

WÜRZBURGER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Würzburg

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

Schriftleitung: U. Glaser

Heft 63

Die Analyse großräumiger Strömungs- verhältnisse als Grundlage von Niederschlagsdifferenzierungen im Mittelmeerraum

Jucundus Jacobeit

Würzburg 1985

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

Impressum:

Druck: Böhler-Verlag GmbH., Seilerstraße 10
8700 Würzburg

Bezug: Institut für Geographie der Universität Würzburg,
Am Hubland, 8700 Würzburg

Anschrift des Autors: Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Augsburg
Alter Postweg 120, 8900 Augsburg

© Alle Rechte vorbehalten
ISSN 0510-9833

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Dezember 1982 von der Fakultät für Geowissenschaften der Julius-Maximilians-Universität Würzburg als Dissertation angenommen. Themenstellung und Betreuung lagen in den Händen von Herrn Prof. Dr. H. Hagedorn, dem mein aufrichtiger Dank gilt: nicht nur seine nachhaltige Unterstützung in organisatorischen Fragen wie der Datenbeschaffung oder dem Kontakt mit außeruniversitären Institutionen, gerade auch sein reges Interesse am Fortgang der Arbeit, seine ständige Gesprächsbereitschaft und seine fruchtbaren Anregungen zu den vielfältigen inhaltlichen Problemstellungen der Arbeit waren entscheidende Faktoren ihrer substantiellen Fortentwicklung. Darüber hinaus schulde ich ihm wie den weiteren Mitherausgebern der "Würzburger Geographischen Arbeiten" Dank für die Aufnahme meiner Arbeit in diese Schriftenreihe.

Ebenfalls gedankt sei Herrn Prof. Dr. J. Grunert, mit dem ich in seiner Würzburger Zeit wiederholt anregende Diskussionen im Umfeld des Dissertationsthemas führen konnte.

Ein beträchtlicher Teil des verwendeten Datenmaterials entstammt der Bibliothek des Zentralamtes des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach. Hilfreiche Beratung durch verschiedene Mitarbeiter erleichterte die zeitaufwendige Datenaufnahme.

Die umfangreichen Rechenarbeiten wurden am Rechenzentrum der Universität Würzburg durchgeführt, Herr H. Hausmann war bei der Dateneinspielung von Fremdbändern ein geduldiger und stets hilfsbereiter Betreuer.

Schließlich soll in aufrichtiger Dankbarkeit meiner Frau Inge gedacht sein, deren arbeitstechnische Assistenz und psychische Unterstützung wesentlich zum Zustandekommen dieser Arbeit beigetragen haben.

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

	Seite
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	II
TABELLENVERZEICHNIS	V
1. EINFÜHRUNG	1
1.1. Ausgangspunkt	1
1.2. Untersuchungsbefunde zum Jungpleistozän (insbesondere Hochwürm) im Mittelmeerraum	3
1.3. Zielsetzung und Arbeitsmethodik	15
2. BEISPIELE ATMOSPHERISCHER STRÖMUNGSKATEGORIEN	26
3. ANALYSE GROSSRÄUMIGER STRÖMUNGSVERHÄLTNISSE	39
3.1. Gitternetz-Erstellung	39
3.2. Berechnung von Feldern atmosphärischer Kenngrößen	40
3.3. Bestimmung atmosphärischer Strömungselemente	53
3.3.1. Untersuchungsmethodik	53
3.3.2. Einzeldarstellung	56
3.3.3. Diskussion	74
3.3.4. Häufigkeitsverteilung der Strömungselemente im Untersuchungszeitraum	82
3.4. Großräumige Strömungstypen	92
3.4.1. Voraussetzungen	92
3.4.2. Darstellung und Erläuterung	101
3.4.3. Abfolge und Häufigkeitsverteilung	122
3.5. Zusammenfassung	141
4. STRÖMUNGSABHÄNGIGE NIEDERSCHLAGSANALYSE	143
4.1. Verfahrensweise	143
4.2. Ergebnisse	166
4.3. Zusammenfassung	235
5. ÜBERLEGUNGEN ZU PALÄOKLIMATOLOGISCHEN ZIRKULATIONS VERÄNDERUNGEN	236
6. SCHLUSSBEMERKUNG	261
7. ZUSAMMENFASSUNG	262
A N H A N G	
A TÄGLICHE WETTERKARTEN	264
B PERIODISCH ERSCHEINENDE DATENSAMMLUNGEN	265
C LITERATUR	266

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

	Seite
Abb. 1: Skizze einer Großregion aus 9 benachbarten Gitternetzpunkten	41
Abb. 2: Skizze zur Darstellung der geostrophischen Höhenwindrichtung als Winkelabweichung des horizontalen Windvektors von einer vorgegebenen Einheitsrichtung	44
Abb. 3: Klassifikation von Quadrantenwindkombinationen, dargestellt durch Paare reiner Hauptwindrichtungen für die 4 Halbstreifenperipherien einer orthogonalen Großregion	52
Abb. 4: Schematisierte Geopotentialisohypsen-Darstellung einer außertropischen Zyklonalwelle über einem Breitenstreifen überlappender Großregionen	60
Abb. 5: Schematisierte Geopotentialisohypsen-Darstellung eines kombinierten Auftretens zellulärer und wellenförmiger Strömungselemente gleicher Horizontalachse über dem streifig angeordneten Feld geostrophischer Höhenwindrichtungen	68
Abb. 6: a) Profil einer diskreten Punktwerte- teilung mit isolierter insignifikanter Schwellenwert-Überschreitung	76
b) Profil einer diskreten Punktwerte- teilung mit insignifikantem Differenz- betrag des Schwellenwert-separierten Wertepaares	76
Abb. 7 - Schematisierte Strömungslinienkonfigurationen ausgewählter großräumiger Strömungstypen gemäß Tab. 4	
Abb. 7: Typ 1 5	109
Abb. 8: Typ 1 6	109
Abb. 9: Typ 1 7	110
Abb. 10: Typ 1 9	110
Abb. 11: Typ 2 6	111
Abb. 12: Typ 3 3	111
Abb. 13: Typ 5 2	112
Abb. 14: Typ 6 2	112

	Seite
Abb. 15: Typ 7 7	113
Abb. 16: Typ 7 0	113
Abb. 17: Typ 4 1	114
Abb. 18: Typ 4 6	114
Abb. 19: Typ 8 1	115
Abb. 20: Typ 8 7	115
Abb. 21: Typ 9 9	116
Abb. 22: Typ 9 2	117
Abb. 23: Typ 9 6	117
Abb. 24: Prozentuale Häufigkeiten der großräumigen Strömungstypen gemäß Tab. 4	135
Abb. 25: Übersichtskarte der Niederschlagsstationen	152
Abb. 26: Übersichtskarte der tunesischen Niederschlagsstationen	153
Abb. 27: Übersichtskarte der israelischen Niederschlagsstationen	154
Abb. 28: Niederschlagsindizes für verschiedene Strömungselemente - Italien:	
a) Ergiebigkeit	173
b) Häufigkeit	174
c) Dichte	175
Abb. 29: Niederschlagsindizes für verschiedene Strömungselemente - Griechenland:	
a) Ergiebigkeit	176
b) Häufigkeit	177
c) Dichte	178
Abb. 30: Niederschlagsindizes für verschiedene Strömungselemente - Iberien:	
a) Ergiebigkeit	186
b) Häufigkeit	187
c) Dichte	188
Abb. 31: Niederschlagsindizes für verschiedene Strömungselemente - Tunesien:	
a) Ergiebigkeit	189
b) Häufigkeit	190
c) Dichte	191

Abb. 32:	Niederschlagsindizes für verschiedene Strömungselemente - Italien:	
	a) } Ergiebigkeit	192
	b) } Häufigkeit	193
	c) } Dichte	194
Abb. 33:	Niederschlagsindizes für verschiedene Strömungselemente - Griechenland:	
	a) } Ergiebigkeit	195
	b) } Häufigkeit	196
	c) } Dichte	197
Abb. 34:	Niederschlagsindizes für verschiedene Strömungselemente - Israel:	
	a) } Ergiebigkeit	198
	b) } Häufigkeit	199
	c) } Dichte	200
Abb. 35:	Standardisierte Gebietsmittel des Häufigkeits- und des Dichteindex' für ausgewählte Strömungselemente und Teilregionen	214-215

TABELLENVERZEICHNIS

	Seite
Tab. 1: Mitteltroposphärische Zirkulationstypen über Europa und dem Mittelmeer nach URBANI e D'ANGIOLINO (1974)	28
Tab. 2: Prozentuale Häufigkeiten der Strömungselemente im Bereich von 45° bis 20° N und 20° W bis 40° E für die meteorologischen Jahreszeiten und den gesamten Untersuchungszeitraum, differenziert nach 3 Längenbereichen und unterschiedlicher Breitenlage	83-87
Tab. 3: Bedeutung der Zahlensymbole zur Kennzeichnung großräumiger Strömungstypen	103
Tab. 4: Großräumige Strömungstypen	104-106
Tab. 5: Tägliche Abfolge der großräumigen Strömungstypen während des zehnjährigen Untersuchungszeitraums von September 1966 bis August 1976	123-133
Tab. 6: Prozentuale Häufigkeiten der großräumigen Strömungstypen gemäß Tab. 4 für die meteorologischen Jahreszeiten und den gesamten Untersuchungszeitraum	138-139
Tab. 7: Quellenverzeichnis der Niederschlagsdaten	144-145
Tab. 8: Prozentanteile jeweils dreier Anomalieklassen der Niederschlagshäufigkeit und -dichte an den Stationen dreier verschiedener griechischer Beobachtungsnetze mit Stationsumfang 6, 15 und 24 für eine Einjahresstichprobe von zyklonalen Regenperioden	146
Tab. 9: Übersicht der Niederschlagsstationen	147-151
Tab. 10: Liste der Interpolationsfälle täglicher Niederschlagshöhen	158
Tab. 11: Italienische Gebietsmittel der 3 Niederschlagsindizes für einige großräumige Strömungstypen gemäß Tab. 4	168
Tab. 12: Italienische Gebietsmittel der Niederschlagsindizes für verschiedene Typen zentraler Troglagen	170

	Seite
Tab. 13: Gebietsmittel der drei Niederschlagsindizes I_E , I_H und I_D für Vorder- und Rückseite der breitenbereichsübergreifenden Zyklonalwellen	183
Tab. 14: Strömungselementabhängige Werte der Niederschlagsindizes für Stationen der Tab. 9, die nicht in den regional zusammenfassenden Abb. 30 bis 34 enthalten sind	202-203
Tab. 15: Iberische Gebietsmittel der Niederschlagsindizes für jeweils 3 Klassen der Geopotentialanomalie, der Wirbelgröße und der Gradientstärke differenziert nach verschiedenen Strömungselementen	220
Tab. 16: Griechische Gebietsmittel der Niederschlagsindizes für jeweils 3 Klassen der Geopotentialanomalie, der Wirbelgröße und der Gradientstärke differenziert nach verschiedenen Strömungselementen	221
Tab. 17: Israelische Gebietsmittel der Niederschlagsindizes für jeweils 3 Klassen der Geopotentialanomalie, der Wirbelgröße und der Gradientstärke differenziert nach verschiedenen Strömungselementen	222
Tab. 18: Prozentuale Verteilung regionsgebundener Strömungselemente auf großräumige Strömungstypen	224-225
Tab. 19: Prozentanteile regionsgebundener Strömungselemente für ausgewählte großräumige Strömungstypen	228-231
Tab. 20: Prozentanteile der Intensitätsklassen dreier typinterner Parameter für mediterrane Zyklonalelemente und ausgewählte großräumige Strömungstypen	233
Tab. 21: Gebietsmittel des Häufigkeits- (I_H) und des Dichteindex' (I_D) für drei Intensitätsklassen der Wirbelgröße (von K1 bis K3 ansteigend) bei insignifikanter oder positiver Geopotentialanomalie, für regionsgebundene Zyklonalzellen	254

1. EINFÜHRUNG

1.1. Ausgangspunkt

Im Unterschied zu traditionellen Auffassungen vom Klima als mittlerem Zustand der Atmosphäre über längere Zeiträume (meist 30 Jahre oder mehr), der durch diesbezügliche Mittelwerte meteorologischer Größen adäquat beschrieben werden kann (etwa HANN (1908, S. 1)), hat sich im Zuge zunehmender Datenerfassungen und theoretischer Erkenntnisfortschritte die Einsicht durchgesetzt, das Klima als zeitliches Integral der Momentaufnahmen des Wetters (FLOHN, 1973a, S. 75) in kontinuierlicher Fortsetzung des Spektrums atmosphärischer Turbulenzphänomene kürzerer Zeitdauer (FLOHN, 1957, S. 201) als gleichermaßen kontinuierlich variabel zu begreifen: seien es extern erzwungene Veränderungen der atmosphärischen Randbedingungen, die modifizierte Abfolgen und Ausprägungen momentaner Wetterzustände bedingen, oder intern gewandelte Häufigkeitsverteilungen normaler und extremer Zustandsformen, die den Wert des übergreifenden Zeitintegrals variieren, stets bleibt die zusammenfassende Größe des Klimas numerisch nicht konstant und kann in Abhängigkeit von den auslösenden Faktoren signifikante Abweichungsbeträge erreichen. Diese klimatische Sensitivität ist in besonderem Maße bedeutsam in hygrischen Übergangsregionen wie etwa dem Mittelmeerraum und hier wiederum vornehmlich in den Randsäumen zu den benachbarten Klimazonen außertropisch immerfeuchter und subtropisch vollarider Verhältnisse: schon geringfügige Veränderungen der Integrationsgröße Klima können in diesen relativ schmalen Übergangssäumen vielfältiger Abstufungen - in Tunesien etwa vollzieht sich über eine Entfernung von nur rund 3 Breitenkreisen ein sukzessiver Übergang von mediterran-vollhumiden bis zu saharisch-vollariden Klimatypen, vgl.

GIESSNER (1979) - einschneidende landschaftsökologische Veränderungen hervorrufen, die im Verein mit gerade neuzeitlich umfangreichen menschlichen Eingriffen in den Naturhaushalt im Vergleich zum auslösenden Impuls vielfach erweiterte Größenordnungen anzunehmen vermögen. Doch auch rückblickend kommt den klimatischen Übergangsregionen besonderes Interesse entgegen, werden sie doch gerade bei den bekannten oder vermuteten Klimaschwankungen größerer Amplitude und Zeitskala in zurückliegenden Epochen nicht unberührt geblieben sein können von den veränderten Verteilungen überregionaler oder hemisphärischer Parameter. So ist der Mittelmeerraum eine der klassischen Regionen, für die in Parallelität zu den glazialen Verhältnissen der höheren Mittelbreiten sog. Pluviale postuliert worden sind, also Zeiten allgemein gesteigerter Niederschlagstätigkeit, die in diesem heute subtropisch-wechselfeuchten Bereich ekotropisch-zyklonaler Winterregen meist durch eine gleichsinnig mit glazial äquatorwärts vorstoßenden Vereisungen erfolgende Breitenverlagerung und potentiell zusätzliche Intensivierung der außertropischen Westwinddrift zu erklären versucht worden ist (siehe etwa PENCK (1932); SCHWARZBACH (1950); BÜDEL (1951)).¹⁾

1) Der Begriff des Pluvials ist natürlich auch auf andere Klimazonen oder -regionen mit nachgewiesenen, vermuteten oder postulierten Zeitabschnitten erhöhter Niederschlagstätigkeit angewandt worden; für die tropisch-wechselfeuchten Bereiche südlich der Sahara etwa sind allerdings erweiterte oder andersartige Bedingungsmechanismen als Erklärung notwendig, bewegt man sich doch bereits im unmittelbaren Wirkungsbereich der tropischen Ostwindzirkulation; dies kommt schon in den (mit den nördlichen) alternierenden Pluvialen BALOUTs (1952) oder in der Begriffsbildung äquatorialer gegenüber polaren Pluvialen (BÜDEL, 1963) zum Ausdruck und manifestiert sich insbesondere, wenn prinzipielle Zirkulationsmechanismen der tropischen Ostwindströmung wie easterly waves, der sommerliche Oststrahlstrom und seine Dynamik (FLOHN, 1964) sowie die Wechselwirkungen mit südhemisphärischen (ROGNON, 1976) oder nordhemisphärisch-außertropischen Strömungsverhältnissen (FLOHN, 1975; MALEY, 1979) berücksichtigt werden.

Diese traditionelle Vorstellung ist bis heute durch zahlreiche Arbeiten unterschiedlichster Disziplinen modifiziert oder in Frage gestellt worden (vgl. Teil 1.2.), was das Interesse an der Problematik nur erhöhen kann: einmal fordern unterschiedliche oder widersprüchliche Befunde, Befundinterpretationen oder Theoriebildungen den Versuch, Möglichkeiten ihrer fortschreitenden Synthetisierung zu erkunden, zum anderen gewährleistet gerade der Bezug auf vergangene Zeitabschnitte aufgrund ihrer zunehmend vorhandenen Rekonstruktionsdaten eine Überprüfung befundfrei erstellter Hypothesen, die auch für künftige Entwicklungen von Bedeutung sein sollen oder können. Ausgangspunkt einer klimatologisch motivierten Fragestellung war also das Problem sog. pluvialer Vorzeitklimata, das für Jungpleistozän und Mittelmeerraum im folgenden kurz skizziert werden soll.

1.2. Untersuchungsbefunde zum Jungpleistozän (insbesondere Hochwürm) im Mittelmeerraum

Im Unterschied zu oben zitierten Auffassungen, die für den Mittelmeerraum und den Nordsaum der tropisch-subtropischen Trockengebiete parallel zu den Glazialzeiten der höheren Mittelbreiten verlaufende Pluviale und dementsprechend verdichtete Vegetation mit zumindest im nördlichen Mittelmeerraum verbreiteten sommergrünen Laubwaldformationen postulierten (etwa BÜDEL (1951)), ergaben zahlreiche Pollenanalysen aus den genannten Bereichen (etwa Zentralitalien (BONATTI, 1962; FRANK, 1969), Süditalien (GRÜGER, 1977), Katalonien (BRUGUES et SUC, 1980), Andalusien (FLORSCHÜTZ et al., 1971), Nord-Griechenland (WIJMSTRA, 1969), Zentral-Griechenland (BOTTEMA, 1978), Nordwest-Syrien (NIKLEWSKI and VAN ZEIST, 1970)) zumindest für den Zeitraum um das Maximum der letzten pleistozänen Eiszeit ($\approx 18\ 000$ B.P.) aufgelichtete Steppenvegetation mit zumeist dominanten Anteilen

von *Artemisia* und *Chenopodiaceae*, während geschlossene Waldformationen auf inselhaft Refugien in höhergelegenen Regionen beschränkt gewesen zu sein schienen (vgl. auch die zusammenfassenden Beiträge von FRENZEL (1967), BEUG (1967), FARRAND (1971), WRIGHT (1976a und 1976b) oder BOTTEMA (1978)). Diese Befunde indizierten eher ein trocken-kaltes Klima im Hochglazial, während die Wiederbewaldung erst im ausgehenden Pleistozän bei ansteigenden Temperaturen und offenbar wieder verbesserten Feuchtigkeitsverhältnissen einsetzte. BOTTEMA (1978) weist allerdings darauf hin, daß etwa in Griechenland während des Alleröd-Interstadials aufgrund zu großer Trockenheit selbst die Kiefernbestände zurückgingen oder in höhere Bereiche auswichen, während der Kälterückfall der Jüngeren Dryaszeit günstigere Bedingungen für das Baumwachstum brachte (Ausdehnung der Nadelbaumwälder und erste Eichenbestände in den Tiefländern). Ähnlich begann an den Hängen der Ghab-Niederung eine einschneidende Wachstumsphase insbesondere von *Quercus* möglicherweise schon in der jüngeren Dryaszeit¹⁾, um bereits zur Wende Pleistozän/Holozän ihr Optimum zu erreichen: dies wäre eine Umkehrung nicht nur der klimaphasengebundenen Entwicklung in Nordwest-Europa, sondern ebenso der oben erwähnten generellen Tendenz von offener Steppenvegetation (zumindest in den tieferen Lagen) während des Hochglazials zu geschlossenen Waldbeständen im Postglazial (bevor die umfangreichen anthropogenen Rodungseingriffe erfolgten). Darüber hinaus berichtet KAISER (1973) aus den Rahmenbereichen des Damaskus-Beckens aufgrund von Pollenanalysen und quantitativen Mollusken- und Ostrakoden-Untersuchungen von einer hochglazialen Phase optimaler Käl-

1) Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist die Auffassung von MERCER (zit. nach WRIGHT, 1976, S. 8), die jüngere Dryaszeit nicht als Verschiebung der atmosphärischen Zirkulation, sondern als Sekundäreffekt exzessiver Eisschelf-Ausbrüche im Nordatlantik während des generellen Abschmelzens der Inlandeisschilde zu begreifen.

te- und Feuchteverhältnisse mit beträchtlich (ca. 1200 m) abgesenkten Vegetationsstufen und am weitesten gegen die heutigen Trockengebiete ausgeweiteten Waldformationen, und HOROWITZ (1977) konstatiert auf der Grundlage geomorphologischer, sedimentologischer und auch palynologischer Untersuchungsbefunde ein der letzten europäischen Eiszeit paralleles "pluviales Klima" in Israel. Versuche einer Synthese derartiger teils widersprüchlicher Ergebnisse wären etwa KAISERS (1973, S. 350) Argumentation, zeitlich wechselnde Vegetationsverhältnisse weitestgehend mit unterschiedlichen Absenkungen der Vegetationsstufen zu erklären, BOTTEMAS (1978, S. 27) Verweis auf noch gesteigerte Trockenheit in tiefer gelegenen Bereichen bei ansteigenden Temperaturen im Gefolge einer trocken-kalten Klimaphase (Rückgang der Baumpollen Griechenlands im Alleröd) oder BUTZERS (1978, S. 9) regionale Differenzierung hochglazialer Klimaverhältnisse des Nahen Ostens (kalt und trocken in den anatolischen Hochländern, kühl und trockener in der nördlichen, kühl und relativ feucht mit ausgedehnten Wäldern in der südlichen Levante sowie trocken im Wüstengürtel Ägyptens und Arabiens), die sich in etwas abgewandelter Form auch bei ROGNON (1976, S. 259) findet: trocken-kalte Nordwinde, die von persistenten Antizyklonen über Europa gesteuert sein sollen, über dem nördlichen Mittelmeerraum und zyklonale Westströmungen südlich davon mit der gegenseitigen Begrenzung im Bereich der südlichen Ausläufer von italienischer und griechischer Halbinsel. SMIT and WIJMSTRA (1970) haben darüber hinaus die im Hochglazial Macedoniens mit hohen Prozentanteilen vertretenen Pollentypen von Chenopodiaceae und Artemisia in den heutigen Trockensteppen der südlichen Sowjetunion ausgemacht, deren Niederschlagsverhältnisse durch Sommer- wie Winterregen bei insgesamt geringen Jahressummen, also eine relativ gleichmäßige Verteilung gekennzeichnet sind. WRIGHT (1976a, S. 9) hat daraus wiederum eine west- und südwestwärtige Ausdehnung des asiatischen Hochdruckgebiets abgeleitet, die so-

wohl winterliche Zyklonen der außertropischen Westdrift verstärkt vom Mittelmeerraum fernzuhalten als auch die Induktion einiger sommerlicher Niederschläge zu ermöglichen vermocht haben soll, während das in heutigem Sinne mediterrane Klima auf seine südwestliche Peripherie im engeren Bereich Marokkos beschränkt geblieben sei.

Dies wiederum steht in gewissem Kontrast zu den Schlußfolgerungen, die BRUNNACKER (1974) aus seinen zahlreichen Untersuchungen über letztkaltzeitliche Löss- und Paläoböden im Mittelmeerraum gezogen hat (BRUNNACKER, 1969, 1973, 1974, 1979, 1980; BRUNNACKER u. LOZEK, 1969; BRUNNACKER et al., 1969): demnach stand zumindest im nördlichen Mittelmeerraum, dessen klimatische Nordgrenze der Wechselfeuchtigkeit ähnlich wie heute verlaufen sein soll, der Ariditätsgrad im Würm in Beziehung zur Zahl der rezenten Dürremonate, und bei vorherrschenden Winterniederschlägen setzte sich eine generelle Entwicklung von relativ feuchten Bedingungen am Beginn des Würm zu trockenen Verhältnissen im Hochglazial durch. Zunehmende Deluvialerscheinungen im mediterranen Löß, nicht Indiz eiszeitlichen Pluvialklimas, sondern verstärkter Spülwirkungen bei lichterer Vegetation und zunehmender Heftigkeit der Einzelniederschläge, bezeugen demnach gleichermaßen mediterran-wechselfeuchte Klimaverhältnisse auch während der glazialen Lösssedimentationsphasen mit einer besonders ausgeprägten trockenen Jahreszeit, die angesichts reduzierter Jahresmitteltemperaturen geringere jährliche Niederschlagsmengen ergibt. Andere Hinweise auf "pluviale" Klimate wie etwa Hangschuttfächer seien durch Temperaturdepression zu erklären, die in Bergländern die relativ humidere Höhenstufe herabgedrückt und zu entsprechenden Arealausweitungen geführt habe. Dagegen zeigten die Profile in den Anfangszeiten und gegen Ende der Kaltzeit feuchtere Bedingungen an, die gegen relativ warmaridere Räume hin nicht nur eine auf Kosten von Materialverlagerungen zeitlich ausgeweitete, sondern darüber hinaus intensitätsverstärkte Pedogenese ermöglichten, die sich schließ-

lich sogar aus den Interglazialen herauslösen und gänzlich in die klimatischen Übergangszeiten verschieben könne.

BUTZER wiederum entwirft in seinen zahlreichen Arbeiten zur pleistozänen Stratigraphie und vorgeschichtlichen Entwicklung im Mittelmeerraum und insbesondere im Nahen Osten (etwa BUTZER, 1957a, 1961, 1975, 1976, 1978) ein Bild des letztkaltzeitlichen Klimaverlaufs, das ebenso (für einzelne Stadiale wie auch das Gesamtwürm) jeweils größere Feuchtigkeit der größeren Kälte vorangehend zeigt, also ein feuchtes Frühglazial gefolgt sein läßt von trockeneren Bedingungen zur Zeit des Kältemaximums¹⁾ und erst im ausgehenden Würm wieder verbesserten Feuchtigkeitsverhältnissen. Dabei betont er allerdings den Charakter morphologischer Aktivität mit fluvialer Erosion und Massenverlagerungen während glazialer Vorstoßphasen bei intensivierten Äquinoctialregen gegenüber äolischer Aktivität während glazialer Maxima bei reduzierten Niederschlagsmengen, -intensitäten oder -andauerzeiten und begrenzter morphologischer Aktivität mit partieller Bodenbildung während glazialer Rückzugsphasen bei wieder gesteigerten, aber relativ gemäßigter akzentuierten Feuchtigkeitsverhältnissen. Berücksichtigt man unterschiedliche Breiten- und klimazonale Positionierungen, so lassen sich zeitgleich auftretende entgegengesetzte ökologische Zustandsformen auch durchaus vereinbaren: fluvial-torrentielle Aktivität etwa in den nördlicheren, den atmosphärischen Gradientenstärkemaxima nähergelegenen Bereichen und intensivierte Bodenbildung in den generell warmeren südlicheren Regionen bei gesteigerten, aber nicht oder noch nicht hinreichend akzentuierten Feuchtigkeitsverhältnissen.

ANDRES (1977) etwa erschließt für den südwestlichen Anti-Atlas und sein saharisches Vorland feucht-stabile Verhältnisse mit intensiver Bodenbildung und Entstehung von Kalkanreicherungshorizonten im sog. Frühpluvial, Bodenerhaltung

1) außer in der südlichen Levante, deren ausgeweitete Waldbestände bis in die nördliche Negev hinein vergleichsweise feuchte Bedingungen widerspiegeln.

bei nicht durchgreifend gelichteter Vegetationsdecke im kälteren und wahrscheinlich trockeneren sog. Hochpluvial, zunehmenden Oberflächenabfluß bei gesteigerter Klimaakzentuierung im sog. Spätpluvial und starke Hangdenudation mit Abtragung pluvialzeitlicher Böden bei ausgedünnter Vegetation in einer durch wechselweise auftretende Trockenperioden und Starkregenphasen gekennzeichneten Übergangszeit vom Pleistozän zum Holozän. Hier rücken also bezüglich fluvialer Prozesse, deren Hinterlassenschaften oft in traditionellem Sinn als Zeugen pluvialzeitlicher Bedingungen aufgefaßt worden sind, die Übergangsperioden zwischen klimatischen Kulminationsphasen besonders in den Vordergrund, eine Auffassung, die sich etwa auch bei HAGEDORN (1980) oder CHAVAILLON (1964), wenngleich mit umgekehrten Vorzeichen, findet: letzterer plaziert auf der Grundlage von Untersuchungen im gebirgsfernen Wadi Saoura die fluviatilen Aufschüttungsphasen in seinem sedimentären Zyklus in die Übergangszeit von einer pluvialen zu einer ariden Phase, während HAGEDORN (1980) gestützt auf Befunde aus den zentral-saharischen Gebirgen und ihrer Umgebung fluviale Akkumulationen in die Zeit zwischen beginnendem Übergang von ariden zu humiden Verhältnissen und bereits überschrittenem Höhepunkt einer Feuchtphase stellt. MENSCHING (1979) schließlich integriert die gesamte Entwicklung von Wadis in der ariden Zone in seine morphodynamische Sequenz eines nur begrenzt oszillierenden, prinzipiell (semi-)arid verbleibenden Formungssystems und hebt die Bedeutung von kurzfristigen und vereinzelt Extremalereignissen wie etwa der Flutkatastrophe vom Herbst 1969 in Tunesien für die Entstehung fluvialer Akkumulationen hervor.

Einer grundsätzlichen Kritik sind die Begrifflichkeit von Pluvial- und Interpluvialzeiten sowie ihre formungsprozeßbezogenen Implikationen wiederholt von ROHDENBURG und SABELBERG unter Verweis auf ihre morphologisch-bodenkundlichen Untersuchungen im westlichen Mittelmeerraum und Ma-

rokko unterzogen worden (etwa ROHDENBURG, 1970, 1977; SABELBERG, 1977, 1978; ROHDENBURG u. SABELBERG, 1973, 1980): demnach sind in klassischen pluvialzeitlichen Erklärungsmustern aufgrund vordergründiger Korrelation von Sedimenten und Böden mit einer einzigen (paläo-)klimatischen Größe, der absoluten Niederschlagsmenge, entgegengesetzte ökologische Zustandsformen unter dem gleichen Begriff des Pluvials subsumiert worden, nämlich sowohl Zeiten mit hohem Sickerwasseranteil, gutem Bodenschutz durch Vegetation, geringer Abtragung und bedeutender Pedogenese (morphodynamische Stabilitätszeiten) als auch Zeiten mit geringem Sickerwasseranteil, lückiger Vegetation, starker Abtragung und geringfügiger Pedogenese (morphodynamische Aktivitätszeiten). Als entscheidende Größe für die Annahme einer dieser unterschiedlichen Zustandsformen wird die Niederschlagsverteilung angesehen, da außerhalb des Periglazialbereichs nur eine verschärfte Akzentuierung derselben gleichzeitig die bodenschützende Wirkung der Vegetation beeinträchtigen und den Oberflächenabfluß verstärken, also morphodynamische Aktivität herbeiführen könne. Auf der Grundlage zahlreicher Geländebefunde wird eine wiederholte Abfolge von Bodenbildung, fluvialer Aktivität und äolischer Akkumulation¹⁾ konstatiert, die gemäß einer generellen geökoökologischen Entwicklungstendenz eine wechselnde Betonung der Einzelphasen im Verlauf des Jungquartärs erlebt (von dominanten Phasen der Bodenbildung im Frühwürm über Phasen wachsender fluvialer Aktivität im mittleren Würm bis zu

1) Bei ausgeprägter Niederschlagsverminderung im Gefolge einer akzentuierteren Verteilung sinkt der Oberflächenabfluß nach anfänglichem Anstieg bei Überwindung der Vegetationsstabilisierung mit fortgesetzt abnehmenden Niederschlagsmengen wieder ab und erzeugt eine Trockenzeit potentiell äolischer Aktivität, die entweder zwei zeitlich benachbarte fluviale Aktivitätsmaxima separiert oder aufgrund hochgradig asymmetrischer Anordnung gegen das Ende des Klimazyklus verschoben ist und das verkürzte folgende Aktivitätsmaximum gänzlich unterdrücken kann (ROHDENBURG, 1970).

Perioden dominanter arider Morphodynamik im Spätwürm). Das Holozän bringt wiederum eine Betonung bodenbildender Phasen mit allerdings unter späteren anthropogenen Einwirkungen noch verstärkten mehrfachen Wiederbelebungen morphodynamischer Aktivität.

Erschwerende Momente für eine adäquate Anwendung dieses Erklärungsmodells bestehen in der Möglichkeit von Phasenverschiebungen im Längsprofil von Wadis (ANDRES, 1980) oder in Abhängigkeit von der hypsometrischen Lage (AMBOS, 1977), in der Bedeutsamkeit nichtklimatischer Faktoren (ROGNON, 1980), in der Abhängigkeit morphodynamischer Aktivität von Menge, Art und Position verfügbaren Abtragungsmaterials und in prozeßinternen Steuerungsgrößen¹⁾ (ANDRES, 1980). Auch in der stratigraphischen Zuordnung existieren konträre Ergebnisse, etwa die bereits zitierte nicht unterbrochene Stabilitätsphase um die Zeit des Würmmaximums im Bereich des südwestlichen Anti-Atlas (ANDRES, 1977) oder die auf der atlantischen Seite des Hohen Atlas aus abgelagerten schlammig-rosafarbenen Alluvionen und Kolluvionen abgeleitete "phase de biostasie" unter einem feuchteren und weniger aggressiven Klima zwischen rund 28 000 und 14 000 B.P. (WEISROCK et ROGNON, 1977; ROGNON, 1979). Ebenfalls erhöhte Feuchtigkeit im Hochwürm an den nördlichen Flanken der Sahara konstatiert NICHOLSON (1978), während BEAUDET et al. (1976) für das gesamte nordwestafrikanische Trockengebiet aridere Verhältnisse annehmen. Hier wird allerdings gleichzeitig eine inverse Korrelation mit dem nördlich anschließenden Mittelmeerraum entworfen, also parallel zu der größeren Trockenheit der Sahara und ihrer Begrenzungen während der Abkühlungs- und Vereisungsperioden der höheren Breiten vermehrte Niederschläge in mediterranen Breiten. Dies wiederum konfliktiert mit den bereits zitierten pollenanalytischen Befunden ebenso wie etwa mit der von GEHREN-

1) etwa durch Aufschüttung verursachte Gefällsänderungen und mithin bereits vorgezeichnete Erosion als Folgeprozeß (ANDRES, 1980).

KEMPER (1979) für Zentralspanien erschlossenen ariden morphodynamischen Aktivität im Hochglazial oder den Überlegungen von MESSERLI (1966) zu glazialen Schneegrenzdepressionen im Hohen Atlas, deren im Vergleich zum nördlich anschließenden Mittelmeerraum vermindertes Absolutbetrag als Indiz einer eher trockenen Kaltzeit gewertet wird, da der Unterschied zwischen trocken- und feuchtadiabatischem vertikalem Temperaturgradienten nicht ausreicht (oberhalb der 700 mb - Fläche seien die Gradienten der Trockenzone mit den mittel- bis südeuropäischen Werten vergleichbar) und durch potentiell größere Feuchtigkeit verminderte Temperaturgradienten eine vergrößerte Schneegrenzdepression zur Folge gehabt hätten.

Aus dem ständig anschwellenden Umfang teils sich widersprechender, teils auf engem Raum regional abweichender Untersuchungsergebnisse können an dieser Stelle nur mehr einige Beispiele angesprochen werden. So führt etwa THIEM (1980, 1981) fluviale Akkumulationen des Jungwürm zwischen Dene-kamp - Interstadial und - "zumindest talstreckenweise" (1980, S. 278) - noch nicht erreichtem Temperaturminimum auf erhöhte Abflußkapazitäten zurück, die sich als Folge temperaturbedingter Vegetationsauflichtungen in periodischen oder episodischen kleinkatastrophenartigen Ereignissen eines generell trockenen Klimas ausgewirkt hätten; nach weiterer Austrocknung (deluviallößartige Bildungen!) zum Temperaturminimum hin sei anschließend bei etwas humideren und temperierteren Verhältnissen kräftige Tiefenerosion eingeleitet worden. HIGGS (1978) dagegen versucht, hochglazial erhöhte Seespiegelstände in Nordgriechenland mit (eventuell jahreszeitlich) vermehrten Niederschlägen zu erklären, die noch ungenügend für durchgreifende Verdichtungen der Vegetation gewesen sein sollen. Vorzeitlich veränderte Seespiegelstände sind darüber hinaus verbreitet und wiederum teils unterschiedlich als paläoklimatische Indikatoren interpretiert worden: STREET

and GROVE (1976) etwa erhalten für die Zeit des glazialen Maximums um 18 000 B.P. feuchtere Klimabedingungen für das nördlich des Wendekreises gelegene Nordafrika, während nach ALIMEN (1976) der nordwestliche Teil (Wadi Saoura) zu diesem Zeitpunkt bereits eine Periode der Austrocknung erlebte. In Jordanien wiederum fallen nach HUCKRIEDE und WIESE-MANN (1968) Hochstände jungpleistozäner Seen (Lisan-See, Pluvial-See von El Jafr) ins Alt- und Mittelwürm sowie in eine Jungwürm-Feuchtzeit, während in der dazwischenliegenden Post-Lisan-Trockenzeit aridere Verhältnisse als im Holozän mit starker äolischer Aktivität geherrscht haben. Bezüglich der prinzipiellen Aussagekraft von erhöhten Seespiegelständen versucht HAUDE (1969) durch umfangreiche Bilanzrechnungen mit rezenten limnischen und meteorologischen Daten aus dem Gebiet des Toten Meeres und seiner Umgebung nachzuweisen, daß die Annahme pluvialzeitlich gesteigerter Niederschläge zur Erklärung seiner vorzeitlichen Hochstände nicht notwendig ist, sondern unter Berücksichtigung nennenswerter Temperaturabsenkungen und ihrer Folgewirkungen wie Verdunstungsabnahme, Abflußzunahme, Verlängerung der Zeit mit positiver Wasserbilanz, ausgedehnter Vegetationszeit und veränderter Vegetationszusammensetzung selbst noch bei geringer absoluter Niederschlagsabnahme gänzlich unterbleiben kann. ROHDENBURG (1970) macht zudem darauf aufmerksam, daß (abgesehen von extrem humiden und extrem ariden Gebieten) bei einem ökologischen Übergang von morphodynamisch stabilen zu aktiven Zeiten eine Überkompensation abnehmenden Grundwasserabflusses durch zunehmenden Oberflächenabfluß, also ein erhöhter Gesamtabfluß zu erwarten sei und gleichzeitig Seespiegelhochstände dann gerade nicht als Produkt erhöhter Grundwasserspense infolge höherer Niederschläge, sondern als Resultat gesteigerten Oberflächenabflusses infolge stärker akzentuierter Niederschlagsverteilung aufzufassen seien.

Weitere Befunde aus dem Nahen Osten deuten auf hochglazial trockene Verhältnisse hin, wie sie etwa von HEINE (1974) für

Syrien und Libanon, von HÖTZL and ZÖTL (1978) für Saudi-Arabien, von GOLDBERG (1977) für den nördlichen Sinai oder von WENDORF et al. (1977) für die ägyptische Sahara berichtet werden, während HOROWITZ (1975) in Israel am Hochwürm-Pluvial festhält. Auch aus Tunesien liegt eine Reihe verschiedenartiger Ergebnisse vor: im südlichen Landesteil etwa wird für die Zeit des Würmmaximums von feuchteren Verhältnissen mit mediterraner Flora (CAMPO, van et COQUE, 1960) oder mit Sumpf- und Seenbildungen (FONTES and PERTHUISOT, 1973) berichtet; morphodynamische Aktivität dagegen indizieren solifluktionsähnliche Massenverlagerungen, Sturz und Schwemmprozesse infolge aufgelichteter Vegetation und erhöhter Temperaturwirksamkeit im Nordteil der tunesischen Dorsale (BARTELS u. STEINMANN, 1980) sowie eine von Stabilitätsphasen datierter Kalkkrusten eingerahmte Aktivitätsperiode zwischen 21 000 und 14 000 B.P. (MOLLE u. BROSCHE, 1975; BROSCHE u. MOLLE, 1975, 1976a, 1976b); humide pedogene Phasen wiederum werden selbst in großer zeitlicher Nähe zum Würmmaximum ausgewiesen (zwischen 17200 und 17900 B.P. nach SCHARPENSEEL et al. (1980)).

Isotopendatierungen fossiler Grundwässer haben gleichfalls zur paläoklimatischen Diskussion beigetragen: EDMUNDS and WRIGHT (1979) ordnen eine Gruppe zwischen 13 000 und 34 000 B.P. datierter libyscher Grundwässer geringer ^{14}C -Aktivität¹⁾ einer pluvialen Phase des Würm zu, während SONNTAG et al. (1980a, 1980b) aufgrund von Häufigkeitsverteilungen altersbestimmter saharischer Grundwässer nach einer langen humiden Periode zwischen 20 000 und 50 000 B.P. um die Zeit des Würmmaximums eine kühle und aride Periode geringer Grundwassererneuerung zwischen 14 000 und 20 000 B.P. ausgewiesen haben. Auch SARNTHEIN (1978) geht von einer, wenngleich relativ kurzen Zeitspanne (2 - 3000 Jahre) ausgeprägter Aridität mit

1) eine weitere Gruppe höherer ^{14}C -Aktivität wird einer holozänen Phase mit monsunalen Niederschlägen aus Luftmassen zugeschrieben, deren Ursprungsgebiet südlich der Sahara liegt.

Dünenbildung am Nordrand der Sahara¹⁾ um 18 000 B.P. aus, während DIESTER-HAASS (1976, 1980) die Ergebnisse von Tiefseebohrungen vor der Küste Nordwestafrikas dahingehend interpretiert, daß in den polwärtigen Bereichen des heutigen Trockengürtels glazial feuchtere Bedingungen, in den äquatorwärtigen dagegen aridere vorgeherrscht haben.

Die Analyse mariner Sedimente eröffnet weitere Möglichkeiten paläoklimatischer Rekonstruktion: FROGET (1979) berichtet von Bohrungen im algerischen Schelf des Mittelmeeres (Bucht von Arzew) und erläutert den Indikatorwert detritischer Sepiolithen, die bei kräftiger Erosion und raschem Transport im angrenzenden Festland, also einer ariden Periode mit seltenen aber intensiven Niederschlägen häufig und in gutem Zustand, bei schwacher Erosion und langsamem Transport, also einer feuchteren Periode mit gleichmäßiger Niederschlagsverteilung und regelmäßiger Sedimentation hingegen selten und in degradiertem Zustand auftreten und wertvolle Hinweise auf alternative ökologische Zustandsformen erbringen.

$\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen des Meereswassers, wie sie sich etwa an den entsprechenden Werten von Molluskenschalen ablesen lassen, können gleichfalls als paläoklimatische Indizien interpretiert werden: KAUFMAN and MAGARITZ (1980) etwa rekonstruieren anhand ^{*}östmediterraner Messungen vorzeitliche Phasen größerer Aridität (positive $\delta^{18}\text{O}$ -Werte) und größerer Humidität (negative $\delta^{18}\text{O}$ -Werte). Allerdings wird wiederum die Problematik derartiger Rekonstruktionen angesichts der Möglichkeiten offensichtlich, etwa geringere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auch bei konstanten Niederschlägen durch folgende Faktoren zu erhalten: geringere Verdunstung und damit geringere ^{18}O -Anreicherung sowie ein geringeres Verhältnis von Verdunstung zu Niederschlag, dessen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte beträchtlich nied-

1) eine ähnliche Phase am Südrand der Sahara wird dagegen mit 6 - 8000 Jahren Andauer erheblich langfristiger angegeben.

riger als diejenigen des vom Atlantik nachfließenden Meeresswassers sind; eustatische Meeresspiegelregressionen, die ein geringeres Wasservolumen und verkleinertes Verhältnis von Atlantikwasser zu Regenwasser erzeugen; niedrigere Temperaturen bei der Niederschlagsbildung.

Ohne an dieser Stelle weiter auf Einzelheiten oder Zusätze eingehen zu können, läßt sich zusammenfassend sagen, daß trotz der Fülle neuer Untersuchungsmethoden und detaillierter Arbeitsergebnisse das Problem vorzeitlicher Klimate auch nur einer Großregion wie des Mittelmeerraums weder vollständig noch widerspruchsfrei geklärt worden ist. Vielmehr hat sich zunächst eine große zeitliche wie räumliche Differenzierung herausgestellt, die sowohl traditionelle Vorstellungen generalisierender Art ("glaziale Pluviale") nicht mehr haltbar erscheinen läßt als auch ihrer eigenen Synthese noch bedarf.

1.3. Zielsetzung und Arbeitsmethodik

Vor dem Hintergrund der skizzierten Fortentwicklungen, Theoriebildungen und zumindest partiellen Widersprüchlichkeiten erwächst ein doppeltes Interesse: zum einen die Kenntnis mediterraner Niederschlagsverhältnisse auf möglichst quantitativer Grundlage zu erweitern, zum anderen Möglichkeiten auszunutzen, aus der Kenntnis heutiger Verhältnisse klimatologische Rückschlüsse auf alternative Zustandsformen herzuleiten.

Das erstgenannte Bestreben sollte sich dabei nicht in Anlehnung an traditionelle Begrifflichkeiten als Beschreibung mittlerer Zustände über mehr oder minder willkürlich festgelegte Zeitspannen verwirklichen, sondern die Abhängigkeit klimatischer Phänomene von den bedingenden atmosphärischen Strömungsverhältnissen zugrundelegen, also eine Untersuchungs- und Darstellungsform zu erreichen versuchen, die Strömungs- und Klimaelemente verbindet und deren wechselnde Bezüge aufzudecken vermag. Dies ist gerade das Aufgaben-

gebiet synoptischer Klimatologie, deren Vorgehensweise mit- hin in zwei hauptsächliche Teilschritte zerfällt (vgl. BARRY and PERRY, 1973, S. 7): a) die Bestimmung atmosphäri- scher Strömungskategorien und b) die Analyse von Wetter- oder Klimaelementen in Abhängigkeit von diesen Kategorien. Der erste Teilschritt bedeutet dabei eine klassifikatorische Differenzierung der unterschiedlichen Strömungsanordnungen, die folgenden methodischen Mindestanforderungen genügen sollte: a) trennscharfe begriffliche und substantielle Festlegung der einzelnen Kategorien; b) wechselseitig aus- schließlichliche Zuordnungsmöglichkeit einzelner Probanden zu alternativen Kategorien; c) reproduzierbare und verallge- meinerbare Einzelfallentscheidungen. Offensichtlich wird auch die Güte der nachfolgenden Untersuchungsschritte davon unmittelbar berührt sein.

