

WÜRZBURGER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Würzburg

Herausgeber: D. Böhn – H. Hagedorn – H. Jäger – H.-G. Wagner

Schriftleitung: B. Sponholz

Heft 95

Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780

Christoph Beck

Würzburg 2000

Im Selbstverlag des Instituts für Geographie der Universität Würzburg
in Verbindung mit der Geographischen Gesellschaft Würzburg

Druck: Konrad Tritsch
Print und digitale Medien GmbH
Johannes-Gutenberg-Straße 1-3
D-97199 Ochsenfurt-Hohestadt

Bezug über den Buchhandel oder direkt bei:

Geographisches Institut der Universität Würzburg
- *Würzburger Geographische Arbeiten* -
Am Hubland
D-97074 Würzburg
e-mail: geographie@mail.uni-wuerzburg.de
URL: <http://www.uni-wuerzburg.de/geographie/publikat/wga.htm>

© Alle Rechte vorbehalten
ISSN 0510-9833

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand in wesentlichen Teilen während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter im Rahmen des EU-Projekts ADVICE (Annual to decadal variability in climate in Europe), das unter der Koordination der Climatic Research Unit der University of Norwich von Februar 1996 bis März 1998 durchgeführt wurde.

Prof. Dr. Jucundus Jacobeit, in dessen Händen Themenstellung und Betreuung der Arbeit lagen, danke ich für seine stete Diskussionsbereitschaft sowie für seine vielfältigen inhaltlichen und methodischen Anregungen, die wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen. Den Mitgliedern der Arbeitsgruppe Klimaforschung am Geographischen Institut der Universität Würzburg, insbesondere Dipl. Geogr. Ulrike Beyer und Dipl. Geogr. Andreas Philipp, danke ich für das höchst angenehme Arbeitsklima und für viele interessante Gespräche. Elke Hertig, Dipl. Geogr. Katrin Sturm, Dipl. Geogr. Klaus Honzik, Axel Hornung, Dipl. Geogr. Peter Löwe, Joachim Rathmann und allen die im Rahmen von ADVICE unermüdlich Daten eingegeben oder analysiert haben danke ich für ihren Einsatz, der nicht nur dem übergeordneten Projekt sondern letztlich immer auch dieser Arbeit zugute kam. PD Dr. Rüdiger Glaser vom Geographischen Institut der Universität Würzburg möchte ich meinen Dank aussprechen für viele anregende Gespräche zum Themenkreis der historischen Klimatologie und Prof. Dr. Horst Hagedorn (Geographisches Institut Würzburg) für seine Bereitschaft als Zweitgutachter der Dissertation zu fungieren.

Gedankt sei auch allen Personen und Institutionen, die durch die unbürokratische Bereitstellung von Daten die Erweiterung der vorliegenden Datenbasis erleichtert haben; stellvertretend erwähnt seien die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach/Main, Dr. F.-W. Gerstengarbe und Dr. P. C. Werner vom Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK) sowie Prof. Dr. C.-D. Schönwiese (Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main).

Nicht zuletzt danke ich meinen Eltern ohne deren materielle und ideelle Unterstützung Studium und Dissertation gar nicht erst möglich gewesen wären.

In besonderer Weise schließlich gilt mein Dank Barbara Hassler für ihre Teilnahme und ihr Verständnis, ihre psychische Unterstützung und die Entlastung in allen nicht dissertationsverbundenen Lebensbereichen während aller Phasen der Arbeit, die das Überwinden einiger Schaffenskrisen und Motivationstiefs immens erleichterte.

Würzburg, November 2000

Christoph Beck

Inhaltsverzeichnis

Verzeichnis der Abbildungen im Text	V
Verzeichnis der Tabellen im Text	IX
Verzeichnis der Abbildungen im Anhang	XI
Verzeichnis der Tabellen im Anhang	XII
1 Einleitung	1
2 Bisherige Befunde zur klimatischen und zirkulationsdynamischen Variabilität im Zeitraum 1780-1995 im Bereich Nordatlantik-Europa	5
3 Zielsetzung und Arbeitsmethodik	13
4 Raumzeitliche Variabilität von Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa seit 1780	19
4.1 Temperatur- und Niederschlagsdaten für den Zeitraum 1780-1995.....	19
4.1.1 Frühe instrumentelle meteorologische Beobachtungen in Mitteleuropa	19
4.1.2 Datenakquisition und erste Aufbereitungsschritte	22
4.2 Zum Problem der Homogenität klimatologischer Zeitreihen	27
4.2.1 Klimatologische und Statistische Definition von Homogenität - Ursachen und Eigenschaften von Inhomogenitäten	27
4.2.2 Methoden der Homogenitätsprüfung.....	28
4.2.2.1 Erkundung der Stationsgeschichte	28
4.2.2.2 Homogenitätstests	28
4.2.2.2.1 Absolute Homogenitätstests.....	29
4.2.2.2.2 Relative Homogenitätstests.....	31
4.2.3 Homogenisierungsmethoden	37

4.3	Homogenitätstests und Homogenisierung der Zeitreihen (1780-1995).....	38
4.3.1	Verfahren.....	38
4.3.2	Ergebnisse	44
4.4	Regionalisierung der Temperatur- und Niederschlagsdaten	45
4.4.1	Regionalisierungen in der Klimatologie.....	45
4.4.2	Regionalisierungen der mitteleuropäischen Temperatur- und Niederschlagsreihen (1780-1995).....	46
4.4.2.1	Verfahren.....	46
4.4.2.2	Ergebnisse	50
4.4.3	Berechnung regionaler Zeitreihen der Temperatur und des Niederschlags	55
4.5	Analyse der thermischen und hygrischen Variabilität in Mitteleuropa.....	57
4.5.1	Verfahren zur Untersuchung der regionalen mitteleuropäischen Klimareihen (1780-1995).....	57
4.5.2	Ergebnisse	58
5	Zirkulationsdynamische Analysen monatlicher Bodenluftdruckfelder	69
5.1	Die Datengrundlage: Rekonstruierte monatliche Nordatlantisch-Europäische Bodenluftdruckfelder für den Zeitraum 1780-1995.....	69
5.2	Druckmusterklassifikationen als synoptisch-klimatologische Untersuchungsmethode.....	71
5.3	Hauptkomponenten- und clusteranalytische Klassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder	78
5.3.1	Hauptkomponentenanalyse der Bodenluftdruckdaten ..	78
5.3.2	Clusteranalyse der Hauptkomponentenwerte.....	83
5.3.3	Darstellung der Klassifikationsergebnisse	97
5.3.4	Identifikation und Analyse anomaler Zirkulationsmuster.....	104

5.4	"Großwettertypenklassifikation" monatlicher Druckfelder	106
5.4.1	Überlegungen zu einer Objektivierung der Hess-Brezowskischen Großwetterlagen-Klassifikation	106
5.4.2	Definition prototypischer Strömungsmuster	109
5.4.3	Zuordnung monatlicher Druckfelder zu Großwettertypen	111
5.4.4	Darstellung der Klassifikationsergebnisse	112
5.4.5	Klassifikation ausgewählter täglicher Bodenluftdruckfelder.....	117
5.4.6	Vergleich der Klassifikationsergebnisse mit dem Katalog der Großwetterlagen nach Hess-Brezowski für den Zeitraum 1958-1997	118
5.5	Analyse der synoptisch-klimatologischen Variabilität im Zeitraum 1780-1995	122
5.5.1	Verfahrensweisen	122
5.5.2	Dekadische zirkulationsdynamische Variabilität im Zeitraum 1780-1995	122
5.5.3	Zirkulationsdynamischer Vergleich der frühinstrumentellen Periode (1780-1860) mit diesem Jahrhundert (1915-1995).....	141
5.5.4	Zirkulationstypbedingte thermische und hygrische Unterschiede zwischen EIP und MIP	153
5.5.5	Zirkulationstypinterne Veränderungen zwischen EIP und MIP.....	160
6	Untersuchungen zu den variablen Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und bodennahem Klima	181
6.1	Methodische Ansätze zur Analyse der Beziehungen zwischen großräumiger atmosphärischer Zirkulation und regionalem Klima.....	181
6.2	Kanonische Korrelationsanalysen Nordatlantisch-Europäischer Bodenluftdruckmuster und mitteleuropäischer Temperatur- und Niederschlagsreihen.....	185

7	Schlußfolgerungen und Ausblick.....	205
8	Zusammenfassung.....	213
9	Literatur	217
	Abbildungsanhang.....	239
	Tabellenanhang.....	271

Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abbildung 4.1: Übersicht der verfügbaren Temperaturdaten für den Zeitraum 1780-1995.	23
Abbildung 4.2: Übersicht der verfügbaren Niederschlagsdaten für den Zeitraum 1780-1995.	24
Abbildung 4.3: Entwicklung der Stationsnetze im Zeitraum 1780-1995.	25
Abbildung 4.4: Räumliche Verteilung der verfügbaren Temperatur- und Niederschlagszeitreihen.	25
Abbildung 4.5: Räumliche Repräsentanz von Temperatur und Niederschlag (Jahresmittel bzw. Jahressummen) für die Station Frankfurt/Main im Zeitraum 1780-1995.	33
Abbildung 4.6: Ablaufschema zur Durchführung der Homogenitätstests und Homogenisierungen der verwendeten 72 Temperatur- und 62 Niederschlagszeitreihen.	43
Abbildung 4.7: Auswirkungen der Homogenisierung mehrerer Inhomogenitäten am Beispiel der Temperaturzeitreihe (Jahresmittel) der Station Frankfurt/M.	44
Abbildung 4.8: Thermische Regionen in Mitteleuropa.	51
Abbildung 4.9: Mittlere Jahresgänge der Temperatur in den thermischen Regionen, ermittelt für den Zeitraum 1780-1995.	51
Abbildung 4.10: Hygrische Regionen in Mitteleuropa.	52
Abbildung 4.11: Mittlere Jahresgänge des Niederschlages in den hygrischen Regionen, ermittelt für den Zeitraum 1780-1995.	52
Abbildung 4.12: Mittlere Korrelationskoeffizienten innerhalb der thermischen Regionen und zwischen benachbarten Regionen.	53
Abbildung 4.13: Mittlere Korrelationskoeffizienten innerhalb der hygrischen Regionen und zwischen benachbarten Regionen.	53
Abbildung 4.14: Ergebnisse der Tests auf signifikante Unterschiede von Mittelwert (oben) und Varianz (unten) in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995) der regionalen Temperaturzeitreihen.	63
Abbildung 4.15: Ergebnisse der Tests auf signifikante Unterschiede von Mittelwert (oben) und Varianz (unten) in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995) der regionalen Niederschlagszeitreihen.	64
Abbildung 5.1: Untersuchungsgebiet und Gitterpunkte der rekonstruierten monatlichen Bodenluftdruckfelder.	69
Abbildung 5.2: S-modale Variationszentren des monatlichen Bodenluftdrucks 1780-1995.	82

Abbildung 5.3: Clusterinterne Streuungsquadratsummen für verschiedene Partitionen einer hierarchischen Clusteranalyse.	91
Abbildung 5.4: Gütekriterien für verschiedene Partitionen nichthierarchischer Clusteranalysen.	92
Abbildung 5.5: Mittlere standardisierte Druckfelder, Standardabweichungen (hPa) an den Gitterpunkten und relative Häufigkeit im Gesamtzeitraum 1780-1995 der Cluster aus der hauptkomponenten und clusteranalytischen Klassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder.	98
Abbildung 5.6: Absolute Häufigkeiten der Cluster 1-12 im Zeitraum 1780-1995.	100
Abbildung 5.7: Monatliche Häufigkeiten der Cluster 1-12 im Zeitraum 1780-1995.	100
Abbildung 5.8: Monatliche Häufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional – ermittelt auf Basis der Clusterklassifikation - im Zeitraum 1780-1995.	101
Abbildung 5.9: Darstellung zur Identifikation zirkulationsanomaler Monate auf der Basis der Clusterklassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder 1780-1995.	105
Abbildung 5.10: Erläuterndes Schema zur automatischen Großwettertypenklassifikation.	110
Abbildung 5.11: Mittlere standardisierte Druckfelder, Standardabweichungen (hPa) an den Gitterpunkten und relative Häufigkeit im Gesamtzeitraum 1780-1995 der 10 Großwettertypen aus der automatischen Großwettertypenklassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder.	113
Abbildung 5.12: Absolute Häufigkeiten der 10 Großwettertypen im Zeitraum 1780-1995.	115
Abbildung 5.13: Monatliche Häufigkeiten der 10 Großwettertypen im Zeitraum 1780-1995.	115
Abbildung 5.14: Monatliche Häufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional – ermittelt auf Basis der automatischen Großwettertypenklassifikation – im Zeitraum 1780-1995.	116
Abbildung 5.15: Vergleich der absoluten Häufigkeiten (in Tagen) automatisch bestimmter Großwettertypen mit den Auftrittshäufigkeiten der Großwettertypen nach Hess/Brezowski im Zeitraum 1958-1997.	120
Abbildung 5.16: Vergleich der absoluten monatlichen Häufigkeiten (in Tagen) ausgewählter automatisch bestimmter Großwettertypen mit den Auftrittshäufigkeiten der entsprechenden Großwettertypen nach Hess/Brezowski im Zeitraum 1958-1997.	121
Abbildung 5.17: Jährliche und jahreszeitliche Auftrittshäufigkeiten zonaler, gemischter und meridionaler Clustertypen ermittelt für 21-jährige Zeiträume mit 10-jähriger Überlappung.	124
Abbildung 5.18: Jährliche und jahreszeitliche Auftrittshäufigkeiten zonaler, gemischter und meridionaler Großwettertypen ermittelt für 21-jährige Zeiträume mit 10-jähriger Überlappung.	125

- Abbildung 5.19: Auftrittshäufigkeiten negativer, indifferenten und positiver NAOI-Anomalien im Zeitraum 1780-1995 und korrespondierende Häufigkeiten zonalen, gemischter und meridionaler Großwettertypen im Winter (Dez., Jan., Feb.) für 21-jährige Zeiträume mit 1-jähriger gleitender Verschiebung. 137
- Abbildung 5.20: Monatliche Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional, ermittelt auf Basis der Clusterklassifikation, in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995). 142
- Abbildung 5.21: Monatliche Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional, ermittelt auf Basis der Großwettertypenklassifikation, in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995). 143
- Abbildung 5.22: Monatliche Auftrittshäufigkeiten der Cluster in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995). 144
- Abbildung 5.23: Monatliche Auftrittshäufigkeiten der Großwettertypen in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995). 145
- Abbildung 5.24: Abweichungen der täglichen Auftrittshäufigkeiten der Großwettertypen in ausgewählten zirkulationsanomalen Monaten der EIP von den für den Zeitraum 1958-1997 ermittelten Mittelwerten. 149
- Abbildung 5.25: EIP und MIP Luftdruckkompositen und MIP-EIP Differenzmuster von Großwettertyp Wa – Februar. 172
- Abbildung 5.26: EIP und MIP Luftdruckkompositen und MIP-EIP Differenzmuster von Großwettertyp Wa – August. 173
- Abbildung 5.27: EIP und MIP Luftdruckkompositen und MIP-EIP Differenzmuster von Großwettertyp SWa – Februar. 174
- Abbildung 5.28: EIP und MIP Luftdruckkompositen und MIP-EIP Differenzmuster von Großwettertyp SWa – November. 175
- Abbildung 6.1: Korrelationen zwischen NAOI und Wintertemperaturen in thermischer Region A für 21-jährige Zeiträume mit 1-jähriger gleitender Verschiebung in monatlicher und saisonaler zeitlicher Auflösung (modifiziert nach JACOBET et al. 1998: 62). 182
- Abbildung 6.2: Ausgewählte standardisierte monatliche Bodenluftdruckfelder für Monate mit stark positivem bzw. negativem NAOI (Nordatlantischer Oszillationsindex) und korrespondierende standardisierte thermische Anomalien in Mitteleuropa (thermische Region A). 183
- Abbildung 6.3: Beobachtete und modellierte Zeitreihen der Januartemperaturen (thermische Region A) in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995). 189
- Abbildung 6.4: Gemeinsame Varianzen der beobachteten und modellierten Temperaturen und Niederschläge in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995) (nach JACOBET et al. 1998: 75; modifiziert). 190

Abbildung 6.5: Gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare der ersten vier kanonischen Variablenpaare der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Winter). Zusätzlich angegeben sind die erklärten Varianzen (EV) und die kanonischen Korrelationskoeffizienten (r). 192

Abbildung 6.6: Gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare der ersten vier kanonischen Variablenpaare der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Sommer). Zusätzlich angegeben sind die erklärten Varianzen (EV) und die kanonischen Korrelationskoeffizienten (r). 193

Abbildung 6.7: Gleitende kanonische Korrelationen des ersten gekoppelten Paares kanonischer Variablen aus der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher nordatlantisch-europäischer Bodenluftdruckfelder und regionaler Mitteleuropäischer Temperaturreihen (Winter) für 21-jährige Zeiträume mit 1-jähriger gleitender Verschiebung. 196

Abbildung 6.8: Gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare kanonischer Variablenpaare mit signifikant unterschiedlichen kanonischen Korrelationskoeffizienten in EIP und MIP aus kanonischen Korrelationsanalysen monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995. Zusätzlich angegeben sind die erklärten Varianzen (EV) und die kanonischen Korrelationskoeffizienten (r). 197

Abbildung 6.9: Gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare kanonischer Variablenpaare mit signifikant unterschiedlichen kanonischen Korrelationskoeffizienten in EIP und MIP aus kanonischen Korrelationsanalysen monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Niederschlagsreihen des Zeitraums 1780-1995. Zusätzlich angegeben sind die erklärten Varianzen (EV) und die kanonischen Korrelationskoeffizienten (r). 198

Abbildung 6.10: Getrennt für EIP und MIP ermittelte gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare des fünften kanonischen Variablenpaares der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Frühjahr). 200

Abbildung 6.11: Getrennt für EIP und MIP ermittelte gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare des vierten kanonischen Variablenpaares der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Frühjahr). 200

Abbildung 6.12: Getrennt für EIP und MIP ermittelte gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare des fünften kanonischen Variablenpaares der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Winter). 201

Abbildung 6.13: Getrennt für EIP und MIP ermittelte gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare des fünften kanonischen Variablenpaares der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Sommer). 201

Verzeichnis der Tabellen im Text

Tabelle 4.1: Einige frühe instrumentelle Beobachtungen in Deutschland (basierend auf HELLMANN 1926).	20
Tabelle 4.2: Beobachtungsstationen der Societas Meteorologica Palatina (nach CAPPEL 1980).	21
Tabelle 4.3: Güte der Ergebnisse verschiedener Verfahren zur Regionalisierung mitteleuropäischer Temperatur- und Niederschlagszeitreihen.	49
Tabelle 4.4: Ergebnisse der Signifikanztests regionaler mitteleuropäischer Temperaturzeitreihen auf Unterschiede bezüglich Mittelwert und Varianz in EIP und MIP. Großbuchstaben indizieren signifikant höhere Werte in EIP/MIP auf dem 90% (E/M), 95% (EE/MM) oder 99% (EEE/MMM) Signifikanzniveau.	60
Tabelle 4.5: Ergebnisse der Signifikanztests regionaler mitteleuropäischer Niederschlagszeitreihen auf Unterschiede bezüglich Mittelwert und Varianz in EIP und MIP. Großbuchstaben indizieren signifikant höhere Werte in EIP/MIP auf dem 90% (E/M), 95% (EE/MM) oder 99% (EEE/MMM) Signifikanzniveau.	62
Tabelle 4.6: Absolute Werte der mittleren Temperatur- und Niederschlagsdifferenzen zwischen moderner instrumenteller Periode (MIP 1915-1995) und frühinstrumenteller Periode (EIP 1780-1860).	65
Tabelle 4.7: Häufigkeiten ombrothermischer Anomalie Monate in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995) in Mitteleuropa.	66
Tabelle 5.1: Anzahl zu extrahierender Hauptkomponenten aufgrund verschiedener Extraktionskriterien, im Rahmen der S-modalen Hauptkomponentenanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder 1780-1995.	81
Tabelle 5.2: Varianzklärungsanteile der extrahierten Hauptkomponenten der S-modalen Hauptkomponentenanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder 1780-1995.	82
Tabelle 5.3: Großwettertypen nach Hess-Brezowski (nach GERSTENGARBE & WERNER 1993: 9).	107
Tabelle 5.4: Zirkulationsanomale Monate während der EIP (1780-1860).	118
Tabelle 5.5: Saisonale und jährliche Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional, ermittelt auf Basis der Clusterklassifikation, in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).	142
Tabelle 5.6: Saisonale und jährliche Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional, ermittelt auf Basis der Großwettertypenklassifikation, in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).	143

Tabelle 5.7: Zirkulationstypinduzierte Temperaturdifferenzen zwischen MIP und EIP (°C).	155
Tabelle 5.8: Zirkulationstypinduzierte Niederschlagsdifferenzen zwischen MIP und EIP (mm).	156
Tabelle 5.9: Änderungen der Auftrittshäufigkeiten zwischen EIP und MIP (ΔF_g) von Großwettertypen mit maßgeblicher Relevanz für zirkulationstypinduzierte monatliche Temperatur- und Niederschlagsdifferenzen zwischen MIP und EIP.	158
Tabelle 5.10: Zirkulationstypbedingte und durch zirkulationstypinterne Veränderungen verursachte Temperaturunterschiede zwischen MIP und EIP.	165
Tabelle 5.11: Zirkulationstypbedingte und durch zirkulationstypinterne Veränderungen verursachte Niederschlagsunterschiede zwischen MIP und EIP.	166
Tabelle 5.12: Mittlere und maximale Andauerzeiten (in Tagen) der 10 Großwettertypen während EIP (44 ausgewählte zirkulationsanomale Monate) und MIP (1958-1997).	177
Tabelle 6.1: Statistisch signifikant (90% Signifikanzniveau) unterschiedliche kanonische Korrelationskoeffizienten in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).	197

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

- Abbildung A.1: Jahreszeitliche standardisierte Temperaturen, tiefpaßgefilterte Anomalien und standardisierte kumulative Anomalien im Zeitraum 1780-1860 in den thermischen Regionen Mitteleuropas. 240
- Abbildung A.2: Jahreszeitliche standardisierte Niederschläge, tiefpaßgefilterte Anomalien und standardisierte kumulative Anomalien im Zeitraum 1780-1860 in den hygrischen Regionen Mitteleuropas. 248
- Abbildung A.3: Mittlere standardisierte Druckfelder, Standardabweichungen (hPa) an den Gitterpunkten und relative Häufigkeit im Gesamtzeitraum 1780-1995 der 18 Großwettertypen aus der automatischen Großwettertypenklassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder. 257
- Abbildung A.4: Absolute Häufigkeiten der 18 Großwettertypen im Zeitraum 1780-1995. 260
- Abbildung A.5: Monatliche Häufigkeiten der 18 Großwettertypen im Zeitraum 1780-1995. 261
- Abbildung A.6: Jährliche und jahreszeitliche Auftrittshäufigkeiten der einzelnen Clustertypen ermittelt für 21-jährige Zeiträume mit 10-jähriger Überlappung. 262
- Abbildung A.7: Jährliche und jahreszeitliche Auftrittshäufigkeiten der einzelnen Großwettertypen ermittelt für 21-jährige Zeiträume mit 10-jähriger Überlappung. 265
- Abbildung A.8: Luftdruckdifferenzmuster (MIP-EIP) der 18 Großwettertypen. Gitterpunkte mit signifikant (90% Sicherheitswahrscheinlichkeit) höheren/niedrigeren Luftdruckmittelwerten in der MIP sind mit +/- gekennzeichnet. 267

Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Tabelle A.1: Verfügbare Temperaturzeitreihen für den Zeitraum 1780-1995.	272
Tabelle A.2: Verfügbare Niederschlagszeitreihen für den Zeitraum 1780-1995.	274
Tabelle A.3: Identifizierte und homogenisierte Inhomogenitäten der mitteleuropäischen Temperaturreihen mit Eintrittsjahr (BY) und monatlichen Korrekturfaktoren.	276
Tabelle A.4: Identifizierte und homogenisierte Inhomogenitäten der mitteleuropäischen Niederschlagsreihen mit Eintrittsjahr (BY) und monatlichen Korrekturfaktoren.	282
Tabelle A.5: Abweichungen (°C) der großwettertypspezifischen Temperaturen von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1780-1995.	285
Tabelle A.6: Abweichungen (mm) der großwettertypspezifischen Niederschläge von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1780-1995.	289
Tabelle A.7: Differenzen der relativen Auftrittshäufigkeiten täglicher Großwettertypen zwischen zirkulationsanormalen Monaten der EIP und allen Monaten des Zeitraums 1958-1997.	294
Tabelle A.8: Prozentuale Anteile der einzelnen Großwettertypen an der Ausgestaltung der Temperaturen in den thermischen Regionen Mitteleuropas im Zeitraum 1780-1995.	296
Tabelle A.9: Prozentuale Anteile der einzelnen Großwettertypen an der Ausgestaltung der Niederschläge in den hygrischen Regionen Mitteleuropas im Zeitraum 1780-1995.	300
Tabelle A.10: Abweichungen (°C) der großwettertypspezifischen Temperaturen von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1780-1860.	305
Tabelle A.11: Abweichungen (mm) der großwettertypspezifischen Niederschläge von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1780-1860.	309
Tabelle A.12: Prozentuale Anteile der einzelnen Großwettertypen an der Generierung der typhäufigkeitsbedingten Temperaturänderungen zwischen EIP und MIP in den thermischen Regionen Mitteleuropas.	314
Tabelle A.13: Prozentuale Anteile der einzelnen Großwettertypen an der Generierung der typhäufigkeitsbedingten Niederschlagsänderungen zwischen EIP und MIP in den hygrischen Regionen Mitteleuropas.	318
Tabelle A.14: Differenzen (°C) zwischen großwettertypspezifischen Temperaturen in MIP und EIP.	323
Tabelle A.15: Differenzen (mm) zwischen großwettertypspezifischen Niederschlägen in MIP und EIP.	327

Tabelle A.16: Abweichungen ($^{\circ}\text{C}$) der großwettertypspezifischen Temperaturen von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1915-1995. 332

Tabelle A.17: Abweichungen (mm) der großwettertypspezifischen Niederschläge von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1915-1995. 336

Tabelle A.18: Zirkulationstypbedingte ($\overline{\Delta KH}$) und durch zirkulationstypinterne Veränderungen verursachte (ΔKTi) regionale Temperaturunterschiede zwischen MIP und EIP, aufgeschlüsselt für die 18 Großwettertypen. 341

Tabelle A.19: Zirkulationstypbedingte ($\overline{\Delta KH}$) und durch zirkulationstypinterne Veränderungen verursachte (ΔKTi) regionale Niederschlagsunterschiede zwischen MIP und EIP, aufgeschlüsselt für die 18 Großwettertypen. 347

1 Einleitung

Die am Ende des 20. Jahrhunderts als höchstwahrscheinlich anzusehende Beeinflussung des globalen Klimas durch den Menschen (CALLANDER 1997) - insbesondere als Folge des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts -, die sich am augenfälligsten in einer deutlichen Erhöhung der globalen Mitteltemperatur seit Ende des 19. Jahrhunderts manifestiert (z. B. JONES et al. 1986), sowie die Einsicht in mögliche Folgen zukünftiger Klimaveränderungen für natürliche und gesellschaftliche Systeme (z.B. DEMEK 1996, BERZ 1990, FRANKENBERG & SIEGMUND 1997, STERR & SCHMIDT 1995) verleihen der Erforschung langperiodischer zeitlicher Variabilität des Klimasystems eine zunehmend bedeutsame, längst nicht mehr nur wissenschaftliche Relevanz.

Neben den Fragen nach Ausmaß, zugrundeliegenden Faktoren und Wechselwirkungsmechanismen rezenter anthropogener Klimabeeinflussung sowie nach Richtung und Intensität zukünftiger Entwicklungen und deren vielfältigen Auswirkungen auf der Basis verschiedener Szenarien stellt der Vergleich der aktuellen Klimaentwicklungen mit natürlichen, in Zeiträumen geringer anthropogener Klimabeeinflussung¹ ausgeprägten Zustandsformen des Klimasystems einen zentralen Interessenschwerpunkt klimatologischer Forschung dar.

Eine möglichst umfassende Kenntnis natürlicher Klimadynamik und ihres zeitlichen Schwankungsverhaltens ist unabdingbare Voraussetzung für die Formulierung von Aussagen darüber, ob rezente und zu erwartende Klimaentwicklungen sich noch in das natürliche Variabilitätsspektrum klimasystemarer Erscheinungsformen einordnen oder aber Eigenschaften aufweisen, die im Kollektiv bekannter natürlicher Klimazustände nicht mehr enthalten sind². Eine das Variabilitätsspektrum der klimatisch relativ stabilen postglazialen Periode (Holozän) überschreitende Klimaentwicklung könnte den langfristigen, bezüglich seiner Auswirkungen schwer abzuschätzenden Übergang des Klimasystems in einen generell anderen, vom derzeitigen verschiedenen Systemzustand mit differierenden Stabilitätseigenschaften markieren³.

Während mittels Einsatzes unterschiedlich komplexer Klimamodelle versucht wird, die rezenten Zustände und die diese verursachenden Faktoren- und Wirkungskomplexe nachzuvollziehen sowie die zukünftige langfristige Klimaentwicklung in ihren Grundzügen zu prognostizieren, befassen sich Paläoklimatologie und Historische

¹ Zwar sind auch für die vorindustrielle Periode klimamodifizierende Eingriffe des Menschen zu berücksichtigen. Auch relativ großflächige anthropogene Oberflächenmodifikationen wie beispielsweise Waldrodungen führen aber über eine Veränderung der Strahlungs- und Energiebilanz zu klimatischen Veränderungen, die im wesentlichen auf den regionalen Bereich beschränkt bleiben.

² Das Auffinden während vergangener Zeiträume ausgebildeter natürlicher Analogiefälle zu aktuellen bzw. prognostizierten Ausprägungen von Zirkulation und Klima rechtfertigt dabei nicht in die Negierung der Wirksamkeit anthropogener Klimabeeinflussung in globalem Maßstab mündende Schlußfolgerungen.

³ Wechsel des Klimasystems zwischen verschiedenen Systemzuständen können auch für die klimatische Vergangenheit vermutet werden; so war das Eem-Interglazial (Höhepunkt etwa 125000 Jahre vor heute) bei insgesamt etwas höherem Temperaturniveau möglicherweise durch gegenüber dem Holozän deutlich ausgeprägtere Variabilität (stärkere Labilität) gekennzeichnet (GRIP 1993).

Klimatologie mit der Rekonstruktion und Interpretation vergangener - anthropogen weitestgehend unbeeinflusster - Klimate und tragen damit substantiell zum Verständnis der Charakteristika langperiodischer natürlicher Klimavariabilität bei. Deren detaillierte Kenntnis erlaubt erst die für die Bewertung zeitraumspezifischer Klimaausprägungen nötige Einordnung rezenter und möglicher zukünftiger Klimaentwicklungen in einen umfassenderen zeitlichen und inhaltlichen Rahmen, als dies auf der Grundlage der Untersuchung exakter instrumenteller meteorologischer Meßdaten der wesentlichen Klimaparameter (Temperatur, Niederschlag, Luftdruck) möglich ist, die in ausreichender Quantität und Qualität im wesentlichen erst seit etwa Ende des 18. bzw. 19. Jahrhunderts verfügbar sind⁴.

Die Interpretation indirekter Klimadaten erlaubt zwar die zeitlich und räumlich befriedigend hoch auflösende Rekonstruktion der thermischen und hygrischen Verhältnisse innerhalb vergangener, vor der Errichtung ausgedehnter instrumenteller meteorologischer Meßnetze liegender Zeitabschnitte (z. B. GLASER 1991, GLASER 1995, GLASER et al. 1999), jedoch lassen sich die korrespondierenden großräumigen Zirkulationsverhältnisse nicht in vergleichbarer Weise, das heißt unter Verzicht auf exakte direkte meteorologische Meßdaten zuverlässig erschließen. Dies gilt vor allem dann, wenn die langfristige zeitliche Stationarität der Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und thermischen und hygrischen Klimaparametern als nicht zweifelsfrei gegeben angesehen wird⁵. Insbesondere für synoptisch-klimatologische Forschungen, die ebendiese Wechselwirkungen zwischen Zirkulationsdynamik und bodennahem Klima zum Untersuchungsgegenstand haben, ergibt sich daraus, daß die angestrebte Erweiterung der zeitlichen Betrachtungsperspektive in die Vergangenheit hinein in erster Linie durch die Verwendung möglichst weit zurückreichender, instrumentell erhobener Luftdruckdaten erreicht werden kann, deren integrative Analyse zuverlässigen Aufschluß über die großräumige Zirkulationscharakteristik gibt.

Aufgrund des limitierten Verfügbarkeitszeitraums großräumiger Gitterfelder des Luftdrucks waren zirkulationsdynamische und synoptisch-klimatologische Studien in der Vergangenheit im wesentlichen auf die letzten etwa hundert Jahre (z. B. KLAUS 1978, BARDOSSY & CASPARY 1990) oder aber auf ausgewählte isolierte, kürzere historische Zeitabschnitte restringiert, für die subjektive Rekonstruktionen monatlicher (WANNER et al. 1994, WANNER et al. 1995, JACOBET et al. 1999a) oder täglicher (KINGTON 1988) Bodenluftdruckfelder vorliegen.

⁴ Auf die zeitliche Verfügbarkeit von Stationsreihen instrumenteller meteorologischer Meßgrößen wird in Kap. 4.1 näher eingegangen. Großräumige Luftdruckverteilungsfelder liegen seit frühestens 1873 (Datensatz des United Kingdom Meteorological Office; WILLIAMS & VAN LOON 1976) vor.

⁵ Unter Zugrundelegung des aktualistischen Prinzips lassen sich unter Verwendung direkter und indirekter thermischer und hygrischer Klimadaten Luftdruckfelder auch für Zeiträume mit nicht ausreichender Anzahl an instrumentell erhobenen Luftdruckdaten rekonstruieren (z. B. LUTERBACHER et al. 1998). Nach Möglichkeit sollte aber auch genau diese aktualistische Auffassung von der Übertragbarkeit der physikalischen Zusammenhänge zwischen Zirkulation und bodennahem Klima von rezenten auf vergangene oder zukünftige Zeiträume im Rahmen klimatologischer Untersuchungen auf ihre Gültigkeit hin überprüft werden.

Die von JONES et al. (1987) vorgelegten und im Rahmen des ADVICE-Projekts⁶ wesentlich verbesserten (JONES et al. 1999), den Bereich Nordatlantik-Europa umfassenden, monatlichen Bodenluftdruckfelder, die auf der Basis von Stationszeitreihen des Bodenluftdrucks für den Zeitraum 1780 bis 1995 unter Verwendung multivariater statistischer Methoden rekonstruiert wurden, ermöglichen eine wesentliche zeitliche Ausdehnung der Analyse langperiodischer Variabilität der atmosphärischen Zirkulation als dem wesentlichen Steuerungsfaktor großräumiger Klimacharakteristik und deren regionaler Differenzierung und damit die anzustrebende Evaluierung der bisher häufig isoliert betrachteten zirkulationsdynamischen und synoptisch-klimatologischen Charakteristika, die während der letzten, zunehmend stark anthropogen geprägten hundert Jahre im nordatlantisch-europäischen Bezugsraum registriert wurden, in einem erweiterten Kontext.

In der hier vorliegenden Studie soll auf Basis des erwähnten Datensatzes monatlicher Bodenluftdruckfelder (JONES et al. 1999) und ebenfalls vorliegender mitteleuropäischer Temperatur- und Niederschlagszeitreihen ein Beitrag zur Erweiterung der Kenntnis langperiodischer klimatischer und zirkulationsdynamischer Variabilität während des Zeitraums 1780-1995 im Bereich Nordatlantik-Europa geleistet werden. Die Resultate der durchgeführten Untersuchungen werden dabei in Beziehung zu setzen sein zu den diesbezüglichen bisherigen, aus verschiedenen Arbeiten abzuleitenden Befunden, die im folgenden Kapitel kurz zusammenfassend erörtert werden.

⁶ Das EU-Projekt ADVICE (Annual to decadal variability in climate in Europe) wurde von 1996 bis 1998 von der EU-Kommission unter der Contract N. ENV4-CT95-0129 finanziell gefördert. Unter der Koordination der Climatic Research Unit in Norwich arbeiteten Forschungsgruppen aus neun europäischen Ländern (darunter auch die Arbeitsgruppe Klimaforschung am Geographischen Institut der Universität Würzburg unter der Leitung von Prof. Dr. J. Jacobeit) zusammen, um die Kenntnis der Variabilität von Klima und atmosphärischer Zirkulation im Nordatlantisch-Europäischen Bereich bezüglich ihrer langzeitlichen, historische Zeiträume umfassenden Entwicklungen zu erweitern (siehe hierzu auch JACOBEBIT et al. 1998).

2 Bisherige Befunde zur klimatischen und zirkulationsdynamischen Variabilität im Zeitraum 1780-1995 im Bereich Nordatlantik-Europa

Der im Rahmen dieser Studie betrachtete Zeitraum von 1780 bis 1995 beinhaltet zum einen mit der sogenannten frühinstrumentellen Periode (Early Instrumental Period - EIP)⁷, die die Jahre von 1780 bis 1860 umfaßt, einen bezüglich seiner Klimacharakteristik anthropogen unbeeinflussten Zeitabschnitt, der die letzte Phase der kleinen Eiszeit⁸ markiert, und zum anderen mit diesem Jahrhundert eine in höchstem Maße durch menschliche Einflußnahme auf das Globalklima gekennzeichnete Periode. Während sich eine Vielzahl von Arbeiten der regional differenzierten klimatischen Entwicklung und den korrespondierenden zirkulationsdynamischen Veränderlichkeiten seit dem Ende des 19. Jahrhunderts widmet⁹, sind aufgrund der erwähnten unergiebigeren Datenlage für den vorangehenden Zeitraum Untersuchungen zur Klima- und insbesondere Zirkulationsdynamik seit 1780, die sich auf instrumentelle meteorologische Meßdaten stützen, verständlicherweise seltener¹⁰.

Auf Basis der langen Temperaturreihen von De Bilt, Potsdam, Basel und Wien stellt ROCZNIK (1981) einen generellen Anstieg des Temperaturniveaus in Mitteleuropa für das 20. Jahrhundert fest, der vor allem auf deutlich ausgeprägte Erwärmungstendenzen in den Monaten November bis März zurückzuführen ist. Diese Temperaturzunahme im Winterhalbjahr wird auch aus einem Vergleich der beiden Zeiträume

⁷ Neben dem späten Maunder Minimum (Late Maunder Minimum LMM 1675-1715) stand der als EIP bezeichnete Zeitraum von 1780-1860, dem eine Referenzperiode aus diesem Jahrhundert (Modern Instrumental Period MIP 1915-1995) gegenübergestellt wurde, im Zentrum der im Rahmen des ADVICE-Projekts durchgeführten Untersuchungen. Die Bezeichnungen EIP und MIP werden analog auch in der vorliegenden Arbeit gebraucht und die betreffenden Zeiträume als Basis vergleichender Studien verwendet.

⁸ Der von MATTHES (1939; zitiert in HULME 1994) geprägte Begriff 'Kleine Eiszeit' bezeichnet die an das mittelalterliche Klimaoptimum anschließende, zwischen etwa Mitte des 16. Jahrhunderts (VON RUDLOFF 1980, GLASER & HAGEDORN 1994) und 1850 ausgeprägte Periode, während der, gegenüber heute, deutlich niedrigere Temperaturen herrschten, welche ihren sichtbaren Niederschlag beispielsweise in ausgeprägten Vorstößen der Alpengletscher fanden, die ihr Maximum um 1850/55 erreichten.

⁹ In einer Reihe von Arbeiten wird die zeitliche Entwicklung von Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa seit Ende des vorigen Jahrhunderts untersucht, beispielhaft erwähnt seien die Arbeiten von GERSTENGARBE & WERNER (1992), BRIFFA et al. (1994), SCHÖNWIESE et al. (1994), RAPP & SCHÖNWIESE (1995), RAPP (1997), SCHÖNWIESE & RAPP (1997) und DOMONKOS & PIOTROWICZ (1998). Auch die zeitliche Variabilität der atmosphärischen Zirkulation im Bereich Nordatlantik-Europa während dieses Zeitraums ist Gegenstand detaillierter Untersuchungen, zum Beispiel von KLAUS (1978, 1993, 1997), KOZUCHOWSKI & MARCINIAK (1988), BARDOSSY & CASPARY (1990), GLOWIENKA-HENSE (1990), SAHSMANOGLOU (1990), KOZUCHOWSKI (1993), SCHIESSER et al. (1997), KAPALA et al. (1998), MÄCHEL et al. (1998) oder SCHMITH et al. (1998). Und schließlich liegen Untersuchungen zu den Beziehungen zwischen Zirkulation und Klima z. B. von CAPPEL (1975), BIRRONG & SCHÖNWIESE (1988), KOZUCHOWSKI & WIBIG (1992), KOZUCHOWSKI (1993), HURRELL (1995), MALBERG & BÖKENS (1997) und WIBIG (1999) vor.

¹⁰ Neben Untersuchungen auf der Grundlage instrumenteller meteorologischer Meßdaten liegen Erkenntnisse zur Klimadynamik in Mitteleuropa für historische Zeiträume vor, die unter Einbeziehung indirekter Klimadaten (Klimaindikatoren oder Proxydaten wie z. B. Baumringweiten, Phänologische Angaben oder landwirtschaftliche Ertragsdaten) erarbeitet wurden (siehe z. B. PFISTER 1985, GLASER 1991), auf die hier nicht näher eingegangen wird.

1821-1900 und 1901-1980 deutlich, während sich für die Monate Juni mit September teilweise sogar kühlere Verhältnisse im jüngeren Zeitraum manifestieren. Das insgesamt niedrigere Temperaturniveau des 19. Jahrhunderts wird auch aus einem für beide Zeiträume durchgeführten Vergleich der Auftretshäufigkeiten thermisch anomaler Jahre deutlich - definiert als Jahre mit Abweichungen der Jahresmitteltemperatur vom langjährigen Mittelwert um mindestens 1°C. Für den ersten Zeitraum bilanziert der Autor eine Häufung kalter und das seltenere Auftreten warmer Jahre. Als herausragende Kälteperiode benennt Rocznik die Dekade von 1881 bis 1890, deren thermische Charakteristik von einer Reihe anderer Autoren für weite Teile Europas bestätigt wird (LAMB 1972, BALLING 1995, VON RUDLOFF 1967, VON RUDLOFF 1980, MÜLLER-WESTERMEIER 1992, SCHUURMANS 1984). Nach BALLING (1995) steht diese Phase am Ende einer seit 1775 zu verzeichnenden langfristigen Abkühlung, die nach 1890 von einem Temperaturanstieg abgelöst wird, der besonders während der Wintermonate und stark akzentuiert im frühen 20. Jahrhundert zu konstatieren ist. Die Übergangsjahreszeiten zeigen nur leichte positive Entwicklung und im Sommer sind sogar Temperaturabnahmen festzustellen. Von diesem für die beiden süddeutschen Stationen Hohenpeißenberg und München typischen Verlauf unterscheidet sich die Entwicklung der Berliner Temperaturreihe, für die ein deutlicher Temperaturanstieg erst seit etwa 1920 zu verzeichnen ist. Aus diesen Entwicklungen resultieren nach Balling allerdings keine statistisch signifikanten linearen Trends für den Gesamtzeitraum. Ein im Vergleich zu den Temperaturreihen von Hohenpeißenberg, München, Karlsruhe und Bremen abweichendes Verhalten der Berliner Reihe beschreibt auch MÜLLER-WESTERMEIER (1992). Der für den Großteil der mitteleuropäischen Stationen zutreffenden Kumulation kalter Jahre am Ende des 19. Jahrhunderts steht in Berlin eine ausgesprochen warme Phase gegenüber. Die für die anderen Stationen auch von Balling festgestellten thermischen Maxima am Ende des 18. Jahrhunderts und um 1950 sind in Berlin dagegen nur von sekundärer Bedeutung. Ebenfalls in Übereinstimmung mit der Arbeit von Balling steht der Befund eines generellen Abwärtstrends der Temperaturen bis etwa 1890 und eines entgegengesetzten Trends in den darauffolgenden 100 Jahren sowie daraus resultierend keine statistische Signifikanz langzeitlicher linearer Trends über den Gesamtzeitraum. Zu vergleichbaren, die langfristige thermische Entwicklung in Mitteleuropa betreffenden Ergebnissen gelangen auch BRAZDIL & TAM (1990) nach der Analyse einer aus elf europäischen Stationszeitreihen gemittelten Temperaturreihe und VON RUDLOFF (1967) in seiner umfassenden Darstellung des klimatischen Schwankungsverhaltens auf der Grundlage europäischer instrumenteller Meßreihen. Ergänzend merkt von Rudloff an, daß etwa zwischen 1940 und 1950 ein Großteil der in den Jahresmittelwerten sich widerspiegelnden Erwärmung auf sommerliche und nicht, wie in den meisten übrigen Phasen positiver Temperaturentwicklung, auf winterliche Temperaturzunahmen zurückzuführen ist.

Neben den Schwankungen der jährlichen und saisonalen thermischen Mittelwerte stellt deren interannuelle Variabilität eine wesentliche Kenngröße zur Beschreibung des langperiodischen Wandels des thermischen Klimas dar. MÜLLER-WESTERMEIER (1992) wertet die gesteigerte Häufigkeit von Jahren mit extremer thermischer Prägung im 19. Jahrhundert als Ausdruck einer größeren klimatischen Variabilität dieses Zeitraums. Die interannuelle Variabilität der saisonalen Temperaturen an acht europäischen Stationen (Madrid, Mailand, Genf, München, Brüssel,

Valentia, Kopenhagen und Edinburgh) untersucht SCHUURMANS (1984) und stellt dabei eine beachtliche räumliche und intraannuelle Schwankungsbreite der zeitlichen Entwicklungen fest. Als wesentliches Ergebnis zeigt sich eine deutlich ausgebildete Phase reduzierter Jahr-zu-Jahr-Unterschiede der saisonalen Temperaturen in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Während des Winters ist dieses Minimum am stärksten für die maritim geprägten Stationen zwischen 1890 und 1920 sowie deutlich schwächer und erst in der Periode 1930-1960 im zentralen Mitteleuropa ausgeprägt. Für die Sommermonate hingegen ist eine räumlich kohärente Phase reduzierter Variabilität zwischen 1920 und 1950 festzustellen. Generell läßt sich aus den bei SCHUURMANS (1984: 83 ff.) abgebildeten Zeitreihen der interannuellen Variabilität eine, mit Ausnahme des Herbstes, für alle Jahreszeiten während des 20. Jahrhunderts geringere interannuelle thermische Variabilität in Mitteleuropa ableiten.

Die langfristige Entwicklung der Niederschläge in Mitteleuropa ist nach BRADLEY et al. (1987), die aus Stationsdaten interpolierte Gitterfelddaten des Niederschlags für den Zeitraum seit 1851 analysiert haben, geprägt von einem zunehmenden Trend seit Mitte des 19. Jahrhunderts, der vor allem auf positive Entwicklungstendenzen während des Winters und abgeschwächt während der Übergangsjahreszeiten zurückzuführen ist, während für die Sommermonate leicht abnehmende Niederschlagssummen zu konstatieren sind. Zu entsprechenden Ergebnissen kommen auch ROCZNIK (1981) und BALLING (1995), die verschiedene Kollektive langer mitteleuropäischer Niederschlagsreihen seit 1851 untersuchten, und VON RUDLOFF (1967). FLOHN (1984) gibt für das 20. Jahrhundert ein gegenüber dem 19. Jahrhundert um 10-15% höheres Niveau der Winterniederschläge an, das maßgeblich durch starke Niederschlagszunahmen zwischen 1885 und 1940 verursacht wird. Maxima der winterlichen Niederschlagssummen sind um 1880, 1920 und 1955 zu verzeichnen, Minima sind um 1860 und 1895 ausgebildet. Um 1950 zeigen auch die Sommerniederschläge ein deutliches Maximum, daneben fallen auf der Grundlage langer Niederschlagsreihen Feuchtphasen um die Mitte des 19. Jahrhunderts auf. Getrennt werden diese beiden Maximalphasen durch eine um die letzte Jahrhundertwende ausgeprägte Periode unterdurchschnittlicher Niederschlagssummen.

Regionale Differenzierungen der langfristigen Niederschlagsentwicklung resümieren BRAZDIL (1992) und BRAZDIL & TAM (1990). Während für das westliche und zentrale Mitteleuropa über den gesamten Zeitraum seit etwa 1890 ein positiver Trend zu vermerken ist, nehmen im gleichen Zeitraum die jährlichen Niederschlagssummen in den östlichen und südöstlichen Regionen Europas ab.

Die zeitlichen Veränderungen der interannuellen hygrischen Variabilität der Winter- und Sommermonate werden von FLOHN (1984) behandelt, der als relativ stabile Phase für beide Jahreszeiten den Zeitraum um 1900 benennt. Deutlich wechselhaftere Verhältnisse herrschten, wiederum bei intersaisonaler Übereinstimmung, um 1950/60. RODEWALD (1982) untersucht auf der Grundlage der bis 1981 fortgeführten Baur'schen Deutschlandreihe der monatlichen Niederschlagsmengen (BAUR 1975) das Auftreten hygrischer Extremmonate im Zeitraum 1851-1981 (definiert als Monate mit Abweichungen von mehr als 10% vom langjährigen Mittel 1851-1980). Nach großen Häufigkeiten hygrischer Anomalie Monate zwischen 1860 und 1890 diagnostiziert Rodewald in Übereinstimmung mit FLOHN's (1984) Be-

fund geringer interannueller Variabilität ein Minimum an Nass- und Trockenmonaten um 1900. Nach 1900 erfolgt eine Zunahme der Anzahl vor allem anomal feuchter Monate bis 1970, bevor im letzten Jahrzehnt des untersuchten Zeitraums wieder eine Abnahme stattfindet.

Bezüglich der Zirkulationsverhältnisse im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780 bis zum Ende des 19. Jahrhunderts liegen in erster Linie Erkenntnisse vor, die auf der Basis der Untersuchung einzelner langer Stationsreihen des Bodenluftdrucks gewonnen wurden. Verschiedene Autoren leiten aus der integrativen Zusammenschau solcher Einzeldaten Aussagen über die großräumigen Zirkulationsverhältnisse ab oder konstruieren - bei genügender Anzahl und entsprechender räumlicher Verteilung der verfügbaren Stationsdaten - Luftdruckverteilungskarten für den europäischen Raum. So präsentiert VON RUDLOFF (1967) aus Stationsluftdruckdaten abgeleitete Luftdruckverteilungsmuster für einige ausgewählte Einzelmonate, Jahreszeiten oder zehnjährige Zeiträume. LAMB & JOHNSON (1959, 1961) erstellen für 10 bis 40-jährige Zeiträume mittlere Luftdruckkarten für den Nordatlantik und angrenzende Bereiche des östlichen Nordamerikas und Europas für die Monate Januar und Juli. KINGTON (1988) schließlich rekonstruiert, hauptsächlich auf der Grundlage täglicher Luftdruckdaten des Stationsnetzes der Societas Meteorologica Palatina (siehe Kap. 4), auf subjektivem Wege sogar tägliche europäische Druckfelder für die Jahre 1781-1785.

Übereinstimmend stellen die Autoren für das Ende des 18. und den Beginn des 19. Jahrhunderts eine schwach ausgeprägte Zonalität der Strömung und das Vorherrschen meridionaler Zirkulationsformen fest. *„1780-1820 falls well within an 80-year period from about the 1760s to the mid 19th century when the frequency of the westerly weather type over the British Isles was comparatively low. This notable decline in zonal circulation was compensated by an increase of blocked or stationary weather patterns, which in turn led to a number of outstanding meteorological extremes - cold, hot, dry and wet.“* (KINGTON 1991). Insbesondere während der 1780er treten blockierende Hochdrucklagen vor allem im frühen Winter und frühen Frühjahr gehäuft auf und verursachen somit die in diesem Zeitraum festzustellende große Anzahl langer, kalter Winter (KINGTON 1991). Dieser Periode kann der Beginn des 20. Jahrhunderts - etwa 1900 bis 1940 - gegenübergestellt werden, für den eine außergewöhnlich starke zonale Prägung der nordatlantisch-europäischen Zirkulation zu konstatieren ist (LAMB 1980, VON RUDLOFF 1967, KINGTON 1991). Im Beginn dieser Phase sieht VON RUDLOFF (1967) den Eintrittszeitpunkt der wesentlichsten Klimavariation im gesamten Zeitraum instrumenteller Messungen: *„Wohl die markanteste echte Klimaschwankung dürfte mit dem Jahre 1897 eingetreten sein. Sie umfaßte alle Klimaelemente, alle Jahreszeiten und den gesamten europäischen Bereich.“* (VON RUDLOFF 1967: 221).

Aufschluß über die Zirkulationsverhältnisse geben auch die Untersuchungen der Windrichtungshäufigkeiten im Zeitraum 1741-1990 in Lund von JÖNSSON & FORTUNIAK (1995). Sie stellen eine erhöhte Persistenz der Westwinde - vor allem während des Sommers und des Herbstes - seit 1910 sowie zwischen den Zeiträumen 1740-1850 und 1860-1940 eine Anteilsverschiebung innerhalb der östlichen Windrichtungen von NE und E auf SE bei gleichzeitiger Abnahme der Häufigkeit der Windrichtung N fest. Als weiteres wesentliches Ergebnis zeigen die Windrichtungs-

analysen eine gegenüber diesem Jahrhundert stärkere Streuung der westlichen Windrichtungen (SW, W, NW) in der Periode 1850-1900.

Aus der Zusammenschau der genannten Arbeiten lassen sich wesentliche Zustandsformen der atmosphärischen Zirkulation über dem östlichen Nordatlantik und Europa seit 1780 ableiten, wie beispielsweise die periodenspezifisch unterschiedliche Bedeutung der zonalen und meridionalen Zirkulationsformen für die Ausgestaltung der allgemeinen Zirkulationscharakteristik. Da die diesbezüglichen Aussagen aber zum einen entweder auf räumlich häufig isolierten Einzelbeobachtungen des Bodenluftdrucks oder auf nur für ausgewählte Zeiträume verfügbaren Informationen über die großräumige Luftdruckverteilung beruhen und zum anderen auf der Basis verschiedener Datengrundlagen und unter Verwendung unterschiedlicher methodischer Bearbeitungskonzepte formuliert werden, sind vor allem die quantitative Analyse und Interpretation der zeitlichen Entwicklung der nordatlantisch-europäischen Zirkulationsdynamik und der Vergleich historischer und rezenter Zustandsformen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation problematisch.

Ein kontinuierlicher Luftdruckdatensatz, der die zirkulationsdynamische Analyse des Zeitraums seit 1780 mittels quantitativer klimatologischer Arbeitsmethoden erlaubt, liegt seit 1987 in Form der von JONES et al. (1987) auf objektivem Wege rekonstruierten mittleren monatlichen Nordatlantisch-Europäischen Bodenluftdruckmuster vor. Erstaunlicherweise wurde auf der Basis dieses Datensatzes nur eine - dem Verfasser bekannte - publizierte Untersuchung zur langperiodischen Zirkulationsvariabilität durchgeführt (SCHMUTZ 1996, SCHMUTZ & WANNER 1998), in der - ausgehend von einer objektiven Druckmusterklassifikation - das niederfrequente Schwankungsverhalten der atmosphärischen Zirkulation über Europa - beschrieben durch zeitlich variierende Häufigkeitsanteile unterschiedlicher Zirkulationstypen - analysiert wird. PFISTER (1999) verwendet neben anderen Rekonstruktionen monatlicher Bodenluftdruckfelder (JACOBEIT et al. 1999, LUTERBACHER et al. 1998) den besagten Datensatz zur Darstellung der zirkulationsdynamischen Verhältnisse während thermischer und hygrischer Anomalie Monate seit 1500.

Als wesentliche Ergebnisse heben SCHMUTZ & WANNER (1998) eine ausgeprägte Häufigkeitszunahme von Westwindlagen - charakterisiert durch starke meridionale Druckgradienten über dem Atlantik - in den letzten Jahrzehnten hervor („Die Klasse 1 (High-Index-Druckfeld über dem östlichen Nordatlantik mit stark positiven NAOI-Werten (North Atlantic Oscillation Index) und Westwindlage bis tief in den Kontinent) erfährt in den letzten Jahrzehnten eine Zunahme, wie sie in der hier analysierten Periode von 210 Jahren [1785-1994] sonst nie vorkommt.“ (SCHMUTZ & WANNER 1998))¹¹. Daneben konstatieren sie einen im Vergleich zum 20. Jahrhundert generell verschiedenen atmosphärischen Zirkulationsmodus mit deutlich anderen Kombinationsmustern wesentlicher Zirkulationstypen während des 19. Jahrhunderts. Für die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts stellen die Autoren eine Abnahme der zonalen Zirkulation zugunsten meridionaler Zirkulationsmuster

¹¹ Eine solche Zunahme westlicher Strömungslagen, insbesondere während des Winters, stellen auch BARDOSSY & CASPARY (1990) und FRANKENBERG & KAPPAS (1991) fest. Demgegenüber weisen BRIFA et al. (1990) für die Britischen Inseln auf eine Abnahme reiner Westlagen zugunsten ausgeprägt zyklonaler bzw. antizyklonaler Situationen hin.

fest. Aus saisonal differenzierten Häufigkeitsanalysen wird deutlich, daß ab der Mitte des 20. Jahrhunderts während des Winters und des Frühjahrs eine Veränderung bezüglich des Schwankungsverhaltens der zonalen und der meridionalen Zirkulationsform eintritt. Während die Häufigkeitszeitreihen der eher zonal bzw. meridional charakterisierten Zirkulationstypen bis zur Mitte dieses Jahrhunderts invers verlaufen, stellt sich danach eine positive Korrelation der Zeitreihen ein. Die bei SCHMUTZ & WANNER (1998) dargestellten Zeitreihen belegen allerdings, daß diese Übereinstimmung nur bis zu den 80er Jahren andauert.

Im Rahmen von Arbeiten zur langperiodischen Variabilität von Zirkulation und Klima wird immer wieder auch der Frage nachgegangen, inwieweit die beobachteten zeitlichen Entwicklungen zyklischen Charakter aufweisen. Diesbezügliche Untersuchungen führen auf der Grundlage langer europäischer Zeitreihen der Temperatur, des Niederschlags und des Luftdrucks beispielsweise BRAZDIL & TAM (1990) durch.

Für die Temperatur zeigt sich eine dominierende signifikante Periodizität von 2.2 Jahren (Quasi Biennial Oscillation¹²), die auch von anderen Autoren für europäische Zeitreihen (z. B. SCHÖNWIESE et al. 1986) und für Nordhemisphärische Mitteltemperaturen (JONES et al. 1986) nachgewiesen wird. Auf eine weitere Periodizität mitteleuropäischer Temperaturreihen bei 7.7 Jahren weisen SCHÖNWIESE et al. (1986) hin.

Eine etwa zweijährige Oszillation läßt sich nach BRAZDIL & TAM (1990) auch für die Niederschlagsreihen - signifikant vor allem im Westen Deutschlands - nachweisen. Weitere signifikante Periodizitäten sind im Bereich von 4-5 Jahren in den westlichen Regionen Europas sowie bei 3-4 Jahren in den osteuropäischen Bereichen manifest. Dieser west-östliche Wandel wird von BRAZDIL (1992), NEUBER & SCHÖNWIESE (1985) und SCHÖNWIESE et al. (1986) bestätigt. Oszillationen im Bereich von etwa 11 und 22 Jahren, die mit den entsprechenden periodischen Schwankungen der solaren Aktivität übereinstimmen, lassen sich nach BRAZDIL (1992) zwar für einige Niederschlagsreihen nachweisen, erklären aber bedeutend geringere Anteile der Zeitreihenvarianz als die erwähnten kürzeren Zyklen.

Signifikante Zyklen im Bereich von 3.5 und 2.6 Jahren weist unter den von BRAZDIL & TAM (1990) untersuchten Luftdruckreihen einzig die Budapester Zeitreihe auf.

Angesichts der aktuell geführten Diskussion um das Ausmaß anthropogener Klima-beeinflussung (anthropogen verstärkter Treibhauseffekt) stellt die Klärung der diagnostizierten Klimaschwankungen auslösenden Ursachenkomplexe einen weiteren wesentlichen Forschungsschwerpunkt dar. Neben den seit etwa 100 Jahren verstärkt wirksamen anthropogenen Einflußfaktoren müssen die verschiedenen natürlichen Einflußgrößen hinsichtlich ihrer klimabeeinflussenden Wirksamkeit untersucht werden. Die Kenntnis der einzelnen Faktoren und ihres komplexen Zu-

¹² Als Quasi-Biennial-Oscillation (QBO) wird eine fast zweijährige Schwingung bezeichnet, die aus dem ständigen Wechsel zwischen Ost- und Westwinden in der äquatorialen Stratosphäre besteht (NAUJOKAT 1986). Ein entsprechender zwei- bis dreijähriger Zyklus läßt sich weltweit in den Zeitreihen verschiedener Klimaparameter nachweisen (SCHUURMANS 1984).

sammenwirkens - z. B. in Form vielfältiger positiver und negativer Rückkopplungen - ist eine substantielle Voraussetzung für die Formulierung zuverlässiger Abschätzungen zukünftiger Klimaentwicklungen und insbesondere für die Einordnung von Ausmaß und Wirkungsrichtung anthropogener Einflüsse auf das Klimasystem.

Als wesentliche natürliche Einflußfaktoren auf der hier betrachteten dekadischen bis multidekadischen Zeitskala sind als externe Ursache Schwankungen der solaren Aktivität (meist beschrieben durch die Zahl der Sonnenflecken), als Beispiel einer internen Ursache im System Erde Anzahl und Intensität von Vulkanausbrüchen (erfasst z. B. durch den Smithsonian Volcanic Index - SVI) und als klimasysteminterne Ursache das großräumige, Ozean und Atmosphäre umfassende Phänomen ENSO (El Nino Southern Oscillation; beschrieben durch den Southern Oscillation-Index - SOI) zu nennen.

Betrachtet man die zeitlichen Verläufe der nordhemisphärischen bodennahen Lufttemperatur, der Vulkanaktivität (SVI), der Sonnenfleckenrelativzahl und der durch die Oszillation des Sonnendurchmessers bedingten hypothetischen Temperaturvariationen seit 1750, wie sie bei SCHÖNWIESE et al. (1990) dargestellt sind, so zeigen sich recht deutliche Übereinstimmungen relativ kühler/warmer Phasen mit hohen/niedrigen Indexwerten der vulkanischen Aktivität, niedrigen/hohen Sonnenfleckenzahlen und negativen/positiven solaren Temperatursignalen. Auf der Basis regionaler Klimareihen sind diese Zusammenhänge aufgrund der regionalen Abwandlung des globalen und hemisphärischen Klimas durch die innerhalb des atmosphärischen Zirkulationsgeschehens ablaufenden Prozesse allerdings häufig nur für einzelne Phasen oder extrem ausgeprägte Einzelereignisse in vergleichbarer Prägnanz festzustellen. So zeitigten zwar beispielsweise die Großeruptionen des Tambora (1815), des Krakatau (1883) oder des Pinatubo (1991) Abnahmen der globalen Oberflächentemperatur um bis zu 0.7°C, die auch in europäischen Temperaturreihen deutlich in Erscheinung treten, eine generelle Übereinstimmung hoher/niedriger Sonnenfleckenzahlen mit positiven/negativen Temperaturanomalien läßt sich für einzelne europäische Temperaturreihen jedoch nicht nachweisen (VON RUDLOFF 1967: 250). Auch die Untersuchungen der korrelativen Beziehungen zwischen Sonnenfleckenrelativzahlen und Klimaelementen (Luftdruck, Temperatur, Niederschlag) von KIRSTEIN (1981) belegen keine eindeutigen Zusammenhänge zwischen solarer Aktivität und bodennahen Klimaparametern. LABITZKE & van LOON (1990) weisen indes hochsignifikante Zusammenhänge zwischen dem Zirkulationsgeschehen der Mittelbreiten und dem Sonnenfleckenzyklus nach, nachdem das Gesamtdatenkollektiv bezüglich der verschiedenen Zustandsformen der QBO separiert wurde.

Die Auswirkungen des ENSO-Phänomens auf europäische Klimaparameter werden unter anderem von FRAEDRICH & MÜLLER (1992) und RODO et al. (1997) untersucht. Aus beiden Arbeiten wird eine Beeinflussung von Zirkulation und Klima in Europa durch variierende ENSO-Zustände deutlich.

Resümierend ist festzuhalten, daß wesentliche Entwicklungsphasen der thermischen und hygri-schen Bedingungen in Mitteleuropa von verschiedenen Autoren auf der Basis instrumenteller Messungen in genereller Übereinstimmung relativ ausführlich dargestellt werden. Diese Erkenntnisse werden bestätigt durch Untersuchungen, die

sich auf indirekte Klimadaten stützen, auf die hier jedoch nicht näher eingegangen wurde. Die regionalen Differenzierungen dieser Temperatur- und Niederschlagsverläufe sind hingegen für die erste Hälfte des betrachteten Zeitraums von 1780-1995 nicht in einem Maße geklärt, wie dies für die zweite Hälfte des zeitlichen Betrachtungsrahmens und insbesondere für das 20. Jahrhundert der Fall ist. In noch stärkerem Ausmaß ist bezüglich der zirkulationsdynamischen Verhältnisse ein reduzierter Erkenntnisstand für die historischen Zeiträume zu konstatieren, der nicht nur eine Einordnung rezenter Zustände der atmosphärischen Zirkulation in einen umfassenderen Kontext natürlicher Zirkulationsdynamik erschwert, sondern auch über die Einzelfalluntersuchung hinausgehende synoptisch-klimatologische Analysen der Beziehungen zwischen Zirkulation und bodennahem Klima in einem historisch erweiterten zeitlichen Rahmen weitgehend verhindert hat.

Sowohl mit Blick auf die regional differenzierten thermischen und hygri-schen Entwicklungstendenzen als auch bezüglich der zeitlichen Variabilität der atmosphärischen Zirkulationsdynamik im Zeitfenster 1780-1995 deuten sich auf der Grundlage vorliegender Befunde jedoch bereits Unterschiede zwischen historischen Zeiträumen und dem 20. Jahrhundert an, die Anlaß zu ausführlicherer analytischer Bearbeitung geben.

3 Zielsetzung und Arbeitsmethodik

Vor dem Hintergrund des vorangehend überblicksartig dargestellten Kenntnisstandes zur klimatischen und zirkulationsdynamischen Variabilität im Segment Nordatlantik-Europa seit 1780 lassen sich folgende Zielsetzungen der vorliegenden Arbeit formulieren:

- Zum ersten scheint es notwendig, auf einer möglichst breiten und bezüglich ihres klimatologischen Aussagewertes zuverlässigen Datenbasis die wesentlichen zeitlichen Entwicklungsphasen der thermischen und hygrischen Variabilität in Mitteleuropa in ihrer regionalen Differenziertheit zu erfassen und darzustellen (Kap. 4).
- Entsprechend sollen die korrespondierenden zirkulationsdynamischen Strukturen und Entwicklungen auf der Grundlage neu verfügbarer mittlerer monatlicher Bodenluftdruckmuster des für die klimatischen Bedingungen in Mitteleuropa relevanten Ausschnitts Nordatlantik-Europa (JONES et al. 1999) einer eingehenden Analyse unterzogen und bezüglich ihrer Bedeutung für die klimatische Variabilität untersucht werden (Kap. 5).
- Und schließlich wird, in einer wesentlichen Erweiterung bestehender Forschungsansätze, eine Untersuchung der zeitlichen Variabilität der Beziehungen zwischen großräumiger atmosphärischer Zirkulation und bodennahen Klimaparametern auf multidekadischer Zeitskala angestrebt (Kap. 6).

Eine übergeordnete Zielsetzung besteht darin das 20. Jahrhundert bezüglich seiner klimatischen und zirkulationsdynamischen Charakteristika mit einem historischen, möglichst weit in der Vergangenheit liegenden Zeitraum auf der Basis kontinuierlicher klimatologischer Datensätze zu vergleichen. Zu diesem Zweck werden innerhalb des durch die Datenverfügbarkeit vorgegebenen Zeitrahmens 1780 bis 1995 zwei jeweils acht Dekaden umfassende Perioden bestimmt. Die sogenannte frühinstrumentelle Periode (early instrumental period - EIP) von 1780-1860 und desweiteren ein hier als moderne instrumentelle Periode (modern instrumental period - MIP) bezeichneter, rezenter Vergleichszeitraum von 1915-1995.

Sowohl der zeitraumspezifische Vergleich als auch die Analyse der kontinuierlichen Entwicklungen über den Gesamtzeitraum erfordert eine bezüglich räumlicher Abdeckung und vor allem klimatologischer Aussagekraft einheitliche, das heißt über den gesamten Zeitraum möglichst homogen vorliegende Datenbasis.

Während zur Untersuchung der Zirkulationsdynamik ein entsprechender Datensatz in Form der von JONES et al. (1999) rekonstruierten mittleren monatlichen Bodenluftdruckfelder zur Verfügung steht, liegen Temperatur- und Niederschlagsdaten für das betrachtete Zeitfenster zum einen häufig nur in diskontinuierlicher Form vor; zum anderen sind sie, insbesondere mit Blick auf länger zurückliegende Zeiträume, meist ungenügend bezüglich ihrer Güte überprüft.

Ein erster wesentlicher Arbeitsschritt muß also die Vervollständigung und die Qualitätsprüfung der thermischen und hygrischen Zeitreihen umfassen. Dabei kommt

der Prüfung der Homogenität der Zeitreihen und der gegebenenfalls durchzuführenden Homogenisierung eine zentrale Bedeutung zu, sichern diese Bearbeitungsschritte doch die Vergleichbarkeit des historischen und des rezenten Datenmaterials und ermöglichen damit erst eine sinnvolle weitergehende klimatologische Analyse des Gesamtzeitraums.

Zur räumlich differenzierten Darstellung und Analyse der thermischen und hygri-schen Variabilität in Mitteleuropa über die letzten zwei Jahrhunderte erfolgt mit Hilfe statistischer Methoden eine objektive Regionalisierung der verfügbaren Temperatur- und Niederschlagsstationen und die Berechnung regionaler Klimazeitreihen.

Zur Untersuchung der langfristigen Dynamik der atmosphärischen Zirkulation werden objektive Klassifikationen großräumiger Nordatlantisch-Europäischer Strömungskonfigurationen erarbeitet, deren Ergebnisse die Grundlage nachfolgender analytischer Bearbeitungsschritte bilden. Hier gilt es, die zirkulationsdynamischen Charakteristika in ihrer zeitraum-spezifischen Unterschiedlichkeit - mit Blick auf die beiden Teilzeiträume EIP und MIP - und ihrer zeitlichen Variabilität über den Gesamtzeitraum zu erfassen.

Wenngleich die klassifikatorische Zuordnung individueller Zustandsformen der atmosphärischen Zirkulation zu einer überschaubaren Anzahl essentieller Ausprägungstypen einen wesentlichen Schritt im Rahmen synoptisch-klimatologischer Erkenntnisgewinnung darstellt und ihr als solcher in einer Reihe von Studien eine zentrale oder sogar dominierende Bedeutung beigemessen wird - „*Much effort has been expended on deriving appropriate classifications of weather systems; indeed, some researchers regard this topic as the principal purpose of synoptic climatology.*“ (SMITHSON 1988) - so repräsentiert sie als eine Grundlage statistischer Untersuchungen der zirkulationsdynamischen Variabilität einen zwar wesentlichen, aber doch nur einen Teilschritt innerhalb synoptisch-klimatologischer Forschungsarbeit.

Diese beinhaltet neben der Analyse der Dynamik der atmosphärischen Zirkulation als zweiten essentiellen inhaltlichen Aspekt die Klärung der Zusammenhänge zwischen großräumiger Strömungsdynamik und bodennahen Klimaparametern. Genau diese Schwerpunktsetzung der synoptischen Klimatologie auf die Untersuchung der erwähnten Kopplungen zwischen zwei verschiedenen Skalenbereichen wird beispielsweise von BARRY & PERRY (1973) - „... *concerned as it [die synoptische Klimatologie] is with the relationships between the atmospheric circulation and local (or regional) climate.*“, oder auch bereits von BLÜTHGEN (1965)¹³ betont. YARNAL (1993) erweitert diese Definitionen und möchte im Rahmen der synoptischen Klimatologie nicht nur die bodennahen Klimaparameter, sondern auch andere relevante Umweltfaktoren berücksichtigt wissen: „*By definition, the field of synoptic climatology studies the relationships between the atmospheric circulation and the surface environment of a region.*“

¹³ Auf die von BLÜTHGEN (1965) im Rahmen seines Aufsatzes zur synoptischen Klimageographie ausführlich diskutierte Frage, inwieweit eine terminologische Unterscheidung der Begriffe Klimatologie und Klimageographie notwendig oder gerechtfertigt scheint, wird an dieser Stelle nicht eingegangen. Die angesprochene Problematik wird unter anderem beispielsweise auch von WEISCHET (1969) behandelt.

Unter Bezugnahme auf die Konzentration auf verschiedene Forschungsschwerpunkte unterscheidet VON SEGGERN (1992: 15) innerhalb der synoptischen Klimatologie in eine Klimatologie synoptischer Systeme, die sich in erster Linie mit der Analyse zirkulationsdynamischer Strukturen und deren Variabilität beschäftigt, und eine synoptische Klimatologie im engeren Sinne, deren Hauptaugenmerk, aufbauend auf die Ergebnisse des ersten analytischen Teilschritts, der Darlegung der Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und bodennahen Klimaparametern gilt. Eine solche Unterteilung mag zwar aufgrund inhaltlicher oder methodischer Unterschiedlichkeiten begründbar sein, sie erscheint nach Meinung des Verfassers aber dennoch etwas künstlich und impliziert eine Abgrenzbarkeit der angesprochenen klimatologischen Forschungsrichtungen, die in der von Von Seggern angesprochenen Deutlichkeit kaum gegeben ist. So beinhalten die bei Von Seggern als typische Beispiele erstgenannter klimatologischer Ausrichtung zitierten Arbeiten (z. B. BARDOSSY & CASPARY 1990) durchaus auch Ansätze zu einer Analyse der Beziehungen zwischen Zirkulation und bodennahem Klima. Auch YARNAL (1993: 4) sieht keine deutliche Trennung zwischen synoptischer Klimatologie und der von ihm als dynamische Klimatologie bezeichneten, stärker auf zirkulationsdynamische Aspekte konzentrierten Arbeitsrichtung: „*The border between synoptic and dynamic climatology is a gray area, rather than a neatly defined black line.*“.

In vorliegender Arbeit werden die zirkulationsdynamischen Analysen an den Anfang der synoptisch-klimatologischen Untersuchungen gestellt, bevor in einem nachfolgenden Schritt die Variabilität der atmosphärischen Zirkulation bezüglich ihrer Bedeutung für das Schwankungsverhalten der bodennahen Klimaparameter näher analysiert wird.

Der Untersuchungsgang folgt damit dem von YARNAL (1993: 7) als „*circulation to environment classification*“ bezeichneten methodischen Ansatz.¹⁴ Als Konsequenz aus der gewählten Vorgehensweise - der Klassifikation von Druckmustern ohne Berücksichtigung zusätzlicher korrespondierender Witterungscharakteristika - folgt, daß die aus den in dieser Arbeit verwendeten Klassifikationsalgorithmen resultierenden Klassen nicht als synoptische Witterertypen (*synoptic types*), sondern als Druckmustertypen (*map patterns*) oder Zirkulationstypen angesprochen werden sollten.¹⁵ Bei prinzipieller Gültigkeit der von YARNAL (1993: 11) formulierten

¹⁴ YARNAL (1993: 7) unterscheidet zwei grundlegende methodische Verfahrensweisen der synoptischen Klimatologie: Zum einen den „*circulation to environment*“ und zum anderen den „*environment to circulation*“-Ansatz. Während bei ersterem eine Bewertung der mit der Realisierung einer spezifizierten Zustandsform der atmosphärischen Zirkulation korrespondierenden Ausprägungen bodennaher Klima- bzw. Umweltvariablen vorgenommen wird, erfolgt bei letzterem die Untersuchung von Zirkulationscharakteristika, die mit dem Auftreten vorab definierter bodennaher Klima- bzw. Umweltzustände verknüpft sind.

Als für den letztgenannten Ansatz beispielhafte Untersuchung sei die von JACOBEIT et al. (1998a: 65) ebenfalls innerhalb des ADVICE-Projekts durchgeführte zirkulationsdynamische Analyse ombrothermischer Anomalie Monate mittels T-modaler Hauptkomponentenanalysen genannt.

¹⁵ Während zur Bestimmung synoptischer Witterertypen neben Zirkulationsparametern auch andere wetterrelevante Variablen (Luftmasseigenschaften, bodennahe Witterungsverhältnisse) in das Klassifikationsverfahren einbezogen werden, beruht die Ausweisung von Druckmustertypen allein auf der Feststellung von Ähnlichkeiten der Druckfeldcharakteristik individueller Strömungskonfigurationen. Allerdings wird die definitorische Abgrenzung der beiden Termini sehr variabel gehandhabt (YARNAL 1993: 8).

Grundannahmen der synoptischen Klimatologie¹⁶ sollten aber auch Druckmustertypen relativ homogene Witterungscharakteristika aufweisen und ihr zeitliches Schwankungsverhalten einen hohen Anteil der thermischen und hygrischen Varianz erklären können.

In Abhängigkeit von spezifischer Analyseverfahren, verwendeter Datengrundlage und behandelte Fragestellung ist die Validität der genannten Grundannahmen allerdings nur in mehr oder weniger stark eingeschränktem Maße gegeben, woraus eine unterschiedlich ausgeprägte interne Variabilität der Zirkulationstypen (*within-group variability* oder *within-type variability*) resultiert, die eine zuverlässige Erfassung der Beziehungen zwischen großräumiger Zirkulation und regionalen Klimaparametern erschwert. Zusätzlich ist dabei in Erwägung zu ziehen, daß die mit dem Auftreten bestimmter Zirkulationstypen (Klassen) verknüpften bodennahen Klimacharakteristika, wie sie beispielsweise SCHMUTZ & WANNER (1998) auf der Grundlage einer korrelationsbasierten Druckmusterklassifikation und von Temperaturreihen für den Alpenraum über die gesamte Periode von 1785 bis 1994 ermittelt haben, zeitlichen Schwankungen - etwa ausgelöst durch variierende Randbedingungen - unterliegen können.

Diese Überlegungen bilden den Ausgangspunkt für Untersuchungen zu zirkulationstypinternen Veränderungen der angekoppelten regionalen thermischen und hygrischen Verhältnisse auf multidekadischer Zeitskala. Hierbei soll geklärt werden, inwieweit Temperatur- und Niederschlagsveränderungen - unter der Annahme von Stationarität der Kopplungsmechanismen zwischen Zirkulationstypen und bodennahem Klima - auf variierende Auftrittshäufigkeiten atmosphärischer Strömungskonfigurationen zurückgeführt werden können und in welchem Ausmaß typinterne zeitliche Variabilitäten hierfür als mitbestimmende Faktoren zu berücksichtigen sind.

Hieraus resultierende Ergebnisse lassen allerdings noch keine weitergehenden Aussagen über generelle zeitliche Instationaritäten der Beziehungen zwischen Zirkulation und bodennahem Klima zu, da aufgrund von methodenspezifischen Unzulänglichkeiten in der Erfassung aller wesentlichen Zirkulationsausprägungen ungeklärt bleibt, ob die festgestellten zirkulationstypinternen Veränderungen auf klasseninterne nichtberücksichtigte Zirkulationsabweichungen oder aber auf eine tatsächlich divergierende Klimacharakteristik übereinstimmender Strömungsanordnungen zurückzuführen sind. Diese Problematik führt auf die Frage zurück, inwieweit zwei wesentliche Grundannahmen der synoptischen Klimatologie nach YARNAL (1993) zutreffen: Zum einen, ob die Gesamtheit der Zustandsformen der atmosphärischen

¹⁶ Die der synoptischen Klimatologie zugrundeliegenden Annahmen sind bei YARNAL (1993: 11) ausführlich kommentiert. Sie seien an dieser Stelle nur kurz zitiert:

- *the atmospheric circulation is a critical determinant of the surface environment*
- *the Bergen school conceptual model of the structure and evolution of midlatitude synoptic-scale cyclones is correct*
- *the atmosphere can be partitioned into discrete, nonoverlapping intervals*
- *the classification identifies all important map patterns or synoptic types*
- *the classification methods really do what the investigator thinks they are doing*
- *the temporal scales of the observations and the atmospheric-circulation processes match*
- *the spatial scales of the gridded data and the circulation coincide*
- *within-group variability is not a problem*

Zirkulation in diskrete, nichtüberlappende Intervalle (Klassen) eingeteilt werden kann und zum anderen, ob durch eine Klassifikation alle wesentlichen Zirkulationsmuster erfasst und wiedergegeben werden können.

Es liegt deshalb nahe, die Kopplungsmechanismen zwischen Zirkulation und Klima eingehender mittels eines methodischen Ansatzes zu untersuchen, der nicht auf den beiden oben in Frage gestellten Grundannahmen aufbaut.¹⁷

Eine solche Methode stellt die kanonische Korrelationsanalyse (CCA) dar, die im Unterschied zu Druckmusterklassifikationen keine Diskretisierung der kontinuierlich aufeinanderfolgenden Zirkulationszustände erzeugt, sondern diese als Linearkombinationen maßgeblicher Strömungsmodi darstellt. Da innerhalb der kanonischen Korrelationsanalyse diese Form der Varianzzerlegung auch auf die korrespondierenden klimatischen Variablen angewendet wird und gleichzeitig in Form kanonischer Korrelationskoeffizienten das quantitative Ausmaß der Kopplungen zwischen wesentlichen Zirkulations- und Klimamodi bestimmt wird, ist diese Methode in höchstem Maße zur Untersuchung der Variabilität ebendieser Wechselwirkungen geeignet.

Der Untersuchung dieser Kopplungsproblematik kommt umso mehr Bedeutung zu, als die Anwendung von Methoden des „statistical downscaling“ auf die prognostischen Ergebnisse globaler Zirkulationsmodelle (GCM) mit dem Ziel der Abschätzung regionaler Klimaänderungen aus der verfügbaren großskaligen Zirkulationsinformation die Stationarität der Beziehungen zwischen großräumiger Zirkulation und Regionalklima voraussetzt. Die Ergebnisse der in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen werden also insbesondere auch mit Blick auf diese Anwendungsmöglichkeit synoptisch-klimatologischer Methoden zu diskutieren sein.

Zusammenfassend wird also nach adäquater Aufbereitung des verfügbaren Datenmaterials zunächst die räumlich differenzierte, langperiodische¹⁸ thermische und hygrische¹⁹ Variabilität in Mitteleuropa seit 1780 untersucht sowie ein diesbezüglicher Vergleich eines festgelegten historischen Zeitraums (EIP) mit diesem Jahrhundert (MIP) durchgeführt.

In einem darauffolgenden Arbeitsschritt sollen sodann mittels zweier - hinsichtlich methodischer Konzeption und inhaltlicher Zielsetzung verschiedener - Klassifikationsansätze wesentliche Typen der Nordatlantisch-Europäischen Zirkulation gebildet und hinsichtlich des zeitlichen Schwankungsverhaltens ihrer Auftretshäufigkeiten im Gesamtzeitraum und im Vergleich EIP/MIP analysiert werden, bevor untersucht wird, inwieweit die klimatischen Veränderungen zwischen historischem und rezentem Zeitraum auf korrespondierende zirkulationsdynamische Entwicklungen²⁰ zurückzuführen sind.

¹⁷ Die Frage, inwieweit die übrigen Grundannahmen gegeben sind, bleibt hiervon allerdings nach wie vor unberührt.

¹⁸ Unter langperiodischer oder niederfrequenter Variabilität wird im weiteren Variabilität auf der dekadischen bis säkularen Zeitskala verstanden.

¹⁹ Das hygrische Klima umfaßt nicht nur den in dieser Arbeit betrachteten Niederschlag, sondern daneben weitere feuchtebezogene Klimaparameter. Im Rahmen vorliegender Studie bezieht sich der Begriff des hygrischen Klimas allein auf den Niederschlag.

²⁰ Der Begriff „Zirkulationsdynamik“ beinhaltet ein breites Spektrum an raumzeitlichen Strukturen und

In diesem Zusammenhang ist auch zu klären, welche witterungsklimatische Relevanz den Änderungen der zirkulationstypspezifischen Auftretshäufigkeiten sowie den zirkulationstypinternen klimatischen Modifikationen zukommt.

Einen weiterführenden Untersuchungsgegenstand stellt die niederfrequente zeitliche Variabilität der Beziehungen zwischen großräumiger atmosphärischer Zirkulation und bodennahen Klimaparametern (in diesem Fall beschränkt auf Temperatur und Niederschlag) dar.

Ergänzend sei angemerkt, daß erhebliche Anteile des zugrundeliegenden Arbeitsaufwandes zum einen die Erhebung und die Verfügbarmachung klimatologischer Datensätze in digitaler Form und zum anderen die operationelle Umsetzung methodischer Verfahrensansätze in EDV-gestützte Datenaufbereitungs- und Analyseprozeduren umfaßten, die unter Verwendung der Programmiersprachen Fortran 77/90 und der Fortran-Unterprogrammibliothek IMSL (Mathematics and Statistics Libraries von Visual Numerics) sowie des statistischen Analysepakets SPSS-X (Superior Performing Software Systems für UNIX) entwickelt wurden.

prozessualen Abläufen (auf unterschiedlicher Zeitskala) innerhalb der atmosphärischen Zirkulation. In der hier vorgelegten Arbeit stehen strukturelle Veränderungen der großräumigen Zirkulation über längere Zeiträume - also die langperiodische Variabilität (im oben definierten Sinne) der Zustandsformen der atmosphärischen Zirkulation - im Zentrum der zirkulationsdynamischen Untersuchungen.

4 Raumzeitliche Variabilität von Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa seit 1780

Ein wesentlicher Aspekt vorliegender Arbeit ist die Akquisition und Aufbereitung möglichst langer, kontinuierlicher Zeitreihen monatlicher Werte der Temperatur und des Niederschlags in Mitteleuropa für den Zeitraum 1780-1995. Diese Zeitreihen bilden zum einen die Grundlage für Untersuchungen zur thermischen und hygri-schen Variabilität seit 1780, insbesondere auch für diesbezügliche Vergleiche von EIP und MIP. Zum anderen sind diese Daten erforderlich für die in Kapitel 6 beschriebenen Analysen der variablen Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und bodennahem Klima.

4.1 Temperatur- und Niederschlagsdaten für den Zeitraum 1780-1995

Für das betrachtete Zeitfenster von 1780-1995 gilt, daß sowohl Quantität als auch Qualität der verfügbaren instrumentellen Meßdaten mit Annäherung an die Gegenwart zunehmen, gründend auf die Ausweitung und Verdichtung des Meßnetzes und die Perfektionierung der Meßinstrumente sowie der Beobachtungsmethoden.

Während seit dem späten 19. Jahrhundert Temperatur- und Niederschlagsdaten meist im Rahmen staatlicher Meßnetze erhoben werden (für Deutschland beispielsweise Deutscher Wetterdienst und Vorgängerinstitutionen), stammen entsprechende Daten für weiter in die Vergangenheit reichende Zeiträume aus sehr heterogenen Quellen (z. B. Messungen von Privatpersonen, naturforschenden Gesellschaften, kirchlichen und staatlichen Institutionen sowie ersten organisierten Beobachtungssystemen).

4.1.1 Frühe instrumentelle meteorologische Beobachtungen in Mitteleuropa

Auf instrumentellen Messungen beruhende Klimadaten liegen aus Mitteleuropa seit Mitte des 17. Jahrhunderts vor. Die frühesten instrumentellen Beobachtungen wurden im Jahre 1654 in Italien durchgeführt (HELLMANN 1926: 10). Seit 1678 - erste Messungen durch W. Leibniz in Hannover - wurden auch in Deutschland vermehrt meteorologische Beobachtungen mit Instrumenten durchgeführt, meist ergänzend zu den allgemeinen Wetteraufzeichnungen (Tab. 4.1).

Diese ersten Messungen eignen sich allerdings nur eingeschränkt für klimatologische Untersuchungen, da bezüglich der verwendeten Instrumente und der Meßanordnungen keine einheitlichen Bedingungen herrschten und somit eine Vergleichbarkeit der Daten nicht in ausreichendem Maße gegeben ist.

Tabelle 4.1: Einige frühe instrumentelle Beobachtungen in Deutschland (basierend auf HELLMANN 1926).

Beobachter	Ort	Zeitraum der Messungen
Leibniz, W.	Hannover	1678
Reyher, S.	Kiel	1679-1709
Camerarius, R. J.	Tübingen	1691-1717
Familie Kirch	Guben, Berlin	1697-1774
Hoffmann, F.	Halle/Saale	1700
Gottsched, J.	Königsberg	1702-1703
Algöwer, D.	Ulm	1710-1715
Müller, J. H.	Altdorf	1713-1723
Arnd, J.	Königsberg	1727-1728
Bruckmann, F. E.	Wolfenbüttel	1739-1741
Hollmann, S. C.	Göttingen	1741-1753
Meermann, P.	Frankfurt/Main	1758-1777
Ackermann, J. F.	Kiel	1767-1768
Rabe, J. G.	Ansbach	1770
Ordensgeistliche	Regensburg	1774-1834
Scheibel, J. E.	Breslau	1773-1779

„Dieselben [Die Beobachtungen] wurden jedoch zu ungleichen Tageszeiten und mit den verschiedenartigsten Instrumenten angestellt; insbesondere herrschte in den Skalen der Thermometer nicht die geringste Übereinstimmung. Als thermometrische Flüssigkeit benutzte man Weingeist oder Öl und seit 1714 auch Quecksilber (Fahrenheit). ... Bei dieser grossen Mannigfaltigkeit der Thermometerskalen war also eine Übereinstimmung in den Beobachtungen gar nicht möglich.“ (TRAUMÜLLER 1885: 1)

Einen ersten Anstoß zu einer Erweiterung und Vereinheitlichung der meteorologischen Beobachtungen gab im Jahre 1771 der französische Meteorologe Lambert mit seiner Idee eines die gesamte Erdoberfläche umfassenden Beobachtungssystems. Diesen Gedanken griff J. L. Böckmann auf und initiierte in Karlsruhe unter Markgraf Carl Friedrich von Baden im Jahre 1778 die Gründung der Badischen Witterungsanstalt, die etwa 60 Beobachtungsstandorte in Deutschland mit Meßinstrumenten ausstattete und die Auswertung und Veröffentlichung der Witterungsjournale übernehmen sollte. Allerdings wurden nur in Karlsruhe selbst kontinuierliche Messungen, erstmals mit Einhaltung fester Beobachtungstermine, durchgeführt.

Eine Veröffentlichung der Ergebnisse erfolgte nur für das Jahr 1779 (HELLMANN 1926, TRAUMÜLLER 1885).

Mit größerem Erfolg wurde 1780 in Mannheim von Kurfürst Karl Theodor von der Pfalz, maßgeblich unterstützt von seinem Hofkaplan und Sekretär J. J. Hemmer, die Societas Meteorologica Palatina ins Leben gerufen. „*Binnen kurzer Zeit gelang der Gesellschaft, ein internationales Beobachtungsnetz aufzubauen und funktionsfähig zu halten.*“ (CAPPEL 1980: 1).

Die 39 involvierten Stationen (Tab. 4.2) wurden mit einheitlichen Instrumenten und Instruktionen - insbesondere bezüglich der Meßtermine um 7, 14 und 21 Uhr (Mannheimer Stunden) - ausgestattet, so daß die Vergleichbarkeit der Beobachtungen gewährleistet ist.

Tabelle 4.2: Beobachtungsstationen der Societas Meteorologica Palatina (nach CAPPEL 1980).

Land	Station
Deutschland	Andechs, Berlin, Düsseldorf, Erfurt, Göttingen, Hohenpeißenberg, Ingolstadt, Mannheim, München, Regensburg, Sagan, Tegernsee, Würzburg, St. Zeno
Tschechien	Prag
Ungarn	Ofen (Buda)
Schweiz	Genf, St. Gotthard
Italien	Bologna, Chioggia, Padua, Rom
Frankreich	Dijon, Marseille, La Rochelle
Belgien	Brüssel
Holland	Delft, Haag, Middelburg
Norwegen	Edsberga, Spydberg
Dänemark	Kopenhagen
Schweden	Stockholm
Rußland	Moskau, Pyschminsk, St. Petersburg
Grönland	Godthaab
USA	Bradford, Cambridge (Mass.)

Von 1781 bis 1795 (Auflösung der Gesellschaft) wurden die täglichen Beobachtungsdaten in den Ephemerides Societatis Meteorologicae Palatinae veröffentlicht. Nach dem Ende der Societas Meteorologica Palatina blieben zwar einzelne Stationen bestehen, neue kamen hinzu, aber wie in der Zeit vor 1780 erfolgten die meisten Beobachtungen nun wieder isoliert voneinander, mit unterschiedlichen Instrumenten, zu nichtübereinstimmenden Terminen und ohne die Möglichkeit einer zentralen, einheitlichen Auswertung und Veröffentlichung der Ergebnisse.

Erst mit Gründung der Internationalen Meteorologischen Organisation (Vorgängerin der Weltorganisation für Meteorologie - WMO) im Jahre 1873 in Wien wurde wieder eine der Societas Meteorologica Palatina vergleichbare Institution geschaffen (CAPPEL 1980, FRISINGER 1977, HELLMANN 1926, LÜDECKE 1997, RIGBY 1973, TRAUMÜLLER 1885).

4.1.2 Datenakquisition und erste Aufbereitungsschritte

Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten 72 Temperatur- und 62 Niederschlagszeitreihen stammen aus verschiedenen Quellen. Ein Großteil der Zeitreihen wurde der World Climate Disc (1992) entnommen, teilweise konnten diese Reihen durch Verwendung des WMSC-Data-Sets (1995) für die Jahre 1991 bis 1993 ergänzt werden. Einige Reihen wurden freundlicherweise von Prof. C.-D. Schönwiese (SCHÖNWIESE, C.-D. & J. RAPP 1997) zur Verfügung gestellt. Eine beträchtliche Datenmenge, sowohl für die frühinstrumentelle Periode als auch für dieses Jahrhundert, wurde im Verlauf des ADVICE-Projekts von der Würzburger Arbeitsgruppe Klimaforschung akquiriert und auf elektronische Datenträger übertragen. Die Tabellen A.1 und A.2 geben einen Überblick über die verwendeten Zeitreihen und ihre Herkunft, die Abbildungen 4.1 und 4.2 fassen die Datenverfügbarkeit für den Zeitraum 1780-1995 in graphischer Form zusammen. Abbildung 4.3 illustriert die Entwicklung der Stationsnetze zwischen 1780 und 1995, Abbildung 4.4 zeigt die räumliche Verteilung der verwendeten Temperatur- und Niederschlagsstationen.

Es ist offensichtlich, daß vor allem bezüglich der Niederschlagsdaten für die Jahre vor 1820/30 eine stark eingeschränkte Datenverfügbarkeit besteht. Diese Tatsache ist sowohl für die weitere Aufbereitung der Klimazeitreihen als auch für die Analyse der thermischen und hygrischen Variabilität während des Untersuchungszeitraums von Bedeutung. Die auffallend geringe Anzahl von Temperaturzeitreihen im Zeitraum 1860-1910 ist darauf zurückzuführen, daß im Rahmen des ADVICE-Projekts vor allem für die EIP (1780-1860) zusätzliche Zeitreihendaten akquiriert wurden. Angesichts der in Abb. 4.3 illustrierten relativ geringen Datenverfügbarkeit für die anschließenden 50 Jahre ist eine Konzentration zukünftiger Rechercheaktivitäten ergänzend auch auf diesen Zeitraum anzuregen.

Der markante Abfall der Stationsanzahlen seit etwa 1970 ist auf die zu diesem Zeitpunkt einsetzende Aufgabe einer Reihe meteorologischer Meßeinrichtungen zurückzuführen.

Die höchste räumliche Stationsdichte ist für das zentrale Mitteleuropa, vor allem in Deutschland, festzustellen, für die Peripheriegebiete besteht insbesondere in den Anfangsjahren des Untersuchungszeitraumes eine merklich dispersere Stationsverteilung, die im Falle der Niederschlagsdaten besonders deutlich wird.



Abbildung 4.1: Übersicht der verfügbaren Temperaturdaten für den Zeitraum 1780-1995.

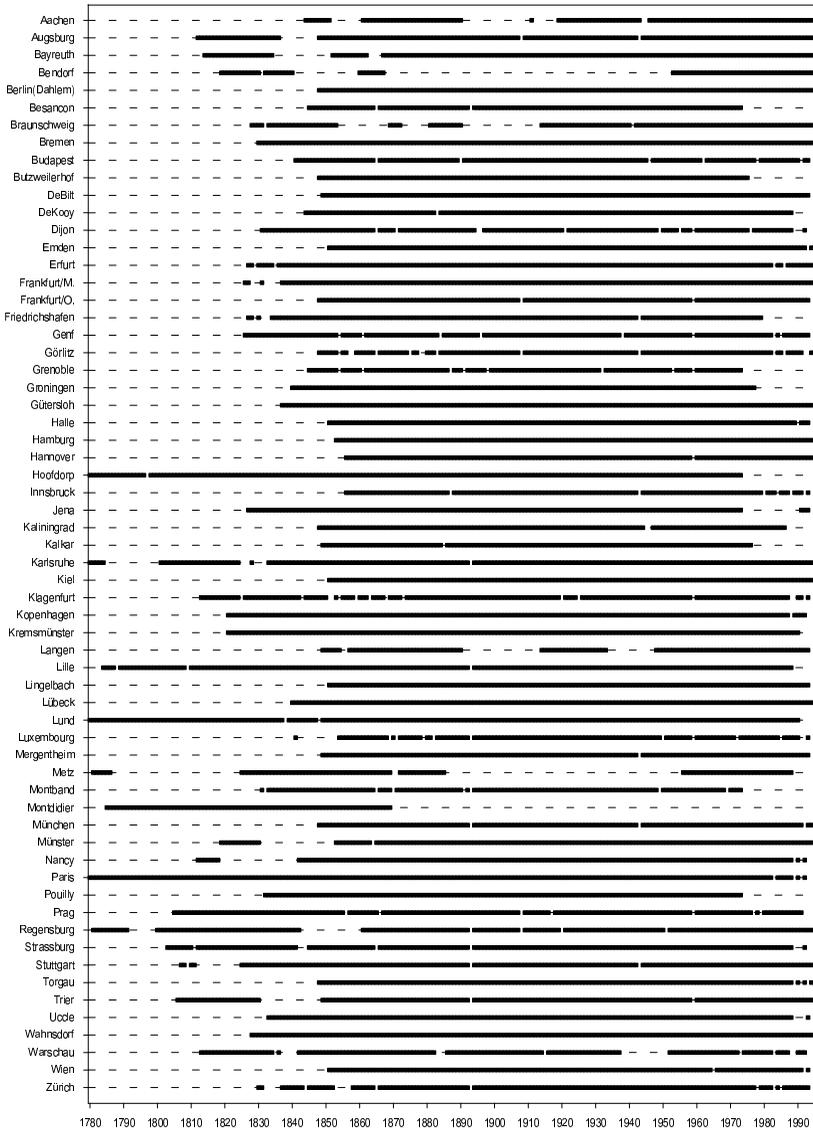


Abbildung 4.2: Übersicht der verfügbaren Niederschlagsdaten für den Zeitraum 1780-1995.

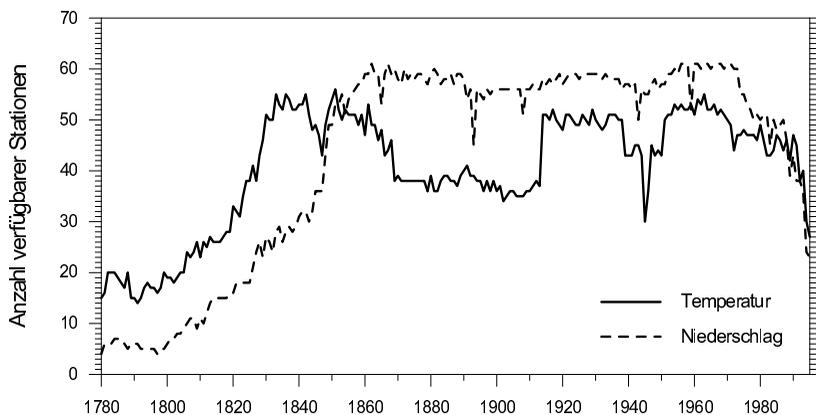


Abbildung 4.3: Entwicklung der Stationsnetze im Zeitraum 1780-1995.

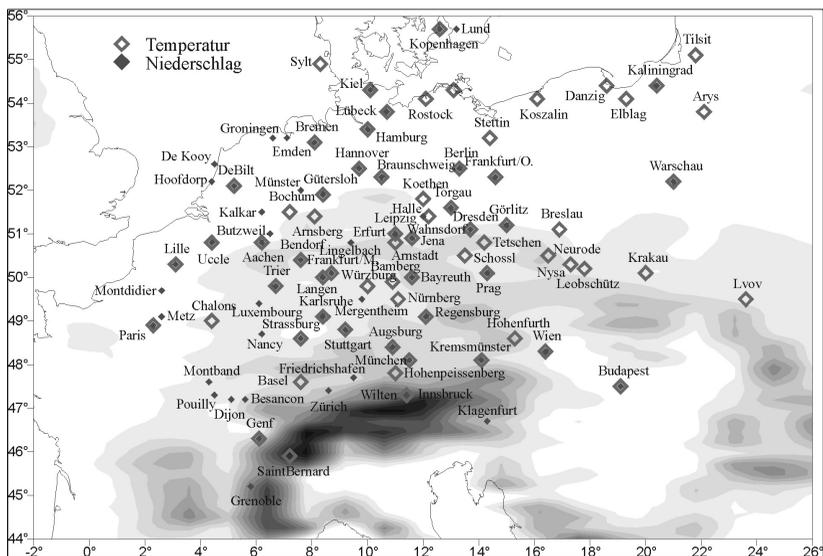


Abbildung 4.4: Räumliche Verteilung der verfügbaren Temperatur- und Niederschlagszeitreihen.

Bevor die Zeitreihen in weiterführende analytische Bearbeitungsschritte eingehen, ist zunächst die Vergleichbarkeit und Plausibilität der Daten sicherzustellen.

Da die historischen Klimadaten häufig in anderen als den heute gebräuchlichen Einheiten erfasst wurden, ist zunächst eine Umrechnung der historischen in moderne Einheiten erforderlich.

Die Umrechnung von Temperaturdaten in Grad Reaumur ($^{\circ}R$) bzw. Grad Fahrenheit ($^{\circ}F$) in Grad Celsius ($^{\circ}C$) erfolgte unter Verwendung der Umrechnungsformeln

$$t^{\circ}R = \frac{5}{4} t^{\circ}C$$

und

$$t^{\circ}F = \frac{5}{9}(t - 32)^{\circ}C$$

Niederschlagsmengen, ausgedrückt in Pariser Linien, wurden mit der Beziehung

$$1\text{PariserLinie} = 2.25583\text{mm}$$

in Millimeter (mm) umgerechnet.

Ein erster Schritt zur Überprüfung der Plausibilität der Zeitreihen besteht darin, die Daten auf sogenannte Ausreißer, also extreme Abweichungen vom Mittelwert einer Zeitreihe mit äusserst geringer Eintrittswahrscheinlichkeit, die meist auf Eintragungs- oder Druckfehlern beruhen, zu untersuchen. Gängige Plausibilitätstests vermuten die Daten z.B. im 4-fachen Bereich der Standardabweichung (SCHÖN-WIESE 1992: 169). Außerhalb liegende Werte werden kontrolliert und korrigiert oder, wenn nötig, von der weiteren Analyse ausgeschlossen. Dieses Verfahren wurde auch im Rahmen dieser Arbeit zur Identifikation und Korrektur oder nötigenfalls Beseitigung offensichtlich auf nichtklimatische Einflüsse zurückzuführender Werte eingesetzt.

4.2 Zum Problem der Homogenität klimatologischer Zeitreihen

Für die sinnvolle Durchführung von Studien zur niederfrequenten Variabilität des Klimas müssen die zugrundeliegenden klimatologischen Zeitreihen gewisse Qualitätsansprüche erfüllen. Die Homogenität einer Zeitreihe ist in diesem Zusammenhang als wesentliches Kriterium für die Beurteilung der Relevanz klimatologischer Folgerungen (siehe Kapitel 4.5) zu erachten. Größtmögliche Homogenität der Zeitreihen ist auch bei ihrer Involvierung in synoptisch-klimatologische Analysen (siehe Kapitel 5 u. 6) vorauszusetzen, um fundierte Aussagen zu den Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und bodennahem Klima zu ermöglichen.

4.2.1 Klimatologische und statistische Definition von Homogenität - Ursachen und Eigenschaften von Inhomogenitäten

Eine klimatologische Zeitreihe wird im klimatologischen Sinne als homogen bezeichnet, wenn sie ausschließlich die klimatische Variabilität am Stationsstandort widerspiegelt, also als unbeeinflusst von nichtklimatischen Einflüssen angesehen werden kann (JONES 1995). Die statistische Definition von Homogenität ist eng verbunden mit dem Begriff der Stationarität einer Zeitreihe. Unter Stationarität versteht man die Unabhängigkeit der Momente (Mittelwert, Varianz, Schiefe, Exzeß) von der Erhöhung des Stichprobenumfangs (des Zeitreihenintervalls). Nicht-Stationarität kann demzufolge als signifikante Unterscheidung zweier Stichproben (Zeitreihenintervalle), bezüglich eines oder mehrerer Momente, aufgefaßt werden (SCHÖNWIESE 1992). Ursachen der Nicht-Stationarität können externe Einflüsse auf das Klimasystem (z.B. Vulkanismus), interne Umstellungen der atmosphärischen Zirkulation (SCHÖNWIESE 1983) oder aber nichtklimatische Einflüsse sein. Der auf diese letztgenannten Einflüsse zurückzuführende, als Fehlerbelastung anzusehende, unerwünschte Variationsanteil einer Zeitreihe, der nach Möglichkeit ausgeschaltet werden sollte, um Fehlinterpretationen zu vermeiden, wird auch als Inhomogenität bezeichnet.

Ursachen solcher Inhomogenitäten können beispielsweise sein: Stationsverlegungen, plötzliche oder sukzessive Veränderungen des Meßstandorts, Instrumentenwechsel, geänderte Beobachter oder Beobachtungstermine oder die Kompilation langer Reihen aus unterschiedlich aufbereiteten Quellen (YOUNG 1993). Entsprechend der verschiedenen Ursachen können sich Inhomogenitäten in sprunghaften oder aber graduellen systematischen Veränderungen der statistischen Zeitreihencharakteristika äußern und damit reale klimatische Variationen vortäuschen, überdecken oder verstärken. Allerdings kann auch der Fall eintreten, daß eine Inhomogenität durch die natürlichen Varianzanteile kompensiert wird und sich daher keine Veränderung der statistischen Zeitreihenmerkmale nachweisen läßt.

Ist der Eintrittszeitpunkt, die Andauer und das Ausmaß einer Inhomogenität bekannt (z.B. dokumentierter systematischer Meßfehler), so kann eine Korrektur des betref-

fenden Zeitreihenabschnitts durchgeführt werden. Problematischer ist dagegen das Aufspüren und Beseitigen unbekannter Inhomogenitäten in einer Meßreihe.

Für die Analyse klimatologischer Zeitreihen ist es von größter Relevanz, solche Inhomogenitäten zu identifizieren und von den tatsächlichen Klimaschwankungen zu separieren.

4.2.2 Methoden der Homogenitätsprüfung

Zur Feststellung von Inhomogenitäten innerhalb einer Datenreihe stehen verschiedene Methoden (Homogenitätstests) zur Verfügung, von denen einige im folgenden kurz besprochen werden, um auf dieser Grundlage das konkrete Vorgehen im Rahmen dieser Arbeit näher zu erläutern. Eine instruktive Zusammenschau verschiedener Verfahren zur Homogenitätsprüfung und Homogenisierung sowie spezifischer Anwendungsmöglichkeiten und -probleme geben PETERSON et al. (1998).

4.2.2.1 Erkundung der Stationsgeschichte

Wichtige Informationen für das Auffinden von Inhomogenitäten sind häufig der Stationsgeschichte der zu untersuchenden Zeitreihe zu entnehmen (HEINO 1997), beispielsweise Angaben über Stationsverlegungen, Instrumentenwechsel o.ä. Wenn daraus auch nicht zwingend auf Vorhandensein oder gar Ausmaß einer Inhomogenität geschlossen werden kann, so deuten solche auf Metadaten beruhende Hinweise doch auf potentielle Inhomogenitäten hin, die mit verschiedenen Testverfahren einer intensiveren Prüfung unterzogen werden können. Finden sich bei vorliegender, lückenloser Dokumentation der Beobachtungen keine Hinweise auf mögliche nicht-klimatische Einflüsse, so kann dies als erstes wichtiges Indiz für die Homogenität der betrachteten Reihe gewertet werden.

Für einen Großteil der historischen Meßreihen liegen Informationen zur Stationsgeschichte - wenn überhaupt - leider nur sehr lückenhaft vor, so daß für diese Zeitreihen zur Klärung ihrer Homogenität gänzlich auf andere, unten beschriebene Verfahren zurückgegriffen werden muß.

Bezüglich jüngerer Daten sind meist recht ausführliche Auskünfte zur jeweiligen Station verfügbar (z.B. in meteorologischen Jahrbüchern dokumentierte Stationsverlegungen oder Instrumentenwechsel), die eine Korrektur der betreffenden Zeitreihe ermöglichen, wie dies z. B. für die in dieser Untersuchung verwendete Temperaturzeitreihe von Erfurt von JACOBET (1997) durchgeführt wurde.

4.2.2.2 Homogenitätstests

Die verschiedenen methodischen Ansätze zur Überprüfung der Homogenität einer klimatologischen Zeitreihe können prinzipiell unterschieden werden in Verfahren, bei denen eine Zeitreihe fraglicher Homogenität isoliert betrachtet wird (absolute Homogenitätstests) und Prozeduren, die die Frage nach der Homogenität einer

Zeitreihe durch den Vergleich mit einer Zeitreihe gesicherter Homogenität beantwortet werden sollen (relative Homogenitätstests).

4.2.2.2.1 Absolute Homogenitätstests

Die Untersuchung der Vorzeichen der Abweichungen vom Mittelwert einer Zeitreihe bildet die Grundlage des Helmertschen Homogenitätskriteriums²¹. Dabei wird zugrundegelegt, daß bei Zufallsverteilung der Abweichungen (Homogenität der Zeitreihe) die Ungleichung

$$-\sqrt{n-1} \leq S - C \leq +\sqrt{n-1}$$

mit

S = Anzahl gleicher aufeinander folgender Vorzeichen

C = Anzahl der Vorzeichenwechsel

n = Zeitreihenlänge

erfüllt ist.

Erweitert wird dieses Verfahren im absoluten Homogenitätstest nach Abbe (CONRAD 1925, CONRAD & SCHREIER 1927, SCULTETUS 1969), der zusätzlich zu den Vorzeichen der Abweichungen ergänzend deren Beträge in die Definition des Homogenitätskriteriums miteinbezieht. Dieses Testverfahren ist der in der Klimatologie am häufigsten angewendete absolute Homogenitätstest (z. B. RAPP & SCHÖNWIESE 1995). Er bietet sich aufgrund seiner unproblematischen Durchführbarkeit als erster Qualitätscheck oder als Testverfahren für räumlich oder zeitlich isolierte Zeitreihen an, für die keine Referenzreihe verfügbar ist.

Für eine homogene Reihe muß die Ungleichung

$$1 - \frac{1}{\sqrt{n-1}} \leq \frac{2A}{B} \leq 1 + \frac{1}{\sqrt{n-1}}$$

mit

²¹ Helmerts Kriterium wurde ursprünglich zur Homogenitätsprüfung aufgrund der Untersuchung der Differenzen bzw. Quotienten zweier Beobachtungsreihen entwickelt (SCULTETUS 1969). Diese Methode stellt also eigentlich ein relatives Testverfahren dar. Das Verfahren kann aber auch auf eine einzige Beobachtungsreihe angewendet werden, wenn die Abweichungen der Zeitreihendaten vom Mittelwert betrachtet werden. Diese absolute Variante der Methode wird in der Literatur zumeist erläutert (z.B. SCHÖNWIESE 1992) und findet deshalb auch hier unter den absoluten Testverfahren Erwähnung.

$$A = a_1^2 + a_2^2 + \dots + a_n^2 - \frac{1}{2}(a_1^2 + a_n^2)$$

und

$$B = (a_1 - a_2)^2 + (a_2 - a_3)^2 + \dots + (a_{n-1} - a_n)^2$$

erfüllt sein. Dabei sind a_i die Abweichungen der Zeitreihendaten vom arithmetischen Mittelwert und n die Länge der Zeitreihe.

„Der Nachteil des Tests in dieser Form ist, daß er auch reale langfristige Schwankungen des Klimas als Inhomogenität mißinterpretiert.“ (RAPP & SCHÖNWIESE 1995). Diesem Problem kann in der Praxis wirksam begegnet werden, indem vor der Durchführung des Tests langfristige Klimafluktuationen (Perioden größer 20 Jahre) durch die Anwendung von Hochpaßfiltertechniken eliminiert werden.

LANZANTE (1996) hat ein neueres nichtparametrisches Verfahren vorgestellt, das nicht nur über die Existenz, sondern auch über Eintrittszeitpunkt und statistische Signifikanz einer Inhomogenität Auskunft gibt. Nach der Umsetzung der absoluten Zeitreihendaten in Rangplätze wird für jeden Punkt der Reihe die Rangsumme

$$SR_i = \sum_{j=1}^i R_j$$

sowie eine adjustierte Rangsumme

$$SA_i = |(SR_i) - i(n+1)/2|$$

berechnet.

Dabei sind

n = Zeitreihenlänge

R_i = Rangplatz des Zeitreihendatums i

SR_i = Rangsumme des Zeitreihendatums i

SA_i = Adjustierte Rangsumme des Zeitreihendatums i .

SA_i ist also nichts anderes als der Betrag der Differenz zwischen tatsächlicher und theoretisch zu erwartender Rangsumme am Punkt i .

Für den maximalen Wert von SA_i an der Stelle n_1 mit der Rangsumme $W(SR_{n_1})$ wird folgendes definiert:

$$n_2 = n - n_1$$

$$W_{crit} = n_1(n_1 + 1) / 2$$

$$s_W = [n_1 n_2 (n_1 + 1) / 12]^{0.5}$$

$\delta = +0.5$	für	$W < W_{crit}$
$\delta = -0.5$	für	$W > W_{crit}$
$\delta = 0.0$	für	$W = W_{crit}$

$$z = (W - W_{crit} + \delta) / s_W$$

Für $n_1 > 10$ und $n_2 > 10$ kann die Testgröße z mithilfe einer Tabelle der Verteilungsfunktion der Standardnormalverteilung einem zweiseitigen Signifikanztest unterzogen werden.

Wie auch beim oben beschriebenen Abbe-Test liegt die Schwäche dieses Verfahrens in der eventuellen Mißdeutung realer langfristiger Klimaschwankungen als Inhomogenitäten. So wird bei dem Verfahren nach Lanzante mitunter das Zentrum eines zeitlichen Trends als Diskontinuität mißgedeutet. LANZANTE (1996) schlägt in diesem Fall die Berechnung eines Signal-Rauschen-Verhältnisses vor, um zu entscheiden, ob eine tatsächliche Diskontinuität vorliegt²².

4.2.2.2.2 Relative Homogenitätstests

Die wesentliche Schwäche der absoluten Homogenitätstests, die Gefahr der Mißinterpretation realer langfristiger Klimaschwankungen als Inhomogenitäten, weisen relative Testverfahren nicht auf, da hier die zu untersuchende Zeitreihe nicht isoliert,

²² Auf dieses Verfahren wird hier nicht näher eingegangen, da der Test nach Lanzante in vorliegender Untersuchung nur ergänzend zu anderen, zuverlässigeren Testverfahren eingesetzt wird.

sondern im Vergleich zu einer mit ihr hoch korrelierten, höchstwahrscheinlich homogenen Referenzreihe betrachtet wird.

Alle relativen Testverfahren beruhen auf der Analyse der - aus zu untersuchender Zeitreihe und korrespondierender Referenzreihe berechneten - Differenzen- bzw. Quotientenreihe (beim Niederschlag), die im allgemeinen eine geringere zeitliche Variabilität als die zugrundeliegenden Originalreihen aufweist²³. Sprunghafte Änderungen im Verlauf dieser Reihe deuten auf Inhomogenitäten der zu untersuchenden Klimazeitreihe hin. Diese vermuteten Inhomogenitäten können durch den statistischen Vergleich der vor und nach der Sprungstelle liegenden Zeitreihenintervalle auf ihre Signifikanz getestet werden.

Die grundlegende Voraussetzung für die sinnvolle Anwendung relativer Testverfahren liegt in der Verfügbarkeit einer Referenzreihe, die zum einen mit der zu untersuchenden Zeitreihe ausreichend hoch korreliert und zum anderen möglichst homogen sein soll.

Um also geeignete potentielle Referenzstationen zu finden, mit denen die zu untersuchenden Stationsreihen im Rahmen relativer Testverfahren verglichen werden können, bedarf es zunächst einer Repräsentanzbestimmung der beteiligten Reihen. „Die Repräsentanz einer Stationszeitreihe beschreibt, inwieweit ihre zeitliche Schwankungsstruktur (also auch ihr Trend) stellvertretend für ein bestimmtes Gebiet stehen kann.“ (RAPP & SCHÖNWIESE 1995). Die Repräsentanz kann über die Berechnung zweidimensionaler linearer Pearsonscher Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten statistisch erfaßt werden. Stellt man die räumliche Verteilung dieser Korrelationskoeffizienten graphisch dar, erhält man einen guten Überblick über das Gebiet, für das eine Stationszeitreihe als repräsentativ angesehen werden kann.

Abb. 4.5 zeigt beispielhaft die räumliche Verteilung Pearsonscher Korrelationskoeffizienten der Station Frankfurt/Main mit 71 Temperatur bzw. 61 Niederschlagszeitreihen. Es wird sehr deutlich, daß die Repräsentanz der Lufttemperatur wesentlich größer ist als die des Niederschlages; die stärkere Abhängigkeit der Niederschlagsereignisse von lokalen und regionalen, modifizierend wirkenden Faktoren (Relief, Höhenlage, ...) ist hierfür der Grund. Für Temperatur und Niederschlag gilt, daß die Repräsentanz im Sommer geringer ist als im Winter. Während in Mitteleuropa im Winter ausgedehnte Frontensysteme witterungsbestimmend sind, steigt im Sommer die Bedeutung kleinräumigerer konvektiver Prozesse, die zu einer räumlich differenzierteren Temperatur- und vor allem Niederschlagsverteilung führen.

²³ JONSSON (1995) weist darauf hin, daß relative Testverfahren auch dann Anwendung finden können, wenn zwar keine benachbarte Reihe als Referenzreihe herangezogen werden kann, stattdessen aber mehrere, mit verschiedenen Meßinstrumenten (z. B. verschiedene Thermometer zu verschiedenen Tageszeiten) gewonnene ortsgleiche Reihen vorhanden sind. Diese Variante ist insbesondere für die Untersuchung historischer, räumlich oder zeitlich isolierter Reihen von Bedeutung, ermöglicht sie doch eine über die Ergebnisse der absoluten Tests hinausgehende Bewertung der Zeitreihenhomogenität.

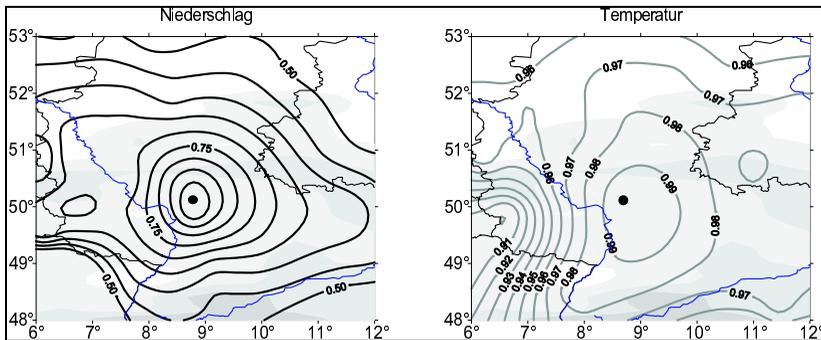


Abbildung 4.5: Räumliche Repräsentanz von Temperatur und Niederschlag (Jahresmittel bzw. Jahressummen) für die Station Frankfurt/Main im Zeitraum 1780-1995.

Für eine potentielle Referenzreihe wird eine ausreichend hohe Korrelation mit der zu untersuchenden Zeitreihe vorausgesetzt. In der Praxis (z. B. RAPP & SCHÖNWIESE 1995) werden meist Korrelationskoeffizienten größer 0.8 oder 0.9 (bezüglich der Temperatur) bzw. 0.7 (bezüglich des räumlich stärker variierenden Niederschlags) als Kriterium für die Auswahl von Referenzreihen herangezogen.

PETERSON & EASTERLING (1994) haben eine Modifikation des Verfahrens zur Auswahl von Referenzreihen vorgeschlagen, das darauf beruht, nicht die Originalzeitreihen, sondern die Zeitreihen der Differenzen aufeinanderfolgender Zeitreihendaten zu korrelieren.

Die Vorschrift zur Transformation der Originalzeitreihe in eine Differenzenreihe lautet:

$$dT_i = T_{i+1} - T_i$$

mit

T_i = Wert der Originalzeitreihe zum Zeitpunkt i

dT_i = Wert der Differenzenreihe zum Zeitpunkt i .

Die resultierende Reihe der Differenzen aufeinanderfolgender Werte umfaßt daher genau ein Element weniger als die Originalzeitreihe.

Der höchst plausible Vorteil dieser Methode liegt darin, daß sich eventuelle Diskontinuitäten (Inhomogenitäten) innerhalb einer Zeitreihe nach der Transformation in eine Differenzenzeitreihe nur noch stark abgeschwächt auf die Güte des korrelativen Zusammenhangs auswirken.

Die Forderung nach Homogenität der Referenzreihen ist bedeutend schwieriger zu erfüllen, da relative Testverfahren für einen Homogenitätsnachweis aus einsichtigen Gründen (sie setzen ja gerade diese noch nicht bekannte homogene Referenzreihe voraus) ausscheiden, absolute Homogenitätstests nur eine sehr vage Beurteilung der Homogenität einer Zeitreihe erlauben und insbesondere für historische Zeiträume meist auch keine Informationen zur Stationsgeschichte (Metadaten) vorliegen.

Ein Verfahren zur Minimierung der Gefahr der Auswahl einer inhomogenen Zeitreihe als Referenzreihe schlagen RAPP & SCHÖNWIESE (1995) vor. In einem ersten Testlauf werden alle verfügbaren, mit der untersuchten Reihe hoch korrelierten Stationsreihen, unabhängig von ihrer Homogenität, zur Konstruktion einer gemittelten Referenzreihe verwendet. Für den zweiten Durchgang finden nur noch jene Zeitreihen als Referenzreihen Verwendung, die den ersten Test ohne sichere Feststellung einer Inhomogenität passiert haben.

Durch die Berechnung einer Gebietsmittelreihe aus mehreren Referenzreihen werden in den Stationsreihen eventuell vorhandene Inhomogenitäten kleineren Ausmaßes abgeschwächt. Gleichzeitig werden auch auf lokale Einflüsse zurückzuführende Varianzanteile der Einzelreihen, die die Homogenitätsprüfung nachteilig beeinflussen könnten, größtenteils unterdrückt.

Die einfachste Methode zur Überprüfung der relativen Homogenität einer Zeitreihe stellt die visuelle Überprüfung der Reihe der Differenzen zwischen Referenzreihe und zu untersuchender Zeitreihe dar (z.B. SCHÜEPP 1980). Auffällige Diskontinuitäten im Verlauf dieser Reihe können als Hinweis auf Inhomogenitäten innerhalb der zu prüfenden Zeitreihe gewertet werden. Ebenfalls graphisch ausgewertet werden die Ergebnisse des Testverfahrens nach Craddock (CRADDOCK 1979). Weist die aus Referenzreihe und zu prüfender Reihe berechnete Zeitreihe der kumulativen Abweichungen ausgeprägte Extrema auf, so setzt an der betreffenden Stelle wahrscheinlich eine Inhomogenität ein.

Im Gegensatz zu diesen Methoden, die dem Bearbeiter einen beträchtlichen subjektiven Ermessensspielraum bei der Beurteilung der Homogenität einer Zeitreihe einräumen, ermöglichen die nachfolgend vorgestellten Testverfahren diesbezüglich eine objektive Entscheidungsfindung, da sie Auskunft über die statistische Signifikanz möglicher Inhomogenitäten geben.

Die WMO (MITCHELL et al. 1966) empfiehlt zur Überprüfung klimatologischer Zeitreihen die Autokorrelationsmethode, die in verschiedenen Arbeiten erfolgreich eingesetzt wurde (z.B. RAPP & SCHÖNWIESE 1995). Für die Reihe der Differenzen zwischen zu untersuchender Reihe und Referenzreihe wird für die Zeitschrittweite $k = 1$ der Autokorrelationskoeffizient $r(k)$ berechnet und, bei gegebener Normalverteilung der Daten, mit dem Ausdruck

$$r(p) = \frac{-1 + z(p)\sqrt{n-2}}{n-1}$$

verglichen; dabei ist $z(p)$ der Parameter der Standardnormalverteilung für das gewählte Signifikanzniveau und n die Zeitreihenlänge.

Auf dem gewählten Signifikanzniveau gilt eine Inhomogenität als nachgewiesen, wenn $r(k)$ größer als $r(p)$ ist.

Erfüllen die Daten die Voraussetzung der Normalverteilung nicht, so kann eine alternative Testgröße zur Signifikanzprüfung herangezogen werden (Verfahren nach Wald & Wolfowitz beschrieben in MITCHELL et al. 1966).

Der in jüngeren klimatologischen Arbeiten am häufigsten verwendete und in der Literatur meist empfohlene Homogenitätstest (HERZOG & MÜLLER-WESTERMEIER 1997, RAPP & SCHÖNWIESE 1995, BAUDENBACHER 1997, EASTERLING & PETERSON 1992, EASTERLING & PETERSON 1995, KEISER & GRIFFITHS 1997) ist der verteilungsfreie Test nach Alexandersson (ALEXANDERSSON 1986, ALEXANDERSSON & MOBERG 1996).

In Erweiterung der bisher vorgestellten relativen Testverfahren liefert dieses Testverfahren auch den genauen Eintrittszeitpunkt und das Ausmaß einer festgestellten Inhomogenität. Untersucht werden die standardisierten Differenzen (Temperatur) bzw. Quotienten (Niederschlag) der zu testenden Reihe und der homogenen Referenzreihe

$$Z_i = (q_i - \bar{q}) / \sigma_q$$

mit

σ_q = Standardabweichung der Quotienten/Differenzen

q_i = Quotient/Differenz zum Zeitpunkt i und

\bar{q} = Mittelwert der Quotienten/Differenzen.

Für jedes Element v der Zeitreihe der Länge n werden dann die akkumulierten Summen

$$z_1(v) = \frac{1}{v} \sum_{i=1}^v z_i$$

und

$$z_2(v) = \frac{1}{n-v} \sum_{i=v+1}^n z_i$$

berechnet.

Aus diesen läßt sich die Testgröße T_0 , die mit Tabellenwerten für verschiedene Signifikanzniveaus verglichen werden kann, mit

$$T_0 = \text{Max}_{1 \leq v \leq n-1} \{T_{v0}\} = \text{Max}_{1 \leq v \leq n-1} [v\bar{z}_1^2 + (n-v)\bar{z}_2^2]$$

ermitteln.

Der wahrscheinlichste Zeitpunkt für den Eintritt der Inhomogenität - oder anders ausgedrückt der letzte Zeitpunkt mit Zeitreihenwert auf altem Niveau - ist dann folglich v_0 , für den gilt

$$T_{v_0} = T_0.$$

Das Ausmaß I der Inhomogenität, die relative Sprunghöhe zwischen den durch die Sprungstelle am Zeitpunkt v_0 getrennten Niveaus, ergibt sich aus

$$I = \frac{\bar{q}^{v_0+1}}{q^{v_0}} \text{ im Falle des Niederschlages bzw.}$$

$$I = \bar{q}^{v_0+1} - \bar{q}^{v_0} \text{ im Falle der Temperatur.}$$

Eine wesentliche Schwäche des Alexandersson-Tests, die aber auch der unten erwähnte Test nach EASTERLING & PETERSON (1995) und der Test nach LANZANTE (1996) aufweisen, besteht darin, daß während der ersten oder letzten fünf bis zehn Jahre einer Zeitreihe Inhomogenitäten häufig nicht erkannt oder fälschlicherweise Inhomogenitäten ausgewiesen werden (ALEXANDERSSON 1986, KEISER & GRIFFITHS 1997).

Neben den hier erläuterten, gebräuchlichsten Methoden existieren weitere relative statistische Testverfahren, die im folgenden kurz und ohne ausführlichere Beschreibung vorgestellt werden sollen.

Der Test nach Buishand (BUISHAND 1982), der Normalverteilung und Datenunabhängigkeit voraussetzt, beruht wie das Verfahren nach Craddock auf der Berechnung der kumulativen Abweichungen, auf deren Basis vier Testgrößen ermittelt werden, die mit geeigneten Prüfgrößen (Tabellenwerten) verglichen werden können.

EASTERLING & PETERSON (1995) stellen eine Methode vor, die einen linearen regressionsanalytischen Ansatz zur Auffindung von Inhomogenitäten mit einem nichtparametrischen Testverfahren zur Signifikanzprüfung der festgestellten Diskontinuitäten kombiniert.

Eine Ergänzung zum oben beschriebenen Alexandersson-Test (ALEXANDERSSON & MOBERG 1996) ermöglicht die Identifikation und Prüfung der Signifikanz von Inhomogenitäten, die sich nicht in einer abrupten, mit einer mehr oder weniger deutlichen Sprungstelle verbundenen, Diskontinuität der Zeitreihe, sondern in einem die natürliche Variabilität überlagernden Trend äußern (solche Inhomogenitäten können beispielsweise durch kontinuierliche Temperaturerhöhung infolge Städtewachstums verursacht sein).

Der von CAUSSINUS & MESTRE (1996) entwickelte relative Homogenitätstest unterscheidet sich von den bisher vorgestellten Verfahren dadurch, daß keine höchstwahrscheinlich homogene Referenzreihe zur Testdurchführung benötigt wird. Stattdessen werden die Differenzen-/Quotientenreihen zwischen zu untersuchender Reihe und mindestens zwei Vergleichsreihen auf Sprungstellen untersucht. Weisen bezüglich der zu untersuchenden Zeitreihe beide (oder mehrere bei der Verwendung einer größeren Anzahl von Vergleichsreihen) Differenzen-/Quotientenreihen statistisch signifikante Diskontinuitäten auf, so ist an der betreffenden Stelle eine Inhomogenität zu vermuten.

Die wesentliche Schwäche dieser Methode - auf die auch CAUSSINUS & MESTRE (1996) hinweisen - ist darin zu sehen, daß beim zeitgleichen oder nahe beieinanderliegenden Auftreten von Diskontinuitäten gleichen Vorzeichens in der zu untersuchenden Reihe und den Vergleichsreihen vorhandene Inhomogenitäten nicht erkannt werden. Im Rahmen des ADVICE-Projekts wurde dieser Test bei der Homogenitätsprüfung langer Bodenluftdruckreihen eingesetzt (SLONOSKY et al. 1998).

Abschließend sei noch der im Rahmen des ADVICE-Projektes entwickelte Test von Rodriguez erwähnt, der auf der Berechnung der von Neumann-Ratio beruht und der sich bei der Homogenitätsprüfung langer, isolierter Stationszeitreihen (Barcelona, Madrid) bewährt hat (RODRIGUEZ et al. 1996, RODRIGUEZ et al. 1998).

4.2.3 Homogenisierungsmethoden

Eine Korrektur inhomogener Zeitreihen im eigentlichen Sinne ist nur dann möglich, wenn das Ausmaß einer Inhomogenität aus den verfügbaren Informationen erschlossen werden kann (z.B. bei vorhandenen zeitlich überlappenden, ortsgleichen Messungen mit verschiedenen Meßinstrumenten). Ist ein solches Vorgehen aufgrund der Daten- und Informationslage ausgeschlossen, kann eine Homogenisierung der betroffenen Reihe unter Verwendung der auch für die relativen Testverfahren eingesetzten homogenen Referenzreihe durchgeführt werden.

Die Differenzen- bzw. Quotientenmethode (SCULTETUS 1969), letztere eingesetzt für die Homogenisierung von Niederschlagsdaten, verwendet die Differenzen bzw. Quotienten aus den zeitgleichen Wertepaaren von zu homogenisierender Reihe und Referenzreihe - bzw. die daraus berechneten jeweiligen Mittelwerte für die Zeitreihe

henintervalle vor und nach dem festgestellten Eintrittszeitpunkt der Inhomogenität - zur Reduzierung der zu hohen bzw. zu niedrigen Werte. Ein entsprechendes Verfahren wird z. B. von BÖHM (1992) zur Homogenisierung österreichischer Temperaturreihen eingesetzt. Daneben existieren eine Reihe weiterer Verfahren zur Homogenisierung, auf die hier nicht näher eingegangen wird. Eine gute Übersicht zu dieser Thematik findet sich beispielsweise bei BAUDENBACHER (1997).

Da das Ausmaß von Inhomogenitäten starke jahreszeitliche Unterschiede aufweisen kann (beispielsweise wirken sich Expositionsänderungen von Thermometern saisonal sehr unterschiedlich aus), empfiehlt es sich, die Homogenisierungen auf Basis der monatlichen anstatt der jährlichen Werte vorzunehmen. Auch KEISER & GRIFFITHS (1997) belegen auf der Grundlage der Untersuchung nordamerikanischer Temperaturzeitreihen, daß auf Basis jährlicher Daten festgestellte Inhomogenitäten jahreszeitlich nicht nur betragsmäßig unterschiedliche Auswirkungen, sondern sogar solche entgegengesetzten Vorzeichens zeitigen können.

4.3 Homogenitätstests und Homogenisierung der Zeitreihen (1780-1995)

Im Rahmen vorliegender Arbeit werden die in Abschnitt 4.1.2 näher beschriebenen 72 Temperatur- und 62 Niederschlagszeitreihen auf ihre Homogenität überprüft und wenn nötig homogenisiert.

