4 im Gebiet des Karakorum (vgl. Karte 14) zeigen diesbezüglich eine entsprechende Zu- oder Abnahme sowohl im Vergleich des Teilzeitraum 1986/2000 zu 1901/1915 als auch zum Mittel des Gesamtzeitraumes 1901/2000. Die Klimatypen 3, 7, 8 und 9 im Süden Chinas weisen insgesamt eine hohe Variabilität sowie flächenhaft deutlich geringere Änderungen im Vergleich zu den nordöstlichen- und nordwestlichen Landesteilen auf.

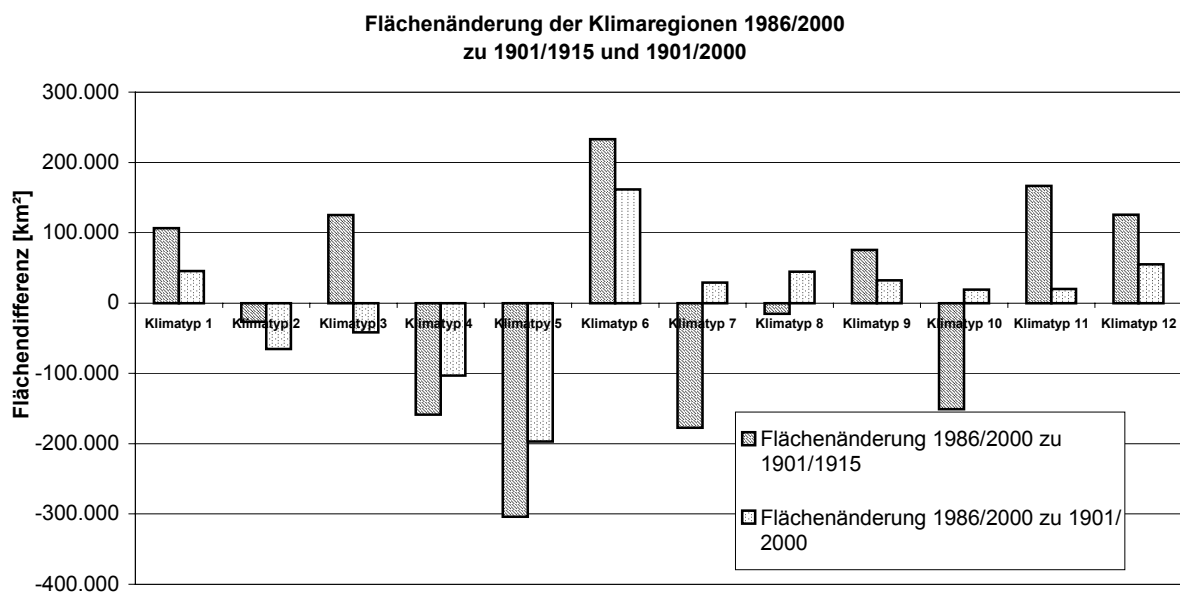


Abbildung 26: Flächenänderung der Klimatypen 1986/2000 zu 1901/1915 und 1901/2000

³¹ Sämtliche Ergebnisse können der beigelegten CD – ROM entnommen werden.

Diese Flächenänderungen sind nun im Hinblick auf eine Änderung der klimatischen Größen in den jeweiligen Gebieten zu interpretieren. Die Analyse kann auf der Basis der relativen Differenzen der einzelnen Parameterwerte erfolgen. So unterscheiden sich die Klimatypen 1 und 5 beispielsweise deutlich hinsichtlich ihrer thermischen Charakteristika, wobei die Jahresmitteltemperatur des Klimatyps 1 jene des Klimatyps 5 um 2,4°C, die Jahresamplitude um 5°C übersteigt (vgl. Tabellen 4 und 5). Hygrisch bestehen hingegen relativ geringe Unterschiede. Einzig die Wintersumme des Klimatyps 1 zeigt einen gemäßigten Wert, während jene des Klimatyps 5 als sehr trocken zu bezeichnen ist. Auch Klimatyp 2 gewinnt im Norden deutlich an Fläche hinzu und weist mit kalter Jahresmitteltemperatur und hoher Jahresamplitude wärmere und in der Jahressumme deutlich trockenere Bedingungen auf als Klimatyp 5. Auf dieser Basis kann für den Nordosten Chinas eine Erhöhung der Temperatur sowie eine Zunahme der winterlichen Niederschlagssumme als Grund für den Klimatypenwechsel angenommen werden.