Darf diese allgemeine Verfahrensweise zur zirkulationsbezo- genen Erforschung regionaler Klimate als wissenschaftliches Allgemeingut gelten, wofür die große Zahl synoptisch-klima- tologischer Analysen (siehe etwa die zusammenfassenden Über- blicksdarstellungen in BARRY and PERRY (1973)) ein Indiz sein mag, so ist das Folgebestreben, unter gegebenen oder bekannten Bedingungen erzielte Resultate als Ausgangspunkt für weiterreichende*Schlüsse auf andersartige Verhältnisse in Zukunft oder Vergangenheit zu verwenden, nicht gleicher- maßen problemlos in Wirksamkeit zu setzen. Ein prototypi- sches Beispiel derartiger aktualistischer Argumentation ist etwa FLOHNs (1952) Ableitung glazialer Meridionalzirkula- tionen aus der Lageübereinstimmung der pleistozänen Inland- eisvergletscherungen mit den Höhentrogpositionen in rezen- ten europäischen Strengwintern. An seine Grenzen stößt kli- matologischer Aktualismus dort, wo keine rezenten Vorbilder atmosphärischer Strömungsanordnungen zur Erklärung paläo- klimatischer Verhältnisse unter gänzlich andersartigen er- zwingenden Randbedingungen existieren: FLOHN (1963) führt in diesem Zusammenhang akryogene mesozoische Polarklimate auf, deren Verteilungsmuster strömungsbestimmender atmo-

sphärischer Parameter im Reservoir heutiger Zustandsformen nicht enthalten sein können und mithin nicht aktualistisch rückschreitend erschließbar sind. Auf pleistozäne Klimaabschnitte, deren Mechanismen atmosphärischer Strömungsanordnung nicht übertragbar seien aus den heute bekannten und gültigen, bezieht sich ROGNON (1976), wenn er das Ausmaß jahreszeitlicher Verlagerungen der innertropischen Konvergenz in Verbindung mit Intensitätsabweichungen der subtropischen Hochdruckzellen je nach den Verhältnissen in mittleren bis polaren Breiten unterschiedlich verknüpft sieht (eine gleichsinnige Abhängigkeit von Verlagerungsamplitude und Intensitätsvariation unter heutigen Bedingungen, drastisch eingeschränkte Breitenverlagerungen selbst bei verstärkten Subtropenzellen unter Verhältnissen glazial expandierter polarer Antizyklonen). Hier scheint bereits die Grundsatzfrage auf, inwieweit überhaupt generelle Mechanismen und Tendenzen der Strömungsanordnung unter veränderten Randbedingungen Gültigkeit behalten und klimatologischen Aktualismus ermöglichen, denn wären die heute bekannten Zusammenhänge nicht von benennbaren Randgrößen in benennbarer Weise abhängige Erscheinungsformen allgemeiner Gesetzmäßigkeiten, sondern ausschließlich bestimmt durch variable Konstellationen wechselnder Bedingungsgrößen, wären Schlußweisen vergleichend-erklärender Inbeziehungsetzung unterschiedlicher Zeitabschnitte und Zustandsformen ein gleichermaßen sinnloses wie überflüssiges Unterfangen. Allerdings darf davon ausgegangen werden, daß unter der Vorgegebenheit einiger externer¹⁾ Basisgrößen wie solarer Energiezufuhr, Erd-

1) Unter externen Größen oder Prozessen seien mit MITCHELL (1976, S. 481 f.) derartige verstanden, die nicht integraler Bestandteil des klimatischen Systems als Interaktions-Gesamtheit von Atmosphäre, Ozeanosphäre, Landoberfläche, Kryosphäre und Biosphäre sind, jedoch vom aktuellen Systemzustand unabhängige Zustandsänderungen des klimatischen Systems erzwingen können; interne Größen oder Prozesse wirken dann innerhalb des klimatischen Systems und können unabhängig von äußeren Parametern ablaufende Zustandsänderungen hervorrufen.

rotation, Konstitution nennenswerter hemisphärischer Gradienten (nicht akryogenes Polarklima) oder Beschaffenheit und Anordnung der unteren Grenzfläche der Atmosphäre (insbesondere mögliches Vorhandensein und ggf. Positionierung großer Gebirgszüge im Gradnetz) eine Herausbildung großräumiger Strömung resultiert, deren Einzelzustände nicht wesensfremde Alternativen, sondern Varianten in der Formation und Konfiguration ihrer Grundbestandteile, der Strömungselemente, darstellen. Umfassen diese die wesentlichen Formen horizontaler Bewegung (geradlinig gerichtete Strömungen sowie jeweils nach dem Krümmungsvorzeichen unterschiedene wellenförmige Auslenkungen und um vertikale Achsen geschlossene Drehbewegungen), so liegt die weiterführende Annahme nahe, mit dem Reservoir rezenter Strömungselemente auch dasjenige der Zeitabschnitte mit obiger Externkennzeichnung (also zumindest des Quartärs) erschlossen zu haben.¹⁾ Damit läßt sich aber ein Aktualismus begründen, der sowohl begrifflich wie raumdimensional zwischen den etwa von BÜDEL (1963, S. 176) unterschiedenen Formen meteorologischer (d.h. auf physikalische Einzelprozesse bezogen und paläoklimatologisch irrelevant) sowie klimazonaler Art (d.h. auf gesamtheitliche Zirkulationsmodelltypen bezogen und mangels alternativer rezenter Vorbilder nicht realisierbar) anzusiedeln wäre: nämlich aus der Kenntnis unterschiedlicher Anordnungsformen verschiedener Strömungselemente ("Anomalien") und ihrer Verbindung mit Konstellationen atmosphärischer Parameter

1) Diese Annahme ist zwar nicht streng beweisbar, entspricht aber dem in den Naturwissenschaften durchaus üblichen und fruchtbaren Verfahren, auf möglicherweise auch axiomatischen Grundlagen und Voraussetzungen zu operieren, solange keine inneren Widersprüche oder systemtheoretischen Erweiterungen dies unzulässig werden lassen; auf höchste Ebene übertragen wäre Newton auch schlecht beraten gewesen, hätte er angesichts des axiomatischen Charakters seiner Grundannahmen der Abolutheit von Raum, Zeit und Bewegung, die erst lange Zeit nach ihm insbesondere durch die Relativitätstheorie Einsteins revidiert werden mußten, auf seine gesamte klassische Physik verzichtet.

(sowohl was die Verteilung zirkulationsbestimmender Größen als auch die Folgeausprägung meßbarer Wetter- oder Klimatelemente betrifft) auf Verhältnisse andersartiger Grenzbedingungen und Zirkulationsparameterverteilungen und deren veränderte Häufigkeitszerlegungen in Konfigurationsanomalien bei entsprechend gewandelten Folgeerscheinungen rückzuschließen. In diesem Sinn gelangen etwa LAMB (1963a, S. 106) oder FLOHN (1973a, S. 85) zu der Auffassung eines kontinuierlichen Übergangs der Zirkulationsanomalien von der kurzen rezenten Zeitskala bis hin zu den großen Zeiträumen postglazialer oder gar pleistozäner Klimaveränderungen, und BARRY (1960), BARRY (1966) sowie BRINKMANN und BARRY (1972) untersuchen auf unterschiedliche Weise die Zirkulationsverhältnisse über Labrador-Ungava bzw. Keewatin¹⁾, um jeweils die Eignung bestimmter Strömungstypen für positive oder negative Gletscherhaushalte und initiale Phasen eines Gletscherauf- bzw. -abbaus in dieser Kernregion pleistozäner Inlandeisschilde zu diskutieren (so werden etwa gegenüber der Normallage westlich verschobene Trogpositionen mit Advektion feuchter Luftmassen aus südlichen Richtungen an der Trogvorderseite schon bei geringen Temperaturdepressionen als potentiell vereisungsfördernd gesehen, eine Konstellation, die FLOHN (1974) in ein geophysikalisches Modell der Eiszeitentstehung einbaut).

Allerdings kann Aktualismus nicht bedeuten, mit heutigen Prozeßausprägungen vergangene Prozeßergebnisse erklären zu wollen, also lediglich veränderte Häufigkeitsverteilungen rezent differenzierter Strömungstypen oder Anomalien zu diskutieren; immer wird man gleichermaßen Veränderungen innerhalb der einzelnen Kategorien berücksichtigen müssen, die in Abhängigkeit von va-

1) in Form synoptischer Typen bodennaher Strömungsrichtung und deren wechselnden Häufigkeiten und Witterungscharakteristika in unterschiedlich geprägten Jahreszeiten, in Form quantitativer Berechnungen atmosphärischer Wasserdampftransporte in Abhängigkeit unterschiedlicher Strömungssituationen oder in Form von Kompositionskarten der 700 mb - Höhenabweichungen und Trogpositionen ausgewählter Monate vorgegebenen Witterungscharakters

riablen Grenzbedingungen stehen. BARRY and PERRY (1973, S. 374) etwa untersuchen die abweichenden Temperaturverhältnisse der Britischen Inseln zweier verschiedener Zeiträume unseres Jahrhunderts und kommen unter Verwendung einer empirischen Formel der Temperaturdifferenzfraktionierung zu dem Ergebnis, daß neben veränderten Auftretshäufigkeiten unterschiedlich temperierter Wetterlagen ein zumindest in einigen Monaten vergleichbar hoher Anteil der Temperaturdifferenz auf veränderte thermische Kennwerte einzelner Wetterlagen selbst zurückzuführen ist ("within-type changes"). Übertragen auf paläoklimatologisch interessierende Strömungskonfigurationen bedeutet dies, daß die sie kennzeichnenden Werte der Klima- oder Wetterelemente als Folge teils beträchtlich veränderter Grenzbedingungen gerade besonders stark von den heute gültigen abweichen können: etwa kennt man die Abhängigkeit der für den atmosphärischen Wasserdampfgehalt und die Niederschlagsmenge bedeutsamen Größe der Meeresverdunstung von der Windgeschwindigkeit sowie dem Sättigungsdefizit Wasseroberfläche - Luft bzw. dem Temperaturunterschied Wasser - Luft (vgl. etwa FLOHN, 1957, S. 212)¹⁾, zwei Größen, die als erstrangige Variationsparameter von Klimaschwankungen aufgefaßt werden müssen: erstere (bei makroskaliger Betrachtungsweise) aufgrund ihrer direkten oder über die Intensität einzelner Strömungselemente vermittelten Abhängigkeit von hemisphärischen Temperatur- und Druckgradienten, letztere als sinnfällig werdender Ausdruck der strahlungs- und zirkulationsgebundenen Interaktionseinheit verschiedener Komponenten des klimatischen Systems. Ein prinzipiell folgerichtiger, wenngleich aufwendiger und mit zahlreichen Unwägbarkeiten insbesondere bei den notwendigen Parametrisierungen verbundener Weg einer quantitativen Erfassung dieser vielfältigen wechselseitigen Abhängigkeiten ist mit der Entwicklung ma-

1) Nach FLOHN (1973a, S. 96) bringt über tropischen Ozeanen eine Änderung dieser Differenz um $0,1^{\circ}\text{C}$ bereits eine Verdunstungsänderung um $2,4\%$.

thematisch-physikalischer Klima- oder Zirkulationsmodelle beschrieben worden: eine erste Art solcher Modelle¹⁾ behandelt meist herausgegriffene Einzelaspekte auf der Grundlage global oder zonal gemittelter Werte und vernachlässigter Horizontalbewegungen (Beispiele wären etwa von MANABE and WETHERALD (1967) simulierte Albedo-Gleichgewichtstemperaturen oder CO₂-Temperatureffekte), eine zweite Art sog. semiempirischer Modelle meist breitenspezifische Energiebilanzen des klimatischen Systems unter Parametrisierung horizontaler Wärmetransporte als Funktion des meridionalen Temperaturgefälles (vgl. KELLOGG and SCHNEIDER, 1974, S. 1166). Spektakuläre Beispiele derartiger Modellsimulationen sind etwa BUDYKOs (1969) Berechnungsergebnisse voller Eiszeitbedingungen bzw. bedeutsam geschmolzener Polareiskappen bei hypothetischen Veränderungen der Solarkonstante in der Größenordnung von nur 1 bis 1,6 % unter Einbeziehung des positiven Eis-Albedo-Temperatur-Rückkopplungseffekts oder SELLERS (1973) Resultat mehrerer stationärer Systemzustände bei gleichen astronomischen Randbedingungen bzw. der Reproduzierbarkeit pleistozäner Klimaveränderungen unter konstanten Randbedingungen mit lediglich intermittierenden Impulsen für Systemzustandstransitionen. Am bedeutendsten für die oben benannte Problematik der quantitativen Erfassung wechselseitiger Abhängigkeiten und Rückkopplungen auch unter veränderten Randbedingungen scheinen jedoch die großen Zirkulationsmodelle zu sein, die im Gefolge ausgebauter Rechnerkapazitäten entwickelt und verfeinert worden sind: in Gestalt dreidimensionaler, zeitabhängiger, nichtlinearer partieller Differentialgleichungssysteme verfügt man über eine die wichtigsten physikalischen Erhaltungsprinzipien und thermodynamischen wie chemischen Gesetzmäßigkeiten formulierende und die wichtigsten Rückkopplungsprozesse der beteiligten Größen berücksichtigende Ausdrucksform, die bei Kennt-

1) zur substantiellen Differenzierung numerischer Modellarten oder -typen siehe etwa SMIC-Report (1971, Chapter 6).

nis des Initialzustands des Systems (Anfangsbedingungen) und der Grenzbedingungen seiner externen Erzwingung atmosphärische Systemzustände und deren Aufeinanderfolge als Lösungen zu erhalten gestattet (vgl. etwa KELLOGG and SCHNEIDER, 1974). Lassen sich derartige Zirkulationsmodelle mit heutigen Randbedingungen durch Vergleich ihrer Lösungen mit den tatsächlichen Verteilungen der atmosphärischen Parameter "verifizieren" und existieren als alternative Grenzbedingungen eingabegeeignete Rekonstruktionen einiger benötigter Größen wie Meeresoberflächentemperaturen, Land - Meer - Verteilungen, Oberflächenalbedowerte und Angaben über Positionierung und Erhebung eisbedeckter Oberflächen (siehe CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1976), so lassen sich Zirkulationsverhältnisse und Klimabedingungen in Abhängigkeit von diesen Eingabegrößen simulieren und (meist in Form monatlich gemittelter Verteilungen) als Kennzeichnung der entsprechenden Zeitabschnitte verwenden (vgl. etwa GATES (1975), NEWELL and HERMAN (1975), WILLIAMS (1975), GATES (1976), MANABE and HAHN (1977), WILLIAMS (1978), HEATH (1979)). Will man dagegen ohne Verfügbarkeit derartiger komplexer Modelle interne Veränderungen typisierter Strömungsanordnungen diskutieren (also Veränderungen kennzeichnender Größen innerhalb der Gesamtheit aller vergleichbaren Strömungsanordnungen) und beschränkt sich dabei auf Faktoren, die ihre unmittelbare Beschaffenheit ausdrücken (also unter Ausklammerung der als Folge der jeweiligen Beschaffenheit resultierenden Verteilungen von Wetter- oder Klimaelementen geographisch fixierter Regionen¹⁾), so gelangt man zu fol-

1) Diese Unterscheidung ist zwar begrifflich nicht eindeutig (etwa wirkt das Niederschlagsgeschehen über Land als Resultat einer bestimmten Strömungsanordnung und ihrer konkreten Verteilung atmosphärischer Parameter über die einsetzende Landverdunstung wiederum zurück auf das Faktorenkollektiv, das Ausbildung und Ausprägung der Strömungskonfiguration bestimmt), läßt sich jedoch als Vereinfachung einführen (so wäre etwa die Gradientstärke einer Strömungsanordnung eine intern variable Größe ihrer Beschaffenheit, das variable Niederschlagsgeschehen Folge unterschiedlicher Verteilungen dieser internen Variablen).

genden notwendigen Unterscheidungen:

a) Veränderte Lagebeziehungen im Gradnetz relativ zueinander vergleichbar angeordneter Strömungen. Diese lassen sich wiederum scheiden in longitudinale und parallele Verschiebungen, die gerade in der paläoklimatologischen Diskussion eine große Rolle spielen: so sind etwa FLOHNS (1952) eiszeitliche Tröge als Analogien rezenter strengwinterlicher Strömungssituationen gegenüber der heutigen mittleren Langwellentrogposition westlich verlagerte Varianten, und Breitenverschiebungen der außertropischen Westwinddrift und ihres Maximums sind als wichtiges Moment quartärer Klimaschwankungen immer wieder hervorgehoben worden (etwa BÜDEL (1963), CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976), LAUER u. FRANKENBERG (1979)). Die Bedeutung derartiger Verlagerungen ist eine zweifache: zum einen als Ausdruck veränderter hemisphärischer Zirkulationsparameter (etwa westlichere Trogpositionen als Folge verkürzter Wellenlängen bei verminderter Intensität des zonalen Grundstroms oder südlichere Breitenlage des Polarfrontstrahlstroms als Folge verschobener meridionaler Temperatur- und Druckgradientenmaxima), zum anderen als Bedingung veränderter Strömungsrichtungen und Wetterabläufe in geographisch fixierten Regionen (so können etwa Trogachsenverlagerungen in festen Regionen eine Umstellung zwischen Vorder- und Rückseitenströmung mit gänzlich unterschiedlicher Luftmassenzufuhr bedeuten, und Breitenverlagerungen zonalisierter Strömungsformen verlaufen längs meridionaler Gradienten von Größen, die ihrerseits die Ausprägung der Strömung beeinflussen (etwa unterschiedliche Energiebeträge in Abhängigkeit von unterschiedlichen temperaturabhängigen Sättigungsgraden und Freisetzungsraten latenter Wärme)).

b) Modifizierte Ausbildung vergleichbarer großräumiger Strömungsanordnungen in Teilbereichen des zugrundegelegten Bezugsraums: etwa können Abschnürprozesse von Kaltlufttrögen, die beispielhaft durch einen stromaufwärtigen Antizyklonalkeil gekennzeichnet und typisierend zusammengefaßt sein mögen, unterschiedlich rasche Auflösungsphasen der zurückbleibenden Zyklonalgebilde durchlaufen, so daß zellulär geschlossene,

mit nur mehr kleiner Amplitude ausgelenkte wellenförmige oder bereits wieder weitgehend zonalisierte Strömungsbestandteile gleichermaßen regional begleitend zum großräumigen Steuerungszentrum auftreten können.

c) Charakteristische Kenngrößen typisierter Strömungsanordnungen oder einzelner Bestandteile derselben: derartige typinterne Parameter drücken wechselnde Ausprägungsformen der jeweiligen Strömungsbestandteile aus und umfassen Angaben zu deren jeweiliger Größe (etwa Wellenamplituden und -längenbruchteile), Struktur (etwa Neigungen von Horizontalachse und Meridionalströmungen) und Intensität (etwa mittlere oder extremale Geopotentialanomalie, Wirbelgröße und Gradientstärke). Diese wie weitere nicht unmittelbar strömungsbezogene Parameter (etwa Temperatur- und Feuchtigkeitsmaße der in einzelnen Strömungsbestandteilen involvierten Luftmassen) sind u.a. abhängig von den großräumigen Verteilungen hemisphärischer Zirkulationsparameter (etwa meridionale Temperatur- und Druckgradienten) oder externer Grenzbedingungen (etwa Beschaffenheit der unteren Grenzfläche der Atmosphäre oder strahlungsbedingte Temperaturverteilung) und bilden damit ein wesentliches Variationsmoment klimatischer Veränderlichkeit.

Zusammenfassend sollen also strömungsbezogene Niederschlagsdifferenzierungen im Mittelmeerraum erreicht und auf Aussagemöglichkeiten für veränderte Zirkulations- und Klimabedingungen geprüft werden. Der erste wesentliche Hauptschritt besteht dabei in der Erstellung geeigneter atmosphärischer Strömungskategorien (Teil 3), die im Interesse der intendierten Übertragbarkeit möglichst großräumig, d.h. überregional auf die Gesamtzirkulation bezogen und frei von untergeordneten Detailausformungen angelegt sein sowie mit Rücksicht auf die vornehmlich bei der angestrebten Differenzierung interessierenden unterschiedlichen Anordnungsstrukturen großräumiger Strömung möglichst kurzfristige Erhebungszeiträume zugrundegelegt haben sollten. Als adäquates

Intervall bietet sich hier der Tagesrhythmus an, während übergreifende Zusammenfassungen (etwa monatliche Mittel) zwar charakteristische Häufungen bestimmter Strömungstypen, nicht jedoch die Gesamtheit der Einzelkonfigurationen auszudrücken gestatten, deren differenzierte Kennzeichnung erst ein von unterschiedlichen Mischungen unabhängiges und klarer als potentielle Anomalie interpretierbares Bild liefert.

Als zweiter Hauptschritt wird sich die Analyse eines ausgewählten Wetter- oder Klimaelements, des Niederschlags, anschließen. Hierbei kann auf die bekannten strömungstypunabhängigen Darstellungen (etwa des charakteristischen Jahresganges in diesem allgemein subtropischen sommertrockenen Winterregenklima gradueller Abstufungen) verzichtet werden.¹⁾ Vielmehr soll eine Niederschlagscharakterisierung der entwickelten Strömungskategorien unter Berücksichtigung typinterner Parameter angestrebt werden (Teil 4), bevor aktualistische Aussagemöglichkeiten in oben erläuterten Sinn für veränderte Zirkulations- und Klimabedingungen zur Sprache kommen (Teil 5).

Der Analyse großräumiger Strömungsverhältnisse als grundlegendem Arbeitsschritt sei jedoch zunächst ein kurzer Überblick über diesbezüglich relevante Ergebnisse vorangestellt.

1) Abhandlungen dazu finden sich etwa in den einschlägigen Standardwerken zu Wetter und Klima im Mittelmeergebiet (METEOROLOGICAL OFFICE, 1962 und 1964; WORLD SURVEY OF CLIMATOLOGY, Vol. 5, 1970 und Vol. 6, 1977; ZENONE, 1959) oder in meist subregional bezogenen oder Einzelaspekte behandelnden Beiträgen von FLOHN (1948), REICHEL (1949), GLEESON (1954), MARIOLOPOULOS (1961), AGI (1968) oder NAGUIB (1970)

2. BEISPIELE ATMOSPHERISCHER STRÖMUNGSKATEGORIEN

Weit verbreitet und von BUTZER (1960) einer dynamisch-klimatologischen Untersuchung des Mittelmeerraums zugrundegelegt ist der fortlaufend geführte Katalog der Großwetterlagen Europas (HESS und BREZOWSKY, 1977), der im Gefolge der von BAUR (1948) initiierten Großwetterkunde entwickelt wurde und die Lage der steuernden Zentren sowie die Erstreckung der Frontalzonen zur Grundlage einer Klassifikation der täglichen Strömungsanordnungen in 3 Zirkulationsformen (zonal, gemischt und meridional), 10 Großwettertypen und 29 Großwetterlagen macht. Seine Anwendbarkeit auf mediterrane Strömungsverhältnisse ist allerdings dadurch eingeschränkt, daß im Mittelmeerraum sich wesentlich unterscheidende Strömungsanordnungen in dieselbe Klasse fallen können, während dort weitgehend vergleichbare Konfigurationen gelegentlich verschiedenen Klassen zugeordnet sind: so zeigen etwa die absoluten 500 mb-Topographien des Täglichen Wetterberichts an den durch antizyklonale Westlagen (WA) beschriebenen Tagen des 26. und 27.12.1973 über der westlichen Hälfte des Mittelmeerraumes eine deutlich ausgebildete Zyklonalwelle mit einer sich östlich anschließenden Antizyklonalwelle, während die ebenfalls (in bezug auf Mitteleuropa berechtigt) als WA klassifizierten Tage des 2. und 3. Januar 1975 gerade in der östlichen Hälfte des Mittelmeerraumes ausgeprägte Zyklonalwellen, westlich davon hingegen antizyklonalen Einfluß aufweisen. Umgekehrt ist etwa die großräumige Strömungsanordnung der letzten Maitage (26. - 28.) 1975 im Mittelmeerraum gleichermaßen durch ein zyklonal-zelluläres Aktionszentrum über dem Nordwesten der Region gekennzeichnet, während die begrenzte Verschiebung der nördlich davon gelegenen Antizyklone und die dadurch induzierten, in einem Großwetterlagenwechsel von HNFZ (Hoch Nordmeer-Fennoskandien, Mitteleuropa überwiegend zyklonal) zu HNA (Hoch über Nordmeer-Island, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal) zum Ausdruck kommenden regionalen Strömungsumstellungen die großräumige Anordnung im

Mittelmeerraum weitgehend fortbestehen lassen. Eine im Rahmen der allgemeinen Meteorologie mediterranen Wetters im METEOROLOGICAL OFFICE (1962, Chapter 4) erstellte Klassifikation typischer Wettersituationen ist dagegen mittelmeerbezogen: ausgehend von den Positionen der antizyklonalen und in zweiter Linie zyklonalen Steuerungszentren wird eine Unterscheidung von 5 Klassen großräumiger Strömungsanordnung getroffen¹⁾, die mit Rücksicht auf graduell modifizierte Positionen oder sekundäre Druckgebilde noch verfeinert und in ihren wechselnden Auswirkungen auf Strömungsrichtung, Luftmassenzufuhr und Wettergeschehen im Mittelmeerraum beschrieben wird. ZENONE (1959) beschränkt sich darauf, je 7 Wetterlagen-Familien (dargestellt durch Topographien der 700 mb-Fläche) zu unterscheiden, die im Winter bzw. Sommer Zyklongenese im Mittelmeer begünstigen, während URBANI (1968) sowie URBANI e D'ANGIOLINO (1974) einen vollständigen und umfassenden Katalog von Zirkulationstypen der mittleren Troposphäre über Europa und dem Mittelmeer entwickelt haben: auf der Basis unmittelbar aus Beobachtungsdaten entnommener Strömungselemente werden für das 700 mb-Niveau gültige und für zwei thermische Halbjahre (November bis April und Mai bis Oktober) jeweils eigens gekennzeichnete charakteristische dynamische Konfigurationen (vgl. Tab. 1) festgelegt, mit Rücksicht auf genauere und speziellere Einzelausprägungen in semesterspezifische Untertypen differenziert und in ihrer chronologischen Entwicklung von November 1945 bis Oktober 1970 tabellarisch dargestellt. Problematisch an die-

-
- 1) A: Antizyklone oder Rücken über Nordost-Atlantik oder Großbritannien mit einer östlich anschließenden Depression;
B: nordeuropäische Antizyklone mit relativ niedrigem Druck über dem Mittelmeer;
C: vereinzelte oder mehrfach abfolgende Depressionen über den Mittelbreiten mit vorwiegend westlichen Winden über dem Mittelmeer;
D: Antizyklone über Zentral- und Südeuropa mit relativ niedrigem Druck über Nordeuropa;
E: Antizyklone oder Rücken über dem größeren Teil des Mittelmeeres mit relativ niedrigem Druck über Zentraleuropa.

- A: Rücken über Atlantik oder Westeuropa, Trog über europäischem Kontinent bis ins Mittelmeer reichend;
- B: Antizyklonaleinfluß über Südwest-Europa, Zyklonalwelle von Skandinavien bis in die Schwarzmeer-Region reichend;
- C: Rücken von Nordafrika bis Zentraleuropa;
- D: Trog über Mitteleuropa und zentralem Mittelmeer, nach Süden verlagertes Azorenhoch;
- E: Zyklonaleinfluß zwischen 50 und 70^o nördlicher Breite mit westlicher Strömung über dem Mittelmeer;
- F: Antizyklonale Zelle über Nordeuropa, Depression über dem Mittelmeer;
- G: Wellenstruktur mit zyklonalem Zentrum über dem Mittelmeer bei zonalisierter Strömung in höheren Mittelbreiten.

Tab. 1: Mitteltroposphärische Zirkulationstypen über Europa und dem Mittelmeer nach URBANI e D'ANGIOLINO (1974). Die fürs Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober) gültigen Typen weichen nicht wesentlich von den hier beschriebenen Typen des Winterhalbjahres (November bis April) ab.

ser Klassifikation erscheint der Umstand, daß Untertypen verschiedenartiger Zirkulationsform in ein und demselben Haupttyp zusammengefaßt sein können: so findet man etwa in den Zirkulationstypen A und C (vgl. Tab. 1), die mit den strukturbestimmenden Antizyklonalrücken in verschiedener Längenposition als meridionale ausgewiesen sind, jeweils auch Untertypen (namentlich A₃ bzw. C₂, vgl. URBANI e D'ANGIOLINO (1974, S. 31-49)), die signifikant positive Horizontalachsenneigungen gegen die Meridianrichtung¹⁾

1) als positive Neigung sei eine mit zunehmender Wellenauslenkung ostwärtige Achsenverlagerung festgelegt.

in den tykonstituierenden Antizyklonalwellen aufweisen und mithin als "meridional" nur in dem verallgemeinernden Sinn eines signifikanten Abweichens von der zonalen Grundrichtung bezeichnet werden können. Lediglich die extremalen Zustandsformen zonaler und meridionaler Zirkulation zugrundeliegende Klassifikationen, die ihre Übergänge etwa durch die zeitlichen Schwankungen des mittleren Zonalindex' auszudrücken gestatteten (vgl. DEFANT und DEFANT, 1958, S. 449 ff.), sollten jedoch keine eigenständigen Gruppen im kritischen Übergangs- oder Schwankungsbereich ausgrenzen, da diese auf derartiger Grundlage wohl kaum konsistent zu sein vermöchten. URBANIs detailliertere Klassifikation hingegen deutet etwa im eigens ausgewiesenen Haupttyp B (vgl. Tab. 1) an, daß Mischformen der Indexverteilung (etwa mit vergleichbar großen zonalen und meridionalen Strömungskomponenten) gerade eigenständig behandelt werden sollen. Die konsequente Zugrundlegung einer eigenen Zirkulationsform, wie sie etwa im Katalog der europäischen Großwetterlagen (HESS und BREZOWSKY, 1977) erfolgt ("gemischte Zirkulation"), wird dann allerdings in der beschriebenen Art nicht durchgehalten und von einer Zuordnung überlagert, die primär Vorzeichen und Lage und sekundär erst zirkulationsbedingte Strukturunterschiede der atmosphärischen Wellen berücksichtigt. Letztere müssen indes als Ausdruck übergreifender Tendenzen in synoptisch-klimatologischen Analysen wie der hier intendierten erstrangig behandelt werden: Übergangsformen zwischen rein zonaler Zirkulation mit relativ geringer thermischer Austauschkapazität und rein meridionaler Zirkulation mit maximalen thermischen Ausgleichsbeträgen indizieren Verhältnisse, bei denen entweder erhöhte Meridionalgradienten der troposphärischen Temperatur- und Druckverteilung eine Destabilisierung des zonalen Grundstroms eingeleitet haben, ohne die Überführung in blockierende und austauschintensive Meridionalstrukturen abgeschlossen zu haben oder erreichen zu können, oder bei denen die Rückbildung meridionaler Zustandsformen über Phasen passi-

ver Angleichung (nachlassende Zonalgradienten bei noch nicht wiedererstarteten Meridionalgradienten) oder aktiver Fortentwicklung verläuft (Transformation quasistationärer Meridionalwellen in wandernde und sich zunehmend deformierende Wellen). In jedem Fall sind nicht nur Strömungsrichtung und Luftmassenzufuhr, sondern auch die großräumige Verteilung der Zirkulationsparameter gegenüber den orthogonalen Extremalzuständen derartig verändert, daß konsequent durchgehaltene eigenständige Zirkulationsformen zur Aufdeckung klimatischer Abhängigkeiten unverzichtbar erscheinen.

Über die erwähnten Klassifikationen großräumiger Strömungsverhältnisse hinaus existiert eine ganze Reihe von Untersuchungen, die mit stärkerem regionalen Bezug eine Differenzierung und Gruppierung atmosphärischer Strömungsausschnitte zu erreichen versuchen. Unter den bedeutsamen dieser Arbeiten zu nennen ist etwa die Wetterlagentypisierung von PEDELABORDE et DELANNOY (1958), die als Basis einer Analyse des Niederschlagsregimes in Algerien dient: ähnlich wie etwa bei LAMB (1972) für die Britischen Inseln oder bei BARRY (1960) für Labrador-Ungava sind generelle Strömungsrichtung und Vorticity-Vorzeichen Grundlage einer Typisierung, die hier auf das 500 mb-Niveau als Vertikalausschnitt der witterungsbedingenden Höhenströmung bezogen ist und allerdings nur breit ausgelegte Klassen ergibt (nördlicher Zyklonal-, westlicher oder südwestlicher Zyklonal-, südlicher Zyklonal-, Antizyklonal- sowie sommerlicher Gewittertyp), die ihrerseits niederschlagsmäßig charakterisiert werden können. GAZZOLA and MONTALTO (1960) sowie GAZZOLA (1969) verwenden zur Untersuchung strömungstypabhängiger Niederschlagsverteilungen über Italien Koppelungen zunächst separat für Boden- und Höhenniveau klassifizierter Situationen und gelangen über Häufigkeitsverteilungen der Formalkombinationen zu tendenziell bedeutsamen Erdoberflächen-Höhenschicht-Verknüpfungen: von 484 möglichen Paarungen etwa, die aus jeweils 22 Typen topographischer Konfigurationen in Bodennähe und in 500 mb hervorgehen, werden 65 (13,4 %) ausgewählt, die 68,8 % der

Untersuchungsperiode repräsentieren, und durch mittlere Topographien des Ereignistages sowie dessen Folgetages gekennzeichnet (GAZZOLA, 1969). AELION (1958) schließlich berichtet über Wetterlagen, die in Israel während des kühlen Halbjahres (November bis April) Niederschlagsereignisse mit Regenmengen verursachen, die mehr als 30 % des betreffenden Monatsmittels betragen, und gelangt auf der Basis von Bodewetterkarten und 500 mb-Topographien zu 8 verschiedenen Typen, die am Boden wie in der Höhe charakteristische Strömungsanordnungen zeigen.

Unbefriedigend an allen bisher genannten Klassifizierungssystemen bleibt die grundsätzliche Subjektivität in Kategoriererstellung, Typendefinition und Einzelzuordnung. Zwar bilden die atmosphärischen Zustandsformen ein Kontinuum, das jede Art auf Momentaufnahmen basierender Abgrenzung sich wechselseitig ausschließender Klassen als willkürlich erscheinen lassen muß (vgl. BARRY and PERRY, 1973, S. 101), doch wiegt selbst bei typbegünstigenden Anordnungstendenzen großräumiger Strömung die nicht objektivierbare Grenzziehung zwischen den Typen insofern schwer, als Einzelfallentscheidungen nicht beliebig reproduzierbar und damit die Anwendungen der Gesamtklassifikation von nicht kontrollierbaren Einflußgrößen abhängig bleiben. Von daher ist die allgemeine Tendenz zu verstehen, objektive numerische Verfahren der Strömungserfassung und Zirkulationstypisierung zu entwickeln. LITYNSKI (1970) etwa stellt in seiner auf Polen bezogenen synoptisch-klimatologischen Analyse die bodennahe Strömungsrichtung durch Zonal- und Meridionalindex, berechnet aus mittleren Druckgradienten, sowie den Witterungscharakter durch repräsentative Bodendruckwerte dar und gelangt zu einer objektiven Zirkulationstypdefinition, indem er die Häufigkeitsverteilungen der drei genannten Größen in jeweils drei Klassen gleicher Besetzungswahrscheinlichkeit zerlegt (nahe dem Mittelwert sowie beidseitig peripher zu ihm) und diese dreifach kombiniert. Die derart erhaltenen $3^3 = 27$ Typen zyklonal, neutral oder antizyklonal geprägter Strömungs-

richtung (neben den 8 Hauptrichtungen tritt noch eine Klasse insignifikanter Beträge beider Bewegungsindizes auf) lassen sich schließlich mit ähnlich gebildeten Wassertypen (als Grundlage dienten die Häufigkeitsverteilungen der täglichen Temperatur sowie eines normalisierten Niederschlagsindex¹⁾) kombinieren und in einem Index wechselseitiger Abhängigkeit witterungsklimatologisch charakterisieren. Methodisch noch weitreichender ist die Klassifikation täglicher Strömungsfelder, die KIRCHHOFER (1974) für das 500 mb-Niveau im europäischen Großraum entwickelt hat und die von BRADLEY and ENGLAND (1979) partiell modifiziert auf die Bodendruckverhältnisse der kanadischen Arktis übertragen worden ist: faßt man ein durch n Gitternetzpunktweite gegebenes Strömungsfeld als Punkt eines n-dimensionalen Raumes auf, wobei die Punktkoordinaten den Gitterpunktweiten entsprechen, so läßt sich die Entfernung zweier derartiger Raumpunkte, die dann ein Maß für die Abweichung der entsprechenden Strömungsfelder voneinander ist, durch ihren euklidischen Abstand angeben (Wurzel aus der Summe der Quadratdifferenzen der einzelnen Punktkoordinaten). Nach einer Standardisierung der Untersuchungsfelder, die jahreszeitliche Abhängigkeiten herausfiltert, berechnet KIRCHHOFER (1974) derartige Summen der Quadrate aller Gitterpunktwert-Differenzen²⁾ für sämtliche Paarkombinationen des analysierten Einzelfeld-Kollektivs sowie jeweils die beiden Gesamtfelder und ihre Längen- bzw. Breitenzonen und legt empirische Schwellenwerte für die Ähnlichkeit verglichener Felder fest. Die Bestimmung von klassifikatorischen Basistypen erfolgt

1) Da die Verteilungskurve der täglichen Niederschläge hyperbolisch ist und sich deshalb die Aufteilung in Klassen gleicher Besetzungswahrscheinlichkeit nicht durchführen läßt, transformiert LITYNSKI (1970, S. 331) den Tagesniederschlag in einen normalverteilten Niederschlagsindex, der i.w. die Summe aus Nominalwerten des täglichen Niederschlags (klassifiziert in nicht vorhandene und nach gleicher Wahrscheinlichkeit aufgeteilte geringere und größere Regenmengen) darstellt, erstreckt über fortlaufend tagweise versetzte Fünftageperioden.

2) Diese faktische Quadrierung des euklidischen Abstands wirkt hier nur als Maßstabsfaktor.

schließlich nach häufigkeitstheoretischen Kriterien: unter einer festgelegten Anzahl von Einzelfeldern mit möglichst häufiger Ähnlichkeit zu anderen Einzelfeldern werden jeweils die beiden Exemplare geringster Verschiedenheit zu einem mittleren Feld zusammengefaßt, ein weiteres Einzelfeld möglichst häufiger Ähnlichkeiten hinzugenommen und die gleiche Prozedur wiederholt, bis ein gemitteltes Feld aus mindestens 5 Einzelfeldern entsteht. Nach Ausgliederung derartiger Basistypen und der ihnen ähnlichen Einzelfelder sowie mehrfachen Wiederholungen des gleichen Verfahrens resultieren bei KIRCHHOFER (1974) 24 Basistypen von 500 mb-Konfigurationen, die bei Festlegung einer sinnvollen Ähnlichkeits-Obergrenze rund 73,4 % der untersuchten Einzelfelder zuzuordnen gestatten. Eine an anderer Stelle (KIRCHHOFER, 1976) unternommene Gruppierung dieser Klassen nach Ähnlichkeiten in den einhergehenden Wettererscheinungen (basierend auf 5 transformierten schweizerischen Stationsreihen von Temperatur, Niederschlag und Sonnenscheindauer) zeigt allerdings häufig nur insignifikante Abweichungen zwischen verschiedenen Zirkulationstypen und erhebliche Abweichungen zwischen den Gruppierungen an verschiedenen Stationen. Dies steht in Einklang mit folgender Beobachtung: bei Strömungsanordnungen mit zumindest regional starken Gradienten können bereits geringfügige räumliche Verlagerungen signifikante Abweichungssummen ergeben (etwa gerade in den Längen- oder Breitenzonen mit starken Gradienten) und der Klassifizierung nach unterschiedlichen Anordnungsstrukturen der Höhenströmung eine zusätzliche Tendenz der Typausgliederung überprägen, die einzelne Ablaufphasen ähnlich strukturierter Strömungsanordnungen (etwa intermittierende Oszillationen quasi-stationärer Zustandsformen um mittlere Gleichgewichtsbedingungen) zu trennen versucht. Diese weitgehende Nichtberücksichtigung der Erhaltungsneigung¹⁾ erklärt wohl auch einen Teil des relativ gro-

1) Bei manchen der weiter oben erwähnten Klassifikationen wie etwa dem europäischen Großwetterlagenkatalog geht die Erhaltungsneigung unmittelbar in die Definition der einzelnen Strömungstypen ein (vgl. HESS u. BREZOWSKY, 1977, S. 4)

Ben nicht-zuordenbaren Residuums (immerhin rund ein Viertel des Stichprobenumfangs) und wird sich in witterungsklimatologischen Charakterisierungen trennschärfebeeinträchtigend auswirken.

Vor grundsätzlich ähnlichen Problemen stehen Verfahrensweisen der analytischen Statistik, die gleichermaßen Datenreihen diskreter Gitternetzpunkte unmittelbar klassifikatorisch auszuwerten versuchen. Bei LUND (1963) etwa tritt an die Stelle des oben verwandten Entfernungsmaßes der Korrelationskoeffizient als Ähnlichkeitskriterium paarweise verglichener Einzelfelder, und beide finden sich als Grundlage gelegentlich angewandter Clusteranalysen (siehe BARRY and PERRY, 1973, S. 279 ff.). Nicht dem unmittelbaren Vergleich einzelner oder gruppierter Felder, sondern der Repräsentation von Varianzen ganzer Einzelfeldkollektive dienen empirische Orthogonalfunktionen, die über Bestimmungen von Eigenwerten und zugehörigen Eigenvektoren der (symmetrischen) Kovarianz- oder Korrelationsmatrix meist standardisierter Ausgangsvariablen¹⁾ berechnet werden und in ihrer Eigenschaft wechselseitiger Orthogonalität eine Darstellung vielseitig korrelierter Eingabegrößen durch eine geringere Zahl wechselseitig unkorrelierter Basisgrößen ermöglichen: ursprüngliche Einzelfelder ergeben sich nämlich als Linearkombinationen dieser linear unabhängigen Eigenvektoren, wobei Glieder ab einer empirisch bestimmbaren Ordnung als "Hintergrundrauschen" vernachlässigt werden können²⁾ und ein Satz zeitab-

1) d.h. das Matrixelement der i-ten Zeile und der k-ten Spalte ist die Kovarianz bzw. der Korrelationskoeffizient zwischen i-ter und k-ter Ausgangsvariablen (etwa einer meteorologischen Größe am i-ten und k-ten Meßpunkt eines Gitternetzes).

2) Da der Eigenwert eines derartigen Eigenvektors gleich ist der Summe aus den Quadraten seiner Faktorladungen (der Korrelationskoeffizienten zwischen betrachtetem Eigenvektor und den Ausgangsvariablen), mithin also ein Maß für den Anteil der Gesamtvarianz aller Ausgangsvariablen, der durch den betrachteten Eigenvektor erklärt wird, entspricht eine Anordnung der Reihenglieder nach abnehmen-

hängiger Koeffizienten resultiert, der auf einen entsprechenden Satz ortsabhängiger Funktionen möglichst geringen Umfangs bei möglichst hohem Erklärungsanteil der Gesamtvarianz bezogen ist. Anwendungsbeispiele derartiger faktorenanalytischer Verfahrensweisen zur Untersuchung großräumiger Strömungsfelder sind etwa der atlantisch-europäische Luftdrucklagenkatalog von HÜSTER (1980) auf der Grundlage täglicher Bodendruckanomalien zwischen 1881 und 1975, die Eigenvektor-Repräsentationen täglicher nordhemisphärischer Felder geopotentieller Höhen (500 und 1000 mb) und Schichtdicken (1000 - 500 mb) im Zeitraum 1965 - 1967 durch CRADDOCK and FLOOD (1969) bzw. CRADDOCK and FLINTOFF (1970) sowie die Komponentenfelder geopotentieller Höhenabweichungen des 500 mb - Niveaus vom Mittel einer 125-tägigen Stichprobe im nordatlantisch-westeuropäischen Bereich nach KUIPERS (1970). Praktikabilitätsbeschränkungen dieses Verfahrens ergeben sich aus den implizierten Dimensionen, wächst doch die Anzahl der Elemente von Kovarianz- bzw. Korrelationsmatrix mit dem Quadrat der Anzahl der zugrundeliegenden Gitternetzpunkte. Eine alternative Vorgehensweise zur Bestimmung empirischer Orthogonalfunktionen wurde deshalb von FECHNER (1978) gewählt, der nordhemisphärische Gitternetzpunktwerte des 500 mb - Geopotentials in kontinuierliche Kugelflächenfunktionsreihen entwickelt (die Zahl der Reihenglieder wird dabei durch vorgegebene maximale Wellenzahlen begrenzt), die Eigenvektoren der Kovarianzmatrix der Kugelflächenfunktionskoeffizienten berechnet und schließlich die gewünschten Orthogonalfunktionen als Summe der Produkte aus Eigenvektorkomponenten und Kugelflächenfunktionen erhält. Die Klassifikation derartig transformierter Einzelfelder hat nunmehr über Konfigurationseinteilungen des zeitlich variierenden Koeffizientensatzes zu erfolgen: JECKSTRÖM (1977) etwa

dem Eigenwertbetrag einer Abfolge der Eigenvektoren nach sinkender Bedeutsamkeit für die Gesamtvarianz, und Kriterien für den Reihenabbruch wie Eigenwertgröße, Varianzrepräsentanz oder Erklärungsanteil der Gesamtvarianz sind nahegelegt (vgl. BAHRENBERG und GIESE, 1975, S. 209 ff.).

hat gezeigt, daß neben dem ersten Koeffizienten, der den periodischen Jahresgang des 500 mb-Geopotentials beschreibt, der zweite Koeffizient einen numerischen Ausdruck für die Zirkulationsform (zonal oder meridional) liefert und die nachfolgenden Koeffizienten eine geographische Lokalisierung positiver bzw. negativer Geopotentialanomalien ("Rücken" bzw. "Tröge") erlauben. Orthogonalfunktionenreihen besitzen einige bestechende Eigenschaften für Strömungsfelddarstellungen wie effektive Datenreduktion bei möglichst geringem Informationsverlust, kontinuierliche Spektralform (auch auf der Kugeloberfläche) ursprünglich nur an diskreten Punkten gegebener Felder oder objektive Klassifizierungsmöglichkeit nicht vorbestimmter Typen (vgl. FECHNER, 1978, S. 72 ff.), doch sind auch einige zielsetzungsspezifische Einschränkungen zu nennen: so entsprechen die ortsabhängigen Orthogonalfunktionen selbst keinen realen Strömungskonfigurationen, sondern sind als Abstraktionen derselben wechselseitig unabhängige Tendenzen ihrer Herausbildung; diese konstituieren also im allgemeinen reale Strömungstypen nicht schon per se, sondern erst in wechselnden Linearkombinationen, also verschiedenartigen Sätzen zeitabhängiger Koeffizienten, die variierende Gewichtungen kombinierter Tendenzen ausdrücken. Bei der folglich notwendigen Gruppierung der Koeffizientensätze reproduziert sich sodann der Grundwiderspruch jeglicher Klassifikation zwischen Generalisierung und Spezifizierung in besonders einschneidender Weise: KUIPERS (1970) etwa erhält selbst bei einer nach objektiven Kriterien erfolgenden Klassifizierungsoptimierung¹⁾ für die vorgegebene Anzahl von 24 Konfigurationsklassen der ersten drei Eigenvektorkoeffizienten lediglich einen Erklärungsanteil der Gesamtvarianz von 44 %, während bei Hinzunahme weiterer Eigenvektoren (erst die ersten 11 erklären zusammen rund 90 % der Gesamtvarianz)

1) d.h. bei vorgegebener Klassenzahl und verschiedenen möglichen Unterteilungen der Koeffizientenwertebereiche wird diejenige gewählt, die den höchsten Erklärungsanteil der Gesamtvarianz besitzt.

die Anzahl der Koeffizientenkonfigurationsklassen rasch anzusteigen beginnt (selbst eine hypothetische Unterteilung der ersten 11 Koeffizienten in jeweils nur zwei (vorzeichen-spezifische) Klassen ergäbe bereits eine Gesamtzahl von $2^{11} = 2048$). Hält man also die Anzahl der Klassen in angemessenen Grenzen, muß man sich mit außerordentlich niedrigen Erklärungsanteilen zufriedengeben, versucht man, letztere zu steigern, ergeben sich unverhältnismäßige Klassenanzahlen. JECKSTRÖM (1977) beschreitet einen anderen Weg: mit Hilfe des zweiten Kugelflächenfunktionskoeffizienten selektiert er aus einer Stichprobe halbtägiger nordhemisphärischer 500 mb-Geopotentialfelder diejenigen extrem zonalen bzw. meridionalen Strömungscharaktere und gelangt zu einer räumlich differenzierenden Kennzeichnung dieser prototypischen Zirkulationsformen durch charakteristische Vorzeichenverteilungen der wichtigsten Orthogonalfunktionskoeffizienten. Zu einer umfassenden Strömungstypklassifikation müßte sich allerdings noch erweisen, ob auch die Anordnungen nicht-extremaler Zirkulationsformen eindeutig an bestimmte Koeffizientenkonstellationen gebunden sind und ob eine hinreichende Differenzierung unterschiedlicher Strömungsformen bei ähnlich angeordneten Geopotentialextrema auf die Koeffizientensätze abgebildet wird.