4.3.1 Verfahren

Von den oben vorgestellten relativen Homogenitätstests werden in dieser Studie der Autokorrelationstest und der Alexandersson-Test verwendet. Für beide Verfahren liegen Erkenntnisse über ihre Leistungsfähigkeit vor (HERZOG & MÜLLER-WESTERMEIER 1997, RAPP & SCHÖNWIESE 1995, BAUDENBACHER 1997, EASTERLING & PETERSON 1992, EASTERLING & PETERSON 1995, KEISER & GRIFFITHS 1997, MOBERG & BERGSTRÖM 1997, BÄRRING et al. 1998), die sie als höchst geeignet für die Homogenitätsprüfung langer klimatologischer Zeitreihen erscheinen lassen.

Auch die Teilnahme an einem im Rahmen des ADVICE-Projekts stattfindenden, Workshop zum Thema Homogenitätstests und Homogenisierung in Norwich im Februar 1997, bei dem die Eignung insbesondere des Alexandersson Tests bestätigt wurde (mdl. Mitteilungen von M. Baudenbacher, P. D. Jones, T. Davies), bestärkte den Verfasser in der Entscheidung, die beiden genannten Testverfahren einzusetzen.

Die beiden absoluten Testverfahren nach Abbe und Lanzante werden trotz ihrer eingeschränkten Aussagekraft eingesetzt, um auch bezüglich solcher Reihen, für die keine oder nur mangelhafte Referenzreihen verfügbar sind, zusätzliche Hinweise auf mögliche Inhomogenitäten zu erhalten. Von den älteren absoluten Testverfahren stellt der Abbe-Test dasjenige dar, das noch am ehesten verlässliche Aussagen ermöglicht. Der Test nach Lanzante wird aufgrund seiner besonderen Leistungen -

insbesondere die Möglichkeit der Feststellung des Eintrittszeitpunktes einer Inhomogenität innerhalb einer isolierten Zeitreihe - als ergänzende Methode ausgewählt.

Zusätzlich zu diesen Testverfahren wird, soweit verfügbar, die Stationsgeschichte zur Beurteilung der Homogenität einer Zeitreihe herangezogen. Auch Hinweise aus der Literatur (z.B. MÜLLER WESTERMEIER 1992, HEINEMANN 1994 und insbesondere RAPP & SCHÖNWIESE 1995) und aus der visuellen Inspektion der Original- und der Differenzenreihen, die Rückschlüsse auf einzelne Zeitreihen erlauben, werden berücksichtigt.

Die im folgenden beschriebenen Verfahren zur Homogenitätsprüfung werden auf der Basis jährlicher Werte (Jahresmittel bzw. Jahressummen) durchgeführt, da Inhomogenitäten hier deutlicher in Erscheinung treten, als das bei monatlicher Auflösung der Fall ist (RAPP & SCHÖNWIESE 1995).

Als notwendige Basis der relativen Testverfahren werden zunächst für alle Zeitreihen Referenzreihen konstruiert. Bezüglich der Temperaturdaten werden nur solche Zeitreihen als potentielle Referenzreihen berücksichtigt, die zu der zu untersuchenden Reihe einen Korrelationskoeffizienten von mindestens 0.8 aufweisen. Der Pearsonsche Korrelationskoeffizient wird dabei nach PETERSON & EASTERLING (1994) nicht aus den Originalreihen, sondern aus den Reihen der Differenzen aufeinanderfolgender Werte berechnet. Für die Niederschlagsreihen konnte nicht immer der geforderte Korrelationskoeffizient von 0.7 als Schwellenwert beibehalten werden. Um auch für Reihen ohne ausreichende Repräsentanz Referenzreihen erstellen zu können, werden in einigen Fällen auch schwächer korrelierte Reihen zur Bildung der Referenzreihe herangezogen. Dies hat eventuell nachteilige Auswirkungen auf die Güte der Ergebnisse der relativen Homogenitätstests, was bei der Interpretation derselben zu berücksichtigen ist.

Die jeweilige endgültige Referenzreihe wird als Gebietsmittel aus allen ausgewählten Reihen berechnet, dabei erfolgt eine Gewichtung mittels des jeweiligen Korrelationskoeffizienten. Um auch unvollständige (nicht die gesamte Länge der untersuchten Zeitreihe abdeckende) Reihen miteinbeziehen zu können, wurden nicht die Absolutwerte, sondern die Abweichungen vom jeweiligen langjährigen Mittelwert verwendet.

Die aus k Reihen gemittelten Referenzwerte für die Einzeljahre einer zu untersuchenden Zeitreihe ergeben sich aus

$$R_i = \left[\sum_{j=1}^k p_j^2 (X_{ji} - \bar{X}_j + \bar{Y}) \right] / \sum_{j=1}^k p_j^2 \quad \text{für die Temperatur}$$

und

$$R_i = \left[\frac{\sum_{j=1}^k p_j^2 X_{ji} \bar{Y} / \bar{X}_j}{\sum_{j=1}^k p_j^2} \right] \text{ für den Niederschlag.}$$

Dabei sind:

p = Pearsonscher Korrelationskoeffizient zwischen zu untersuchender Reihe und potentieller Referenzreihe

X = Absoluter Wert der potentiellen Referenzreihe

\bar{X} = Langjähriger Mittelwert der potentiellen Referenzreihe

\bar{Y} = Langjähriger Mittelwert der zu untersuchenden Reihe.

Zu beachten ist, daß die langjährigen Mittelwerte aller Reihen aus dem gleichen Zeitintervall berechnet werden sollten.

In Anlehnung an RAPP & SCHÖNWIESE (1995) werden für einen ersten Durchgang der relativen Tests alle Zeitreihen, unabhängig von ihrer Homogenität, zur Bildung der Referenzgebietsmittelreihen herangezogen. Auf der Grundlage der Ergebnisse dieses Testdurchgangs erfolgt die Auswahl potentieller Referenzreihen für die eigentliche Testdurchführung in der Weise, daß diejenigen Reihen, die laut vorläufigem Ergebnis mit hoher Wahrscheinlichkeit Inhomogenitäten aufweisen, bei der Berechnung der Gebietsmittelreihen nicht berücksichtigt werden. Im Gegensatz zu RAPP & SCHÖNWIESE (1995), die aus der Zusammenschau der Ergebnisse der absoluten Tests und des ersten Durchgangs der relativen Tests für jede untersuchte Zeitreihe eine Homogenitätsklasse ermitteln, die als Auswahlkriterium für die Referenzreihen dient, wird hier aufgrund der Testergebnisse sowie der zusätzlich zur Verfügung stehenden Informationen ein subjektiv geprägtes Urteil betreffs der Eignung als Referenzreihe getroffen. Die größte Bedeutung bei der Entscheidungsfindung wird aufgrund der Erfahrungen aus verschiedenen orientierenden Durchgängen²⁴ des Testverfahrens den Ergebnissen des Alexandersson-Tests beigemessen. Die Ergebnisse der übrigen Testmethoden, insbesondere des Abbe-Tests, müssen als unzuverlässig eingestuft werden. So weisen Abbe-, Lanzante- und Autokorrelationstest eine starke Ergebnisabhängigkeit von der Zeitreihenlänge auf, die dem Alexandersson-Test nicht in diesem Maße innewohnt. Die Ergebnisse des Lanzante-Tests konnten erfolgreich bei der Bestimmung des Eintrittszeitpunktes von Inhomogenitäten eingesetzt werden, dagegen erwiesen sich die Aussagen zu deren statistischer Signifikanz zum Großteil als unvereinbar mit den Ergebnissen der relativen Testverfahren.

Dieses Verfahren der Homogenitätsbewertung, das auch im weiteren Verlauf der Homogenitätsprüfung und Homogenisierung angewendet wird, scheint dem Verfasser den Eigenschaften der verschiedenen Testverfahren angepasster als die letzten

²⁴ Im Verlauf des ADVICE-Projekts wurden vom Verfasser für verschiedene Zeiträume und auf der Grundlage variierender Stationsnetze wiederholt Homogenitätsuntersuchungen durchgeführt, bevor die hier vorgestellte Bearbeitung stattfand.

Endes ebenfalls stark subjektiv beeinflusste Definition konkreter Homogenitätsklassen (z.B. RAPP & SCHÖNWIESE 1995).

Da die verwendeten Testverfahren in einem Durchgang jeweils nur eine, nämlich die am stärksten ausgeprägte Inhomogenität feststellen²⁵, ist es notwendig, die Arbeitsschritte der Homogenitätsprüfung und Homogenisierung gegebenenfalls mehrmals hintereinander auszuführen, bis sämtliche Inhomogenitäten identifiziert und beseitigt sind. Dieses Verfahren wird z.B. auch von LANZANTE (1996) vorgeschlagen.

Bei der praktischen Durchführung wird die zu untersuchende Reihe zunächst unter Verwendung der genannten vier Testverfahren auf ihre Homogenität getestet. Kann eine eindeutige Inhomogenität identifiziert werden, erfolgt die Homogenisierung der Zeitreihe unter Verwendung des in 4.2.3 erwähnten Differenzen-/Quotientenverfahrens für die monatlichen Reihen.

Die korrigierten Werte X' für das Zeitintervall vor Eintritt der Inhomogenität ergeben sich aus

$$\boxed{X' = X + (XD2 - XD1)} \text{ für die Temperatur}$$

und

$$\boxed{X' = X \times \left(\frac{XQ2}{XQ1} \right)} \text{ für den Niederschlag.}$$

Dabei sind:

X = Originalwert,

$XD1$ bzw. $XQ1$ = Mittelwert aus dem Zeitreihenintervall vor der Sprungstelle (bzw. aus dem Zeitreihenintervall von einer eventuellen früheren Sprungstelle bis zu aktueller Sprungstelle),

$XD2$ bzw. $XQ2$ = Mittelwert aus dem Zeitreihenintervall nach der Sprungstelle (bzw. aus dem Zeitreihenintervall von der aktuellen Sprungstelle bis zu einer eventuellen späteren Sprungstelle).

Die homogenisierte Reihe der Jahresmittel- bzw. Jahressummenwerte ergibt sich aus der Mittelung bzw. Summation der monatlichen Werte.

²⁵ Diese Schwäche der meisten relativen Homogenitätstests wird in der Literatur immer wieder angesprochen (z.B. KEISER & GRIFFITHS 1997, CAUSSINUS & MESTRE 1996). Nur wenige Testverfahren sind in der Lage, in einem Testlauf mehrere Inhomogenitäten aufzudecken (ALEXANDERSSON 1995, CAUSSINUS & MESTRE 1997). In der Praxis kann dieses Problem dadurch gelöst werden, daß eine identifizierte Inhomogenität zunächst beseitigt wird und anschließend die teilweise homogenisierte Reihe erneut auf ihre Homogenität geprüft wird.

Im weiteren Verlauf der Homogenitätsprüfung können sich die Mittelwerte XD_1 und XD_2 natürlich ändern, wenn zusätzliche Inhomogenitäten aufgespürt werden, die eine Modifikation der bei der Berechnung der Mittelwerte zugrundegelegten Zeitreihenintervalle bewirken. Aus diesem Grund muß bei Homogenisierung der zuletzt festgestellten Inhomogenität natürlich auch die Homogenisierung der bereits homogenisierten Inhomogenitäten erneut erfolgen.

Erst nach Identifikation der letzten Inhomogenität innerhalb einer Zeitreihe kann also die endgültige Homogenisierung der Reihe durchgeführt werden.

EASTERLING & PETERSON (1995) und BAUDENBACHER (1997) schlagen vor, nicht die gesamten Intervalle zwischen den Sprungstellen als Grundlage der Homogenisierung zu verwenden, sondern, entsprechend der Verfahren nach KARL & WILLIAMS (1987) und BOSSHARD (1996), nur eine begrenzte Anzahl von Jahren - minimal 5 Jahre nach BOSSHARD (1996) - vor bzw. nach der Sprungstelle zur Berechnung der Korrekturfaktoren heranzuziehen. Dadurch soll der verfälschende Einfluß eventueller noch nicht identifizierter Inhomogenitäten innerhalb der verwendeten Zeitreihenintervalle auf die Berechnung der Korrekturfaktoren ausgeschaltet werden. Da in vorliegender Untersuchung die endgültige Homogenisierung aller Inhomogenitäten jedoch erst nach Feststellung aller Sprungstellen erfolgt, scheint die Anwendung dieser Modifikation des Verfahrens nicht notwendig.

Einen Gesamtüberblick der durchgeführten Arbeitsschritte zur Homogenitätsprüfung und Homogenisierung der Temperatur- und Niederschlagszeitreihen für den Zeitraum 1780-1995 vermittelt in Form eines Ablaufschemas Abb. 4.6. Die Auswirkungen der Homogenisierung auf den Verlauf einer ursprünglich inhomogenen Zeitreihe mit mehreren Sprungstellen illustriert Abb. 4.7 am Beispiel der Temperaturzeitreihe der Station Frankfurt/Main.

Es soll an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß die Homogenisierung klimatologischer Zeitreihen auf der Basis der Ergebnisse von Homogenitätstests natürlich kein Garant dafür ist, daß die bearbeiteten Reihen frei von jeglichen nichtklimatischen Varianzanteilen sind, da keines der Testverfahren in der Lage ist, die Homogenität einer Reihe mit letzter Sicherheit zu bestätigen. Zum anderen sollte nicht vergessen werden, daß - insbesondere bei Nichtvorliegen stationsgeschichtlicher Daten - die Gefahr besteht, eine reale klimatische Variation fälschlicherweise als Inhomogenität zu interpretieren und zu beseitigen. Das hier beschriebene Verfahren zur Homogenitätsprüfung und Homogenisierung stellt bezüglich dieses zentralen Problems der Bearbeitung langer klimatologischer Zeitreihen einen Mittelweg zwischen bedingungsloser Akzeptanz der Ergebnisse statistischer Testergebnisse und der kritiklosen Verwendung vorhandener klimatologischer Datensätze dar. Die resultierenden Temperatur- und Niederschlagsreihen sind dabei nicht als endgültiges Ergebnis zu verstehen, sondern als Annäherung an ein angestrebtes Kollektiv langer homogener Zeitreihen. Eine Erschließung zusätzlicher Aspekte der zeitreihenspezifischen Stationshistorien sowie eine Ausweitung und/oder Verdichtung des Stationsnetzes könnte nach Auffassung des Verfassers in vielen Fällen zu höherer Güte der Aussagen zur Homogenität und zur Optimierung der Homogenisierungen beitragen.

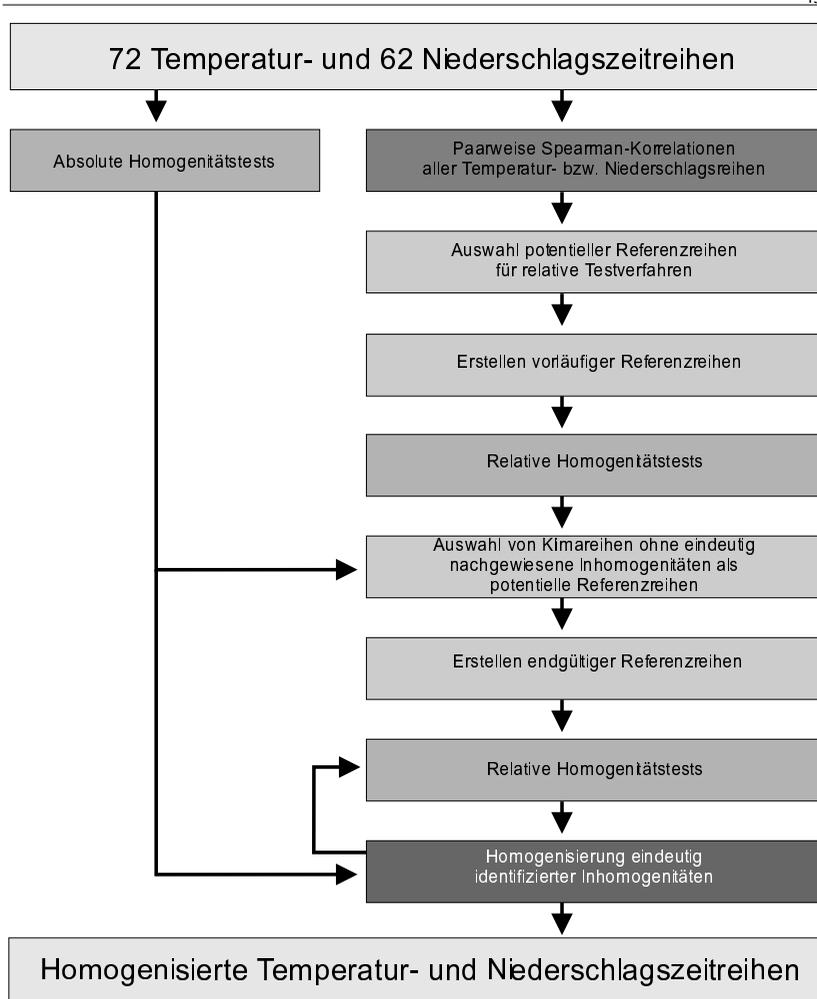


Abbildung 4.6: Ablaufschema zur Durchführung der Homogenitätstests und Homogenisierungen der verwendeten 72 Temperatur- und 62 Niederschlagszeitreihen.

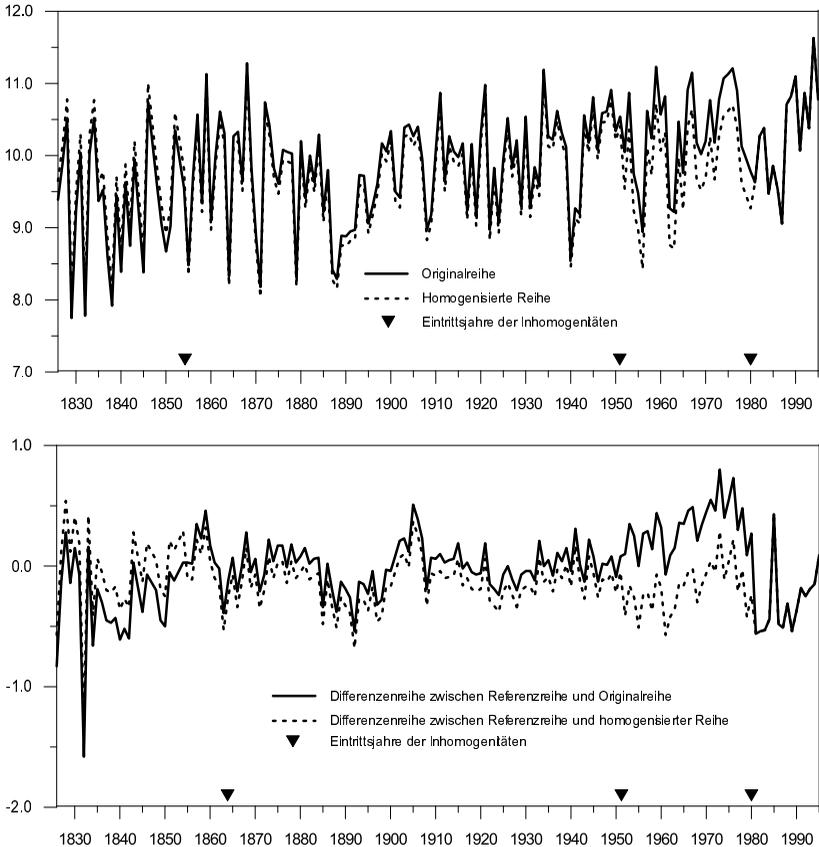


Abbildung 4.7: Auswirkungen der Homogenisierung mehrerer Inhomogenitäten am Beispiel der Temperaturzeitreihe (Jahresmittel) der Station Frankfurt/M.

4.3.2 Ergebnisse

Die Tabellen A.3 und A.4 geben einen Überblick über die identifizierten und homogenisierten Inhomogenitäten der untersuchten Klimazeitreihen. Für 52 der insgesamt 72 Temperatur- und für 39 der 62 Niederschlagsreihen wurden gesicherte Inhomogenitäten identifiziert und homogenisiert, die Anzahl der Inhomogenitäten je Zeitreihe variiert zwischen eins und vier. Bezüglich der zur Homogenisierung verwendeten Korrekturfaktoren (Tabelle A.3 und A.4) bestehen beträchtliche monatliche Unterschiede, die die jahreszeitlich stark unterschiedliche Auswirkung von Inhomogenitäten dokumentieren.

4.4 Regionalisierung der Temperatur- und Niederschlagsdaten

Die homogenisierten Stationszeitreihen der Temperatur und des Niederschlags werden für die weiteren klimatologischen Analysen zu regionalen Zeitreihen zusammengefaßt. Zu diesem Zweck erfolgt zunächst eine Regionalisierung der verwendeten Stationsreihen, auf deren Grundlage anschließend aus Zeitreihen ähnlicher zeitlicher Variation Gebietsmittelreihen berechnet werden.

Für Untersuchungen zur niederfrequenten Klimavariabilität eignen sich regionale Zeitreihen in besonderer Weise, da im Rahmen solcher Analysen unerwünschte Variationsanteile der Stationsreihen (eventuell noch vorhandene Inhomogenitäten sowie mikro- oder mesoskalige Effekte - z.B. lokal oder regional unterschiedliche Gewittertätigkeit in Frühjahr und Sommer [BUNKERS et al. 1996]) durch die Mittelung zum Großteil eliminiert werden.

4.4.1 Regionalisierungen in der Klimatologie

Ziel jeder Regionalisierung ist die Zusammenfassung räumlicher Einheiten mit ähnlichen Eigenschaften zu Raumtypen (Regionen) möglichst großer interner Homogenität, die sich voneinander möglichst stark unterscheiden sollten (BAHRENBURG et al. 1992: 309). Innerhalb der Klimatologie werden Raumtypisierungen verschiedener Größenordnungen und Zielsetzungen durchgeführt. Die räumliche Bandbreite reicht dabei von Klimaklassifikationen auf geosphärischem Niveau (z.B. KÖPPEN 1923, LAUER & FRANKENBERG 1985, 1988) über Raumgliederungen regionischer und chorologischer Größenordnung (z.B. THORNTHWAITE 1931, BRIGGS & LEMIN 1992, CHEN 1995, BUNKERS et al. 1996, BAERISWYL & REBETEZ 1997, GERSTENGARBE & WERNER 1997) bis zur räumlichen Typisierung in der topologischen Dimension (z.B. GROSS et al. 1998). Im Rahmen vorliegender Arbeit interessieren Regionalisierungen, die die Gliederung eines Raumes kontinentaler Erstreckung in klimatologisch einheitliche Regionen ermöglichen. In jüngeren klimatologischen Arbeiten werden meist statistische Methoden, insbesondere die Hauptkomponentenanalyse (BAERISWYL & REBETEZ 1997) und die Clusteranalyse (CHEN 1995, GERSTENGARBE & WERNER 1997, THACKER & LEWANDOWICZ 1997) oder Kombinationen dieser beiden Methoden (BRIGGS & LEMIN 1992, BUNKERS et al. 1996, BAERISWYL & REBETEZ 1997) zur Regionalisierung auf der Basis verschiedener klimatologischer Daten eingesetzt.

Zu unterscheiden sind Regionalisierungen, die sich auf nur ein Klimaelement beziehen (z.B. BAERISWYL & REBETEZ 1997), und solche, die mehrere klimatologische Parameter betrachten (z.B. GERSTENGARBE & WERNER 1997). Während letztere die räumliche Abgrenzung von Klimatypen im eigentlichen Sinne anstreben, konzentrieren sich erstere auf die Ausweisung homogener Regionen bezüglich eines Klimaelements. Entsprechend der klimaelementspezifischen Repräsentanz (siehe 4.2.2.2.2) und des differierenden Abhängigkeitsverhaltens gegenüber den steuernden Klimafaktoren (z.B. Orographie, Längen- und Breitenposition) können Regio-

nalisierungen verschiedener Klimatelemente durchaus voneinander abweichende Raummuster erzeugen.

4.4.2 Regionalisierungen der mitteleuropäischen Temperatur- und Niederschlagsreihen (1780-1995)

Das Ziel der im Rahmen dieser Studie durchgeführten Regionalisierungen ist die getrennte räumliche Typisierung der mitteleuropäischen Temperatur- und Niederschlagsreihen. Im Vordergrund des Interesses steht dabei nicht ein Erkenntnisgewinn bezüglich der klimageographischen Raumgliederung Mitteleuropas - zu dieser Fragestellung können andere, auf breiterer Datenbasis durchgeführte Arbeiten (CHEN 1995, GERSTENGARBE & WERNER 1997) einen gewichtigeren Beitrag leisten - sondern eine Einteilung in thermische bzw. hygrische Regionen homogener zeitlicher Variation, auf deren Basis eine räumlich differenzierte Analyse niederfrequenter thermischer und hygrischer Variabilität in Mitteleuropa möglich ist. Gegenüber der Betrachtung von Einzelstationen in räumlicher Differenzierung bringt dies Ergebnisse, die zwar eine geringere räumliche Auflösung aufweisen, die aber deutlichere Raummuster zeigen und leichter interpretierbar sind. Dies bedeutet auch Vorteile für die synthetische Untersuchung von Klima und Zirkulation, wie sie in den Kapiteln 5 und 6 vorgenommen wird.

4.4.2.1 Verfahren

In Übereinstimmung mit dem angestrebten ersten Ziel der nachfolgenden Analysen - der Beschreibung niederfrequenter klimatischer Variabilität in regionaler Differenzierung - soll das Zuordnungskriterium für die Gruppierung der Stationszeitreihen in Regionen die Ähnlichkeit des zeitlichen Verlaufs der beteiligten Reihen sein.

Ein geeignetes statistisches Maß zur Beschreibung der Ähnlichkeit zweier Zeitreihen stellt der Pearsonsche-Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient dar, dessen quadrierter Betrag der gemeinsamen zeitlichen Varianz der beiden Reihen entspricht. Demzufolge können Zeitreihen, die zum einen miteinander hoch korreliert sind - hierbei ist neben dem Betrag des Korrelationskoeffizienten natürlich auch dessen Vorzeichen zu beachten - und die zum anderen mit den übrigen Zeitreihen korrelative Zusammenhänge ähnlichen Ausmaßes aufweisen, zu Regionen zusammengefaßt werden. Eine solche Gruppierung anhand der Korrelationsmatrix der Stationszeitreihen kann zum Beispiel - in etwas archaischer Art und Weise und vorwiegend subjektiv in der Entscheidungsfindung - durch visuelle Inspektion der Korrelationsmatrix geschehen.

Ebenfalls auf der Analyse der Korrelationmatrix beruhend, ist die Hauptkomponentenanalyse in der S-modalen Anwendungsvariante²⁶ mit orthogonaler oder besser schiefwinkliger Rotation (YARNAL 1993: 84) ein objektives, in der Klimatologie häufig im Rahmen von Regionalisierungen angewendetes Verfahren (z.B. POPOVA

²⁶ Das heißt die Raumeinheiten (Stationen) gehen als Variablen, die Zeiteinheiten (in diesem Fall Jahre) als Ereignisfälle in die Analyse ein; siehe hierzu YARNAL (1993: 76) und Kap. 5.

1990, BAERISWYL & REBETEZ 1997, PHILIPP 1997). Dabei werden die Einzelstationen der jeweiligen Hauptkomponente zugeordnet, bei der sie die höchste Ladung aufweisen; WHITE et al. (1991) empfehlen eine Ladung von mindestens 0.4 als Grundlage einer sinnvollen Zuordnung. Diese Methode wurde auch im Rahmen dieser Untersuchung eingesetzt, wobei die Ergebnisse allerdings nicht zufriedenstellen, vor allem sind die resultierenden Raummuster nicht konsistent mit gesicherten Erkenntnissen zur Klimageographie Mitteleuropas.

In verschiedenen Arbeiten wird zunächst eine Hauptkomponentenanalyse mit dem Ziel der Informationsverdichtung und der Reduktion der Variablenzahl und anschließend eine Clusteranalyse durchgeführt, die eine Zusammenfassung von Stationen bezüglich der Ähnlichkeit ihrer Hauptkomponentenwerte ermöglicht (z.B. BRIGGS & LEMIN 1992, BUNKERS et al. 1996). Als Variablen dienen bei dieser Methode meist langjährige Mittelwerte verschiedener Klimatelemente (z.B. langjährige Mittelwerte der monatlichen Temperaturmittel und Niederschlagssummen; vgl. BUNKERS et al. 1996), die Einzelstationen stellen die Ereignisfälle dar (R-modale Variante der Hauptkomponentenanalyse; siehe hierzu YARNAL 1993: 76), die in der nachfolgenden Clusteranalyse der Hauptkomponentenwerte zu Regionen gruppiert werden. Da im Rahmen der hier vorgestellten Regionalisierung die Gruppierung der Stationen aber nicht auf Grund der Übereinstimmung klimatologischer Mittelwertscharakteristika, sondern, wie oben ausgeführt, inhaltlichen Erwägungen folgend nach dem Grad der Ähnlichkeit der Zeitreihenvariation erfolgen soll, ist dieses Vorgehen hier nicht sinnvoll. BAERISWYL & REBETEZ (1997) erreichen bei ihrer Regionalisierung der Niederschläge in der Schweiz durch eine (an eine S-modale Hauptkomponentenanalyse anschließende) Clusteranalyse der Einzelstationen eine deutliche Verbesserung der Stationsgruppierung, wobei die stationspezifischen Korrelationskoeffizienten (Ladungen) mit den extrahierten Hauptkomponenten als Variablen dienen. Bei der Regionalisierung der Mitteleuropäischen Temperatur- und Niederschlagsreihen im Rahmen der hier vorliegenden Studie konnte mit dieser methodischen Erweiterung allerdings keine Verbesserung der aus der S-modalen Hauptkomponentenanalyse resultierenden Ergebnisse erzielt werden.

Die homogensten, am deutlichsten voneinander abgegrenzten Regionen resultieren aus einem Verfahren, das dem von BAERISWYL & REBETEZ (1997) sehr ähnlich ist, mit dem Unterschied, daß auf eine S-modale Hauptkomponentenanalyse verzichtet wird und stattdessen die Korrelationsmatrix der Einzelstationen - 72 x 72 (Temperatur) bzw. 62 x 62 (Niederschlag) - in eine Clusteranalyse eingeht.

Für die homogenisierten Klimazeitreihen werden zunächst die paarweisen Pearson-Korrelationskoeffizienten berechnet. Die resultierenden Korrelationsmatrizen gehen dann in eine hierarchische Clusteranalyse ein (Average Linkage Verfahren unter Verwendung der quadrierten euklidischen Distanz als Distanzmaß), deren Ergebnis erste Rückschlüsse auf die optimale Anzahl zu extrahierender Cluster (Klassen oder Regionen) erlaubt. Die endgültige Regionalisierung erfolgt mithilfe einer nichthierarchischen Clusteranalyse (K-means Verfahren mit Quick-Cluster Startwertverfahren und der quadrierten euklidischen Distanz als Distanzmaß), da sich diese Methode gegenüber den hierarchischen Clusteralgorithmen bei der Bear-

beitung dieser Fragestellung als leistungsfähiger erweist²⁷. Nach Durchführung dieses Verfahrens, für mehrere in Frage kommende Partitionen (Clusteranzahlen) wird von den verschiedenen Gruppierungen derjenigen der Vorzug gegeben, welche die intern homogensten Regionen erzeugt, die sich am deutlichsten voneinander unterscheiden. Die diesbezügliche Güte G der Regionalisierung wird dabei als der Quotient aus dem Mittelwert der Korrelationen zwischen den Zeitreihen verschiedener Regionen und dem Mittelwert der Korrelationen zwischen den Zeitreihen derselben Region definiert.

$$G = \frac{\sum_{k=1}^K N_k(N_k - 1)}{\sum_{l=1; l \neq k}^K \sum_{k=1}^K N_k N_l} \times \frac{\sum_{l=1; l \neq k}^K \sum_{k=1}^K \sum_{j=1}^{N_l} \sum_{i=1}^{N_k} r(x_{ik}, x_{jl})}{\sum_{k=1}^K \sum_{j=1}^{N_k} \sum_{i=1}^{N_k} r(x_{ik}, x_{jk})}$$

mit:

K = Anzahl der Regionen

N_k / N_l = Anzahl Stationen in Region k / l

$r(x_{ik}, x_{jl})$ = Korrelationskoeffizient zwischen Stationszeitreihe i aus Region k und Stationszeitreihe j aus Region l .

Die Berechnung von G entspricht dem bei HUTH (1996) verwendeten Verfahren zur Ermittlung des entsprechenden Quotienten - „Pattern Correlation Ratio“ - im Rahmen der Evaluation synoptischer Klassifikationsverfahren, mit dem Unterschied, daß dort die räumlichen Korrelationskoeffizienten zwischen Bodenluftdruckmustern in die Berechnung eingehen.

Je kleiner G wird, desto größer ist die Homogenität innerhalb der Cluster (Regionen) und umso größer ist die Heterogenität zwischen den Clustern (Regionen). Für Werte größer oder gleich eins kann gefolgert werden, daß die Ähnlichkeiten zwischen den Clustern größer oder gleich den Ähnlichkeiten innerhalb der Cluster sind. In diesem Fall muß die Eignung der Regionalisierung verneint werden.

Im Rahmen dieser Arbeit werden mehrere Regionalisierungsverfahren angewendet und die resultierenden Ergebnisse sowohl bezüglich der gütebeschreibenden statistischen Kenngrößen als auch der sich ergebenden Raummuster verglichen.

Tab. 4.3 zeigt für verschiedene getestete Regionalisierungsansätze der mitteleuropäischen Klimareihen die mittleren intraregionalen (r_i) und interregionalen (r_e) Korrelationskoeffizienten sowie die Werte von G .

²⁷ Bezüglich der methodischen Details der durchgeführten Clusteranalysen sei auf Kap. 5 verwiesen.

Tabelle 4.3: Güte der Ergebnisse verschiedener Verfahren zur Regionalisierung mittel-europäischer Temperatur- und Niederschlagszeitreihen.

Anzahl Regionen	Regionalisierungsverfahren	r_i intraregional	r_e interregional	$G = \frac{r_e}{r_i}$
Temperatur				
12	S-modale Hauptkomponentenanalyse (Zuordnung nach maximaler Ladung auf extrahierte Hauptkomponenten)	0.934	0.900	0.964
10	S-modale Hauptkomponentenanalyse mit K-means Clusteranalyse der Ladungsmatrix	0.934	0.900	0.964
9	Hierarchische Clusteranalyse der Korrelationsmatrix	0.924	0.883	0.956
8	K-means Clusteranalyse der Korrelationsmatrix	0.958	0.890	0.927
8	K-means Clusteranalyse der Korrelationsmatrix mit nachfolgender Umgruppierung zweifelhafter Zuordnungen	0.955	0.890	0.931
Niederschlag				
7	S-modale Hauptkomponentenanalyse (Zuordnung nach maximaler Ladung auf extrahierte Hauptkomponenten)	0.438	0.408	0.932
9	S-modale Hauptkomponentenanalyse mit K-means Clusteranalyse der Ladungsmatrix	0.427	0.412	0.965
9	Hierarchische Clusteranalyse der Korrelationsmatrix	0.612	0.377	0.616
9	K-means Clusteranalyse der Korrelationsmatrix	0.616	0.386	0.627
9	K-means Clusteranalyse der Korrelationsmatrix mit nachfolgender Umgruppierung zweifelhafter Zuordnungen	0.618	0.380	0.615

Aus Tab. 4.3 ist ersichtlich, daß die auf der S-modalen Hauptkomponentenanalyse beruhenden Verfahren sowohl für den Niederschlag als auch für die Temperatur die deutlich schlechtesten Ergebnisse erbringen, für eine thermische und hygrische Regionalisierung Mitteleuropas also nicht geeignet sind. Die hierarchische Clustera-

nalyse erzeugt gegenüber der nichthierarchischen Variante zwar deutlicher voneinander abgegrenzte Regionen, die aber eine höhere interne Heterogenität aufweisen. Im Falle des Niederschlags resultiert dies zwar in einer insgesamt höheren Güte der Regionalisierung, die resultierenden Raummuster sind allerdings in keiner Weise konsistent zu bekannten klimageographischen Raumgliederungen Mitteleuropas, so daß in beiden Fällen der nichthierarchischen - K-means - Clusteranalyse der Korrelationsmatrizen der Vorzug gewährt wird. Sowohl die thermische als auch die hygrische Regionalisierung werden durch die Umgruppierung einzelner Stationszeitreihen modifiziert (dunkelgrau hinterlegte Zeilen in Tab. 4.3). Diese Umgruppierungen erfolgen nach visueller Inspektion der Korrelationsmatrizen unter der Maßgabe, nicht nur bezüglich ihrer Zeitreihenvariation homogene, sondern auch räumlich klar voneinander abgrenzbare Regionen zu bilden. Dies kann in den meisten Fällen durch endgültige Zuordnung der betreffenden Stationsreihe zu der Region, welche die Stationsreihe mit dem maximalen paarweisen Korrelationskoeffizienten enthält, erreicht werden. Für die thermische Regionalisierung bewirkt dies zwar eine (auf höherer regioneninterner Heterogenität beruhende) Verschlechterung der statistisch beschreibbaren Regionalisierungsgüte, aber auch eine realistischere räumliche Differenzierung.

4.4.2.2 Ergebnisse

Aus der Regionalisierung der 72 mitteleuropäischen Temperaturreihen resultieren acht thermische Regionen, die in Abb. 4.8 dargestellt sind. Abb. 4.9 zeigt die über den Zeitraum 1780-1995 gemittelten regionsspezifischen thermischen Jahresgänge. Abb. 4.10 die neun hygrischen Regionen Mitteleuropas, wie sie sich aus der räumlichen Typisierung der 62 verwendeten Niederschlagsstationen ergeben, und Abb. 4.11 die dazugehörigen Niederschlags-Jahresgänge (entsprechend Abb. 4.9).

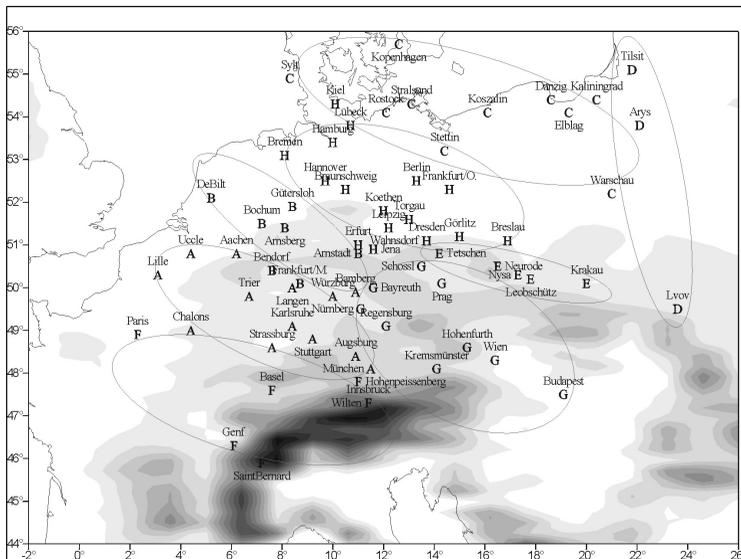


Abbildung 4.8: Thermische Regionen in Mitteleuropa.

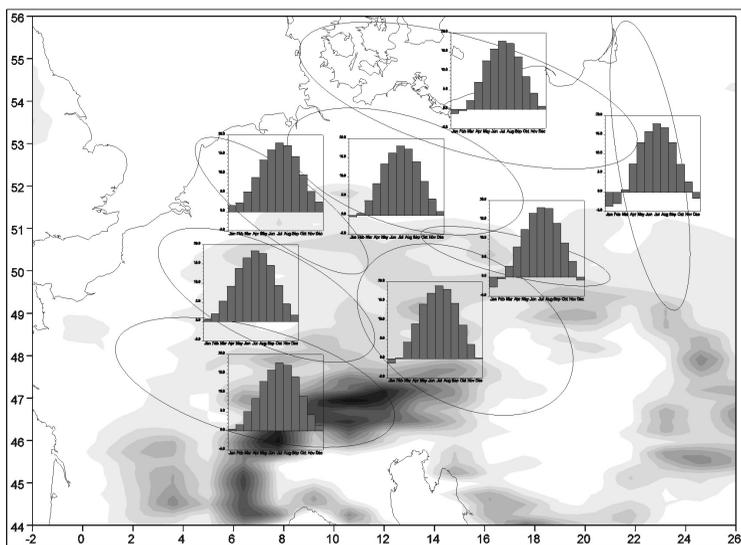


Abbildung 4.9: Mittlere Jahrgänge der Temperatur in den thermischen Regionen, ermittelt für den Zeitraum 1780-1995.

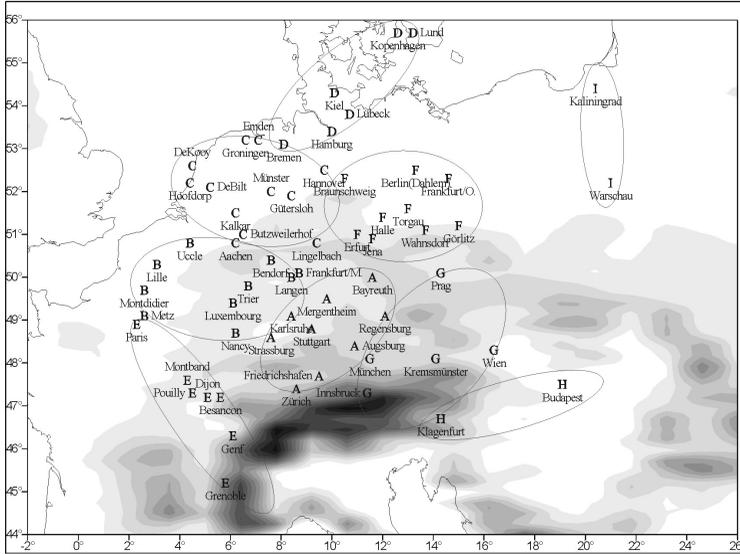


Abbildung 4.10: Hyrcanische Regionen in Mitteleuropa.

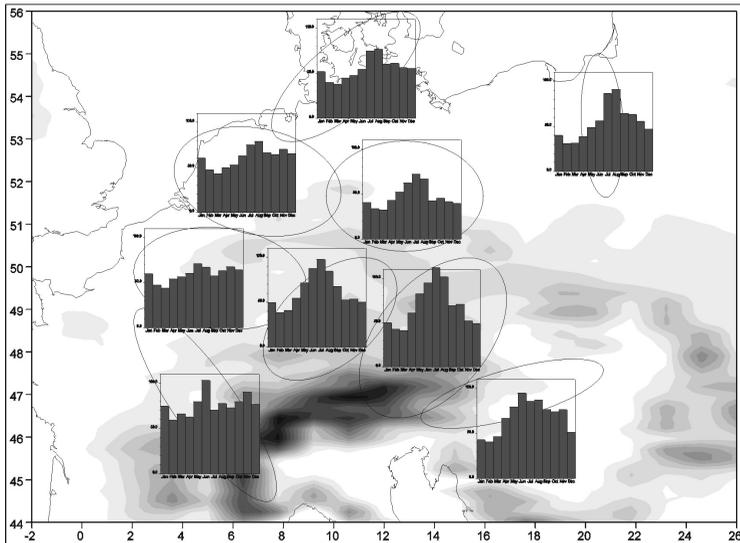


Abbildung 4.11: Mittlere Jahrgänge des Niederschlages in den hyrcanischen Regionen, ermittelt für den Zeitraum 1780-1995.

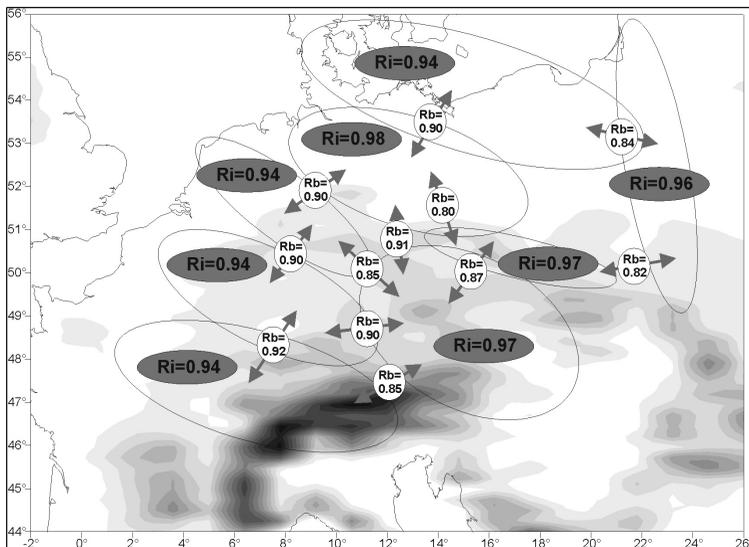


Abbildung 4.12: Mittlere Korrelationskoeffizienten innerhalb der thermischen Regionen und zwischen benachbarten Regionen.

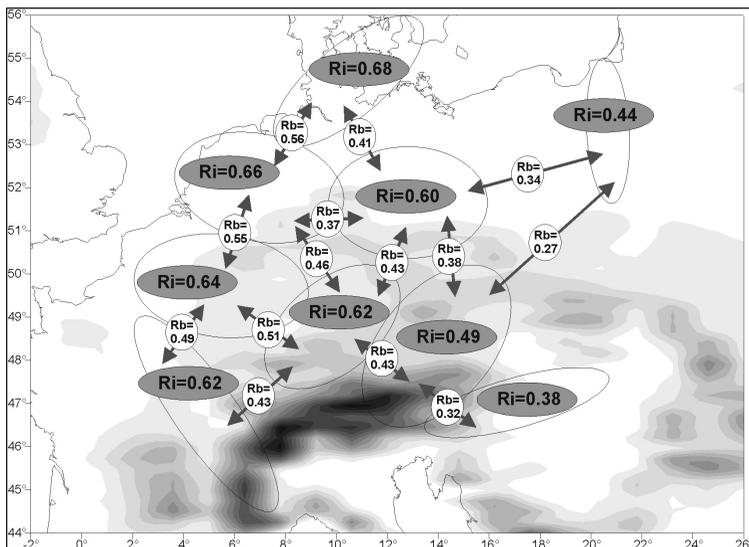


Abbildung 4.13: Mittlere Korrelationskoeffizienten innerhalb der hygrischen Regionen und zwischen benachbarten Regionen.

Sowohl für die thermischen Verhältnisse als auch bezüglich des Niederschlages sind Unterschiede zwischen den ozeanisch geprägten und den eher kontinentalen Regionen (thermische Regionen D, E, G; hygrische Regionen A, F, G, H, I) festzustellen, die sich vor allem in einer erhöhten intraannuellen Variabilität der betrachteten Klimatelemente manifestieren. Insbesondere die Jahrgänge des Niederschlages illustrieren diesen in erster Linie west-östlichen klimageographischen Formenwandel von im Westen des Untersuchungsgebietes gelegenen Raumtypen mit betragsmäßig vergleichbaren Niederschlägen in allen Jahreszeiten (z.B. hygrische Region B)²⁸ hin zu deutlich ausgeprägten Sommermaxima der östlicher gelegenen Regionen (z.B. hygrische Region G). Entsprechend der hohen räumlichen Repräsentanz der Temperatur in Mitteleuropa sind die Unterschiede bezüglich dieses Klimatelements weit weniger deutlich ausgebildet, doch ist auch hier der gedämpftere Jahrgang der ozeanisch beeinflussten Stationen offensichtlich.

Die Abb. 4.12 und 4.13 verdeutlichen die bedeutsameren Unterschiede der Regionen bezüglich ihrer zeitlichen Variation, ausgedrückt durch die mittleren Korrelationskoeffizienten zwischen den Stationsreihen jeweils einer Region (R_i) und den mittleren Korrelationskoeffizienten zwischen den Stationsreihen benachbarter Regionen (R_b). R_i kann hierbei als Maß der Homogenität innerhalb der Regionen, R_b als Ausdruck der Heterogenität zwischen den Regionen aufgefaßt werden.

Mit mittleren Korrelationskoeffizienten zwischen den Stationen innerhalb einer Region von 0.94 bis 0.98 weisen die thermischen Regionen durchgehend eine sehr homogene interne Struktur auf. Für den Niederschlag liegen die entsprechenden Werte aufgrund der geringeren räumlichen Repräsentanz deutlich niedriger (0.38 bis 0.68). Insbesondere für die hygrischen Regionen G, H und I ist im Vergleich zu den übrigen Regionen eine beträchtliche interne Heterogenität zu konstatieren. Die interregionalen Korrelationen benachbarter Regionen sind zwar in allen Fällen schwächer ausgeprägt als die korrelativen Bindungen innerhalb der einzelnen Regionen, jedoch sind deutliche Unterschiede bezüglich der durch R_b beschriebenen Abgrenzbarkeit festzustellen, wobei generell eine prägnantere Trennung der Regionen in zonaler und eine weniger deutliche in meridionaler Richtung diagnostiziert werden kann.

Zusammenfassend betrachtet stellen die ausgewiesenen thermischen und hygrischen Raumtypen Mitteleuropas eine geeignete Grundlage für die Zusammenfassung von Stationsreihen zu regionalen Gebietsmittelreihen als Ausgangspunkt weiterer klimatologischer Analysen dar.

²⁸ Auffällig ist in dieser Gruppe das deutlich ausgeprägte Juni-Maximum der Niederschläge in Region E, das wohl auf gewittergebundene Niederschläge und orographisch bedingte Stauniederschläge im Gefolge jahreszeitentypischer Nordwestlagen (Schafskälte) an den Stationen in Alpennähe zurückzuführen ist.

4.4.3 Berechnung regionaler Zeitreihen der Temperatur und des Niederschlags

Die Berechnung regionaler Klimareihen wird in dieser Untersuchung aus verschiedenen Gründen durchgeführt. Gegenüber Stationsreihen weisen gemittelte regionale Reihen, wie bereits erwähnt, den Vorteil auf, daß den einzelnen Reihen inhärente nichtklimatische (nach Homogenisierung verbliebene Inhomogenitäten) sowie meso- oder mikroklimatisch bedingte Varianzanteile, die sich störend auf die Klimavariabilitätsanalysen auswirken können, durch die Mittelung zum Großteil beseitigt werden. Daneben lassen pragmatische Erwägungen (bessere Handhabbarkeit der Datensätze, Möglichkeit der Konstruktion größtenteils kontinuierlicher Reihen aus oft sehr lückenhaften Einzelreihen, erleichterte raumzeitliche Interpretation) die Verwendung regionaler klimatologischer Zeitreihen sinnvoll erscheinen.

Häufig finden in klimatologischen Arbeiten zu Gitterpunktsreihen zusammengefaßte Klimareihen Verwendung (z.B. LÜTHI et al. 1996, CAVAZOS 1997), wobei verschiedene Interpolationsalgorithmen (z.B. SHEPARD 1968 & 1984) zur Berechnung der Gitterpunktwerte eingesetzt werden. Der große Vorteil dieser Art der Zusammenfassung ist in der Bereitstellung räumlich homogen verteilter klimatologischer Datensätze zu sehen (dabei ist die Quantität und räumliche Dichte der zugrundeliegenden Einzelstationen von entscheidender Bedeutung für die Repräsentanz der Gitterpunktwerte). Problematisch an diesem Vorgehen ist allerdings, daß unter Umständen - insbesondere bei aufgrund geringer Stationsdichte großen Gitterpunktabständen - Zeitreihen aus klimatologisch verschieden charakterisierten Regionen kombiniert werden. Im Rahmen dieser Arbeit werden jedoch Gebietsmittelreihen für die acht thermischen und neun hygrischen Regionen erstellt, wobei die resultierenden regionalen Zeitreihen jeweils im geometrischen Schwerpunkt der Regionen verortet werden.

Ein generelles Problem bei der Erstellung regionaler klimatologischer Zeitreihen stellen lückenhafte Einzelzeitreihen dar (JONES & HULME 1996, LUO et al. 1998), da bei Nichtübereinstimmung des regionalen und der stationsbezogenen Mittelwerte Veränderungen des dem Gebietsmittel zugrundeliegenden Stationsnetzes in Inhomogenitäten der regionalen Reihe resultieren können. So bedingt beispielsweise der zeitweise Ausfall einer Station mit unterdurchschnittlichen Temperaturen im betreffenden Zeitintervall zu hohe Temperaturen der regionalen gemittelten Reihe.

Lösungsmöglichkeiten dieses Problems werden in verschiedenen Arbeiten zur Erstellung regionaler klimatologischer Zeitreihen vorgestellt (z.B. JONES & HULME 1996, LUO et al. 1998).

Eine gängige Methode, auch auf der Basis wechselnder Stationsnetze (aufgrund lückenhafter Stationsreihen) korrekte regionale Mittelwerte ermitteln zu können, besteht darin, nicht die absoluten Temperatur- und Niederschlagswerte, sondern die Abweichungen von den stationsspezifischen Mittelwerten oder standardisierte Werte zur Berechnung heranzuziehen (JONES & HULME 1996).

Die regionalen Werte ergeben sich dann - ebenfalls in standardisierter Form - aus folgender Gleichung:

$$T_{Rk} = \frac{\sum_{i=1}^N S_{ik}}{N}$$

Dabei sind:

T_{Rk} = Regionaler Mittelwert zum Zeitpunkt k

N = Anzahl der Stationen innerhalb der Region zum Zeitpunkt k

S_{ik} = Standardisierter Wert der Stationsreihe i zum Zeitpunkt k.

Auf eine Gewichtung der Stationswerte wird dabei aufgrund der relativ gleichmäßigen Stationsverteilung innerhalb der Regionen verzichtet. Eine Abschätzung der absoluten regionalen Zeitreihendaten ist durch die Destandardisierung der standardisierten Werte mit regionalem Mittelwert und Standardabweichung, ermittelt für einen repräsentativen 20-30 jährigen Zeitraum mit maximaler Stationsdichte, möglich.

$$TAR_k = T_{Rk} \times \sigma + \bar{T}$$

TAR_k = Absoluter regionaler Wert zum Zeitpunkt k

T_{Rk} = Standardisierter regionaler Wert zum Zeitpunkt k

σ = Standardabweichung der regionalen Reihe in repräsentativem Zeitraum

\bar{T} = Mittelwert der regionalen Reihe in repräsentativem Zeitraum.

Im Kontext der nachfolgend vorgestellten Analysen werden die absoluten regionalen Temperatur- und Niederschlagswerte nur zur Abschätzung des absoluten Ausmaßes zeitlicher Klimavariabilität verwendet.

4.5 Analyse der thermischen und hygrischen Variabilität in Mitteleuropa

Auf der Grundlage der regionalen klimatologischen Zeitreihen wird die thermische und hygrische Variabilität im Zeitraum 1780-1995 analysiert, einen Schwerpunkt bildet dabei der klimatologische Vergleich von EIP und MIP. Daneben sollen aber auch den Gesamtzeitraum betreffende Untersuchungen vorgestellt werden, die Aufschluß über das niederfrequente Schwankungsverhalten des ombrothermischen Klimas während der letzten 216 Jahre geben.

4.5.1 Verfahren zur Untersuchung der regionalen mitteleuropäischen Klimareihen (1780-1995)

Für die Analyse klimatologischer Zeitreihen steht ein breites Spektrum statistischer Untersuchungsmethoden zur Verfügung (z.B. SCHÖNWIESE 1992). Beispielhaft zu nennen sind hier Verfahren zur Deskription und zum zeitintervallspezifischen Vergleich statistischer Zeitreihencharakteristika (z.B. Signifikanztests für Mittelwert, Varianz), zur Eruierung der Erhaltungsneigung klimatologischer Parameter (z.B. Autokorrelation), zur spektralen Differenzierung der Zeitreihenvarianz (z.B. spektrale Varianzanalyse) oder zur Beschränkung des Varianzspektrums auf einen bestimmten Bereich (z.B. numerische Filterung).

Innerhalb der hier vorliegenden Untersuchungen kommen zum einen solche Methoden zum Einsatz, die den Vergleich der besonders interessierenden Zeitabschnitte der frühinstrumentellen Periode und der modernen instrumentellen Periode ermöglichen, zum anderen werden ausgewählte Verfahren angewendet, die Aufschluß über die niederfrequente Variabilität der betrachteten Klimaparameter geben.

Zum direkten Vergleich der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse in EIP und MIP werden die betreffenden Zeitreihenabschnitte der regionalen monatlichen und jährlichen Reihen mittels zweier statistischer Testverfahren, des U-Tests nach Mann-Whitney (Vergleich der zentralen Tendenz zweier Stichproben) (BAHRENBERG et al. 1990) und des Levene-Tests zum Vergleich der Varianzen zweier Stichproben (SACHS 1992: 349ff.), auf statistisch signifikante Unterschiede geprüft. In Ergänzung zu den Mann-Whitney- und Levene-Tests wurden auch Varianz- und Diskriminanzanalysen (z.B. BACKHAUS et al. 1996, BAHRENBERG et al. 1992) auf die Temperatur- und Niederschlagsreihen angewendet, die die Ergebnisse der statistischen Testverfahren bestätigen, allerdings keine wesentlichen zusätzlichen kenntnisweiternden Resultate erbrachten.

Um einen besseren Einblick in das niederfrequente Schwankungsverhalten der Temperatur und des Niederschlags zu erhalten, werden die regionalen Zeitreihen einer numerischen Filterung unterzogen. Verwendet wird ein symmetrischer 10-jähriger Gaußscher Tiefpassfilter, der alle hochfrequenten Varianzanteile mit einer Periodenlänge kleiner 10 Jahre unterdrückt (SCHÖNWIESE 1992). Zusätzlich erfolgte für die Zeitreihen die Berechnung der standardisierten kumulativen Abwei-

chungen (siehe MÄCHEL et al. 1998), die – ähnlich der Filterung - ebenfalls einen glättenden Effekt haben. Die hieraus resultierenden Zeitreihen geben darüberhinaus Aufschluß über die zeitliche Abfolge von Phasen mit vorwiegend positiver, negativer oder indifferenter Anomaliecharakteristik.

4.5.2 Ergebnisse

In den Abb. A.1 und A.2 sind die standardisierten jahreszeitlichen Zeitreihen der thermischen und hygrischen Regionen zusammen mit den standardisierten kumulativen Anomalien und den tiefpaßgefilterten Werten dargestellt. Die saisonalen Werte werden hierfür durch Mittelung der entsprechenden Monatswerte berechnet, die einzelnen Jahreszeiten umfassen dabei die folgenden Monate: Winter: Dezember, Januar, Februar; Frühjahr: März, April, Mai; Sommer: Juni, Juli, August; Herbst: September, Oktober, November. Für die thermischen Regionen A, B, C, F, G und H sowie für die hygrischen Regionen B, C, D und E sind kontinuierliche Reihen seit 1780 verfügbar, die Zeitreihen der übrigen Regionen weisen unterschiedlich lange Intervalle mit fehlenden Daten, vor allem zu Beginn des Untersuchungszeitraums, auf.

Bezüglich der Wintertemperaturen dominieren in allen Regionen von Beginn der Zeitreihe bis Ende des 19. Jahrhunderts negative Abweichungen, danach setzt eine Phase bevorzugt positiver Anomalien ein, die in den meisten Regionen ab etwa 1920/30 in eine eher ausgeglichene Periode übergeht, bevor ab den 1970er Jahren wieder ein deutliches Übergewicht positiver thermischer Abweichungen diagnostiziert werden kann.

Für die thermischen Verhältnisse während des Frühjahrs kann in allen Regionen das Vorherrschen positiver Anomalien von Beginn der Meßreihen bis etwa Mitte der 1830er Jahre und daran anschließend eine bis etwa 1910 (Region D nur bis ca. 1890) andauernde Phase vorwiegend negativer Anomalien ausgemacht werden. Im Zeitraum seit 1910 überwiegen zunächst positive Anomalien (in den Regionen A, B, F und G bis etwa 1940 zunächst ausgeglichene Verhältnisse), die zu Beginn der 1950er Jahre von vermehrt negativen Anomalien abgelöst werden, bevor zum Ende der Zeitreihen (Mitte der 1980er) in allen Regionen wieder positive Anomalien dominieren. Eine auf die östlichsten Regionen D und E beschränkte Modifikation dieser Entwicklung drückt sich in einer bereits etwa 1960 einsetzenden deutlichen Vorherrschaft positiver Abweichungen aus.

Der zeitliche Verlauf der Sommertemperaturen läßt sich wie folgt zusammenfassen: Von Beginn der Meßreihen bis etwa Mitte der 1870er herrschen in allen Regionen positive Anomalien vor (ausgenommen Region F: hier zeigt sich ein recht ausgeglichenes Verhalten). Danach folgt eine Phase umgekehrten Vorzeichens, die bis etwa 1920/30 andauert, an die sich wiederum eine Periode bevorzugt positiver Abweichungen bis etwa 1950 anschließt. Bis in die späten 1980er überwiegen dann wieder negative Abweichungen, bis am Ende des betrachteten Zeitraums eine Tendenz zu positiven Werten zu konstatieren ist.

Charakteristisch für den Großteil der regionalen Zeitreihen der Herbsttemperaturen (ausgenommen Region E, deren Zeitreihe aufgrund fehlender Werte schwer inter-

pretierbar ist) ist ein markanter Wendepunkt Mitte der 1920er Jahre. Davor sind zu Beginn der Reihen zunächst ausgeglichene Verhältnisse ausgebildet (ausgenommen Region C mit überwiegend positiven Abweichungen bis ca. 1830), die etwa mit Ende der EIP in ein deutliches Übergewicht negativer Abweichungen überleiten. Nach 1920 ist ein bis zum Ende der Reihen ausgeprägtes Vorherrschen positiver Anomalien deutlich zu erkennen.

Die Niederschläge zeigen, wie erwartet, stärkere regionale Unterschiede in ihrem zeitlichen Verlauf, wobei vor allem in den Übergangsjahreszeiten und im Sommer kaum längere Phasen positiver oder negativer Anomaliecharakteristik auszumachen sind.

Die zeitliche Entwicklung der Winterniederschläge ist zunächst geprägt von negativen Anomalien, die, zeitlich regional variierend, etwa zu Beginn des 20. Jahrhunderts von überwiegend positiven Anomalien abgelöst werden. Insbesondere für die Regionen F und I ist diese Zweiteilung des Gesamtzeitraums nicht erkennbar, hier dominieren auf dekadischer Zeitskala abwechselnde Phasen vorwiegend positiver oder negativer Abweichungen.

Im Frühjahr sind insbesondere in den Regionen A, B, C, G, und I während der ersten Jahrzehnte der EIP bevorzugt negative Anomalien festzustellen, die in einzelnen Regionen bis maximal zum Ende des 19. Jahrhunderts anhalten. Für diese Regionen sowie die Regionen D und E gewinnen dann ab etwa 1960 positive Anomalien an Gewicht. Erwähnenswert ist die andersartige Entwicklung in Region H, die durch negative Anomalien bis Mitte der 1870er Jahre, danach durch positive Abweichungen bis etwa 1945 und schließlich wieder überwiegend negative Anomalien bis 1995 charakterisiert ist.

Für die Sommerniederschläge ist eine überregionale Tendenz zu positiven Anomalien gegen Ende des Betrachtungszeitraums festzustellen (einsetzend zwischen 1960 und 1970 in den Regionen A, C, E, F, G und H). Während der EIP - bis etwa 1830 - herrschen in einigen Regionen negative Anomalien vor. Im übrigen Zeitraum ist der Zeitreihenverlauf von kurzfristigeren, regional unterschiedlichen Schwankungen dominiert.

Auch im Herbst ist der zeitliche Verlauf des Niederschlagsgeschehens in erster Linie durch regional unterschiedliche Schwankungen auf der dekadischen Zeitskala charakterisiert. Auffällig ist der ab etwa 1880 zur Zeitreihe der Frühjahrsniederschläge sehr ähnliche Verlauf der Zeitreihe der Region H.

Inwieweit sich die hier kurz erläuterten zeitlichen Variationen des Temperatur- und Niederschlagsverhaltens im Zeitraum 1780-1995 in Unterschieden der statistischen Parameter Mittelwert und Varianz zwischen EIP und MIP dokumentieren, soll nachfolgend geklärt werden.

Die Tabellen 4.4 und 4.5 fassen die Ergebnisse der statistischen Tests zum Vergleich der Mittelwerte bzw. Varianzen der Temperatur und des Niederschlags in Mitteleuropa in EIP und MIP in regionaler Differenzierung zusammen. In komprimierter, anschaulicherer Form sind diese Resultate (ohne das Gesamtjahr betreffende Ergebnisse und ohne Differenzierung der Signifikanzniveaus) in den Abb. 4.14 und 4.15 dargestellt.

Tabelle 4.4: Ergebnisse der Signifikanztests regionaler mitteleuropäischer Temperaturzeitreihen auf Unterschiede bezüglich Mittelwert und Varianz in EIP und MIP. Großbuchstaben indizieren signifikant höhere Werte in EIP/MIP auf dem 90% (E/M), 95% (EE/MM) oder 99% (EEE/MMM) Signifikanzniveau.

U-Test (Mann-Whitney)													
Reg.	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
A	MMM	-	MMM	-	-	EE	-	EE	-	-	MM	M	-
B	MMM	-	MM	-	-	EE	-	EE	-	-	MMM	MM	-
C	MMM	-	M	-	EEE	EEE	EEE	EEE	EE	-	MMM	MM	-
D	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	M	-	-
E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	MMM	-	MMM	-	E	-	-	-	-	-	M	MM	-
G	MMM	-	MMM	-	EE	EE	-	EE	-	-	MMM	M	-
H	MMM	-	MM	-	E	EE	-	EE	-	-	MMM	M	-
Levene-Test													
Reg.	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
A	-	-	-	EE	-	-	-	EE	-	-	-	EE	EE
B	-	-	-	EE	EE	-	-	E	-	-	-	EE	EEE
C	-	-	-	-	EE	-	E	EE	-	-	-	EEE	-
D	-	-	-	-	M	-	-	-	M	-	-	EEE	-
E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	E	-
F	-	-	-	EE	-	-	-	E	-	-	-	E	EEE
G	-	-	-	EE	-	-	-	E	-	E	-	EE	EE
H	-	-	-	EE	-	-	-	E	-	-	-	EE	EE

Bezüglich der thermischen Unterschiede zwischen EIP und MIP sind signifikant höhere Temperaturen während der MIP in allen Gebieten - mit Ausnahme der östlichsten Regionen D (nur November) und E - in den Monaten November, Dezember, Januar und März festzustellen. Interessanterweise erreichen die Erwärmungstendenzen hingegen im Februar in keiner Region statistische Signifikanz. Unterschiede inversen Vorzeichens sind für das Sommerhalbjahr mit höheren Temperaturen während der EIP von Mai bis August (außer in Region C, allerdings mit Ausnahme des Juli), in der nördlichsten Region C sogar bis September zu konstatieren. Diese Differenzen schwächen sich allerdings nach Südwesten hin ab - in Region F nur noch für Mai signifikante Unterschiede - und sind wiederum in den beiden östlichen Regionen gänzlich verschwunden. Bei Zusammenfassung der monatlichen Werte zu Jahresmitteln scheinen sich diese jahreszeitlich deutlich ausgeprägten Unterschiede zu nivellieren, so daß bei Vergleich der jährlichen Werte für keine der betrachteten Regionen signifikante Unterschiede resultieren. Die Varianzen zeigen keine so deutlich jahreszeitlich differenzierten Unterschiede zwischen EIP und MIP, wobei signifikant höhere Werte fast ausschließlich während des Zeitraums 1780-1860 und vor allem im Dezember (in allen Regionen), April und August festzustellen sind. Lediglich in Region D weisen die Monate Mai und September höhere Varianzen in

diesem Jahrhundert auf. Bei jährlicher Betrachtung ergeben sich für fünf der acht Regionen signifikante Unterschiede, die auf eine insgesamt ausgeprägtere thermische Variabilität während der EIP hindeuten.

Für den Niederschlag belegen die Testergebnisse höhere Werte ausnahmslos während der MIP, vor allem während des Zeitraums von September bis April und am deutlichsten ausgeprägt in den Regionen C, D, G und, mit Einschränkungen, H. Die übrigen Regionen zeigen nur wenige signifikante Unterschiede, die nur zum Teil in jahreszeitlicher Übereinstimmung mit den Veränderungen innerhalb der anderen Regionen stehen. Immerhin in fünf der neun Regionen manifestieren sich die monatlichen Unterschiede auch in signifikant höheren Jahresniederschlagssummen während der MIP. Im Gegensatz zur Niederschlagsquantität belegen die Testergebnisse bezüglich der Varianzen vor allem während der EIP höhere Werte, allerdings sind hierbei, noch weniger als beim Vergleich der Mittelwerte zeitliche Übereinstimmungen zwischen den Regionen erkennbar, abgesehen von einer leichten Tendenz zur Konzentration der signifikanten Unterschiede zugunsten der EIP in den Monaten April bis September. Ein Zusammentreffen niedrigerer Niederschläge und höherer Variabilität ist nur in Einzelfällen festzustellen, wie z. B. in Region A im Juni, Region C im April und Dezember, Region D im Januar.

Ergänzend zu den Ergebnissen der Signifikanztests ist eine Abschätzung der absoluten Temperatur- und Niederschlagsdifferenzen zwischen EIP und MIP von Interesse. Diese Differenzen (MIP minus EIP) der periodenbezogenen monatlichen und jährlichen Mittelwerte sind in Tab. 4.6 zusammengefasst.

Tabelle 4.5: Ergebnisse der Signifikanztests regionaler mitteleuropäischer Niederschlagszeitreihen auf Unterschiede bezüglich Mittelwert und Varianz in EIP und MIP. Großbuchstaben indizieren höherer Werte in EIP/MIP auf dem 90% (E/M), 95% (EE/MM) oder 99% (EEE/MMM) Signifikanzniveau.

U-Test (Mann-Whitney)													
Reg.	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
A	-	-	-	-	M	MM	-	-	-	-	-	-	MM
B	MMM	-	-	-	-	-	M	-	-	-	-	M	MMM
C	MMM	M	MM	MMM	-	-	-	-	MM	MM	-	M	MMM
D	M	MMM	-	-	-	-	MM	-	M	-	M	M	MMM
E	-	-	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	M	-
G	MM	MM	-	MM	MM	-	-	-	-	-	MM	MMM	MMM
H	-	M	-	M	-	-	-	-	-	-	M	-	-
I	-	-	-	M	-	-	-	-	-	-	M	-	-
Levene-Test													
Reg.	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
A	-	-	-	-	-	E	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	E	-	-	-	-	-	-	-
C	M	-	-	E	-	EEE	-	EEE	-	MM	-	E	EEE
D	EE	MMM	-	-	E	-	-	-	-	-	-	-	-
E	-	-	-	E	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	M	-	E	-	-	-	-	MMM	-	-	-
G	-	-	EE	-	-	E	-	-	-	-	-	-	-
H	E	-	-	-	EE	-	EE	-	-	-	-	-	E
I	-	EEE	-	-	-	-	-	E	E	-	-	-	EE

Die winterlichen Temperaturzunahmen von EIP zu MIP erreichen maximal 1.55 °C - im Januar in Region A, in diesem Monat werden auch in den übrigen Regionen mit Abstand die höchsten Änderungswerte verzeichnet (außer Region E). Größtenteils weisen die Differenzen niedrigere Werte zwischen 0.2 und 0.8 °C auf; insbesondere in den Monaten mit genereller Abkühlungstendenz (März bis Oktober) erreichen vereinzelt auftretende positive Werte maximal 0.21 °C. Die für diese Monate nachgewiesenen Abkühlungstendenzen erreichen im Mittel deutlich niedrigere Beträge (maximal -1.03 °C im Juni in Region C), so daß im Ergebnis für die Jahresmitteltemperaturen ausgeprägte positive Unterschiede zugunsten der MIP zu registrieren sind. Die absoluten Differenzen zwischen EIP und MIP erreichen damit maximal etwa 70% der Standardabweichung der monatlichen Temperaturwerte im Zeitraum 1780-1995.

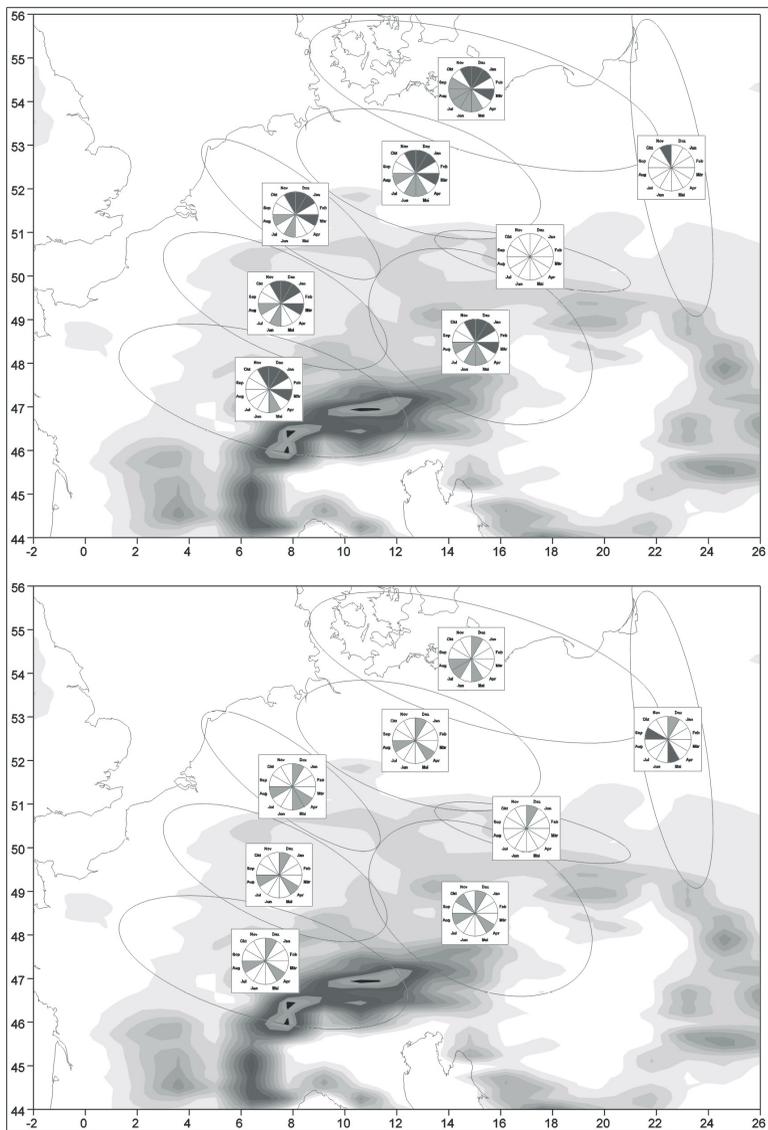


Abbildung 4.14: Ergebnisse der Tests auf signifikante Unterschiede von Mittelwert (oben) und Varianz (unten) in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995) der regionalen Temperaturzeitreihen.

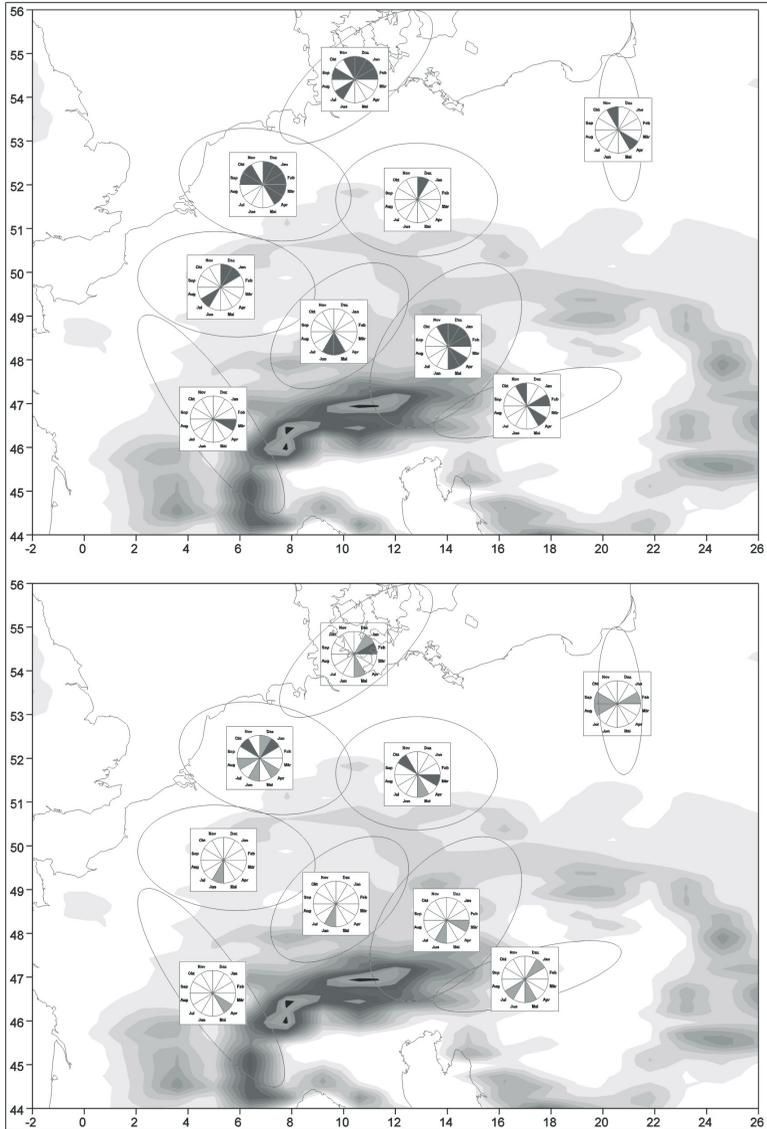
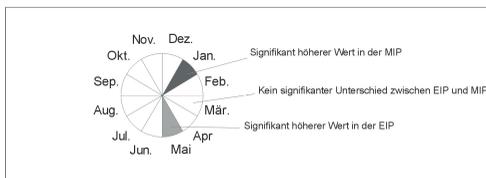


Abbildung 4.15: Ergebnisse der Tests auf signifikante Unterschiede von Mittelwert (oben) und Varianz (unten) in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995) der regionalen Niederschlagszeitreihen.



Legende zu den Abbildungen 4.14 und 4.15.

Tabelle 4.6: Absolute Werte der mittleren Temperatur- und Niederschlagsdifferenzen zwischen moderner instrumenteller Periode (MIP 1915-1995) und frühinstrumenteller Periode (EIP 1780-1860).

Temperatur (°C)													
Reg.	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
A	1.55	0.27	0.65	-0.30	-0.49	-0.58	-0.19	-0.50	-0.21	-0.01	0.71	0.72	1.63
B	1.44	0.27	0.68	-0.16	-0.41	-0.52	-0.18	-0.44	-0.25	0.07	0.79	0.78	2.07
C	1.42	0.25	0.66	-0.19	-0.56	-1.03	-0.45	-0.67	-0.58	-0.29	0.84	0.68	0.08
D	1.00	0.32	0.39	0.21	-0.09	-0.44	-0.01	-0.38	-0.84	-0.41	0.66	0.16	1.32
E	0.42	-0.25	0.56	-0.52	-0.34	-0.22	-0.08	-0.14	0.13	-0.14	0.55	0.32	0.76
F	1.32	0.20	0.72	-0.24	-0.43	-0.28	0.02	-0.25	0.03	0.11	0.58	0.66	2.43
G	1.43	0.43	0.86	-0.26	-0.59	-0.59	-0.17	-0.43	-0.19	-0.11	0.84	0.73	1.95
H	1.45	0.30	0.74	-0.17	-0.44	-0.63	-0.16	-0.45	-0.27	-0.06	0.82	0.75	1.88
Niederschlag (mm)													
Reg.	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
A	2.7	4.7	3.1	4.1	6.4	9.7	-1.0	3.4	-2.3	-2.5	-1.4	0.6	27.4
B	10.0	4.7	4.5	4.0	3.1	0.1	5.5	-0.2	0.9	1.8	3.6	6.9	45.0
C	15.0	6.8	7.5	6.5	2.2	1.4	5.2	-5.0	6.4	9.4	0.3	6.1	61.8
D	4.1	11.3	1.8	2.4	0.8	-1.4	6.8	2.0	4.6	0.3	4.9	7.1	44.6
E	6.9	6.6	9.3	-0.7	-2.1	1.1	2.3	-3.7	3.0	-9.1	-2.6	7.3	18.1
F	3.3	0.4	0.4	0.2	-5.4	-3.9	-5.9	-0.2	-0.2	4.7	5.4	5.6	4.4
G	4.8	7.4	3.0	6.4	10.0	-1.4	5.7	1.8	-1.9	-1.2	5.5	11.3	51.5
H	1.1	6.4	8.6	7.2	-4.0	3.8	-6.3	-5.7	-1.1	-6.1	6.5	4.6	13.9
I	0.4	-1.3	-3.3	1.4	4.7	-0.2	2.6	-10.2	-2.8	-0.1	7.6	1.8	0.7

Entsprechend den Ergebnissen der Signifikanztests überwiegen bezüglich der Niederschläge offenkundig höhere Werte während der MIP (maximal 15 mm im Januar in Region C - entspricht etwa 60% der Standardabweichung im Zeitraum 1780-1995), die vereinzelt auftretenden Niederschlagsabnahmen - hauptsächlich in den Monaten Mai mit Oktober - bewegen sich größtenteils auf einem niedrigeren Niveau (maximal -10.2 mm im August in Region I). Betrachtet man aber nur die meteorologischen Sommermonate (Juni mit August), so sind ausgeglichene Verhältnisse (sogar ein leichtes betragsmäßiges Überwiegen der negativen Werte) festzustellen. Augenfällig sind insbesondere die durchgehend negativen Änderungswerte in den Monaten Mai mit September in den Regionen F und H. Über das Jahr summieren sich die Änderungen in allen Regionen zu höheren Niederschlägen in der MIP (maximal 61.8 mm in Region C).

Bestätigt werden diese Ergebnisse durch festgestellte deutliche Unterschiede bezüglich der Häufigkeiten ombrothermischer Anomalie Monate, definiert als Monate mit positiven oder negativen Abweichungen vom monatlichen Mittelwert um mehr als eine Standardabweichung (JACOBEIT et al. 1998). So treten während der MIP warme und feuchte Winter deutlich häufiger als während der EIP auf, wohingegen für die trockenen und kalten Winter eine gegenteilige Tendenz festzustellen ist. Warme Sommer weisen höhere Häufigkeiten während des historischen Zeitraums auf, kalte Sommer treten dagegen in diesem Jahrhundert vermehrt auf. Einen Überblick über die Häufigkeiten thermischer und hygrischer Anomalie Monate entsprechend obiger Definition gibt Tabelle 4.7.

Tabelle 4.7: Häufigkeiten ombrothermischer Anomalie Monate in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995) in Mitteleuropa.

	Kalt	Warm	Trocken	Feucht
Winter				
EIP	44	18	23	13
MIP	26	39	10	29
Frühjahr				
EIP	30	49	18	10
MIP	31	35	7	18
Sommer				
EIP	18	46	16	4
MIP	31	21	14	9
Herbst				
EIP	31	31	17	17
MIP	26	35	17	24

Zusammenfassend lassen sich die aufgezeigten Unterschiede bezüglich des thermischen und hygrischen Klimas zwischen EIP und MIP als eine während des historischen Zeitraums vorherrschende stärker kontinentale Klimaprägung in großen Teilen Mitteleuropas interpretieren, mit kühleren und trockeneren Wintern sowie wärmeren, in einzelnen Regionen zu mehr Niederschlägen tendierenden Sommern bei insgesamt höherer hygrischer Variabilität.

Die hier präsentierten auf der Grundlage einer - gegenüber bisherigen Arbeiten ähnlicher Zielsetzung - erweiterten und bestmöglich aufbereiteten Datenbasis erarbeiteten Erkenntnisse zur langperiodischen Variabilität von Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa seit 1780 sind konsistent mit den Aussagen anderer Autoren. Diese Ergebnisse stützen sich allerdings zumeist auf die Untersuchung einzelner Stationszeitreihen - erlauben damit also nur eingeschränkt eine räumlich differenzierte Analyse - und beschränken sich auf die Darstellung der Temperaturveränderungen.

Zu (betreffs der thermischen Verhältnisse) übereinstimmenden Resultaten gelangen VON RUDLOFF (1967: 159), der gegenüber dem ausgehenden 19. und diesem Jahrhundert deutlich höhere Werte der Temperaturdifferenzen Januar-Juli für den Zeitraum von etwa 1750 bis 1860 für Zentralengland nachweist, und SCHUURMANS (1984: 97), der entsprechende Ergebnisse für die Stationen Madrid, Genf, Kopenhagen, De Bilt und Valentia präsentiert. KOPPANY & BOTTYAN (1990) weisen auf der Basis 14 europäischer Temperaturzeitreihen für den Zeitraum seit 1780 eine signifikante Abnahme der Amplitude der intraannuellen Temperaturschwankungen nach, die im ozeanisch geprägten Europa (De Bilt, Paris, Edinburgh) in erster Linie auf winterliche Erwärmung, in den kontinentaleren Gebieten (Budapest, Prag, Wien) hingegen stärker auf sommerliche Abkühlung zurückzuführen ist. Die Autoren bringen diese thermischen Entwicklungen mit im 20. Jahrhundert verstärkten meridionalen Druckgradienten über dem Nordatlantik und einer damit einhergehenden intensivierten Westdrift im nordatlantisch-europäischen Bereich in Zusammenhang.

Die im folgenden Kapitel vorgestellten Untersuchungen sollen dazu beitragen, differenziertere Aussagen zu zirkulationsdynamischen Veränderlichkeiten während des Zeitraums 1780-1995 und ihrer Bedeutsamkeit für die konstatierten ombrothermischen Variabilitäten zu ermöglichen.

5 Zirkulationsdynamische Analysen monatlicher Bodenluftdruckfelder

Auf der Basis monatlicher Bodenluftdruckfelder für den Zeitraum 1780-1995 werden zirkulationsdynamische Untersuchungen durchgeführt, die Aufschluß über die niederfrequente Variabilität wesentlicher Parameter der atmosphärischen Zirkulation im nordatlantisch-europäischen Bereich geben. Der durch die Datenverfügbarkeit vorgegebene Untersuchungsraum (siehe Abb. 5.1) umfaßt dabei die wesentlichen, das Klima in Mitteleuropa bestimmenden Glieder der nordhemisphärischen Zirkulation.

5.1 Die Datengrundlage: Rekonstruierte monatliche Nordatlantisch-Europäische Bodenluftdruckfelder für den Zeitraum 1780-1995

Die Grundlage der zirkulationsdynamischen Analysen stellen die von JONES et al. (1999) rekonstruierten monatlichen Bodenluftdruckfelder für die Region Nordatlantik-Europa dar, die für den Zeitraum 1780-1995 vorliegen. Detaillierte Ausführungen zum Rekonstruktionsverfahren und zur Modellgüte geben JONES et al. (1999), hier sollen nur einige wesentliche Aspekte kurz erläutert werden.

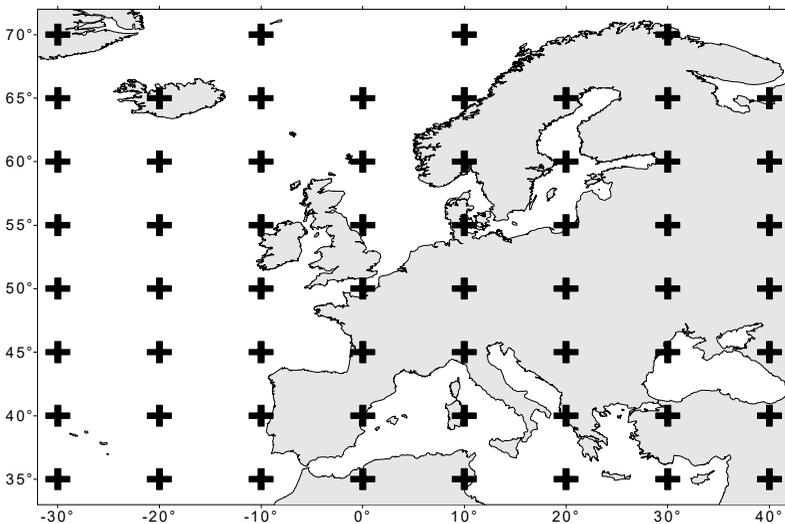


Abbildung 5.1: Untersuchungsgebiet und Gitterpunkte der rekonstruierten monatlichen Bodenluftdruckfelder.

Die rekonstruierten Druckfelder beinhalten 60 Gitterpunkte, die den Bereich von 35°-70° Nord und von 30° West bis 40° Ost abdecken. Die Gitterpunktabstände betragen 10° in zonaler und 5° in meridionaler Richtung, wobei auf dem nördlichsten 70. Breitengrad, aufgrund der hier quantitativ schlechteren Datengrundlage (geringe Stationsdichte), der zonale Abstand 20° beträgt (siehe Abb. 5.1). Entsprechend der bereits 1987 vorgestellten Rekonstruktionen für den Zeitraum 1780-1980 (JONES et al. 1987) erfolgten auch die im Rahmen des ADVICE-Projekts durchgeführten aktualisierten Rekonstruktionen auf der Basis langer klimatologischer Stationszeitreihen unter Verwendung hauptkomponentenanalytischer und multipler regressionsanalytischer Verfahren. Die Modellerstellung, unter Verwendung eines für den Zeitraum 1873-1995 vorliegenden Bodenluftdruckdatensatzes (UKMO-Grid, JONES et al. 1987), erfolgte in einem Kalibrierungszeitraum (1936-1995), die Modellverifikation in einem zweiten unabhängigen Zeitraum (1881-1935). Durch den Einbezug zusätzlicher Stationsreihen des Luftdrucks, insbesondere auch für die frühen historischen Zeiträume, konnte gegenüber den bereits früher vorgestellten Rekonstruktionen (JONES et al. 1987) eine deutliche Verbesserung der Güte der resultierenden Bodenluftdruckfelder erreicht werden (JONES et al. 1999). Für den frühesten Zeitraum (1780-1789) bilden 10 Stationen die Grundlage der Rekonstruktionen (4 Stationen in der 1987er Version), im Folgezeitraum weitet sich das Stationsnetz kontinuierlich aus, bis ab 1866 51 (32 in der 1987er Version) Luftdruckreihen zur Verfügung stehen. Bezüglich der Qualität der rekonstruierten Bodenluftdruckfelder, ausgedrückt durch die monatspezifisch über alle Gitterpunkte gemittelte erklärte Varianz, die gitterpunktspezifischen monatlichen erklärten Varianzanteile sowie die räumlichen Korrelationskoeffizienten zwischen rekonstruierten und beobachteten Druckfeldern in Kalibrierungs- und Verifikationszeitraum, sind folgende Aussagen von Bedeutung (JONES et al. 1999):

- während der Kalibrierungsperiode beträgt die über alle Gitterpunkte gemittelte erklärte Varianz etwa 81 % (während der Sommermonate) bis 90 % (während der Wintermonate) für das dichteste Stationsnetz (53 % bzw. 73 % für das erste, lückenhafteste Stationsnetz), in der Verifikationsperiode liegen die entsprechenden Werte etwa 5-10 % niedriger;
- generell ist eine Abnahme der erklärten Varianzen von den zentralen zu den randlich gelegenen Gebieten mit niedrigerer Stationsdichte festzustellen, die in den Sommermonaten besonders stark ausgeprägt ist;
- die geringeren Varianzerklärungsanteile in den Sommermonaten sind vor allem auf eine schlechtere Modellgüte in den peripheren Regionen - insbesondere im Bereich des Azorenhochs (unter 50 % Varianzerklärungsanteil) - zurückzuführen;
- in den Sommermonaten weisen die neuen Rekonstruktionen die deutlichsten Verbesserungen gegenüber der Vorgängerversion auf;
- mit zahlenmäßiger Ausweitung und räumlicher Verdichtung des der Rekonstruktion zugrundeliegenden Stationsnetzes nimmt die Qualität der Rekonstruktionen zu.

Zusammenfassend betrachtet stellen die rekonstruierten Bodenluftdruckfelder trotz der erwähnten partiellen Unzulänglichkeiten, die bei der Interpretation der Resultate darauf basierender Untersuchungen zu berücksichtigenden sind, die derzeit geeignetste Grundlage für die Analyse zirkulationsdynamischer Variabilität in einer auf historische Zeiträume erweiterten Perspektive dar.

Ein wesentlicher Vorteil der aktuellen Rekonstruktionen besteht darin, daß im Gegensatz zur Vorgängerversion (JONES et al. 1987) zu den verfügbaren Luftdruckzeitreihen keine ergänzenden Temperatur- und Niederschlagsdaten, sondern ausschließlich Zeitreihen des Bodenluftdrucks zur Rekonstruktion herangezogen wurden. Dadurch werden neben Untersuchungen zur zirkulationsdynamischen Variabilität auch Analysen der variablen Beziehungen zwischen Zirkulation und Klima (Kap. 6) möglich, die bei Verwendung eines klimaabhängigen Druckdatensatzes nur sehr eingeschränkt interpretierbar wären.

5.2 Druckmusterklassifikationen als synoptisch-klimatologische Untersuchungsmethode

Klassifikationen der atmosphärischen Zirkulation als wesentlicher Bestandteil synoptisch-klimatologischer Untersuchungsmethoden (siehe Kap. 3) bilden eine geeignete Basis für Untersuchungen zur zirkulationsdynamischen Variabilität, wie sie in diesem Kapitel vorgestellt werden sollen. Durch die integrative Analyse der resultierenden Strömungskategorien und mit ihnen in Beziehung stehender bodennahe regionaler Klimaparameter lassen sich zusätzlich Kenntnisse bezüglich der Wechselwirkungen Zirkulation - Klima und deren zeitlicher Variabilität erlangen (Kap. 5.5.4 und Kap. 5.5.5).

Das Ziel jeder Klassifikation der atmosphärischen Zirkulation ist die Zusammenfassung einer großen Zahl singulärer Ausprägungsformen der Zirkulation über einem bestimmten Raum zu einer kleineren Anzahl von Klassen, deren repräsentative Zirkulationsmuster mit ihren spezifischen häufigkeitsstatistischen Charakteristika einen möglichst hohen Anteil der raumzeitlichen zirkulationsdynamischen Variabilität des betrachteten Raumes erklären²⁹. „*The main purpose of classifying or typing atmospheric circulation is to identify a small number of patterns which occur most frequently, thereby describing much of the total variation in circulation within a small number of patterns.*“ (EL-KADI & SMITHSON 1992). Eine dem hier formulierten Ziel entsprechende Klassifikation sollte also in Klassen atmosphärischer Strömungskategorien resultieren, die eine maximale interne Homogenität aufweisen und gleichzeitig möglichst eindeutig voneinander verschieden sind.

Einen instruktiven Überblick der verschiedenen, in der synoptischen Klimatologie gebräuchlichen Klassifikationsverfahren, ihrer Grundlagen sowie Anwendungsmöglichkeiten geben BARRY & PERRY (1973) sowie YARNAL (1993). EL-KADI & SMITHSON (1992) diskutieren Möglichkeiten und Probleme ausgewählter manu-

²⁹ Die räumlichen Größenordnungen reichen dabei von der regionalen (z.B. SCHÜEPP 1968, HUTH 1993, KIDSON 1994) bis zur hemisphärischen Dimension (z.B. DZERDZEEVSKII 1962, BARNSTON & LIVEZEY 1987, CHENG & WALLACE 1993).

eller und computergestützter Methoden. KEY & CRANE (1986) vergleichen verschiedene automatische Klassifikationsmethoden, und HUTH (1996) untersucht die Leistungsfähigkeit verschiedener computergestützter Verfahren anhand der Klassifikation europäischer Zirkulationsmuster.

Prinzipiell lassen sich manuelle (sogenannte subjektive) und computergestützte, oft als objektiv bezeichnete Klassifikationsverfahren unterscheiden. Die Bezeichnung der computergestützten (automatischen) Klassifikationsverfahren als objektiv im Gegensatz zu den subjektiven manuellen Verfahren ist angesichts des beträchtlichen subjektiven Entscheidungsspielraums, den auch die sogenannten objektiven Verfahren dem Bearbeiter einräumen, nicht zutreffend. „*Manual classifications are subjective by nature; indeed they are called 'subjective classifications' in many quarters. In contrast, computer-assisted synoptic climatology was referred to as 'objective' for many years, and this misnomer persists. ... In short, computer-based synoptic climatology is inherently subjective.*“ (YARNAL 1993: 10). Zweifellos besitzen automatische (objektive) Klassifikationsverfahren aber den Vorzug der Nachvollziehbarkeit und Reproduzierbarkeit der Ergebnisse.

Manuelle Klassifikationen für die mittleren Breiten in der regionalen bis kontinentalen Dimension beruhen meist auf der Gruppierung täglicher Wetterkarten aufgrund ihrer Ähnlichkeiten bezüglich verschiedener Merkmale wie geographische Lage der steuernden Druckzentren und Lage und Erstreckung der Frontalzone. Zusätzliches Klassifikationskriterium kann der Witterungscharakter sein, beschrieben durch das Begriffspaar zyklonal und antizyklonal, der entweder aus Karten des Bodenluftdrucks aufgrund der Isobarenkrümmung oder aus bodengestützten Beobachtungsdaten (z.B. Sonnenschein-Niederschlags-Index bei SCHÜEPP 1968) ermittelt wird. „*A subjective classification means that an attempt is made to understand the atmospheric circulation by inspecting the daily sequences of the circulation and the weather conditions associated with certain atmospheric modes.*“ (EL-KADI & SMITHSON 1992). Die für den kontinentaleuropäischen Raum wichtigste manuelle Klassifikation stellt die Großwetterlagenklassifikation nach Heß-Brezowski dar (GERSTENGARBE & WERNER 1993). Dieses auf F. Baur zurückgehende (BAUR et al. 1944) und von HESS & BREZOWSKI (1952) weiterentwickelte Konzept gruppiert die individuellen täglichen Strömungskonfigurationen für den europäisch-ostatlantischen Bereich in 29 Großwetterlagen. Als Grundlage der Zuordnung dienen dabei die atmosphärische Strömung in Bodennähe und im 500hPa Niveau sowie Lage der Steuerungszentren und räumliche Charakteristika der Frontalzone. Methodisch vergleichbare Klassifikationen mit unterschiedlich dimensionierten Bezugsräumen entwickelten z. B. SCHÜEPP (1968) für den Großraum Schweiz, LAMB (1950 & 1972) für das Gebiet der Britischen Inseln oder MULLER (1977) für den amerikanischen Golfküstenbereich.

Das generelle Problem manueller Klassifikationen, das sie für die Verwendung in Studien zur zirkulationsdynamischen Variabilität nur mit Einschränkungen geeignet erscheinen läßt, liegt in der starken Abhängigkeit der Ergebnisse von den subjektiven Entscheidungen des jeweiligen Bearbeiters. Wird eine manuelle Klassifikation für verschiedene Zeiträume von verschiedenen Bearbeitern durchgeführt, so besteht die Gefahr, daß personenspezifisch unterschiedliche, subjektiv geprägte Entscheidungsprozesse in Inhomogenitäten des resultierenden Klassifikationsergebnisses

Niederschlag finden, die eine Untersuchung der zeitlichen Variabilität atmosphärischer Zirkulationsdynamik immens erschweren.

Neben einer deutlich schnelleren Durchführbarkeit bieten die verschiedenen automatischen Methoden gegenüber den erwähnten manuellen Verfahren weitere entscheidende Vorteile. Trotz einiger während des Klassifikationsvorgangs vom Bearbeiter zu treffender, subjektiver Entscheidungen sind automatische Klassifikationen bei Kenntnis dieser subjektiven Eingriffe in den Klassifikationsvorgang zur Gänze, auch von anderen Bearbeitern, nachvollziehbar. Im Gegensatz zu manuellen Klassifikationen erfolgt die Zuordnung von einzelnen Druckfeldern zu einer bestimmten Klasse auf der Grundlage statistisch beschreibbarer Merkmalsausprägungen, damit lassen sich auch die Klassengrenzen genau definieren, während manuelle Verfahren in nicht eindeutig voneinander getrennten Klassen resultieren. Allerdings muß - mit Blick auf die klimatologische Interpretation der Ergebnisse - festgestellt werden, daß diese statistisch nachvollziehbare - dabei aber nicht unbedingt auf signifikante Merkmalsverschiedenheiten basierende - Abgrenzbarkeit sich nicht unbedingt auch in eindeutigen klimatischen Unterschieden der Klassen manifestiert.

Unter klimatologischen Gesichtspunkten ist keine generelle Aussage über die Qualität einzelner Verfahren möglich, die eine bestimmte Methode klar favorisieren würde. *„Die wesentliche Problematik bei der Suche nach einer Wetterlagenklassifikation besteht darin, daß einerseits Klassifikationen nach der Art von Hess/Brezowski eine subjektive Komponente enthalten und andererseits mathematisch-statistische Klassifikationsmethoden zwar eindeutig, aber wenig anschaulich sind und der Bezug zum Wettergeschehen nicht erkennbar wird.“* (DITTMANN et al. 1995)³⁰. Die hier geäußerte Kritik der automatischen Klassifikationsverfahren bezüglich Anschaulichkeit und witterungsklimatologischem Aussagewert mag zwar für das von Dittmann et al. angesprochene Verfahren von BENICHO (1985: zitiert in DITTMANN et al. 1995: 10) zutreffen³¹, ist aber nicht in genereller Form hinsichtlich automatischer Klassifikationen berechtigt.

In der Praxis ist die Entscheidung für oder gegen den Einsatz einer bestimmten Methode neben inhaltlichen immer auch in starkem Maße von pragmatischen Erwägungen bezüglich personeller und zeitlicher Ressourcen sowie verfügbarer Datengrundlage (analoge oder digitale Daten) abhängig.

Angesichts der großen Anzahl zu klassifizierender individueller Bodenluftdruckfelder - insgesamt 2592 monatliche Druckfelder für den Zeitraum 1780-1995 - und der

³⁰ Im Gegensatz zu Druckmusterklassifikationen beschränken sich Wetterlagenklassifikationen nicht notwendigerweise ausschließlich auf die Analyse von Luftdruckverteilungen oder daraus ableitbaren Zirkulationscharakteristika, sondern beziehen zusätzlich weitere problemspezifisch relevante, meteorologische Parameter in den Klassifikationsvorgang ein. Per Definition beruhen Wetterlagen auf der Analyse von Daten hoher zeitlicher - meist täglicher - Auflösung, während Druckmusterklassifikationen auch in höheren zeitlichen scale-Bereichen anwendbar sind. Die Begriffe Wetterlagenklassifikation und Druckmusterklassifikation sollten also nicht synonym gebraucht werden.

³¹ Die Vielzahl der aus dem Klassifikationsschema nach BENICHO (1985) resultierenden Klassen werden durch eine 15stellige Ziffernfolge (entsprechend der typspezifischen Ausprägung von 15 Merkmalsvariablen) charakterisiert. Daraus ergibt sich für dieses Klassifikationsverfahren in der Tat die von DITTMANN et al. (1995: 10) angesprochene geringe Anschaulichkeit und eine erschwerte klimatologische Interpretierbarkeit der Ergebnisse.

zeitlichen Befristung kommt die Durchführung einer sehr arbeits- und zeitaufwendigen manuellen Klassifikation im Rahmen der hier vorliegenden Studie nicht in Betracht. Entscheidende inhaltliche Argumente für den Einsatz eines automatischen Klassifikationsverfahrens sind in der Nachvollziehbarkeit und Reproduzierbarkeit der Klassifikationsergebnisse zu sehen. Die zur Bearbeitung der in dieser Arbeit formulierten inhaltlichen Fragestellungen zur Auswahl stehenden computergestützten Klassifikationsverfahren sollen im folgenden kurz vorgestellt werden.

Im wesentlichen sind zwei unterschiedliche methodische Ansätze zur automatischen Druckmusterklassifikation zu unterscheiden, die korrelationsbasierten und die eigenvektorbasierten Verfahren (YARNAL 1993).

LUND (1963) stellte erstmals ein Verfahren vor, das die räumlichen Pearsonschen Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten zwischen individuellen Druckverteilungsfeldern als Ähnlichkeitsmaß für deren Gruppierung zu Klassen instrumentalisiert. Für die von KIRCHHOFER (1973) als Ähnlichkeitsmaß verwendete Summe der Quadrate der Differenzen zwischen korrespondierenden Gitterpunkten der zu vergleichenden Druckfelder wies WILLMOTT (1987) mittels einer einfachen mathematischen Transformation die Übereinstimmung mit dem räumlichen Korrelationskoeffizienten nach.

Zunächst werden für alle Einzelfelderkombinationen die paarweisen Korrelationskoeffizienten berechnet; um auch auf bestimmte Regionen beschränkte Unterschiede zu erfassen, werden im Rahmen des Kirchhofer Verfahrens zusätzlich die Übereinstimmungen zwischen korrespondierenden Zeilen und Spalten der Gitterfelder ermittelt (KIRCHHOFER 1973). In einem iterativen Verfahren wird in jedem Schritt dasjenige Einzelfeld mit der höchsten Anzahl signifikanter Korrelationskoeffizienten als Klassenzentrum (Schlüsselmuster) ermittelt, dem alle Druckfelder, die eine Schwellenwertüberschreitende Korrelation zu diesem aufweisen zugeordnet werden. Alle zu einer Klasse gruppierten Druckfelder werden dann für das weitere Verfahren aus dem Gesamtkollektiv entfernt. Diese Verfahrensschritte werden solange wiederholt, bis eine festzusetzende minimale Klassenhäufigkeit unterschritten wird (ein potentiell Schlüsselmuster also nicht die geforderte Mindestanzahl Schwellenwertüberschreitender Korrelationen zu Einzelfeldern aufweist); alle verbleibenden Einzelfelder werden als nicht klassifizierbar eingestuft. Abschließend erfolgt die Reklassifikation aller Einzelfelder (mit Ausnahme der nicht klassifizierbaren) zu demjenigen Schlüsselmuster, zu dem die höchste korrelative Bindung besteht. Die im Rahmen dieser Methode subjektiv zu treffenden Entscheidungen bezüglich Schwellenwert des Ähnlichkeitskriteriums und minimaler Klassenhäufigkeit wirken sich in starkem Maße auf die Klassifikationsresultate aus. Sowohl die Anzahl nicht klassifizierter Druckfelder als auch die Homogenität sowie letztlich die Anzahl der resultierenden Klassen hängen in starkem Maße von der Wahl des Schwellenwerts und der Festlegung der minimalen Klassenhäufigkeit ab (siehe SCHMUTZ 1996: 29).

Neben der Tatsache, daß ein meist nicht unerheblicher Anteil der zu klassifizierenden Druckfelder keiner Klasse zugeordnet werden kann, ist in den sehr stark variierenden Klassenbelegungen eine wesentliche Schwäche des Verfahrens zu sehen. Während auf die erste Klasse in Extremfällen (insbesondere bei Wahl eines niedri-

gen Schwellenwerts) beinahe 50% aller Druckfelder entfallen (das resultierende, für die Klasse repräsentative Zirkulationsmuster ähnelt dann sehr stark der mittleren langjährigen Druckverteilung im betrachteten Gebiet), erreichen die übrigen Klassen zum Teil nur sehr geringe Häufigkeiten, die die Untersuchung zeitlicher Variabilität erschweren. SCHMUTZ & WANNER (1998) weisen auf eine weitere Schwäche der korrelationsbasierten Klassifikation hin, die aber auch andere automatische Klassifikationsverfahren aufweisen, in die räumlich standardisierte Druckfelder eingehen. Aufgrund der bei Berechnung der Pearsonschen Korrelationskoeffizienten durchgeführten Standardisierung bleiben die für die Beurteilung der klimatologischen Charakteristika der Druckmuster bedeutsamen Druckgradienten bei der Klassifikation unberücksichtigt. Die resultierenden Klassen beinhalten also zwar Felder mit ähnlicher Druckverteilung, eventuell aber sehr unterschiedlichen Druckgradienten und (partiell) daraus abzuleitenden witterungsklimatischen Eigenschaften. Korrelationsbasierte bzw. auf der Berechnung der Summe der Quadrate der Differenzen basierende Verfahren wurden in einer Reihe von Untersuchungen zur Klassifikation von Druckmustern eingesetzt (PAEGLE & KIERULFF 1974, KIRCHHOFER 1976, OVERLAND & HIESTER 1980, YARNAL 1985, KEY & CRANE 1986, YARNAL & WHITE 1987, CRANE & BARRY 1988, LUTERBACHER 1995, SCHMUTZ 1996, SCHMUTZ & WANNER 1998, BRINKMANN 1999). BLAIR (1998) weist in einer neuen Arbeit auf wesentliche, die Berechnung der zeilen- und spaltenbezogenen Ähnlichkeit betreffende Fehlerhaftigkeiten des Kirchoferalgorithmus hin, die zum einen die direkte Vergleichbarkeit mit der korrelationsbasierten Methode in Frage stellen und zum anderen die Ergebnisse von Klassifikationen fragwürdig erscheinen lassen, die auf der Berechnung der Summe der Quadrate der Differenzen beruhen.

In der synoptischen Klimatologie wird von den verschiedenen, auf der Berechnung von Eigenvektoren beruhenden, multivariaten statistischen Verfahren - Faktorenanalyse, Hauptkomponentenanalyse, Empirische orthogonale Funktionen - zumeist die am einfachsten anzuwendende und (hinsichtlich ihrer Ergebnisse) zu interpretierende Hauptkomponentenanalyse eingesetzt. Bezüglich der statistischen Grundlagen der eigenvektorbasierten Verfahren sei auf die einschlägige Literatur verwiesen (z.B. BAHRENBERG et al. 1992, ÜBERLA 1977, BACKHAUS et al. 1996, FLURY 1988), ausführlichere Darstellungen der Grundlagen und der spezifisch meteorologischen/klimatologischen Anwendungsmöglichkeiten hauptkomponentenanalytischer Verfahren geben z.B. PREISENDORFER (1988) und RICHMAN (1986). Für die automatische Klassifikation von Druckmustern kann entweder die T-modale oder die S-modale Variante der Hauptkomponentenanalyse verwendet werden, die sich im Aufbau der Eingabedatenmatrix unterscheiden. Eine Übersicht der verschiedenen Anwendungsmodi der Hauptkomponentenanalyse findet sich z.B. bei YARNAL (1993: 76).

In der T-modalen Anwendungsvariante gehen die Zeiteinheiten (z. B. Monate) als Variablen, die Raumeinheiten (z. B. Gitterpunkte) als Ereignisfälle in die Analyse ein. Eine Gruppierung der Einzelmonate kann durch Zuordnung zu derjenigen extrahierten Hauptkomponente erfolgen, zu der die größte Ähnlichkeit besteht - gleichbedeutend mit der jeweils betragsmäßig höchsten Hauptkomponentenladung (loading), wobei die Ladungen den paarweisen Korrelationskoeffizienten zwischen individuellen Druckfeldern und den Raummustern der Hauptkomponentenwerte

(scores) einzelner Hauptkomponenten entsprechen. Für jede Hauptkomponente können also, getrennt nach dem Vorzeichen der Ladungen, theoretisch zwei Klassen gebildet werden. Die räumlichen Verteilungen der Hauptkomponentenwerte stellen zwar keine real existierenden Zirkulationsmuster dar, sondern sind als numerische Konstrukte zu verstehen, sie repräsentieren jedoch die wesentlichen Zirkulationscharakteristika der ihnen zugeordneten Einzelfelder und können wie reale Druckverteilungsmuster synoptisch-klimatologisch interpretiert werden. Die Eignung T-modaler Hauptkomponentenanalysen für die Charakterisierung wesentlicher Zirkulationsmodi wurde unter anderem von HUTH (1993), JACOBEIT (1994) und BARTZOKAS et al. (1996) überzeugend dargestellt, HUTH (1996) zeigte die Leistungsfähigkeit des Verfahrens bei der Klassifikation europäischer Strömungskonfigurationen auf.

Gegenüber der T-modalen Variante erfolgt im S-Modus eine Transponierung der Eingabematrix um 90° , das heißt die Raumeinheiten stellen nun die Variablen, die Zeiteinheiten die Ereignisfälle dar³². Folglich sind die Raummuster der Hauptkomponentenladungen als Isokorrelatenkarten der zeitlichen Korrelationskoeffizienten zwischen Hauptkomponenten und einzelnen Gitterpunkten aufzufassen, während die Zeitreihen der Hauptkomponentenwerte die variierende Gewichtung der Hauptkomponenten zu den verschiedenen Zeitpunkten repräsentieren. Im Gegensatz zu den aus der T-modalen Analyse resultierenden Raummustern der scores können die räumlichen Verteilungsmuster der S-modalen Ladungen natürlich nicht im Sinne von Zirkulationsmustern interpretiert werden (HUTH 1993). Eine Klassifikation individueller Druckfelder unter ausschließlicher Berücksichtigung des jeweils maximalen Hauptkomponentenwertes, wie sie beispielsweise COHEN (1983) durchgeführt hat, ist nicht sinnvoll, da zum einen, wie bereits erwähnt, die Ladungsmuster keine charakteristischen Zirkulationsmuster darstellen und sich zum anderen die spezifischen Zirkulationscharakteristika jedes Einzelfeldes - wie auch in der T-modalen Variante - erst aus der Kombination aller extrahierten Hauptkomponenten ergeben. Eine Klassifikation auf Grundlage der Resultate einer S-modalen Hauptkomponentenanalyse sollte also alle Hauptkomponentenwerte berücksichtigen, dies kann am effektivsten durch eine Clusteranalyse - hierarchische oder nichthierarchische Methoden - der Matrix der scores erreicht werden. CRANE & BARRY (1988) weisen darauf hin, daß für die resultierenden Cluster keine als Zirkulationsmuster zu interpretierenden Raummuster - vergleichbar den räumlichen Verteilungsmustern der Hauptkomponentenwerte der T-modalen Hauptkomponentenanalyse - direkt verfügbar sind, die für die Cluster repräsentativen Raummuster lassen sich aber durch die Mittelung aller einem Cluster zugeordneten Druckfelder bestimmen. Anwendungsbeispiele dieser auf S-modaler Hauptkomponentenanalyse und Clusteranalyse beruhenden Klassifikationsmethode geben beispielsweise KEY & CRANE (1986), CHENG & WALLACE (1993), KIDSON (1994) und HUTH (1996). Sowohl in der T-modalen als auch in der S-modalen Variante sind vom Bearbeiter subjektiv beeinflusste Entscheidungen bezüglich der Anzahl der zu extrahierenden Hauptkomponenten und (im Falle der S-modalen Variante) der Cluster zu treffen, die die Ergebnisse der Klassifikation maßgeblich beeinflussen können.

³² Zu beachten ist hierbei (wie bei jeder Anwendung hauptkomponentenanalytischer Verfahren), daß die Variablenanzahl kleiner der Anzahl der Ereignisfälle ist (z. B. ÜBERLA 1977).

Ergänzend erwähnt sei noch die von DITTMANN et al. (1995, 1998) vorgestellte objektive Wetterlagenklassifikation, die auf der numerischen Auswertung verschiedener zirkulationsdynamischer und klimatologischer Parameter (Zyklonalität/Antizyklonalität der troposphärischen Strömung, großräumige Anströmrichtung, Feuchtegehalt der Troposphäre) in verschiedenen Troposphärenniveaus beruht und die damit - wie auch einige andere neuere synoptische Klassifikationsverfahren (KALKSTEIN et al. 1996, SCHWARTZ & SKEETER 1994, STOHL & SCHLEIFINGER 1994) - eine Datenbasis voraussetzt, die für den in dieser Studie betrachteten Zeitraum nicht verfügbar ist.

Wie auch beim Vergleich manueller und automatischer Klassifikationsverfahren kann keine der vorgestellten automatischen Klassifikationen (Korrelationsbasierte Verfahren, T-modale Hauptkomponentenanalyse, S-modale Hauptkomponentenanalyse mit Clusteranalyse der scores) in eindeutiger Weise favorisiert werden. HUTH (1996) definiert die Anforderungen, die an eine plausible Druckmusterklassifikation gestellt werden sollten, wie folgt: *„Such a classification should (i) be consistent when pre-set parameters are changed, (ii) provide a good separation among the groups as well as between the groups and the whole data, (iii) be stable both in space and time, and (iv) reproduce the types known in advance. A good classification should produce groups with physically realistic sizes.“* Die wesentlichen Ergebnisse Huths vergleichender Untersuchung verschiedener Klassifikationsansätze bezüglich obengenannter Kriterien mittels objektiver Parameter sollen an dieser Stelle kurz zusammengefaßt werden.

Ein wesentlicher Nachteil der korrelationsbasierten Verfahren und der hierarchischen Clusteranalyse ist in der starken Abhängigkeit der Klassifikationsresultate von den Eingangsparametern (vor allem von den gewählten Schwellenwerten bzw. von der Anzahl extrahierter Hauptkomponenten) zu sehen. Nichthierarchische Clusteranalyse und insbesondere die T-modale Hauptkomponentenanalyse weisen diesbezüglich eine deutlich geringere Sensitivität auf. Bezüglich der Separierung der Gruppen zeigen die korrelationsbasierten Verfahren und die Clusteranalysen der scores die besten Ergebnisse, die Klassentrennung der T-modalen Klassifikation fällt erheblich schlechter aus. Stabilität gegenüber räumlichen und zeitlichen Veränderungen des Eingangsdatensatzes (z.B. variierende Gitterpunktabstände oder Bearbeitungszeiträume) ist für die korrelationsbasierte Methode und die hierarchische Clusteranalyse in geringerem Maße gegeben als für die nichthierarchische Clusteranalyse und die T-modale Hauptkomponentenanalyse. Das wichtigste Qualitätskriterium stellt nach HUTH (1996) die Fähigkeit des Verfahrens zur Reproduktion bekannter Zirkulationsmuster dar, also beispielsweise der wesentlichsten Großwetterlagen nach Hess/Brezowski (GERSTENGARBE & WERNER 1993), dar. Am besten ist dazu die T-modale Hauptkomponentenanalyse in der Lage, die anderen Verfahren weisen diesbezügliche Schwächen auf, die bei den korrelationsbasierten Verfahren am ausgeprägtesten zu Tage treten. Auf die Tendenz der korrelationsbasierten Verfahren zur Bildung einer sehr großen und mehrerer oft sehr kleiner Klassen und die damit verbundenen Probleme wurde bereits bei Vorstellung dieser Verfahren hingewiesen, im Vergleich dazu produzieren die anderen Verfahren realistischere Klassengrößen. Als Schlußfolgerung aus diesen Ergebnissen ergibt sich, daß die Wahl der Klassifikationsmethode in erster Linie von der inhaltlichen Zielsetzung der darauf aufbauenden Analysen abhängig zu machen ist. *„The choice*

of the method depends mainly on the aim of the classification, i. e. on the demands made on the properties of the resulting groupings.“ (HUTH 1996).

Im Rahmen vorliegender Arbeit wurden zwei unterschiedliche automatische, computergestützte Druckmusterklassifikationen erarbeitet, die in den folgenden Kapiteln (Kap. 5.3 und 5.4) ausführlich vorgestellt sowie anhand der Klassifikationsergebnisse kritisch bewertet werden.

5.3 Hauptkomponenten- und clusteranalytische Klassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder

Aufgrund der oben zusammengefaßten Ergebnisse der Untersuchung verschiedener automatischer Klassifikationsmethoden (HUTH 1996) scheint die T-modale Hauptkomponentenanalyse am geeignetsten für die Klassifikation monatlicher Druckfelder im Rahmen der vorliegenden Studie zu sein. Allerdings besteht eine Anwendungsbeschränkung der T-modalen Hauptkomponentenanalyse in der Voraussetzung, daß die Anzahl der Variablen die Anzahl der Ereignisfälle nicht überschreiten sollte (z. B. ÜBERLA 1977). Aufgrund dieser Voraussetzung konnte diese Variante der Hauptkomponentenanalyse zwar nicht zur Klassifikation des Gesamtkollektivs der 2592 monatlichen, je 60 Gitterpunkte umfassenden Druckfelder, aber im Rahmen zirkulationsdynamischer Untersuchungen zirkulationsanomalier Monate (Kap. 5.3.4) sowie ombrothermischer Anomalie Monate eingesetzt werden (JACOBET et al. 1998).

Eine korrelationsbasierte Klassifikation der rekonstruierten monatlichen Bodenluftdruckfelder des Vorgängerdatensatzes (JONES et al. 1987) des hier verwendeten Druckdatensatzes (JONES et al. 1999) wurde von SCHMUTZ (1996) durchgeführt. Die resultierenden Ergebnisse bestätigen die bereits angeprochenen methodenspezifischen Nachteile dieses Verfahrens, die sich vor allem in dem recht hohen Anteil nicht klassifizierter Einzelfelder und den teilweise unrealistischen Klassengrößen manifestieren. Auch BLAIR (1998) empfiehlt unter Verweis auf prinzipielle Schwächen der korrelationsbasierten und der auf der Berechnung der Summe der Quadrate der Differenzen beruhenden Klassifikationsalgorithmen die Verwendung eigenvektorbasierter Klassifikationsverfahren für synoptisch-klimatologische Untersuchungen.

Unter Berücksichtigung der vorhandenen Kenntnisse zu prinzipieller Eignung und problemspezifischer Anwendbarkeit verschiedener Klassifikationsverfahren wurde im Rahmen vorliegender Arbeit eine auf S-modaler Hauptkomponentenanalyse und nachfolgender nichthierarchischer Clusteranalyse der scores basierende, computergestützte Klassifikation der rekonstruierten monatlichen Bodenluftdruckfelder für den Zeitraum 1780-1995 erarbeitet.

5.3.1 Hauptkomponentenanalyse der Bodenluftdruckdaten

Bevor die rekonstruierten Bodenluftdruckfelder in eine S-modale Hauptkomponentenanalyse eingehen, erfolgt eine räumliche Standardisierung aller monatlichen

Einzelfelder, durch die der auf jahreszeitliche periodische Druckschwankungen zurückzuführende Varianzanteil der Gitterpunktszeitreihen eliminiert wird. Unterbleibt eine solche Filterung des Jahresganges, wird die Klassifikation in hohem Maße von saisonalen Druckintensitätsschwankungen beeinflusst, was sich in einer unerwünschten, stark jahreszeitenspezifischen Auftrittshäufigkeitenkonzentration der resultierenden Muster äußert³³.

Mittels einer S-modalen Hauptkomponentenanalyse (mit orthogonaler Rotation der Hauptkomponenten [Varimax-Rotation]), der standardisierten Druckfelder erfolgt eine Reduktion der 60 Originalvariablen - entsprechend 60 Gitterpunktszeitreihen - auf eine geringere Anzahl (orthogonaler, das heißt unkorrelierter) Hauptkomponenten. Die resultierenden Zeitreihen der Hauptkomponentenwerte repräsentieren in verdichteter Form die wesentlichen Charakteristika der originalen Zeitreihen. Jede standardisierte Originalvariable OV_i , $i=1, \dots, n$ läßt sich dann als Linearkombination der Hauptkomponenten HK_j , $j=1, m$ in folgender allgemeiner Form darstellen:

$$OV_i = w_{i1} \cdot HK_1 + w_{i2} \cdot HK_2 + \dots + w_{im} \cdot HK_m + R_i$$

für $m \leq n$, mit:

R_i =Restglied (Anteil nicht erklärter Varianz), für $m = n$ ist $R_i=0$,

w_{ij} =Gewichtungskoeffizient von H_j für OV_i .

Durch die orthogonale Varimax-Rotation der Hauptkomponenten wird eine bessere inhaltliche Interpretierbarkeit der extrahierten Hauptkomponenten erreicht, da jede rotierte Hauptkomponente eine Gruppe hoch korrelierender Variablen (Gitterpunkte) repräsentiert, wobei im Gegensatz zu schiefwinkligen Rotationsverfahren die Eigenschaft der Orthogonalität der Hauptkomponenten erhalten bleibt. Im Rahmen des Klassifikationsverfahrens erfolgt zwar keine direkte inhaltliche Interpretation der Resultate der Hauptkomponentenanalyse, doch auch für die nachfolgende Clusteranalyse der scores ist deren inhaltliche Plausibilität von Vorteil.

Ein wesentliches Problem der Hauptkomponentenanalyse besteht darin, die Anzahl m der zu extrahierenden Hauptkomponenten in inhaltlich sinnvoller Art und Weise zu bestimmen. Zum einen soll die Anzahl der Hauptkomponenten möglichst gering gehalten werden, zum anderen ist eine Minimierung der Restglieder R_i erwünscht, das heißt, möglichst wenige extrahierte Hauptkomponenten sollen einen möglichst großen Anteil der Gesamtvarianz der Originalvariablen erklären. „*Generell ist zu bemerken, daß zur Bestimmung der Faktorenanzahl [oder der Hauptkomponentenanzahl] keine eindeutigen Vorschriften existieren, so daß hier der subjektive Eingriff des Anwenders erforderlich ist.*“ (BACKHAUS et al. 1996: 226).

³³ Eine Jahresgang-Filterung könnte auch durch monatsweise Standardisierung der einzelnen Gitterpunktszeitreihen erreicht werden. Auf die inhaltlichen Vorzüge der räumlichen Standardisierung monatlicher Einzelfelder wird am Ende dieses Unterkapitels näher eingegangen.

Aus inhaltlicher Sicht ist die Extraktion nur solcher Hauptkomponenten anzustreben, die klimatologisch interpretierbar sind, die also Elemente zirkulationsdynamischer Variabilität repräsentieren und nicht lediglich als numerische Realisierungen methodenspezifischer statistischer Transformationen aufzufassen sind. Eine Möglichkeit, diesem Anspruch gerecht zu werden, besteht darin, nur solche Hauptkomponenten zu extrahieren, die eine gewisse Stabilität gegenüber Veränderungen des Eingangsdatenkollektivs aufweisen, die also beispielsweise auch bei methodenidentischer Analyse eines auf zufälliger Auswahl beruhenden Teilkollektivs (z.B. halbe Fallanzahl) in vergleichbarer Weise realisiert sind.

Die aufgrund sachlicher Erwägungen formulierte Forderung nach klimatologischer Relevanz der extrahierten Hauptkomponenten ist auch einer Reihe von Verfahren zugrundegelegt, die statistische Kriterien heranziehen, um die optimale Hauptkomponentenanzahl zu ermitteln.

Nach dem Kaiser-Kriterium (BACKHAUS et al. 1996: 226, BAHRENBERG et al. 1992: 224) sind nur solche Hauptkomponenten zu extrahieren, deren Eigenwert, der sich als die Summe der quadrierten Ladungen der entsprechenden Hauptkomponente über alle Variablen errechnet, größer eins ist. Da die Varianz jeder standardisierten Ausgangsvariablen gleich eins ist, bedeutet ein Eigenwert größer eins, daß die betreffende Hauptkomponente einen größeren Varianzanteil auf sich vereint als jede einzelne Variable, also einen höheren Informationsgehalt aufweist. Problematisch ist die Anwendung des Kaiser-Kriteriums bei umfangreichen Ausgangsvariablenkollektiven, da hier die hauptkomponentenspezifischen Gesamtvarianzklärungsanteile - diese ergeben sich aus den Eigenwerten durch Division mit der Anzahl der Ausgangsvariablen - auch bei Erfüllung des Eigenwertkriteriums sehr niedrig ausfallen können. Häufig wird deshalb von einer zu extrahierenden Hauptkomponente anstatt eines Eigenwerts größer eins ein bestimmter schwellenwertüberschreitender Varianzklärungsanteil gefordert (z.B. 5 % oder 10 %). Ein hierzu sehr ähnliches Vorgehen stellt die Extraktion derjenigen Anzahl von Hauptkomponenten dar, die gemeinsam einen bestimmten Gesamtvarianzklärungsanteil erreichen (z.B. 90 % oder 95 %).

Der Scree-Test (BACKHAUS et al. 1996: 227, YARNAL 1993: 79) basiert auf der Auswertung einer graphischen Darstellung der in absteigender Wertefolge geordneten Eigenwerte. Deutliche Diskontinuitäten im Kurvenverlauf können als Hinweis auf die Anzahl zu extrahierender Hauptkomponenten interpretiert werden. NORTH et al. (1982) empfehlen Hauptkomponenten mit ähnlichen Eigenwerten nicht im Rahmen der Extraktion zu trennen; auf der Grundlage des erwähnten Eigenwertdiagramms sollte die Hauptkomponentenextraktion also vor oder nach einem eventuell auftretenden Plateau im Linienverlauf abgebrochen werden.

Im Rahmen der hier vorgestellten Analysen wurde ein Verfahren eingesetzt, das bei JACOBET (1993) näher erläutert ist und das in verschiedenen Untersuchungen (JACOBET 1993, JACOBET 1997, PHILIPP 1996) plausible Ergebnisse erbrachte. Aus einer zweifachen Standardisierung der Matrix der quadrierten loadings, zum einen für jeweils einen Faktor über alle Variablen, zum anderen für jeweils eine Variable über alle Faktoren, ergeben sich aus jeder Hauptkomponentenladung zwei Werte, die die unterschiedliche Relevanz der jeweiligen Hauptkomponente für die

einzelnen Gitterpunkte (S1) bzw. ihre gitterpunktspezifische Bedeutsamkeit im Vergleich zu den anderen Hauptkomponenten (S2) dokumentieren. Extrahiert werden diejenige Hauptkomponenten die mindestens ein Wertepaar mit Werten größer eins aufweisen ($S1 > 1$, $S2 > 1$). Der inhaltliche Hintergrund für dieses Vorgehen ist in der Überlegung begründet, daß nur solche Hauptkomponenten inhaltlich sinnvoll interpretierbar und für die Klassifikation bedeutsam sind, die bezüglich zumindest einer Variablen (Gitterpunktszeitreihe) eine deutlich überdurchschnittliche Relevanz sowohl im Vergleich zu allen anderen Gitterpunkten als auch zu allen anderen Hauptkomponenten erlangen.

Tab. 5.1 gibt einen Überblick über die unterschiedlichen Anzahlen zu extrahierender Hauptkomponenten, wie sie sich bei Anwendung einiger der genannten Kriterien auf die hier durchgeführte Hauptkomponentenanalyse ergeben.

Tabelle 5.1: Anzahl zu extrahierender Hauptkomponenten aufgrund verschiedener Extraktionskriterien, im Rahmen der S-modalen Hauptkomponentenanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder 1780-1995.

Extraktionskriterium	Anzahl Hauptkomponenten
Kaiser-Kriterium	8
5% Varianzerklärung	6
10% Varianzerklärung	6
90% Gesamtvarianzerklärung	6
95% Gesamtvarianzerklärung	7
Scree-Plot	6
Scree-Plot + Plateau	6
$S1 > 1$, $S2 > 1$	6

Wie Tab. 5.1 verdeutlicht ergeben sich bei Anwendung unterschiedlicher Extraktionskriterien größtenteils übereinstimmende Aussagen bezüglich der Anzahl zu extrahierender Hauptkomponenten.

Aus der S-modalen Hauptkomponentenanalyse der 60 Gitterpunktszeitreihen des Bodenluftdrucks für den Zeitraum 1780-1995 resultierten unter Verwendung des beschriebenen Verfahrens sechs orthogonale Hauptkomponenten, die gemeinsam 94.1% der Gesamtvarianz der Originalvariablen erklären (Tab. 5.2).

Tabelle 5.2: Varianzerklärungsanteile der extrahierten Hauptkomponenten der S-modalen Hauptkomponentenanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder 1780-1995.

Hauptkomponente	Varianzerklärung (%)
1	21.4
2	16.1
3	14.8
4	14.0
5	13.9
6	13.9
Σ	94.1

In Abb. 5.2a ist die räumliche Repräsentanz der extrahierten Hauptkomponenten dargestellt, ausgedrückt durch die hauptkomponentenspezifischen Ladungen an den Gitterpunkten mit Beträgen ≥ 0.7 . Die Abbildung zeigt somit die wesentlichen Variationszentren des Bodenluftdrucks für den Zeitraum 1780-1995. Zum Vergleich zeigt Abb. 5.2b den entsprechenden Sachverhalt für die aus einer S-modalen Hauptkomponentenanalyse der gitterpunktsspezifisch monatsweise standardisierten Daten resultierenden Hauptkomponenten (JACOB EIT et al. 1998: 54). Es zeigen sich teilweise ausgeprägte Diskrepanzen bezüglich der Lage und der räumlichen Repräsentanz der Variationszentren, die auf die unterschiedliche Standardisierung der Luftdruckdaten zurückzuführen sind. Auffällig ist zum einen, daß bei Variante 1 - im Gegensatz zu Variante 2 - auch Ladungen kleiner/gleich -0.7 auftauchen, woraus für die Hauptkomponenten 1 und 3 jeweils zwei räumlich getrennte Variationszentren resultieren, zum anderen die gegenüber Variante 2 deutlich geringere räumliche Repräsentanz des Fennoskandischen Variationszentrums in Variante 1.

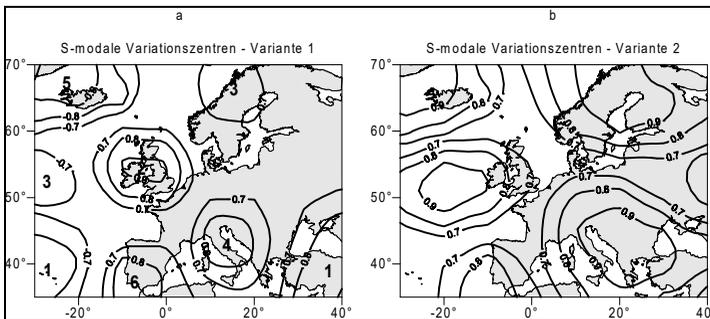


Abb. 5.2: S-modale Variationszentren des monatlichen Bodenluftdrucks 1780-1995.

Während bei der räumlichen Standardisierung jedes Einzelmonats die charakteristischen Luftdruckverteilungsmuster - als der Klassifikation zugrundezuliegendes Merkmal - erhalten bleiben und lediglich die von Monat zu Monat variierende Intensität der Druckunterschiede auf ein einheitliches Maß nivelliert wird, resultieren aus der gitterpunktspezifischen zeitlichen Standardisierung räumliche Verteilungsmuster der Abweichungen von den mittleren, an den einzelnen Gitterpunkten herrschenden Druckverhältnissen (Anomaliepattern), die bezüglich der räumlichen Anordnung positiver und negativer Anomaliebereiche nur in Einzelfällen Übereinstimmung mit den Original-Luftdruckmustern aufweisen. Dementsprechend spiegeln die aus letztgenannter Standardisierungsvariante resultierenden Gitterpunktszeitreihen und folglich auch die scores der in Abb. 5.2b dargestellten Hauptkomponenten die zeitliche Variabilität der Luftdruckanomalien einzelner Gitterpunkte bzw. Gitterfeldausschnitte wider. Die monatspezifische zeitliche Standardisierung der individuellen Gitterpunktszeitreihen stellt die adäquate Aufbereitungsmethode des Ausgangsdatenkollektivs genau dann dar, wenn die Berücksichtigung von Druckintensitätsanomalien in räumlicher Differenzierung und deren zeitliche Abfolge von wesentlicher Bedeutung sind - z. B. bei kanonischen Korrelationsanalysen (Kap. 6) und weiteren statistischen Verfahren zur Analyse der Beziehungen zwischen Zirkulation und bodennahem Klima oder bei der Untersuchung der zeitlichen Variabilität verschiedener Zirkulationsindices (JACOBET et al. 1998: 48). Für die Gruppierung monatlicher Druckfelder nach der Ähnlichkeit der Strömungskonfigurationen, charakterisiert durch die räumliche Verteilung von relativen Hoch- und Tiefdruckgebieten, ist aber die räumliche Standardisierung der Einzelfelder aus oben genannten Gründen zu favorisieren.