Zur Überprüfung dieser Annahme werden zwei Rasterpunkte (Punkt 1: 49.25 / 122.75 und Punkt 2: 44.75 / 133.25) im Hinblick auf eine Veränderung der Jahresmitteltemperatur und Wintersumme untersucht. Der Mann–Kendall Trendtest ermittelt für beide Größen einen positiven Trend auf einem Signifikanzniveau von 99 %. Die Zunahme der Jahresmitteltemperatur wird für beide Punkte mit einem Wert von 1,4°C (Teilzeitraum 1986/2000 im Vergleich zu 1901/1915) und die Erhöhung der Wintersumme mit 30 bis 35 % quantifiziert. Folglich kann von einer Zunahme der Temperatur sowie einer Erhöhung der winterlichen Niederschläge als Grund für den Klimatypenwechsel in den nordöstlichen Küstengebieten Chinas ausgegangen werden. Für die Inlandgebiete deutet der Klimatypenwechsel zu Klimatyp 2 hingegen eine Abnahme der Niederschläge in den kontinentalen Inlandgebieten an.

Eine zweite Region großräumiger Klimatypenwechsel befindet sich **nordöstlich von Peking**. Hier findet ein Klimatypenwechsel von Klimatyp 2 mit kalten und trockenen Bedingungen zu Klimatyp 11 mit gemäßigter Jahresmitteltemperatur und sehr trockenen

Niederschlagsbedingungen statt (die quantitativen Flächenänderungen können Abb. 26 entnommen werden).³²

Die Veränderung der meteorologischen Größen wird anhand des Rasterpunktes 42.75 / 118.75 überprüft. Gemäß des Klimatypenwechsels zeigt sich hierbei eine deutliche Erhöhung der Jahresmitteltemperatur von 0,5°C (1986/200 zu 1901/1915; Signifikanzniveau 99,9 %), so dass der Klimatypenwechsel im wesentlichen temperaturdominiert ist. Für den Niederschlag kann aufgrund der großen Varianz kein signifikanter Trend ermittelt werden. Eine Niederschlagsabnahme ist anhand der Klimatypenwechsel jedoch zu vermuten (vgl. Tabellen 4 und 5) und korreliert mit dem Klimatypenwechsel von 5 nach 2 in den kontinentalen Inlandgebieten Nordostchinas (vgl. oben).

Im **Westen Chinas** wird der Klimatypenwechsel von 10 nach 6 im westlichen Qinghai-Tibet Plateau untersucht. Hier kann aufgrund der relativen Differenzen eine Erhöhung der Temperatur sowie eine Zunahme der Niederschläge vermutet werden. Die Untersuchung des Rasterpunktes 3.25 / 82.25 ermittelt jedoch nur für die Temperatur einen signifikant positiven Trend. Für eine Zunahme der Gesamtniederschläge kann kein Trend festgestellt werden. Fraglich bleibt überdies die Datenlage in diesem Gebiet (vgl. Kapitel 6).

Nicht erklärt werden kann auch die Zuteilung der westlichen Kunlun Shan Region und des Karakorum zu Klimatyp 4 im Teilzeitraum 1901/1915 (vgl. Karte 12). Der Wechsel zu Klimatyp 10 vollzieht sich jedoch auffälligerweise in den 50er Jahren, zur Zeit der Gründung zahlreicher neuer Messstationen in China (s.o.), so dass Datenunreinheiten im Zeitraum bis 1950 für dieses Gebiet vermutet werden können.

Die größte Temperaturzunahme zeigt sich schließlich im Westen Chinas, **südlich der Stadt Urumqi**. Hier lässt sich für den Rasterpunkt 43.25 / 86.75 eine deutliche Erhöhung der Jahresmitteltemperatur von 2,1°C (Teilzeitraum 1986/2000 im Vergleich zu 1901/1915) erkennen.

³² Eine genaue Angabe von Parameterwerten (z.B. 10°C) erscheint nicht sinnvoll, da die Klimatypisierung auf der Basis einer Clusteranalyse erfolgte (vgl. Kapitel 4) und die Bezugsparameterwerte jeweils nur Mittelwerte für den gesamten Klimatyp, nicht für eine einzelne Region darstellen.