Abschließend sei eine Arbeit erwähnt, die theoretisch nicht aufwendig, aber methodisch fortentwickelbar erscheint: MAEDE (1965) berechnet aus jeweils 9 Gitternetzpunkten auf drei Längen- und Breitengraden für Mitteleuropa ($45 - 60^{\circ}\text{N}$, $5 - 25^{\circ}\text{E}$) und Ostatlantik ($45 - 60^{\circ}\text{N}$, $30 - 10^{\circ}\text{W}$) Richtung und Stärke des Höhenwindes im 500 mb-Niveau sowie in Form der Differenz zwischen mittlerem Geopotential der Eckpunkte und des Mittelpunktes der genannten Gebiete ein Maß für die Wirbelgröße und gelangt mit 8 unterschiedenen Windrichtungen, Gradientschwäche bei unternormaler Windstärke und 3 Wirbelgrößenklassen zu 27 objektiv festgelegten Höhenwetterlagen, die für jedes der Gebiete auf der Basis fortlaufender übergreifender Dreitagesmittel kalendarisch bestimmt werden. Da

gleiche regionale wirbelgrößenbehaftete Strömungsrichtungen auch in unterschiedlichen großräumigen Höhenströmungskonfigurationen auftreten können, empfiehlt es sich allerdings, nicht die Kennzeichnung eines fixierten begrenzten Gebietes allein zu verwenden, sondern analoge Charakterisierungen benachbarter Gebiete zusätzlich heranzuziehen. MAEDE (1965) tut dies, indem er die Höhenwetterlagen der beiden Teilgebiete Mitteleuropa und Ostatlantik zu sog. Gesamtlagen kombiniert, wobei jedoch formal eine hohe Klassenanzahl ($27^2 = 729$) entsteht und die oben genannte Mehrdeutigkeit nicht prinzipiell ausgeschlossen ist. Zur numerischen Erfassung der großräumigen Strömungsverhältnisse soll deshalb hier in modifizierter und erweiterter Weise vorgegangen werden: ein Satz von Größen, die den momentanen Zustand der Strömungsanordnung zu beschreiben vermögen, wird für eine größere Anzahl von Regionen berechnet, die in ihrer Gesamtheit das Untersuchungsgebiet vollständig überdecken. Aus diesen Variablenfeldern soll anschließend auf Lage, Größe und Beschaffenheit der Grundbestandteile atmosphärischer Strömungskonfiguration, der einzelnen Strömungselemente, rückgeschlossen werden, um schließlich deren charakteristische Anordnungsformen großräumig typisierend zusammenfassen zu können. Aus letzterem ergibt sich die Notwendigkeit, das Untersuchungsgebiet über den eigentlichen Mittelmeerraum hinaus auszudehnen, während die implizierte Großräumigkeit nahelegt, sich nicht auf bodennahe und von vielfältigen Lokalfaktoren (Topographie, Rauigkeit und Energiehaushalt von Erdoberfläche und Grenzschicht) beeinflusste Schichten zu beziehen, sondern auf ein repräsentatives Niveau (500 mb) der Höhenströmung, die als nahezu reibungsfrei angesehen werden kann und die allgemeinen Züge von Zirkulationsform und Witterungscharakter bestimmt. Weitere definitivische Festlegungen erfolgen problembezogen im Verlauf der anschließenden Darstellung konkreter Verfahrensteilschritte.

3. ANALYSE GROSSRÄUMIGER STRÖMUNGSVERHÄLTNISSE

3.1. Gitternetz-Erstellung

Als Datenmaterial dienten Gitternetzpunktfelder der geopotentiellen Höhe der 500 mb-Fläche, die vom National Center for Atmospheric Research in Boulder (Colorado, USA) zur Verfügung gestellt und für den zehnjährigen Zeitraum von September 1966 bis August 1976 an allen verfügbaren 0-Uhr-GMT-Beobachtungsterminen¹⁾ ausgewertet wurden. Das reguläre Gitternetz der Originaldaten war für die gesamte Nordhemisphäre nördlich von ca. 20° Breite auf einer polständigen stereographischen Azimutalprojektion ausgelegt und wurde mittels eines 16-Punkt-Bessel-Interpolationsverfahrens (JENNE, 1970) in ein Längen-Breiten-Gitternetz mit konstanten Gradintervallen transformiert. Die Größe dieser Intervalle bestimmt bereits weitgehend den Grad der Großräumigkeit, der als charakteristische Ausgangsgröße der Untersuchung widerstreitenden Festlegungskriterien unterliegt: lassen die angestrebte Dämpfung und Glättung untergeordneter Details und die Maßgabe möglichst effektiver Datenreduktion tendenziell größere Intervallsprünge angebracht erscheinen, wird andererseits durch die Dimensionen auch großräumig relevanter Strömungsausschnitte ein Mindestmaß an Auflösungsvermögen verlangt. Als für die Aufgabenstellung praktikable Kompromißlösung haben sich Gitternetzpunktabstände von 5° Breite in meridionaler und $7,5^{\circ}$ Länge in zonaler Richtung erwiesen. Das gesamte Netz wurde von 20° bis 70° nördlicher Breite und - nach anfänglicher

1) Insgesamt verbleiben 5 von 3653 Terminen ohne zugehöriges Feld, an 62 weiteren Terminen konnte anstelle des fehlenden 0-Uhr-GMT-Feldes das verfügbare Feld des 12-Uhr-GMT-Termins gleichen Datums verwendet werden, in 7 Fällen das 12-Uhr-GMT-Feld des unmittelbar vorangehenden Datums.

Beschränkung auf einen den erweiterten Mittelmeerraum gerade umfassenden Längenbereich zwischen 20° West und 40° Ost sowie nachfolgend sich notwendig erweisender Ausweitung in beide zonale Richtungen - von $57,5^{\circ}$ West bis $62,5^{\circ}$ Ost erstreckt und umfaßt damit 187 Schnittpunkte auf 11 Breiten- und 17 Längenkreisen. Erst diese immerhin ein Drittel des Erdumfangs ausmachende Längenerstreckung gewährleistete eine vollständige Erfassung der Strömungsverhältnisse, die den vergleichsweise kleinen mittelmeerischen Bezugsraum betreffen.

3.2. Berechnung von Feldern atmosphärischer Kenngrößen

Zur Berechnung atmosphärischer Variablenfelder wurden analog zu MAEDE (1965) jeweils 3 auf 3 benachbarten Längen- und Breitenkreisen gelegene Gitternetzpunkte zu einer quasi-rechteckigen 9-Punkt-Großregion zusammengefaßt (Abb. 1). Bezeichnen die H_i die geopotentiellen Höhen am i-ten Gitternetzpunkt und

$$\bar{H} = \frac{\sum_{i=1}^n H_i}{n} \quad \text{den Mittelwert sowie}$$

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2}{n - 1}} \quad \text{die Standardabweichung dieser Höhen für}$$

die $n=9$ Punkte einer derartigen Großregion, so lassen sich als erste Kenngrößen GPOT und GRAD ein Maß für die mittlere Höhe der 500 mb-Fläche sowie ein allgemeines Maß für deren Gefälle - unabhängig von Vorzeichen und Anordnung - und damit für die Stärke der Geopotentialgradienten in der betrachteten Großregion definieren:

$$\text{GPOT: } = \bar{H} - MW_{g,t};$$

$$\text{GRAD: } = s \cdot FG_{\phi};$$

Dabei bezeichnet $MW_{\varphi, t}$ einen von der geographischen Breite φ und vom Zeitpunkt t im Jahresablauf abhängigen Mittelwert der geopotentiellen Höhe, der für alle Monate des gesamten Untersuchungszeitraums jeweils zusammenhängender Dreimonatsperioden im Jahresablauf aus den Werten derjenigen Einzelpunkte gebildet wurde, die im Breitenstreifen zwischen φ_1 und φ_3 (siehe Abb. 1) - dies entspricht der genauen Breitenposition der Großregion - gelegen sind.

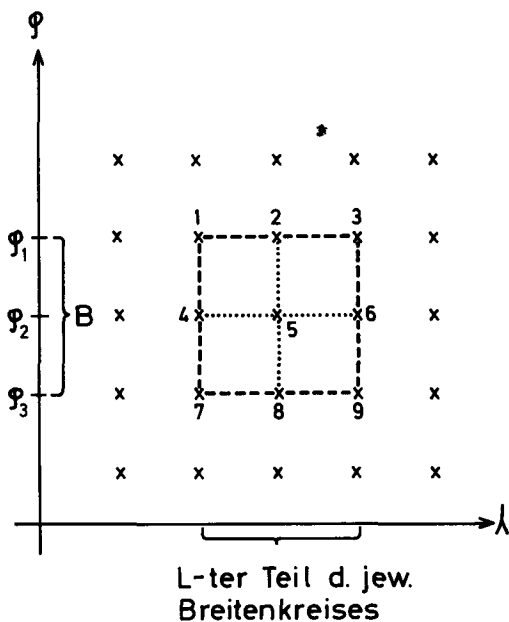


Abb. 1: Skizze einer Großregion aus 9 benachbarten Gitternetzpunkten (φ = geographische Breite; λ = geographische Länge).

Damit drückt GPOT die mittlere Höhe der 500 mb-Fläche in der Großregion als Abweichung von einem Durchschnittswert aus, der sowohl die jahreszeitliche Periodizität als auch das im Mittel aufgrund planetarisch unterschiedlichen Strahlungshaushalts bestehende hemisphärische Gefälle in der Höhenlage der 500 mb-Fläche berücksichtigt.

GRAD als Maß für die Gradientstärke hingegen erfordert einen Korrekturfaktor FG_{φ} , der den von der Position im Gradnetz abhängigen unterschiedlichen Flächeninhalt der Großregion und damit die unterschiedlichen Distanzen, über die gemessene Gradienten auftreten, in Rechnung stellen muß. Dabei kann bei der Genauigkeit, die die gewählte Großräumigkeit impliziert, der Effekt der Erdabplattung vernachlässigt, d.h. mit konstanten meridionalen Kantenlängen in allen Breitenbereichen gerechnet werden. Zu berücksichtigen bleibt der Effekt der Meridiankonvergenz, der im breitenabhängigen Korrekturfaktor FG_{φ}

$$FG_{\varphi} = \frac{B}{\sqrt{B - \left(\frac{2\pi \cdot R \cdot \cos \varphi}{L} \right)}}$$

mit R: Erdradius, B: meridionale Kantenlänge ($\varphi_1 - \varphi_3$),
L: zonale Kantenlänge in Bruchteilen des jeweiligen Breitenkreises, siehe Abb. 1

durch Inbezugsetzung von (konstanter) meridionaler Kantenlänge B und Kantenlänge desjenigen fiktiven Quadrates approximiert worden ist, das einem aus B und der mittleren zonalen Kantenlänge der Großregion gebildeten Rechteck flächengleich ist.

Kommt im Gradientenstärkemaß lediglich die Größe, nicht aber die Beschaffenheit etwaiger Isobarenflächenneigungen zum Ausdruck, so gelingt dies bei Betrachtung einiger Bewegungsgrößen, die unter vereinfachenden Annahmen geradlini-

ge Strömungen und horizontale Drehbewegungen um vertikale Achsen zu beschreiben vermögen.

Vernachlässigt man sämtliche Reibungsglieder - im 500 mb-Niveau begeht man dabei nur einen geringfügigen Fehler -, so lautet die Gleichung für die horizontale Windgeschwindigkeit V_g unter der Annahme stationärer Verhältnisse, also bei geradliniger und nichtbeschleunigter Bewegung (siehe etwa DEFANT u. DEFANT, 1958, S. 119):

$$V_g = \frac{1}{f} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \cdot \frac{1}{f}$$

mit ρ : Luftdichte, $\frac{\partial p}{\partial n}$: Druckgradient senkrecht zu den Isobaren, $f = 2 w \cdot \sin \varphi$: Coriolisparameter mit w : Winkelgeschwindigkeit der Erde, φ : geographische Breite.

Operiert man auf einer Isobarenfläche, so wird der Druckgradient $\frac{\partial p}{\partial n}$ durch den Geopotentialgradienten ΔH ersetzt, und Varianzanteile des spezifischen Volumens $\frac{1}{\rho}$ in dieser sog. geostrophischen Windapproximation rühren nur mehr von baroklinen Zustandsformen (d.h. mit echtem Schneiden isobarer und isosterer Flächen) her und können unter der vereinfachenden Annahme von Barotropie vernachlässigt werden. Da die Winkelgeschwindigkeit w der Erde als konstant betrachtet werden kann, ergibt sich damit als Maß für die zonale bzw. meridionale Komponente v_x bzw. v_y des horizontalen geostrophischen Windvektors $\vec{V} = \begin{pmatrix} v_x \\ v_y \end{pmatrix}$

$$v_x = \Delta H_{\text{merid.}} \cdot \frac{1}{\sin \varphi} ;$$

$$v_y = \Delta H_{\text{zonal}} \cdot \frac{1}{\sin \varphi} ;$$

mit den meridionalen bzw. zonalen Geopotentialgradienten (siehe Abb. 1)

$$\Delta H_{\text{merid.}} = \frac{(H_7 - H_1) + (H_8 - H_2) + (H_9 - H_3)}{3} ;$$

$$\Delta H_{\text{zonal}} = \frac{(H_1 - H_3) \cdot DG_{\varphi_1} + (H_4 - H_6) \cdot DG_{\varphi_2} + (H_7 - H_9) \cdot DG_{\varphi_3}}{3} ;$$

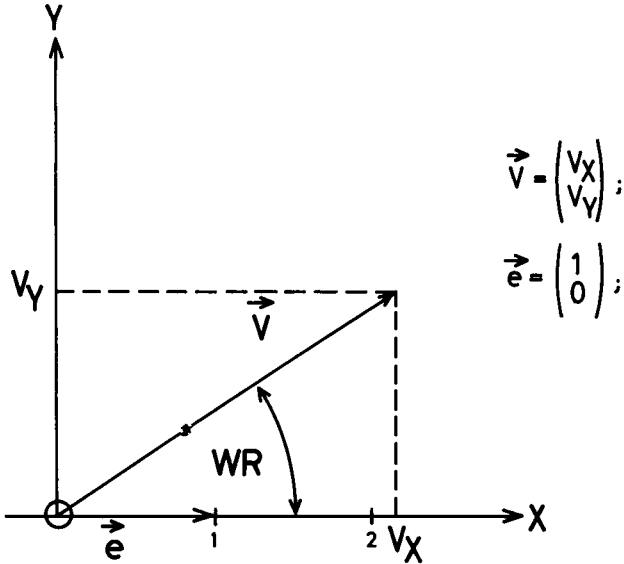


Abb. 2: Skizze zur Darstellung der geostrophischen Höhenwindrichtung (WR) als Winkelabweichung des horizontalen Windvektors \vec{v} von einer vorgegebenen Einheitsrichtung \vec{e} .

Aufgrund der Meridiankonvergenz ist bei der zonalen Gradientbildung wiederum ein breitenabhängiger Korrekturfaktor

$$DG_{\varphi} = \frac{B}{\frac{2\pi \cdot R \cdot \cos \varphi}{L}}$$

anzubringen, der die variable zonale Kantenlänge (L-ter Teil des Breitenkreisumfangs $2\pi \cdot R \cdot \cos \varphi$), über die der zonale Gradient bestimmt wird, ins Verhältnis setzt zu der (konstanten) meridionalen Kantenlänge B, über die der meridionale Gradient berechnet wird. Aus den beiden Komponenten v_x und v_y ergeben sich schließlich als Maß für die Windstärke WS der Betrag des geostrophischen Windvektors

$$\vec{v} = \begin{pmatrix} v_x \\ v_y \end{pmatrix},$$

$$WS = \sqrt{v_x^2 + v_y^2},$$

sowie die geostrophische Windrichtung WR, die man - ausgedrückt in Winkelgraden der Abweichung von einer vorgegebenen festen Richtung (hier exakte West-Ost-Richtung, repräsentiert durch den Einheitsvektor $\vec{e} = \begin{pmatrix} 1 \\ 0 \end{pmatrix}$, siehe Abb. 2) -

$$\text{wegen } \cos(WR) = \frac{V \cdot e}{|V| \cdot |e|} = \frac{v_x}{WS}$$

erhält als

$$WR: = \begin{cases} 0 & \text{für } WS = 0 ; \\ \text{Arccos } \frac{v_x}{WS} \cdot \text{sgn}(v_y) & \text{für } WS > 0 ; \end{cases}$$

$$\text{mit } \text{sgn}(v_y) = \begin{cases} 1 & \text{für } v_y \geq 0 ; \\ -1 & \text{für } v_y < 0 ; \end{cases}$$

Neben derartigen annähernd geradlinigen Strömungen senkrecht zum horizontalen Druck- bzw. Geopotentialgradienten treten in der Atmosphäre in großer Häufigkeit turbulente Strömungsformen auf, deren Partialbewegungen als Teile oder, im Falle von zellulär geschlossenen Wirbeln, als Ganzes horizontaler Drehbewegungen um vertikale Rotationsachsen aufgefaßt werden können. Zur Beschreibung derartiger Bewegungen nach Umdrehungssinn und Intensität dient die physikalische Größe der Vorticity (auch Wirbelgröße), die unter Abzug des aus der Erdrotation resultierenden Anteils in ihrer vertikalen Komponente gegeben ist durch (siehe etwa DEFANT u. DEFANT, 1958, S. 142)

$$\zeta = \frac{V}{r} - \frac{\partial V}{\partial n}$$

mit V: horizontale Windgeschwindigkeit,
r: Krümmungsradius der Stromlinie,
n: Normale zur Windrichtung.

Das erste Glied mißt den Beitrag der Krümmung (zyklonale bei Links-, antizyklonale bei Rechtsabweichung der Bewegungsrichtung von der Tangentialrichtung im Beobachtungspunkt, jeweils bei Fortschreiten in letzterer), das zweite denjenigen

der Scherung (zyklonale bei rechts-, antizyklonale bei linksseitiger Geschwindigkeitszunahme, jeweils in Bewegungsrichtung blickend). Diese Form der Wirbelgrößen-Darstellung verdeutlicht zwar in instruktiver Weise die einzelnen Wirkungskomponenten, eignet sich hingegen nur wenig für eine numerische Approximation aus Gitternetzpunktwerten. Deshalb wurde eine alternative Polarkoordinaten-Darstellung verwendet, wie sie sich etwa nach DEFANT und DEFANT (1958, S. 140 f.) einfach ableiten läßt: sind $F = \Delta x \cdot \Delta y$ ein kleines rechtwinkliges horizontales Flächenelement und v_x bzw. v_y die Geschwindigkeiten längs von x- bzw. y-Achse, so resultiert als Zirkulation C um dieses Flächenelement die Summe der Einzelprodukte aus jeweiliger Geschwindigkeit und durchlaufener Wegstrecke:

$$\begin{aligned} C &= v_x \cdot \Delta x + \left(v_y + \frac{\partial v_y}{\partial x} \cdot \Delta x \right) \cdot \Delta y - \\ &- \left(v_x + \frac{\partial v_x}{\partial y} \cdot \Delta y \right) \cdot \Delta x - v_y \cdot \Delta y = \\ &= \left(\frac{\partial v_y}{\partial x} - \frac{\partial v_x}{\partial y} \right) \cdot \Delta x \cdot \Delta y ; \end{aligned}$$

Die vertikale Komponente der relativen Wirbelgröße als Quotient dieses Zirkulationswerts und des umlaufenen Flächenelements erhält man nunmehr in Differentialquotientenform

$$\zeta = \frac{C}{F} = \frac{\partial v_y}{\partial x} - \frac{\partial v_x}{\partial y} ,$$

die sich bei Übergang zu endlichen Differenzen (vgl. BARRY and PERRY, 1973, S. 31) durch folgende Geopotentialgradienten approximieren läßt (siehe Abb. 1):

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} \approx \text{DZ} = \frac{1}{\sin \varphi} \cdot \frac{[(H_3 - H_2) - (H_2 - H_1)] \cdot \text{DG}_{\varphi_1} + [(H_6 - H_5) - (H_5 - H_4)] \cdot \text{DG}_{\varphi_2} + [(H_9 - H_8) - (H_8 - H_7)] \cdot \text{DG}_{\varphi_3}}{3} ;$$

$$\frac{\partial v_x}{\partial y} \approx \text{DM} = \frac{1}{\sin \varphi} \cdot \frac{[(H_4 - H_1) - (H_7 - H_4)] + [(H_3 - H_2) - (H_6 - H_3)] + [(H_6 - H_3) - (H_9 - H_6)]}{3} ;$$

H_i bezeichne dabei wieder die geopotentielle Höhe des 500 mb - Niveaus am i -ten Gitternetzpunkt der betrachteten Großregion und DG_i den bereits oben verwendeten breitenabhängigen Korrekturfaktor für zonale Gradientbildungen über variable zonale Kantenlängen. Als Maß für die relative Wirbelgröße WG erhält man schließlich

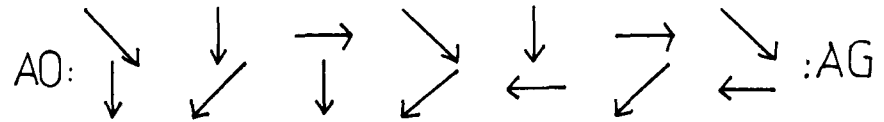
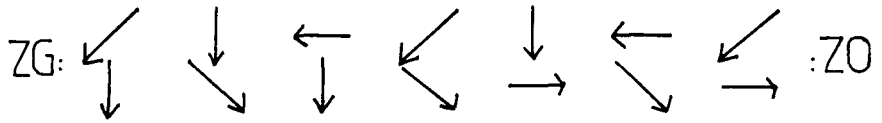
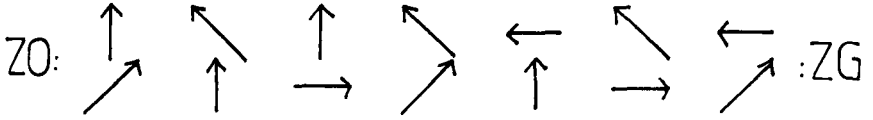
$$WG = DZ - DM.$$

Zusätzlich zu diesen jeweils für die gesamte Großregion gültigen Kenngrößen wurden Geopotentialanomalie, geostrophische Windstärke und -richtung auch für alle jeweils 4 Gitternetzpunkte umfassenden Quadranten einer jeden Großregion berechnet und zur näheren Beschreibung des großregionalen Quadrantenwindfeldes folgende Klassifizierungsschritte vorgenommen: kombiniert man jeweils zwei nicht-diagonal benachbarte Quadrantenwinde miteinander und ordnet sie derjenigen Klasse zu, die durch ein Paar von Hauptwindrichtungen repräsentiert ist, in deren Schwankungsbereich die Ausgangswinde hereinfallen, so erhält man für jeden Halbstreifen der Großregion eine Differenzierung der tatsächlichen Quadrantenwindkombinationen in $8 \cdot 8 = 64$ Klassen von Hauptwindrichtungskombinationen. Diese Zuordnung ist eindeutig und vollständig, da sich jede Windkombination unter Berücksichtigung ihrer räumlichen Anordnung eindeutig durch das Wertepaar aus mittlerer Windrichtung und Windrichtungsdifferenz festlegen läßt und die 64 Hauptwindrichtungskombinationen bei Abgrenzung ihres Schwankungsbereichs zu $\pm 22,5^\circ$ sowohl beim Mittel als auch bei der Differenz der kombinierten Windrichtungen gerade den Vollkreis und damit alle möglichen Richtungskombinationen überdecken. Im nächsten Schritt wurden diese 64 Klassen, in Abb. 3 mit den reinen Hauptwindrichtungen als Repräsentanten exemplarisch illustriert, nach folgenden Gesichtspunkten weiter gruppiert: Paare, die mit einer Minstdifferenz von 90° 1)

1) Diese wie die folgenden Winkelangaben beziehen sich jeweils auf die Differenz der Hauptwindrichtungs-Repräsentanten und fallen mit den Zentralwerten der jeweiligen Schwankungsintervalle zusammen.

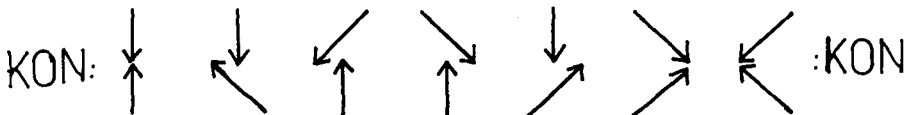
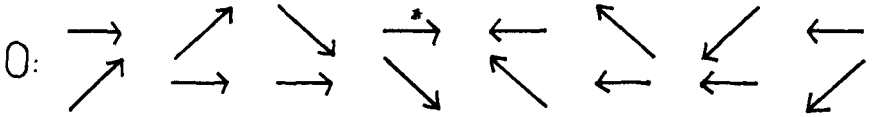
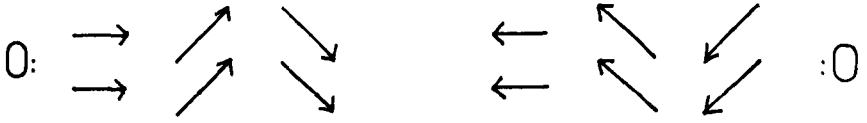
Westen

Osten



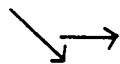
Westen

Osten



Norden

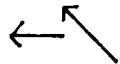
ZO:



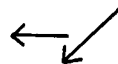
ZO:



ZG:



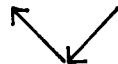
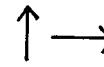
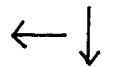
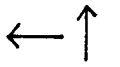
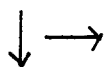
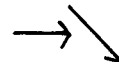
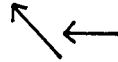
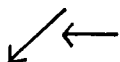
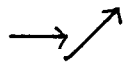
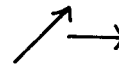
AO:



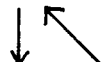
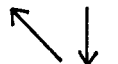
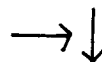
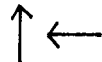
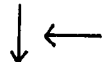
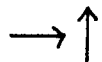
AO:



AG:



*



ZG:

ZO:

ZO:

AG:

AO:

AO:

Süden

Norden

O:

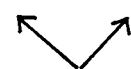
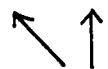
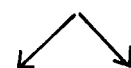
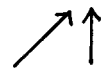
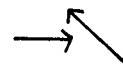
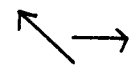
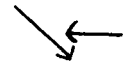
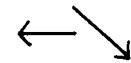
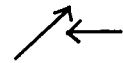
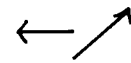
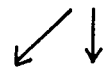
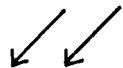
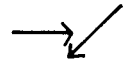
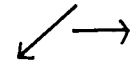
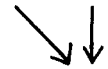
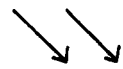
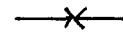
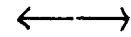
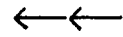
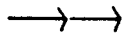
O:

ZO/AG:

ZG/AO:

DIF:

KON:



O:



ZG/AO:

ZO/AG:

DIF:

KON:

Süden

Abb. 3: Klassifikation von Quadrantenwindkombinationen (ZO: zyklonal offen; ZG: zyklonal geschlossen; AO: antizyklonal offen; AG: antizyklonal geschlossen; O: offen; DIF: Diffluenz; KON: Konfluenz), dargestellt durch Paare reiner Hauptwindrichtungen für die 4 Halbstreifenperipherien (Westen, Osten, Norden, Süden) einer orthogonalen Großregion.

aufeinanderzu- bzw. voneinanderwegströmen, konstituieren eine Konfluenz- bzw. eine Diffluenzkonfiguration; Paare, die mit einer Mindestdifferenz von 45° gekrümmte oder gegenläufige Strömungsanordnungen nachzeichnen, werden, jeweils getrennt nach zyklonalem und antizyklonalem Drehsinn, in offene bzw. abgeschlossene Konfigurationen unterschieden, die sich durch angenäherte Bogenstücke auszeichnen, die in Richtung der jeweiligen großregionalen Halbstreifenperipherie blickend (in Abb. 3 also nach der jeweils beschrifteten Himmelsrichtung) als Teile einer zum Rotationszentrum hin öffnenden bzw. einer gegen dieses abschließenden Drehbewegung aufgefaßt werden können; aus dem Restkollektiv gleichgerichteter oder höchstens bis 45° vergenter Quadrantenwindkombinationen werden schließlich noch diejenigen Paare eigenständig ausgegliedert, die im Sinne vorstehender Erläuterung als allerdings nicht-gekrümmte öffnende bzw. abschließende Teilstücke betrachtet werden können und aufgrund fehlender Krümmung als Misch-Konfigurationen festgesetzt werden müssen (im Fall des nördlichen Halbstreifens sind dies beispielsweise, wie Abb. 3 zeigt, die reinen West- bzw. Ostwindpaare als zyklonal offene / antizyklonal abgeschlossene bzw. zyklonal abgeschlossene / antizyklonal offene Konfigurationen).

Zusammenfassend wurden also für die 9-Punkt-Großregion aus Abb. 1 Approximationsgrößen der Geopotentialanomalie, der Gradientstärke, der geostrophischen Windstärke und -richtung, der relativen Wirbelgröße sowie vierseitige Quadrantenwindfeldkonfigurationen berechnet. Um nun den Gesamttraum

mit diesen Strömungsparametern zu erfassen, wurde ihre Bestimmung für Großregionen gleicher Kantentlängen (also von 10 Breiten- und 15 Längengraden) nach Verschiebung um bestimmte Intervalle in zonaler und meridionaler Richtung wiederholt. Die Festsetzung dieser Intervalle unterliegt wieder ähnlichen widerstreitenden Ansprüchen wie schon die Wahl der Regionsdimensionen selbst: möglichst kontinuierliche Darstellung einerseits und Konzentration aufs Wesentliche sowie notwendige Datenreduktion andererseits legen den gewählten Kompromiß nahe, nach Verschiebung um jeweils die halbe Kantentlänge (also um 5° Breite in meridionaler, $7,5^{\circ}$ Länge in zonaler Richtung) die Berechnung der atmosphärischen Kenngrößen für die jeweils erreichte Großregion zu wiederholen. Auf diese Weise erhält man für den durch das Gitternetz überdeckten Gesamttraum ein Feld von $9 \cdot 15 = 135$ Großregionen in 9 verschiedenen Breiten- und 15 Längengradstreifen, die sich derartig überlappen, daß insgesamt nur 160 nicht-identische Quadranten entstehen (abgesehen von der Gebietsperipherie kommt eine derartige Quadrantenregion in 4 verschiedene überlappende Großregionen zu liegen). Die Berechnung dieser atmosphärischen Variablenfelder wurde schließlich für jeden Untersuchungstermin des Gesamtzeitraums durchgeführt.

3.3. Bestimmung atmosphärischer Strömungselemente

3.3.1. Untersuchungsmethodik

Allgemeine Bedingung der atmosphärischen Zirkulation ist die durch den planetarischen Strahlungsgegensatz hervorgerufene Temperaturverteilung der Troposphäre und unteren Stratosphäre mit ihrem großräumigen meridionalen Temperaturgradienten zwischen den Bereichen tropisch-subtropischer Warmluft und polarer Kaltluft. Das resultierende hemisphärische Luftdruckgefälle gibt Anlaß zu großräumigen Austauschbewegungen, die sich unter den Bedingungen

einer rotierenden Planetenatmosphäre (Coriolis-Beschleunigung) als zirkumpolares und mit der Höhe an Intensität und Breitenerstreckung zunehmendes Westwindband anordnen. Diese relativ austauscharme Grundform atmosphärischer Bewegung wird bei Überschreiten eines kritischen meridionalen Temperaturgradienten instabil - WEISCHET (1977, S. 211) gibt für 45° Breite im 500 mb - Niveau einen Wert von $6^{\circ}\text{C}/1000\text{km}$ an -, löst sich jedoch nicht in ein zusammenhangloses Chaos auf, sondern induziert eine Anordnung der atmosphärischen Bewegungen in räumlich und zeitlich variablen Strömungselementen unterschiedlicher Form und Beschaffenheit. Diese Strömungselemente, deren Grundformen uns als wellenförmige Auslenkungen, zelluläre Wirbel und gerichtete Strömungen bekannt sind, konstituieren in ihrer Gesamtheit und in ihrer charakteristischen Ausprägung und Anordnung die großräumigen Strömungsverhältnisse des jeweiligen Bezugsraumes.

Zur angestrebten Analyse dieser Strömungsverhältnisse soll nun von deren Grundbestandteilen, den Strömungselementen, ausgegangen werden, die sich je nach Ausprägung und Beschaffenheit in den aktuellen Werten der oben berechneten atmosphärischen Variablenfelder niederschlagen. So erzeugt etwa eine zyklonale Zelle positive, eine antizyklonale Zelle negative Werte der relativen Wirbelgröße, und großräumige Wellen bringen einen Vorzeichenwechsel der Meridionalkomponente des Windes diesseits und jenseits der Potentialachse mit sich. Die Umkehrung dieses Zusammenhangs, aus aktuellen Werten der Variablenfelder auf bestimmte Strömungselemente rückzuschließen, ist allerdings in dieser einfachen Form nicht eindeutig: so erzeugen etwa nicht nur zyklonale Zellen positive relative Wirbelgröße, sondern gleichermaßen Zyklonalwellen vor allem im Krümmungsbereich maximaler Auslenkung oder geradlinige Strömungen bei entsprechend angeordneten horizontalen Windscherungen, und Vorzeichenwechsel der Windkomponenten treten bei Wellen wie bei Zellen gleichermaßen systematisch auf. Allerdings darf man erwarten,

durch Kombinationen verschiedener aktueller Wertebereiche in unterschiedlichen Variablenfeldern Zugang zu den auslösenden Strömungselementen zu finden. Dementsprechend wurde folgende Vorgehensweise entwickelt: mit den idealtypischen Verteilungen der Kennwerte bei den Elementarformen Welle, Zelle und geradlinige Strömung als Anfangsbedingung wurden für eine einjährige Teilgebiets-Stichprobe alle Strömungsausschnitte bestimmt, die in den Variablenfeldern diesem Bedingungssystem genügten. Als Referenz- und Prüfgrößen für die Verifikation oder Korrektur der Testlauf-Ergebnisse dienten die absoluten 500 mb - Topographien der Nordhemisphäre, die im Täglichen bzw. Europäischen Wetterbericht des Deutschen Wetterdienstes für jeden 0-Uhr-GMT-Termin abgedruckt sind, sowie die aktuellen Besetzungen der atmosphärischen Variablenfelder selbst. Auf dieser Grundlage konnte das Bedingungssystem in wiederholten Testläufen sukzessive dahingehend modifiziert werden, daß zunehmend größere Teile des Gesamtfeldes von wohldefinierten Strömungselementen erklärt und zunehmend atypische Erscheinungsformen der Grundelemente einbezogen wurden. Prinzipiell war dabei darauf zu achten, daß sowohl trennscharfe Abgrenzungen zwischen den verschiedenen Elementenkollektiven als auch hinreichende Kohärenz innerhalb derselben gewährleistet blieben. War dies bei Fortbestand erheblicher "Definitions-lücken" (d.h. unerklärter Teile des Gesamtfeldes) nicht mehr möglich, wurde das Residuum durch Einführung neuer konsistenter Elemente weiter zu reduzieren versucht. Das Verfahren bricht ab, wenn keine nennenswerten "Definitions-lücken" mehr vorhanden sind oder keine weiteren, mit der bisherigen Struktur kommensurablen Elemente mehr eingeführt werden können. Als Ergebnis erhält man ein System von Bedingungen, das notwendig und hinreichend für das Auftreten wohldefinierter Strömungselemente ist, die in ihrer Gesamtheit die aktuellen Besetzungen der Variablenfelder und damit die großräumigen Strömungsverhältnisse erklären.

3.3.2. Einzeldarstellung

Das Gesamtprogramm zerfällt in mehrere elementbezogene Teilprozeduren, die im folgenden substanziell¹⁾ erläutert werden sollen.

1.) Zur Abgrenzung gradientschwacher Bereiche werden diejenigen Großregionen bestimmt, deren Feldwerte sowohl im Gradientenstärke- als auch im Windstärke- als auch im Wirbelgrößenmaß unterhalb empirisch festgelegter Signifikanzgrenzen liegen, und anschließend zu zusammenhängenden Gebieten dieser Eigenschaft iterativ aneinandergegliedert; zusammenhängend bedeutet dabei eine Überlappung benachbarter Großregionspaare derartiger Gebiete von mindestens einem Quadranten.

2.) Zur Bestimmung zyklonaler und antizyklonaler Zellen werden in analoger Weise zusammenhängende Gebiete gebildet, die durch signifikante Wirbelgrößenwerte entsprechenden Vorzeichens (d.h. positiv bei Zyklonen, negativ bei Antizyklonen) in allen Gebietsregionen gekennzeichnet sind; die Schwellenwerte des Wirbelgrößenmaßes, die gleichzeitig die eindeutige Abgrenzung zur oben definierten Gradientenschwäche gewährleisten, sind für unterschiedliches Vorzeichen zu verschiedenen Absolutbeträgen festgesetzt worden: dies legt bereits die leicht zur zyklonalen Seite hin asymmetrische Häufigkeitsverteilung des Wirbelgrößenmaßes nahe und unterstreicht damit den empirischen Befund im Mittel höherer Gradientenstärken und größerer Krümmungen (kleinerer Krümmungsradien) bei zyklonalen als bei antizyklonalen Anomalien. Innerhalb derartiger Gebiete signifikanter Wirbelgröße wird nun ein innerster geschlossener Zellkern aufzufinden versucht; dies ist gerade dasjenige Teilgebiet, das folgende drei Bedingungen erfüllt:

1) Die Umsetzung in EDV-Unterprogramme bedeutet nochmals einen eigenständigen und teils aufwendigen Arbeitsschritt, dessen Darstellung jedoch von zweitrangigem Interesse ist und an dieser Stelle entfallen kann.

a) zyklonal bzw. antizyklonal abschließende Quadrantenwindpaare (siehe Abschnitt 3.2.) nach allen vier kartesischen Peripherieblickrichtungen in regulärer Anordnung¹⁾; b) minimale Flächenbedeckung; c) Einbeziehbarkeit isolierter elementfremder Strömungsbestandteile in diesem innersten System: bei vergentem und mit entgegengesetztem Vorzeichen gekrümmten Quadrantenwindpaaren ist sie erfüllt, wenn kein Aufbrechen, sondern oszillative Fortführung der Zellkernbegrenzung erfolgt²⁾, bei Windschwächen (d.h. Quadrantenwindpaaren mit wenigstens einer Unterschreitung als Signifikanzschwelle eingeführter Mindestwindstärke), wenn sie nicht gleichzeitig schon äußerste Zellbegrenzung sind. Konzentrisch nach außen angelagerte vollständige Zellenabschlüsse können, müssen aber nicht auftreten und werden als nicht-notwendige Bedingung nicht weiter betrachtet. Die Signifikanzgrenze der Großräumigkeit ist implizit durch die anfänglich festgelegten Dimensionen der Großregionen gegeben und fordert mithin innerste Zellkerne, die sich zumindest auf (10° Breite x 15° Länge) - Flächen ausbilden. Zusätzlich zur Lagebestimmung lassen sich diese Zellen durch Geopotential- und Wirbelgrößenextremum sowie mittlere Gradientstärke ihres innersten Kerns kennzeichnen (typinterne Parameter nach Teil 1.3.).

3.) Unter den geradlinigen Strömungen besitzt die Grundform zonaler West-Ost-Bewegung besondere Bedeutung und rechtfertigt eine eigene Darstellung:

In einem ersten Schritt werden die Strömungsverhältnisse in den einzelnen Breitenstreifen betrachtet; dabei werden je-

-
- 1) Regularität ist gegeben, wenn die Breiten der zonalen Abschlüsse zwischen denen der meridionalen und die Längen der meridionalen Abschlüsse zwischen denen der zonalen gelegen sind.
 - 2) bildet man aus den exzentrischen Exemplaren der innersten Quadrantenwindabschlüsse ein Polygon (, das im allgemeinen Fall also ein Octagon sein wird), läßt sich diese Fallunterscheidung anhand der Lage der Anomalie annähern: ist sie selbst Teilstück des Polygonzuges, liegt oszillative Fortführung, anderenfalls Aufbrechen vor.

weils diejenigen longitudinal abfolgenden Großregionen zusammengefaßt, die folgenden Bedingungen genügen: a) Überschreiten einer Mindestwindstärke (dies gewährleistet gleichzeitig die eindeutige Abgrenzung gegenüber der Gradientschwäche aus 1.); b) Windrichtungen, die nur in begrenztem Maß von der reinen Westrichtung abweichen (als praktikabel hat sich ein Wert von 30° erwiesen); c) im Quadrantenwindfeld sollen zyklonale, antizyklonale, vergente oder windschwache Strömungsteile senkrecht sowie vergente und gegenläufige Strömungsteile parallel zur (westlichen) Hauptströmungsrichtung ausgeschlossen sein (dies gewährleistet die Abgrenzung gegenüber den Zellen, wobei allerdings partielle Überlappungen (etwa bei Krümmungsteilen in Hauptwindrichtung) möglich sind).

Um intermediären Schwankungen keinen unverhältnismäßigen Stellenwert einzuräumen, werden noch Windrichtungsabweichungen bis 45° sowie oben genannte Quadrantenströmungsteile senkrecht zur Hauptwindrichtung zugelassen, sofern sie isoliert auftreten und beidseitig von Großregionen mit Normalbedingungen flankiert werden.

In einem zweiten Schritt erfolgt nun die Angliederung derartiger streifiger Regionskomplexe aus jeweils benachbarten Breitenbereichen zu zusammenhängenden Gebieten mit zonalisierter Strömungsform; dabei soll eine Entfernungsbeschränkung jeweils gleichseitiger longitudinaler Peripherien¹⁾ die Bestimmung noch realistischer mittlerer Lagekoordinaten gewährleisten, während die geforderte Mindestgröße von 2 Breitenstreifen mit jeweils wenigstens 5 aufeinanderfolgenden Großregionen Strömungsteile unterdrückt, die kaum eigenständiges Gewicht besitzen und meist nur als zwischenlagertes Verbindungsteil benachbarter steuernder Strömungselemente aufzutreten tendieren. Schließlich dienen mittlere Geopotentialanomalie und mittlere Gradientstärke,

1) bei den gewählten Größenordnungen empfiehlt sich eine Festlegung auf 2 Großregionen.

soweit möglich jeweils für zonale (nördlich und südlich des Streifens mit 45° mittlerer Breite) und longitudinale Teilbereiche (westlich und östlich des Streifens mit 20° W mittlerer Länge) gesondert berechnet, als typinterne Parameter gemäß Teil 1.3..

4.) Die geradlinigen Strömungen nicht-zonaler Richtung treten meist nur als Sekundärererscheinung insbesondere wellenförmiger Auslenkungen auf und werden für die 45° auseinanderliegenden Hauptrichtungen mit reduzierten Bedingungen¹⁾ vor allem aus Vollständigkeitsgründen, d.h. zur Unterscheidbarkeit von nicht erklärbaren Teilbereichen atmosphärischer Strömung ("Definitionslücken"), eigenständig herausgearbeitet.

5.) Die Untersuchung wellenförmiger Strukturen erfolgt in 3 Teilschritten: zunächst werden die zonalen Teilstücke meridionaler Auslenkungen in den einzelnen Breitenstreifen bestimmt, so dann eine maximal mögliche meridionale Angliederung derartiger Teilstücke vorgenommen und schließlich Kriterien zur effektiven Abgrenzung gegen verwandte Strukturen sowie zur weiterführenden Differenzierung untereinander entwickelt.

a) Zur Illustration des breitenstreifengebundenen Untersuchungsabschnitts halte man sich Abb. 4 vor Augen, in der eine außertropische Zyklonalwelle mit charakteristischer Geopotentialisohypsen-Konfiguration über einen Streifen longitudinal überlappender Großregionen verläuft. Ausgangspunkt der Analyse ist das vorzeichenspezifische Geopotentialextremum, das den Bereich der zentralen Horizontalachse fest-

1) Verzichtet wird angesichts des meist sekundären Charakters der fraglichen Strömungsteile auf die differenzierten Bedingungen an die Quadrantenwindfelder (siehe Punkt 3c), abgeschwächt werden die Schwellen minimaler Windstärke (wie bei den meist als primäres Bezugselement auftretenden Wellen, siehe Punkt 5a) und der Mindestgröße (auf ganzzahlig gerundete Halbierungswerte der für zonale Strömungen gültigen zonalen Mindestgröße (siehe Punkt 3)); eventuell entstehende Abgrenzungslücken zu anderen Elementen werden durch Formalausschluß zugunsten primärer Bezugselemente geschlossen.