Die in Abb. 5.2a dargestellten Hauptkomponenten stellen unter Berücksichtigung dieser Überlegungen zweifellos die geeignetere Basis dar, um mittels clusteranalytischer Verfahren monatliche Druckfelder mit ähnlichen, die großräumige Zirkulation charakterisierenden Merkmalskombinationen zusammenzufassen.

Die geringere räumliche Repräsentanz einzelner Hauptkomponenten und von Variante 2 abweichende Positionen der Variationszentren in Variante 1 bedeuten keinen Nachteil für die nachfolgenden Analysen. Die Positionsunterschiede der Variationszentren spiegeln lediglich unterschiedliche räumliche Verbreitungsschwerpunkte von Gitterpunkten wider, deren Zeitreihen mit den jeweiligen Hauptkomponenten hoch korreliert sind. Geringere räumliche Repräsentanz einzelner Hauptkomponenten in Variante 1 bedeuten lediglich, daß die Zeitreihenvarianzen einer größeren Anzahl von Gitterpunkten nicht zum Großteil von einzelnen Hauptkomponenten erklärt werden, sondern auf die Kombination mehrerer Hauptkomponenten - mit jeweils geringeren Varianzerklärungsanteilen - zurückgeführt werden können. Daraus folgt aber nicht etwa, daß in Variante 1 insgesamt ein geringerer Anteil der Varianz der betreffenden Gitterpunktszeitreihen durch die Gesamtheit der extrahierten Hauptkomponenten erklärt wird.

5.3.2 Clusteranalyse der Hauptkomponentenwerte

Inhaltliches Ziel der Clusteranalyse ist es, „eine Menge ungeordneter Objekte so in kleinere, homogene und praktisch nützliche Klassen zu zerlegen, daß in einem

wohldefinierten Sinne einander benachbarte Objekte einem Cluster und zueinander unähnliche Objekte verschiedenen Clustern angehören.“ (MUCHA 1994). Die in die Clusteranalyse implementierten Zuordnungsalgorithmen setzen orthogonale und nach Möglichkeit standardisierte Merkmalsvariablen voraus (BAHRENBERG et al. 1992: 283)³⁴, beide Voraussetzungen sind für die aus der Hauptkomponentenanalyse resultierenden Hauptkomponenten weitestgehend (in deutlich höherem Maße als für die Originalvariablen) erfüllt. Dies begründet die hier verwendete Methodenkombination aus Hauptkomponenten- und Clusteranalyse. Hinzu kommt eine aus inhaltlicher Sicht vorteilhafte Filterwirkung der explorativen Hauptkomponentenanalyse; die extrahierten Hauptkomponenten repräsentieren die wesentlichsten Charakteristika aller Gitterpunkte, im Rahmen der weiteren Analysen unerwünschtes Rauschen wird in Gestalt der nicht extrahierten Hauptkomponenten, eliminiert.

Im Rahmen der Clusteranalyse werden sog. Distanzmaße als Zuordnungskriterium verwendet, die eine quantitative Erfassung der Ähnlichkeit der zu gruppierenden Objekte bezüglich ihrer Merkmale ermöglichen. Das am häufigsten verwendete Ähnlichkeits- oder besser Unähnlichkeitsmaß stellt die euklidische Distanz d_{jk} zwischen zwei Objekten (j und k) dar, die definiert ist als

$$d_{jk} = \sqrt{\sum_{i=1}^m (x_{ij} - x_{ik})^2}$$

mit:

x_{ij} = Wert der Merkmalsvariablen i für Objekt j ,

x_{ik} = Wert der Merkmalsvariablen i für Objekt k .

Eine stärkere Gewichtung der größeren Distanzen kann durch Verwendung der quadrierten euklidischen Distanz erreicht werden. Andere, für Variablen mit metrischer Skalierung gebräuchliche Proximitätsmaße sind beispielsweise die Manhattan- oder City-Block-Distanz, die (wie auch die euklidische Distanz) den Minkowski-Metriken zuzuordnen ist (BAHRENBERG et al. 1992: 282, BACKHAUS et al. 1996: 273, MUCHA 1994), oder die Mahalanobis-Distanz (BACKHAUS et al. 1996: 128). Im Gegensatz zu diesen Unähnlichkeitsmaßen stellt der Korrelationskoeffizient zwischen den in Form von Vektoren dargestellten Objekten ein echtes Ähnlichkeitsmaß dar (BAHRENBERG et al. 1992: 282), das den (insbesondere bei Vorliegen korrelierter Merkmalsvariablen bedeutsamen) Vorteil der Gleichgewichtung aller Variablen aufweist.

³⁴ Differierende Varianzen der Eingangsvariablen bewirken eine unterschiedliche Gewichtung der Merkmale (Variablen mit größerer Varianz werden bei der Typisierung stärker berücksichtigt), die aufgrund inhaltlicher Erwägungen unerwünscht ist. Ähnliche Auswirkungen zeitigen miteinander korrelierte Variablen.

Für die Gruppierung von Objekten auf der Grundlage ihrer Ähnlichkeit bzw. Unähnlichkeit stehen verschiedene Cluster-Algorithmen zur Verfügung. Prinzipiell zu unterscheiden sind hierarchische und nichthierarchische (partitionierende) Verfahren³⁵.

Die hierarchischen Verfahren können weiter unterteilt werden in agglomerative Verfahren, bei denen ausgehend von der feinsten Partition - jedes Element bildet ein Cluster - sukzessive eine Zusammenfassung der jeweils ähnlichsten Cluster erfolgt, bis in einem letzten Fusionierungsschritt alle Elemente in einem Cluster zusammengefaßt werden, und in divisive Verfahren, die im Gegensatz dazu auf der schrittweisen Aufteilung eines initialen, alle Elemente umfassenden Clusters bis zum Erreichen der feinsten Partition beruhen.

Demgegenüber gehen die nichthierarchischen partitionierenden Verfahren von einer gegebenen Gruppierung der Objekte (Startpartition) aus und versuchen durch iterative Umordnung der Elemente die Clusterstruktur in der Weise zu optimieren, daß möglichst unterschiedliche Gruppen größtmöglicher interner Homogenität resultieren.

Im Rahmen klimatologischer Arbeiten werden hauptsächlich verschiedene agglomerative (HUTH et al. 1993, CHENG & WALLACE 1993, NEMESOVA & KLIMPEROVA 1995), partitionierende (ENKE & SPEKAT 1997, GERSTENGARBE & WERNER 1997, WERNER & GERSTENGARBE 1997) oder kombinierte Verfahren eingesetzt, wobei die Ergebnisse der hierarchischen Clusteranalyse mittels eines partitionierenden Verfahrens optimiert werden (KIDSON 1994).

Die verschiedenen agglomerativen Verfahren (Single Linkage, Complete Linkage, Average Linkage, Zentroid, Ward) sollen hier nicht im Detail beschrieben werden, ausführliche Erläuterungen geben z.B. BACHER (1994), BAHRENBURG et al. (1992) oder BACKHAUS et al. (1996). Wesentliche Unterschiede der Verfahren bestehen bezüglich Anzahl und Position der Clusterelemente, die zur Ermittlung der Distanzen (Unähnlichkeiten) zwischen den Clustern im mehrdimensionalen Merkmalsraum herangezogen werden. In Kombination mit verschiedenen Distanzmaßen ergeben sich daraus erhebliche Unterschiede der Anzahl und internen Struktur der resultierenden Cluster³⁶.

KALKSTEIN et al. (1987) empfehlen aufgrund vergleichender Untersuchungen der gebräuchlichsten agglomerativen Clusteralgorithmen (Ward, Average Linkage und Zentroid) das average linkage-Verfahren unter Verwendung der quadrierten euklidischen Distanz als Unähnlichkeitsmaß als am geeignetsten für den Einsatz in synoptisch klimatologischen Untersuchungen.

³⁵ Neben den beiden genannten Verfahren existieren noch graphentheoretische und Optimierungsverfahren, die aber weniger gebräuchlich sind und auf die hier nicht näher eingegangen wird.

³⁶ Die wesentlichsten Unterschiede betreffen die Gleichmäßigkeit der Häufigkeitsverteilung in den Clustern, also die Tendenz zur Bildung etwa gleichgroßer Cluster, die in den Reihenfolgen Single Linkage, Zentroid, Average Linkage, Complete Linkage, Ward sowie Manhattan Distanz, euklidische Distanz, quadrierte euklidische Distanz, Korrelationskoeffizient zunimmt (BAHRENBURG et al. 1992, BACKHAUS et al. 1996).

Als Distanz $d_{Cr,Cs}$ zwischen zwei Clustern Cr und Cs wird beim Average Linkage-Verfahren der Mittelwert der Distanzen (d_{jk}) zwischen allen Paaren von Elementen der beiden Cluster ermittelt:

$$d_{Cr,Cs} = \frac{1}{nr} \cdot \frac{1}{ns} \sum_{j \in Cr} \sum_{k \in Cs} d_{jk}$$

mit:

nr = Anzahl Elemente in Cluster Cr

ns = Anzahl Elemente in Cluster Cs .

Die generelle Schwäche aller agglomerativen Verfahren liegt in der Tatsache begründet, daß ein in einem Fusionierungsschritt gebildetes Cluster in späteren Verfahrensschritten nicht mehr aufgelöst oder bezüglich einzelner Elementzugehörigkeiten modifiziert werden kann, auch wenn dadurch eine ergebnisoptimierende Erhöhung der clusterinternen Homogenität oder der Heterogenität zwischen den Clustern erreicht werden würde. Eine Optimierung der Ergebnisse der agglomerativen Clusteranalyse ist mittels Durchführung einer nichthierarchischen, partitionierenden K-means Clusteranalyse zu erreichen, in die die finale Partition der agglomerativen Analyse als Startpartition eingeht (BAHRENBERG et al. 1992).

Das K-means Verfahren (siehe z.B. BACHER 1994, MUCHA 1994) nach FORGY (1965) beruht auf der Durchführung mehrerer Iterationszyklen, innerhalb derer, unter Verwendung der quadrierten euklidischen Distanz als Distanzmaß, jeweils eine Neuordnung jedes Elements g zum nächstgelegenen Clusterzentroiden

$$\bar{x}_{kj} = \frac{\sum_{g \in k} x_{gj}}{n_{kj}},$$

mit:

x_{gj} = Wert von Element g bezüglich Variable j und

n_{kj} = Zahl der Objekte des Clusters k ,

und die Neuberechnung der Zentroide erfolgt. Dieser Prozeß wird abgebrochen, wenn die Streuungsquadratsumme SQ_m in den Clustern

$$SQ_m(K) = \sum_{k=1}^K \sum_{g \in k} \sum_{j=1}^m (x_{gj} - \bar{x}_{kj})^2 \rightarrow \min$$

mit:

K = Zahl der Cluster,

m = Zahl der Variablen,

x_{gj} = Element g von Cluster k ,

\bar{x}_{kj} = Zentroid von Cluster k

minimal wird und sich keine Änderung der Zuordnung der Elemente zu den Clustern mehr ergibt. Dabei ist

$$\sum_{j=1}^m (x_{gj} - \bar{x}_{kj})^2 = d_{g,z}^2$$

gleich der quadrierten euklidischen Distanz $d_{g,z}^2$ zwischen dem Element g und dem Clusterzentroiden z , die Minimierung der Zielfunktion kann also auch formuliert werden als

$$SQ_m(K) = \sum_{k=1}^K \sum_{g \in k} d_{g,z}^2 \rightarrow \min .$$

Weiterhin gilt

$$SQ_{tot} = SQ_{bet}(K) + SQ_{in}(K)$$

mit:

SQ_{tot} = Gesamtstreuungsquadratsumme,

$SQ_{bet}(K)$ = Streuungsquadratsumme zwischen den Clustern,

$SQ_{in}(K)$ = Streuungsquadratsumme in den Clustern.

Die Minimierung der Streuungsquadratsumme in den Clustern (nicht erklärte Streuung oder Fehlerstreuung) bewirkt also gleichzeitig die Maximierung der Streuungsquadratsumme zwischen den Clustern. Dabei ist allerdings zu beachten, daß der vorgestellte Algorithmus zwar gegen ein lokales Minimum der Fehlerstreuung, nicht aber zwangsläufig gegen das globale Minimum konvergiert (BACKHAUS et al. 1996: 284).

Von erheblicher Relevanz für die Ergebnisse des K-means Clusterprozesses ist das verwendete Startwerteverfahren, also das Vorgehen zur Bestimmung der Startpartition. Neben der bereits genannten Option, die aus einer hierarchischen Clusteranalyse resultierenden Zentroide als initiale Clusterzentren heranzuziehen, besteht die Möglichkeit, Startwerte mittels des sogenannten Quick-Clustering-Verfahrens³⁷, über die maximal voneinander entfernten Objekte als initiale Clusterzentren zu berechnen, die ersten K Elemente oder eine Zufallsauswahl von Elementen als Initialzentren heranzuziehen oder schließlich inhaltlich begründete Startwerte subjektiv zu bestimmen (BACHER 1994: 337). Die beiden erstgenannten, plausibelsten Verfahren wurden in verschiedenen orientierenden Clusteranalysen eingesetzt; da die resultierenden Clusterstrukturen einander weitgehend entsprachen, wurde für die im Rahmen der Druckmusterklassifikation durchgeführten K-means Clusteranalysen das effizientere Quick-Clustering Verfahren zur Ermittlung der Startpartition angewendet.

Ähnlich dem bei Erläuterung der Hauptkomponentenanalyse angesprochenen Entscheidungsfindungsprozeß bezüglich der Anzahl zu extrahierender Hauptkomponenten stellt die Frage nach der adäquaten Zahl von Clustern ein zentrales Problem bei der Durchführung einer Clusteranalyse dar.

Im Rahmen agglomerativer Clusterverfahren stellt das sogenannte Elbow-Kriterium (BACKHAUS et al. 1996: 307) einen praktikablen Ansatz zur Ermittlung der opti-

³⁷ Als Nachteil des Quick-Clustering-Verfahrens wird die Abhängigkeit der Ergebnisse von der Reihenfolge der Objekte genannt (BACHER 1994: 338); „... run Quick-Cluster to obtain a solution. Sort your cases in another order and run the same specification. You will probably get a different solution! This is not nice!“ (SPSS Technical Support - www.spss.com/support/Documents/Stat-010191-18.html). Analysen mit unterschiedlicher Objektreihenfolge ergaben im Rahmen der hier durchgeführten Klassifikation aber keine deutlich differierenden Resultate.

malen Clusterlösung dar. Dabei wird, aufgrund einer graphischen Darstellung der bei jedem Fusionierungsschritt anwachsenden Streuungsquadratsumme in den Clustern, ein deutliches Ansteigen der clusterinternen Varianz als Hinweis gewertet, den Clusteralgorithmus vor diesem Anstieg abubrechen. Dieses Verfahren birgt ein nicht zu vernachlässigendes subjektives Entscheidungspotential, da im Verlauf des sukzessiven Fusionierungsprozesses durchaus mehrere 'Ellbogen' auftreten können.

Die für verschiedene Clusterlösungen berechnete Streuungsquadratsumme in den Clustern stellt auch die Grundlage mehrerer Kriterien zur Eruierung der optimalen K-means Partition dar (BACHER 1994).

Für jede Partition läßt sich die erklärte Streuung ETA berechnen mit:

$$ETA_k^2 = 1 - \frac{SQ_{in}(K)}{SQ_{tot}}$$

SQ_{tot} ist dabei gleich der Streuungsquadratsumme in den Clustern für die 1-Clusterlösung.

In entsprechender Weise läßt sich auch die prozentuale Verbesserung gegenüber einer vorausgehenden Clusterlösung mit

$$PRE_k^2 = 1 - \frac{SQ_{in}(K)}{SQ_{in}(K-1)}$$

und ergänzend schließlich ein F-Wert (maximale F-Statistik) mit

$$FMAX_k = \frac{(SQ_{tot} - SQ_{in}(K))/(K-1)}{SQ_{in}(K)/(n-K)}$$

mit:

n = Anzahl Elemente

ermitteln. „Im Unterschied zur erklärten Streuung und dem PRE-Koeffizienten wird dabei der Tatsache Rechnung getragen, daß bei einer größeren Clusteranzahl rein zufällig eine kleinere Fehlerstreuung entstehen kann.“ (BACHER 1994: 317).

Die optimale Partition sollte also im Idealfall Maxima bezüglich aller drei Maßzahlen im Vergleich zu anderen Clusteranzahlen aufweisen.

Neben diesen formalen statistischen Qualitätsparametern wurden zwei weitere, inhaltlich begründete Kriterien zur Beurteilung der Güte der verschiedenen Partitionen herangezogen.

Zum einen gibt die Berechnung der mittleren Standardabweichung an den einzelnen Gitterpunkten (gp) der jeweils einem von insgesamt K Clustern zugeordneten P_k Druckfelder

$$STD = \frac{1}{K} \cdot \sum_{k=1}^K \frac{\sum_{gp=1}^{60} \sqrt{\frac{\sum_{\substack{p=1 \\ p \in k}}^{P_k} (x_p - \bar{x}_{gp})^2}{P_k - 1}}}{60}$$

mit:

x_p = Luftdruckwert am Gitterpunkt gp für Druckfeld P_k

\bar{x}_{gp} = Mittlerer Luftdruckwert am Gitterpunkt gp für Cluster k

Aufschluß über die clusterinterne Homogenität, zum zweiten stellt der mittlere räumliche Korrelationskoeffizient zwischen den K clusterspezifischen mittleren Luftdruckverteilungsmustern

$$MPC = \frac{1}{\frac{K^2}{2} - \frac{K}{2}} \cdot \sum_{a=1}^K \sum_{b=a+1}^K r_{a,b}$$

ein Maß für die Unterscheidbarkeit der aus der Klassifikation resultierenden Zirkulationstypen dar. Beide Größen sollten minimiert werden, um eine aussagekräftige

synoptisch-klimatologische Interpretation der Klassifikationsergebnisse zu ermöglichen.

Im Rahmen der Klassifikation aller monatlichen Druckfelder für den Zeitraum 1780-1995 wurden die Zeitreihen der Hauptkomponentenscores zunächst einer hierarchischen agglomerativen Clusteranalyse - Average-Linkage-Verfahren mit quadrierter euklidischer Distanz - unterzogen, um einen ersten Einblick in die Datenstruktur zu erhalten. Unter Berücksichtigung des Elbow-Kriteriums (siehe Abb. 5.3) sowie der Ergebnisse vergleichbarer Untersuchungen (LUTERBACHER 1995, SCHMUTZ 1996, SCHMUTZ & WANNER 1998) scheint eine Gruppierung des Gesamtkollektivs in 13 oder 10 Cluster sinnvoll.

K-means Clusteranalysen wurden für Clusteranzahlen von eins bis 20 durchgeführt; die für die verschiedenen Partitionen berechneten, oben erläuterten Gütekriterien - zusätzlich zum MPC wurde auch noch der maximale räumliche Korrelationskoeffizient (MAX-PC) ermittelt - zeigt Abb. 5.4.

Aus den berechneten Größen lassen sich keine eindeutigen Folgerungen bezüglich der optimalen Clusteranzahl ableiten. Die subjektive Bewertung der aufgrund der verschiedenen objektiven Kriterien zu favorisierenden Clusterlösungen - Anzahlen von 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14 Clustern³⁸ - hinsichtlich ihrer Leistungsfähigkeit zur Reproduktion wesentlicher Zirkulationstypen und der synoptisch klimatologischen Interpretierbarkeit der resultierenden klassenspezifischen Zirkulationsmuster bestätigt die 12-Clusterlösung als optimalen Klassifikationsansatz, der von den in Frage kommenden Varianten den geringsten maximalen räumlichen Korrelationskoeffizienten zwischen den Zirkulationsmustern aufweist.

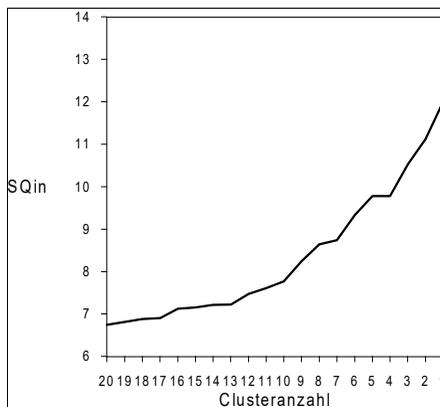


Abbildung 5.3: Clusterinterne Streuungsquadratsummen für verschiedene Partitionen einer hierarchischen Clusteranalyse.

³⁸ Andere, nach den objektiven Qualitätskriterien geeignete Partitionen scheiden aufgrund zu geringer oder zu hoher Clusteranzahlen aus, die mit inhaltlich nicht sinnvoller Zusammenfassung klimatologisch unterschiedlicher bzw. Trennung vergleichbarer Klassen einhergehen.

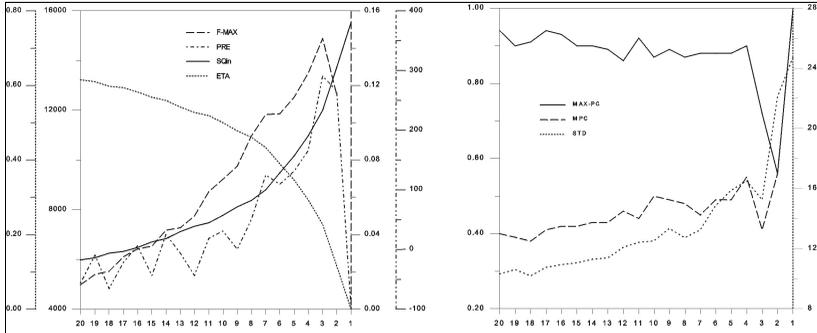


Abbildung 5.4: Gütekriterien für verschiedene Partitionen nichthierarchischer Clusteranalysen.

Im Rahmen der Entscheidungsfindung bezüglich der Anzahl zu extrahierender Cluster wurde deutlich, daß trotz verfügbarer objektiver, in ihren Aussagen aber differierender Qualitätskriterien dieser wesentliche Verfahrensschritt innerhalb der Druckmusterklassifikation in ganz erheblichem Maße vom subjektiven Ermessen des Bearbeiters abhängig ist.

Neben der Notwendigkeit zum subjektiv geprägten Eingriff in den Klassifikationsvorgang bei der Bestimmung der Clusteranzahl besteht eine generelle Schwäche clusteranalytischer Gruppierungsverfahren darin, daß die klassifikatorische Zuordnung ohne Einbeziehung statistischer Signifikanzparameter erfolgt, für die resultierenden Partitionen also auch keine Aussagen darüber getroffen werden können, ob die Cluster statistisch signifikant voneinander getrennt sind (DAVIS 1973, BALING 1984).

Ein neues Clusteranalyseverfahren, das einen statistischen Signifikanztest in den Clusteralgorithmus integriert, wurde von YAO (1997) vorgestellt. Im Rahmen der hier durchgeführten Klassifikation wurde eine ebenfalls neue, von GERSTENGARBE & WERNER (1997a) entwickelte Methode zur Optimierung nichthierarchischer partitionierender Clusteralgorithmen eingesetzt, die die Abschätzung der statistischen Signifikanz der Clusterseparierung und auf dieser Grundlage die tatsächliche objektive Ermittlung der optimalen Clusteranzahl als derjenigen Partition mit der deutlichsten Trennung der Cluster ermöglicht.

Die Qualität der Clusterseparierung zweier Cluster a und b im N -dimensionalen Merkmalsraum wird bei diesem Verfahren durch die Anzahl der Überlappungen

$$O_{a,b} = \sum_{ia=1}^{L_a} \sum_{ib=1}^{L_b} \sum_{j=1}^N o_{ia,ib,j} \quad \begin{array}{l} a = 1, \dots, k-1 \\ b = 2, \dots, k \end{array}$$

mit

k = Anzahl Cluster

L_a = Anzahl Elemente in Cluster a

L_b = Anzahl Elemente in Cluster b

N = Anzahl Variablen (Merkmale)

$$o_{ia,ib,j} = \begin{cases} 1 & p_{ib,j} \geq p_{ia,j} \\ 0 & p_{ib,j} < p_{ia,j} \end{cases}$$

$p_{ia,j}$ = Wert der Merkmalsvariable j für Element ia von Cluster a

$p_{ib,j}$ = Wert der Merkmalsvariable j für Element ib von Cluster b

beschrieben, unter der Voraussetzung, daß für die Clusterzentroide \bar{e}_i , $i=1, \dots, k$ die Bedingung

$$\bar{e}_1 > \bar{e}_2 > \dots > \bar{e}_k$$

erfüllt ist³⁹.

Unter Berücksichtigung der tatsächlichen Überlappungen und der theoretisch maximal möglichen Anzahl von Überlappungen

$$O_{a,b}^{\max} = N \cdot L_a \cdot L_b \quad 40$$

³⁹ Die nach obiger Definition berechnete Anzahl von Überlappungen gibt an, in welchem Ausmaß zwischen den betrachteten Clustern Überschneidungen bezüglich einzelner Merkmalsvariablen - im konkreten Fall also bezüglich der einzelnen Hauptkomponenten - vorhanden sind, dabei ist zu berücksichtigen, daß eine tatsächliche Überschneidung im mehrdimensionalen Merkmalsraum nur dann gegeben ist, wenn für zwei Elemente aus

sowie der sich daraus ergebenden relativen Überlappungen

$$v_{a,b} = \frac{O_{a,b}}{O_{a,b}^{\max}}$$

und der mittleren, über alle $v_{a,b}$ ermittelten relativen Überlappung \bar{v} lassen sich alle Clusterkombinationen bezüglich der statistischen Signifikanz ihrer Separierung beurteilen.

Eine statistisch signifikante Trennung ist für alle Clusterpaarungen gegeben, für die gilt:

$$v_{a,b} \leq \bar{v}$$

Ist

$$v_{a,b} > \bar{v}$$

läßt sich eine χ^2 -verteilte Prüfgröße

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

verschiedenen Clustern in jeder Merkmalsdimension eine Überlappung festgestellt wird.

⁴⁰ Die berechnete maximal mögliche Anzahl von Überlappungen zwischen zwei Clustern kann im Verlauf des Clusteralgorithmus natürlich nicht auftreten, da in diesem Falle die beiden zu vergleichenden Cluster identische Zentroiden aufweisen und alle Elemente mit diesen Zentroiden deckungsgleich sein müßten. Nur in diesem speziellen, unmöglichen Fall wäre für alle Elemente bezüglich aller Merkmalsvariablen eine Überlappung

mit

\bar{O} = Mittlere Anzahl tatsächlicher Überlappungen, berechnet über alle Clusterkombinationen

für den Freiheitsgrad 1 berechnen. Ist die ermittelte Prüfgröße größer als die Testgröße für das gewählte Signifikanzniveau (z.B. 1% oder 5% Irrtumswahrscheinlichkeit), so ist die Trennung zwischen den betrachteten Clustern statistisch nicht signifikant.

In Anlehnung an GERSTENGARBE & WERNER (1997a) kann dieses Verfahren in folgender Weise im Rahmen der hier durchgeführten Klassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder eingesetzt werden:

- Die 12-Clusterlösung wird auf Signifikanz der Clustertrennung geprüft; die von allen anderen Clustern statistisch signifikant separierten Cluster werden extrahiert und die zugehörigen Elemente aus dem Eingangsdatenkollektiv entfernt. Existiert kein signifikant separiertes Cluster, wird die Startpartition solange variiert⁴¹, bis mindestens ein Cluster extrahiert werden kann.
- Dieses Vorgehen wird solange iterativ auf die um die Anzahl in vorangegangenen Iterationsschritten bereits signifikant zugeordneter Elemente reduzierte Datenreihe angewendet⁴², bis alle Elemente signifikant separierten Clustern zugeordnet sind und auf diese Weise die unter Signifikanz Gesichtspunkten optimale Clusteranzahl extrahiert ist.

Die Anwendung dieser Verfahrensschritte auf die mittels konventioneller Clusteranalyseverfahren ermittelte 12-Clusterpartition erbrachte keine den formulierten Signifikanzkriterien entsprechende und gleichzeitig inhaltlich zufriedenstellende Clusterlösung. Eine mit maximal 10% Irrtumswahrscheinlichkeit signifikante Separierung aller Cluster wurde ausschließlich bei sehr hohen Clusterzahlen und damit einhergehenden teilweise äußerst geringen, inhaltlich nicht interpretierbaren Clusterhäufigkeiten erreicht. Erst bei deutlicher Reduzierung des Signifikanzniveaus resultierte eine Clusterstruktur, die auch unter klimatologischen Gesichtspunkten eine sinnvolle Gruppierung des Datenkollektivs repräsentiert. Diese 12 Cluster umfassende, der Startpartition sehr ähnliche Lösung weist zwar nicht die angestrebte

gemäß obiger Definition festzustellen.

⁴¹ GERSTENGARBE & WERNER (1997a) geben keine detaillierten Hinweise bezüglich der Variation der Clusteranzahl im Falle des Nichtvorliegens signifikant separierter Cluster. Im Rahmen der hier besprochenen Klassifikation wird die zu berechnende Clusteranzahl C_l , wenn keine signifikant separierten Cluster extrahiert werden konnten, ausgehend von der initialen Clusteranzahl C_1 in folgender Weise bestimmt:

$$C_l = C_{l-1} + L \quad \begin{cases} L = l & \text{für } l/2 \notin \mathbb{Z} \\ L = -l & \text{für } l/2 \in \mathbb{Z} \end{cases}$$

mit:

$l = 1, \dots, n$ Zahl der bereits durchgeführten Clusteranalysen, ausgehend von derselben Initialpartition, ohne signifikante Separierung mindestens eines Clusters.

Entsprechendes gilt auch für alle weiteren Iterationsschritte.

⁴² Entsprechend wird die initiale Clusteranzahl C_1 vor jeder Iteration um die Anzahl bereits extrahierter signifikant separierter Cluster vermindert.

Eigenschaft der Signifikanz der Clusterseparierung auf, sie kann aber als (bezüglich der Minimierung der Überschneidungen zwischen den Clustern) optimierte Version der konventionell ermittelten 12-Clusterpartition angesehen werden.

Eine mögliche Ursache dafür, daß die von GERSTENGARBE & WERNER (1997a, 1997b) erfolgreich zur klimatischen Klassifikation eingesetzte Methode zur Optimierung der nichthierarchischen Clusteranalyse im Rahmen der hier durchgeführten Klassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder keine Lösung mit signifikant separierten und dabei gleichzeitig inhaltlich plausiblen Clustern erbringt wird im folgenden kurz diskutiert.

Das der Methode zugrundeliegende inhaltliche Konzept der Minimierung der Überlappungen der Cluster im mehrdimensionalen Merkmalsraum ist bei Anwendung auf Variablen mit verwandtem Informationsgehalt (beispielsweise fünf Parameter zur Beschreibung der thermischen Charakteristik der Sommermonate bei GERSTENGARBE & WERNER 1997a) zweifellos geeignet statistisch signifikant separierte Cluster zu erzeugen, die auch aus inhaltlicher Sicht sinnvolle Zusammenfassungen ähnlicher Ereignisfälle darstellen. Für die Clusterklassifikation von Bodenluftdruckfeldern - wie hier auf der Grundlage S-modaler orthogonaler Hauptkomponenten durchgeführt - ist eine solche Übereinstimmung statistischer und inhaltlicher Prägnanz der Einzelfallzuordnungen nicht in jedem Fall zu erwarten. Die Existenz von Überlappungen zwischen zwei Clustern bezüglich einzelner Merkmale (Hauptkomponenten) bedeutet nicht unbedingt auch eine entsprechende inhaltliche Verwandtschaft der betreffenden Klassen. So folgt beispielsweise aus der Überlappung zweier Cluster bezüglich der Ausprägung der fünften Hauptkomponente (isländisches Variationszentrum in Abb. 5.2a) nicht zwingend eine generelle Ähnlichkeit zwischen den in den beiden Clustern gruppierten Strömungskonfigurationen.

Eine Erweiterung des Verfahrens (GERSTENGARBE et al. 1998), die im Rahmen der hier vorgestellten Klassifikation nicht mehr berücksichtigt werden konnte, ermöglicht die Ermittlung der optimalen initialen Clusteranzahl und der geeignetsten Initialpartition sowie die Identifikation und Neuordnung von falsch zugeordneten Elementen (Ausreißer - aufgrund der trotz signifikanter Clusterseparierung verbleibenden Irrtumswahrscheinlichkeit). Eine methodische Annäherung an die im letztgenannten Punkt angesprochene Problematik der Überprüfung und gegebenenfalls Korrektur uneindeutiger clusteranalytisch ermittelter Gruppierungen ist auch mittels einer Diskriminanzanalyse möglich (BAHRENBERG et al. 1992: 316). Im konkreten Fall konnte dieses Verfahren nicht angewendet werden, da die betrachteten Merkmalsvariablen die wesentliche Anwendungsvoraussetzung der multivariaten Normalverteiltheit (BAHRENBERG et al. 1992: 340) nicht erfüllen.

Um die Klassifikation auf ihre Stabilität zu testen, wurde das gleiche Verfahren auf eine Zufallsstichprobe von 1296 monatlichen Bodenluftdruckfeldern angewendet. Die Resultate stimmen im wesentlichen mit den Ergebnissen der Klassifikation aller Felder überein (gleiche Clusteranzahl und vergleichbare relative Häufigkeiten; sehr ähnliche, hoch korrelierte Mittelwertsmuster), so daß das Klassifikationsverfahren als stabil gegenüber Modifikationen des Eingangsdatenkollektivs bezeichnet werden kann. Gegenüber der korrelationsbasierten Klassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder für den entsprechenden Zeitraum (SCHMUTZ 1996) weist die hier

vorgestellte Klassifikation den Vorteil wesentlich geringerer Variabilität der Klassenhäufigkeiten auf - 18.1% maximale und 2.9% minimale relative Klassenhäufigkeit der hier durchgeführten Klassifikation gegenüber 27.5% bzw. 1.1% bei SCHMUTZ (1996).

5.3.3 Darstellung der Klassifikationsergebnisse

Die klassenrepräsentierenden, jeweils durch Mittelung aller clusterzugehörigen Druckfelder erzeugten Luftdruckkompositen sind in standardisierter Form in Abb. 5.5 dargestellt, zusammen mit den gitterpunktspezifischen Standardabweichungen für den Zeitraum 1780-1995 und den prozentualen Auftrittshäufigkeiten der Klassen. Abb. 5.6 zeigt die absoluten Häufigkeiten der Cluster und Abb. 5.7 deren monatliche Auftrittshäufigkeiten, jeweils im Zeitraum 1780-1995.

Bezüglich desusterspezifischen Anteils zonaler und meridionaler Strömungskomponenten lassen sich die 12 Cluster subjektiv den Zirkulationsformen (HESS & BREZOWSKI 1977) Zonal (Cluster 1, 2, 4, 5; gemeinsam 46.6% aller Einzelfelder), Gemischt (Cluster 3, 6, 7, 10; 35.7% relative Häufigkeit) und Meridional (Cluster 8, 9, 11, 12; 17.5% aller monatlichen Felder) zuordnen. Die zonale Zirkulationsform ist gekennzeichnet durch ein ausgeprägtes subtropisches Hochdruckgebiet mit Zentrum über dem Atlantik (Azorenhoch) und ein großräumig entwickeltes subpolares Tief (Islandtief). Aus dieser Luftdruckkonstellation resultiert über dem östlichen Nordatlantik und Europa eine deutlich West-Ost gerichtete Strömung. Demgegenüber sind für die meridionale Zirkulationsform stationäre blockierende Hochs im Breitenbereich von 50° - 65°N typisch, die eine je nach Lage der korrespondierenden Steuerungszentren variierende, deutlich meridional dominierte Strömung aus nördlicher (Cluster 8) bis nordöstlicher oder südlicher bis südöstlicher (Cluster 11, 12) Richtung bewirken. Ebenfalls der meridionalen Zirkulationsform zugerechnet werden Troglagen mit deutlich meridional verlaufenden Trogachsen (Cluster 9) und damit verbundener nördlicher/südlicher Strömung an der Trogrück-/Trogvorderseite. Die gemischte Zirkulationsform schließlich beinhaltet sowohl zonale als auch meridionale Strömungsanteile; die teilweise Meridionalisierung der zonalen Strömung zwischen südlichem Hoch und nördlichem Tief, die eine südwestliche oder nordwestliche Anströmung über Mitteleuropa bedingt, beziehungsweise die Etablierung eines Hochdruckzentrums im Europäischen Sektor wird ausgelöst durch eine - gegenüber der meridionalen Zirkulationsform schwächer ausgeprägte - Nordwärtsverschiebung oder -ausweitung des antizyklonalen Steuerungszentrums in variierenden Längenbereichen. Daneben werden Situationen, die durch ein Zyklonalzentrum über Europa gekennzeichnet sind der gemischten Zirkulationsform zugeordnet. Entsprechend der Darstellung für die Einzelcluster zeigt Abb. 5.8 die monatlichen Häufigkeiten der drei Zirkulationsformen.

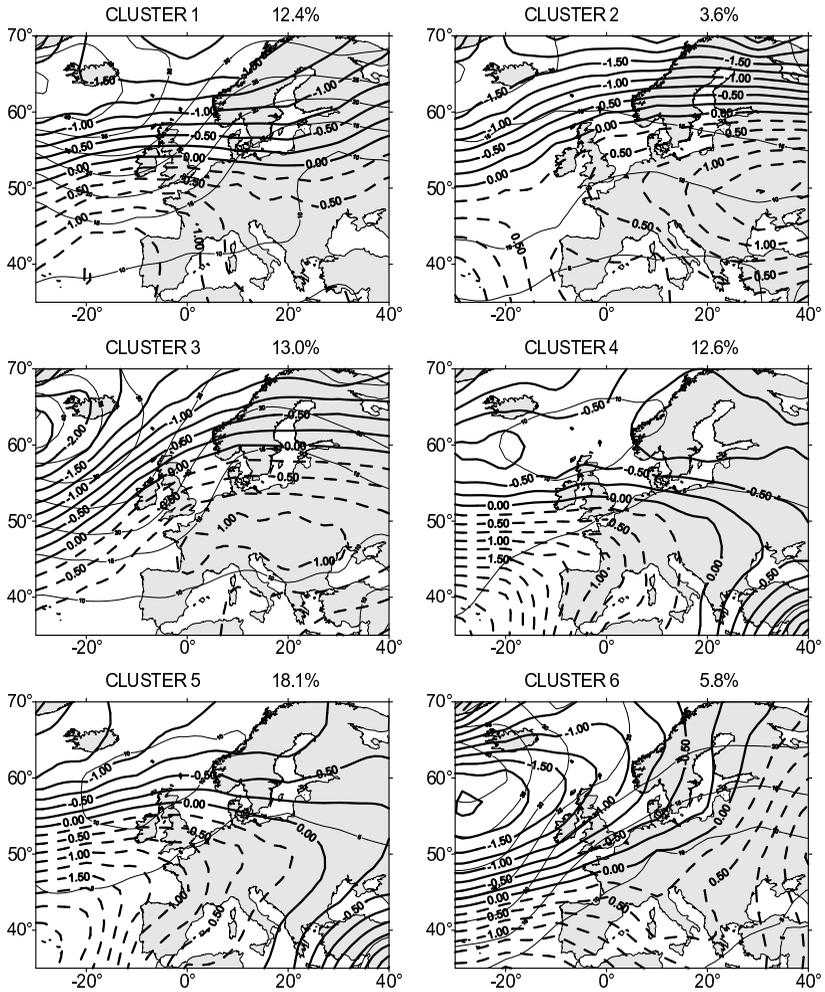


Abbildung 5.5: Mittlere standardisierte Druckfelder, Standardabweichungen (hPa) an den Gitterpunkten und relative Häufigkeit im Gesamtzeitraum 1780-1995 der Cluster aus der hauptkomponenten und clusteranalytischen Klassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder.

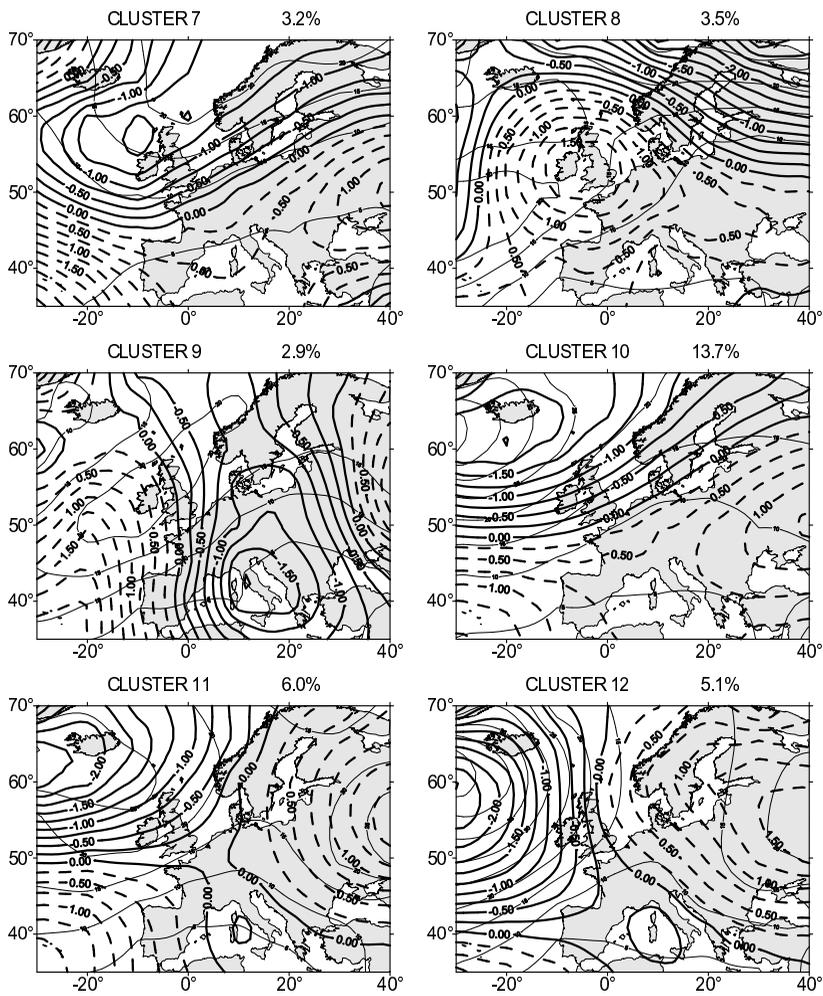


Abbildung 5.5: Fortsetzung.

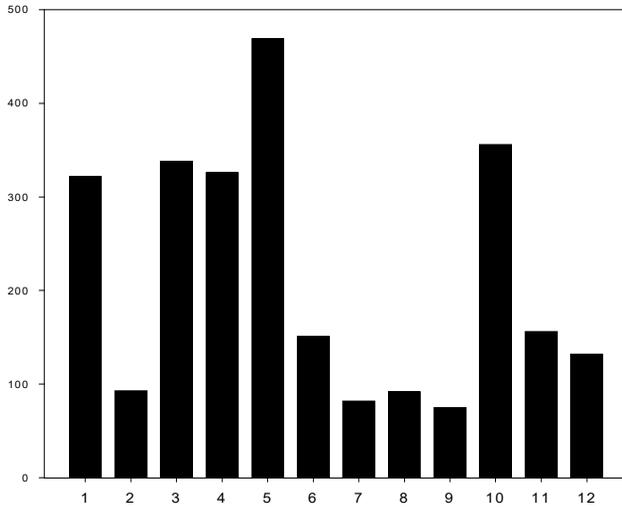


Abbildung 5.6: Absolute Häufigkeiten der Cluster 1-12 im Zeitraum 1780-1995.

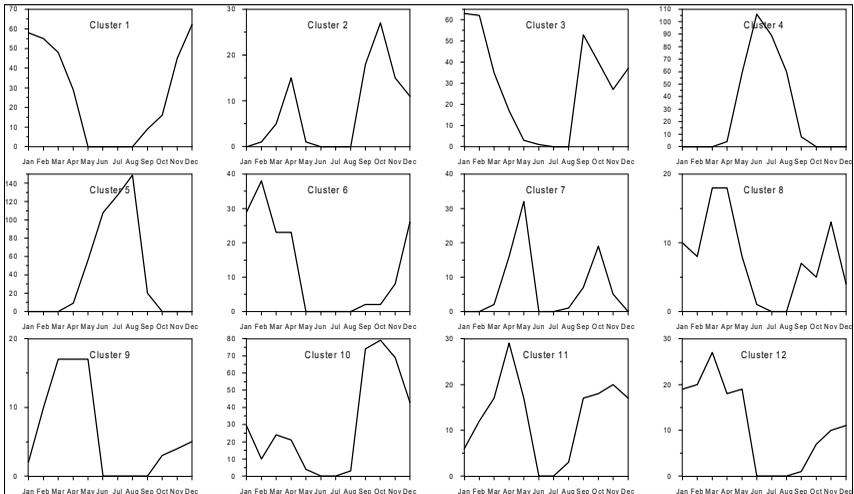


Abbildung 5.7: Monatliche Häufigkeiten der Cluster 1-12 im Zeitraum 1780-1995.

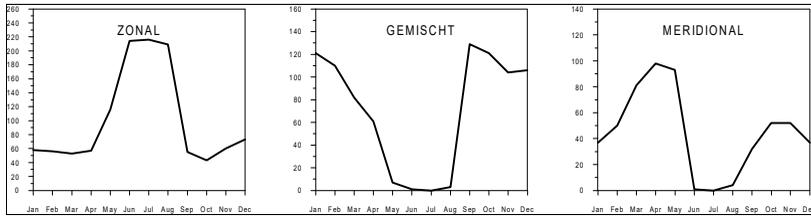


Abbildung 5.8: Monatliche Häufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional – ermittelt auf Basis der Clusterklassifikation - im Zeitraum 1780-1995.

Zonale Muster:

Das Druckmuster von Cluster 1 ist durch eine ausgeprägte westliche Strömung über dem östlichen Nordatlantik und Europa gekennzeichnet. Das Azorenhoch reicht bis weit in den Westeuropäischen Bereich, Mitteleuropa steht mit Ausnahme der nördlichen Bereiche, die vom Verlauf der Frontalzone tangiert werden, größtenteils unter antizyklonalem Einfluß. Die Strömungskonfiguration ist Ausdruck eines starken meridionalen Druckgradienten zwischen subtropischem Hochdruckgürtel und subpolaren Tiefdruckrinne, dementsprechend tritt sie bevorzugt während der Wintermonate auf - maximale Häufigkeit im Dezember. In erster Linie aufgrund unterschiedlicher Intensität und Ausdehnung des subpolaren Tiefdrucksystems - höchste Standardabweichungen im Bereich des Islandtiefs - variieren Lage und Erstreckung der Frontalzone in den einzelnen, diesem Cluster zugeordneten monatlichen Druckfeldern.

Cluster 2 zeigt ein Azorenhoch reduzierter horizontaler Erstreckung und ein zweites, prägnantes antizylonaes Steuerungszentrum über Osteuropa, das zwar eine relativ weit nordwärts verschobene Lage einnimmt, aber noch nicht im Sinne einer 'Blocking Action' auf die Zirkulationsverhältnisse wirkt. Aus dieser Konstellation ergeben sich für Mitteleuropa antizyklonale, von der nach Norden verlagerten Frontalzone unbeeinflusste Strömungsverhältnisse. Aufgrund der bei Betrachtung der großräumigen Situation dominierenden zonalen Strömungskomponenten wurde dieses Muster, mit Häufigkeitsmaxima in den Übergangsjahreszeiten Herbst und Frühjahr, trotz der etwas untypischen Druckverteilung, die eine Übergangssituation zwischen zonaler und gemischter Zirkulation darstellt, der zonalen Zirkulationsform zugeordnet. Wie auch bei Cluster 1 ist die deutlichste klasseninterne Variabilität im Isländischen Raum zu konstatieren.

Die Druckmuster der Cluster 4 und 5 sind dominiert durch eine stark ausgeprägte Azorenhochzelle, die keilförmig weit nach Europa hineinreicht, ein schwaches, etwas südwärts (Cluster 4) bzw. nach Westen verlagertes (Cluster 5) Islandtief sowie ein zweites, im betrachteten Ausschnitt randlich erfasstes Zentrum tiefen Drucks im östlichen Mittelmeerraum (Randbereich eines kontinental-subtropischen, sommerlichen thermischen Tiefdruckzentrums). Cluster 4 weist zusätzlich ein abgeschlossenes Fennoskandisches Tief auf, das zusammen mit dem Islandtief ein subpolares zonales Tiefdrucksystem bildet. Unterschiede der Muster sind bezüglich der Lage

der Frontalzone und der horizontalen Erstreckung des Azorenzentrums festzustellen - weiter nach Norden verschobene Frontalzone und weiter nordostwärts ausgreifendes Azorenhoch bei Cluster 5. Dementsprechend umfaßt der antizyklonale Einfluß der Hochzelle bei Cluster 5 größere Anteile Mitteleuropas als dies bei Cluster 4 der Fall ist. Beide Cluster weisen die höchste klasseninterne Variabilität im Bereich zwischen Island und den Britischen Inseln auf, wobei auch hier die Standardabweichungen im Vergleich zum Großteil der übrigen Cluster recht niedrige Werte annehmen. Bei einer generellen Beschränkung des Auftretens auf die Monate April bis September sind die maximalen Auftrittshäufigkeiten für Cluster 4 im Juni, für Cluster 5 im August festzustellen.

Bei allen zonalen Zirkulationsmustern sind klasseninterne Modifikationen der Strömungskonfigurationen in erster Linie auf variable Druckverhältnisse innerhalb der subpolaren Tiefdruckrinne und weniger auf solche im subtropischen Raum zurückzuführen.

Meridionale Muster:

Cluster 11 ist charakterisiert durch ausgedehnte Hochdruckgebilde im Bereich der Azoren und über Osteuropa, ein stark ausgeprägtes Islandtief und ein sekundäres Tief im westlichen Mittelmeerraum. Zwischen Azorenhoch und Islandtief ist über dem Atlantik eine intensive Frontalzone ausgebildet, die über den Britischen Inseln durch das blockierende kontinentale Antizyklonalzentrum nach Norden abgelenkt wird. Bei insgesamt relativ geringen Luftdruckgradienten herrschen vor allem im östlichen mitteleuropäischen Bereich antizyklonale Bedingungen vor.

Eine ähnliche Struktur zeigt auch Cluster 12. Gegenüber dem vorhergehenden Muster befinden sich allerdings das zyklonale Isländische Steuerungszentrum, das Azorenhoch und damit über dem Atlantik die dort deutlich ausgebildete, vor Westeuropa scharf nach Norden abbiegende Frontalzone weit südlich ihrer Normallagen, das kontinentale Hochdruckgebiet ist weiter nach Westen ausgebildet und erstreckt sich mit einem Ausläufer bis ins Nordmeer, und schließlich weist das sekundäre Tief im Mittelmeerraum - bei gleicher Lage - deutlich größere horizontale Ausdehnung auf. Mitteleuropa liegt deutlich im Einflußbereich der kontinentalen Antizyklone.

Bei beiden Clustern weisen die Standardabweichungen auf Intensitäts- und Lage-differenzen der klassenzugehörigen Einzelfelder bezüglich des atlantischen Tief- und des kontinentalen Hochdrucksystems hin.

Bestimmendes Element des Druckmusters von Cluster 8 ist ein blockierendes antizyklonales Steuerungszentrum, das mit seinem Kern über den Britischen Inseln positioniert ist. Die Frontalzone wird bereits über dem Atlantik, im Bereich nördlich der Azoren, weit nach Norden und mit antizyklonaler Krümmung über Island und Skandinavien nach Osteuropa gelenkt, somit steht ganz Mitteleuropa unter antizyklonalem Einfluß. Hohe Standardabweichungen südwestlich der Britischen Inseln deuten an, daß die Ausdehnung der blockierenden Antizyklone innerhalb der Klasse deutlichen Schwankungen unterliegt.

Cluster 9 zeigt über Europa einen ausgeprägten großamplitudigen meridional verlaufenden Tiefdrucktrog zwischen zwei flankierenden Hochdruckgebieten. Westeuropa liegt damit im Bereich nördlicher, Osteuropa im Bereich südlicher Strömungsrichtung. Im gesamten mitteleuropäischen Bereich dominiert eine zyklonale Strömungscharakteristik. Die ausgeprägteste klasseninterne Variabilität ist dem sich südwestlich-nordöstlich der Britischen Inseln erstreckenden atlantischen Bereich zugeigen. Dies läßt darauf schließen, daß innerhalb dieses Clusters Druckfelder mit variierender zonaler Ausdehnung des Tiefdrucktrogs zusammengefaßt sind, unter anderem auch Felder, bei denen eine sehr ausgeprägte Tendenz zur Herausbildung eines 'Cut-Off-Low' über Europa deutlich wird.

Die vier zur meridionalen Zirkulationsform gruppierten Druckmusterklassen erreichen die absoluten Maxima ihrer Auftrittshäufigkeiten im Frühjahr und teilweise sekundäre Maxima im Herbst (Cluster 8 und 11) oder Winter (Cluster 9, Cluster 12 - ohne Ausbildung eines winterlichen Maximums, aber mit winterlicher Anstiegstendenz). Sie fehlen dagegen fast völlig in den Sommermonaten Juni mit August.

Diese auffallend geringe bzw. nicht vorhandene Repräsentanz der meridionalen Zirkulationsform im Sommer ist darauf zurückzuführen, daß meridionale Zirkulationstypen mit hohen sommerlichen Auftrittshäufigkeiten - Strömungskonfigurationen mit Anströmung aus dem nördlichen Richtungssektor - innerhalb der Klassifikation nicht als eigenständige Klassen vertreten sind (mit Ausnahme des insgesamt sehr seltenen Clusters 9). Die sommerlichen Minima der Auftrittshäufigkeiten der hier besprochenen meridionalen Cluster 8, 9, 11 und 12 stehen hingegen in Übereinstimmung mit den jahreszeitlichen Häufigkeitsvariationen vergleichbarer Großwetterlagen nach Hess/Brezowski (GERSTENGARBE & WERNER 1993).

Gemischte Muster:

Cluster 6 und Cluster 10 werden durch Druckmuster repräsentiert, die über Mitteleuropa eine südwestliche Strömungsrichtung bedingen. In beiden Fällen erfolgt die Ablenkung der Frontalzone aus ihrer westlichen in eine südwestliche Richtung an der Westflanke eines mit seinem Zentrum bei etwa 50° nördlicher Breite positionierten kontinentalen Hochdruckgebietes. Während bei Cluster 10 aus der Luftdruckkonstellation mit in Normallage befindlichen atlantischen Steuerungszentren und einem bis Südosteuropa reichenden kontinentalen Hoch eine teilweise antizyklonale Tendenz über Mitteleuropa resultiert, bewirkt die südlichere Lage von Islandtief und Azorenhoch bei Cluster 6 einen südlicheren Verlauf der Frontalzone, die an der Westflanke des gegenüber Cluster 10 weiter nach Norden ausgedehnten Gebietes hohen Drucks über dem östlichen Mitteleuropa eine ausgeprägtere nördliche Richtungstendenz zeigt, und im mitteleuropäischen Bereich vornehmlich zyklonale Witterungscharakteristik. Cluster 6 weist ein deutliches Auftrittsmaximum im Winter, Cluster 10 ein entsprechendes im Herbst auf.

Das Cluster 3 repräsentierende Druckverteilungsmuster, mit maximalen Häufigkeiten während der Herbst- und Wintermonate, zeigt ein ausgedehntes Hochdruckgebiet über Europa, an dessen westlicher und nördlicher Flanke die Frontalzone in antizyklonaler Krümmung verläuft. Antizyklonale Zirkulationscharakteristik ist für

den europäischen Raum bestimmend. Wie auch für die Cluster 6 und 10 manifestiert sich die ausgeprägteste typinterne Variabilität in Form hoher Standardabweichungen im Bereich des isländischen Aktionszentrums.

Die Zirkulationsstruktur von Cluster 7 ist maßgeblich bestimmt von einem Tiefdrucktrog mit in südwest-nordöstlicher Richtung verlaufender Trogachse. Nordwestlich Island, im Azorenbereich und über Osteuropa herrscht hoher Druck. Zwischen diesen Druckgebilden verläuft die Frontalzone in südwestlicher Richtung über das zentrale Mitteleuropa. Die höchste Variabilität herrscht im Bereich des Tiefdrucktroges zwischen Island und Fennoskandien. Das Auftreten dieses Musters ist auf die Übergangsjahreszeiten konzentriert.

Zusammenfassend betrachtet werden die wesentlichen, auf monatlicher Zeitskala realisierten Zirkulationszustände im nordatlantisch-europäischen Sektor durch die Klassifikation zufriedenstellend reproduziert. Erwartungsgemäß sind Strömungskonfigurationen mit niedrigen Auftrittshäufigkeiten und typischerweise geringen Andauerzeiten, die auf der Basis täglicher Daten klassifikatorisch erfaßt werden können (z.B. den Großwetterlagen HNFA, HNFZ nach Hess/Brezowski entsprechende, durch hohen Druck im Bereich Nordmeer-Fennoskandien charakterisierte Druckverteilungsmuster), innerhalb mittlerer monatlicher Strömungsanordnungen meist nicht mehr ausreichend repräsentiert, um auch auf monatlicher Zeitskala als eigenständige Ausprägungstypen Bedeutung zu erlangen. Kritisch anzumerken ist, daß innerhalb einzelner Klassen nicht unerhebliche Variabilitäten bezüglich Intensität und räumlicher Lage der steuernden Druckgebilde zu konstatieren sind. So beinhalten die beiden aufgrund der Ausgestaltung ihrer Mittelwertsmuster, der zonalen Zirkulationsform zugeschlagenen Cluster 4 und 5 auch monatliche Einzelfelder, die eine deutliche Tendenz zu nordwestlicher Strömungsorientierung über Europa zeigen und die folglich als Realisierungen einer gemischten Zirkulation anzusehen sind. Unter Berücksichtigung dieser Unschärfen der Klassifikation relativiert sich die in Abb. 5.8 zum Ausdruck kommende, in dieser Größenordnung nicht plausible dominierende Bedeutung der zonalen Strömungskomponente für die sommerlichen Zirkulationsverhältnisse.

5.3.4 Identifikation und Analyse anomaler Zirkulationsmuster

Ein wesentlicher Vorteil des hier vorgestellten Klassifikationsverfahrens ist darin zu sehen, daß alle Elemente (monatliche Bodenluftdruckfelder) gruppiert werden, im Gegensatz beispielsweise zur korrelationsbasierten Klassifikation (Kap. 5.2) sich also kein Kollektiv nicht zu vernachlässigenden Umfangs von Objekten der klassifikatorischen Zuordnung entzieht. Andererseits ist zu bedenken, daß sogenannte anomale Zirkulationsmuster, die durch sehr außergewöhnliche Luftdruckkonfigurationen charakterisiert sind, zwar in statistischem Sinne korrekterweise einem Zirkulationstyp zugeordnet, durch diesen aber, aus klimatologischer Sicht, häufig nur sehr unzureichend repräsentiert werden. Hieraus ist die inhaltliche Notwendigkeit der Identifikation und gesonderten zirkulationsdynamischen Analyse solcher anomaler Zirkulationsmuster abzuleiten.

Gleichzeitig bestand im Rahmen des ADVICE-Projekts die Zielsetzung, für ausge-

wählte zirkulationsanomale Monate der EIP tägliche Bodenluftdruckfelder zu rekonstruieren, um auf dieser Basis in Erweiterung des zeitlichen scales auch Untersuchungen zur Zirkulationsdynamik auf täglicher Zeitskala durchführen zu können.

Basierend auf den Klassifikationsergebnissen läßt sich die Anomalität eines monatlichen Druckfeldes durch den Betrag der Entfernung vom jeweiligen korrespondierenden Clusterzentrum ausdrücken; je weiter ein Einzelfeld vom Zentrum entfernt ist, umso unzureichender wird es vom clusterspezifischen Mittelwertsmuster repräsentiert und, legt man die aus der Klassifikation resultierenden Grundmuster als Normalzustände der Zirkulation zugrunde, umso anomalere Zirkulationscharakteristika beinhaltet es.

Da die interne Struktur der Cluster sehr unterschiedlich geartet sein kann - intern sehr homogene oder heterogene Cluster mit niedriger oder hoher Varianz der Distanzen der Elemente zum Clusterzentrum -, ist es inhaltlich unangemessen, eine vorgegebene Anzahl clusterspezifischer Anomaliefelder zu bestimmen. Stattdessen erscheint es sinnvoll, solche Einzelfelder als Anomaliefälle zu selektieren, die im Vergleich zu allen anderen Elementen aller Cluster außerordentlich hohe Distanzen zu ihrem jeweiligen Clusterzentrum aufweisen.

In einem ersten Schritt wurden zunächst alle klassifizierten monatlichen Druckfelder nach zunehmender Distanz zum jeweiligen Clusterzentroiden geordnet und anschließend die Differenzen zwischen den Distanzen aufeinanderfolgender Monate berechnet (Abb. 5.9).

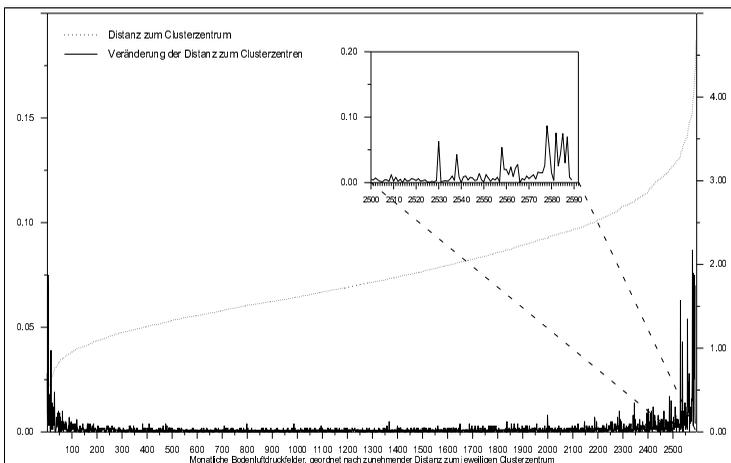


Abbildung 5.9: Darstellung zur Identifikation zirkulationsanomalier Monate auf der Basis der Clusterklassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder 1780-1995.

Unter Einbeziehung obiger Überlegungen deuten ausgeprägte lokale Maxima der Differenzenreihe auf den Beginn eines Anomaliekollektivs hin, folglich können die letzten 63 monatlichen Druckfelder (Nr. 2530 bis Nr. 2592) als Anomaliefälle bestimmt werden. Aus Abb. 5.9 ist ersichtlich, daß die Differenzenreihe weitere prä-

gnante lokale Maxima aufweist (z.B. bei Nr. 2538), die eine Differenzierung des Anomaliekollektivs in Teilkollektive unterschiedlicher, zum Ende der Wertereihe ansteigender Anomalieintensität erlaubt.

Mittels einer T-modalen Hauptkomponentenanalyse wurden die wesentlichen Zirkulationscharakteristika der aus EIP und MIP stammenden Anomaliefelder bestimmt und bezüglich möglicher Repräsentanzunterschiede in den beiden Zeiträumen untersucht. Das methodische Vorgehen stand dabei in Übereinstimmung mit den in JACOBEIT et al. (1998: 65) dargelegten zirkulationsdynamischen Analysen omnibrothermischer Anomalie Monate aus EIP und MIP. Für keines der sieben resultierenden Muster ergaben sich dabei signifikante Unterschiede zwischen EIP und MIP.

5.4 „Großwettertypenklassifikation“ monatlicher Druckfelder

In Ergänzung zur im vorangegangenen Kapitel vorgestellten Klassifikation monatlicher nordatlantisch-europäischer Bodenluftdruckfelder wird eine Druckmusterklassifikation unter besonderer Berücksichtigung der Zirkulationsverhältnisse über Europa (10°W - 30°E; 40°N - 60°N) entwickelt, die in Anlehnung an die Großwetterlagenklassifikation nach Heß und Brezowski (GERSTENGARBE & WERNER 1993) die Zusammenfassung von Druckfeldern mit ähnlicher Strömungskonfiguration über Europa zum Ziel hat. Zum einen verspricht eine Beschränkung des Klassifikationsalgorithmus auf den europäischen Bereich eine differenziertere Erfassung der witterungsklimatisch relevanten Zirkulationsstrukturen, zum anderen bietet es sich angesichts der in Kapitel 5.1 erwähnten Abnahme der Güte der rekonstruierten Bodenluftdruckfelder zu den randlichen Bereichen des Ausschnitts hin an, eine Klassifikation der verfügbaren Bodenluftdruckfelder unter Beschränkung auf den Bereich maximaler Rekonstruktionsgüte über Europa durchzuführen.

5.4.1 Überlegungen zu einer Objektivierung der Hess-Brezowskischen Großwetterlagen-Klassifikation

Nach BAUR (1963) wird die „*mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas, während eines mehrtägigen Zeitraumes, in welchem gewisse Züge aufeinanderfolgender Wetterlagen gleichbleiben*“, als Großwetterlage bezeichnet. Wesentliche Merkmale für die Bestimmung einzelner Großwetterlagen sind „*einmal die geographische Lage der Steuerungszentren, zum anderen die Lage und Erstreckung von Frontalzonen*“ (GERSTENGARBE & WERNER 1993). Daneben erfolgt eine Unterscheidung in vorwiegend antizyklonal oder zyklonal geprägte Lagen. Im Rahmen der Hess-Brezowskischen Wetterlagenklassifikation ergeben sich aus der Kombination verschiedener Merkmalsausprägungen insgesamt 29 Großwetterlagen (GERSTENGARBE & WERNER 1993). Insbesondere für großräumige Zirkulationsuntersuchungen bietet sich die Zusammenfassung ähnlicher Großwetterlagen zu sogenannten Großwettertypen an, die aufgrund umfangreicherer Kollektive in höherem Maße für statistische Untersuchungen geeignet sind. Diese 10 Großwettertypen (Tab. 5.3) sind in erster Linie durch die vorherr-

schende Zirkulationsform und die hauptsächliche Richtung der Luftzufuhr über Europa definiert.

Tabelle 5.3: Großwettertypen nach Hess-Brezowski (nach GERSTENGARBE & WERNER 1993: 9).

Zirkulationsform	Großwettertyp	Großwetterlage		
Zonal	West	WA, WS,	WZ WW	
Gemischt	Südwest	SWA,	SWZ	
	Nordwest	NWA,	NWZ	
	Hoch Mitteleuropa	HM,	BM	
	Tief Mitteleuropa	TM		
Meridional	Nord	NA, HNA, HB, TRM	NZ HNZ	
		Nordost Ost	NEA, NEZ	
			HFA, HNFA,	HFZ HNFZ
	Südost Süd	SEA, SA, TB,	SEZ SZ TRW	

Die Entwicklung eines in den 10 Großwettertypen resultierenden Klassifikationsverfahrens wird aus mehreren Gründen angestrebt:

- Anerkanntermaßen repräsentieren die Großwettertypen nach Hess-Brezowski wesentliche Zustandsformen der Zirkulation im Bereich Nordatlantik-Europa, es ist daher naheliegend, diese Zirkulationstypen als Zielfunktionen eines objektiven Klassifikationsalgorithmus zu definieren. Damit wird der an automatische Klassifikationsverfahren gestellten Forderung nach der Fähigkeit zur Reproduktion bekannter wichtiger Zirkulationsmuster (Kap. 5.2; HUTH 1996) bereits bei der Formulierung des Klassifikationsschemas Rechnung getragen.
- Eine solche sehr stark auf Mitteleuropa bezogene Zirkulationstypisierung ist

insbesondere für die witterungsklimatische Interpretation zirkulationsdynamischer Variabilität von Vorteil, da die resultierenden Druckmusterklassen ('Großwettertypen') eine mit Blick auf die korrespondierenden thermischen und hygrischen Gegebenheiten in Mitteleuropa homogenere Struktur als die unter Einbeziehung des gesamten Gitterfeldes abgeleiteten nordatlantisch-europäischen Zirkulationstypen erwarten lassen.

- Der seit 1881 in täglicher zeitlicher Auflösung vorliegende Katalog der Großwetterlagen Europas bildet die Grundlage einer Fülle von Veröffentlichungen zur Zirkulationsdynamik im nordatlantisch-europäischen Raum (z.B. OERLEMANS 1975, KLAAS 1990, KLAUS 1978, KLAUS 1993, RAMPE & REINKE 1985) und zur Analyse der Beziehungen zwischen Zirkulation und bodennahen Klimaparametern während der letzten 100 Jahre (z.B. BÖER 1954, BÜRGER 1952, CAPPEL 1975). Eine vergleichbare Klassifikation⁴³ für den Zeitraum 1780-1995 erleichtert, ein genügend hohes Maß an Ergebnisübereinstimmung zwischen manueller und automatischer Klassifikation vorausgesetzt, die Einbindung der Resultate dieser Arbeiten in die synoptisch-klimatologische Bewertung des Gesamtzeitraums.

Auf der Grundlage der rekonstruierten Bodenluftdruckfelder mit monatlicher zeitlicher Auflösung können natürlich bezüglich der charakteristischen zeitlichen Andauer von mindestens drei Tagen keine Großwettertypen gemäß der Definition von Baur (BAUR 1963) und Hess-Brezowski (GERSTENGARBE & WERNER 1993) klassifiziert werden. Die charakteristischen Druckverteilungsmuster der Großwettertypen repräsentieren aber nicht nur wesentliche Zustandsformen der Zirkulation im Bereich Nordatlantik-Europa auf täglicher Zeitskala, sondern auch Grundmuster der Druck- und Strömungskonfigurationen, die in monatlich aggregierten Luftdruckfeldern enthalten sind⁴⁴. Im weiteren werden deshalb, trotz abweichender Zeitskala, auch die aus der Klassifikation monatlicher Druckfelder resultierenden Zirkulationsmuster als Großwettertypen bezeichnet.

Das im folgenden ausführlicher beschriebene Klassifikationsverfahren umfaßt:

- Die Definition von (im tatsächlichen Zirkulationsgeschehen nicht realisierten) Idealausprägungen der Großwettertypen. Ein solches Vorgehen wird dem Objektivitätsanspruch eher gerecht als die subjektive Bestimmung 'idealer' Vertreter der Großwettertypen anhand der beobachteten Druckverteilungsmuster (Kap. 5.4.2).
- Die objektive klassifikatorische Zuordnung der monatlichen Druckfelder unter kombinierter Verwendung der oben genannten, die Großwettertypen charakterisierenden Merkmale (meridionale und zonale Strömungskomponente, Zyklonalität - Antizyklonalität) (Kap. 5.4.3).

⁴³ Aufgrund der verschiedenen Zeitskalen, die im Rahmen der Großwetterlagenklassifikation nach Hess/Brezowski (tägliche Auflösung) bzw. bei der hier durchgeführten Klassifikation (monatliche Auflösung) betrachtet werden kann eine Vergleichbarkeit natürlich nur bedingt erreicht werden.

⁴⁴ Wie in Kap. 5.3.3 im Rahmen der Ergebnisdarstellung der hauptkomponenten- und clusteranalytischen Klassifikation dargelegt ist dies nicht uneingeschränkt für die weiter differenzierten Großwetterlagen mit deutlich geringeren Auftrittshäufigkeiten zu erwarten.

Dieser methodische Ansatz beinhaltet somit eine subjektiv geprägte - die Verwendung subjektiv festgelegter Zirkulationstypen als Klassenzentren - und eine objektive Verfahrenskomponente - die aufgrund objektiver statistischer Kriterien erfolgende Zuordnung der Einzelfelder zu den durch die Großwettertypen repräsentierten Klassen.

FRAKES & YARNAL (1997) stellten ein methodisch ähnliches Verfahren vor, bei dem mittels manueller Klassifikation eines Teilkollektivs der zu klassifizierenden Druckfelder zunächst die wesentlichen Zirkulationstypen bestimmt und diese anschließend als Klassenzentren einer korrelationsbasierten Klassifikation des Gesamtkollektivs verwendet werden.

5.4.2 Definition prototypischer Strömungsmuster

Prototypische Ausprägungen der 10 Großwettertypen im betrachteten, 25 Gitterpunkte umfassenden Gitterfeldausschnitt lassen sich aufgrund ihrer räumlichen Korrelationskoeffizienten zu drei idealen Grundmustern der Zirkulation - meridionales, zonales und zyklonales Muster (Abb. 5.10) - definieren.

Die in Abb. 5.10 dargestellten Isobarenkonfigurationen entsprechen natürlich nicht tatsächlich auftretenden Großwettertypen, sie repräsentieren aber - in wechselnden Kombinationen - die verschiedenen hauptsächlichen Isobarenverlaufsrichtungen (W, SW, NW, N, NE, E, SE, S) beziehungsweise Vorticity-Modi (HM, TM) über Europa.

Sich aus der Kombination der drei Grundmuster ergebende idealtypische Ausprägungen der 10 Großwettertypen können demnach als Klassenzentren (Schlüsselmuster) für die Klassifikation der monatlichen Druckfelder im durch die Korrelationskoeffizienten zu den drei Grundmustern definierten, dreidimensionalen Merkmalsraum eingesetzt werden. Die großwettertypspezifischen Wertekombinationen der Korrelationskoeffizienten, die in Analogie zur Clusteranalyse als vorgegebene fixe Clusterzentren aufgefasst werden können, sind in Abb. 5.10 mit aufgeführt.

Anzumerken ist, daß im Rahmen der Großwetterlagenklassifikation nach Hess-Brezowski die Bestimmung der hauptsächlichen Anströmrichtung unter Berücksichtigung der Strömungsverhältnisse im 500 hPa-Niveau erfolgt, für das näherungsweise ein isobarenparalleler geostrophischer Wind angenommen werden kann. Im Bodenluftdruckniveau hingegen weist der unter Reibungseinfluß sich einstellende geotriptische Wind in Abhängigkeit von räumlich unterschiedlichen Erdoberflächenparametern und variierender Luftschichtungsstabilität/-labilität mehr oder weniger starke Abweichungen von der isobarenparallelen Richtung auf. Diese Nichtübereinstimmung von Richtungsverlauf der Isobaren und Windrichtung im Bodenniveau ist bei der Interpretation der Ergebnisse der automatischen Großwettertypenklassifikation auf der Basis von Bodenluftdruckfeldern zu berücksichtigen.

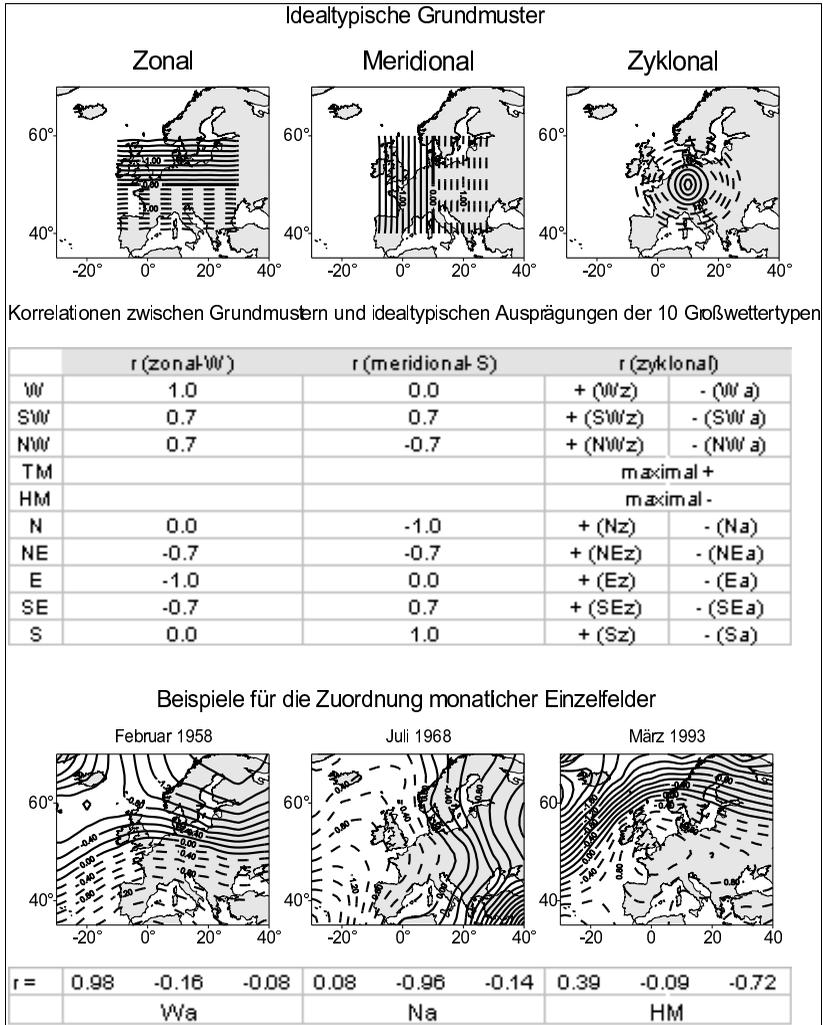


Abbildung 5.10: Erläuterndes Schema zur automatischen Großwettertypenklassifikation.

5.4.3 Zuordnung monatlicher Druckfelder zu Großwettertypen

Zunächst werden für alle monatlichen Bodenluftdruckfelder des Zeitraums 1780-1995 die räumlichen Korrelationen zu den drei in Abb. 5.10 dargestellten Grundmustern berechnet. Anschließend werden auf der Grundlage der Korrelationskoeffizienten zum meridionalen und zonalen Grundmuster die euklidischen Distanzen zwischen den Einzelmustern und den durch die Verlaufsrichtung der Isobaren charakterisierten Großwettertypen berechnet. Eine Zuordnung zu den Großwettertypen HM bzw. TM erfolgt bei betragsmäßig höchster Korrelation zum zyklonalen Grundmuster. Die in diesem Schritt nicht klassifizierten Felder werden demjenigen der verbleibenden acht Großwettertypen zugewiesen, zu dem sich die geringste euklidische Distanz errechnet. Für diese acht durch die Isobarenverlaufsrichtung bestimmten Großwettertypen ergibt sich unter Berücksichtigung des Vorzeichens des Korrelationskoeffizienten zum zyklonalen Grundmuster eine weitere Differenzierung in Großwettertypen zyklonaler und antizyklonaler Ausprägung, so daß insgesamt 18 Klassen ausgewiesen werden können⁴⁵. In Abb. 5.10 sind für drei ausgewählte monatliche Bodenluftdruckfelder die Korrelationskoeffizienten zu den drei Grundmustern und die daraus folgenden Zuordnungen zu Großwettertypen beispielhaft aufgeführt.

Ein ähnliches, von KRUIZINGA (1979) entwickeltes Klassifikationsschema setzen BUISSHAND & BRANDSMA (1997) im Rahmen synoptisch-klimatologischer Untersuchungen ein. Dabei werden die druckfeldspezifischen Hauptkomponentenwerte der ersten drei, aus einer S-modalen Hauptkomponentenanalyse täglicher Gitterfelder resultierenden, Meridionalität, Zonalität und Zyklonalität der Druckfelder repräsentierenden Hauptkomponenten als Grundlage der Gruppierung täglicher Einzelfelder in insgesamt 27 Klassen verwendet.

Prinzipielle methodische Übereinstimmung mit dem hier vorgestellten Klassifikationsverfahren weist auch die bereits erwähnte objektive Wetterlagenklassifikation von DITTMANN et al. (1995) auf. Als wesentliche Merkmale für die Einteilung täglicher Zirkulationskonstellationen über Mitteleuropa werden hierbei ebenfalls die großräumige Anströmung (vier eindeutige und eine nicht definierte Anströmrichtung im 700 hPa-Niveau) und die quantitativ bestimmte Zyklonalität bzw. Antizyklonalität der Strömungsverhältnisse (im 500 und 1000 hPa-Niveau) herangezogen. Als drittes Unterscheidungsmerkmal wird der Feuchtegehalt der Troposphäre berücksichtigt. Aus der Anzahl aller möglichen Merkmalskombinationen ergeben sich so 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Abgesehen von der Verwendung im Rahmen vorliegender Arbeit nicht verfügbarer Datensätze ist der wesentliche Unterschied dieser Methode zu dem hier entwickelten Klassifikationsschema darin zu sehen, daß die Klassifikationsmerkmale numerisch erfaßt werden, während im Rahmen der hier vorgestellten automatischen Großwettertypenklassifikation die Bestimmung der Merkmalswerte allein aufgrund der statistisch erfaßbaren Ähnlichkeit (räumliche

⁴⁵ Eine Klassifikation der monatlichen Druckfelder kann auch mittels einer Clusteranalyse unter Verwendung der Korrelationskoeffizienten zu den drei Grundmustern als Merkmalsvariablen erfolgen. Die Ergebnisse einer solchen (hier nicht vorgestellten) Klassifikation sind denen der automatischen 'Großwettertypenklassifikation' sehr ähnlich.

Korrelationskoeffizienten) der einzelnen Strömungskonfigurationen zu vorab definierten idealtypischen Zirkulationsmustern (Großwettertypen) erfolgt.

5.4.4 Darstellung der Klassifikationsergebnisse

Entsprechend der Visualisierung der Ergebnisse der Clusterklassifikation (Abb. 5.5, 5.6, 5.7) zeigen die Abb. 5.11, 5.12 und 5.13 die klassenspezifischen Luftdruckkompositen und gitterpunktspezifischen Standardabweichungen - zur Veranschaulichung gelangt dabei nicht der der Klassifikation zugrundeliegende Gitterfeldausschnitt, sondern das gesamte verfügbare nordatlantisch-europäische Druckfeld -, die prozentualen Auftrittshäufigkeiten sowie die absoluten und monatlichen Häufigkeiten der 10 Großwettertypen. Die analogen Darstellungen für die nach Vorticity-Vorzeichen weiter differenzierten 18 Klassen finden sich im Abbildungsanhang (Abb. A.3, A.4 und A.5).

Die einzelnen Druckmuster sollen an dieser Stelle nicht detailliert im einzelnen besprochen werden, sie sind klar durch die unterschiedlichen Richtungen des Isobarenverlaufs über Europa bzw. durch das Vorhandensein eines Tief- bzw. Hochdruckgebiets mit Zentrum über Europa (TM, HM) charakterisiert und deutlich voneinander unterscheidbar. Die jeweiligen zyklonal bzw. antizyklonal geprägten Subtypen der richtungsbestimmten Klassen unterscheiden sich bei übereinstimmender Isobarenverlaufsrichtung markant in Bezug auf Lage und Ausdehnung der Steuerungszentren und damit verbundener witterungsbestimmender Vorticity - zyklonal oder antizyklonal - über dem europäischen Raum. Die klasseninternen Standardabweichungen liegen in den zentralen Gebieten des für die Klassifikation herangezogenen Gitterfeldausschnitts auf durchweg sehr niedrigem Niveau, größere Abweichungen sind in den Peripherien und dort vor allem in den Kernbereichen der maßgeblichen Steuerungszentren festzustellen - z.B. innerhalb des isländischen Tiefdrucksystems bei den Großwettertypen West und Südwest. Insgesamt weisen die Großwettertypen eine geringere klasseninterne Variabilität auf, sind also homogener zusammengesetzt als die aus der hauptkomponenten- und clusteranalytischen Klassifikation resultierenden Druckmusterklassen.

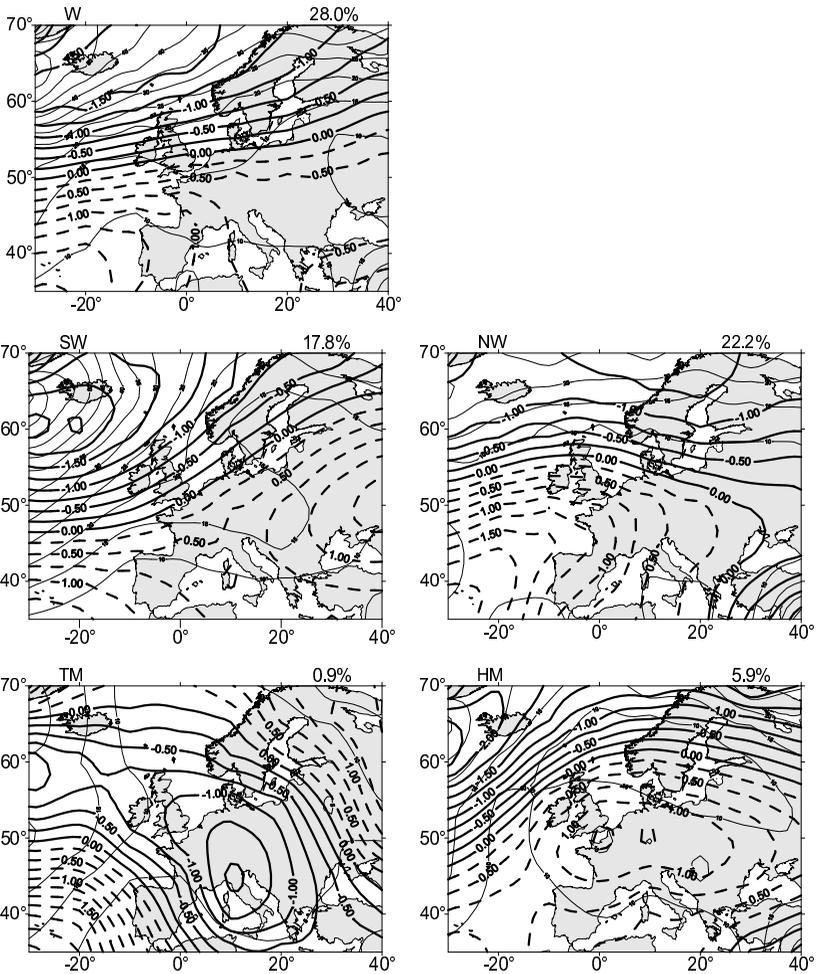


Abbildung 5.11: Mittlere standardisierte Druckfelder, Standardabweichungen (hPa) an den Gitterpunkten und relative Häufigkeit im Gesamtzeitraum 1780-1995 der 10 Großwettertypen aus der automatischen Großwettertypenklassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder.

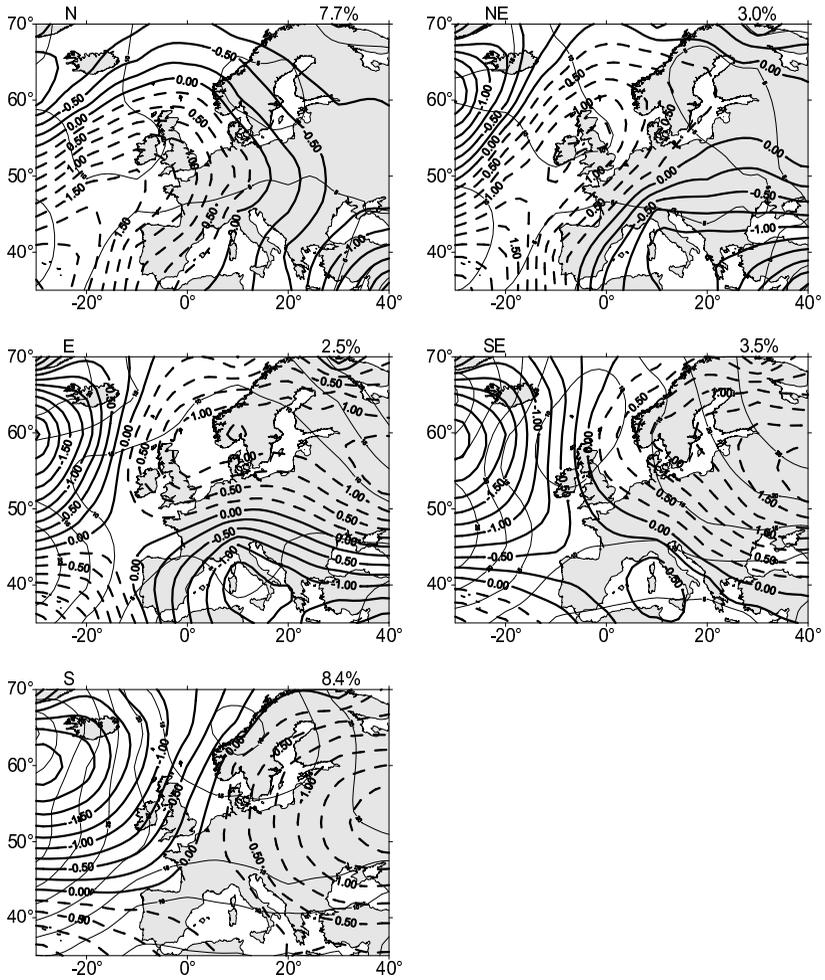


Abbildung 5.11: Fortsetzung.

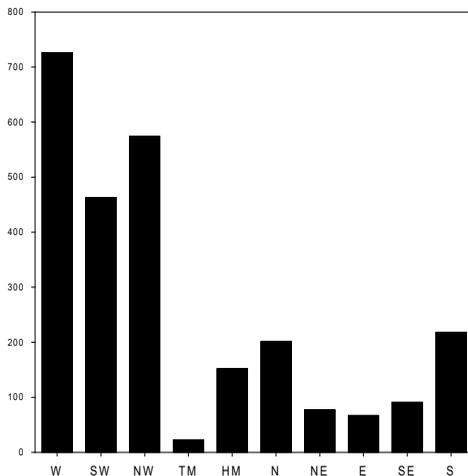


Abbildung 5.12: Absolute Häufigkeiten der 10 Großwettertypen im Zeitraum 1780-1995.

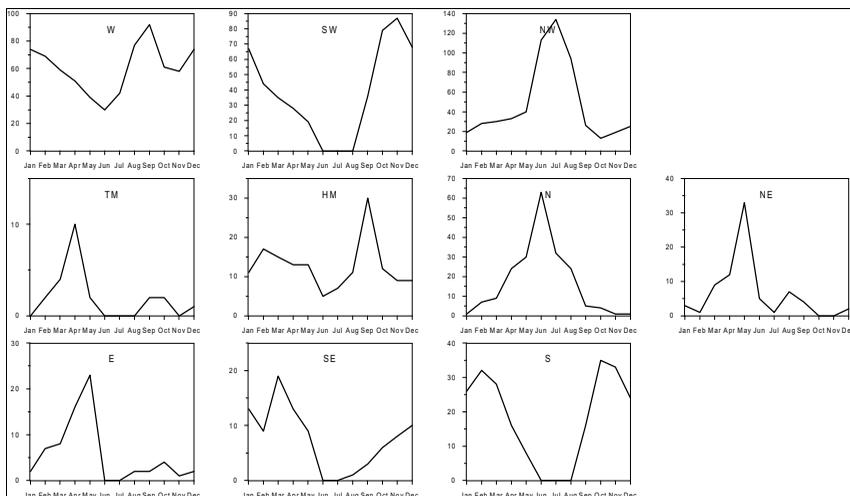


Abbildung 5.13: Monatliche Häufigkeiten der 10 Großwettertypen im Zeitraum 1780-1995.

Aus der Gruppierung der Großwettertypen in die drei Zirkulationsformen entsprechend Tab. 5.3 resultieren die in Abb. 5.14 dargestellten monatlichen Auftrittshäufigkeiten der zonalen, gemischten und meridionalen Typen. Beim Vergleich von Abb. 5.14 mit Abb. 5.8, die die monatlichen Häufigkeiten der auf Basis der Clusterklassifikation ermittelten Zirkulationsformen zeigt, werden Übereinstimmungen im

generellen Kurvenverlauf vor allem für die meridionale Zirkulationsform deutlich. Hingegen manifestieren sich auffallende Diskrepanzen bezüglich der sommerlichen Auftrittshäufigkeiten der zonalen und gemischten Zirkulation. Auf der Grundlage der Großwettertypenklassifikation ergibt sich mit dem Auftreten aller drei Zirkulationsformen ein bedeutend plausibleres Bild der Zirkulationscharakteristik der Sommermonate als dies - worauf bereits in Kap. 5.3.3 hingewiesen wurde - auf der Basis der Clusterklassifikation der Fall ist. Wie aus Abb. 5.14 ersichtlich, ist das sommerliche Häufigkeitsmaximum der gemischten Zirkulationsform in erster Linie auf die in dieser Jahreszeit gesteigerte Bedeutung des sommertypischen Großwettertyps NW zurückzuführen, also desjenigen Strömungsmusters, das wie in Kap. 5.3.3 erörtert in den Kollektiven der als zonal typisierten Cluster 4 und 5 enthalten ist. Unter Berücksichtigung dieses Sachverhalts ergibt sich ein hohes Maß an Übereinstimmung bezüglich der Jahresgang-Ergebnisse nach Aggregation methodisch unterschiedlich ermittelter Druckmusterklassen in Zirkulationsformen, es bleiben jedoch deutliche Unterschiede hinsichtlich der absoluten Häufigkeiten bestehen.

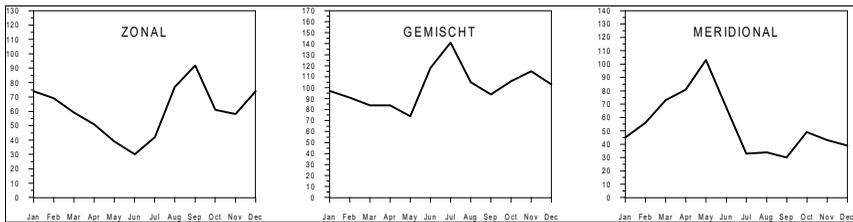


Abbildung 5.14: Monatliche Häufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional – ermittelt auf Basis der automatischen Großwettertypenklassifikation – im Zeitraum 1780-1995.

Mit Blick auf die Einbeziehung der Klassifikationsergebnisse in weitere synoptische Analysen zur Klima- und Zirkulationsdynamik ist neben der Erfüllung der Forderung nach Reproduktion wesentlicher Zirkulationszustände durch intern möglichst homogene Druckmustertypen die Kenntnis der Zusammenhänge zwischen den Großwettertypen und den korrespondierenden Witterungsverhältnissen im Bezugsraum Mitteleuropa von Wichtigkeit. Unter Verwendung der bereits in Kap. 4.4.3 vorgestellten mitteleuropäischen regionalen Zeitreihen der Temperatur und des Niederschlags für den Zeitraum 1780-1995 wurden die mit dem Auftreten unterschiedlicher Großwettertypen gekoppelten thermischen und hygri-schen Charakteristika in regionaler Differenzierung ermittelt. Die großwettertypspezifischen mittleren Temperatur- und Niederschlagsabweichungen von den über alle verfügbaren Monate des Zeitraums 1780-1995 gemittelten Monatswerten der einzelnen Regionen für die 18 vorticity-differenzierten Großwettertypen sind in den Tab. A.5 und A.6 zusammengefaßt⁴⁶.

⁴⁶ Aus Gründen der Beschränkung wurde auf eine entsprechende Darstellung für die mittels Clusteranalyse ermittelten Druckmusterklassen verzichtet, zumal innerhalb der einzelnen Großwettertypen deutlich einheitli-

Bezüglich der mit den Großwettertypen gekoppelten thermischen Bedingungen in Mitteleuropa zeigt sich die zu erwartende Differenzierung, die auf die jahreszeitlich variierenden thermischen Eigenschaften der nach Mitteleuropa geführten Luftmassen - z.B. ganzjährig relativ warme, maritim-subtropische Luftmassen beim Großwettertyp SW; relativ kalte/warme kontinentale Luftmassen im Winter-/Sommerhalbjahr beim Großwettertyp E - und deren Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt - z.B. hohe winterliche Ausstrahlungsverluste und starke sommerliche Einstrahlung beim Großwettertyp HM - zurückzuführen sind. Zunächst erstaunlich sind die mit dem Auftreten des Großwettertyps S (insbesondere antizyklonaler Subtyp Sa) verknüpften negativen Temperaturabweichungen während der Wintermonate. Unter Berücksichtigung der typspezifischen mittleren Luftdruckverteilungsmuster können diese aber, vor allem für Sa, erklärt werden durch den Transport relativ kalter kontinentaler rückkehrender Polarluft nach Mitteleuropa sowie gesteigerte Ausstrahlung im Wirkungsbereich des steuernden osteuropäischen Antizyklonalzentrums. Ebenfalls mit dem Auftreten antizyklonaler Südlagen verknüpfte negative winterliche Temperaturabweichungen im Zeitraum 1890-1950 stellt auch BÜRGER (1958) auf der täglichen Zeitskala für die Stationen Berlin, Bremen, Karlsruhe und München fest.

Bei Betrachtung der an das Auftreten der einzelnen Großwettertypen geknüpften Niederschläge zeigt sich erwartungsgemäß die starke Abhängigkeit des Niederschlagsgeschehens in Mitteleuropa von der Zyklonalität der Strömungstypen. Für alle Großwettertypen ergeben sich deutliche Tendenzen zu übernormalen Niederschlägen bei Realisierung der zyklonalen Subtypen, während die antizyklonalen Ausprägungen durch unternormale oder durchschnittliche Niederschlagsmengen charakterisiert sind. Als Beispiel seien die mit den Großwettertypen Swa und SWc gekoppelten Winterniederschläge genannt.

Die im Rahmen der Großwettertypenklassifikation durchgeführte Differenzierung der acht durch die Isobarenverlaufsrichtung charakterisierten Großwettertypen in zyklonale und antizyklonale Subtypen ist also nicht nur mit Blick auf eine möglichst differenzierte Charakterisierung der zirkulationsdynamischen Strukturen, sondern auch hinsichtlich der angestrebten witterungsklimatisch möglichst homogenen internen Struktur der einzelnen Druckmusterklassen gerechtfertigt und sinnvoll. Zusammenfassend zeigen die automatisch ermittelten Großwettertypen Witterungscharakteristika, die denen der täglichen Großwettertypen nach Hess/Brezowski (GERSTENGARBE & WERNER 1993: 25 ff.) weitestgehend entsprechen.

5.4.5 Klassifikation ausgewählter täglicher Bodenluftdruckfelder

In Ergänzung der monatlich rekonstruierten Bodenluftdruckfelder erfolgte im Rahmen des ADVICE-Projekts für denselben Gitterfeldausschnitt die Rekonstruktion täglicher Verteilungsfelder des Bodenluftdrucks (SLONOSKY et al. 1998b) für ausgewählte, durch aussergewöhnliche Zirkulationszustände gekennzeichnete -

chere Witterungscharakteristika (geringere Standardabweichungen der klassenspezifischen Temperatur- und Niederschlagswerte) ausgeprägt sind als dies für die Cluster der Fall ist.

sogenannte zirkulationsanomale - Monate während der EIP. Die betreffenden, aufgrund verschiedener Auswahlverfahren (JACOBEIT 1996, SLONOSKY 1996, Kap. 5.3.4) und unter Berücksichtigung der Verfügbarkeit täglicher Luftdruckdaten selektierten 44 Monate sind in Tab. 5.4 aufgeführt.

Tabelle 5.4: Zirkulationsanomale Monate während der EIP (1780-1860).

Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
12 1788	03 1789	07 1796	11 1786
07 1791	04 1790	07 1798	11 1805
12 1799	04 1797	07 1809	09 1807
01 1803	04 1817	07 1816	09 1809
01 1814	03 1822	08 1820	11 1810
01 1838	04 1829	06 1821	10 1812
01 1839	05 1833	06 1826	11 1825
12 1843	04 1837	06 1827	10 1841
12 1844	05 1844	07 1828	09 1842
02 1848	04 1851	06 1833	09 1851
	04 1854	07 1834	11 1851
		08 1842	

In methodischer Entsprechung zur Großwettertypenklassifikation der monatlichen Bodenluftdruckfelder wurde eine Klassifikation der verfügbaren täglichen Druckfelder erarbeitet, die in beschränktem Umfang ergänzende Untersuchungen zur Zirkulationsdynamik während der EIP auf täglicher Zeitskala und den diesbezüglichen Vergleich mit den Ergebnissen einer entsprechenden Klassifikation erlaubt, die auf der Basis täglicher Bodenluftdruckfelder aus dem NCEP/NCAR Reanalyse-Projekt (KALNAY et al. 1996) für den Zeitraum 1958-1997 durchgeführt wurde (siehe Ergebnisdarstellungen in Kap. 5.5.3 und Kap. 5.5.5).

5.4.6 Vergleich der Klassifikationsergebnisse mit dem Katalog der Großwetterlagen nach Hess-Brezowski für den Zeitraum 1958-1997

Die Ergebnisse der automatischen Großwettertypenklassifikation täglicher Bodenluftdruckfelder für den Zeitraum 1958-1997 ermöglichen einen direkten Vergleich der Resultate des Klassifikationsverfahrens mit den manuell ermittelten Großwettertypen nach Hess-Brezowski⁴⁷. Aufgrund der Problematik der Ableitung der Anströmrichtung aus der Isobarenkonfiguration des Bodenluftdruckfeldes und der

⁴⁷ Freundlicherweise wurde der überarbeitete Katalog der Großwetterlagen Europas nach Hess-Brezowski für die Jahre 1881-1997 dem Verfasser von F.-W. Gerstengarbe und P. C. Werner (beide Potsdam Institut für Klimafolgenforschung - PIK) in digitaler Form zur Verfügung gestellt.

daraus zu erwartenden Nichtübereinstimmung der automatisch und manuell ermittelten Großwettertypen wurden im Rahmen dieses Vergleichs zusätzlich die ebenfalls aus dem NCEP/NCAR Reanalyse-Projekt stammenden täglichen Gitterfelder des 500 hPa-Niveaus klassifiziert.

Bei einer komparativen Bewertung der Klassifikationsergebnisse ist zu berücksichtigen, daß das dem Katalog der Großwetterlagen zugrundeliegende Klassifikationsschema einige zweifellos bedeutsame Klassifikationskriterien impliziert, die bei der automatischen Großwettertypenklassifikation keine Berücksichtigung finden. So werden in die manuelle Großwettertypenklassifikation sowohl das Bodenluftdruckfeld als auch die Druckverteilung im 500 hPa-Niveau sowie Zyklonenzugrichtungen, Drucksteig- und Druckfallgebiete einbezogen. Darüberhinaus wird von einer Großwetterlage eine Mindestdauer von drei Tagen gefordert, und schließlich werden Wetterlagen, die nicht eindeutig einer Großwetterlage zuzuordnen sind, als 'unbestimmt' klassifiziert (GERSTENGARBE & WERNER 1993).

Vor diesem Hintergrund ist keine absolute Übereinstimmung von automatischer und manueller Klassifikation zu erwarten, jedoch sollten tendenziell ähnliche absolute und jahreszeitliche Auftretshäufigkeiten der Großwettertypen resultieren. Die absoluten Häufigkeiten der automatisch und manuell ermittelten Großwettertypen zeigt Abb. 5.15, die monatlichen Auftretshäufigkeiten ausgewählter Großwettertypen sind in Abb. 5.16 vergleichend gegenübergestellt.

Bei teilweise ähnlichen Kurvenverläufen in Abb. 5.15 zeigen die subjektiv und automatisch ermittelten Großwettertypen sehr deutliche Unterschiede bezüglich der absoluten Auftretshäufigkeiten einzelner Klassen, wobei die auf Grundlage der Bodenluftdruckfelder ermittelten Druckmusterklassen insgesamt ein höheres Maß an Übereinstimmung mit den Großwettertypen nach Hess und Brezowski aufweisen. Dies wird auch aus der Darstellung der monatlichen Auftretshäufigkeiten einzelner Großwettertypen in Abb. 5.16 deutlich.

Starke Abweichungen von den Häufigkeiten der Großwettertypen nach Hess/Brezowski sind für die drei gezeigten Großwettertypen vor allem für die Klassifikation des 500 hPa-Niveaus festzustellen.

Die in diesem Niveau äußerst geringen Häufigkeiten des Großwettertyps E sind darauf zurückzuführen, daß östliche Strömungen in den meisten Fällen auf das Bodenniveau beschränkt bleiben, während in höheren Troposphärenschichten davon mehr oder weniger stark abweichende Strömungsrichtungen ausgebildet sind.

Auch der Großwettertyp HM ist zumeist im Bodenluftdruckniveau deutlicher ausgebildet als in höheren Niveaus. Ein abgeschlossener Hochdruckkern im 500 hPa-Niveau ist nur selten realisiert, häufiger ist das Vorhandensein eines stabilen Hochdruckkeils (GERSTENGARBE & WERNER 1993: 13). Der Fall, daß der räumliche Korrelationskoeffizient des Druckfeldes zum zyklonalen Grundmuster betragsmäßig dominiert (Zuordnungskriterium für Großwettertyp HM) tritt dementsprechend im 500 hPa-Niveau mit geringerer Häufigkeit auf als im Bodenniveau.

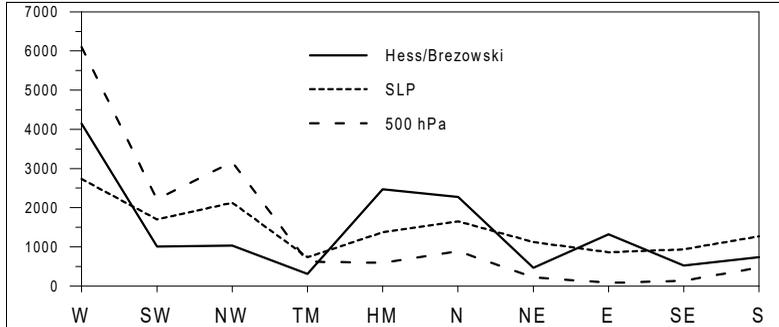


Abb. 5.15: Vergleich der absoluten Häufigkeiten (in Tagen) automatisch bestimmter Großwettertypen mit den Auftrittshäufigkeiten der Großwettertypen nach Hess/Brezowski im Zeitraum 1958-1997.

Demgegenüber sind für das 500 hPa-Niveau deutlich größere Häufigkeiten des Großwettertyps W festzustellen. Dieser Sachverhalt ist mit der Dominanz der westlichen Höhenströmungskomponente zu erklären. Relativ geringfügige Variationen der Ausprägung der westlichen Höhenströmung können aber zu stark abweichenden Strömungskonfigurationen im Bodenniveau führen, die im Rahmen der Großwetterlagenklassifikation nach Hess/Brezowski Berücksichtigung finden und die alleiniges Zuordnungskriterium innerhalb der automatischen Großwettertypenklassifikation des Bodenluftdrucks sind. Die überdurchschnittlich hohen positiven Abweichungen von W im Juli und August sind beispielsweise zum Teil auf die 'fehlerhafte' Klassifikation des Großwettertyps NW im 500 hPa-Niveau zurückzuführen.

Zusammenfassend zeigen sich zwar generelle Übereinstimmungen der hier vorgestellten Klassifikation mit der Klassifikation nach Hess/Brezowski (siehe auch Kap. 5.4.4 bezüglich der Witterungscharakteristik der Großwettertypen), es wird aber deutlich, daß sich der komplexe, subjektive methodische Ansatz der Großwetterlagenklassifikation nur näherungsweise mittels einfacher numerischer Klassifikationsalgorithmen nachvollziehen läßt. Die wesentlichen Gründe für die festgestellten Diskrepanzen wurden bereits weiter oben angesprochen. Obwohl die eingangs formulierte Zielsetzung der auf die Ermittlung von Großwettertypen beschränkten Automatisierung der Großwetterlagenklassifikation nach Hess/Brezowski nur ansatzweise erreicht wurde, stellt die neuentwickelte Methode nach Meinung des Verfassers ein geeignetes Mittel zur Gruppierung von Bodenluftdruckfeldern nach wesentlichen Zirkulationscharakteristika dar, die eine leicht durchführbare und auch auf andere Regionen übertragbare Alternative zu den besprochenen (korrelationsbasierte Methoden) oder im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten automatischen Klassifikationsverfahren (eigenwertbasierte Ansätze) darstellt.

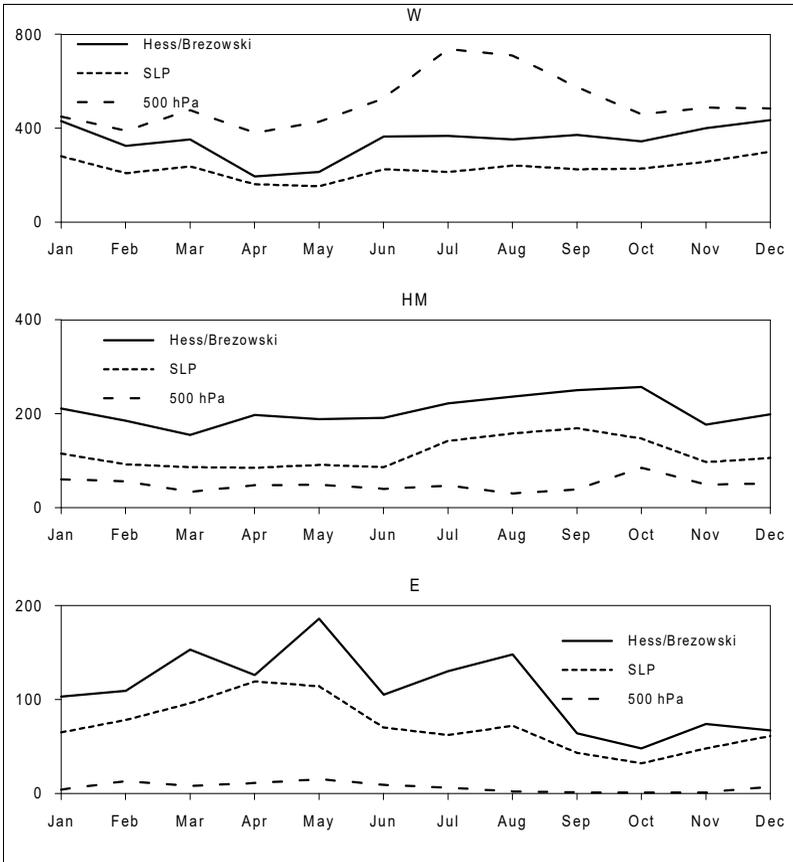


Abb. 5.16: Vergleich der absoluten monatlichen Häufigkeiten (in Tagen) ausgewählter automatisch bestimmter Großwettertypen mit den Auftrittshäufigkeiten der entsprechenden Großwettertypen nach Hess/Brezowski im Zeitraum 1958-1997.

5.5 Analyse der synoptisch-klimatologischen Variabilität im Zeitraum 1780-1995

Auf der Grundlage der im vorangegangenen Kapitel vorgestellten Druckmusterklassifikationen lassen sich Untersuchungen zur Veränderlichkeit der zirkulationsdynamischen Verhältnisse im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780 durchführen. Einen Schwerpunkt bildet dabei - wie auch schon bei der Analyse der thermischen und hygrischen Verhältnisse in Kap. 4 - der Vergleich der frühinstrumentellen Periode mit diesem Jahrhundert. Die Ergebnisse der Analysen sollen hierbei nicht isoliert betrachtet, sondern in synoptisch-klimatologischer Zusammenschau mit den Resultaten der Untersuchungen zur langperiodischen klimatischen Variabilität in Mitteleuropa interpretiert werden. Ebenfalls werden einige weitere, im Rahmen des ADVICE-Projekts unter Beteiligung des Verfassers erarbeitete Ergebnisse (JACOBEIT et al. 1998) mit in die Untersuchungen einbezogen.

5.5.1 Verfahrensweisen

Die zeitlich variierenden Auftrittshäufigkeiten der unterschiedlichen Zirkulationstypen und der aus ihnen abgeleiteten Zirkulationsformen ermöglichen zum einen die Darstellung kontinuierlicher Zeitreihen der Zirkulation seit 1780 (Kap. 5.5.2), zum anderen lassen sich mittels periodenspezifischer Häufigkeitsstatistiken die beiden besonders interessierenden Zeiträume 1780-1860 und 1915-1995 bezüglich zirkulationsdynamischer Unterschiede (Kap. 5.5.3) und - unter Berücksichtigung der großwettertypspezifischen thermischen und hygrischen Charakteristika - deren Auswirkungen auf Temperatur und Niederschlag vergleichen (Kap. 5.5.4). In Ergänzung dieser häufigkeitsstatistischen Auswertungen wird untersucht, inwieweit die interne Struktur der Druckmusterklassen zwischen EIP und MIP differiert, in welchem Ausmaß also neben häufigkeitsspezifischen auch typinterne Veränderlichkeiten der Zirkulationsstrukturen zu den beobachteten klimatischen Verschiedenheiten beitragen (Kap. 5.5.5). In diesem Zusammenhang sind auch Untersuchungen zu Veränderungen der Persistenz der einzelnen Großwettertypen von Bedeutsamkeit, die allerdings nur auf der leider wenig umfangreichen Basis der verfügbaren täglichen Bodenluftdruckfelder der EIP (siehe Tab. 5.4) durchgeführt werden können.

5.5.2 Dekadische zirkulationsdynamische Variabilität im Zeitraum 1780-1995

Für die verschiedenen Druckmusterklassen - Cluster und Großwettertypen - und die auf dieser Basis ermittelten Zirkulationsformen wurden die jeweiligen Auftrittshäufigkeiten in jahreszeitlicher Differenzierung für 21 Jahre umfassende, jeweils 10 Jahre überlappende Zeiträume aufsummiert und in Form fortlaufender Zeitreihen dargestellt. Die Häufigkeitssummen wurden dabei graphisch jeweils dem zentralen Jahr eines 21-jährigen Zeitraums zugeordnet, die resultierenden Zeitreihen umfassen folglich übereinstimmend den Zeitraum 1790-1980. Einen Überblick über die zeitli-

che Variabilität der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional - ermittelt auf Grundlage der Cluster bzw. Großwettertypen - in jahreszeitlicher Differenzierung und für das Gesamtjahr geben die Abb. 5.17 und 5.18. Die entsprechenden Darstellungen für die einzelnen Druckmusterklassen - im Falle der Großwettertypen beschränkt auf die 10 nicht nach Zyklonalität/Antizyklonalität der Strömung differenzierten Typen⁴⁸ - finden sich in den Abb. A.6 und A.7 im Anhang, wobei dort aus Gründen der Übersichtlichkeit jeweils die saisonalen bzw. jährlichen Häufigkeiten aller zu einer Zirkulationsform gehörenden Klassen wiedergegeben sind.

Die zeitliche Entwicklung der Häufigkeiten der Zirkulationsformen zeigt generell keine deutlichen langzeitlichen Trends, sondern ist vielmehr von Schwankungen unterschiedlicher Periodenlänge und Amplitude gekennzeichnet. Mit Ausnahme des Sommers, der innerhalb der Clusterklassifikation fast ausschließlich durch die zonale Zirkulationsform bestimmt erscheint, zeigen sich in allen Jahreszeiten generelle Übereinstimmungen bezüglich der wesentlichen zeitlichen Häufigkeitsdifferenzierungen der Zirkulationsformen zwischen den beiden Klassifikationsansätzen, allerdings bei teilweise ausgeprägten größenordnungsmäßigen Unterschieden. Diese partiell differierenden Resultate sind auf die unterschiedlichen Vorgehensweisen der klassifikatorischen Zuordnung zurückzuführen, unter anderem auf die Tatsache, daß im Rahmen der Clusterklassifikation das gesamte Druckfeld in die Analysen einbezogen wird, während die Bestimmung der Großwettertypen unter Beschränkung auf den europäischen Bereich erfolgt. Aufgrund der problematischen Zuordnung der Cluster 4 und 5 zur zonalen Zirkulationsform, auf die bereits in Kap. 5.3.3 eingegangen wurde, und der daraus folgenden undifferenzierten Wiedergabe der Zirkulationsverhältnisse in den Sommermonaten und in geringerem Maße auch in den Monaten April, Mai und September, die sich auch im zeitlichen Verlauf der jährlichen Häufigkeiten widerspiegelt, werden die Häufigkeitsveränderungen der Zirkulationsformen seit 1780 im folgenden in erster Linie anhand der in Abb. 5.18 dargestellten Zeitreihen erörtert.

Die textliche Ergebnisdarstellung umfaßt zum einen ausführliche Interpretationen der einzelnen Häufigkeitszeitreihen (ingerückte, kleingedruckte Textpassagen), zum anderen erfolgt eine Zusammenfassung und Diskussion der wesentlichsten Aspekte im Haupttext.

⁴⁸ Die Beschränkung auf 10 Großwettertypen erfolgte aufgrund der teilweise sehr geringen absoluten Häufigkeiten der weiter differenzierten antizyklonalen und zyklonalen Subtypen, die eine Interpretation der Häufigkeitszeitreihen wesentlich erschwert.

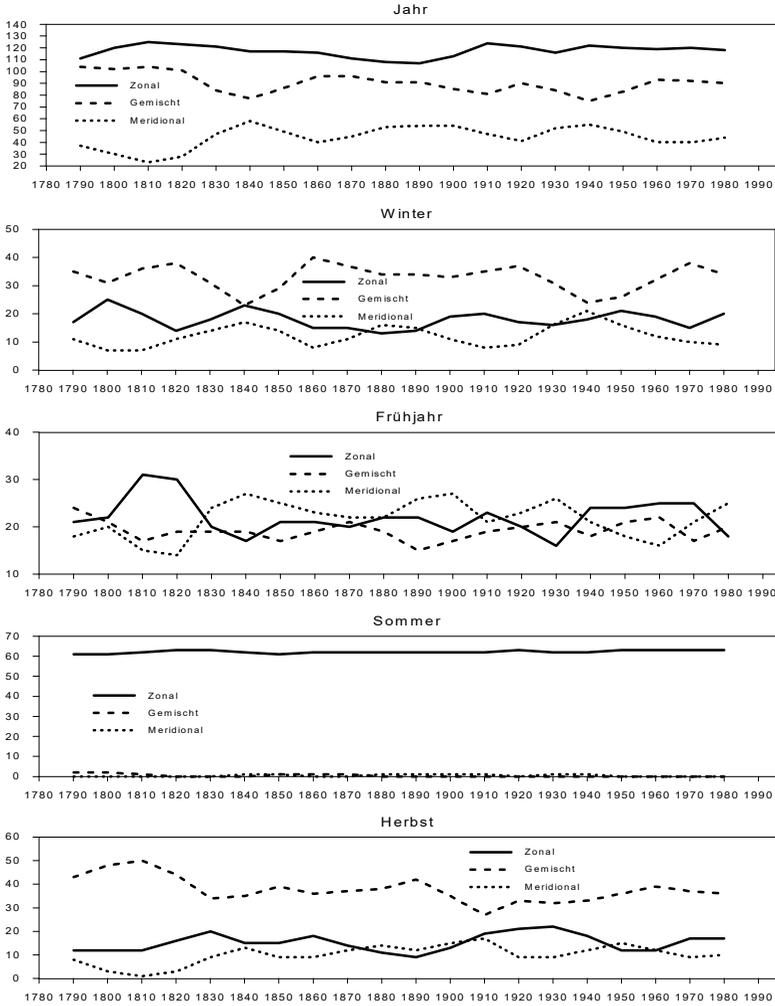


Abbildung 5.17: Jährliche und jahreszeitliche Auftretshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional – ermittelt auf Basis der Clusterklassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder – für 21-jährige Zeiträume mit 10-jähriger Überlappung.

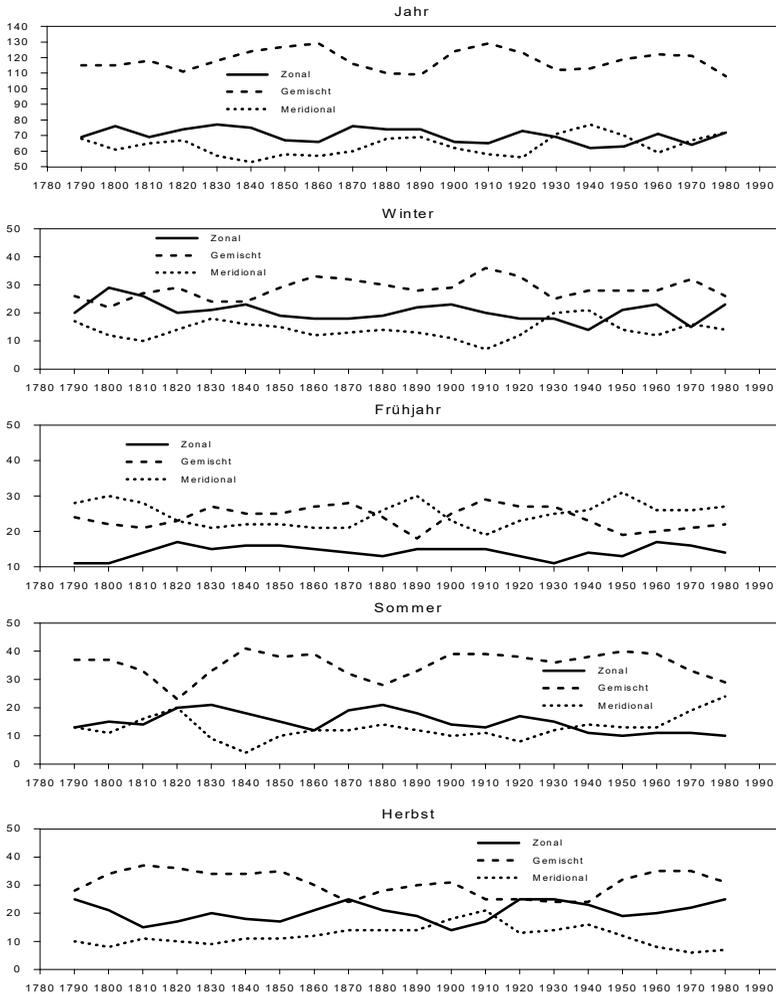


Abbildung 5.18: Jährliche und jahreszeitliche Auftretshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional – ermittelt auf Basis der Großwettertypenklassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder – für 21-jährige Zeiträume mit 10-jähriger Überlappung.

Jahr

Die jährlichen Häufigkeiten der zonalen Zirkulation zeigen nur wenig ausgeprägte Schwankungen. Phasen erhöhter Häufigkeiten sind zwischen 1820 und 1840, 1870 und 1890 sowie auf einzelne Dekaden beschränkt um 1800, 1920, 1960 und 1980 festzustellen. Geringere Bedeutung kommt der Zonalzirkulation um 1810, von 1850 bis 1860 und von 1900 bis 1910 zu, zwischen 1930 und 1950 und um 1970 löst die zonale Zirkulation sogar die meridionale als seltenste Zirkulationsform ab. Eine akzentuiertere Variabilität zeigt die gemischte Zirkulationsform, deren jährliche Häufigkeiten vor allem durch die Großwettertypen SW und NW bestimmt werden, mit maximalen Auftrittshäufigkeiten um 1860, 1910 und 1960/70 und Minima um 1820, 1890, 1930 und am Ende der Zeitreihe um 1980. Ein hierzu gegenphasiger Verlauf der Zeitreihe der Auftrittshäufigkeiten ist der meridionalen Zirkulation - maßgeblich bestimmt durch das Verhalten der Großwettertypen N und S - zueigen, wobei allerdings keine exakte Übereinstimmung bezüglich der Lage der Extremwerte im Kurvenverlauf besteht. Diese Gegenläufigkeit der Häufigkeiten der meridionalen und der gemischten Zirkulation bei ganzjähriger Betrachtung ist auch für die auf der Grundlage der Cluster aggregierten Zirkulationsformen und in unterschiedlicher Intensität auch in allen Darstellungen der jahreszeitlichen Entwicklungen zu beobachten.

Winter

Ihr absolutes winterliches Maximum erreicht die zonale Zirkulationsform zu Beginn der EIP um 1800, überdurchschnittlich stark zonal geprägte Verhältnisse herrschen außerdem um 1840, zu Beginn des 20. Jahrhunderts, in den 1960er Jahren und schließlich wieder um 1980 nach einem Häufigkeitsminimum um 1970. Bemerkenswert sind die Zeitabschnitte um 1800 und zwischen 1930 und 1950, innerhalb derer die zonale Zirkulation - in Abweichung von den normalen Verhältnissen - die häufigste bzw. die seltenste Zirkulationsform wird. Für die gemischte Zirkulation ist ein Zeitraum relativ gesteigerter Häufigkeit zwischen 1860 und etwa 1920 auszumachen, weitere Maxima sind um 1820 und um 1970 ausgebildet. Maßgeblich bestimmt wird dieser Verlauf durch die Häufigkeitsschwankungen des im Winter dominierenden gemischten Großwettertyps SW. Über den gesamten Zeitraum (abgesehen von der ersten und letzten Dekade) gegenläufig dazu verhalten sich die Auftrittshäufigkeiten der meridionalen Zirkulationsform, im wesentlichen repräsentiert durch die Großwettertypen S und SE.

Frühjahr

Während des Frühjahrs bleiben die Häufigkeiten der zonalen Zirkulationsform nach geringen Werten während der ersten Dekaden der EIP für den Zeitraum von 1820 bis etwa 1910 auf einheitlich relativ hohem Niveau, nach einem Minimum um 1930 erfolgt eine Zunahme, die um 1960 ein absolutes Maximum erreicht, bevor die Anteile dieser Zirkulationsform zum Ende der Zeitreihe wieder abnehmen. Die gemischte Zirkulation ist zwischen 1830 und 1870 sowie von 1910 bis 1930 überdurchschnittlich stark repräsentiert, während für die meridionale Zirkulationsform in diesen Perioden relativ geringe Häufigkeiten zu konstatieren sind. Zurückzuführen sind diese Häufigkeitsverschiebungen auf gesteigerte Bedeutung der Großwettertypen NW (1830-1870, 1910-1930), TM (1830-1870) und SW (1910-1930) und korrespondierende Häufigkeitseinbußen vor allem der Großwettertypen S und SE im Zeitraum 1830-1870 sowie bezüglich des Eintrittszeitpunkts variierende lokale Minima aller meridionalen Typen im Zeitraum 1910-1930. Lokale Häufigkeitsmaxima der meridionalen Zirkulation sind um 1800, 1890 und 1950 (absolutes Maximum des Großwettertyps NE) auszumachen, wobei die beiden letztgenannten mit Minima der gemischten Zirkulation gekoppelt sind. Im Frühjahr zeigen sich - sieht man vom Sommer ab - insbesondere zwischen 1800 und 1830 die augenfälligsten Differenzen bezüglich zonalen und meridionaler

Zirkulation zwischen den auf der Großwettertypenklassifikation beruhenden und den clusterbasierten Zirkulationsformen. Im Gegensatz zu den übrigen Jahreszeiten mit hinsichtlich der Rangfolge der einzelnen Zirkulationsformen weitgehend stationären Verhältnissen erfolgt im Frühjahr ein mehrmaliger Wechsel zwischen meridionaler und gemischter Zirkulation als der dominierenden Zirkulationsform.

Sommer

Die sommerliche Zonalzirkulation weist nach zunächst relativ geringen Häufigkeiten zu Beginn der Zeitreihe eine erste Phase erhöhter Häufigkeit zwischen 1820 und 1840 auf, der - getrennt durch lokale Minima um 1860 und 1910 - weitere zwischen 1870 und 1890 sowie um 1920 folgen. Ab 1940 bleibt die zonale Zirkulation dann durchgehend auf niedrigem Niveau und löst die meridionale Zirkulation als seltenste Zirkulationsform ab. Für die zeitliche Entwicklung der gemischten Zirkulationsform, die fast ausschließlich durch das Schwankungsverhalten des Großwettertyps NW bedingt ist, sind Minima um 1820 und 1880 charakterisierend, die in zeitlicher Übereinstimmung mit relativ großen Häufigkeiten der meridionalen Form - vor allem Großwettertyp N - stehen. Bemerkenswert ist das absolute Minimum der meridionalen Zirkulation um 1840, das durch einen nach 1820 einsetzende Häufigkeitsabnahme des Großwettertyps N verursacht wird. Deutlich ausgebildet ist eine Abnahme der gemischten und eine korrespondierende Zunahme der meridionalen Zirkulation seit 1960, die ebenfalls Ergebnis von Umverteilungen zwischen den beiden genannten Großwettertypen (N und NW) ist.

Herbst

Im Herbst erlangt die zonale Zirkulation um 1790, 1870, 1930 und etwa seit 1950 gesteigerte Bedeutung, während zwischen 1810 und 1850 sowie um 1900/1910 geringere Auftrittshäufigkeiten festzustellen sind, die zwischen etwa 1900 und 1910 sogar unter das Niveau der meridionalen Zirkulation absinken. Positive Häufigkeitsabweichungen sind für die gemischte Zirkulation zwischen 1810 und 1850, um 1900 und seit 1950, relativ geringere Anteile vor 1810, um 1870 und zwischen 1910 und 1940 zu verzeichnen. Dieser Verlauf spiegelt in erster Linie das Verhalten der Großwettertypen SW und - insbesondere bezüglich der Lage der Extrema - HM wider. Interessant ist der Zeitraum seit 1960, in dem sich bei leicht abnehmenden Häufigkeiten der gemischten Zirkulation eine zirkulationsforminterne Häufigkeitsumverteilung von Großwettertyp SW auf die Typen NW und HM abzeichnet. Eine Zweiteilung des Zeitraums bietet sich zur Charakterisierung der zeitlichen Entwicklung der meridionalen Zirkulationsform an, die im Herbst fast ausschließlich die Großwettertypen S und SE umfaßt: zunehmende Häufigkeiten bis zum Erreichen eines Maximums um 1910 - zu diesem Zeitpunkt weisen auch die ansonsten sehr schwach repräsentierten meridionalen Typen N und NE nennenswerte Auftrittshäufigkeiten auf - und eine daran anschließende Phase abnehmender Häufigkeiten.

In den Häufigkeitszeitreihen der Zirkulationsformen manifestieren sich insgesamt nur wenige Phasen mit zirkulationsdynamischen Entwicklungen, die über das Spektrum der niederfrequenten Schwankungen hinausgehen, die für alle Zirkulationsformen in allen Jahreszeiten festzustellen sind.

Bemerkenswert sind vor allem Zeitabschnitte, in denen die 'normale' - für die Mehrheit der betrachteten Jahre festzustellende - jahreszeitentypische Rangfolge der Häufigkeiten der Zirkulationsformen modifiziert ist. Im Winter sind solche Abwei-

chungen von der Rangfolge gemischt, zonal, meridional um 1800 (zonale Zirkulationsform am häufigsten) sowie um 1940 und 1970 (zonale Zirkulation mit geringsten Anteilen) zu diagnostizieren - diese letztgenannte Phase stark verminderter Auftrittshäufigkeiten der Zonalzirkulation zeigt sich als einzige der jahreszeitlich zu beobachtenden generellen Zirkulationsumstellungen auch in der Zeitreihe der jährlichen Häufigkeiten der Zirkulationsformen in entsprechender Deutlichkeit. Ein Überwiegen der zonalen Zirkulation über die gemischte Zirkulation deutet sich hingegen wieder am Ende der Zeitreihe an. Sind solch markante Modifikationen der Zirkulationscharakteristik im Winter vergleichsweise selten, so ist im Frühjahr ein deutlich häufigerer Wechsel zwischen der gemischten und der meridionalen Zirkulation als der häufigsten Zirkulationsform ausgebildet. Im Sommer und Herbst dominiert während fast des gesamten Zeitraums die gemischte Zirkulation über die zonale und meridionale Zirkulationsform. Im Sommer sind Abweichungen hiervon - Überwiegen der meridionalen über die zonale Zirkulation - kurzzeitig um 1810 sowie kontinuierlich und in zunehmendem Ausmaß seit etwa 1930/40 festzustellen. Diese Entwicklung in diesem Jahrhundert deutet auf eine gesteigerte Bedeutung von blockierenden Hochdruckgebieten (blocking action) für die sommerlichen Zirkulationsverhältnisse hin. Im Herbst erreicht die meridionale Zirkulation zwischen etwa 1900 und 1910 Häufigkeiten, die diejenigen der zonalen Zirkulationsform übertreffen, während von 1920 bis etwa 1940 die zonale Zirkulation etwas größere Bedeutung als die gemischte Zirkulationsform erlangt.

Zusammenfassend betrachtet scheinen Häufigkeit und Intensität solcher - durch die Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen erfassbaren - generellen Umstellungen der atmosphärischen Zirkulation vor allem im Winter zuzunehmen. Insbesondere im Winter wechseln in diesem Jahrhundert demnach Zeiträume mit vorwiegend zonal bzw. meridional geprägter Zirkulation - High-Index- bzw. Low-Index-Zirkulation - über dem Nordatlantik und Europa häufiger ab.

Deutlich ausgeprägte langzeitliche Entwicklungstendenzen im Sinne langfristig zu- oder abnehmender Auftrittshäufigkeiten sind nur in einigen Fällen zu resümieren. Bezüglich der meridionalen Zirkulationsform im Herbst zeigen sich die akzentuiertesten langzeitlichen Entwicklungstendenzen, mit bis etwa 1910 zunehmenden und daran anschließend wieder abnehmenden Auftrittshäufigkeiten. Demgegenüber erfährt die meridionale Zirkulationsform im Frühjahr und Sommer - weniger deutlich im Winter - seit etwa 1910/20 eine Zunahme ihrer Häufigkeiten. Diese generelle Anstiegstendenz der meridionalen Zirkulationsform im Frühjahr und Sommer ist auch aus den Darstellungen der zeitlichen Entwicklungen der Häufigkeiten der Zirkulationsformen bei GERSTENGARBE & WERNER (1993: 44 ff.) ersichtlich. Ebenfalls deutlich werden seit Beginn des 20. Jahrhunderts zunehmende Häufigkeiten der Zonalen Zirkulationsform im Herbst, und seit etwa Mitte dieses Jahrhunderts im Winter und im Frühjahr (zu vergleichbaren Ergebnissen kommen auch SCHMUTZ & WANNER (1998) in ihren Untersuchungen zur niederfrequenten Variabilität der atmosphärischen Zirkulation auf der Basis einer korrelationsbasierten Druckmusterklassifikation). Demgegenüber sind im Sommer seit etwa 1880 abnehmende Häufigkeiten der Zonalzirkulation zu verzeichnen. Für die gemischte Zirkulationsform offenbaren die Häufigkeitszeitreihen keine vergleichbaren langfristigen - über mehrere Dekaden persistente - Entwicklungstendenzen.