Resümierend können signifikante Veränderungen der Klimatypen Chinas im letzten Jahrhundert festgestellt werden, die sich im Wesentlichen auf den Nordosten sowie Westchina beschränken. Die räumliche und zeitliche Variabilität der Klimatypen bietet eine Möglichkeit zur Analyse der Veränderung klimatischer Größen, wobei sich anhand der relativen Differenzen der Parameterwerte die dominierenden meteorologischen Größen des Klimatypenwechsels erkennen lassen.

In China sind die Klimatypenwechsel im Wesentlichen mit einer Zunahme der Temperatur zu begründen, die in einigen Gebieten den globalen Trend für das letzte Jahrhundert von $0,6^{\circ}\text{C}$ weit überschreitet. Für die nordöstlichen Küstengebiete kann überdies eine Zunahme der winterlichen Niederschlagssumme festgestellt werden, die mit der Dominanz eines zunehmend schwächeren Wintermonsuns erklärt werden könnte (vgl. Kapitel 2.3). Für die kontinentalen Inlandgebiete Nordostchinas deuten die Klimatypenwechsel jedoch eine Abnahme der Gesamtniederschläge an, die besonders im Hinblick auf den fortschreitenden Desertifikationsprozess dieser Region eine bedeutende Rolle spielt. Hier sind weitere Untersuchungen notwendig, die etwa den Einfluss der Temperaturerhöhung auf die allgemeinen Zirkulationsverhältnisse in diesem Gebiet erklären lassen.

Weiter gilt es zu klären, ob die konstatierte Temperaturzunahme die natürliche, langjährige Schwankungsbreite dauerhaft überschreitet. Als Ausgangspunkt kann hier eine Analyse von Schwankungen der Flächengröße einzelner Klimatypen dienen (vgl. Abb. 24 und 25), die im Hinblick auf die Änderungen klimatischer Größen für einzelne Zeiträume des letzten Jahrhunderts (z.B. von den 70er Jahren bis heute) interpretiert werden können.

So stellt sich neben der Frage nach den Gründen, letztlich auch die Frage nach den Wirkungen der Klimaänderungen auf Mensch und Natur. Hier kann untersucht werden, ob der Klimawandel bereits Auswirkungen auf die Tier- und Pflanzen zeigt, was umgekehrt wieder als Bestätigung eines großräumigen Wandels angesehen werden kann. Es muss Aufgabe der Menschheit sein, diese tiefgreifenden Einflüsse und Auswirkungen zu untersuchen und zu quantifizieren, um sie *im Mindesten* einschätzbar und bewusst zu machen.

8 Zusammenfassung

Bisherige Arbeiten zur Klassifikation des chinesischen Klimas verfolgen mehrheitlich die Ansätze effektiver Klassifikationsmethoden und wurden im Laufe der Jahre fortwährend hinsichtlich ihrer Methodik, Datengrundlage und der Wahl der Grenzdefinitionen (Schwellenwerte zur Abgrenzung der Klimaregionen) überarbeitet. Es fehlt bislang jedoch ein Ansatz, der versucht, den subjektiven Einfluss bei der Wahl der Grenzdefinitionen zu minimieren. Die Zielsetzung der vorliegenden Arbeit kann folgendermaßen formuliert werden:

Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine Klassifikation des chinesischen Klimas unter Minimierung des subjektiven Einflusses durch die Anwendung des multivariaten statistischen Verfahrens einer erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse.

Auf der Basis der clusteranalytischen Bezugsparameter kann eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Klimatypen erfolgen und die Ergebnisse im Vergleich zu den bestehenden Klassifikationen diskutiert werden.

Bei der Bearbeitung dieser Aufgabenstellung konnten folgende Ergebnisse erzielt werden:

Die Analyse der Klimafaktoren kennzeichnet China als ein Land mit äußerst komplexen klimatischen Grundbedingungen. Neben der enormen Größe (ca. 9,6 Mio. km²) und den komplexen orographischen Verhältnissen, spielt dabei besonders die räumliche Lage Chinas am Rande des eurasischen Doppelkontinentes eine zentrale Rolle: Während die westlichen und nordostchinesischen Regionen im Wesentlichen von der kontinentalen Ostseitenprägung der außertropischen Westwinddrift beeinflusst werden, stehen die östlichen Küstengebiete unter der Herrschaft des Ostasiatischen und die südlichen Landesteile unter der Herrschaft des Indischen Monsuns.