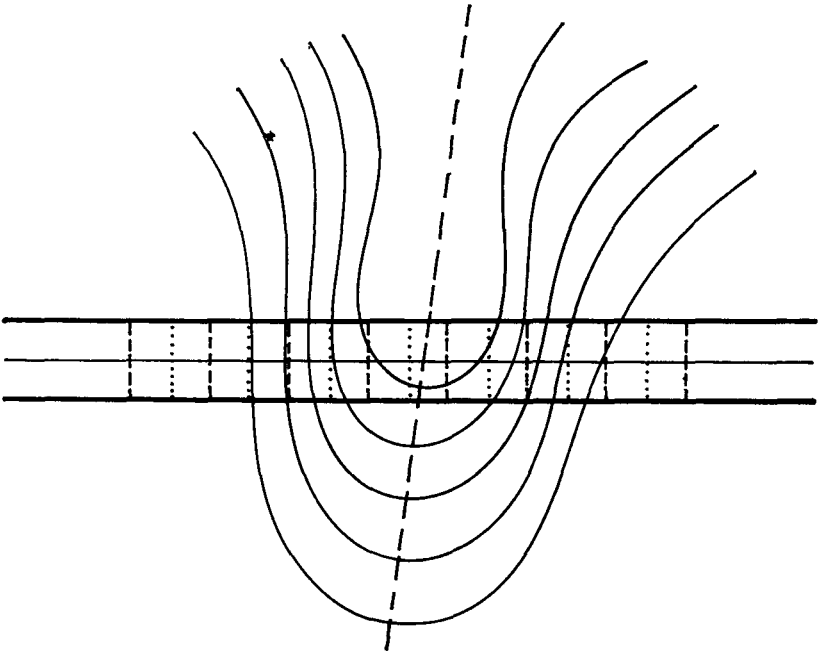


Abb. 4: Schematisierte Geopotentialisohypsen-Darstellung einer außertropischen Zyklonalwelle über einem Breitenstreifen überlappender Großregionen.

legt. Von hier aus werden die beidseitigen maximalen Peripheriebegrenzungen der Welle bestimmt, die jeweils bei der nächstgelegenen Großregion mit einer der folgenden Eigenschaften erreicht sind: Geopotentialextremum entgegengesetzten Vorzeichens gegenüber dem Ausgangspunkt; erstes Gradientstärke-Maximum nach dem Ausgangspunkt oder, im atypischen Fall kontinuierlicher Gradientstärke-Abnahme über den Schwankungsbereich der Horizontalachse hinaus, erste

signifikante Wirbelgröße entgegengesetzten Vorzeichens.¹⁾ Geopotentialextremum im Zentrum und Gradientstärkemaximum an Vorder- und Rückseite der Welle als "frontalem" Übergangsbereich zur ungestörten oder mit entgegengesetztem Vorzeichen ausgelenkten Umgebungsströmung sind selbstredende Standardverteilungen (vgl. Abb. 4), in Richtung Achse - Peripherie konstant fallende Gradientstärken können etwa im Breitenstreifen maximaler Auslenkung bei zunehmender Annäherung von Vorder- und Rückseitenströmung und folglich Zentrierung der Gradientstärkemaxima im Horizontalachsenbereich ebenfalls systematisch auftreten. Die Verteilung der Wirbelgröße ist nicht ganz so einheitlich: Extrema tendieren aufgrund maximaler Krümmungen um den Bereich der Horizontalachse herum aufzutreten, können dort aber auch - etwa im Vorfeld mit starkem Gradienten nachrückender Kaltluftstaffeln großräumiger Zyklonalwellen - in entgegengesetzt signierte Scherungsvorticity übergehen; aus dem Ursprungsgebiet meridional ausströmende Luftmassen erzeugen zunächst entgegengesetzte Krümmungsvorticity, ehe die Wirbelgröße zum Auslenkungsmaximum hin ihr Vorzeichen wechselt (so nimmt etwa antizyklonal - gekrümmt ausströmende Kaltluft auf ihrer äquatorwärtigen Bahn zyklonale Vorticity an, die nach Überschreiten ihres Maximums im Wellenspitzenbereich an der Vorderseite wetterwirksam advehiert wird); schließlich treten Vorzeichenwechsel der Wirbelgröße in zonaler Richtung auf, sowohl im Scherungsterm nach Überschreiten des Gradientstärkemaximums als auch im Krümmungsterm bei Erreichen der benachbarten entgegengesetzt signierten Wellenperipherie; letzterer Zusammenhang wurde für die longitudinale Wellenbegrenzung bei kontinuierlich fallenden Gradientstärken genutzt.

1) Dies ist ein Beispiel dafür, wie Abweichungen von idealtypischen Verteilungen (hier der Gradientstärke mit je einem Maximum an Wellenvorder- und -rückseite) durch alternative oder zusätzliche Kriterien bei Wahrung von einheitlichen Grundstrukturen zugänglich gemacht werden können.

Innerhalb dermaßen festgelegter Bereiche lassen sich nun die nach dem Vorzeichen ihrer MeridionalKomponente unterschiedenen Vorder- und Rückseitenströmungen der fraglichen Welle ermitteln. Es sind die nicht gradient- oder wind-schwachen¹⁾ zusammenhängenden Gebiete einheitlichen Vorzeichens der meridionalen Windrichtungskomponente, wobei im Sinne der Einbeziehung atypischer Erscheinungsformen auf die Forderung einer Mindestabweichung von der zonalen Grundrichtung verzichtet werden muß. Zur effektiven Abgrenzung gegenüber zonalisierten Strömungselementen ist zudem bereits eine einseitige Signifikanz der MeridionalKomponente hinreichend. Entfallen an Vorder- oder Rückseite sogar die entsprechenden Vorzeichen der meridionalen Windrichtungskomponente, werden neue Elemente einseitiger Auslenkung eingeführt (siehe Punkt 6).

Innerhalb dieser durch die Horizontalachse getrennten Wellenbereiche können jedoch auch mehrere zusammenhängende Gebiete der jeweiligen Strömungsrichtung auftreten, wobei folgende Gegebenheiten als Gebietstrennung angesehen werden: zwischengelagerte Gradient- oder Windschwächen; eingeschobene Vorzeichenwechsel der meridionalen Windrichtungskomponente; Wechsel zwischen signifikantem und insignifikantem Abweichen von der zonalen Grundrichtung; Windrichtungsdifferenzen von mehr als 30° zwischen benachbarten Überlappungsregionen; Quadrantenwindkombinationen, die in Richtung der untersuchten Wellenperipherie Windschwächen, Einzelwinde entgegengesetzten Vorzeichens zur großregionalen MeridionalKomponente oder öffnende Gegenläufigkeiten ergeben (zu ersehen aus Abb. 3); Gradientstärkedifferenzen, die entweder absolut sehr hoch sind (Verdoppelungen bzw. Halbierun-

1) Gradientenschwäche im Sinne des unter Punkt 1 definierten Elementes; als Mindestwindstärke wird wegen der im Wellenbereich auftretenden Krümmungen und der mithin gegebenen Möglichkeit von Einzelgradientkompensationen nur der halbe Wert der bei zonalen Strömungen gültigen Signifikanzschwelle verwendet; er liegt bei Umrechnung in die tatsächliche Geschwindigkeitsgröße nahe 10 km/h, ein für das 500 mb - Niveau realistischer Wert.

gen) oder die über empirisch festgelegte Grenzwerte einer einfachen Intensitätsabstufung¹⁾ hinweggreifen. Im Falle mehrerer derartig getrennter Zusammenhangsgebiete wird dasjenige als zonales Teilstück der Vorder- bzw. Rückseitenströmung ausgezeichnet, das bei möglichst signifikanten Meridional Komponenten maximale Gradientstärken besitzt.²⁾ Zur Kennzeichnung dieses Teilstücks werden seine mittlere Gradientstärke sowie seine mittlere Windrichtung wie folgt gebildet: innerhalb der beiden zonalen Quadrantenhalbstreifen lassen sich in analoger Weise Teilstücke auszeichnen³⁾, deren nun nicht mehr überlappende Einzelwinde zu einer mittleren Richtung zusammengefaßt werden können. Außerdem wird ein wellenbezogenes, breitenstreifenspezifisches Wirbelgrößenextremum gebildet, das dem Extremum im Schwankungsbereich der Horizontalachse⁴⁾ entspricht, wenn dort zumindest eines der Vorder- bzw. Rückseitenextrema liegt, und dem Mittel dieser beiden Extrema, wenn sie beide peripher gelagert sind. Diese Regelung entspricht der oben erwähnten Normalfall-Verteilung mit Achsenorientierung der Wirbelgrößenextrema.

-
- 1) Aufgrund im Mittel unterschiedlicher Gradientstärken sowohl bei Zyklonal- bzw. Antizyklonalwellen als auch an Vorder- bzw. Rückseite wurden jeweils spezifische Schwellenwerte zur Differenzierung relativ höherer bzw. niedrigerer Gradientstärke eingeführt.
 - 2) d.h. die Auswahl nach der Gradientstärke erfolgt zuerst unter den Gebieten mit signifikanter Meridional Komponente und ggf. erst dann unter denjenigen ohne eine solche.
 - 3) Im Unterschied zum großregionalen Wind, bei dem aufgrund intraregionaler Krümmungen mögliche Einzelgradientkompensationen erheblich auf die Größe des Windstärkemaßes durchschlagen können und mithin die von Vorzeichen und Anordnung unabhängige Gradientstärke als Intensitätsmaß verwendet wird, ist beim kleinräumigeren Quadrantenwind die Kompensationswahrscheinlichkeit wesentlich geringer und deshalb die Windstärke unmittelbar als Intensitätsmaß einsetzbar.
 - 4) Unter den gewählten Größenordnungen liegt eine beidseitige Abweichung vom Ausgangspunkt des Geopotentialextremums um eine Großregion nahe.

Für den Breitenstreifen maximaler Auslenkung schließlich, also den vorgeschobensten meridionalen Umkehrbereich der Begrenzungsströmungen, sind folgende Besonderheiten zu beachten: da gerade und zumindest hier vollständige Kontinuität der Wellenströmung gegeben ist, während im Zentrum der Welle zwischen den mehr oder weniger meridionalen Begrenzungsströmungen andersartige Zustandsformen (Gradient- oder Windschwächen, eingelagerte Zellen, entgegengesetzte Windrichtungs- und Wirbelgrößenvorzeichen) auftreten können, liegt es nahe, für diese Breitenperipherie der Wellen vorzeichenspezifische Abgeschlossenheit im Sinne der Quadrantenwindfeld-Klassifikation (siehe Teil 3.2.) zu fordern und der Strömungskontinuität widersprechende Zustandsformen wie Gradient- oder Windschwächen, gegenläufige oder vergente Strömungsteile auf großregionalem oder Quadranten-Niveau sowie zwischengelagerte Zusammenhangsgebiete oder Gebiets-trennungen auszuschließen. Da zusätzlich gerade und zumindest hier wellenspezifische Krümmungen vorliegen und auch die Scherungsvorticity erst jenseits des wellenbegrenzenden Gradientstärkemaximums ihr Vorzeichen wechselt, sind entsprechend signierte signifikante Wirbelgrößen¹⁾ berechtigterweise als konstituierendes Merkmal einzuführen.

b) Die meridionale Angliederung derartiger zonaler Wellenausschnitte erfolgt einmal anhand räumlicher Zusammenhangkriterien, zum anderen anhand meridionaler Verteilungstendenzen der breitenspezifisch und wellenbezogen gebildeten Kenngrößen mittlerer Windrichtung und Gradientstärke sowie extremaler Wirbelgröße.

Der räumliche Zusammenhang ergibt sich aus dem Gebietszusammenhang der Geopotentialextrema und der beidseitigen Begrenzungsströmungen (sowohl großregionaler als auch halb-streifiger Abmessung) jeweils benachbarter Breitenstrei-

1) Die Schwellenwerte müssen hier im Interesse einer größtmöglichen Erfassbarkeit niedriger als bei den allseitig geschlossenen und meist stärker gekrümmten Zellen gewählt werden und können nun auch betragsmäßig gleich sein.

fen¹⁾, die Meridionalprofile der genannten Größen werden wie folgt interpretiert: Wechsel zwischen signifikant und insignifikant von der reinen Westrichtung abweichenden mittleren Windrichtungen²⁾ ergeben an der Rückseite (also dort, wo die Strömungsauslenkung zum Durchlaufen der ersten Wellenphasen führt) Trennmarken verschiedener Wellen (nämlich "steil" bzw. "flach" einfallende Auslenkungen), während an der im Mittel inhomogeneren Vorderseite (also dort, wo die Rückführung der vorab ausgelenkten Strömung stattfindet, z.T. in einem breit auseinanderlaufenden Delta) derartige Windrichtungswechsel nicht analog systematisiert werden können; Wirbelgrößenextrema, vorzeichenspezifisch in jeweils 3 Intensitätsklassen gruppiert³⁾, vermögen etwa bei Regenerationsvorstößen nach einem scherungsbedingten Abfall im Vorfeld des vordringenden Gradientenstärkemaximums jenseits desselben auf mindestens so hohe Werte wie im Bereich maximaler Auslenkung der präexistierenden Welle anzusteigen; weiterhin können unmittelbar vor der Wellenspitze, sofern der entgegengesetzt signierte Scherungsanteil von hinreichend starken Krümmungen gleichen Vorzeichens überkompensiert wird, bereits signifikante Wirbelgrößenextrema auftreten, die im Wellenspitzenbereich selbst nur mehr im Ausmaß bzw. der Intensitätsklassen-Zugehörigkeit übertroffen werden; deshalb hat es sich als sinnvoll und praktikabel erwiesen, breitenstreifenspezifische Extrema, die einer höheren Intensitätsklasse als das Wellenspitzenextremum angehören, als konstituierendes Merkmal einer neuen eigenständigen

-
- 1) Auf der Skala der überlappenden Großregionen ist der Gebietszusammenhang wiederum bei mindestens einem gemeinsamen Quadranten benachbarter Breitenstreifen gegeben, auf der Skala der nicht überlappenden halbstreifig zusammengesetzten Quadranten bei Gemeinsamkeit von wenigstens einem dazwischenliegenden Gitternetzpunkt.
 - 2) Als Schwellenwert werden die einer Festlegung von 8 Hauptwindrichtungen mit gleichmäßigen und vollständigen Schwankungsbereichen entsprechenden Intervallgrenzen von $\pm 22,5^\circ$ verwendet.
 - 3) Als Klassengrenzen werden die im Wellenspitzenbereich verwendeten sowie die betragsmäßig größeren zellulären Signifikanzschwellen herangezogen.

gen Wellenstörung aufzufassen, soweit nur die Zusatzbedingungen für Breitenstreifen maximaler Auslenkung (siehe 5a) erfüllt sind; die meridionale Fortentwicklung der mittleren Gradientstärken schließlich zeigt gleichmäßigere Verlaufsformen: neben dem allgemeinen Ansteigen in Richtung der Hauptfrontalzone, das sich beim vorliegenden Untersuchungsgebiet im Mittel in einer generellen Süd-Nord-Zunahme äußert, sind vor allem mehr oder weniger sprunghafte Veränderungen im Zusammenhang mit Regenerationsvorstößen oder im Bereich maximaler Wellenauslenkungen bemerkenswert; dementsprechend werden aufsteigende Intensitätsklassen-Transitionen¹⁾ zwischen benachbarten Breitenstreifen als Trennmarken verschiedener Wellen gewertet, soweit kein gleichzeitiger Wirbelgrößenabfall erfolgt und die Zusatzbedingungen für Streifen maximaler Auslenkung (siehe 5a) erfüllt sind; absteigende Intensitätsklassen-Transitionen sind aufgrund des erwähnten hemisphärischen Gefälles bei Zyklonalwellen eher selten, bei Antizyklonalwellen dagegen, insbesondere wenn diese weit im Süden wurzeln, eine durchaus gängige Erscheinung und werden deshalb als negatives Zusammenhangskriterium nicht berücksichtigt; absolut hohe Einzeldifferenzen innerhalb gleicher Intensitätsklassen schließlich werden sowohl bei Wirbelgrößenextremum als auch bei mittlerer Gradientstärke²⁾ in gleicher Weise wie Intensitätsklassen-Transitionen behandelt.

Insgesamt gelingt durch die geschilderten Bedingungskombinationen einmal die meridionale Angliederung zusammengehöriger zonaler Wellenausschnitte, zum anderen die Differenzierung in Einzelexemplare, die in verschiedenen Breiten longitudinal übereinanderliegen.

-
- 1) Als Klassengrenzen werden wieder die schon in Teil 5a zur zonalen Intensitätsabstufung benutzten Grenzwerte verwendet.
 - 2) Im Fall der Wirbelgröße werden Differenzen, die betragsmäßig größer als die Summe der beiden Intensitätsklassen-Grenzwerte sind, im Fall der Gradientstärke Differenzen, die aus Mittelwerten jeweils zweier benachbarter Breitenstreifen gebildet werden und mehr als ein Drittel des größeren Mittelwerts ausmachen, als "absolut hoch" gewertet.

c) Die Abgrenzung gegenüber anderen Strömungselementen erfolgt z.T. bereits in den breitenstreifenspezifischen Untersuchungsschritten (siehe 5a), mit Ausnahme desjenigen Falles, der besonders häufig und problematisch zugleich ist: die Abgrenzung gegenüber Zellen gleichen Vorzeichens. Häufig ist dieser Fall aufgrund des oftmaligen kombinierten Auftretens beider Strömungselemente, sei es in Form von in Wellenstörungen eingelagerten Zellkernen oder in Form durch großräumige Zellen erzwungener wellenförmiger Auslenkungen, problematisch, da gerade wegen dieses kombinierten Auftretens eine vollständige Abgrenzung oft überhaupt nicht möglich ist: die peripheren Meridionalströmungen und die zentralen westlichen Strömungsteile von Welle und Zelle können ineinander übergehen und in den großräumigen Variablenfeldern ununterscheidbar werden.¹⁾ Hingegen läßt sich der charakteristische Unterschied allseitiger Geschlossenheit bei Zellen und mindestens einseitiger Offenheit bei Wellen für eine Strömungsfelddifferenzierung nutzen: treten im Überlagerungsfall großregionale Ostwinde oder dementsprechende Quadrantenwindfeld-Abschlüsse auf (dies sind im zyklonalen Fall die Abgeschlossenheiten nach Norden, im antizyklonalen diejenigen nach Süden, siehe Abb. 3), werden sie als eigenständiges Zusammenhangsgebiet von den meridionalen Begrenzungsströmungen der Welle abgeschlossen; reicht die Meridionalerstreckung der Welle über den vom Zellkern aus am weitesten entfernten Breitenstreifen derartiger Ostwinde oder Abschlüsse hinaus, wird die Zelle als der umfassenden Welle untergeordnetes sekundäres Strömungselement ausgegliedert; in allen verbleibenden Überlagerungsfällen wird der eigenständige Charakter der Begleitwelle von folgenden Kriterien abhängig gemacht (vgl. Abb. 5): Existenz einer signifikanten zonalen Windrichtungsdifferenz²⁾

1) In den absoluten Topographien der 500 mb - Fläche heben sich die Zellen durch ihre geschlossenen Isohypsen auch hier noch von Umgebungsströmungen ab.

2) dabei wird der gleiche Schwellenwert von 30° wie bei der Gebietstrennung alternativer meridionaler Begrenzungsströmungen der Welle (siehe 5a) verwendet.

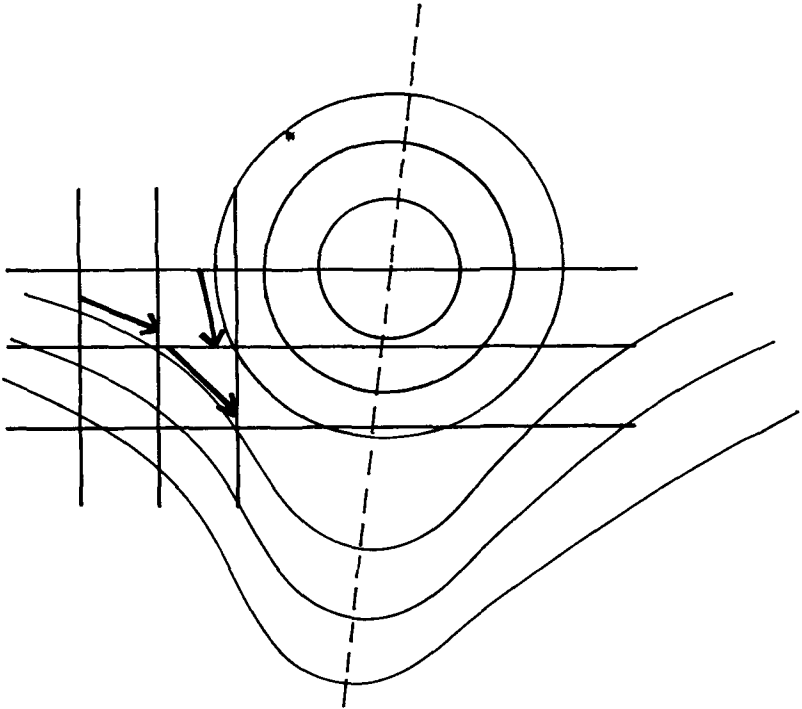


Abb. 5: Schematisierte Geopotentialisohypsen-Darstellung eines kombinierten Auftretens zellulärer und wellenförmiger Strömungselemente gleicher Horizontalachse über dem streifig angeordneten Feld geostrophischer Höhenwindrichtungen.

mit der betragsmäßig kleineren Meridional Komponente und der relativ größeren sowie absolut mindesterhöhten Gradientstärke¹⁾ am äußeren Rand im Bereich des Zellkerns und seiner zum charakteristischen Ostwind-Abschluß hin orientierten Fortsetzung (also zyklonal nach Norden, antizyklonal nach Süden)

1) es gelten die bereits vorgehend festgelegten Intensitätsklassengrenzen (siehe 5a).

oder Existenz von insignifikant gekrümmten¹⁾ Breitenstreifenabfolgen nicht rein meridionaler²⁾ mittlerer Windrichtungen im Bereich der vom Zellkern zur Wellenspitze hin orientierten Fortsetzung (also zyklonal nach Süden, antizyklonal nach Norden). Dies berücksichtigt wiederum sowohl die allseitige zelluläre Abgeschlossenheit (insbesondere an der charakteristischen Ostwind-Peripherie) und die folglich bei tatsächlicher Wellenüberlagerung zwangsläufige Konfluenz bzw. Diffluenz an Rück- bzw. Vorderseite als auch die kontinuierliche zelluläre Krümmung, die auch abseits der bezeichnenden Ostwind-Abschlüsse differenzierend in Erscheinung tritt. Als Abgrenzungsergebnis sind also 3 mit der Wirklichkeit übereinstimmende Varianten möglich: sekundäre Zellen, die einer gänzlich umfassenden Welle eingelagert und ihr vollständig untergeordnet sind; isolierte Zellen, deren anfänglich erhaltene Begleitwellen Doppelbestimmungen und damit fiktive Elemente sind; kombinierte Zellen, die ihrerseits eigenständig sind und im Verbund mit ebenfalls eigenständigen Begleitwellen auftreten. Letztere Variante ist etwa im Fall diffluenter Blockierung (vgl. METEOROLOGICAL OFFICE, 1962, S. 51) gegeben, bei welchem quasipersistente Zellen die stromaufwärts blockierte Westdrift in zwei großräumigen wellenförmigen Auslenkungen (im häufigsten Fall einer polwärtigen antizyklonalen und einer äquatorwärtigen zyklonalen) um sich herumführen.

Zur inneren Differenzierung der nunmehr vollständig bestimmten und abgegrenzten Wellenkollektive bedient man sich der Horizontalachsenneigung, des meridionalen Versatzes seitlicher Begrenzungen und des Einfallswinkels der Rückseitenströmung. In allen genannten Größen kommen gerade für eine

1) Im Meridionalprofil der Windrichtungsdifferenzen können bereits kleinere Beträge, als sie im entsprechenden Zonalprofil signifikant wären, nicht vernachlässigbare Krümmungen nachzeichnen; deshalb wird hier nur die Hälfte (15°) des analogen zonalen Schwellenwertes verwendet.

2) einschließlich des üblichen $\pm 22,5^{\circ}$ Schwankungsintervalles.

strömungstyporientierte Analyse bedeutsame zirkulationsformbedingte Strukturunterschiede einzelner Wellen zum Ausdruck: so indiziert etwa eine signifikant positive Horizontalachsenneigung¹⁾ oder ein entsprechend orientierter Versatz der inneren oder äußeren Horizontalbegrenzung der Rückseitenströmung (jeweils bei großräumig nicht streng meridional, sondern abgeflacht einfallender Auslenkung) eine Strömungsform, die zwar noch bedeutsam von der zonalisierten Grundform abweicht, jedoch keine gänzlich meridionale Umstellung der atmosphärischen Austauschbewegungen darstellt. Diese in der europäischen Großwetterlagen-Klassifikation (HESS und BREZOWSKY, 1977) als "gemischte Zirkulationsform" ausgewiesene Variante soll hier mit den für ihre repräsentierenden Elemente gültigen Bezeichnungen des antizyklonalen Keils bzw. der zyklonalen Rinne²⁾ belegt werden. Davon unterschieden sind die Elemente meridionaler oder gar überkippter (d.h. in obigem Sinn negativ geneigter) Horizontalachsen (also mit Süd-Nord- oder Südost-Nordwest-Verlauf im antizyklonalen bzw. Nord-Süd- oder Nordost-Südwest-Verlauf im zyklonalen Fall) bei gleichsinnig orientierten Rückseiten-Strömungsrichtungen, die Ausdruck meridionalisierter Zirkulationsformen sind. Sie sollen im Fall der beidseitigen Erstreckung über den (als Übergangsbereich zwischen höheren und niederen Mittelbreiten anzusehenden) Streifen von 45° mittlerer Breite hinaus als antizyklonale Rücken bzw. zyklonale Tröge, ansonsten lediglich als (nördliche bzw. mediterrane) Steilwellen bezeichnet werden. Schließlich verbleiben als Rest diejenigen Wellen, die bei meridionalen Achsen- und Rückseitenbegren-

-
- 1) Als positiv geneigt sei eine mit zunehmender Auslenkung nach Osten versetzte Achsenposition festgelegt (entsprechend nach Westen dann als negativ).
 - 2) Diese Begriffe sollen nur suggestive Bezeichnungen für die erwähnten diagonalisierten Strukturen sein und sind nicht notwendig identisch mit den gleichlautenden Begriffen aus der synoptischen Meteorologie; dort wird etwa unter einer Rinne meist ein langgestrecktes Tiefdruckgebiet fehlender oder geringfügiger Zyklonalkrümmung verstanden, das nicht notwendigerweise einen diagonalen Achsenverlauf haben muß.

zungsorientierungen nicht-meridionale und nicht-übersteilte Strömungsrichtungen an der Rückseite besitzen: sie sollen verkürzt als Flachwellen bezeichnet werden und wären einem nicht-diagonalen Übergangsstadium zwischen zonaler und meridionaler Zirkulationsform zuzuordnen, in dem entweder flach einfallende und meist kleinamplitudige Mäanderschwingungen sich dem zonalen Grundstrom überlagern oder ihn initial und tendenziell meridional umzugestalten beginnen oder in dem die Rückbildung ehemals meridionaler Wellenstrukturen noch keinen gänzlich glättenden Abschluß gefunden hat. Zirkulationsformen der beschriebenen Art lassen Bedeutsamkeit für eine Niederschlagsdifferenzierung vermuten und werden in deren Zusammenhang weiter diskutiert.

Verfahrensmäßig zu erwähnen bleibt die Approximation der Horizontalachsenneigung einzelner Wellen in den Variablenfeldern durch den zonalen Versatz der breitenstreifen-spezifischen Geopotentialextrema in meridionaler Richtung. Dabei werden die jeweiligen halbstreifigen Quadrantenextrema innerhalb der großregionalen Extrema zugrundegelegt und ein Mindestverhältnis von 1 : 3 zwischen Zonalversatz und Meridionaler Streckung (jeweils ausgedrückt in Differenzen der Längen- bzw. Breitenhalbstreifen) für signifikante Neigungen gefordert. Analog bestimmen sich die Versatzverhältnisse der inneren und äußeren zonalen Gebietsbegrenzungen eines jeden Halbstreifens der Rückseitenströmung, und diagonale Elemente resultieren, wenn zumindest eines dieser drei Verhältnisse signifikant positive Neigung auf wenigstens einem meridionalen Teilstück indiziert, das aus Großräumigkeitsgründen von dreistreifiger Mindestgröße sein und durch kein ebenso großes Teilstück nicht-positiver Neigung von der Wellenspitze separiert sein soll¹⁾. Zusätzlich werden meridional-

1) Die Notwendigkeit dieser Forderung ergibt sich aus der Möglichkeit des in einer Welle kombinierten Auftretens verschieden geneigter Teilstücke in unterschiedlichen Breitenbereichen, das mit Rücksicht auf die Bedeutsamkeit für die Zirkulationsform zugunsten des wellenspitzen-näheren Teilstücks gewichtet wird.

nale oder gar übersteilte Rückseiten-Windrichtungen im Bereich von Wellenspitze und positiv geneigtem Teilstück höchstens als isolierte Ausnahme zugelassen. Meridionale Strömungselemente ergeben sich dann unter den nicht-diagonalen, wenn die maximale Meridional Komponente unter den mittleren Windrichtungen der Rückseitenströmung betragsmäßig größer als 60° ist. Dabei bleiben die Breitenstreifen maximaler und minimaler Auslenkung unberücksichtigt, da in diesen Randbereichen der Welle innere (etwa ein- oder angelagerte Zellen gleichen Vorzeichens) oder äußere Begleitelemente (etwa diagonal benachbarte Zellen entgegengesetzten Vorzeichens) periphere Steilheiten erzwingen können, die für die Gesamtwellen nicht repräsentativ zu sein brauchen. Folglich ergibt sich auch für die meridionalen Wellen eine Mindestgröße von 3 Breitenstreifen, während das Flachwellen-Residuum insbesondere auch sämtliche kleineren Exemplare¹⁾ enthält.

Als typinterne Parameter derartig bestimmter, abgegrenzter und differenzierter Wellen lassen sich schließlich Amplitude, Neigung und mittlerer Bedeckungsgrad (mittlere Anzahl der pro Breitenstreifen überdeckten Großregionen) für die Gesamtwellen sowie mittlere extremale Geopotentialanomalie, Wirbelgrößenextremum, maximale Steilheit und mittlere Gradientstärke an Vorder- und Rückseite für die jeweils zutreffenden Teilbereiche höherer und niedriger Mittelbreiten numerisch angeben.

6.) Als Spezialfälle wellenförmiger, aber weder mittels der bislang entwickelten Kriterien noch mittels potentiell erweiterter und gleichzeitig konsistent verbleibender Bedingungskombinationen erfassbarer Strömungselemente haben sich folgende Konstellationen herauskristallisiert: Auslenkungen,

1) Lediglich einstreifige Exemplare werden aus Großräumigkeitsgründen vernachlässigt; unter den zweistreifigen können nun auch meridionale oder übersteilte mittlere Windrichtungen der Rückseite auftreten, die allerdings zwangsläufig peripher sein müssen und deshalb eine Einordnung der Welle in das Flachwellen-Residuum als vertretbar erscheinen lassen.

bei denen aufgrund der gewählten Großräumigkeitsdimensionen oder tatsächlich kontinuierlich einsinnig verlaufender Zonalprofile nicht in allen Breitenstreifen zugehörige relative Geopotentialextrema ausgebildet sind oder bei denen an einer der beiden Seiten kein einziger großregionaler Wind entsprechend signierter Meridionalkomponente mehr auftritt (also etwa kein Wind mit südlicher Komponente an der Vorderseite zyklonaler Wellen). Soweit diese einseitigen Strömungen im Bereich maximaler Auslenkung zumindest noch mit signifikanter Wirbelgröße und Abgeschlossenheit entsprechenden Vorzeichens gebietsmäßig zusammenhängen, sind sie als eigenständiges Element einseitiger Auslenkung eingeführt worden.¹⁾ Sie treten bevorzugt in großräumigen Gebieten schwacher Gradienten oder diffuser Feldverteilungen der Kenngrößen auf, aber auch im Randbereich intensiver Wellen, soweit die Ausprägung wellenförmiger Strukturen großen longitudinalen Schwankungen unterliegt (etwa bei isolierten, aber kräftigen autochthonen polaren Kaltluftausbrüchen in einer hemisphärisch durch geringe Tendenz zur Bildung großamplitudiger Schwingungen gekennzeichneten Zirkulationsphase, die auf der Rückseite des resultierenden Troges lediglich eine einseitig ausgebildete, antizyklonale Vorderseitenwelle hervorbringen kann und an der Trogvorderseite möglicherweise ein großräumig diffuses Strömungsdelta erzeugt). Die zusätzliche Einführung dieser randlichen Übergangselemente zwischen geradlinigen Strömungen und vollständig ausgebildeten Wellenstrukturen erbrachte eine Reduzierung verbleibender Definitionslücken auf 139 Fälle an 137 verschiedenen Untersuchungsterminen, das sind rund 3,8 % der Gesamttag und, bezogen auf die Anzahl sämtlicher Strömungselemente, etwa 0,4 %. Von diesen wiederum entfällt rund ein Viertel auf potentielle Elemente, die mangels hinreichender Großräumigkeit nicht mehr erfaßt werden konnten

1) Da sie zumeist in schwach-konturierten Strömungsanordnungen auftreten, kann außer dem Gebietszusammenhang auf die weiteren für Wellen entwickelten Kennwert-Kriterien meridionalen Zusammenhangs verzichtet werden.

("sub-grid scale"), während der Rest aus diffusen Strukturen in größeren Übergangsbereichen zwischen wohlgestimmten Elementen besteht. Das Bestimmungsverfahren bricht mithin an dieser Stelle ab.

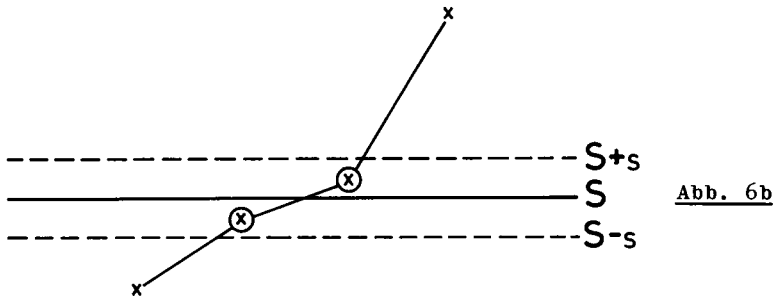
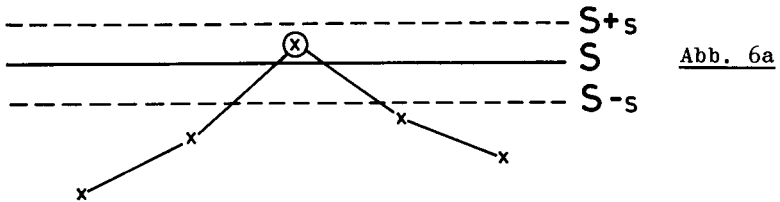
Zusammenfassend wurde also eine Prozedur erstellt, die auf der Grundlage von Feldern atmosphärischer Variablen, die ihrerseits aus punktuellen Höhenangaben der 500 mb - Fläche eines regelmäßigen Breiten-Längengrad-Gitternetzes hervorgehen, großräumige Strömungselemente zu bestimmen, gegeneinander abzugrenzen und intern zu differenzieren erlaubt. Als Ergebnis erhält man für jeden Untersuchungstermin die Gesamtheit aller im vorgegebenen Untersuchungsgebiet aktuell ausgebildeten Strömungselemente in einer Form, die Lage, Größe und Beschaffenheit numerisch zum Ausdruck bringt. Bevor eine weitergehende Auswertung dieses Zwischenergebnisses erfolgt, mögen einige seiner Grundeigenschaften erläutert sein.

3.3.3. Diskussion

1.) Eine diskontinuierliche Gitternetzpunktdarstellung kontinuierlicher atmosphärischer Größen bringt das Problem mit sich, bei ortsabhängigen Wertänderungen der Variablen potentiell entscheidende Schwellenwert-Überschreitungen nach Häufigkeit und Ausmaß nur in Abhängigkeit von der zufälligen Position der diskreten Punktwerte im jeweiligen Variablenprofil zu erhalten. Zwar sind die Variablen im vorliegenden Fall nicht in diskreten Einzelpunkten, sondern für großräumige Flächeneinheiten, die Großregionen, gegeben, doch ist auch hier das Definitionsgebiet des Gesamtfeldes kein stetiges, sondern ein aus isolierten Bezugsflächen vorgegebener Distanz (jeweils halbe Kantenlänge) zusammengesetztes. Dementsprechend stellen sich auch oben genannte Instabilitäten ein, auf die in verschiedener Weise reagiert werden kann:

entweder versucht man, durch Reduzierung der Verschiebungsintervalle den Instabilitätseffekt unter ein tragbares Niveau zu senken. Dies würde allerdings eine Ausweitung an Datenmenge, Speicherplatz und Rechenzeit bedeuten, die - zumindest bei den verfügbaren Rechnerkapazitäten - völlig unverhältnismäßig im Vergleich zur erzielbaren Instabilitätsreduktion wäre¹⁾. Alternativ könnte man versucht sein, eine Transformation der diskreten Feldwerte in eine kontinuierliche Funktionsdarstellung zu erreichen. Eine mathematisch brillante Form derartiger Feldanalyse hat z.B. FECHNER (1978) vorgeführt, indem er Gitternetzpunktwerte des 500 mb-Geopotentials in Reihen kontinuierlicher Orthogonalfunktionen entwickelt. Allerdings entstehen gleichzeitig Eigenschaften, die eine Verwendung für vorliegende Zielsetzungen nicht adäquat erscheinen lassen (vgl. Teil 2.). Somit hat man sich mit einem einfachen 3- bzw. 4-Punkte-Glättungsverfahren beholfen, das zwar die angesprochenen Instabilitäten nicht zu beseitigen, jedoch ihre einzelfallabhängigen Auswirkungen in der Analyse der Strömungselemente hinreichend auszugleichen vermag: isolierte Schwellenwert-Überschreitungen werden demnach, sofern sie nicht über einen festzulegenden Schwankungsbereich²⁾ hinausgehen, noch dem diesseitigen Verlaufsgebiet zugeordnet (Abb. 6a); bei einsinnigen Schwellenwert-Überschreitungen (Abb. 6b) bleiben formal separierte Wertepaare großer Ähnlichkeit³⁾ gleichseitig zusammengefaßt, während die Trennwirkung der Schwelle auf benachbarte Wertepaare nicht-großer Ähnlichkeit verlagert wird. Dieses Verfahren kommt überall dort zur Anwendung, wo zonale oder meridionale Variablenprofile im Auftretsbereich der Strömungselemen-

-
- 1) Schon allein die Anzahl der Großregionen, die dem Umfang der einzelnen Felder gleich ist, würde bei Reduktion des Verschiebungsintervalls von der Hälfte zu einem Viertel der Kantenlänge etwa eine Vergrößerung um den Faktor 3,6 erfahren.
 - 2) Ein Intervall von $\pm 5\%$ des Absolutbetrages des Schwellenwertes hat sich als angemessen erwiesen.
 - 3) d.h. mit einem Differenzbetrag, der höchstens gleich dem Umfang des Schwellenwert-Schwankungsbereichs ist.



- Abb. 6: a) Profil einer diskreten Punktwerte-Verteilung mit isolierter insignifikanter Schwellenwert-Überschreitung (oben);
b) Profil einer diskreten Punktwerte-Verteilung mit insignifikantem Differenzbetrag des Schwellenwert-separierten Wertepaares (unten);
 S = Schwellenwert; s = Schwankungsgröße.

te untersucht werden, nicht jedoch außerhalb oder unabhängig von einem derartigen Zusammenhang, da dann keine eindeutige Richtung des Fortschreitens festgelegt werden kann.

2.) Da das Verfahren zur Bestimmung der Strömungselemente auf der Grundlage einer räumlich-zeitlichen Stichprobe der Feldwerte-Verteilungen entwickelt wurde, können in der geschilderten Methode, sukzessive immer vielgestaltigere Abweichungsvarianten der idealtypischen Ausgangsformen einzubeziehen, notwendigerweise nur solche Modifikationen berücksichtigen,

sichtigt werden, die in der Stichprobe auch tatsächlich auftreten. Grundsätzlich ungeklärt bleibt dabei die Frage, ob weitere wesentliche Varianten existieren, die in der Stichprobe nicht vertreten sind und eine gewichtige Korrektur des Bestimmungsverfahrens erfordern könnten. Allerdings gewährleistet der Großräumigkeitscharakter der Untersuchung (der sich damit auch intentional-methodisch noch einmal legitimiert), daß gerade nicht die zahlreichen untergeordneten Modifikationen, deren Gesamtheit natürlich in keiner Stichprobe enthalten sein kann, sondern vielmehr die allgemeinen Tendenzen der Feldwerte-Verteilungen und Strömungselement-Konturierungen Grundlage und Substanz des Verfahrens bilden und als fortwährende Bestimmungsgrößen der großräumigen Strömungsverhältnisse auch unabhängig von modifizierten Einzelausprägungen sowohl in rezenten Stichproben aufgespürt als auch für alternative Klimaabschnitte unterstellt werden können, soweit nur die allgemeinen Randbedingungen der Zirkulation wie planetarischer Strahlungsgegensatz, Erdrotation und Beschaffenheit der unteren Grenzfläche (großräumige Land-See-Verteilung, Gebirgszüge, Kryogenität) erhalten bleiben. Diese Überlegung bildet zugleich die Grundlage aktualistischer Betrachtung quartärer Klimaverhältnisse (vgl. Teil 1.3.).

3.) Das Verfahren weist einen nicht von vorneherein vernachlässigbaren Restbestand an subjektiven Ermessensspielräumen auf. Dies trifft schon auf die Festlegung der Regionsdimensionen und Verschiebungsintervalle zu, ist doch implizit damit eine untere Grenze der Großräumigkeit für die analysierten Strömungselemente gegeben und explizit das Ausmaß oben genannter Instabilitäten davon abhängig. Am offensichtlichsten erscheint es jedoch bei der Festsetzung der zahlreich verwendeten Schwellenwerte, die gerade als Trennmarken substantielle Konsequenzen haben können. Zwei Beispiele mögen hingegen illustrieren, daß für die Wahl der Schwellenwerte jeweils nur eingegrenzte Bereiche in Frage kommen, sollen Stabilität und Vollständigkeit des Gesamtverfahrens erhal-

ten bleiben:

a) Wählt man zur Bestimmung zonalisierter Strömungsteile als Höchstgrenze der zulässigen Abweichung von der reinen Westrichtung nicht, wie geschehen, einen Wert von 30° , sondern den zunächst naheliegenden, der Schwankungsbreite einer gleichmäßigen und vollständigen Aufteilung in 8 Hauptrichtungen entsprechenden Wert von $22,5^{\circ}$, so ergeben sich für eine räumlich-zeitliche Stichprobe folgende bedeutsamen Resultate: nahezu zwei Drittel aller Einzelexemplare erfahren Veränderungen an Größe und Beschaffenheit, wiederum zwei Drittel davon (ca. 44 % der Gesamtfälle) entfallen vollständig (d.h. geraten unter die Schwelle der Großräumigkeit), und rund 60 % hiervon (das sind immer noch über ein Viertel der Gesamtfälle) verbleiben ohne Ersatz (etwa durch Formvarianten flachwelliger Strukturen) und vergrößern das Residuum nicht-erklärbarer Teilbereiche. Da umgekehrt die mit 30° als Schwankungsbreite neu hinzukommenden Fälle mit der zu fordernden Grundeigenschaft zonalisierter Strömungsanordnung ebenfalls noch zu vereinbaren sind, ergibt sich zwangsläufig eine Schwellenwertwahl in großer Nähe der 30° -Marke.

b) Legt man bei der Erstellung der potentiell zellulären Zusammenhangsgebiete signifikanter Wirbelgröße nennenswert höhere Grenzwerte fest (etwa um ein Drittel vergrößerte), entfallen in einer räumlich-zeitlichen Stichprobe je nach Vorzeichen zwischen 10 und 18 Prozent der Einzelexemplare, wovon rund drei Viertel in den absoluten 500 mb-Topographien noch in geschlossenen Isohypsen ausgebildet sind. Verwendet man umgekehrt die bei den im Mittel schwächer gekrümmten Wellen benutzten niedrigeren Grenzwerte, vergrößert sich die Anzahl der Gesamtfälle je nach Vorzeichen lediglich um 0,6 bis 2,7 Prozent, zudem mit Exemplaren, die in keinem einzigen Fall geschlossene 500 mb- Isohypsen besitzen; andererseits entfallen sogar bis zu 3,5 % der ursprünglichen Exemplare, da durch die adjungierten Bereiche schwächerer Wirbelgröße und Krümmungs-Kohäsion nicht einbeziehbarer Zellkernveränderungen auftreten können. Wiederum ist die Schwellenwertwahl in Nähe der tatsächlich verwendeten Marke nicht willkürliche Setzung, sondern optimierungsbedingtes Erfordernis.

Ähnlich ergeben sich in den sonstigen Anwendungsfällen numerischer Schwellenwerte relativ eng begrenzte Bereiche ihrer sachgemäßen Festsetzung. Innerhalb dieser Bereiche resultieren signifikante Ergebnisveränderungen meist nur, wenn sie mit Häufigkeitsspitzen der Verteilungskurve zusammenfallen; dies ist gleichzeitig wenig wahrscheinlich, da derartig inadäquat positionierte Trennmarken verfahrensintern korrigiert werden können.

Sind also schon die subjektiven Ermessensspielräume der Verfahrensentwicklung in Wirklichkeit geringer als anfänglich zu vermuten, so kann das einmal fertiggestellte Verfahren in dem Sinn als objektiv und reproduzierbar bezeichnet werden, als es unter Ausschluß einzelfallbedingter Subjektivität eine einheitliche Bearbeitung beliebiger Kollektive gewährleistet.

4.) Bezugsraum solcher Kollektive kann prinzipiell jedes größere außertropische Gebiet einschließlich zirkumpolarer Erstreckung sein, lediglich Abmessungsveränderungen bei Großregion und Verschiebungsintervall würden eine Modifikation mancher Schwellenwerte erforderlich machen. Insofern verfügt man nicht über ein bloßes zielsetzungsgebundenes, sondern vielmehr ein allgemeines, zielsetzungsspezifisch funktionalisierbares Verfahren der Zirkulationsanalyse. Gemäß der verfügbaren, zugrundegelegten Datenbasis der geopotentiellen 500 mb-Höhen erfolgt die typinterne Kennzeichnung der Strömungselemente ausschließlich durch strömungsbezogene Parameter (vgl. Teil 3.3.2.), jedoch können aus potentiell erweiterten Datenbasen zu bestimmende Zusatzgrößen (etwa Temperatur- oder Feuchtigkeitsmaße) durch unmittelbaren Bezug auf die erstellten räumlichen Zusammenhangsgebiete direkt adjungiert werden.