SCHMUTZ & WANNER (1998) folgern aus ihren Untersuchungen, daß etwa in der Mitte des 20. Jahrhunderts eine wesentliche Änderung der zirkulationsdynamischen Verhältnisse bezüglich der Beziehungen zwischen zonaler und meridionaler Zirkulationsform eingetreten ist. Während im Winter und Frühjahr bis zur Mitte dieses Jahrhunderts die Zeitreihen der Auftrittshäufigkeiten von meridionaler und zonaler Zirkulation einen gegenphasigen Verlauf zeigen, stellt sich für den folgenden Zeitraum eine deutliche positive Korrelation der Zeitreihen ein. Ein vergleichbarer Sachverhalt wird aus den hier ermittelten Zeitreihenverläufen nicht deutlich. Für den Winter mag dies daran liegen, daß SCHMUTZ & WANNER (1998) ihre Aussage auf der Grundlage des Vergleichs der Zeitreihen von zwei einzelnen zonalen bzw. meridionalen Zirkulationstypen formulieren, während in vorliegender Arbeit die Gesamtheit der zonalen bzw. meridionalen Muster jeweils zusammengefaßt wird. Allerdings läßt sich der von SCHMUTZ & WANNER (1998) erwähnte Tatbestand auch nicht beim Vergleich des Großwettertyps W mit einzelnen meridionalen Großwettertypen nachvollziehen.

Wie bereits aus der detaillierteren Erörterung der Häufigkeitszeitreihen der Zirkulationsformen ansatzweise deutlich wurde, sind neben den beschriebenen Häufigkeitsumverteilungen zwischen den einzelnen Zirkulationsformen auch innerhalb dieser Anteilsverschiebungen unterschiedlichen Ausmaßes zwischen den jeweiligen Zirkulationstypen - Cluster und Großwettertypen - zu verzeichnen. Insbesondere im Frühjahr sind als Ausdruck der hohen interannuellen Variabilität dieser Übergangsjahreszeit häufige Variationen der Rangfolge nicht nur der Zirkulationsformen, sondern auch der Zirkulationstypen innerhalb der gemischten und vor allem der meridionalen Zirkulation ausgebildet⁴⁹, während in den anderen Jahreszeiten und auch bei Betrachtung des Gesamtjahres trotz ausgeprägter zeitlicher Häufigkeitsschwankungen der Einzelmuster über den gesamten Zeitraum meist deutlich dominierende Zirkulationsmuster auszumachen sind, die das Schwankungsverhalten der jeweiligen übergeordneten Zirkulationsform maßgeblich bestimmen.

Obwohl die wesentlichen Zirkulationstypen in ihrer zeitlichen Variabilität innerhalb der Zirkulationsformen bereits deutlich repräsentiert werden, offenbart die Interpretation der Häufigkeitszeitreihen der einzelnen Zirkulationstypen einige zusätzliche Aspekte niederfrequenter Zirkulationsvariabilität im betrachteten Zeitraum, die bei Zusammenfassung zu Zirkulationsformen nivelliert werden oder nur abgeschwächt in Erscheinung treten. Zu beachten ist hierbei, daß bei isolierter Betrachtung teilweise spektakulär anmutende Phasen innerhalb der Häufigkeitszeitreihen einzelner Zirkulationstypen - beispielsweise das stark ausgeprägte Maximum des Großwettertyps TM im Zeitraum zwischen 1850 und 1870 - sich bei Berücksichtigung der Auftrittshäufigkeiten der betreffenden Klasse - beispielsweise lediglich 0,9% (relative Häufigkeit) von TM - hinsichtlich ihrer Auswirkungen auf die generelle Zirkulationscharakteristik einzelner Zeitabschnitte oftmals sehr stark relativieren.

Im folgenden soll die zeitliche Variabilität der Auftrittshäufigkeiten einzelner Zirkulationstypen dargestellt werden. Die primäre Zielsetzung dabei ist, einen Einblick

⁴⁹ Für die auf der Basis der Großwettertypenklassifikation ermittelte zonale Zirkulationsform, die allein durch den Großwettertyp W repräsentiert wird, sind vergleichbare Aussagen nicht möglich. Bezüglich der zonalen Clustertypen 1, 2, 4 und 5 werden aber ebenfalls vor allem im Frühjahr zeitlich sehr stark variierende Häufigkeitsanteile offenbar.

in die zeitlich variierende interne Struktur der bereits besprochenen Zirkulationsformen zu erhalten.

Zonale Zirkulationstypen

Die zonale Zirkulationsform, für die nur auf Basis der Clusterklassifikation eine differenziertere Analyse möglich ist, wird im Winter über den gesamten 216-jährigen Zeitraum maßgeblich durch Cluster 1 - ausgeprägte westliche Strömung über dem gesamten betrachteten Längsbereich - repräsentiert, Cluster 2 - mit einem schwächer ausgeprägten Azorenhoch und einer nordwärtigen Auslenkung der Westdrift an der Westflanke eines osteuropäischen Hochdruckgebiets - erreicht insbesondere im 20. Jahrhundert nur marginale Bedeutung. Im Frühjahr zeigt sich eine bemerkenswerte Veränderung, das Schwankungsverhalten der beiden genannten Cluster betreffend. Von 1780 bis etwa 1870 zeigen die beiden Zirkulationstypen eine gleichlaufende Entwicklung ihrer Auftrittshäufigkeiten, im darauffolgenden Zeitraum ist indes ein deutlich gegenphasiger Verlauf der Zeitreihen festzustellen. Wesentliche Konsequenz dieser Modifikation ist, daß sich in der Periode vor 1870 der Zeitreihenverlauf der zonalen Zirkulationsform im wesentlichen aus der Kombination von Cluster 1 und 2 ergibt, seit 1870 aber sehr stark durch die beiden ebenfalls im Frühjahr vertretenen zonalen Cluster 4 und 5 geprägt wird. Cluster 4 und 5 bestimmen ausschließlich die sommerliche Zonalzirkulation und weisen aufgrund des fast völligen Fehlens meridionaler und gemischter Cluster während des Sommers eine deutlich gegenphasige zeitliche Entwicklung auf. Während Cluster 5 von Beginn des Zeitraums bis etwa 1910 eine von Fluktuationen auf dekadischer Zeitskala überlagerte langfristige Tendenz hin zu geringeren Auftrittshäufigkeiten aufweist und im Verlauf des 20. Jahrhunderts eine deutliche Zunahme seiner Häufigkeiten erfährt, zeigt Cluster 4 eine exakt gegenläufige Entwicklung. Am Umkehrpunkt um 1910 dominiert letztgenannter Zirkulationstyp in Abweichung von der normalen Rangfolge kurzzeitig die sommerliche Zonalzirkulation. Die einzigen winterlichen Vertreter der zonalen Zirkulation - Cluster 1 und 2 - sind auch im Herbst über den gesamten Zeitraum die bestimmenden Zirkulationstypen, die (wie auch während des Frühjahrs) phasenweise übereinstimmendes bzw. gegensätzliches Schwankungsverhalten aufweisen; aufgrund der deutlicheren Dominanz der beiden Cluster ist damit allerdings nicht wie im Frühjahr eine zeitweise gesteigerte relative Bedeutung der beiden anderen zonalen Cluster 4 und 5 verbunden, die insgesamt nur beschränkt modifizierenden Einfluß auf die Gestaltung des zeitlichen Verlaufs der Auftrittshäufigkeiten der zonalen Zirkulationsform ausüben.

Gemischte Zirkulationstypen

Für die gemischte Zirkulation der Wintermonate sind in erster Linie der Großwettertyp SW bzw. die Kombination der ebenfalls durch einen südwestlichen Richtungsverlauf der Isobaren charakterisierten Cluster 6 und 10 bedeutsam. Bei durchaus vorhandenen dekadischen Häufigkeitsschwankungen deuten sich zumindest für SW und Cluster 10 keine langfristigen Veränderungstendenzen an. Der Großwettertyp HM und das sowohl bezüglich seiner Luftdruckkonfiguration als auch seiner Häufigkeitsentwicklung sehr ähnliche Cluster 3 zeigen über den gesamten Zeitraum - bei etwas stärkeren Fluktuationen während der EIP - leicht abnehmende Tendenzen. Zirkulationsformintern werden diese Negativentwicklungen durch leichte langfristige Anteilssteigerungen des Großwettertyps NW bzw. des Clusters 6 ausgeglichen. Für die beiden frühjährlich die gemischte Zirkulationsform bestimmenden Großwettertypen SW und NW sind in dieser Jahreszeit zwar ausgeprägte Schwankungen festzustellen, die insbesondere für SW im 20. Jahrhundert eine größere Amplitude aufweisen, es zeichnen sich aber für keines der beiden Druckmuster deutliche Entwicklungstendenzen zwischen Beginn und Ende des Gesamtzeitraums ab. Sowohl für den Großwettertyp HM als auch für TM - der ein ausgeprägtes Häufigkeitsmaximum um 1860 aufweist - sind

dagegen langfristige Abnahmen der Häufigkeiten zu konstatieren, die in beiden Fällen erst in den letzten Dekaden durch positive Entwicklungen abgelöst werden. Einen zu HM generell sehr ähnlichen Verlauf zeigt die Häufigkeitszeitreihe von Cluster 3. Dessen abnehmende Tendenz wird allerdings innerhalb der gemischten Zirkulationsform langfristig durch leichte Zunahmen der Cluster 10 und vor allem 6 ausgeglichen. Während des Sommers ist neben Großwettertyp NW nur HM phasenweise - zwischen 1820 und 1900 und mit zunehmender Tendenz seit 1910 - an der Ausgestaltung der gemischten Zirkulation beteiligt. Die um 1900 einsetzende, auf verminderte Häufigkeit von NW zurückzuführende Reduzierung der Auftrittshäufigkeiten der gemischten Zirkulation wird teilweise durch gleichzeitig festzustellende steigende Anteile von HM kompensiert. Im Herbst manifestieren sich deutliche Häufigkeitsabnahmen des Großwettertyps SW - konzentriert auf den Zeitraum von 1840 bis 1930 - und des Clusters 10 - sehr starke Häufigkeitsreduzierung zwischen 1810 und 1840. Ein partieller Ausgleich erfolgt für SW durch positive Entwicklungen der Großwettertypen NW - relativ gleichmäßig seit 1850 - und HM - stark ausgeprägt seit 1940. Ebenfalls zunehmende Häufigkeiten weist Cluster 3 seit etwa 1910 auf.

Meridionale Zirkulationstypen

Im Vergleich zu zonaler und gemischter Zirkulation ist der meridionalen Zirkulationsform ein deutlich höheres Maß an interannueller Variabilität der zirkulationsforminternen Rangfolge der konstituierenden Zirkulationstypen zueigen, das vor allem bei Betrachtung der Häufigkeitszeitreihen der meridionalen Cluster und verstärkt in den Übergangsjahreszeiten Frühjahr und Herbst sichtbar wird. Vor allem die Großwettertypen S und SE sowie die Cluster 11 und 12 steuern die Häufigkeitsentwicklung der meridionalen Winterzirkulation. Während S und Cluster 11 positive Häufigkeitsentwicklungen aufweisen - Cluster 11 tritt erst seit 1820 auf - erfahren Cluster 12 und SE eine Abnahme ihrer Häufigkeiten, allerdings sind diese langfristigen Tendenzen von sehr ausgeprägten Fluktuationen auf der dekadischen Zeitskala überlagert. Nur phasenweise etwas gesteigerte Bedeutung erlangen Großwettertyp E und Cluster 9 (Meridionale Troglage) mit jeweils etwas höheren Häufigkeiten zu Beginn der Zeitreihe, um 1870/80 und um 1950. Cluster 8 schließlich, das ein Hoch über den Britischen Inseln zeigt, erreicht sein absolutes Häufigkeitsmaximum um 1830, nach einer Phase abnehmender Häufigkeiten zwischen 1830 und 1870 gewinnt dieser Zirkulationstyp seitdem wieder an Bedeutung. Im Frühjahr hingegen zeigt Cluster 8 nach maximalen Häufigkeiten um 1840 eine deutlich negative Entwicklung bis zu seinem absoluten Häufigkeitsminimum um 1950, seit diesem Zeitpunkt erfolgt wieder eine leichte Häufigkeitszunahme. Die langfristigen Häufigkeitseinbußen werden aber bis 1930 weitgehend kompensiert durch im gleichen Zeitraum zu verzeichnende Häufigkeitszunahmen der Cluster 7 (seit 1850), 11 (seit 1880) und ebenfalls übernormale Bedeutung von Cluster 9 zwischen 1870 und 1930. Nach 1920/30 zeigen dann fast alle meridionalen Cluster - mit Ausnahme von Cluster 12, das seit 1930 eine zu allen anderen meridionalen Clustern gegenläufige Entwicklung aufweist - zunächst starke Häufigkeitseinbußen bis 1950 und seitdem wieder stark zunehmende Häufigkeiten. Ein ähnlich markanter Einbruch der Häufigkeiten der meridionalen Zirkulationstypen in den zwei Dekaden nach 1930 ist für die meridionalen Großwettertypen, die während des Frühjahrs alle vergleichbare Häufigkeiten aufweisen, nicht nachweisbar. Eine interessante Häufigkeitsentwicklung zeigt Großwettertyp SE mit maximalen Werten um 1800/10, abnehmenden Häufigkeiten im Zeitraum bis 1850 und seitdem wieder zunehmenden Auftrittshäufigkeiten, die allerdings das Niveau von 1800/10 nicht mehr erreichen. Die übrigen meridionalen Großwettertypen weisen ausgeprägte Fluktuationen ihrer Häufigkeiten auf dekadischer Zeitskala auf, ohne dabei längerfristige Entwicklungstendenzen zu offenbaren, lediglich für den Großwettertyp N ist seit 1910 eine deutliche Tendenz zur Zunahme der Häufigkeiten sichtbar. Erwähnenswert ist die unterschiedliche Repräsentanz der einzelnen Großwettertypen innerhalb der Zeiträume mit maximaler Häufigkeit der meridionalen Zirkulationsform. Das um 1800 ausgebildete Maximum beruht im wesentlichen auf starker Präsenz der Großwettertypen

SE und S, um 1890 führen vor allem große Häufigkeiten von S, N und E zur absoluten Dominanz der meridionalen Zirkulation, und um 1950 lösen hauptsächlich der starke Anstieg von Großwettertyp NE sowie ein lokales Maximum von E einen Häufigkeitsgipfel der meridionalen Zirkulation aus. Aus dieser Tendenz zu einer Häufigkeitsumverteilung von Strömungskonfigurationen mit süd-/südöstlicher auf solche mit nord-/nordöstlicher Isobarenverlaufsrichtung innerhalb außergewöhnlich stark meridional geprägter Zeitabschnitte kann aber nicht auf eine generelle Bedeutungssteigerung der letztgenannten Großwettertypen innerhalb des Gesamtkollektivs der meridionalen Zirkulationstypen geschlossen werden. Das Schwankungsverhalten der meridionalen Zirkulationsform während des Sommers wird bis 1860 fast ausschließlich von Großwettertyp N bestimmt, dessen seit 1840 zunehmende Tendenz wird zwischen 1860 und 1910 und seit 1920 durch ebenfalls zunehmende Bedeutung des Großwettertyps NE ergänzt. Im Herbst sind die während des Sommers bestimmenden Großwettertypen N und NE nur noch selten und (wie auch Großwettertyp E) nur im Zeitraum zwischen etwa 1860 und 1960 mit nennenswerten Häufigkeiten vertreten. Dominierend ist der Großwettertyp S, der von Beginn der Zeitreihe bis 1900/10 steigende, im 20. Jahrhundert abnehmende Tendenz aufweist, die in ihrer Wirkung auf die Gesamthäufigkeit der meridionalen Zirkulationsform durch die Großwettertypen N, NE und E etwas abgeschwächt wird. Einen ausgeprägten Häufigkeitsanstieg von 1790 bis 1860 erfährt Großwettertyp S, im darauffolgenden Zeitraum liegen dessen Häufigkeiten auf deutlich niedrigerem Niveau und zeigen im 20. Jahrhundert eine leichte Abnahme. Ein dem Großwettertyp S sehr ähnliches Verhalten ist Cluster 11 zuzueigen, das gemeinsam mit Cluster 8 - mit insgesamt zunehmenden Häufigkeiten - die seit ihrem Maximum um 1850 abnehmenden Häufigkeiten von Cluster 7 (vor allem im Zeitraum 1850-1910) überkompensiert.

Die Betrachtung der Zeitreihen der Auftrittshäufigkeiten der einzelnen Zirkulationstypen zeigt, daß die Gruppierung der einzelnen Zirkulationstypen zu Zirkulationsformen zwar als Grundlage für die Beschreibung der Variationen des generellen großräumigen Zirkulationsgeschehens geeignet ist, es wird aber deutlich, daß auch innerhalb der Kollektive grundsätzlich ähnlicher Strömungskonfigurationen ein erhebliches Maß an Variabilität der Einzeltypen und beträchtliche Häufigkeitsumverteilungen zwischen diesen zu berücksichtigen sind. Berücksichtigt man die zeitlichen Variationen der Auftrittshäufigkeiten der einzelnen Zirkulationstypen so ergeben sich einige Erweiterungen und Differenzierungen bezüglich der weiter oben auf der Grundlage der Zirkulationsformen erörterten zirkulationsdynamischen Veränderungen seit 1780.

Die für Frühjahr, Herbst und Winter diagnostizierte Zunahme der zonalen Zirkulationsform (repräsentiert durch Großwettertyp W bzw. Cluster 1, 2, 4 und 5) in diesem Jahrhundert wird im Frühjahr durch ebenfalls ansteigende Häufigkeiten von SW, im Winter und Herbst durch gesteigerte Bedeutung von NW ergänzt. Insgesamt ergibt sich für diese drei Jahreszeiten damit eine recht deutliche Zunahme der Anströmrichtungen aus dem westlichen Richtungssektor im 20. Jahrhundert.

Eine interessante Differenzierung der zeitlichen Entwicklung der zonalen Zirkulationsform im Sommer wird aus den Häufigkeitszeitreihen der Cluster 4 und 5 ersichtlich, die die sommerliche Zonalzirkulation repräsentieren. Die Variationen der Häufigkeiten der beiden in ihrer Grundstruktur sehr ähnlichen sommertypischen Cluster, die sich vor allem bezüglich Lage und Ausdehnung von Azorenhoch und Islandtief unterscheiden (nördlichere Lage der Steuerungszentren in Cluster 5), sind für das 20. Jahrhundert konsistent mit registrierten Positionsänderungen der steu-

erden atlantischen Druckgebilde Islandtief und Azorenhoch. MÄCHEL et al. (1998) stellen für beide Aktionszentren seit etwa 1900/1910 gehäuft Positionen nördlich der jeweiligen Normallage fest. Aber auch für den historischen Zeitraum stehen die variierenden Häufigkeitsanteile in qualitativer Übereinstimmung mit den von LAMB & JOHNSON (1961)⁵⁰ ermittelten zeitlichen Veränderungen der Breitenlage von Islandtief und Azorenhoch. Die ebenfalls bei LAMB & JOHNSON (1961) dargestellten zeitlichen Intensitätsveränderungen der nordwestlichen Strömungskomponente über Europa werden durch die zeitlichen Variationen der Auftrittshäufigkeiten des Großwettertyps NW in ihren wesentlichen Zügen erfaßt.

Die für die letzten etwa 100 Jahre dokumentierten Veränderungen - beispielsweise die vor allem im Herbst und Winter seit etwa Mitte des 20. Jahrhunderts verstärkt stattfindende Zunahme der zonalen Zirkulation⁵¹ - stehen damit hinsichtlich wesentlicher Aspekte in Einklang mit den Ergebnissen anderer Untersuchungen zur Zirkulationsdynamik im Nordatlantisch-Europäischen Bereich (z. B. BARDOSSY & CASPARY 1990, KLAUS 1993).

Einige Diskrepanzen ergeben sich allerdings mit Blick auf die von KLAUS (1997) für den Zeitraum seit 1881 festgestellten Veränderungen der Auftrittshäufigkeiten täglicher Großwetterlagen. KLAUS (1997) stellt für alle Jahreszeiten sowie für das Gesamtjahr eine stark ausgeprägte Abnahme der Lagen mit Anströmung aus dem nördlichen Richtungssektor zugunsten vermehrter Häufigkeiten südwestlicher und südlicher Anströmungstypen fest. Er führt diese Entwicklungen auf zeitliche Veränderungen der Intensität und der Längenpositionen der Höhentöpfe und -rücken im nordatlantisch-europäischen Bereich zurück. Als Folge einer Ostverlagerung des ostamerikanischen Höhentropes sowie des osteuropäischen Resonanztropes gelangt Europa häufiger in den Einflußbereich der südlichen Strömung an der Vorderseite des ostamerikanischen Tropes, gleichzeitig bildet sich der Höhenrücken zwischen den beiden Trögen häufiger über Europa anstatt über dem Atlantik aus. LAMB & JOHNSON (1959) diagnostizieren deutliche ostwärtige Verlagerungstendenzen der nordatlantisch-europäischen Tröge und Rücken - im Bodenniveau - auch für den Zeitraum 1790 bis 1959 im Januar. Der ostamerikanische Trog zeigt im gleichen Zeitraum auch im Juli eine entsprechende - schwächer ausgeprägte - Positionsänderung, während für den Rücken über dem östlichen Nordatlantik stärkere Fluktuationen zu registrieren sind - östliche Positionen zu Beginn des 19. Jahrhunderts und um die letzte Jahrhundertwende; westliche Positionen in der Mitte des 19. Jahrhunderts und wieder zur Mitte des 20. Jahrhunderts (LAMB & JOHNSON 1961).

Im Winter spiegeln sich diese Veränderungen der Zirkulationsstruktur in insgesamt leicht zunehmenden - allerdings von starken Fluktuationen überlagerten - Häufig-

⁵⁰ LAMB & JOHNSON (1959, 1961) untersuchen auf der Grundlage subjektiv rekonstruierter Bodenluftdruckverteilungskarten für Januar und Juli Intensitätsänderungen der westlichen und nordwestlichen Strömungskomponente über dem Nordatlantik und Europa sowie Veränderungen der Breiten- bzw. Längenposition der steuernden Druckgebilde Islandtief und Azorenhoch bzw. der quasistationären Tröge und Rücken im nordatlantisch-europäischen Sektor seit 1760.

⁵¹ Es sei angemerkt, daß aufgrund der gewählten Darstellungsform - 21-jährige Perioden mit 10-jähriger Überlappung, beginnend mit dem Intervall 1780-1800 - die Jahre 1991 mit 1995 durch die hier gezeigten Zeitreihen nicht erfaßt werden. Demzufolge tritt die Häufigkeitszunahme der zonalen Zirkulationsform, die zum Ende der Zeitreihen insbesondere im Winter zu verzeichnen ist, nicht in adäquater Deutlichkeit hervor.

keitsentwicklungen des Großwettertyps S, in einer Zunahme der Cluster 6 und 11 und - vor allem für den Zeitraum bis 1920 - in positiven Tendenzen des Großwettertyps SW wider.

Für den Sommer koinzidieren seit 1900 abnehmende Häufigkeiten des Großwettertyps NW mit den von KLAUS (1997) beschriebenen Veränderungen. Und auch die Häufigkeitsentwicklung dieses Zirkulationstyps seit dem Ende des 18. Jahrhunderts steht im wesentlichen in Einklang mit den bei LAMB & JOHNSON (1961) wiedergegebenen Variationen der Positionen des Rückens über dem östlichen Nordatlantik. Mit der von KLAUS (1997) diagnostizierten Intensivierung des Höhenrückens über Westeuropa stehen schließlich die Häufigkeitsvariationen der sommerlichen zonalen Cluster 4 und 5 in Übereinstimmung. Cluster 5, das eine stärkere Ausdehnung des Höhenrückens impliziert, weist im 20. Jahrhundert einen deutlichen Häufigkeitszuwachs auf, während Cluster 4 an Bedeutung verliert. Hingegen steht die Häufigkeitsentwicklung des Großwettertyps N - mit seit 1900 zunehmender Tendenz - in deutlichem Widerspruch zu den von KLAUS (1997) festgestellten Veränderungen der sommerlichen Zirkulationsverhältnisse.

Im Herbst und Frühjahr ist in den Zeitreihen der Auftrittshäufigkeiten nur phasenweise die von KLAUS (1997) beschriebene Abnahme nördlicher Anströmungstypen zugunsten südlicher Lagen dokumentiert. Eine deutliche Übereinstimmung ergibt sich im Frühjahr lediglich für den Zeitraum ab 1940 mit stark zu-/abnehmenden Häufigkeiten der Großwettertypen SW/NW.

Auf der Grundlage der beschriebenen zeitlichen Veränderungen der Auftrittshäufigkeiten der Druckmusterklassen und der daraus aggregierten Zirkulationsformen kann zu diesem Zeitpunkt zusammenfassend festgestellt werden, daß die atmosphärische Zirkulation im Bereich Nordatlantik-Europa während des Zeitraums 1780-1995 ein ausgeprägtes Schwankungsverhalten zeigt. Sowohl die einzelnen Zirkulationstypen - Cluster und Großwettertypen - als auch die Zusammenfassungen zu den Zirkulationsformen Zonal, Gemischt und Meridional weisen in ihrer zeitlichen Häufigkeitsentwicklung auf der dekadischen bis multidekadischen Zeitskala markante Abschnitte abwechselnd akzentuierter bzw. reduzierter Bedeutung auf. Aus der zeitlichen Abfolge der sich daraus ergebenden Phasen unterschiedlicher Zirkulationscharakteristik im betrachteten Ausschnitt resultieren aber keine deutlich ausgeprägten langzeitlichen Entwicklungstrends, die auf das Vorherrschen von generell andersartigen Zirkulationsmodi im 20. Jahrhundert gegenüber vergangenen Zeiträumen schließen lassen.

Erscheint das Ausmaß der rezent zu beobachtenden Entwicklungen im Kontext atmosphärischer Zirkulationsdynamik seit Ende des 19. Jahrhunderts als teilweise herausragende Modifikation, relativieren sich diese Tendenzen bei der Analyse des um mehr als 100 Jahre verlängerten Betrachtungszeitraums seit 1780 und scheinen sich derzeit noch in die Bandbreite natürlicher zirkulationsdynamischer Variabilität einzuordnen. So stellen beispielsweise die seit den 1960er Jahren im Sommer stark zunehmenden Häufigkeiten der meridionalen Zirkulation bei gleichzeitig abnehmender Bedeutung der gemischten Zirkulation innerhalb der letzten 100 Jahre ein in diesem Ausmaß exzeptionelles, höchst auffälliges Phänomen dar; betrachtet man

aber den bis 1780 erweiterten Zeitraum, so zeigt sich, daß sehr ähnliche Entwicklungstendenzen auch in den Perioden 1800-1820 und 1860-1880 vorherrschten.

Eine mögliche wesentliche Modifikation der nordatlantisch-europäischen Zirkulationsdynamik deutet sich allerdings bezüglich der winterlichen Zirkulationsverhältnisse an. In dieser Jahreszeit sind im 20. Jahrhundert Wechsel zwischen stark meridional bzw. zonal geprägten Zeitabschnitten häufiger und in größerer Intensität ausgebildet als im 19. Jahrhundert.

Teilweise deutlichere langzeitliche Entwicklungen des Schwankungsverhaltens der atmosphärischen Zirkulation im betrachteten Ausschnitt zeigen andere Zirkulationsparameter, die im Rahmen des ADVICE-Projekts bezüglich ihrer langperiodischen Variabilität untersucht wurden. So beispielsweise - insbesondere im Winter und Sommer - der Nordatlantische Oszillationsindex (NAOI) - ermittelt aus der Druckdifferenz zwischen den nordatlantischen Steuerungszentren Azorenhoch und Islandtief (siehe JACOBET et al. 1998: 48 ff.)⁵² -, der einen Indikator für die Intensität der zonalen Strömungskomponente über dem östlichen Nordatlantik darstellt.

Im Winter weist der NAOI zwischen 1780 und etwa 1860 überwiegend negative Anomalien auf, anschließend sind gehäuft positive Abweichungen bis etwa 1930 zu verzeichnen. Nach einer Phase indifferenter Anomaliecharakteristik zwischen 1930 und 1960 dominieren bis Anfang der 1980er negative Abweichungen, bevor am Ende der Zeitreihe wieder bevorzugt positive Anomalien auftreten.

Für den Sommer ist eine phasenweise gegenläufige Entwicklung festzustellen: „*The summer season is characterized by cumulating positive anomalies in NAOI until beyond the end of EIP and roughly 40-year periods with changing tendencies afterwards; ...*“ (JACOBET et al. 1998: 55).

Diese Entwicklungen - die für den Zeitraum seit 1881 auch von anderen Autoren (z.B. SAHSAMANOGLU 1990, MÄCHEL et al. 1998) bestätigt werden und in ihren Grundzügen für den Zeitraum von etwa 1780 bis 1960 bereits von LAMB & JOHNSON (1959, 1961) dargelegt wurden - lassen sich nur zum Teil anhand der Häufigkeitszeitreihen der Zirkulationsformen nachvollziehen. Eine bessere Übereinstimmung wird deutlich, wenn die Häufigkeiten positiver, indifferenter und negativer NAOI-Anomalien⁵³ den damit verknüpften Häufigkeiten der verschiedenen Zirkulationsformen - jeweils ermittelt für 21-jährige Perioden mit einjährigen Zeitschritten - gegenübergestellt werden, wie dies in Abb. 5.19 für den Winter geschehen ist.

Es zeigt sich zwar sowohl während des Winters als auch in den anderen Jahreszeiten (nicht gezeigt) ein Vorherrschen der zonalen Zirkulationsform während ausgeprägt

⁵² Der NAOI wurde hierbei auf der Grundlage des rekonstruierten Bodenluftdruckdatensatzes (JONES et al. 1999) als die Differenz zwischen den Mittelwerten der standardisierten Luftdruckwerte an jeweils vier Gitterpunkten im Bereich des Azorenhochs (35°N/30°W, 35°N/20°W, 40°N/30°W, 40°N/20°W) und des Islandtiefs (60°N/30°W, 60°N/20°W, 65°N/30°W, 65°N/20°W) ermittelt. Ein stärker auf Mitteleuropa bezogener Zonalitätsindex (Zentraleuropäischer Zonalitätsindex CEZI) wird in entsprechender Weise auf der Grundlage der in gleicher Breitenlage befindlichen Gitterpunkte im Längensbereich 0°E-20°E berechnet (JACOBET et al. 1998).

⁵³ Als positive, negative oder indifferente NAOI-Ausprägungen werden hier Werte des standardisierten NAOI größer +1, kleiner -1 bzw. größer/gleich -1 und kleiner/gleich +1 verstanden.

positiver NAOI-Phasen und umgekehrt eine starke Repräsentanz der meridionalen Typen bei Dominanz niedriger NAOI-Werte, positiver und negativer Modus des NAOI schließen aber das Auftreten meridionaler bzw. zonaler Zirkulationsformen nicht aus.

Offensichtlich ist beispielsweise mit starken meridionalen Druckgegensätzen – positiver NAOI - über dem Atlantik nicht zwingend das Auftreten der zonalen Zirkulationsform im Sinne von Hess/Brezowski verknüpft. Auch SCHMUTZ & WANNER (1998) weisen darauf hin, daß mit dem Auftreten positiver NAO Indizes sehr unterschiedliche Druckverteilungsmuster gekoppelt sein können. Umgekehrt kann auch bei einem schwach ausgeprägten meridionalen Druckgradienten über dem Nordatlantik eine Strömungskonfiguration mit deutlicher zonaler Komponente realisiert sein (siehe hierzu auch Abb. 6.2).



Abbildung 5.19: Auftretshäufigkeiten negativer, indifferenten und positiver NAOI-Anomalien im Zeitraum 1780-1995 und korrespondierende Häufigkeiten zonaler, gemischter und meridionaler Großwettertypen im Winter (Dez., Jan., Feb.) für 21-jährige Zeiträume mit 1-jähriger gleitender Verschiebung.

Aufgrund der horizontal stark eingeschränkten und vertikal auf das Bodenniveau limitierten Datenbasis im wesentlichen ungeklärt bleibt die Frage, wie sich das seit 1780 ausgeprägte dekadische Variabilitätsspektrum der nordatlantisch-europäischen Zirkulationsstrukturen in die langzeitliche Dynamik der hemisphäri-

schen und globalen atmosphärischen Zirkulation - insbesondere der mittleren und höheren Troposphärenschichten - einfügt bzw. aus dieser erklären läßt.

Ein gehäuftes Auftreten der zonalen oder meridionalen Zirkulationsform im Bereich Nordatlantik-Europa entspricht im allgemeinen einer Realisierung des High-Index- oder Low-Index-Typs der außertropischen Westwindzirkulation der Nordhemisphäre (siehe z. B. WEISCHET 1998: 217). Die beschriebenen dekadischen Häufigkeitsvariationen der verschiedenen Zirkulationsformen können demnach - wie bereits bei Erörterung der Häufigkeitszeitreihen angedeutet - als Ausdruck eines korrespondierenden Schwankungsverhaltens der Struktur der langen troposphärischen Wellen auf der Nordhalbkugel gewertet werden. Eine solche Veränderung, vor allem der winterlichen troposphärischen Wellenstruktur, sehen beispielsweise MALBERG & BÖKENS (1993) für den Zeitraum seit 1960 in einer Zunahme der zonalen geostrophischen Westdriftkomponente dokumentiert. Für den gleichen Zeitraum stellt KLAUS (1993) einen Rückgang der Häufigkeiten großamplitudiger Höhenröge und blockierender Hochdruckzentren fest. Während also für die letzten Jahrzehnte und ebenso für andere, stark durch zonale Zirkulationstypen geprägte Zeitabschnitte von geringerer Häufigkeit und Amplitude der Auslenkungen der Höhenströmung aus der zonalen Richtung auszugehen ist, ist entsprechend für Phasen vermehrt meridional bestimmter Zirkulation eine Häufigkeits- und Intensitätssteigerung der Mäanderwellen der außertropischen westlichen Höhenströmung zu vermuten. Neben Variationen von Anzahl sowie Amplitude und Wellenlänge der großräumigen meridionalen Auslenkungen der Höhenwestwinddrift sind auch Verschiebungen der bevorzugten Längenpositionen der Tröge und Rücken als verursachende Momente für die phasenweise Bevorzugung bestimmter Bodenluftdruckkonstellationen im nordatlantisch-europäischen Bereich in Betracht zu ziehen. Typischerweise bildet sich im nordatlantisch-europäischen Sektor neben dem quasistationären Höhentrog im Lee der meridional verlaufenden Gebirgszüge im Westen Nordamerikas ein dazugehöriger Resonanzrog im Längenbereich zwischen 30-50°E über Osteuropa aus. KLAUS (1993) stellt seit Mitte des 20. Jahrhunderts mit zunehmender Häufigkeit Trogpositionen zwischen 10-30° West fest, während der Trog zwischen 30-50°E an Bedeutung verliert. Auf das Bodendruckfeld wirken sich solche Positionsverschiebungen der Höhenröge in der Weise aus, daß infolge der damit einhergehenden Lageveränderung der bevorzugt an der Trogvorderseite entstehenden bodennahen Tiefdruckanomalien westliche Trogpositionen mit verstärkter südlicher Strömungskomponente über Europa einhergehen und östlichere Lagen der Trogachse zu Zirkulationstypen mit nördlicher Anströmung führen. Häufigkeitsvariationen der Großwettertypen S und N sind also wohl - wie auch weiter oben ausgeführt - zumindest teilweise auf entsprechende Verlagerungstendenzen der großamplitudigen Tröge und Rücken der Höhenströmung zurückzuführen. Als auslösenden Faktor für die Ausbildung von winterlichen Höhenrögen und -rücken an bestimmten Längenpositionen nennt OERLEMANS (1975) positive und negative Anomalien des Wärmetransfers zwischen Ozean und Atmosphäre in Regionen ausgeprägter nordatlantischer Meeresoberflächentemperaturanomalien (STA - Sea-surface temperature anomalies): „... a positive STA favours the occurrence of circulation types with an upper ridge situated east of the STA region. In the same way, a negative STA will cause a tendency to a more frequent occurrence of types with an upper trough east of the STA region.“

Während davon ausgegangen werden kann, daß über kurze (tägliche bis mehrtägige) Zeiträume die atmosphärischen Zirkulationsprozesse stark von erdoberflächennahen Temperaturgradienten - also auch von STAs - im Sinne der von OERLEMANS (1975) festgestellten Kopplungen beeinflusst werden (WANNER et al. 1998), werden bezüglich der Wechselwirkungen zwischen Meeresoberflächentemperaturen (SST - Sea-surface temperatures) und atmosphärischer Zirkulation auf längeren Zeitskalen kontroverse Meinungen diskutiert. „*There is, however no widely accepted answer to the question of whether the anomalous SST forcing on the atmosphere is more efficient than atmospheric forcing of the SST or vice versa.*“ (ZORITA et al. 1992).

Für die monatliche bis jährliche Zeitskala gehen NAMIAS & CAYAN (1981) von einer Steuerung der atmosphärischen Zirkulation durch SST-Anomalien aus, demgegenüber folgern ZORITA et al. (1992) aufgrund ihrer Untersuchungen, daß Variationen der Nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturen zu einem großen Teil das Resultat atmosphärischer Prozesse sind (siehe auch MALBERG & FRATESI 1995).

Unterschiedliche Kausalitäten der Kopplungen zwischen Ozean und Atmosphäre hinsichtlich interannueller bzw. interdekadischer Variabilität resümiert KUSHNIR (1994). Während interannuelle Variationen der Nordatlantischen SSTs atmosphärisch gesteuert zu sein scheinen, zeigt deren interdekadische Veränderlichkeit keine Abhängigkeit von den korrespondierenden Zirkulationsverhältnissen. Auf dieser hier primär interessierenden Zeitskala wird die SST Verteilung nach Kushnir in erster Linie von der großräumigen ozeanischen Zirkulation gesteuert. Im Gegensatz zu den interannuellen Schwankungen vermutet der Autor hier eher eine Steuerung der atmosphärischen Bedingungen durch die Ozeantemperaturen: „*The unique association between the interdecadal SST pattern and surface meteorological conditions suggests that the atmospheric circulation change may be the response to the change in SST.*“

Das Kollektiv der hier kurz erläuterten, im Kontext der weiter oben vorgestellten Untersuchungsergebnisse in Betracht zu ziehenden Interdependenzen des nordatlantisch-europäischen Zirkulationsgeschehens mit zeitlichen Variationen der makroskaligen nordhemisphärischen atmosphärischen und ozeanischen Strukturen ist zu erweitern um hemisphärenübergreifende Interaktionen innerhalb des Klimasystems. Als ein Beispiel für die mögliche Verursachung langperiodischer nordatlantisch-europäischer Zirkulationsvariabilität durch interhemisphärische Wechselwirkungen im System Atmosphäre-Ozean sei die Beeinflussung der nordhemisphärischen Zirkulation durch das ENSO-Phänomen genannt, die sich beispielsweise in einer Südwärtsverlagerung der nordatlantischen Zyklonenzugbahnen während warmer ostpazifischer ENSO-Ereignisse äußert (FRAEDRICH & MÜLLER 1992).

Mit Blick auf die in Kap. 4 vorgestellten Untersuchungen zur Klimadynamik im Zeitraum 1780-1995 ist von Interesse, welche Zusammenhänge zwischen zirkulationsdynamischer Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa und den langperiodischen mitteleuropäischen Temperatur- und Niederschlagsschwankungen bestehen.

Aufgrund der witterungsklimatisch heterogenen Zusammensetzung der Zirkulationsformen (Tab. A.5 und A.6) lassen sich auf dekadischer Zeitskala zwischen den

beschriebenen Häufigkeitsveränderungen der Zirkulationsformen und den diagnostizierten Klimaschwankungen in Mitteleuropa nur bedingt Zusammenhänge entdecken. So korrespondiert die stärkere meridionale Strömungskomponente in den Wintern des Zeitraums 1930 bis 1940 zwar mit dem Auftreten einer Reihe anomal kalter Winter zu Beginn der 1940er Jahre und die seit 1970 zunehmende winterliche zonale Strömungskomponente mit dem im gleichen Zeitraum zu verzeichnenden positiven Trend der Wintertemperaturen in Mitteleuropa, ein vergleichbarer Zusammenhang ist aber beispielsweise für den Zeitraum um 1800 mit gesteigerter Häufigkeit der Zonalzirkulation und gleichzeitiger Häufung unterdurchschnittlich temperierter Winter sowie für eine Reihe weiterer, durch die Häufung zirkulationsdynamischer oder ombrothermischer Anomalien charakterisierter Perioden nicht erkennbar. Deutlichere Kopplungen werden bei Einbezug der Häufigkeitszeitreihen der einzelnen Cluster und Großwettertypen manifest. Die in allen thermischen Regionen Mitteleuropas seit etwa 1950 festzustellende Tendenz zu niedrigeren Sommertemperaturen steht beispielsweise in Übereinstimmung mit der im gleichen Zeitraum einsetzenden Häufigkeitszunahme der meridionalen Zirkulationsform, die vor allem auf die gesteigerte Bedeutung des Großwettertyps N zurückzuführen ist.

Bedingt durch die komplexe, räumlich stark differenzierte Steuerung der Niederschlagsereignisse in Mitteleuropa ergibt sich, daß die Zusammenhänge zwischen großräumiger Zirkulation und hygrischen Anomaliephasen auf der dekadischen Zeitskala weit weniger als für den Fall der thermischen Verhältnisse deutlich werden.

Inwiefern aus den beschriebenen zeitlichen Entwicklungen der Häufigkeiten der Zirkulationsformen und der einzelnen Zirkulationstypen zirkulationsdynamische Unterschiede der beiden Vergleichszeiträume EIP und MIP resultieren und inwieweit sich die diagnostizierten Temperatur- und Niederschlagsveränderungen daraus ableiten lassen, soll in den folgenden Kapiteln näher untersucht werden.

5.5.3 Zirkulationsdynamischer Vergleich der frühinstrumentellen Periode (1780-1860) mit diesem Jahrhundert (1915-1995)

In Kap. 4 wurde dargelegt, inwieweit regional differenzierte thermische und hygri-sche Unterschiede zwischen der frühinstrumentellen Periode und diesem Jahr-hundert bestehen. Als wesentliches Ergebnis konnte dabei eine gegenüber rezenten Verhältnissen akzentuierte Kontinentalität des historischen Zeitabschnitts festge-stellt werden, für die beispielsweise KOPPANY & BOTTYAN (1990) eine während der EIP stärker meridional geprägte Nordatlantisch-Europäische Zirkulation als Ursache annehmen. Im folgenden soll nun ein Vergleich der Zirkulationsverhältnis-se innerhalb dieser beiden Zeiträume durchgeführt werden. Zu diesem Zweck erfolgte die Ermittlung der periodenspezifischen Auftrittshäufigkeiten der Zirkulati-onstypen sowie der daraus abgeleiteten Zirkulationsformen in monatlicher Differen-zierung. Aufgrund der identischen Umfänge der beiden Zeiträume - jeweils 81 Jahre - gelangen die absoluten Häufigkeiten zur Darstellung.

Der Vergleich der absoluten Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen in monat-licher (Abb. 5.20 und 5.21) und saisonaler (Tab. 5.5 und 5.6) Differenzierung ermöglicht einen ersten Überblick der zirkulationsdynamischen Unterschiede zwi-schen EIP und MIP.

Bei jahreszeitlicher Zusammenfassung sind nur wenige deutliche Unterschiede zwischen EIP und MIP zu konstatieren. Für den Winter ergibt sich bei Zugrundelegung der Clustertypen eine leichte Abnahme der Häufigkeiten der gemischten bei korrespondierender Zunahme der meridionalen Zirkulationsform, für die stärker auf Mitteleuropa konzentrierten Großwettertypen ist diese Veränderung nur in minimal-em Ausmaß festzustellen. Eine geringfügige Bedeutungssteigerung der meridiona-len Zirkulation auf Kosten der zonalen und gemischten - bei Zugrundelegung der Cluster - ist auch für das Frühjahr kennzeichnend. Auf der Basis der aus den Groß-wettertypen aggregierten Zirkulationsformen sind größere Häufigkeiten in der MIP im Frühjahr nur für die gemischte Zirkulation festzustellen. Die sommerlichen Zir-kulationsverhältnisse - für deren Beschreibung auf Grundlage der Zirkulationsform-n die Clustertypen aus bereits erörterten Gründen eher ungeeignet sind - zeigen ebenfalls eine stärker meridionale Prägung während der MIP bei verminderter Be-deutung der zonalen Zirkulationsformen. Die am stärksten ausgeprägten Verände-rungen manifestieren sich mit recht deutlicher Abnahme der gemischten zugunsten der meridionalen und zonalen Zirkulationsform im Herbst. Diese jahreszeitlichen Veränderungen summieren sich bei gesamtjährlicher Betrachtung zu einer Zunahme der meridionalen Zirkulation auf Kosten der gemischten Zirkulation bei in etwa unveränderten Anteilen der Zonalzirkulation in den beiden Zeiträumen.

Tab. 5.5: Saisonale und jährliche Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional, ermittelt auf Basis der Clusterklassifikation, in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).

	Zonal	Gemischt	Meridional
Winter (Dez., Jan., Feb.)			
EIP	73	126	44
MIP	71	120	52
Frühjahr (Mär., Apr., Mai)			
EIP	89	59	95
MIP	81	55	107
Sommer (Jun., Jul., Aug.)			
EIP	238	3	2
MIP	241	1	1
Herbst (Sep., Okt., Nov.)			
EIP	55	149	39
MIP	68	124	51
Jahr			
EIP	455	337	180
MIP	461	300	211

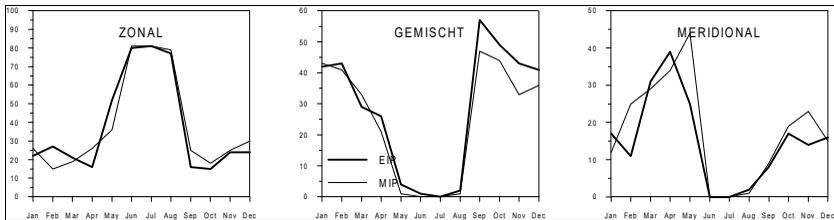


Abb. 5.20: Monatliche Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional, ermittelt auf Basis der Clusterklassifikation, in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).

Tab. 5.6: Saisonale und jährliche Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional, ermittelt auf Basis der Großwettertypenklassifikation, in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).

	Zonal	Gemischt	Meridional
Winter (Dez., Jan., Feb.)			
EIP	85	104	54
MIP	82	103	58
Frühjahr (Mär., Apr., Mai)			
EIP	55	92	96
MIP	56	84	103
Sommer (Jun., Jul., Aug.)			
EIP	61	135	47
MIP	47	139	57
Herbst (Sep., Okt., Nov.)			
EIP	74	129	40
MIP	88	114	41
Jahr			
EIP	275	460	237
MIP	273	440	259

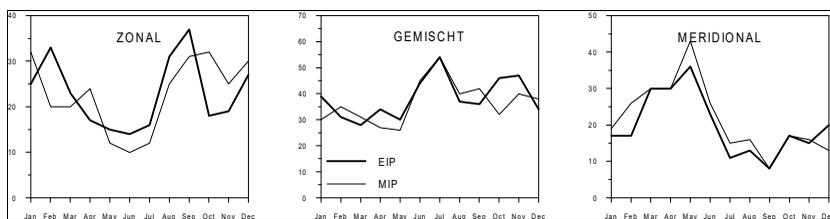


Abb. 5.21: Monatliche Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional, ermittelt auf Basis der Großwettertypenklassifikation, in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).

Ein differenzierteres Bild der zirkulationsdynamischen Verschiedenheiten der beiden Zeiträume ergibt sich aus den Abb. 5.20 und 5.21 der monatlichen Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen sowie aus den Abb. 5.22 und 5.23, die die monatlichen Anteilsveränderungen der Einzelmuster - Cluster und Großwettertypen (wiederum nicht differenziert in zyklonale und antizyklonale Subtypen) - wiedergeben. Dabei wird zum einen deutlich, daß die beschriebenen jahreszeitlichen Häufigkeitsumverteilungen der Zirkulationsformen aus intrasaisonal variierenden Entwicklungen resultieren, zum anderen, daß sich für Monate mit übereinstimmender Entwicklungstendenz bei den Zirkulationsformen sehr unterschiedliche zeitliche Modifikationen auf der stärker differenzierenden Untersuchungsgrundlage der Cluster und Großwettertypen manifestieren.

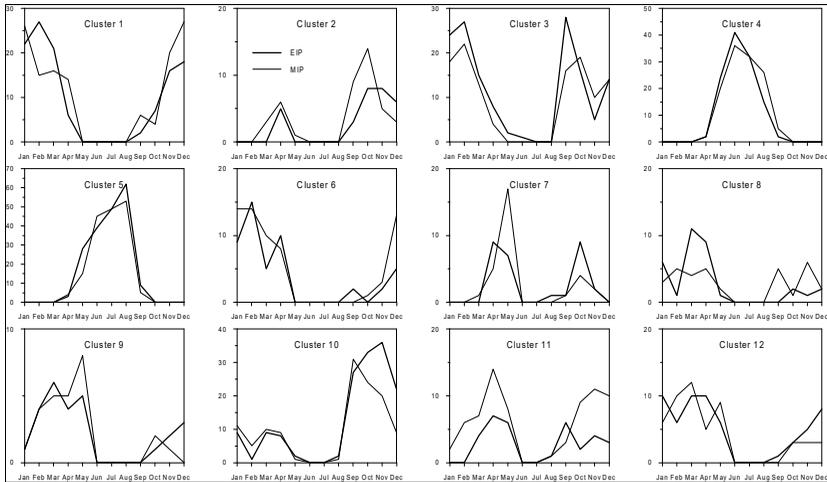


Abbildung 5.22: Monatliche Auftrittshäufigkeiten der Cluster in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).

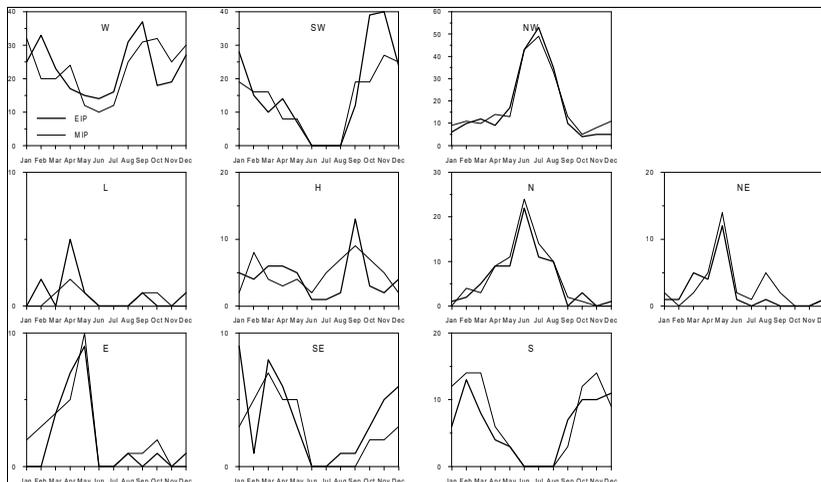


Abbildung 5.23: Monatsliche Auftrittshäufigkeiten der Großwettertypen in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).

Entsprechend der Ergebnisdarstellung im vorhergehenden Kapitel erfolgt eine detaillierte Interpretation in den folgenden, eingerückten Passagen und eine zusammenfassende Darstellung in Haupttext.

Winter

So ergibt sich die winterliche Zunahme der Meridionalzirkulation vor allem aus einer deutlichen Häufigkeitszunahme der Cluster 8, 11 und 12 sowie der Großwettertypen N, SE und E im Februar, für den eine korrespondierende Abnahme der zonalen Zirkulationsform (Cluster 1 und Großwettertyp W) festzustellen ist. Die Veränderungen im Februar stehen damit im Gegensatz zu der dominierenden Zunahme der Zonalzirkulation, basierend auf gesteigerten Häufigkeiten von Cluster 1 und Großwettertyp W, in den anderen beiden Wintermonaten, für die merklich höhere Häufigkeiten der meridionalen Zirkulation während dieses Jahrhunderts nur für die Großwettertypen E und S im Januar und Cluster 11 im Dezember und Januar resultieren. Auch bezüglich der eine gemischte Zirkulation repräsentierenden Einzelmuster zeigen sich mehr Unterschiede als Gemeinsamkeiten zwischen den Häufigkeitsentwicklungen im Januar und Dezember einerseits und Februar andererseits. Die Veränderungen im Februar beinhalten vor allem reduziertes Auftreten von Großwettertyp TM, Cluster 3 und (sehr schwach ausgeprägt) von Cluster 6 sowie höhere Häufigkeiten von Cluster 10 und Großwettertyp HM während der MIP. Im Januar und Dezember übereinstimmende, zum Monat Februar gegenläufige Entwicklungen sind für Cluster 6 sowie die Großwettertypen TM - unveränderte Häufigkeiten in EIP und MIP für Januar und Dezember - und HM zu konstatieren. Deutliche Zunahmen in den ersten beiden Wintermonaten zeigt auch Großwettertyp NW, der im Februar in beiden Zeiträumen nahezu gleichhäufig auftritt. Lediglich Cluster 10 - leichte Zunahmen im Januar und Februar; Abnahmen im Dezember - und Cluster 3 - Abnahmen im Januar und Februar bei Stagnation im Dezember - und Großwettertyp SW - Abnahmen im Januar; unveränderte Häufigkeiten im Februar.

figkeiten im Dezember und Februar - weisen gleichlaufende Tendenzen im Januar bzw. Dezember und Februar auf. Insgesamt stehen diese Entwicklungen in Übereinstimmung mit den für Dezember und Januar, nicht jedoch für Februar diagnostizierten statistisch signifikanten Erwärmungstendenzen in Mitteleuropa. So korrespondiert beispielsweise auch das in diesem Jahrhundert in den Monaten Dezember und Januar häufigere Auftreten von Cluster 11, das gegenüber dem seltener vertretenen Cluster 12 ein weniger weit westwärts ausgedehntes antizyklonales Steuerungszentrum über Osteuropa zeigt, mit dem gegenüber der EIP selteneren Auftreten kalter Winter seit 1915 (BECK & JACOBEIT 1998).

Frühjahr

Auch im Frühjahr manifestieren sich deutliche intrasaisonale Unterschiede. Die bei jahreszeitlicher Zusammenfassung zu verzeichnende Bedeutssteigerung der meridionalen Zirkulation bei gleichzeitiger Reduzierung der Auftrittshäufigkeiten der zonalen und gemischten Zirkulation ist auf die entsprechende Entwicklung im Mai zurückzuführen - verschieden stark ausgeprägte Häufigkeitssteigerungen aller meridionalen Cluster und aller meridionalen Großwettertypen außer S (etwa vergleichbare Häufigkeiten in EIP und MIP). Abgesehen vom zonalen Cluster 2 - minimale Häufigkeitszunahme - sind für alle zonalen und gemischten Cluster und Großwettertypen im Mai abnehmende oder gleichbleibende Häufigkeiten zu verzeichnen. März und April sind durch hiervon abweichende Tendenzen gekennzeichnet. Während im März aus gesunkener Bedeutung von Cluster 1 und des Großwettertyps W sowie größeren Häufigkeiten der Cluster 6 und 10 sowie der Großwettertypen SW, TM insgesamt eine leichte Zunahme der gemischten und eine ebenfalls sehr moderate Abnahme der zonalen Zirkulation resultiert, ist im April bezüglich dieser Zirkulationsformen eine stärker ausgeprägte gegenläufige Entwicklung festzustellen, die vor allem auf rückläufigen Tendenzen der Großwettertypen SW, TM und HM sowie der Cluster 3 und 6 bei zunehmenden Häufigkeiten des Großwettertyps W und der Cluster 1 und 2 beruht. Bei in beiden Monaten gleichbleibenden bis leicht abnehmenden Häufigkeiten der meridionalen Zirkulation finden im Kollektiv der meridionalen Zirkulationstypen Umverteilungen von den Clustern bzw. Großwettertypen 8, 9, N, NE und SE auf 11, 12 und S im März bzw. von 7, 8, 12, E und SE auf 11, 9 und S im April statt.

Sommer

Größtenteils einheitliche Entwicklungen weist dagegen der Sommer auf, in allen drei Einzelmonaten zeigt sich eine Zunahme der meridionalen Zirkulationsform - Großwettertypen NE und N - auf Kosten der zonalen Zirkulation (Großwettertyp W). Häufigkeitsabnahmen sind außerdem für NW, -zunahmen für HM festzustellen. Im August ist zusätzlich eine zirkulationsforminterne Umverteilung von SE auf NE zu konstatieren. Dieser Befund einer schwächeren zonalen Prägung - der unter anderem auf die seltenere Ausbildung zonaler Hochdruckkeile in der MIP zurückzuführen ist (JACOBEIT et al. 1998: 71) - und einer akzentuierteren nördlichen Strömung während der Sommermonate in diesem Jahrhundert ist konsistent mit der in weiten Teilen Mitteleuropas zwischen EIP und MIP eingetretenen sommerlichen Abkühlung (Kap. 4).

Herbst

Weitestgehende intrasaisonale Übereinstimmung bezüglich der Häufigkeitsmodifikationen der Zirkulationsformen ergibt sich auch für die Herbstmonate Oktober und November, für September resultiert - auf der Grundlage der Großwettertypen - eine zum saisonalen Befund gegenläufige Entwicklung mit einer

Abnahme der zonalen und einer Häufigkeitssteigerung der gemischten Zirkulation. Allerdings ist diese Umverteilung zwischen den beiden Zirkulationsformen im September auf Abnahmen des Großwettertyps W und korrespondierende Zunahmen der ebenfalls durch Anströmung mit westlicher Komponente charakterisierten Großwettertypen NW und SW zurückzuführen, wodurch das Ausmaß der Diskrepanz der Ergebnisse etwas relativiert wird. Die reduzierte Auftrittshäufigkeit der gemischten Zirkulation im Oktober und November beruht auf deutlichen Einbußen von Cluster 10 sowie des Großwettertyps SW, die gemischten Cluster und Großwettertypen 3, 6, NW, TM und HM treten hingegen während der MIP häufiger oder gleich häufig wie in der EIP auf. Auf Basis der Großwettertypen zeigen Oktober und November eine deutliche Zunahme des zonalen Typs W, während unter Zugrundelegung der Clusterklassifikation eine Zunahme der meridionalen Zirkulationstypen von Cluster 11, 8 (im November) und 9 (im Oktober) dominiert.

Als wesentlich lassen sich – auf der Grundlage der Untersuchung monatlicher Bodenluftdruckfelder - die folgenden zirkulationsdynamischen Unterschiede zwischen EIP und MIP resümieren:

In den Wintermonaten Dezember und Januar ergibt sich eine ausgeprägte Häufigkeitszunahme von Zirkulationstypen mit südwestlicher bis nordwestlicher Verlaufsrichtung der Isobaren. Gleichzeitig verlieren winterkalte meridionale Zirkulationstypen, die mit Luftmassenzufuhr aus dem nördlichen Sektor einhergehen, sowie ausgeprägte Hochdrucklagen über Mitteleuropa an Bedeutung. Demgegenüber sind im Februar - dem Wintermonat, für den keine signifikante Erwärmungstendenz festzustellen ist – insgesamt verminderte Häufigkeiten der Druckmuster, die eine Anströmung aus südwestlicher bis nordwestlicher Richtung implizieren, hingegen aber größere Häufigkeiten kalter meridionaler Typen (die eine Luftmassenzufuhr aus nördlicher bzw. östlicher Richtung bedingen) und ausstrahlungsreicher Hochdrucklagen zu diagnostizieren.

In allen drei Frühjahrsmonaten sind in diesem Jahrhundert geringere Auftrittshäufigkeiten europäischer Hochdrucklagen zu verzeichnen. Im März und Mai weisen westliche bis nordwestliche Lagen in der MIP reduzierte Häufigkeiten, Strömungskonfigurationen mit südwestlicher Isobarenverlaufsrichtung hingegen gesteigerte Häufigkeiten auf. Im April sind diesbezügliche Unterschiede umgekehrten Vorzeichens festzustellen. Für die meridionalen Zirkulationsmuster ergeben sich generelle Zunahmen im Mai und insgesamt in etwa übereinstimmende Häufigkeiten in EIP und MIP im April. Im März findet zwischen EIP und MIP eine Abnahme der Häufigkeiten nördlicher bis östlicher Lagen zugunsten südöstlicher bis südlicher Typen statt.

Die markanteste Veränderung in den Sommermonaten Juni mit August ist in der Abnahme der Großwettertypen W und NW zu sehen, die durch deutliche Häufigkeitszunahmen europäischer Hochdrucklagen (HM) und der meridionalen Großwettertypen N und NE ausgeglichen wird.

Im Herbst sind weitgehend übereinstimmende Häufigkeitsumverteilungen im Oktober und November manifest: Häufigkeitszunahmen offenbaren sich für westliche und nordwestliche Zirkulationstypen sowie europäische Hochdrucklagen, während Abnahmen für Zirkulationsmuster, die eine südöstliche bis südwestliche Anströ-

mung implizieren, zu konstatieren sind. Hiervon teilweise abweichende Veränderungen zeigen sich im September mit einer deutlichen Anteilssteigerung von Strömungskonfigurationen, die eine Anströmung aus dem nördlichen bis östlichen Sektor bedingen, und demgegenüber abnehmenden Häufigkeiten der Großwettertypen S und SE und ähnlich konfigurierter Cluster sowie europäischer Hochdrucklagen. In Übereinstimmung mit den für Oktober und November diagnostizierten Entwicklungen steht die Zunahme der westlichen und nordwestlichen Lagen.

In Ergänzung zu den bisher erläuterten, auf der Basis der Druckmusterklassifikationen durchgeführten Untersuchungen zu zirkulationsdynamischen Unterschieden zwischen EIP und MIP auf monatlicher Zeitskala erlaubt die Großwettertypenklassifikation täglicher Bodenluftdruckfelder ausgewählter Monate aus den Jahren 1780-1860 (Tab. 5.4) und aller Monate der Periode 1958-1997 einen Vergleich der Zirkulationsbedingungen in den beiden Zeiträumen mit höherer zeitlicher Auflösung. Zu diesem Zweck wurden die Auftrittshäufigkeiten der Großwettertypen (nicht differenziert in zyklonale und antizyklonale Ausprägungstypen) in den genannten Zeitabschnitten in jahreszeitlicher Differenzierung gegenübergestellt (Abb. 5.24; siehe auch Tabelle A.7 für eine differenziertere Darstellung). Zusammenfassend stellen sich die wesentlichen Unterschiede zwischen EIP und MIP auf der täglichen Zeitskala folgendermaßen dar:

- Die Wintermonate während der EIP sind deutlich weniger durch Luftmassenzufuhr aus dem westlichen Richtungssektor (Großwettertypen W, SW, NW) geprägt. Ebenfalls verminderte Häufigkeiten während des historischen Zeitraums sind für die Großwettertypen N, S und HM zu konstatieren. Kompensiert werden diese geringeren Häufigkeiten durch stärkere Präsenz des Großwettertyps TM und vor allem der östlichen Lagen NE, E, und SE.
- Im Frühjahr fallen während der EIP geringere Häufigkeiten der Großwettertypen W, NW, N und S sowie Anteilssteigerungen der Großwettertypen SW, HM und E auf.
- Sehr ausgeprägte Unterschiede sind für die Sommermonate zu konstatieren. Gesteigerten Häufigkeiten der Großwettertypen W, SW, HM, SE und S stehen deutliche Anteilseinbußen der Großwettertypen NW, N und NE im historischen Zeitraum gegenüber.
- Während des Herbstes sind in der EIP die Großwettertypen SW, NW, N und S seltener, die Großwettertypen HM, TM, E und SE häufiger vertreten.

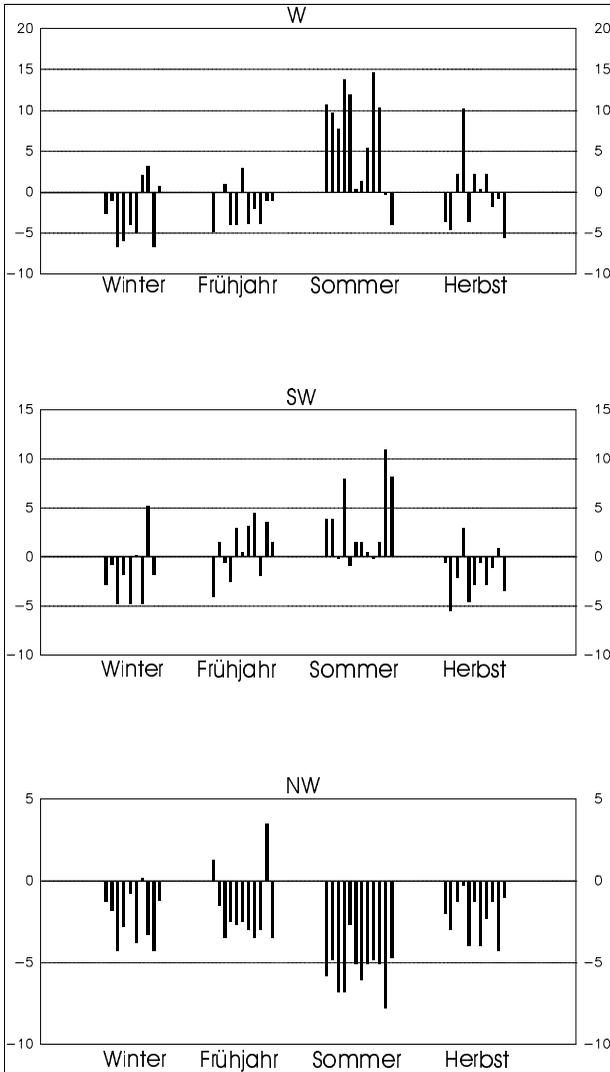


Abbildung 5.24: Abweichungen der täglichen Auftrittshäufigkeiten der Großwettertypen in ausgewählten zirkulationsanormalen Monaten der EIP von den für den Zeitraum 1958-1997 ermittelten Mittelwerten.

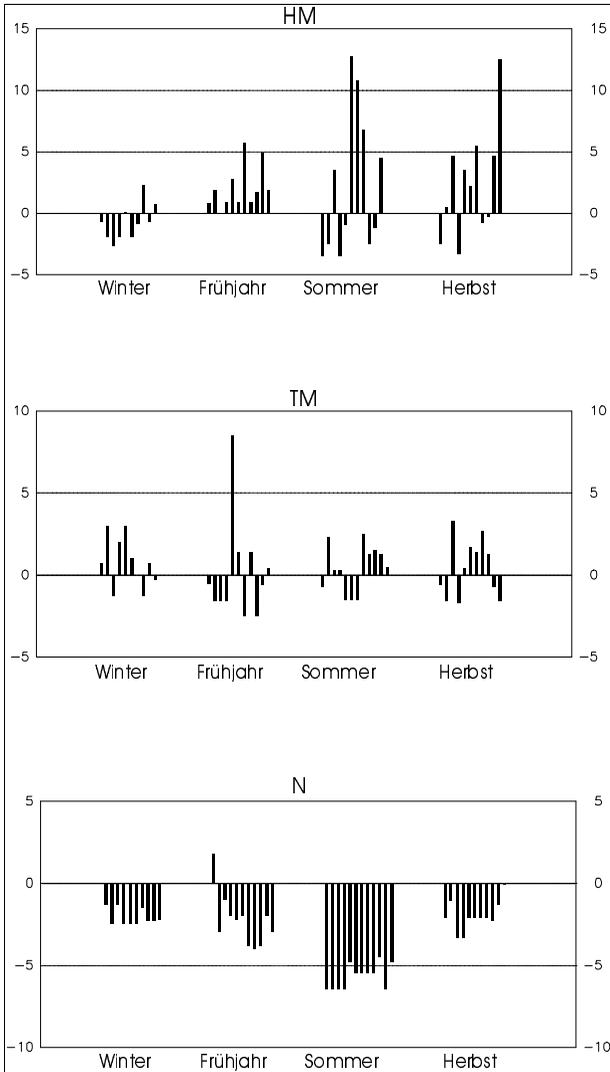


Abbildung 5.24: Forts.

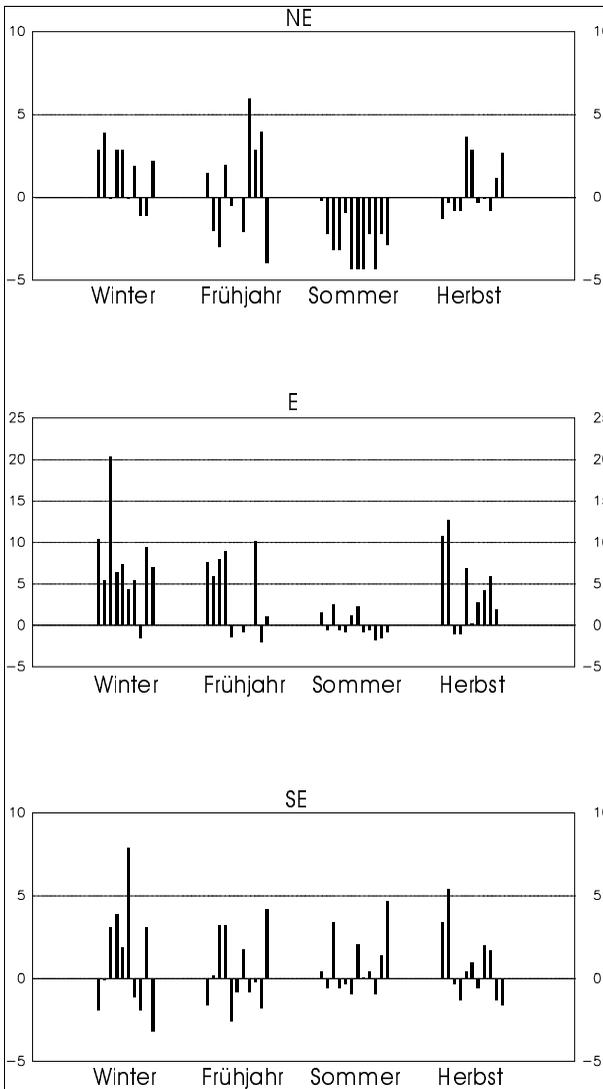


Abbildung 5.24: Forts.

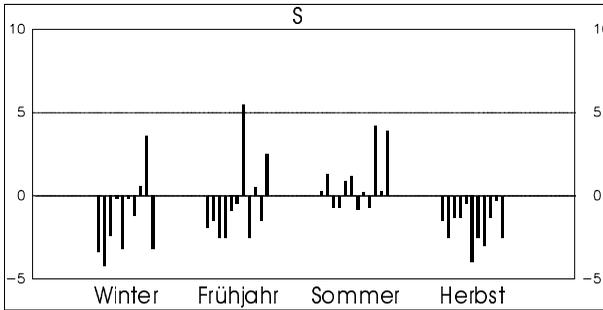


Abbildung 5.24: Forts.

Die auffälligste Modifikation stellt die in allen Jahreszeiten zu verzeichnende Häufigkeitsminderung der Großwettertypen NW und N während der EIP dar, die am ausgeprägtesten während des Sommers in Erscheinung tritt. Generell fügen sich die Ergebnisse der häufigkeitsstatistischen Untersuchungen ausgewählter täglicher Bodenluftdruckfelder zufriedenstellend in das sich aus der Analyse monatlicher Druckfelder ergebende Bild der zirkulationsdynamischen Unterschiede zwischen EIP und MIP ein. Insbesondere während der Herbstmonate bestehen aber einige Unterschiede zwischen den Veränderungen auf monatlicher und täglicher Zeitskala. So stehen die bei Betrachtung täglicher Luftdruckfelder in Erscheinung tretenden Häufigkeitszu-/abnahmen der Großwettertypen SW und NW bzw. HM und E in den Herbstmonaten nicht in Übereinstimmung mit den für diese Zirkulationstypen auf monatlicher Basis ermittelten Häufigkeitsänderungen. Da die Monate, für die eine Rekonstruktion täglicher Bodenluftdruckfelder durchgeführt wurde, nicht als repräsentative Vertreter typischer Zirkulationszustände während der EIP anzusehen sind, sondern ganz im Gegenteil Beispiele anomaler Strömungskonfigurationen darstellen (siehe Kap. 5.3.4), ist dieser teilweise Gegensatz zu den auf der Grundlage der monatlichen Zirkulationsmuster erarbeiteten Ergebnissen weder verwunderlich noch Ausdruck einer generellen Nichtübereinstimmung oder gar Gegensätzlichkeit der auf täglicher bzw. monatlicher Zeitskala eingetretenen zirkulationsdynamischen Veränderungen zwischen frühinstrumenteller Periode und diesem Jahrhundert.

Zusammenfassend betrachtet sind die Untersuchungsbefunde zu den zwischen EIP und MIP eingetretenen Veränderungen der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen und einzelner Zirkulationstypen zum Großteil konsistent mit den in JACOB-EIT et al. (1998: 48 ff.) beschriebenen langperiodischen Intensitätsschwankungen des Nordatlantischen Oszillationsindex (NAOI) und des Zentraleuropäischen Zonalitätsindex (CEZI). Beide Indizes weisen auf verstärkte meridionale Druckgradienten im betrachteten Gitterfeldausschnitt in diesem Jahrhundert während des Winters und des Herbstes sowie eine Abnahme der Druckdifferenzen zwischen subtropischen und subpolaren Breiten während der Sommermonate hin. Auch unter Berücksichtigung der im vorangegangenen Kapitel erwähnten Einschränkungen bezüglich der

Kopplung zwischen der Stärke der meridionalen Druckgradienten - insbesondere über dem Nordatlantik - und der Häufigkeit der zonalen Zirkulationsform im betrachteten Ausschnitt sind deutliche Zusammenhänge zwischen beiden Zirkulationsparametern, zumindest bei integrierender Betrachtung über multidekadische Zeiträume hinweg, offenkundig vorhanden.

Im weiteren ist zu klären, welchen Anteil die beschriebenen Zirkulationsveränderungen an den Modifikationen der thermischen und hygrischen Verhältnisse in Mitteleuropa in diesem Jahrhundert haben. Aus Einschränkungsründen und unter Berücksichtigung der ausgeprägteren witterungsklimatischen Homogenität der Großwettertypen wird hier ausschließlich auf die 18 Großwettertypen näher eingegangen.

5.5.4 Zirkulationstypbedingte thermische und hygrische Unterschiede zwischen EIP und MIP

Inwieweit sich das Auftreten einzelner Zirkulationstypen auf die Ausgestaltung der thermischen und hygrischen Verhältnisse in EIP und MIP innerhalb einer Region auswirkt, ist abhängig zum einen von der monatlich differenzierten Auftrittshäufigkeit (F_g) des jeweiligen Zirkulationsmusters, zum anderen vom Betrag der Abweichungen (ΔK_g) der mit ihm verknüpften witterungsklimatischen Kennwerte von den regionenspezifischen monatlichen Mittelwerten, die bezüglich des Zeitraums 1780-1995 für die Großwettertypen beispielhaft in den Tabellen A.5 und A.6 aufgeführt sind. Die relative thermische bzw. hygrische Bedeutsamkeit eines Zirkulationsmusters ergibt sich folglich aus dem letztgenannten Betrag (klimatische Anomalie) gewichtet mit seiner Auftrittshäufigkeit (siehe hierzu auch SCHMUTZ 1996, SCHMUTZ & WANNER 1998)

$$\Delta K F_g = \Delta K_g \cdot F_g$$

und der Summe der gewichteten Anomaliebeträge aller vertretenen Zirkulationstypen ($g = 1, \dots, G$)

$$\Delta K F = \sum_{g=1}^G |\Delta K F_g|$$

als

$$RB_g = \frac{\Delta KF_g}{\Delta KF}$$

Beispielhaft sind die für den Zeitraum 1780 bis 1995 ermittelten Werte von RB_g für die 18 Großwettertypen in den Tabellen A.8 und A.9 aufgeführt.

Von maßgeblicher Bedeutung für die thermischen Charakteristika Mitteleuropas ist der Großwettertyp Wa, für den Tabelle A.8 während des gesamten Jahres und insbesondere von Dezember bis März sowie von Juni bis August sehr hohe prozentuale Anteile an der Ausgestaltung der Temperaturverhältnisse ausweist. Entsprechend der korrespondierenden jahreszeitlich differenzierten großwettertypspezifischen Auftrittshäufigkeiten sind vor allem während des Winterhalbjahres (Oktober bis März) zudem die warmen Großwettertypen SWc, SWa sowie die kalten Typen SEa und Sa, während des Sommerhalbjahres (April bis September) der warme Großwettertyp HM sowie die kühlen bis kalten Zirkulationstypen Nwa und Na von größerer Bedeutung.

Bezüglich der Niederschlagsverhältnisse wird aus Tabelle A.9 die dominierende Rolle der durch Anströmung aus dem westlichen Richtungssektor charakterisierten Großwettertypen – SW, W, NW – deutlich. Insbesondere der Großwettertyp W erlangt infolge generell hoher Auftrittshäufigkeiten und sowohl bei zyklonaler als auch antizyklonaler Ausprägung vorherrschend deutlich positiver Niederschlagsabweichungen eine zentrale Bedeutung für das mitteleuropäische Niederschlagsgeschehen. Im Unterschied zum Großwettertyp W zeigen die Typen SW und NW eine deutliche niederschlagsbezogene Differenzierung der zyklonalen und antizyklonalen Subtypen. Neben den drei westlichen Großwettertypen beeinflusst vor allem die Konstellation Hoch über Mitteleuropa (HM), die in allen Monaten mit ausgeprägt negativen Niederschlagsanomalien gekoppelt ist, die hygrischen Verhältnisse in Mitteleuropa. Von den übrigen Zirkulationstypen kommt lediglich den jeweils antizyklonalen Varianten der Großwettertypen N und S entsprechend der jeweiligen Auftrittshäufigkeitsmaxima im Sommer- bzw. Winterhalbjahr größere überregionale Bedeutung bei der Gestaltung der halbjahresspezifischen Niederschlagsverhältnisse zu.

Entsprechend der regionalen Differenziertheit der witterungsklimatischen Auswirkungen der einzelnen Großwettertypen, die sich aus der jeweiligen Lage der Regionen relativ zu den steuernden Druckgebilden und den herangeführten Luftmassen sowie in Abhängigkeit der orographischen Verhältnisse ergeben, kommt den verschiedenen Zirkulationstypen auch unterschiedlich hohe Relevanz für die Ausgestaltung der thermischen und hygrischen Verhältnisse der einzelnen Regionen zu.

Legt man nun die zeitliche Stationarität der oben beschriebenen Kopplungen zwischen Großwettertypen und bodennahen Klimaparametern in Mitteleuropa zugrun-

de⁵⁴, so lassen sich die zwischen EIP und MIP eingetretenen Veränderungen der monatlichen Temperatur- und Niederschlagsmittel für die einzelnen Regionen (ΔK_m) aus den den G Großwettertypen in der EIP zugeordneten absoluten Klimanomalien (K_{ge} ; siehe Tabellen A.10 und A.11), gewichtet mit den Differenzen zwischen den Auftrittshäufigkeiten der einzelnen Druckmusterklassen in MIP und EIP (ΔF_g) abschätzend ermitteln als

$$\overline{\Delta K_m} = \sum_{g=1}^G \Delta F_g \cdot K_{ge} / 81.$$

Diese zirkulationstypinduzierten Temperatur- und Niederschlagsänderungen sind in den Tabellen 5.7 und 5.8 wiedergegeben.

Tabelle 5.7: Zirkulationstypinduzierte Temperaturdifferenzen zwischen MIP und EIP (°C).

Region	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.34	-0.05	0.28	0.01	-0.04	0.08	0.14	0.09	0.07	-0.16	0.00	0.53
B	0.37	-0.09	0.30	0.04	-0.03	0.09	0.12	0.15	0.07	-0.09	0.05	0.57
C	0.29	-0.19	0.15	0.02	0.02	0.03	0.11	0.08	0.17	-0.19	0.07	0.52
D	0.44	-0.10	0.00	-0.08	-0.07	-0.07	0.15	0.12	0.17	-0.52	0.04	0.61
E	0.89	-0.26	0.04	-0.06	-0.04	-0.05	0.08	0.06	0.10	-0.40	0.00	0.46
F	0.31	-0.05	0.27	0.04	-0.05	0.06	0.11	0.01	0.07	-0.18	-0.02	0.39
G	0.47	-0.08	0.15	0.02	-0.04	0.01	0.15	0.08	0.16	-0.22	0.05	0.53
H	0.39	-0.19	0.28	0.04	-0.01	0.05	0.13	0.12	0.10	-0.16	-0.01	0.63

⁵⁴ Es sei vorweggenommen, daß die Annahme der Stationarität der mit dem Auftreten einzelner Großwettertypen gekoppelten Temperatur- und Niederschlagswerte nicht hinreichend erfüllt ist. Entsprechendes gilt nach GERSTENGARBE & WERNER (1993: 21) auf täglicher Zeitskala auch für die Großwetterlagen nach Hess/Brezowski innerhalb des Zeitraums 1901-1980. Unter Berücksichtigung dieser Erkenntnisse ist als Ergebnis der oben beschriebenen Methode keine quantitativ zuverlässige Reproduktion der beobachteten Klimaverhältnisse in EIP und MIP und dementsprechend auch keine ausreichende Erklärung der klimatischen Verschiedenheiten der beiden Zeiträume durch differierende Anteile der verschiedenen Großwettertypen am Gesamtkollektiv der Ausprägungszustände der atmosphärischen Zirkulation im Bezugsraum zu erwarten. Die Resultate geben aber Hinweise darauf, inwieweit die beobachteten klimatischen Unterschiede auf Häufigkeitsunterschiede der Zirkulationstypen zurückzuführen sind und in welchem Ausmaß typinterne Abwandlungen (siehe Kap. 5.5.5) als klimamodifizierendes Element in Betracht zu ziehen sind.

Tabelle. 5.8: Zirkulationstypinduzierte Niederschlagsdifferenzen zwischen MIP und EIP (mm).

Region	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	3.2	-1.0	-0.6	2.4	0.8	-0.3	-0.8	1.4	0.1	-0.7	0.3	0.9
B	4.4	-2.7	0.2	-0.5	0.6	-0.2	-1.0	-0.1	0.2	-2.8	0.9	2.8
C	3.9	-1.3	0.1	0.6	-0.2	-1.1	-0.2	-3.3	0.5	-0.1	0.6	2.5
D	4.0	-0.8	1.8	1.9	-0.2	-1.6	-2.2	-3.9	-0.5	0.3	3.6	4.2
E	3.5	-1.7	-0.1	-0.2	0.4	-0.4	0.7	-1.3	-0.8	-4.3	4.2	3.3
F	3.0	0.4	-1.6	-0.3	1.2	-1.2	2.0	-1.1	-0.7	0.8	1.7	0.7
G	2.8	0.2	-0.7	0.1	0.2	0.2	-0.7	-1.7	1.2	3.2	1.5	0.8
H	1.5	0.6	0.0	-0.2	0.1	1.2	0.0	-3.0	-3.9	-1.3	-2.2	-0.3
I	3.0	0.2	-1.5	0.6	0.4	-0.8	-2.6	-0.1	-1.3	6.3	2.9	3.6

Ein Vergleich der Tabellen 5.7 und 5.8 mit Tabelle 4.6 zeigt, daß die tatsächlich - auf Grundlage der Analyse der regionalen Temperatur- und Niederschlagszeitreihen - zu verzeichnenden Temperatur- und Niederschlagsdifferenzen zwischen MIP und EIP nur teilweise auf korrespondierende Häufigkeitsunterschiede der 18 Großwettertypen zurückzuführen sind. Ausgeprägte qualitative Übereinstimmungen der Werte sind bezüglich der Temperaturänderungen für die Wintermonate Dezember und Januar sowie für März, Mai, Oktober und November zu konstatieren, wobei das Ausmaß der Veränderungen bei der „Modellierung“ meist deutlich unterschätzt wird. Für die übrigen Monate resultieren aus dem verwendeten Abschätzalgorithmus sogar größtenteils Änderungsbeträge mit entgegengesetztem Vorzeichen. Auf die Monate Januar, August, November und Dezember beschränkt sind deutliche Übereinstimmungen der häufigkeitsabhängigen Niederschlagsveränderungen mit den in Tab. 4.6 aufgeführten Werten. In allen anderen Monaten ergeben sich jeweils nur für eine Minderheit der hygrischen Regionen tendenzielle Übereinstimmungen. Auffallend ist, daß lediglich während der beiden Wintermonate Dezember und Januar sowie eingeschränkt im November bezüglich beider Klimaparameter den zeitlich variierenden Auftrittshäufigkeiten der Großwettertypen wesentliche Bedeutung für die Generierung thermischer und hygrischer Veränderungen zukommt.

Im Rahmen der hier verfolgten Fragestellung interessanter (als die eingangs erläuterte Ermittlung der relativen Bedeutung (RB_g) der einzelnen Großwettertypen für die periodenspezifischen witterungsklimatologischen Mittelwerte) ist die Eruiierung der Relevanz der Änderungen der Auftrittshäufigkeiten der verschiedenen Zirkulationstypen für die in den Tabellen 5.7 und 5.8 dargestellten zirkulationstypinduzierten thermischen und hygrischen Differenzen zwischen den beiden betrachteten Zeiträumen (EIP und MIP). Diese ergibt sich ähnlich zu RB_g aus dem Betrag der mit der

Änderung der Auftrittshäufigkeiten (ΔF_g) gewichteten einzelnen großwettertypspezifischen, während der EIP ausgebildeten Klimaanomalien (ΔK_g)

$$\Delta KFT_g = \Delta K_g \cdot \Delta F_g$$

und der Summe aller auf diese Weise berechneten Anomaliebeiträge

$$\Delta KFT = \sum_{g=1}^G |\Delta KFT_g|$$

als

$$RBT_g = \frac{\Delta KFT_g}{\Delta KFT}$$

Die durch die RBT_g -Werte beschriebene Bedeutung der 18 Großwettertypen für die monatspezifischen Temperatur- und Niederschlagsänderungen in den verschiedenen thermischen und hygrischen Regionen Mitteleuropas sind den Tabellen A.12 und A.13 zu entnehmen.

Aus den Tabellen A.12 und A.13 ist ersichtlich, daß die größte Bedeutung für die ombrothermischen Unterschiede zwischen EIP und MIP denjenigen Großwettertypen zukommt, die zum einen ausgeprägt unterschiedliche periodenspezifische Auftrittshäufigkeiten aufweisen und zum anderen mit deutlichen regionalen Temperatur- bzw. Niederschlagsanomalien verknüpft sind. Dabei ergeben sich teilweise beträchtliche regionale Unterschiede bezüglich der klimamodifizierenden Relevanz variierender Auftrittshäufigkeiten einzelner Großwettertypen.

In monatlicher Differenzierung lassen sich die durch differierende Auftrittshäufigkeiten der Großwettertypen bedingten klimatischen Unterschiede zwischen MIP und EIP im wesentlichen auf die im folgenden skizzierten Umverteilungen zurückführen (siehe auch Tab. 5.9).

Tabelle 5.9: Änderungen der Auftrittshäufigkeiten zwischen EIP und MIP (ΔF_g) von Großwettertypen mit maßgeblicher Relevanz für zirkulationstypinduzierte monatliche Temperatur- und Niederschlagsdifferenzen zwischen MIP und EIP.

Temperatur				
	Warme GWT		Kühle GWT	
	ΔF_g	Wesentliche Vertreter	ΔF_g	Wesentliche Vertreter
Dezember	+	Wa, SWz, NWA	-	HM, Na, NEz, Ez, SEa
Januar	+	Wz, Wa, NWA	-	HM, SEz, SEa
Februar	-	Wa, SWa	+	HM, Na, SEa, Sa
März	+	SWz, Sa	-	NWz, Na, NEz, NEa
April	+	Wa, SEa, Sz	-	TM, Na, Ez, Ea
Mai	-	Wa, HM, Sa	+	Nz, NEa, Ez
Juni	+	HM, NEz	-	Nz
Juli	+	HM	-	Wa
August	+	HM, NEa	-	NWA
September	+	SWa	-	HM, SEz
Oktober	-	SWz, SWa	+	Wa, HM, Sa
November	+	Wz, Sz	-	SEz, SEa
Niederschlag				
	Feuchte GWT		Trockene GWT	
	ΔF_g	Wesentliche Vertreter	ΔF_g	Wesentliche Vertreter
Dezember	+	Wa, SWz	-	SWa, HM, Ez, SEa
Januar	+	Wz, Wa, Sz	-	SWa, HM, Na, SEz, SEa
Februar	-	Wa	+	HM, NWA, SEa, Sa
März	-	Wz	+	SEa, Sa
April	+	Wz, Wa	-	HM, Na, Ea, Sa
Mai	+	Nz	-	HM, Sa
Juni	-	Wa, Nz	+	HM
Juli	-	Wa	+	Na
August	-	Wa	+	HM
September	-	Wa, SWz, SEz	+	NWA
Oktober	-	SWz	+	HM, Sa
November	+	Wz, NWz, NWA	-	SWa, SEz, SEa

Die zirkulationsbedingten Erwärmungstendenzen in den Wintermonaten Dezember und Januar beruhen in erster Linie auf zunehmenden Häufigkeiten von Großwettertypen mit Anströmung aus dem westlichen Richtungssektor und korrespondierenden reduzierten Typhäufigkeiten mit nördlichen bis südöstlichen Anströmrichtungen sowie europäischen Hochdruckgebieten. Im Februar führen hierzu inverse Häufigkeitsentwicklungen hingegen zu niedrigeren Temperaturen während der MIP.

Auch für die Frühjahrsmonate spielen die zeitlich wechselnden Häufigkeiten von Strömungskonfigurationen, die warme Luftmassen aus westlichen bis südlichen Richtungen heranführen, und Druckkonstellationen, mit welchen ein Luftmassentransport aus nördlichen bis östlichen Richtungen einhergeht, eine entscheidende Rolle für die thermischen Verhältnisse. Während erstere in diesem Jahrhundert in März und April häufiger, letztere seltener vertreten sind, weist der Mai umgekehrte Häufigkeitsveränderungen auf. Daraus resultieren höhere Temperaturen während März und April und ein niedrigeres thermisches Niveau im Mai.

Die für alle drei Sommermonate zu verzeichnende Erwärmung infolge von Häufigkeitsumverteilungen zwischen den verschiedenen Zirkulationstypen wird vor allem durch gesteigerte Häufigkeiten der Großwettertypen HM sowie NEz und NEa und reduzierte Auftretishäufigkeiten antizyklonaler W- und NW-Lagen ausgelöst (im Juni Abnahme von Nz).

Im Herbst manifestiert sich in den Monaten September und November eine Zunahme warmer Druckkonstellationen mit westlicher bis südlicher Richtungskomponente und eine reduzierte Häufigkeit kühler südöstlicher Lagen. Anders im Oktober, in diesem Monat nimmt die Häufigkeit südwestlicher Anströmungstypen ab, während kühle, antizyklonal geprägte Großwettertypen (Wa, HM, Sa) an Bedeutung gewinnen.

Bezüglich der zirkulationsbedingten hygrischen Unterschiede zwischen EIP und MIP wird die große Bedeutung der generell niederschlagsträchtigen Großwettertypen Wz, Wa, SWz, NWz einerseits und der durch geringe Niederschläge gekennzeichneten antizyklonalen Typen SWa, HM, Na, SEa, Sa andererseits deutlich.

Korrespondierende Häufigkeitszu- bzw. Abnahmen von Vertretern der beiden Gruppen sind in allen Monaten für insgesamt zu- oder abnehmende Niederschläge in diesem Jahrhundert hauptsächlich verantwortlich (siehe Tab. 5.9).⁵⁵

Als wesentliches Ergebnis bleibt festzuhalten, daß die in Kap. 5.5.4 beschriebenen, zwischen EIP und MIP eingetretenen zirkulationsdynamischen Veränderungen - erfaßt durch die zeitlich variablen Auftretishäufigkeiten der Großwettertypen - nur teilweise die festgestellten Temperatur- und Niederschlagsdifferenzen zwischen den beiden Zeiträumen (siehe Kap. 4.5.2) zu erklären in der Lage sind. Es wurde deutlich, daß keine quantitative und nur eingeschränkt eine qualitative Reproduktion der thermischen und hygrischen Verhältnisse des 20. Jahrhunderts durch Übertragung der für die EIP festgestellten Kopplungen zwischen Großwettertypen und bodenna-

⁵⁵ Die Tatsache, daß zyklonale Großwettertypen (beispielsweise Ez) in der Gruppe der trockenen Zirkulationstypen und antizyklonale Großwettertypen (beispielsweise Wa) als Vertreter feuchter Strömungskonfigurationen auftauchen erklärt sich vor allem aus der dominierenden Bedeutung der hygrischen Charakteristika der nach Mitteleuropa geführten Luftmassen (trockene kontinentale bzw. feuchte ozeanische Luftmassen).

hem Klima in befriedigendem Maße möglich ist. Die diagnostizierten klimatischen Unterschiedlichkeiten beruhen offensichtlich nicht allein auf Häufigkeitsumverteilungen zwischen witterungsklimatisch intern homogenen Zirkulationstypen, sondern sind zu einem beträchtlichen Teil auf zeitlich unterschiedliche Witterungscharakteristika - als Ausdruck zirkulationstypinterner Variabilität - der einzelnen Großwettertypen zurückzuführen⁵⁶.

5.5.5 Zirkulationstypinterne Veränderungen zwischen EIP und MIP

Bereits vor längerer Zeit haben BARRY & PERRY (1969, 1970) am Beispiel einer Temperaturreihe aus Schottland (Eskdalemuir) überzeugend nachgewiesen, daß Betrag und Vorzeichen der Temperaturunterschiede zwischen verschiedenen Zeiträumen nicht ausschließlich durch variierende Auftrittshäufigkeiten unterschiedlicher Zirkulationsmuster - im konkreten Fall die Häufigkeiten der 'British isles weather types' nach LAMB (1972) - zu erklären sind, sondern in erheblichem - teilweise sogar deutlich höherem - Maße auch auf zeitlich variierenden thermischen Eigenschaften der einzelnen Zirkulationstypen beruhen. Während in der Folgezeit eine Fülle von Arbeiten zu klassifikatorischen Zuordnungen individueller Zirkulationsausprägungen zu subjektiv oder objektiv definierten Zirkulationstypen und darauf aufbauenden zirkulationsdynamischen und synoptisch-klimatologischen Untersuchungen erschienen ist (siehe Kap. 5.2), wurde dem Problem der zirkulationstypinternen thermischen und hygri-schen Variabilität nur in einer weitaus geringeren Anzahl von Veröffentlichungen stärkere Aufmerksamkeit gewidmet, obwohl YARNAL (1993: 13) in der Untersuchung und Reduzierung typinterner klimatischer Variabilität einen zentralen Schwerpunkt synoptisch-klimatologischer Forschungsarbeit sieht.

Die von BARRY & PERRY (1969, 1970) dargelegte typinterne Variabilität der subjektiv ermittelten Lamb-weather-types wurde von verschiedenen Autoren sowohl für die typspezifischen Temperaturen (SOWDEN & PARKER 1981) als auch Niederschläge (WILBY et al. 1995, WILBY 1997) bestätigt.

Aber auch für aus automatischen Klassifikationen resultierende Zirkulationstypen ergeben sich vergleichbare Ergebnisse. So analysierte YARNAL (1985) 500 hPa Druckmustertypen des pazifischen Nordwestens der USA und stellte für alle Klassen eine positive Abweichung des 500 hPa Höhengniveaus - und daraus ableitbar einen höheren Wärmeinhalt der darunterliegenden Luftschichten - in einem generell wärmeren Zeitraum gegenüber einer Phase niedrigerer Temperaturen fest. Und auch BRINKMANN (1999) diagnostiziert für mittels korrelationsbasierter Klassifikation gruppierte 700 hPa Druckmuster des Nordamerikanischen Raums eine ausgeprägte interne thermische Variabilität und daraus resultierende zeitraumspezifische Unterschiede.

⁵⁶ Analoge, hier nicht vorgestellte Untersuchungen auf Basis der Ergebnisse der Clusterklassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder führen zu qualitativ übereinstimmenden Ergebnissen.

Von Bedeutung ist die Klärung von Ausmaß und möglichen Ursachen der angesprochenen klimatischen typinternen Variabilität und die Entwicklung methodischer Verfahrensansätze zu ihrer Minimierung insbesondere mit Blick auf die Übertragung der in rezenten Zeiträumen ausgebildeten Zusammenhänge zwischen Zirkulationstypen und regionalen klimatischen Verhältnissen auf modellgenerierte mögliche zukünftige zirkulationsdynamische Zustände zur Ableitung regionaler langfristiger Klimaänderungen im Rahmen von Methoden des sogenannten ‘downscalings’ großräumiger zirkulationsbezogener Information aus Allgemeinen Zirkulationsmodellen (General Circulation Models - GCM). „*Within-type variability is one of the most serious problems in the application of synoptic climatological approaches to downscaling.*“ (BRINKMANN 1999).

Aus diesem Anwendungsbezug leitet sich auch die Relevanz der Untersuchung dieses Sachverhalts über möglichst lange historische Zeiträume ab: „*If it is accepted that the historical relationships between daily precipitation and prevailing circulation patterns/air-flow-indices have not been stationary then the extrapolation of future sub-grid-scale rainfall - at individual sites using GCM output - will also be subject to some uncertainty.*“ (WILBY 1997).

Zunächst wird kurz auf die möglichen Ursachen zirkulationstypinterner Variabilität eingegangen, bevor ausgewählte Ergebnisse eigener Untersuchungen zu dieser Thematik vorgestellt und abschließend die Möglichkeiten zu einer Minimierung typinterner Variabilität als zentralem Problem innerhalb von synoptischen Klassifikationsverfahren diskutiert werden.

Den angesprochenen typinternen Veränderungen bzw. zeitraumsspezifischen Unterschieden können zum einen zirkulationsdynamische Modifikationen innerhalb des betrachteten Ausschnitts zugrundeliegen wie beispielsweise:

- Differierende Luftdruckgradienten innerhalb von Mustern mit generell übereinstimmender Strömungskonfiguration - also beispielsweise Intensitätsunterschiede der NAO beim Großwettertyp W mit daraus resultierend unterschiedlich stark ausgeprägter westlicher Strömungskomponente und differierender Frequenz des Durchzugs zyklonaler Störungen.
- Räumliche Verlagerungen der Steuerungszentren und damit des Verlaufs der äußerst witterungswirksamen Frontalzone.
- Musterinterne Unterschiede bezüglich kleinräumiger Zirkulationsphänomene (beispielsweise orographisch bedingte Lee-Zyklogenese), die bedingt durch die relativ grobe räumliche Auflösung des verwendeten Luftdruckgitterfeldes nicht erfaßt werden können.
- Veränderlichkeiten der Persistenzen einzelner und der Übergangswahrscheinlichkeiten zwischen verschiedenen Großwettertypen auf der täglichen bis mehrtägigen Zeitskala, die in monatlichen Bodenluftdruckfeldern nicht zum Ausdruck kommen müssen, die aber differierende Witterungscharakteristika für Monate mit übereinstimmenden mittleren monatlichen Zirkulationsbedingungen zur Folge haben können.

Daneben müssen Veränderungen der außerhalb des verfügbaren Gitterfeldauschnitts ausgeprägten Zustandsformen der hemisphärischen und globalen atmosphärischen Zirkulationsstrukturen als differenzeninduzierendes Element in Betracht gezogen werden, die in unterschiedlichen Herkunftsgebieten sowie thermischen und hygri-schen Eigenschaften der im Nordatlantisch-Europäischen Sektor witterungswirksam werdenden Luftmassen resultieren können. Schließlich kommen als Ursachen differierender Luftmassencharakteristika bei übereinstimmender Isobarenkonfiguration im Bereich Nordatlantik-Europa veränderte Meeresoberflächentemperaturen in stromaufwärts gelegenen Regionen und daraus sich ergebende variierende Ströme sensibler und latenter Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre in Frage.

Ein Großteil der oben zusammengefaßten möglichen Ursachen kann letztendlich zumindest teilweise auf methodenbedingte oder auf der Datengrundlage beruhende Zuordnungsunzulänglichkeiten des jeweiligen verwendeten Klassifikationsverfahrens zurückgeführt werden. Wie für alle Verfahren zur Druckmusterklassifikation gilt auch für die vorgestellte automatische Großwettertypenklassifikation, daß aufgrund des zugrundeliegenden methodischen *'circulation to environment'* Ansatzes nicht von vornherein beurteilt werden kann, inwieweit durch die Zusammenfassung von Druckmustern mit ähnlichen Zirkulationsstrukturen gleichzeitig auch eine Gruppierung von witterungsklimatisch übereinstimmenden Zirkulationsausprägungen erreicht wird. Bezogen auf die Datenbasis sind für die hier zur Anwendung kommende Klassifikation in diesem Zusammenhang insbesondere die beschränkte räumliche und zeitliche Auflösung der zur Verfügung stehenden Bodenluftdruckfelder sowie deren auf den nordatlantisch-europäischen Ausschnitt limitierte horizontale Erstreckung anzuführen.

LAWRENCE (1970) führt in einer Stellungnahme zu den Ergebnissen von BARRY & PERRY (1969) an, daß klimatische zirkulationstypinterne Variabilität oder zeitraumbezogene Unterschiedlichkeit möglicherweise durch Inhomogenitäten der zur Darstellung der Kopplungen zwischen Zirkulationstypen und Klima verwendeten klimatischen Zeitreihen verursacht oder besser vorgetäuscht sein können. Bezugnehmend auf Kap. 4 kann nach Meinung des Verfassers dieser verursachende Faktor im Rahmen der hier vorgestellten Untersuchungen zwar nicht als in allen Fällen mit letzter Sicherheit völlig ausgeschaltet, aber doch als weitgehend minimiert betrachtet werden.

Die im vorangegangenen Kapitel dokumentierte, nur teilweise qualitative und quantitative Übereinstimmung der aufgrund der zwischen EIP und MIP eingetretenen Häufigkeitsveränderungen der Großwettertypen zu erwartenden thermischen und hygri-schen Unterschiede zwischen den beiden Zeiträumen mit den tatsächlich beobachteten Entwicklungen wurde bereits als deutlicher Hinweis auf zeitraumspezifisch unterschiedliche temperatur- und niederschlagsbezogene Wirksamkeiten der einzelnen Großwettertypen interpretiert.

Diese zum Teil sehr ausgeprägten Unterschiede der mit den einzelnen Großwettertypen gekoppelten Temperatur- und Niederschlagswerte in EIP und MIP sind den Tabellen A.14 und A.15 zu entnehmen.

Daß diese Differenzen nicht lediglich Ausdruck genereller klimatischer Unterschiede zwischen den beiden Vergleichszeiträumen sind, zeigt ein Vergleich der in den Tabellen A.10 und A.11 dargestellten Werte der mit dem Auftreten einzelner Großwettertypen während der EIP verbundenen thermischen und hygri-schen Anomalien - ausgedrückt als Abweichungen vom jeweiligen regionenspezifischen, über 81 Jahre errechneten Mittelwert - mit den entsprechenden für die MIP ermittelten Werten in den Tabellen A.16 und A.17. Es wird deutlich, daß nicht nur Modifikationen der absoluten Temperatur- und Niederschlagswerte, sondern auch Veränderungen bezüglich Betrag und teilweise sogar Vorzeichen der großwettertypspezifischen Klima-anomalien eingetreten sind.

Prägnante Beispiele hierfür sind etwa der Großwettertyp Wz, der während der MIP im Mai ein deutlich höheres thermisches Niveau aufweist und in diesem Zeitraum - im Gegensatz zur EIP - zu positiven Temperatur-anomalien führt, oder SWz mit ebenfalls für Mai feststellbarer ausgeprägter Abkühlungstendenz zwischen EIP und MIP, die sich auch in relativ zu den periodenspezifischen regionalen Mittelwerten kühleren Verhältnissen während der MIP ausdrückt.

Die bisherigen Befunde belegen deutlich, daß mit dem Auftreten der einzelnen Großwettertypen in den beiden Zeiträumen EIP und MIP teilweise sehr ausgeprägt voneinander verschiedene Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse verbunden sind.

Auf der Basis der erarbeiteten Kenntnisse zur unterschiedlichen klimatischen Wirksamkeit der Großwettertypen in EIP und MIP sowie zu deren variierenden Auftretshäufigkeiten in den beiden Vergleichszeiträumen soll nun festgestellt werden, in welchem Ausmaß die beobachteten regionalen klimatischen Unterschiede zwischen diesem Jahrhundert und frühinstrumenteller Periode auf Anteilsverschiebungen zwischen den einzelnen Zirkulationstypen einerseits und auf interne klimatische Veränderungen der Einzeltypen andererseits zurückgeführt werden können.

Ein Verfahren zur Trennung dieser beiden verursachenden Faktoren für Differenzen der klimatischen Mittelwerte zweier Zeiträume stellen BARRY & PERRY (1969, 1970, 1973: 374) vor. Dabei wird die beobachtete thermische oder hygri-sche Veränderung (ΔK) in einen durch Häufigkeitsveränderungen ausgelösten und einen auf typinterne Variabilität zurückzuführenden Änderungsanteil aufgeteilt.

Die Temperatur- bzw. Niederschlagsveränderung ergibt sich aus den beiden genannten Anteilen als

$$\overline{\Delta K} = \sum_{i=1}^G [(\Delta F_i(K_i + \Delta K_i) / n + F_i \cdot \Delta K_i / n)]$$

mit

G = Anzahl Großwettertypen

F_i = Häufigkeit von Großwettertyp i während des ersten Zeitraums

$F_i + \Delta F_i$ = Häufigkeit von Großwettertyp i während des zweiten Zeitraums

n = Anzahl Monate während des ersten Zeitraums

K_i = mittlerer Klimawert von Großwettertyp i während des ersten Zeitraums

$K_i + \Delta K_i$ = mittlerer Klimawert von Großwettertyp i während des zweiten Zeitraums.

Der Term $[\Delta F_i(K_i + \Delta K_i)]$ beschreibt die Klimaänderung, die durch variierende Häufigkeiten der Großwettertypen ausgelöst wird. Im Gegensatz zu der im vorigen Kapitel durchgeführten Abschätzung der häufigkeitsbedingten Temperatur- und Niederschlagsänderungen wird dabei allerdings bereits berücksichtigt, daß sich die klimatische Charakteristik der Zirkulationstypen zwischen den beiden Zeiträumen eventuell unterscheidet⁵⁷.

Demgegenüber repräsentiert $[F_i \cdot \Delta K_i / n]$ den Änderungsanteil, der - unabhängig von Häufigkeitsverschiebungen - auf zeitlich variierende thermische bzw. hygrische Wirksamkeiten der Großwettertypen zurückzuführen ist.

In den Tabellen 5.10 und 5.11 sind die nach obiger Formel berechneten auftrittshäufigkeitsbestimmten ($\overline{\Delta K_H}$) und typintern bedingten ($\overline{\Delta K_T}$) thermischen bzw. hygrischen Veränderungen sowie die daraus resultierenden Gesamtunterschiede zwischen MIP und EIP (ΔK) aufgeführt.

Für die thermischen Regionen D und E sowie für die hygrischen Regionen A, F, G, H und I sind teilweise erhebliche Nichtübereinstimmungen zwischen den beobachteten Temperatur- bzw. Niederschlagsdifferenzen zwischen MIP und EIP (siehe Tabelle 4.6) und den berechneten ΔK -Werten festzustellen. Dies ist darauf zurückzuführen, daß für die genannten Regionen keine kontinuierlichen Reihen vorliegen und deshalb nicht für alle Großwettertypen ein regionaler EIP-Klimamittelwert (K_i) berechnet werden kann. Die Interpretation der Tabellen 5.10 und 5.11 beschränkt sich aus diesem Grund auf diejenigen Regionen, für die vollständige Zeitreihen verfügbar sind (fett gedruckte Werte in den Tabellen 5.10 und 5.11).

⁵⁷ Aus dieser differierenden Berechnungsweise ergeben sich natürlich Unterschiede zwischen den Ergebnissen der beiden Ansätze.

Tabelle 5.10: Zirkulationstypbedingte und durch zirkulationstypinterne Veränderungen verursachte Temperaturunterschiede zwischen MIP und EIP.

Region	Dez.		Jan.		Feb.		Mar.		Apr.		Mai	
	$\overline{\Delta K_H}$	$\overline{\Delta K_{Ti}}$										
A	0.1	0.7	0.4	1.2	-0.7	1.0	0.3	0.4	0.0	-0.3	0.0	-0.5
$\overline{\Delta K}$	0.8		1.6		0.3		0.7		-0.3		-0.5	
B	0.1	0.7	0.3	1.1	-0.8	1.1	0.3	0.4	-0.1	-0.1	0.0	-0.4
$\overline{\Delta K}$	0.8		1.4		0.3		0.7		-0.2		-0.4	
C	0.2	0.5	0.2	1.3	-1.0	1.2	0.1	0.6	-0.1	-0.1	0.0	-0.6
$\overline{\Delta K}$	0.7		1.4		0.3		0.7		-0.2		-0.6	
D	0.2	0.0	0.0	0.5	-1.1	1.0	0.0	0.4	-0.2	0.5	0.1	0.4
$\overline{\Delta K}$	0.2		0.6		-0.1		0.4		0.3		0.4	
E	0.0	0.4	0.9	-0.7	-1.1	1.1	0.2	0.3	-0.2	0.3	0.3	-0.9
$\overline{\Delta K}$	0.4		0.2		0.0		0.5		0.1		-0.6	
F	0.0	0.7	0.3	1.1	-0.6	0.8	0.3	0.4	0.0	-0.2	0.0	-0.4
$\overline{\Delta K}$	0.7		1.3		0.2		0.7		-0.2		-0.4	
G	0.0	0.7	0.4	1.0	-0.8	1.2	0.3	0.6	-0.1	-0.2	0.0	-0.6
$\overline{\Delta K}$	0.7		1.4		0.4		0.9		-0.3		-0.6	
H	0.2	0.6	0.3	1.2	-1.1	1.4	0.2	0.5	-0.1	-0.1	0.0	-0.4
$\overline{\Delta K}$	0.8		1.5		0.3		0.7		-0.2		-0.4	
	Jun.		Jul.		Aug.		Sep.		Okt.		Nov.	
A	0.1	-0.7	0.2	-0.4	0.4	-0.9	0.6	-0.8	0.0	0.0	-0.1	0.8
$\overline{\Delta K}$	-0.6		-0.2		-0.5		-0.2		0.0		0.7	
B	0.1	-0.6	0.2	-0.3	0.4	-0.8	0.6	-0.9	-0.1	0.1	0.0	0.8
$\overline{\Delta K}$	-0.5		-0.2		-0.4		-0.3		0.1		0.8	
C	0.0	-1.1	0.1	-0.5	0.3	-1.0	0.6	-1.2	-0.1	-0.2	-0.1	0.9
$\overline{\Delta K}$	-1.0		-0.5		-0.7		-0.6		-0.3		0.8	
D	0.0	-0.3	0.1	0.0	0.2	-0.3	0.5	-0.7	-0.2	0.2	-0.2	0.9
$\overline{\Delta K}$	-0.3		0.0		-0.1		-0.2		0.0		0.7	
E	0.4	-0.6	0.0	-0.1	0.2	0.2	0.3	-0.6	-0.1	0.1	0.0	0.5
$\overline{\Delta K}$	-0.2		-0.1		0.4		-0.4		0.0		0.5	
F	0.1	-0.3	0.2	-0.2	0.3	-0.6	0.5	-0.5	0.0	0.2	-0.1	0.6
$\overline{\Delta K}$	-0.3		0.0		-0.2		0.0		0.1		0.6	
G	0.1	-0.7	0.1	-0.3	0.3	-0.7	0.6	-0.8	0.0	-0.1	-0.1	0.9
$\overline{\Delta K}$	-0.6		-0.2		-0.4		-0.2		-0.1		0.8	
H	0.1	-0.7	0.1	-0.3	0.3	-0.8	0.6	-0.9	-0.1	0.0	-0.1	0.9
$\overline{\Delta K}$	-0.6		-0.2		-0.5		-0.3		-0.1		0.8	

Tabelle 5.11: Zirkulationstypbedingte und durch zirkulationstypinterne Veränderungen verursachte Niederschlagsunterschiede zwischen MIP und EIP.

Region	Dez.		Jan.		Feb.		Mar.		Apr.		Mai	
	$\overline{\Delta K_H}$	$\overline{\Delta K_{Ti}}$										
A	3.7	-2.2	2.9	0.3	-0.7	5.8	1.4	2.5	1.8	3.1	0.9	6.0
$\overline{\Delta K}$	1.5		3.2		5.1		3.9		4.9		7.0	
B	3.1	4.3	3.6	6.3	-2.3	7.0	3.2	1.2	1.2	2.5	0.0	3.0
$\overline{\Delta K}$	7.3		9.8		4.7		4.4		3.7		3.0	
C	4.6	1.5	4.2	10.7	-2.6	9.4	1.8	5.9	2.1	4.4	-0.6	2.8
$\overline{\Delta K}$	6.1		15.0		6.8		7.7		6.5		2.2	
D	4.8	2.3	3.0	1.1	-2.4	13.7	1.0	0.8	2.3	0.1	-0.8	1.5
$\overline{\Delta K}$	7.1		4.1		11.3		1.8		2.4		0.8	
E	4.6	2.5	3.1	3.7	-0.5	7.3	4.7	5.2	1.7	-2.6	0.2	-2.5
$\overline{\Delta K}$	7.1		6.8		6.8		9.9		-0.9		-2.3	
F	3.3	2.8	2.8	2.2	-0.7	1.4	0.0	3.2	1.0	4.3	0.2	-2.0
$\overline{\Delta K}$	6.1		4.9		0.8		3.2		5.3		-1.8	
G	4.2	9.7	2.6	3.7	0.8	8.2	-0.8	4.8	2.3	3.7	-0.5	10.7
$\overline{\Delta K}$	13.9		6.3		8.9		4.1		5.9		10.1	
H	4.5	0.6	3.6	-0.3	7.0	1.2	-1.6	14.0	1.8	5.3	-1.0	-0.9
$\overline{\Delta K}$	5.1		3.3		8.2		12.4		7.1		-1.9	
I	6.1	-2.2	2.9	-1.2	-0.1	-1.5	-0.7	0.3	1.6	-0.7	-0.4	4.4
$\overline{\Delta K}$	3.9		1.7		-1.6		-0.4		1.0		4.0	
	Jun.		Jul.		Aug.		Sep.		Okt.		Nov.	
A	-1.1	10.8	-1.7	0.7	-1.6	6.2	5.2	-7.7	3.0	-5.6	1.2	-2.4
$\overline{\Delta K}$	9.7		-1.0		4.6		-2.6		-2.6		-1.2	
B	-1.2	1.3	-1.8	7.4	-2.1	2.7	4.3	-3.4	1.3	0.4	0.9	2.5
$\overline{\Delta K}$	0.2		5.6		0.6		0.9		1.7		3.5	
C	-1.9	3.2	-3.0	8.2	-2.4	-2.6	3.3	3.1	2.3	7.1	1.2	-0.9
$\overline{\Delta K}$	1.4		5.2		-5.0		6.4		9.4		0.3	
D	-2.2	0.8	-2.8	9.6	-2.7	4.7	2.4	2.2	4.1	-3.8	1.0	3.9
$\overline{\Delta K}$	-1.5		6.8		2.0		4.6		0.3		4.9	
E	-1.2	2.2	-1.5	3.3	-1.4	-2.4	6.2	-2.5	-0.4	-8.8	-1.2	-1.4
$\overline{\Delta K}$	1.0		1.9		-3.8		3.7		-9.2		-2.6	
F	-1.2	-3.0	-1.6	-4.5	0.1	0.1	3.8	-3.6	2.8	5.0	0.9	4.6
$\overline{\Delta K}$	-4.1		-6.1		0.2		0.3		7.8		5.4	
G	-0.3	0.3	-2.4	8.1	-0.4	3.3	4.9	-6.0	2.8	-2.5	0.1	5.2
$\overline{\Delta K}$	0.1		5.7		2.9		-1.2		0.3		5.3	
H	1.0	2.7	-0.2	-5.9	0.9	-4.2	5.2	-7.1	-0.4	-1.3	-4.1	11.2
$\overline{\Delta K}$	3.7		-6.1		-3.3		-1.9		-1.7		7.1	
I	-1.3	2.1	-2.5	3.7	-2.4	-6.7	4.4	-5.5	7.9	-9.8	1.5	4.6
$\overline{\Delta K}$	0.8		1.2		-9.1		-1.1		-1.9		6.1	

Sowohl bezüglich der Temperaturen als auch hinsichtlich der Niederschläge kommt den zirkulationstypinternen Veränderungen ein bemerkenswert hoher Anteil an den jeweiligen zeitlichen Veränderungen zu.

Für alle drei Wintermonate ergeben sich aufgrund der zirkulationstypinternen Veränderungen deutliche Erwärmungstendenzen, die sich im Dezember und Januar mit - betragsmäßig deutlich niedrigeren - ebenfalls positiven häufigkeitsbedingten Veränderungen zu den beobachteten ausgeprägt höheren Temperaturen während der MIP summieren. Hingegen stehen den typinternen Modifikationen im Februar betragsmäßig in etwa vergleichbare negative $\Delta\bar{K}_H$ -Werte gegenüber, woraus sich die insgesamt nur geringe Temperaturzunahme in diesem Monat ergibt.

In ihren Beträgen - bei übereinstimmendem Vorzeichen - zum Großteil eher vergleichbar sind die beiden Änderungsanteile im März und April. Ausschließlich auf typinterne Unterschiede ist hingegen das niedrigere thermische Niveau der MIP im Mai zurückzuführen.

Auch die niedrigeren Sommertemperaturen während der MIP sind das Resultat typinterner Veränderungen, die die häufigkeitsbedingten positiven Entwicklungen vor allem im Juni und August deutlich überkompensieren.

Gleiches gilt auch für den September, wohingegen im Oktober bei insgesamt sehr geringen Veränderungen weitgehend ein Gleichgewicht zwischen $\Delta\bar{K}_H$ - und $\Delta\bar{K}_{Ti}$ -Werten herrscht. Im November überwiegen dann wieder typintern ausgelöste markante Temperaturzunahmen deutlich über sehr geringe häufigkeitsbedingte negative Änderungsbeträge.

Auch bezüglich der Niederschlagsveränderungen sind für die Wintermonate Dezember und Januar übereinstimmend positive Vorzeichen der typinternen und häufigkeitsbedingten Änderungsbeträge festzustellen, und wiederum im Februar negative $\Delta\bar{K}_H$ - und deutlich höhere positive $\Delta\bar{K}_{Ti}$ -Werte.

In den Frühjahrsmonaten März und April ist das Ausmaß der häufigkeitsbedingten und typinternen - jeweils größtenteils positiven - Niederschlagsmodifikationen in etwa auf vergleichbarem Niveau. Im Mai überwiegen dann wieder deutlich die typinternen Anteile.

Und auch im Juni und Juli bestimmen positive $\Delta\bar{K}_{Ti}$ -Werte trotz häufigkeitsbedingter Niederschlagseinbußen insgesamt höhere Niederschlagssummen in der MIP. Im August zeigen sich betragsmäßig vergleichbare Anteile von $\Delta\bar{K}_H$ und $\Delta\bar{K}_{Ti}$, die sich entweder weitgehend kompensieren oder zu insgesamt resultierenden Abnahmen ergänzen.

Die überwiegend positive Niederschlagsentwicklung der Herbstmonate ist zu einem wesentlichen Anteil auf häufigkeitsbedingte Zunahmen zurückzuführen, die - regional differenziert - durch typinterne Modifikationen unterschiedlichen Vorzeichens entweder abgeschwächt oder verstärkt werden.

In welchem Ausmaß die einzelnen Großwettertypen zu diesen Veränderungen beitragen, ist in den Tabellen A.18 und A.19 zusammengefaßt. Dabei ist die Darstellung auf jene Regionen beschränkt, für welche für jeden Großwettertyp Temperatur-

bzw. Niederschlagsdaten aus beiden Vergleichszeiträumen - EIP und MIP - verfügbar sind (Thermische Regionen A, B, C, F, G, H; hygri-sche Regionen B, C, D, E).

Bezüglich der häufigkeitsbedingten Klimamodifikationen zeigt sich eine generelle Übereinstimmung bezüglich der Bedeutsamkeit der einzelnen Großwettertypen mit dem in Tabelle 5.9 dargestellten Sachverhalt. Aufgrund der hier erfolgten Einbeziehung möglicher Veränderungen der klimatischen Wirksamkeit der Zirkulationsmuster in den Berechnungsalgorithmus ergeben sich allerdings teilweise größere Abweichungen zu der auf der Annahme zeitlich stabiler typspezifischer klimatischer Verhältnisse beruhenden Ermittlung der Relevanz einzelner Großwettertypen für die häufigkeitsbedingten zeitlichen Temperatur- und Niederschlagsveränderungen. So zeigt sich die erwärmende Wirkung geringerer Häufigkeiten des winterkalten Großwettertyps HM in den Monaten Dezember und Januar bei Berücksichtigung der typinternen zeitlichen Erwärmungstendenz nur mehr sehr schwach ausgeprägt oder gar nicht mehr.

Im Rahmen dieses Kapitels sollen aber das Ausmaß der zirkulationstypinternen Variabilität und deren klimatische Auswirkungen im Zentrum der Betrachtungen stehen.

Aus Tabelle A.18 ist ersichtlich, daß ein ganz wesentlicher Anteil der typintern bedingten Erwärmung der Monate November bis Februar auf typinterne thermische Modifikationen - Erwärmung in der MIP - derjenigen Großwettertypen zurückzuführen ist, die mit einer Anströmung aus dem westlichen Richtungssektor verbunden sind (W, SW, teilweise NW).

Demgegenüber tragen kühlere - mit den Vertretern dieser Gruppe von Zirkulationstypen gekoppelte - Verhältnisse maßgeblich zu den beobachteten zeitlichen Temperaturabnahmen in den Monaten Mai bis August bei. Neben diesen dominierenden zirkulationstypinternen Veränderungen fallen von November bis Februar Erwärmungstendenzen innerhalb der Großwettertypen SEa, Sz und Sa auf. Im Mai wird die Abkühlung unterstützt durch typinterne Temperaturabnahmen von HM und Na (auch im Juni), wohingegen im August niedrigeren MIP-Mittelwerten von SEa eine wesentliche Bedeutung zukommt.

Innerhalb der Großwettertypen NWa, Na, SEz, SEa und Sz zu verzeichnende Temperaturzunahmen haben wesentlichen Anteil an den höheren MIP-März-Mitteltemperaturen, während die Abkühlung im September auf eine bezüglich der Großwettertypen NWa, SEz und Sz festzustellende gegenläufige thermische Entwicklung zurückzuführen ist.

Bei insgesamt geringeren und regional stärker differenzierten typinternen Veränderungsanteilen im April und Oktober zeigt sich in diesen Monaten keine so deutlich herausgehobene Bedeutung einzelner Großwettertypen oder Gruppen ähnlicher Strömungsmuster. Zusammenfassend deutet sich aber für April - in Entsprechung zu den Verhältnissen in den Monaten Mai bis August - eine starke Beeinflussung der thermischen Entwicklung durch niedrigere MIP-Temperaturen von SWz, SWa und NWa an, die unterstützt wird durch Temperaturabnahmen innerhalb des Typs Sa. Im Oktober beschränken sich die überregional wirksamen großwettertypinternen

Modifikationen auf Temperaturzunahmen von Wa sowie niedrigere MIP-Mittelwerte von Nz und Na.

Während der interregionale Vergleich von Richtung und Ausmaß der typintern verursachten zeitlichen klimatischen Veränderungen ein hohes Maß an räumlicher Konsistenz offenbart, wird aus den in Tabelle A.19 dargestellten niederschlagsbezogenen $\Delta\bar{K}_{Ti}$ -Werten eine sehr starke räumliche Differenzierung von Ausmaß und Wirkung zirkulationstypinterner Variabilität der einzelnen Großwettertypen deutlich. Allerdings zeigen sich diesbezüglich keine systematischen Raummuster, die Rückschlüsse auf die den typinternen Veränderungen zugrundeliegenden Ursachen erlauben. So läßt sich aus den regionenspezifischen Änderungsanteilen beispielsweise keine Aussage über eventuelle regelhafte nord-südliche Intensitätsabstufungen typinterner Modifikationen formulieren, die Hinweis auf zeitliche Verlagerungstendenzen der steuernden Druckgebilde in meridionaler Richtung sein könnte.

In allen Regionen übereinstimmende Vorzeichen der typintern bedingten Niederschlagsveränderungen sind in den Monaten Dezember, Januar, Februar, März, Juni und Juli ausgebildet. In diesen Monaten sind die Gesamtbeträge der typintern bedingten zeitlichen Veränderungen auch auf größtenteils qualitativ übereinstimmende großwettertypspezifische $\Delta\bar{K}_{Ti}$ -Werte zurückzuführen.

Korrespondierend zu den beschriebenen typinternen Erwärmungstendenzen in den Monaten Dezember bis Februar sind die Großwettertypen W, SW und NW auch bezüglich der intern bedingten winterlichen Niederschlagszunahmen von entscheidender Bedeutung. Neben diesen während diesem Jahrhundert offensichtlich größtenteils nicht nur wärmeren, sondern auch feuchteren Druckmusterklassen sind vor allem Vertreter der südöstlichen bis südlichen Großwettertypen für höhere Niederschläge in den Wintern des 20. Jahrhunderts verantwortlich.

Auch in den anderen genannten Monaten - März, Juni, Juli - erklären sich jeweils beträchtliche Anteile der typinternen Gesamtveränderungen aus entsprechenden Modifikationen einzelner südwestlicher bis nordwestlicher Strömungsmuster.

Für die übrigen Monate ergeben sich die interregional teilweise stark differierenden aufsummierten $\Delta\bar{K}_{Ti}$ -Werte aus einem komplexen Zusammenwirken der verschiedenen zirkulationstypspezifischen internen Veränderungen.

Im April und Mai zeigen die Regionen B, C und D übereinstimmend typintern bedingte Niederschlagszunahmen, während in der südlichsten Region E Niederschlagsabnahmen zu verzeichnen sind.

Für die Monate August bis November sind jeweils positive bzw. negative typintern bedingte Veränderungen für jeweils zwei Regionenpaarungen festzustellen. Allerdings variieren diese Paarkombinationen zwischen den Monaten. Auch liegen den in je zwei verschiedenen Regionen qualitativ übereinstimmenden internen Gesamtveränderungen teilweise sehr unterschiedliche Modifikationen der einzelnen Großwettertypen zugrunde.

Nachdem das Ausmaß zirkulationstypinterner Variabilität der einzelnen Großwettertypen und dessen Wirkung auf die zeitlichen Temperatur- und Niederschlagsveränderungen dargestellt wurde, wird im weiteren der Frage nachgegangen, welche

möglichen Ursachen dieser internen klimatischen Variabilität der Großwettertypen zugrundeliegen. Von den weiter oben aufgeführten möglichen verursachenden Momenten typinterner Variabilität sind auf der verfügbaren Datengrundlage allerdings nur einige einer näheren Untersuchung zugänglich.

Um festzustellen, inwieweit innerhalb einer Druckmusterklasse Unterschiede der mittleren Strömungsverhältnisse in EIP und MIP ausgebildet sind, werden in Ergänzung zur typenspezifischen Luftdruckkompositenbildung für den Gesamtzeitraum Mittelwertsmuster für die beiden 81 Jahre umfassenden Zeiträume berechnet. Die aus der Subtraktion jeweils zweier korrespondierender Muster resultierenden Differenzenmuster, die für das Beispiel der 18 Großwettertypen in Abbildung A.8 dargestellt sind⁵⁸, geben Aufschluß über zirkulationstypinterne Veränderungen der Strömungskonfigurationen, wie zum Beispiel Intensitäts- und Lageverschiedenheiten der steuernden Druckgebilde. Mittels eines nichtparametrischen Testverfahrens - U-Test nach Mann/Whitney - wurden die gitterpunktsspezifischen Mittelwerte in EIP und MIP auf Signifikanz der Unterschiede getestet.

Wenngleich die für die beiden Zeiträume getrennt gemittelten typspezifischen Druckmuster (nicht gezeigt) größtenteils keine klar erkennbaren Unterschiede zeigen, so offenbaren die Differenzenmuster doch einige zeitliche Veränderungen der generellen Zirkulationscharakteristika innerhalb der einzelnen Großwettertypen.

Bezüglich der zonalen bzw. gemischten Großwettertypen W, SW und NW sind vor allem eventuelle Unterschiede im Bereich der nordatlantischen Steuerungszentren Islandtief und Azorenhoch von Bedeutung.

Für Wz, Wa, SWc und - nur andeutungsweise ausgeprägt - NWA läßt sich aus den Differenzenmustern eine Verstärkung der meridionalen Druckgegensätze über dem Nordatlantik in diesem Jahrhundert ableiten, die auf Druckabnahme im Bereich des Islandtiefs und - für Wz und SWz - korrespondierende Verstärkung des antizyklonalen Azorenzentrums zurückzuführen ist.

Demgegenüber zeigt SWa Druckveränderungen umgekehrten Vorzeichens und NWz positive Druckdifferenzen über dem gesamten Nordatlantik, die ihre maximale Ausprägung in der Azorenregion erreichen.

Die entscheidende Modifikation des Druckfeldes von TM in diesem Jahrhundert stellt die schwächere Intensität des ausgedehnten Bereichs tiefen Drucks über Europa dar. Auch der Großwettertyp HM zeigt eine - allerdings sehr schwach - reduzierte Intensität des für Europa bestimmenden Druckgebildes.

Für den Großwettertyp Nz wird aus dem Differenzenmuster eine Abschwächung des zonalen Luftdruckgradienten zwischen hohem Druck im atlantischen Bereich und tiefem Druck über dem östlichen Europa deutlich. Bezüglich des antizyklonalen Subtyps Na zeigen sich nur geringfügige Unterschiede, die sich im wesentlichen in Luftdruckabnahmen im gesamten Europäischen Bereich manifestieren.

⁵⁸ Eine entsprechende Analyse wurde auch auf Basis der Clusterklassifikation durchgeführt (JACOBEIT et al. 1998: 32). Auf eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse wird an dieser Stelle verzichtet.

NEa und NEz weisen recht ausgeprägte gegenläufige Veränderungen in der Isländischen Region auf. Hier sind für NEz deutliche Druckzunahmen, für NEa hingegen niedrigere Luftdruckwerte in diesem Jahrhundert dokumentiert. Im Falle von NEa ergänzt sich dies mit einer Intensitätszunahme der Antizyklone im Azorenbereich zu einer Verstärkung des meridionalen Druckgefälles über dem Nordatlantik.

Eine Verstärkung von Islandtief und Azorenhoch mit folglich verstärkter Zonal Komponente über dem Nordatlantik ist auch für die Großwettertypen SEz, Sz und Sa festzustellen, wohingegen für SEa eine Abschwächung der meridionalen Druckgegensätze und gleichzeitig eine geringere Intensität des östlichen Antizyklonalzentrums diagnostiziert werden kann. Letztgenanntes erscheint dagegen innerhalb der beiden südlichen Großwettertypen – Sz und Sa - wesentlich verstärkt.

Die Ermittlung der Differenzenmuster unter Einbeziehung aller monatlichen Einzelmuster ohne jahreszeitliche Differenzierung erlaubt zwar Rückschlüsse auf generelle, jahreszeitenübergreifende Veränderungen der typspezifischen Strömungskonfigurationen, mit Blick auf die in monatlicher Differenzierung sehr unterschiedlichen zirkulationstypinternen klimatischen Modifikationen ist aber die Gegenüberstellung der für die beiden Zeiträume jeweils getrennt berechneten Mittelwertmuster auf Basis von Einzelmonaten erfolversprechender, um mögliche witterungsklimatisch relevante Veränderungen der Strömungsmuster zu erkennen.

Es würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, sollten hier alle für die Einzelmonate erstellten Musterpaare und Differenzenmuster vorgestellt werden. Deshalb beschränkt sich die Darstellung auf einige ausgewählte Beispiele, die einen Einblick in die Problematik geben, inwieweit typinterne Modifikationen der Druckkonstellationen zu verzeichnen sind und in welchem Ausmaß sich daraus Erklärungsansätze für die diagnostizierte typinterne klimatische Variabilität ergeben.

Abb. 5.25 zeigt die für MIP und EIP ermittelten Luftdruckkompositen für Großwettertyp Wa im Februar, sowie das daraus berechnete Differenzenmuster. Den Abbildungen 5.26, 5.27 und 5.28 sind die entsprechenden Sachverhalte für Wa im August sowie Swa im Februar und November zu entnehmen.

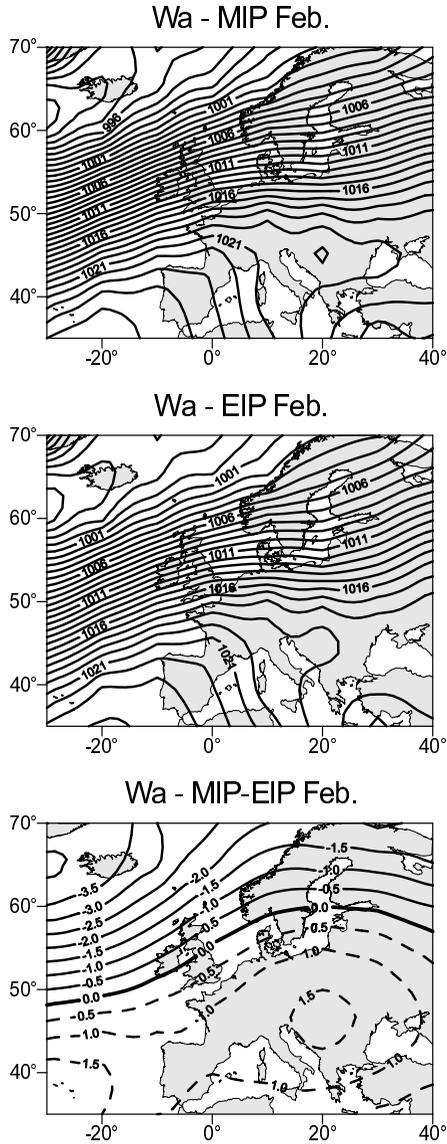


Abbildung 5.25: EIP und MIP Luftdruckkompositen und MIP-EIP Differenzmuster von Großwettertyp Wa – Februar.