Auch spezielle Klimaphänomene sind von Bedeutung, wie der winterliche Vorstoß sibirischer Kaltluftmassen, die charakteristischen Mei-Yu Regenfälle der Yangtze Region im Frühling oder der Einfluss von Taifunen im Spätsommer.

Aus der Zusammenschau der Klimafaktoren resultieren deutliche thermische und hygrische Schwankungen des Klimas im Jahresverlauf, die bei der Wahl der Bezugsparameter für die Klimatypisierung berücksichtigt werden müssen. Als Klimaparameter werden gewählt:

Die Jahresmitteltemperatur

Die Jahresamplitude

Die Summe der Monatsmitteltemperatur $> 20^{\circ}\text{C}$

Die Jahressumme des Niederschlags

Die Sommersumme des Niederschlags

Die Wintersumme des Niederschlags

Der Niederschlags- Temperaturindex (NTI)

Zur Minimierung des subjektiven Einflusses bietet sich das multivariate statistische Verfahren der Clusteranalyse an. Ziel dieses Verfahrens ist die Bildung disjunkter Gruppen, deren Elemente bezüglich definierter Variablen (Klimaparameter) möglichst ähnliche Ausprägungen enthalten. In einem deskriptiven Vergleich hierarchischer und nicht-hierarchischer Clusteranalyseverfahren wird der Vorteil nicht – hierarchischer Methoden herausgestellt, der in dem Austausch der Elemente verschiedener Cluster besteht, bis schließlich die best mögliche Zuteilung erreicht ist. Da es sich hierbei jedoch nie um eindeutige Lösungen handelt, muss anschließend noch die Güte der Partition bestimmt werden. Im Algorithmus der vorliegenden Arbeit gelingt diese Trennung auf der Basis statistischer Tests, so dass eine statistisch signifikante Trennung der einzelnen Cluster (Klimatypen) erreicht wird.

Als Datengrundlage wird ein hochauflösender Rasterdatensatz ($0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$) der CLIMATE RESEARCH UNIT verwendet, der monatliche Mittelwerte für Temperatur und Niederschlag für einen 100jährigen Zeitraum von 1900 bis 2000 enthält. Im Hinblick auf das lückenhafte Messstationsnetz in Westchina (vgl. DOMRÖS und PENG GONGBING 1988) bietet er eine Alternative zu den üblichen Stationsmessdaten und wurde vor der Analyse auf räumliche und zeitliche Inhomogenitäten geprüft (vgl. ÖSTERLE et al.).

Auf der Basis der erweiterten nicht-hierarchischen Clusteranalyse werden 12 Klimatypen für die VR China ermittelt. Als Ergebnis werden für jeden Klimatyp Parametermittelwerte berechnet, anhand derer eine umfassende Beschreibung der einzelnen Typen erfolgen kann.

Folgende Ergebnisse konnten im Vergleich zu den bestehenden Klassifikationen erzielt werden:

Die **nordostchinesischen Klimatypen** 1, 2 und 5 lassen sich besonders aufgrund ihrer niedrigen Temperaturen und hohen Jahresamplituden von den südlicheren Regionen unterscheiden. Dies geht konform zu den meisten Klimaklassifikationen, die diesen Bereich auf der Basis thermischer Kriterien (z.B. Temperatur des kältesten Monats, etc.) von Mittel- und Südchina abgrenzen. Darüber hinaus gelingt in der Clusteranalyse die Ausweisung eines dritten Klimatyps im Nordosten Chinas (Klimatyp 5), der sich mit sehr niedriger Jahresmitteltemperatur ($-3,4^{\circ}\text{C}$) und sehr hoher Jahresamplitude (über 45°C) von den südlicheren Klimatypen unterscheidet. Erstmals wird auch die kontinentale Trockenregion des Klimatyp 2 nicht den übrigen Trockengebieten Nordchinas zugeordnet (vgl. Klimatyp 11), sondern mit niedriger Jahresmitteltemperatur und hohen jährlichen Temperaturschwankungen (38°C) als eigener Klimatyp erkannt.