5.) Einige strukturelle Besonderheiten von Prozedur und Ergebnis sollen eigens erwähnt sein:

a) bei größeren Strömungselementen, die am Rand des Definitionsgebietes auftreten, ohne ihm vollständig anzugehören,

können fiktive oder unrealistische Teilelemente oder vermeintliche Definitionslücken entstehen; deshalb sollte schon aus formalen Gründen das Definitionsgebiet erheblich über das eigentlich interessierende Untersuchungsgebiet hinausgehen (inhaltlich ist dies wegen großräumiger Strömungszusammenhänge erst recht erforderlich: insbesondere die in der allgemeinen Westdrift stromaufwärts gelegenen Elemente tragen entscheidend zur Konstituierung und Differenzierung einzelner Strömungstypen bei, aber auch in stromabwärtiger Richtung sind Bereichserweiterungen nicht zu vermeiden, wurzeln doch etwa bis ins zentrale Mittelmeer reichende Kaltlufttröge gelegentlich in so weit ostwärts verschobenen Regionen wie Nordwest-Sibirien). Longitudinale Randwertprobleme ließen sich durch eine geschlossene zirkumpolare Erstreckung des Definitionsgebietes umgehen, doch wurde hierauf im Interesse eines angemessenen Datenumfanges verzichtet und in einem Bereich gearbeitet, der mit einem Drittel des Erdumfangs die wesentlichen Momente der Strömungsanordnung noch unbeeinflusst von peripheren Verzerrungen darzustellen gestattet.

b) Aufgrund lediglich orthogonaler Fortbewegungsrichtungen in den iterativen Angliederungsschritten und der methodisch naheliegenden Separierung in quasi-symmetrische Wellen mit Vorder- und Rückseite wechselnden Vorzeichens der Meridional Komponente und asymmetrische einseitige Auslenkungen können bei stark geneigten Horizontalachsen oder bei achsenasymmetrischer Breitenerstreckung verkürzte Wellenamplituden und einseitig gekappte Begrenzungsströmungen resultieren, die die tatsächliche Strömungskontinuität nicht vollständig wiederzugeben vermögen. Ein Versuch, diese partielle Ungenauigkeit durch Transformation des Koordinatensystems und achsenasymmetrisch erstreckte zweiseitige Elemente aufzufangen, mußte wegen der unverhältnismäßig großen Instabilitätsinduktion aufgegeben werden.

c) Im Unterschied zu Stromliniendarstellungen läßt eine derartige numerische Ausdrucksform der Strömungsverhältnisse an diskreten Bezugsflächen prinzipiell keine eindeutige Zuord-

nung von Bewegungsrichtungen eines vorgegebenen Ausgangsbereichs und seiner möglichen Vorlaufbereiche zu. Um dennoch die intendierte Adjunktion zusammengehöriger Teilströmungen zu erreichen, müssen die Verteilungen weiterer Kenngrößen wie Gradientstärke und Wirbelgröße (vgl. Teil 3.3.2.) herangezogen werden. Dies kann wiederum prinzipiell nur eine Approximation sein, da in die Verteilung der Zusatzgrößen auch weitere Tendenzen der Strömungsanordnung eingehen, die nicht unmittelbar von der gerade analysierten Teilkonfiguration herzurühren brauchen (z.B. können antizyklonale Wirbelgrößen im Zusammenhangebiet von Zyklonalwellen Anteile sowohl meridionaler Scherung als auch zonaler Krümmung enthalten und in einer bestimmten Adjunktionsrichtung Wirkungen erzeugen, die partiell aus der Orthogonalen bedingt werden).

6.) Ungenauigkeiten in der Analyse gehen also auf die Großräumigkeitsdimension, die diskontinuierliche Gitternetzdarstellung und die im vorherigen Punkt erläuterten Strukturbesonderheiten zurück. Im Unterschied zu den hierin genaueren absoluten 500 mb-Topographien erhält man allerdings eine numerische Ausdrucksform der großräumigen Strömungsverhältnisse, die einmal eine objektivierte Strömungstyp-Klassifikation ermöglicht und zum anderen die einzelnen Elemente durch zusätzliche numerische Kenngrößen (typinterne Parameter) zu charakterisieren gestattet. Entwicklungen geopotentieller Felder in Reihen von Orthogonalfunktionen (FECHNER, 1978) bedeuten zwar eine kontinuierliche Spektraldarstellung, die allerdings einzelne Strömungselemente, von JECKSTRÖM (1977) anhand von Reihengliedkoeffizienten für prototypische Zirkulationsformen in ihrer geographischen Lage beschrieben, nicht individuell zu kennzeichnen und zu differenzieren erlaubt. Ebenso sind faktorenanalytisch bestimmte Hauptkomponenten (etwa CRADDOCK and FLOOD, 1969) in der Regel gerade keine realen, konkreten Strömungssituationen, sondern von diesen abstrahierte, verallgemeinerte und wechselseitig unabhängige Tendenzen der Strömungsfeld-Konturierung, die in zeitlich variablen Linearkombinationen die

jeweiligen Strömungsverhältnisse ausdrücken. Zur angestrebten Niederschlagsdifferenzierung erweist sich hingegen gerade die konkrete numerische Einzeldarstellung von Strömungselementen als vorteilhaft, sowohl bei Strömungstyp-Gruppierungen als auch bei typinternen Differenzierungen.

3.3.4. Häufigkeitsverteilung der Strömungselemente im Untersuchungszeitraum

Eine einfache Häufigkeitsauszählung der analysierten Strömungselemente im weiteren Mittelmeerbereich¹⁾ soll einen ungefähren Einblick in die Verteilung dieser Grundbestandteile atmosphärischer Strömungsanordnung während des zehnjährigen Untersuchungszeitraums geben und gleichzeitig über einen Vergleich mit bekannten klimatologischen Gegebenheiten indirekte Hinweise auf den Realitätsgrad der Untersuchungsergebnisse veranschaulichen. Dabei wurde eine dreifache Differenzierung zugrundegelegt: nach den meteorologischen Jahreszeiten²⁾, nach 3 verschiedenen Längenbereichen³⁾ und nach der Breitenlage.⁴⁾ Wie Tab. 2 zeigt, treten einige Elemente in allen Teilbereichen relativ selten auf: neben den vorwiegend als Sekundärererscheinung steuernder Elemente ausgebildeten nicht-zonalen geradlinigen Strömungen und den deformierten Wellen einseitiger Auslenkung bemerkenswerterweise

- 1) Als synoptisch-klimatologisch motiviert mag die Längenbegrenzung des südlich von 45° N gelegenen Untersuchungsbereichs bei 20° W und 40° E gelten.
- 2) Bekanntermaßen nimmt die Bedeutsamkeit dieser primär thermisch charakterisierten Jahreszeiten der höheren Mittelbreiten mit abnehmender Breite ab, während gleichzeitig hygrische Differenzierungen an Bedeutsamkeit gewinnen; die Zugrundelegung der herkömmlichen Jahreszeiten scheint jedoch aufgrund großräumiger Strömungsumstellungen gerechtfertigt, die sie im Mittel begleiten und sich übergreifend durchsetzen.
- 3) Die Meridiane 0° und 20° E erzeugen nicht nur gleichgroße Längenausschnitte, sondern bilden auch geographisch realistische Longitudinalschwelle einer Unterteilung in Zentralbereich und zonale Anschlußbereiche.
- 4) Die südlich von 30° N wirksamen Elemente werden eigens aufgeführt; im Fall der Tröge etwa umfassen sie also diejenigen mit besonders großer Amplitude.

Strömungs- element	Herbst	Winter	Frühjahr	Sommer	Gesamt
Trog	7.8	5.3	9.4	4.6	6.7
	2.7	3.2	5.2	0.3	2.8
	6.2	7.5	8.3	2.8	6.2
	1.2	2.7	2.3	0.1	1.6
	7.8	10.8	8.4	6.7	8.4
	2.3	4.6	4.3	1.1	3.0
Rinne	1.3	0.6	1.8	0.9	1.2
	0.4	0.2	0.4	0.0	0.3
	1.5	1.9	2.0	0.9	1.6
	0.2	0.7	0.3	0.0	0.3
	1.3	3.3	2.1	1.7	2.1
	0.1	0.9	0.4	0.0	0.4
übergreifende Zyklonal- flachwelle	1.9	1.2	2.1	2.5	1.9
	0.3	0.4	0.9	0.0	0.4
	1.6	1.6	1.6	0.8	1.4
	0.1	0.1	0.3	0.0	0.1
	1.6	1.0	1.7	2.8	1.8
	0.1	0.5	0.1	0.0	0.2
mediterrane zyklonale	4.4	2.8	6.6	3.8	4.4
	3.9	2.7	5.6	2.4	3.6
	3.2	5.6	3.6	0.7	3.3
Steilwelle	2.6	4.9	3.2	0.4	2.8
	6.4	5.0	2.8	4.6	4.7
	5.4	4.2	2.5	1.6	3.4
mediterrane Rinne	0.3	0.2	0.6	0.3	0.4
	0.2	0.1	0.5	0.3	0.3
	0.2	0.3	0.5	0.0	0.3
	0.1	0.3	0.5	0.0	0.2
	0.4	1.0	1.1	0.5	0.8
	0.2	0.8	0.8	0.3	0.5

Strömungs- element	Herbst	Winter	Frühjahr	Sommer	Gesamt
mediterrane	12.1	10.1	17.2	11.6	12.7
zyklonale	8.4	6.8	13.2	4.9	8.3
Flachwelle	5.9	7.0	6.0	2.3	5.3
	3.9	4.5	2.9	0.6	3.0
	16.8	11.0	14.2	16.8	14.7
	10.1	7.2	9.4	3.5	7.5
zyklonaler Rückseiten- Wellenteil ¹⁾	1.6	6.0	2.5	1.0	2.8
	0.9	4.6	1.7	0.1	1.8
	2.6	4.8	1.2	4.6	3.3
	1.1	2.5	0.1	2.8	1.6
	1.0	4.0	1.8	2.5	2.3
	0.2	0.3	0.4	0.8	0.5
zyklonaler Vorderseiten- Wellenteil	1.4	0.5	0.1	1.1	0.8
	0.3	0.3	0.1	0.8	0.4
	0.8	0.2	0.6	0.0	0.4
	0.3	0.1	0.0	0.0	0.1
	2.0	0.7	1.1	0.8	1.1
	1.0	0.0	0.0	0.1	0.3
zyklonale Zelle ²⁾	18.9	16.3	17.0	11.3	15.9
	6.7	9.1	3.4	1.6	5.2
	8.2	13.3	9.8	4.4	8.9
	1.3	1.6	1.1	0.2	1.1
	9.3	8.0	14.1	7.0	9.6
	1.0	0.4	1.2	0.1	0.7

- 1) Da bei dieser wie bei allen anderen Formen einseitiger Auslenkung die breitenbereichsübergreifenden Exemplare äußerst geringe Auftretshäufigkeiten besitzen, wurden sie vereinfachend mit den rein mediterranen zusammengefaßt.
- 2) Ausgenommen sind die sekundären Zellen (vgl. Teil 3.3.2.), die im gesamten Mittelmeerraum 12 % aller im Untersuchungszeitraum auftretenden Zellen ausmachen.

Strömungs- element	Herbst	Winter	Frühjahr	Sommer	Gesamt
Rücken	6.2	8.5	7.8	4.6	6.8
	2.8	2.8	2.4	1.5	2.4
	5.4	3.9	4.3	4.0	4.4
	2.7	1.5	2.6	1.1	2.0
Keil	2.6	3.0	3.4	1.3	2.6
	0.6	1.0	0.8	0.2	0.6
	3.5	7.9	2.9	4.1	4.6
	0.8	3.2	1.5	0.4	1.5
übergreifende Antizyklonal- flachwelle	3.4	1.4	3.1	3.6	2.9
	1.5	0.5	1.1	0.9	1.0
	1.8	1.2	1.8	0.1	1.2
	0.5	0.4	0.6	0.0	0.4
übergreifende Antizyklonal- flachwelle	1.8	3.2	1.4	3.5	2.5
	0.6	0.8	0.2	0.1	0.4
	1.8	1.1	0.8	1.6	1.3
	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3
mediterrane antizyklonale Steilwelle	0.7	0.9	0.9	0.3	0.7
	0.2	0.2	0.5	0.0	0.2
	2.1	0.5	1.3	2.1	1.5
	1.9	0.5	1.2	1.7	1.3
mediterrane antizyklonale Steilwelle	2.0	1.7	1.9	1.0	1.7
	1.8	1.6	1.7	0.9	1.5
	1.0	1.3	1.1	0.4	0.9
	0.9	0.8	0.9	0.4	0.7
mediterraner Keil	0.8	1.2	1.0	0.5	0.9
	0.6	0.8	0.9	0.5	0.7
	1.8	1.0	2.1	2.2	1.8
	1.5	0.9	2.0	1.3	1.4
mediterraner Keil	1.2	1.3	1.2	0.2	1.0
	1.1	1.2	1.2	0.2	0.9

Strömungs- element	Herbst	Winter	Frühjahr	Sommer	Gesamt
mediterrane	14.1	12.1	9.6	8.9	11.2
antizyklonale	11.4	9.4	6.6	4.8	8.0
Flachwelle	17.3	9.1	14.9	15.3	14.2
	15.6	7.7	12.6	10.8	11.7
	9.4	9.9	9.6	4.9	8.5
	6.8	6.5	7.1	3.4	6.0
antizyklona- ler Rücksei- ten-Wellen- teil	1.2	0.2	0.2	1.5	0.8
	0.8	0.0	0.0	1.3	0.5
	1.4	0.7	1.1	0.3	0.9
	0.5	0.0	0.0	0.2	0.2
	4.8	1.7	1.9	2.7	2.8
	3.1	0.4	0.4	1.4	1.3
antizyklona- ler Vorder- seiten- Wellenteil	1.4	3.9	1.4	1.2	2.0
	0.8	3.4	0.8	0.4	1.4
	3.0	3.4	1.9	5.3	3.4
	2.0	2.5	1.3	4.1	2.5
	1.3	2.0	0.4	3.0	1.7
	0.3	0.3	0.1	2.5	0.8
antizyklonale Zelle ¹⁾	11.9	9.8	3.8	29.6	13.8
	6.0	1.0	0.8	26.8	8.7
	12.4	1.1	1.4	34.2	12.3
	9.7	0.1	1.2	31.8	10.7
	2.8	0.2	0.3	10.1	3.4
	2.8	0.2	0.2	9.9	3.3
zonalisierte Strömungsform	23.5	29.8	37.8	21.1	28.0
	15.4	22.3	30.6	7.9	19.0
	38.3	46.8	53.7	28.5	41.8
	26.6	40.0	45.1	10.9	30.6
	37.8	45.7	51.9	24.4	39.9
	27.2	41.7	45.5	9.6	30.9

1) Ausgenommen sind die sekundären Zellen (vgl. Teil 3.3.2.), die im gesamten Mittelmeerraum 4 % aller im Untersuchungszeitraum auftretenden Zellen ausmachen.

Strömungs- element	Herbst	Winter	Frühjahr	Sommer	Gesamt
sonstige	0.5	0.2	0.0	0.3	0.3
geradlinige	0.4	0.2	0.0	0.1	0.2
Strömungen	0.7	0.4	0.0	1.1	0.6
	0.1	0.2	0.0	0.8	0.3
	0.9	1.0	0.3	1.2	0.9
	0.1	0.3	0.0	0.7	0.3
Gradient- schwäche	36.6	26.6	19.4	47.6	32.6
	27.9	18.1	11.6	39.9	24.4
	38.3	16.5	14.3	52.2	30.4
	24.2	6.8	5.3	45.7	20.5
	36.5	10.3	12.7	65.3	31.3
	23.0	1.6	2.7	55.6	20.8
"Defini- tions- lücken"	0.2	0.1	0.1	0.4	0.2
	0.1	0.1	0.0	0.3	0.1
	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2
	0.0	0.1	0.0	0.2	0.1
	0.4	0.5	0.9	0.3	0.5
	0.2	0.0	0.0	0.2	0.1

Tab. 2: Prozentuale Häufigkeiten der Strömungselemente im Bereich von 45° bis 20° N und 20° W bis 40° E für die meteorologischen Jahreszeiten und den gesamten Untersuchungszeitraum, differenziert nach 3 Längenbereichen (jeweils erster, zweiter bzw. dritter Zeilenkomplex: 20° W bis 0° ; 0° bis 20° E; 20° E bis 40° E) und unterschiedlicher Breitenlage (jeweils erste Zeile eines jeden Zeilenkomplexes: Gesamtwert für den betreffenden Längenbereich; jeweils zweite Zeile eines jeden Zeilenkomplexes: Wert der sogar südlich von 30° N auftretenden Elemente).

alle diagonalisierten Elemente außer den breitenbereichs-
übergreifenden Antizyklonalkeilen v.a. im westlichen Län-
genbereich, die etwa auch bei den Großwetterlagen gemisch-
ter Zirkulationsform (HESS und BREZOWSKY, 1977) in wech-
selnden Gradnetzpositionen eine bedeutende Rolle spielen,
weiterhin die Flachwellen beider Vorzeichen, sofern sie
über mediterrane Breiten hinausgreifen, und die mediterrane
antizyklonalen Steilwellen. Letzterer Befund dürfte
eine unmittelbare Folge des bekanntermaßen zellulären Cha-
racters des subtropischen Hochdruckgürtels sein, der Anti-
zyklonalwellen meridionaler Strömungsrichtung tendenziell
erst bei größeren Amplituden, also rückenförmigen Ausbil-
dungsdimensionen, eigenständig in Erscheinung treten läßt.
Bleibt umgekehrt die Auftrittshäufigkeit der Antizyklonal-
zellen im Vergleich zu diesem generellen Strömungscharak-
ter wiederum relativ gering, so ist das auf die meist noch
südlichere Breitenlage der Hauptachse dieses subtropischen
Maximums zurückzuführen. Auffällig bleiben die jahreszeit-
lichen Unterschiede zwischen den Längenbereichen: ist die
Häufigkeit im Sommer und Herbst im Osten deutlich geringer
als westlich davon, so erfolgt der longitudinale Frequenz-
knick vor allem im Winter bereits zwischen westlichem und
zentralem Bereich. Dies stimmt überein sowohl mit der be-
vorzugten Lage sommerlicher Subtropenantizyklonen über der
Nordwest-Sahara oder dem Maghreb als auch mit der Tatsache,
daß sich im gehäuft zyklonal geprägten Winter eigenständige
Antizyklonalzellen abseits des bei den Azoren gelegenen
oder meridional bis diagonal verschobenen Aktionszentrums
kaum mehr auszubilden tendieren.

Die breitenbereichsübergreifenden Antizyklonalelemente zei-
gen in allen Ausbildungsformen (meridionaler Rücken, dia-
gonaler Keil, flache Welle) einen deutlichen west-östlichen
Häufigkeitsabfall, der mit den mittleren Positionen der lan-
gen Wellen der Westdrift in Einklang steht: hier findet man
nach einem Geopotentialmaximum über dem östlichen Atlantik
ein ebenso deutliches Minimum im Längenbereich des östlichen

Mitteleuropa, bevor das nächste Maximum erst außerhalb des Untersuchungsraumes angenommen wird. Die übergreifenden Zyklo-nalelemente zeigen umgekehrt den zugehörigen west-östlichen Häufigkeitsanstieg nur in zwei Fällen: bei den diagonalen Rinnen, die meist als Ausdruck relativ starker zusätzlicher Zonalkomponenten und mithin großer Wellenlängen in östlicheren Längenpositionen aufzutreten tendieren, sowie bei den Meridionaltrögen im Winter. Zu dieser Jahreszeit begünstigen die maximalen hemisphärischen Gradienten die relativ häufige Annahme der vergleichsweise östlichen mittleren Langwellentroglposition, während ansonsten insbesondere bei den Trögen ein relatives Häufigkeitsminimum im zentralen Längenbereich (Sommer und Herbst sowie insgesamt bei den großamplitudigen) oder ein Maximum im westlichen Längenbereich (Frühjahr) festzustellen ist. Hierin drücken sich charakteristische Anomalien aus, die in mittleren Karten nicht mehr prägnant ausgewiesen sein müssen: etwa regional begrenzte Kaltluftvorstöße ohne dominante Tendenz der hemisphärischen Zirkulation zur Meridionalisierung mit einer Achsenposition, die sich nach polaren Kaltluftzentren und der Position subtropischer Maxima richten wird; auch die Ausbildung kräftiger Zonalgradienten (etwa in frühjährlicher Übergangszeit in großräumigen ozeanisch-kontinentalen Begrenzungsbereichen) bei reduzierten Meridionalgradienten (etwa Frühjahr gegenüber Winter) mit den resultierenden Meridionalströmungen in verschobenen Longitudinalintervallen läßt sich hierbei benennen. Dementsprechend liegt auch das Trogmaximum des westlichen Längenbereichs für sich betrachtet im Frühjahr, des östlichen hingegen im Winter. Parallel dazu findet sich das westliche Häufigkeitsmaximum von Rücken und insbesondere Keil ebenfalls im Winter.

Bei den unterschiedlichen Formen mediterraner Wellen fallen zunächst die im Vergleich zu den übergreifenden Elementen generell höheren Anteile der südlichen (d.h. bis unter 30° N reichenden) Elemente, gemessen an den entsprechenden Anteilen aller längenbereichsgebundenen Elemente einer bestimm-

ten Art, auf: dies unterstreicht sowohl die unter rezenten Bedingungen vergleichsweise nördliche Lage der Polarfront und nur begrenzt vorhandene Tendenz, Wellen ausnehmend großer Amplitude zu erzeugen, als auch die Bedeutsamkeit mediterraner Wellen - seien sie abgeschnürte Restbestände ehemals übergreifender Elemente oder breitenbereichsgebundene Eigenentwicklungen - für einen Großteil des regionalen Bezugsrahmens. Ihre Varianten flacher Einfallswinkel bei meridionalen Horizontalachsen ("Flachwellen") treten mit positiver wie negativer Signatur besonders häufig auf und zeigen nur wenige markante Verteilungsextrema (jahreszeitlich meist nur eines mit Annäherung der übrigen Werte, etwa das winterliche Minimum im zentralen Längenbereich (antizyklonaler Fall) bei Werten vergleichbarer Größenordnung in den übrigen Jahreszeiten; longitudinal etwa die Häufigkeitsminima des zentralen Längenbereichs (zyklonaler Fall) für alle Jahreszeiten). Dies unterstreicht den Übergangscharakter dieser flachwelligen Anordnungsformen zwischen gänzlich zonalisierter und stärker meridionalisierter Strömung, der ja als allgemeiner auch verbreitet aufgespürt werden können sollte. Eher diffus ist dagegen das Verteilungsbild der mediterranen Steilwellen, die weniger als strömungsdynamische Übergangsform denn als eigenständige Entwicklungsphase verschiedener Prozeßabfolgen auftreten (etwa als Abschnürprodukt oder Zellen-Substitut) und mithin unterschiedlichen Verteilungstendenzen unterliegen.

Markantere Verhältnisse wiederum kennzeichnen das Bild der zyklonalen Zellen, die überwiegend als eigenständige, d.h. keiner begleitenden Zyklonalwelle vollständig untergeordnete Gebilde auftreten (nur 12 % aller Zellen im Mittelmeerraum sind sekundär, im antizyklonalen Fall liegt der Prozentsatz sogar nur bei 4 %). Neben dem erwartungsgemäßen sommerlichen Minimum zeigt sich ein längenunterschiedlicher jahreszeitlicher Restverlauf mit nahezu gleich hohen Werten im Westen, einem winterlichen Maximum im Zentrum und einem frühjährlichen im Osten bei Zugrundelegung der Gesamtzahlen,

während die bis südlich von 30° N wirksamen Exemplare nur im Westen allgemein häufiger auftreten und nun auch ein Maximum im Winter erreichen. Die auch in den Gesamtzahlen sich niederschlagende Dominanz des westlichen Längensbereichs mit um $2/3$ bis $3/4$ höheren Auftrittshäufigkeiten entspricht der allgemeinen Tendenz, gerade in diesem Longitudinalintervall ein überdurchschnittliches Maß an Abschnürungsprozessen zu durchlaufen, begünstigt durch die häufig überkippten Neigungen und östlichen Rückseiten-Strömungskomponenten von Kaltlufttrögen, die noch über dem kontinentalen Nordeuropa wurzeln und bei geringen Meridionalgradienten (Zonalkomponenten) retrograde Entwicklungsphasen annehmen können. Im übrigen ist gerade bei mediterranen Zyklonalzellen als typischem Resultat vorangegangener Abschnürungsprozesse zu berücksichtigen, daß nicht nur häufige Ereignisse dieser Art, sondern ebenso erhöhte Andauerzeiten derselben zu gesteigerten Absolutwerten führen können. Letztere Variante wiederum wird durch generell reduzierte Horizontalgradienten begünstigt, die in großräumigen Auflösungszuständen (also Phasen bereits erfolgten Abbaus ehemals steuernder Gradienten und gleichzeitig noch nicht erfolgten Wiederaufbaus hinreichend kräftiger überregionaler Gradienten) bevorzugt aufzutreten tendieren.

Schließlich bleiben Gradientschwächen und zonalisierte Strömungsformen zu erwähnen, die gleichermaßen hohe Auftrittshäufigkeiten besitzen. Allerdings muß dabei in Rechnung gestellt werden, daß gerade diese Elemente häufig nur als ein-, an- oder zwischengelagertes Begleitmoment steuernder Zentren auftreten und mithin eine Zusammenschau benachbarter Elemente (siehe Teil 3.4.) in besonderem Maße erforderlich wird. Ungeachtet dessen läßt sich für den Fall zonalisierter Strömungsform im westlichen Längensbereich eine um größenordnungsmäßig ein Drittel gegenüber den Folgebereichen reduzierte Auftrittshäufigkeit feststellen, die das nahegelegene antizyklonale Steuerungszentrum im Bereich der

Azoren durchscheinen läßt. Das generelle Maximum im Frühjahr hingegen verweist eher auf den näher zu untersuchenden potentiellen Begleitcharakter dieses Strömungselements, ist doch diese Jahreszeit gerade nicht vorherrschend zonal geprägt, sondern relativ häufig von Wellen großer Amplitude bei kleinen Wellenlängen und Zonalkomponenten gekennzeichnet (vgl. etwa das frühjährliche Maximum der westlichen Tröge; siehe auch PEDELABORDE et DELANNOY (1958)).

Bezieht man noch den sehr geringen Anteil (um 0,75 %) nicht erklärbarer Teilbereiche ("Definitions-lücken") mit ein, scheint aufgrund der bisherigen Ergebnisse ein Ausbau des Verfahrens auf der erreichten Grundlage gerechtfertigt und erfolgversprechend zu sein. Seine Durchführung soll in einem eigenen Unterkapitel zur Darstellung gelangen.

3.4. Großräumige Strömungstypen

3.4.1. Voraussetzungen

Standen bislang die einzelnen Strömungselemente gesondert im Mittelpunkt der Analyse, so soll im folgenden die Zusammenschau sämtlicher Elemente jeweils eines Untersuchungstermins Aufschluß über die interregionalen Strömungszusammenhänge geben und zur Ausgliederung großräumiger Strömungstypen führen, die durch charakteristische Anordnungen vergleichbarer Elemente gekennzeichnet sind. Bei einer mittleren Elementenanzahl pro Untersuchungstermin in der Größenordnung von 10 und der mit der Größe des Bezugsraums gegebenen hohen Variationsbreite wechselseitiger räumlicher Anordnung ist es prinzipiell nicht unproblematisch, nach einer Generalisierung zu suchen, die den realen Verhältnissen noch entspricht und dennoch das Wesentliche der Konfigurationenvielfalt herauszuarbeiten vermag. Einige Voraussetzungen und vereinfachende Annahmen sind dazu nicht zu umgehen.

1.) Innerhalb des breiten zirkumpolaren Westwindbandes der Höhenströmung wechseln räumlich wie zeitlich Zustandsformen, die zum einen große Teile des gesamten Westdrift-Breitenbereichs von Einzelelementen überdeckt zeigen, zum anderen in verschiedenen Breitenbereichen eigenständige Elementanordnungen aufweisen. Idealtypische Beispiele dieser Alternativen sind etwa die quasistationären Langwellenrücken und -tröge großer Amplitude einerseits sowie kurzweilige Strukturen in höheren und in niederen Mittelbreiten andererseits, die bei durchwegs kleinen Amplituden eine weitgehend eigenständige Longitudinalanordnung der jeweiligen Extremalphasen zeigen.¹⁾ Da die übergreifenden Elemente aufgrund ihrer zwangsläufig größeren Amplituden sowie der Einbeziehung höherer und niederer Breiten in einen gemeinsamen Strömungszusammenhang von hervorgehobener Bedeutung für die gesamte Zirkulationsstruktur sind, werden sie als Indikatoren der angestrebten großräumigen Strömungstypisierung vorrangig gegenüber den nicht-übergreifenden, auf reduzierte Breitenbereiche beschränkten Elementen gewertet. Als vereinfachende Annahmen fungieren die Aufteilung des Definitionsgebietes von Variablenfeldern und Strömungselementen in lediglich zwei Breitenbereiche²⁾ (höhere und niedere Mit-

1) Daß diese Alternativen nicht notwendig mit einer Unterscheidung in low-index- und high-index-Lagen zusammenfallen, verdeutlichte man sich einerseits an Wellen großer Amplitude, die aufgrund starker zusätzlicher Meridionalgradienten (high index) sich in zonaler Richtung verschiebende Phasenabfolgen, also flache Horizontalachsenneigungen und Einfallswinkel der Rückseitenströmung besitzen, sowie andererseits an zellulären Zustandsformen geringer Meridionalgradienten (low-index), die als Phase der Auflösung vorangegangenen Meridional- oder cut-off-Strukturen nachfolgen und bei der noch nicht erfolgten Wiederausbildung größerer Horizontalgradienten eine breitenbereichsspezifische Anordnung einzelner Restzellen hervorbringen können.

2) Gelegentlich lassen sich zumindest in longitudinalen Teilbereichen auch mehr als zwei breitenmäßig übereinanderliegende und intern eigenständig angeordnete Wellenabfolgen beobachten, doch können sie unter zusätzlichen Annahmen (siehe weiter unten) auch als Spezialfälle der generalisierenden Zweiteilung erfaßt werden.

telbreiten), die geographisch fixierte Grenzziehung zwischen ihnen längs des um die 45° -Parallele verlaufenden Breitenstreifens und die Formalfestlegung der Übergriffeigenschaft auf beidseitige Überschreitung dieses zentralen Grenzstreifens. Letztere beiden Kriterien erscheinen kritisch, da im Zuge bedeutsamerer Klimaschwankungen unterschiedliche Breitenverlagerungen der hemisphärischen Westdrift und ihres Hauptastes auftreten können, wie sie selbst für die letzten beiden Jahrhunderte nachgewiesen (etwa BUTZER (1957b), LAMB and JOHNSON (1959 und 1961), LAMB (1963b), MILES and FOLLARD (1974)), für historische Zeiten rekonstruiert (etwa LAMB (1963a)) und für holozäne und pleistozäne Klimaphasen immer wieder als kennzeichnendes Moment diskutiert worden sind (etwa FLOHN (1963, 1969, 1974), LAMB and WOODROFFE (1970), BUTZER (1957a), ROGNON (1976), GRUNERT (1979), LAUER und FRANKENBERG (1979), GATES (1976), J. WILLIAMS (1978)). Allerdings erweisen sich obige Festlegungen für die verfügbaren rezenten Untersuchungszeiträume als angemessen und praktikabel, und das intendierte Arbeitsziel, nach diesen Festlegungen bestimmte Strömungstypen niederschlagsmäßig zu charakterisieren und in ihrer Bedeutsamkeit für Klimaphasen systematisch veränderter Auftrittshäufigkeiten zu diskutieren, läßt sich ohnehin nur unter relativierender Berücksichtigung derartiger Breitenverschiebungen erreichen (vgl. Teil 1.3.), die einer Transformation des Koordinatensystems und einer allgemeinen Wertebereichsverschiebung der typinternen Parameter gleichkommen; die grundsätzliche Vergleichsmöglichkeit unterschiedlicher Zustandsformen wird dadurch jedoch nicht aufgehoben.

2.) Generell nicht als in genanntem Sinne übergreifend werden Gradientschwächen und geradlinige Strömungen gewertet: erstere aufgrund des Fehlens jeglicher signifikanter Komponenten, letztere, soweit nicht westlich-zonal, aufgrund ihrer bloßen Komplementierungseigenschaft benachbarter signierter Elemente und, soweit westlich-zonal, aufgrund des Fehlens signifikanter Meridional Komponenten, das gerade keinen

effektiven Übergriff, sondern vielmehr allseitige Parallelität zum Ausdruck bringt. Umgekehrt wird als Zusatzform meridionalen Übergreifens das kombinierte Auftreten nördlicher Antizyklonen und südlicher Zyklonen gewertet, da diese meridionale Anordnung von ihrem jeweiligen Ursprungsgebiet losgelöster Zellen meist in den zwischengelagerten Bereichen östlicher Strömungskomponenten einen übergreifenden Ast meridionaler Austauschbewegungen ausbildet. Spezielle Varianten dieser Konfiguration entstehen mit entsprechend signierten und angeordneten Substitutionswellen östlicher Komponenten an Vorder- bzw. Rückseite und selbst bei weitgehend abgeschwächtem Zyklonalcharakter im südlichen Teilbereich, sofern die nördliche Antizyklonalzelle die zugehörige Auslenkung des zonalen Grundstroms aufrechterhält.

3.) Im Falle gänzlich fehlender übergreifender Elemente oder Elementkombinationen wird mit Rücksicht auf den primär interessierenden Mittelmeerraum der südliche Teilbereich der Strömungstypisierung zugrundegelegt¹⁾, wobei eventuell mehrfach auftretende Streifen eigenständiger Anordnungsformen in Rangfolge zunehmender Distanz zum Hauptast der Westdrift berücksichtigt werden.

4.) Zur Erfassung der longitudinalen Position von Elementkombinationen sind grundsätzlich zwei Vorgehensweisen denkbar: entweder zeichnet man durch fixierte räumliche Begrenzungen gegebene Längenbereiche aus (wie etwa die westliche, zentrale und östliche Teilregion bei der Häufigkeitsdarstellung der einzelnen Strömungselemente, siehe Teil 3.3.4.) und untersucht die diesbezüglichen Zuordnungen der Elemente einer Kombination, oder man wählt einen beliebigen, aber festen

1) Diese naheliegende Vorrangentscheidung verunmöglicht beispielsweise eine direkte Vergleichbarkeit mit anderen Klassifikationen wie etwa dem europäischen Großwetterlagenkatalog (HESS und BREZOWSKY, 1977), die in solchen Fällen die Strömungssituation im nördlichen Teilbereich beschreiben.

Ausgangspunkt, bestimmt das nächstgelegene Element und schließlich schrittweise dessen benachbart gelegene Elemente. Die zweite Variante besitzt gegenüber der ersten einige ausschlaggebende Vorzüge:

- a) marginale oder oszillative Überschreitungen räumlicher Grenzen treten seltener auf und wirken sich in abgeschwächter Form aus;
- b) es besteht eine natürliche Informationsreduktionsmöglichkeit, indem man sich bei möglichst zentral gewähltem Ausgangspunkt auf die jeweils nächstgelegenen benachbarten Elemente beschränkt;
- c) bei den stark variablen Wellenlängen und Wellenzahlen - pro Erdumfang werden zumeist zwischen 2 und 6 lange Mäanderwellen der außertropischen Höhenwestwindströmung beobachtet (DEFANT und DEFANT, 1958, S. 369), und im vorliegenden Definitionsgebiet, das ein Drittel des Erdumfangs ausmacht, schwankt die Zahl der Extremalphasen übergreifender Wellen während des untersuchten Zehnjahreszeitraums zwischen 1 und 5 - treten Entfernungsunterschiede zwischen benachbarten Elementen auf, die bei räumlich fixierten Bezugsregionen zu strukturinadäquaten Typtransitionen führen können, während die räumlich flexible Erfassung über Ausgangs- und Nachbarelemente typinterne Distanzvariationen strukturgetreu nachzuvollziehen gestattet; Extremfälle dieser Methode, etwa schon westlich oder östlich benachbarte Elemente aufgrund ihrer großen Longitudinalerstreckung noch als zentrale Ausgangselemente zu erhalten, lassen sich durch Einführung maximaler Abweichungsbeträge¹⁾ und fiktiver Leerelemente als Ersatzbezug hinreichend ausschließen.

1) Bei zyklonalen und antizyklonalen Elementen liefert die Longitudinalkoordinate der Horizontalachse einen brauchbaren Ausdruck für die Längenposition, und angemessen erscheinen maximale Abweichungen vom Meridian des zentralen Ausgangspunktes um einen Betrag, der äquivalent ist dem zonalen Versatz der großregionalen Zentralmeridiane (d.h. der bei halber zonaler Kantentlänge verlaufen-

Legt man also einen fixen Zentralmeridian fest (in der Mitte des schon weiter oben bis 20° W und 40° E erstreckten synoptisch-klimatologischen Mittelmeerraums liegt der 10° E-Meridian, der sich auch als Achse des ersten kontinentalen Teilraums östlich des Nordatlantiks anbietet), erhält man für jeden Untersuchungstermin genau ein Ursprungselement (das insbesondere auch leer sein kann) und variable Anzahlen von unmittelbaren Nachbar-elementen in drei Längenbereichen, die gemäß der Longitudinalpositionen von Ursprungselement und direktem West- wie Ostnachbarn innerhalb der festgelegten Maximalschwankungen räumlich variieren können. Auf diese Weise erfaßt man im Unterschied zu geographisch fixierten Längenbereichen gleichermaßen bruchlos so verschiedenartige Strömungsanordnungen wie etwa Meridionalwellen großer Wellenlänge mit zentralatlantischen Rücken und osteuropäischen Trögen einerseits und Meridionalwellen kleiner Wellenlänge mit westeuropäischen Trögen und zentral-europäischen Rücken andererseits, ohne gesondert die Phasenabfolgen geographisch ermittelter Wellen untersuchen zu müssen (in obigem Beispiel etwa wäre ein zentralatlantischer Rücken einmal unmittelbar bedeutsame Nachfolgewelle, das andere Mal stromaufwärts nachgeordnetes Strömungselement; umgekehrt kann ein Rücken gleichermaßen relevante Nachfolgewelle sein unabhängig von unterschiedlichen Längenpositionen etwa über dem Zentralatlantik oder Westeuropa).

5.) Als benachbarte Elemente werden meist nur sekundär zwischen- oder eingelagerte Gradientschwächen und nicht westlich-zonal gerichtete geradlinige Strömungen ignoriert, während

den Meridiane der den Variablenfeldern zugrundeliegenden Großregionen) um 2,5 Longitudinalkoordinateneinheiten (eine Einheit entspricht dem Versatz der Zentralmeridiane zweier benachbarter, sich überlappender Großregionen); bei geradlinigen Strömungen müssen die jeweiligen Longitudinalbegrenzungen verwendet werden, und maximale Abweichungen vom Ausgangsmeridian um eine Longitudinalkoordinateneinheit erscheinen angemessen.

sie als zentrales Ursprungselement, das ja die räumlichen Bezüge begründet, uneingeschränkt berücksichtigt werden müssen. Als Maß für die Nachbarschaft zweier Elemente dient der von beiden gemeinsam überdeckte Längen- bzw. Breitenbereich: überschreitet er ein Drittel des entsprechenden Bereichs des kleineren der beiden Elemente, erfolgt die Aufnahme ins Kollektiv der richtungsgebunden benachbarten Elemente; lediglich bei Zellenpaaren ist angesichts der größeren Ungenauigkeit der Lageparameter¹⁾ eine Reduzierung des Schwellenwertes auf Null erforderlich, d.h. eine Erweiterung der räumlichen Nachbarschaft auf bloße Berührung der gegenüberliegenden Randstreifenperipherien. Orthogonale Doppelnachbarschaften (formal resultierende Nachbarschaften zweier Elemente in zonaler und meridionaler Richtung) werden für Wellenpaare und Wellen/Zellen-Kombinationen generell ausgeschlossen²⁾ und ansonsten nur bei Überlappungsbeträgen gemeinsam überdeckter Längen- und Breitenbereiche akzeptiert, die sich um weniger als einen Faktor 2 voneinander unterscheiden.³⁾ Die nächstgelegenen benachbarten Elemente

-
- 1) Als Parallelen-Begrenzungen können nur die Breitenstreifen der signierten Quadrantenwindfeldabschlüsse innerhalb des Zusammenhanggebiets signifikanter Wirbelgröße verwendet werden (der äußerste derartige Streifen auf der Seite mit östlichen Strömungskomponenten, der innerste auf der gegenüberliegenden Seite, da hier Überschneidungen mit umgebenden Begleitwellen möglich sind), als Longitudinalbegrenzungen nur die Ränder der um 90° gedrehten und symmetrisch zum Geopotentialschwerpunkt angeordneten Breitenstreckung.
 - 2) Sie entstehen vor allem bei longitudinal abfolgenden Elementen unterschiedlicher Breitenüberdeckung (aufgrund unterschiedlicher Amplituden oder Breitenpositionen) und gleichzeitig entgegengesetzten Horizontalachsenneigungen und werden der Wirklichkeit entsprechend als zonal benachbart gewertet.
 - 3) Derartige nicht eindeutig entscheidbare Doppelnachbarschaften liegen etwa bei diagonal angeordneten Zellenpaaren oder bei zonalisierten Strömungen vor, die sowohl im Vorfeld als auch an Vorder- oder Rückseite einer Wellenstörung verlaufen.

schließlich ergeben sich als diejenigen innerhalb ihrer Kollektive, denen kein weiteres Element ausschließlich vorge-lagert ist und die die geringsten Lageparameterdifferenzen zum Vergleichselement besitzen.¹⁾ Aus Vollständigkeitsgründen insbesondere hinsichtlich potentiell übergreifender Elementkombinationen muß die Bestimmung nächstgelegener Nachbarelemente in allen drei Längenbereichen mit jeweils nachrückenden Ausgangselementen gegebenenfalls so lange wiederholt werden, bis die ersten übergreifenden oder rein nördlichen Elemente im jeweiligen Längenbereich erreicht und erfaßt worden sind.

6.) Treten in mehreren der drei begrenzt variablen Längenbereiche übergreifende Elemente oder Elementkombinationen auf, werden sie in folgender Weise gewertet: vorrangig typkonstituierend wirken, soweit vorhanden, diejenigen des zentralen Längenbereichs, während etwaige weitere stromaufwärts (also im westlichen Nachbarbereich) als differenzierende Zusatzcharakteristik herangezogen werden; bei mehreren Übergriffselementen außerhalb des zentralen Längenbereichs wird zunächst geprüft, ob die Anordnung als zweiphasige Wellenkonstellation und damit als Variante der erstgenannten mit vergrößerten Wellenlängen aufgefaßt werden kann (dies ist etwa der Fall, wenn die beiden peripheren Übergriffselemente entgegengesetzte Signatur besitzen und kein weiteres signiertes (mediterranes oder nördliches) Element zwischengelagert

1) Als Parallelen-Begrenzung lassen sich für alle Elementarten die peripheren Breitenstreifenkoordinaten verwenden; als Longitudinalkoordinate steht nur bei den signierten Elementen die Horizontalachsenposition zur Verfügung, während die geradlinigen Strömungen nach ihren Longitudinalbegrenzungen eingeordnet und anhand ihrer überlappenden Longitudinalerstreckungen verglichen werden müssen; der Vergleich zwischen signierten und geradlinigen Strömungselementen schließlich wird angesichts potentieller Partialüberdeckungen dahingehend formalisiert, daß Maximaldifferenzen (1,5 Longitudinalkoordinateneinheiten) zwischen Horizontalachsenpositionen beteiligter signierter Elemente und Zentralmeridianen beteiligter Längenbereiche eingeführt werden, die bei ihrer Überschreitung das konkurrierende geradlinige Strömungselement zur Geltung kommen lassen.

ist); im abschlägigen Fall wird das stromaufwärts gelegene Nachfolgeelement vorrangig zugrundegelegt. Diese Festlegungen sind zwar nicht aus dem Analyseverfahren selbst heraus zu begründen, sondern gleichen extern gesetzten Kriterien, doch ist unter der Maßgabe typisierender Generalisierung die bevorzugte Berücksichtigung großräumig zentral gelegener und im west-östlichen Grundstrom heranziehender, d.h. stromaufwärts bereits mit- und umgestaltender Strömungselemente die naheliegendste Vereinfachungsannahme.

7.) Als wichtigste Typen übergreifender Strömungskonfigurationen werden folgende Situationen zusammengefaßt bzw. differenziert:

- a) meridionale Zirkulationsformen: als Repräsentanten dieser den zonalen Grundstrom am nachhaltigsten umgestaltenden und meist großräumig blockierenden Zustandsform gelten die aus der Einzelanalyse hervorgegangenen (antizyklonalen) Rücken und (zyklonalen) Tröge (siehe Teil 3.3.2.), sofern sie nicht im Zielbereich des meridionalen Vorstoßes von entgegengesetzt signierten Elementen konterkariert werden (etwa ein ostatlantischer Rücken, der in seiner Breitenerstreckung nicht durch ein isländisches Zyklonalelement restringiert wird);
- b) diagonale oder flachwellige Zirkulationsformen: sie werden repräsentiert durch breitenbereichsübergreifende (antizyklonale) Keile und (zyklonale) Rinnen (siehe Teil 3.3.2.) bzw. nicht-meridionale Wellen, womit im Interesse generalisierender Zusammenfassung auf eine gesonderte Berücksichtigung der letzteren verzichtet wird;
- c) zelluläre Zirkulationsformen: hierbei wird der breitenbereichsübergreifende Strömungszusammenhang im idealtypischen Fall durch das kombinierte Auftreten einer nördlichen Antizyklonal- und einer mediterranen Zyklonalzelle hergestellt (die inverse Anordnung entspricht einer zellulären Variante der Normalverteilung signierter Aktionszentren im Strömungsdelta zonaler Windstärkemaxima

mit zwischengelagerten West-Ost-Strömungen); da die hierdurch hervorgerufene Form diffluenter Blockierung der Westdrift (vgl. METEOROLOGICAL OFFICE, 1962, S. 51) mit Aufspaltung in einen nördlich umgelenkten und einen weiter südlich verlaufenden Ast auch noch bei weitgehend abgeschwächtem Zyklonaleinfluß im Süden und lediglich polwärts vorgeschobenen Antizyklonalzellen zu beobachten ist, während umgekehrt die bloße äquatorwärtige Abspaltung von Zyklonalzellen ohne ihr entgegengesetztes Komplement bei entweder großräumig allseits abgeschwächten Horizontalgradienten ("Auflösungszustand") oder nördlich bereits wieder eigenständig angeordneten Elementabfolgen des Hauptastes der Westdrift auftritt, muß der hier benannten zellulären Übergriffsvariante antizyklonale Signatur zugeordnet werden; zyklonal-zelluläre Übergriffsformen beschränken sich dann auf die residualen Spezialfälle isolierter Zyklonalzellen, die bei mittleren Breitenpositionen weder der Grundform subpolarer Zyklonalaktivität noch den übergriffsfreien Varianten eigenständiger Anordnungen in höheren und niederen Mittelbreiten zugeordnet werden können.

3.4.2. Darstellung und Erläuterung

Auf der Grundlage der vorab erläuterten Analyseergebnisse und der in den Punkten 1 bis 7 (Teil 3.4.1.) getroffenen Vereinbarungen resultieren schließlich mittelmeerbezogene großräumige Strömungstypen, die in den Tab. 3 und 4 aufgelistet und in den Abb. 7 bis 23 in Form schematisierter Strömungslinienverteilungen selektiv illustriert sind. Mit den Zahlensymbolen der Tab. 3 lassen sie sich durch einfache Ziffernkombinationen bezeichnen, wobei die jeweils erste Ziffer zentrale Übergriffselemente (soweit vorhanden) bzw. den benachbarten Längenbereich kennzeichnet, in dem gegebenenfalls Übergriffselemente auftreten, während die jeweils zweite Ziffer differenzierende Zusatzinformation liefert: im übergriffsfreien Fall über den allgemeinen Cha-

rakter der mediterranen Strömung, im Fall benachbarter Übergriffe über die Art des betreffenden Elementes und im Fall zentraler Übergriffe über die stromaufwärts nachgeordneten Strömungsverhältnisse. Einzige Ausnahme dieser Systematik bilden die aus Normallage verschobenen Zellen im zentralen Längenbereich: der zyklonale Fall als Residuum (siehe Punkt 7c der Vorbemerkungen, Teil 3.4.1.) tritt jedoch generell nur bei übergriffsfreien Anordnungen in den benachbarten Längenbereichen auf, und im antizyklonalen Fall rechtfertigt der allgemein diffluent blockierende (vgl. METEOROLOGICAL OFFICE, 1962, S. 51) Strömungscharakter die generalisierende Zusammenfassung. Umgekehrt erscheint mit Rücksicht auf den primären mediterranen Bezugsraum eine anderweitige Differenzierung dieser antizyklonal-zellulären und diffluent blockierenden Strömungsanordnungen angezeigt: zum einen liegen die polwärts vorgeschobenen Antizyklonen noch derartig randlich zu den niederen Mittelbreiten, daß sich ihr unmittelbarer Einfluß noch bis in den Mittelmeerraum selbst hinein erstrecken kann, zum anderen liegen sie so weit nördlich, daß jeder unmittelbare Antizyklonaleinfluß auf den Mittelmeerraum unterbunden ist und dort die komplementären Zyklonalzellen oder deren Substitute zu finden sind (die zellulären Formen 3 3 (zyklonal) sowie 7 7 und 7 0 (antizyklonal) im zentralen Längenbereich sind in prototypischer Stromlinienschematisierung in den Abb. 12, 15 und 16 wiedergegeben).