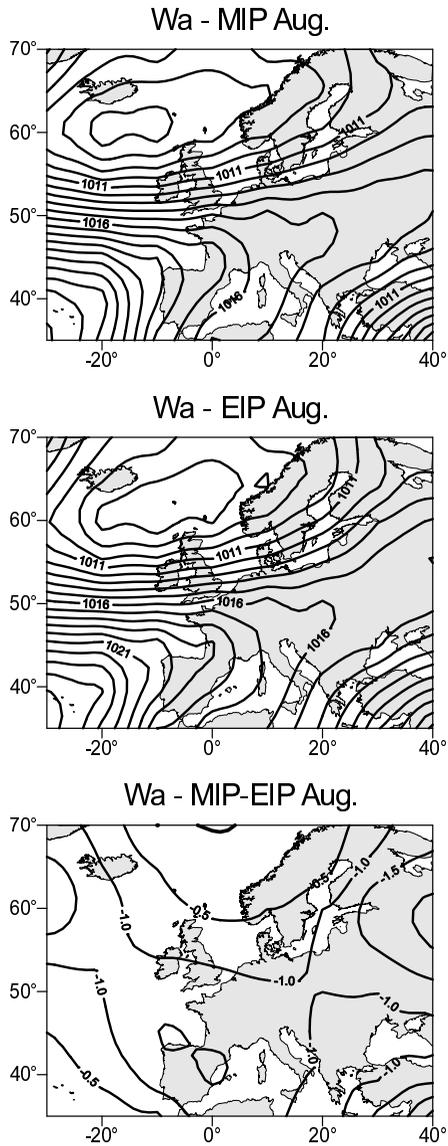


Abbildung 5.26: EIP und MIP Luftdruckkompositen und MIP-EIP Differenzmuster von Großwettertyp Wa – August.

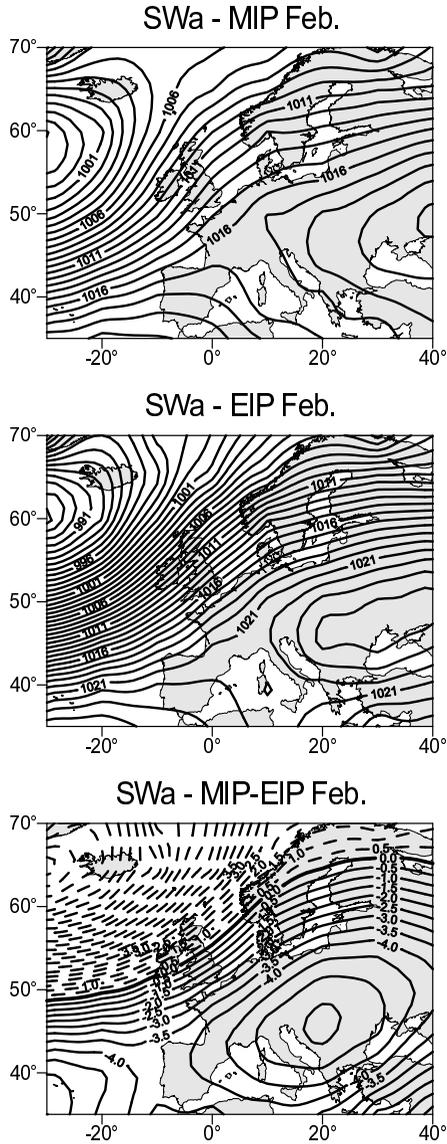


Abbildung 5.27: EIP und MIP Luftdruckkompositen und MIP-EIP Differenzmuster von Großwettertyp SWa – Februar.

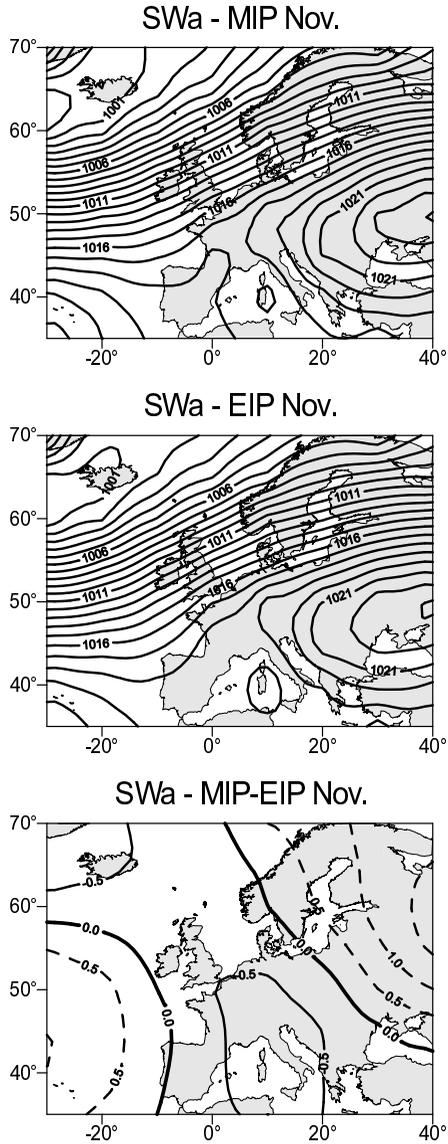


Abbildung 5.28: EIP und MIP Luftdruckkompositen und MIP-EIP Differenzmuster von Großwettertyp SWa – November.

Wie den Tabellen A.14 und A.15 zu entnehmen ist, zeichnet sich Wa während der MIP durch wärmere sowie feuchtere Verhältnisse im Februar und kühlere sowie - in einem Großteil der hygrischen Regionen - trockenere Bedingungen im August aus.

Die zeitraumsspezifischen Kompositen für Februar zeigen zunächst eine weitgehende generelle Übereinstimmung der großwettertypspezifischen Strömungskonfigurationen in EIP und MIP. Das Differenzenmuster macht aber deutlich, daß in der MIP ein sehr viel stärkerer meridionaler Luftdruckgradient zwischen niederen und höheren Breiten ausgebildet ist, der in erster Linie auf erhebliche Druckabnahmen innerhalb des Isländischen Zyklonalzentrums zurückzuführen ist. Die daraus resultierende Intensivierung der zonalen Strömungskomponente steht in Einklang mit den für Wa festgestellten internen Temperatur- und Niederschlagsmodifikationen.

Sehr viel geringere Unterschiede der MIP- und EIP-Kompositen sind im August festzustellen. Weder bezüglich Lage oder Intensität der Nordatlantischen Steuerungszentren noch hinsichtlich des Verlaufs der Frontalzone sind zeitliche Veränderungen erkennbar, die eine Erklärung für die mit dem Auftreten von Wa in der MIP verbundenen niedrigeren Temperaturen und geringeren Niederschläge liefern.

Bezüglich des Großwettertyps Swa, dessen Auftreten gegenüber der EIP in diesem Jahrhundert im Februar durch niedrigere Temperaturen sowie höhere Niederschläge gekennzeichnet ist und im November wärmere und feuchtere Verhältnisse in Mitteleuropa zeitigt, sind deutliche Unterschiede der Februar-Kompositen festzustellen.

Sowohl die Gebiete tiefen Drucks im Isländischen Bereich als auch die südlichen Antizyklonalzentren sind in ihrer Intensität in der MIP stark abgeschwächt, dabei manifestieren sich auch im gesamten Europäischen Bereich ausgeprägte Druckabnahmen. Damit einhergehend bestehen bedeutend geringere meridionale Druckgradienten über dem gesamten Ausschnitt. Diese Modifikationen der Strömungskonfiguration stehen in Übereinstimmung mit den höheren großwettertypspezifischen Temperaturen und geringeren Niederschlägen in der EIP.

Demgegenüber sind nur geringfügige Unterschiede zwischen MIP und EIP im November festzustellen, die sich im wesentlichen auf leichte Druckzu- bzw. Abnahmen in der Azoren- bzw. Island-Region und höheren Druck im nordöstlichen Bereich des Ausschnitts reduzieren. Diese Veränderungen erreichen insgesamt kein Ausmaß, das die typinterne klimatische Modifikation hin zu deutlich wärmeren und feuchteren Bedingungen in der MIP hinreichend erklären könnte.

Auch für andere Großwettertypen mit ausgeprägter interner klimatischer Variabilität ergeben sich aus der Analyse der EIP- und MIP-Mittelwertsmuster und der daraus berechneten Differenzenmuster zum Teil Unterschiede der in EIP und MIP ausgebildeten Strömungskonfigurationen, die mit den typinternen thermischen und hygrischen Modifikationen in Einklang zu bringen sind. So sind beispielsweise für einige der in den Wintermonaten dieses Jahrhunderts größtenteils durch deutlich wärmere und feuchtere Verhältnisse gekennzeichneten Großwettertypen (W, SW und NW) intensivierte meridionale Druckgradienten in der MIP festzustellen. Allerdings offenbaren sich nicht für alle diagnostizierten zirkulationstypinternen klimatischen Veränderungen vergleichbare Erklärungsansätze.

Die Gruppierung von Bodenluftdruckfeldern mit differierenden Zirkulationscharakteristika (z. B. unterschiedliche Luftdruckgradienten) und damit variierenden klimatischen Eigenschaften innerhalb eines Großwettertyps ist zusammenfassend also eindeutig als verursachendes Moment typinterner klimatischer Unterschiede zwischen den beiden Vergleichszeiträumen in Betracht zu ziehen. Daneben müssen aber zusätzlich weitere der eingangs aufgeführten möglichen Gründe in Erwägung gezogen werden.

Auf der Grundlage der für die EIP vorliegenden rekonstruierten täglichen Bodenluftdruckfelder (Kap. 5.3.4) und der ebenfalls verfügbaren täglichen Gitterfelder für den Zeitraum 1958-1997 lassen sich - in beschränktem Umfang - Untersuchungen zu zeitlichen Unterschieden des Verhaltens der Großwettertypen auf der täglichen Zeitskala durchführen. Hinsichtlich zirkulationstypinterner Variabilität ist vor allem zu klären, ob in verschiedenen Zeiträumen differierende Andauerzeiten (Persistenzen) einzelner Großwettertypen zu registrieren sind. Der inhaltliche Hintergrund hierfür liegt darin, daß die Wirksamkeit eines Großwettertyps für die klimatische Prägung eines Monats nicht nur mit seiner absoluten Auftretshäufigkeit variiert, sondern auch davon abhängig ist, wie sich diese Häufigkeit über den Zeitraum von einem Monat verteilt. Das Auftreten einer sommerlichen Hochdrucklage an zehn Tagen eines Monats wirkt sich beispielsweise stärker modifizierend auf den Monatsmittelwert der Temperatur aus, wenn diese zehn Tage direkt aufeinanderfolgen, als wenn sie durch zwischengeschaltete Phasen stärker durch großräumige Anströmung charakterisierter Druckkonstellationen voneinander getrennt sind.

Tabelle 5.12: Mittlere und maximale Andauerzeiten (in Tagen) der 10 Großwettertypen während EIP (44 ausgewählte zirkulationsanomale Monate) und MIP (1958-1997).

	Winter				Frühjahr				Sommer				Herbst			
	EIP	MIP	EIP	MIP												
	<i>a</i>	<i>a</i>	max.	max.												
W	1.7	2.3	5.0	14.0	1.3	2.0	4.0	9.0	2.6	2.1	9.0	10.0	1.5	1.9	4.0	13.0
SW	1.6	2.1	4.0	13.0	1.3	1.9	5.0	12.0	1.6	1.4	4.0	5.0	1.3	1.9	4.0	9.0
NW	1.0	1.6	1.0	8.0	1.3	1.6	3.0	9.0	1.2	1.9	2.0	9.0	1.2	1.6	3.0	10.0
TM	1.3	1.5	3.0	7.0	1.3	1.5	4.0	6.0	2.4	1.6	7.0	5.0	1.8	1.7	5.0	7.0
HM	1.1	1.3	2.0	3.0	1.2	1.5	2.0	6.0	1.1	1.4	2.0	4.0	1.2	1.6	3.0	6.0
N	1.0	1.6	1.0	6.0	1.3	1.7	2.0	7.0	1.0	2.1	1.0	11.0	1.5	1.7	2.0	8.0
NE	1.2	1.5	3.0	6.0	2.0	1.9	6.0	7.0	1.0	2.1	1.0	9.0	1.2	1.7	2.0	9.0
E	1.8	1.9	5.0	8.0	2.0	1.8	6.0	9.0	1.3	1.6	3.0	5.0	2.0	1.7	11.0	6.0
SE	1.4	2.1	6.0	8.0	1.3	2.1	2.0	15.0	1.4	1.4	2.0	4.0	1.4	1.9	3.0	6.0
S	1.3	2.3	4.0	12.0	1.2	2.0	3.0	10.0	1.2	1.4	2.0	4.0	1.1	2.1	2.0	13.0

Die für die 44 zirkulationsanormalen Monate der EIP und alle Monate des Zeitraums 1958-1997 berechneten mittleren und maximalen Andauerzeiten der Großwettertypen-

pen - nicht differenziert in zyklonale und antizyklonale Subtypen - sind jahreszeitlich differenziert in Tabelle 5.12 gegenübergestellt.

Aufgrund der sehr begrenzten Datengrundlage, die den Berechnungen der mittleren und maximalen Andauerzeiten in der EIP zugrundeliegt, können die in Tabelle 5.12 aufgeführten Werte - vor allem der maximalen Andauerzeiten - nur sehr zurückhaltend bezüglich der Unterschiede zwischen EIP und MIP interpretiert werden.

In fast allen Fällen zeigen sich höhere Persistenzen der Großwettertypen in der MIP. Die größten Differenzen - Zunahmen der mittleren Andauerzeiten in der MIP um mindestens einen Tag - sind für die Großwettertypen S im Herbst und im Winter sowie N und NE im Sommer festzustellen. Vor allem die ausgeprägtere Kontinuität nördlicher und nordöstlicher Lagen in den Sommern der MIP deutet auf eine mögliche Erklärung der starken sommerlichen typinternen Abkühlung dieser Großwettertypen (siehe Tabelle A.14) hin, und auch die in diesem Jahrhundert längeren Andauerzeiten der Großwettertypen W, SW und NW im Winter stehen prinzipiell in Übereinstimmung mit den dokumentierten typinternen Temperatur- und Niederschlagsmodifikationen (seit Anfang der 70er Jahre zeigen auch die subjektiv ermittelten Westwetterlagen nach Hess/Brezowski eine deutliche Tendenz zu längeren Andauern; mdl. Mitteilung F.-W. GERSTENGARBE). Angesichts der oben erwähnten datenbedingten Einschränkungen können solche Ergebnisse aber nur als erster Hinweis auf mögliche zirkulationstypinterne Unterschiede auf der täglichen bis mehrtägigen Zeitskala gewertet werden.

Andere mögliche - außerhalb des betrachteten Ausschnitts wirksame - auslösende Momente zirkulationstypinterner Veränderungen können auf der verfügbaren Datenbasis nicht näher untersucht werden. Es deuten sich aber beispielsweise mit Blick auf die überwiegend höheren winterlichen Temperaturen und Niederschläge innerhalb der westlichen Großwettertypen, die nicht in allen Einzelfällen ausschließlich auf typinterne zeitliche Unterschiede der Druckverteilungsmuster - Verstärkung des meridionalen Druckgradienten in der MIP - zurückgeführt werden können (siehe oben), Wirksamkeiten ergänzender Ursachenkomplexe an. Im angesprochenen Fall sind etwa veränderte klimatische Eigenschaften der nach Europa geführten atlantischen Luftmassen in Betracht zu ziehen. Auslösender Faktor für höhere Temperaturen und höheren Feuchtegehalt der Luftmassen könnten gesteigerte Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks im 20. Jahrhundert sein, die - vor allem im Winter - einen verstärkten Transfer von fühlbarer und latenter Wärme vom Ozean in die darüber lagernden Luftmassen bewirken. Für die Ableitung typinterner Veränderungen während der Sommermonate scheidet dieser Erklärungsansatz allerdings weitgehend aus, da im Sommer nur geringfügige Temperaturunterschiede zwischen Ozean und Atmosphäre bestehen.

Aber auch die thermische und hygrische Charakteristik von Luftmassen kontinentalen Ursprungs, die beispielsweise beim Vorherrschen einer Anströmung aus dem östlichen Richtungssektor nach Mitteleuropa gelangen, kann durch zeitliche Veränderungen der Oberflächenbedingungen - z. B. Variationen von Ausmaß und zeitlichem Andauern der winterlichen Schneebedeckung - in den Ursprungsgebieten bzw. in den Regionen, die entlang des Transportwegs überströmt werden, wesentlich modifiziert werden. Ein in diese Richtung zielender Interpretationsansatz könnte

eventuell auch zur Erklärung der höheren, mit dem Auftreten von HM verbundenen Wintertemperaturen in der MIP beitragen - geringere Schneebedeckung und daher geringere Ausstrahlungsverluste in diesem Jahrhundert.

Es stellt sich abschließend die Frage, inwieweit eine Minimierung der (in der eingangs zitierten Literatur belegten und auch für die hier erarbeitete Großwettertypenklassifikation offenbar gewordenen) zirkulationstypinternen Variabilität im Rahmen synoptischer Klassifikationsverfahren erreicht werden kann.

Ein erster Schritt hin zu einer größeren internen klimatischen Homogenität der Zirkulationstypen erfolgt im Rahmen der hier vorgestellten Großwettertypenklassifikation durch die Differenzierung der acht richtungsbestimmten Typen in jeweils antizyklonale und zyklonale Subtypen, die sich sehr deutlich hinsichtlich der mit ihnen gekoppelten klimatischen Verhältnisse - vor allem der Niederschlagssummen - unterscheiden. Eine ebenfalls durchgeführte - hier nicht näher erläuterte - Untersuchung der zirkulationstypinternen zeitlichen klimatischen Veränderungen der zehn nicht weiter unterschiedenen Großwettertypen zeigt ein deutlich höheres Ausmaß an diesbezüglichen Unterschieden zwischen EIP und MIP. Bei Zugrundelegung der 18 stärker differenzierten Großwettertypen wird offenbar, daß ein Teil der internen klimatischen Veränderungen durch Anteilsverschiebungen zwischen antizyklonalen und zyklonalen Subtypen innerhalb eines übergeordneten Zirkulationsmusters zu erklären ist.

Die vorgestellten Untersuchungen machen aber deutlich, daß innerhalb einzelner Zirkulationstypen vor allem auch ausgeprägte Unterschiede der Intensitäten der steuernden Druckgebilde bei generell übereinstimmender Strömungskonfiguration zu zeitlichen Unterschieden der witterungsklimatischen Wirksamkeit führen können. Wie auch von anderen Autoren (z. B. SCHMUTZ 1996) angeregt wird, ist deshalb die Entwicklung einer Klassifikationsmethode anzustreben, bei der nicht nur die Ähnlichkeit der Raummuster individueller Luftdruckfelder als Zuordnungskriterium herangezogen wird, sondern die auch die Stärke der Druckgradienten innerhalb des Zuordnungsalgorithmus berücksichtigt. Für die hier erarbeitete Großwettertypenklassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder könnte eine diesbezügliche Erweiterung des Klassifikationsschemas beispielsweise durch Einbeziehung eines Zonalitätsindex für den Nordatlantisch-Europäischen Bereich (also etwa die im Rahmen des ADVICE-Projekts ermittelten Zeitreihen des Nordatlantischen Oszillationsindex NAOI bzw. des Zentraleuropäischen Zonalitätsindex CEZI [JACOBEIT et al. 1998: 48 ff.]) sowie eines auf Europa bezogenen Meridionalitätsindex erreicht werden.

Eine merkliche Reduzierung typinterner klimatischer Variabilität im Rahmen von Klassifikationsverfahren kann natürlich mittels Integration thermischer und/oder hygrischer Kenngrößen in den Klassifikationsalgorithmus erreicht werden. Eine solche Modifikation von Druckmusterklassifikationen bedeutet aber gleichzeitig eine grundlegende Abwandlung des in dieser Arbeit bisher verfolgten methodischen „*circulation to environment*“-Ansatzes in Richtung auf den „*environment to circulation*“-Ansatz, mit daraus folgenden Konsequenzen für die Interpretation der Klassifikationsergebnisse.

Zusammenfassend belegen die Untersuchungsergebnisse eine ausgeprägte typinterne klimatische Variabilität der Großwettertypen. Als Ursachen zeitlicher Veränderun-

gen konnten Unterschiede der typspezifischen Strömungsmuster in EIP und MIP nachgewiesen werden, die allerdings nur teilweise ausreichende Erklärungsansätze für die diagnostizierten zirkulationstypinternen Temperatur- und Niederschlagsmodifikationen liefern. Daneben deuten sich auf der täglichen bis mehrtägigen Zeitskala zeitliche Veränderungen der Persistenzen der einzelnen Großwettertypen an. Aufgrund der eingeschränkten Verfügbarkeit täglicher Bodenluftdruckfelder für die EIP lassen sich aus diesen Ergebnissen allerdings keine stringenten Folgerungen ableiten. Als verursachender Faktor für typinterne Veränderungen müssen schließlich zeitliche Variationen der Energieflüsse zwischen Ozean- bzw. Landoberflächen und Atmosphäre und daraus resultierende Unterschiede der thermischen und hygri-schen Eigenschaften der in Europa wirksam werdenden Luftmassen in Betracht gezogen werden.

Unzweifelhaft ist ein beträchtlicher Anteil der zirkulationstypinternen klimatischen Variabilität auf die methodenbedingte Diskretisierung des Kontinuums Zirkulation zurückzuführen, die der Vielgestaltigkeit der Realisierungen von Zirkulationszuständen im Bereich Nordatlantik-Europa, vor allem hinsichtlich ihrer witterungsklimatischen Wirksamkeit, nur ungenügend gerecht wird. Der wesentliche Aspekt der zeitlichen Variabilität der Beziehungen zwischen großräumiger Zirkulation und bodennahen Klimaparametern soll deshalb im folgenden Kapitel mittels eines problemadäquateren methodischen Ansatzes näher untersucht werden.

6 Untersuchungen zu den variablen Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und bodennahem Klima

Die großräumige atmosphärische Zirkulation stellt den maßgeblichen Steuerungsfaktor für regionale Ausprägungen des Klimas dar. Dieser Sachverhalt bildet die Grundlage für verschiedene Methoden des „statistical downscaling“, innerhalb derer die in einer - meist der rezenten - Periode diagnostizierten Beziehungen zwischen Zirkulation und Klima auf einen anderen Zeitraum übertragen werden, für den nur Informationen über die großräumige Zirkulation vorliegen (also beispielsweise mögliche zukünftige Charakteristika der Zirkulation, wie sie globale Zirkulationsmodelle liefern), um so für diese Zeiträume auch die Entwicklung regionaler Klimaparameter abschätzen zu können. Bei der Anwendung solcher Methoden wird vorausgesetzt, daß diese Beziehungen zeitlich stationär sind, in verschiedenen Zeiträumen übereinstimmende Zirkulationsverhältnisse also auch vergleichbare regionale Klimacharakteristika bewirken.

Angesichts der für mehr als 200 Jahre verfügbaren monatlichen Bodenluftdruckfelder sowie ebenso langer regionaler Temperatur- und Niederschlagszeitreihen für Mitteleuropa bietet sich jetzt die Möglichkeit zu überprüfen, inwieweit die Stationarität der statistischen Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und bodennahem Klima über lange Zeiträume hinweg gegeben ist. Hinweise auf mögliche Nichtstationaritäten ergeben sich bereits aus den im vorangegangenen Kapitel vorgestellten Ergebnissen, wobei hier - wie bereits erörtert - auch methodenbedingte Unschärfen der Erfassung unterschiedlicher Zirkulationsausprägungen als Ursache in Betracht zu ziehen sind.

6.1 Methodische Ansätze zur Analyse der Beziehungen zwischen großräumiger atmosphärischer Zirkulation und regionalem Klima

Zur Erfassung der Beziehungen zwischen großräumiger Zirkulation und regionalen Klimaparametern können unterschiedliche methodische Ansätze herangezogen werden.

Die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse in Europa sind in hohem Ausmaß von der Stärke des meridionalen Druckgradienten über dem Nordatlantik gesteuert. Dementsprechend sind deutliche - allerdings jahreszeitlich stark variierende - statistische Zusammenhänge zwischen der Intensität der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und europäischen Klimavariablen festzustellen, die am stärksten im Winter ausgeprägt sind. Die Beziehungen zwischen Nordatlantischem Oszillationsindex NAOI und Temperatur und Niederschlag in Europa wurden wiederholt vor allem für das 20. Jahrhundert ausführlich dargestellt. So weisen MALBERG & BÖKENS (1997) hohe, statistisch signifikante Korrelationen zwischen NAOI und Winter- und Sommertemperaturen in Berlin für den Zeitraum seit 1929 nach. Eine Reihe weiterer

Autoren beschäftigt sich mit den regional differenzierten Zusammenhängen zwischen NAOI und Temperatur und Niederschlag (z. B. MOSES et al. 1987, BIR-RONG & SCHÖNWIENE 1988, HURRELL 1995, HURRELL 1996, HURRELL & VAN LOON 1997, RODO et al. 1997, KAPALA et al. 1998) bzw. zwischen anderen - unterschiedlich definierten - Zonalitätsindizes und Europäischem Regionalklima (z. B. KOZUCHOWSKI 1993, JÖNSSON & BÄRRING 1994, KUTIEL et al. 1996, KUTIEL & MAHERAS 1998).

JÖNSSON & BÄRRING (1994) stellen fest, daß die Korrelationen zwischen Zonalität und Temperatur im südlichen Skandinavien im Zeitraum 1899-1992 - vor allem im Frühjahr und im Herbst - deutlichen zeitlichen Schwankungen unterliegen. Dieser Befund zeitlich variierender Zusammenhänge zwischen Indikatoren für die großräumigen Zirkulationsverhältnisse über dem Nordatlantischen Bereich und klimatischen Kenngrößen in Europa wird bestätigt durch Erkenntnisse zur zeitlichen Variation der Korrelationen zwischen NAOI und mitteleuropäischen Temperatur- und Niederschlagszeitreihen im Zeitraum 1780-1995, die im Rahmen des ADVICE-Projekts erarbeitet wurden (JACOBET et al. 1998, JACOBET et al. 1999b).

Zeitreihendarstellungen der Korrelationskoeffizienten für 21-jährige Zeiträume mit 1-jährig gleitender Verschiebung - beispielhaft für NAOI und Wintertemperaturen in Abb. 6.1 dargestellt - weisen auf ein ausgeprägtes zeitliches Schwankungsverhalten der korrelativen Beziehungen zwischen NAOI und Klima hin. Auffälligstes Merkmal in Abb. 6.1 ist dabei der starke Einbruch der Korrelationskoeffizienten um die letzte Jahrhundertwende.

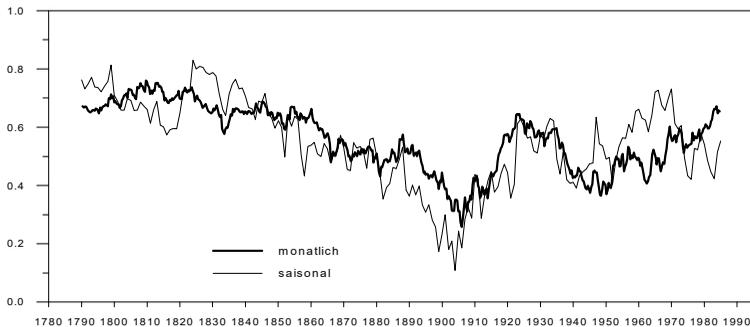


Abbildung 6.1: Korrelationen zwischen NAOI und Wintertemperaturen in thermischer Region A für 21-jährige Zeiträume mit 1-jährig gleitender Verschiebung in monatlicher und saisonaler zeitlicher Auflösung (modifiziert nach JACOBET et al. 1998: 62).

Die Interpretation der dargestellten und vergleichbarer Zeitreihen hinsichtlich genereller zeitlicher Unterschiede der Kopplungen zwischen Zirkulation und Klima wird allerdings dadurch erschwert, daß - wie in Kap. 5.5.2 erläutert - vergleichbare Modi der NAO mit durchaus verschiedenen Strömungskonfigurationen verknüpft sein können, die sehr unterschiedliche Temperatur- und Niederschlagsbedingungen in Europa bewirken (siehe auch Abb. 6.2 zur Verdeutlichung dieses Sachverhalts).

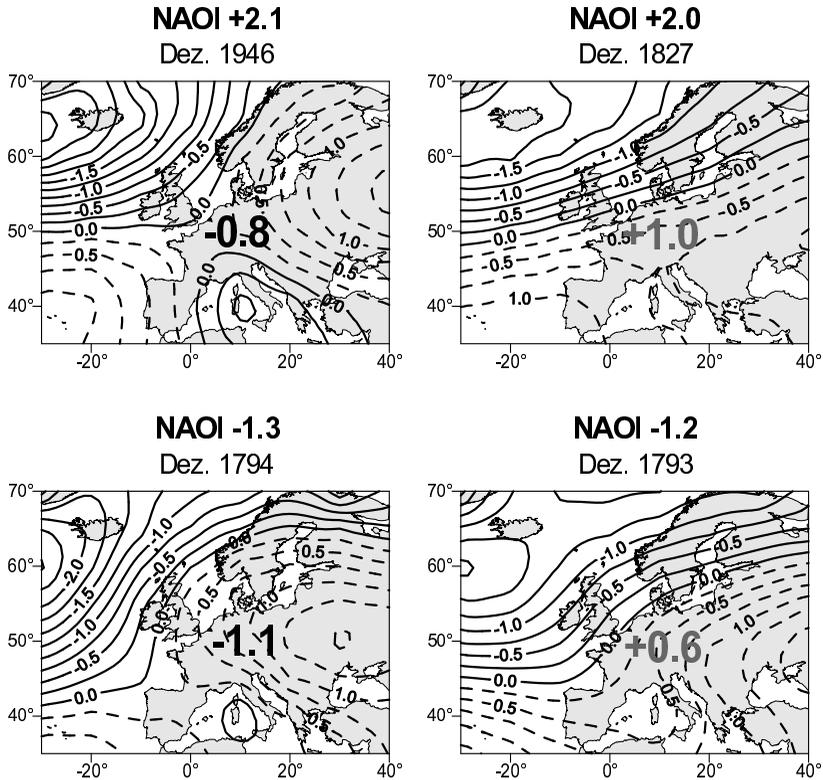


Abbildung 6.2: Ausgewählte standardisierte monatliche Bodenluftdruckfelder für Monate mit stark positivem bzw. negativem NAOI (Nordatlantischer Oszillationsindex) und korrespondierende standardisierte thermische Anomalien in Mitteleuropa (thermische Region A).

Zeitliche Instationaritäten der Korrelationen zwischen NAOI und Klima repräsentieren folglich nicht unbedingt zeitliche Variationen der Beziehungen zwischen Zirkulation und regionalen thermischen oder hygrischen Klimaparametern, sondern können teilweise vielmehr auch variierende Kopplungen zwischen genereller Zirkulati-

onscharakteristik über dem Nordatlantik (High-Index- oder Low-Index-Typ) und den witterungsrelevanten Zirkulationsstrukturen über Europa widerspiegeln. Diese Problematik ist in Abb. 6.2 anhand von vier ausgewählten Einzelfällen veranschaulicht.

Abb. 6.2 zeigt die Bodenluftdruckfelder jeweils zweier Dezembermonate mit deutlich positivem bzw. negativem NAOI. Während für Dezember 1827 und Dezember 1794 die üblicherweise zu erwartenden Strömungskonfigurationen (stark zonal geprägte Zirkulationsform bei positivem NAOI und meridionale Zirkulationsform bei negativem NAOI) und thermischen Anomalien in Mitteleuropa (anomal hohe/niedrige Temperaturen bei positivem/negativem NAOI) ausgebildet sind, zeigen die Dezembermonate 1946 und 1793 Beispiele für gegenteilige Kopplungen zwischen NAOI und Zirkulationsformen (meridionale Zirkulation bei positivem NAOI, gemischte Zirkulationsform mit deutlicher zonaler Komponente bei negativem NAOI) mit daraus resultierenden Temperaturanomalien in Mitteleuropa (anomal niedrige/hohe Temperaturen bei positivem/negativem NAOI). Für die Wintertemperaturen in Mitteleuropa sind Lage und Intensität der osteuropäischen Antizyklone von entscheidender Bedeutung, die - wie das Beispiel Dezember 1946 zeigt - auch bei starken meridionalen Druckgradienten über dem Nordatlantik (positiver NAOI) bis weit nach Mitteleuropa hinein wirksam werden bzw. auch angesichts eines negativen NAOI (Dezember 1793) eine südöstlichere Lage einnehmen und damit eine südwestliche Strömung über Mitteleuropa ermöglichen kann.

Eine sinnvolle Alternative zur Beschreibung und Analyse der Zusammenhänge zwischen Zirkulationsindizes - die meist nur auf der Grundlage ausgewählter Luftdruckgitterpunkte oder Stationswerte berechnet werden - und Klima stellen deshalb Methoden des „statistical downscaling“⁵⁹ dar, bei denen das gesamte Druckfeld in die Untersuchungen miteinbezogen wird. Einen guten Überblick der verschiedenen methodischen Ansätze zur Ermittlung der statistischen Zusammenhänge zwischen atmosphärischer Zirkulation und Regionalklima vermitteln die Arbeiten von GIORGI & MEARNs (1991), ZORITA et al. (1995), HEWITSON & CRANE (1996) und WILBY & WIGLEY (1997).

Das verwendete Methodenspektrum umfaßt unter anderem multiple Regressionstechniken - häufig mit vorhergehender Varianzzerlegung der Zirkulations- und/oder Klimavariablen mittels Faktoren- oder Hauptkomponentenanalyse - (siehe beispielsweise JACOBET (1994a), STURM (1997) und SCHUBERT & HENDERSON-SELLERS (1997)), Neuronale Netze (z.B. CAVAZOS 1997), CART - (Classification and Regression Trees) - Analysen (z. B. BURROWS et al. 1995, ENKE & SPEKAT 1997) oder Kanonische Korrelationsanalysen (Canonical Correlation Analysis CCA), die in der Klimatologie vor allem seit der Arbeit von BARNETT & PREISENDORFER (1987) relativ häufig zum Einsatz kommen (z. B. ZORITA et al. 1992, VON STORCH et al. 1993, WERNER & VON STORCH 1993, PRASAD & SINGH 1996).

⁵⁹ Eine Alternative zum statistischen Downscaling besteht darin, ein räumlich höher auflösendes, mesoskaliges Klimamodell in ein globales Modell einzubetten („Nesting“). Ein Beispiel für die Anwendung dieser Methode gibt beispielsweise GIORGI (1990).

Auf die Vielzahl der verschiedenen Ansätze soll hier nicht näher eingegangen werden, im Rahmen vorliegender Arbeit wird eine Kanonische Korrelationsanalyse (CCA) eingesetzt, die im folgenden detaillierter erläutert wird.

6.2 Kanonische Korrelationsanalysen Nordatlantisch-Europäischer Bodenluftdruckmuster und mitteleuropäischer Temperatur- und Niederschlagsreihen

Allgemein untersucht die Kanonische Korrelationsanalyse (CCA) den multivariaten Zusammenhang zwischen zwei Variablengruppen. Im konkreten Fall also den Zusammenhang zwischen den 60 Gitterpunktszeitreihen des Bodenluftdrucks auf der einen und den regionalen Temperatur- bzw. Niederschlagsreihen auf der anderen Seite.

Das methodische Vorgehen innerhalb der CCA läßt sich folgendermaßen zusammenfassen (ausführliche Beschreibungen der Methode finden sich beispielsweise in TIEDE 1987, GAENSSLEN & SCHUBÖ 1976 und bezüglich klimatologischer Anwendungen in VON STORCH 1995):

- Für zwei Variablengruppen (Bodenluftdruckreihen bzw. Klimareihen) U und V werden kanonische Variablen (U_1 und V_1) - die Linearkombinationen aus den jeweiligen Einzelvariablen darstellen - in der Weise bestimmt, daß die Bedingungen

$$1. \quad r^2_{U_1V_1} = \text{Maximum}$$

mit

r = kanonischer Korrelationskoeffizient

und

$$2. \quad s^2_{U_1} = s^2_{V_1} = 1$$

mit

s^2 = Standardabweichung

erfüllt sind.

- Die Korrelation zwischen den kanonischen Variablen U_1 und V_1 wird als erste kanonische Korrelation ($R_1 = r_{U_1V_1}$) bezeichnet⁶⁰. Sie ist die maximal mögliche Korrelation von je zwei kanonischen Variablen (Bedingung 1), die standardisierte Variable sind (Bedingung 2).
- Für beide Variablengruppen werden aus den - nach Auspartialisierung der vorangehend extrahierten kanonischen Variablen aus allen Variablen ihrer jeweiligen Gruppe hergestellten - Restvariablen sukzessive weitere Linearkombinationen (zweite und folgende kanonische Variablen) bestimmt, die ebenfalls jeweils maximal - in absolut abnehmendem Ausmaß - miteinander korreliert sind (zweite und folgende kanonische Korrelationen).
- Insgesamt können so viele Paare kanonischer Variablen bestimmt werden, wie der kleinere Variablensatz Variablen enthält.
- Aus dem Vorgang der Auspartialisierung der bereits bestimmten kanonischen Variablen und der Berechnung der folgenden kanonischen Variablen aus den jeweiligen Restvariablen ergibt sich wechselseitige Orthogonalität der kanonischen Variablen einer Variablengruppe.

Im Ergebnis läßt sich jede Originalvariable $OV_i, i = 1, \dots, n$ einer Variablengruppe als Linearkombination der entsprechenden kanonischen Variablen $KV_j, j = 1, \dots, m$ entsprechend folgender allgemeiner Verfahrensgleichung darstellen

$$OV_i = w_{i1} \cdot KV_1 + w_{i2} \cdot KV_2 + \dots + w_{im} \cdot KV_m$$

mit:

w_{ij} =Gewichtungskoeffizient von KV_j für OV_i .

Von Bedeutung für die inhaltliche klimatologische Interpretation der Ergebnisse der CCA sind neben den kanonischen Korrelationskoeffizienten zum einen die zeitabhängigen Werte der kanonischen Variablen (Canonical scores) und zum anderen die räumlich variierenden Korrelationskoeffizienten der Originalvariablen einer Variablengruppe mit den entsprechenden kanonischen Variablen (Kanonische Ladungen - Canonical loadings).

In Entsprechung zur S-modalen Hauptkomponentenanalyse (siehe Kap. 5) können die räumlichen Verteilungsmuster der canonical loadings als Isokorrelatenkarten der Korrelationskoeffizienten zwischen kanonischen Variablen und Originalvariablen (Gitterpunktspezifische Luftdruckreihen bzw. regionale Klimareihen) verstanden

⁶⁰ Vorzeichen und Betrag der kanonischen Korrelationskoeffizienten stellen also ein Maß für Richtung und Stärke der Zusammenhänge zwischen den beiden Variablengruppen dar.

werden, während die Zeitreihen der canonical scores Aufschluß über die zeitlich variierende Gewichtung der kanonischen Variablen geben.

Im Rahmen vorliegender Studie wird die CCA in zweierlei Weise zur Untersuchung der zeitlichen Variabilität der Beziehungen zwischen Zirkulation und Klima instrumentalisiert, wobei jeweils monatlich standardisierte Bodenluftdruckdaten (Gitterpunktszeitreihen) und Klimadaten (Regionale Temperatur- und Niederschlagsreihen) in die Analysen eingehen:

Zum einen werden CCA's für die beiden Vergleichsperioden EIP und MIP in monatlicher Differenzierung getrennt berechnet. Unter Zugrundelegung der so ermittelten statistischen Beziehungen zwischen Bodenluftdruck und Temperatur- bzw. Niederschlag erfolgt jeweils die Modellierung der Klimadaten aus den Luftdruckdaten einmal in dem Zeitraum, in dem das Modell erstellt wird (Kalibrierungszeitraum) und einmal - unter Verwendung der im Kalibrierungszeitraum etablierten Zusammenhänge - im jeweils anderen Zeitraum (Verifikationszeitraum). Insgesamt werden also 48 Modelle (je zwölf monatliche Modelle für Temperatur und Niederschlag in MIP bzw. EIP) erstellt, die vom jeweiligen Kalibrierungszeitraum - MIP/EIP - auf den Verifikationszeitraum - EIP/MIP - übertragen werden.

Die Modellierung eines Klimawertes $K_{t,x}$ einer thermischen oder hygrischen Region x zu einem bestimmten Zeitpunkt t erfolgt in Anlehnung an VON STORCH et al. (1993) als:

$$K_{t,x} = \sum_{j=1}^{q''} m_j \cdot \frac{sk_j}{sd_j} \cdot St_{t,j} \cdot kl_{x,j}$$

mit:

q'' = Anzahl kanonischer Variablenpaare (maximal entsprechend Anzahl Variablen des kleineren Variablensatzes)

m_j = Kanonischer Korrelationskoeffizient für kanonisches Variablenpaar j

sk_j = Standardabweichung der canonical scores in der Kalibrierungsperiode für kanonische Variable j (Klima)

sd_j = Standardabweichung der canonical scores in der Kalibrierungsperiode für kanonische Variable j (Bodenluftdruck)

$St_{t,j}$ = Skalarprodukt aus dem Bodenluftdruckmuster zum Zeitpunkt t und kanonischem Ladungsmuster (Bodenluftdruck) der kanonischen Variablen j (Bodenluftdruck) im Kalibrierungszeitraum

$kl_{x,j}$ = Kanonische Ladung der Klimavariablen x auf kanonische Variable j (Klima) im Kalibrierungszeitraum.

Dabei wurde jeweils die maximal mögliche Anzahl an kanonischen Variablen in die Modellierung einbezogen⁶¹.

Inwieweit die in den Modellen etablierten Beziehungen zwischen Zirkulation und Klima von einem Zeitraum auf den anderen übertragbar sind, inwieweit diese Beziehungen also zeitlich stationär sind, läßt sich in qualitativer Weise durch einen Vergleich der Übereinstimmung zwischen modellierten und beobachteten Klimadaten im Kalibrierungs- und Verifikationszeitraum feststellen. Bei gegebener Stationarität sollte die Modellgüte im Kalibrierungs- und Verifikationszeitraum in etwa vergleichbar sein.

In Abb. 6.3 sind beispielhaft die beobachteten und modellierten EIP- und MIP-Januartemperaturen - in standardisierter Form - für die thermische Region A (bei Verwendung des jeweiligen Zeitraums als Kalibrierungs- bzw. Verifikationsperiode) vergleichend gegenübergestellt.

Die generelle Güte der erstellten Modelle in den Kalibrierungs- und Verifikationszeiträumen ist in Abb. 6.4 in Form der gemeinsamen Varianz der modellierten und beobachteten Klimareihen dargestellt - berechnet als quadrierter Mittelwert der Korrelationskoeffizienten zwischen allen modellierten und beobachteten regionalen Temperatur- bzw. Niederschlagsreihen.

Sowohl für die Temperatur als auch für den Niederschlag ist - wie erwartet - größtenteils ein höheres Maß an Übereinstimmung zwischen modellierten und beobachteten Reihen innerhalb der Kalibrierungszeiträume festzustellen. Ebenfalls bezüglich beider Klimatelemente nimmt die Güte der Modelle generell von den Winter- zu den Sommermonaten hin ab. Eine Tatsache, die sich mit der während des Winters bekanntermaßen stärkeren Abhängigkeit der regionalen Klimacharakteristik von den großräumigen Zirkulationsbedingungen erklären läßt.

Vor allem die Modellierungen der Temperaturverhältnisse zeigen neben dieser generellen jahreszeitlichen Differenzierung der Modellgüte aber auch ausgeprägte intrasaisonale Unterschiede der gemeinsamen Varianzen, sowohl im jeweiligen Kalibrierungs- als auch Verifikationszeitraum.

Für den Niederschlag sind diesbezüglich zwar insgesamt ausgeglichene Verhältnisse festzustellen, allerdings liegen hier die Anteile gemeinsamer Varianz mit Werten von maximal 50% - die einzig bei Verwendung der MIP als Kalibrierungsperiode in den Monaten Oktober bis März annähernd erreicht werden - auf einem Niveau, das die Reproduzierbarkeit der Niederschläge aus Bodenluftdruckdaten generell fraglich erscheinen läßt. Eine Modellierung von Niederschlägen unter - dem hier unvermeidlichen - Verzicht auf die Einbeziehung der - für die Niederschlagsgenese höchst relevanten - Zirkulation in höheren Troposphärenschichten ist offensichtlich nicht in befriedigender Qualität möglich.

⁶¹ Die Qualität der Modellierung läßt sich gegebenenfalls dadurch verbessern, daß nicht alle kanonischen Variablenpaare, sondern nur eine geringere Anzahl in den Algorithmus integriert werden (z. B. LUTERBACHER et al. 1999). Verschiedene Methoden zur Ermittlung der geeigneten Anzahl kanonischer Variablen werden beispielsweise von BARNETT & PREISENDORFER (1987) diskutiert. Im Rahmen der hier durchgeführten Modellierungen wurden die besten Ergebnisse aber bei Einbeziehung aller kanonischen Variablenpaare erzielt.

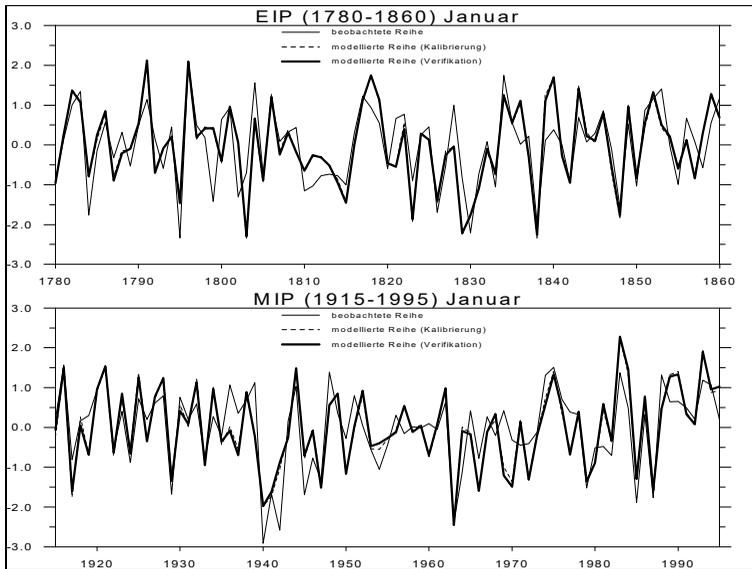


Abbildung 6.3: Beobachtete und modellierte Zeitreihen der Januartemperaturen (thermische Region A) in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).

Einzig für die Januartemperaturen manifestiert sich bei beiden Varianten mit hohen gemeinsamen Varianzen zwischen 55 und über 60% - sowohl im jeweiligen Kalibrierungs- als auch Verifikationszeitraum - ein hohes Maß an Übereinstimmung der Modellgüte auf hohem Niveau in beiden Perioden, das als deutlicher Hinweis auf zeitliche Stationarität der Beziehungen zwischen Zirkulation und Klima in diesem Monat gewertet werden kann (siehe auch Abb. 6.3).

Auch unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die Güte vergleichbarer statistischer Modelle im Verifikationszeitraum generell um etwa 5 - 10% niedriger ist als im Kalibrierungszeitraum (siehe Ergebnisse ähnlicher Arbeiten, z. B. JONES et al. 1999, LUTERBACHER et al. 1999), läßt sich resümieren, daß die hier durchgeführte Modellierung der klimatischen Verhältnisse aus der verfügbaren Zirkulationsinformation zum einen nur für Einzelfälle befriedigende Ergebnisse erbringt (mehr als 50% an gemeinsamer Varianz von modellierten und gemessenen Reihen werden nur für einige wenige Fälle erreicht) und zum anderen zum Großteil nur unter erheblichem Qualitätsverlust vom Kalibrierungszeitraum auf die Verifikationsperiode übertragbar ist. Letzterer Aspekt deutet auf Unterschiede der Kopplungen zwischen Zirkulation und Klima in den beiden Vergleichszeiträumen EIP und MIP hin.

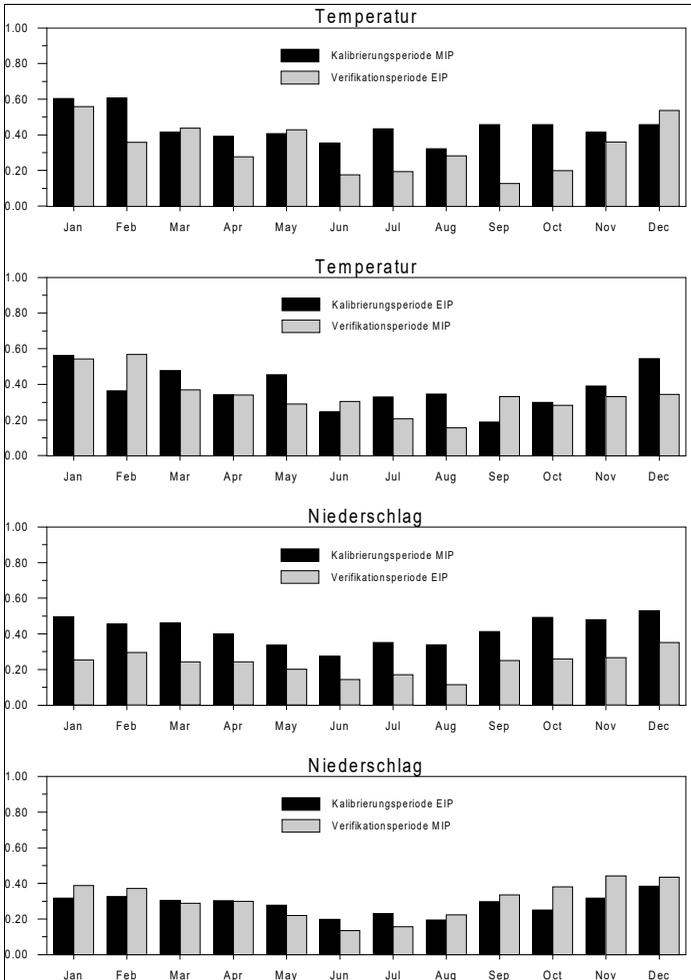


Abbildung 6.4: Gemeinsame Varianzen der beobachteten und modellierten Temperaturen und Niederschläge in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995) (nach JACOBET et al. 1998: 75; modifiziert).

In verschiedenen Arbeiten erfolgen vor der Durchführung der CCA EOF- oder Hauptkomponentenanalysen der beiden Variablengruppen (z. B. WERNER & VON STORCH 1993, PRASAD & SINGH 1996). Der Vorteil eines solchen Vorgehens ist darin zu sehen, daß statistisch unabhängige (orthogonale) Eingangsdatensätze erzeugt und ein Großteil des - den Originaldaten innewohnenden - unerwünschten Rauschens eliminiert wird.

Eine entsprechende Modifikation der CCA im Rahmen der hier vorgestellten Untersuchungen erbrachte allerdings keine Verbesserung der Resultate. Gleiches gilt auch für ebenfalls getestete methodische Varianten, bei denen ausschließlich für den Gesamtzeitraum kontinuierlich vorliegende regionale Klimareihen oder ebenfalls kontinuierliche Stationsreihen in die Analyse einbezogen wurden.

Neben dem beschriebenen Modellierungsansatz erfolgt die Berechnung von CCA's monatlicher Bodenluftdruckfelder und korrespondierender Temperatur- bzw. Niederschlagsdaten in saisonaler Differenzierung für den Gesamtzeitraum 1780-1995. In jede jahreszeitliche Analyse gehen hierbei 648 monatliche Bodenluftdruckfelder und korrespondierende Temperatur- bzw. Niederschlagsfelder ein.

Auf der Basis der Ergebnisse dieser Analysen werden folgende Untersuchungen zur zeitlichen Variabilität der Beziehungen zwischen Zirkulation und Klima durchgeführt:

- Berechnung gleitender kanonischer Korrelationskoeffizienten zwischen gekoppelten kanonischen Variablen über den Gesamtzeitraum für 21-jährige Zeiträume mit 1-jährig gleitender Verschiebung.
- Ermittlung der kanonischen Korrelationskoeffizienten und der kanonischen Ladungen für die beiden Zeiträume EIP und MIP und Untersuchung der resultierenden Werte auf statistisch signifikante Unterschiede sowie zusätzlich visueller Vergleich der zeitraumspezifischen Ladungsmuster.

Aus dem Gesamtspektrum der diesbezüglichen Untersuchungen können an dieser Stelle nur einige ausgewählte Ergebnisse zu ausführlicherer Darstellung gelangen.

Die Abb. 6.5 und 6.6 zeigen die ersten vier von insgesamt jeweils acht kanonischen Ladungsmusterpaaren der CCA von Bodenluftdruck (SLP) und Temperatur für die Winter (Dez., Jan., Feb.) bzw. Sommer (Jun., Jul., Aug.) des Zeitraums 1780-1995. Die Beschränkung auf die jeweils führenden vier kanonischen Variablenpaare erfolgt, da die folgenden Paarungen nur noch weitaus geringere Anteile der Gesamtvarianz der Luftdruck- bzw. Klimavariablen erklären und gleichzeitig die Stärke der Kopplungen zwischen den kanonischen Variablen – beschrieben durch die kanonischen Korrelationskoeffizienten - deutlich abnimmt.

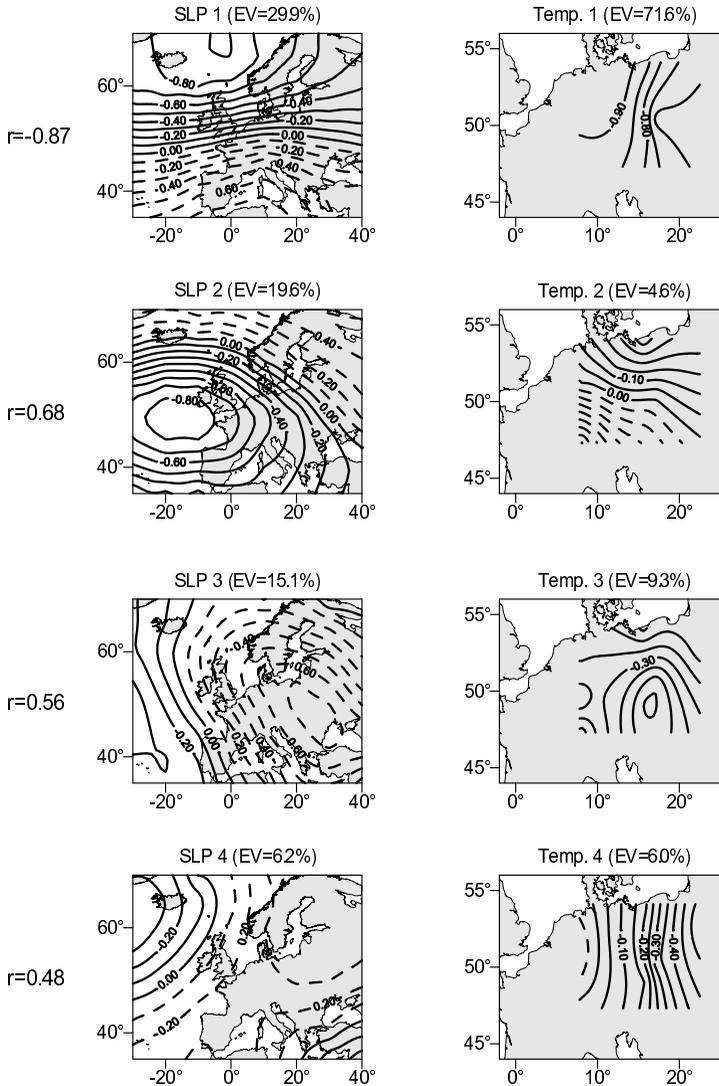


Abbildung 6.5: Gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare der ersten vier kanonischen Variablenpaare der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Winter). Zusätzlich angegeben sind die erklärten Varianzen (EV) und die kanonischen Korrelationskoeffizienten (r).

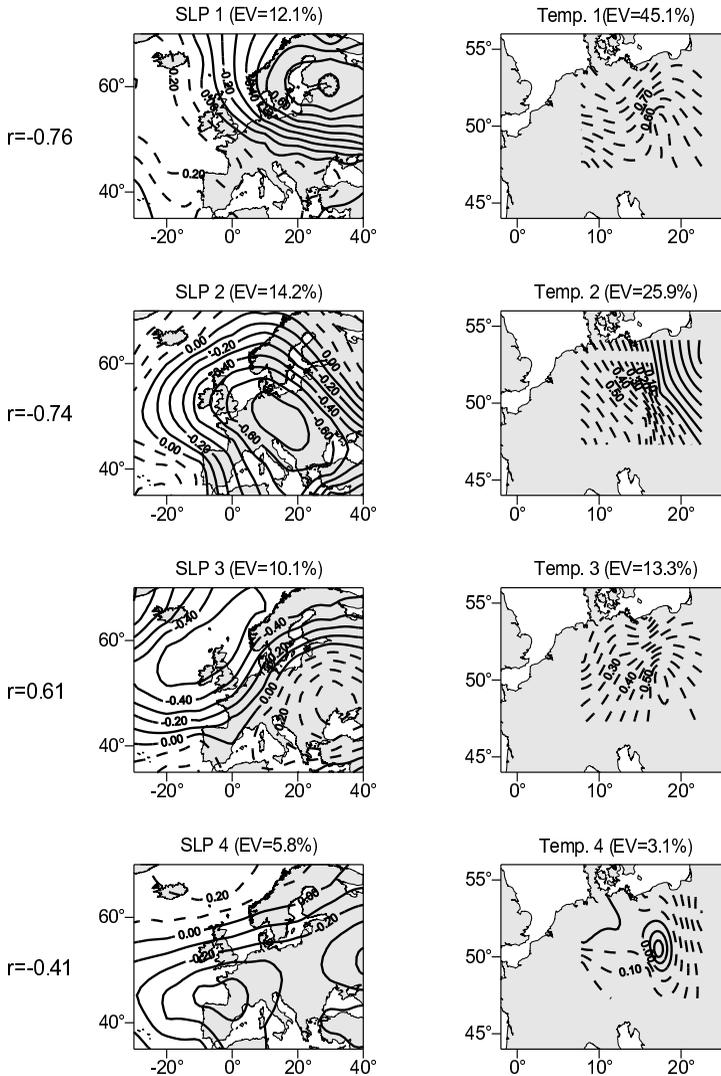


Abbildung 6.6: Gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare der ersten vier kanonischen Variablenpaare der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Sommer). Zusätzlich angegeben sind die erklärten Varianzen (EV) und die kanonischen Korrelationskoeffizienten (r).

Das erste winterliche Musterpaar verdeutlicht den dominierenden Einfluß der Stärke des meridionalen Druckgradienten im Bereich Nordatlantik-Europa auf die Wintertemperaturen in Mitteleuropa. Eine ausgeprägte Zonalkomponente der Zirkulation im betrachteten Ausschnitt führt in ganz Mitteleuropa - mit von West nach Ost abnehmender Intensität - zu positiven Temperaturabweichungen. Umgekehrt geht eine Abschwächung der westlichen Strömung innerhalb des Bodenluftdruckfeldes mit Temperaturabnahmen einher. Mit erklärten Varianzen von 29.9% (Bodenluftdruck) und 71.6% (Temperatur) sowie einem kanonischen Korrelationskoeffizienten von -0.87 repräsentiert dieses Musterpaar unzweifelhaft den wesentlichen Kopplungsmechanismus zwischen Zirkulation und Wintertemperaturen in Mitteleuropa.

Aus der Zusammenschau der Ladungsmuster des zweiten Paares kanonischer Variablen - 19.6% (SLP) bzw. 4.6% (Temperatur) erklärte Varianz; kanonischer Korrelationskoeffizient von 0.68 - wird die breitenlagenabhängige Beeinflussung der Wintertemperaturen durch die Druckverhältnisse südwestlich der Britischen Inseln sowie durch die Intensität der nordwestlichen Strömungskomponente über Mitteleuropa deutlich. Hoher Druck im südwestlichen Ausschnitt und eine ausgeprägte nordwestliche Richtungskomponente der Strömung (negativer Modus des SLP-Ladungsmusters) bewirken hohe Temperaturen in den nordöstlichen Regionen und niedrigere Temperaturen in den südwestlich gelegenen Bereichen, in denen antizyklonale Witterungscharakteristik (starke winterliche Ausstrahlung) dominiert.

Die ersten beiden kanonischen Variablenpaare zeigen damit eine generelle inhaltliche Übereinstimmung mit den von WERNER & VON STORCH (1993) ermittelten zwei CCA-Musterpaaren Nordatlantisch-Europäischer Bodenluftdruckfelder und Mitteleuropäischer Temperaturreihen für Januar und Februar des Zeitraums 1901-1940.

Das dritte Paar gekoppelter Ladungsmuster (15.1% bzw. 9.3% erklärter Varianz; kanonischer Korrelationskoeffizient von 0.56) zeigt den Zusammenhang zwischen Druckanomalien mit Zentrum über Osteuropa und mitteleuropäischen Temperaturanomalien auf. Ausgeprägte positive Druckanomalien im osteuropäischen Bereich bedingen negative Temperaturabweichungen in ganz Mitteleuropa, mit maximalen Beträgen in den südöstlichen Regionen.

Die Ladungsmuster des mit einem kanonischen Korrelationskoeffizienten von 0.48 gekoppelten vierten kanonischen Variablenpaars erklären jeweils etwa 6% der Gesamtvarianzen. Die Muster repräsentieren den Zusammenhang zwischen einer - sich in südwest-nordöstlicher Richtung erstreckenden - Zone relativ hohen Drucks und negativen Temperaturabweichungen im östlichen Mitteleuropa, die sich nach Westen hin abschwächen und in den westlichsten Regionen in positive Anomalien übergehen.

Für die Sommermonate wird ein wesentlicher Zusammenhang zwischen atmosphärischer Zirkulation und mitteleuropäischen Temperaturen aus den Ladungsmustern des ersten kanonischen Variablenpaars deutlich, die 12.1% und 45.1% der jeweiligen Gesamtvarianz erklären und einen kanonischen Korrelationskoeffizienten von -0.76 aufweisen. Hoher Druck im Südwesten sowie tiefer Druck im Nordosten und eine daraus folgende akzentuierte nordwestliche Strömungskomponente bedingen in

allen Teilen Mitteleuropas niedrige Temperaturen, wobei sich eine Intensitätsabstufung von Nord nach Süd zeigt.

Das zweite Musterpaar - 14.2% (SLP) bzw. 25.9% (Temperatur) erklärte Varianz; kanonischer Korrelationskoeffizient von -0.74 - erfasst die Kopplung zwischen den Luftdruckverhältnissen über Mitteleuropa und den dort ausgeprägten thermischen Bedingungen. Der negative Modus des SLP-Ladungsmusters (Antizyklone über Mitteleuropa) ist verbunden mit positiven Temperaturabweichungen in den südwestlichen Bereichen Mitteleuropas, während in den nordöstlichen Regionen negative Abweichungen auftreten (evtl. bedingt durch nordwestliche bis nördliche Anströmrichtung an der Ostflanke einer steuernden Antizyklone).

Vor allem im Südosten Mitteleuropas stark ausgeprägte positive Temperaturabweichungen bei intensivierter südwestlicher Strömung und hohem Druck über Südosteuropa werden aus dem dritten Musterpaar ersichtlich. Die betreffenden Muster erklären 10.1% (SLP) bzw. 13.3% (Temperatur) der gesamten Varianz und sind mit einem kanonischen Korrelationskoeffizienten von 0.61 gekoppelt.

Im vierten Musterpaar - 5.8% (SLP) bzw. 3.1% (Temperatur) erklärte Varianz; kanonischer Korrelationskoeffizient von -0.41 - ist der Zusammenhang zwischen positiven Druckanomalien über ganz Mitteleuropa (negativer Modus des SLP-Ladungsmusters) und dementsprechend überwiegend positiven Temperaturabweichungen in den thermischen Regionen festgehalten. Lediglich im äußersten Nordwesten und für die thermische Region E (vgl. Abbildung 4.8) ist eine Kopplung umgekehrten Vorzeichens festzustellen. Für die nordwestlichen Bereiche könnte dies durch die Exposition gegenüber einer nach Norden verschobenen Frontalzone erklärt werden.

Die Berechnung der Korrelationskoeffizienten zwischen den scores-Zeitreihen gekoppelter kanonischer Variablen für 21-jährige Zeiträume mit 1-jährig gleitender Verschiebung⁶² offenbart ein zum Teil sehr ausgeprägtes zeitliches Schwankungsverhalten der kanonischen Korrelationskoeffizienten. In Abb. 6.7 ist dieser Sachverhalt für das oben erläuterte erste kanonische Variablenpaar der CCA von Luftdruck und Wintertemperaturen dargestellt. Offensichtlich ist der Zusammenhang zwischen einzelnen Zirkulations- und Klimamodi (kanonische Variablen) in verschiedenen Zeiträumen unterschiedlich stark ausgebildet. Dies bestätigt die Ergebnisse von JACOBEIT et al. (1998: 58ff.) bezüglich der zeitlichen Veränderungen der Korrelationen zwischen Nordatlantisch-Europäischen Zirkulationsindizes und Mitteleuropäischen Klimareihen.

Interessanterweise zeigt der in Abb. 6.7 dargestellte Zeitreihenverlauf im Zeitraum seit etwa 1860 sehr ähnliche Entwicklungen auf, wie sie für die gleitenden Korrelationen zwischen NAOI und Wintertemperaturen der thermischen Region A in Abb. 6.1 deutlich werden. Für die gesamte EIP (1780-1860) ist eine solche Übereinstimmung hingegen nicht festzustellen.

⁶² Bei den hier durchgeführten Analysen umfaßt ein 21-jähriger Zeitraum 63 Monate (drei Einzelmonate je Jahreszeit), dementsprechend entspricht die 20-jährige Überlappung einer Überlappung von 60 Einzelmonaten.

In allen Zeitreihen der gleitenden kanonischen Korrelationen der verschiedenen CCA's manifestieren sich unterschiedlich stark ausgeprägte zeitliche Intensitätsschwankungen der Kopplungen zwischen Zirkulation und Klima auf der dekadischen bis interdekadischen Zeitskala. Nur für wenige Fälle werden daraus aber offenkundige Unterschiede zwischen EIP und MIP ersichtlich.

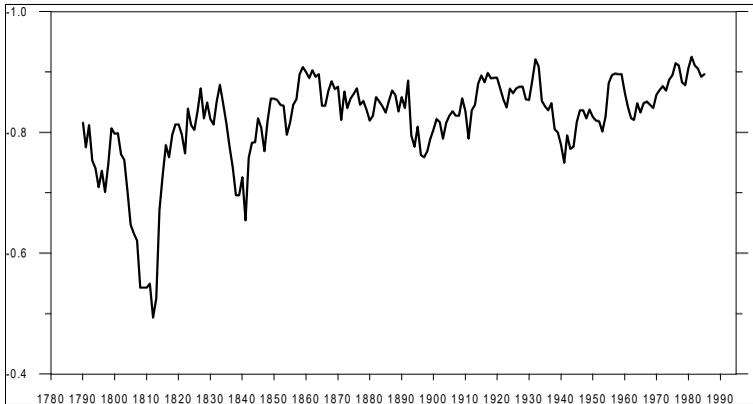


Abbildung 6.7: Gleitende kanonische Korrelationen des ersten gekoppelten Paares kanonischer Variablen aus der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher nordatlantisch-europäischer Bodenluftdruckfelder und regionaler Mitteleuropäischer Temperaturreihen (Winter) für 21-jährige Zeiträume mit 1-jährig gleitender Verschiebung.

In welchem Ausmaß Unterschiede der Beziehungen zwischen einzelnen Zirkulations- und Klimamodi zwischen EIP und MIP bestehen, wird deshalb mittels eines Vergleichs der für die beiden Zeiträume - über jeweils 243 Monate - getrennt ermittelten kanonischen Korrelationskoeffizienten untersucht. Hierbei ermöglicht die Berechnung der 95%-Konfidenzintervalle der Korrelationskoeffizienten den Test auf statistisch signifikante Unterschiede.

Statistisch signifikante Differenzen (siehe Tabelle 6.1) ergeben sich für die Korrelationen zwischen dem oben besprochenen vierten kanonischen Variablenpaar der CCA des Bodenluftdrucks und der Wintertemperaturen sowie dem dritten Variablenpaar der entsprechenden Analyse der Sommermonate (jeweils stärker korreliert in der MIP). Ebenso weisen die ersten beiden gekoppelten kanonischen Variablen im Herbst höhere Korrelationen in diesem Jahrhundert auf. Für die CCA's des Luftdrucks und der Niederschläge lassen sich im Winter und im Herbst signifikante Unterschiede - jeweils höhere Beträge der Korrelationskoeffizienten in der MIP - feststellen (Variablenpaar 2 im Winter; 1 und 2 im Herbst). Die Ladungsmuster der kanonischen Variablenpaare mit statistisch signifikant verschiedenen kanonischen Korrelationskoeffizienten in EIP und MIP finden sich - soweit nicht in den Abb. 6.6 und 6.7 enthalten - in den Abb. 6.8 und 6.9.

Tabelle 6.1: Statistisch signifikant (90% Signifikanzniveau) unterschiedliche kanonische Korrelationskoeffizienten in EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995).

Kanonische Analyse	Variablenpaar	r - EIP	r - MIP
Winter (SLP-Temperatur)	4	0.36	0.60
Sommer (SLP-Temperatur)	3	0.50	0.68
Herbst (SLP-Temperatur)	1	0.67	0.81
Herbst (SLP-Temperatur)	2	-0.53	-0.71
Winter (SLP-Niederschlag)	2	-0.64	-0.77
Herbst (SLP-Niederschlag)	1	0.81	0.90
Herbst (SLP-Niederschlag)	2	-0.57	-0.74

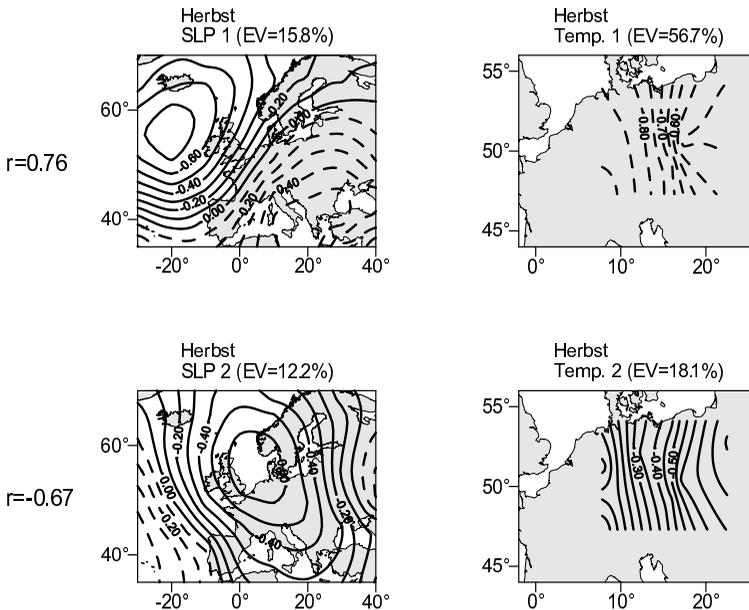


Abbildung 6.8: Gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare kanonischer Variablenpaare mit signifikant unterschiedlichen kanonischen Korrelationskoeffizienten in EIP und MIP aus kanonischen Korrelationsanalysen monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995. Zusätzlich angegeben sind die erklärten Varianzen (EV) und die kanonischen Korrelationskoeffizienten (r).

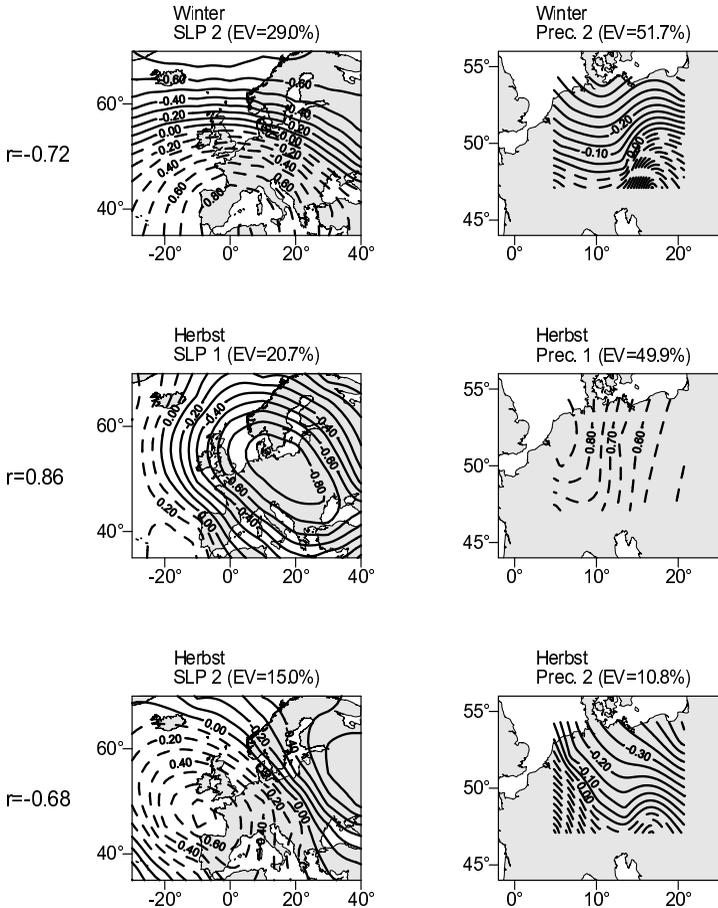


Abbildung 6.9: Gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare kanonischer Variablenpaare mit signifikant unterschiedlichen kanonischen Korrelationskoeffizienten in EIP und MIP aus kanonischen Korrelationsanalysen monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Niederschlagsreihen des Zeitraums 1780-1995. Zusätzlich angegeben sind die erklärten Varianzen (EV) und die kanonischen Korrelationskoeffizienten (r).

Diese Ergebnisse lassen sich zusammenfassend folgendermaßen interpretieren:

- In der MIP scheint eine stärkere Abhängigkeit der mitteleuropäischen Temperaturverhältnisse von der Intensität der südwestlichen Strömungskomponente im Sommer und Herbst und von Vorzeichen und Ausmaß der Druckanomalien über Europa im Sommer, Herbst und Winter zu bestehen.
- Ebenfalls in der MIP ist ein größerer Anteil der Niederschlagsvariabilität auf die Ausprägung der zonalen Komponente über dem Nordatlantik und Europa im Winter sowie auf großräumige Druckanomalien mit Zentrum über dem nördlichen Mitteleuropa und die Intensität der nordwestlichen Strömungskomponente im Herbst zurückzuführen.

Allerdings muß zusätzlich in Betracht gezogen werden, daß sich nicht nur die kanonischen Korrelationskoeffizienten in EIP und MIP unterscheiden können, sondern eventuell auch die durch die kanonischen Ladungen ausgedrückte Bedeutung der kanonischen Variablen für die Originalvariablen zeitliche Unterschiede aufweist.

In Ergänzung zur Berechnung der kanonischen Korrelationskoeffizienten in EIP und MIP werden deshalb auch die kanonischen Ladungen für die beiden Zeiträume getrennt ermittelt und mittels eines U-Tests auf statistisch signifikante Mittelwertunterschiede - auf dem 95%-Signifikanzniveau - getestet.

Signifikante Ladungsunterschiede zwischen EIP und MIP ergeben sich in erster Linie für kanonische Variablen, die nur geringe Anteile der Gesamtvarianz der jeweiligen Variablengruppen erklären und deren Ladungsmuster kaum interpretierbar sind. Daneben sind aber auch für einige wichtigere Variablenpaare signifikante Unterschiede festzustellen:

Ein Beispiel für sehr ausgeprägte Unterschiede bezüglich eines kanonischen Variablenpaars mit relativ hohen Varianzerklärungsanteilen ist in Abb. 6.10 anhand der für EIP und MIP getrennt ermittelten Ladungsmuster des fünften kanonischen Variablenpaars aus der CCA des Bodenluftdrucks und der Frühjahrstemperaturen dargestellt. Während sich die Ladungsmuster des Bodenluftdrucks kaum unterscheiden und auch die erklärten Varianzen auf vergleichbarem Niveau sind (8.9% in der EIP, 8.2% in der MIP), sind für die Ladungsmuster der Temperatur extreme Gegensätze zu registrieren. Während in der EIP positive Temperaturanomalien mit der kanonischen Variable des Bodenluftdrucks gekoppelt sind (12.5% erklärte Varianz), verursacht diese in der MIP negative Temperaturabweichungen (4.7% erklärte Varianz). Zwar sind auch für die korrespondierenden Ladungsmuster des Bodenluftdrucks - nichtsignifikante - Unterschiede festzustellen, diese liefern aber keine ausreichende Erklärung für die Umkehrung der Vorzeichen der gekoppelten Temperaturanomalien. Vergleichbare Tatbestände sind auch für einige weitere kanonische Variablenpaare der CCA's von Bodenluftdruck und Temperatur (Variablenpaar 4 im Frühjahr; 4 im Winter; 4 im Sommer) zu diagnostizieren (siehe Abb. 6.11 bis 6.13).

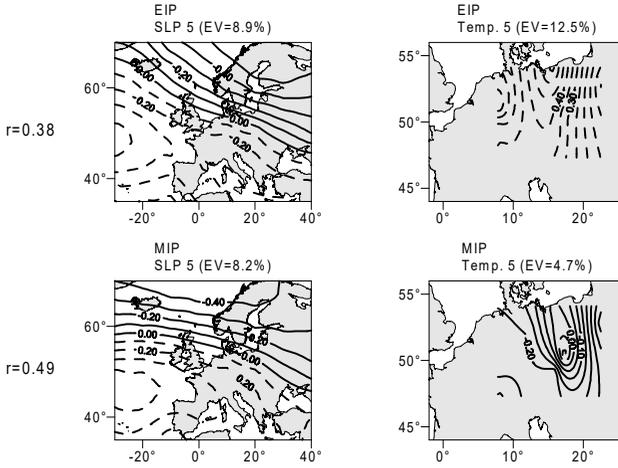


Abbildung 6.10: Getrennt für EIP und MIP ermittelte gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare des fünften kanonischen Variablenpaares der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Frühjahr).

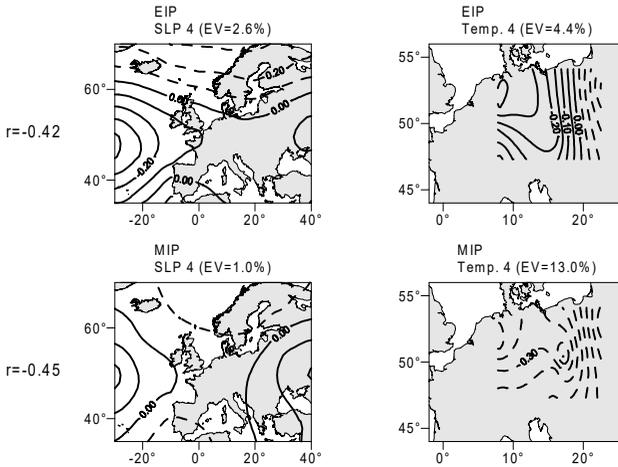


Abbildung 6.11: Getrennt für EIP und MIP ermittelte gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare des vierten kanonischen Variablenpaares der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Frühjahr).

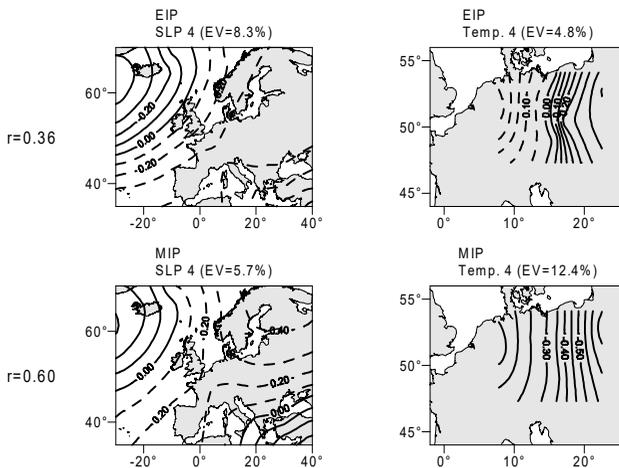


Abbildung 6.12: Getrennt für EIP und MIP ermittelte gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare des fünften kanonischen Variablenpaares der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Winter).

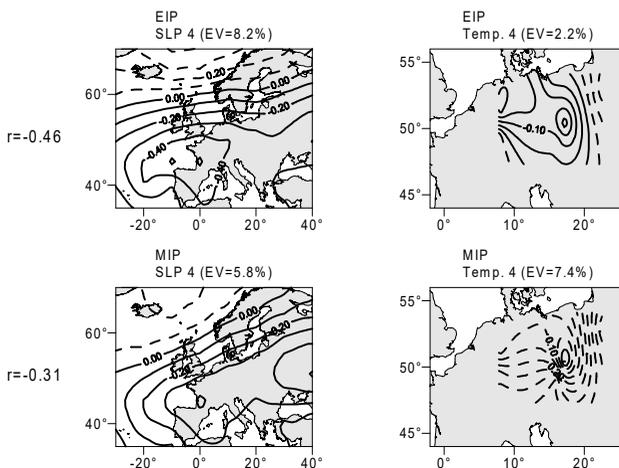


Abbildung 6.13: Getrennt für EIP und MIP ermittelte gekoppelte kanonische Ladungsmusterpaare des fünften kanonischen Variablenpaares der kanonischen Korrelationsanalyse monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperaturreihen des Zeitraums 1780-1995 (Sommer).

Demgegenüber weisen die Ladungsmuster der CCA's von Druck und Niederschlag deutlich weniger stark ausgeprägte zeitliche Unterschiede auf.

Zusammenfassend belegen die hier exemplarisch erörterten Ergebnisse eine ausgeprägte zeitliche Instationarität der Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und Klima auf der multidekadischen bis säkularen Zeitskala.

Die auf kanonischen Korrelationsanalysen basierende Modellierung der Temperatur- und Niederschlagsreihen in EIP und MIP unter Verwendung der im jeweils anderen Zeitraum etablierten statistischen Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und Klima erbringt insgesamt keine befriedigende Reproduktion der beobachteten Klimaverhältnisse. Einzig für den Monat Januar zeigt sich eine gute Übereinstimmung zwischen modellierten und beobachteten Temperaturdaten, die auf zeitliche Stationarität der Beziehungen zwischen Zirkulation und mitteleuropäischen Temperaturen in diesem Monat schließen läßt.

Diese Erkenntnisse werden bestätigt und erweitert durch Untersuchungen zur zeitlichen Veränderlichkeit der über den Gesamtzeitraum von 1780-1995 ermittelten Parameter jahreszeitenspezifisch durchgeführter kanonischer Korrelationsanalysen. Sowohl die Beziehungen zwischen gekoppelten kanonischen Variablen (ausgedrückt durch die kanonischen Korrelationskoeffizienten) als auch die Bedeutung der einzelnen kanonischen Variablen für die jeweiligen Variablengruppen (beschrieben durch die kanonischen Ladungen) zeigen - teilweise hochsignifikante - Unterschiede zwischen den beiden Vergleichszeiträumen EIP und MIP.

Der hier offenbar gewordene Sachverhalt, daß die zeitliche Entwicklung von Temperatur und Niederschlag nur zum Teil durch die korrespondierenden Zirkulationsveränderungen erklärt werden kann, bestätigt zum einen die Ergebnisse, die im vorangehenden Kapitel bezüglich der „within-type changes“ der Großwettertypen zur Darstellung gelangten, zum anderen wird ein vergleichbarer Tatbestand beispielsweise auch von WERNER & VON STORCH (1993) dokumentiert. Die Autoren führen unter Verwendung eines im Zeitintervall 1901-1940 etablierten kanonischen Korrelationsmodells eine Rekonstruktion der Januar-Februar-Mitteltemperaturen in Mitteleuropa für den Zeitraum 1941-1980 durch und kommen zu dem Ergebnis, daß zwar der hochfrequente Anteil des Variabilitätsspektrums (interannuelle Variabilität) in guter Näherung in den rekonstruierten Zeitreihen wiedergegeben wird, bezüglich der niederfrequenten Temperaturvariationen (dekadische bis multidekadische Variabilität) aber beträchtliche Unterschiede zwischen den rekonstruierten und den beobachteten Zeitreihen festzustellen sind. WERNER & VON STORCH (1993) führen zwei mögliche Erklärungen für diesen Tatbestand an: Zum einen ist in Betracht zu ziehen, daß niederfrequente klimatische Entwicklungen nicht allein durch die großräumige Zirkulation gesteuert werden, sondern auch von anderen modifizierenden Einflüssen abhängig sind - WERNER & VON STORCH (1993) nennen in diesem Zusammenhang die großräumige Temperaturverteilung, insbesondere die nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturen als steuernden Faktor. Zum anderen lassen sich Inkonsistenzen im verwendeten Datenmaterial nicht mit endgültiger Sicherheit ausschließen.

Beide Erklärungsansätze sind auch bei der Bewertung der hier vorgestellten Resultate zur Stationarität der Beziehungen zwischen Zirkulation und Klima zu berück-

sichtigen. Eine mögliche Einwirkung zeitlicher Variationen der nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturen auf die niederfrequente Klimavariabilität wurde bereits im Zusammenhang mit den diagnostizierten „within-type changes“ der Großwettertypen diskutiert. Aber auch die Möglichkeit, daß die hier verwendeten Zirkulations- und/oder Klimadaten Restinhomogenitäten aufweisen muß als auslösendes Moment der dokumentierten Instationaritäten der Beziehungen zwischen Zirkulation und Regionalklima in Betracht gezogen werden.

Die Tatsache, daß qualitativ übereinstimmende Ergebnisse bei der Durchführung verschiedener Varianten der kanonischen Korrelationsanalyse (methodische Modifikationen mit Varianzzerlegung der Originalvariablen, Verwendung von Einzelstationen weitgehend gesicherter Homogenität) und auch im Rahmen anderer Untersuchungen erzielt wurden (Korrelationen zwischen Zirkulationsindices und Klima in JACOBET et al. 1998, Untersuchungen zu „within-type changes“), spricht aber dafür, daß die Befunde tatsächliche zeitliche Variationen der Wechselwirkungsmechanismen zwischen Zirkulation und Klima widerspiegeln, beziehungsweise als Beleg dafür gewertet werden können, daß die langperiodische klimatische Variabilität zu einem bedeutenden Anteil von nicht zirkulationsinternen Einflußfaktoren gesteuert wird - z. B. von niederfrequenter Variabilität der nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturen (die ihrerseits wiederum auf bestimmten Zeitskalen von der atmosphärischen Zirkulation mitbestimmt wird).

7 **Schlußfolgerungen und Ausblick**

In diesem abschließenden inhaltlichen Kapitel sollen die wesentlichen Ergebnisse der im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Untersuchungen zusammenfassend diskutiert werden. Darauf aufbauend wird erörtert, welche Konsequenzen und Notwendigkeiten sowohl inhaltlicher als auch methodischer Natur sich nach Meinung des Verfassers hieraus ergeben.

In der Einleitung zu dieser Arbeit wurde als eine grundlegende Zielsetzung klimatologischer Arbeiten mit historischer Betrachtungsperspektive die Einordnung rezenter und möglicherweise zu erwartender zukünftiger Klimaentwicklungen in den Kontext natürlicher Variabilität des Klimasystems genannt.

Die verschiedenen im Rahmen der Studie durchgeführten und hier dokumentierten Untersuchungen zur klimatischen und zirkulationsdynamischen Variabilität im nordatlantisch-europäischen Bereich seit 1780 geben Aufschluß über die langzeitlichen Entwicklungstendenzen von Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa sowie das korrespondierende niederfrequente Schwankungsverhalten der großräumigen atmosphärischen Zirkulation.

Sowohl bezüglich der Klimaparameter Temperatur und Niederschlag als auch bezüglich der zirkulationsdynamischen Strukturen konnten deutliche Unterschiede zwischen den beiden Vergleichszeiträumen EIP (1780-1860) und MIP (1915-1995) dargelegt werden. Zu nennen sind hier die diagnostizierten signifikanten Unterschiede der in den beiden Zeiträumen ausgebildeten Temperatur und Niederschlagsverhältnisse, die zusammenfassend als eine Abnahme des Kontinentalitätsgrades in Mitteleuropa interpretiert werden können, sowie recht deutliche zeitliche Veränderungen der Zirkulationsstrukturen, die in Form veränderter Auftrittshäufigkeiten einzelner Zirkulationstypen bzw. daraus aggregierter Zirkulationsformen zum Ausdruck kommen und die als - exemplarisch zu nennende - wesentliche Modifikationen eine Verstärkung der Zonalkomponente in den Wintermonaten Dezember und Januar sowie eine Abschwächung der zonalen Zirkulation im Sommer umfassen.

Mögen diese Befunde geeignet erscheinen, auf ihrer Basis eine generelle Verschiedenheit der Klima- und Zirkulationsstrukturen des 20. Jahrhunderts von den Zuständen in historischen Zeiträumen zu postulieren, so macht die Analyse der Entwicklungen über den Gesamtzeitraum deutlich, daß sich ein Großteil der Entwicklungen in diesem Jahrhundert in das Spektrum niederfrequenter Variabilität einfügt, das für den Zeitraum von 1780 bis zur letzten Jahrhundertwende diagnostiziert werden kann. Dies gilt sowohl mit Blick auf Perioden anomaler Temperatur- bzw. Niederschlagscharakteristik - beispielsweise treten im 19. Jahrhundert winterliche Temperaturmaxima auf, die größenordnungsmäßig durchaus mit rezenten Anomalien vergleichbar sind - als auch hinsichtlich aktueller zirkulationsdynamischer Zustandsformen - hier sei stellvertretend auf das absolute winterliche Häufigkeitsmaximum der zonalen Zirkulationsform um 1800 verwiesen.

Legt man zugrunde, daß vor- und frühindustrielle anthropogene Eingriffe in den Natur- und Landschaftshaushalt (also beispielsweise Oberflächenveränderungen wie

Waldrodungen oder -aufforstungen) nur im lokalen oder regionalen Maßstab Klimawirksamkeit erreichten, scheint es berechtigt, als wesentliche Schlußfolgerung der durchgeführten Analysen zu formulieren, daß die derzeit zu beobachtenden klimatischen und zirkulationsdynamischen Entwicklungen bislang noch keine exzeptionellen, die natürliche Klima- und Zirkulationsvariabilität überschreitenden Ereignisse darstellen.

Es muß betont werden, daß obige Aussage allein aufgrund der hier erarbeiteten Resultate formuliert wurde. Das heißt, daß vor allem - die an anderer Stelle bereits diskutierten - Einschränkungen bezüglich der Güte der verwendeten Daten (rekonstruierte Bodenluftdruckfelder, homogenisierte Klimareihen) als möglicherweise ergebnismodifizierende Einflußgrößen in Betracht gezogen werden müssen. In diesem Zusammenhang ist auch darauf hinzuweisen, daß beispielsweise HEGERL et al. (1996) in ihren Untersuchungen zu anthropogen verursachten Klimaänderungsanteilen, die sie unter Verwendung der „optimal fingerprint“-Methode (HASSELMANN 1993) durchführten, zu dem Ergebnis kommen, daß die Erwärmung der letzten Jahre mit hoher Wahrscheinlichkeit außerhalb des Spektrums der natürlichen Klimavariation liegt.

Das grundlegende Problem für die Formulierung von Aussagen darüber, ob rezente Klimaentwicklungen sich noch im Rahmen natürlicher Variabilität bewegen liegt darin, daß das Ausmaß natürlicher Klimavariabilität bislang noch nicht hinreichend genau abgeschätzt werden kann. Gerade aus dieser Problematik ergibt sich die Notwendigkeit für klimatologische Forschungen, die weit in die Vergangenheit reichende Zeiträume in ihre Untersuchungen miteinbeziehen.

Berücksichtigt man im Rahmen einer Beurteilung der Zirkulationsdynamik des 20. Jahrhunderts im Vergleich zu historischen Zeiträumen nicht nur die maximalen Auslenkungsamplituden innerhalb des klimatischen und zirkulationsdynamischen Schwankungsverhaltens, sondern auch die Frequenz der Abfolge unterschiedlich charakterisierter Zirkulationszustände, so manifestiert sich in diesem Jahrhundert eine Besonderheit, die im Zeitraum von 1780 bis zum Ende des 19. Jahrhunderts nicht in vergleichbarer Form aufgetreten ist.

Seit den 1930er Jahren ist ein mehrfacher Wechsel bezüglich der Rangfolge der Häufigkeiten von zonaler und meridionaler Zirkulationsform festzustellen. Dieser Sachverhalt, der aus den Zeitreihen der jährlichen Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen ersichtlich ist, beruht vor allem auf entsprechenden Entwicklungen in den Wintermonaten. Während bis zum Anfang des 20. Jahrhunderts eine weitgehende Stabilität bezüglich der generellen Zirkulationscharakteristik der Wintermonate festzustellen ist (die Rangfolge der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen bleibt über fast den gesamten Zeitraum unverändert), tritt mit den 1930er Jahren eine Veränderung ein, die als ein Alternieren stärker zonal bzw. stärker meridional geprägter dekadischer bis multidekadischer Zeiträume beschrieben werden kann. In diesem Zusammenhang muß auch die starke Zunahme der meridionalen Zirkulationsform im Sommer seit etwa 1920 erwähnt werden, die dazu führt, daß die zonale Zirkulationsform seit etwa 1940 erstmals - abgesehen von einem kurzen Zeitraum um 1810 - die seltenste Zirkulationsform in dieser Jahreszeit wird.

Die Häufigkeitsvariationen der einzelnen Zirkulationsformen, die den beiden genannten Entwicklungen zugrundeliegen, stellen für sich genommen noch keine besonderen Auffälligkeiten dar, in ihrer Kombination bewirken sie aber Modifikationen der niederfrequenten Zirkulationsvariabilität im nordatlantisch-europäischen Raum, die - unter Berücksichtigung der Entwicklungen im 216-jährigen Betrachtungszeitraum - durchaus als außergewöhnlich bezeichnet werden können.

Einschränkend muß allerdings darauf hingewiesen werden, daß dieses Ergebnis zumindest zum Teil auch auf eine geringere Güte der rekonstruierten Bodenluftdruckfelder im historischen Zeitraum zurückzuführen sein könnte.

Eine Aussage darüber, inwieweit sich das Klima- und Zirkulationsgeschehen des 20. Jahrhunderts von vorhergehenden Zeiträumen unterscheidet, wird aber nicht allein auf der Grundlage der Diagnose von Merkmalsausprägungen (wie der Häufigkeiten verschiedener Zirkulationsformen oder Zirkulationstypen) zu treffen sein, sondern sie wird auch die Analyse der Ursachen unterschiedlicher Klima- und Zirkulationsscharakteristika und deren zeitlicher Variabilität berücksichtigen müssen.

Der Befund weitgehender Kompatibilität der klimatischen und zirkulationsdynamischen Entwicklungstendenzen des 20. Jahrhunderts im Rahmen langfristiger Variabilität stellt die als höchstwahrscheinlich anzusehende anthropogene Beeinflussung des globalen Klimasystems in diesem Jahrhundert nicht in Frage.

Der anthropogen induzierte Konzentrationsanstieg klimawirksamer Treibhausgase (vor allem CO₂, CH₄, N₂O) seit Beginn der Industrialisierung wurde in verschiedenen Arbeiten mittels unterschiedlicher Methoden - neben weiteren maßgeblichen Einflußgrößen (Vulkanismus, Sonnenaktivität, ENSO, Stochastische Prozesse) - als ein wesentlicher verursachender Faktor des säkularen Anstiegs der globalen bodennahen Mitteltemperatur identifiziert (z. B. HEGERL et al. 1996, SCHÖNWIESE 1997, SCHÖNWIESE et al. 1997). Eine Erhöhung der Weltmitteltemperatur bedingt auch Umstellungen der atmosphärischen Zirkulation⁶³, die ihrerseits regional differenzierte Modifikationen bodennaher Klimaparameter wie Temperatur und Niederschlag bewirken.

Angesichts der fundierten Hinweise auf eine anthropogene Beeinflussung rezenter Klimaentwicklungen und der fortgesetzten - und auch in absehbarer Zukunft wohl anhaltenden - Emission klimawirksamer Spurengase rückten in der jüngsten Zeit Untersuchungen zu möglichen zukünftigen Entwicklungen des globalen und regionalen Klimas in das Zentrum wissenschaftlichen und gesellschaftlichen Interesses.

Während globale Zirkulationsmodelle der jüngsten Generation in der Lage sind, zuverlässige Informationen über großskalige klimatische Strukturen und deren zeitliche Variabilität zu liefern, bestehen deutliche Restriktionen hinsichtlich der Modellierung auf der regionalen Skala (siehe z. B. WILBY & WIGLEY 1997). Mittels verschiedener Methoden des „downscaling“ wird versucht, aus räumlich grob auf-

⁶³ So restümiert KLAUS (1997) aus der Untersuchung der zeitlichen Variabilität der euro-atlantischen Zirkulationsstrukturen im 20. Jahrhundert und verschiedener klimawirksamer Einflußgrößen: „daß sowohl die anthropogene Verstärkung des Treibhauseffektes wie auch solare Aktivitätsschwankungen im Klimasystem interne Verstärkungen, insbesondere in der Tropenzone erfahren, die im Ergebnis zu den beobachteten Zirkulationsumstellungen im euro-atlantischen Bereich führen.“

gelösten Klimamodellsimulationen - meist unter Verwendung der großskaligen Zirkulationsparameter - Kenntnisse über regionale oder lokale Klimaänderungen zu gewinnen.

Die Prognostizierbarkeit möglicher zukünftiger regionaler Klimaänderungen - unter Zugrundelegung verschiedener Treibhausgasszenarien - ist folglich davon abhängig, inwieweit die Kausalkette - anthropogene Spurengasemissionen → globale Erwärmung → Umstellungen der atmosphärischen Zirkulation → Veränderungen des regionalen Klimas - bezüglich ihrer komplexen Wechselwirkungszusammenhänge durch die Kombination von Klimamodellen und Downscaling-Methoden erfaßt und wiedergegeben werden kann. Als grundlegende Probleme regionaler Klimaänderungsabschätzungen nennen MITCHELL & HULME (1999) neben der Tatsache, daß verschiedene Modelle differierende Ergebnisse liefern, die partielle Unvorhersagbarkeit des Klimasystems sowie des Gesamtsystems Erde aufgrund chaotischer Steuerungsanteile. Abgesehen von diesen einschränkenden Momenten können statistische Downscaling-Methoden nur dann vernünftige Ergebnisse liefern, wenn die Übertragbarkeit der in einem Zeitraum ermittelten Zusammenhänge zwischen großskaliger Zirkulation und Regionalklima auf einen anderen Zeitraum gegeben ist.

Letztgenannte Problematik konnte im Rahmen der vorliegenden Studie auf der Grundlage der für einen langen Zeitraum verfügbaren Zirkulations- und Klimadaten bearbeitet werden. Aus den Ergebnissen der verschiedenen Untersuchungen, die das Problem der Stationarität der Beziehungen zwischen Zirkulation und regionalem Klima tangierten oder zum zentralen Untersuchungsschwerpunkt hatten (Untersuchungen zu „within-type changes“ der Großwettertypen, Korrelationen zwischen NAOI und Klima, Kanonische Korrelationsanalysen), läßt sich die Schlußfolgerung ziehen, daß der Zusammenhang zwischen großräumiger atmosphärischer Zirkulation im Bodenniveau und regionalem Klima (Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa) auf dekadischer bis säkularer Zeitskala ausgeprägte Schwankungen aufweist. Eine Reproduktion beobachteter Klimaausprägungen mittels Übertragung der in einem bestimmten Zeitraum ermittelten Zusammenhänge auf einen anderen Zeitabschnitt ist damit nur bedingt möglich.

Für diesen Sachverhalt müssen aber verschiedene Ursachenkomplexe diskutiert werden.

Die exemplarisch durchgeführten Analysen der Ursachen von zirkulationstypinternen Veränderungen zeigten, daß ein erheblicher Anteil der festgestellten zeitlichen Unterschiede auf Defizite der verwendeten Klassifikationsmethode zurückzuführen ist. Als wesentlicher Punkt ist hier die Nichtberücksichtigung der Intensität der Druckgradienten im Rahmen automatischer Druckmusterklassifikationen zu nennen. Eine weitere mögliche Ursache ist in der zeitlichen und räumlichen Auflösung der verfügbaren Zirkulationsdaten zu sehen. Sowohl witterungsrelevante Prozesse auf der täglichen bis mehrtägigen Zeitskala als auch zirkulationdynamische Strukturen mit einer horizontalen Ausdehnung unterhalb der Maschenweite der verwendeten Gitterfelder (subgrid scale) werden durch die rekonstruierten Bodenluftdruckfelder nicht erfaßt und können folglich im Rahmen der Klassifikation - und auch innerhalb anderer Untersuchungsverfahren - nicht berücksichtigt werden.

Auch unter Berücksichtigung dieser daten- bzw. methodenbedingten Einschränkungs-momente können die Ergebnisse aber auch als ein Hinweis darauf interpretiert werden, daß die witterungsklimatischen Eigenschaften übereinstimmender Strömungskonfigurationen durch zeitlich variierende Austauschprozesse zwischen Erdoberfläche - insbesondere Meeresoberfläche - und Atmosphäre in stromaufwärts gelegenen Gebieten nachhaltig modifiziert werden können.

Dieser Interpretationsansatz ist auch für die Erklärung einiger Instationaritäten der Beziehungen zwischen einzelnen Zirkulations- und Klimamodi in Betracht zu ziehen, die aus der Durchführung kanonischer Korrelationsanalysen deutlich wurden.

Aus diesen Folgerungen ergibt sich kein Widerspruch zu der Tatsache, daß die atmosphärische Zirkulation der bestimmende Faktor für regionale Ausprägungen des Klimas ist, sie können aber als deutlicher Hinweis darauf gewertet werden, daß die klimagenerierende Wirkung der großskaligen Zirkulationsstrukturen auf der dekadischen bis säkularen Zeitskala durch variierende Wechselwirkungen zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre in beträchtlichem Ausmaß modifiziert wird. Vor allem die Relevanz variierender Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik für die niederfrequente Klimavariabilität im europäischen Raum ist also nicht nur in ihrer Bedeutung für die Ausbildung spezifischer Zirkulationsstrukturen - beispielsweise bevorzugter Trogpositionen über dem Nordatlantik - begründet, sondern sie ist ergänzend auch in ihrer Beeinflussung der klimatischen Charakteristik einzelner Strömungskonfigurationen - durch die Modifikation thermischer und hygrischer Luftmasseneigenschaften - zu sehen.

Beispielsweise könnten höhere winterliche Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik in diesem Jahrhundert einen Teil der typinternen Veränderungen der südwestlichen bis nordwestlichen Großwettertypen - hin zu größtenteils höheren Wintertemperaturen - und damit die quantitativ nicht vollständig auf veränderte Zirkulationsstrukturen zurückzuführende Erwärmungstendenz der Wintermonate Dezember und Januar erklären.

Aus der Untersuchung der zeitlichen Variationen der Korrelationen zwischen nordatlantischem Oszillationsindex (NAOI) und mitteleuropäischen Temperaturreihen wurde deutlich, daß nicht nur Veränderungen der Beziehungen zwischen großskaliger Zirkulation und Klima, sondern auch zeitliche Unterschiede zirkulationsinterner Kopplungen zu berücksichtigen sind. Im konkreten Fall konnte festgestellt werden, daß identische Ausprägungen des NAOI mit unterschiedlichen Zirkulationsstrukturen im euro-atlantischen Bereich einhergehen können, die stark differierende Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse in Mitteleuropa bedingen.

In welchem Ausmaß Veränderungen der Zusammenhänge zwischen NAOI und Klima durch die zeitliche Variabilität der Beziehungen zwischen großräumiger Zirkulationscharakteristik über dem Nordatlantik (beschrieben durch den NAOI) und witterungsbestimmender Strömungskonfiguration über Europa erklärbar sind, konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht ermittelt werden. Hier bietet sich jedoch ein interessanter Ansatzpunkt für weitere Untersuchungen.

Trotz noch ungeklärter Aspekte ergibt sich zusammenfassend jedoch, daß zeitliche Variationen des NAOI als Indikator der klimatischen Veränderungen in Mitteleuro-

pa nicht überinterpretiert werden dürfen und ebenso das niederfrequente Schwankungsverhalten des mitteleuropäischen Klimas nur bedingt als Hinweis auf korrespondierende Zustandsänderungen der nordatlantischen Oszillation verstanden werden darf.

Die formulierten Folgerungen sind zum einen bezüglich des oben erwähnten Einsatzes verschiedener Methoden des „statistical Downscaling“ im Rahmen der Abschätzung möglicher zukünftiger regionaler Klimaänderungen von Bedeutung, sie sind daneben aber auch bei der Anwendung entsprechender Methoden zur Rekonstruktion großskaliger Zirkulationsstrukturen aus verfügbaren Klimainformationen zum regionalen Klima (Upscaling) für historische Zeiträume zu berücksichtigen (z. B. APPENZELLER et al. 1998, LUTERBACHER et al. 1998, LUTERBACHER et al. 1999).

Als Konsequenz daraus ergibt sich nicht, daß Methoden des „statistical Downscaling“ generell ungeeignet zur Abschätzung regionaler Klimaänderungen sind. Die Ergebnisse der Anwendungen dieser Methoden sollten aber mit Blick auf die hier dokumentierten Instationaritäten der Beziehungen zwischen Zirkulation und Klima mit entsprechender Vorsicht interpretiert werden. Eine Verbesserung der Resultate könnte eventuell durch eine verstärkte Integration zusätzlicher klimamodifizierender Parameter (beispielsweise Meeresoberflächentemperaturen) in die Analysen erreicht werden.

Den bisherigen Ausführungen wurde zugrundegelegt, daß die im Rahmen der Arbeit verwendeten Daten das tatsächliche zirkulationsdynamische und klimatische Geschehen im Zeitraum 1780-1995 widerspiegeln. Trotz bestmöglicher Aufbereitung der Datensätze ist allerdings nicht völlig auszuschließen, daß Zirkulations- und/oder Klimadaten nichtklimatische Störgrößen beinhalten, die für einen Teil der festgestellten Entwicklungen mitverantwortlich sind.

Für die Aufbereitung – insbesondere die Homogenitätsprüfung und Homogenisierung – langer klimatologischer Reihen steht nach Meinung des Verfassers ein ausreichendes Instrumentarium an statistischen Methoden zur Verfügung. Im Rahmen dieser Studie verbleibende Unsicherheiten beruhen nicht auf Defiziten des verwendeten Methodenspektrums, sondern in erster Linie auf der teilweise ungenügenden Verfügbarkeit von Referenzreihen gesicherter Homogenität. Die Anzahl klimatologischer Meßreihen für historische Zeiträume wird nicht mehr wesentlich zu erhöhen sein, lediglich für die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts könnten wohl noch einige Temperaturreihen ergänzt werden. Eine wesentliche Erweiterung des Kollektivs potentieller Referenzreihen kann also nicht erwartet werden. Zusätzliche Erkenntnisse über die Homogenität einzelner Reihen könnten jedoch möglicherweise durch die Rekonstruktion und Interpretation stationsgeschichtlicher Daten (Metadaten) erlangt werden. Auf diese Weise würde insbesondere eine zuverlässigere Beurteilung der Homogenität räumlich oder zeitlich isolierter Reihen ermöglicht werden.

Ergänzend zu diesen datenspezifischen Anmerkungen läßt sich mit Blick auf die Untersuchungen zur Variabilität von Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa seit 1780 eine Erweiterung der hier durchgeführten Analysen anregen.

Die Ermittlung thermischer und hygrischer Regionen über den Zeitraum 1780-1995 berücksichtigt nicht, daß zeitliche Veränderungen der räumlichen Verteilungsmuster der Temperatur- und Niederschlagsvariationen eintreten können. Eine Durchführung von Regionalisierungen der Temperatur und des Niederschlags - nach dem in dieser Arbeit verwendeten Prinzip - für kürzere Teilzeiträume könnte Aufschluß darüber geben, ob und inwieweit die räumliche Repräsentanz von Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa einem zeitlichen Schwankungsverhalten unterliegt. Eine solche Analyse der zeitlich-räumlichen Klimaänderungen in Deutschland seit 1901 wurde beispielsweise von GERSTENGARBE & WERNER (1997b) durchgeführt.

Während bezüglich des Informationsgehalts der Aussagen zur klimatischen Variabilität in erster Linie mögliche Einschränkungen hinsichtlich der Datengüte in Betracht gezogen werden müssen, werden aus der Analyse der zirkulationsdynamischen Variabilität einige methodenbedingte Restriktionen deutlich.

Die hier erarbeiteten Verfahren zur automatischen Klassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder eignen sich zwar zur Gruppierung von Strömungskonfigurationen mit prinzipiell übereinstimmender Luftdruckverteilung, dabei bleibt aber der wesentliche Aspekt der Intensität der Luftdruckgradienten unberücksichtigt. Das heißt, in einer Druckmusterklasse können unter Umständen Einzelfelder mit sehr unterschiedlichen Detailausprägungen der Strömungsverhältnisse zusammengefaßt sein. Vor allem für die Bearbeitung der synoptisch-klimatologischen Fragestellung, inwieweit klimatische Veränderungen auf zeitliche Variationen der korrespondierenden Zirkulationsstrukturen zurückzuführen sind, ergibt sich aus dieser zirkulationstypinternen Variabilität ein nicht zu vernachlässigendes Problem. Zwar erlaubt die Berechnung klassenspezifischer Luftdruckkompositen für verschiedene Zeiträume eine qualitative Abschätzung, inwieweit typinterne Unterschiede der Luftdruckgradienten für zeitliche Veränderungen der witterungsklimatischen Wirksamkeit einzelner Zirkulationstypen verantwortlich sind. Letzten Endes bleibt aber ein gewisses Maß an Unsicherheit darüber bestehen, welcher Anteil zirkulationstypinterner Variabilität auf Defizite der klassifikatorischen Zuordnungsalgorithmen zurückzuführen ist und in welchem Ausmaß hierfür tatsächlich Veränderungen der Wechselwirkungsprozesse innerhalb des Klimasystems verantwortlich sind.

Wie bereits an anderer Stelle ausgeführt, ist daher die Entwicklung von Druckmusterklassifikationen anzustreben, die sowohl die Ähnlichkeit der räumlichen Luftdruckverteilung als auch die Vergleichbarkeit der Luftdruckgradienten als Zuordnungskriterium berücksichtigen.

Die als notwendig erachtete Klärung der Ursachen zirkulationstypinterner Variabilität wird aber auch durch die - in dieser Hinsicht - ungenügende räumliche und zeitliche Auflösung der rekonstruierten monatlichen Bodenluftdruckfelder erschwert. Während eine höhere räumliche Auflösung angesichts der Anzahl und der Verteilung der verfügbaren Stationsluftdruckreihen nicht erfolgversprechend scheint (zumindest nicht für den gesamten Ausschnitt), würde die - im Rahmen des AD-VICE-Projekts für ausgewählte Einzelmonate durchgeführte - Rekonstruktion täglicher Bodenluftdruckfelder für längere historische Zeitabschnitte eine wesentliche zusätzliche Perspektive für zirkulationsdynamische und synoptisch-klimatologische Forschungsarbeiten eröffnen.

Eine Erweiterung der Betrachtungsperspektive scheint daneben aber auch hinsichtlich einer Ausdehnung zirkulationsdynamischer Forschungen auf weiter zurückliegende Zeiträume sinnvoll und möglich, wie die objektive Rekonstruktion monatlicher Bodenluftdruckfelder für das sogenannte „Late Maunder Minimum“ (1675-1715) zeigt, die ebenfalls im Rahmen des ADVICE-Projekts durchgeführt wurde (LUTERBACHER et al. 1998). Der aus solchen Untersuchungen erwachsende Kenntnisgewinn bezüglich natürlicher zirkulationsdynamischer und klimatischer Variabilität, ihrer Zusammenhänge und ihrer Ursachen trägt wesentlich zum Verständnis der Dynamik des Klimasystems und seiner möglichen zukünftigen Entwicklungen bei.

8 Zusammenfassung

In der vorliegenden Studie wurden auf der Basis langer mitteleuropäischer Zeitreihen der Temperatur und des Niederschlags sowie rekonstruierter monatlicher Bodenluftdruckfelder für den Bereich Nordatlantik-Europa Untersuchungen zur langperiodischen klimatischen und zirkulationsdynamischen Variabilität im Zeitraum 1780-1995 durchgeführt. Der im Rahmen dieser Arbeit betrachtete Zeitraum umfaßt damit neben dem 20. Jahrhundert, das durch eine zunehmende menschliche Einflußnahme auf das Globalklima gekennzeichnet ist, eine historische, bezüglich ihrer Klimacharakteristik anthropogen nahezu unbeeinflußte Periode.

Vor dem Hintergrund der zeitlichen Limitierung bisheriger zirkulationsdynamischer und synoptisch-klimatologischer Forschungsarbeiten auf die letzten etwa 100 Jahre wurden folgende zentrale Zielsetzungen formuliert:

- Erfassung und Darstellung der räumlich differenzierten, niederfrequenten thermischen und hygrischen Variabilität in Mitteleuropa seit 1780, auf einer möglichst umfassenden und hinsichtlich ihres klimatologischen Aussagewertes optimierten Datenbasis.
- Untersuchung der korrespondierenden nordatlantisch-europäischen Zirkulationsveränderungen und ihrer Relevanz für die zeitlichen Variationen von Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa.
- Analyse der zeitlichen Variabilität der Beziehungen zwischen großräumiger atmosphärischer Zirkulation und regionalem Klima auf multidekadischer Zeitskala.

Ein erster wesentlicher Arbeitsschritt umfaßte die Überprüfung der Homogenität der verfügbaren - im Rahmen der Arbeit teilweise wesentlich erweiterten - mitteleuropäischen Temperatur- und Niederschlagszeitreihen (72 bzw. 62 Stationsreihen) mittels verschiedener absoluter und relativer Homogenitätstests. Für einen beträchtlichen Teil der Zeitreihen wurden signifikante Inhomogenitäten diagnostiziert, die unter Verwendung homogener Referenzreihen homogenisiert werden konnten.

Um die angestrebte räumlich differenzierte Analyse der klimatischen Veränderungen seit 1780 zu ermöglichen, erfolgten - basierend auf nichthierarchischen Clusteranalysen der Matrizen der paarweisen Korrelationen zwischen allen Temperatur- bzw. Niederschlagsreihen - objektive Regionalisierungen von Temperatur und Niederschlag. Für die resultierenden acht thermischen und neun hygrischen Regionen Mitteleuropas wurden regionale Temperatur- und Niederschlagsreihen berechnet, die bezüglich ihrer langperiodischen Variabilität analysiert wurden. Im Vordergrund standen dabei die Ermittlung der zeitlichen Abfolge thermischer bzw. hygrischer Anomaliephasen seit 1780 sowie der klimatische Vergleich der sog. frühinstrumentellen Periode (1780-1860) mit einer modernen Referenzperiode (1915-1995).

Als wesentliches Ergebnis konnte eine gegenüber dem Zeitraum 1780-1860 verminderte kontinentale Prägung des mitteleuropäischen Klimas - mit wärmeren, feuchteren Wintern und kühleren Sommern - in diesem Jahrhundert (1915-1995) festgestellt werden.

Als Grundlage für die Analyse der korrespondierenden zirkulationsdynamischen Variabilität wurde eine automatische - hauptkomponenten- und clusteranalytische - Klassifikation rekonstruierter monatlicher nordatlantisch-europäischer Bodenluftdruckfelder erarbeitet. Ein zweiter automatischer Klassifikationsalgorithmus wurde in Anlehnung an die Großwettertypenklassifikation nach Hess/Brezowski unter besonderer Berücksichtigung der Strömungsverhältnisse über Europa entwickelt.

Die aus den Klassifikationsverfahren resultierenden Druckmusterklassen repräsentieren wesentliche Zustandsformen der atmosphärischen Zirkulation im nordatlantisch-europäischen Bereich. Basierend auf der Untersuchung der zeitlichen Veränderungen der Auftrittshäufigkeiten der verschiedenen Druckmusterklassen konnten die folgenden wesentlichen Aussagen zur zirkulationsdynamischen Variabilität seit 1780 formuliert werden:

- Die zeitliche Entwicklung der Auftrittshäufigkeiten der einzelnen Zirkulationstypen und der daraus aggregierten Zirkulationsformen - zonal, gemischt, meridional - zeigt keine deutlichen langzeitlichen Trends, sondern ist von Schwankungen unterschiedlicher Periodenlänge und Amplitude gekennzeichnet.
- Einige rezent zu beobachtende Veränderungstendenzen (beispielsweise die Zunahme der winterlichen Zonalzirkulation seit den 1970er Jahren) erscheinen bei Betrachtung des 216-jährigen Gesamtzeitraums als nicht außergewöhnliche Ereignisse im Rahmen langperiodischer (dekadischer bis säkularer) zirkulationsdynamischer Variabilität.

Aus dem direkten zirkulationsdynamischen Vergleich der beiden Zeiträume 1780-1860 und 1915-1995 ergeben sich folgende saisonal differenzierte Unterschiede:

- In den Wintermonaten Dezember und Januar sind in diesem Jahrhundert deutlich größere Auftrittshäufigkeiten von Zirkulationstypen mit südwestlicher bis nordwestlicher Richtungsorientierung des Isobarenverlaufs bei gleichzeitig reduzierten Häufigkeiten winterkalter meridionaler Druckmuster festzustellen. Zeitliche Veränderungen umgekehrten Vorzeichens manifestieren sich hingegen im Februar.
- Bei intrasaisonal variierenden Befunden im Frühjahr überwiegt bei saisonaler Betrachtung eine Zunahme meridionaler Strömungskonfigurationen auf Kosten der zonalen und vor allem der gemischten Zirkulationsform.

- Im Sommer dominiert eine Abnahme der zonalen Zirkulationsform zugunsten meridionaler Zirkulationstypen, die eine Anströmung aus dem nördlichen Richtungssektor implizieren.
- Für die Herbstmonate September mit November ergeben sich in diesem Jahrhundert vor allem gesteigerte Häufigkeiten von Strömungskonfigurationen, die die Heranführung von Luftmassen aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen bedingen.
- Eine möglicherweise grundlegende Modifikation der nordatlantisch-europäischen Zirkulation in diesem Jahrhundert deutet sich bezüglich des häufigeren Wechsels zwischen stark zonal bzw. meridional geprägten Phasen - vor allem im Winter - an.

Mittels eines einfachen empirischen Modellansatzes wurde anschließend analysiert, inwieweit sich die diagnostizierten klimatischen Unterschiede zwischen den beiden Zeiträumen 1780-1860 und 1915-1995 aus den festgestellten zeitlichen Veränderungen der Zirkulationsstrukturen ergeben. Es wurde deutlich, daß nur ein Teil der Temperatur- und Niederschlagsveränderungen zwischen historischem Zeitraum und diesem Jahrhundert durch differierende Auftrittshäufigkeiten witterungsklimatisch homogener Zirkulationstypen erklärt werden kann. Ein beträchtlicher Anteil der klimatischen Unterschiedlichkeiten der beiden Vergleichszeiträume ist offensichtlich auf zeitlich variierende Witterungscharakteristika der einzelnen Strömungskonfigurationen („within-type changes“ - zirkulationstypinterne Veränderungen) zurückzuführen.

Das Ausmaß der typinternen klimatischen Modifikationen konnte durch die Berechnung der in den beiden Vergleichszeiträumen ausgebildeten typspezifischen mittleren Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse quantifiziert werden. Die Fraktionierung der zirkulationstypspezifischen Temperatur- bzw. Niederschlagsänderungsbeiträge in einen durch variierende Auftrittshäufigkeiten bedingten sowie einen auf typinterne Veränderungen zurückzuführenden Anteil belegt, daß in allen Jahreszeiten internen klimatischen Modifikationen der Zirkulationstypen mit südwestlicher bis nordwestlicher Isobarenverlaufsrichtung eine gewichtige Rolle bei der Generierung zeitlicher Unterschiede der mitteleuropäischen Temperatur- und Niederschlagscharakteristik zukommt.

Als Ursache der zirkulationstypinternen Veränderungen konnten zum einen unterschiedliche Ausgestaltungen der typspezifischen Druckmuster im historischen und im rezenten Zeitraum identifiziert werden (beispielsweise zeitlich variierende Druckgradienten bei generell übereinstimmenden Strömungskonfigurationen), zum anderen deuten sich auf der täglichen Zeitskala Veränderungen der Persistenzen einzelner Zirkulationstypen an.

Diese zirkulationsdynamischen Modifikationen stellen aber nicht in allen Fällen einen hinreichenden Erklärungsansatz für die diagnostizierten „within-type changes“ dar, so daß zusätzlich andere verursachende Faktorenkomplexe in Betracht gezogen werden müssen (beispielsweise modifizierte thermische und hygrische Luft-

masseneigenschaften aufgrund veränderter Energieflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre).

Mit Blick auf diese Resultate wurden die Beziehungen zwischen großräumiger Zirkulation und regionalem bodennahem Klima mittels kanonischer Korrelationsanalysen monatlicher Bodenluftdruckfelder und regionaler mitteleuropäischer Temperatur- und Niederschlagszeitreihen detaillierter hinsichtlich ihrer zeitlichen Variabilität untersucht. Die wesentlichen Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- In allen Jahreszeiten zeigen sich im Zeitraum 1780-1995 ausgeprägte zeitliche Schwankungen des statistisch beschreibbaren Zusammenhangs zwischen großräumiger atmosphärischer Zirkulation und regionalem Klima (Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa).
- Ein Vergleich der beiden Perioden 1780-1860 und 1915-1995 hinsichtlich der Kopplungsmechanismen zwischen Bodenluftdruckverteilung und Klima ergibt teilweise hochsignifikante Unterschiede.
- Die Modellierung von Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa aus monatlichen Druckfeldern jeweils einem der Zeitabschnitte 1780-1860 und 1915-1995 unter Verwendung der im jeweils anderen Zeitraum etablierten statistischen Zusammenhänge erbringt nur in einem Fall (Januartemperaturen) befriedigende Übereinstimmungen zwischen den modellierten und beobachteten Klimaverhältnissen.

Die in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungsergebnisse lassen die Schlußfolgerung zu, daß sich die im 20. Jahrhundert zu verzeichnenden Zirkulationsveränderungen im nordatlantisch-europäischen Sektor bislang noch in das Spektrum natürlicher zirkulationsdynamischer Variabilität einfügen.

Diese Aussage stellt aber weder die wahrscheinliche Mitwirkung des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts an den in diesem Jahrhundert beobachteten zirkulationsdynamischen Entwicklungen im euro-atlantischen Bereich in Frage, noch kann sie als Argument für die Aufschiebung notwendiger klimapolitischer Entscheidungen oder für die verzögerte Entwicklung und Umsetzung von Handlungsstrategien zur wirksamen Reduzierung klimawirksamer Treibhausgasemissionen aufgefaßt werden.

9 Literatur

- ALEXANDERSSON, H. & A. MOBERG (1996): Homogenization of Swedish temperature data. Part I: A homogeneity test for linear trends.- In: Moberg, A.: Temperature variations in Sweden since the 18th century.- (=Dissertation Series No. 5, Department of Physical Geography, Stockholm University).
- ALEXANDERSSON, H. (1986): A homogeneity test applied to precipitation data.- In: J. Climatol. 6: 661-675.
- ALEXANDERSSON, H. (1995): Homogeneity testing, multiple breaks and trends.- In: Proc. 6th Int. Meeting on Stat. Climatology, Galway, Ireland: 439-441.
- APPENZELLER, C., T. F. STOCKER & M. ANKLIN (1998): North atlantic oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores.- In: Science 282: 446-449.
- BACHER, J. (1994): Clusteranalyse.- München (Oldenbourg).
- BACKHAUS, K., B. ERICHSON, W. PLINKE & R. WEIBER (1996): Multivariate Analysemethoden.- Berlin (Springer).
- BÄRRING, L., P. JONSSON, C. ACHBERGER & M. EKSTRÖM (1998): The Lund instrumental record of air pressure 1780-1997.- Lund Electronic Reports in Physical Geography 2.
- BAERISWYL, P.-A. & M. REBETEZ (1997): Regionalization of precipitation in Switzerland by means of principal component analysis.- In: Theor. Appl. Climatol. 58: 31-41.
- BAHRENBERG, G., E. GIESE & J. NIPPER (1990): Statistische Methoden in der Geographie - Band 1: Univariate und bivariate Statistik.- Stuttgart (Teubner).
- BAHRENBERG, G., E. GIESE & J. NIPPER (1992): Statistische Methoden in der Geographie - Band 2: Multivariate Statistik.- Stuttgart (Teubner).
- BALLING, R. C. (1984): Classification in climatology.- In: GAILE, G. L. & C. J. WILLMOTT (Hrsg.): Spatial statistics and models.- Dordrecht (Reidel).
- BALLING, R. C. (1995): Analysis of German climatic variations during the period of instrumental record.- In: Geophys. Res. Lett. 22, 3: 223-226.
- BARDOSSY, A. & H. J. CASPARY (1990): Detection of climate change in Europe by analyzing European circulation patterns from 1881 to 1989.- In: Theor. Appl. Climatol. 42: 155-167.

- BARNETT, T. P. & R. PREISENDORFER (1987): Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis.- In: *Mon. Wea. Rev.* 115: 1825-1850.
- BARNSTON, A. G. & R. E. LIVEZEY (1987): Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns.- In: *Mon. Wea. Rev.* 115: 1083-1126.
- BARRY, R. G. & A. H. PERRY (1969): Weather-type frequencies and the recent temperature fluctuation.- In: *Nature* 222: 463-464.
- BARRY, R. G. & A. H. PERRY (1970): Weather-type frequencies and temperature fluctuation: A reply.- In: *Nature* 226: 634.
- BARRY, R. G. & A. H. PERRY (1973): *Synoptic climatology*.- London (Methuen).
- BARTZOKAS, A. & D. A. METAXAS (1996): Northern hemisphere gross circulation types, climatic change and temperature distribution.- In: *Meteor. Z., N. F.* 5: 99-109.
- BAUDENBACHER, M. (1997): *Homogenisierung langer Klimareihen, dargelegt am Beispiel der Lufttemperatur*.- Dissertation der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern.
- BAUR, F. (1963): *Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage*.- Frankfurt.
- BAUR, F. (1975): *Abweichungen des Niederschlags in Deutschland westlich der Oder in Ltr/m², Mittel aus 14 Stationen vom 12-jährigen Mittelwert 1851-1970*.- Beilage zur Berliner Wetterkarte des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin, SO 20/75.
- BAUR, F., P. HESS & H. NAGEL (1944): *Kalender der Großwetterlagen Europas 1881-1939*.- Bad Homburg v. d. H.
- BECK, C. & J. JACOBET (1997): Nordatlantisch-europäische Zirkulationsveränderungen zwischen frühinstrumenteller Periode (1780-1860) und diesem Jahrhundert.- In: *Annalen der Meteorologie*, 34: 63-64.
- BECK, C. & J. JACOBET (1998): Zirkulationsveränderungen zwischen frühinstrumenteller Periode (1780-1860) und diesem Jahrhundert im Bereich Nordatlantik-Europa.- In: *Annalen der Meteorologie*, 37: 349-350.
- BENICHO, P. (1985): *Classification automatique de configurations meteorologiques sur l'Europe Occidentale*.- Note de Travail No. 18, Service Central d'Exploitation de Meteorologie, Paris.
- BERZ, G. (1990): *Klimaänderung - Auswirkungen auf Volkswirtschaft und Versicherungswesen*.- In: *Geographische Rundschau* 42, 6: 334-339.

- BIRRONG, W. & C.-D. SCHÖNWIESE (1988): Statistische Untersuchungen europäischer Niederschlagsvariationen in Zusammenhang mit atmosphärischen Zirkulationsparametern.- In: Meteorol. Rdsch. 41, 2: 53- 62.
- BLAIR, D. (1998): The Kirchhofer technique of synoptic typing revisited.- In: Int. J. Climatol. 18: 1625-1635.
- BLÜTHGEN, J. (1965): Synoptische Klimageographie.- In: Geogr. Zeitschrift 53: 10-51.
- BÖER, W. (1954): Über den Zusammenhang zwischen Großwetterlagen und extremen Abweichungen der Monatsmitteltemperaturen.- In: Z. Meteorol. 8: 11-16.
- BÖHM, R. (1992): Description of the procedure of homogenizing temperature time series in Austria.- Middle European research initiative, Project group meteorology, Working paper 2, Central Institute for Meteorology and Geodynamics, Wien.
- BOSSHARD, W. (1996): Homogenisierung langer Zeitreihen, dargelegt am Beispiel der relativen Sonnenscheindauer.- Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, 53.
- BRADLEY, R. S., H. F. DIAZ, J. K. EISCHEID, P. D. JONES, P. M. KELLY & C. M. GOODESS (1987): Precipitation fluctuations over Northern hemispheric land areas since the mid-19th century.- In: Science 237: 171-175.
- BRAZDIL, R. (Hrsg.) (1990): Climatic change in the historical and instrumental periods.- Brno (Masaryk University).
- BRAZDIL, R. (1992): Fluctuation of atmospheric precipitation in Europe.- In: Geo Journal 27, 3: 275-291.
- BRAZDIL, R. & TAM, T. N. (1990): Climatic changes in the instrumental period in Central Europe.- In: BRAZDIL, R. (Hrsg.): Climatic change in the historical and instrumental periods.- Brno (Masaryk University): 223-230.
- BRIFFA, K. R., P. D. JONES & P. M. KELLY (1990): Principal component analysis of the Lamb catalogue of daily weather types: Part 2, seasonal frequencies and update to 1987.- In: J. Climatol. 10: 549-563.
- BRIFFA, K. R., P. D. JONES & M. HULME (1994): Summer moisture variability across Europe, 1892-1991: An analysis based on the Palmer drought severity index.- In: Int. J. Climatol. 14: 475-506.
- BRIGGS, R. D. & R. C. LEMIN JR. (1992): Delineation of climate regions in Maine.- In: Can. J. Res., 22: 801-811.
- BRINKMANN, W. A. R. (1999): Within-type variability of 700 hPa winter circulation patterns over the Lake Superior Basin.- In: Int. J. Climatol. 19: 41-58.

- BÜRGER, K. (1952): Über die Temperaturen der Großwetterlagen.- Ber. Dt. Wetterd. in der US-Zone 42.
- BÜRGER, K. (1958): Zur Klimatologie der Großwetterlagen.- Ber. Dt. Wetterd. 45.
- BUISHAND, T. A. (1982): Some methods for testing the homogeneity of rainfall records.- In: J. Hydrol. 58: 11-27.
- BUISHAND, T. A. & T. BRANDSMA (1997): Comparison of circulation classification schemes for predicting temperature and precipitation in the Netherlands.- In: Int. J. Climatol. 17: 875-889.
- BUNKERS, M. J., J. R. MILLER JR. & A. T. DEGAETANO (1996): Definition of climate regions in the northern plains using an objective cluster modification technique.- In: J. Climate 9: 130-146.
- BURROWS, W. R., M. BENJAMIN, S. BEUCHAMP, E. R. LORD, D. McCOLLOR & B. THOMSON (1995): CART decision-tree statistical analysis and prediction of summer season maximum surface ozone for Vancouver, Montreal and Atlantic regions of Canada.- In: J. Appl. Meteorol. 34: 1848-1862.
- CALLANDER, B. A. (1997): Global climatic change - the latest scientific understanding.- In: Geo Journal 42, 1: 55-63.
- CAPPEL, A. (1975): Die Großwetterlagen in extremen Naß- und Trockenmonaten.- In: Meteorol. Rdsch. 28, 3: 71-82.
- CAPPEL, A. (1980): Die Pfälzische meteorologische Gesellschaft (1780-1795).- In: Beilage zur Berliner Wetterkarte des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin - 101/80 SO 22/80.
- CAUSSINUS, H. & O. MESTRE (1996): New mathematical tools and methodologies for relative Homogeneity testing.- In: Proceedings of the seminar for Homogenization of Surface Climatological Data, Budapest, 6-12 October: 63-82.
- CAVAZOS, T. (1997): Downscaling large-scale circulation to local winter rainfall in north-eastern Mexico.- In: Int. J. Climatol. 17: 1069-1082.
- CHEN, X. (1995): Phänologische und klimatologische Raumgliederung Westdeutschlands.- In: Geographische Rundschau 47,5: 312-317.
- CHENG, X. & J. M. WALLACE (1993): Cluster analysis of the northern hemisphere wintertime 500-hPa height field: Spatial patterns.- In: J. Atmos. Sci. 50, 16: 2674-2698.
- COHEN, S. J. (1983): Classification of 500 mb height anomalies using obliquely rotated principal components. - In: J. Clim. Appl. Meteorol. 22, 12: 1975-1988.
- CONRAD, V. (1925): Homogenitätsbestimmungen meteorologischer Beobachtungsreihen.- In: Meteor. Z. 42: 482-485.

- CONRAD, V. & O. SCHREIER (1927): Die Anwendung des Abbeschen Kriteriums auf geophysikalische Beobachtungsreihen.- In: *Gerl. Beitr. Geoph.* 17, 3: 372-378.
- CRADDOCK, J. M. (1979): Methods for comparing annual rainfall records for climatic purposes.- In: *Weather* 34: 332-346.
- CRANE, R. G. & R. G. BARRY (1988): Comparison of the MSL synoptic pressure patterns of the arctic as observed and simulated by the GISS general circulation model.- In: *Meteorol. Atmos. Phys.* 39: 169-183.
- DAVIS, J. C. (1973): *Statistics and data analysis in geology*.- New York (Wiley).
- DEMEK, J. (1996): Catastrophic implications of global climatic change in the cold regions of Eurasia.- In: *Geo Journal* 38, 3: 241-250.
- DITTMANN, E., S. BARTH, J. LANG & G. MÜLLER-WESTERMEIER (1995): Objektive Wetterlagenklassifikation.- *Ber. Dt. Wetterd.* 197.
- DITTMANN, E., J. LANG, G. MÜLLER-WESTERMEIER & S. BARTH (1998): Eine objektive Wetterlagenklassifikation und ihre Anwendungsmöglichkeiten für die Klimadiagnose in Mitteleuropa.- In: *Annalen der Meteorologie* 37: 353-354.
- DOMONKOS, P. & K. PIOTROWICZ (1998): Winter temperature characteristics in Central Europe.- In: *Int. J. Climatol.* 18: 1405-1417.
- DZERDZEEVSKII, B. L. (1962): Fluctuation of climate and global circulation of the atmosphere in extra-tropical latitudes and some problems of dynamic climatology.- In: *Tellus* 14: 328-336.
- EASTERLING, D. R. & T. C. PETERSON (1992): Techniques for detecting and adjusting for artificial discontinuities in climatological time series: a review.- In: *Fifth International Meeting on Statistical Climatology*, 22-26 June, Toronto: J28-J32.
- EASTERLING, D. R. & T. C. PETERSON (1995): A new method for detecting undocumented discontinuities in climatological time series.- In: *Int. J. Climatol.* 15: 369-377.
- EL-KADI, A. K. A. & P. A. SMITHSON (1992): Atmospheric classifications and synoptic climatology.- In: *Progress in Physical Geography* 16, 4: 432-455.
- ENKE, W. & A. SPEKAT (1997): Downscaling climate model outputs into local and regional weather elements by classification and regression.- In: *Climate Res.* 8, 3: 195-207.
- FLOHN, H. (1984): Climate variability and its time changes in european countries, based on instrumental observations - Rainfall and water budget.- In: FLOHN, H. & R. FANTECHI (Hrsg.): *The climate in Europe: Past, present and future*.- Dordrecht (Reidel): 102-117.