In **Südostchina** unterscheidet besonders der west- östliche Grenzverlauf der Klimatypen 7, 8, und 12 die clusteranalytischen Ergebnisse von den übrigen Klassifikationen. Er kann im Wesentlichen dem Einfluss der hygrischen Parameter Sommersumme und Wintersumme zugesprochen werden kann. Dabei kann den Ergebnisse nicht nur der charakteristische Wechsel der sommer- und wintermonsunalen Witterungsverhältnisse, sondern auch der Vorstoß der sommerlichen Regenfront entnommen werden. Darüber hinaus gelingt die Ausweisung der randtropischen Küstengebiete um Hongkong sowie des Yunnan – Hochlandes als eigene Klimatypen 9 und 3.

In **Westchina** kann aufgrund des rudimentären Messstationsnetzes der größte Einfluss der interpolierten Rasterdaten vermutet werden. Die Projektion der Klimatypen auf ein Höhenmodell zeigt jedoch die exakte Grenzziehung im Bereich der westchinesischen Becken (Tarim – Becken, Quaidam – Becken), die deutlich gegen die umliegenden Gebirgsregionen abgegrenzt werden. Dabei werden erstmals die charakteristischen Klimabedingungen des Dsungarei – Beckens mit einer gemäßigten jährlichen Niederschlagssumme von 465 mm als eigener Klimatyp erkannt. Auch der Hochgebirgsklimatyp 10, der mit trockenen Bedingungen und sehr niedrigen Temperaturen die Klimaverhältnisse der Hochgebirge des westlichen Kunlun Shan und Tian Shan kennzeichnet, kann in ähnlicher Form in keiner der bisherigen Klassifikationen gefunden werden.

Die Anwendung der erweiterten nicht – hierarchischen Clusteranalyse führt zu einer umfassenden Klimatypisierung der VR China, in der auch regionale Effekte -wie die Niederschlagsabnahme von den Küstengebieten zum Inland im Nordenosten (Klimatyp 2) oder die gemäßigten Niederschlagssummen des Dsungarei – Beckens (Klimatyp 4)-erkannt werden. Im Unterschied zu den bestehenden Klassifikationen berücksichtigt die Clusteranalyse sieben Bezugsparameter auf gleicher Klassifikationsebene. Darüber hinaus hat auch die Auswahl der Bezugsparameter sowie die Interpolation der Rasterdaten auf einem Höhenmodell großen Einfluss auf das Ergebnis der Typisierung.

Die clusteranalytischen Ergebnisse sind überdies im Hinblick auf den mathematischen Rechenprozess zu interpretieren. So stellen die Bezugsparameterwerte stets Mittelwerte für den gesamten Klimatyp dar und dürfen nicht auf einen einzelnen Rasterpunkt übertragen werden. Die Darstellung lokaler oder kleinräumiger Effekte ist anhand der Clusteranalyse nicht möglich, jedoch auch nicht Zielsetzung einer Klimatypisierung, die vorwiegend auf regionaler Ebene operiert.

Unter Berücksichtigung der Veränderung klimatischer Größen stellen das hiesige Ergebnis die aktuellste Typisierung des chinesischen Klimas dar (Bezugszeitraum der Klimatypengrenzen 1986/2000) und basiert auf dem längsten, jemals verwendeten Datensatz. Darüber hinaus konnte gezeigt werden, dass diese Klimatypengrenzen in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung stark variieren, was im Hinblick auf eine rezente Klimaänderung in China interpretiert werden kann. Hier sind weitere Untersuchungen notwendig.

9 Quellenverzeichnis

9.1 Literatur

ALISSOW, B.P (1954): Die Klimate der Erde. Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin

ARAKWA, H. (1969): Climates of Northern and Eastern Asia. World Survey of Climatology Volume 8. Meteorological Research Institute, Tokyo. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York

BABCOCK CRESSEY, G. (1934): A Survey of the Land and Its People. Chinas Geographic Foundation. First Edition. McGraw-Hill Book Company, New York, London

BAHRENBERG, G., NIPPER, J., GIESE, E. (2003): Statistische Methoden der Geographie. Band 2, Multivariate Statistik. In: Studienbücher der Geographie (früher Teubner Studienbücher der Geographie). Gebrüder Bornträger Verlagsbuchhandlung. Berlin, Stuttgart

BLÜTHGEN, J (1980): Allgemeine Klimageographie. 3., neu bearbeitete Auflage von Wolfgang Weischet. Walter de Gruyter. Berlin. New York