Die Zustandsformen mit genau einem breitenbereichsübergreifenden Strömungselement im zentralen Längenbereich (Erstziffern 1, 2, 5 oder 6 für meridionale und nicht-meridionale/nicht-zelluläre (also diagonale oder flachwellige) Zyklonal- bzw. Antizyklonalelemente) erfahren dagegen eine zirkulationsformspezifische Differenzierung ihrer stromaufwärtigen Folgeelemente, da wesentliche Unterschiede der großräumigen Strömungsverhältnisse davon berührt sind: so können etwa trogförmige Kaltluftvorstöße eigendynamische Entwicklungen sein, die von keinem unmittelbar benachbarten Warmluft-

- 1: Trog (breitenbereichsübergreifende meridionale Zyklonalwelle)
- 2: nicht trogförmige Zyklonalwelle
- 3: Zyklonalzelle

- 5: Rücken (breitenbereichsübergreifende meridionale Antizyklonalwelle)
- 6: nicht-rückenförmige Antizyklonalwelle
- 7: Antizyklonalzelle

- 9: übergriffsfreie Grundform

- 4: westlich benachbarter Längenbereich
- 8: östlich benachbarter Längenbereich

- 0: keine spezifische Zusatzinformation

Tab. 3: Bedeutung der Zahlensymbole zur Kennzeichnung großräumiger Strömungstypen

vorstoß begleitet werden (etwa bei einem extern gesteuerten überproportionalen Anwachsen des zirkumpolaren Kaltluftreservoirs); die zugehörige Strömungskonfiguration wäre etwa eine stromaufwärts übergriffsfreie Grundform (siehe z.B. Typ 1 9 in Abb. 10) mit entweder zonalisierter Strömung oder lediglich subpolaren Zyklonal- und subtropischen Antizyklonalelementen, bei der dem nördlichen Hauptast der Westdrift überlagerte wandernde Kurzwellentröge kleiner Amplitude den quasistationären Langwellentrog großer Amplitude wiederholt zu regenerieren vermögen. Andererseits können trogförmige Kaltluftvorstöße in Verbindung stehen mit oder gar ausgelöst sein durch komplementäre Warmluftvorstöße ähnlich meridionaler Strömungsrichtung (etwa bei beidseitig angewachsenen meridionalen Temperaturregengensätzen - sei es aufgrund ex-

- 1 5 : zentraler Trog mit Rücken über Ostatlantik oder Westeuropa
- 1 6 : zentraler Trog mit polwärts vorgeschobenem nicht-meridionalen und nicht-zellulärem Antizyklonalelement über Ostatlantik oder Westeuropa
- 1 7 : zentraler Trog mit nördlicher Antizyklonalzelle über Ostatlantik oder Westeuropa
- 1 9 : zentraler Trog mit übergriffsfreier Grundform stromaufwärts (zonalisierter Strömung oder subpolaren Zyklonal- und subtropischen Antizyklonalelementen)
- 1 4 : zentraler Trog mit weiterem äquatorwärts vorgeschobenem Zyklonalelement im westlich benachbarten Längensbereich

- 2 5 : zentrales breitenbereichsübergreifendes Zyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) mit Rücken über Ostatlantik oder Westeuropa
- 2 6 : zentrales breitenbereichsübergreifendes Zyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) mit polwärts vorgeschobenem nicht-meridionalen und nicht-zellulärem Antizyklonalelement über Ostatlantik oder Westeuropa
- 2 7 : zentrales breitenbereichsübergreifendes Zyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) mit nördlicher Antizyklonalzelle über Ostatlantik oder Westeuropa
- 2 9 : zentrales breitenbereichsübergreifendes Zyklonalelement (nicht-meridional und nicht zellulär) mit übergriffsfreier Grundform stromaufwärts (zonalisierter Strömung oder subpolaren Zyklonal- und subtropischen Antizyklonalelementen)
- 2 4 : zentrales breitenbereichsübergreifendes Zyklonalelement (nicht-meridional und nicht zellulär) mit weiterem äquatorwärts vorgeschobenem Zyklonalelement im westlich benachbarten Längensbereich

- 3 3 : zentrale Zyklonalzelle (höhere wie niedere Mittelbreiten beeinflussend)

- 5 1 : zentraler Rücken mit Trog über Ostatlantik oder Westeuropa
- 5 2 : zentraler Rücken mit äquatorwärts vorgeschobenem nicht-meridionalen Zyklonalelement über Ostatlantik oder Westeuropa

- 5 9 : zentraler Rücken mit übergriffsfreier Grundform stromaufwärts (zonalisierter Strömung oder subpolaren Zyklonal- und subtropischen Antizyklonalelementen)
- 5 4 : zentraler Rücken mit weiterem polwärts vorgeschobenem Antizyklonalelement im westlich benachbarten Längensbereich
- 6 1 : zentrales breitenbereichsübergreifendes Antizyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) mit Trog über Ostatlantik oder Westeuropa
- 6 2 : zentrales breitenbereichsübergreifendes Antizyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) mit äquatorwärts vorgeschobenem nicht-meridionalen Zyklonalelement über Ostatlantik oder Westeuropa
- 6 9 : zentrales breitenbereichsübergreifendes Antizyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) mit übergriffsfreier Grundform stromaufwärts (zonalisierter Strömung oder subpolaren Zyklonal- und subtropischen Antizyklonalelementen)
- 6 4 : zentrales breitenbereichsübergreifendes Antizyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) mit weiterem polwärts vorgeschobenem Antizyklonalelement im westlich benachbarten Längensbereich
- 7 7 : zentrale Antizyklonalzelle (polwärts aus der subtropischen Normallage verschoben, jedoch randlich noch die niederen Mittelbreiten beeinflussend)
- 7 0 : zentrale Antizyklonalzelle (gänzlich in die höheren Mittelbreiten oder Subpolarzonen verschoben)
- 4 1 : Trog im westlichen Längensbereich
- 4 2 : breitenbereichsübergreifendes Zyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) im westlichen Längensbereich
- 4 3 : Zyklonalzelle im westlichen Längensbereich (höhere wie niedere Mittelbreiten beeinflussend)
- 4 5 : Rücken im westlichen Längensbereich
- 4 6 : breitenbereichsübergreifendes Antizyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) im westlichen Längensbereich
- 4 7 : nördliche Antizyklonalzelle im westlichen Längensbereich

- 8 1 : Trog im östlichen Längenbereich
- 8 2 : breitenbereichsübergreifendes Zyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) im östlichen Längenbereich
- 8 3 : Zyklonalzelle im östlichen Längenbereich (höhere wie niedrigere Mittelbreiten beeinflussend)

- 8 5 : Rücken im östlichen Längenbereich
- 8 6 : breitenbereichsübergreifendes Antizyklonalelement (nicht-meridional und nicht-zellulär) im östlichen Längenbereich
- 8 7 : nördliche Antizyklonalzelle im östlichen Längenbereich

- 9 9 : übergriffsfreie Grundform mit überwiegend zonalisierter Strömung im Mittelmeerbereich
- 9 2 : übergriffsfreie Grundform mit welliger Strömungsanordnung im Mittelmeerbereich und zyklonalem Element im zentralen oder antizyklonalem Element im westlichen oder östlichen Längenbereich
- 9 6 : übergriffsfreie Grundform mit welliger Strömungsanordnung im Mittelmeerbereich und antizyklonalem Element im zentralen oder zyklonalem Element im westlichen oder östlichen Längenbereich
- 9 0 : übergriffsfreie Grundform mit großräumiger Gradientenschwäche im Mittelmeerbereich

- 0 0 : fehlende oder nicht typisierbare (\sim) Strömungsfelder

Tab. 4: Großräumige Strömungstypen

terner Erzwingungen oder zirkulationsinterner Ablaufphasen im Gefolge meridional austauscharmer Strömungsformen- und einem Überschreiten kritischer Gradienten für die Stabilität zonaler Grundströmung); die zugehörige Strömungskonfiguration wäre etwa eine rückenförmige Auslenkung stromaufwärts des großräumigen Kaltlufttroges (siehe z.B. Typ 1 5 in Abb. 7) mit sowohl atlantisch als auch kontinental meri-

dional blockierter Westdrift. Wiederum hiervon grundsätzlich zu unterscheiden sind Strömungsformen, bei denen ein komplementärer Warmluftvorstoß eines angenommenen kontinentalen Kaltlufttrogos zwar prinzipiell existiert, doch nur mehr reduziert auslenkende, d.h. diagonal oder nicht-meridional flachwellige Erscheinungsformen anzunehmen in der Lage ist (Ursache hierfür können mangelnde Stoßkraft, im gleichen Längenbereich gleichzeitig gegenläufig vorstößende Zyklonalelemente, gleichzeitig vorhandene erhebliche Meridionalgradienten (also zonale Strömungskomponenten) oder einsetzende Abschwächung ehemals meridional blockierender Strömungskomponenten sein); die zugehörige Strömungskonfiguration wäre etwa ein stromaufwärts wirksamer Keil (siehe z.B. Typ 1 6 in Abb. 8), der weder meridional noch diffluent blockierend, dennoch aber signifikant auslenkend in den kontinentalen Kaltlufttrog überführt. Diese Form ist nicht selten das beginnende Aktivitätsstadium nachfolgender Abschnürprozesse, an deren Ende von ihrem Ursprungsgebiet losgelöste, meist zelluläre Restelemente stehen, die entweder noch diffluent blockierende Zustandsformen über teils beträchtliche Zeiträume (eine Woche und mehr) aufrechtzuerhalten vermögen oder sich in großräumig gradientschwachen Situationen unterschiedlich rasch aufzulösen beginnen. Ist ein derartiger Abschnürprozeß im stromaufwärtigen Längenbereich bereits vollzogen oder dort eine Antizyklonalzelle aus ihrer subtropischen Normallage polwärts verschoben, während im zentralen Längenbereich ein meridionaler Kaltlufttrog unbeschadet eventuelle cut-off-Tendenzen überdauert hat (etwa aufgrund unterschiedlicher Intensitäten oder Regenerationsfrequenzen der entgegengesetzt gerichteten Vorstöße), so entsteht eine Strömungskonfiguration des Typs 1 7 (siehe Abb. 9). Die in Abb. 9 gemäß den häufigsten Auftretensfällen im Vergleich zu den bisherigen Varianten östlichere Lagenposition des Kaltlufttrogos drückt die eben genannte längenabhängige Unterschiedlichkeit der Zirkulationsform als Funktion der Wellenlänge aus: bei großen Wellenlängen, also

vergleichsweise großen Abständen zwischen den Extremalphasen, ist nicht nur die Wahrscheinlichkeit eines Zirkulationsformwechsels erhöht¹⁾, sondern ebenso der Wirkungsgrad interagierender Abschnürtendenzen erniedrigt: weder vermag ein Antizyklonalvorstoß regelmäßig den longitudinal weit entfernten Ausströmbereich polarer Kaltluft zu erreichen, noch gestatten die mit großen Wellenlängen verknüpften höheren Intensitäten des zonalen Grundstroms²⁾ eine begünstigende überkippte Neigung der zyklonalen Horizontalachse; dies mag ein weiterer Grund für die eigenständige Berücksichtigung dieser Variante longitudinal unterschiedlicher Zirkulationsformen sein. Schließlich verbleibt eine geringmächtige Restgruppe, die schon im westlich benachbarten Längenbereich vorgeschobene Elemente gleicher Signatur wie im Zentralbereich zeigt (etwa Typ 1 4, nicht eigens abgebildet): verantwortlich für diese seltenen und kaum eigenständig interessanten, jedoch keinem der bisherigen Typen begründet zuordenbaren Konfigurationen sind insbesondere bei kurzen Wellenlängen zwischengelagerte Elemente entgegengesetzten Vorzeichens lediglich im Größenbereich unterhalb des gitternetzabhängigen Auflösungsvermögens ("sub-grid scale") oder Restelemente vorangegangener Strömungsanordnungen, die die Initialphasen sich neu herausbildender Konfigurationen noch überdauern (etwa abgeschnürte Zyklonalzellen im randlichen Vorstoßbereich neu entstehender Tröge, die erst nach erfolgreichem äquatorwärtigem Vordringen gealterte Nachbarzellen abdrängen oder regenerativ in sich aufnehmen).

1) Bei nicht hemisphärisch integrierender Betrachtungsweise lassen sich in zahlreichen Fällen longitudinale Zirkulationswechsel beobachten (etwa zwischen ostpazifisch-nordamerikanischen und ostatlantisch-europäischen oder zwischen atlantischen und europäischen Strömungselementanordnungen), die bevorzugt in Bereichen größerer Längenabstände benachbarter Geopotentialextrema aufzutreten tendieren.

2) Dieser von ROSSBY auch quantitativ formulierte Zusammenhang wird im folgenden noch eingehender besprochen werden.

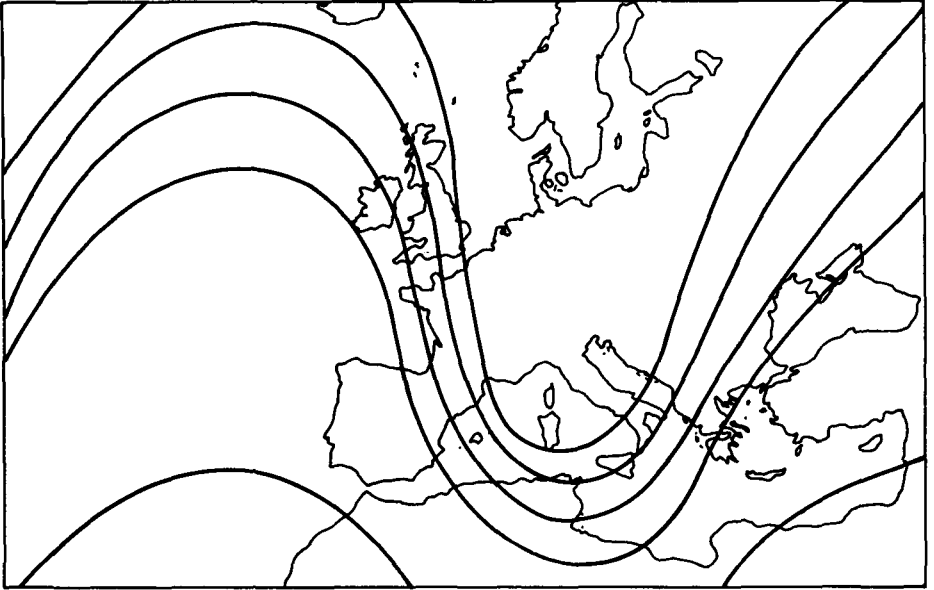


Abb. 7: Typ 1 5

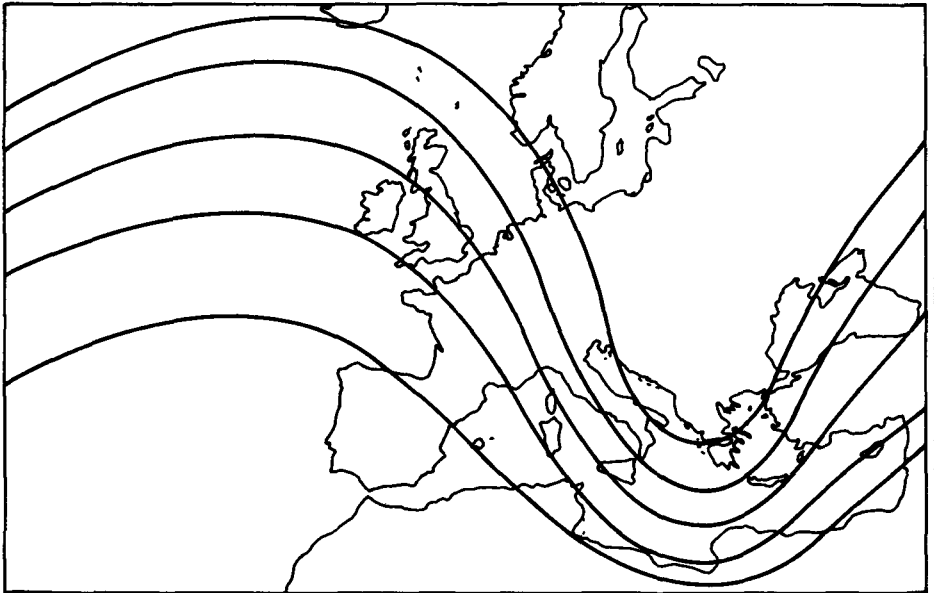


Abb. 8: Typ 1 6

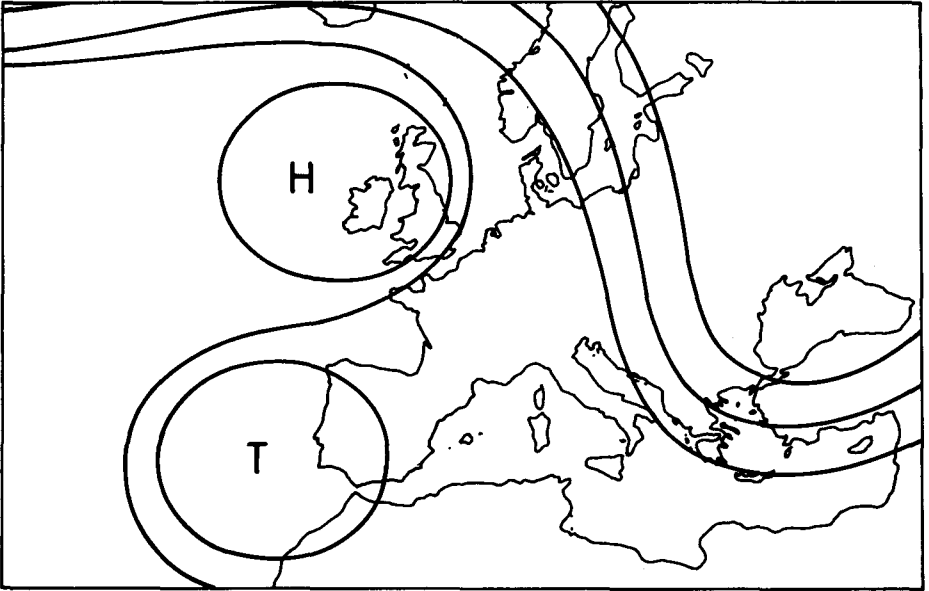


Abb. 9: Typ 1 7 (die südwestliche Zyklonalzelle ist nicht notwendig typhonkonstitutiv)

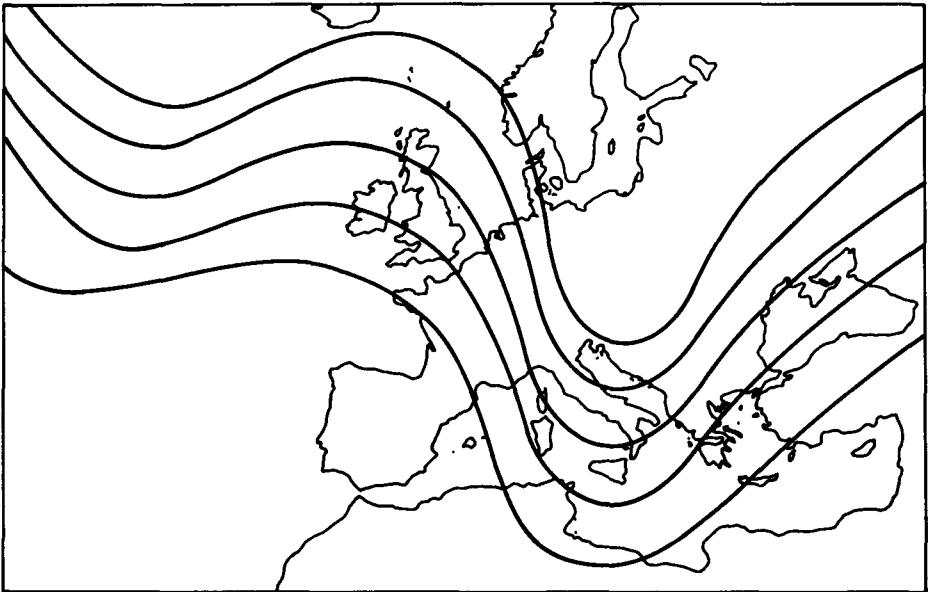


Abb. 10: Typ 1 9

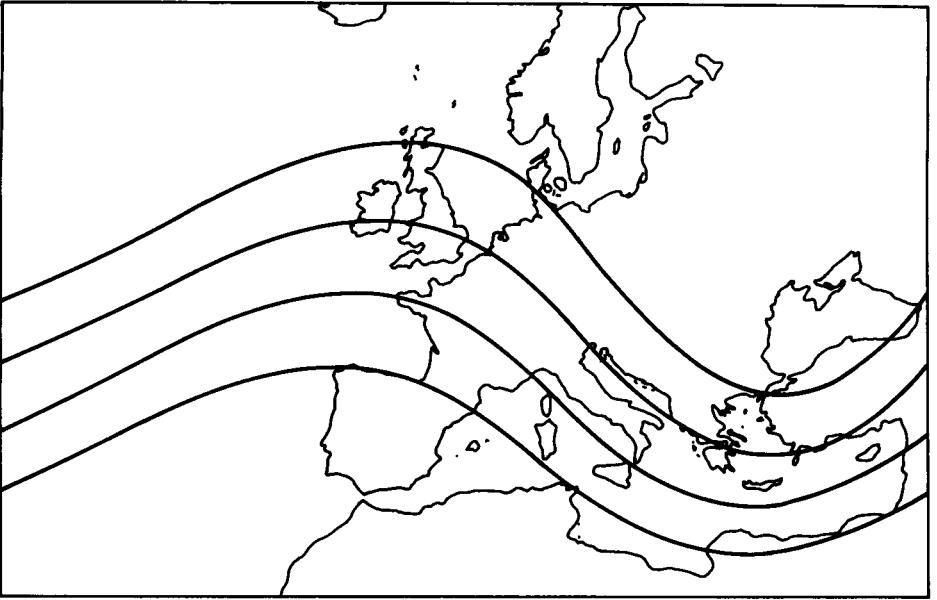


Abb. 11: Typ 2 6

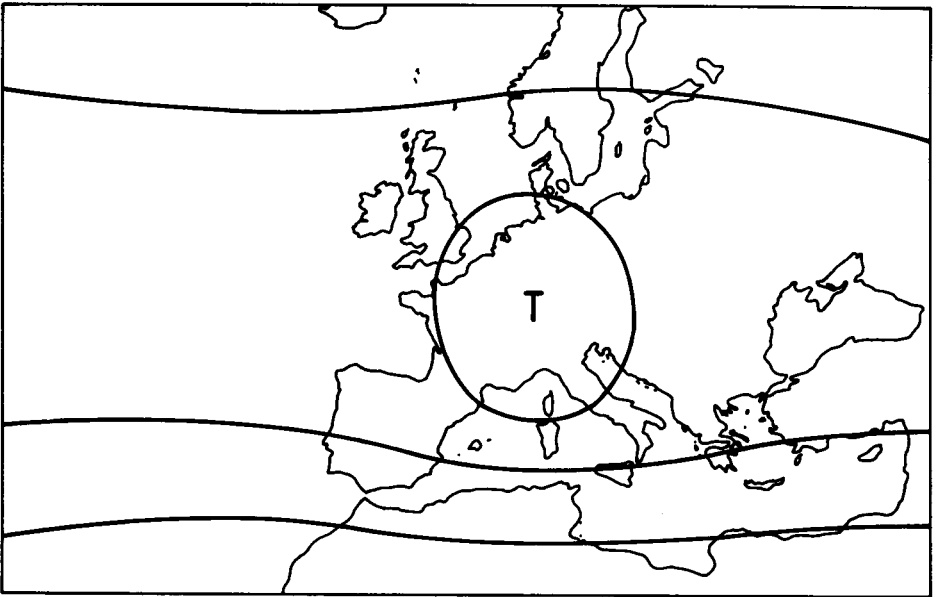


Abb. 12: Typ 3 3

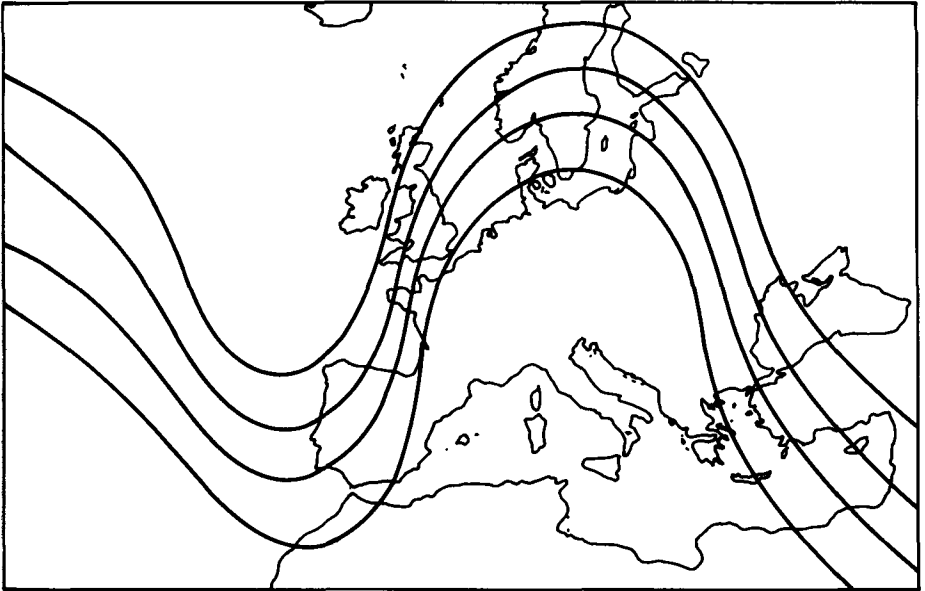


Abb. 13: Typ 5 2 (westlich des Rückens kann alternativ auch eine geschlossene Zyklonalzelle auftreten)

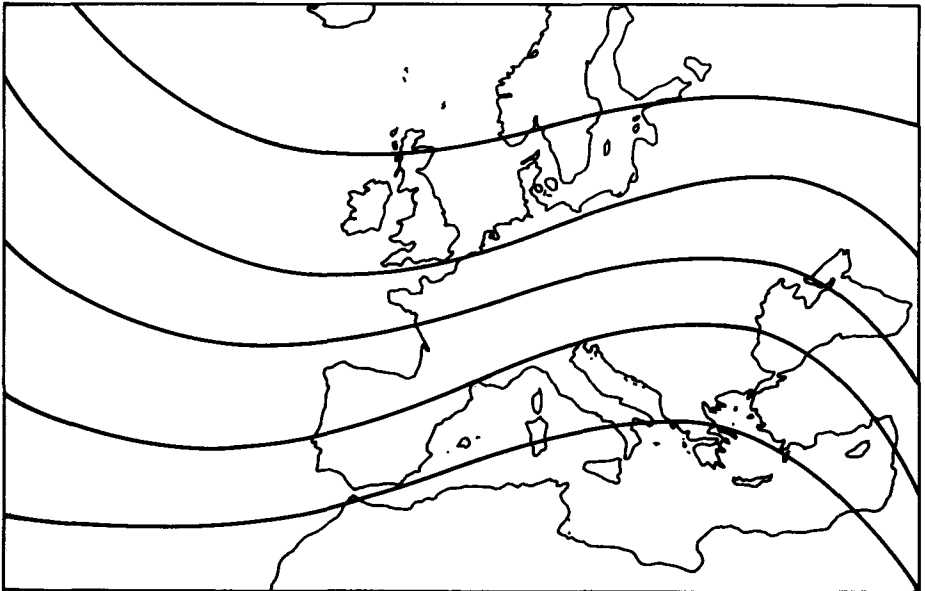


Abb. 14: Typ 6 2

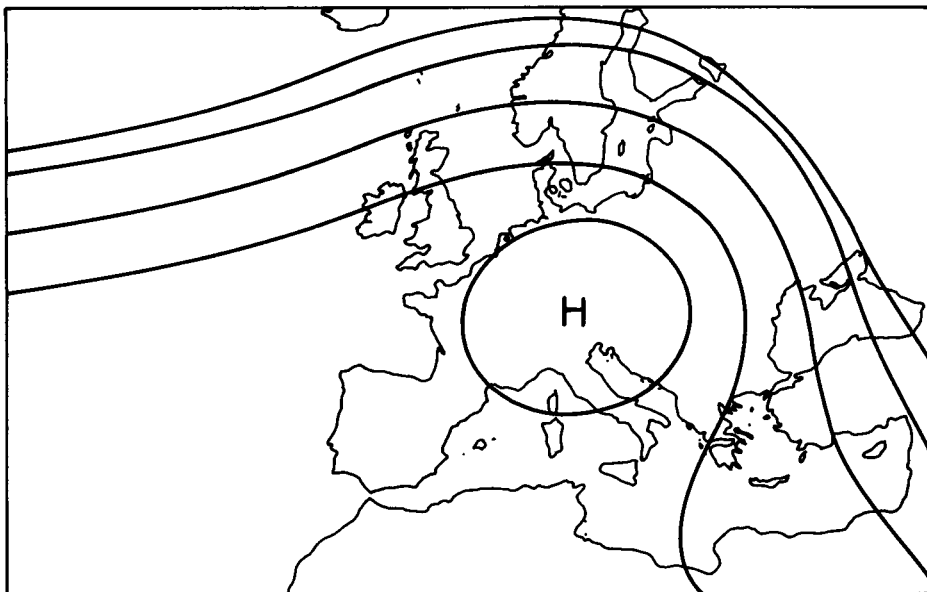


Abb. 15: Typ 7 7

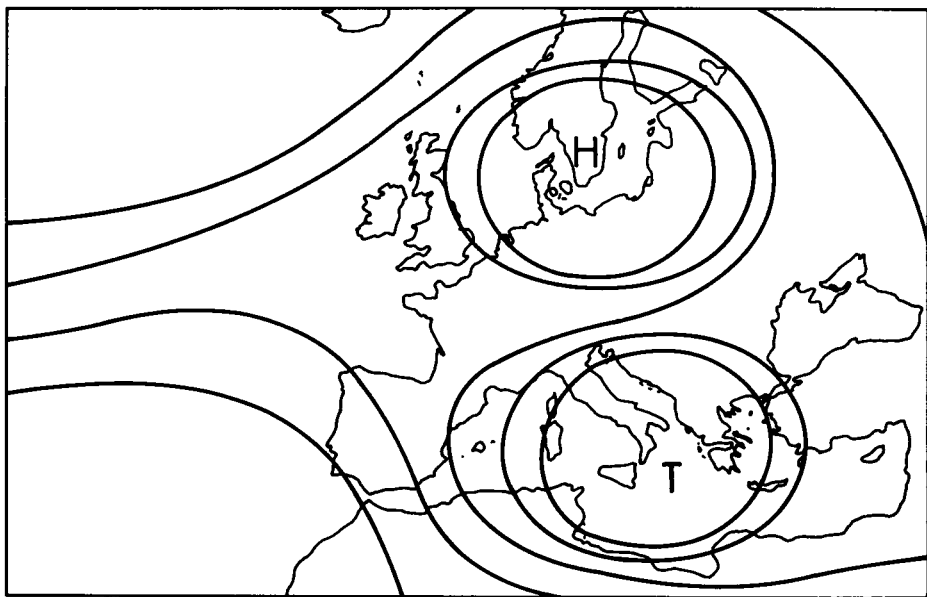


Abb. 16: Typ 7 0 (die mediterrane Zyklonalzelle kann auch ersetzt sein durch Zyklonalwellen kleiner Amplitude, Gradientenschwächen oder weitgehend zonalisierte Strömungen, soweit die nördliche Antizyklonalzelle diffluente Blockierung gewährleistet)

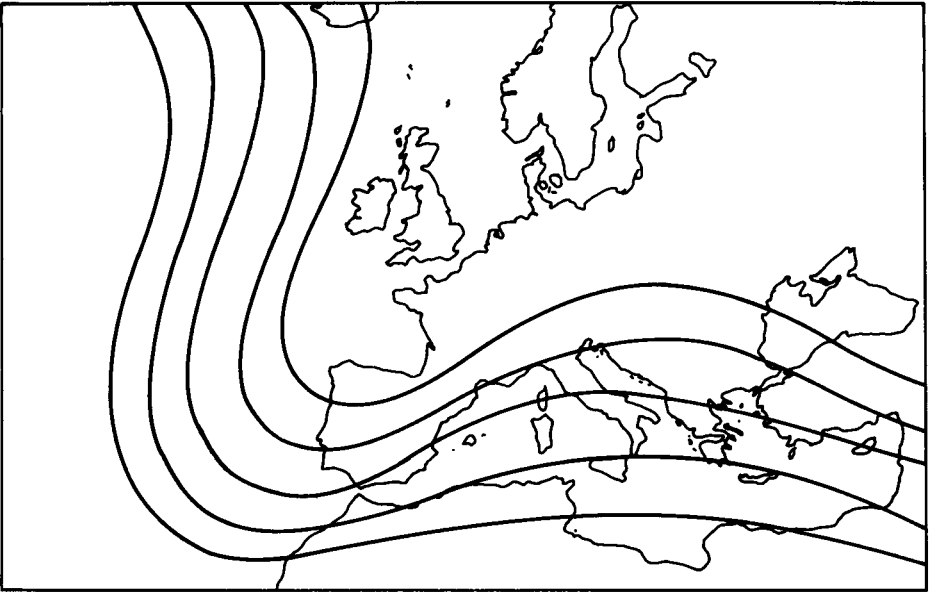


Abb. 17: Typ 4 1

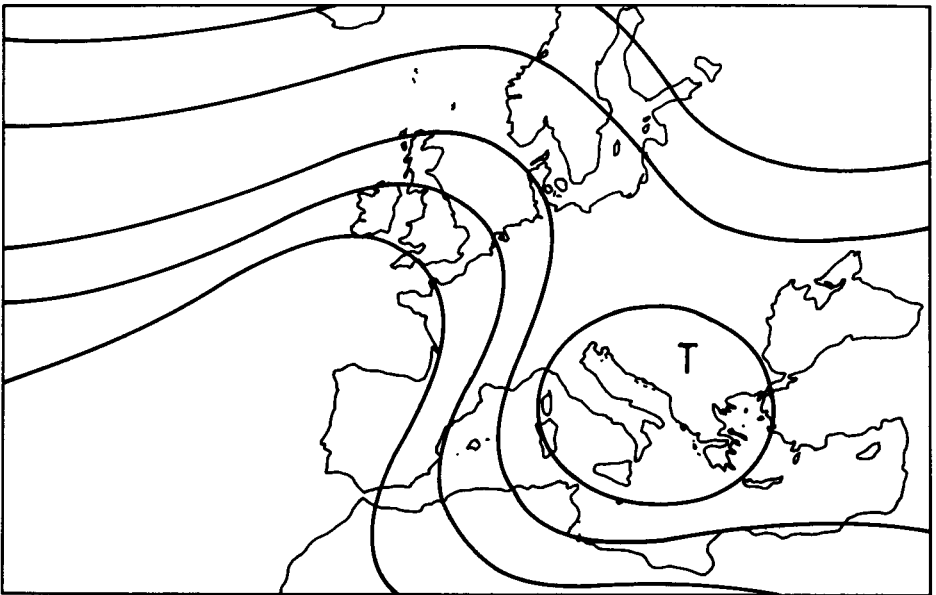


Abb. 18: Typ 4 6 (die mediterrane Zyklonalzelle kann auch ersetzt sein durch Zyklonalwellen kleiner Amplitude, Gradientenschwächen oder weitgehend zonalisierte Strömungen)

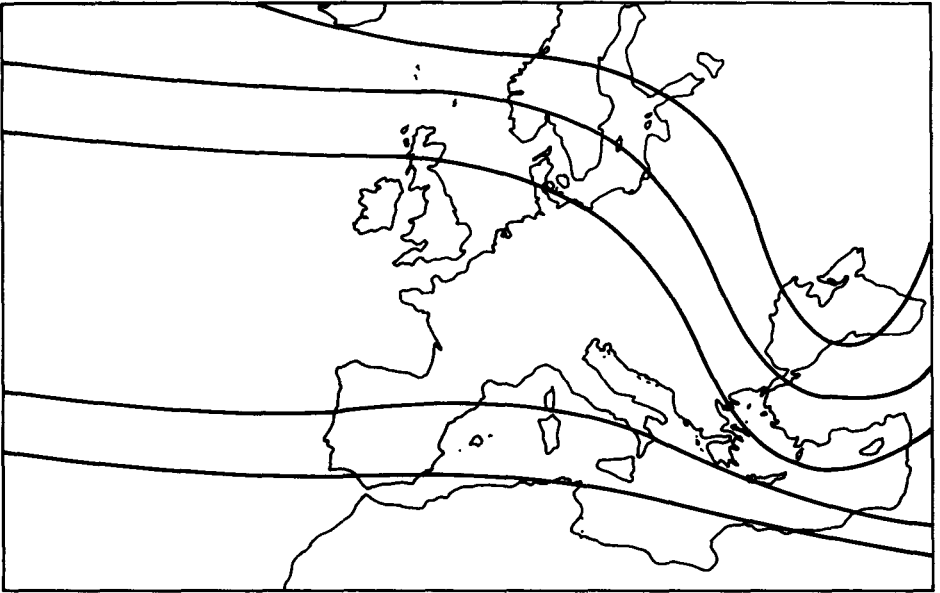


Abb. 19: Typ 8 1

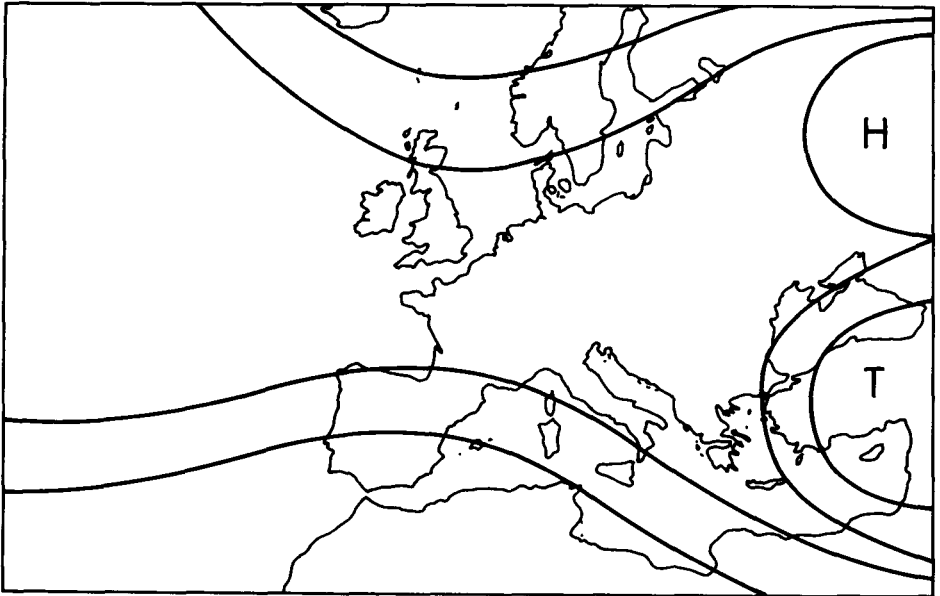


Abb. 20: Typ 8 7 (die ostmediterrane Zyklonalzelle kann auch ersetzt sein durch Zyklonalwellen kleiner Amplitude, Gradientenschwächen oder weitgehend zonalisierte Strömungen, soweit die nordöstliche Antizyklonalzelle difffluente Blockierung gewährleistet)

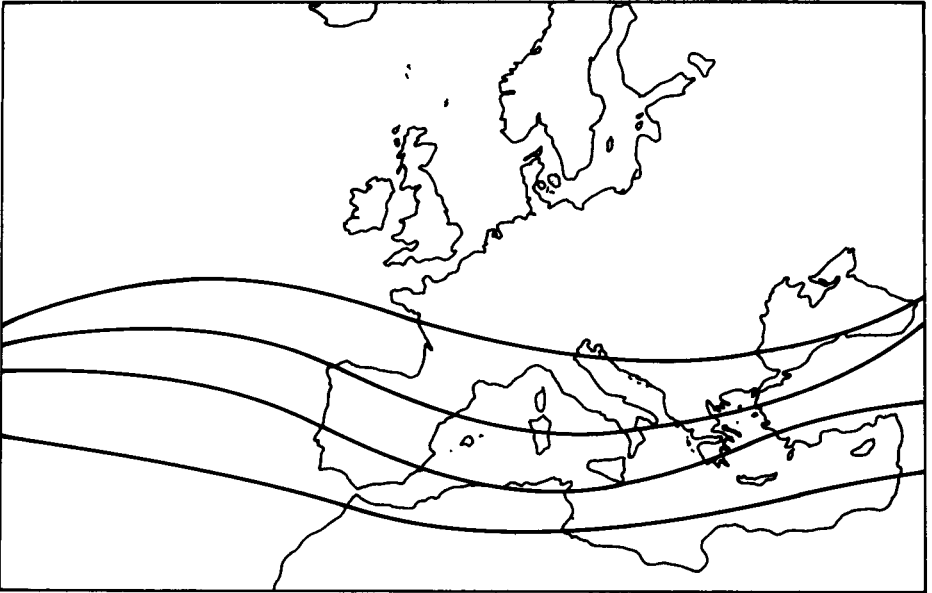


Abb. 21: Typ 9 9 (über den freigelassenen höheren Mittelbreiten sind verschiedenartige Anordnungsformen möglich)

Abb. 7 - 23: Schematisierte Strömungslinienkonfigurationen ausgewählter großräumiger Strömungstypen gemäß Tab. 4.

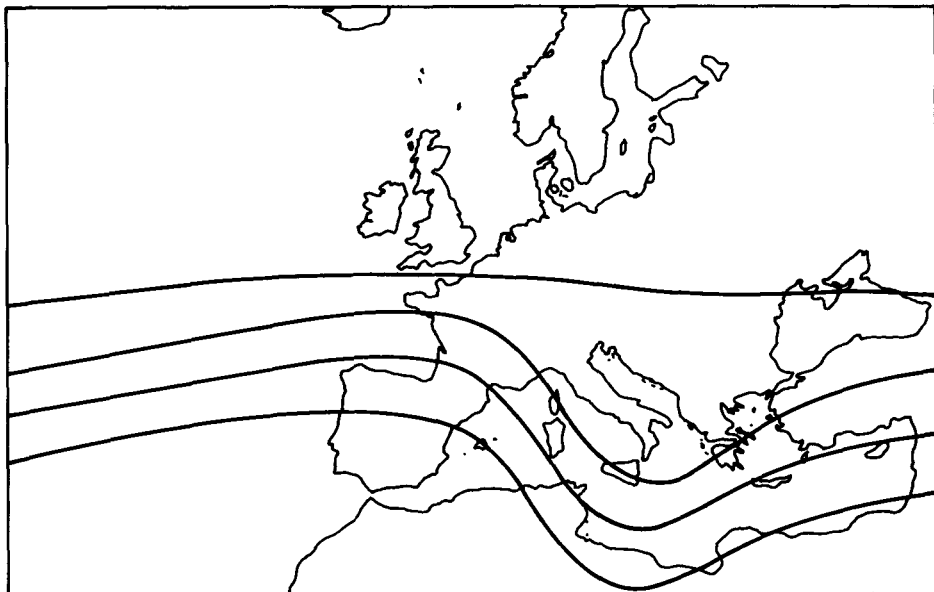


Abb. 22: Typ 9 2 (wellenförmige Variante; über den freigelassenen höheren Mittelbreiten sind verschiedenartige Anordnungsformen möglich)

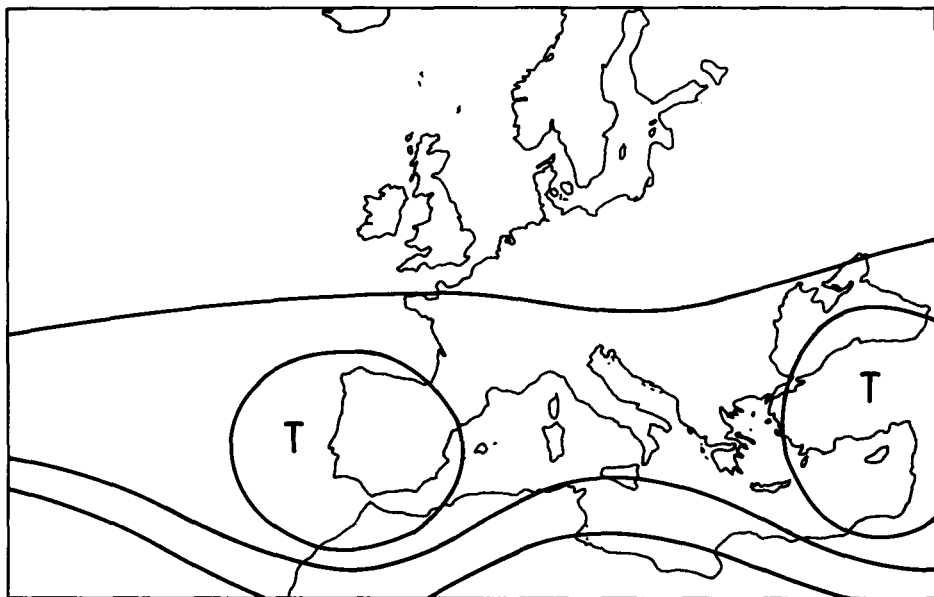


Abb. 23: Typ 9 6 (zelluläre Variante; über den freigelassenen höheren Mittelbreiten sind verschiedenartige Anordnungsformen möglich)

Analoge Kombinationen lassen sich erzeugen, wenn anstelle des zentralen Troges die weiteren breitenbereichsübergreifenden nicht-zellulären Strömungselemente im zentralen Längenbereich angenommen werden. Einzige Ausnahme dieser Verallgemeinerung ist das Fehlen zyklonal-zellulärer Strukturen stromaufwärts zentraler Antizyklonalelemente: wegen Punkt 7c der obigen Vorbemerkungen würde jedoch bei gleichzeitig auftretender nördlicher Antizyklonalzelle die Übergriffkombination antizyklonal gewertet und die Gesamtanordnung den Typen doppelt gleichen Vorzeichens (5 4 bzw. 6 4) zugeordnet werden, während eine alleinige Zyklonalzelle nur in den residualen Spezialfällen isolierter breitenbereichsübergreifender Lage eigenständig typkonstituierend wirkt (Typen 3 3, 4 3, 8 3). Die äquatorwärts vorgeschobenen Zyklonalzellen an der Rückseite zentral übergreifender Antizyklonalelemente finden sich also folgerichtig unter den nicht-meridionalen Zyklonalübergriffen stromaufwärts (Typen 5 2 bzw. 6 2) und hinterlassen die formale Asymmetrie zwischen den Kombinationen mit longitudinal vertauscht angeordneten Elementvorzeichen. Um untergeordnete Schwankungen auszugleichen, werden abschließend im Fall zentral übergreifender Elemente die stromaufwärts folgenden Elemente auch dann noch in obiger Weise typmitbegründend gewertet, wenn sie statt streng formal breitenbereichsübergreifend wenigstens vom jeweiligen Ursprungsgebiet aus überschreitend vorgeschoben (also antizyklonal in den nördlichen, zyklonal in den südlichen Breitenbereich) und dort noch nicht durch ein breitenbereichseigenes Element gänzlich von ihrem Ursprungsgebiet separiert sind (eine Zyklonalwelle im südlichen Breitenbereich etwa erzeugt also dann nicht mehr die Zweitziffer 2 in der Typkennzeichnung, wenn eine ebenfalls südliche Antizyklonalwelle höherer Breite eingelagert ist).