- FLOHN, H. & R. FANTECHI (Hrsg.) (1984): The climate in Europe: Past, present and future.- Dordrecht (Reidel).
- FLURY, B. (1988): Common principal components and related multivariate models.- New York (Wiley).
- FORGY, E. W. (1965): Cluster analysis of multivariate data: efficiency versus interpretability of classifications.- In: *Biometrics* 21: 768.
- FRAEDRICH, K. & K. MÜLLER (1992): Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes.- In: *Int. J. Climatol.* 12: 25-31.
- FRAKES, B. & B. YARNAL (1997): A procedure for blending manual and correlation-based synoptic classifications.- In: *Int. J. Climatol.* 17: 1381-1396.
- FRANKENBERG, P. & M. KAPPAS (1991): Temperatur- und Wetteragentrends in Westdeutschland.- *Mannheimer Geographische Arbeiten* 30.
- FRANKENBERG, P. & A. SIEGMUND (1997): Gedanken zum irdischen Klimawandel - der anthropogene Treibhauseffekt und seine möglichen Folgen.- In: *Geoökodynamik* 18: 17-39
- FRISINGER, H. (1977): The history of meteorology to 1800.- New York.
- GAENSSLEN, H. & W. SCHUBÖ (1976): Einfache und komplexe statistische Analyse.- München/Basel (Ernst Reinhard).
- GERSTENGARBE, F.-W. & P. C. WERNER (1992): The time structure of extreme summers in Central Europe between 1901 and 1980.- *Meteorol. Z.*, N. F. 1: 285-289.
- GERSTENGARBE, F.-W. & P. C. WERNER (1993): Katalog der Großwetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowski 1881-1992.- *Ber. Dt. Wetterd.* 113.
- GERSTENGARBE, F.-W. & P. C. WERNER (1997a): A method to estimate the statistical confidence of cluster separation.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 57: 103-110.
- GERSTENGARBE, F.-W. & P. C. WERNER (1997b): Eine objektive Klimaklassifikation für Deutschland.- In: *Annalen der Meteorologie*, 34: 73-74.
- GERSTENGARBE, F.-W., P. C. WERNER & K. FRAEDRICH (1998): Applying non-hierarchical cluster analysis algorithms to climate classification: some problems and their solution.- *Eingereicht zur Veröffentlichung in Theor. Appl. Climatol.*
- GIORGI, F. (1990): Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model.- In: *J. Climate* 3: 941-963.
- GIORGI, F. & L. O. MEARNES (1991): Approaches to the simulations of regional climate change: a review.- In: *Rev. Geophys.* 29: 191-216.

- GLASER, R. (1991): Klimarekonstruktion für Mainfranken, Bauland und Odenwald anhand direkter und indirekter Witterungsdaten seit 1500.- Paläoklimaforschung Bd. 5, Stuttgart (G. Fischer).
- GLASER, R. (1995): Thermische Klimaentwicklung in Mitteleuropa seit dem Jahr 1000.- In: *Geowissenschaften* 13: 302-312.
- GLASER, R. & H. HAGEDORN (1994): Klimageschichte - Antworten auf die Veränderlichkeit von Wetter, Witterung und Klima?- In: *Naturwissenschaften* 81: 97-107.
- GLASER, R., U. BEYER & C. BECK (1998): Die Temperaturentwicklung in Mitteleuropa seit dem Jahr 1000.- Eingereicht zur Veröffentlichung in *Tübinger Geographische Studien*.
- GLOWIENKA-HENSE, R. (1990): The North-Atlantic Oscillation in the Atlantic-European SLP.- In: *Tellus* 42A: 497-507.
- GRIP Members (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core.- In: *Nature* 364: 203-207.
- GROSS, G., J. NEIS & R. KUNKA (1998): Klimatopkartierung einer städtischen Umgebung mittels numerischer Simulationen.- In: *Annalen der Meteorologie*, 37: 203-204.
- HALLIWELL, G. R. (1997): Decadal and multidecadal North Atlantic SST anomalies driven by standing and propagating basin-scale atmospheric anomalies.- In: *J. Climate* 10: 2405-2411.
- HASSELMANN, K. (1993): Optimal fingerprints for the detection of time dependent climate change.- In: *J. Climate* 6: 1957-1971.
- HEGERL, G. C., H. VON STORCH, K. HASSELMANN, B. D. SANTER, U. CUBASCH & P. D. JONES (1996): Detecting anthropogenic climate change with an optimal fingerprint method.- In: *J. Climate* 9: 2281-2306.
- HEINEMANN, H.-J. (1994): Homogenisierung der Säkularreihe der Jahresmitteltemperaturen von Bremen.- In: *Meteorol. Z., N. F.* 3,1: 35-38.
- HEINO, R. (1996): Metadata and their role in homogenization.- In: *1st Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data*, Budapest, Hungary, Hungarian Meteorological Service: 5-8.
- HELLMANN, G. (1926): Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen in Deutschland von den ersten Anfängen bis zur Einrichtung staatlicher Beobachtungsnetze.- (=Abhandlungen der Preussischen Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1926, Physikalisch-Mathematische Klasse, Nr. 1), Berlin (Verlag der Akademie der Wissenschaften).
- HERZOG, J. & G. MÜLLER-WESTERMEIER (1997): Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke.- In: *Annalen der Meteorologie* 34: 173-174.

- HESS, P. & H. BREZOWSKI (1952): Katalog der Großwetterlagen Europas.- Ber. Dt. Wetterd. in der US-Zone 33.
- HESS, P. & H. BREZOWSKI (1977): Katalog der Großwetterlagen Europas.- Ber. Dt. Wetterd. 113.
- HEWITSON, B. C. & R. G. CRANE (1996): Climate downscaling: techniques and application.- In: *Climate Res.* 7: 85-95.
- HULME, M. (1994): Historic records and recent climatic change.- In: ROBERTS, N. (Hrsg.): *The changing global environment.*- Oxford (Blackwell): 69-98.
- HURRELL, J. W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation.- In: *Science* 269: 676-679.
- HURRELL, J. W. (1996): Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature.- In: *Geophys. Res. Lett.* 23, 6: 665-668.
- HURRELL, J. W. & H. VAN LOON (1997): Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation.- In: *Climate Change* 36: 301-326.
- HUTH, R. (1993): An example of using obliquely rotated principal components to detect circulation types over Europe.- In: *Meteorol. Z.*, N. F. 2: 285-293.
- HUTH, R. (1996): An intercomparison of computer-assisted circulation classification methods.- In: *Int. J. Climatol.* 16: 893-922.
- HUTH, R., I. NEMESOVA & N. KLIMPEROVA (1993): Weather categorization based on the average linkage clustering technique: An application to european mid-latitudes.- In: *Int. J. Climatol.* 13: 817-835.
- JACOBET, J. (1989): Zirkulationsdynamische Analyse rezenter Konvektions- und Niederschlagsanomalien in den Tropen.- *Augsburger Geographische Hefte* 9.
- JACOBET, J. (1993): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen.- In: *Die Erde* 124: 63-77.
- JACOBET, J. (1994a): Empirische Abschätzungen zur Änderung des Winterniederschlags im Mittelmeerraum bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.- In: *PIK Reports* 1: 117-121.
- JACOBET, J. (1994b): Atmosphärische Zirkulationsveränderungen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.- *Würzburger Geographische Manuskripte* 34.
- JACOBET, J. (1996): Identification and selection of anomalous months in the EIP.- *ADVANCE Working Paper 1*, Universität Würzburg.

- JACOBET, J. (1997): Atlantisch-europäische Bodenluftdruckfelder ombrothermisch anomaler Monate in Mitteleuropa als Hilfsmittel für die synoptische Interpretation analoger Anomalien im historischen Klima und in zukünftigen Klimaszenarien.- In: Petermanns Geographische Mitteilungen 141: 139-144.
- JACOBET, J., C. BECK & A. PHILIPP (1998): Annual to decadal variability in climate in Europe - objectives and results of the German contribution to the European climate research project ADVICE.- Würzburger Geographische Manuskripte 43.
- JACOBET, J., H. WANNER, G. KOSLOWSKI & M. GUDD (1999a): European surface pressure patterns for months with outstanding climatic anomalies during the sixteenth century.- In: Climatic Change (im Druck).
- JACOBET, J., P. JÖNSSON, L. BÄRRING, C. BECK & M. EKSTRÖM (1999b): Zonal indices for Europe 1780-1995 and running correlations with temperature.- In Vorbereitung.
- JONES, P. D. (1995): The instrumental data record: Its accuracy and use in attempts to identify the „CO₂ signal“.- In: VON STORCH, H. & A. NAVARRA (Hrsg.) (1995): Analysis of climate variability - Applications of statistical techniques.- Berlin (Springer): 53-75.
- JONES, P. D., T. M. L. WIGLEY & K. R. BRIFFA (1987): Monthly mean pressure reconstructions for Europe (back to 1780) and North-America (to 1858).- DOE Technical Report No. TR 037.
- JONES, P. D., T. M. L. WIGLEY & P. B. WRIGHT (1986): Global temperature variations between 1861 and 1984.- In: Nature 322: 430-434.
- JONES, P. D. & M. HULME (1996): Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: Methods and illustrations.- In: Int. J. Climatol. 16: 361-377.
- JONES, P. D., T. JONSSON & D. WHEELER (1997): Extension of the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland.- In: Int. J. Climatol. 17: 1433-1450.
- JONES, P. D., T. D. DAVIES, D. H. LISTER, V. SLONOSKY, T. JONSSON, L. BÄRRING, P. JÖNSSON, P. MAHERAS, F. KOLYVA-MAHERAS, M. BARRIENDOS, J. MARTIN-VIDE, R. RODRIGUEZ, M. J. ALCOFORADO, H. WANNER, C. PFISTER, J. LUTERBACHER, R. RICKLI, E. SCHUEPBACH, E. KAAS, T. SCHMITH, J. JACOBET & C. BECK (1999): Monthly mean pressure reconstruction for Europe for the 1780-1995 period.- In: Int. J. Climatol. 19: 347-364.

- JÖNSSON, P. & L. BÄRRING (1994): Zonal index variations, 1899-1992: Links to air temperature in Southern Scandinavia.- In: *Geografiska Annaler* 76A: 207-219.
- JÖNSSON, P. & K. FORTUNIAK (1995): Interdecadal variations of surface wind direction in Lund, Southern Sweden, 1741-1990.- In: *Int. J. Climatol.* 15: 447-461.
- JONSSON, T. (1995): Homogenitet av Isolerede Temperaturrekker.- (unveröffentlicht).
- KALKSTEIN, L. S., G. TAN & J. A. SKINDLOV (1987): An evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classification.- In: *J. Clim. Appl. Meteorol.* 26: 717-730.
- KALKSTEIN, L. S., M. C. NICHOLS, C. D. BARTHEL & J. S. GREENE (1996): A new spatial synoptic classification: application to air-mass analysis.- In: *Int. J. Climatol.* 16: 983-1004.
- KALNAY, E., M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K. C. MO, A. LEETMAA, R. REYNOLDS, R. JENNE & D. JOSEPH (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalyses project.- In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437-471.
- KAPALA, A., H. MÄCHEL & H. FLOHN (1998): Behaviour of the centres of action above the atlantic since 1881. Part II: Associations with regional climate anomalies.- In: *Int. J. Climatol.* 18: 23-26.
- KARL, T. R. & C. N. Jr. WILLIAMS (1987): An approach to adjusting climatological time series for discontinuous inhomogeneities.- In: *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 26: 1744-1763.
- KEISER, D. T. & J. F. GRIFFITHS (1997): Problems associated with homogeneity testing in climate variation studies: A case study of temperature in the northern Great Plains, USA.- In: *Int. J. Climatol.* 17: 497-510.
- KEY, J. & R. G. CRANE (1986): A comparison of synoptic classification schemes based on 'objective' procedures.- In: *J. Climatol.* 6: 375-388.
- KIDSON, J. W. (1994): An automated procedure for the identification of synoptic types applied to the New Zealand region.- In: *Int. J. Climatol.* 14: 711-721.
- KINGTON, J. (1988): *The weather of the 1780s over Europe*.- Cambridge (Cambridge University Press).
- KINGTON, J. (1991): The application of synoptic weather mapping to historical climatology, with particular reference to the period 1780-1820.- In: *Würzburger Geographische Arbeiten* 80: 111-125.

- KIRCHHOFER, W. (1973): Classifications of European 500 mb patterns.- Arbeitsbericht der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt 43.
- KIRCHHOFER, W. (1976): Stationsbezogene Wetterlagenklassifikation.- Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt 34.
- KIRSTEIN, W. (1981): Häufigkeiten von Korrelationen zwischen Sonnenaktivität und Klimaelementen.- Würzburger Geographische Arbeiten 54.
- KLAAS, U. (1990): Großwetterlagen-Singularitäten in Mitteleuropa.- Münstersche Geographische Arbeiten 35.
- KLAUS, D. (1978): Perioden- und Hauptkomponentenanalyse der Großwetterlagen-Häufigkeiten Europas und der Ozeantemperaturfluktuationen des Nordatlantiks.- In: Meteorol. Rdsch. 31: 47-55.
- KLAUS, D. (1993): Zirkulations- und Persistenzänderungen des europäischen Wettergeschehens im Spiegel der Großwetterlagenstatistik.- In: Erdkunde 47, 2: 87-104.
- KLAUS, D. (1997): Änderungen der Zirkulationsstruktur im europäisch-atlantischen Sektor.- Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse Nr.3.
- KÖPPEN, W. (1923): Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde.- Berlin (De Gruyter).
- KOPPANY, G. & Z. BOTTYAN (1990): Climatic fluctuations in the 200 year temperature series in Europe.- In: BRAZDIL, R. (Hrsg.): Climatic change in the historical and instrumental periods.- Brno (Masaryk University): 211-214.
- KOZUCHOWSKI, K. M. (1993): Variations of hemispheric zonal index since 1899 and its relationships with air temperature.- In: Int. J. Climatol. 13: 853-864.
- KOZUCHOWSKI, K. M. & K. MARCINIAK (1988): Variability of mean monthly temperatures and semi-annual precipitation totals in Europe in relation to hemispheric circulation patterns.- In: J. Climatol. 8: 191-199.
- KOZUCHOWSKI, K. M., J. WIBIG & P. MAHERAS (1992): Connections between air temperature and precipitation and the geopotential height of the 500 hPa level in a meridional cross-section in Europe.- In: Int. J. Climatol. 12: 343-352.
- KRUIZINGA, S. (1979): Objective classification of daily 500 mbar patterns.- In: Preprints Sixth Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences, 9.-12. October, Banff, Alberta, American Meteorological Society, Boston: 126-129.

- KUSHNIR, Y. (1994): Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions.- In: *J. Climate*. 7: 141-157.
- KUTIEL, H., P. MAHERAS & S. GUIKA (1996): Circulation indices over the Mediterranean and Europe and their relationship with rainfall conditions across the Mediterranean.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 54: 125-138.
- KUTIEL, H. & P. MAHERAS (1998): Variations in the temperature regime across the Mediterranean during the last century and their relationship with circulation indices.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 61: 39-53.
- LABITZKE, K. & H. van LOON (1990): Sonnenflecken und Wetter. Gibt es doch einen Zusammenhang?- In: *Die Geowissenschaften* 8: 1-6.
- LAMB, H. H. (1950): Types and spells of weather around the year in the British Isles: Annual trends, seasonal structure of years, singularities.- In: *Quart. J. R. Met. Soc.* 76: 393-438.
- LAMB, H. H. (1972): British isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns.- *Geophysical memoirs* 116.
- LAMB, H. H. (1972): *Climate: Present, past and future.*- London (Methuen).
- LAMB, H. H. (1980): Weather and climate patterns of the little ice age.- In: OESCHGER, H., B. MESSERLI & M. SVILAR (Hrsg.): *Das Klima.*- Berlin (Springer): 149-160.
- LAMB, H. H. & A. I. JOHNSON (1959): Climatic variation and observed changes in the general wind circulation: Parts I and II.- In: *Geogr. Ann.* 41: 94-134.
- LAMB, H. H. & A. I. JOHNSON (1961): Climatic variation and observed changes in the general wind circulation: Part III.- In: *Geogr. Ann.* 43: 363-400.
- LANZANTE, J. R. (1996): Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: Theory and examples, including applications to historical radiosonde station data.- In: *Int. J. Climatol.* 16: 1197-1226.
- LAUER, W. & P. FRANKENBERG (1985): Versuch einer geoökologischen Klassifikation der Klimate.- In: *Geographische Rundschau* 37, 7: 355-365.
- LAUER, W. & P. FRANKENBERG (1988): Klimaklassifikation der Erde.- In: *Geographische Rundschau* 40, 6: 55-59
- LAWRENCE, E. N. (1970): Variation in weather-type temperature averages.- In: *Nature* 226: 633-634.

- LÜDECKE, C. (1997): The monastery of Andechs as station in early meteorological networks.- In: Meteorol. Z., N. F. 6: 242-248.
- LÜTHI, D., A. CRESS, H. C. DAVIES, C. FREI & C. SCHÄR (1996): Interannual variability and regional climate simulations.- In: Theor. Appl. Climatol., 53: 185-209.
- LUND, I. A. (1963): Map-pattern classification by statistical methods.- In: J. Meteor. 2: 56-65.
- LUO, Z., G. WAHBA & D. R. JOHNSON (1998): Spatial-temporal analysis of temperature using smoothing spline ANOVA.- In: J. Climate 11: 18-28.
- LUTERBACHER, J. (1995): Klassifikationsverfahren und klimatologischer Vergleich von monatlichen Bodendruckmustern des späten Maunder Minimums (1676-1704) mit der Normalperiode 1961-1990 über dem nordatlantisch-europäischen Raum.- Diplomarbeit der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, unveröffentlicht.
- LUTERBACHER, J., R. RICKLI, C. TINGUELY, E. XOPLAKI, E. SCHÜEPBACH, D. DIETRICH, J. HÜSLER, C. PFISTER, P. BEELI, U. DIETRICH, A. DANNECKER, T. D. DAVIES, P. D. JONES, V. SLONOSKY, A. E. J. OGILVIE, P. MAHERAS, F. KOLYVAMACHERA, J. MARTIN-VIDE, M. BARRIENDOS, M. ALCOFORADO, F. NUNEZ, T. JONSSON, R. GLASER, J. JACOBEIT, C. BECK, E. KAAS, T. SCHMITH, L. BÄRRING, P. JONSSON & H. WANNER (1998): Monthly mean pressure reconstructions for Europe for the Late Maunder Minimum period; 1675-1715.- Eingereicht zur Veröffentlichung in Int. J. Climatol.
- LUTERBACHER, J., C. SCHMUTZ, D. GYALISTRAS, E. XOPLAKI & H. WANNER (1999): Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675.- Eingereicht zur Veröffentlichung in Geophys. Res. Lett.
- MÄCHEL, H., A. KAPALA & H. FLOHN (1998): Behaviour of the centres of action above the atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability.- In: Int. J. Climatol. 18: 1-22.
- MALBERG, H. & G. BÖKENS (1993): Änderungen im Druck-/Geopotential- und Temperaturgefälle zwischen Subtropen und Subpolarregion im atlantischen Bereich im Zeitraum 1960-90.- In: Meteorol. Z., N. F. 2: 131-137.
- MALBERG, H. & G. BÖKENS (1997): Die Winter- und Sommertemperaturen in Berlin seit 1929 und ihr Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation (NAO).- In: Meteorol. Z., N. F. 6: 230-234.

- MALBERG, H. & G. FRATTESI (1995): Changes of the North-Atlantic sea surface temperature related to the atmospheric circulation in the period 1973 to 1992.- In: *Meteorol. Z.*, N. F. 4: 37-42.
- MITCHELL, J. M., B. DZERZEVSKII, H. FLOHN, W. L. HOFMEYR, H. H. LAMB, K. N. RAO & C. C. WALLEN (1966): *Climatic Change*.- WMO-Technical Note No. 79.
- MITCHELL, T. D. & M. HULME (1999): Predicting regional climate change: Living with uncertainty.- In: *Progress in Physical Geography* 23, 1: 57-78.
- MOBERG, A. & H. BERGSTRÖM (1997): Homogenization of Swedish temperature data. Part III: The long temperature records from Uppsala and Stockholm.- In: *Int. J. Climatol.* 17: 667-699.
- MOSES, T., G. N. KILADIS, H. F. DIAZ & R. G. BARRY (1987): Characteristics and frequency of reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationship to long-term temperature trends.- In: *J. Climatol.* 7: 13-30.
- MUCHA, H.-J. (1994): Clusteranalyse.- In: Schröder, W., L. Vetter & O. Fränze (Hrsg.): *Neuere statistische Verfahren und Modellbildung in der Geoökologie*.- Braunschweig (Vieweg).
- MÜLLER-WESTERMEIER, G. (1992): Untersuchung einiger langer deutscher Temperaturreihen.- In: *Meteorol. Z.*, N. F., 1: 155-171.
- MULLER, R. A. (1977): A synoptic climatology for environmental baseline analysis: New Orleans.- In: *J. Appl. Meteor.* 16: 20-33.
- NAMIAS, J. & D. R. CAYAN (1981): Large-scale air-sea interactions and short-period climatic fluctuations.- In: *Science* 214: 869-876.
- NAUJOKAT, B. (1986): An update of the observed quasi-biennial-oscillation of the stratospheric winds over the tropics.- In: *J. Atmos. Sci.* 43: 1873-1877.
- NEMESOVA, I. & N. KLIMPEROVA (1995): Weather categorization - a useful tool for assessing climatic trends.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 51: 39-49.
- NEUBER, E. & C.-D. SCHÖNWIESE (1985): Spektral-statistische Charakteristika europäischer Niederschlagsreihen 1874-1980.- In: *Meteorol. Rdsch.* 38, 2: 54-62.
- NORTH, G. R., T. C. BELL, R. F. CALLAHAN & F. J. MOENG (1982): Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions.- In: *Mon. Wea. Rev.* 110: 699-706.
- OERLEMANS, J. (1975): On the occurrence of 'Großwetterlagen' in winter related to anomalies in North Atlantic sea temperature.- In: *Meteorol. Rdsch.* 28, 7: 83-88.

- OESCHGER, H., B. MESSERLI & M. SVILAR (Hrsg.) (1980): Das Klima.- Berlin (Springer).
- OVERLAND, J. E. & T. R. HIESTER (1980): Development of a synoptic climatology for the northeast gulf of Alaska.- In: J. Appl. Meteorol. 19: 1-14.
- OVERLAND, J. E. & R. W. PREISENDORFER (1982): A significant test for Principal Components applied to a cyclone climatology.- In: Mon. Wea. Rev. 110: 1-4.
- PAEGLE, J. N. & L. P. KIERULFF (1974): Synoptic climatology of 500-mb winter flow types.- In: J. Appl. Meteorol. 13: 205-212.
- PETERSON, T. C. & D. R. EASTERLING (1994): Creation of homogenous composite climatological reference series.- In: Int. J. Climatol. 14: 671-679.
- PETERSON, T. C., D. R. EASTERLING, T. R. KARL, P. GROISMAN, N. NICHOLLS, N. PLUMMER, S. TOROK, I. AUER, R. BOEHM, D. GULLETT, L. VINCENT, R. HAINO, H. TUOMENVIRTA, O. MESTRE, T. SZENTIMREY, J. SALINGER, E. J. FORLAND, I. HANSEN-BAUER, H. ALEXANDERSSON, P. D. JONES & D. PARKER (1998): Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: A review.- In: Int. J. Climatol. 18: 1493-1517.
- PFISTER, C. (1985): Klimageschichte der Schweiz 1525-1860 - Bd. 2.- Bern (Haupt).
- PFISTER, C. (1999): Wetternachhersage - 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen.- Bern (Haupt).
- PHILIPP, A. (1997): Telekonnektionen des mediterranen Regionalklimas mit der europäischen Zirkulation des Atlantisch-Europäischen Sektors.- unveröffentlichte Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Würzburg.
- POPOVA, V. V. (1990): Spatial features of the precipitation fluctuations in Europe according to the general circulation types.- In: BRAZDIL, R. (Hrsg.): Climatic change in the historical and instrumental periods.- Brno (Masaryk University): 215-218.
- PRASAD, K. D. & S. V. SINGH (1996): Forecasting the spatial variability of the indian monsoon rainfall using canonical correlation.- In: Int. J. Climatol. 16: 1379-1390.
- PREISENDORFER, R. W. (1988): Principal component analysis in meteorology and oceanography.- New York (Elsevier).
- RAMPE, G. & R. REINKE (1985): Großwettertypen im Vergleich der Bezugsperioden 1931-1960 und 1951-1980.- In: Meteorol. Rdsch. 38, 6: 181-184.

- RAPP, J. (1997): Regionale und jahreszeitliche Trendanalyse des Niederschlags und der Lufttemperatur in Deutschland.- In: Petermanns Geographische Mitteilungen 141: 99-107.
- RAPP, J. & C.-D. SCHÖNWIESE (1995): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990.- Frankfurter Geowiss. Arb., Serie B, Band 5.
- RICHMAN, M. B. (1986): Rotation of principal components.- In: J. Appl. Meteorol. 6: 293-335.
- RIGBY, M. (1973): Ephemerides of the meteorological society of the Palatinate.- Environmental data service NOAA.
- ROCZNIK, K. (1981): Der säkulare Wandel von Jahres- und Monatsklima in Mitteleuropa im Zeitraum 1761-1980.- In Meteorol. Rdsch. 34, 6: 181-185.
- RODEWALD, M. (1982): Naß- und Trockenmonate in Deutschland westlich der Oder 1851-1980.- Beilage zur Berliner Wetterkarte des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin, SO 6/82.
- RODO, X., E. BAERT & F. A. COMIN (1997): Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: Relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Nino-Southern Oscillation.- In: Climate Dynamics 13: 275-284.
- RODRIGUEZ, R., M. C. LLASAT & J. MARTIN-VIDE (1996): Revision de los criterios de homogenidad aplicados a variables meteorologicas. Modelos y sistemas de informacion geografica.- Universidad del Pais Vasco, Vitoria: 98-111.
- RODRIGUEZ, R., J. MARTIN-VIDE, J. C. PENA & M. BARRIENDOS (1998): The long pressure series of Barcelona (Spain), daily reconstructions and monthly homogenization.- Eingereicht zur Veröffentlichung in Int. J. Climatol.
- SACHS, L. (1992): Angewandte Statistik.- Berlin (Springer).
- SAHSAMANOGLU, H. S. (1990): A contribution to the study of action centres in the north-atlantic.- In: Int. J. Climatol. 10: 247-261.
- SCHIESSER, H. H., C. PFISTER & J. BADER (1997): Winter storms in Switzerland north of the Alps 1864/1865 - 1993/1994.- In: Theor. Appl. Climatol. 58: 1-19.
- SCHMITH, T., E. KAAS & T.-S. LI (1998): Northeast Atlantic winter storminess 1875-1995 re-analysed.- In: Climate Dynamics 14: 529-536.
- SCHMUTZ, C. (1996): Analyse von Bodenluftdruckfeldern über Europa zwischen 1780 und 1994.- Diplomarbeit der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, unveröffentlicht.

- SCHMUTZ, C. & H. WANNER (1998): Low frequency variability of atmospheric circulation over Europe between 1785 and 1994.- In: *Erdkunde* 52, 2: 81-94.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1983): Die Nicht-Stationarität klimatologischer Daten.- In: *Annalen der Meteorologie* 20: 34-35.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1992): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*.- Berlin/Stuttgart (Borntraeger).
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1997): Anthropogene und natürliche Signale im Klimaschehen.- In: *Naturwissenschaften* 84: 65-73.
- SCHÖNWIESE, C.-D., J. MALCHER & C. HARTMANN (1986): *Globale Statistik langer Temperatur- und Niederschlagsreihen*.- Berichte d. Inst. f. Meteorologie u. Geophysik d. Uni. Frankfurt/Main.
- SCHÖNWIESE, C.-D., W. BIRRONG, U. SCHNEIDER, R. STÄHLER & R. ULRICH (1990): *Statistische Analyse des Zusammenhangs säkularer Klimaschwankungen mit externen Einflußgrößen und Zirkulationsparametern unter besonderer Berücksichtigung des Treibhauspotentials*.- Berichte d. Inst. f. Meteorologie u. Geophysik d. Uni. Frankfurt/Main, Nr. 84.
- SCHÖNWIESE, C.-D., J. RAPP, T. FUCHS & M. DENHARD (1994): Observed climate trends in Europe 1891-1990.- In: *Meteorol. Z., N. F.* 3: 22-28.
- SCHÖNWIESE, C.-D. & J. RAPP (1997): *Climate trend atlas of Europe based on observations 1881-1990*.- Dordrecht (Kluwer).
- SCHÖNWIESE, C.-D., M. DENHARD, J. GRIESER & A. WALTER (1997): Assessments of the global anthropogenic greenhouse and sulfate signal using different types of simplified climate models.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 57: 119-124.
- SCHÜEPP, M. (1968): *Kalender der Wetter- und Witterungslagen von 1955 bis 1967 im zentralen Alpengebiet*.- Veröffentlichungen der Schweiz. Met. Zentralanstalt 11.
- SCHÜEPP, M. (1980): *Methoden und Probleme der Bearbeitung langjähriger meteorologischer Beobachtungsreihen*.- In: Oeschger, H., B. Messerli & M. Svilar (Hrsg.): *Das Klima*.- Berlin (Springer): 191-206.
- SCHUBERT, A. & A. HENDERSON-SELLERS (1997): A statistical model to downscale local daily temperature extremes from synoptic-scale atmospheric circulation patterns in the Australian region.- In: *Climate Dynamics* 13: 223-234.

- SCHUURMANS, C. J. E. (1984): Climate variability and its time changes in European countries, based on instrumental observations - Temperature.- In: FLOHN, H. & R. FANTECHI (Hrsg.): The climate in Europe: Past, present and future.- Dordrecht (Reidel): 65-101.
- SCULTETUS, H. R. (1969): Klimatologie.- Braunschweig (Westermann).
- SEGGERN, J. von (1992): Empirische Modelle regionaler Klimaänderungen in Westeuropa und Bayern.- Dissertation Univ. Erlangen-Nürnberg.
- SHEPARD, D. S. (1968): A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data.- In: Proceedings - ACM National Conference: 517-524.
- SHEPARD, D. S. (1984): Computer mapping: The SYMAP interpolation algorithm.- In: GAILE, G. L. & C. J. WILLMOTT (eds.): Spatial statistics and models.
- SLONOSKY, V. (1996): Identification of months with anomalous circulation over Europe, 1780-1980.- ADVICE Report 1, Climatic Research Unit - Norwich.
- SLONOSKY, V., T. D. DAVIES & P. D. JONES (1998a): Homogenization techniques for European monthly-mean surface-pressure time series.- Eingereicht zur Veröffentlichung in J. Climate.
- SLONOSKY, V., P. D. JONES & T. D. DAVIES (1998b): Reconstruction of daily weather charts for selected anomalous periods over 1780-1860.- In Vorbereitung.
- SOWDEN, I. P. & D. E. PARKER (1981): A study of climatic variability of daily Central England temperatures in relation to the Lamb synoptic types.- In: J. Climatol. 1: 3-10.
- STEIN, O. & A. HENSE (1994): A reconstructed time series of the number of extreme low pressure events since 1880.- In: Meteorol. Z., N. F. 3, 1: 43-46.
- SMITHSON, P. A. (1988): Dynamic and synoptic climatology.- In: Progress in Physical Geography 12: 119-129.
- STERR, H. u. SCHMIDT, K. (1995): Auswirkungen des Klimawandels auf den deutschen Küstenraum.- In: Geographische Rundschau 47, 2: 105-112
- STOHL, A. & H. SCHLEIFINGER (1994): A weather pattern classification by trajectory clustering.- In: Meteorol. Z., N. F. 3, 6: 333-336.
- STURM, K. (1997): Abschätzung regionaler Niederschlagsänderungen in Mitteleuropa bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.- Unveröffentlichte Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Würzburg.

- THACKER, W. C. & R. LEWANDOWICZ (1997): Partitioning the North Atlantic into regions of similar seasonal sea-surface temperature anomalies.- In: *Int. J. Climatol.* 17: 3-23.
- THORNTHWAITE, C. W. (1931): The climates of North America, according to a new classification.- In: *Geog. Rev.*, 21: 633-655.
- TIEDE, M. (1987): *Statistik - Regressions- und Korrelationsanalyse.*- München (Oldenbourg).
- TRAUMÜLLER, F. (1885): *Die Mannheimer meteorologische Gesellschaft 1780-1795.*- Leipzig (Dürsche Buchhandlung).
- ÜBERLA, K. (1977): *Faktorenanalyse.*- Berlin (Springer).
- VON RUDLOFF, H. (1967): *Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmäßigen Instrumenten-Beobachtungen (1670).*- Braunschweig (Vieweg).
- VON RUDLOFF, H. (1980): *Die Klima-Entwicklung in den letzten Jahrhunderten im mitteleuropäischen Raume (mit einem Rückblick auf die postglaziale Periode).*- In: OESCHGER, H., B. MESSERLI & M. SVILAR (Hrsg.): *Das Klima.*- Berlin (Springer): 125-148.
- VON STORCH, H. (1995): *Spatial patterns: EOFs and CCA.*- In: VON STORCH, H. & A. NAVARRA (Hrsg.): *Analysis of climate variability - Applications of statistical techniques.*- Berlin (Springer): 227-257.
- VON STORCH, H., E. ZORITA & U. CUBASCH (1993): *Downscaling of Global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime.*- In: *J. Climate* 6: 1161-1171.
- VON STORCH, H. & A. NAVARRA (Hrsg.) (1995): *Analysis of climate variability - Applications of statistical techniques.*- Berlin (Springer).
- WALLACE, J. M., Y. ZHANG & L. BAJUK (1990): *Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter.*- In: *J. Climate* 3: 990-998.
- WANNER, H., R. BRAZDIL, P. FRICH, K. FRYDENDAHL, T. JONSSON, J. KINGTON, C. PFISTER, S. ROSENORN & E. WISHMAN (1994): *Synoptic interpretation of monthly weather maps for the late Maunder Minimum (1675-1704).*- In: FRENZEL, B. (Hrsg.) (1994): *Climatic trends and anomalies in Europe 1675-1715.*- Stuttgart (G. Fischer).
- WANNER, H., C. PFISTER, R. BRAZDIL, P. FRICH, K. FRYDENDAHL, T. JONSSON, J. KINGTON, H. H. LAMB, S. ROSENORN & E. WISHMAN (1995): *Wintertime European circulation patterns during the Late Maunder Minimum cooling period (1675-1704).*- In: *Theor. Appl. Climatol.* 51: 167-175.

- WANNER, H., R. RICKLI, E. SALVISBERG, C. SCHMUTZ & M. SCHÜEPP (1997): Global climate change and variability and its influence on alpine climate - concepts and observation.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 58: 221-243.
- WEISCHET, W. (1969): Kann und soll noch klimatologische Forschung im Rahmen der Geographie betrieben werden? - In: MONHEIM, F. & E. MEYNEN (Hrsg.): 36. Deutscher Geographentag Bad Godesberg, 2. bis 5. Oktober 1967. Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, im Auftrag des Zentralverbandes der Deutschen Geographen.- Wiesbaden (F. Steiner): 428-437.
- WEISCHET, W. (1988): Einführung in die Allgemeine Klimatologie.- Stuttgart (Teubner).
- WERNER, P. C. & F. W. GERSTENGARBE (1997): Proposal for the development of climate scenarios.- In: *Climate Res.* 8: 171-182.
- WERNER, P. C. & H. VON STORCH (1993): Interannual variability of Central European mean temperature in January-February and its relation to large scale circulation.- In: *Climate Res.* 3: 195-207.
- WHITE, D., M. RICHMAN & B. YARNAL (1991): Climate regionalization and rotation of principal components.- In: *Int. J. Climatol.* 11: 1-25.
- WIBIG, J. (1999): Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level.- In: *Int. J. Climatol.* 19: 253-269.
- WILBY, R. L. (1997): Non-stationarity in daily precipitation series: Implications for GCM down-scaling using atmospheric circulation indices.- In: *Int. J. Climatol.* 17: 439-454.
- WILBY, R. L., N. BARNESLEY & G. O'HARE (1995): Rainfall variability associated with Lamb weather types: The case for incorporating weather fronts.- In: *Int. J. Climatol.* 15: 1241-1252.
- WILBY, R. L. & T. M. L. WIGLEY (1997): Downscaling general circulation model output: A review of methods and limitations.- In: *Progress in Physical Geography* 21, 4: 530-548.
- WILLIAMS, J. & H. VAN LOON (1976): An examination of the Northern Hemisphere sea-level pressure data set.- In: *Mon. Wea. Rev.* 104: 1354-1361.
- WILLMOTT, C. J. (1987): Synoptic weather-map classification: correlation versus sum-of-square.- In: *Professional Geographer* 39: 205-207.
- WMSC Data-Set (1995): World Monthly Station Climatology.- National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder, Colorado.
- World Climate Disc (1992): Global climate change data.- Climatic Research Unit, University of East Anglia.

-
- YAO, C. S. (1997): A new method of cluster analysis for numerical classification of climate.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 57: 111-118.
- YARNAL, B. (1985): A 500 mb synoptic climatology of Pacific north-west coast winters in relation to climatic variability, 1948-1949 to 1977-1978.- In: *J. Climatol.* 5: 237-252.
- YARNAL, B. (1993): *Synoptic climatology in environmental analysis.*- London (Belhaven Press).
- YARNAL, B. & D. A. WHITE (1987): Subjectivity in a computer-assisted synoptic climatology. I: Classification results.- In: *J. Climatol.* 7: 119-128.
- YOUNG, K. C. (1993): Detecting and removing inhomogeneities from long-term monthly sea level pressure time series.- In: *J. Climate* 6: 1205-1220.
- ZORITA, E., V. KHARIN & H. VON STORCH (1992): The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: Their interaction and relevance for Iberian precipitation.- In: *J. Climate* 5: 1097-1108.
- ZORITA, E., J. P. HUGHES, D. P. LETTEMAIER & H. VON STORCH (1995): Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation.- In: *J. Climate* 8: 1023-1042.

Abbildungsverzeichnis

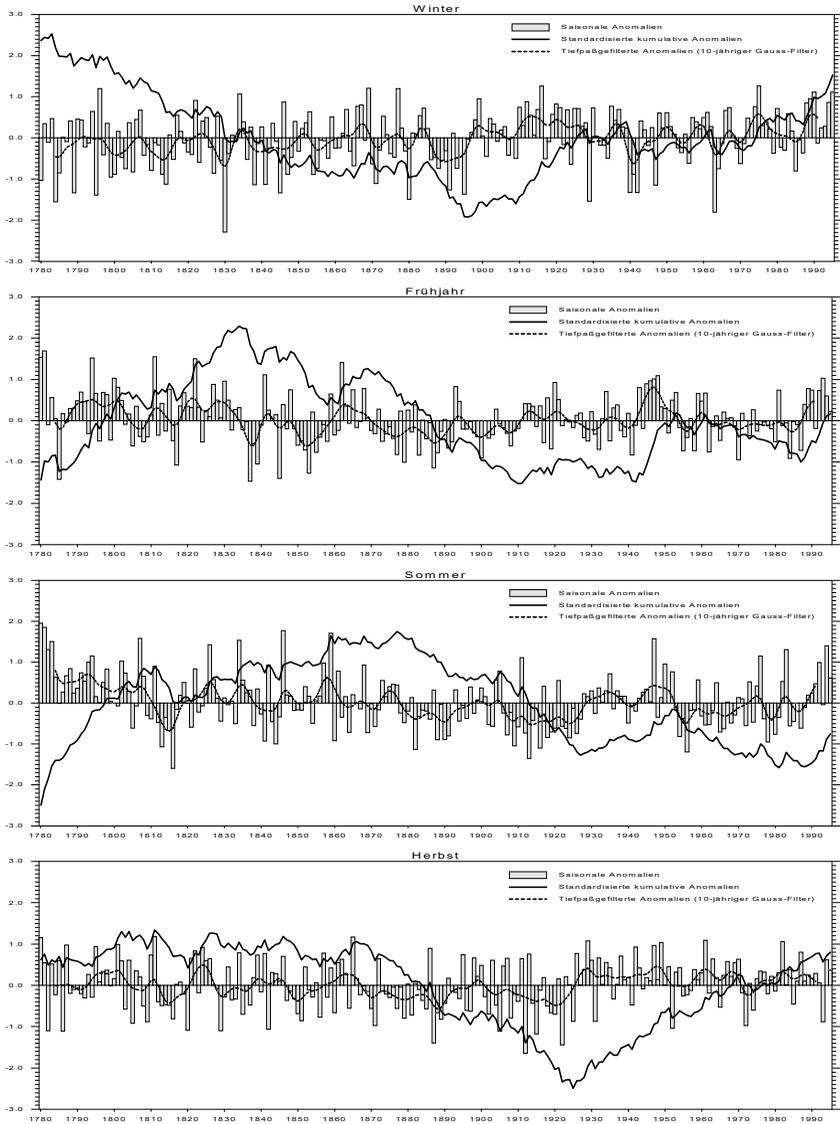


Abbildung A.1: Jahreszeitliche standardisierte Temperaturen, tiefpaßgefilterte Anomalien und standardisierte kumulative Anomalien im Zeitraum 1780-1860 in den thermischen Regionen Mitteleuropas.

Thermische Region A.

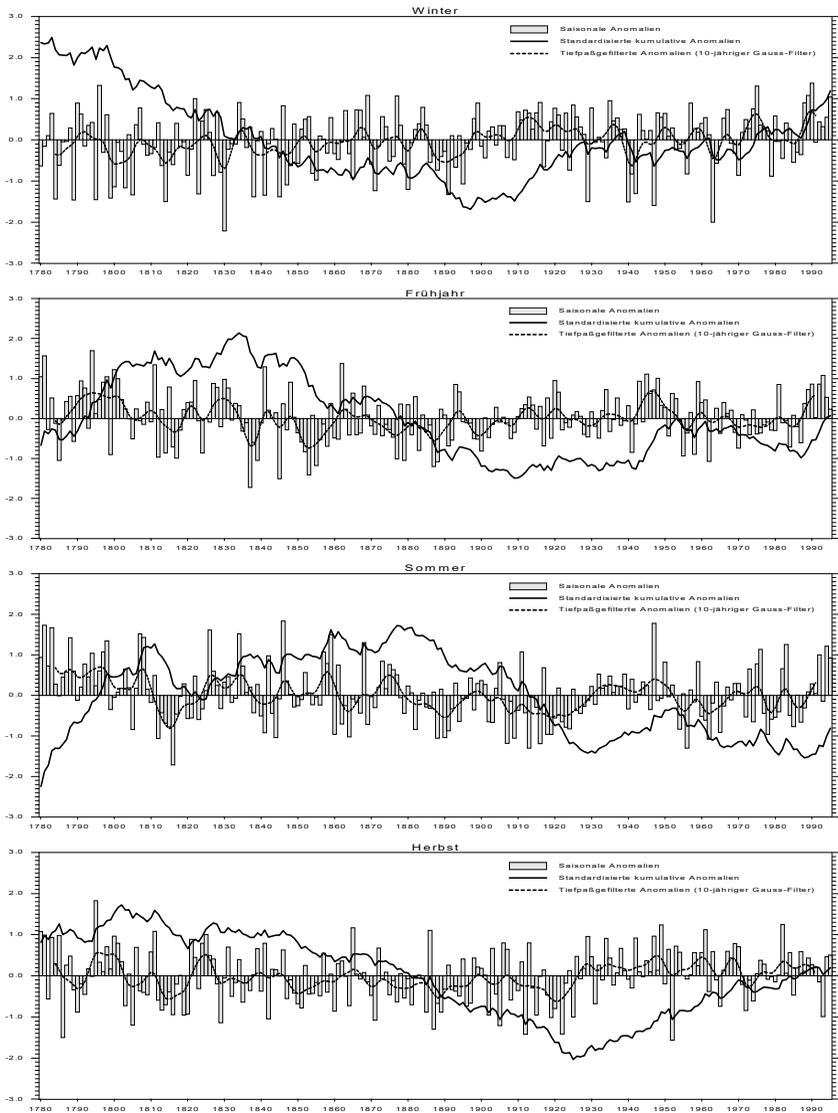


Abbildung A.1: Thermische Region B.

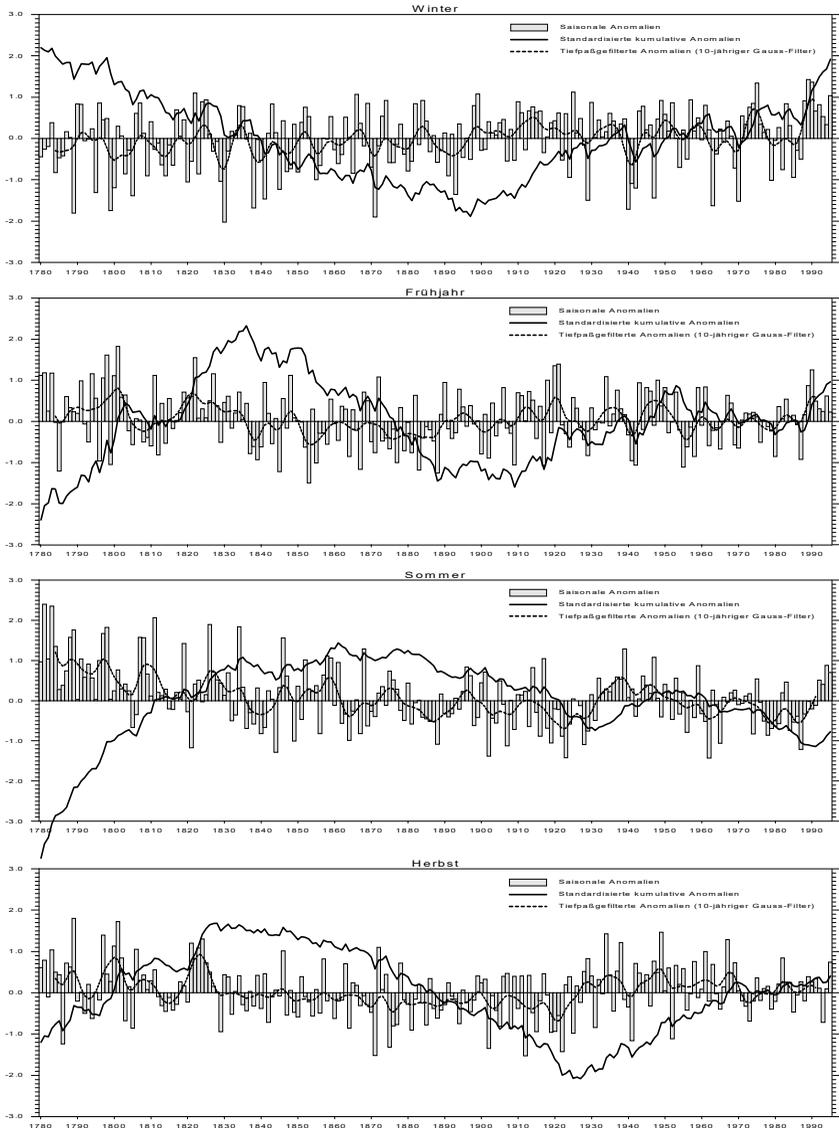


Abbildung A.1: Thermische Region C.

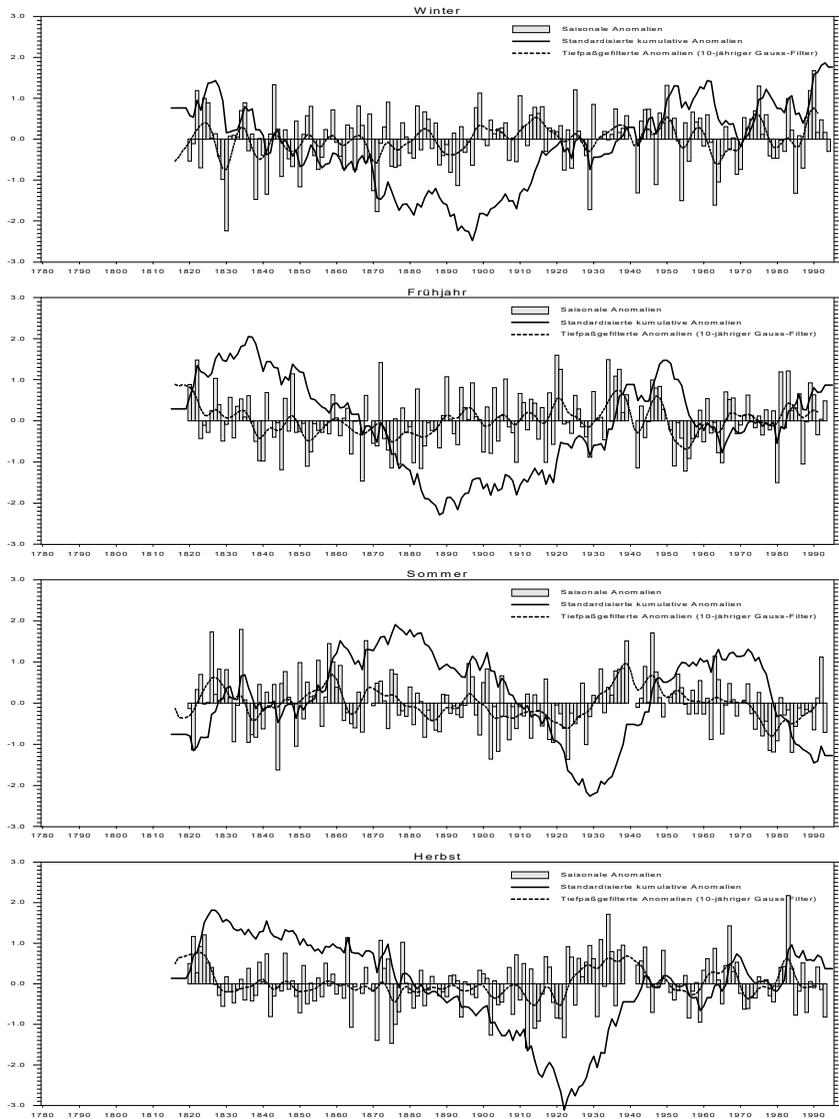


Abbildung A.1: Thermische Region D.

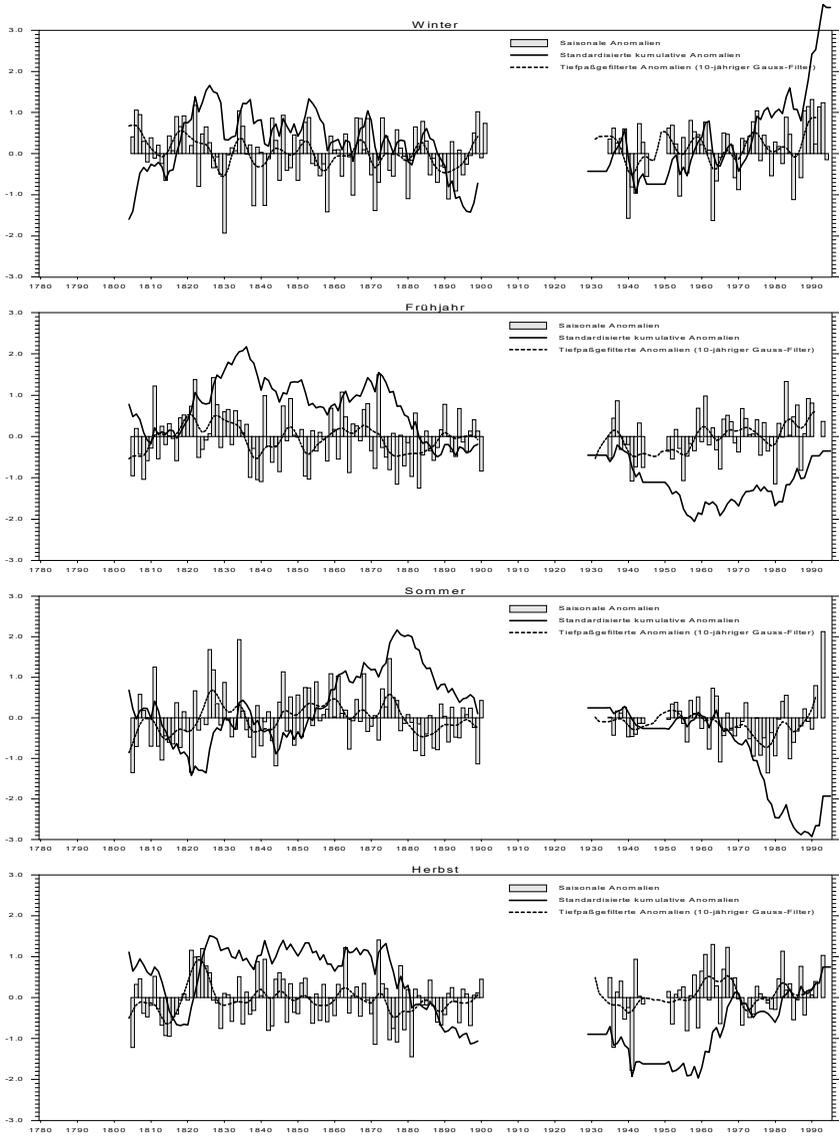


Abbildung A.1: Thermische Region E.

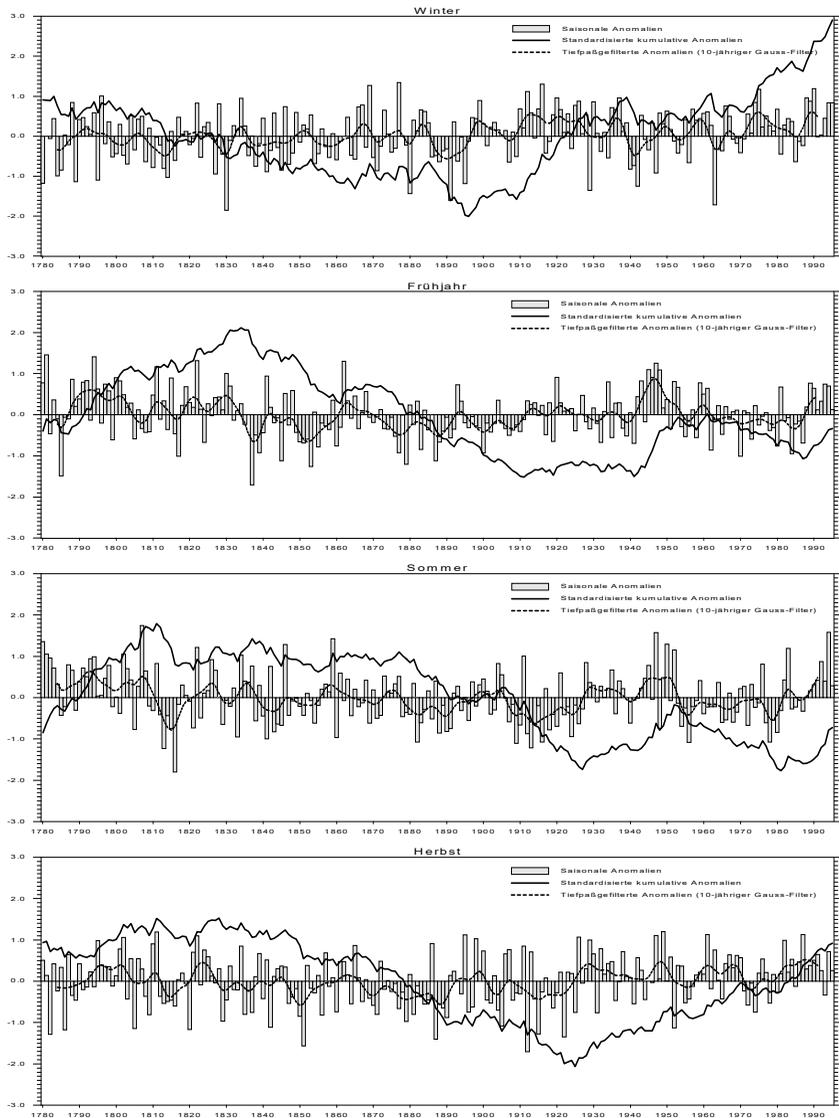


Abbildung A.1: Thermische Region F.

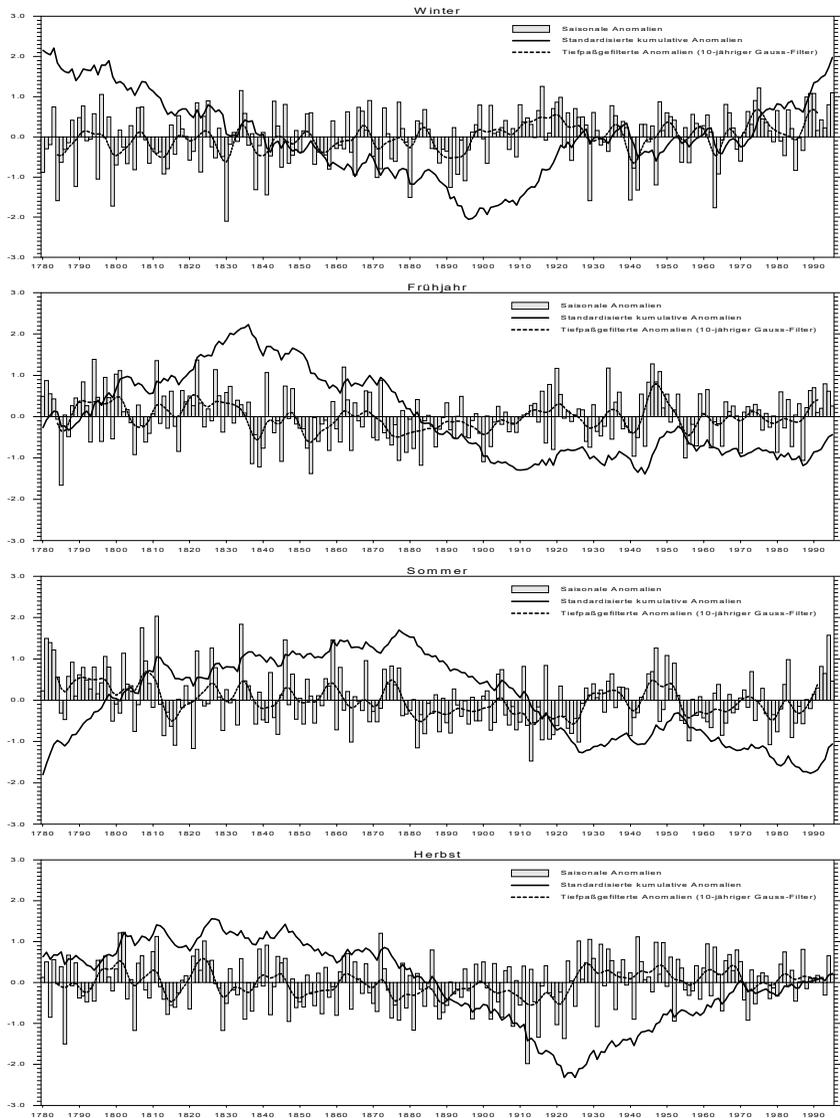


Abbildung A.1: Thermische Region G.

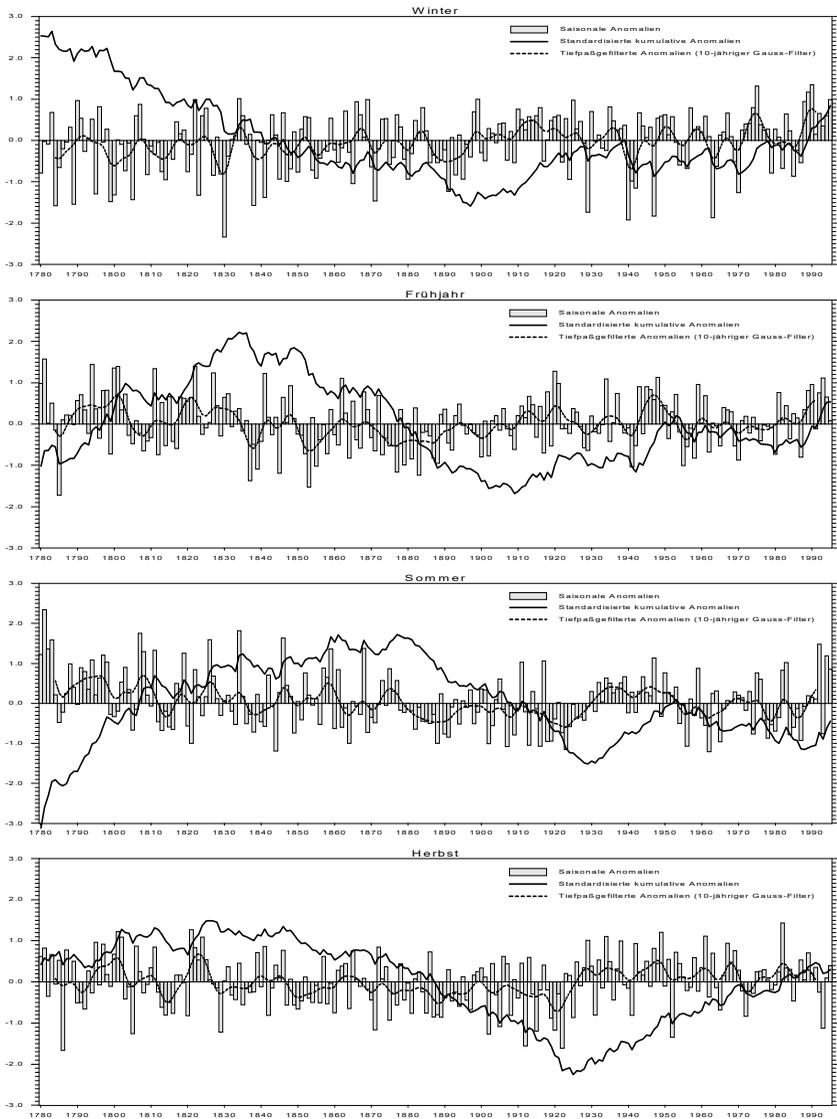
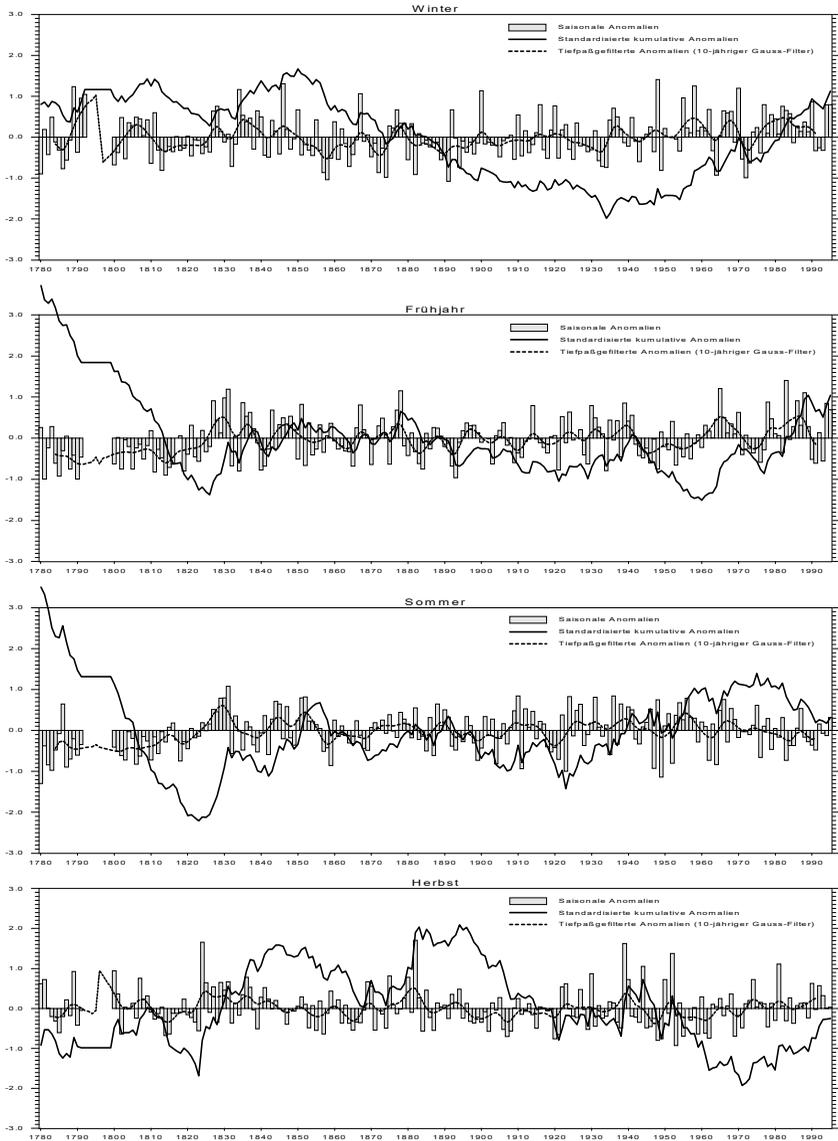


Abbildung A.1: Thermische Region H.



**Abbildung A.2: Jahreszeitliche standardisierte Niederschläge, tiefpaßgefilterte Anomalien und standardisierte kumulative Anomalien im Zeitraum 1780-1860 in den hygrischen Regionen Mitteleuropas.
Hygrische Region A.**

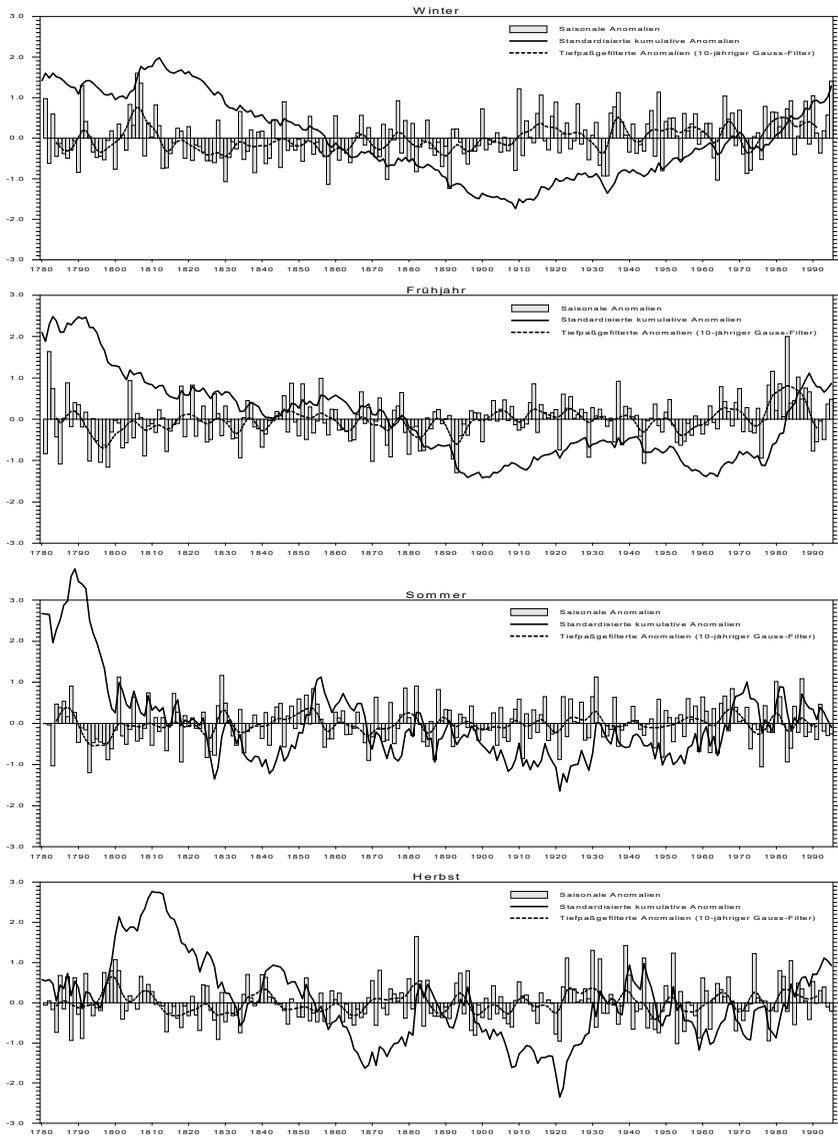


Abbildung A.2: Hyrische Region B.

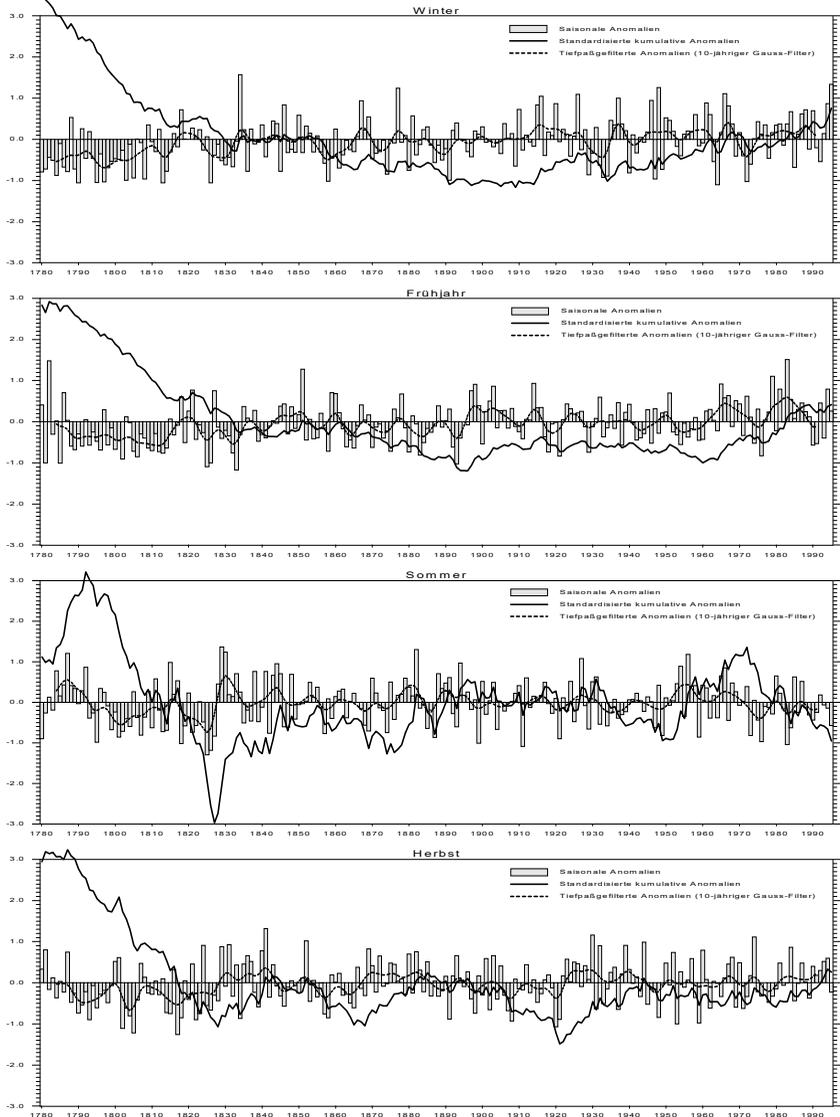


Abbildung A.2: Hygrische Region C.

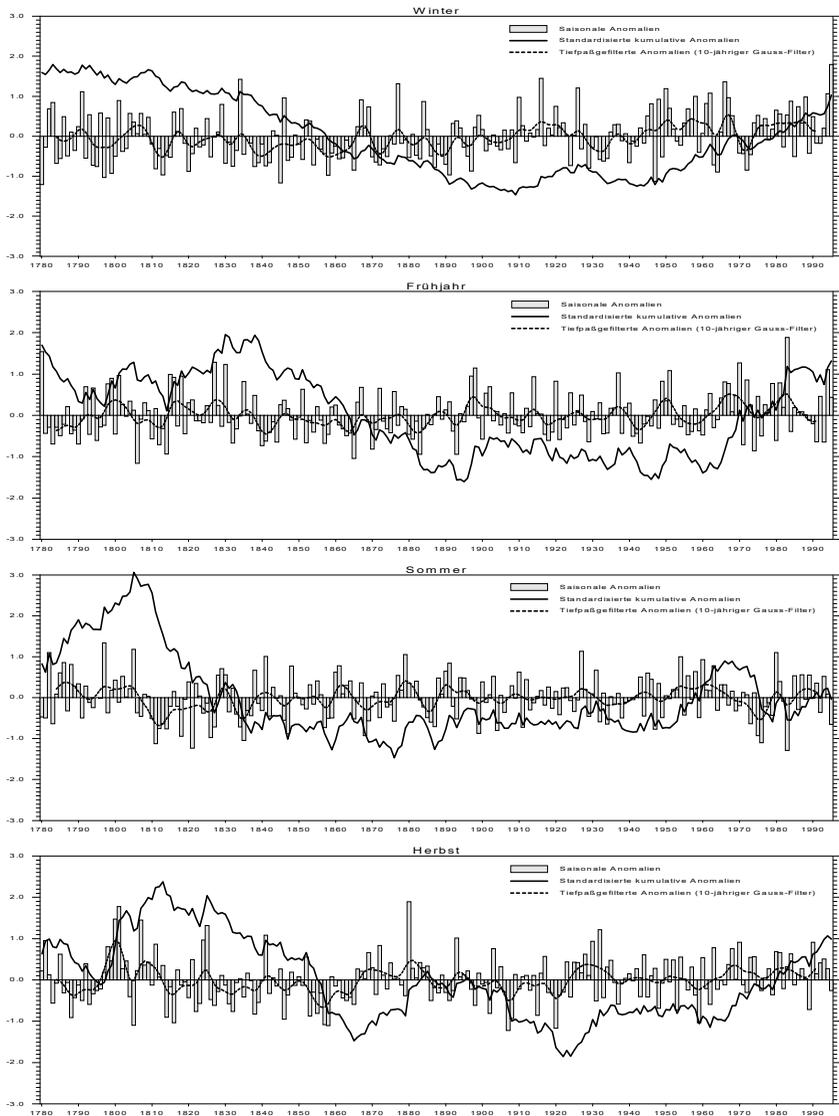


Abbildung A.2: Hygrische Region D.

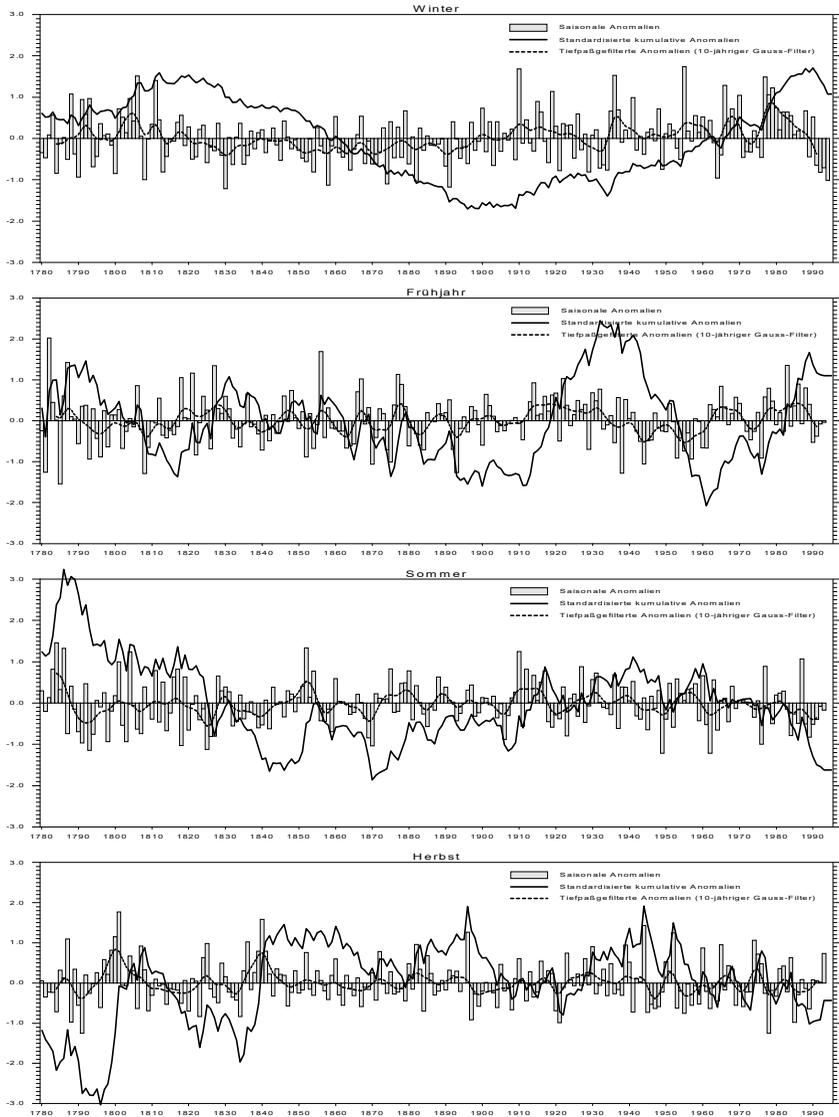


Abbildung A.2: Hygrische Region E.

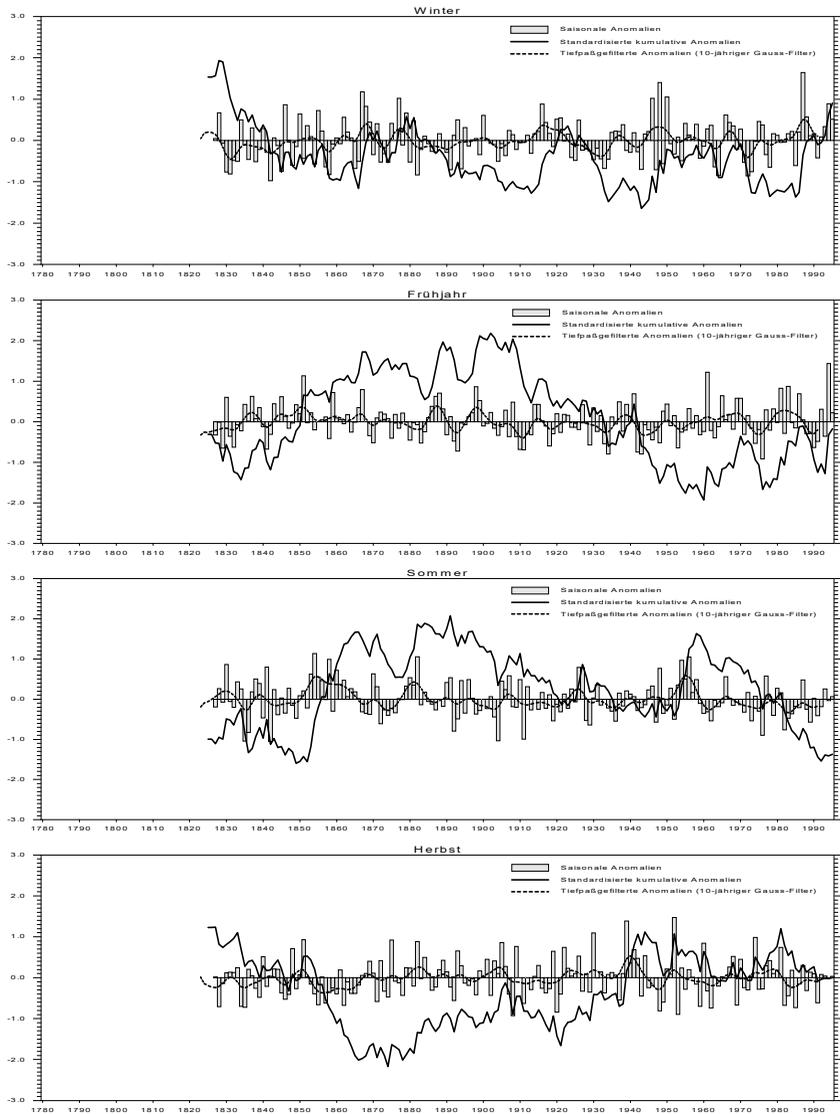


Abbildung A.2: Hygrische Region F.

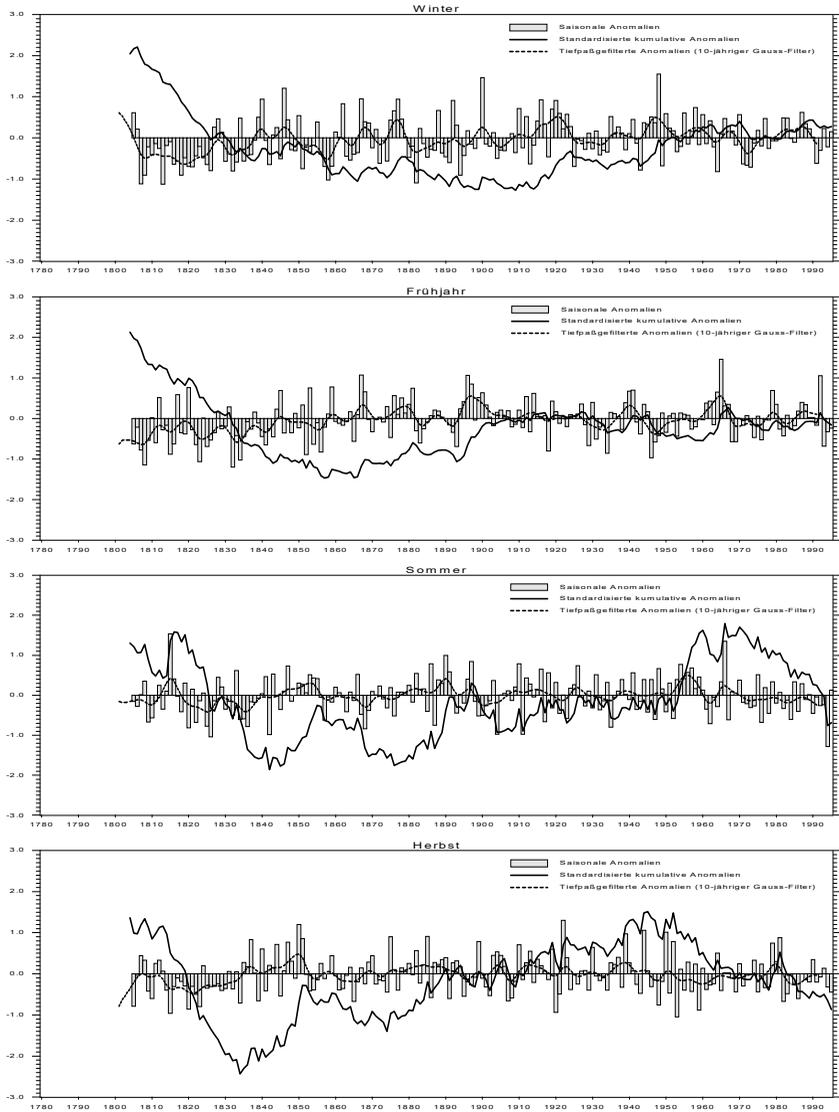


Abbildung A.2: Hygrische Region G.

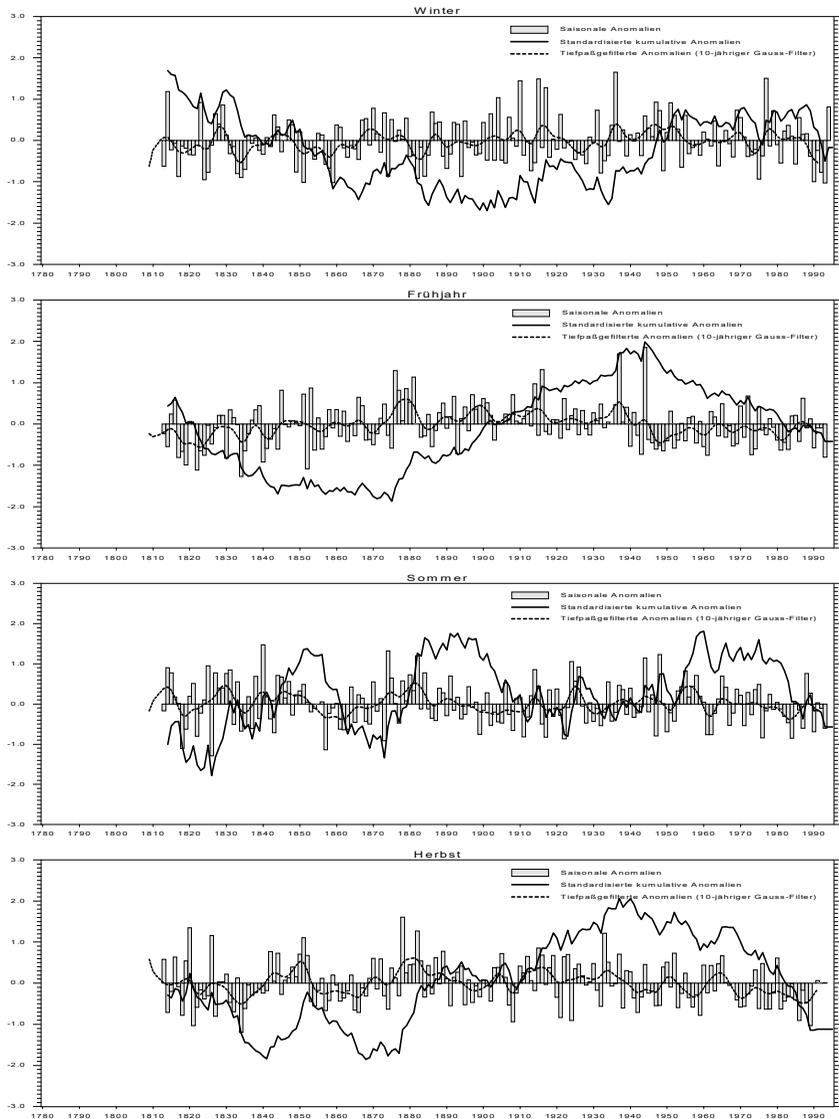


Abbildung A.2: Hygische Region H.

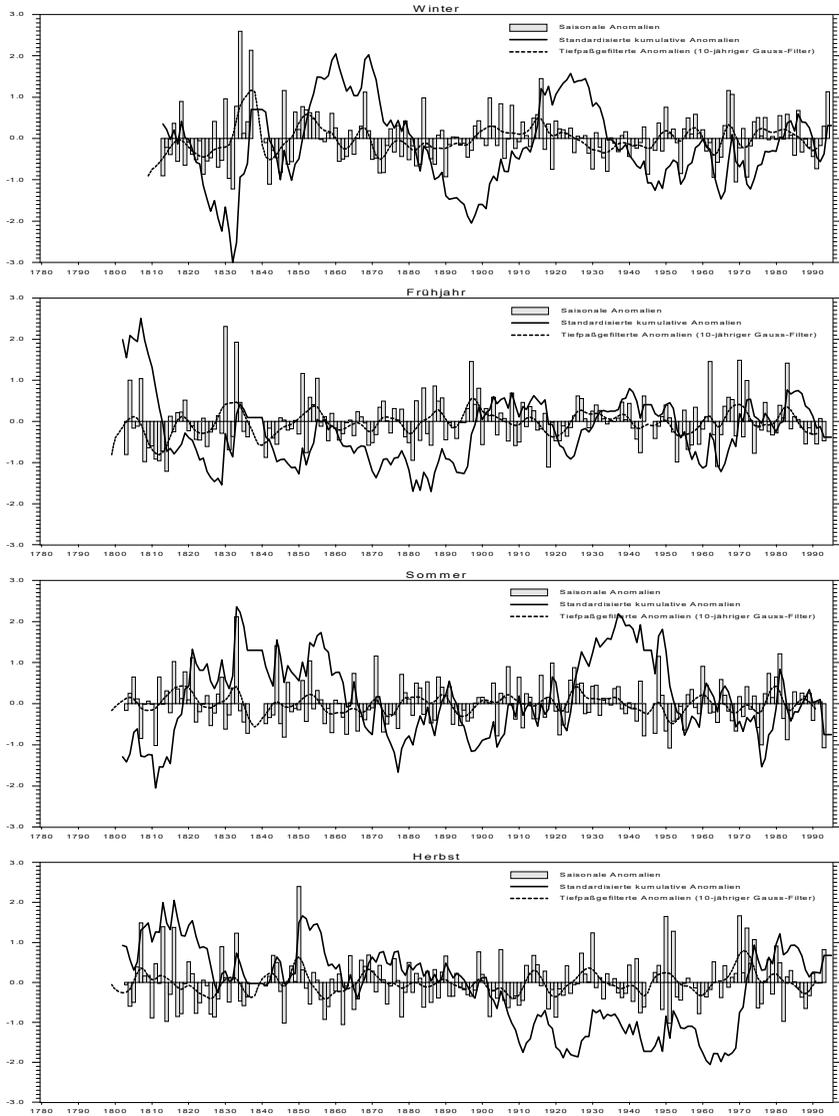


Abbildung A.2: Hygrische Region I.

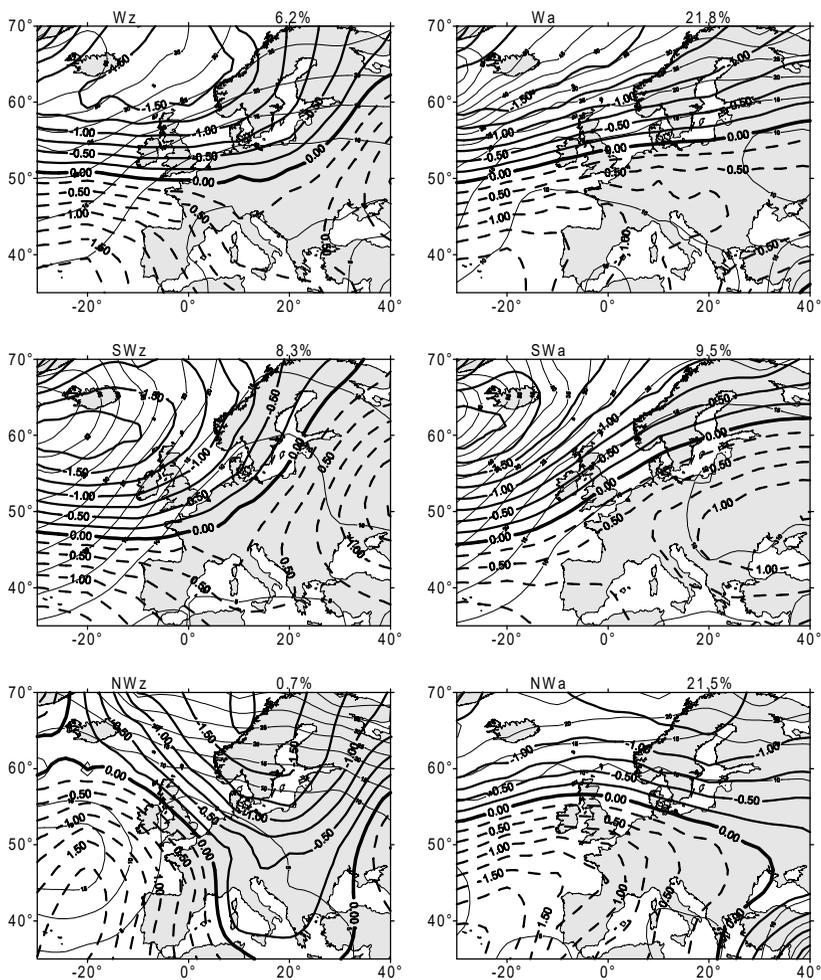


Abbildung A.3: Mittlere standardisierte Druckfelder, Standardabweichungen (hPa) an den Gitterpunkten und relative Häufigkeit im Gesamtzeitraum 1780-1995 der 18 Großwettertypen aus der automatischen Großwettertypenklassifikation monatlicher Bodenluftdruckfelder.

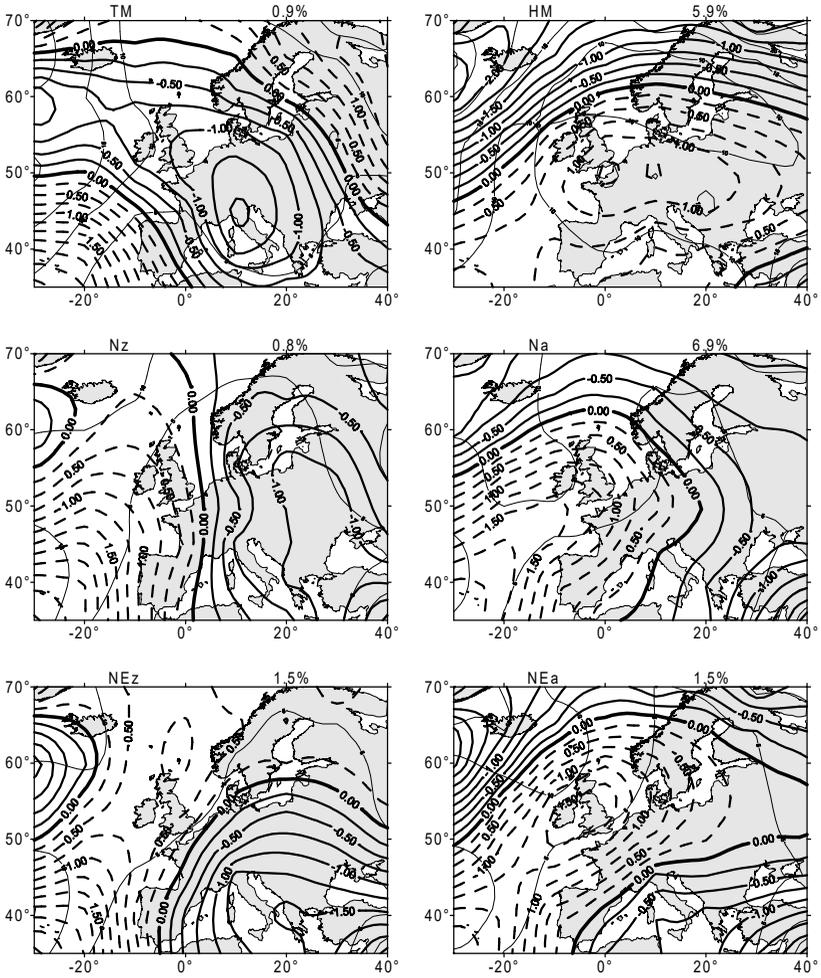


Abbildung A.3: Forts.

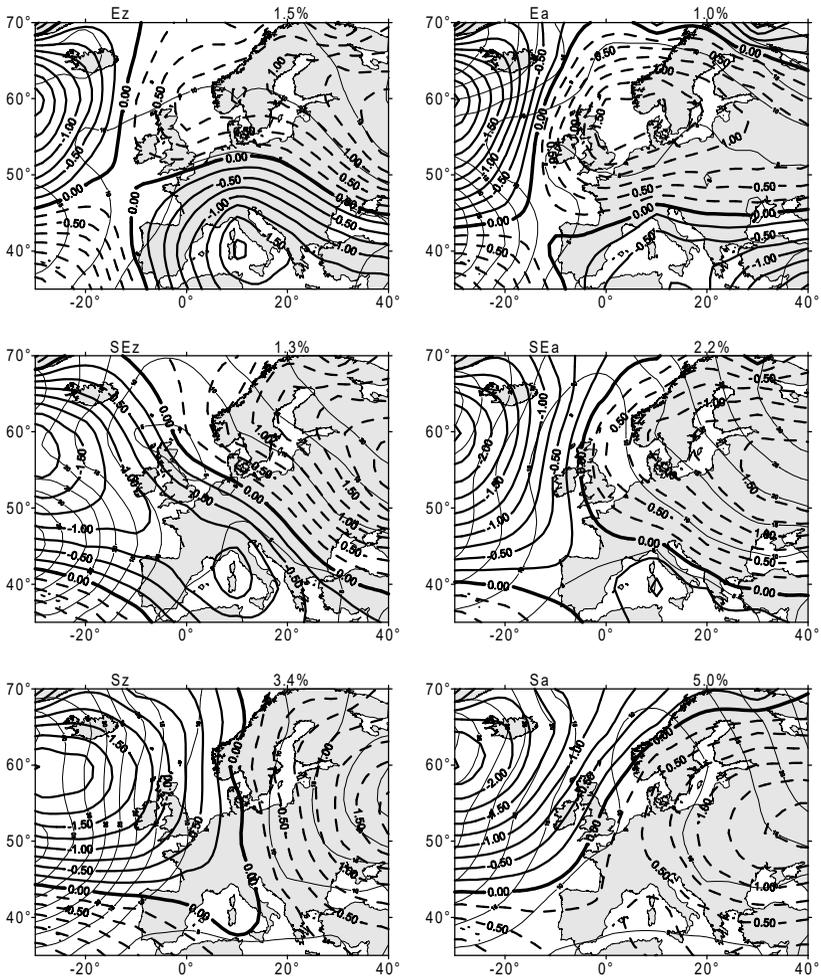


Abbildung A.3: Forts.

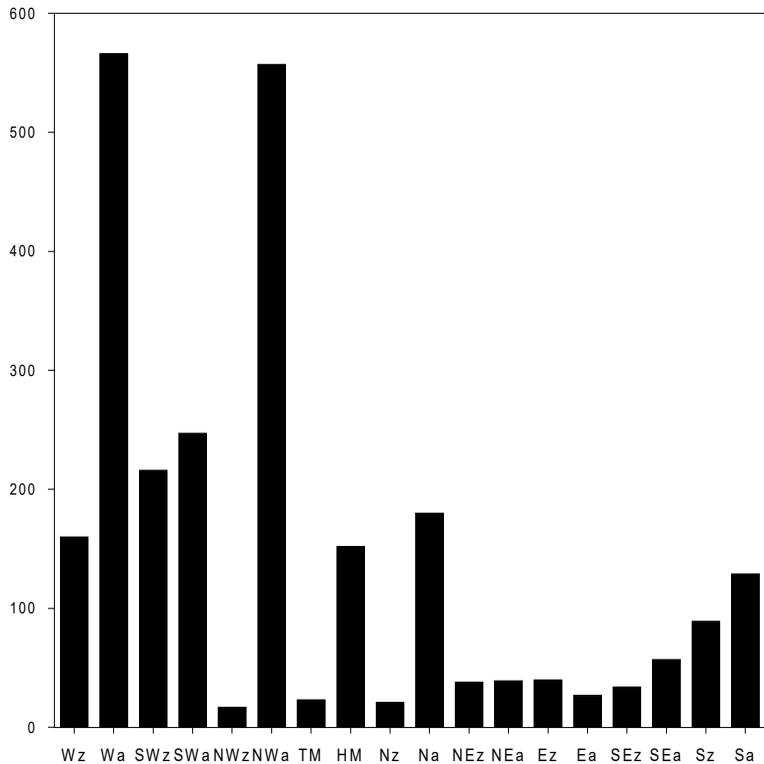


Abbildung A.4: Absolute Häufigkeiten der 18 Großwettertypen im Zeitraum 1780-1995.

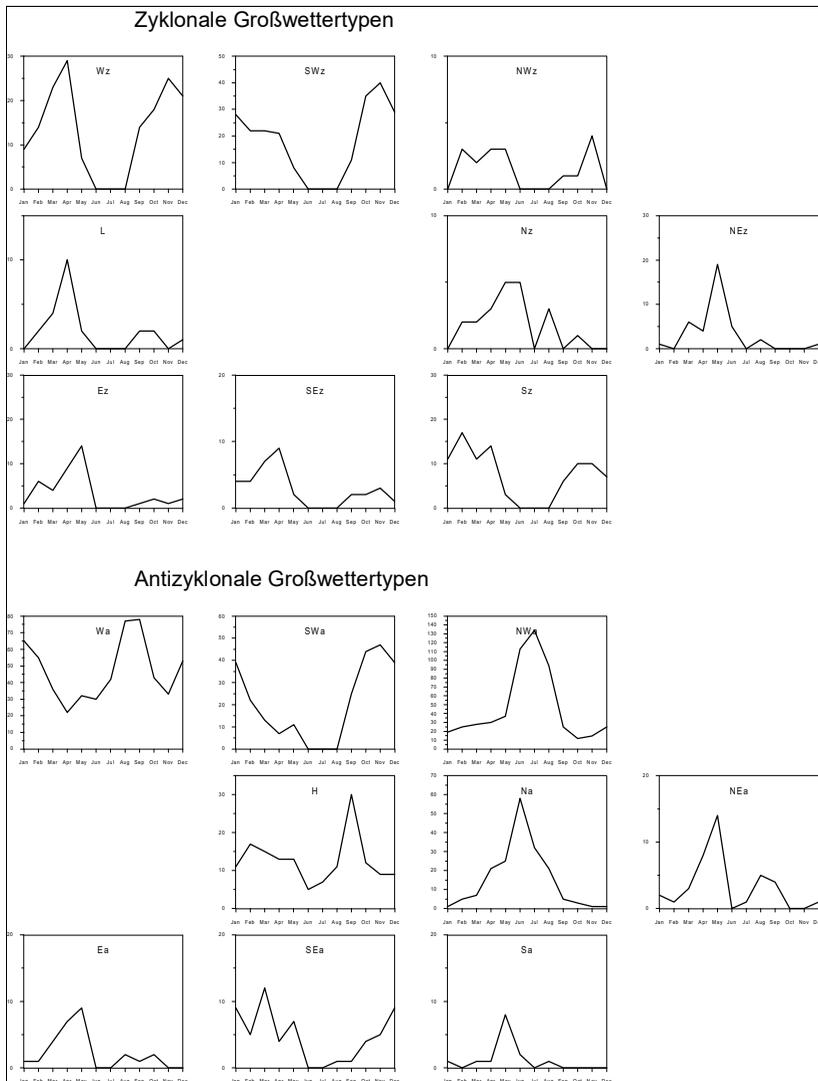


Abbildung A.5: Monatliche Häufigkeiten der 18 Großwettertypen im Zeitraum 1780-1995.

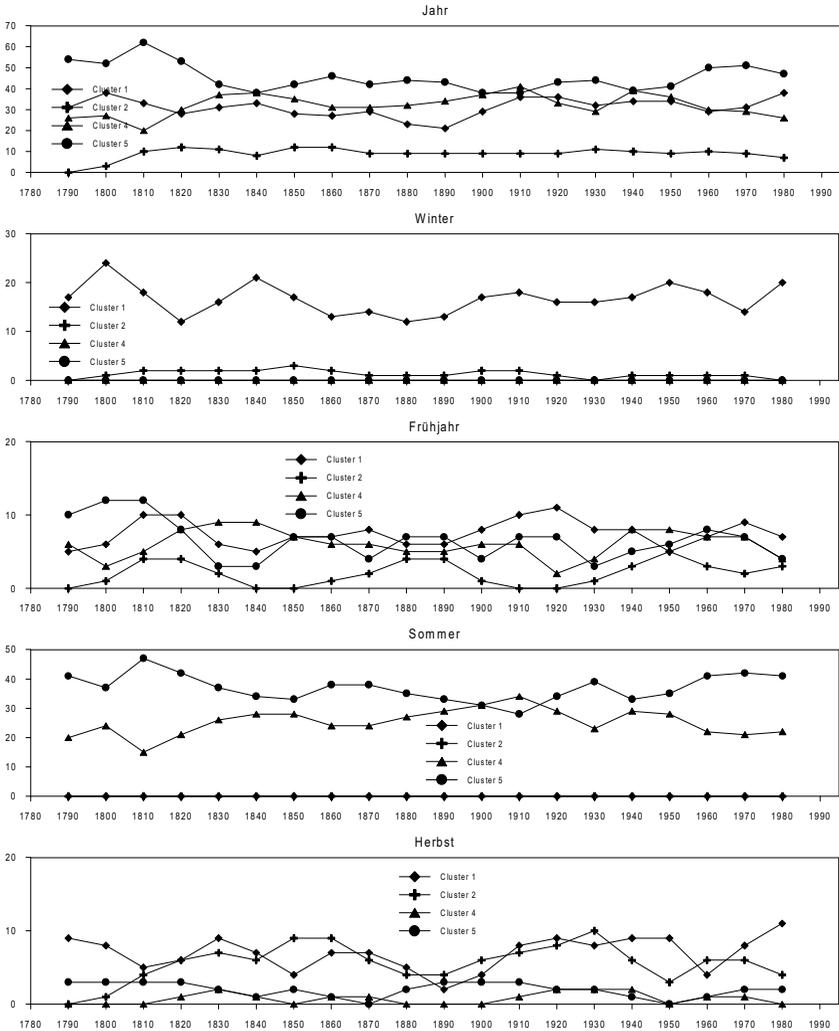


Abbildung A.6: Jährliche und jahreszeitliche Auftrittshäufigkeiten der einzelnen Clustertypen ermittelt für 21-jährige Zeiträume mit 10-jähriger Überlappung. Zonale Cluster.

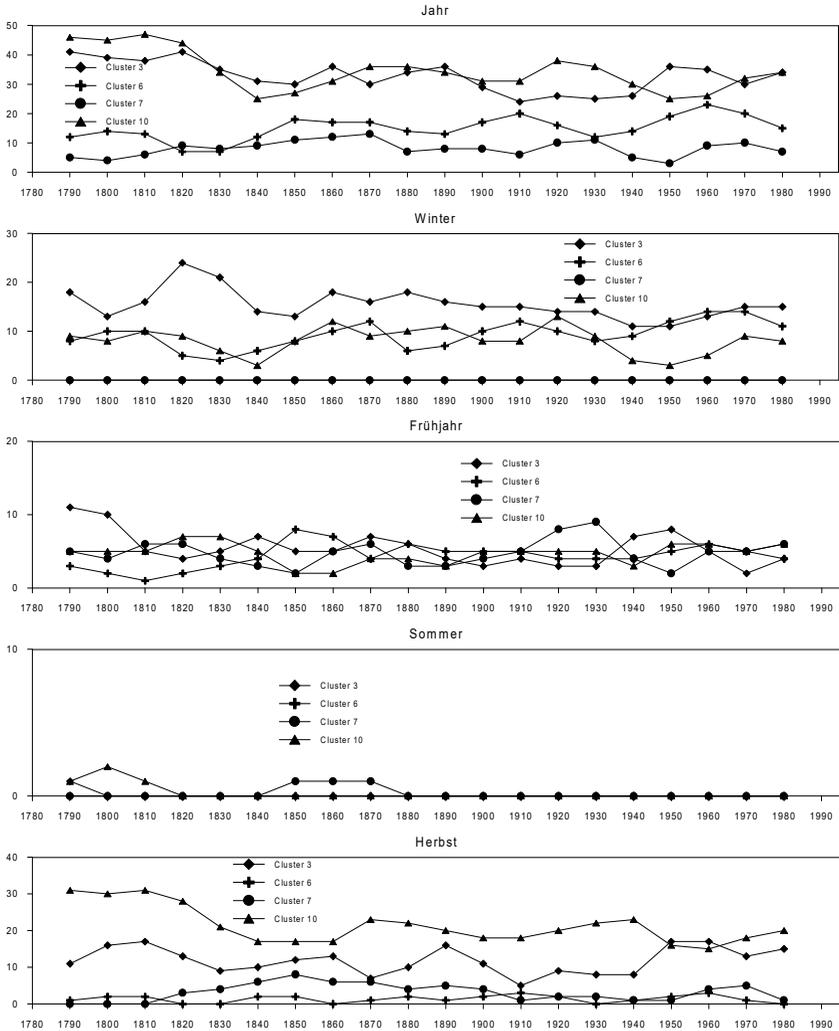
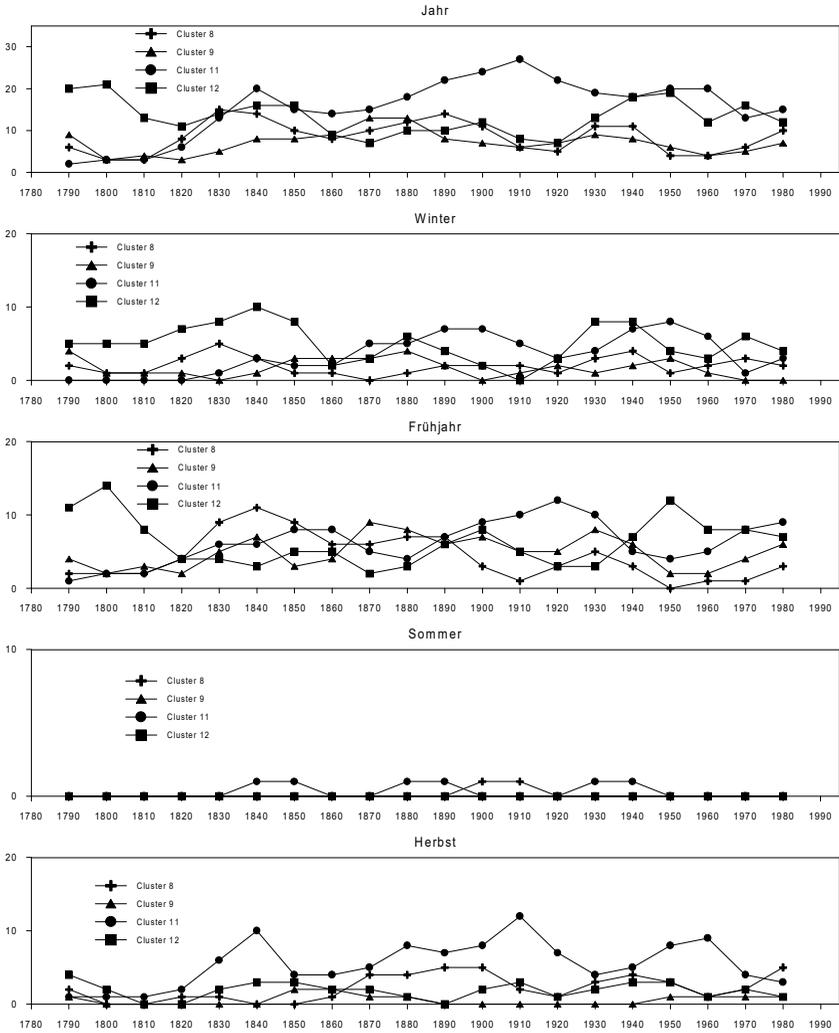


Abbildung A.6: Forts.
Gemischte Cluster.



**Abbildung A.6: Forts.
Meridionale Cluster.**

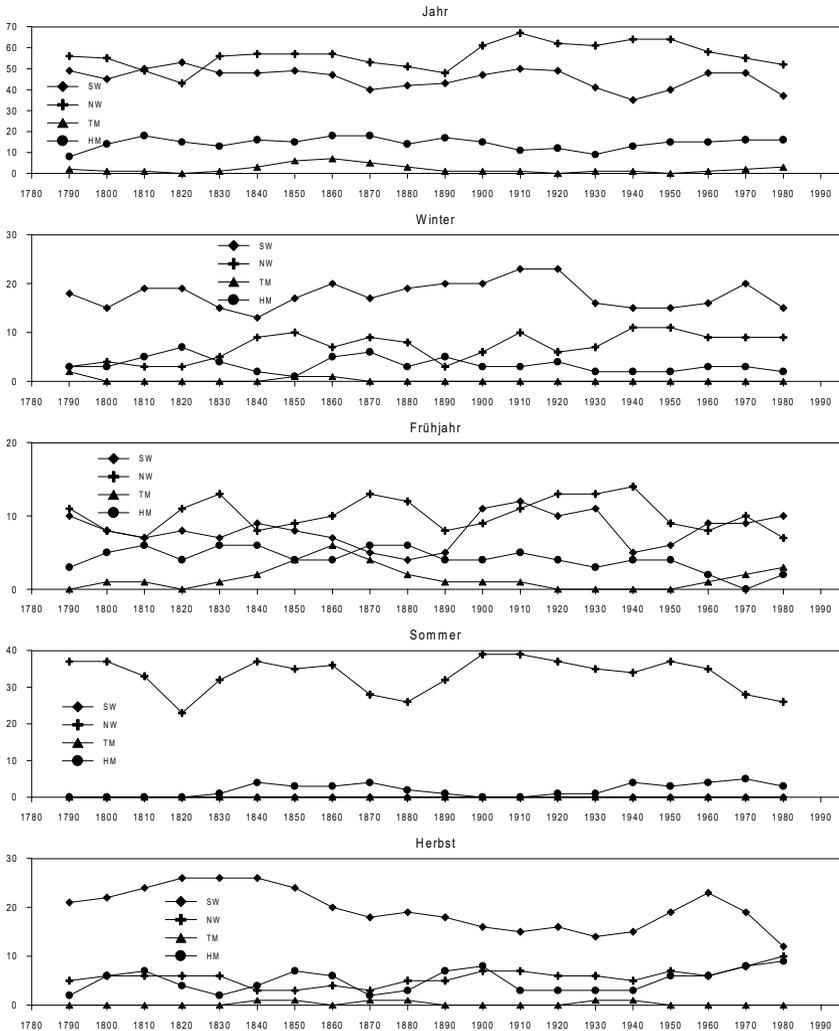
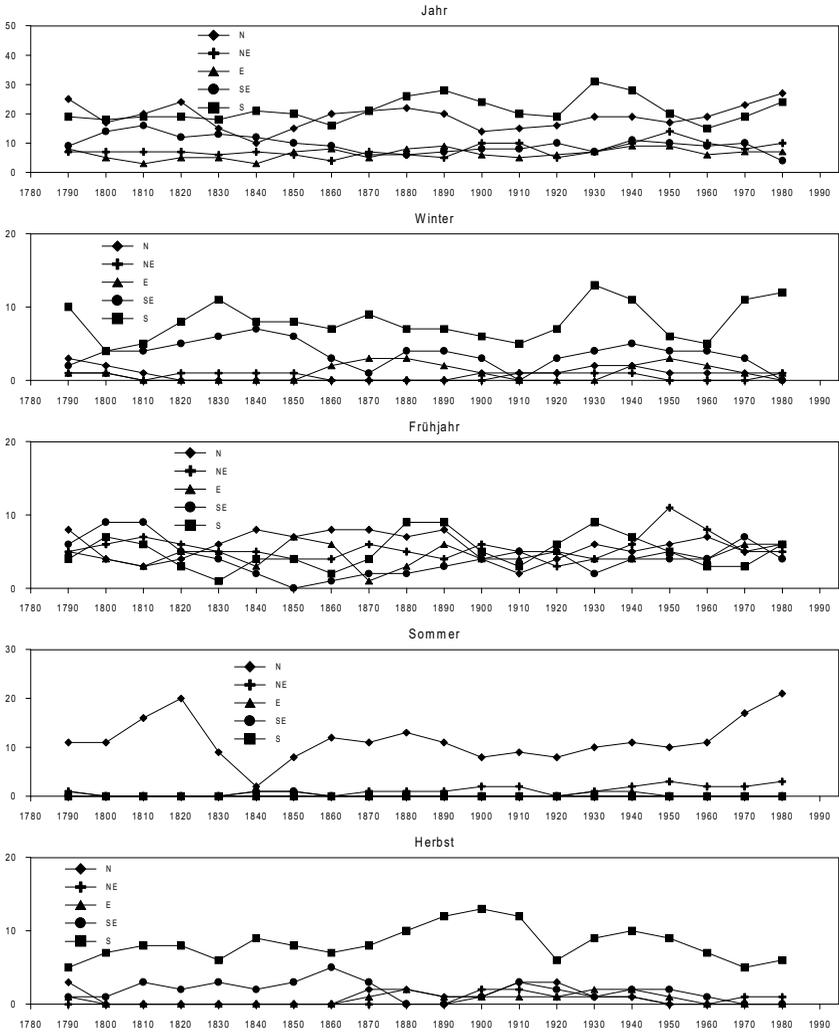


Abbildung A.7: Jährliche und jahreszeitliche Auftretshäufigkeiten der einzelnen Großwettertypen ermittelt für 21-jährige Zeiträume mit 10-jähriger Überlappung. Gemischte Großwettertypen.



**Abbildung A.7: Forts.
Meridionale Großwettertypen.**

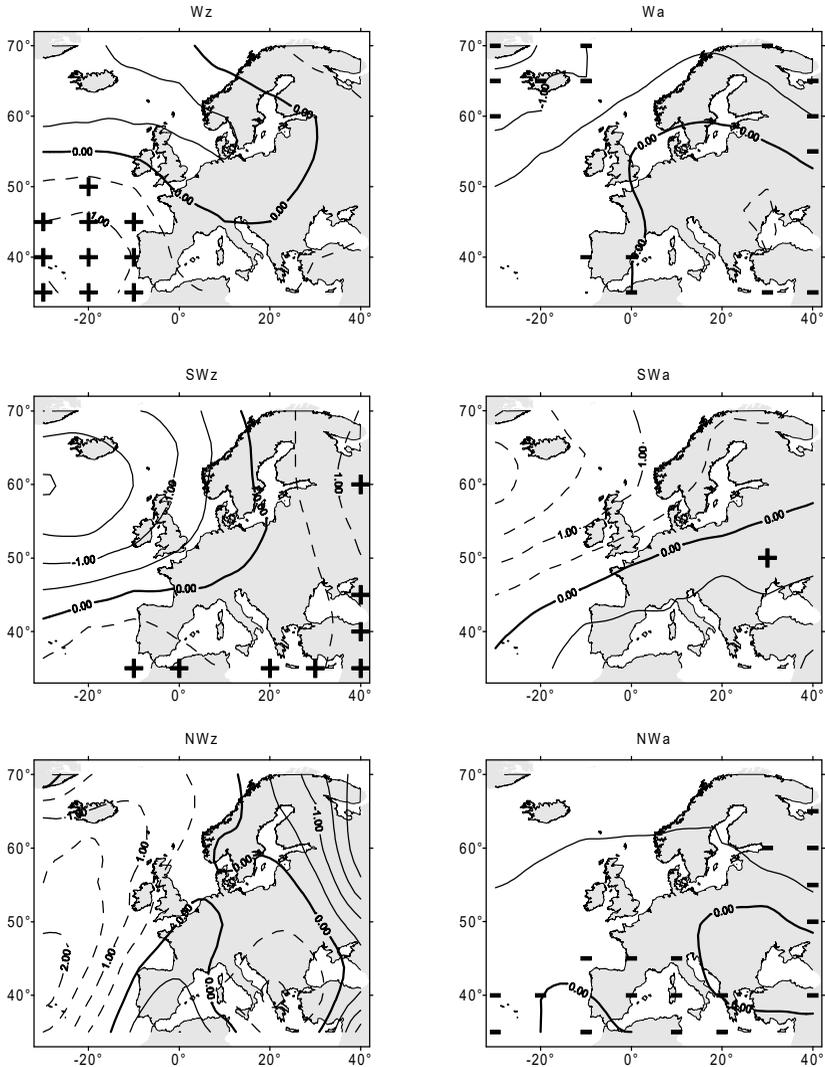


Abbildung A.8: Luftdruckdifferenzmuster (MIP-EIP) der 18 Großwettertypen. Gitterpunkte mit signifikant (90% Sicherheitswahrscheinlichkeit) höheren/niedrigeren Luftdruckmittelwerten in der MIP sind mit +/- gekennzeichnet.

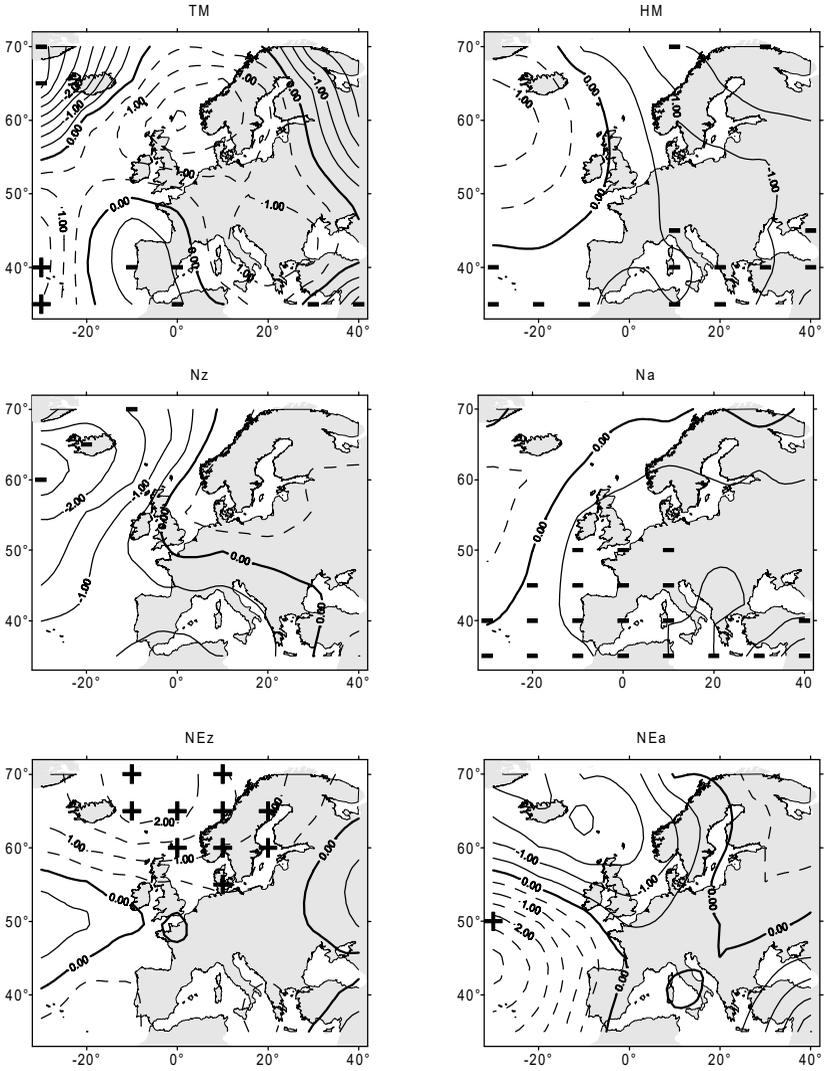


Abbildung A.8: Forts.

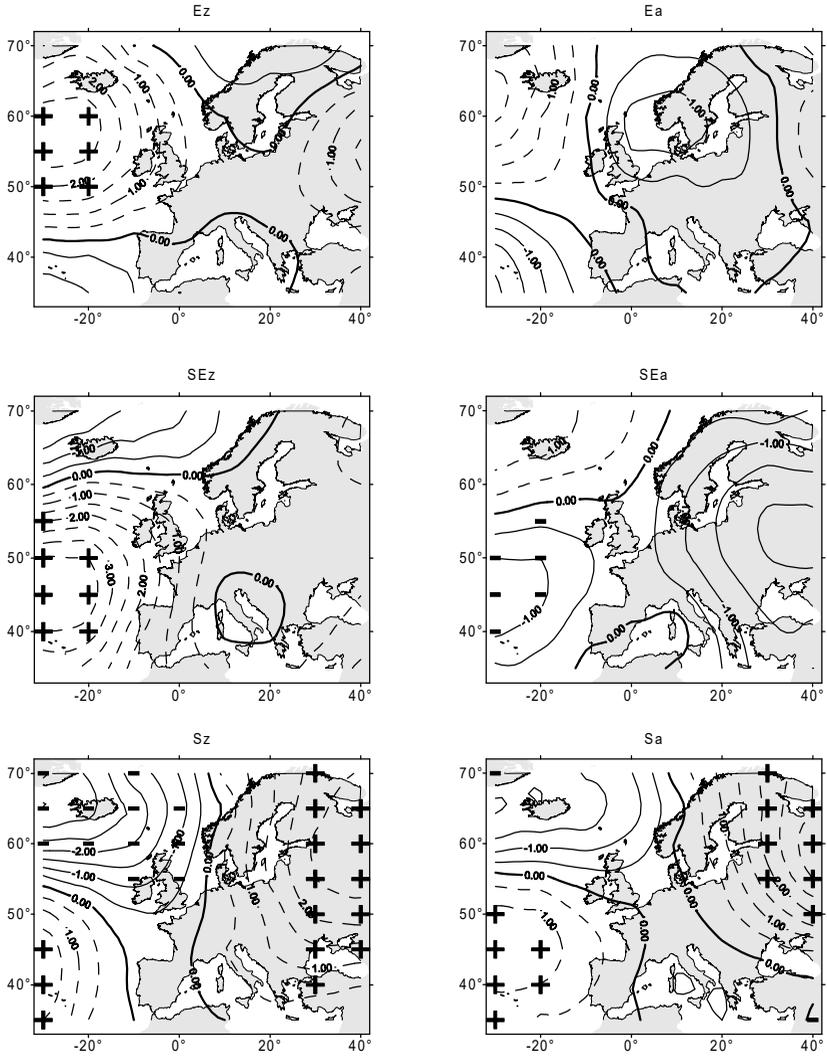


Abbildung A.8: Forts.

Tabellenanhang

Tabelle A.1: Verfügbare Temperaturzeitreihen für den Zeitraum 1780-1995.

Nr.	Station	y	x	z	Zeitraum
1	Aachen	50.8	6.2	202	1833-1893, 1919-1995
2	Arnsberg	51.4	8.1	212	1817-1851, 1914-1938, 1946-1995
3	Arnstadt	50.8	11.0	898	1823-1867
4	Arys	53.8	22.1	450	1830-1865
5	Augsburg	48.4	10.9	461	1813-1837, 1850-1862, 1866-1877, 1914-1995
6	Bamberg	49.9	10.9	239	1825-1857, 1914-1995
7	Basel	47.6	7.6	318	1755-1994
8	Bayreuth	50.0	11.6	320	1814-1832, 1833-1834 , 1851-1930, 1931-1944, 1947-1995
9	Bendorf	50.4	7.6	127	1818-1831
10	Berlin-Dahlem	52.5	13.3	51	1769-1994, 1995-1995
11	Berlin-Tempelhof	52.5	13.3	50	1728-1990, 1991-1995
12	Bochum	51.5	7.2	77	1820-1851, 1912-1994
13	Braunschweig	52.3	10.5	81	1824-1825 , 1826-1855, 1914-1995
14	Bremen	53.1	8.1	3	1803-1813 , 1829-1994, 1995-1995
15	Breslau	51.1	16.9	116	1791-1858 , 1859-1990, <i>1991-1993</i>
16	Budapest	47.5	19.1	118	1780-1990, <i>1991-1993</i>
17	Chalons	49.0	4.4	89	1806-1848
18	Danzig	54.4	18.6	135	1807-1838, 1849-1852 , 1853-1868, 1951-1987, <i>1991-1992</i>
19	De Bilt	52.1	5.2	2	1706-1988, <i>1989-1993</i>
20	Dresden	51.1	13.7	230	1828-1994, 1995-1995
21	Elblag	54.1	19.3	40	1829-1842, <i>1988-1993</i>
22	Erfurt	51.0	11.0	315	1781-1788, 1819-1823 , 1848-1939, 1946-1995
23	Frankfurt/M.	50.1	8.7	109	1757-1785, 1826-1994
24	Frankfurt/O.	52.3	14.6	48	1848-1868, 1914-1944, 1947-1984
25	Genf	46.3	6.1	416	1753-1990
26	Görlitz	51.2	15.0	237	1837-1868, 1914-1944, 1947-1950 , 1951-1990, 1991-1995
27	Gütersloh	51.9	8.4	72	<u>1835-1996</u>
28	Hamburg	53.4	10.0	16	1851-1994, 1995-1995
29	Hannover	52.5	9.7	56	1856-1930, 1931-1944, 1946-1950 , 1951-1991, 1992-1995
30	Hohenfurth	48.6	15.3		1817-1843
31	Hohenpeissenberg	47.8	11.0	977	1781-1994, 1995-1995
32	Innsbruck	47.3	11.4	581	1777-1990, 1991-1993
33	Jena	50.9	11.6	155	1770-1800, 1820-1990, 1991-1993
34	Kaliningrad	54.4	20.4	27	1848-1944, 1951-1970
35	Karlsruhe	49.1	8.4	112	1779-1784, 1799-1994, 1995-1995
36	Kiel	54.3	10.1	4	1849-1926, 1934-1944, 1946-1952, 1955-1995
37	Köthen	51.8	12.0		1823-1847, 1956-1966
38	Kopenhagen	55.7	12.6	9	1768-1778, 1782-1788, 1798-1990, <i>1991-1993</i>
39	Koszalin	54.1	16.1	32	1848-1930, 1951-1970
40	Krakau	50.1	20.0	237	1825-1900, 1951-1990, <i>1991-1993</i>
41	Kremsmünster	48.1	14.1	382	1767-1795, 1796-1991
42	Langen	50.0	8.4	125	1830-1930
43	Leipzig	51.4	12.2	137	1785-1785, 1809-1811, 1821-1822, 1824-1827, 1829-1839 , 1840-1935, 1936-1944, 1951-1993, 1994-1995
44	Leobschütz	50.2	17.8	357	1805-1849
45	Lille	50.3	3.1	52	1851-1897
46	Lübeck	53.8	10.7	15	1840-1851, 1914-1995

47	Lvov	49.5	23.6	325	1824-1841, 1850-1857, 1882-1894, 1910-1990, <i>1991-1993</i>
48	München-Riem	48.1	11.5	529	1781-1994, 1995-1995
49	Neurode	50.5	16.5	237	1823-1843
50	Nürnberg	49.5	11.1	319	1830-1850 , <i>1891-1994</i> , 1995-1995
51	Nysa	50.3	17.3	581	1823-1851, 1935-1944
52	Paris	48.9	2.3	66	1764-1990, <i>1991-1993</i>
53	Prag	50.1	14.3	380	1771-1939, 1951-1990, <i>1991-1993</i>
54	Regensburg	49.1	12.1	366	1773-1842 , 1914-1944 , 1947-1995
55	Rostock	54.1	12.1	20	1832-1868, 1914-1938 , 1952-1966
56	Saint Bernard	45.9	7.2	2070	1818-1868
57	Schossl	50.5	13.5		1838-1865
58	Stettin	53.2	14.4	1	1836-1868, 1914-1938 , 1951-1990, <i>1991-1993</i>
59	Stralsund	54.3	13.1		1828-1852
60	Strassburg	48.6	7.6	153	1801-1805, <i>1806-1994</i>
61	Stuttgart	48.8	9.2	314	1792-1844 , <i>1845-1930</i> , 1931-1944 , 1946-1960 , 1961-1990, 1991-1995
62	Sylt	54.9	8.3	26	1830-1863, 1914-1995
63	Tetschen	50.8	14.2	288	1828-1842
64	Tilsit	55.1	21.8		1819-1930, 1931-1938 , 1942-1944
65	Torgau	51.6	13.0	80	1848-1868, 1914-1938 , 1947-1990
66	Trier	49.8	6.7	144	1788-1801 , 1806-1816 , 1849-1863 , 1914-1937 , <i>1938-1970</i> , 1971-1995
67	Uccle	50.8	4.4	104	1833-1990, <i>1991-1993</i>
68	Wahnsdorf	51.1	13.7	231	1812-1837, 1849-1868, 1934-1944 , 1947-1950 , 1951-1874
69	Warschau	52.2	21.0	106	<i>1779-1990</i> , <i>1991-1993</i>
70	Wien	48.3	16.4	203	1775-1988, <i>1989-1993</i>
71	Wilten	47.3	11.4	184	1829-1858
72	Würzburg	49.8	10.0	259	1781-1788 , 1804-1994, 1995-1995

Datenquellen:

normal - World Climate Disc (1992): Global climate change data.- Climatic Research Unit, University of East Anglia.

kursiv - WMSC Data-Set (1995): World Monthly Station Climatology.- National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder, Colorado.

unterstrichen - SCHÖNWIESE, C.-D. & J. RAPP (1997): Climate trend atlas of Europe based on observations 1881-1990.- Dordrecht (Kluwer).

fett - Im Rahmen des ADVICE-Projekts kompiliert von der Arbeitsgruppe Klimaforschung am Geographischen Institut der Universität Würzburg.

Tabelle A.2: Verfügbare Niederschlagszeitreihen für den Zeitraum 1780-1995.

Nr.	Station	y	x	z	Zeitraum
1	Aachen	50.8	6.2	202	1843-1851, 1861-1890, 1911-1911, 1919-1944, 1946-1995
2	Augsburg	48.4	10.9	461	1812-1836, 1848-1988, 1989-1995
3	Bayreuth	50.0	11.6	320	1814-1834, 1851-1890, 1891-1990, 1991-1995
4	Bendorf	50.4	7.6	127	1818-1840, 1860-1868, 1952-1995
5	Berlin-Dahlem	52.5	13.3	51	1848-1994, 1995-1995
6	Besancon	47.2	5.6	309	18445-1973
7	Braunschweig	52.3	10.5	81	1828-1853, 1869-1872, 1881-1890, 1914-1945, 1946-1988, 1989-1995
8	Bremen	53.1	8.1	3	1830-1994, 1995-1995
9	Budapest	47.5	19.1	118	1841-1991, <i>1992-1993</i>
10	Butzweilerhof	51.0	6.5	48	1848-1975
11	De Bilt	52.1	5.2	2	1849-1990, 1991-1993
12	De Kooy	52.6	4.5	4	1844-1991, <i>1992-1993</i>
13	Dijon	47.2	5.1	222	1831-1991, <i>1992-1993</i>
14	Emden	53.2	7.1	5	1851-1991, <i>1992-1993, 1994-1995</i>
15	Erfurt	51.0	11.0	315	1819-1823, 1827-1994, 1995-1995
16	Frankfurt/M.	50.1	8.7	109	1826-1994, 1995-1995
17	Frankfurt/O.	52.3	14.6	48	1848-1990, 1991-1993
18	Friedrichshafen	47.7	9.5	407	1826-1976, 1977-1980
19	Genf	46.3	6.1	416	1826-1991, <i>1992-1993</i>
20	Görlitz	51.2	15.0	237	1848-1991, 1992-1995
21	Grenoble	45.2	5.8	212	1845-1973
22	Groningen	53.2	6.6	2	1840-1977
23	Gütersloh	51.9	8.4	72	1837-1988, 1989-1995
24	Halle	51.4	12.0	111	1851-1988, 1989-1993
25	Hamburg	53.4	10.0	16	1853-1994, 1995-1995
26	Hannover	52.5	9.7	56	1856-1991, 1992-1995
27	Hoofddorp	52.2	4.4	4	1735-1973
28	Innsbruck	47.3	11.4	581	1856-1991, <i>1992-1993</i>
29	Jena	50.9	11.6	155	1827-1973, 1991-1993
30	Kaliningrad	54.4	20.4	27	1848-1986
31	Kalkar	51.5	6.2	25	1849-1976
32	Karlsruhe	49.1	8.4	112	1779-1785, 1801-1825, 1832-1994, 1995-1995
33	Kiel	54.3	10.1	4	1851-1974, 1975-1995
34	Klagenfurt	46.7	14.3	448	1813-1990, <i>1991-1993</i>
35	Kopenhagen	55.7	12.6	9	1821-1991, <i>1992-1993</i>
36	Kremsmünster	48.1	14.1	382	1820-1980, 1981-1990
37	Langen	50.0	8.4	125	1849-1890, 1914-1933, 1948-1993
38	Lille	50.3	3.1	52	1784-1991
39	Lingelbach	50.8	9.4	382	1851-1974, 1975-1993
40	Lübeck	53.8	10.7	15	1840-1994, 1995-1995
41	Lund	55.7	13.2	73	1748-1990
42	Luxembourg	49.4	6.1	334	1841-1841, 1854-1991, 1992-1993
43	Mergentheim	49.2	9.8	203	1849-1988, 1989-1993
44	Metz	49.1	2.6	190	1779-1786, 1825-1885, 1956-1988
45	Montbard	47.6	4.3	247	1831-1973
46	Montdidier	49.7	2.6	90	1784-1869
47	München-Riem	48.1	11.5	529	1848-1994, 1995-1995
48	Münster	52.0	7.6	64	1819-1832, 1853-1975, 1976-1995
49	Nancy	48.7	6.2	225	1811-1819, 1841-1991, <i>1992-1993</i>
50	Paris	48.9	2.3	66	1770-1991, <i>1992-1993</i>

51	Pouilly	47.3	4.5	390	1831-1973
52	Prag	50.1	14.3	380	1805-1991, <i>1992-1993</i>
53	Regensburg	49.1	12.1	366	1781-1791, 1800-1843 , 1861-1988, 1989-1995
54	Strassburg	48.6	7.6	153	1802-1991, <i>1992-1993</i>
55	Stuttgart	48.8	9.2	314	1807-1812, 1824-1994, 1995-1995
56	Torgau	51.6	13.0	80	1848-1977, 1978-1995
57	Trier	49.8	6.7	265	1806-1830, 1849-1988, 1989-1995
58	Uccle	50.8	4.4	104	1833-1991, 1992-1993
59	Wahnsdorf	51.1	13.7	231	<u>1828-1990</u> , 1991-1995
60	Warschau	52.2	21.0	106	1803-1991, <i>1992-1993</i>
61	Wien	48.3	16.4	203	1851-1990, <i>1991-1993</i>
62	Zürich	47.4	8.6	556	1708-1753, 1837-1852, 1858-1991, <i>1992-1993</i>

Datenquellen:

normal - World Climate Disc (1992): Global climate change data.- Climatic Research Unit, University of East Anglia.

kursiv - WMSC Data-Set (1995): World Monthly Station Climatology.- National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder, Colorado.

unterstrichen - SCHÖNWIESE, C.-D. & J. RAPP (1997): Climate trend atlas of Europe based on observations 1881-1990.- Dordrecht (Kluwer).

fett - Im Rahmen des ADVICE-Projekts kompiliert von der Arbeitsgruppe Klimaforschung am Geographischen Institut der Universität Würzburg.