BOCK, H.: Automatische Klassifikation-Theoretische und praktische Methoden zur Gruppierung und Strukturierung von Daten (Clusteranalyse). In: GROTEMEYER, K.P., MORGENSTERN, D., TIETZ, H (1974).: Studia Mathematica / Mathematische Lehrbücher. Band XXIV. Vandenhoeck und Ruprecht. Göttingen

BÖHN, D. (1987): China. Volksrepublik China, Taiwan, Hongkong. Klett Länderprofile. 1. Auflage. Ernst Klett Verlag, Stuttgart

BROSIUS, F. (2002) : SPSS 11.-1. Auflage 2002. Die Deutsche Bibliothek. Mitp – Verlag, Bonn

BUEHL, A., ZOEFEL, P. (2002): SPSS 11-Einführung in die moderne Datenanalyse unter Windows.-8., überarbeitete und erweiterte Auflage. Pearson Education Deutschland GmbH. München

CHEN, J., KING, L., JIANG, T. WOLLESEN, D. (1998): Klimageschichtliche Forschung in China. Quellenlage und Ergebnisse im Überblick. In: Erdkunde 52 . Ferdinand Dummlers Verlag, Bonn

CHU, PING – HAI (1968): Climate of China. Second Printing. Übersetzung aus dem Chinesischen. Joint Publications Research Service, Washington

DOMRÖS, M, GONGBING, PENG (1988): The Climate of China. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg

DOMRÖS, M., GONGBING PENG, SHIHUANG ZHANG (1992): The Characteristics of the Desert Climate at Turpan, China. In: Erdkunde. Band 46 .Ferdinand Dummlers Verlag, Bonn

DOMRÖS, M. (2001): Räumliche und zeitliche Variabilität der Sommerniederschläge in China. In: Geographische Rundschau. H 3211. S. 36 – 41. Westermann Verlag, Braunschweig

FAHRMEIR, L., HAMERLE, A., TUTZ, G.(Hrsg., 1996): Multivariate statistische Verfahren.-2., überarbeitete Auflage-Walter de Gruyter, Berlin, New York

FLOHN, H. (1950): Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. In: Erdkunde, Heft 4, S. 141-162. Ferdinand Dummlers Verlag, Bonn

FLOHN, H. (1957a): Zur Kenntnis des Monsuns in Ostasien. Stuttgarter Geographische Studien 69, 262-275, Stuttgart

FLOHN, H. (1957b): Zur Frage der Einteilung der Klimazonen. Erdkunde. Band XI, Heft 3. S. 161-174. Ferdinand Dummlers Verlag, Bonn

- FLOHN, H. (1969):** Zur Didaktik der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. In: Geographische Rundschau 5, S. 129-142 und 189-195, Westermann Verlag, Braunschweig
- FORGY, E. W.(1965):** Cluster analysis of multivariate data: efficiency versus interpretability of classifications. Biometrics, 21, 768
- FOVELL, R.G., FOVELL, M.-Y.C. (1993):** Climate Zones of the Conterminous United States Defined Using Cluster Analysis. Journal of Climate 6, 2103-2135
- FRAEDRICH, K, GERSTENGARBE, F.W., WERNER, P.C. (2001):** Climate Shifts During the Last Century. In: Climate Change 50, 405-417. Kluwer Academic Publishers. Niederlande
- GELLERT, J.F. (1987):** China-Natur und Umwelt. 1. Auflage. Mühlhäuser Druckhaus. VEB Hermann Haack, Gotha
- GEMMER, M. (2000):** Hochwasserschutz und Landnutzungsänderungen am Yangtze-Mittellauf, VR China. Diplomarbeit. Institut für Physische Geographie. Prof. Dr. L. King, Giessen
- GERSTENGARBE, F.-W., WERNER, P.C. (1997):** A Method to Estimate the Statistical Confidence of Cluster Separation. In: Theoretical and Applied Climatology. 57, 103-110 (1997). Springer – Verlag, Österreich
- GERSTENGARBE, F.-W., WERNER, P.C., FREADRICH, K. (1999):** Applying Non-Hierarchical Cluster Analysis Algorithms to Climate Classification: Some Problems and their Solution. In: Theoretical and Applied Climatology. 64, 143 -150 (1999). Springer Verlag, Österreich
- GIESE, E., MOSSIG, I. (2004):** Klimawandel in Zentralasien. Diskussionsbeiträge am Zentrum für Entwicklungs- und Umweltforschung (ZEU) der JLU Giessen. Nr. 17, Giessen