Von den Varianten mit zentralem Rücken wurde nur der wichtigste Fall mit nicht-meridionaler Zyklonalwelle an der Rückseite (Typ 5 2) illustriert (Abb. 13), ebenso von den Varianten mit nicht-meridionalen Übergriff im zentralen Längenbereich

nur die Fälle gleicher Zirkulationsform stromaufwärts (Typen 2 6 und 6 2, Abb. 11 und 14), die im wesentlichen durch die verschiedenen Längenpositionen ihrer Wellenextrema unterschieden sind. Alle weiteren Varianten lassen sich unschwer durch Substitutionen einzelner Elemente aus den vorhandenen Illustrationen einsichtig machen.

Von den Strömungstypen mit breitenbereichsübergreifendem Element in einem der beiden dem Zentralbereich benachbarten Längestreifen (Erstziffer 4 (Westen) und 8 (Osten)) gelangen wiederum die bedeutsamsten Varianten zur Darstellung: dies sind im zyklonalen Fall jeweils die trogförmigen Auslenkungen im Bereich der iberischen Halbinsel oder leicht westlich von ihr (Typ 4 1, Abb. 17) bzw. im ostmediterranen Bereich (Typ 8 1, Abb. 19), wobei der restliche Mittelmeerraum wechselweise von einer südlichen Antizyklonalwelle (wie hier in ersterem Fall, Abb. 17) oder von weitgehend zonalisierter Strömung (wie hier in letzterem Fall, Abb. 19) überdeckt sein kann. Im antizyklonalen Fall spielen neben den zellulären Varianten, die im wesentlichen longitudinal verschobene Modifikationen der zentralen antizyklonal-zellulären Typen sind und hier für den östlichen Längsbereich skizziert worden sind (Typ 8 7, Abb. 20), vor allem Strömungsanordnungen eine große Rolle, bei denen ein übergreifendes nicht-meridionales Antizyklonalelement über dem Ostatlantik oder Westeuropa (Typ 4 6) großräumig wirksam wird: gerade die in Abb. 18 dargestellte Variante keilförmiger Ausprägung mit komplementärer Zyklonalzelle über dem Mittelmeerraum repräsentiert eine hier häufige Entwicklungsform aktiver Abschnürung, die im folgenden (Teil 5) noch eingehender diskutiert werden wird. Die übrigen zirkulationsformspezifischen Varianten dieser längenbereichsbeschränkten Übergriffsströmungen ergeben sich wieder bei Substitution der entsprechenden Elemente. Hierbei wie generell in der Typbeschreibung der Tab. 4 ist zu beachten, daß das Auftreten der benannten charakteristischen Elemente zwar notwendig, jedoch nicht schon hinreichend für die Annahme

des entsprechenden Strömungstyps ist: dies ist erst dann der Fall, wenn kein weiteres typmitbegründendes Element auftritt, das die Annahme eines Kombinationstyps bewirken würde (so begründet etwa ein atlantischer Keil erst dann den Strömungstyp 4 6, wenn stromabwärts kein weiteres breitenbereichsübergreifendes Element wie etwa ein zentraler Trog auftritt, der die Typ-Annahme 1 6 zur Folge hätte); im übrigen sind bei formal überschneidenden Typcharakteristika die Vereinbarungen der Punkte 1 bis 7 aus Teil 3.4.1. zu beachten. Weiterhin sei darauf hingewiesen, daß in den einzelnen Strömungsfeldern die Elemente, die nach diesen Vereinbarungen nicht primär-typkonstituierend wirken, natürlich räumlich-zeitlich variabel oder substitutiv auftreten können und als eine Form typinterner Veränderlichkeit zu betrachten sind (vgl. Teil 1.3.): so kann etwa innerhalb des Typkollektivs 4 6 abweichend von der exemplarischen Darstellung in Abb. 18 sowohl die mediterrane Zyklonalzelle westlichere oder östlichere Längenpositionen einnehmen als auch gänzlich ersetzt sein durch andere, in manchen Fällen selbst nicht-zyklonale Strömungselemente. Diese unter großräumig generalisierenden Gesichtspunkten notwendige, für die klimatologische Beurteilung der Folgewirkungen auf geographisch fixierte Teilräume jedoch beachtlich große Schwankungsbreite erfordert differenzierende Zusatzbeschreibungen der Typen, wie sie etwa durch Berücksichtigung der regionsgebundenen Strömungselemente im Untersuchungsbereich geleistet werden kann (vgl. die folgende Niederschlagsanalyse).

Abschließend bleiben diejenigen Strömungsanordnungen zu erläutern, die in keinem der drei begrenzt variablen Längenbereiche breitenbereichsübergreifende Elemente besitzen (Erstziffer 9 oder 0). Neben den Residualfällen großräumiger Gradientschwäche (Typ 9 0) und gänzlicher Nichttypisierbarkeit (0 0) verteilen sie sich auf weitgehend zonalisierte (Typ 9 9, Abb. 21) und nach der Längenposition ihrer Extrema differenzierte wellen- oder zellenförmige Strukturen (Typ 9 2: zyklonal im zentralen

oder antizyklonal im westlichen oder östlichen Längenbereich (Abb. 22 in der Variante wellenförmiger Elemente); Typ 9 6 : antizyklonal im zentralen oder zyklonal im westlichen oder östlichen Längenbereich (Abb. 23 in der Variante zyklonal-zellulärer Elemente)). Gegenüber dem zonalisierten Typ 9 9 erfolgt die Abgrenzung dadurch, daß entweder mehr als ein vereinzelt existierendes Extremum existiert oder ein potentiell konkurrierendes Zonalelement mit weniger als seiner eigenen minimalen Längengröße von 5 Longitudinalkoordinateneinheiten¹⁾ den weiteren Mittelmeerraum²⁾ überdeckt. Zum angemessenen Verständnis dieser Strömungstypen sei eigens hervorgehoben, daß die hierbei nicht berücksichtigten Strömungsverhältnisse der nördlichen Breitenbereiche sämtliche Varianten durchlaufen können, sofern sie nur nicht auf die südlichen Breitenbereiche übergreifen, insbesondere also auch meridionale Zirkulationsformen bei mediterran zonalisierter Strömung.³⁾ Diese partielle Abkoppelung von hemisphärischen Zirkulationsindizes oder andersartigen Strukturierungen des Hauptastes der Westdrift erwächst aus der vorgegebenen mediterranen Bezogenheit der Typisierung und ist bei den kurzen Amplituden potentieller nördlicher Wellenstrukturen auch substantiell zu vertreten; eine eingehendere Untersuchung der wechselseitigen Kombinationen und Abhängigkeiten zwischen nördlichen und südlichen Anordnungen bei übergreifsfreier Gesamtkonstellation müßte darüber hinaus einer eigenen Arbeit vorbehalten bleiben.

-
- 1) Wie schon weiter oben verwendet entspricht eine Longitudinalkoordinateneinheit dem Abstand von 7,5 Längengraden der Zentralmeridiane zweier benachbarter überlappender Großregionen.
 - 2) In Übereinstimmung mit den bisherigen Festlegungen soll er sich synoptisch-klimatologisch motiviert von 20° W bis 40° E erstrecken.
 - 3) Umgekehrt kann nördliche Zonalisierung auch mit südlich nicht-zonalisierten, etwa wellenförmigen Strukturen einhergehen.

3.4.3. Abfolge und Häufigkeitsverteilung

Die chronologische Abfolge der nach Maßgabe der vorliegenden Themenstellung errechneten großräumigen Strömungstypen, so wie sie im vorangehenden erläutert worden sind und im folgenden als Grundlage der Niederschlagsanalyse fungieren, geht für den verfügbaren zehnjährigen Untersuchungszeitraum aus Tab. 5 hervor. Wie sich unschwer erkennen läßt, ist die Erhaltungsneigung dieser jeweils für diskrete Einzeltermine bestimmten Strömungstypen relativ gering, gehören doch nur rund die Hälfte aller Tage individuellen Perioden mit mindestens zwei oder mehr aufeinanderfolgenden Tagen des gleichen Typs an. Insofern sollte Tab. 5 nicht als eine Art von Großwetterlagenkatalog verstanden werden; hierfür wäre die zusätzliche Einbringung eines Mindestmaßes an Erhaltungsneigung erforderlich, die beim Vergleich jeweils benachbarter Einzeltage jedoch außer durch Dämpfung oder Einbezug nicht zu großer Oszillationen ähnlich dem Verfahren bei der Elementenanalyse (vgl. Teil 3.3.3.) nur durch willkürliche Setzung von Kriterien weitergehenderer Zusammenfassung zu bewerkstelligen wäre. Da im vorliegenden Fall hingegen eher die unterschiedlichen Strukturen der großräumigen Strömungsanordnung als nicht ohne Zwang zu Einzelperioden zusammengefügte Abläufe für die angestrebte Niederschlagsdifferenzierung interessieren, wurde auf derartige Nachtragsoperationen bewußt verzichtet und die errechnete Abfolge in unveränderter Form verwendet. Im übrigen demonstriert das ohne die Möglichkeit potentiell unsachgemäßer Vereinheitlichung wechselnder Einzelfälle errechnete Ergebnis das tatsächlich hohe Maß synoptischer Variabilität (vgl. BARRY and PERRY, 1973, S. 286), das bei der Größe des zugrundegelegten Bezugsraumes noch zunehmend ins Gewicht zu fallen tendiert.

66	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1									99	96	15	96
2									29	99	17	92
3									99	41	43	26
4									92	61	16	16
5									46	87	29	16
6									16	92	61	33
7									62	96	41	92
8									96	41	41	92
9									92	85	41	92
10									52	96	41	92
11									69	77	41	96
12									62	86	16	99
13									62	41	19	99
14									69	41	26	26
15									92	51	26	26
16									86	85	26	16
17									92	85	25	62
18									92	85	16	81
19									96	85	33	92
20									77	85	26	82
21									92	85	16	99
22									96	92	46	15
23									96	96	96	16
24									45	96	26	19
25									92	99	19	82
26									47	92	16	46
27									47	15	16	59
28									96	15	92	96
29									96	15	92	92
30									99	47	26	46
31									00	47	00	46

67	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	92	46	92	16	96	45	46	61	96	92	29	45
2	59	96	96	16	96	26	92	69	96	99	92	77
3	59	82	82	16	41	46	90	42	96	42	96	47
4	46	96	82	27	99	96	00~	42	96	96	42	47
5	15	46	82	54	41	96	61	62	87	45	19	17
6	26	92	96	47	99	62	61	99	87	26	92	92
7	92	77	69	99	99	61	41	99	87	16	15	99
8	25	47	69	96	87	62	99	99	46	46	41	99
9	99	47	62	43	87	16	69	96	46	69	96	25
10	99	16	62	61	62	15	46	52	52	81	46	15
11	99	16	69	61	41	15	46	99	15	81	96	45
12	47	70	87	61	41	15	46	99	26	62	15	45
13	15	70	96	16	41	45	47	99	86	62	96	45
14	45	70	46	46	61	15	47	99	33	62	61	46
15	15	70	46	86	61	92	99	92	99	96	61	00~
16	16	96	92	45	41	45	99	96	70	96	61	92
17	62	59	46	17	41	45	96	96	70	96	46	82
18	69	96	15	47	25	70	52	99	99	46	47	45
19	96	87	16	96	19	70	52	96	96	15	96	45
20	59	96	16	82	92	70	69	99	92	62	52	45
21	92	92	16	82	92	92	87	14	96	61	62	16
22	92	62	46	25	92	82	96	52	99	61	77	46
23	92	62	46	25	85	61	96	96	99	96	77	82
24	99	52	46	25	85	62	96	96	96	96	81	96
25	25	51	69	70	99	51	92	96	51	96	62	16
26	62	52	69	46	99	41	92	82	52	92	61	16
27	52	19	99	70	62	62	99	46	69	92	41	16
28	69	92	96	45	62	96	96	16	69	92	92	92
29	52	00	96	17	70	96	96	81	59	92	86	92
30	62	00	25	96	52	47	69	99	59	42	16	17
31	51	00	25	00	33	00	69	99	00	96	00	16

68	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	16	62	70	96	99	45	61	62	99	46	61	47
2	16	86	87	92	99	70	59	62	96	26	61	92
3	25	92	87	86	41	70	83	82	96	26	15	70
4	25	19	25	99	41	70	87	99	87	52	26	70
5	16	85	17	41	61	87	77	42	87	62	92	87
6	16	92	27	41	41	77	96	47	92	62	87	77
7	99	99	47	96	41	77	99	81	70	46	70	96
8	45	99	96	96	96	92	96	96	70	92	70	70
9	16	99	96	15	41	85	96	99	92	92	92	70
10	15	87	96	96	96	45	96	47	92	92	26	70
11	45	43	45	92	96	47	69	47	96	92	86	46
12	15	43	15	92	26	45	99	99	99	16	45	46
13	16	81	19	70	16	70	99	99	99	96	52	92
14	46	62	81	70	46	70	96	99	99	96	52	87
15	62	99	99	70	92	70	96	92	43	96	70	99
16	62	92	92	42	45	70	99	99	96	92	96	87
17	62	25	92	52	46	70	46	99	69	45	70	87
18	26	25	92	96	96	70	16	99	27	45	70	99
19	46	82	96	51	99	52	46	69	99	45	33	29
20	46	82	99	59	99	99	46	26	26	19	85	92
21	77	99	99	52	47	99	26	61	99	16	45	86
22	77	99	69	52	96	99	46	69	99	45	62	69
23	77	41	86	59	96	99	26	70	99	45	70	46
24	81	41	61	64	96	99	45	70	99	59	96	26
25	27	41	41	45	47	92	45	15	46	43	62	25
26	16	70	41	70	92	96	26	46	59	92	62	25
27	81	70	96	42	92	96	99	70	52	92	62	25
28	64	70	52	70	46	96	96	87	59	62	77	15
29	46	70	52	99	92	96	83	87	87	62	77	15
30	81	00	16	99	92	96	70	41	87	62	47	15
31	81	00	16	00	45	00	41	99	00	61	00	15

69	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	15	96	70	82	41	99	83	70	96	96	92	15
2	17	99	70	41	41	26	99	70	96	96	92	15
3	17	99	43	47	51	15	99	00	96	96	90	15
4	46	17	45	96	62	15	92	81	96	77	92	25
5	87	92	47	70	62	15	00~	69	96	77	92	15
6	87	92	70	70	59	92	92	69	96	77	92	15
7	41	92	99	52	85	45	87	59	70	77	82	15
8	70	87	99	70	99	70	00~	59	92	77	81	15
9	96	87	45	70	85	70	87	45	77	77	92	16
10	62	99	59	19	46	70	46	70	69	77	92	70
11	16	15	99	70	16	70	16	70	41	77	96	87
12	52	25	99	96	16	70	16	99	41	77	62	92
13	99	99	99	90	51	70	83	96	41	92	42	87
14	99	41	99	16	51	96	52	96	42	90	61	92
15	92	15	99	16	62	99	77	96	92	90	62	96
16	29	15	99	19	62	99	59	96	33	92	92	96
17	29	41	70	25	62	96	52	99	99	70	99	92
18	92	92	99	15	96	96	92	16	99	70	17	82
19	46	96	70	81	61	29	90	19	70	70	92	46
20	62	96	70	99	62	99	77	19	92	70	96	26
21	69	99	70	99	99	99	46	92	92	96	96	16
22	69	99	70	99	92	99	46	99	46	96	61	16
23	45	87	45	99	52	42	62	92	46	96	41	26
24	52	70	45	29	52	29	69	46	46	96	99	46
25	62	70	47	82	52	99	70	16	77	46	16	92
26	69	45	92	62	70	46	96	26	70	47	16	96
27	45	45	33	62	70	19	70	27	96	77	15	46
28	69	47	33	41	96	62	81	26	96	77	25	70
29	81	00	46	85	41	62	92	46	96	00~	41	70
30	99	00	16	96	51	82	70	17	41	92	16	70
31	99	00	29	00	86	00	70	17	00	92	00	43

70	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	33	92	19	99	16	16	92	96	96	96	96	41
2	99	92	27	99	16	82	87	96	87	92	64	41
3	27	19	92	25	16	52	96	70	96	26	62	45
4	96	99	15	27	16	52	26	70	96	26	92	81
5	99	99	25	25	87	70	19	87	82	26	46	81
6	92	41	25	25	87	70	46	87	69	99	92	96
7	45	99	25	99	70	70	92	43	69	41	99	45
8	25	99	92	41	25	70	96	96	69	61	99	46
9	59	99	96	99	43	52	96	99	59	61	96	70
10	59	99	87	15	43	96	96	46	51	52	46	70
11	59	99	15	92	70	64	96	29	62	52	26	52
12	52	99	83	92	96	52	96	26	69	52	62	54
13	85	99	99	26	33	43	92	52	86	54	61	77
14	85	15	45	26	61	96	92	99	99	45	26	45
15	47	15	46	16	41	46	92	99	69	46	19	92
16	26	16	16	46	46	46	15	99	69	46	29	96
17	26	16	16	46	46	70	15	99	69	77	29	70
18	16	81	81	81	46	70	15	99	46	92	99	92
19	54	19	96	62	46	70	25	99	46	92	99	46
20	59	15	26	62	46	70	99	99	46	92	99	77
21	96	45	16	46	92	81	99	99	45	92	99	47
22	70	82	81	92	25	59	96	99	59	16	99	47
23	92	96	96	92	25	62	96	99	45	16	61	15
24	46	92	41	92	69	87	96	99	45	46	62	15
25	96	29	99	92	81	99	99	52	45	19	51	47
26	62	25	96	92	81	96	99	51	69	81	62	47
27	69	16	41	86	45	62	87	52	59	69	62	43
28	92	16	99	15	92	96	92	81	59	27	62	43
29	45	00	47	15	92	99	81	96	52	96	61	43
30	47	00	26	15	46	99	99	99	69	77	62	41
31	45	00	99	00	92	00	96	96	00	96	00	15

71	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	15	85	16	70	41	70	16	92	92	45	46	26
2	15	14	46	85	86	70	69	96	96	77	81	26
3	15	47	46	85	92	70	99	42	96	77	62	46
4	33	17	45	47	70	47	99	96	64	92	77	46
5	15	52	15	47	70	47	70	99	92	46	81	46
6	45	77	15	41	70	99	46	41	82	77	69	77
7	46	47	45	70	70	99	46	41	96	77	16	46
8	46	46	47	96	83	92	77	41	69	81	92	47
9	46	46	96	96	87	41	77	96	83	96	16	47
10	46	42	15	46	96	41	69	62	99	96	15	15
11	70	51	81	47	77	99	92	96	99	92	92	15
12	70	96	96	47	77	99	96	96	99	92	92	16
13	70	96	77	52	77	99	90	96	45	92	92	69
14	70	96	62	51	96	42	47	96	45	92	46	81
15	27	99	62	52	96	41	96	96	45	25	47	81
16	92	99	99	81	41	85	96	00	16	16	96	81
17	46	29	86	69	41	96	96	51	16	46	96	52
18	92	85	42	62	41	46	96	52	16	92	96	96
19	92	45	61	62	41	29	96	62	24	81	99	92
20	99	45	41	62	96	69	99	46	92	90	16	92
21	99	45	15	42	62	99	82	33	52	90	16	46
22	99	45	15	52	92	99	81	70	52	96	15	96
23	85	15	16	52	92	99	99	70	96	51	15	62
24	92	45	16	59	70	99	99	70	96	96	15	92
25	96	45	16	99	43	96	41	70	92	52	16	77
26	99	45	92	99	41	99	42	70	90	52	96	77
27	96	45	46	99	15	99	42	83	96	45	77	51
28	99	46	16	99	15	96	87	83	99	45	26	47
29	41	00	70	96	29	99	87	69	26	52	87	16
30	61	00	70	96	92	46	85	81	46	70	99	47
31	61	00	70	00	92	00	92	99	00	70	00	47

72	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	70	87	70	46	41	96	83	85	99	42	61	92
2	52	87	70	46	15	96	99	85	47	41	96	41
3	52	87	70	81	87	92	29	99	47	70	77	61
4	92	99	99	82	70	69	82	99	92	70	62	96
5	70	99	99	92	70	77	61	29	96	70	96	96
6	59	42	92	86	90	70	41	69	96	70	47	92
7	99	62	99	86	96	70	96	83	96	70	52	92
8	99	85	51	96	92	92	83	83	99	70	96	42
9	46	92	96	99	92	96	62	96	92	33	96	96
10	96	29	92	96	92	96	69	42	87	87	92	96
11	46	92	46	92	92	16	83	42	99	87	92	96
12	96	92	46	26	99	29	92	42	99	99	29	92
13	81	92	70	29	45	41	92	41	99	47	29	92
14	70	26	87	29	15	16	45	62	47	47	99	77
15	70	62	87	15	15	41	45	52	17	47	92	85
16	70	51	87	16	16	64	87	16	15	17	92	77
17	42	61	70	45	33	96	70	87	86	47	99	77
18	29	61	70	15	29	96	70	87	16	17	96	77
19	86	17	77	15	41	96	70	16	99	17	92	15
20	92	85	41	15	42	96	99	92	70	17	99	46
21	92	87	96	92	85	96	96	33	96	16	99	46
22	87	85	96	45	85	81	70	26	96	16	96	77
23	92	47	47	47	86	92	70	47	52	19	99	77
24	92	70	52	47	86	92	92	16	47	19	99	87
25	87	70	59	47	92	69	92	16	47	92	15	86
26	92	29	59	17	92	92	45	52	47	69	16	99
27	92	92	99	16	92	83	99	70	47	41	46	59
28	45	99	92	26	92	42	96	70	15	99	81	26
29	45	96	92	29	29	42	87	70	16	92	81	16
30	92	00	96	96	96	83	85	70	81	92	96	46
31	85	00	46	00	99	00	85	99	00	42	00	87

73	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	87	16	15	92	61	62	96	99	92	16	52	15
2	86	46	16	92	61	62	87	41	46	46	51	46
3	86	45	46	92	61	42	69	99	96	70	51	47
4	46	46	16	16	62	41	62	92	62	52	51	45
5	70	46	46	46	62	46	83	92	69	77	61	46
6	70	62	92	46	62	96	70	69	96	59	96	92
7	70	92	46	92	69	47	70	96	96	87	46	92
8	77	96	15	99	52	33	70	96	96	46	46	96
9	64	96	15	15	26	96	51	82	77	96	46	16
10	70	99	15	15	15	96	96	59	47	92	92	46
11	70	99	45	15	92	96	96	52	52	99	96	92
12	54	16	45	15	26	96	96	83	59	99	96	92
13	52	92	45	15	46	87	96	69	43	99	96	92
14	52	25	45	15	92	92	99	69	43	99	92	92
15	52	16	45	17	96	59	99	00~	52	99	92	26
16	87	16	45	17	52	96	43	70	59	41	92	19
17	87	16	47	17	52	96	41	96	96	41	99	82
18	26	46	45	47	70	47	41	96	99	41	69	99
19	26	15	15	45	87	96	96	69	77	96	96	99
20	92	46	17	17	52	96	99	96	99	96	96	99
21	99	46	81	47	43	46	99	96	99	96	96	15
22	26	81	77	99	43	92	96	96	25	46	81	86
23	16	96	90	92	99	70	99	82	16	46	81	86
24	46	25	92	43	99	70	99	92	19	45	69	41
25	47	26	92	99	96	96	47	99	19	16	92	41
26	92	25	16	99	96	52	46	99	19	77	99	41
27	14	16	87	96	52	61	26	99	92	77	92	16
28	26	16	26	82	52	62	99	99	92	77	45	81
29	15	00	46	82	83	62	99	99	96	81	15	96
30	15	00	92	99	83	96	16	00~	96	70	15	86
31	81	00	87	00	41	00	96	46	00	59	00	46

74	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	92	59	87	70	86	96	82	90	99	26	16	46
2	92	59	87	70	87	62	82	99	96	99	16	46
3	85	99	96	87	99	81	96	96	59	86	99	16
4	99	85	45	87	33	92	96	96	96	99	99	62
5	46	29	26	70	27	96	96	96	87	99	16	81
6	96	99	26	70	15	96	96	96	96	26	46	26
7	87	99	70	70	46	99	45	52	96	25	92	26
8	87	26	70	70	92	96	69	59	96	92	92	26
9	87	16	70	70	92	99	46	99	96	99	92	81
10	87	69	70	51	15	99	26	99	99	99	16	81
11	46	69	87	52	70	25	82	99	92	99	92	96
12	62	69	47	96	99	27	96	82	96	16	96	46
13	62	96	45	47	99	47	96	69	52	16	99	16
14	87	29	17	47	92	70	62	61	69	86	99	92
15	46	87	17	15	62	87	62	61	77	16	62	19
16	46	24	46	15	33	87	69	62	77	33	41	29
17	81	15	26	17	70	87	96	69	77	92	41	82
18	16	45	81	47	70	87	46	77	81	26	41	25
19	16	16	61	15	96	26	16	90	90	92	69	46
20	64	16	61	47	96	46	16	87	92	92	47	16
21	77	46	15	47	15	51	16	92	92	25	99	69
22	96	92	87	96	81	52	46	96	92	46	47	69
23	96	45	77	45	96	47	92	96	86	16	52	69
24	69	45	70	45	99	47	96	99	99	16	52	69
25	69	47	70	15	99	47	99	92	29	16	92	92
26	96	46	70	86	99	47	99	99	29	26	45	96
27	81	70	70	70	99	69	96	92	99	92	92	96
28	92	87	77	70	96	96	99	46	41	25	92	46
29	69	00	96	62	96	99	96	87	26	15	45	92
30	69	00	46	92	96	99	90	70	29	16	16	46
31	59	00	45	00	46	00	96	70	00	16	00	16

75	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	46	46	59	15	96	41	87	87	92	59	59	26
2	46	45	59	15	87	16	92	52	99	90	52	86
3	46	70	69	15	45	92	96	52	77	96	85	41
4	64	70	26	85	45	29	19	52	41	92	92	41
5	47	70	26	15	46	26	81	52	99	96	92	47
6	96	52	16	86	46	59	47	70	96	46	92	47
7	96	52	92	41	92	70	47	70	41	59	45	47
8	92	52	92	96	87	70	52	70	96	59	46	27
9	16	52	99	96	87	87	59	70	96	26	70	27
10	69	59	25	15	41	47	59	70	83	45	70	82
11	81	59	46	15	41	47	59	96	99	45	70	96
12	99	69	70	15	19	46	99	70	99	46	70	90
13	99	99	70	25	92	46	92	70	99	43	87	16
14	61	99	25	92	92	96	59	61	99	33	87	41
15	00	45	25	99	96	96	69	69	41	96	00	47
16	62	45	25	99	96	62	99	92	46	99	92	96
17	96	46	16	15	00	99	96	99	77	15	15	96
18	99	46	47	52	00	99	96	99	77	15	15	15
19	29	92	70	61	77	33	96	99	87	45	16	46
20	86	46	70	46	77	92	92	69	87	70	15	16
21	69	62	70	87	96	85	99	81	87	70	15	47
22	96	69	70	87	45	47	96	99	87	85	15	77
23	96	69	70	46	45	47	82	16	90	70	16	82
24	96	70	45	17	15	47	99	16	96	70	70	96
25	92	70	26	46	45	17	99	16	90	46	96	47
26	92	70	82	17	47	77	46	46	92	46	62	17
27	92	52	99	17	47	14	92	46	87	77	41	77
28	96	59	99	96	47	96	96	46	96	77	85	77
29	92	00	99	77	82	47	96	92	62	77	92	96
30	16	00	41	70	43	99	96	46	59	52	26	96
31	62	00	15	00	99	00	62	46	00	52	00	96

76	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	92	70	96	92	96	92	77	99				
2	46	70	96	41	96	45	70	99				
3	00~	70	77	41	92	46	59	96				
4	45	41	69	41	92	46	59	96				
5	82	70	87	62	42	46	59	96				
6	46	59	70	96	41	46	59	16				
7	46	70	99	92	96	92	29	82				
8	46	92	96	16	77	45	99	96				
9	92	64	46	16	81	59	29	81				
10	92	92	46	92	70	81	52	82				
11	46	83	16	92	70	81	62	70				
12	45	87	15	92	83	45	83	70				
13	45	46	99	41	46	96	83	70				
14	92	16	15	15	96	96	96	70				
15	92	16	92	46	96	96	69	99				
16	16	70	25	70	87	99	62	99				
17	16	70	15	46	92	99	69	99				
18	16	85	15	96	92	99	62	99				
19	62	87	70	77	90	99	92	47				
20	82	87	46	70	00~	99	96	70				
21	81	87	92	70	82	99	00~	99				
22	82	87	70	27	61	62	99	62				
23	25	46	92	47	16	52	99	70				
24	99	92	16	15	33	52	87	70				
25	99	92	16	45	70	77	87	70				
26	16	47	19	47	46	77	87	70				
27	16	77	92	17	99	96	47	47				
28	15	77	46	17	99	47	47	47				
29	70	62	92	92	99	77	17	70				
30	70	00	47	47	92	77	47	99				
31	70	00	92	00	46	00	99	99				

Tab. 5: Tägliche Abfolge der großräumigen Strömungstypen während des zehnjährigen Untersuchungszeitraums von September 1966 bis August 1976 (Tage folgen in Zeilen aufeinander, Monate in Spalten).

Abb. 24 zeigt die prozentualen Häufigkeiten der großräumigen Strömungstypen im zehnjährigen Untersuchungszeitraum, in Tab. 6 sind die entsprechenden Werte für die meteorologischen Jahreszeiten noch beigelegt. Klar erkennbar wird die relativ große Bedeutung, die unter rezenten Bedingungen den übergreifsfreien Strömungsanordnungen zukommt (Erstziffer 9 oder 0): sie umfassen genau ein Drittel des Gesamtkollektivs mit zu erwartender, von den jahreszeitlichen Verlagerungen der hemisphärischen Zirkulation abhängiger überdurchschnittlicher Auftretshäufigkeit im Sommer und Herbst bzw. unternormaler Repräsentanz im Winter und Frühjahr. Zufriedenstellend ist dabei die mit lediglich 11 Fällen (gleich 0,3 %) ausgesprochen niedrige Zahl nichtklassifizierbarer Einzeltage, bemerkenswert die selbst bei der Größe des Untersuchungsraumes noch doppelt so häufig auftretende umfassende Gradientschwäche. Erwartungsgemäß findet sich das Maximum zonalisierter Strömungsformen im Sommer, während die wellen- oder zellenförmigen Anordnungen der niederen Mittelbreiten gemäß der unterschiedlichen Positionierung ihrer Extrema jahreszeitlich gegenläufige Verteilungen zeigen (so tendiert die im Sommer bei abgeschwächter zonaler Grundströmung mit reduzierten Wellenlängen gebildete Schwingung stromabwärts quasi-fixierter Aktionszentren (Azorenhoch) die Phasenvariante 9 6 (antizyklonal im Zentrum oder zyklonal westlich oder östlich davon) anzunehmen, im Winter bei verstärkter Grundströmung und vergrößerten Wellenlängen die inverse Phasenvariante 9 2).

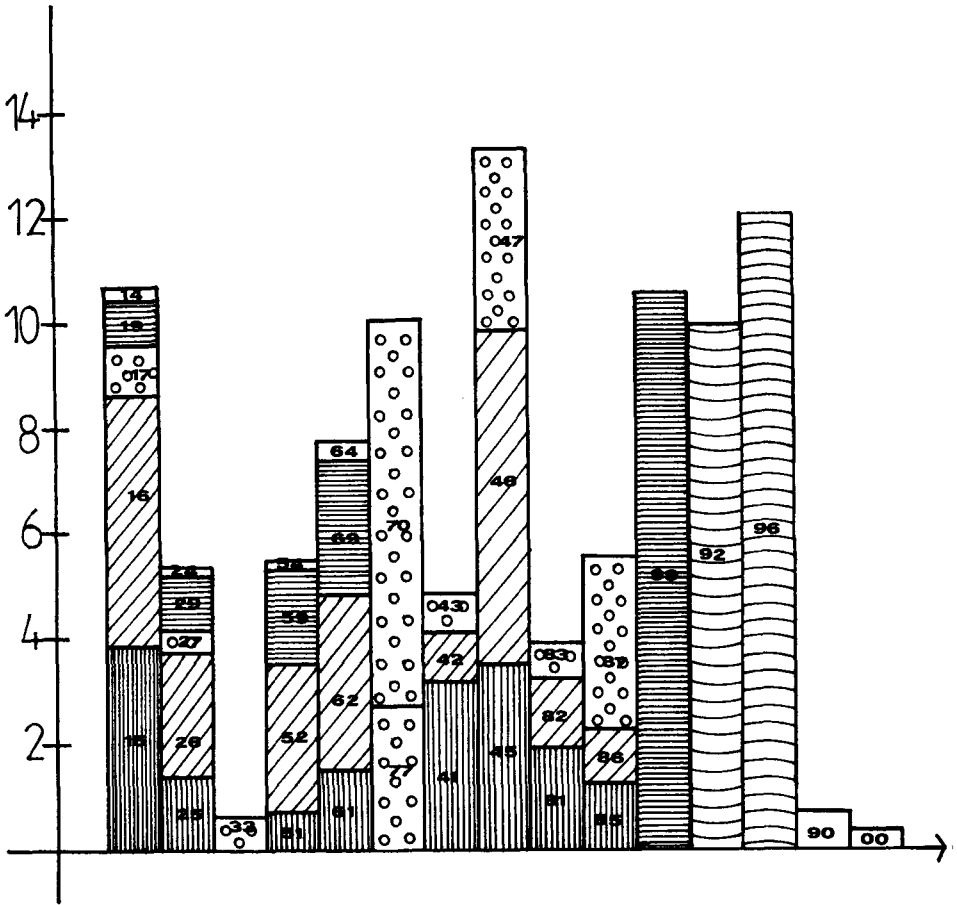




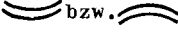


Abb. 24: Prozentuale Häufigkeiten der großräumigen Strömungstypen gemäß Tab. 4.
Die Signaturen dienen der vorzeichenunabhängigen Unterscheidung verschiedener Zirkulationsformen und beziehen sich in den Fällen nicht-zellulärer übergreifender Elemente im zentralen Längenbereich (erste, zweite, vierte und fünfte Säule), deren Zirkulationsformzugehörigkeit in jeweils einer gesamten Säule

übereinstimmt, auf die stromaufwärtigen Folgeelemente. Die Darstellung mehrerer Typen in einzelnen Säulen erfolgt nach partiellen Gemeinsamkeiten (zentrales Übergriffselement oder vorzeichenbehaltete Übergriffseigenschaft in einem der benachbarten Längenbereiche), sollte jedoch nicht als Zusammenfassung ähnlicher Subtypen aufgefaßt werden, da die Unterschiede zwischen den vertikal aufeinander folgenden Typen zirkulationsformspezifischer und damit grundsätzlicher Art sind.

	:	meridional
	:	diagonal
	:	zellulär
	:	zonal
	bzw.	mediterrane Vorzeichenwechsel in unterschiedlichen Längenpositionen

Unter den Typen mit breitenbereichsübergreifenden Elementen oder Elementkombinationen weisen sich insbesondere diejenigen mit westlichen Antizyklonelementen, zentralen Trögen und zentralen Antizyklonalzellen als vorrangig bedeutsam aus (summativ Häufigkeiten über 10 %). Bei letzteren, die bereits als Formen diffluenten Blockierung gekennzeichnet worden sind, tritt das geläufige herbstliche Maximum der Variante mittlerer Breitenlage (Typ 7 7) hervor gegenüber dem frühjährlich-sommerlichen Höhepunkt der nördlichen Variante (Typ 7 0). Unter den Typen westlicher Antizyklonalübergriffe spielen die diagonal geneigten keilförmigen und nicht-meridional wellenförmigen Strömungsanordnungen (Typ 4 6) die größte Rolle, die zu einem erheblichen Teil die oben erläuterten Fälle aktiver Abschnürung ehemals breitenbereichsübergreifender Kaltluftvorstöße umfassen und ein dementsprechendes winterliches Häufigkeitsmaximum zeigen.

Die verschiedenen zirkulationsformspezifischen Varianten zentraler Trogausbildungen sind durchaus unterschiedlich jahreszeitlich verteilt: Typ 1 9 mit Übergriffsfreier Grundform stromaufwärts zeigt ein schwaches Maximum im Herbst, der bereits eigenständige regional begrenzte Kaltluftvorstöße bringen kann, ohne daß die sich erst allmählich verschärfenden hemisphärischen Gradienten die gesamte überregionale Zirkulation in großamplitudige Wellenstrukturen transformieren müßten; die Typen 1 5 und 1 7 mit großbrümig meridional bzw. abgeschnürt zellulär blockierter Westdrift stromaufwärts eines zentralen Troges häufen sich jeweils im Frühjahr, wenn schon polwärts drängende Warmluftvorstöße und noch unternormal temperierte Gebiete des polaren Kaltluftreservoirs austauschintensive Zirkulationsstrukturen erzwingen können; Typ 16 schließlich, zusammen mit der in beiden Phasen meridionalen Variante 1 5 am häufigsten ausgebildet, repräsentiert in seiner Abfolge diagonal ausgeleakter und meridional blockierender Strömungsteile Transformationsanordnungen räumlicher Art mit verschiedenen Längenbereichen unterschiedlicher Horizontalgradientenverteilungen oder zeitlicher Art mit einem Wechsel von vorangehend quasi-stationärer meridionaler zu mobil werdender und aktiv gegebenenfalls bis zu zellulären Abschnürprodukten umgestaltender Strömungsanordnung mit einem leichten winterlichen Maximum, das schon bei den möglichen Folgezuständen zyklonal vollendeter Abschnürung (enthalten v.a. in Typ 4 6) festzustellen war. Von den restlichen Typen eigens erwähnt seien noch die häufiger auftretenden: Typ 4 1 (westlicher Trog) mit frühjährlichem Maximum als Ausdruck reduzierter Wellenlängen¹⁾ im Gefolge nachwinterlich abgeschwächter hemisphärischer Gradienten-

1) vorausgesetzt, man unterstellt eine fixierte initiale Strömungsauslenkung durch das amerikanische Felsengebirge, etwa in Form energetischer Prozesse mit Wärmemengen, die dem Massenerhebungseffekt oder der bei Stauniederschlägen freiwerdenden latenten Energie des Wasserdampfs entstammen.

Strömungstyp	Herbst	Winter	Frühjahr	Sommer	Gesamt
1 5	3.0	4.9	6.5	1.2	3.9
1 6	5.3	6.8	4.7	2.6	4.8
1 7	0.8	0.9	1.9	0.4	1.0
1 9	1.2	0.8	0.8	0.5	0.8
1 4	0.0	0.2	0.0	0.2	0.1
Teilsumme	10.3	13.6	13.9	4.9	10.6
2 5	0.8	2.1	2.5	0.2	1.4
2 6	3.0	2.8	1.7	1.6	2.3
2 7	0.2	0.6	0.7	0.2	0.4
2 9	1.1	1.3	0.9	1.1	1.1
2 4	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1
Teilsumme	5.2	6.9	5.8	3.1	5.3
3 3	0.8	0.3	0.9	0.4	0.6
5 1	0.9	0.6	0.9	0.5	0.7
5 2	3.2	2.2	2.5	3.2	2.8
5 9	2.1	2.0	1.0	2.0	1.8
5 4	0.1	0.3	0.1	0.0	0.1
Teilsumme	6.3	5.1	4.5	5.7	5.4
6 1	2.2	0.7	1.9	1.3	1.5
6 2	3.7	3.0	2.9	3.5	3.3
6 9	2.8	2.8	1.2	3.7	2.6
6 4	0.2	0.6	0.1	0.2	0.3
Teilsumme	8.9	7.1	6.1	8.7	7.7
7 7	4.7	2.8	1.5	1.6	2.7
7 0	4.1	6.3	8.9	9.7	7.3
Teilsumme	8.8	9.1	10.4	11.3	10.0

Strömungstyp	Herbst	Winter	Frühjahr	Sommer	Gesamt
4 1	3.4	2.1	5.0	2.2	3.2
4 2	0.8	0.4	0.7	1.5	0.9
4 3	0.7	0.7	1.0	0.3	0.7
Teilsumme	4.9	3.2	6.7	4.0	4.8
4 5	3.1	4.8	4.0	2.0	3.5
4 6	5.0	8.0	6.3	5.1	6.3
4 7	2.5	3.5	3.8	3.7	3.4
Teilsumme	10.6	17.2	14.1	10.8	13.2
8 1	1.8	2.7	1.5	1.7	1.9
8 2	0.3	1.8	1.4	1.7	1.3
8 3	0.2	0.1	0.5	1.8	0.7
Teilsumme	2.3	4.6	3.4	5.2	3.9
8 5	1.2	1.6	1.1	0.9	1.2
8 6	1.1	1.2	1.5	0.0	1.0
8 7	2.5	4.0	3.3	3.5	3.3
Teilsumme	4.8	6.8	5.9	4.4	5.5
9 9	9.1	7.6	8.5	16.5	10.5
9 2	12.7	11.1	9.7	6.2	9.9
9 6	14.2	7.3	9.5	17.1	12.0
9 0	1.1	0.1	0.4	0.7	0.6
0 0	0.1	0.2	0.1	0.8	0.3
Teilsumme	37.2	26.3	28.2	41.3	33.3

Tab. 6: Prozentuale Häufigkeiten der großräumigen Strömungstypen gemäß Tab. 4 für die meteorologischen Jahreszeiten¹⁾ und den gesamten Untersuchungszeitraum.²⁾

1) vgl. die diesbezügliche Anmerkung zu Tab. 2.

2) siehe Abb. 24.

ten; Typ 8 7 (nördliche Antizyklone im östlich benachbarten Längsstreifen) als östliche Variante diffluenten Blockierung mit stromaufwärtiger Übergriffsfreiheit; Typ 6 2 (nicht-meridionale Wellenabfolge mit antizyklonaler Phase im zentralen Längenbereich) ohne nennenswerte jahreszeitliche Auftretensschwankungen. Auffällig bleibt die vorzeichenspezifische Häufigkeitsverteilung der breitenbereichsübergreifenden Elemente: im zentralen Längenbereich dominieren im zyklonalen Fall die meridionalen Formen eindeutig über die nicht-meridionalen (Verhältnis von 2 : 1 zwischen den summativen Auftrittshäufigkeiten aller jeweiligen Typen), während im antizyklonalen Fall ein Überwiegen der nicht-meridionalen Formen festzustellen ist (7,7 % gegenüber 5,4 %); im östlichen und vor allem im westlichen Längenbereich treten als typkonstituierendes Element generell häufiger antizyklonal signierte auf (etwa im Verhältnis 2,75 : 1 im westlichen Bereich). Beide Befunde dürften Ausdruck mittlerer Verhältnisse sein, die durch charakteristische Längenpositionen quasi-stationärer langer Wellen gekennzeichnet sind: nach dem nordostamerikanischen Trog im Lee des amerikanischen Felsengebirges folgen stromabwärts ein ostatlantisches Geopotentialmaximum und ein erneuter Trog über dem östlichen Mitteleuropa, bevor eine weitere antizyklonale Phase angenommen wird.

Das Aufscheinen einiger klimatologischer Gesetzmäßigkeiten in den Häufigkeitsverteilungen der berechneten großräumigen Strömungstypen darf als partielle indirekte Bestätigung der Verfahrensweise gewertet werden. Direkte Vergleiche mit anderen Klassifikationen sind jedoch nicht zu bewerkstelligen: zwar existieren Ähnlichkeiten in manchen Einzelklassen (so z.B. zwischen dem antizyklonal-zellulären Typ 7 0 und der Großwetterlage "Hoch Fennoskandien" (HESS und BREZOWSKY, 1977) oder Urbani's Zirkulationstyp F 1 (URBANI e D'ANGIOLINO, 1974)), doch sind sowohl Grundlegung als auch Differenzierungsprinzipien der mannigfachen Klassifikationen

(vgl. Teil 2) zu unterschiedlich bezogen- etwa auf verschiedene, teils auch kombinierte Höhenniveaus, auf anderweitige, teils subjektive (Erstreckung der Frontalzonen), teils objektive Kriterien (Koeffizientenverteilungen von Funktionenreihen), auf verschieden dimensionierte und gelagerte Teilräume etc.-, um mit der vorliegenden Typisierung kommensurabel zu sein. Deren bislang erläuterte Bedingungen und Eigenschaften lassen jedoch auch unabhängig davon ihre Zugrundelegung in der nachfolgenden Niederschlagsanalyse gerechtfertigt erscheinen.

3.5. Zusammenfassung

Die Erstellung atmosphärischer Strömungskategorien als grundlegende Phase synoptisch-klimatologischer Analyse (vgl. BARRY and PERRY, 1973, S. 7) erfolgte in mehreren aufeinander aufbauenden Teilschritten: zunächst wurde aus den Rohdaten der nordhemisphärischen geopotentiellen 500 mb-Höhen ein regelmäßiges Längen-Breitengrad-Gitternetz für den atlantisch-europäischen Großraum interpoliert, dessen Einzelpunkte zu einem Feld überlappender, jeweils 9 Gitterpunkte auf jeweils 3 verschiedenen Längen- und Breitenkreisen umfassender Großregionen zusammengefaßt wurden. Für dieses Feld und das Feld seiner Quadranten ließen sich mehrere Größen berechnen, die den aktuellen Zustand der großräumigen Strömungsverhältnisse über den zugehörigen Großregionen zu beschreiben vermochten (Geopotentialanomalie, Maß für die Gradientstärke, die Stärke und Richtung des geostrophischen Höhenwindes sowie die Wirbelgröße, vierseitig klassifizierte paarweise Quadrantenwindfeldkombinationen). Weiterhin wurde ein Verfahren entwickelt, aus den kombinierten Verteilungen der aktuellen Werte dieser Variablenfelder auf die Grundbestandteile atmosphärischer Strömungsanordnung, die Strömungselemente (geradlinige, wellenförmig ausgelenkte und zellulär geschlossene), rückzuschließen, sie gegebenenfalls

zirkulationsformspezifisch zu differenzieren (meridional, diagonal, flachwellig) und durch Lage-, Größe-, Struktur- und Intensitätsparameter zusätzlich zu kennzeichnen.