Tabelle A.3: Identifizierte und homogenisierte Inhomogenitäten der mitteleuropäischen Temperaturreihen mit Eintrittsjahr (BY) und monatlichen Korrekturfaktoren.

Station	BY	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
Aachen	1837	3.07E+00	2.55E+00	2.43E+00	4.20E-01	1.44E+00	1.39E+00	1.19E+00	1.22E+00	5.66E-01	1.84E+00	3.07E+00	3.33E+00
Aachen	1855	-3.79E-01	2.40E-01	3.70E-01	2.44E-01	3.99E-01	8.50E-03	4.49E-01	3.54E-01	2.33E-01	6.69E-01	7.60E-02	3.98E-01
Aachen	1893	-1.12E+00	-9.79E-01	-6.27E-01	-7.61E-01	-6.21E-01	-6.82E-01	-2.91E-01	-5.80E-01	-2.62E-01	-2.86E-01	-6.44E-01	-6.67E-01
Aachen	1975	-2.34E-01	9.50E-03	1.48E-01	2.01E-01	2.51E-01	2.59E-01	5.69E-01	3.44E-01	3.12E-01	4.80E-01	5.60E-01	3.09E-01
Amberg	1821	-3.45E+00	-3.12E+00	-3.54E+00	-4.44E+00	-4.22E+00	-4.70E+00	-4.79E+00	-5.35E+00	-5.52E+00	-4.79E+00	-4.41E+00	-3.73E+00
Amberg	1835	-2.30E+00	-3.48E+00	-3.17E+00	-3.33E+00	-2.97E+00	-3.16E+00	-2.62E+00	-3.50E+00	-3.18E+00	-3.03E+00	-2.13E+00	-1.92E+00
Amberg	1851	-1.42E+00	-2.00E+00	-2.28E+00	-3.27E+00	-3.16E+00	-2.87E+00	-2.43E+00	-2.85E+00	-2.89E+00	-2.31E+00	-1.78E+00	-1.09E+00
Amberg	1964	-4.38E-01	-8.11E-01	-5.85E-01	-4.52E-01	-3.87E-01	-2.80E-01	-3.03E-01	-6.36E-01	-5.26E-01	-3.79E-01	-3.35E-01	-3.58E-01
Augsburg	1829	2.72E-01	1.21E-01	6.06E-01	4.10E-01	1.27E-01	1.79E-01	-3.01E-01	-2.38E-01	-2.83E-01	4.19E-02	-3.46E-02	-2.46E-01
Augsburg	1877	9.28E-01	1.03E+00	6.07E-01	1.62E-01	1.68E-01	5.95E-01	4.96E-01	1.81E-01	3.33E-02	3.07E-01	4.25E-01	8.17E-01
Bamberg	1855	-1.83E+00	-1.70E+00	-1.37E+00	-7.53E-01	-8.18E-01	-7.47E-01	-8.53E-01	-9.73E-01	-9.88E-01	-8.31E-01	-2.07E+00	-1.70E+00
Basel	1827	-1.62E-01	7.21E-01	1.09E+00	9.66E-01	1.26E+00	1.18E+00	1.41E+00	1.24E+00	1.49E+00	1.04E+00	3.47E-01	3.59E-02
Basel	1939	5.60E-01	8.01E-01	7.62E-01	2.95E-01	2.31E-01	2.18E-01	4.45E-01	4.01E-01	7.03E-01	7.29E-01	4.23E-01	6.95E-01
Bayreuth	1823	-9.82E-01	-6.74E-01	-5.17E-01	-4.11E-01	-5.33E-01	-5.56E-01	-5.49E-01	-4.36E-01	-9.52E-02	-4.97E-01	-7.17E-01	-9.18E-01
Berlin Dahlem	1798	-8.81E-01	-3.78E-01	3.59E-01	4.83E-01	1.12E+00	-1.21E+02	-1.99E-01	-1.78E-01	-2.64E-01	-2.53E-01	-3.54E-01	-1.89E-01
Berlin Dahlem	1816	6.16E-01	4.71E-01	7.54E-01	5.67E-01	9.33E-01	8.49E-01	3.32E-01	-1.61E-01	-5.53E-02	4.82E-01	4.20E-01	3.62E-01
Berlin Dahlem	1867	-1.49E-01	-3.58E-01	-2.57E-01	-1.17E-01	1.11E-01	-2.62E-01	-3.60E-01	4.88E-01	-6.87E-01	-5.54E-01	-2.09E-01	-1.21E-01
Berlin Dahlem	1930	-7.43E-01	-6.43E-01	-7.48E-01	-5.82E-01	-6.00E-01	-6.94E-01	-9.77E-01	-1.07E+00	-1.20E+00	-8.76E-01	-6.04E-01	-5.36E-01
Berlin Tempelhof	1825	1.20E-01	1.24E-01	6.44E-01	1.07E+00	1.51E+00	1.10E+00	1.01E+00	9.70E-01	8.23E-01	9.47E-01	4.55E-01	2.54E-01
Berlin Tempelhof	1867	5.91E-02	-2.87E-01	-8.72E-02	4.09E-01	5.40E-01	2.16E-01	2.16E-01	2.87E-01	1.23E-01	-6.92E-02	1.88E-02	-5.41E-01

Berlin/Tempelhof	1907	-5.11E-01	-2.23E-01	-2.92E-01	-2.62E-01	-3.28E-01	-2.59E-01	-4.23E-01	-2.58E-01	-3.34E-01	-4.11E-01
Berlin/Tempelhof	1950	1.84E-01	1.92E-01	3.00E-01	3.76E-01	4.42E-01	7.36E-01	4.42E-01	6.34E-01	6.92E-01	4.90E-01
Böckum	1834	1.11E+00	1.11E+00	1.80E+00	2.67E+00	2.38E+00	1.63E+00	2.80E+00	1.65E+00	8.30E-01	6.75E-01
Böckum	1939	3.12E-01	2.13E-01	4.40E-01	9.22E-01	8.36E-01	5.88E-01	4.88E-01	6.39E-01	6.83E-01	4.10E-01
Braunschweig	1914	-2.57E-01	-9.75E-01	4.10E-01	-5.37E-01	-2.22E-01	-6.50E-01	-8.33E-01	-6.62E-01	-6.37E-01	-2.67E-01
Bremen	1899	-4.34E-01	-6.77E-01	4.37E-01	8.88E-02	1.56E-01	-3.32E-02	-1.54E-01	-3.23E-01	-2.69E-01	-2.38E-02
Bremen	1978	-6.47E-01	-6.33E-01	-4.52E-01	-2.50E-01	-4.17E-01	-5.95E-01	-6.24E-01	-6.03E-01	-6.03E-01	-3.21E-01
Breslau	1824	-2.95E-01	-2.13E-02	5.83E-01	9.56E-01	1.10E+00	7.50E-01	6.65E-01	3.12E-01	1.42E-01	-4.50E-02
Breslau	1832	1.95E+00	2.06E+00	2.03E+00	2.23E+00	2.42E+00	1.50E+00	1.89E+00	1.07E+00	1.77E+00	1.72E+00
Breslau	1876	-2.28E-01	7.70E-02	-1.06E-01	1.44E-01	-1.14E-01	-3.13E-01	-3.44E-01	-4.76E-01	-3.42E-01	1.03E-01
Breslau	1926	-8.44E-01	-5.52E-01	-7.08E-01	-5.37E-01	-6.24E-01	-5.45E-01	-7.97E-01	-8.48E-01	-9.32E-01	-1.91E-01
Danzig	1835	-5.95E-01	-9.17E-01	1.76E-01	6.03E-01	1.62E+00	1.69E+00	1.42E+00	1.39E+00	1.21E+00	1.08E+00
Danzig	1864	-4.44E-01	-1.07E+00	-5.35E-01	-8.37E-01	-2.69E-01	-2.42E-01	-3.25E-01	-8.76E-03	-5.08E-01	-2.33E-01
De Bilt	1810	3.29E-01	1.74E-01	6.84E-01	1.25E+00	1.83E+00	1.52E+00	1.44E+00	1.24E+00	1.08E+00	7.10E-01
De Bilt	1902	-1.50E-01	-2.91E-01	-1.37E-01	1.03E-01	4.68E-02	1.94E-01	2.89E-01	5.41E-02	1.85E-01	1.34E-01
De Bilt	1975	5.58E-02	6.24E-02	2.39E-01	2.72E-01	8.68E-02	2.82E-01	4.10E-01	1.51E-01	4.75E-01	3.15E-01
Dresden	1833	1.07E+00	4.10E-01	1.28E-00	1.19E-00	1.95E+00	1.88E+00	1.80E+00	2.34E+00	1.49E+00	1.73E+00
Dresden	1867	1.71E-01	2.47E-01	4.22E-01	6.33E-01	9.51E-01	1.19E+00	9.99E-01	1.12E+00	7.97E-01	7.35E-01
Dresden	1956	-2.09E-01	2.02E-03	-2.37E-03	1.16E-01	3.20E-01	5.25E-01	4.61E-01	4.92E-01	3.42E-01	2.47E-01
Erfurt	1868	9.69E-01	-1.16E+00	-1.20E+00	-7.95E-01	-8.33E-01	-7.99E-01	-6.19E-01	-6.91E-01	-5.02E-01	-8.55E-01
Erfurt	1954	-1.50E-01	-4.41E-01	-4.98E-01	-3.88E-01	-4.11E-01	-2.30E-01	-6.40E-02	8.13E-03	1.21E-01	-6.48E-02
Frankfurt/Main	1854	6.47E-01	3.50E-01	-1.70E-02	1.26E-01	1.94E-01	5.02E-01	7.08E-01	7.94E-01	3.85E-01	-2.03E-01
Frankfurt/Main	1951	2.47E-01	-4.16E-01	-3.15E-01	-4.03E-01	-5.30E-01	-1.12E-01	2.01E-01	2.82E-01	4.29E-02	-4.52E-01

Frankfurt/Main	1980	-2,61E-01	-8,77E-01	-9,51E-01	-9,48E-01	-8,35E-01	-3,22E-01	-2,23E-01	7,95E-03	-3,18E-01	-4,67E-01	-5,57E-01	-3,68E-01
Genf	1863	4,43E-01	8,23E-01	5,25E-01	7,16E-01	6,47E-01	7,76E-01	1,06E+00	1,11E+00	1,51E+00	1,29E+00	3,43E-01	2,99E-01
Genf	1939	9,32E-01	8,09E-01	4,74E-01	2,45E-01	8,89E-02	2,81E-01	5,33E-01	2,62E-01	7,39E-01	8,60E-01	3,42E-01	1,31E-01
Cöln	1865	-1,60E-01	1,92E-01	1,04E-01	8,16E-02	5,19E-02	2,58E-01	1,46E-01	1,92E-01	3,21E-01	-9,45E-02	2,17E-01	1,65E-01
Cöln	1941	-8,41E-01	-5,55E-01	-4,96E-01	-5,33E-01	-5,86E-01	-6,26E-01	-6,10E-01	-4,64E-01	-5,22E-01	-4,42E-01	-3,51E-01	-4,44E-01
Hamburg	1950	5,26E-01	5,37E-01	5,50E-01	4,94E-01	8,75E-01	7,89E-01	6,15E-01	7,74E-01	5,73E-01	7,11E-01	6,55E-01	3,34E-01
Hannover	1866	-6,09E-01	-1,01E+00	-5,44E-01	5,91E-02	-1,44E-01	-2,84E-01	-7,28E-02	-2,19E-01	-5,63E-01	-3,64E-01	-2,66E-01	-7,06E-01
Hannover	1878	-1,39E+00	-1,43E+00	-8,38E-01	-5,23E-01	-2,73E-01	-5,30E-01	-5,62E-01	-5,46E-01	-6,55E-01	-7,80E-01	-9,99E-01	-1,05E+00
Hannover	1935	-4,00E-01	-6,42E-01	-3,61E-01	-5,00E-02	-4,46E-02	-6,87E-02	8,48E-02	-2,25E-02	-1,69E-01	-2,96E-01	-1,92E-01	-2,88E-01
Hannover	1979	1,41E-01	1,63E-01	2,99E-01	3,15E-01	2,74E-01	1,78E-01	3,31E-01	2,56E-01	2,94E-01	2,04E-01	5,02E-02	2,66E-01
Jena	1790	9,63E-02	8,36E-02	9,97E-01	8,54E-01	9,38E-01	9,63E-01	8,43E-01	6,87E-01	7,45E-01	5,04E-01	5,44E-01	7,11E-01
Jena	1820	-1,07E+00	-1,22E+00	-6,81E-01	-1,07E+00	-7,99E-01	-1,03E+00	-7,55E-01	-4,93E-01	-8,15E-01	-9,60E-01	-8,52E-01	-7,42E-02
Jena	1902	1,02E+00	5,12E-01	5,32E-01	6,10E-01	4,59E-01	5,24E-01	7,00E-01	5,74E-01	5,88E-01	5,21E-01	4,73E-01	6,84E-01
Jena	1956	3,63E-01	2,50E-01	3,34E-01	3,44E-01	3,75E-01	4,97E-01	4,82E-01	3,97E-01	4,65E-01	3,89E-01	3,21E-01	4,69E-01
Kaliningrad	1877	-3,60E-01	4,60E-02	-4,83E-01	1,65E-01	3,31E-01	1,79E-01	4,04E-01	1,88E-01	-1,19E-01	-1,03E-01	-2,83E-01	2,86E-01
Kaliningrad	1939	-8,41E-01	-6,35E-01	-7,76E-01	-8,21E-01	-5,78E-01	-1,72E-01	-1,69E-01	-1,04E-01	-3,78E-01	-3,78E-01	-4,53E-01	-1,05E-01
Karlsruhe	1835	-3,28E-01	3,53E-01	1,12E-00	1,46E-00	1,82E+00	1,69E+00	1,86E+00	1,91E+00	1,64E+00	8,37E-01	3,56E-02	-2,30E-01
Karlsruhe	1951	4,72E-01	6,10E-01	8,30E-01	6,10E-01	6,30E-01	5,02E-01	8,62E-01	7,96E-01	8,26E-01	6,08E-01	2,15E-01	5,63E-01
Kiel	1866	-3,20E-01	-4,05E-01	-5,68E-01	-8,52E-01	-3,36E-01	-4,09E-02	-4,03E-01	-3,49E-01	-3,69E-01	1,68E-02	-1,80E-01	-3,93E-01
Kiel	1926	3,67E-01	6,12E-01	5,15E-01	4,74E-01	6,64E-01	7,06E-01	4,96E-01	5,54E-01	4,97E-01	7,14E-01	6,16E-01	4,71E-01
Kopenhagen	1881	2,56E-01	1,41E+00	1,17E-00	1,36E+00	1,64E+00	1,34E+00	1,02E+00	8,65E-01	6,91E-01	8,47E-01	1,37E+00	5,30E-01
Kopenhagen	1958	2,53E-01	5,62E-01	6,14E-01	5,20E-01	6,69E-01	7,90E-01	1,02E-01	3,78E-01	4,16E-01	5,73E-01	8,76E-01	2,49E-01
Krakau	1836	-8,84E-01	-6,21E-01	-7,23E-01	-3,37E-01	-1,15E+00	-1,98E+00	-1,20E+00	-1,51E+00	-1,72E+00	-8,09E-01	6,01E-02	2,75E-01

Kralau	1876	-2.71E-01	2.92E-01	3.70E-02	2.20E-01	-1.89E-01	-2.62E-01	-2.12E-01	-1.42E-01	-2.90E-01	-5.48E-01	1.35E-01	6.27E-01
Kraľau	1951	-8.52E-01	-2.99E-01	-9.02E-01	-5.64E-01	-9.69E-01	-4.54E-01	-1.01E+00	-7.99E-01	-1.02E+00	-9.45E-01	-1.87E-01	-5.15E-02
Kremsdänstler	1791	-4.94E-01	-1.17E+00	-6.88E-01	5.11E-01	6.13E-02	-4.86E-01	-9.26E-01	-5.74E-01	-3.08E-01	-4.79E-01	-1.06E+00	-1.27E+00
Kremsdänstler	1820	-5.88E-01	9.06E-01	8.39E-01	9.10E-01	6.75E-01	5.70E-01	5.83E-01	5.05E-01	8.46E-01	2.87E-01	-4.00E-01	-2.31E-01
Kremsdänstler	1976	5.54E-01	8.30E-01	5.67E-01	6.19E-01	6.02E-01	8.81E-01	6.51E-01	6.45E-01	6.54E-01	7.91E-02	-4.73E-02	3.41E-01
Langen	1865	-9.14E-01	-6.26E-01	-1.09E+00	-1.09E+00	-9.30E-01	-1.13E+00	-1.48E+00	-1.52E+00	-1.41E+00	-1.05E+00	-1.19E+00	-5.81E-01
Leppzig	1886	1.36E-01	-3.37E-01	-5.02E-03	6.90E-02	-3.93E-02	1.99E-02	3.17E-01	2.85E-01	2.69E-01	2.20E-01	-4.37E-02	-1.01E-01
Leppzig	1954	-3.88E-01	-5.63E-01	-4.70E-01	-5.45E-01	-6.45E-01	-6.46E-01	-4.08E-01	-3.48E-01	-1.83E-01	-1.64E-01	-1.78E-01	-3.43E-01
Lille	1873	5.11E-01	3.86E-01	4.08E-01	1.98E-01	4.33E-01	3.87E-01	1.75E-01	3.14E-01	1.89E-01	1.21E-01	3.45E-01	-1.08E-01
Lübeck	1849	9.34E-01	8.15E-01	1.04E-01	2.17E-01	5.76E-01	3.83E-01	-1.16E-01	-1.21E-01	4.23E-01	-5.00E-02	4.42E-01	-1.19E-01
Lübeck	1942	-1.09E-01	-1.03E-02	8.87E-02	-3.13E-02	8.16E-02	1.08E-01	-3.14E-01	-4.59E-01	-2.47E-01	-6.46E-01	-2.93E-01	-5.90E-01
Lübeck	1984	-5.26E-01	-1.78E-01	-2.05E-01	-2.97E-01	-4.20E-01	-4.29E-01	-5.29E-01	-8.16E-01	-6.71E-01	-9.82E-01	-6.19E-01	-7.01E-01
Lxov	1835	-6.89E-01	-1.07E-01	2.95E-01	1.25E+00	1.53E+00	1.01E+00	1.03E+00	5.64E-01	5.89E-01	3.43E-01	3.87E-01	2.29E-01
Lxov	1951	-3.51E-01	-2.56E-01	-9.90E-01	-3.90E-01	-7.16E-01	-5.63E-01	-9.10E-01	-8.11E-01	-8.14E-01	-6.70E-01	7.02E-02	-2.54E-01
München	1791	-1.77E+00	2.03E+00	4.18E-01	8.43E-01	8.12E-01	9.09E-01	1.03E+00	1.31E+00	1.70E+00	9.41E-01	4.11E-02	-3.49E-01
München	1856	-1.59E+00	8.76E-01	6.49E-02	3.89E-01	1.68E-01	2.51E-01	2.61E-01	7.08E-01	9.72E-01	2.48E-01	-4.00E-01	-3.35E-01
München	1985	1.09E-01	1.78E+00	2.51E-01	7.53E-02	-4.43E-02	1.55E-01	3.68E-02	3.19E-01	5.13E-01	3.44E-01	1.27E-01	5.39E-01
Neurode	1830	-4.73E-01	-2.56E-01	-5.77E-01	-4.67E-01	4.79E-01	-4.86E-01	3.87E-02	3.10E-02	-4.53E-01	-3.68E-01	-1.07E+00	-1.92E+00
Nysa	1833	-8.04E-02	4.01E-01	3.65E-01	7.47E-01	8.74E-01	7.34E-01	9.71E-01	7.85E-01	7.44E-01	8.14E-01	5.74E-01	2.62E-01
Paris	1802	-4.00E-01	2.68E-01	4.56E-01	9.09E-01	1.45E+00	9.91E-01	9.63E-01	7.95E-01	7.51E-01	4.54E-01	-5.47E-02	-7.94E-02
Paris	1850	-5.32E-01	-5.75E-01	-2.98E-01	1.98E-01	3.64E-02	-4.94E-02	1.12E-01	1.60E-02	-7.86E-02	-1.17E-01	-7.12E-01	-2.99E-01
Paris	1920	7.27E-01	4.41E-01	2.53E-01	-1.39E-01	-8.85E-02	2.95E-01	2.05E-01	1.57E-01	4.73E-01	7.70E-01	1.04E-01	6.11E-01
Prag	1786	4.25E-01	8.81E-01	1.01E+00	1.10E+00	1.69E+00	1.07E+00	1.02E+00	8.72E-01	8.44E-01	1.75E-01	-4.07E-02	4.63E-01

Prag	1837	-9,16E-01	2,98E-01	9,72E-02	4,58E-02	-1,32E-01	-2,86E-01	-3,52E-01	-1,04E-01	-2,07E-01	-6,02E-01	-5,16E-01	-4,90E-01
Prag	1933	2,04E-01	1,07E+00	4,69E-01	1,29E-01	-6,93E-02	3,42E-02	-1,21E-01	-1,69E-02	1,33E-01	-1,64E-01	3,83E-01	7,52E-01
Regensburg	1791	-1,45E-01	-3,84E-01	-5,29E-01	-5,41E-01	-5,82E-01	-4,19E-01	5,00E-01	1,98E-01	-2,58E-01	-4,18E-01	1,79E-02	-1,51E-01
Regensburg	1811	-2,79E-01	-1,04E+00	-1,09E+00	-9,21E-01	-1,15E+00	-1,01E+00	-5,99E-01	-7,13E-01	-8,93E-01	-9,73E-01	-5,08E-01	-4,04E-01
Rosock	1914	-3,61E-03	8,41E-03	-1,62E-01	-4,08E-01	2,35E-01	8,12E-02	-1,82E-01	-2,18E-02	-3,28E-01	2,39E-01	1,16E-01	-6,53E-01
Rosock	1938	1,00E+00	4,63E-01	4,83E-01	6,50E-02	8,29E-01	6,95E-01	4,20E-01	3,21E-01	4,75E-01	4,81E-01	7,80E-01	2,60E-01
Saint Bernard	1845	-1,24E+00	-1,12E+00	-1,79E+00	-7,68E-01	-1,07E+00	-7,13E-01	-4,61E-02	-1,14E-01	3,25E-04	-6,70E-01	-1,45E-01	-6,90E-01
Sietin	1980	2,82E-01	1,06E+00	4,03E-01	4,37E-01	5,71E-01	1,20E-01	2,22E-02	3,25E-01	-2,32E-02	2,03E-01	4,86E-01	-1,65E-01
Straasburg	1827	-3,30E-01	-6,31E-02	5,63E-01	1,28E+00	1,26E+00	9,50E-01	1,60E+00	1,19E-00	1,27E+00	5,14E-01	-1,24E-01	-4,69E-01
Straasburg	1953	4,43E-01	6,67E-01	3,88E-01	2,79E-01	1,88E-01	3,53E-01	5,84E-01	4,33E-01	7,51E-01	4,66E-01	3,23E-01	5,31E-01
Stuttgart	1802	-1,02E+00	-1,17E+00	-2,50E-01	-4,09E-01	-3,32E-02	-3,52E-01	-6,39E-01	-4,41E-01	-2,36E-01	-1,02E+00	-1,43E+00	-1,23E+00
Stuttgart	1851	-2,89E-01	-4,23E-01	-6,09E-03	-1,99E-02	-3,35E-01	-4,19E-01	-8,32E-02	2,11E-01	4,62E-01	8,62E-02	-7,73E-01	-3,46E-01
Stuttgart	1937	-6,03E-01	-5,16E-01	-5,39E-01	-1,07E+00	-9,98E-01	-7,59E-01	-5,14E-01	-5,35E-01	-2,53E-01	-3,78E-01	-7,77E-01	-1,93E-01
Stuttgart	1978	3,48E-01	4,41E-01	4,87E-01	3,25E-01	4,72E-01	8,07E-01	9,10E-01	1,01E-00	9,48E-01	7,45E-01	5,74E-01	9,46E-01
Sylt	1916	8,23E-01	6,82E-01	-2,49E-01	-4,00E-01	-3,05E-01	-3,84E-01	-4,74E-01	1,4E-01	7,21E-01	1,22E+00	1,49E+00	1,40E+00
Torgau	1855	-2,12E-01	-2,57E-01	9,49E-02	6,52E-02	-1,77E-02	2,52E-02	-2,14E-01	2,94E-01	2,18E-01	-2,01E-01	-2,64E-02	2,30E-01
Torgau	1938	-6,17E-01	-7,15E-01	-6,98E-01	-5,77E-01	-8,39E-01	-7,48E-01	-6,10E-01	-5,28E-01	-6,43E-01	-5,63E-01	-2,22E-01	-3,79E-01
Trier	1816	-4,13E-01	-6,06E-01	-4,20E-01	-9,27E-01	-1,18E+00	-1,20E+00	-1,23E+00	-1,28E-00	-9,35E-01	-5,60E-01	-1,99E-01	-1,07E-01
Uccle	1869	9,92E-02	2,88E-01	1,17E-01	8,16E-02	4,88E-01	2,13E-02	-1,07E-01	-1,33E-02	-7,35E-02	1,06E-01	-2,59E-01	2,19E-01
Uccle	1911	5,42E-02	1,19E-01	-1,08E-01	-2,15E-01	-1,86E-02	-1,72E-01	-3,64E-01	-5,09E-01	-6,29E-01	-9,48E-02	-3,73E-01	1,71E-01
Uccle	1950	-4,04E-01	-3,07E-01	-4,12E-01	-4,77E-01	-4,18E-01	-6,38E-01	-5,60E-01	-6,63E-01	-8,79E-01	-6,05E-01	-3,33E-01	-4,87E-03
Waimsdorf	1817	-3,51E+00	-3,63E+00	-5,58E+00	-5,73E+00	-5,21E+00	-6,61E+00	-6,65E+00	-6,38E+00	-5,30E+00	-4,23E+00	-3,89E+00	-3,53E+00
Waimsdorf	1837	-1,43E+00	-1,43E+00	-2,99E+00	-4,03E+00	-5,32E+00	-5,63E+00	-5,97E+00	-5,75E+00	-4,79E+00	-3,81E+00	-2,38E+00	-1,93E+00

Wainsdorf	1934	-1,31E+00	-1,11E+00	-1,46E+00	-8,99E-01	-9,04E-01	-9,56E-01	-7,19E-01	-5,64E-01	-7,22E-01	-3,92E-01	-9,34E-01	-8,93E-01
Wasschau	1791	-5,34E-01	1,05E+00	1,51E+00	2,13E+00	2,82E+00	2,46E+00	2,18E+00	1,82E+00	2,05E+00	1,10E+00	-2,81E-01	3,90E-01
Wasschau	1835	-9,66E-02	1,58E-01	9,91E-01	1,07E+00	1,59E+00	1,08E+00	1,18E+00	1,02E+00	7,17E-01	5,66E-01	1,48E-01	3,92E-01
Wien	1841	-1,30E+00	-1,44E-01	-8,02E-02	2,93E-01	-2,35E-02	-3,14E-01	-3,12E-01	-2,24E-01	-1,58E-01	-6,40E-01	-7,87E-01	-6,38E-01
Wien	1949	-3,06E-02	7,13E-01	3,77E-01	6,56E-01	5,35E-01	6,36E-01	5,36E-01	5,80E-01	3,19E-01	-1,37E-01	2,21E-01	3,34E-01
Würzburg	1810	-5,62E-01	1,21E-01	1,04E-01	4,66E-01	7,55E-01	9,34E-02	7,14E-01	8,05E-01	1,16E+00	-3,15E-01	-4,10E-01	-6,54E-01
Würzburg	1868	-4,38E-01	-2,86E-01	-7,82E-02	6,00E-02	2,13E-02	-4,34E-02	9,54E-02	2,27E-01	2,64E-01	-2,91E-02	-4,70E-01	-4,18E-01
Würzburg	1947	-3,53E-01	-4,06E-01	-2,68E-01	-2,53E-01	-4,15E-01	-4,22E-01	-2,04E-01	-7,63E-02	5,66E-02	-1,66E-01	-5,33E-01	-5,01E-01

Tabelle A.4: Identifizierte und homogenisierte Inhomogenitäten der mitteleuropäischen Niederschlagsreihen mit Eintrittsjahr (BY) und monatlichen Korrekturfaktoren.

Station	BY	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oktober	Nov.	Dez.
Aachen	1865	1.08E+00	1.11E+00	1.07E+00	1.41E+00	1.63E+00	1.68E+00	1.43E+00	1.09E+00	1.04E+00	1.22E+00	1.38E+00	9.08E-01
Augsburg	1831	3.25E-01	3.62E-01	3.87E-01	6.01E-01	7.52E-01	6.07E-01	6.72E-01	1.07E+00	7.49E-01	4.23E-01	6.02E-01	5.08E-01
Augsburg	1848	3.08E-01	2.56E-01	3.34E-01	3.69E-01	3.63E-01	5.30E-01	8.06E-01	2.63E-01	3.45E-01	5.37E-01	2.20E-01	2.46E-01
Augsburg	1860	7.33E-01	6.38E-01	5.96E-01	8.64E-01	8.96E-01	8.49E-01	8.49E-01	1.06E+00	1.18E+00	1.18E+00	8.74E-01	8.51E-01
Augsburg	1979	7.02E-01	7.67E-01	6.56E-01	9.32E-01	8.76E-01	9.10E-01	9.10E-01	1.12E+00	9.25E-01	7.83E-01	8.62E-01	7.70E-01
Bayreuth	1834	1.28E+00	9.99E-01	1.02E+00	1.21E+00	1.00E+00	1.34E+00	1.94E+00	1.10E+00	1.18E+00	1.19E+00	1.12E+00	1.34E+00
Bayreuth	1976	1.23E+00	1.06E+00	1.16E+00	1.11E+00	9.49E-01	1.36E+00	1.75E+00	9.10E-01	1.10E+00	1.09E+00	1.10E+00	1.08E+00
Beaufort	1981	9.90E-01	7.64E-01	1.05E+00	1.16E+00	9.55E-01	9.12E-01	1.53E+00	1.24E+00	1.11E+00	1.13E+00	9.98E-01	1.26E+00
Besancon	1883	7.61E-01	8.93E-01	8.93E-01	6.87E-01	5.88E-01	2.43E+00	8.00E-01	7.85E-01	8.73E-01	9.82E-01	8.76E-01	1.03E+00
Besancon	1884	2.50E+00	1.51E+00	1.73E+00	1.01E+00	3.92E-01	2.43E+00	1.81E+00	1.32E+00	9.83E-01	1.21E+00	1.09E+00	1.04E+00
Besancon	1956	1.58E+00	1.29E+00	1.43E+00	7.47E-01	1.43E+00	2.92E+00	7.99E-01	9.33E-01	7.53E-01	9.73E-01	1.21E+00	1.26E+00
Braunschweig	1831	7.88E-01	7.78E-01	8.62E-01	1.26E+00	1.37E+00	8.39E-01	1.42E+00	1.05E+00	1.09E+00	1.37E+00	9.95E-01	1.00E+00
Braunschweig	1853	7.06E-01	5.68E-01	7.76E-01	6.51E-01	8.14E-01	7.03E-01	8.16E-01	8.29E-01	7.18E-01	6.90E-01	6.34E-01	6.06E-01
Brennen	1866	7.21E-01	3.41E-01	3.79E-01	1.17E+00	9.49E-01	9.52E-01	8.77E-01	1.11E+00	3.51E-01	6.23E-01	8.77E-01	7.98E-01
Brennen	1873	1.12E+00	1.11E+00	9.02E-01	1.28E+00	1.65E+00	8.40E-01	1.27E+00	1.13E+00	9.67E-01	1.15E+00	1.11E+00	9.58E-01
Butzweilerhof	1951	1.33E+00	1.23E+00	1.29E+00	1.01E+00	1.09E+00	1.09E+00	1.02E+00	1.31E+00	1.42E+00	1.07E+00	1.12E+00	1.17E+00
De Bilt	1888	1.08E+00	1.06E+00	1.04E+00	1.16E+00	1.03E+00	1.11E+00	1.02E+00	1.06E+00	1.09E+00	1.11E+00	1.14E+00	1.13E+00
Erfurt	1831	5.48E-01	5.08E-01	2.00E-00	2.02E+00	5.78E-01	9.51E+00	1.15E+00	1.74E+00	8.88E-01	5.05E-01	7.75E-01	6.05E-01
Erfurt	1977	7.57E-01	7.04E-01	9.15E-01	8.99E-01	8.64E-01	9.08E-01	1.03E+00	1.04E+00	9.61E-01	7.02E-01	9.35E-01	8.45E-01
Frankfurt	1831	4.55E-01	4.16E-01	5.22E-01	7.17E-01	4.15E-01	4.52E-01	6.89E-01	7.78E-01	6.98E-01	7.74E-01	6.98E-01	7.35E-01
Frankfurt	1968	7.82E-01	9.60E-01	8.74E-01	1.01E+00	9.47E-01	8.35E-01	9.95E-01	8.89E-01	8.61E-01	1.01E+00	8.55E-01	8.79E-01
Friedrichshagen	1856	1.84E+00	1.49E+00	2.38E+00	2.16E+00	2.13E+00	1.28E+00	1.69E+00	1.49E+00	1.08E+00	2.02E+00	1.18E+00	2.10E+00
Groningen	1902	1.12E+00	1.07E+00	1.06E+00	1.06E+00	9.93E-01	1.06E+00	1.02E+00	9.67E-01	1.06E+00	1.10E+00	1.04E+00	1.21E+00

Hamburg	1854	2.36E+00	1.78E+00	2.56E+00	1.48E+00	1.28E+00	1.36E+00	1.88E+00	2.22E+00	1.68E+00	1.24E+00	7.09E-01	1.22E+00
Heidöpp	1824	7.54E-01	6.76E-01	7.05E-01	8.30E-01	1.09E+00	1.03E+00	8.36E-01	1.23E+00	8.32E-01	5.71E-01	1.10E+00	1.05E+00
Heidöpp	1826	7.34E-01	3.97E-01	7.19E-01	5.33E-01	4.80E-01	5.90E-01	9.64E-01	7.24E-01	4.87E-01	4.74E-01	3.98E-01	5.64E-01
Jena	1831	8.24E-01	1.08E+00	1.51E-01	2.66E-01	8.24E-01	9.74E-01	5.82E-01	6.17E-01	8.53E-01	6.27E-01	1.67E-01	7.80E-01
Jena	1833	8.10E-01	3.45E+00	1.14E+00	1.52E+00	1.22E+00	1.72E+00	1.02E+00	1.34E+00	1.95E+00	3.29E+00	8.37E-01	1.94E-01
Kallar	1882	8.66E-01	8.55E-01	8.92E-01	8.38E-01	9.12E-01	9.29E-01	9.00E-01	9.58E-01	1.01E+00	9.33E-01	9.80E-01	9.70E-01
Karlruhe	1909	8.77E-01	8.49E-01	7.45E-01	8.74E-01	8.52E-01	8.96E-01	9.31E-01	9.10E-01	8.86E-01	9.47E-01	9.11E-01	9.19E-01
Karlruhe	1951	8.50E-01	8.50E-01	7.21E-01	8.84E-01	1.04E+00	1.03E+00	1.04E+00	8.39E-01	7.34E-01	8.09E-01	8.59E-01	7.83E-01
Kiel	1943	1.13E+00	1.02E+00	1.09E+00	1.03E+00	9.78E-01	1.07E+00	1.12E+00	1.19E+00	1.01E+00	1.06E+00	1.05E+00	1.08E+00
Kremsmünster	1871	1.04E+00	1.06E+00	8.13E-01	7.81E-01	7.00E-01	9.41E-01	9.75E-01	8.16E-01	1.04E+00	3.34E+00	8.94E-01	7.45E-01
Kremsmünster	1897	1.02E+00	8.97E-01	9.06E-01	1.04E+00	8.20E-01	9.74E-01	9.93E-01	8.42E-01	8.13E-01	3.79E+00	9.69E-01	9.20E-01
Kremsmünster	1909	8.20E-01	9.19E-01	1.05E+00	1.18E+00	9.68E-01	1.07E+00	9.24E-01	8.99E-01	1.21E+00	7.31E-01	8.84E-01	1.14E+00
Kremsmünster	1929	9.52E-01	9.85E-01	1.03E+00	1.06E+00	9.40E-01	1.02E+00	1.08E+00	9.51E-01	1.00E+00	3.50E+00	9.08E-01	1.05E+00
Langen	1862	1.48E+00	1.40E+00	1.41E+00	1.37E+00	8.97E-01	1.14E+00	1.20E+00	1.23E+00	1.10E+00	1.44E+00	1.34E+00	1.20E+00
Langen	1969	9.06E-01	8.69E-01	8.32E-01	9.46E-01	9.63E-01	8.47E-01	1.06E+00	8.18E-01	9.16E-01	9.00E-01	9.30E-01	9.09E-01
Lille	1895	7.47E-01	7.78E-01	8.60E-01	9.05E-01	8.72E-01	1.08E+00	9.01E-01	1.08E+00	9.41E-01	1.04E+00	9.34E-01	9.11E-01
Lingelbach	1880	8.07E-01	8.41E-01	9.07E-01	1.14E+00	1.04E+00	8.85E-01	8.91E-01	9.12E-01	9.80E-01	9.97E-01	9.40E-01	8.19E-01
Lübbeck	1853	2.02E+00	1.78E+00	1.43E+00	1.21E+00	8.63E-01	8.70E-01	1.09E+00	1.04E+00	1.02E+00	1.08E+00	1.23E+00	1.22E+00
Lund	1856	9.80E-01	4.30E-01	9.71E-01	9.06E-01	1.03E+00	9.74E-01	7.15E-01	9.23E-01	9.50E-01	1.06E+00	9.37E-01	7.61E-01
Lund	1868	8.40E-01	7.34E-01	9.84E-01	8.31E-01	9.06E-01	8.37E-01	9.01E-01	8.47E-01	1.04E+00	9.84E-01	9.42E-01	9.23E-01
Lund	1945	8.15E-01	8.08E-01	8.40E-01	8.29E-01	1.00E+00	8.69E-01	8.95E-01	9.99E-01	9.63E-01	1.05E+00	9.11E-01	9.01E-01
Luxemburg	1872	8.45E-01	7.47E-01	9.33E-01	9.49E-01	1.06E+00	1.07E+00	9.42E-01	9.57E-01	8.69E-01	9.38E-01	9.90E-01	8.72E-01
Mergenthaler	1977	1.26E+00	1.32E+00	1.13E+00	1.07E+00	1.10E+00	1.09E+00	1.11E+00	8.83E-01	1.06E+00	1.32E+00	1.08E+00	1.26E+00
Monäcker	1847	7.50E-01	7.57E-01	1.05E+00	9.31E-01	1.03E+00	9.09E-01	8.72E-01	8.72E-01	9.12E-01	8.55E-01	8.32E-01	7.87E-01
München	1967	1.32E+00	1.37E+00	1.04E+00	1.24E+00	1.15E+00	1.05E+00	1.11E+00	1.37E+00	1.07E+00	9.89E-01	1.11E+00	1.10E+00
Münster	1828	1.05E+00	1.45E+00	1.04E+00	4.44E-01	5.12E-01	7.68E-01	6.80E-01	8.07E-01	1.12E+00	1.46E+00	9.09E-01	9.13E-01

Münster	1851	1.48E+00	8.65E-01	4.48E-01	7.09E-01	3.82E-01	7.15E-01	7.66E-01	9.47E-01	1.17E+00	7.25E-01	1.28E+00	1.20E+00
Münster	1867	1.10E+00	1.07E+00	1.04E+00	8.96E-01	9.85E-01	9.44E-01	1.02E+00	1.16E+00	1.19E+00	9.56E-01	1.10E+00	1.04E+00
Nancy	1818	1.12E+00	1.05E+00	1.04E+00	1.02E+00	1.54E+00	1.21E+00	1.30E+00	1.83E+00	1.98E+00	1.53E+00	7.87E-01	1.14E+00
Nancy	1892	8.96E-01	8.16E-01	8.14E-01	8.80E-01	8.99E-01	9.33E-01	7.41E-01	9.74E-01	9.77E-01	7.58E-01	8.41E-01	9.01E-01
Paris	1921	1.26E+00	1.30E+00	1.12E+00	1.13E+00	1.19E+00	1.14E+00	9.14E-01	1.18E+00	9.07E-01	1.15E+00	1.13E+00	1.12E+00
Regensburg	1912	1.62E+00	6.63E-01	7.19E-01	9.35E-01	7.32E-01	6.02E-01	1.07E+00	4.72E-01	1.35E+00	9.87E-01	9.12E-01	1.30E+00
Regensburg	1836	1.48E+00	1.91E+00	1.16E+00	1.33E+00	1.10E+00	1.25E+00	1.31E+00	1.10E+00	9.23E-01	1.20E+00	1.36E+00	1.15E+00
Strasbourg	1834	5.17E-01	5.16E-01	5.27E-01	8.25E-01	4.90E-01	5.25E-01	3.94E-01	9.64E-01	6.99E-01	7.38E-01	7.51E-01	7.50E-01
Strasbourg	1956	7.59E-01	7.22E-01	7.13E-01	8.40E-01	9.23E-01	9.93E-01	8.44E-01	1.08E+00	1.02E+00	7.63E-01	8.33E-01	7.93E-01
Stuttgart	1836	1.16E+00	1.04E+00	1.15E+00	1.42E+00	1.43E+00	1.14E+00	1.41E+00	1.27E+00	1.18E+00	1.40E+00	1.38E+00	1.03E+00
Trier	1900	1.13E+00	1.07E+00	1.04E+00	1.04E+00	1.07E+00	9.48E-01	9.81E-01	1.11E+00	1.10E+00	1.06E+00	1.10E+00	1.06E+00
Waldsorf	1848	1.01E+00	1.12E+00	1.07E+00	1.44E+00	1.19E+00	1.04E+00	1.10E+00	1.21E+00	1.12E+00	8.84E-01	8.75E-01	8.01E-01
Wien	1871	1.00E+00	9.41E-01	1.28E+00	1.41E+00	1.08E+00	1.21E+00	1.02E+00	1.17E+00	9.15E-01	1.14E+00	9.96E-01	1.33E+00
Zürich	1830	7.58E+00	6.39E+00	8.73E+00	2.17E+00	3.42E+00	3.16E+00	1.36E+00	1.24E+00	1.97E+00	4.95E+00	1.87E+00	8.99E-01
Zürich	1864	1.23E+00	1.30E+00	1.31E+00	1.23E+00	1.18E+00	1.17E+00	1.09E+00	1.25E+00	9.39E-01	1.02E+00	1.05E+00	1.33E+00
Zürich	1888	1.00E+00	8.35E-01	1.03E+00	8.43E-01	8.84E-01	8.56E-01	8.78E-01	8.91E-01	7.34E-01	7.61E-01	1.08E+00	9.45E-01

Tabelle A.5: Abweichungen (°C) der großwettertypspezifischen Temperaturen von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1780-1995.

Wz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	1.8	0.9	0.5	-0.3	-0.4	-	-	-	-0.5	-0.2	0.6	0.4
B	1.4	0.9	0.3	-0.4	-0.4	-	-	-	-0.5	-0.4	0.5	0.2
C	1.4	0.8	0.6	0.0	0.1	-	-	-	0.3	-0.1	0.5	0.3
D	1.7	1.3	1.0	0.3	1.5	-	-	-	0.9	0.5	0.5	0.4
E	4.0	2.0	1.2	0.5	2.1	-	-	-	0.5	0.0	0.6	0.7
F	1.5	0.8	0.2	-0.4	-0.2	-	-	-	-0.6	-0.3	0.4	0.3
G	2.3	1.0	0.7	-0.2	0.5	-	-	-	-0.1	0.1	0.8	0.5
H	1.8	1.2	0.6	-0.1	-0.1	-	-	-	-0.1	-0.1	0.6	0.3
Wa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	1.3	1.2	1.0	0.7	0.5	0.3	-0.4	-0.1	0.2	0.1	0.5	1.0
B	1.5	1.4	1.0	0.8	0.4	0.2	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.7	1.0
C	1.6	1.7	1.4	0.7	0.1	0.5	-0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.8
D	1.7	1.7	1.5	0.5	0.0	0.6	0.3	0.4	0.3	-0.1	0.7	0.9
E	2.8	2.0	1.6	0.4	0.7	0.7	0.2	0.5	0.2	-0.2	0.3	0.9
F	0.9	0.9	0.9	0.7	0.7	0.3	-0.5	-0.1	0.3	0.1	0.2	0.8
G	1.4	1.2	1.1	0.7	0.6	0.8	-0.1	0.2	0.3	0.0	0.4	0.8
H	1.8	1.8	1.3	0.9	0.4	0.5	-0.1	0.1	0.1	0.2	0.7	1.0
SWz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	1.6	1.4	0.2	0.9	-0.4	-	-	-	-0.3	0.4	0.3	0.9
B	1.2	1.0	0.1	0.8	-0.5	-	-	-	-0.2	0.3	0.2	0.6
C	0.8	0.6	0.0	0.9	0.5	-	-	-	0.4	0.8	0.4	0.2
D	1.1	2.1	0.9	1.3	1.6	-	-	-	0.6	1.6	1.0	0.5
E	2.8	2.2	1.1	1.5	1.6	-	-	-	0.7	1.4	1.0	0.7
F	1.5	1.4	0.1	0.7	-0.5	-	-	-	-0.8	0.3	0.3	0.9
G	1.3	1.4	0.5	1.2	0.6	-	-	-	-0.2	0.7	0.6	0.9
H	1.2	1.0	0.3	1.1	0.4	-	-	-	0.4	0.7	0.4	0.5
SWa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-0.1	1.0	1.0	2.1	0.7	-	-	-	0.9	0.5	0.1	0.4
B	-0.1	1.1	1.0	2.1	0.7	-	-	-	0.9	0.5	0.2	0.6
C	-0.2	0.7	0.6	1.8	0.9	-	-	-	0.9	0.6	0.2	0.4
D	-0.4	0.5	0.3	1.6	1.6	-	-	-	0.9	0.6	0.3	0.1
E	-0.3	0.6	-0.6	1.8	1.5	-	-	-	1.1	0.6	0.0	0.0
F	0.2	1.1	1.0	2.0	0.6	-	-	-	0.9	0.6	0.2	0.5
G	-0.5	0.1	0.8	2.1	1.3	-	-	-	1.1	0.4	-0.1	0.1
H	-0.2	1.1	1.0	2.2	1.0	-	-	-	1.0	0.5	0.2	0.6
NWz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-4.0	-1.0	-1.7	-1.6	-	-	-	-2.9	-3.2	-1.4	-
B	-	-3.6	-1.3	-2.4	-1.5	-	-	-	-3.3	-3.0	-1.6	-
C	-	-3.3	-0.8	-1.5	-1.6	-	-	-	-2.5	-1.9	-0.8	-
D	-	-3.0	-1.4	-0.3	-1.3	-	-	-	-0.8	-1.4	-0.6	-
E	-	-2.4	-2.6	-0.4	-2.5	-	-	-	-1.7	-2.5	-0.5	-
F	-	-3.4	-0.8	-1.0	-1.7	-	-	-	-3.7	-3.5	-1.7	-
G	-	-2.6	-1.1	-1.4	-1.7	-	-	-	-2.9	-2.7	-0.8	-
H	-	-3.3	-1.4	-1.8	-1.8	-	-	-	-2.9	-2.5	-1.2	-

NWa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	0.3	0.2	0.2	-0.3	-0.5	-0.1	0.0	-0.2	-0.6	-1.3	-0.5	-0.4
B	0.8	0.6	0.5	-0.4	-0.5	-0.2	0.0	-0.3	-0.6	-1.1	-0.1	-0.1
C	1.2	1.4	1.0	-0.3	-0.6	-0.2	-0.1	-0.4	-0.8	-1.2	-0.6	0.3
D	0.8	1.0	0.4	-0.5	-0.9	-0.2	-0.2	-0.4	-1.3	-1.6	-1.2	0.1
E	1.2	1.5	0.6	0.1	-0.8	-0.1	-0.1	-0.3	-1.0	-1.7	-1.4	-0.1
F	-0.5	-0.4	0.1	-0.1	-0.3	0.0	0.1	-0.1	-0.6	-1.5	-0.9	-0.9
G	0.9	0.7	0.4	-0.2	-0.6	-0.1	-0.1	-0.2	-0.8	-1.2	-0.6	-0.2
H	1.2	1.2	0.7	-0.3	-0.7	-0.2	-0.1	-0.4	-0.8	-1.2	-0.5	0.2
TM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-2.7	-2.0	-1.2	-1.9	-	-	-	-0.8	-1.3	-	-2.0
B	-	-3.1	-1.9	-1.2	-1.6	-	-	-	-0.7	-1.8	-	-1.2
C	-	-2.7	-1.1	-0.9	-0.7	-	-	-	-0.2	-2.7	-	-0.2
D	-	0.4	-1.4	0.4	-0.1	-	-	-	0.7	-4.2	-	-
E	-	0.0	-1.0	0.4	0.3	-	-	-	0.0	-2.5	-	-
F	-	-2.8	-2.3	-1.4	-2.0	-	-	-	-0.8	-1.1	-	-3.0
G	-	-2.0	-1.7	-0.5	-1.2	-	-	-	0.1	-1.6	-	-1.3
H	-	-3.4	-1.8	-0.9	-1.1	-	-	-	-0.6	-2.4	-	-1.3
HM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-2.0	-1.2	-0.1	1.4	1.5	2.2	1.9	1.3	0.2	-0.5	-0.9	-2.7
B	-1.4	-0.9	0.0	1.7	1.4	2.2	1.8	1.4	0.2	-0.4	-0.5	-2.0
C	-0.1	-0.6	0.0	0.7	0.8	1.5	1.1	0.6	-0.3	-0.2	-0.3	-1.0
D	-0.8	-1.0	-0.8	-0.1	0.3	1.7	1.4	0.5	-0.9	-0.8	-1.2	-0.9
E	-3.1	-2.5	-0.9	-0.3	1.5	1.9	0.9	0.5	-1.0	-0.6	-0.8	-1.3
F	-2.1	-1.0	-0.1	1.4	1.4	1.8	1.9	1.2	0.3	-0.4	-1.0	-2.2
G	-1.8	-1.1	-0.5	0.8	1.3	2.5	2.1	1.0	-0.3	-0.7	-1.0	-2.2
H	-0.9	-1.0	-0.1	1.0	1.3	2.3	1.7	1.1	-0.2	-0.5	-0.6	-1.7
Nz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-0.6	-2.2	-2.0	-2.2	-1.8	-	-0.5	-	-1.8	-	-
B	-	-0.1	-2.1	-2.4	-1.9	-1.7	-	0.2	-	-1.2	-	-
C	-	-1.9	-1.9	-2.4	-1.8	-0.4	-	0.2	-	-0.6	-	-
D	-	-2.6	-2.7	-2.2	-1.9	0.4	-	-0.1	-	-	-	-
E	-	-	-3.0	-1.5	-2.3	-0.9	-	-1.0	-	-	-	-
F	-	-0.9	-2.2	-1.9	-2.1	-2.0	-	-0.7	-	-2.0	-	-
G	-	-0.3	-2.7	-1.8	-2.5	-1.8	-	-0.7	-	-1.2	-	-
H	-	-1.2	-2.7	-2.4	-2.1	-1.3	-	0.0	-	-1.3	-	-
Na												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-1.8	-2.1	-3.0	-1.2	-0.7	0.0	0.1	0.2	-3.3	-1.1	-2.6	-8.3
B	-1.1	-1.5	-2.8	-1.1	-0.7	0.1	0.1	0.4	-2.8	-0.3	-2.1	-6.8
C	-0.7	-1.2	-2.6	-1.0	-0.5	0.0	0.1	0.4	-2.8	-0.9	-1.8	-7.4
D	-	-2.6	-2.3	-1.8	-1.3	-0.3	0.1	-0.4	-3.4	-1.4	-2.0	-
E	-	-2.9	-3.9	-1.7	-1.3	-0.3	0.0	-0.8	-3.6	-	-3.6	-
F	-2.4	-2.6	-2.9	-1.0	-0.6	-0.1	0.0	-0.1	-3.5	-1.5	-2.7	-7.9
G	-2.0	-2.0	-3.3	-1.6	-1.1	-0.3	0.0	-0.1	-3.7	-1.0	-2.7	-6.8
H	-1.5	-1.6	-3.3	-1.4	-0.9	-0.1	0.1	0.3	-3.1	-1.1	-2.3	-9.0

NEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-1.4	-	-2.3	-1.7	-0.8	0.7	-	-0.5	-	-	-	-1.0
B	-2.5	-	-2.5	-1.6	-0.6	1.2	-	0.2	-	-	-	-1.9
C	-1.6	-	-2.5	-1.7	-0.2	1.6	-	-0.2	-	-	-	-2.2
D	-1.1	-	-2.4	-1.7	0.3	2.1	-	0.0	-	-	-	-2.6
E	-	-	-2.9	-1.9	-0.6	1.0	-	-1.3	-	-	-	-3.0
F	-1.6	-	-2.3	-1.3	-0.8	0.0	-	-1.0	-	-	-	-1.2
G	-0.2	-	-2.4	-1.6	-0.8	0.8	-	-1.1	-	-	-	-1.5
H	-1.8	-	-2.7	-1.9	-0.6	1.8	-	-0.4	-	-	-	-2.9
NEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-6.3	-5.2	-1.5	-0.9	-0.4	-	1.3	0.6	-1.7	-	-	-4.0
B	-5.9	-6.5	-1.1	-0.7	-0.5	-	1.4	1.1	-1.0	-	-	-4.0
C	-6.1	-4.6	-1.9	-1.5	-0.5	-	0.4	1.0	-0.5	-	-	-1.9
D	-6.7	-3.5	-2.6	-2.2	-0.7	-	-0.3	0.2	-1.2	-	-	-3.4
E	-11.3	-6.7	-2.4	-1.5	-1.5	-	0.3	-0.3	-0.6	-	-	-
F	-5.3	-3.9	-1.5	-0.6	-0.6	-	1.3	0.3	-1.9	-	-	-3.6
G	-5.4	-5.2	-1.9	-1.3	-0.7	-	0.9	0.1	-1.9	-	-	-3.4
H	-7.0	-7.9	-1.8	-1.3	-0.5	-	1.1	0.7	-1.0	-	-	-3.9
Ez												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-4.1	-4.6	-1.8	-0.6	0.4	-	-	-	-1.3	-3.2	-3.0	-4.4
B	-4.1	-5.7	-2.1	-0.8	0.3	-	-	-	-0.8	-3.6	-3.2	-4.1
C	-6.1	-5.5	-2.7	-0.5	0.5	-	-	-	0.5	-3.2	-2.0	-3.8
D	-	-5.5	-2.9	-0.6	1.0	-	-	-	2.1	-3.8	-1.8	-5.5
E	-6.7	-6.5	-2.3	-1.4	0.0	-	-	-	-	-4.0	-1.0	-3.1
F	-2.2	-4.5	-1.5	-0.8	0.2	-	-	-	-1.2	-2.7	-3.1	-3.9
G	-3.1	-5.2	-2.2	-0.9	0.5	-	-	-	-0.3	-2.6	-1.5	-3.4
H	-5.2	-6.5	-2.5	-0.8	0.5	-	-	-	-0.6	-3.6	-2.7	-4.5
Ea												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-6.2	-8.0	-1.3	-0.5	0.5	-	-	2.0	0.6	-2.0	-	-
B	-7.2	-6.9	-1.2	-0.7	0.5	-	-	2.2	0.5	-1.7	-	-
C	-6.4	-5.1	-2.2	-0.4	0.2	-	-	1.6	0.1	-1.4	-	-
D	-7.8	-4.4	-2.6	-1.3	-0.2	-	-	-	-0.6	-5.9	-	-
E	-11.3	-5.8	-2.6	-0.9	0.4	-	-	0.8	-	-	-	-
F	-5.1	-5.1	-0.9	-0.5	0.4	-	-	1.5	0.9	-1.8	-	-
G	-5.2	-6.5	-1.9	-1.0	0.0	-	-	0.7	-0.3	-2.2	-	-
H	-7.0	-6.9	-2.0	-0.8	0.1	-	-	1.9	-0.2	-2.2	-	-
SEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-4.2	-3.7	-0.7	0.6	1.6	-	-	-	-1.1	-2.1	-2.0	-3.3
B	-6.0	-4.8	-1.4	0.7	2.2	-	-	-	-0.6	-2.5	-2.8	-3.8
C	-6.2	-5.9	-1.0	1.0	2.0	-	-	-	0.0	-2.9	-2.4	-4.0
D	-6.3	-4.6	-1.1	2.9	3.0	-	-	-	-0.3	-2.2	-0.9	-3.9
E	-8.9	-5.8	0.0	0.6	2.9	-	-	-	0.1	-4.3	-1.1	-3.7
F	-3.2	-2.9	-0.7	0.4	1.2	-	-	-	-1.3	-2.1	-1.4	-3.4
G	-5.0	-3.9	-0.4	0.9	2.0	-	-	-	-1.1	-2.3	-1.9	-3.0
H	-7.0	-6.0	-1.2	0.8	2.3	-	-	-	-0.9	-3.0	-2.6	-4.9

SEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-5.0	-3.3	-0.6	0.9	1.9	-	-	2.3	-1.9	-0.9	-0.8	-3.3
B	-5.0	-3.4	-0.7	1.1	2.2	-	-	2.7	-1.6	-1.3	-1.2	-4.2
C	-5.5	-3.2	-1.3	-0.1	1.5	-	-	3.2	-1.1	-1.3	-0.8	-3.2
D	-7.1	-3.5	-0.8	-0.6	1.2	-	-	3.2	-1.7	-1.9	-0.9	-4.0
E	-9.1	-4.0	-2.7	0.9	1.4	-	-	2.7	-	-2.4	-1.3	-4.2
F	-4.2	-2.4	-0.4	0.8	1.8	-	-	1.3	-2.3	-0.6	-0.8	-2.5
G	-4.7	-3.0	-0.7	0.5	2.0	-	-	1.8	-1.7	-1.0	-0.5	-3.2
H	-5.8	-4.7	-1.1	0.5	2.3	-	-	2.9	-1.3	-1.5	-1.1	-4.2
Sz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-0.4	-0.3	0.3	0.6	0.9	-	-	-	0.8	0.5	0.4	0.8
B	-1.0	-0.9	0.2	0.9	1.0	-	-	-	0.8	0.5	0.6	0.2
C	-1.7	-1.2	-0.3	0.7	1.6	-	-	-	0.3	0.0	0.0	-0.9
D	-1.1	-0.4	0.2	1.2	3.1	-	-	-	0.6	0.3	0.2	-0.9
E	-2.8	-1.1	0.9	1.0	1.2	-	-	-	0.8	0.3	0.7	-0.3
F	0.2	0.5	0.6	0.6	0.6	-	-	-	0.7	0.5	0.7	1.1
G	-0.3	0.0	0.5	0.9	1.2	-	-	-	0.2	0.7	0.5	0.7
H	-1.8	-1.1	-0.2	0.9	1.6	-	-	-	0.6	0.3	0.3	-0.2
Sa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-2.3	-0.7	0.3	1.3	1.2	-	-	-	1.1	0.2	-0.6	-1.0
B	-1.9	-1.0	0.4	1.2	1.4	-	-	-	1.2	0.2	-1.0	-1.1
C	-2.2	-1.9	-0.3	1.3	1.0	-	-	-	1.0	-0.3	-1.1	-0.8
D	-2.8	-2.1	-1.0	1.8	1.7	-	-	-	1.3	-0.7	-1.7	-0.6
E	-3.9	-2.2	-0.8	2.0	1.0	-	-	-	0.1	-0.1	-1.0	-1.1
F	-1.5	-0.3	0.6	1.4	0.9	-	-	-	1.0	0.5	0.0	-0.6
G	-2.5	-1.1	-0.1	1.6	1.2	-	-	-	1.0	0.0	-1.0	-0.8
H	-2.7	-1.7	0.2	1.3	1.5	-	-	-	1.2	0.0	-1.3	-1.2

Tabelle A.6: Abweichungen (mm) der großwettertypspezifischen Niederschläge von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1780-1995.

Wz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	18.8	25.7	14.6	17.7	10.8	-	-	-	24.4	25.5	27.8	23.1
B	33.0	35.8	22.1	17.1	11.8	-	-	-	26.1	28.7	31.5	29.7
C	31.0	37.6	22.5	16.6	18.9	-	-	-	24.9	26.0	31.3	20.9
D	19.5	22.3	16.6	16.5	19.8	-	-	-	17.0	24.5	26.6	18.2
E	41.1	41.0	35.5	18.8	16.3	-	-	-	27.5	26.1	36.4	36.2
F	8.6	15.9	11.6	7.5	6.4	-	-	-	12.9	13.7	16.4	16.2
G	10.6	23.2	6.9	13.3	-4.7	-	-	-	17.0	25.9	16.7	11.6
H	29.3	30.5	15.0	10.0	-17.4	-	-	-	20.6	17.4	9.7	22.7
I	16.6	3.5	7.2	10.2	13.2	-	-	-	4.9	36.7	16.3	10.9
Wa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	5.0	3.1	7.5	-2.5	-0.5	5.0	10.0	6.6	1.4	2.0	3.6	8.1
B	4.7	5.3	9.7	0.5	9.7	7.9	15.2	10.1	2.1	3.9	2.2	5.5
C	7.3	5.3	11.6	2.5	8.6	15.6	18.9	13.0	2.9	11.0	16.1	7.5
D	9.0	7.0	17.9	2.6	8.3	14.7	15.4	10.7	8.1	15.0	7.4	13.0
E	2.9	-4.5	10.1	3.8	3.1	11.5	13.1	10.7	-1.0	-9.3	-5.1	3.1
F	3.5	6.2	5.7	-3.0	5.4	9.0	3.5	2.7	-3.4	7.4	6.6	6.0
G	0.6	2.4	5.0	-2.6	-5.3	-2.5	3.8	-0.3	-2.6	3.9	5.7	6.9
H	-5.8	-11.6	0.3	-7.7	-4.4	-15.6	-0.2	-0.9	-1.4	-4.4	-1.4	-10.3
I	7.7	6.0	6.6	-5.2	1.3	0.2	4.0	4.2	1.7	12.6	12.7	10.7
SWz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	7.4	8.5	4.9	-0.3	10.8	-	-	-	11.5	13.4	9.1	6.1
B	18.3	16.5	19.8	14.6	31.3	-	-	-	15.3	24.2	16.9	13.8
C	10.7	13.8	11.6	6.4	24.6	-	-	-	14.2	11.8	10.3	8.6
D	7.1	8.2	7.8	3.7	9.3	-	-	-	6.1	1.3	5.9	6.3
E	24.7	35.3	31.2	23.0	32.4	-	-	-	41.0	33.5	29.3	26.8
F	0.5	2.5	2.8	1.1	4.9	-	-	-	3.1	1.7	5.5	1.4
G	6.2	6.5	2.2	3.5	12.0	-	-	-	8.0	4.6	6.4	3.9
H	12.4	21.2	23.4	4.1	-7.1	-	-	-	7.3	15.2	27.6	23.8
I	0.3	6.0	3.3	2.3	15.5	-	-	-	-5.6	-7.4	2.5	4.7
SWa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-5.5	-5.1	-2.8	0.7	2.8	-	-	-	-2.4	-8.5	-8.7	-12.8
B	-4.5	0.3	3.0	-2.2	4.5	-	-	-	0.0	-6.3	-10.5	-6.3
C	-6.3	-6.5	0.8	-8.2	8.0	-	-	-	-2.1	-5.5	-11.5	-4.5
D	-4.2	-5.1	-2.7	-4.6	6.6	-	-	-	-5.8	-4.9	-6.5	-3.3
E	-4.3	0.7	4.9	-3.5	1.0	-	-	-	7.4	-1.7	-11.3	-8.0
F	-6.0	-10.9	-4.3	-5.6	2.3	-	-	-	-4.7	-8.1	-11.4	-9.2
G	-6.9	-8.8	-7.5	-3.5	-5.6	-	-	-	-2.5	-6.8	-11.1	-11.2
H	-5.0	-13.7	-10.0	-11.3	-14.6	-	-	-	-15.2	-3.1	-17.1	-10.2
I	-5.5	-2.9	-7.3	-4.6	-3.3	-	-	-	-13.7	-3.3	-9.2	-12.1

NWz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	13.1	3.3	18.8	21.7	-	-	-	30.1	59.8	-3.2	-
B	-	2.0	15.5	27.3	14.5	-	-	-	29.6	75.3	6.4	-
C	-	11.6	-10.0	28.2	13.5	-	-	-	13.9	63.4	10.3	-
D	-	-5.9	-22.4	20.0	9.2	-	-	-	7.9	30.4	7.9	-
E	-	13.4	33.3	10.9	14.7	-	-	-	35.0	42.5	-4.0	-
F	-	14.7	-22.2	4.8	13.3	-	-	-	50.8	70.9	14.3	-
G	-	12.0	-13.6	17.1	15.7	-	-	-	22.1	30.8	19.6	-
H	-	7.6	-19.0	17.7	11.8	-	-	-	33.1	59.3	52.8	-
I	-	11.0	7.3	13.7	8.2	-	-	-	18.5	141.6	5.2	-
NWa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	4.1	-0.9	-0.8	2.8	-1.8	-2.2	-0.6	-2.8	4.0	11.7	6.2	-2.6
B	-5.2	-6.8	-11.6	0.2	-5.1	-1.1	-1.7	-4.8	-1.2	-4.7	-5.0	-9.8
C	5.4	1.0	-1.7	4.3	-1.1	0.6	-1.6	-1.4	4.3	19.9	3.6	-1.2
D	6.8	3.9	0.4	7.7	4.7	2.2	-0.8	1.6	3.8	13.6	8.0	-0.2
E	-10.5	-14.4	-22.2	-4.3	-3.5	-4.8	-3.8	-6.4	-10.5	-25.9	-26.3	-16.1
F	8.3	3.8	3.8	4.8	-0.1	-1.7	0.7	-1.8	7.1	9.3	6.4	4.7
G	9.6	0.9	4.6	2.6	1.3	-0.2	0.7	1.1	2.9	9.0	5.6	1.4
H	-3.7	-10.1	-12.9	-3.9	5.5	3.6	-0.7	0.9	7.0	4.0	-17.6	-5.5
I	12.6	4.9	4.7	2.0	4.1	0.1	2.2	1.8	21.2	27.4	12.2	10.2
TM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-9.3	-0.7	11.2	45.8	-	-	-	2.2	51.7	-	17.1
B	-	-4.8	-3.0	12.8	51.9	-	-	-	22.1	41.6	-	-4.4
C	-	-9.3	-3.6	6.7	45.0	-	-	-	12.8	21.6	-	-3.3
D	-	-14.2	-12.2	5.6	5.9	-	-	-	24.5	17.1	-	-14.7
E	-	-3.3	21.7	16.1	64.8	-	-	-	19.9	70.6	-	11.5
F	-	8.5	2.0	10.9	17.1	-	-	-	8.2	43.1	-	-
G	-	-3.1	6.7	7.5	-1.6	-	-	-	-6.9	50.3	-	-
H	-	39.6	35.1	11.7	16.0	-	-	-	39.9	59.4	-	-
I	-	18.2	5.9	3.7	14.8	-	-	-	30.1	15.4	-	-
HM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-18.8	-12.8	-15.0	-24.7	-16.5	-16.0	-10.4	-13.7	-21.5	-28.0	-22.1	-22.3
B	-26.5	-25.5	-24.8	-22.9	-12.8	-10.4	-7.0	-16.1	-23.7	-43.6	-28.7	-29.8
C	-19.7	-22.7	-19.8	-20.5	-7.8	-10.7	-13.7	-24.8	-24.2	-31.2	-23.7	-31.3
D	-20.7	-12.7	-15.5	-17.0	-6.1	-13.6	-17.8	-25.0	-22.1	-25.5	-14.5	-22.1
E	-37.0	-34.9	-41.7	-26.1	-16.4	-18.8	-2.5	-15.3	-20.7	-49.5	-38.5	-40.9
F	-7.7	-7.3	-10.1	-16.6	-10.1	-12.0	-11.3	-14.3	-8.8	-15.1	-5.2	-10.2
G	-14.0	-7.1	-9.1	-21.2	-11.6	-19.8	-23.1	-22.5	-6.4	-17.9	-16.0	-15.0
H	-21.7	-16.6	-21.2	-16.3	-14.5	-20.1	11.8	-7.9	-23.2	-20.8	-33.0	-15.0
I	-10.4	-8.9	-10.5	-16.5	-8.9	-28.1	-30.9	-35.3	-2.1	-8.1	-7.2	-10.5

Nz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-13.9	5.8	7.8	9.9	17.6	-	57.8	-	-7.6	-	-
B	-	-5.7	0.5	-6.8	-1.8	11.7	-	21.7	-	7.7	-	-
C	-	-6.7	6.3	-1.1	4.5	3.9	-	43.9	-	8.5	-	-
D	-	-8.1	-7.9	1.2	4.2	10.2	-	2.4	-	7.4	-	-
E	-	22.7	-7.6	6.5	0.6	19.5	-	15.6	-	-33.5	-	-
F	-	-1.2	3.4	8.2	17.7	34.9	-	22.4	-	-	-	-
G	-	-4.2	2.5	14.3	20.9	11.4	-	25.9	-	-	-	-
H	-	9.2	8.7	12.1	6.1	-10.2	-	21.9	-	-	-	-
I	-	2.2	-5.1	3.2	11.4	28.0	-	-8.3	-	-	-	-
Na												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-27.6	-5.8	-5.0	-8.0	-2.0	0.9	-8.4	-7.2	3.7	-12.5	16.1	79.0
B	-27.5	-17.4	-20.4	-14.7	-10.4	-3.2	-10.8	-6.2	5.7	-47.4	-13.6	-41.8
C	-36.6	-6.2	-9.4	-11.4	-5.6	-9.3	-14.0	-22.3	0.0	-28.1	-5.7	-33.7
D	-25.4	-13.9	-13.3	-6.5	-5.0	-10.6	-11.9	-18.8	-6.1	-5.1	-14.4	-32.2
E	-32.7	-22.0	-34.4	-22.9	-12.4	1.0	-1.4	-6.1	-8.5	-55.2	-20.4	-68.8
F	-	1.5	1.0	-4.4	2.4	-2.1	-3.4	3.2	7.7	18.1	26.6	-
G	-	4.7	0.8	-8.0	7.7	2.9	-1.4	5.4	17.0	25.4	11.5	-
H	-	-4.4	12.3	-9.2	5.4	4.3	1.3	-5.3	32.5	7.0	-15.1	-
I	-	2.2	8.0	2.2	-2.3	-1.1	-6.7	2.7	18.4	-18.1	14.1	-
NEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-5.3	-	-7.1	13.2	6.0	8.2	-	5.9	-	-	-	6.0
B	-1.8	-	-8.4	-3.7	-4.3	14.4	-	5.7	-	-	-	1.5
C	-2.7	-	-13.5	-3.2	-7.3	7.7	-	-9.7	-	-	-	24.7
D	-8.1	-	-19.4	-7.4	-2.2	-10.9	-	-25.2	-	-	-	-5.8
E	-8.4	-	-1.4	8.4	2.0	26.8	-	25.9	-	-	-	-16.8
F	23.4	-	-2.2	0.2	-0.5	-1.0	-	19.9	-	-	-	4.9
G	27.4	-	5.6	9.1	18.6	-6.2	-	30.1	-	-	-	-3.0
H	65.4	-	10.3	33.7	16.9	-7.3	-	36.2	-	-	-	-9.8
I	-8.8	-	0.7	-0.7	0.9	10.2	-	16.8	-	-	-	2.8
NEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-6.2	-6.4	-13.5	-12.8	-11.0	-	7.8	-8.1	-0.3	-	-	-33.4
B	-16.3	-15.7	-15.1	-18.5	-12.1	-	-16.8	-19.4	-10.5	-	-	-45.7
C	-16.8	-5.0	-18.0	-21.2	-14.0	-	-37.6	-30.6	-4.5	-	-	-39.8
D	-8.3	-28.1	-14.9	-20.1	-10.9	-	-30.9	-35.1	-10.6	-	-	-31.9
E	-27.2	-6.6	-34.5	-30.4	-8.1	-	13.8	-17.8	-23.7	-	-	-51.2
F	20.8	-7.5	-4.0	-8.9	-11.2	-	-24.7	-2.0	16.3	-	-	-17.2
G	18.2	-5.0	-12.7	-13.0	-3.3	-	-16.8	-4.4	21.8	-	-	-6.3
H	9.3	-21.2	-37.6	-11.8	12.1	-	-12.0	5.2	24.6	-	-	0.4
I	-17.4	-14.5	-16.5	-5.3	-3.8	-	-39.3	-12.6	6.2	-	-	-17.2

Ez												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	30.2	-10.0	-5.1	-15.3	5.4	-	-	-	11.0	4.2	-26.8	13.0
B	15.8	-16.6	-11.1	-9.2	5.1	-	-	-	13.9	-3.9	-41.2	-24.2
C	-14.1	-14.0	-12.9	-5.7	-5.1	-	-	-	11.8	-2.8	-26.8	-12.2
D	-20.4	-11.4	-10.8	-10.2	-8.5	-	-	-	11.5	3.1	-24.8	-29.1
E	37.4	-17.0	-3.3	-13.9	1.6	-	-	-	14.3	-5.4	-38.4	-26.2
F	6.9	-5.4	-14.0	-5.3	-1.5	-	-	-	32.2	9.4	-19.9	22.0
G	15.7	-0.1	-6.0	2.4	-4.8	-	-	-	8.9	29.1	0.6	27.4
H	6.8	7.1	20.1	10.5	3.2	-	-	-	0.8	49.7	26.0	20.4
I	3.0	-5.7	1.8	7.7	8.3	-	-	-	-25.5	-17.0	-13.3	-12.1
Ea												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-17.6	-15.5	-11.3	-16.5	-7.2	-	-	-25.9	-16.3	-5.2	-	-
B	-22.8	-31.9	-19.9	-16.2	-8.3	-	-	5.8	0.4	-32.8	-	-
C	-29.7	-23.1	-20.9	-15.9	-9.1	-	-	-21.7	-17.2	-23.4	-	-
D	-30.7	-14.6	-10.3	-15.7	-13.3	-	-	-26.9	-20.0	-26.3	-	-
E	-22.3	-32.7	-14.9	-21.2	-12.3	-	-	22.5	19.4	-35.0	-	-
F	-15.3	-3.7	-12.2	-12.7	-10.3	-	-	8.1	-9.2	19.6	-	-
G	-9.3	-14.2	-19.2	-15.5	-11.6	-	-	-11.8	-17.6	-1.2	-	-
H	21.6	15.4	-14.3	-2.5	-20.5	-	-	-25.4	10.9	-23.2	-	-
I	-25.3	-2.6	0.8	-14.4	-6.8	-	-	-7.6	-0.5	-	-	-
SEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-3.3	-4.0	-2.5	5.0	5.5	-	-	-	16.6	26.5	-14.2	-9.0
B	-14.0	-11.5	-4.2	3.0	11.9	-	-	-	2.1	13.3	-17.7	-21.5
C	-19.5	-18.4	-10.8	-1.2	4.4	-	-	-	7.8	-37.9	-24.7	-25.2
D	-15.7	-11.4	-8.5	-13.6	-3.6	-	-	-	-21.1	-43.0	-29.6	-24.8
E	5.1	-3.3	1.3	9.2	-2.6	-	-	-	5.0	-19.7	-7.9	-5.0
F	-8.2	-12.2	5.0	1.4	3.3	-	-	-	2.8	11.2	-13.5	-14.0
G	-0.7	-5.4	10.2	-5.1	5.2	-	-	-	27.7	15.4	-12.8	0.9
H	17.8	46.1	5.6	3.1	-5.0	-	-	-	39.1	46.4	28.2	23.6
I	-9.1	-5.3	-1.5	-4.6	-13.4	-	-	-	44.0	-13.5	-4.4	-16.3
SEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-11.1	-21.4	-7.8	-7.0	-3.2	-	-	16.7	18.6	-21.1	-23.0	-20.3
B	-21.2	-26.2	-10.6	-14.4	6.9	-	-	-9.0	-2.6	-31.2	-35.8	-26.9
C	-19.7	-30.3	-13.8	-1.7	-8.5	-	-	-39.9	-16.6	-46.5	-32.3	-27.8
D	-20.7	-19.8	-18.2	-1.6	-13.6	-	-	-32.4	-32.6	-25.5	-22.3	-28.5
E	-17.6	-32.7	-11.1	-9.0	13.8	-	-	7.7	15.0	-14.3	-54.3	-30.5
F	-8.2	-15.8	-10.2	-1.8	-10.3	-	-	5.1	1.8	-24.0	-11.3	-19.1
G	0.5	-16.6	-11.1	-10.7	-27.6	-	-	9.9	27.4	-26.2	-8.8	-19.4
H	8.4	0.4	-12.5	-5.6	-24.1	-	-	46.2	13.9	-14.1	-0.2	-10.0
I	-10.8	-13.5	-20.4	-2.1	-24.3	-	-	-27.7	-44.6	-40.7	-23.0	-26.9

Sz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-4.0	1.1	-5.2	1.9	17.2	-	-	-	3.1	1.9	-15.1	15.6
B	2.8	1.6	-1.7	3.4	7.2	-	-	-	9.8	-2.5	-12.0	19.7
C	-1.9	-1.4	-8.9	-1.0	6.4	-	-	-	5.7	-8.2	-15.5	6.2
D	-8.6	-3.0	-9.7	-2.2	5.4	-	-	-	-7.8	-7.0	-10.8	-10.9
E	8.1	16.8	-2.2	5.0	25.8	-	-	-	14.8	25.1	-1.3	29.6
F	-0.3	-1.4	-7.1	-0.5	-2.3	-	-	-	0.0	0.5	-6.1	5.0
G	-2.1	-1.6	-3.1	-0.4	-12.9	-	-	-	-17.4	6.0	-6.2	6.9
H	11.0	15.0	-3.2	3.9	-15.3	-	-	-	25.7	19.1	15.3	7.3
I	-10.8	-4.9	-6.1	-2.3	-4.5	-	-	-	-12.7	-18.9	-9.7	-9.1
Sa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-12.0	-10.4	-7.3	-15.6	-11.9	-	-	-	-7.5	-21.4	-15.4	-21.1
B	-16.3	-10.1	-6.3	-14.4	-8.5	-	-	-	-8.3	-18.8	-14.3	-19.0
C	-20.0	-15.2	-10.3	-3.4	-8.7	-	-	-	-10.7	-24.4	-28.1	-17.0
D	-16.7	-14.1	-6.2	-11.3	-12.2	-	-	-	-8.1	-21.0	-22.4	-24.6
E	-22.9	-6.3	-12.0	5.0	-5.0	-	-	-	-9.1	-13.1	-11.6	-23.5
F	-9.0	-11.3	-9.2	6.4	-14.6	-	-	-	-1.0	-18.3	-11.8	-15.4
G	-9.1	-13.0	-8.5	11.7	-8.8	-	-	-	-11.4	-21.7	-9.4	-9.3
H	-9.1	-4.0	-11.3	-19.1	21.4	-	-	-	-2.7	-30.7	-14.2	1.8
I	-15.8	-12.8	-8.9	-19.2	-22.1	-	-	-	-35.6	-27.0	-15.9	-24.8

Tabelle A.7: Differenzen der relativen Auftrittshäufigkeiten täglicher Großwettertypen zwischen zirkulationsanormalen Monaten der EIP und allen Monaten des Zeitraums 1958-1997.

Monat	W	SW	NW	H	L	N	NE	E	SE	S
Winter										
12 1788	-2.7	-2.8	-1.3	-0.7	0.7	-1.3	2.9	10.4	-1.9	-3.4
01 1791	-1.0	-0.8	-1.8	-1.9	3.0	-2.5	3.9	5.4	-0.1	-4.2
12 1799	-6.7	-4.8	-4.3	-2.7	-1.3	-1.3	-0.1	20.4	3.1	-2.4
01 1803	-6.0	-1.8	-2.8	-1.9	2.0	-2.5	2.9	6.4	3.9	-0.2
01 1814	-4.0	-4.8	-0.8	0.1	3.0	-2.5	2.9	7.4	1.9	-3.2
01 1838	-5.0	0.2	-3.8	-1.9	1.0	-2.5	-0.1	4.4	7.9	-0.2
01 1839	2.0	-4.8	0.2	-0.9	0.0	-1.5	1.9	5.4	-1.1	-1.2
12 1843	3.3	5.2	-3.3	2.3	-1.3	-2.3	-1.1	-1.6	-1.9	0.6
12 1844	-6.7	-1.8	-4.3	-0.7	0.7	-2.3	-1.1	9.4	3.1	3.6
02 1848	0.8	0.0	-1.2	0.7	-0.3	-2.2	2.2	7.0	-3.2	-3.2
Frühjahr										
03 1789	-4.9	-4.1	1.3	0.8	-0.5	1.8	1.5	7.6	-1.6	-1.9
04 1790	0.0	1.5	-1.5	1.9	-1.6	-3.0	-2.0	6.0	0.2	-1.5
04 1797	1.0	-0.5	-3.5	-0.1	-1.6	-1.0	-3.0	8.0	3.2	-2.5
04 1817	-4.0	-2.5	-2.5	0.9	-1.6	-2.0	2.0	9.0	3.2	-2.5
03 1822	-3.9	2.9	-2.7	2.8	8.5	-2.2	-0.5	-1.4	-2.6	-0.9
04 1829	3.0	0.5	-2.5	0.9	1.4	-2.0	0.0	0.0	-0.8	-0.5
05 1833	-3.8	3.1	-3.0	5.7	-2.5	-3.8	-2.1	-0.8	1.8	5.5
04 1837	-2.0	4.5	-3.5	0.9	1.4	-4.0	6.0	0.0	-0.8	-2.5
05 1844	-3.8	-1.9	-3.0	1.7	-2.5	-3.8	2.9	10.2	-0.2	0.5
04 1851	-1.0	3.5	-3.5	4.9	-0.6	-2.0	4.0	-2.0	-1.8	-1.5
04 1854	-1.0	1.5	-3.5	1.9	0.4	-3.0	-4.0	1.0	4.2	2.5

Sommer										
07 1796	10.7	3.9	-5.8	-3.5	-0.7	-6.5	-0.2	1.5	0.4	0.3
07 1798	9.7	3.9	-4.8	-2.5	2.3	-6.5	-2.2	-0.5	-0.6	1.3
07 1809	7.7	-0.1	-6.8	3.5	0.3	-6.5	-3.2	2.5	3.4	-0.7
07 1816	13.7	7.9	-6.8	-3.5	0.3	-6.5	-3.2	-0.5	-0.6	-0.7
08 1820	12.0	-0.9	-2.7	-1.0	-1.5	-4.8	-0.9	-0.8	-0.3	0.9
06 1821	0.4	1.5	-5.1	12.8	-1.5	-5.5	-4.3	1.2	-0.9	1.2
06 1826	1.4	1.5	-6.1	10.8	-1.5	-5.5	-4.3	2.2	2.1	-0.8
06 1827	5.4	0.5	-5.1	6.8	2.5	-5.5	-4.3	-0.8	0.1	0.2
07 1828	14.7	-0.1	-4.8	-2.5	1.3	-5.5	-2.2	-0.5	0.4	-0.7
06 1833	10.4	1.5	-5.1	-1.2	1.5	-4.5	-4.3	-1.8	-0.9	4.2
07 1834	-0.3	10.9	-7.8	4.5	1.3	-6.5	-2.2	-1.5	1.4	0.3
08 1842	-4.0	8.1	-4.7	0.0	0.5	-4.8	-2.9	-0.8	4.7	3.9
Herbst										
11 1786	-3.6	-0.5	-2.0	-2.5	-0.6	-2.1	-1.3	10.8	3.4	-1.5
11 1805	-4.6	-5.5	-3.0	0.5	-1.6	-1.1	-0.3	12.8	5.4	-2.5
09 1807	2.2	-2.1	-1.3	4.7	3.3	-3.3	-0.8	-1.1	-0.3	-1.3
09 1809	10.2	2.9	-0.3	-3.3	-1.7	-3.3	-0.8	-1.1	-1.3	-1.3
11 1810	-3.6	-4.5	-4.0	3.5	0.4	-2.1	3.7	6.8	0.4	-0.5
10 1812	2.2	-2.8	-1.3	2.2	1.7	-2.1	2.9	0.2	1.0	-4.0
11 1825	0.4	-0.5	-4.0	5.5	1.4	-2.1	-0.3	2.8	-0.6	-2.5
10 1841	2.2	-2.8	-2.3	-0.8	2.7	-2.1	-0.1	4.2	2.0	-3.0
09 1842	-1.8	-1.1	-1.3	-0.3	1.3	-2.3	-0.8	5.9	1.7	-1.3
09 1851	-0.8	0.9	-4.3	4.7	-0.7	-1.3	1.2	1.9	-1.3	-0.3
11 1851	-5.6	-3.5	-1.0	12.5	-1.6	-0.1	2.7	0.8	-1.6	-2.5

Tabelle A.8: Prozentuale Anteile der einzelnen Großwettertypen an der Ausgestaltung der Temperaturen in den thermischen Regionen Mitteleuropas im Zeitraum 1780-1995.

Wz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	5.3	4.8	6.5	5.6	1.8	0.0	0.0	0.0	5.9	2.6	14.5	4.3
B	4.0	4.0	4.3	5.6	1.8	0.0	0.0	0.0	6.4	6.4	10.7	2.0
C	4.0	3.6	6.9	0.9	0.7	0.0	0.0	0.0	4.2	0.9	11.2	3.4
D	4.3	5.2	9.9	3.5	5.7	0.0	0.0	0.0	7.5	4.8	7.0	4.8
E	5.9	6.1	9.8	7.6	6.5	0.0	0.0	0.0	5.0	0.1	10.9	9.0
F	5.3	4.4	3.6	7.8	1.1	0.0	0.0	0.0	6.1	5.2	12.1	3.1
G	6.4	5.4	8.3	3.5	1.8	0.0	0.0	0.0	0.9	1.8	16.8	5.7
H	4.3	4.6	7.1	1.6	0.4	0.0	0.0	0.0	1.6	2.2	11.5	3.3
Wa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	28.4	23.4	22.3	9.1	10.4	16.6	49.4	13.2	13.1	5.1	15.7	24.1
B	30.6	25.7	21.9	9.4	8.9	12.0	40.4	17.4	5.8	12.1	19.7	27.4
C	32.2	27.5	25.1	9.5	1.8	23.4	10.2	9.6	5.6	3.1	14.0	26.8
D	30.7	25.7	23.2	4.8	0.3	22.6	22.4	33.5	14.1	2.9	13.1	29.0
E	29.7	25.0	20.4	4.6	10.3	31.5	23.1	37.1	8.6	5.2	7.1	27.6
F	24.3	20.9	22.3	9.1	14.8	25.3	46.9	14.9	15.4	2.0	6.0	21.2
G	27.6	25.4	21.0	8.5	10.4	29.6	20.0	24.7	20.4	0.0	11.0	24.2
H	30.6	25.9	23.0	10.3	8.2	21.0	18.8	11.7	9.9	8.8	16.9	26.2
SWz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	14.3	11.7	3.4	10.7	1.8	0.0	0.0	0.0	2.8	14.4	12.4	11.7
B	10.8	7.2	1.4	8.6	2.3	0.0	0.0	0.0	2.5	9.8	5.4	8.0
C	6.5	4.1	0.1	11.9	3.6	0.0	0.0	0.0	4.3	25.3	14.4	3.9
D	8.6	13.3	8.7	13.4	6.6	0.0	0.0	0.0	3.9	29.5	22.5	9.7
E	12.8	10.8	8.1	17.4	5.8	0.0	0.0	0.0	5.6	32.8	27.1	12.1
F	17.3	12.2	1.7	9.6	2.7	0.0	0.0	0.0	6.3	8.9	14.7	12.4
G	10.9	11.3	5.7	13.7	2.3	0.0	0.0	0.0	1.4	24.6	17.8	15.4
H	9.0	5.6	2.8	12.1	2.0	0.0	0.0	0.0	4.2	20.1	11.1	7.5
SWa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.1	8.5	8.0	8.3	5.0	0.0	0.0	0.0	19.0	20.1	3.6	6.7
B	1.4	8.2	8.1	7.6	4.6	0.0	0.0	0.0	21.5	19.2	8.5	11.7
C	2.5	4.5	4.2	8.0	7.9	0.0	0.0	0.0	22.2	21.6	10.2	10.8
D	3.8	3.4	1.6	5.3	9.4	0.0	0.0	0.0	13.5	12.8	9.6	2.6
E	2.0	2.9	2.6	6.7	7.2	0.0	0.0	0.0	20.5	17.3	1.3	0.4
F	2.5	9.3	8.8	8.7	4.2	0.0	0.0	0.0	17.4	24.0	9.7	9.6
G	5.6	1.1	5.2	7.9	7.7	0.0	0.0	0.0	21.0	17.3	4.0	2.1
H	1.8	6.3	6.2	8.0	6.5	0.0	0.0	0.0	21.9	18.4	7.8	11.0

NWz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	4.4	1.3	2.9	3.0	0.0	0.0	0.0	2.5	3.0	5.6	0.0
B	0.0	3.5	1.5	3.7	2.8	0.0	0.0	0.0	3.3	2.7	5.6	0.0
C	0.0	3.0	0.8	3.0	4.0	0.0	0.0	0.0	2.6	1.7	2.9	0.0
D	0.0	2.6	1.2	0.5	2.1	0.0	0.0	0.0	0.5	0.7	1.3	0.0
E	0.0	1.6	1.8	0.6	3.4	0.0	0.0	0.0	1.2	1.7	1.3	0.0
F	0.0	4.1	1.1	1.9	3.4	0.0	0.0	0.0	2.7	3.0	7.9	0.0
G	0.0	3.0	1.1	2.3	2.8	0.0	0.0	0.0	2.2	2.5	2.7	0.0
H	0.0	2.6	1.3	2.9	3.2	0.0	0.0	0.0	2.6	2.1	3.5	0.0
NWA												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	2.0	1.6	4.3	4.4	10.9	30.3	7.7	32.0	12.7	14.3	7.5	5.1
B	4.6	4.9	8.3	6.6	12.4	35.2	9.1	32.5	14.8	12.4	1.6	0.8
C	7.3	10.3	13.8	6.1	18.4	43.2	38.3	49.5	19.6	12.6	7.5	5.1
D	4.1	7.1	4.4	6.8	18.1	33.0	49.5	44.5	18.3	10.2	10.6	1.4
E	3.8	8.1	5.9	1.0	12.5	12.8	54.3	30.8	18.8	13.5	15.3	1.4
F	3.6	4.3	2.1	2.3	7.9	0.9	17.0	20.6	10.7	16.0	15.0	11.3
G	5.0	6.9	6.5	3.6	11.7	15.8	29.0	38.1	14.6	13.8	7.3	2.3
H	6.0	7.6	9.6	5.5	14.5	35.0	30.9	48.9	17.6	11.8	5.2	2.0
TM												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	2.0	4.9	6.7	2.4	0.0	0.0	0.0	1.3	2.4	0.0	0.9
B	0.0	2.0	4.6	6.0	2.1	0.0	0.0	0.0	1.4	3.4	0.0	0.6
C	0.0	1.6	2.3	5.6	1.1	0.0	0.0	0.0	0.4	4.8	0.0	0.1
D	0.0	0.2	2.4	2.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.8	4.4	0.0	0.0
E	0.0	0.0	1.4	2.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	3.3	0.0	0.0
F	0.0	2.3	6.4	8.4	2.7	0.0	0.0	0.0	1.2	1.9	0.0	1.5
G	0.0	1.5	3.6	2.7	1.3	0.0	0.0	0.0	0.1	3.1	0.0	0.7
H	0.0	1.8	3.4	4.7	1.2	0.0	0.0	0.0	1.0	4.0	0.0	0.6
HM												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	7.4	7.3	1.3	10.3	12.5	24.0	35.2	26.3	4.3	5.6	8.0	11.2
B	5.0	5.0	0.3	11.2	11.7	19.2	34.8	20.1	5.2	4.0	4.3	8.9
C	0.2	2.9	0.2	6.0	8.5	13.2	31.5	9.2	10.2	2.2	2.6	5.6
D	2.4	4.7	5.2	0.9	2.2	10.0	20.3	6.8	16.0	5.2	6.2	5.0
E	5.6	9.4	4.5	2.0	8.4	13.7	21.2	5.7	21.4	4.6	5.0	6.9
F	9.0	7.1	0.5	11.1	12.2	24.9	30.0	34.9	5.7	4.4	10.5	9.5
G	6.0	7.3	3.9	5.4	9.1	15.6	46.5	19.3	7.4	8.1	7.0	11.0
H	2.7	4.6	0.5	7.0	9.6	16.1	36.3	16.8	6.0	5.3	4.3	7.2

Nz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	0.5	2.7	3.4	6.7	19.1	0.0	2.9	0.0	1.7	0.0	0.0
B	0.0	0.1	2.5	3.7	6.1	14.8	0.0	0.6	0.0	1.1	0.0	0.0
C	0.0	1.1	1.9	4.6	7.5	3.1	0.0	0.7	0.0	0.6	0.0	0.0
D	0.0	1.5	2.3	3.1	5.1	2.6	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0
E	0.0	0.0	2.1	2.4	5.1	6.3	0.0	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0
F	0.0	0.7	3.1	3.6	7.2	27.1	0.0	5.4	0.0	1.8	0.0	0.0
G	0.0	0.3	2.9	2.9	6.6	11.0	0.0	3.5	0.0	1.2	0.0	0.0
H	0.0	0.6	2.6	3.8	6.0	9.3	0.0	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0
Na												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.6	3.8	13.1	13.9	10.5	2.0	4.4	6.3	14.1	3.2	2.5	3.9
B	0.4	2.4	11.5	11.9	10.5	7.8	11.7	12.3	14.0	0.8	1.9	3.4
C	0.2	1.8	9.3	13.6	10.8	3.4	18.2	13.8	14.4	2.4	1.7	4.6
D	0.0	3.7	6.8	17.7	16.6	19.0	7.2	9.9	9.8	2.1	1.2	0.0
E	0.0	3.3	9.5	20.0	13.9	28.2	0.3	15.1	13.0	0.0	2.6	0.0
F	0.9	5.3	13.7	13.1	9.5	21.2	3.2	4.1	12.9	4.0	3.1	3.8
G	0.6	3.8	12.4	17.8	14.3	23.2	1.8	4.6	14.1	2.9	2.2	3.8
H	0.4	2.1	11.3	15.1	13.2	5.8	10.6	7.8	14.0	2.7	1.7	4.2
NEz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.5	0.0	8.5	4.0	9.7	8.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.5
B	0.8	0.0	8.9	3.3	7.7	10.9	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	1.0
C	0.5	0.0	7.6	4.4	2.4	13.7	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	1.3
D	0.3	0.0	6.3	3.3	3.2	12.8	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	1.6
E	0.0	0.0	5.9	4.2	4.7	7.4	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	1.8
F	0.6	0.0	9.3	3.2	10.4	0.6	0.0	5.4	0.0	0.0	0.0	0.6
G	0.1	0.0	7.6	3.5	7.6	4.7	0.0	3.8	0.0	0.0	0.0	0.8
H	0.5	0.0	7.8	4.1	7.0	12.8	0.0	1.2	0.0	0.0	0.0	1.4
NEa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	4.1	1.9	2.9	4.0	3.4	0.0	3.3	5.7	5.9	0.0	0.0	1.9
B	3.8	2.1	1.9	2.9	4.3	0.0	3.9	7.1	4.1	0.0	0.0	2.0
C	3.8	1.4	2.9	7.5	6.0	0.0	1.8	7.5	1.9	0.0	0.0	1.2
D	3.7	1.0	3.4	8.2	5.0	0.0	0.5	1.3	2.9	0.0	0.0	2.2
E	3.7	1.5	2.5	6.4	9.5	0.0	1.1	1.6	1.8	0.0	0.0	0.0
F	4.2	1.6	3.1	2.8	5.3	0.0	2.9	3.7	5.6	0.0	0.0	1.7
G	3.3	2.0	3.0	5.5	5.6	0.0	2.8	0.6	5.8	0.0	0.0	1.9
H	3.7	2.1	2.6	5.5	4.4	0.0	3.5	4.5	3.6	0.0	0.0	1.8
Ez												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.3	10.2	4.6	3.3	3.4	0.0	0.0	0.0	1.1	6.1	3.0	4.1
B	1.3	11.0	5.1	3.8	2.9	0.0	0.0	0.0	0.8	6.6	2.8	4.0
C	1.9	9.8	5.4	3.0	6.1	0.0	0.0	0.0	0.6	5.7	1.8	4.7
D	0.0	9.4	5.1	2.8	7.8	0.0	0.0	0.0	1.2	4.0	1.1	7.0
E	1.1	8.7	3.1	6.8	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	5.4	0.7	3.7
F	0.9	10.8	4.1	4.6	2.3	0.0	0.0	0.0	0.9	4.8	3.6	3.8
G	1.0	11.7	4.6	4.3	3.9	0.0	0.0	0.0	0.2	5.0	1.2	3.8
H	1.4	10.3	4.8	3.9	4.2	0.0	0.0	0.0	0.5	6.2	2.0	4.2

Ea												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	2.0	2.9	3.2	2.0	2.8	0.0	0.0	7.7	0.5	3.7	0.0	0.0
B	2.3	2.2	2.8	2.6	2.7	0.0	0.0	5.9	0.5	3.0	0.0	0.0
C	2.0	1.5	4.5	1.9	1.3	0.0	0.0	4.6	0.1	2.5	0.0	0.0
D	2.2	1.2	4.4	4.5	0.8	0.0	0.0	0.0	0.4	6.3	0.0	0.0
E	1.8	1.3	3.5	3.5	1.6	0.0	0.0	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0
F	2.0	2.1	2.3	2.4	2.7	0.0	0.0	7.7	0.7	3.2	0.0	0.0
G	1.6	2.5	4.1	3.9	0.1	0.0	0.0	2.4	0.2	4.2	0.0	0.0
H	1.9	1.8	4.0	2.9	0.7	0.0	0.0	5.3	0.1	3.8	0.0	0.0
SEz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	5.5	5.4	3.2	3.3	2.0	0.0	0.0	0.0	1.9	4.0	5.8	1.5
B	7.7	6.2	5.8	3.1	2.8	0.0	0.0	0.0	1.1	4.6	7.4	1.9
C	7.7	7.1	3.5	5.9	3.2	0.0	0.0	0.0	0.1	5.2	6.4	2.5
D	7.0	5.2	3.2	12.4	3.1	0.0	0.0	0.0	0.4	2.3	1.6	2.5
E	5.8	5.2	0.1	2.9	2.6	0.0	0.0	0.0	0.1	5.7	2.4	2.2
F	5.0	4.8	3.2	2.3	1.5	0.0	0.0	0.0	1.9	3.7	4.7	1.6
G	6.2	5.9	1.6	4.4	2.1	0.0	0.0	0.0	1.7	4.4	4.5	1.7
H	7.6	6.4	4.0	3.7	2.6	0.0	0.0	0.0	1.7	5.1	5.9	2.3
SEa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	14.9	6.0	4.2	2.0	8.4	0.0	0.0	4.3	1.6	3.4	4.1	14.0
B	14.4	5.5	5.1	2.3	9.9	0.0	0.0	3.6	1.6	4.9	5.5	18.7
C	15.2	4.9	7.6	0.3	8.9	0.0	0.0	4.7	1.1	4.8	3.8	17.8
D	17.8	5.0	3.9	1.1	4.4	0.0	0.0	3.6	1.0	4.0	2.5	23.2
E	13.3	4.5	10.9	1.9	4.3	0.0	0.0	2.6	0.0	6.3	4.8	22.6
F	14.9	4.9	3.2	2.1	8.3	0.0	0.0	3.3	1.7	2.1	4.5	11.1
G	13.2	5.6	4.2	1.2	7.6	0.0	0.0	3.1	1.3	3.8	2.2	16.3
H	14.1	6.1	6.5	1.1	9.2	0.0	0.0	3.9	1.2	5.2	4.2	18.0
Sz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.3	1.6	2.0	4.7	1.7	0.0	0.0	0.0	4.0	5.0	3.8	2.6
B	3.6	5.0	1.6	6.5	2.0	0.0	0.0	0.0	4.9	4.8	5.7	0.9
C	5.8	6.2	1.7	6.2	3.9	0.0	0.0	0.0	2.0	0.2	0.2	4.1
D	3.4	2.1	0.9	8.1	4.9	0.0	0.0	0.0	2.2	1.7	1.0	4.1
E	4.9	4.1	3.4	7.6	1.6	0.0	0.0	0.0	3.3	2.1	5.1	1.3
F	0.7	3.1	4.7	5.4	1.1	0.0	0.0	0.0	3.1	4.0	7.7	3.6
G	1.0	0.3	3.2	7.1	1.9	0.0	0.0	0.0	1.0	6.4	4.3	2.6
H	5.2	4.9	1.0	6.3	2.8	0.0	0.0	0.0	3.0	2.7	2.6	0.7
Sa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	11.4	4.0	3.6	1.5	3.7	0.0	0.0	0.0	9.4	5.6	13.7	7.6
B	9.2	5.1	4.3	1.2	4.6	0.0	0.0	0.0	12.1	4.0	20.8	8.9
C	10.2	8.5	2.2	1.7	4.0	0.0	0.0	0.0	10.6	6.4	23.5	8.2
D	11.7	8.8	7.2	1.7	4.5	0.0	0.0	0.0	7.5	9.1	22.4	6.9
E	9.5	7.5	4.6	2.2	2.2	0.0	0.0	0.0	0.8	2.0	16.2	11.0
F	8.8	2.1	6.8	1.7	2.9	0.0	0.0	0.0	7.6	11.2	0.3	5.2
G	11.4	6.3	0.9	1.7	3.3	0.0	0.0	0.0	7.7	1.0	19.1	7.6
H	10.8	6.7	1.4	1.3	4.2	0.0	0.0	0.0	11.2	0.4	23.3	9.6

Tabelle A.9: Prozentuale Anteile der einzelnen Großwettertypen an der Ausgestaltung der Niederschläge in den hygrischen Regionen Mitteleuropas im Zeitraum 1780-1995.

Wz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	10.4	23.0	22.4	27.3	5.8	0.0	0.0	0.0	21.2	16.5	26.8	18.1
B	12.9	21.0	18.7	22.6	4.1	0.0	0.0	0.0	21.0	15.1	25.2	21.2
C	12.1	22.3	21.2	25.3	7.6	0.0	0.0	0.0	18.6	13.7	21.4	19.0
D	8.1	16.0	15.8	24.8	8.7	0.0	0.0	0.0	10.8	16.1	25.6	15.3
E	13.2	16.6	19.7	17.9	6.3	0.0	0.0	0.0	15.8	11.3	21.8	19.6
F	6.8	14.7	18.6	18.2	4.1	0.0	0.0	0.0	14.2	11.6	19.9	18.7
G	8.2	23.9	11.6	23.8	1.9	0.0	0.0	0.0	17.1	19.2	20.3	13.8
H	13.1	13.8	12.8	15.8	5.7	0.0	0.0	0.0	12.1	10.7	6.8	18.1
I	8.4	3.6	11.0	24.0	7.1	0.0	0.0	0.0	3.5	20.6	18.2	9.1
Wa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	19.9	10.7	18.1	2.9	1.2	22.5	49.6	37.2	7.0	3.1	4.6	16.0
B	13.2	12.1	12.9	0.5	15.5	32.2	49.9	45.1	9.4	4.9	2.3	9.9
C	20.5	12.3	17.1	2.9	15.7	39.4	50.0	44.2	12.0	13.9	14.6	17.2
D	26.9	19.8	26.7	2.9	16.6	30.0	50.0	42.0	28.7	23.4	9.4	27.4
E	6.8	7.1	8.8	2.7	5.5	27.0	48.6	42.0	3.1	9.6	4.1	4.2
F	20.2	22.6	14.3	5.5	16.0	32.6	32.5	27.9	21.1	15.0	10.5	17.6
G	3.3	9.7	13.2	3.5	9.6	16.8	33.7	3.9	14.7	6.9	9.1	20.5
H	18.9	20.7	0.4	9.2	6.5	35.5	4.1	11.8	4.4	6.5	1.3	20.7
I	28.1	24.6	15.8	9.3	3.2	1.4	18.1	29.2	6.5	16.9	18.7	22.3
SWz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	12.6	12.0	7.2	0.3	6.7	0.0	0.0	0.0	7.9	16.9	14.0	6.6
B	22.2	15.3	16.0	14.0	12.5	0.0	0.0	0.0	9.6	24.7	21.6	13.6
C	13.0	12.9	10.5	7.0	11.3	0.0	0.0	0.0	8.3	12.1	11.3	10.8
D	9.1	9.2	7.1	4.0	4.6	0.0	0.0	0.0	3.0	1.7	9.1	7.3
E	24.8	22.4	16.6	15.9	14.4	0.0	0.0	0.0	18.6	28.2	28.0	20.1
F	1.3	3.6	4.2	2.0	3.7	0.0	0.0	0.0	2.7	2.8	10.8	2.3
G	14.8	10.6	3.6	4.6	5.5	0.0	0.0	0.0	6.3	6.7	12.4	6.4
H	17.2	15.1	19.1	4.7	2.6	0.0	0.0	0.0	3.4	18.2	30.9	26.3
I	0.5	9.8	4.8	3.8	9.5	0.0	0.0	0.0	3.1	8.1	4.4	5.3
SWa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	13.2	7.2	2.5	0.3	2.4	0.0	0.0	0.0	3.7	13.4	15.7	18.6
B	7.6	0.3	1.4	0.7	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	8.2	15.8	8.4
C	10.6	6.0	0.4	3.0	5.0	0.0	0.0	0.0	2.8	7.1	14.8	7.6
D	7.5	5.7	1.5	1.7	4.5	0.0	0.0	0.0	6.5	7.9	11.7	5.2
E	6.0	0.5	1.5	0.8	0.6	0.0	0.0	0.0	7.6	1.8	12.7	8.0
F	20.9	15.8	3.9	3.3	2.4	0.0	0.0	0.0	9.2	16.8	26.0	19.7
G	22.9	14.3	7.1	1.5	3.5	0.0	0.0	0.0	4.5	12.3	25.3	24.6
H	9.6	9.7	4.8	4.3	7.5	0.0	0.0	0.0	15.9	4.7	22.5	15.1
I	11.9	4.7	6.3	2.6	2.8	0.0	0.0	0.0	17.3	4.5	19.2	18.5

NWz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	2.5	0.4	3.0	5.0	0.0	0.0	0.0	1.9	2.1	0.5	0.0
B	0.0	0.3	1.1	3.7	2.2	0.0	0.0	0.0	1.7	2.2	0.8	0.0
C	0.0	1.5	0.8	4.5	2.3	0.0	0.0	0.0	0.7	1.9	1.1	0.0
D	0.0	0.9	1.9	3.1	1.7	0.0	0.0	0.0	0.4	1.1	1.2	0.0
E	0.0	1.2	1.6	1.1	2.4	0.0	0.0	0.0	1.4	1.0	0.4	0.0
F	0.0	2.9	3.1	1.2	3.7	0.0	0.0	0.0	4.0	3.3	2.8	0.0
G	0.0	2.7	2.0	3.2	2.7	0.0	0.0	0.0	1.6	1.3	3.8	0.0
H	0.0	0.7	1.4	2.9	1.6	0.0	0.0	0.0	1.4	2.0	5.9	0.0
I	0.0	2.4	1.0	3.3	1.9	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.9	0.0
NWa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	4.8	1.5	1.5	4.4	5.1	38.0	9.3	19.2	6.1	5.1	3.6	2.4
B	4.3	7.2	12.0	0.2	9.5	17.6	18.0	26.0	1.7	1.7	2.4	8.3
C	4.5	1.1	1.9	6.8	2.3	5.6	13.4	6.0	5.8	7.0	1.5	1.3
D	5.9	5.0	0.5	12.0	10.8	16.5	8.4	7.6	4.3	5.9	4.6	0.2
E	7.1	10.4	15.0	4.3	7.3	42.8	44.8	30.7	10.8	7.5	9.5	10.4
F	13.9	6.3	7.5	12.0	0.3	23.4	20.8	22.9	13.9	5.2	4.6	6.4
G	15.6	1.7	9.4	4.9	2.7	4.2	19.0	15.6	5.2	4.4	4.1	1.9
H	3.5	8.1	13.5	6.4	9.5	31.1	38.3	13.4	7.3	1.6	7.4	5.2
I	13.4	9.1	8.8	5.0	11.6	3.2	31.8	15.3	26.8	10.3	8.2	10.1
TM												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	1.2	0.2	5.9	7.1	0.0	0.0	0.0	0.3	3.7	0.0	0.6
B	0.0	0.4	0.4	5.8	5.2	0.0	0.0	0.0	2.5	2.4	0.0	0.2
C	0.0	0.8	0.6	3.5	5.2	0.0	0.0	0.0	1.4	1.3	0.0	0.1
D	0.0	1.5	2.0	2.9	0.7	0.0	0.0	0.0	2.2	1.2	0.0	0.6
E	0.0	0.2	2.1	5.3	7.2	0.0	0.0	0.0	1.6	3.4	0.0	0.3
F	0.0	1.1	0.6	9.1	3.2	0.0	0.0	0.0	1.3	4.1	0.0	0.0
G	0.0	0.5	1.9	4.6	0.2	0.0	0.0	0.0	1.0	4.2	0.0	0.0
H	0.0	2.6	5.2	6.4	1.5	0.0	0.0	0.0	3.3	4.1	0.0	0.0
I	0.0	2.7	1.6	3.0	2.3	0.0	0.0	0.0	3.0	1.0	0.0	0.0
HM												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	12.7	14.0	15.0	17.1	16.5	12.0	8.6	11.0	40.0	12.1	7.7	7.5
B	12.7	18.2	13.7	13.6	8.3	7.1	3.8	10.2	40.8	15.3	8.3	9.1
C	9.4	16.3	12.1	14.0	5.8	4.5	6.0	12.0	38.7	10.9	5.9	12.2
D	10.5	11.0	9.6	11.5	5.0	4.6	9.6	14.0	30.0	11.1	5.0	8.0
E	14.6	17.1	15.1	11.1	11.8	7.4	1.6	8.5	25.6	14.3	8.3	9.5
F	7.5	8.2	10.6	18.1	12.2	7.3	17.4	21.3	20.8	8.5	2.3	5.1
G	13.2	8.9	9.9	17.0	8.6	22.2	34.5	36.0	13.8	8.9	7.0	7.6
H	11.9	9.1	11.8	11.5	8.7	7.6	34.9	14.1	29.2	8.5	8.3	5.1
I	6.4	11.2	10.5	17.4	8.9	33.7	23.1	35.4	3.2	3.0	2.9	3.7

Nz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	1.8	0.8	1.2	3.8	13.2	0.0	12.7	0.0	0.3	0.0	0.0
B	0.0	0.5	0.0	0.9	0.4	7.9	0.0	3.8	0.0	0.2	0.0	0.0
C	0.0	0.6	0.5	0.2	1.3	1.6	0.0	5.8	0.0	0.2	0.0	0.0
D	0.0	0.8	0.7	0.2	1.3	3.4	0.0	0.4	0.0	0.3	0.0	0.0
E	0.0	1.3	0.4	0.6	0.2	7.6	0.0	2.4	0.0	0.8	0.0	0.0
F	0.0	0.2	0.5	2.1	8.2	21.1	0.0	9.1	0.0	0.0	0.0	0.0
G	0.0	0.6	0.4	2.6	5.9	12.8	0.0	11.3	0.0	0.0	0.0	0.0
H	0.0	0.6	0.6	2.0	1.4	3.9	0.0	10.7	0.0	0.0	0.0	0.0
I	0.0	0.3	0.7	0.8	4.4	33.6	0.0	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0
Na												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.7	1.9	2.3	8.9	3.8	8.0	31.7	11.1	1.2	1.3	0.6	3.0
B	1.2	3.6	5.2	14.1	13.1	25.3	27.0	7.5	1.6	4.2	0.4	1.4
C	1.6	1.3	2.7	12.6	8.0	45.5	28.3	20.7	0.0	2.5	0.2	1.5
D	1.2	3.6	3.9	7.1	7.8	41.7	29.6	20.1	1.4	0.6	0.6	1.3
E	1.2	3.2	5.8	15.8	17.2	4.8	3.8	6.5	1.7	4.0	0.5	1.8
F	0.0	0.5	0.5	7.7	5.5	15.0	23.9	9.1	3.0	2.6	1.3	0.0
G	0.0	1.7	0.4	10.3	10.9	37.1	9.2	16.4	6.1	3.1	0.6	0.0
H	0.0	0.7	3.2	10.5	6.3	19.1	17.7	18.2	6.8	0.7	0.4	0.0
I	0.0	0.8	3.7	3.7	4.5	15.8	22.8	5.2	4.6	1.7	0.6	0.0
NEz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.3	0.0	2.9	2.8	8.7	6.2	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.2
B	0.1	0.0	1.8	0.7	4.1	9.8	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0
C	0.1	0.0	3.3	0.7	7.9	3.3	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	1.1
D	0.4	0.0	4.8	1.5	2.6	3.7	0.0	2.6	0.0	0.0	0.0	0.2
E	0.3	0.0	0.2	1.1	2.1	10.5	0.0	2.6	0.0	0.0	0.0	0.4
F	2.1	0.0	0.9	0.1	0.9	0.6	0.0	5.4	0.0	0.0	0.0	0.3
G	2.3	0.0	2.5	2.2	20.1	6.9	0.0	8.8	0.0	0.0	0.0	0.2
H	3.3	0.0	2.3	7.3	14.9	2.8	0.0	11.8	0.0	0.0	0.0	0.4
I	0.5	0.0	0.3	0.2	1.2	12.2	0.0	3.1	0.0	0.0	0.0	0.1
NEa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.8	0.4	2.7	5.4	11.9	0.0	0.9	3.0	0.1	0.0	0.0	1.2
B	1.4	0.7	1.7	6.7	8.5	0.0	1.3	5.6	2.4	0.0	0.0	1.6
C	1.5	0.2	2.2	8.9	11.3	0.0	2.4	6.8	0.9	0.0	0.0	1.7
D	0.8	1.4	1.9	8.3	9.6	0.0	2.4	8.9	1.9	0.0	0.0	1.3
E	2.0	0.2	2.5	8.0	6.3	0.0	1.2	4.5	3.9	0.0	0.0	1.3
F	3.7	0.5	0.8	6.0	14.5	0.0	5.4	1.4	5.1	0.0	0.0	0.9
G	3.1	0.4	2.8	6.4	2.6	0.0	3.6	3.2	6.3	0.0	0.0	0.4
H	0.9	0.7	4.2	5.1	7.9	0.0	5.0	4.2	4.1	0.0	0.0	0.0
I	2.0	1.1	3.3	3.4	4.2	0.0	4.2	5.7	1.3	0.0	0.0	0.7

Ez												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.9	3.8	1.4	7.3	5.8	0.0	0.0	0.0	0.7	0.3	1.0	1.0
B	0.7	4.2	1.6	3.8	3.6	0.0	0.0	0.0	0.8	0.2	1.3	1.6
C	0.6	3.6	2.1	2.7	4.1	0.0	0.0	0.0	0.6	0.2	1.7	1.1
D	0.9	3.5	1.8	4.7	7.4	0.0	0.0	0.0	0.5	0.2	1.0	2.3
E	1.3	2.9	0.3	4.1	1.3	0.0	0.0	0.0	0.6	0.3	0.9	1.4
F	0.6	2.1	3.9	4.0	2.0	0.0	0.0	0.0	2.5	0.9	1.0	2.4
G	1.3	0.0	1.8	1.3	3.8	0.0	0.0	0.0	0.6	2.4	0.0	3.1
H	0.3	1.4	3.0	5.1	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	3.4	0.7	1.6
I	0.2	2.5	0.5	5.6	9.0	0.0	0.0	0.0	1.3	1.1	0.6	1.0
Ea												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.1	1.0	3.0	6.1	5.0	0.0	0.0	3.8	1.0	0.4	0.0	0.0
B	1.0	1.3	2.9	5.2	3.7	0.0	0.0	0.7	0.0	1.9	0.0	0.0
C	1.3	1.0	3.4	5.9	4.7	0.0	0.0	1.9	0.9	1.4	0.0	0.0
D	1.4	0.7	1.7	5.7	7.5	0.0	0.0	2.7	0.9	1.9	0.0	0.0
E	0.8	0.9	1.4	4.9	6.1	0.0	0.0	2.3	0.8	1.7	0.0	0.0
F	1.4	0.2	3.4	7.5	8.6	0.0	0.0	2.2	0.7	1.8	0.0	0.0
G	0.8	1.0	5.6	6.7	5.9	0.0	0.0	3.4	1.3	0.1	0.0	0.0
H	1.1	0.5	2.1	0.9	8.5	0.0	0.0	8.2	0.5	1.6	0.0	0.0
I	1.4	0.2	0.2	8.1	4.7	0.0	0.0	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0
SEz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.8	1.0	1.2	2.4	0.9	0.0	0.0	0.0	2.1	1.9	1.6	0.3
B	2.4	1.9	1.1	1.2	1.2	0.0	0.0	0.0	0.2	0.8	1.7	0.7
C	3.4	3.1	3.1	0.6	0.5	0.0	0.0	0.0	0.8	2.2	2.0	1.1
D	2.9	2.3	2.5	6.3	0.5	0.0	0.0	0.0	1.9	3.1	3.4	1.0
E	0.7	0.4	0.2	2.7	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	0.9	0.6	0.1
F	2.9	3.2	2.4	1.1	0.6	0.0	0.0	0.0	4.0	1.1	2.0	0.8
G	0.3	1.6	5.2	2.8	0.6	0.0	0.0	0.0	4.0	1.3	1.9	0.0
H	3.5	6.0	1.5	1.5	0.5	0.0	0.0	0.0	3.3	3.2	2.4	0.9
I	2.0	1.6	0.7	3.3	2.1	0.0	0.0	0.0	4.4	0.8	0.6	0.6
SEa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	6.1	6.8	6.3	1.5	1.7	0.0	0.0	1.2	1.2	3.0	4.4	6.8
B	8.3	5.5	4.7	2.6	2.4	0.0	0.0	0.5	0.1	3.7	5.7	8.2
C	7.7	6.4	6.8	0.4	3.4	0.0	0.0	1.8	0.9	5.4	4.4	10.8
D	8.6	5.1	9.1	0.3	5.9	0.0	0.0	1.6	1.5	3.7	4.3	10.2
E	5.7	4.7	3.2	1.2	5.4	0.0	0.0	0.4	0.6	1.4	6.5	7.1
F	6.6	5.2	8.6	0.6	6.7	0.0	0.0	0.7	0.1	4.5	2.7	9.5
G	0.4	6.1	9.7	2.6	11.0	0.0	0.0	1.4	2.0	4.3	2.1	9.8
H	3.7	0.1	5.6	1.2	7.8	0.0	0.0	7.5	0.6	1.9	0.0	3.4
I	5.4	5.0	16.3	0.7	13.1	0.0	0.0	2.5	2.2	5.1	5.1	9.5

Sz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	2.7	1.2	3.8	1.4	4.0	0.0	0.0	0.0	1.2	0.7	5.8	4.1
B	1.4	1.1	0.7	2.2	1.1	0.0	0.0	0.0	3.4	0.7	3.8	4.7
C	0.9	1.0	4.0	0.8	1.1	0.0	0.0	0.0	1.8	2.4	4.2	1.9
D	4.3	2.6	4.4	1.6	1.0	0.0	0.0	0.0	2.1	2.6	4.1	3.0
E	3.2	8.2	0.6	2.3	4.3	0.0	0.0	0.0	3.7	6.0	0.3	5.4
F	0.3	1.6	5.4	0.6	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	2.9	1.9
G	2.0	1.9	2.5	0.4	2.2	0.0	0.0	0.0	7.5	2.5	3.0	2.7
H	6.0	8.3	1.3	3.0	2.1	0.0	0.0	0.0	6.5	6.5	4.3	2.0
I	6.6	6.1	4.5	2.6	1.0	0.0	0.0	0.0	3.9	5.9	4.3	2.5
Sa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	11.0	10.0	8.3	1.7	4.6	0.0	0.0	0.0	4.7	19.2	13.6	13.4
B	10.6	6.4	3.9	1.3	2.1	0.0	0.0	0.0	4.7	13.8	10.6	11.0
C	13.0	9.7	7.2	0.4	2.5	0.0	0.0	0.0	5.7	17.9	17.7	12.5
D	11.5	10.9	4.4	1.2	3.8	0.0	0.0	0.0	3.7	19.1	19.8	16.7
E	12.3	2.7	4.9	0.3	1.4	0.0	0.0	0.0	3.8	7.9	6.4	10.3
F	12.0	11.2	10.8	1.1	6.8	0.0	0.0	0.0	0.8	21.5	13.2	14.4
G	11.7	14.4	10.5	1.4	2.5	0.0	0.0	0.0	8.2	22.4	10.5	8.9
H	6.8	1.9	7.1	2.1	4.9	0.0	0.0	0.0	1.1	26.3	9.1	1.1
I	13.3	14.2	10.1	3.1	8.5	0.0	0.0	0.0	18.0	21.0	16.3	16.6

NWa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	0.3	0.7	0.5	-0.2	-0.7	-0.2	0.2	-0.2	-0.2	-0.6	-0.6	0.8
B	1.2	1.3	0.8	-0.6	-0.7	-0.1	0.1	-0.3	-0.3	-0.6	0.3	1.4
C	1.1	1.6	1.5	-0.1	-0.7	-0.3	0.0	-0.4	-0.4	-0.9	-0.8	1.4
D	0.6	0.8	1.1	-0.8	-1.3	-0.3	-0.2	-0.7	-0.7	-1.8	-2.1	1.8
E	1.7	1.0	1.2	-0.4	-0.9	-0.2	-0.1	-0.4	-0.6	-1.1	-1.6	1.3
F	-0.5	0.0	0.3	0.0	-0.6	0.0	0.2	-0.1	-0.4	-0.6	-0.7	0.2
G	1.2	1.4	0.9	-0.2	-0.8	-0.2	0.1	-0.3	-0.2	-0.8	-0.7	1.3
H	1.5	1.5	1.1	-0.4	-0.9	-0.2	0.0	-0.5	-0.3	-0.6	-0.8	1.5
TM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-2.5	-	-1.6	-2.0	-	-	-	-0.6	-	-	-1.6
B	-	-2.8	-	-1.5	-2.0	-	-	-	-0.5	-	-	-0.8
C	-	-2.5	-	-0.8	-1.9	-	-	-	0.2	-	-	0.1
D	-	0.7	-	0.4	-0.6	-	-	-	0.5	-	-	-
E	-	-0.1	-	0.0	0.0	-	-	-	0.4	-	-	-
F	-	-2.7	-	-1.8	-2.1	-	-	-	-1.1	-	-	-2.7
G	-	-1.8	-	-0.9	-1.2	-	-	-	0.1	-	-	-1.0
H	-	-3.1	-	-1.1	-1.7	-	-	-	0.2	-	-	-0.9
HM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-1.8	-2.4	0.3	1.2	2.1	3.0	2.7	1.3	-0.4	-1.2	-1.4	-2.8
B	-1.1	-2.3	0.6	1.8	1.9	3.0	2.5	1.9	-0.1	-1.2	-1.2	-1.7
C	0.4	-2.0	0.9	1.1	1.4	1.2	2.2	1.2	-0.5	-1.1	0.4	-1.4
D	0.0	-1.8	0.2	-0.1	2.1	-1.9	3.1	1.5	-1.1	-0.7	3.4	-2.8
E	-2.6	-4.7	0.2	0.1	1.6	0.6	1.8	1.0	-1.1	-1.5	-0.8	-1.5
F	-1.9	-2.0	0.2	1.2	1.8	2.6	2.1	0.6	-0.2	-1.2	-1.6	-1.9
G	-1.5	-2.3	0.2	0.6	2.0	2.1	3.2	1.2	-0.6	-1.4	-1.4	-1.8
H	-0.6	-2.7	0.9	1.0	1.7	2.0	2.6	1.6	-0.5	-1.3	-1.2	-1.8
Nz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	1.4	-	-	-2.5	-1.6	-	1.1	-	-1.9	-	-
B	-	2.6	-	-	-2.2	-1.9	-	1.4	-	-1.3	-	-
C	-	-0.1	-	-	-1.8	-0.5	-	-0.2	-	-0.9	-	-
D	-	-	-	-	-0.9	0.6	-	-	-	-	-	-
E	-	-	-	-	-1.0	-0.8	-	-	-	-	-	-
F	-	0.5	-	-	-3.0	-1.8	-	1.2	-	-2.0	-	-
G	-	1.7	-	-	-2.3	-1.5	-	0.1	-	-1.4	-	-
H	-	1.2	-	-	-1.9	-1.2	-	0.5	-	-1.4	-	-
Na												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-1.0	-1.5	-3.2	-1.5	-0.1	0.0	-0.3	0.0	-	-0.5	-	-8.0
B	-0.4	-0.7	-2.9	-1.3	-0.1	-0.1	-0.3	0.1	-	0.9	-	-6.5
C	0.1	-1.9	-3.3	-1.0	0.2	0.0	-0.1	0.6	-	-0.7	-	-7.1
D	-	-	-3.0	-1.2	-0.2	0.2	0.0	0.4	-	-	-	-
E	-	-	-4.0	-1.9	-0.8	-0.3	-0.1	-1.2	-	-	-	-
F	-1.8	-1.8	-2.9	-1.2	0.0	-0.2	-0.4	-0.2	-	-0.9	-	-7.6
G	-1.4	-1.0	-3.4	-1.9	-0.6	-0.4	-0.3	-0.2	-	-0.9	-	-6.5
H	-0.7	-1.5	-3.7	-1.6	-0.3	-0.2	-0.2	0.1	-	-0.6	-	-8.6

NEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-2.3	-	-1.1	2.5	-	-	-	-	-	-0.6
B	-	-	-2.7	-	-1.0	2.9	-	-	-	-	-	-1.6
C	-	-	-2.2	-	-0.5	2.8	-	-	-	-	-	-1.9
D	-	-	-	-	0.9	-	-	-	-	-	-	-2.6
E	-	-	-1.8	-	-0.7	-	-	-	-	-	-	-3.0
F	-	-	-2.2	-	-0.8	1.2	-	-	-	-	-	-0.9
G	-	-	-1.5	-	-1.0	2.0	-	-	-	-	-	-1.2
H	-	-	-2.6	-	-0.8	3.6	-	-	-	-	-	-2.6
NEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-7.5	-5.0	-1.7	-1.5	-0.3	-	-	0.6	-	-	-	-
B	-6.2	-6.3	-0.9	-1.0	-0.7	-	-	1.2	-	-	-	-
C	-5.8	-4.4	-2.2	-2.2	-0.8	-	-	1.0	-	-	-	-
D	-	-3.2	-2.1	-4.2	-2.9	-	-	1.4	-	-	-	-
E	-	-6.8	-2.2	-2.3	-2.4	-	-	1.4	-	-	-	-
F	-6.3	-3.7	-1.3	-1.0	-0.4	-	-	-0.3	-	-	-	-
G	-6.5	-4.9	-1.9	-2.1	-1.1	-	-	0.8	-	-	-	-
H	-7.0	-7.6	-1.9	-2.0	-0.7	-	-	1.3	-	-	-	-
Ez												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-1.8	-0.5	0.0	-	-	-	-	-	-	-4.4
B	-	-	-2.3	-0.8	-0.1	-	-	-	-	-	-	-3.5
C	-	-	-3.4	-0.4	0.1	-	-	-	-	-	-	-3.0
D	-	-	-2.5	1.4	0.2	-	-	-	-	-	-	-
E	-	-	-2.5	0.9	-0.1	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-0.9	-0.7	-0.1	-	-	-	-	-	-	-3.7
G	-	-	-2.2	-0.7	0.1	-	-	-	-	-	-	-3.4
H	-	-	-2.9	-0.4	0.2	-	-	-	-	-	-	-4.1
Ea												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-0.3	-0.4	0.7	-	-	3.3	-	-3.2	-	-
B	-	-	0.1	-0.9	0.5	-	-	3.1	-	-2.5	-	-
C	-	-	-1.5	-0.2	0.1	-	-	0.1	-	-0.9	-	-
D	-	-	-2.7	-0.4	-0.2	-	-	-	-	-	-	-
E	-	-	-2.4	-0.3	0.7	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	0.3	-0.4	0.6	-	-	2.6	-	-2.8	-	-
G	-	-	-1.1	-0.5	0.4	-	-	0.5	-	-2.6	-	-
H	-	-	-1.2	-0.3	0.3	-	-	2.3	-	-2.7	-	-
SEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-2.6	-	-0.7	0.3	-	-	-	-	-1.5	-2.5	-2.2	-
B	-5.1	-	-1.8	0.4	-	-	-	-	-0.8	-3.7	-3.2	-
C	-5.2	-	-0.8	0.4	-	-	-	-	0.0	-4.0	-2.8	-
D	-4.4	-	1.1	3.7	-	-	-	-	-0.8	-	-1.2	-
E	-8.7	-	0.6	0.4	-	-	-	-	0.2	-4.5	-1.0	-
F	-2.0	-	-0.7	0.0	-	-	-	-	-1.8	-2.3	-1.5	-
G	-3.4	-	0.0	0.5	-	-	-	-	-1.3	-3.1	-2.3	-
H	-6.3	-	-1.2	0.4	-	-	-	-	-1.5	-3.9	-3.1	-

SEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-4.6	-1.8	-1.5	1.3	1.7	-	-	1.9	-	-1.1	-1.0	-3.5
B	-4.7	-2.4	-1.3	1.9	2.3	-	-	2.4	-	-1.7	-1.5	-4.4
C	-4.9	-2.5	-2.4	2.7	2.3	-	-	2.7	-	-1.5	-0.7	-3.0
D	-6.1	-	-2.4	2.7	-	-	-	2.8	-	-0.3	0.1	-4.1
E	-8.1	-	-4.5	2.8	1.9	-	-	2.6	-	-1.4	-0.8	-4.1
F	-3.9	-0.5	-1.2	0.5	1.7	-	-	1.1	-	-0.9	-0.8	-2.5
G	-4.2	-0.7	-2.1	1.8	2.1	-	-	1.5	-	-0.8	-0.7	-3.6
H	-5.3	-3.9	-2.1	2.2	2.5	-	-	2.5	-	-1.4	-1.5	-4.1
Sz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-0.3	-0.9	-0.2	0.6	-	-	-	-	1.2	0.8	0.7	1.3
B	-2.0	-1.9	0.0	1.3	-	-	-	-	1.0	1.1	1.0	0.5
C	-2.6	-2.2	-0.9	0.3	-	-	-	-	-0.5	1.3	0.0	-1.0
D	-	-1.4	0.1	1.3	-	-	-	-	-0.5	1.7	0.6	-0.8
E	-	-2.4	-0.3	-0.4	-	-	-	-	-0.4	2.1	1.9	0.3
F	1.0	0.3	0.6	0.6	-	-	-	-	1.0	0.6	1.0	1.4
G	-0.4	-0.8	0.1	0.9	-	-	-	-	-0.3	1.4	1.3	1.1
H	-2.7	-2.3	-0.8	0.9	-	-	-	-	0.3	1.4	0.7	0.0
Sa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-2.9	-1.2	0.9	1.5	0.7	-	-	-	1.5	-0.3	-0.2	-1.0
B	-2.2	-1.2	1.1	1.6	1.0	-	-	-	1.3	-0.5	-1.3	-1.2
C	-2.1	-1.2	0.2	1.2	0.1	-	-	-	0.7	-0.4	-1.0	-1.0
D	-3.0	-0.4	0.1	-	1.4	-	-	-	0.6	0.0	-2.1	-1.2
E	-4.7	-1.3	-1.2	2.2	0.3	-	-	-	0.8	-0.7	-1.7	-0.3
F	-1.3	-1.2	0.9	1.6	0.5	-	-	-	1.3	0.2	0.3	-0.5
G	-2.8	-1.2	0.2	1.7	0.7	-	-	-	1.6	-0.5	-1.0	-0.8
H	-3.0	-1.2	0.9	1.6	0.8	-	-	-	1.5	-0.4	-1.3	-1.3

Tabelle A.11: Abweichungen (mm) der großwettertypspezifischen Niederschläge von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1780-1860.