- GUDERMANN, V. (1998):** Satellitenbildgestützte Analyse der Entwicklung von Landnutzung und Hochwasserschadenspotential in Huzhou City, Ostchina, im Zeitraum 1984 – 1997. Diplomarbeit, Geographisches Institut der JLU Giessen
- HENDERSON-SELLERS, A., ROBINSON, P.J. (1986):** Contemporary Climatology. John Wiley and Sons, Inc., New York
- HENDL, M:** Globale Klimaklassifikationen. In: HUPFER, P. (Hrsg., 1991): Das Klimasystem der Erde. Akademie Verlag GmbH, Berlin
- HOFFMANN, G. (1957):** Die technik-orientierte Klimaklassifikation. Problem und Versuch einer Lösung. Meteorologische Abhandlungen. Band 140. Heft 3. Verlag von Dietrich Reimer, Berlin
- HOF, A. (1999):** Satellitenbildgestützte Dokumentation der urbanen Entwicklung im hochwassergefährdeten Wuxi, SE China. Diplomarbeit. Institut für Physische Geographie, Prof. Dr. L. King, Giessen
- HOFFMANN, L. (1980):** Möglichkeiten einer Klimaklassifikation mit Hilfe der zweimaligen Anwendung der Faktorenanalyse. Berichte des deutschen Wetterdienstes. Nr. 152. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main
- HUPFER, P, KUTTLER, W.(Hrsg., 1998):** Witterung und Klima. Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie. 10. Auflage. B.G. Teubner Stuttgart, Leipzig
- JAHNKE, H. (1988):** Cluster Analysis as a Procedure in Inferential Statistics. On a Graphic Consistency Conception for Cluster Analysis Procedures. Vandenhoeck und Ruprecht, Göttingen
- KALKSTEIN, LS, TAN GR, SKINDLOV, JA. (1987):** An evaluation of 3 clustering procedures for use in synoptic climatological classification. Journal of Climate and Applied Meteorology 26, 717-730

KING, L., JIANG TONG (1994): Hochwasser im Yangtze Delta. In: Spiegel der Forschung (2), 2-8, Der Präsident der JLU-Giessen, Giessen

KING, L., GEMMER, M., METZLER, M (2002): Das Drei – Schluchten – Staudamm Projekt am Yangtze. In: Spiegel der Forschung. 19. Jahrgang, Nr. 1, Justus -Liebig – Universität Giessen

KLEIN, G. (1994): Regionalisierung von Niederschlag mit Hilfe digitaler Geländeinformationen. Entwicklung eines geoökologischen Modells zur routinemäßigen Ableitung hochauflösender Niederschlagskarten. Freiburger Geographische Hefte. Heft 44. Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie, Freiburg

KÖPPEN, W. (1936): Das geographische System der Klimate. In: KÖPPEN, W., GEIGER, R: Handbuch der Klimatologie. Band I, Teil C. Kraus Reprint, Berlin

KNOCH, K, SCHULZE, A. (1954): Methoden der Klimaklassifikation. Zweite Auflage, VEB Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha 1954

LAUER, W., FRANKENBERG, P. (1988): Klimaklassifikation der Erde. In: Geographische Rundschau 40, Westermann Verlag, Braunschweig

LAUER, W. (1999): Klimatologie. In: Das Geographische Seminar. 3. ergänzte Auflage. Westermann Verlag, Braunschweig

LESER, H. (Hrsg., 1997): Wörterbuch Allgemeine Geographie. Vollkommen überarbeitete Ausgabe. Westermann. Deutscher Taschenbuch Verlag, Braunschweig

MÜLLER, M.J. (1996): Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. In: G. RICHTER: Forschungsstelle Bodenerosion. 5. ergänzte und verbesserte Auflage. Universität Trier. Trier

ÖSTERLE, H., GERSTENGARBE, F.-W., WERNER, P.C. (1999): Homogenisierung und Aktualisierung des Klimadatensatzes der Climate Research Unit der Universität of East Anglia, Norwich. Potsdam -Institut für Klimafolgenforschung e.V.. Potsdam (unveröffentlichter Artikel)

PANGMAO ZHAI et al.: Changes of Climate Extremes in China. *Climate Change* 42. 203-218, Kluwer Academic Publishers. Niederlande 1999

SCHÄFER, D. (2001): Rezente Klimaänderung in China? *Geographische Rundschau* 10/2001, S. 42-47. Westermann Verlag, Braunschweig

SCHULTZ, J. (2000): Handbuch der Ökozonen, UTB Eugen Ulmer Verlag ,Stuttgart

SIEGMUND, A., FRANKENBERG, P: Klimatypen der Erde. *Geographische Rundschau* 51. H.9 . S. 494-499. Westermann Verlag, Braunschweig

STEINER, D. (1965): A multivariate statistical approach to climatic regionalization and classification. *Tijdschrift van het koninklijk nederlandsch aardrijksundig Genootschap* LXXXII, Nr. 4,

STEINHAUSEN, D., LANGER, K. (1977): Clusteranalyse-Einführung in Methoden und Verfahren der automatischen Klassifikation. – Walter de Gruyter. Berlin, New York

STELLMACHER, R. (1971): Einige Methoden der statistischen Analyse angewandt auf das Problem der Klimaklassifikation. *Abhandlungen des meteorologischen Dienstes der DDR*, Nr. 99, Band XIII. Akademie- Verlag. Berlin

STRAHLER und STRAHLER (2002): Physische Geographie, UTB, Verlag Eugen Ulmer, 2. Auflage

TAUBENHEIM, J. (1969): Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Akademische Verlagsgesellschaft. Geest und Portig, Leipzig

TECHCHIH WANG (1941): Die Dauer der ariden, humiden und nivalen Zeiten des Jahres in China. *Tübinger geographische und geologische Abhandlungen*. Reihe II Heft 7. Verlag der Hohenloheschen Buchhandlung Ferdinand Rau. Öhringen

THORNTHWAITE, C.W. (1931): The Climate of North America according to a new classification of climate. In: *Geogr. Rev.* S. 633-655

THORNTHWAITE, C.W. (1933): The Climates of the Earth. Geogr. Rev. 23, S. 433-440

THORNTHWAITE, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate.
In: Geogr. Rev. Vol. 38 S. 55-945,

TROLL, C. (1964): Die Jahreszeitenklimate der Erde. In: Erdkunde 28, S. 5-28,

UNAL, A., KINDAP, T., KARACA, M. (2003): Redefining the Climate Zones of Turkey
Using Cluster Analysis. In: International Journal of Climatology. 23: 1045-1055.

WERNER, P.C., GERSTENGARBE, F.W. ÖSTERLE, H. (2001): Klimatypänderungen
in Deutschland im 20. Jahrhundert. Klimastatusbericht 2001

WEISCHET, W., ENDLICHER, W. (2000): Regionale Klimatologie, Teil II. Die alte Welt.
Europa, Afrika, Asien. B.G. Teubner Studienverlag, Stuttgart, Leipzig

WOLLESEN, D., WANG RUN, KING, L., JIANG TONG (1999): Schutzkonzepte am
Yangtze-der Kampf gegen die wiederkehrende Flut. In: Geospektrum 2/99, S. 25-28,
Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg

WISSMANN, v. H. (1939): Die Klima- und Vegetationsgebiete Eurasiens. In: Zeitschrift der
Gesellschaft für Erdkunde. S. 1-14, Berlin

WISSMANN, v. H. (1948): Pflanzenklimatische Grenzen der warmen Tropen. In: Erdkunde
2, S. 81-92, Ferdinand Dummlers Verlag, Bonn

WU CHUANJUN, WANG NAILIANG, LIN CHANO, ZHAO SONGQIAO (1948):
Geography in China. The Geographical Society of China, Science Press, Beijing

ZHAO, SONQIAO.(1986): Physical Geography of China. Science Press. Beijing 1986 und
John Wiley and Sons. New York

9.2 Geodaten

ENCARTA (1999): Microsoft Encarta Weltatlas

ESRI: Arc View GIS ; erweiterte Version des Geographischen Informationssystems GIS.
Environmental Systems Research Insitute, Inc. Redlands, California

GTOPO: Höhenmodell der U.S. Geological Survey

HULME, M.: Rasterdatensatz der Climate Research Unit (CRU). University of East Anglia.
Norwich. Veröffentlicht unter www.cru.uea.ac.uk.