Wz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	20.8	15.1	13.0	18.5	-9.3	-	-	-	29.6	20.2	12.2	13.5
B	40.8	20.6	29.0	19.5	-3.7	-	-	-	27.1	8.1	23.8	25.8
C	29.1	28.9	27.4	19.9	13.0	-	-	-	16.5	11.8	18.5	18.2
D	12.2	12.3	14.5	21.7	28.3	-	-	-	7.6	5.8	32.6	16.6
E	38.2	25.6	38.2	14.8	7.6	-	-	-	31.1	23.0	58.8	31.9
F	20.4	2.0	13.3	9.2	8.0	-	-	-	7.2	12.6	4.5	23.8
G	17.5	15.1	-4.2	18.7	18.0	-	-	-	1.9	60.1	8.3	5.6
H	36.3	54.3	-2.1	13.0	-8.2	-	-	-	33.2	28.0	-17.9	24.6
I	14.6	-3.2	-0.3	17.0	30.7	-	-	-	-9.9	78.4	30.5	1.4
Wa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	8.2	2.0	8.7	19.7	-0.9	4.1	7.7	6.0	7.9	-1.2	0.8	10.8
B	4.6	5.2	9.1	7.8	10.4	3.6	15.9	12.0	5.6	-1.1	5.3	10.2
C	7.9	2.5	12.3	8.3	10.2	12.9	24.0	12.9	2.8	6.5	28.1	5.8
D	11.3	5.3	24.0	7.7	9.3	7.8	11.7	7.3	9.2	10.0	12.0	14.8
E	8.7	-4.3	10.0	25.7	1.6	14.4	9.2	7.9	2.8	-14.2	-3.9	8.8
F	8.5	2.8	5.8	3.2	6.4	3.2	-7.1	4.1	0.0	2.9	12.0	6.2
G	2.5	-1.3	7.6	5.0	-0.4	-8.0	-1.8	-7.2	1.0	7.3	3.3	10.9
H	-2.4	-9.2	-6.2	11.0	-7.3	-17.2	11.2	-0.5	1.0	-7.9	4.4	-11.7
I	11.4	5.0	7.1	0.8	2.2	-4.5	1.9	-4.5	-2.8	17.1	7.1	14.7
SWz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	5.4	9.1	13.0	1.3	5.6	-	-	-	6.0	18.9	12.5	7.8
B	19.7	16.3	21.1	21.5	33.3	-	-	-	12.3	22.4	17.7	20.5
C	8.7	15.6	10.7	9.5	26.0	-	-	-	14.4	13.6	5.5	13.0
D	2.9	3.1	-0.2	5.4	-0.1	-	-	-	6.1	4.1	4.3	4.3
E	22.3	36.7	41.4	34.4	40.0	-	-	-	29.5	33.8	26.8	26.6
F	-4.3	17.7	-2.3	0.3	-12.7	-	-	-	1.0	1.2	6.5	-2.2
G	1.8	6.1	10.0	9.2	17.8	-	-	-	10.9	5.9	4.1	-1.7
H	13.6	27.2	27.9	10.0	-22.9	-	-	-	-15.7	18.6	11.3	22.2
I	2.2	40.2	7.8	-0.1	14.8	-	-	-	-7.7	2.6	4.4	2.7
SWa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-1.8	-8.7	-4.9	-14.3	-11.1	-	-	-	0.2	-11.9	-8.1	-12.0
B	0.6	0.4	14.1	-4.8	-8.8	-	-	-	0.2	-5.8	-14.6	-3.7
C	-3.3	-7.2	9.9	-11.6	4.8	-	-	-	4.7	-2.6	-11.3	3.2
D	0.9	-4.8	-3.0	-3.8	5.7	-	-	-	-10.2	-2.7	-7.7	5.2
E	-1.3	3.7	6.4	-6.3	0.6	-	-	-	-2.3	-5.9	-18.5	-4.3
F	-1.5	-13.6	-8.9	-	-1.8	-	-	-	-8.2	-3.0	-13.4	-4.8
G	-3.6	-7.0	-15.3	12.5	-11.7	-	-	-	11.9	-4.2	-9.2	-7.4
H	-10.2	-17.4	9.0	-30.3	-7.1	-	-	-	-38.5	-6.6	-15.6	-6.0
I	-6.7	-10.0	-20.0	8.7	-19.0	-	-	-	-14.3	-4.3	-6.4	-8.2

NWz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	11.2	5.7	-	39.7	-	-	-	-	-	-16.5	-
B	-	-2.8	18.4	-	15.7	-	-	-	-	-	-11.3	-
C	-	10.3	-4.3	-	15.0	-	-	-	-	-	27.7	-
D	-	-7.2	-20.9	-	-4.9	-	-	-	-	-	19.1	-
E	-	-6.9	39.2	-	14.1	-	-	-	-	-	-28.4	-
F	-	9.0	-20.1	-	31.8	-	-	-	-	-	41.9	-
G	-	8.6	-10.2	-	1.3	-	-	-	-	-	43.8	-
H	-	10.2	-9.1	-	11.7	-	-	-	-	-	105.2	-
I	-	6.3	5.7	-	-28.6	-	-	-	-	-	29.5	-
NWa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	2.7	5.0	-4.5	-2.1	-0.8	-4.4	0.3	-1.8	-11.9	8.1	28.8	-0.7
B	-8.9	-9.9	-13.2	-9.7	-5.7	-2.0	-2.2	-7.7	-11.8	-13.1	11.3	-16.5
C	1.5	-3.9	-0.6	-2.3	1.7	0.8	-5.0	-0.4	-0.8	3.1	18.6	-7.2
D	5.2	4.1	4.7	6.5	9.1	2.6	-1.7	4.3	-1.5	10.0	15.2	5.8
E	-8.1	-19.3	-18.8	-9.5	-5.0	-10.6	-3.1	-5.7	-18.7	-31.3	-8.6	-16.7
F	4.2	7.2	5.0	-10.7	4.9	-3.0	-2.2	-2.8	-0.4	-0.8	10.5	1.3
G	10.9	9.5	10.5	-6.4	2.6	-1.5	-0.6	6.9	-16.4	-10.9	21.7	-4.5
H	-2.0	-16.8	-0.4	-7.5	8.7	11.3	-2.0	7.0	21.1	-32.9	-3.8	-12.6
I	11.4	6.4	3.8	-4.8	1.8	0.2	4.3	1.4	16.8	23.8	1.7	14.7
TM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-7.8	-	11.1	54.9	-	-	-	-1.8	-	-	16.7
B	-	-3.4	-	13.8	54.7	-	-	-	19.3	-	-	-1.4
C	-	-5.2	-	11.5	34.1	-	-	-	-4.0	-	-	0.1
D	-	-7.8	-	10.2	3.8	-	-	-	15.9	-	-	-11.8
E	-	-1.7	-	-0.5	105.1	-	-	-	16.8	-	-	14.4
F	-	9.0	-	20.2	11.7	-	-	-	10.3	-	-	-
G	-	0.8	-	13.1	6.9	-	-	-	-2.0	-	-	-
H	-	42.5	-	6.9	0.2	-	-	-	98.0	-	-	-
I	-	17.2	-	5.0	15.7	-	-	-	23.7	-	-	-
HM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-23.1	-5.7	-12.2	-22.1	-26.3	-19.9	2.5	-3.7	-18.0	-24.5	-26.1	-23.0
B	-24.2	-25.5	-20.9	-24.4	-21.9	-12.5	2.5	-3.9	-19.1	-37.3	-40.2	-33.0
C	-12.0	-17.4	-17.2	-19.5	-8.7	-12.4	25.5	-24.1	-18.7	-17.5	-52.3	-34.2
D	-20.9	-0.9	-12.3	-14.7	-4.5	-19.6	-30.4	-32.3	-16.0	-21.4	-21.5	-17.8
E	-31.2	-37.0	-38.4	-23.3	-26.0	-20.9	19.4	-18.7	-15.1	-41.2	-40.0	-48.1
F	-14.8	3.1	-4.3	-18.6	-23.8	-21.5	16.0	-26.2	-3.3	-11.5	-	-9.0
G	-17.5	-3.6	-9.1	-15.8	-30.9	-1.4	-21.0	-38.4	4.1	-13.1	-24.8	-11.6
H	-17.6	-8.5	-11.4	-16.5	-13.5	-34.0	16.3	-31.9	-12.6	-0.3	-49.5	-13.9
I	-9.1	-11.1	-9.7	-16.1	-6.5	-34.4	-35.9	-49.6	12.4	-3.7	-19.3	3.1

Nz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-	-	20.2	14.3	-	-	-	-8.8	-	-
B	-	2.4	-	-	19.5	6.0	-	-15.1	-	9.5	-	-
C	-	0.9	-	-	25.1	-8.9	-	31.3	-	15.2	-	-
D	-	-1.6	-	-	41.0	3.5	-	-4.8	-	8.5	-	-
E	-	63.1	-	-	-5.1	11.9	-	-5.2	-	-35.5	-	-
F	-	-	-	-	37.9	38.0	-	-	-	-	-	-
G	-	-	-	-	38.8	18.9	-	-	-	-	-	-
H	-	-	-	-	35.9	-29.7	-	-	-	-	-	-
I	-	-	-	-	33.1	22.5	-	-	-	-	-	-
Na												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-27.8	-8.5	-4.6	-1.2	-7.9	4.8	-12.5	-17.7	-	-13.2	-	78.6
B	-24.2	-1.3	-18.9	-12.3	-16.9	0.0	-12.9	-10.1	-	-55.9	-	-38.7
C	-29.7	22.5	-8.8	-15.6	-8.1	-9.0	-13.2	-27.4	-	-30.1	-	-30.3
D	-25.6	-20.7	-18.1	-5.8	-6.7	-9.5	-6.0	-19.1	-	1.4	-	-29.3
E	-32.1	12.3	-29.6	-13.9	-11.3	11.2	-0.2	-6.2	-	-74.0	-	-66.0
F	-	-	1.8	-5.2	-2.3	4.1	20.4	10.9	-	-	-	-
G	-	-	-1.1	-10.7	5.0	5.3	6.9	16.4	-	-	-	-
H	-	-	1.5	-12.3	15.3	-0.9	-9.7	-23.3	-	-	-	-
I	-	-	1.7	2.2	-2.7	0.5	-13.9	30.5	-	-	-	-
NEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-10.5	-	7.7	18.9	-	-	-	-	-	5.6
B	-	-	3.9	-	-5.0	26.0	-	-	-	-	-	4.5
C	-	-	-9.4	-	-11.9	-5.2	-	-	-	-	-	28.1
D	-	-	-22.5	-	0.1	-31.0	-	-	-	-	-	-3.0
E	-	-	23.4	-	-1.2	26.6	-	-	-	-	-	-13.9
F	-	-	-	-	2.1	-	-	-	-	-	-	9.6
G	-	-	-20.7	-	12.9	-	-	-	-	-	-	4.9
H	-	-	-	-	24.7	-	-	-	-	-	-	-4.9
I	-	-	-	-	0.3	-	-	-	-	-	-	3.7
NEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-4.8	-18.3	-19.6	-15.9	-	-	60.2	-	-	-	-
B	-19.5	-14.4	-13.7	-22.7	-9.0	-	-	19.5	-	-	-	-
C	-31.1	-0.9	-20.0	-21.7	-19.6	-	-	-35.6	-	-	-	-
D	-13.2	-21.7	-18.1	-22.9	-17.8	-	-	-44.3	-	-	-	-
E	-28.0	-5.0	-34.0	-36.9	1.3	-	-	10.0	-	-	-	-
F	-	-7.1	-10.4	-18.6	-19.2	-	-	22.7	-	-	-	-
G	-	-1.1	-15.4	-17.6	-19.4	-	-	13.3	-	-	-	-
H	-	-18.4	-25.8	-26.4	-20.6	-	-	-6.6	-	-	-	-
I	-	-15.4	-15.4	-4.1	6.0	-	-	59.2	-	-	-	-

Ez												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-1.3	-12.0	14.3	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-21.2	-0.6	13.8	-	-	-	-	-	-	-44.3
C	-	-	-16.4	-0.4	-0.8	-	-	-	-	-	-	-34.2
D	-	-	-9.4	-11.6	-12.2	-	-	-	-	-	-	-39.1
E	-	-	-14.6	-8.1	1.7	-	-	-	-	-	-	-32.7
F	-	-	-12.0	-7.6	0.2	-	-	-	-	-	-	-
G	-	-	-6.4	4.8	5.4	-	-	-	-	-	-	-
H	-	-	47.3	38.4	-2.0	-	-	-	-	-	-	-
I	-	-	-4.5	7.4	13.9	-	-	-	-	-	-	-
Ea												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-16.1	-19.3	4.7	-	-	-47.7	-	-4.9	-	-
B	-	-	-16.4	-15.4	6.7	-	-	-	-	-33.1	-	-
C	-	-	-21.4	-8.4	-8.8	-	-	-45.9	-	-33.5	-	-
D	-	-	-18.2	-6.6	-22.8	-	-	-60.7	-	-30.5	-	-
E	-	-	-22.9	-29.0	-5.1	-	-	37.2	-	-35.5	-	-
F	-	-	-11.5	-16.0	-8.1	-	-	-	-	-	-	-
G	-	-	-24.4	-16.7	-7.4	-	-	-	-	-	-	-
H	-	-	-25.7	0.1	-30.1	-	-	-	-	-	-	-
I	-	-	-9.4	-8.9	-7.5	-	-	-	-	-	-	-
SEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-6.7	-	-2.1	-4.6	-	-	-	-	25.1	65.8	-19.4	-
B	-16.0	-	-1.2	2.6	-	-	-	-	6.5	68.9	-15.5	-
C	-15.9	-	-12.7	3.4	-	-	-	-	30.9	-33.9	-26.5	-
D	-14.2	-	-11.7	-19.4	-	-	-	-	-17.5	-44.5	-31.0	-
E	-1.9	-	-7.9	-1.3	-	-	-	-	7.2	6.6	-13.0	-
F	0.9	-	3.7	-2.6	-	-	-	-	15.0	-	-10.6	-
G	-0.9	-	14.6	-5.2	-	-	-	-	31.1	-3.3	-15.9	-
H	26.3	-	12.6	11.1	-	-	-	-	63.9	-	10.5	-
I	-8.1	-	3.0	-3.4	-	-	-	-	79.8	-16.3	10.5	-
SEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-12.6	-24.8	-15.4	10.8	7.6	-	-	17.8	-	-6.9	-23.7	-20.3
B	-21.8	-35.2	-24.3	-13.8	11.4	-	-	-10.3	-	-8.3	-36.1	-28.0
C	-14.1	-29.3	-21.2	6.2	-5.8	-	-	-42.8	-	-36.4	-36.8	-25.2
D	-23.2	-4.5	-22.4	8.9	-15.1	-	-	-31.8	-	-11.4	-28.7	-25.3
E	-24.0	-49.1	-21.4	-17.1	12.8	-	-	5.5	-	8.6	-57.5	-27.4
F	-10.6	-	-	7.8	-	-	-	3.4	-	-8.2	-12.6	-16.3
G	-2.9	-	-18.8	-9.1	-17.0	-	-	11.7	-	-12.7	-5.1	-13.3
H	5.0	-	-18.0	6.2	-	-	-	42.3	-	20.3	-0.1	-4.4
I	-9.7	-	-26.6	6.7	-23.3	-	-	-34.4	-	-30.0	-13.8	-24.2

Sz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-2.0	1.7	0.4	-12.7	-	-	-	-	-6.8	11.5	-18.8	21.9
B	15.8	0.2	5.3	-10.6	-	-	-	-	-1.1	-3.4	-15.0	21.2
C	10.5	-2.5	-4.1	-10.5	-	-	-	-	9.2	6.0	-0.4	8.4
D	13.8	-6.5	-4.2	-12.2	-	-	-	-	-5.9	-0.1	-1.2	-17.8
E	2.1	21.2	-5.5	-15.3	-	-	-	-	7.5	27.4	-17.0	34.2
F	-	-3.3	-2.5	-16.9	-	-	-	-	-8.5	6.0	7.6	17.2
G	13.9	-1.8	16.3	-6.1	-	-	-	-	-25.8	0.9	1.2	17.6
H	-	8.5	-13.8	-15.6	-	-	-	-	15.1	11.3	51.1	14.9
I	-	-10.8	-5.6	-14.7	-	-	-	-	-16.9	-17.1	11.1	-7.2
Sa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-9.5	-20.1	-13.9	-17.6	-10.8	-	-	-	-15.7	-23.3	-8.0	-22.9
B	-12.4	-20.5	-10.1	-16.4	-13.1	-	-	-	-8.8	-3.0	-1.9	-21.5
C	-17.1	-24.9	-16.2	5.4	-15.7	-	-	-	-20.0	-16.5	-28.9	-12.4
D	-16.9	-16.7	4.2	-20.3	-15.6	-	-	-	-12.0	-7.7	-21.1	-26.6
E	-28.1	-26.9	-12.8	12.5	-13.2	-	-	-	-9.4	-7.1	-1.9	-22.4
F	-6.4	-15.4	-15.7	-	-33.0	-	-	-	7.2	-9.9	-3.6	-16.5
G	-16.0	-16.9	-18.3	6.6	-11.9	-	-	-	-18.8	-26.1	-0.2	-17.2
H	-13.8	-6.1	-20.3	-32.3	16.9	-	-	-	-19.8	-24.5	-14.7	15.0
I	-19.1	-17.6	-6.7	-21.2	-25.4	-	-	-	-46.6	-34.6	-16.4	-20.1

Tabelle A.12: Prozentuale Anteile der einzelnen Großwettertypen an der Generierung der typhäufigkeitsbedingten Temperaturänderungen zwischen EIP und MIP in den thermischen Regionen Mitteleuropas.

Wz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	12.3	0.0	6.4	3.2	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	26.0	0.8
B	8.7	0.0	3.9	4.0	4.6	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	26.0	0.6
C	8.0	0.0	6.5	2.9	6.7	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	39.0	1.3
D	3.4	0.0	6.0	3.6	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	9.7	7.5	1.1
E	13.7	0.0	7.6	4.2	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	8.4	26.0	1.9
F	10.6	0.0	3.4	3.9	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	23.2	0.7
G	17.9	0.0	10.1	2.4	3.6	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4	32.6	1.1
H	10.5	0.0	7.0	2.9	4.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	23.8	1.0
Wa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	6.9	17.3	0.0	9.9	7.3	17.3	14.3	4.5	3.7	10.6	4.2	9.6
B	7.9	22.5	0.0	12.8	7.0	18.8	9.2	4.9	7.5	9.5	8.4	11.7
C	7.6	26.2	0.0	14.7	2.5	31.8	5.4	5.8	2.4	17.5	5.4	11.8
D	11.7	37.2	0.0	0.3	1.1	46.5	7.9	5.0	0.7	40.7	10.4	13.8
E	7.2	31.3	0.0	6.8	7.9	59.1	5.3	15.6	6.6	23.6	6.1	11.0
F	3.7	15.5	0.0	13.4	7.9	18.3	17.0	4.0	1.9	9.2	0.2	10.0
G	7.4	23.6	0.0	12.7	5.7	33.8	4.5	11.1	0.3	15.1	4.2	9.6
H	7.0	24.3	0.0	14.8	5.9	27.5	5.1	6.4	6.1	9.7	8.8	10.6
SWz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	7.6	5.1	3.2	23.2	1.6	0.0	0.0	0.0	2.2	20.2	13.0	5.7
B	4.3	1.8	0.4	13.0	2.9	0.0	0.0	0.0	2.1	6.5	3.2	1.6
C	3.9	5.5	1.9	17.5	3.5	0.0	0.0	0.0	0.7	24.4	9.0	1.5
D	13.0	4.5	4.4	14.2	8.0	0.0	0.0	0.0	3.9	29.1	6.4	9.1
E	5.7	5.2	2.9	33.5	6.9	0.0	0.0	0.0	4.8	26.3	11.0	6.1
F	8.8	6.7	2.7	19.9	3.1	0.0	0.0	0.0	5.8	12.2	12.3	4.8
G	6.8	1.1	2.7	27.7	3.0	0.0	0.0	0.0	3.3	23.6	12.1	5.6
H	3.9	3.2	1.0	21.5	2.9	0.0	0.0	0.0	2.2	21.6	8.7	3.1
SWa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	7.6	4.3	6.0	0.0	9.0	0.0	0.0	0.0	42.4	25.5	2.8	3.6
B	4.3	4.4	5.2	0.0	9.7	0.0	0.0	0.0	49.5	29.1	2.1	4.6
C	3.7	2.5	3.5	0.0	18.7	0.0	0.0	0.0	64.0	19.3	2.8	3.2
D	2.3	1.8	28.3	0.0	17.1	0.0	0.0	0.0	49.5	9.0	3.5	0.4
E	6.8	0.2	11.6	0.0	16.8	0.0	0.0	0.0	38.9	14.4	0.2	1.9
F	11.2	4.8	6.0	0.0	7.7	0.0	0.0	0.0	44.7	29.8	0.2	4.5
G	0.4	0.5	3.3	0.0	15.4	0.0	0.0	0.0	57.0	19.8	4.1	1.9
H	5.6	3.4	4.0	0.0	12.3	0.0	0.0	0.0	46.1	22.8	1.5	4.7

NWz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	16.7	4.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.5	0.0
B	0.0	13.9	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.1	0.0
C	0.0	12.0	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1	0.0
D	0.0	17.5	7.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0
E	0.0	9.8	10.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0
F	0.0	18.1	3.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.9	0.0
G	0.0	12.5	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.3	0.0
H	0.0	9.4	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.2	0.0
NWa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.5	4.1	0.0	2.0	15.3	0.0	4.7	3.4	2.7	0.0	4.4	9.7
B	5.7	6.7	0.0	5.4	14.5	0.0	3.5	3.1	3.4	0.0	2.4	15.8
C	5.0	7.7	0.0	1.7	16.4	0.0	0.6	6.6	5.0	0.0	7.5	19.2
D	3.2	5.7	0.0	9.3	20.9	0.0	5.6	7.9	7.3	0.0	14.0	21.7
E	4.7	4.8	0.0	4.7	16.3	0.0	2.6	6.1	7.5	0.0	11.6	19.9
F	2.5	0.2	0.0	0.4	12.6	0.0	6.8	4.8	4.9	0.0	6.1	2.5
G	5.9	9.3	0.0	1.9	14.4	0.0	1.6	5.0	2.7	0.0	4.3	15.4
H	5.7	6.6	0.0	3.4	17.9	0.0	0.9	5.6	3.7	0.0	5.2	15.9
TM												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	9.4	0.0	16.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.1
B	0.0	9.7	0.0	13.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6
C	0.0	8.2	0.0	10.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
D	0.0	3.1	0.0	4.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
E	0.0	0.3	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
F	0.0	12.1	0.0	20.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.7
G	0.0	8.0	0.0	8.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0
H	0.0	9.0	0.0	10.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6
HM												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	9.5	18.6	1.8	12.6	11.5	28.6	74.3	58.9	8.9	21.9	16.6	10.6
B	5.1	16.1	3.6	15.9	9.5	24.0	79.4	56.5	3.5	24.1	12.2	6.4
C	1.9	13.1	6.2	14.6	8.0	15.5	92.2	46.2	13.8	17.7	6.1	6.1
D	0.1	17.4	1.6	0.9	8.7	26.5	85.7	45.6	23.3	6.7	33.8	11.6
E	7.1	29.5	0.7	1.6	7.4	7.3	87.4	32.3	29.0	16.1	8.9	7.8
F	10.4	18.4	1.6	13.2	10.1	25.2	66.7	53.8	5.0	20.5	20.4	9.1
G	7.6	20.5	1.8	6.4	9.4	15.9	87.0	49.7	13.9	21.6	12.5	7.5
H	2.4	15.9	4.7	9.6	8.7	16.7	89.7	49.4	15.0	22.2	11.9	6.3
Nz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	0.0	0.0	0.0	28.1	29.9	0.0	0.0	0.0	8.8	0.0	0.0
B	0.0	0.0	0.0	0.0	22.4	30.3	0.0	0.0	0.0	6.8	0.0	0.0
C	0.0	0.0	0.0	0.0	20.3	12.9	0.0	0.0	0.0	3.7	0.0	0.0
D	0.0	0.0	0.0	0.0	7.2	16.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
E	0.0	0.0	0.0	0.0	9.0	20.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
F	0.0	0.0	0.0	0.0	33.0	35.8	0.0	0.0	0.0	8.8	0.0	0.0
G	0.0	0.0	0.0	0.0	21.7	22.6	0.0	0.0	0.0	5.3	0.0	0.0
H	0.0	0.0	0.0	0.0	18.8	20.1	0.0	0.0	0.0	6.3	0.0	0.0

SEz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	8.9	0.0	4.9	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	9.0	0.0	8.5	0.0
B	15.7	0.0	11.4	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	5.5	0.0	11.0	0.0
C	16.4	0.0	5.5	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	12.8	0.0
D	14.9	0.0	7.0	27.4	0.0	0.0	0.0	0.0	4.0	0.0	4.1	0.0
E	16.2	0.0	2.6	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	3.4	0.0
F	7.6	0.0	5.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	10.8	0.0	6.2	0.0
G	11.5	0.0	0.2	3.6	0.0	0.0	0.0	0.0	7.8	0.0	6.8	0.0
H	16.0	0.0	6.8	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	10.7	0.0	10.2	0.0
SEa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	31.8	3.3	4.9	4.6	9.3	0.0	0.0	17.5	0.0	5.0	7.9	27.0
B	28.6	4.1	4.1	5.4	11.9	0.0	0.0	14.4	0.0	8.8	10.4	33.7
C	30.7	4.1	8.2	11.9	12.8	0.0	0.0	19.9	0.0	6.3	6.1	26.1
D	41.3	0.0	7.6	10.0	0.0	0.0	0.0	16.7	0.0	0.8	0.9	33.4
E	30.0	0.0	10.1	11.5	8.8	0.0	0.0	17.5	0.0	3.7	6.0	41.9
F	29.3	1.1	4.6	2.0	9.3	0.0	0.0	20.3	0.0	3.9	6.2	24.8
G	28.1	1.6	8.7	6.1	9.8	0.0	0.0	12.8	0.0	2.9	4.2	29.7
H	26.9	5.8	5.7	7.0	12.7	0.0	0.0	14.9	0.0	6.1	9.7	29.4
Sz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.8	1.7	0.5	6.2	0.0	0.0	0.0	0.0	21.8	3.8	5.5	5.1
B	12.1	3.3	0.1	10.8	0.0	0.0	0.0	0.0	19.9	5.9	7.1	1.9
C	16.2	3.5	3.3	4.7	0.0	0.0	0.0	0.0	9.6	5.5	0.1	4.3
D	0.0	3.4	0.3	13.8	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	4.0	3.9	3.4
E	0.0	3.7	0.8	4.6	0.0	0.0	0.0	0.0	7.1	5.6	13.5	1.6
F	7.8	0.7	2.2	7.2	0.0	0.0	0.0	0.0	19.0	2.6	8.0	6.7
G	2.8	1.8	0.2	8.7	0.0	0.0	0.0	0.0	5.4	5.3	7.9	4.5
H	13.5	3.4	2.2	9.1	0.0	0.0	0.0	0.0	5.5	6.0	4.5	0.1
Sa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	10.2	4.6	15.1	5.4	8.1	0.0	0.0	0.0	9.3	1.2	1.7	0.0
B	6.9	4.2	17.2	4.6	9.7	0.0	0.0	0.0	8.6	2.5	9.0	0.0
C	6.6	3.8	4.2	5.4	1.3	0.0	0.0	0.0	4.3	1.5	9.1	0.0
D	10.1	1.7	2.1	0.0	11.1	0.0	0.0	0.0	3.1	0.0	13.6	0.0
E	8.7	4.2	13.0	9.0	2.7	0.0	0.0	0.0	4.9	1.9	12.0	0.0
F	4.9	5.4	16.7	6.0	5.7	0.0	0.0	0.0	8.0	0.8	2.2	0.0
G	9.3	5.6	3.3	5.8	6.9	0.0	0.0	0.0	9.5	1.8	6.1	0.0
H	7.6	3.5	12.1	5.0	7.9	0.0	0.0	0.0	10.7	1.7	8.5	0.0

Tabelle A.13: Prozentuale Anteile der einzelnen Großwettertypen an der Generierung der typhäufigkeitsbedingten Niederschlagsänderungen zwischen EIP und MIP in den hygrischen Regionen Mitteleuropas.

Wz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	25.2	0.0	14.8	10.3	5.1	0.0	0.0	0.0	0.0	14.6	20.9	3.4
B	28.6	0.0	20.5	8.5	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	6.0	29.7	4.5
C	27.6	0.0	21.5	12.1	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	10.8	22.8	4.3
D	11.9	0.0	14.0	12.7	10.3	0.0	0.0	0.0	0.0	7.6	45.2	4.1
E	26.9	0.0	17.5	4.9	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.0	44.8	4.6
F	33.6	0.0	17.1	6.5	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0	26.0	12.8	11.5
G	24.1	0.0	3.6	12.0	6.8	0.0	0.0	0.0	0.0	47.6	21.0	2.5
H	35.1	0.0	1.9	6.4	3.2	0.0	0.0	0.0	0.0	22.9	25.1	7.4
I	19.9	0.0	0.5	15.8	11.5	0.0	0.0	0.0	0.0	48.1	50.2	0.5
Wa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	7.5	10.8	0.0	27.4	1.0	15.8	38.7	14.0	22.4	2.2	0.4	10.8
B	2.4	18.9	0.0	8.5	9.1	22.3	52.4	41.0	20.3	2.1	1.2	7.2
C	5.7	9.7	0.0	12.6	9.6	42.1	37.3	22.3	7.5	14.9	11.5	5.5
D	8.3	28.5	0.0	11.2	6.8	24.6	24.2	11.6	21.4	32.8	5.5	14.8
E	4.6	10.1	0.0	21.2	2.0	33.1	28.9	25.3	8.3	15.5	1.0	5.1
F	10.5	16.1	0.0	5.7	4.9	10.1	17.4	10.7	0.1	14.8	11.4	11.9
G	2.5	11.5	0.0	8.1	0.3	34.6	6.4	14.4	2.0	14.4	2.8	19.6
H	1.8	25.7	0.0	13.6	5.7	41.5	30.4	1.3	1.1	16.2	2.1	14.0
I	11.7	17.1	0.0	1.8	1.7	18.0	3.6	5.5	4.2	26.3	3.9	19.3
SWz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	4.9	11.7	9.9	2.2	3.0	0.0	0.0	0.0	2.8	30.6	19.0	7.8
B	10.3	13.8	9.9	28.1	14.5	0.0	0.0	0.0	7.4	37.4	19.7	14.4
C	6.2	14.0	5.6	17.4	12.3	0.0	0.0	0.0	6.5	28.0	6.0	12.3
D	2.1	3.9	0.1	9.5	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	12.1	5.3	4.3
E	11.8	20.0	12.7	34.0	26.4	0.0	0.0	0.0	14.6	33.0	18.2	15.5
F	5.3	23.3	2.0	0.6	4.9	0.0	0.0	0.0	0.8	5.8	16.4	4.2
G	1.9	12.4	5.8	17.7	6.7	0.0	0.0	0.0	3.8	10.5	9.3	3.1
H	9.9	17.6	17.0	14.9	8.9	0.0	0.0	0.0	2.8	34.3	14.1	26.6
I	2.3	32.0	7.1	0.2	5.5	0.0	0.0	0.0	1.9	3.6	6.5	3.5
SWa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	3.3	7.5	7.5	0.0	12.0	0.0	0.0	0.0	0.7	23.6	7.7	9.0
B	0.7	0.2	13.3	0.0	7.7	0.0	0.0	0.0	0.9	11.9	10.1	2.0
C	4.8	4.3	10.4	0.0	4.5	0.0	0.0	0.0	16.7	6.5	7.7	2.3
D	1.3	4.0	3.9	0.0	4.1	0.0	0.0	0.0	31.8	9.8	5.9	3.9
E	1.3	1.3	3.9	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	9.2	7.1	7.9	1.9
F	3.7	11.9	15.3	0.0	1.4	0.0	0.0	0.0	51.3	17.2	21.2	6.9
G	7.4	9.5	17.6	0.0	8.9	0.0	0.0	0.0	33.0	9.2	13.0	10.0
H	14.8	7.5	11.0	0.0	5.5	0.0	0.0	0.0	55.9	14.9	12.2	5.4
I	13.6	5.3	36.4	0.0	14.2	0.0	0.0	0.0	28.7	7.3	5.8	8.1

NWz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	9.5	4.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.1	0.0
B	0.0	1.6	8.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	0.0
C	0.0	6.2	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.8	0.0
D	0.0	6.0	13.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	0.0
E	0.0	2.5	12.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	0.0
F	0.0	7.8	17.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.2	0.0
G	0.0	11.7	5.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.4	0.0
H	0.0	4.4	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
I	0.0	3.3	5.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.4	0.0
NWA												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	2.5	6.4	0.0	1.7	1.8	0.0	1.6	1.4	11.3	0.0	11.0	1.0
B	4.7	8.4	0.0	6.3	10.0	0.0	7.2	8.7	14.2	0.0	3.1	17.5
C	1.1	3.5	0.0	2.1	3.1	0.0	7.8	0.2	0.7	0.0	5.1	10.1
D	3.8	5.1	0.0	5.7	13.2	0.0	3.5	2.3	1.2	0.0	4.7	8.7
E	4.3	10.5	0.0	4.7	13.2	0.0	9.7	6.1	18.5	0.0	1.5	14.6
F	5.2	9.5	0.0	11.4	7.5	0.0	5.4	2.4	0.5	0.0	6.6	3.8
G	11.2	19.3	0.0	6.2	4.0	0.0	1.9	4.6	11.4	0.0	12.3	12.2
H	1.5	10.8	0.0	5.6	13.5	0.0	5.5	5.8	7.7	0.0	1.2	22.6
I	11.7	5.1	0.0	6.7	2.7	0.0	8.1	0.6	8.4	0.0	0.6	28.9
TM												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	6.7	0.0	9.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.2
B	0.0	1.9	0.0	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
C	0.0	3.1	0.0	10.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
D	0.0	6.5	0.0	8.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0
E	0.0	0.6	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1
F	0.0	7.9	0.0	21.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
G	0.0	1.1	0.0	12.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
H	0.0	18.3	0.0	5.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
I	0.0	9.1	0.0	7.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
HM												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	20.9	9.7	9.3	18.5	14.3	19.3	12.4	7.1	33.9	17.6	14.9	11.5
B	12.7	28.8	9.8	16.0	9.6	19.2	8.2	11.1	46.0	27.7	16.7	11.6
C	8.5	20.9	9.0	17.9	4.1	10.1	39.6	34.6	33.4	16.0	21.4	16.1
D	15.2	1.5	7.9	12.8	1.6	15.5	63.0	42.7	24.9	28.1	9.9	8.9
E	16.5	26.9	11.7	11.5	17.2	12.0	61.0	49.7	30.0	17.9	10.2	14.0
F	18.3	5.4	3.7	19.7	9.1	17.0	39.5	56.2	10.1	23.7	0.0	8.7
G	18.1	9.6	5.2	15.2	11.7	1.5	73.6	63.9	5.7	10.4	21.1	10.5
H	12.8	7.3	7.0	12.3	5.2	20.5	44.4	66.8	9.1	0.2	23.2	8.3
I	9.2	11.8	8.8	22.4	2.4	34.5	68.3	50.7	12.4	2.3	10.6	2.0

Nz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	0.0	0.0	0.0	21.9	27.9	0.0	0.0	0.0	1.6	0.0	0.0
B	0.0	0.0	0.0	0.0	17.0	18.5	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0
C	0.0	0.0	0.0	0.0	23.7	14.4	0.0	0.0	0.0	3.5	0.0	0.0
D	0.0	0.0	0.0	0.0	29.8	5.6	0.0	0.0	0.0	2.8	0.0	0.0
E	0.0	0.0	0.0	0.0	6.7	13.7	0.0	0.0	0.0	3.8	0.0	0.0
F	0.0	0.0	0.0	0.0	29.0	60.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
G	0.0	0.0	0.0	0.0	29.3	41.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
H	0.0	0.0	0.0	0.0	27.9	35.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
I	0.0	0.0	0.0	0.0	24.7	45.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	8.4	7.2	5.3	0.7	0.0	18.5	47.3	0.0	0.0	2.4	0.0	19.7
B	4.2	0.7	13.4	5.4	0.0	0.1	32.1	0.0	0.0	10.4	0.0	6.8
C	7.1	13.5	6.9	9.5	0.0	29.2	15.4	0.0	0.0	6.9	0.0	7.1
D	6.2	17.2	17.5	3.4	0.0	29.9	9.3	0.0	0.0	0.4	0.0	7.4
E	5.7	4.5	13.6	4.6	0.0	25.9	0.4	0.0	0.0	8.0	0.0	9.6
F	0.0	0.0	2.3	3.7	0.0	12.9	37.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
G	0.0	0.0	1.0	6.9	0.0	22.9	18.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
H	0.0	0.0	1.4	6.1	0.0	2.2	19.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
I	0.0	0.0	2.3	2.0	0.0	2.2	19.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
NEz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	0.0	8.0	0.0	0.0	18.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4
B	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0	39.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8
C	0.0	0.0	4.9	0.0	0.0	4.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.6
D	0.0	0.0	14.5	0.0	0.0	24.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7
E	0.0	0.0	7.2	0.0	0.0	15.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.7
G	0.0	0.0	11.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2
H	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5
I	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2
NEa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	2.1	7.0	0.0	17.3	0.0	0.0	70.5	0.0	0.0	0.0	0.0
B	0.0	4.0	3.2	0.0	7.9	0.0	0.0	33.4	0.0	0.0	0.0	0.0
C	0.0	0.3	5.2	0.0	18.5	0.0	0.0	30.7	0.0	0.0	0.0	0.0
D	0.0	9.0	5.8	0.0	12.9	0.0	0.0	35.1	0.0	0.0	0.0	0.0
E	0.0	0.9	5.2	0.0	1.8	0.0	0.0	15.9	0.0	0.0	0.0	0.0
F	0.0	3.1	4.5	0.0	14.7	0.0	0.0	29.3	0.0	0.0	0.0	0.0
G	0.0	0.7	4.4	0.0	14.7	0.0	0.0	13.3	0.0	0.0	0.0	0.0
H	0.0	3.9	7.9	0.0	16.1	0.0	0.0	8.3	0.0	0.0	0.0	0.0
I	0.0	4.1	7.0	0.0	4.5	0.0	0.0	36.2	0.0	0.0	0.0	0.0

Ez												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	0.0	0.0	3.4	7.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
B	0.0	0.0	0.0	0.1	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.8
C	0.0	0.0	0.0	0.1	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.1
D	0.0	0.0	0.0	3.4	4.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.8
E	0.0	0.0	0.0	1.3	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.7
F	0.0	0.0	0.0	2.7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
G	0.0	0.0	0.0	1.5	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
H	0.0	0.0	0.0	9.5	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
I	0.0	0.0	0.0	3.4	5.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ea												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.0	0.0	0.0	5.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
B	0.0	0.0	0.0	3.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
C	0.0	0.0	0.0	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
D	0.0	0.0	0.0	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
E	0.0	0.0	0.0	4.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
F	0.0	0.0	0.0	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
G	0.0	0.0	0.0	5.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
H	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
I	0.0	0.0	0.0	4.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SEz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	4.0	0.0	1.6	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	11.8	0.0	3.7	0.0
B	5.6	0.0	0.6	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	2.2	0.0
C	7.6	0.0	6.6	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	13.8	0.0	3.6	0.0
D	6.9	0.0	7.5	11.3	0.0	0.0	0.0	0.0	6.8	0.0	4.8	0.0
E	0.7	0.0	2.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	3.5	0.0	1.1	0.0
F	0.7	0.0	3.1	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	11.7	0.0	3.3	0.0
G	0.6	0.0	8.4	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0	10.8	0.0	4.5	0.0
H	12.7	0.0	7.7	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	11.6	0.0	1.6	0.0
I	5.5	0.0	2.7	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0	20.0	0.0	1.9	0.0
SEa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	15.2	10.6	5.9	3.0	4.1	0.0	0.0	6.9	0.0	1.2	9.0	20.3
B	15.3	9.9	5.7	3.0	5.0	0.0	0.0	5.8	0.0	1.5	10.0	19.7
C	13.4	8.8	5.5	1.9	2.8	0.0	0.0	12.3	0.0	8.3	10.1	23.7
D	22.5	1.9	7.2	2.6	5.5	0.0	0.0	8.4	0.0	3.8	8.8	25.3
E	16.9	8.9	3.3	2.8	8.4	0.0	0.0	2.9	0.0	0.9	9.8	15.9
F	17.4	0.0	0.0	2.8	0.0	0.0	0.0	1.4	0.0	4.2	8.0	31.6
G	4.0	0.0	5.4	2.9	6.4	0.0	0.0	3.9	0.0	2.5	2.9	24.0
H	4.8	0.0	5.5	1.5	0.0	0.0	0.0	17.7	0.0	4.2	0.0	5.3
I	13.2	0.0	12.1	3.1	8.7	0.0	0.0	7.0	0.0	4.6	5.0	31.8

Sz												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	2.4	0.7	0.1	10.6	0.0	0.0	0.0	0.0	9.6	2.1	7.1	11.0
B	11.1	0.1	1.2	7.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.6	4.2	7.5
C	10.0	0.8	1.1	9.6	0.0	0.0	0.0	0.0	12.3	1.4	0.1	4.0
D	13.5	2.7	1.3	10.7	0.0	0.0	0.0	0.0	6.8	0.0	0.4	8.9
E	1.5	3.9	0.8	7.6	0.0	0.0	0.0	0.0	11.1	3.0	2.9	9.9
F	0.0	1.4	1.1	18.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19.8	3.1	4.8	16.7
G	19.2	1.3	4.7	5.9	0.0	0.0	0.0	0.0	26.8	0.2	0.7	15.9
H	0.0	1.8	4.2	11.5	0.0	0.0	0.0	0.0	8.2	2.3	15.9	8.9
I	0.0	2.8	2.5	20.5	0.0	0.0	0.0	0.0	12.7	2.6	4.1	4.7
Sa												
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	5.7	17.2	26.4	4.9	11.7	0.0	0.0	0.0	7.4	4.2	3.0	0.0
B	4.3	11.6	11.8	3.6	11.5	0.0	0.0	0.0	5.3	0.6	0.5	0.0
C	8.1	14.9	21.1	1.7	14.8	0.0	0.0	0.0	9.0	3.8	7.9	0.0
D	8.2	13.9	6.7	5.9	11.3	0.0	0.0	0.0	4.7	2.5	6.5	0.0
E	9.9	9.8	9.7	2.1	17.4	0.0	0.0	0.0	4.7	0.8	0.3	0.0
F	5.3	13.5	33.6	0.0	25.3	0.0	0.0	0.0	5.6	5.1	2.3	0.0
G	11.0	22.9	26.2	2.1	9.0	0.0	0.0	0.0	6.5	5.2	0.1	0.0
H	6.7	2.6	30.9	8.0	13.1	0.0	0.0	0.0	3.6	5.0	4.6	0.0
I	13.0	9.4	15.3	9.9	19.0	0.0	0.0	0.0	11.7	5.3	6.0	0.0

Tabelle A.14: Differenzen (°C) zwischen großwettertypspezifischen Temperaturen in MIP und EIP.

Wz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.1	0.5	-0.2	-0.3	1.1	-	-	-	-0.5	-0.4	0.4	1.3
B	1.1	0.4	0.2	0.3	1.0	-	-	-	-0.3	-0.6	0.2	0.9
C	1.3	-0.4	0.7	0.4	0.5	-	-	-	-0.9	-0.5	0.3	0.0
D	2.1	0.8	1.1	-0.4	2.1	-	-	-	1.2	1.7	0.9	0.7
E	0.9	-1.0	-1.7	-0.3	2.2	-	-	-	1.5	0.8	0.1	0.0
F	1.0	1.3	0.1	-0.2	1.5	-	-	-	-0.4	0.2	0.2	1.2
G	0.6	0.7	0.2	-0.2	1.7	-	-	-	-0.3	0.1	0.2	0.8
H	0.7	0.1	0.2	0.3	0.8	-	-	-	-0.5	-0.5	0.5	0.7
Wa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.5	1.6	-0.1	-0.2	-0.8	-1.1	-0.3	-0.7	0.3	0.7	1.0	0.2
B	1.0	1.7	-0.1	-0.4	-0.9	-1.4	-0.5	-0.7	0.2	0.5	0.5	-0.1
C	1.5	1.8	-0.6	-0.3	-0.7	-1.4	-0.4	-1.0	-0.3	0.7	0.8	-0.1
D	0.5	1.9	-0.1	0.7	0.1	-0.5	0.2	0.0	0.5	1.8	-0.3	-0.9
E	0.7	1.7	-0.4	0.2	-0.1	-1.2	0.1	-0.3	0.2	1.3	-0.3	-0.1
F	1.6	1.4	0.2	-0.4	-0.6	-0.8	-0.2	-0.5	0.4	0.7	1.0	0.3
G	1.2	1.6	0.1	-0.4	-0.7	-1.3	-0.3	-0.6	0.5	0.6	0.7	0.2
H	1.3	2.1	-0.2	-0.4	-0.7	-1.3	-0.2	-0.7	0.2	0.8	0.3	0.0
SWz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	2.1	1.4	-0.2	-0.5	-1.1	-	-	-	-0.6	-0.1	0.7	0.4
B	2.4	2.4	0.2	0.1	-0.6	-	-	-	-0.4	0.5	1.0	0.7
C	1.7	2.6	0.6	0.4	-1.1	-	-	-	-0.2	-0.3	1.0	0.7
D	-0.7	2.2	0.5	1.2	-0.9	-	-	-	-0.7	-0.2	2.2	0.0
E	3.0	1.4	0.8	2.0	-0.5	-	-	-	-0.5	0.4	2.2	0.3
F	1.7	1.0	-0.1	-0.3	-0.8	-	-	-	-0.1	0.1	0.7	0.6
G	1.7	2.8	0.8	-0.5	-1.5	-	-	-	-0.3	-0.2	1.1	0.7
H	2.3	2.7	0.3	0.0	-1.2	-	-	-	-0.7	0.1	0.9	0.7
SWa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-0.2	-0.4	1.0	-1.6	-1.0	-	-	-	-0.3	0.2	0.9	-0.1
B	0.2	-0.6	1.1	-1.1	-1.3	-	-	-	-0.5	0.3	0.7	0.3
C	0.5	-0.6	1.0	0.3	-2.3	-	-	-	-1.3	0.0	1.0	0.6
D	0.2	-0.5	2.6	-	-1.3	-	-	-	-0.7	-0.3	0.9	-0.1
E	-4.2	0.3	-0.4	0.6	-1.5	-	-	-	0.5	-0.4	0.2	0.3
F	-0.3	-0.4	1.3	-1.5	-0.9	-	-	-	0.0	0.2	0.7	0.2
G	0.3	0.6	1.6	-0.6	-1.4	-	-	-	-0.4	-0.2	1.1	0.0
H	-0.2	-0.6	0.9	-0.4	-1.4	-	-	-	-0.2	0.1	0.9	0.1
NWz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	-	-	-1.0	-	-	-	-	-	1.9	-
B	-	-	-	-	-1.1	-	-	-	-	-	1.7	-
C	-	-	-	-	1.2	-	-	-	-	-	0.0	-
D	-	-	-	-	3.2	-	-	-	-	-	0.5	-
E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.5	-
F	-	-	-	-	-0.3	-	-	-	-	-	2.8	-
G	-	-	-	-	-0.1	-	-	-	-	-	2.2	-
H	-	-	-	-	0.1	-	-	-	-	-	2.1	-

NWa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.6	-0.2	0.7	-0.7	-0.1	-0.5	-0.6	-0.6	-0.9	-0.4	1.3	-1.1
B	0.8	-0.5	0.7	-0.1	0.0	-0.6	-0.5	-0.6	-0.8	-0.3	0.4	-1.2
C	1.3	0.4	0.5	-0.5	-0.4	-1.1	-0.6	-0.7	-1.3	-0.7	1.3	-0.7
D	0.6	0.9	-0.1	0.8	0.3	-0.4	0.0	-0.2	-0.8	-0.1	1.7	-1.8
E	-0.6	0.2	0.9	0.7	-0.5	0.0	-0.2	0.0	-0.3	-1.1	1.3	-1.4
F	1.3	-0.2	0.8	-0.6	0.1	-0.2	-0.4	-0.2	-0.3	-0.7	0.7	-0.9
G	0.9	-0.3	0.7	-0.6	-0.4	-0.5	-0.5	-0.4	-1.1	-0.1	1.4	-1.2
H	0.8	0.1	0.7	-0.4	0.0	-0.7	-0.4	-0.4	-1.3	-0.5	1.4	-1.0
TM												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	-	1.1	-0.7	-	-	-	-0.8	-	-	-
B	-	-	-	0.9	-0.1	-	-	-	-0.8	-	-	-
C	-	-	-	-0.7	1.5	-	-	-	-1.6	-	-	-
D	-	-	-	1.6	0.7	-	-	-	-	-	-	-
E	-	-	-	1.9	0.1	-	-	-	-0.7	-	-	-
F	-	-	-	1.6	-0.6	-	-	-	0.4	-	-	-
G	-	-	-	1.7	-0.9	-	-	-	-0.5	-	-	-
H	-	-	-	0.7	0.5	-	-	-	-2.0	-	-	-
HM												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	2.0	1.7	0.3	0.0	-1.1	-1.3	-1.1	-0.4	0.2	0.8	1.5	1.4
B	1.8	1.9	0.1	-0.6	-1.0	-1.6	-0.9	-0.9	-0.1	1.1	2.0	0.5
C	2.0	2.0	-0.3	-0.8	-1.4	-0.5	-1.6	-1.1	-0.4	1.0	0.3	1.3
D	-0.8	1.0	-0.7	0.3	-2.0	4.8	-1.8	-1.3	-0.2	-0.8	-4.5	1.5
E	-0.5	3.0	0.2	-0.7	-1.3	1.8	-1.1	-0.2	-0.2	1.2	0.3	1.5
F	1.9	1.7	0.3	0.2	-1.0	-0.9	-0.2	0.7	0.3	1.1	1.5	0.7
G	1.5	1.9	0.1	0.3	-1.6	0.1	-1.7	-0.3	-0.2	0.8	1.3	0.5
H	1.9	2.3	-0.3	-0.1	-0.9	0.1	-1.3	-0.8	0.0	1.0	1.9	1.0
Nz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-3.6	-	-	0.2	-0.7	-	-2.6	-	-	-	-
B	-	-4.8	-	-	0.1	0.8	-	-1.8	-	-	-	-
C	-	-3.1	-	-	-0.3	-0.2	-	0.2	-	-	-	-
D	-	-	-	-	-0.9	-1.7	-	-	-	-	-	-
E	-	-	-	-	-1.6	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-2.5	-	-	0.8	-0.4	-	-2.9	-	-	-	-
G	-	-3.5	-	-	-0.5	-1.1	-	-1.4	-	-	-	-
H	-	-4.2	-	-	-0.5	-0.3	-	-0.7	-	-	-	-
Na												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-0.4	1.6	0.1	-1.1	-0.5	0.6	-0.1	-	-2.3	-	-
B	-	-0.4	1.8	0.2	-0.8	-0.2	0.6	0.3	-	-3.7	-	-
C	-	2.0	3.4	-0.3	-1.2	-0.9	-0.2	-0.6	-	-1.3	-	-
D	-	-	3.0	-1.4	-1.4	-0.9	-0.1	-0.9	-	-	-	-
E	-	-	1.6	-0.1	-0.1	-0.3	0.2	1.1	-	-	-	-
F	-	-1.0	1.2	-0.1	-0.9	-0.1	0.9	0.0	-	-1.9	-	-
G	-	-0.9	1.8	0.0	-0.9	-0.4	0.6	-0.2	-	-0.9	-	-
H	-	0.7	2.7	0.1	-1.0	-0.4	0.3	0.1	-	-1.8	-	-

NEz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	0.4	-	-0.2	-2.7	-	-	-	-	-	-
B	-	-	0.3	-	0.0	-2.4	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-0.4	-	-0.4	-2.2	-	-	-	-	-	-
D	-	-	-	-	-1.8	-	-	-	-	-	-	-
E	-	-	-2.1	-	-0.4	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	0.4	-	-0.6	-1.9	-	-	-	-	-	-
G	-	-	-1.5	-	-0.4	-1.9	-	-	-	-	-	-
H	-	-	-0.1	-	-0.4	-2.0	-	-	-	-	-	-
NEa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	3.9	-	1.4	0.8	-0.4	-	-	-0.4	-	-	-	-
B	2.1	-	0.6	0.4	0.2	-	-	-0.6	-	-	-	-
C	0.8	-	2.0	1.2	0.5	-	-	-0.6	-	-	-	-
D	-	-	-0.6	3.3	3.1	-	-	-1.9	-	-	-	-
E	-	-	-	1.3	2.0	-	-	-2.5	-	-	-	-
F	3.3	-	0.5	0.5	-0.4	-	-	0.5	-	-	-	-
G	3.6	-	1.1	1.3	0.3	-	-	-1.4	-	-	-	-
H	1.5	-	1.3	1.0	0.3	-	-	-1.3	-	-	-	-
Ez												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	0.6	0.1	0.0	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	0.9	0.5	0.0	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	2.1	0.1	-0.1	-	-	-	-	-	-	-
D	-	-	-0.5	-1.6	0.9	-	-	-	-	-	-	-
E	-	-	0.9	-2.5	-0.5	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-0.4	-0.2	-0.1	-	-	-	-	-	-	-
G	-	-	0.8	-0.1	0.1	-	-	-	-	-	-	-
H	-	-	1.7	-0.2	-0.2	-	-	-	-	-	-	-
Ea												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	-1.4	-0.1	-0.8	-	-	-3.3	-	2.2	-	-
B	-	-	-1.9	0.6	-0.6	-	-	-2.6	-	1.5	-	-
C	-	-	-0.8	0.6	-0.9	-	-	2.0	-	-1.5	-	-
D	-	-	0.6	0.1	-1.5	-	-	-	-	-	-	-
E	-	-	0.3	0.4	-1.0	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-1.6	-0.1	-0.3	-	-	-2.6	-	1.9	-	-
G	-	-	-0.7	-0.4	-1.4	-	-	-0.2	-	0.5	-	-
H	-	-	-1.0	0.2	-0.9	-	-	-1.4	-	0.8	-	-
SEz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-3.4	-	2.4	0.3	-	-	-	-	-	0.6	1.6	-
B	-0.8	-	3.3	0.0	-	-	-	-	-	2.2	2.3	-
C	-1.1	-	0.9	0.8	-	-	-	-	-	1.7	2.2	-
D	-3.8	-	-1.2	-1.1	-	-	-	-	-	-	1.3	-
E	-0.8	-	0.8	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-2.0	-	2.5	0.6	-	-	-	-	-	0.3	1.2	-
G	-3.8	-	1.3	0.5	-	-	-	-	-	1.2	2.3	-
H	0.0	-	2.1	0.3	-	-	-	-	-	1.5	2.5	-

SEa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.5	-2.4	2.2	-1.0	-0.2	-	-	-	-	0.0	1.2	2.6
B	1.5	-1.8	1.6	-1.1	-0.9	-	-	-	-	0.4	1.5	2.9
C	2.2	-2.0	2.5	-3.4	-2.0	-	-	-	-	0.0	2.0	0.3
D	-	-	2.3	-3.8	-	-	-	-	-	-2.0	0.2	0.2
E	-2.4	-	3.5	-2.9	-1.2	-	-	-	-	-2.4	-	-
F	1.9	-2.7	2.0	0.0	-0.5	-	-	-	-	0.1	0.2	2.1
G	1.5	-3.8	3.1	-2.0	-1.0	-	-	-	-	-0.3	1.2	2.9
H	1.4	-1.8	2.2	-2.2	-1.2	-	-	-	-	-0.1	2.2	1.4
Sz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	2.1	1.7	1.4	-0.2	-	-	-	-	-	-0.5	0.2	1.2
B	3.3	2.6	1.1	-0.6	-	-	-	-	-	-1.0	0.3	1.9
C	2.6	2.0	1.4	0.1	-	-	-	-	-	-2.6	0.6	1.4
D	-	1.8	0.4	-0.2	-	-	-	-	-	-2.8	-0.1	0.4
E	-	2.3	1.6	1.2	-	-	-	-	-	-3.3	-1.3	-1.5
F	0.8	0.7	0.7	-0.2	-	-	-	-	-	-0.3	0.1	1.5
G	1.8	1.8	1.6	-0.4	-	-	-	-	-	-1.4	-0.6	1.6
H	2.9	2.9	1.6	-0.3	-	-	-	-	-	-1.7	0.1	2.0
Sa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	2.1	0.7	-0.4	-	-0.4	-	-	-	0.1	0.5	-0.4	1.3
B	1.7	0.3	-0.5	-	-0.1	-	-	-	0.6	0.8	0.8	1.5
C	0.4	-1.3	-0.3	-	1.2	-	-	-	1.0	0.0	0.6	1.1
D	0.2	-3.2	-1.2	-	0.6	-	-	-	1.1	-0.7	1.2	1.1
E	1.3	-2.0	0.9	-	-	-	-	-	-1.0	1.2	1.9	-0.3
F	0.8	1.3	0.1	-	-0.8	-	-	-	0.9	0.5	-0.3	0.8
G	1.4	0.2	0.1	-	-0.2	-	-	-	-0.4	0.6	0.6	1.1
H	1.4	-0.9	-0.5	-	0.6	-	-	-	0.4	0.4	0.5	1.1

Tabelle A.15: Differenzen (mm) zwischen großwettertypspezifischen Niederschlägen in MIP und EIP.

Wz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-0.7	25.6	5.7	3.0	8.5	-	-	-	-10.8	7.9	9.8	20.5
B	-4.1	32.0	-6.1	1.4	12.7	-	-	-	-1.4	27.6	4.9	16.3
C	13.8	17.4	-4.0	1.4	2.3	-	-	-	17.4	28.4	12.6	16.2
D	13.4	17.6	3.7	-5.1	-6.7	-	-	-	13.9	27.5	-4.8	15.1
E	10.3	40.7	7.8	8.4	2.7	-	-	-	-0.3	-3.7	-38.2	14.2
F	-10.6	19.4	-2.0	-0.1	3.1	-	-	-	10.8	6.7	16.6	-2.7
G	-4.0	17.8	22.5	-2.5	-34.2	-	-	-	7.9	-42.2	10.7	23.5
H	-6.6	-25.6	40.9	8.6	-8.0	-	-	-	-15.2	-16.5	31.8	-3.8
I	3.7	5.8	6.7	-8.9	-29.3	-	-	-	23.6	-44.0	-11.8	14.6
Wa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-2.3	10.6	1.0	-26.9	5.5	17.8	5.1	3.4	-12.4	-4.1	5.6	-3.1
B	10.0	11.0	4.9	-5.6	1.9	13.2	3.7	-3.3	-3.6	2.8	3.0	-2.1
C	14.5	18.8	4.9	-0.5	1.3	7.4	-3.3	-5.7	8.9	9.2	-18.9	7.7
D	-0.4	23.6	-9.6	-3.4	0.4	13.1	13.6	5.7	4.4	2.1	-0.9	5.7
E	-6.8	13.6	8.3	-26.4	0.2	-1.2	8.4	-1.1	-4.5	-2.6	2.6	2.3
F	-2.6	7.7	0.9	-8.0	-5.2	3.9	4.9	-4.2	-4.1	5.5	-0.4	6.3
G	1.5	16.1	-2.5	-6.9	6.9	9.3	19.4	11.5	-5.0	-9.3	10.2	6.9
H	-5.4	1.4	16.3	-15.2	1.9	3.5	-18.6	-4.9	-3.3	-5.5	0.6	8.8
I	-4.0	1.5	-2.3	-3.7	2.8	16.0	11.2	6.4	-2.8	-7.2	20.0	-1.1
SWz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	1.6	2.0	-3.5	4.3	22.1	-	-	-	14.9	-8.7	-6.9	-1.5
B	5.6	2.6	10.1	-6.0	2.4	-	-	-	9.2	12.0	0.1	-0.8
C	18.0	5.1	15.0	4.2	5.8	-	-	-	6.2	11.7	11.2	-2.1
D	12.3	16.3	22.2	-1.0	24.4	-	-	-	7.7	-0.8	11.5	8.1
E	9.8	3.2	2.7	-26.0	-20.5	-	-	-	27.7	-16.8	5.2	4.2
F	7.8	-15.8	13.2	5.0	24.9	-	-	-	6.2	10.7	2.9	8.5
G	7.0	8.7	-2.2	-0.8	13.9	-	-	-	-5.1	6.0	8.9	16.4
H	-8.3	-2.4	16.2	2.4	27.5	-	-	-	53.4	-1.0	28.0	6.6
I	-2.2	-37.0	-1.5	5.5	11.8	-	-	-	-1.9	-21.8	7.5	6.6
SWa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-3.5	14.4	8.5	25.5	23.7	-	-	-	-4.2	-4.8	-1.6	-5.1
B	-0.2	6.8	-6.1	3.0	19.8	-	-	-	0.0	-7.7	12.2	-2.8
C	7.2	10.1	-2.8	6.6	8.0	-	-	-	-5.5	1.0	0.0	-12.5
D	-5.8	8.0	2.6	-7.9	6.7	-	-	-	7.6	-7.6	3.1	-14.2
E	3.5	8.5	10.6	-3.6	-0.4	-	-	-	17.3	-7.2	5.3	-6.9
F	-5.6	4.9	8.0	-	1.8	-	-	-	3.4	-3.8	9.1	-1.5
G	-1.7	6.2	12.9	-15.3	20.9	-	-	-	-19.1	-15.0	5.6	2.7
H	9.5	8.2	-13.0	28.9	-12.7	-	-	-	28.6	-3.6	11.1	-3.6
I	-1.0	8.0	8.5	-15.2	30.2	-	-	-	-0.6	-2.0	5.3	-6.8

NWz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	-	-	-16.6	-	-	-	-	-	14.3	-
B	-	-	-	-	18.5	-	-	-	-	-	27.4	-
C	-	-	-	-	9.5	-	-	-	-	-	-24.6	-
D	-	-	-	-	19.6	-	-	-	-	-	-16.2	-
E	-	-	-	-	19.5	-	-	-	-	-	40.2	-
F	-	-	-	-	-33.6	-	-	-	-	-	-41.3	-
G	-	-	-	-	35.7	-	-	-	-	-	-32.5	-
H	-	-	-	-	-16.2	-	-	-	-	-	-75.8	-
I	-	-	-	-	63.9	-	-	-	-	-	-32.1	-
NWa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	3.9	-4.4	9.0	5.9	2.1	11.2	-0.1	6.0	19.3	10.3	-24.8	-0.8
B	14.4	10.4	4.6	14.2	1.3	0.4	8.5	7.4	16.8	22.3	-10.2	17.1
C	20.5	17.1	6.9	15.1	-4.8	0.3	13.6	-2.2	13.0	37.7	-23.2	14.8
D	6.6	11.6	-3.2	4.9	-7.3	-1.9	10.2	3.8	10.8	7.1	-7.2	-2.1
E	0.6	11.0	0.9	7.3	-3.9	8.8	3.4	-1.0	13.8	5.1	-23.1	9.4
F	12.1	-2.3	-1.2	14.8	-15.4	-1.9	-0.6	3.6	7.6	30.9	-1.8	8.6
G	5.1	-2.6	-3.4	20.6	9.8	-1.3	8.5	-2.2	25.1	39.1	-12.8	14.8
H	-0.4	18.9	-13.0	13.9	-7.0	-7.2	-3.1	-12.6	-21.5	33.6	-13.3	14.0
I	1.3	-2.0	-1.8	14.9	9.5	0.6	-0.9	-6.9	3.3	-3.7	17.5	-5.7
TM												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	-	12.7	-11.7	-	-	-	5.0	-	-	-
B	-	-	-	12.0	-4.1	-	-	-	5.4	-	-	-
C	-	-	-	4.3	23.4	-	-	-	40.5	-	-	-
D	-	-	-	0.4	3.9	-	-	-	21.0	-	-	-
E	-	-	-	44.6	-85.2	-	-	-	5.6	-	-	-
F	-	-	-	-15.6	2.4	-	-	-	-3.9	-	-	-
G	-	-	-	-9.4	-1.9	-	-	-	-9.1	-	-	-
H	-	-	-	-12.7	29.8	-	-	-	-112.0	-	-	-
I	-	-	-	-9.1	5.0	-	-	-	10.8	-	-	-
HM												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	6.8	-4.9	-6.0	5.2	23.1	10.3	-15.8	-12.9	-10.9	-6.7	5.9	2.5
B	4.7	4.0	-10.0	13.3	14.9	5.9	-7.1	-17.4	-9.4	-7.7	18.8	13.6
C	-6.0	-0.5	-3.0	5.7	4.7	8.1	-39.6	-4.0	-3.4	-12.4	37.9	15.1
D	1.5	-6.2	-6.6	-1.0	4.2	10.2	19.5	13.3	-7.2	-7.4	12.4	6.3
E	-4.7	8.9	-4.0	1.4	12.2	6.1	-34.3	-1.4	-10.0	-12.5	0.8	16.9
F	8.8	-9.8	-9.9	4.3	12.5	2.7	-35.8	13.8	-9.2	-2.0	-	6.4
G	-2.5	3.5	-0.9	1.6	47.0	-29.8	4.4	18.8	-18.8	-10.9	18.1	17.3
H	-16.6	-6.3	-5.3	18.7	-2.1	29.4	-21.5	15.9	-13.9	-36.2	22.2	12.4
I	-12.1	1.2	-4.6	-4.7	-4.3	9.4	12.1	8.7	-19.3	-6.3	26.7	-13.4

Nz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	-	-	-15.7	18.2	-	-	-	-	-	-
B	-	-13.3	-	-	-26.0	3.4	-	67.9	-	-	-	-
C	-	-7.0	-	-	-25.7	34.1	-	-7.7	-	-	-	-
D	-	-0.2	-	-	-44.1	8.1	-	-20.7	-	-	-	-
E	-	-77.7	-	-	8.5	24.3	-	66.5	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-30.2	-23.3	-	-	-	-	-	-
G	-	-	-	-	-18.3	-18.5	-	-	-	-	-	-
H	-	-	-	-	-43.5	39.3	-	-	-	-	-	-
I	-	-	-	-	-21.9	-8.4	-	-	-	-	-	-
Na												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	4.6	6.9	-5.5	23.8	2.9	-0.5	23.3	-	-1.6	-	-
B	-	-17.6	5.0	2.0	18.8	-5.5	8.6	6.9	-	31.2	-	-
C	-	-36.2	17.8	16.7	7.2	0.5	2.8	5.6	-	26.4	-	-
D	-	13.3	21.7	2.5	6.6	-5.4	-0.2	3.1	-	-15.8	-	-
E	-	-41.1	3.9	-21.3	-4.8	-15.7	-0.8	-3.7	-	50.6	-	-
F	-	-	3.7	3.9	1.1	-11.5	-34.1	-5.6	-	-	-	-
G	-	-	15.6	15.3	9.0	-3.5	-10.2	-14.1	-	-	-	-
H	-	-	62.2	12.7	-15.9	12.5	0.3	20.6	-	-	-	-
I	-	-	9.3	4.1	10.0	-7.1	14.1	-56.4	-	-	-	-
NEz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	1.3	-	5.4	22.5	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-19.7	-	1.7	-4.8	-	-	-	-	-	-
C	-	-	2.0	-	7.8	24.5	-	-	-	-	-	-
D	-	-	8.8	-	-6.8	27.4	-	-	-	-	-	-
E	-	-	-28.9	-	1.8	32.9	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-10.2	-	-	-	-	-	-	-
G	-	-	28.5	-	17.9	-	-	-	-	-	-	-
H	-	-	-	-	-21.8	-	-	-	-	-	-	-
I	-	-	-	-	2.9	-	-	-	-	-	-	-
NEa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	14.3	13.9	15.1	-	-	-84.1	-	-	-	-
B	13.0	-	4.5	8.8	0.5	-	-	-50.2	-	-	-	-
C	42.3	-	23.4	5.7	11.5	-	-	2.7	-	-	-	-
D	9.3	-	13.7	6.1	10.0	-	-	12.3	-	-	-	-
E	2.7	-	16.0	10.7	-14.4	-	-	-37.4	-	-	-	-
F	-	-	17.0	12.4	5.3	-	-	-33.0	-	-	-	-
G	-	-	12.1	16.9	24.8	-	-	-20.0	-	-	-	-
H	-	-	-3.8	30.9	27.5	-	-	9.9	-	-	-	-
I	-	-	-5.5	-0.6	-8.3	-	-	-98.1	-	-	-	-

Ez												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	-2.9	-5.0	-8.9	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	25.9	-15.7	-12.2	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	18.3	-8.5	-5.1	-	-	-	-	-	-	-
D	-	-	0.1	2.2	7.5	-	-	-	-	-	-	-
E	-	-	34.4	-16.0	-2.2	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	0.1	-2.9	-6.3	-	-	-	-	-	-	-
G	-	-	7.4	1.3	-7.7	-	-	-	-	-	-	-
H	-	-	-34.5	-32.9	2.4	-	-	-	-	-	-	-
I	-	-	9.4	-5.7	-10.4	-	-	-	-	-	-	-
Ea												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-	-	14.3	4.3	-14.7	-	-	45.8	-	-3.0	-	-
B	-	-	-1.3	-2.2	-20.8	-	-	-	-	4.4	-	-
C	-	-	12.5	-6.9	2.4	-	-	42.7	-	33.5	-	-
D	-	-	18.5	-13.7	9.6	-	-	68.7	-	10.7	-	-
E	-	-	27.7	-0.9	-14.3	-	-	-33.7	-	-3.2	-	-
F	-	-	2.0	7.2	-13.7	-	-	-	-	-	-	-
G	-	-	17.1	9.6	-3.6	-	-	-	-	-	-	-
H	-	-	32.1	-7.7	4.8	-	-	-	-	-	-	-
I	-	-	12.9	-10.2	5.7	-	-	-	-	-	-	-
SEz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	12.9	-	-0.6	19.1	-	-	-	-	-	-81.2	10.7	-
B	21.0	-	-3.6	-2.3	-	-	-	-	-	-107.4	-4.0	-
C	13.3	-	-3.9	-5.6	-	-	-	-	-	5.5	2.4	-
D	-6.6	-	-10.6	14.7	-	-	-	-	-	5.5	9.1	-
E	30.3	-	13.4	10.2	-	-	-	-	-	-56.5	4.8	-
F	-15.4	-	-7.1	7.7	-	-	-	-	-	-	2.4	-
G	8.0	-	9.4	10.1	-	-	-	-	-	38.0	11.8	-
H	-26.3	-	1.1	2.9	-	-	-	-	-	-	39.7	-
I	-4.5	-	-14.2	-1.3	-	-	-	-	-	3.3	-23.7	-
SEa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	0.3	9.1	14.5	-17.5	-13.3	-	-	-	-	-23.2	2.3	8.9
B	13.5	20.9	26.0	-2.6	-6.7	-	-	-	-	-41.3	3.5	25.9
C	1.7	3.2	20.0	-10.2	-3.4	-	-	-	-	-9.1	10.9	12.5
D	7.3	-8.5	8.7	-12.5	2.4	-	-	-	-	-41.7	25.0	5.7
E	22.9	23.1	31.3	4.6	-2.5	-	-	-	-	-48.7	-2.1	16.7
F	8.5	-	-	-17.5	-	-	-	-	-	-19.9	27.8	9.1
G	12.2	-	14.1	9.1	-3.9	-	-	-	-	-23.3	13.5	12.6
H	5.6	-	14.3	-3.7	-	-	-	-	-	-78.5	8.2	-2.8
I	-0.5	-	4.8	-13.3	3.2	-	-	-	-	-25.0	-	-4.9

Sz												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-1.7	2.3	-7.3	22.5	-	-	-	-	-	-26.1	-2.2	-16.4
B	-4.6	6.7	-7.1	26.0	-	-	-	-	-	-1.7	4.4	15.0
C	-3.4	9.3	2.0	19.7	-	-	-	-	-	-16.4	-18.9	12.9
D	-24.1	20.0	-7.5	10.6	-	-	-	-	-	-17.3	-8.5	29.4
E	16.5	-0.1	14.0	31.5	-	-	-	-	-	-16.3	12.9	11.8
F	-	0.8	-6.1	16.6	-	-	-	-	-	-18.3	-16.5	-9.8
G	-16.1	6.8	-18.8	11.6	-	-	-	-	-	-3.0	-8.3	-16.1
H	-	15.3	33.7	24.5	-	-	-	-	-	-2.3	-46.5	-10.9
I	-	6.0	-8.6	16.0	-	-	-	-	-	-14.9	-30.5	-6.3
Sa												
	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
A	-0.1	17.1	11.4	-	-6.6	-	-	-	1.2	5.0	-14.1	7.0
B	-0.6	16.1	9.0	-	10.1	-	-	-	-4.6	-9.9	-20.9	13.9
C	5.1	16.9	14.2	-	23.5	-	-	-	17.3	1.0	-4.6	2.2
D	2.9	15.7	-15.8	-	4.3	-	-	-	10.1	-15.0	2.2	13.4
E	14.3	30.5	13.8	-	25.3	-	-	-	-3.0	-7.1	-22.2	8.4
F	-0.8	4.1	6.2	-	14.7	-	-	-	-14.9	-9.9	-1.5	9.1
G	16.4	12.2	14.5	-	23.4	-	-	-	5.7	2.5	-8.7	25.6
H	10.8	2.9	16.3	-	-2.3	-	-	-	12.7	-6.2	11.2	-10.7
I	5.4	5.4	-6.5	-	10.5	-	-	-	9.6	0.3	8.6	-4.6

Tabelle A.16: Abweichungen (°C) der großwettertypspezifischen Temperaturen von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1915-1995.

Wz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	1.4	0.8	-0.2	-0.4	0.4	-	-	-	-0.7	-0.4	0.5	1.0
B	1.0	0.7	-0.1	-0.3	0.5	-	-	-	-0.4	-0.8	0.3	0.5
C	1.2	0.4	0.7	0.2	-0.1	-	-	-	0.4	-0.2	0.4	-0.1
D	1.6	1.7	1.3	-0.1	1.8	-	-	-	1.9	1.0	0.5	0.0
E	4.2	1.4	-1.1	0.2	2.3	-	-	-	1.4	0.2	0.4	0.5
F	1.1	1.2	-0.3	-0.5	0.8	-	-	-	-0.9	-0.4	0.2	0.8
G	1.8	1.0	0.2	-0.3	1.5	-	-	-	-0.2	0.1	0.5	0.6
H	1.3	0.9	0.3	0.0	0.4	-	-	-	-0.1	-0.4	0.5	0.4
Wa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	1.2	2.0	0.7	0.7	0.3	-0.1	-0.6	-0.3	0.4	0.5	0.6	0.7
B	1.2	2.4	0.7	0.6	0.2	-0.3	-0.6	-0.4	0.2	0.6	0.5	0.6
C	1.7	2.8	0.9	0.5	0.1	0.3	-0.1	-0.2	0.2	0.5	0.4	0.5
D	1.8	2.8	1.6	0.5	0.4	0.8	0.5	0.5	0.6	0.5	0.1	0.6
E	2.9	3.4	1.4	0.5	1.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.5	-0.3	0.7
F	1.0	1.7	0.7	0.6	0.6	0.0	-0.7	-0.3	0.5	0.4	0.4	0.6
G	1.2	1.9	0.8	0.7	0.5	0.4	-0.3	0.1	0.7	0.4	0.3	0.6
H	1.7	3.0	1.0	0.7	0.3	0.1	-0.2	-0.1	0.4	0.7	0.4	0.7
SWz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	2.0	2.0	-0.3	0.9	-0.9	-	-	-	-0.8	0.4	0.4	0.4
B	1.9	1.8	-0.4	1.0	-0.8	-	-	-	-0.5	0.6	0.3	0.1
C	1.1	1.2	-0.4	1.2	0.1	-	-	-	0.2	0.6	0.4	0.2
D	0.8	2.6	0.8	1.7	1.2	-	-	-	0.1	1.6	1.2	1.0
E	4.6	2.7	0.9	3.4	1.4	-	-	-	0.1	1.6	2.0	0.6
F	1.9	1.8	-0.4	0.8	-0.9	-	-	-	-1.1	0.3	0.5	0.4
G	1.6	2.2	0.2	1.1	-0.3	-	-	-	-0.6	0.6	0.8	0.7
H	1.9	1.7	-0.2	1.3	-0.2	-	-	-	-0.1	0.7	0.4	0.3
SWa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-1.0	0.4	0.8	1.5	0.3	-	-	-	0.8	0.7	0.0	-0.1
B	-0.8	0.4	0.8	1.7	0.0	-	-	-	0.7	0.7	0.1	0.3
C	-0.6	-0.1	0.1	2.0	-0.1	-	-	-	0.6	0.7	0.3	0.4
D	-0.6	-0.5	0.0	1.3	0.9	-	-	-	0.5	0.5	0.4	-0.2
E	-3.4	0.6	-2.3	1.7	0.7	-	-	-	1.1	0.2	-0.4	-0.3
F	-0.7	0.4	0.9	1.5	0.2	-	-	-	0.9	0.7	0.1	0.2
G	-1.1	0.1	0.5	1.9	0.8	-	-	-	0.9	0.4	-0.1	-0.4
H	-1.0	0.2	0.5	2.1	0.3	-	-	-	0.9	0.6	0.2	0.2
NWz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-	-0.7	-1.6	-	-	-	-3.0	-3.3	-1.2	-
B	-	-	-	-1.9	-1.7	-	-	-	-3.3	-3.1	-1.4	-
C	-	-	-	-1.6	-0.7	-	-	-	-2.4	-1.9	-1.3	-
D	-	-	-	-1.0	0.4	-	-	-	-1.0	-1.4	-0.7	-
E	-	-	-	-0.4	-	-	-	-	-1.7	-2.6	-0.7	-
F	-	-	-	-0.4	-1.4	-	-	-	-3.8	-3.6	-1.4	-
G	-	-	-	-0.6	-1.1	-	-	-	-2.9	-2.7	-0.5	-
H	-	-	-	-1.5	-1.3	-	-	-	-2.9	-2.6	-0.9	-

NWa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	0.3	0.2	0.5	-0.6	-0.3	-0.1	-0.2	-0.3	-0.9	-1.0	0.0	-1.0
B	0.6	0.5	0.8	-0.6	-0.3	-0.2	-0.2	-0.4	-0.8	-0.9	0.0	-0.6
C	1.0	1.7	1.4	-0.4	-0.5	-0.3	-0.2	-0.4	-1.1	-1.3	-0.4	0.0
D	0.3	1.4	0.6	-0.3	-0.9	-0.3	-0.2	-0.5	-1.4	-1.5	-1.1	-0.2
E	0.7	1.5	1.5	0.4	-1.1	0.0	-0.2	-0.3	-1.0	-2.1	-0.9	-0.4
F	-0.5	-0.4	0.3	-0.4	0.0	0.0	-0.2	-0.1	-0.7	-1.4	-0.6	-1.4
G	0.6	0.7	0.8	-0.5	-0.6	-0.1	-0.2	-0.3	-1.1	-0.9	-0.2	-0.7
H	0.8	1.3	1.1	-0.6	-0.5	-0.3	-0.2	-0.5	-1.2	-1.1	-0.2	-0.3
TM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-2.5	-0.2	-2.2	-	-	-	-1.2	-1.3	-	-
B	-	-	-2.1	-0.4	-1.6	-	-	-	-1.1	-2.1	-	-
C	-	-	-1.6	-1.3	0.2	-	-	-	-0.8	-2.6	-	-
D	-	-	-1.8	1.8	0.1	-	-	-	-	-	-	-
E	-	-	-	1.9	0.5	-	-	-	-0.4	-2.7	-	-
F	-	-	-2.9	0.0	-2.3	-	-	-	-0.8	-1.0	-	-
G	-	-	-2.4	1.1	-1.6	-	-	-	-0.2	-1.4	-	-
H	-	-	-1.8	-0.3	-0.8	-	-	-	-1.6	-2.3	-	-
HM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-1.3	-1.0	-0.1	1.5	1.5	2.3	1.8	1.4	0.1	-0.4	-0.6	-2.1
B	-0.8	-0.7	-0.1	1.4	1.3	2.0	1.7	1.4	0.1	-0.2	0.0	-1.9
C	0.9	-0.3	-0.1	0.5	0.6	1.7	1.0	0.8	-0.4	0.2	-0.1	-0.8
D	-1.8	-1.1	-0.9	0.1	0.2	3.4	1.3	0.6	-1.2	-1.1	-1.7	-1.5
E	-3.5	-1.4	-0.2	-0.5	0.7	2.6	0.7	0.9	-1.4	-0.2	-1.1	-0.3
F	-1.3	-0.5	-0.2	1.6	1.3	1.9	1.8	1.5	0.1	-0.2	-0.7	-1.9
G	-1.4	-0.8	-0.6	1.2	1.0	2.8	1.7	1.3	-0.6	-0.5	-0.9	-2.0
H	-0.2	-0.7	-0.2	1.1	1.2	2.7	1.6	1.2	-0.2	-0.2	-0.1	-1.5
Nz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-2.5	-1.3	-1.7	-1.9	-1.7	-	-1.0	-	-	-	-
B	-	-2.5	-0.8	-2.2	-1.7	-0.6	-	0.0	-	-	-	-
C	-	-3.5	0.0	-2.4	-1.5	0.4	-	0.7	-	-	-	-
D	-	-2.6	-1.0	-2.9	-1.7	-0.7	-	-0.1	-	-	-	-
E	-	-	-2.0	-1.7	-2.3	-	-	-0.9	-	-	-	-
F	-	-2.2	-2.0	-1.8	-1.8	-2.0	-	-1.4	-	-	-	-
G	-	-2.2	-2.0	-2.0	-2.2	-2.0	-	-0.9	-	-	-	-
H	-	-3.3	-1.2	-2.6	-1.9	-0.8	-	0.2	-	-	-	-
Na												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-2.2	-2.2	-1.1	-0.7	0.1	0.5	0.4	-2.9	-2.7	-	-
B	-	-1.4	-1.8	-1.0	-0.6	0.2	0.4	0.9	-2.1	-2.9	-	-
C	-	-0.2	-0.5	-1.2	-0.4	0.1	0.2	0.7	-1.9	-1.8	-	-
D	-	-2.1	-0.4	-2.8	-1.5	-0.3	0.0	-0.1	-2.4	-1.4	-	-
E	-	-2.8	-3.0	-1.9	-0.6	-0.4	0.2	0.1	-	-	-	-
F	-	-3.0	-2.4	-1.1	-0.5	-0.1	0.5	0.0	-3.6	-2.9	-	-
G	-	-2.3	-2.5	-1.6	-0.9	-0.3	0.4	0.0	-3.1	-1.7	-	-
H	-	-1.1	-1.8	-1.4	-0.9	0.1	0.3	0.7	-2.3	-2.3	-	-

NEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-2.2	-	-2.6	-1.6	-0.8	0.4	-	-0.7	-	-	-	-
B	-3.3	-	-3.0	-1.6	-0.6	1.0	-	-0.6	-	-	-	-
C	-2.2	-	-3.3	-2.3	-0.3	1.6	-	-0.8	-	-	-	-
D	-1.4	-	-2.7	-	-0.8	1.9	-	-0.7	-	-	-	-
E	-	-	-4.4	-2.5	-0.8	1.2	-	-1.1	-	-	-	-
F	-2.3	-	-2.6	-1.2	-1.0	-0.4	-	-1.3	-	-	-	-
G	-1.0	-	-3.8	-2.0	-0.8	0.7	-	-0.9	-	-	-	-
H	-2.5	-	-3.5	-2.2	-0.8	2.2	-	-0.7	-	-	-	-
NEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-5.1	-	-0.9	-0.4	-0.2	-	1.3	0.6	-1.8	-	-	-4.4
B	-5.6	-	-1.0	-0.4	-0.2	-	1.5	1.0	-1.0	-	-	-4.4
C	-6.4	-	-0.9	-0.9	0.2	-	0.6	1.1	-0.3	-	-	-2.2
D	-7.0	-	-3.0	-1.1	0.3	-	-0.3	-0.2	-1.7	-	-	-3.6
E	-11.8	-	-	-0.9	-0.1	-	0.4	-1.0	-0.6	-	-	-
F	-4.3	-	-1.5	-0.2	-0.3	-	1.2	0.4	-2.4	-	-	-4.0
G	-4.3	-	-1.6	-0.6	-0.2	-	0.9	-0.1	-1.7	-	-	-3.8
H	-6.9	-	-1.3	-0.8	0.0	-	1.1	0.5	-1.2	-	-	-4.2
Ez												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-4.9	-6.3	-1.9	-0.1	0.5	-	-	-	-	-3.0	-	-
B	-4.8	-7.7	-2.0	-0.1	0.3	-	-	-	-	-3.6	-	-
C	-6.8	-6.9	-1.9	-0.1	0.5	-	-	-	-	-3.4	-	-
D	-	-6.5	-3.4	-0.4	1.2	-	-	-	-	-3.9	-	-
E	-7.2	-7.9	-2.2	-1.5	-0.2	-	-	-	-	-	-	-
F	-2.9	-6.2	-2.1	-0.6	0.3	-	-	-	-	-2.4	-	-
G	-3.9	-6.5	-2.2	-0.5	0.7	-	-	-	-	-2.5	-	-
H	-6.0	-8.1	-2.0	-0.5	0.4	-	-	-	-	-3.9	-	-
Ea												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-7.0	-	-2.3	-0.2	0.4	-	-	0.5	0.6	-0.9	-	-
B	-7.9	-	-2.4	-0.1	0.3	-	-	1.0	0.5	-1.0	-	-
C	-7.1	-	-2.9	0.7	-0.3	-	-	2.7	0.3	-2.1	-	-
D	-8.2	-	-2.5	-0.5	-1.5	-	-	-	-0.7	-6.0	-	-
E	-11.8	-	-2.7	0.1	0.0	-	-	0.8	-	-	-	-
F	-5.8	-	-2.0	-0.3	0.7	-	-	0.2	0.8	-1.0	-	-
G	-6.0	-	-2.7	-0.5	-0.4	-	-	0.7	-0.3	-2.0	-	-
H	-7.7	-	-2.9	0.0	-0.2	-	-	1.3	-0.1	-1.9	-	-
SEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-7.5	-3.7	1.0	0.9	1.5	-	-	-	-	-1.9	-1.3	-3.6
B	-7.4	-5.1	0.8	0.6	1.5	-	-	-	-	-1.5	-1.6	-4.2
C	-7.8	-5.4	-0.5	1.4	1.0	-	-	-	-	-2.1	-1.4	-4.3
D	-9.1	-3.7	-0.5	2.4	1.8	-	-	-	-	-2.2	-0.6	-4.1
E	-10.0	-3.9	0.8	0.6	2.2	-	-	-	-	-	-	-4.0
F	-5.3	-3.1	1.0	0.9	1.0	-	-	-	-	-2.1	-0.9	-3.8
G	-8.6	-3.8	0.5	1.3	1.4	-	-	-	-	-1.8	-0.8	-3.5
H	-7.8	-6.0	0.2	0.9	1.3	-	-	-	-	-2.3	-1.4	-5.3

SEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-4.7	-4.4	0.1	0.6	1.9	-	-	-	-	-1.1	-0.5	-1.7
B	-4.7	-4.5	-0.4	0.9	1.9	-	-	-	-	-1.3	-0.8	-2.3
C	-4.1	-4.8	-0.5	-0.6	0.8	-	-	-	-	-1.3	0.5	-3.3
D	-	-5.0	-0.5	-1.3	1.1	-	-	-	-	-3.9	-0.4	-4.0
E	-10.9	-	-1.6	-0.1	1.0	-	-	-	-	-3.6	-	-
F	-3.4	-3.4	0.1	0.8	1.6	-	-	-	-	-0.9	-1.1	-1.1
G	-4.1	-4.9	0.2	0.1	1.7	-	-	-	-	-1.0	-0.4	-1.5
H	-5.4	-6.0	-0.6	0.1	1.8	-	-	-	-	-1.5	-0.1	-3.5
Sz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	0.3	0.5	0.6	0.6	1.1	-	-	-	-	0.3	0.2	1.8
B	-0.1	0.4	0.4	0.8	1.2	-	-	-	-	0.1	0.5	1.6
C	-1.4	-0.4	-0.2	0.6	1.7	-	-	-	-	-0.9	-0.3	-0.2
D	-1.0	0.1	0.1	0.8	3.7	-	-	-	-	-0.7	-0.2	-0.6
E	-2.1	0.2	0.7	0.9	1.0	-	-	-	-	-1.0	0.1	-1.5
F	0.5	0.8	0.6	0.7	0.7	-	-	-	-	0.2	0.5	2.2
G	-0.1	0.6	0.8	0.7	1.4	-	-	-	-	0.1	-0.1	2.0
H	-1.2	0.3	0.0	0.8	1.9	-	-	-	-	-0.3	0.0	1.2
Sa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-2.4	-0.8	-0.1	-	0.8	-	-	-	1.8	0.3	-1.3	-0.5
B	-2.0	-1.2	-0.1	-	1.3	-	-	-	2.2	0.3	-1.3	-0.5
C	-3.1	-2.7	-0.8	-	1.9	-	-	-	2.3	-0.1	-1.2	-0.6
D	-3.7	-3.8	-1.4	-	2.1	-	-	-	1.7	-0.3	-1.5	-0.3
E	-3.8	-3.1	-0.8	-	-	-	-	-	-0.4	0.7	-0.4	-0.9
F	-1.9	-0.1	0.3	-	0.1	-	-	-	2.2	0.5	-0.6	-0.4
G	-2.8	-1.5	-0.6	-	1.1	-	-	-	1.4	0.2	-1.3	-0.5
H	-3.1	-2.4	-0.4	-	1.8	-	-	-	2.1	0.1	-1.6	-0.9

Tabelle A.17: Abweichungen (mm) der großwettertypspezifischen Niederschläge von den regionalen monatlichen Mittelwerten für den Zeitraum 1915-1995.

Wz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	17.5	36.1	15.5	17.4	-7.2	-	-	-	21.1	30.6	23.5	33.4
B	26.7	47.9	18.4	16.9	5.9	-	-	-	24.8	33.9	25.1	35.2
C	27.9	39.5	16.0	14.7	13.1	-	-	-	27.5	30.8	30.8	28.2
D	21.6	18.6	16.5	14.2	20.8	-	-	-	16.9	33.0	23.0	24.6
E	41.6	59.8	36.7	24.0	12.4	-	-	-	27.9	28.4	23.1	38.8
F	6.5	21.1	10.9	9.0	16.5	-	-	-	18.1	14.6	15.7	15.5
G	8.6	25.5	15.3	9.8	-26.2	-	-	-	11.7	19.1	13.4	17.8
H	28.7	22.3	30.2	14.4	-12.2	-	-	-	20.1	17.5	7.4	16.2
I	17.9	3.8	9.7	6.7	-3.2	-	-	-	16.4	34.5	11.1	14.1
Wa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	3.3	7.9	6.6	-11.4	-1.9	12.2	13.7	6.0	-2.2	-2.8	7.8	7.1
B	4.6	11.4	9.5	-1.7	9.2	16.7	14.1	8.9	1.1	-0.1	4.7	1.2
C	7.5	14.5	9.8	1.2	9.3	18.9	15.5	12.2	5.3	6.3	8.9	7.4
D	6.8	17.6	12.6	1.8	8.9	22.4	18.4	11.0	9.0	11.8	6.1	13.5
E	-5.0	2.8	8.9	0.1	3.9	12.1	15.3	10.6	-4.7	-7.7	1.3	3.9
F	2.6	10.1	6.3	-4.9	6.6	10.9	3.8	0.1	-3.9	3.7	6.2	6.8
G	-0.9	7.4	2.0	-8.3	-3.5	2.7	11.9	2.5	-2.1	-0.8	7.9	6.5
H	-8.9	-14.2	1.5	-11.3	-1.5	-17.4	-1.1	0.3	-0.2	-7.2	-1.5	-7.5
I	7.0	7.8	8.1	-4.3	0.4	11.5	10.5	12.1	-2.8	10.0	19.5	11.8
SWz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	4.4	6.5	6.4	1.5	21.3	-	-	-	23.2	12.7	7.0	5.7
B	15.2	14.2	26.8	11.5	32.5	-	-	-	20.5	32.6	14.2	12.8
C	11.8	13.9	18.2	7.3	29.7	-	-	-	14.2	15.9	16.4	4.8
D	11.1	8.2	20.2	2.0	23.5	-	-	-	9.3	3.0	10.9	5.3
E	25.2	33.3	34.8	9.2	21.7	-	-	-	54.2	26.0	34.6	23.5
F	0.2	1.6	10.5	5.0	17.6	-	-	-	7.4	7.2	3.9	0.7
G	4.0	7.4	4.8	2.0	21.8	-	-	-	7.6	13.1	7.5	3.4
H	4.3	18.4	35.4	5.3	8.6	-	-	-	39.9	23.7	32.8	24.2
I	-0.4	4.5	9.7	4.0	21.9	-	-	-	-6.8	-19.1	4.3	7.5
SWa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-8.0	1.0	0.5	7.1	6.3	-	-	-	-1.6	-14.2	-8.4	-17.6
B	-9.7	2.5	3.5	-5.7	7.8	-	-	-	-0.7	-15.3	-6.0	-13.4
C	-11.1	-3.9	-0.4	-11.5	10.7	-	-	-	-7.2	-11.0	-11.6	-15.5
D	-8.9	-8.1	-2.2	-14.2	11.6	-	-	-	-7.2	-10.6	-9.5	-16.1
E	-4.7	5.7	7.7	-9.2	2.4	-	-	-	12.0	-4.0	-10.6	-18.5
F	-10.4	-9.1	-1.3	-11.6	5.3	-	-	-	-4.7	-11.5	-9.8	-11.8
G	-10.1	-8.2	-5.4	-9.2	-0.8	-	-	-	-5.4	-17.9	-9.1	-15.9
H	-1.7	-15.6	-12.6	-8.6	-15.8	-	-	-	-7.8	-4.1	-11.0	-14.2
I	-8.1	-0.7	-8.1	-8.0	6.5	-	-	-	-12.1	-6.2	-8.7	-16.7

NWz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-	26.2	16.7	-	-	-	31.0	61.1	-0.8	-
B	-	-	-	18.5	31.1	-	-	-	28.7	75.4	12.5	-
C	-	-	-	17.6	22.4	-	-	-	11.0	60.7	2.8	-
D	-	-	-	19.1	14.0	-	-	-	5.2	31.2	-2.0	-
E	-	-	-	4.6	35.7	-	-	-	31.7	49.6	14.4	-
F	-	-	-	4.4	3.6	-	-	-	51.1	69.3	-4.8	-
G	-	-	-	8.8	27.0	-	-	-	24.3	32.3	5.7	-
H	-	-	-	17.8	-0.6	-	-	-	37.2	64.3	22.9	-
I	-	-	-	1.8	30.6	-	-	-	20.4	140.6	-10.3	-
NWA												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	3.9	-4.1	1.4	-0.3	-5.2	-2.9	1.2	0.8	9.7	20.9	5.5	-2.0
B	-4.6	-4.3	-13.0	0.6	-7.5	-1.7	0.8	0.0	4.1	7.4	-2.5	-6.4
C	7.1	6.3	-1.1	6.3	-5.3	-0.3	3.4	2.4	5.7	31.4	-4.9	1.5
D	7.7	4.4	-0.3	9.0	1.0	2.2	1.7	6.2	4.7	16.8	3.1	-3.4
E	-14.4	-14.8	-27.3	-1.5	-6.8	-2.8	-2.0	-3.1	-7.9	-17.1	-29.1	-14.6
F	13.0	4.5	3.5	3.9	-5.2	-1.0	3.1	1.0	7.4	25.4	3.3	4.3
G	11.1	-0.5	4.1	7.7	2.4	-1.5	2.3	2.8	10.6	29.4	3.4	-1.0
H	-3.5	-4.3	-22.0	-0.8	5.6	0.4	1.2	0.1	1.7	6.8	-23.7	-3.3
I	12.3	5.7	5.3	8.7	6.6	0.8	0.8	4.7	22.9	20.2	11.6	7.1
TM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-	-9.2	19.7	36.8	-	-	-	5.6	88.1	-	-
B	-	-	-19.2	21.8	47.4	-	-	-	23.9	93.6	-	-
C	-	-	-13.3	9.3	55.3	-	-	-	30.2	42.7	-	-
D	-	-	-6.8	8.1	6.8	-	-	-	32.3	18.7	-	-
E	-	-	14.0	44.9	22.0	-	-	-	19.5	116.2	-	-
F	-	-	-13.3	4.5	19.5	-	-	-	6.6	43.6	-	-
G	-	-	-1.7	-2.8	-4.9	-	-	-	-9.2	37.2	-	-
H	-	-	-17.1	-13.0	34.1	-	-	-	-12.0	60.7	-	-
I	-	-	4.2	-5.5	16.0	-	-	-	37.3	0.5	-	-
HM												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-18.9	-15.3	-21.4	-21.0	-9.6	-19.3	-12.3	-20.0	-26.5	-28.7	-18.7	-21.1
B	-29.6	-26.3	-35.4	-15.1	-10.1	-6.8	-10.2	-21.1	-29.3	-46.8	-25.0	-26.3
C	-33.0	-24.7	-27.7	-20.3	-6.2	-5.6	-19.3	-23.1	-28.4	-39.3	-14.7	-25.3
D	-23.5	-18.4	-20.7	-18.1	-1.1	-8.0	-17.7	-21.0	-27.8	-29.1	-13.9	-18.6
E	-42.8	-34.6	-51.7	-21.1	-11.7	-15.8	-17.2	-16.4	-28.1	-44.6	-36.6	-38.5
F	-9.3	-7.1	-14.7	-14.4	-5.9	-14.9	-13.8	-12.1	-12.3	-18.2	-5.6	-8.2
G	-24.8	-7.4	-13.0	-20.6	6.2	-29.8	-22.3	-21.4	-12.9	-22.9	-12.3	-5.6
H	-35.3	-21.3	-25.3	-5.0	-11.6	-8.4	1.1	-10.3	-24.4	-30.4	-33.8	-6.1
I	-21.6	-8.6	-10.9	-22.2	-15.4	-24.9	-26.3	-30.8	-4.1	-9.9	-0.3	-12.1

Nz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-17.0	20.7	3.6	-1.9	22.9	-	56.9	-	-	-	-
B	-	-15.7	11.3	-5.4	-9.6	9.3	-	53.1	-	-	-	-
C	-	-13.0	16.4	-5.1	-2.8	23.9	-	28.6	-	-	-	-
D	-	-13.2	4.1	-3.0	-4.0	13.1	-	-27.6	-	-	-	-
E	-	-21.2	5.3	-3.6	5.6	35.1	-	65.0	-	-	-	-
F	-	-1.1	19.7	9.5	13.1	18.6	-	1.6	-	-	-	-
G	-	-7.7	17.7	2.5	10.5	1.9	-	16.9	-	-	-	-
H	-	5.6	17.0	8.0	-3.6	5.9	-	7.5	-	-	-	-
I	-	2.5	0.6	0.9	6.6	14.1	-	-20.2	-	-	-	-
Na												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-	-8.6	-0.9	-10.8	9.5	-2.0	-12.1	2.2	1.1	-12.3	-	-
B	-	-23.6	-18.4	-14.3	-1.2	-5.6	-9.8	-2.9	-2.4	-26.5	-	-
C	-	-20.5	1.6	-5.5	-3.0	-9.8	-15.6	-16.8	-10.5	-13.2	-	-
D	-	-18.7	1.8	-5.7	-0.8	-13.5	-13.0	-18.0	-4.9	-14.8	-	-
E	-	-35.4	-35.0	-34.5	-14.0	-5.5	-3.3	-6.1	4.6	-14.4	-	-
F	-	-5.6	5.1	-1.5	4.1	-3.6	-7.8	5.6	14.3	16.6	-	-
G	-	-0.9	11.5	-1.9	4.0	3.2	-9.0	0.4	28.0	26.9	-	-
H	-	-10.4	55.1	-6.8	3.3	7.8	-3.0	3.0	34.1	12.0	-	-
I	-	1.0	14.4	4.9	2.6	-6.6	-2.4	-15.8	4.7	-19.2	-	-
NEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-8.2	-	-12.3	11.4	6.7	31.8	-	1.6	-	-	-	-
B	-8.5	-	-20.4	-13.3	-6.5	21.1	-	16.2	-	-	-	-
C	-10.8	-	-14.8	-14.8	-6.2	18.0	-	10.0	-	-	-	-
D	-12.4	-	-15.5	-17.6	-7.5	-2.1	-	-11.9	-	-	-	-
E	-14.8	-	-14.8	12.3	2.8	58.4	-	19.6	-	-	-	-
F	21.4	-	-1.1	0.5	-2.7	14.1	-	30.2	-	-	-	-
G	25.0	-	4.8	26.9	20.7	11.1	-	20.6	-	-	-	-
H	64.0	-	-0.5	15.2	6.8	-1.2	-	15.4	-	-	-	-
I	-9.8	-	8.1	-4.5	-1.5	19.3	-	42.5	-	-	-	-
NEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-9.0	-	-7.1	-9.7	-7.3	-	8.7	-27.2	8.6	-	-	-34.3
B	-16.5	-	-13.7	-17.9	-11.7	-	-18.5	-30.4	-7.3	-	-	-49.6
C	-3.8	-	-4.1	-22.6	-10.3	-	-38.9	-28.0	-5.2	-	-	-42.6
D	-7.9	-	-6.2	-19.2	-8.6	-	-33.4	-34.0	-19.3	-	-	-36.2
E	-32.2	-	-27.4	-25.5	-10.9	-	13.5	-23.7	-21.4	-	-	-55.6
F	18.9	-	6.2	-6.4	-8.5	-	-21.6	-10.1	9.9	-	-	-18.1
G	15.9	-	-6.3	-7.1	-4.6	-	-18.4	-8.5	7.5	-	-	-9.7
H	7.9	-	-38.2	-2.6	10.8	-	-9.7	9.0	3.9	-	-	0.6
I	-18.4	-	-17.5	-6.1	-7.0	-	-40.7	-28.7	23.9	-	-	-18.0

Ez												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	27.3	-16.0	-7.3	-21.2	-1.1	-	-	-	-	11.7	-	-
B	9.1	-30.7	0.2	-20.3	-1.6	-	-	-	-	-5.8	-	-
C	-22.2	-29.8	-5.5	-15.4	-8.1	-	-	-	-	-12.5	-	-
D	-24.7	-16.9	-11.1	-11.8	-5.4	-	-	-	-	-26.5	-	-
E	31.0	-36.0	10.4	-23.4	1.6	-	-	-	-	4.5	-	-
F	5.0	-8.4	-12.2	-10.7	-0.7	-	-	-	-	6.8	-	-
G	13.3	-12.3	-2.0	-0.3	-12.2	-	-	-	-	46.5	-	-
H	5.4	12.4	4.1	-1.7	4.3	-	-	-	-	35.2	-	-
I	2.0	-7.7	8.3	0.3	-1.2	-	-	-	-	-11.0	-	-
Ea												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-20.4	-	-4.9	-19.2	-16.4	-	-	-5.3	-15.4	-5.4	-	-
B	-29.5	-	-22.1	-21.6	-17.3	-	-	4.8	-0.5	-30.5	-	-
C	-37.8	-	-16.4	-21.8	-8.6	-	-	1.8	-20.1	-9.4	-	-
D	-35.0	-	-1.4	-22.7	-14.0	-	-	6.0	-22.7	-20.1	-	-
E	-28.6	-	-4.5	-29.2	-17.2	-	-	7.2	16.2	-29.5	-	-
F	-17.2	-	-9.9	-8.9	-16.5	-	-	6.6	-8.9	18.1	-	-
G	-11.7	-	-10.3	-13.5	-21.0	-	-	-11.9	-15.3	0.4	-	-
H	20.2	-	-2.3	-14.8	-21.3	-	-	-23.5	15.0	-18.2	-	-
I	-26.2	-	6.8	-20.5	-6.4	-	-	-4.2	1.4	-	-	-
SEz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	3.6	-2.5	-5.9	10.4	-1.3	-	-	-	-	-12.9	-7.3	-10.0
B	-5.1	-10.5	-9.4	-3.6	11.6	-	-	-	-	-40.3	-23.1	-25.4
C	-17.6	-16.4	-24.1	-8.7	1.7	-	-	-	-	-37.8	-24.4	-27.9
D	-24.9	-11.7	-24.0	-7.1	-16.0	-	-	-	-	-39.4	-26.9	-29.1
E	21.5	-1.0	-3.9	9.6	-2.4	-	-	-	-	-40.8	-5.6	-9.4
F	-17.8	-8.4	-3.8	4.9	1.1	-	-	-	-	9.6	-13.6	-14.9
G	2.2	-3.0	21.0	-1.5	21.0	-	-	-	-	36.0	-9.6	-2.5
H	-1.1	62.1	5.0	6.8	13.1	-	-	-	-	51.4	43.7	23.8
I	-13.1	-1.9	-7.8	-6.1	-17.7	-	-	-	-	-12.9	-20.8	-17.2
SEa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-14.9	-20.4	-4.1	-10.8	-12.1	-	-	-	-	-27.6	-19.9	-12.0
B	-18.3	-19.1	-2.7	-20.4	1.6	-	-	-	-	-51.3	-36.2	-9.1
C	-27.3	-32.9	-8.6	-10.5	-11.4	-	-	-	-	-54.8	-26.2	-18.9
D	-19.9	-24.3	-15.5	-6.0	-13.5	-	-	-	-	-53.4	-8.6	-26.6
E	-8.0	-32.6	0.6	-11.7	12.5	-	-	-	-	-31.0	-57.1	-18.1
F	-5.4	-15.2	-8.3	-9.9	-9.2	-	-	-	-	-32.7	9.7	-12.8
G	4.5	-12.5	-7.7	-6.5	-30.8	-	-	-	-	-34.7	2.9	-12.0
H	9.5	6.9	-12.4	-4.7	-21.0	-	-	-	-	-52.1	1.6	-11.8
I	-10.7	-11.3	-18.4	-8.0	-24.8	-	-	-	-	-54.9	-	-30.9

Sz												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-6.3	-0.7	-10.1	5.7	14.6	-	-	-	-	-12.1	-19.6	5.0
B	1.2	2.2	-6.3	11.4	10.1	-	-	-	-	-7.0	-14.2	29.3
C	-7.9	0.0	-9.6	2.7	8.8	-	-	-	-	-19.8	-19.7	15.1
D	-14.4	2.2	-13.5	-4.0	7.9	-	-	-	-	-17.7	-14.7	4.5
E	11.7	14.5	-0.9	16.9	21.3	-	-	-	-	20.1	-1.5	38.7
F	-6.5	-2.8	-9.1	-0.5	-0.9	-	-	-	-	-17.0	-14.4	1.8
G	-7.0	-2.5	-5.5	-0.9	-12.3	-	-	-	-	-0.9	-12.6	-9.8
H	5.0	17.4	11.3	1.7	-7.4	-	-	-	-	15.0	-1.9	-0.6
I	-14.3	-3.5	-10.8	-0.1	-5.0	-	-	-	-	-31.9	-27.0	-15.2
Sa												
	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
A	-12.3	-7.7	-5.6	-	-23.8	-	-	-	-12.2	-15.8	-20.7	-16.5
B	-23.1	-9.2	-5.5	-	-6.2	-	-	-	-14.3	-14.7	-26.5	-14.6
C	-27.0	-14.9	-9.5	-	5.6	-	-	-	-9.1	-24.9	-33.9	-16.3
D	-18.1	-12.4	-13.4	-	-12.0	-	-	-	-6.5	-23.0	-23.7	-20.4
E	-20.8	-2.9	-8.2	-	14.3	-	-	-	-15.3	-5.2	-21.5	-21.3
F	-10.5	-11.7	-9.9	-	-13.0	-	-	-	-7.5	-24.4	-10.5	-13.0
G	-4.4	-12.1	-6.8	-	1.5	-	-	-	-11.3	-22.4	-14.4	-2.9
H	-4.1	-9.6	-12.6	-	18.5	-	-	-	-5.0	-24.6	-10.0	-0.3
I	-14.1	-11.0	-9.8	-	-19.5	-	-	-	-34.2	-34.2	-15.5	-26.5

Tabelle A.18: Forts.

Region/F	Jan.		Feb.		Mär.		Apr.		Mai		Jun.		Jul.		Aug.		Sept.		Okt.		Nov.		Dez.	
	$\overline{\Delta K_H}$	$\overline{\Delta K_{Tr}}$																						
Wz	0.1	-	-	0.1	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.4	-	0.5	-	0.1
Wa	0.1	0.5	-0.5	0.5	-	-	0.6	-	-	-0.3	-0.1	-0.8	-	-	-	-1.3	-0.2	-1.1	0.2	1.2	0.1	-0.2	0.2	0.1
SWz	-0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	-	-0.7	-0.1	-0.2	-	-	-	-	-	-	-	-0.2	-	-1.1	-	-0.5	0.2	0.1	
Swa	-	-0.1	-0.1	-	0.3	-	-	-0.1	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-1.4	0.1	-0.3	0.2	-0.1	
NWz	-	0.1	0.1	-	0.1	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	0.1	-	-	-	
NWa	-	-	-	-	-	-	0.3	-0.1	-0.6	-	-	-0.1	-0.9	-0.2	-0.4	-0.1	0.3	-	-	-	0.1	-	-	
IM	-	-	-	-	-	-	-0.3	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	-	-	
HM	-	0.1	0.1	0.1	-	-	-0.4	-	-0.2	-0.1	0.2	-	1.0	-	1.2	-	-0.7	0.1	0.5	-	0.2	-	-	
Nz	-	-	-	-	-	-	0.2	-	0.3	-	-0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.1	-	-	-	
Na	-	-	-	-	-	-	-0.1	-0.2	-	-0.1	0.8	-	0.7	0.1	-	-	0.3	-	-	-0.1	-	-	-	
Nez	-	-	-	-	-	-	0.1	-	-	-0.1	0.2	-	0.2	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	
Nea	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3	-	-	-	0.2	-	0.7	-	0.3	-	-	-	-	-	-	
Ez	-	-	-	-0.2	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	-	-	
Ea	-0.1	-	-	-	-	-	-0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	
Sez	0.1	-0.1	-0.1	-	-0.2	0.1	-0.2	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-0.2	-	-	-	-0.1	-	-	
Swa	0.1	0.1	-	-	0.1	0.1	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.2	-	-	-0.1	-	-	-	
Sz	0.1	-	-	-	0.1	0.1	-	0.3	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	-	
Sa	-	-	-	0.1	0.4	-	-	-0.1	-0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
$\sum \overline{\Delta K_H}$	0.3	1.1	-0.6	0.8	0.3	0.4	-	-0.2	-	-0.4	0.1	-0.3	0.2	-0.2	0.3	-0.6	0.5	-0.5	-	0.2	-0.1	0.6	-	0.7
$\sum \overline{\Delta K_{Tr}}$																								
$\sum \overline{\Delta K_H} + \sum \overline{\Delta K_{Tr}}$	1.3	0.2	0.7	-0.2	-0.4	-0.3	-	-0.2	-	-	-	-	-	-	-0.2	-	-	-	0.1	0.6	0.6	-	0.7	

Tabelle A.18: Forts.

Region H	Jan.		Feb.		Mar.		Apr.		Mai		Jun.		Jul.		Aug.		Sep.		Okt.		Nov.		Dez.	
	$\Delta \bar{K}_t / \bar{K}_t$																							
Wz	0.1	-	-	-	-0.2	-	0.2	-	-0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.4	-	0.6	-	-	0.1
Wa	0.1	0.4	-0.6	0.7	-	-	0.6	-	-0.3	-0.1	-0.8	-0.2	-0.9	-0.1	-1.3	-0.3	-1.1	0.1	1.2	0.1	-0.2	0.1	0.1	0.1
SWz	-	0.4	0.1	0.2	0.1	-	-0.7	-	0.2	0.1	-	-	-	-	-	-	-0.2	-	-1.1	-	-0.5	0.2	0.1	0.1
SWa	-	-	-	-0.1	0.2	-	-	-	0.3	-0.1	-	-	-	-	-	-	1.3	-	-1.3	-	-0.3	0.2	-0.1	-
NWz	-	-	-	0.1	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	0.1	-	0.1	-	-	-
NWa	-	0.1	0.1	-	-	-	-0.1	0.3	-0.1	-0.6	-	-0.4	-0.9	-0.3	-0.4	-0.2	0.3	-0.2	-	-	-	0.1	0.1	-0.1
TM	-	-	-	0.1	-	-	-0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HM	-	0.1	-	0.1	-	-	-0.4	-	-0.2	-0.1	0.2	-	1.0	-	1.1	-	-0.7	-	0.4	-	0.2	0.1	-	0.1
Nz	-	-	-	-0.1	-	-	0.1	-	0.3	-	-0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-0.1	0.2	-0.2	-	0.8	-0.1	0.7	-	-	-	0.3	-	-0.1	-	-	-	-	0.1
Nbz	-	-	-	-	-	-	0.1	-	0.1	-	0.2	-	0.2	-	0.2	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-
Nbb	-	-	-	0.1	-	-	-	0.1	0.3	-	0.2	-	0.2	-	0.7	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-
Ez	-0.1	-	-0.3	-	-	-	-0.1	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ea	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Spz	0.2	-	-0.2	-	-	-	-0.1	0.1	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-0.1
Sbz	0.3	0.1	-0.1	-	-	-	0.1	0.1	0.2	-	-	-	-	-	-	-0.3	-	-	-	-	-	-	0.1	0.1
Sz	-	0.1	-	0.3	0.1	0.1	0.3	-	0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.1
Sa	-	0.1	0.1	-0.1	-0.1	0.2	-	-	-0.1	-0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$\sum \Delta \bar{K}_t / \bar{K}_t$	0.3	1.2	-1.1	1.4	0.2	0.5	-0.1	-0.1	-	-0.4	0.1	-0.7	0.1	-0.3	0.3	-0.8	0.6	-0.9	-0.1	-	-0.1	0.9	0.2	0.6
$\sum \Delta \bar{K}_t / \bar{K}_t$																								
$\sum \Delta \bar{K}_t / \bar{K}_t$																								
$\sum \Delta \bar{K}_t / \bar{K}_t$																								
$\sum \Delta \bar{K}_t / \bar{K}_t$	1.5	0.3	0.7	-0.2	-0.4	-0.6	-0.2	-0.5	-0.4	-0.6	-0.2	-0.2	-0.5	-0.3	-0.3	-0.1	-0.3	-0.3	-0.1	-0.1	0.8	0.8	0.8	0.8

Tabelle A.19: Zirkulationstypbedingte ($\Delta\bar{K}_H$) und durch zirkulationstypinterne Veränderungen verursachte ($\Delta\bar{K}_T$) regionale Niederschlagsunterschiede zwischen MIP und EIP, aufgeschlüsselt für die 18 Großwettertypen.

Region B	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
	$\Delta\bar{K}_H$ $\Delta\bar{K}_T$											
Wz	4.6 -0.1	-	2.0 -2.4	1.9 0.2	-0.8 0.3	-	-	-	-	4.8 2.0	10.6 0.3	-1.3 1.8
Wb	2.6 2.8	-1.0 3.8	0.9 3.5	-0.4 -0.4	-1.7 0.3	-3.8 2.3	-4.3 0.7	-5.7 -0.7	-4.4 -1.3	7.8 0.4	-2.8 0.5	3.4 -0.5
SWz	-3.0 0.8	2.4 0.2	1.6 0.9	-5.2 -0.8	-1.1 0.1	-	-	-	-1.0 0.6	-10.6 2.5	-6.3 -4.0	-0.1 -0.1
SWa	-4.2 -	-1.3 0.8	2.4 -0.2	-	1.6 0.7	-	-	-	5.7 1.1	-6.5 -2.1	3.0 -2.0	-0.6 -
NWz	-	-	-1.1 -	-1.5 1.9	-	0.2 -	-	-	-	1.7 -	1.0 0.3	-
NWa	2.3 2.3	1.7 1.0	0.8 2.2	1.8 2.0	-2.5 0.3	0.2 -	-3.6 5.8	-1.7 3.2	1.5 2.1	1.1 1.1	1.7 -0.5	4.6 1.1
TM	-	-	-1.1 0.3	-3.0 0.7	-	-	-	-	0.1 0.1	1.9 1.9	-	-0.7 0.7
HM	-1.4 0.3	1.2 0.2	-0.3 -0.7	-1.6 1.0	-0.6 0.8	0.7 0.1	3.1 -0.1	2.9 -0.4	-1.4 -1.5	0.8 -0.3	1.7 0.5	-1.0 0.7
Nz	-	-	-0.2 0.7	-	1.3 -	-	-	-	-	-	-0.9 -	-
Na	-	-0.4 0.7	-0.2 -1.0	0.3 -1.1	0.2 -	1.9 2.7	-1.3 2.3	1.2 -	0.8 1.4	-	-0.5 0.8	-
Nez	0.7 -	-	-	-0.6 -0.7	0.8 -	-	0.2 1.0	-0.1 -	-	-	-	-0.8 -
Nea	-	0.2 -	-	-0.4 0.1	-	0.4 1.2	-	0.7 -	-	1.4 -0.6	1.3 -	-
Ez	0.9 -	0.7 -	-	0.6 -0.5	0.7 -0.8	-	-	-	-	0.7 -	-	-0.2 -
Ea	0.5 -	-	-	-	-0.5 -0.1	-	-	-	0.9 0.7	-	0.1 -	-
Sez	-1.5 0.8	1.5 0.4	-0.9 -0.1	-1.3 -0.1	0.9 -	-	-	-	-	-0.8 -	-1.3 -0.6	-0.1 0.5
Sba	-2.4 1.0	0.4 0.3	0.5 1.6	0.5 -	0.8 -0.3	-	-	-	-	-0.2 -1.0	-0.8 0.1	-2.9 1.9
Sz	3.3 -	-0.1 0.7	0.5 -0.4	2.6 1.0	1.7 -	-	-	-	-	2.1 0.7	-0.1 1.4	0.2 -2.4
Sa	1.1 -	1.0 2.0	2.5 0.5	-0.5 -1.3	0.4 -	-	-	-	-	-0.5 -0.2	0.6 -0.9	1.1 -1.8
$\Sigma\Delta\bar{K}_H$	3.6	6.3	-2.3	7.0	3.2	1.2	1.2	2.5	-	3.0	-1.2	1.3
$\Sigma\Delta\bar{K}_T$	-	-	-	-	-	-	-1.8	7.4	-2.1	2.7	4.3	-3.4
$\Sigma\Delta\bar{K}_H$ +	9.8	4.7	4.4	3.7	3.0	0.2	5.6	0.6	0.9	1.7	3.5	7.3

Würzburger Geographische Arbeiten (WGA)

- Gesamtkatalog:

- Heft 1: Mensching, Horst G. (1953): Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. 104 S. (vergriffen)
- Heft 2: Gerling, Walter (1954): Die Plantagenwirtschaft des Rohrzuckers auf den Großen Antillen. 52 S. (vergriffen)
- Heft 3: Körber, Hubert (1956): Morphologie von Waldeck und Sauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. 155 S. (vergriffen)
- Heft 4/5: Büdel, J. et al. (1957): Beiträge zur Geographie Frankens. 384 S. (vergriffen)
- Heft 6: Jäger, Helmut (1958): Entwicklungsperioden agrarer Siedlungsgebiete im mittleren Westdeutschland seit dem frühen 13. Jahrhundert. 136 S. (vergriffen)
- Heft 7: Mensching, Horst G. (1960): Periglazialmorphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. 39 S. (vergriffen)
- Heft 8: Büdel, Julius (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit. 45 S. (vergriffen)
- Heft 9: Wirthmann, Alfred (1961): Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke. 41 S. (vergriffen)
- Heft 10: Körber, Hubert (1962): Die Entwicklung des Maintals. 172 S. (vergriffen)
- Heft 11: Glaser, Ulrich (1964): Die miozäne Strandzone am Südsaum der Schwäbischen Alb. 100 S. (vergriffen)
- Heft 12: Flohn H. et al. (1964): Neue Fragen der allgemeinen Geographie. 192 S. (vergriffen)
- Heft 13: Holzner, Lutz (1964): Schweinfurt am Main. 104 S. (vergriffen)
- Heft 14: Helbig, Klaus (1965): Asymmetrische Eiszeittäler in Süddeutschland und Ostösterreich. 103 S. (vergriffen)
- Heft 15: Herold, Alfred (1965): Der zelgengebundene Anbau im Randgebiet des Fränkischen Gäulandes und seine besondere Stellung innerhalb der südwestdeutschen Agrarlandschaften. 256 S. (vergriffen)
- Heft 16: Wiegand, Gottfried (1965): Fossile Pingos in Mitteleuropa. 152 S. (vergriffen)
- Heft 17: Lamping, Heinrich (1966): Dorf und Bauernhof im südlichen Grabfeld. 102 S. (vergriffen)
- Heft 18: Pfeifer, Gottfried (1966): Atlantische Welt. 48 S. (vergriffen)

-
- Heft 19: Wirthmann, Alfred (1966): Die Landschaften der Hawaii-Inseln. 54 S. (vergriffen)
- Heft 20: Ridjanovic, Josip (1967): Neue Beobachtungen über die Eiszeitwirkungen im Orjen-Gebirge, Jugoslawien. 29 S. (vergriffen)
- Heft 21: Weise, Otfried (1967) Reliefgenerationen am Ostrand des Schwarzwaldes. 159 S. (vergriffen)
- Heft 22: Büdel, J. et al. (1968): Neue Beiträge zur klimagenetischen Geomorphologie. ca.100 S. (vergriffen)
- Heft 23: Stäblein, Gerhard (1968): Reliefgenerationen der Vorderpfalz. 180 S. (vergriffen)
- Heft 24: Seuffert; Otmar (1970): Die Reliefentwicklung der Grabenregion Sardiniens; ein Beitrag zur Frage der Entstehung von Fußflächen und Fußflächenformen. 129 S. (vergriffen)
- Heft 25: Büdel, Julius (1969): Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. 41 S. (vergriffen)
- Heft 26: Semmel, Arno (1969): Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lapland und Spitzbergen). 82 S. (vergriffen)
- Heft 27: Stäblein, Gerhard (1970): Grobsedimentanalyse als Arbeitsmethode der genetischen Geomorphologie. 203 S. (vergriffen)
- Heft 28: Böhn, Dieter (1969): Kitzingen am Main. Stadtgeographie und zentralörtliche Beziehungen. 207 S. (vergriffen)
- Heft 29: Braun, Gerhard (1969): Iphofen; Entwicklung und wirtschaftsgeographische Struktur mit besonderer Berücksichtigung der Stadt-Umland-Beziehungen und Fragen der Gemeindetypisierung. 231 S. (vergriffen)
- Heft 30: Wiegand, Gottfried (1970): Zur Entstehung der Oberflächenformen in der westlichen und zentralen Türkei, zugleich ein Beitrag zur Hangentwicklung und Pediplanation. 97 S. (vergriffen)
- Heft 31: Gossmann, Hermann (1970): Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen; mathematische Hangmodelle und ihre Beziehung zu den Abtragungsvorgängen. 146 S. (vergriffen)
- Heft 32: Lamping, Heinrich (1970): Zur Relevanz administrativer Zentren und Einheiten für die Entwicklung zentraler Orte und ihrer Bereiche; eine Untersuchung am Beispiel der unteren staatlichen Verwaltungsbehörden in Unterfranken (1800-1970). 111 S. (vergriffen)
- Heft 33: Fiedler, Gisela (1970): Kulturgeographische Untersuchungen in der Sierra de Gredos, Spanien. 297 S. (vergriffen)
- Heft 34: Büdel, Julius (1971): Das natürliche System der Geomorphologie mit kritischen Gängen zum Formenschatz der Tropen. 152 S. (vergriffen)
- Heft 35: Bremer, Hanna (1971): Flüsse, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. 78 S. (vergriffen)

-
- Heft 36: Reinwarth, Oskar (1972): Die Kryosphäre. 71 S. (vergriffen)
- Heft 37: Braun, Gerhard (1972): Räumliche und zeitliche Bewegungen. 560 S. (vergriffen)
- Heft 38: Voßmerbäumer, Herbert (1972): Malta; ein Beitrag zur Geologie und Geomorphologie des zentralmediterranen Raumes. 213 S. (vergriffen)
- Heft 39: Späth, Heinz (1973): Morphologie und morphologische Probleme in den Haßbergen und im Coburger Land. 325 S. (vergriffen)
- Heft 40: Bühn, Klaus (1974): Kleinzentren in Mainfranken. 235 S. (vergriffen)
- Heft 41: Stratil-Sauer, Gustav (1974): Zur Geomorphologie der Südlichen Lut und zur Klimageschichte Irans. 32 S. (vergriffen)
- Heft 42: Weise, Otfried (1974): Zur Hangentwicklung und Flächenbildung im Trockengebiet des iranischen Hochlandes. 328 S. (vergriffen)
- Heft 43: J. Büdel & H. Hagedorn (Hrsg.)(1975): Dynamische Geomorphologie. 203 S. (vergriffen)
- Heft 44: Schäfer, Hans-Peter (1976): Die Entwicklung des Straßennetzes im Raum Schweinfurt bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts. 501 S. (vergriffen)
- Heft 45: J. Büdel (Hrsg.)(1977): Beiträge zur Reliefgenese in verschiedenen Klimazonen. 256 S. (vergriffen)
- Heft 46: Gareis, Josef (1978): Die Toteisfluren des bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des spätwürmzeitlichen Eisschwundes. 95 S. (vergriffen)
- Heft 47: Skowronek, Armin (1978): Untersuchungen zur Terra rossa in E- und S-Spanien - ein regionalpedologischer Vergleich. 272 S. (vergriffen)
- Heft 48: Schäfer, Hans-Peter (1979): Die Entstehung des mainfränkischen Eisenbahn-Netzes. 487 S. (vergriffen)
- Heft 49: H. Hagedorn & H.-G. Wagner (Hrsg.)(1979): Natur- und wirtschaftsgeographische Forschungen in Afrika. 328 S. (Preis 21,-DM)
- Heft 50: Lade, Udo (1980): Quartärmorphologische und -geologische Untersuchungen in der Bremervörder-Wesermünder Geest. 175 S. (Preis 18,-DM)
- Heft 51: Schulz, Erhard (1980): Zur Vegetation der östlichen zentralen Sahara und zu ihrer Entwicklung im Holozän. 194 S. (Preis 22,-DM)
- Heft 52: Müssig, Hans P. (1981): Determinanten und sozialökonomische Auswirkungen der Weinbergflurbereinigung in Franken. 175 S. (vergriffen)
- Heft 53: K. Gießner & H.-G. Wagner (Hrsg.)(1981): Geographische Probleme in Trockenräumen der Erde. 352 S. (Preis 28,-DM)
- Heft 54: Kirstein, Werner (1981): Häufigkeiten und Korrelationen zwischen Sonnenaktivität und Klimaelementen. 154 S. (Preis 15,-DM)

-
- Heft 55: Hofmann, Alfred (1981): Industrie in peripheren Grenzräumen, unter besonderer Berücksichtigung der industriellen Zweigbetriebe, dargestellt am Beispiel der Räume Coburg/Kronach und Cham. 280 S. (Preis 25,-DM)
- Heft 56: H. Hagedorn & D. Busche (Hrsg.)(1982): Festschrift für Jürgen Hövermann. 187 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 57: D. Böhn (Hrsg.)(1982): Regionalgeographische Untersuchungen in Mainfranken. 200 S. (vergriffen)
- Heft 58: Müller, Karl (1983): Untersuchung über den Einfluß der Zusatzberegung im Weinbau auf Muschelkalkböden in Franken. 184 S. (Preis 15,-DM)
- Heft 59: Schumacher, Reinhold (1983): Zur Gesteins- und Mineralverwitterung am Nordostrand des Jaz-Murian-Beckens, SE-Iran - Eine Untersuchung zur exogenen Dynamik in Trockengebieten vornehmlich auf der Basis von Dünnschliffanalysen. 87 S. (Preis 25,-DM)
- Heft 60: Pinkwart, W. (Hrsg.)(1983): Genetische Ansätze in der Kulturlandschaftsforschung. Festschrift für Helmut Jäger. 434 S. (Preis 65,-DM)
- Heft 61: Oettinger, Peter (1984): Die Verflechtung von Fremdenverkehr und Weinbau in Mainfranken. 220 S. (Preis 35,-DM)
- Heft 62: Wagner, Horst-Günter (1984): Wirtschaftsräumliche Folgen von Straßenbaugroßprojekten in westafrikanischen Ländern. 80 S. (vergriffen)
- Heft 63: Jacobeit, Jucundus (1985): Die Analyse großräumiger Strömungsverhältnisse als Grundlage von Niederschlagsdifferenzierungen im Mittelmeerraum. 296 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 64: Sarvati, Mohammad R. (1986): Geomorphologische Untersuchungen in der Region Kashmar NE/Iran. 232 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 65: Baumhauer, Roland (1986): Zur jungquartären Seenentwicklung im Bereich der Stufe von Bilma (NE-Niger). 244 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 66: Jeske, Joachim (1986): Industrialisierungsprobleme in landumschlossenen Kleinstaaten des südlichen Afrika. 457 S. (vergriffen)
- Heft 67: Müller, Alois (1987): Agrarlandschaftstypen Westspaniens - Struktur und Dynamik. 403 S. (vergriffen)
- Heft 68: H.-G. Wagner & W. Pinkwart (Hrsg.)(1987): Würzburg - Stadtgeographische Forschungen. 273 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 69: H. Hagedorn & R. Baumhauer (Hrsg.)(1988): Geowissenschaftliche Untersuchungen in Afrika - I -. 391 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 70: U. Ante & H.-G. Wagner (Hrsg.)(1988): Probleme städtischer Verdichtungsräume in den Mittelmeerländern. ca. 220 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 71: Schenk, Winfried (1988): Mainfränkische Kulturlandschaft unter klösterlicher Herrschaft. Die Zisterzienserabtei Ebrach als raumwirksame Institution vom 16. Jahrhundert bis 1803. 398 S. (vergriffen)

-
- Heft 72: Kurz, Rainer W. (1988): Untersuchungen zur ältest- bis mittelpleistozänen Terrassen- und Sedimententwicklung im Mittelmaintal. 230 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 73: D. Böhn & E. Cheauré (Hrsg.)(1989): Sowjetunion - ein Land im Umbau. 218 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 74: Saurer, Helmut (1989): Rasterorientierte Informationssysteme in der Geographie. Konzepte und Erfahrungen bei der Realisierung eines GIS für die Waldschadensforschung. 114 S. (Preis 16,-DM)
- Heft 75: Sponholz, Barbara (1989): Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der östlichen Republik Niger. 265 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 76: Schmitt, Bernd M. (1990): Das kommunale Informations-System - ein geographisches Informationssystem auf der Basis von Personal-Computern. 262 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 77: Müller, Johannes (1990): Funktionen von Hecken und deren Flächenbedarf vor dem Hintergrund der landschaftsökologischen und -ästhetischen Defizite auf den Mainfränkischen Gäuflächen. 320 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 78: Heß, Thomas (1990): Räumliche Probleme der Abfallwirtschaft aus geotechnischer Sicht. 340 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 79: Dech, Stefan W. (1990): Monitoring des Meereises in der Ostgrönlandsee im Mai 1988 mit Methoden der Fernerkundung unter besonderer Berücksichtigung der rechnergestützten Extraktion der Meereisbewegung aus NOAA-AVHRR-Satellitendaten. 280 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 80: Glaser, R. & Walsh, R. (1991): Historical climatology in different climatic zones - Historische Klimatologie in verschiedenen Klimazonen. 256 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 81: Kirstein, Werner (1992): Geographische Verteilungsmuster der rezenten Klimavariabilität - Aspekte zur Klimageographie der Nordhemisphäre mit multivariater Methodik. 368 S. (Preis 40,-DM)
- Heft 82: Hahn, Hans-Ulrich (1992): Die morphogenetische Wirksamkeit historischer Niederschläge. Die Besselberggäcker und die Grünbachau - ein Beispiel aus dem Taubereinzugsgebiet. 244 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 83: Stengel, Ingrid (1992): Zur äolischen Morphodynamik von Dünen und Sandoberflächen. 370 S. (Preis 45,-DM)
- Heft 84: H. Hagedorn & R. Baumhauer (Hrsg.)(1992): Geowissenschaftliche Untersuchungen in Afrika - II - 432 S. (Preis 48,-DM)
- Heft 85: K. Schliephake (Hrsg.)(1992): Kleinräumliche Planung im Europa der Regionen. 360 S. (Preis 44,-DM)
- Heft 86: Friedmann, Herbert (1993): Untersuchungen zur Entwicklung der zentralen Wasserversorgung in Unterfranken. 252 S. (vergriffen)
- Heft 87: R. Glaser & B. Sponholz (Hrsg.)(1993): Wissenschaftliche Beiträge zu Forschung, Lehre und Praxis - Festschrift für Horst Hagedorn. XVI + 594 S. (Preis 65,-DM)

-
- Heft 88: K. Schliephake (Hrsg.)(1994): Beiträge zur Landeskunde Südthüringens. 279 S. (Preis 44,-DM)
- Heft 89: W. Schenk & K. Schliephake (Hrsg.)(1994): Mensch und Umwelt in Franken. Festschrift für Alfred Herold. 377 S. (Preis 48,-DM)
- Heft 90: Blättler, Regine (1995): Rezente fluviatile Morphodynamik im Stubaietal, Tirol. 300 S. (Preis 40,-DM)
- Heft 91: Licht, Thomas (1996): Böden, Flora und Fauna von Schafkoppeln. 169 S. (Preis 28,-DM)
- Heft 92: B. Sponholz, R. Baumhauer & H. Hagedorn (Hrsg.)(1997): Geowissenschaftliche Untersuchungen in Afrika - III - 374 S. (Preis 50,-DM)
- Heft 93: M. Niedermeyer (Hrsg.) (2000): Kleinstadt-Entwicklung. – 394 S. (Preis: 35,- DM)
- Heft 94: M. Niedermeyer, R. Glaser & B. Sponholz (Hrsg.)(2000): Geographie in Perspektive – Beiträge zum Fachkolloquium „100 Jahre Geographie in Würzburg“ am 22./23. Januar 1999. – 139 S. (Preis 20,- DM)
- Heft 95: C. Beck (2000): Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780. – 350 S. (Preis: 35,- DM)

Bezug über den Buchhandel oder direkt bei:

Geographisches Institut der Universität Würzburg

- Würzburger Geographische Arbeiten –

Am Hubland

D-97074 Würzburg

e-mail: geographie@mail.uni-wuerzburg.de

URL: <http://www.uni-wuerzburg.de/geographie/publikat/wga.htm>