Schließlich wurde die Gesamtheit aller Strömungselemente eines jeden Untersuchungstermins betrachtet und unter vereinfachenden Annahmen und Voraussetzungen eine Typisierung der charakteristischen Anordnungsformen erreicht.

4. STRÖMUNGSABHÄNGIGE NIEDERSCHLAGSANALYSE

4.1. Verfahrensweise

Der zweite Teilschritt synoptisch-klimatologischer Analyse, die Untersuchung klimatischer Elemente in Abhängigkeit der entwickelten Kategorien atmosphärischer Zirkulation, soll in Übereinstimmung mit der allgemeinen Zielsetzung der vorliegenden Arbeit nicht als primär regional-klimatologische Betrachtung, sondern als Charakterisierung der Strömungskategorien mit Bezug auf regional wirksam und sinnfällig werdende Folgeerscheinungen konzipiert werden. Die Konzentration auf Niederschläge, durch Problemstellung und zentrale Bedeutsamkeit für den mittelmeeischen Bezugsraum inhaltlich vorgegeben, erfordert dabei einige erläuternde verfahrensklärende Vorbemerkungen.

1.) Notwendig sind, aufgrund charakteristischer Andauerzeiten der großräumigen Strömungstypen von lediglich einigen Tagen, Niederschlagssummen, die über Zeitintervalle gemessen werden, die nicht wesentlich größer sind als die Zeitabstände der 24-stündigen Momentaufnahmen der jeweiligen Strömungssituation. Mithin erforderliche Tagessummen der Niederschläge mußten, da die synoptischen Meldungen zahlreicher mittelmeeischer Stationen in der täglich erscheinenden Berliner Wetterkarte zu lückenhaft erfolgen, aus meteorologischen Jahrbüchern der Einzelstaaten oder in direktem Kontakt mit den jeweiligen nationalen Wetterdiensten beschafft werden (vgl. Tab. 7).

2.) Bei der Auswahl der für ein bestimmtes Teilgebiet zur Verfügung stehenden Stationen wurde nach folgenden Gesichtspunkten selektiert:

a) möglichst kontinuierliche Reihen von Stationsmeldungen (5 % Leerdaten galten als Akzeptanz-Obergrenze);

- Spanien: Hoja Quincenal de Precipitación (Sept. 1966 bis Aug. 1976)
- Portugal: Unterlagen des Instituto Nacional de Meteorologia e Geofisica, Lisboa (EDV-Auszug)
- Marokko: Unterlagen des Service National de Climatologie (Casablanca), bearbeitet vom Seewetteramt des Deutschen Wetterdienstes für Dez. 1969 bis April 1972; für Sept. 1966 bis Nov. 1969 und Mai 1972 bis Aug. 1976 auf Anfrage direkt überstellt
- Frankreich: Supplément au Résumé Mensuel du Temps en France, Météorologie Nationale, Sept. 1966 bis Aug. 1976
- Italien: Annali Idrologici, Parte prima, Servizio Idrografico, 1966 bis 1974;
- Unterlagen des Istituto Centrale di Statistica (Roma) für folgende Stationen und Zeiträume:¹⁾
- | | |
|---------------------------|---|
| Palermo, Messina, Ragusa: | Jan. 1975 bis Aug. 1976; |
| Firenze, Grosseto: | Jan. 1974 bis Aug. 1976; |
| Roma, Ancona, Brindisi, | |
| Foggia: | Jan. 1973 bis Aug. 1976; |
| Napoli, Potenza: | Jan. 1971 bis Aug. 1976; |
| Pescara: | 1972 ¹⁾ sowie Jan. 1974 bis Aug. 1976; |
| Cagliari, Olbia: | Jan. 1972 bis Aug. 1976; ¹⁾ |
| Genova: | Jan. 1971 bis Aug. 1976; ¹⁾ |
| Cosenza: | Jan. 1970 bis Aug. 1976; |
- Bollettino Meteorologico Quotidiano für folgende Stationen und Zeiträume:
- | | |
|----------|----------------|
| Pescara: | 1970; |
| Potenza: | 1969 bis 1970. |
- Griechenland: Monthly Climatological Bulletin, Sept. 1966 bis Aug. 1976
- Türkei: Yillik Meteoroloji Bülteni, 1966 bis 1972;
Günlük Meteoroloji Bülteni, 1973 bis Aug. 1976

1) Mit Ausnahme der gekennzeichneten Daten (Hochzahl 1) handelt es sich um zum Zeitpunkt der Übermittlung (Jan. 1982) noch unveröffentlichte Daten der Stationen des Servizio Idrografico, wodurch eine weitgehende Homogenität gewährleistet werden konnte.

- Tunesien: Bulletin Météorologique Annuel, 1970 bis 1974;
Bulletin Météorologique Mensuel, Sept. 1966
bis Dez. 1969 und Jan. 1975 bis Aug. 1976
- Libyen: Unterlagen des Meteorological Department
(Tripolis), bearbeitet vom Seewetteramt des
Deutschen Wetterdienstes für Dez. 1969 bis
Aug. 1976; für Sept. 1966 bis Nov. 1969 auf
Anfrage direkt überstellt
- Ägypten: Unterlagen des Seewetteramtes des Deutschen
Wetterdienstes für 1969 bis 1976;
Daily Weather Report U.A.R., Sept. 1966 bis
Dez. 1968
- Israel: Monthly Weather Report, Series B, Sept. 1966
bis Dez. 1973;
Unterlagen des Meteorological Service (Bet
Dagan), Jan. 1974 bis Aug. 1976

Tab. 7: Quellenverzeichnis der Niederschlagsdaten

- b) möglichst gleichmäßige Verteilung der Einzelstationen
über das jeweilige Teilgebiet (Gleichmäßigkeit meint da-
bei sowohl vergleichbare Distanzen zwischen benachbarten
Stationspaaren als auch gleichgewichtige Berücksichtigung
lokaler (etwa Höhenlage), regionaler (Luv/Lee) oder gar
klimazonaler (eumediterran-vollhumid bis saharisch-voll-
arid) Lageverschiedenheiten);
- c) Stationsdichten, die bei angemessenem Datenumfang als
hinreichend repräsentativ für das betreffende Teilgebiet
gelten konnten: für Griechenland etwa ergab ein Stichpro-
benvergleich dreier gleichmäßiger Stationsnetze mit 6,
15 und 24 Meßstellen annähernd gleiche gebietszusammen-

fassende Niederschlagshäufigkeits- und -dichtemaßzahlen für die Stationsanzahlen 15 und 24, während bei lediglich 6 Meßstellen signifikante Unterschiede zu den beiden anderen Netzvarianten auftraten (vgl. Tab. 8); folglich wurde der Stationsumfang für Griechenland auf 15 festgelegt.

	Niederschlags- häufigkeit			Niederschlagsdichte		
	A	B	C	A	B	C
unternormal	0.0	0.0	4.2	50.0	40.0	41.7
normal	33.3	20.0	16.6	50.0	40.0	37.5
übernormal	66.7	80.0	79.2	0.0	20.0	20.8

Tab. 8: Prozentanteile jeweils dreier Anomalieklassen (symmetrischer Schwankungsbereich um den Mittelwert mit der Standardabweichung als Intervallgröße als zentraler Normbereich) der Niederschlagshäufigkeit (Zahl der Regentage) und -dichte (mittlere tägliche Regenmenge) an den Stationen dreier verschiedener griechischer Beobachtungsnetze mit Stationsumfang 6 (Fall A), 15 (Fall B) und 24 (Fall C) für eine Einjahresstichprobe von zyklonalen Regenperioden.

Nicht immer allerdings standen Stationen in vergleichbarer Anzahl zur Verfügung, wie sie sich aus obigem Beispiel als erforderlich andeutet; somit müssen die gemäß Tab. 9 und Abb. 25 zahlreicher bestückten Teilregionen Iberiens, Italiens, Griechenlands, Tunesiens und Israels als Hauptgrundlage der Niederschlagsauswertungen betrachtet werden, während die nur durch vereinzelte Stationen vertretenen Gebiete wie etwa Libyen, Ägypten oder die Türkei vorbehaltlich ihrer ungewissen Regions-Repräsentativität lediglich als intermediäre Ergänzungen geringerer Aussagekraft interpretiert werden können.

Station	geograph. Breite (N)	geograph. Länge	Höhe über NN	mittlere jähr- liche Nieder- schlagsmenge (mm)	Prozentanteil der Regentage an der Gesamt- zahl der Unter- suchungstage	mittlere Nieder- schlags- dichte (mm/d)
<u>Iberien</u>						
1 La Coruña	43°22'	8°23'W	24 m	906.4	37.3	6.7
2 Porto	41°09'	8°37'W	20 m	1152.6	37.6	8.4
3 Lissabon	38°44'	9°08'W	20 m	683.1	32.7	5.7
4 Vitoria (A)	42°51'	2°40'W	539 m	884.7	35.4	6.8
5 León (A)	42°36'	5°34'W	838 m	484.2	21.7	6.1
6 Salamanca	40°58'	5°40'W	802 m	343.8	20.6	4.6
7 Guadalajara	40°38'	3°10'W	709 m	481.6	20.5	6.4
8 Ciudad Real	38°59'	3°56'W	626 m	454.5	19.1	6.5
9 Cáceres	39°28'	6°22'W	440 m	430.0	18.4	6.4
10 Córdoba (A)	37°53'	4°47'W	100 m	509.3	17.5	8.0
11 Huelva	37°16'	6°57'W	56 m	490.4	14.7	9.1
12 Ceuta	35°53'	5°19'W	24 m	414.4	14.3	8.0
13 Barcelona (A)	41°23'	2°11'E	12 m	636.8	16.5	10.6
14 Zaragoza (A)	41°39'	0°53'W	200 m	326.4	16.0	5.6
15 Castellón	39°59'	0°02'W	28 m	451.9	13.5	9.1
16 Alicante	38°21'	0°29'W	8 m	343.8	11.7	8.0
17 Almeria (A)	36°50'	2°28'W	16 m	250.9	9.1	7.6

Tunesien

1 Bizerte	37°15'	9°48'E	5 m	646.2	30.7	5.8
2 Tabarka	36°56'	8°45'E	12 m	1036.8	29.5	9.6
3 El Feidja	36°30'	8°19'E	700 m	1155.3	26.8	11.8

Station	geograph. Breite (N)	geograph. Länge	Höhe über NN	mittlere jähr- liche Nieder- schlagsmenge (mm)	Prozentanteil der Regentage an der Gesamt- zahl der Unter- suchungstage	mittlere Nieder- schlags- dichte (mm/d)
Forts. Tunesien						
4 Le Kef	36°11'	8°43'E	665 m	520.3	21.4	6.6
5 Makthar	35°52'	9°13'E	937 m	589.3	17.6	9.2
6 Sidi Boubaker	36°15'	9°48'E	350 m	564.0	23.6	6.5
7 Beja	36°44'	9°11'E	234 m	586.1	24.9	6.4
8 Tunis-Carthage	36°50'	10°14'E	3 m	476.6	25.6	5.1
9 Hammamet	36°24'	10°37'E	5 m	490.5	17.8	7.5
10 Sousse	35°49'	10°38'E	6 m	433.1	13.7	8.7
11 Kairouan	35°40'	10°06'E	60 m	378.6	18.8	5.5
12 Sbeitla	35°13'	9°05'E	661 m	392.3	13.4	8.0
13 Sfax	34°43'	10°41'E	21 m	280.8	14.0	5.5
14 Gabès	33°53'	10°06'E	4 m	250.5	11.6	5.9
15 Gafsa	34°25'	8°49'E	313 m	194.5	12.5	4.3
16 Tozeur	33°55'	8°10'E	45 m	105.0	7.5	3.8
17 Remada	32°19'	10°24'E	300 m	105.1	7.8	3.7

Italien

1 Genova	44°24'	8°56'E	2 m	1110.4	27.4	11.1
2 Firenze (Oss.Ximeniano)	43°47'	11°15'E	51 m	714.8	28.7	6.8
3 Grosseto	42°46'	11°07'E	8 m	627.9	26.6	6.5
4 Roma (U.C.M.)	41°53'	12°30'E	51 m	661.7	25.0	7.2
5 Napoli (Ser- vizio Idro- grafico)	40°50'	14°15'E	30 m	940.5	29.9	8.6

6 Potenza	40°38'	15°48'E	826 m	742.8	35.6	5.7
7 Cosenza	39°17'	16°16'E	250 m	923.1	32.1	7.9
8 Messina (Oss.)	38°13'	15°33'E	54 m	793.4	31.5	6.9
9 Ragusa	36°56'	14°44'E	515 m	602.2	25.6	6.4
10 Palermo	38°08'	13°23'E	31 m	428.2	27.2	4.3
11 Cagliari (Oss. Sez. Idr.)	39°13'	9°08'E	7 m	445.2	23.8	5.1
12 Olbia	40°56'	9°30'E	15 m	563.9	27.1	5.7
13 Bastia	42°41'	9°26'E	15 m	829.2	26.6	8.5
14 Ancona (Torrette)	43°37'	13°31'E	6 m	717.9	32.5	6.0
15 Pescara	42°27'	14°13'E	2 m	799.5	31.5	7.0
16 Foggia (Oss.)	41°28'	15°33'E	74 m	461.5	27.8	4.5
17 Brindisi	40°37'	17°57'E	28 m	628.4	27.8	6.2

Griechenland

1 Kerkyra	39°37'	19°55'E	2 m	1155.1	30.7	10.3
2 Agrinion	38°37'	21°25'E	46 m	976.2	26.7	10.0
3 Tripolis	37°33'	22°21'E	663 m	856.3	31.3	7.5
4 Kythira	36°08'	23°00'E	167 m	524.5	22.4	6.4
5 Rodos	36°23'	28°06'E	37 m	712.4	21.2	9.2
6 Samos	37°44'	27°00'E	49 m	790.3	20.7	10.5
7 Mytilini	39°04'	26°35'E	5 m	700.3	20.3	9.5
8 Alexandrupolis	40°51'	25°57'E	4 m	609.7	23.5	7.1
9 Limnos	39°53'	25°04'E	17 m	550.8	21.3	7.1
10 Skyros	38°54'	24°33'E	5 m	476.8	19.6	6.7
11 Thessaloniki	40°32'	23°01'E	31 m	463.5	23.6	5.4
12 Larissa	39°38'	22°25'E	73 m	417.5	21.9	5.2
13 Athen	37°54'	23°44'E	15 m	398.3	19.1	5.7

Station	geograph. Breite (N)	geograph. Länge	Höhe über NN	mittlere jähr- liche Nieder- schlagsmenge (mm)	Prozentanteil der Regentage an der Gesamt- zahl der Unter- suchungstage	mittlere Nieder- schlags- dichte (mm/d)
Forts. Griechenland						
14 Naxos	37 ⁰ 06'	25 ⁰ 24'E	9 m	376.2	19.9	5.2
15 Hiraklion	35 ⁰ 20'	25 ⁰ 11'E	48 m	461.7	19.5	6.5
Israel						
1 Nahariya	33 ⁰ 01'	35 ⁰ 06'E	10 m	689.2	21.1	9.0
2 Dafna	33 ⁰ 14'	35 ⁰ 38'E	150 m	677.2	19.9	9.3
3 Nazareth	32 ⁰ 42'	35 ⁰ 19'E	460 m	650.1	18.3	9.7
4 En-Ha-Horesh	32 ⁰ 23'	34 ⁰ 56'E	30 m	622.3	17.8	9.6
5 Lod	32 ⁰ 00'	34 ⁰ 54'E	40 m	620.0	16.6	10.2
6 Jerusalem	31 ⁰ 47'	35 ⁰ 13'E	810 m	597.0	16.5	9.9
7 Saad	31 ⁰ 28'	34 ⁰ 32'E	100 m	395.7	12.8	8.4
8 Tirat Zevi	32 ⁰ 25'	35 ⁰ 32'E	-220 m	278.2	15.8	4.8
9 Beer Sheva	31 ⁰ 15'	34 ⁰ 48'E	280 m	213.3	11.6	5.0
10 Mizpé Ramon	30 ⁰ 39'	34 ⁰ 46'E	840 m	86.0	7.5	3.1
11 Sedom	31 ⁰ 02'	35 ⁰ 23'E	-390 m	55.8	4.9	3.1
12 Elat	29 ⁰ 33'	34 ⁰ 57'E	12 m	38.6	2.8	3.8
Marokko						
1 Melilla	35 ⁰ 17'	2 ⁰ 57'W	5 m	366.7	14.3	7.0
2 Fès	34 ⁰ 05'	5 ⁰ 00'W	370 m	586.4	24.3	6.6
3 Tanger	35 ⁰ 48'	5 ⁰ 45'W	15 m	717.2	24.9	7.9
4 Casablanca	33 ⁰ 39'	7 ⁰ 35'W	58 m	468.4	21.5	6.0
5 Marrakech	31 ⁰ 49'	8 ⁰ 00'W	466 m	291.0	15.6	5.1
6 Agadir	30 ⁰ 30'	9 ⁰ 40'W	10 m	251.7	10.4	6.6

Ostatlantik

1 Funchal	32°38'	16°54'W	58 m	681.4	26.5	7.0
2 Las Palmas	28°06'	15°25'W	10 m	127.7	5.7	6.1

Balearen

1 Palma de Mallorca	39°35'	2°39'E	33 m	419.0	15.5	7.4
---------------------	--------	--------	------	-------	------	-----

Libyen

1 Derna	32°45'	22°39'E	10 m	248.1	15.1	4.5
2 Sirte	31°10'	16°39'E	5 m	170.0	8.0	5.8
3 Ghadames	30°10'	9°30'E	351 m	43.4	2.2	5.3

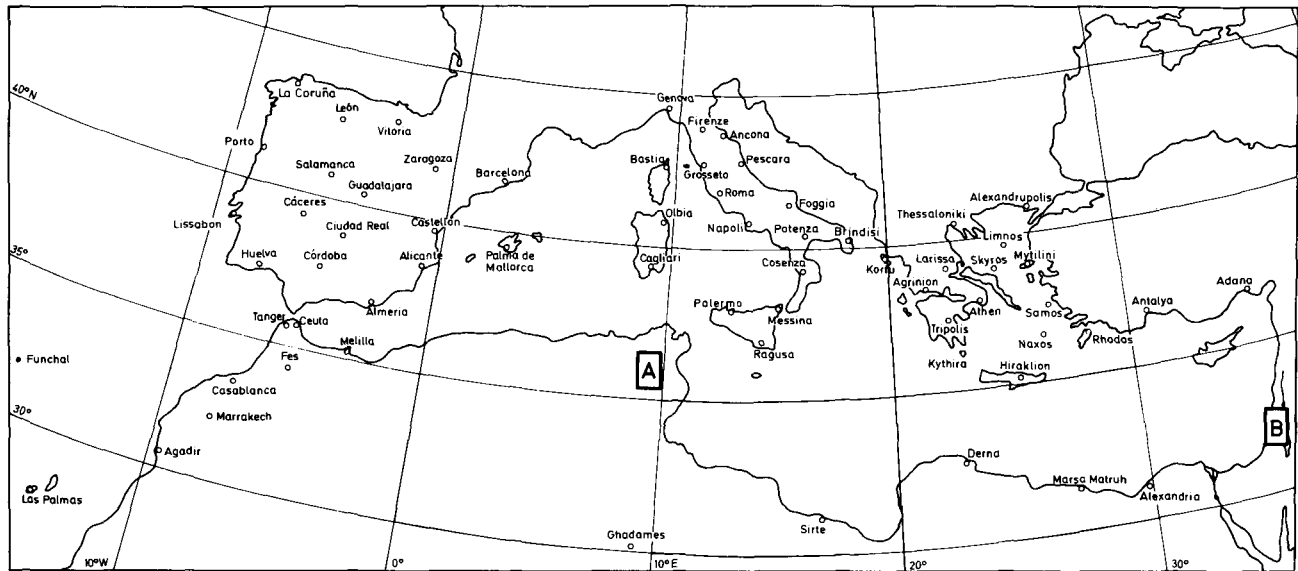
Ägypten

1 Alexandria	31°13'	29°55'E	5 m	224.3	13.1	4.7
2 Marsa Matruh	31°22'	27°15'E	10 m	136.0	11.4	3.3

Türkei

1 Antalya	36°53'	30°42'E	42 m	1099.6	20.3	14.8
2 Adana	36°59'	35°18'E	20 m	666.3	19.7	9.2

Tab. 9: Übersicht der Niederschlagsstationen. Neben Lagekoordinaten und Meereshöhe werden diejenigen Größen aufgelistet, die als stationsspezifische Normalwerte in die Niederschlagsindizes eingehen (im Fall des Ergiebigkeitsindex' ist es die mit dem konstanten Faktor 10/3653 multiplizierte mittlere jährliche Niederschlagsmenge, im Fall des Häufigkeits- bzw. Dichteindex' jeweils der aufgelistete Wert). Bei der regionalen Zusammenfassung wurden im Teilkollektiv "Iberien" zwei portugiesische Stationen und das bereits auf dem afrikanischen Kontinent gelegene spanische Ceuta, im Teilkollektiv "Italien" das französische Bastia und im Teilkollektiv "Marokko" das spanische Melilla zusätzlich aufgenommen.



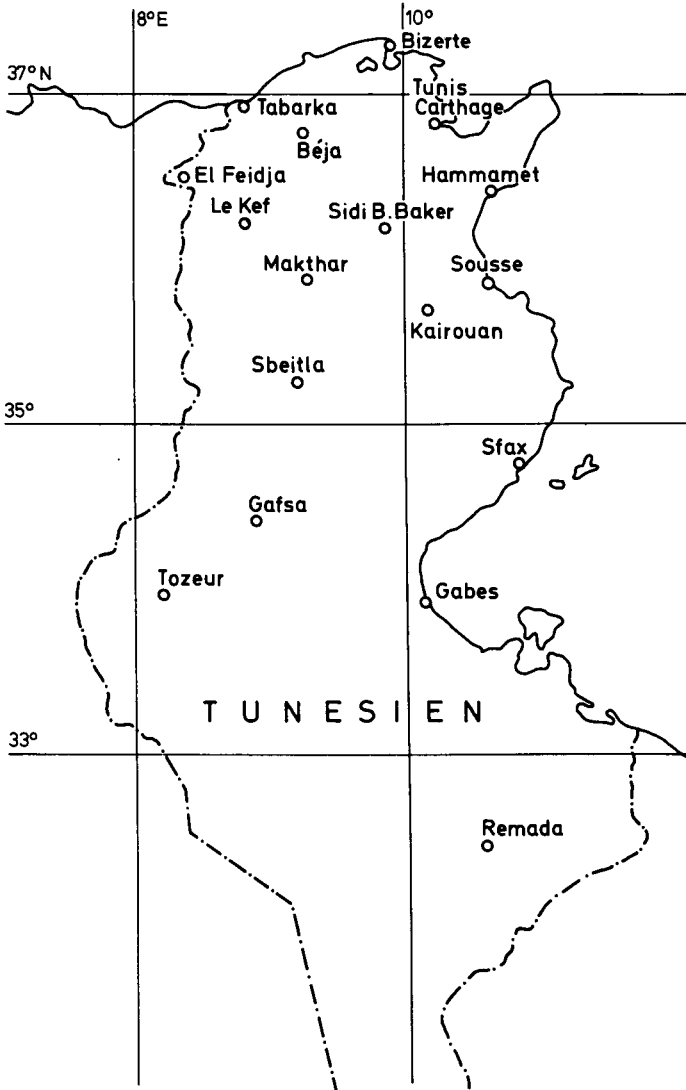


Abb. 26

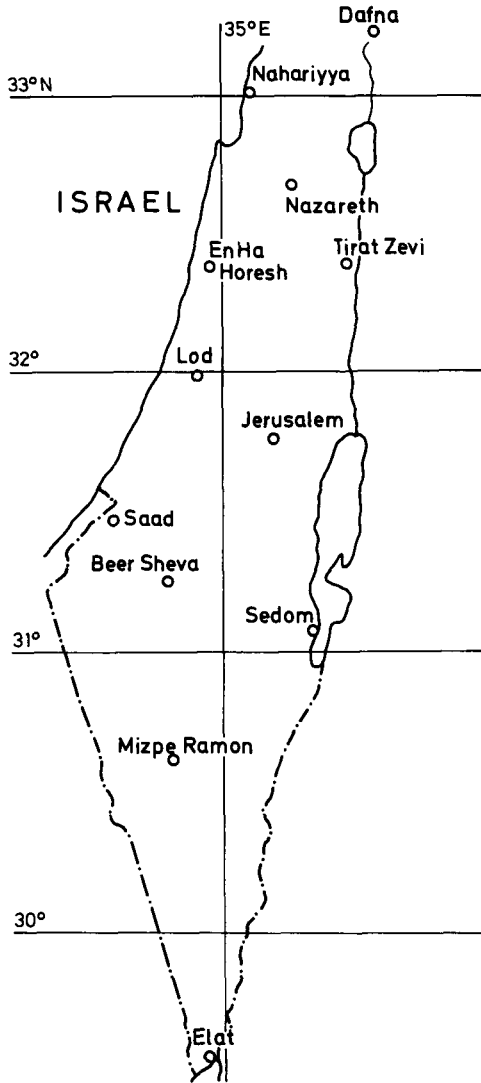


Abb. 27

Abb. 25: Übersichtskarte der Niederschlagsstationen. Die Teilbereiche A (Tunesien) und B (Israel) sind in den Abb. 26 und 27 gesondert wiedergegeben.

Abb. 26: Übersichtskarte der tunesischen Niederschlagsstationen.

Abb. 27: Übersichtskarte der israelischen Niederschlagsstationen.

tiert werden sollten. Der einzige größere Bereich, aus dem keine kontinuierlichen Meldungen für den zehnjährigen Gesamtzeitraum zu beschaffen waren, ist Algerien.

3.) Etwaige Lücken in den Datenreihen der gewählten Stationen wurden folgendermaßen zu reduzieren versucht:

- a) Heranziehung alternativer Quellen wie der Weltwetterübersicht der Berliner Wetterkarte und täglicher Wetterkarten der jeweiligen nationalen Wetterdienste (vgl. Anhang A), soweit sie in der Bibliothek des Zentralamtes des Deutschen Wetterdienstes zugänglich und mit synoptischen Tagesmeldungen ausgestattet waren; derartige Ergänzungen bergen zwar die Gefahr künstlich erzeugter Inhomogenitäten in sich, wurden jedoch vorgenommen, wenn diese vergleichsweise klein gegenüber dem Fehler bei belassener Lückenhaftigkeit zu sein versprochen;
- b) Berücksichtigung weiterer synoptischer Tagesmeldungen wie Gesamtbedeckung des Himmels, Bedeckungsgrad verschiedener Wolkenschichten, gegenwärtiges Wetter, Wetterverlauf oder besondere Wettererscheinungen, die in verschlüsselter Form den meisten täglichen Wetterkarten beigegeben sind und rund die Hälfte an verbliebenen Datenlücken durch Festsetzung hochwahrscheinlicher Niederschlagslosigkeit zu schließen erlaubten;

c) Interpolation aus vollständigen Datenreihen benachbarter Stationen: dabei wurden die Einzeltage zu Regenperioden, d.h. möglichst kontinuierlichen Folgen von Tagen mit Niederschlag, zusammengefaßt und zunächst die Regenmenge y einer derartigen Periode mit fehlenden Einzelmeldungen wie folgt bestimmt:

$$y = \frac{1}{m \cdot \sum_{r=1}^3 G_r} \cdot \left\{ \sum_{k=1}^m \left(G_1 \cdot \frac{\sum_{1=1}^t N_{1,k}}{\sum_{1=1}^t N_{1,k}} + \right. \right. \\ \left. \left. + G_2 \cdot \frac{x}{x_k} + G_3 \cdot \frac{\left[\frac{1}{m} \cdot \sum_{p=1}^m \left(\frac{MNS}{MNS_p} \cdot NS_p \right) \right]^{-x}}{\sum_{j=1}^n y_{j,k}} \right) \cdot y_k \right\};$$

- y : unbekannte Niederschlagsmenge einer unvollständigen Regenperiode;
- y_k : bekannte Niederschlagsmenge dieser Regenperiode an der k -ten Nachbarstation;
- $y_{j,k}$: Niederschlagsmenge der j -ten Regenperiode an der k -ten Nachbarstation;
- m : Anzahl der Nachbarstationen;
- G_1, G_2, G_3 : Gewichtungsfaktoren;
- t : Anzahl der Tage mit vollständigen Meldungen innerhalb der fraglichen Regenperiode;
- N_1 bzw. $N_{1,k}$: Niederschlag des 1 -ten Tages (ohne Zweitindex für die Ausgangs-, mit Zweitindex für die k -te Nachbarstation);
- n : Anzahl der Regenperioden mit unvollständigen Meldungen innerhalb des betreffenden aktuellen Monats;
- x bzw. x_k : Niederschlagssumme aller im betreffenden aktuellen Monat vollständigen Regenperioden (ohne Index für die Ausgangs-, mit Index für die k -te Nachbarstation);
- MNS bzw. MNS_p : mittlere Monatsniederschlagssumme (ohne Index für die Ausgangs-, mit Index für die p -te Nachbarstation);
- NS_p : aktuelle Monatsniederschlagssumme für die p -te Nachbarstation;

Dies bedeutet eine Mittelung über m Nachbarstationen sowie über drei durch die Faktoren G_r ($r = 1, 2, 3$) zu gewichtende¹⁾ verschiedenartige Einzelverfahren: für $r = 1$ ergibt sich die gewünschte Regenmenge aus dem Verhältnis der Niederschlagssummen von lückenhafter Ausgangs- und vollständiger Nachbarstation aller t Einzeltage innerhalb der fraglichen Regenperiode selbst, an denen auch für die zu interpolierende Stationsreihe Meldungen vorliegen; für $r = 2$ erhält man die benötigte Größe aus dem Verhältnis der Niederschlagssummen von Ausgangs- und Nachbarstation zeitlich benachbarter vollständiger Regenperioden²⁾; für $r = 3$ schließlich wird aus dem Verhältnis der mittleren Monatsniederschlagssummen von Ausgangs- und Nachbarstation ein interpolierter Wert der aktuellen Monatssumme bestimmt, der gemäß der Partition bei der Nachbarstation auf die n lückenhaften Regenperioden verteilt wird. Die Berücksichtigung aller drei Beziehungsgrößen gewährleistete eine weitgehende Dämpfung anomaler Einzelbeiträge, wie sie bei einem diskontinuierlichen und von vielfältigen Lokalfaktoren (Topographie, Stationsposition, Rauigkeit und Energiehaushalt der Erdoberfläche als unterer Atmosphärenbegrenzung, kleinräumige Konvektionsextrema) abhängigen Klimaelement wie dem Niederschlag bei Angleichungsversuchen sowohl an individuelle Regenperioden als auch an mittlere Verhältnisse aktueller oder mehrjährig zusammengefaßter Monate selbst räumlich eng benachbarter Umgebungsstationen jederzeit auftreten können. Bei regelrechten Ausreißerwerten aufgrund von Extremalereignissen wurde der entsprechende Einzelbeitrag durch Nullsetzung des Gewichtungsfaktors unterdrückt. Die Aufteilung der interpolierten Niederschlagsmenge y auf die Einzeltage fehlender Stationsmeldungen innerhalb der fraglichen Regenperiode erfolgte schließ-

1) Bei Nichtanwendbarkeit eines Einzelverfahrens entfällt durch Nullsetzung des Gewichtungsfaktors der entsprechende Beitrag, anderenfalls wurde generell mit dem Gewicht 1 gerechnet.

2) Die zeitliche Nachbarschaft wurde auf den jeweiligen aktuellen Monat beschränkt.

Station	Prozentanteil der Datenlücken am Gesamtumfang der Meßreihe	Zahl der lückenhaf- ten Regenperioden	Prozentanteil der interpolierten Niederschlagster- mine an der Gesamt- zahl der Regentage	Prozentanteil der interpolierten Niederschlagssumme an der Gesamt- niederschlagssumme
Naxos	0.1	1	0.4	0.1
Kythira	0.2	3	0.7	1.8
Larissa	1.3	12	4.9	4.5
Agrinion	1.3	20	4.3	4.8
Potenza	0.1	2	0.2	0.3
Bastia	0.1	3	0.3	0.1
Brindisi	0.1	3	0.4	0.3
La Coruña	0.0	1	0.1	0.1
Vitoria	0.1	1	0.2	0.1
Castellon	0.0	1	0.2	0.1
Cordoba	0.0	1	0.2	0.0
Ceuta	0.0	1	0.2	0.1
Las Palmas	0.1	2	1.0	0.5
Sousse	0.8	3	1.2	0.3
Hammamet	1.6	2	0.6	0.3
Sbeitla	1.7	4	1.2	0.9
Le Kef	4.2	10	1.8	1.3
Mersa Matruh	0.0	1	0.2	0.9
Alexandria	0.8	4	1.7	0.7

Tab. 10: Liste der Interpolationsfälle täglicher Niederschlagshöhen

lich wieder in Anlehnung an die Nachbarstationen (mit p = Anzahl der meldungslosen Tage und den Bezeichnungen von oben) zu

$$N_i = \frac{1}{m} \cdot \sum_{k=1}^m \frac{y - \sum_{l=1}^t N_{l,1}}{y_k - \sum_{l=1}^t N_{l,k}} \cdot N_{i,k}, \quad i = 1, \dots, p.$$

Dies entspricht im wesentlichen (bis auf eine hier vernachlässigte Entfernungsgewichtung) dem Verfahren, das BEFFERT (1980) aus der wasserwirtschaftlichen Normal-Prozent-Methode für die Interpolation täglicher Niederschläge aus bekannten Monatssummen entwickelt hat. Die Gesamtprozedur, aufgrund oben genannter Diskontinuitäten und Lokalabhängigkeiten nur mit äußerster Beschränkung und Vorsicht zu benutzen, ist bei 19 von 94 Stationen in insgesamt 75 Fällen, die pro Station jeweils weniger als 5 % der Gesamtreihe umfaßten (vgl. Tab. 10), in einem noch vertretbaren Ausmaß zur Anwendung gekommen. Zusätzlich wurden in 11 Fällen italienischer Stationen bekannte Niederschlagsteilsommen nach der Beffert-analogen Verteilungsmethode in Tageswerte fraktioniert.

4.) Die zeitliche Inbezugsetzung täglicher Niederschlagssummen und auf der Basis täglicher Momentaufnahmen typisierter Strömungsverhältnisse mußte mangels höherer Auflösungskapazitäten durch einfache Zuordnung desjenigen Strömungstyps erfolgen, dessen Beobachtungstermin in das jeweilige Niederschlags-Meßintervall fällt.¹⁾ Grundsätzliche Beschränkungen

1) Zumeist beziehen sich unter einem bestimmten Datum gemeldete tägliche Niederschlagsmengen auf einen dem morgendlichen synoptischen Haupttermin zurückliegenden 24-Stunden-Zeitraum und erlauben eine Zuordnung zu dem Strömungstyp des zugehörigen 0-Uhr-GMT-Termins gleichen Datums; in den Jahrbüchern einiger Länder wie Frankreich oder Israel hingegen liegen entsprechend vorauslaufende Meßintervalle zugrunde (die dann den größeren Teil des Tages angegebene Datums umfassen), die bei Zuordnung zum "Strömungstermin" eine Rückdatierung erforderlich machen.

dieser Art von Parallelisierung müssen bei der Beurteilung erhaltener Resultate berücksichtigt werden und sollen deshalb eigens genannt sein: einmal ist der Niederschlag eine diskontinuierliche meteorologische Größe, deren einzelne getrennte Auftretenszeiten bei fixierten Meßintervallen selbst vergleichsweise kleinen Umfangs entweder kumulativ zusammengefaßt oder durch feste Ablesezeiten willkürlich fraktioniert sein können (vgl. CROWE, 1971, S. 128 ff.); zum anderen ist zwischen zwei aufeinanderfolgenden Beobachtungsterminen mit verschiedenen Strömungstypen keine Information über den genaueren Zeitraum der Umstellung vorhanden und mithin die Möglichkeit gegeben, ein eigenständiges und potentiell bedeutames Niederschlagsereignis während des zugeordneten Meßintervalls in unzutreffender Weise strömungsbezogen zu bearbeiten. Beide Effekte spielen zudem eine Rolle, wenn in verschiedenen Regionen bei gleicher Strömungstypzuordnung unterschiedliche Meßintervalle zugrundeliegen: sieht man von der noch relativ geringfügigen dreistündigen Verschiebung zwischen portugisischen und spanischen Stationen ab¹⁾, so dürfte das zwischen zwei 18-Uhr-GMT-Terminen gelegene Meßintervall griechischer Stationen in seiner halbtägigen Verschiebung gegenüber dem häufigsten 6- bis 6-Uhr-GMT-Intervall nicht verschwindende Ergebnisabweichungen zur Folge haben, deren genaues Ausmaß jedoch nicht exakt angegeben oder abgeschätzt werden kann. Innerhalb der einzelnen graphisch zusammengefaßten Regionen liegen jedoch (sieht man von der geringen portugisisch-spanischen Inhomogenität ab) übereinstimmende Bedingungen vor, und die zuvor genannten Beschränkungen grundsätzlicher Art versprechen bei zunehmendem Umfang des eingebrachten Datenmaterials tendenziell geringere Auswirkungen zu zeitigen.²⁾

1) Die portugisischen Niederschlagswerte beziehen sich auf einen Zeitraum zwischen zwei 9-Uhr-GMT-Terminen.

2) In diesem Sinne sowie mit Blick auf bessere statistische Absicherung wären in Einzeltage aufgelöste Zeiträume mehrerer Jahrzehnte wünschenswert, wie sie etwa einer auf 4 deutschen Stationen basierenden umfassenden Klimatologie der europäischen Großwetterlagen zwischen 1890 und 1950 zugrundeliegen (BÜRGER, 1958); allerdings dürfte der

5.) Zur Kennzeichnung strömungstypabhängiger Niederschlagsverhältnisse werden Indizes verwendet, wie sie in ähnlicher Form bereits bei PEDELABORDE et DELANNOY (1958) zu finden sind:

- a) als Maß für die Niederschlagshäufigkeit I_H dient die Zahl der Regentage, ausgedrückt in Prozent der Gesamtzahl an Tagen des jeweils betrachteten Strömungstyps. Problematisch ist die Festlegung der Regentags-Eigenschaft, die üblicherweise mit unterschiedlichen Schwellenwerten minimaler täglicher Regenmengen¹⁾ vorgenommen wird: nicht mehr meßbare gefallene Mengen, in den meisten Datenreihen noch in Abhebung von niederschlagsfreien Tagen eigenständig vermerkt, sollen trotz der in ihnen zum Ausdruck kommenden latenten Niederschlagsneigung in Übereinstimmung mit allen bekannten Auswertungen vergleichbarer Art auch häufigkeitsbezogen nicht berücksichtigt werden. Diskrepanzen entstehen allerdings dadurch, daß die Niederschlagsmengen der spanischen Stationen auf ganze Millimeter gerundet sind und deshalb in der untersten Nichtmeßbarkeitsklasse auch Werte von 0.1 bis 0.4 mm enthalten, die in all den anderen Datenreihen bei Zehntel-Millimeter-Meßgenauigkeit eigenständig aufgeführt sind.²⁾ Vereinheitlichend hätte also ein Schwellenwert von 0.5 mm verwendet werden müssen, doch wurde angesichts des starken Überwiegens der bis auf Zehntel-Millimeter spezifizierten Meßreihen und des allgemeinen Interesses, das bei strömungstypabhängigen Niederschlagscharakterisierungen auch an schwachergiebigem Regen-

hier verfügbare Zehnjahreszeitraum zumindest einige Tendenzen sichtbar machen, was analog selbst bei synoptisch-klimatologischen Analysen noch kürzerer zeitlicher Stichproben gelingt (vgl. BARRY and PERRY, 1973).

- 1) Die gebräuchlichsten dieser Werte sind, in Abhängigkeit von Meßgenauigkeit und Zielsetzung, 0.1, 0.5 und 1.0 mm.
- 2) Datenergänzungen aus synoptischen Meldungen täglicher Wetterkarten lieferten zwar ebenfalls nur ganzzahlig gerundete Werte, im kritischen Bereich für die Regentags-Zählung von 0.1 bis 0.4 mm jedoch meist eine individuelle Dezimalstellenaufschlüsselung.

mengen besteht, auf eine derartige Standardisierung verzichtet und in den meisten Fällen mit 0.1 mm als Signifikanzuntergrenze gearbeitet. Zu berücksichtigen bleiben dann der geringere Genauigkeitsgrad im spanischen und die partielle Inhomogenität im türkischen Teilkollektiv, letztere erzeugt durch die Angliederung eines guten Restdrittels von Daten aus synoptischen Wetterkartenmeldungen an die Teilreihe meteorologischer Jahrbücher;

- b) als Maß für die Niederschlagsintensität oder - da die zugänglichen Meßintervalle im Vergleich zu den für Intensitätsbestimmungen notwendigen¹⁾ recht groß sind - besser Niederschlagsdichte I_D dient die auf die Gesamtzahl der Regentage eines bestimmten Strömungstyps bezogene Gesamtsumme des während dieser Tage gefallenen Niederschlags. Hierbei wirken sich die Meßgenauigkeits-Unterschiede in der Mengensumme nur geringfügig aus (bei größeren Kollektiven tendieren die Rundungen entgegengesetzten Vorzeichens sich auszugleichen), stärker hingegen wieder im Häufigkeitsterm, der als Divisor in die Quotientenbildung eingeht;
- c) als Maß für die Niederschlagsergiebigkeit I_E schließlich dient die auf die Gesamtzahl der Tage mit vorgegebenem Strömungstyp bezogene Gesamtsumme des während dieser Tage gefallenen Niederschlags. Waren Häufigkeit und Dichte voneinander unabhängige Größen, so stellt die Ergiebigkeit als Produkt der beiden vorgenannten Größen lediglich einen abhängigen Komplementärparameter dar. Da sich in ihm jedoch insignifikante Varianzen der Ausgangsgrößen bei Gleichsinnigkeit zu signifikanten resultierenden Varianzen akkumulieren können, wurde er zur Niederschlagscharakterisierung zusätzlich herangezogen.

1) Gebräuchlich sind Zeitintervalle von wenigen Minuten bis zu einigen Stunden, etwa die Ansprache als Starkregen ab Mengen von 5 mm in 5 oder 10 mm in 20 Minuten (vgl. WEISCHET, 1977, S. 200).

Sämtliche drei Indizes werden nun nicht in absoluter Form, sondern als Prozent-Abweichung von stationspezifischen Normalwerten dargestellt, die als strömungstypunabhängige Bezugsgrößen der mittleren Niederschlagshäufigkeit (Gesamtzahl an Regentagen in Prozent aller 3653 Untersuchungstage), der mittleren Niederschlagsdichte (Gesamtregnenmenge pro Gesamtzahl an Regentagen) und der mittleren Niederschlagsergiebigkeit (Gesamtregnenmenge pro Gesamtzahl an Untersuchungstagen) definiert werden müssen und für jede Station aus Tab. 9 zu entnehmen sind. Diese Form der Darstellung filtert lagebedingte Varianzanteile der einzelnen Stationen weitgehend heraus und gewährleistet bei stationsübergreifenden Zusammenfassungen die erforderliche strömungstypbezogene Vergleichbarkeit. Bezeichnen ZRT die Zahl der Regentag, ZT die Zahl aller Tage (für einen vorgegebenen Strömungstyp y bzw. - ohne Index - für das Gesamtkollektiv) sowie I_H den Häufigkeitsindex, so wird wegen

$$I_H = \frac{\frac{ZRT_y}{ZT_y} - \frac{ZRT}{ZT}}{\frac{ZRT}{ZT}} = \frac{\frac{ZRT_y}{ZT_y} - \frac{ZRT}{ZT}}{\frac{ZRT}{ZT}} \cdot \frac{\frac{ZT_y}{ZRT}}{\frac{ZT_y}{ZRT}} = \frac{\frac{ZRT_y}{ZRT} - \frac{ZT_y}{ZT}}{\frac{ZT_y}{ZT}} = : A_Z$$

ferner ersichtlich, daß diese Prozent-Abweichungsform der I_H -Darstellung identisch ist mit derjenigen Größe A_Z , die den Anteil der strömungstypgebundenen Regentage an der Gesamtzahl der Regentage als Prozent-Abweichung vom Anteilswert der strömungstypgebundenen Untersuchungstage an der Gesamtzahl der Untersuchungstage ausdrückt. Analog läßt sich der Ergiebigkeitsindex I_E unmittelbar in die entsprechende Form der Mengenan-teilsgröße A_M überführen (mit NS als Niederschlagssumme und obigen Vereinbarungen):

$$I_E = \frac{\frac{NS_y}{ZT_y} - \frac{NS}{ZT}}{\frac{NS}{ZT}} = \frac{\frac{NS_y}{ZT_y} - \frac{NS}{ZT}}{\frac{NS}{ZT}} \cdot \frac{\frac{ZTy}{NS}}{\frac{ZTy}{NS}} = \frac{\frac{NS_y}{NS} - \frac{ZT_y}{ZT}}{\frac{ZT_y}{ZT}} = : A_M$$

Beide Indizes sind also in dieser Anteilsform bei gleicher Dimension auf dieselbe Vergleichsgröße $A_s = \frac{ZT_y}{ZT}$, die ja die Häufigkeit des Strömungstyps y als Prozentanteil am Untersuchungszeitraum ausdrückt, bezogen und damit kommensurabel, lassen sich also zu einer neuen sinnvollen Größe zusammensetzen. Definiert man sie etwa als Differenz DM der beiden Anteilswerte

$$DM: = A_M - A_Z ,$$

erhält man in ihr ein alternatives Maß für die Niederschlagsdichte, das die Bereiche relativ überwiegender Mengen- bzw. Häufigkeitsanteile vorzeichenspezifisch trennt, und es folgt

$$\begin{aligned} DM &= \frac{\frac{NS_y}{NS} - \frac{ZRT_y}{ZRT}}{\frac{ZT_y}{ZT}} = \frac{\frac{ZRT_y}{NS}}{\frac{ZRT}{NS}} \cdot \frac{\frac{NS_y}{ZRT_y} - \frac{NS}{ZRT}}{\frac{NS}{ZRT}} = \frac{\frac{ZRT_y}{ZRT}}{\frac{ZT_y}{ZT}} \cdot \frac{\frac{NS_y}{ZRT_y} - \frac{NS}{ZRT}}{\frac{NS}{ZRT}} = \\ &= \frac{\frac{ZRT_y}{ZRT}}{\frac{ZT_y}{ZT}} \cdot I_D . \end{aligned}$$

Da sowohl $\frac{ZRT_y}{ZRT}$ als auch A_s nicht-negative Größen sind, besitzt der Dichteindex I_D also das gleiche Signum wie das anteilsbezogene Dichtemaß DM und reproduziert damit die vorzeichenspezifische Aufteilung in häufigkeits- und intensitätsbetonte Teilbereiche, wie sie sich bei der Betrachtung der Mengen- und Häufigkeitsanteile begrifflich herleiten ließ.

6.) Zur graphischen Darstellung der Niederschlagsindizes wurden diejenigen Teilregionen ausgewählt, die durch eine hinreichende Anzahl von Stationen repräsentiert waren oder sich zu einer solchen zusammenfügen ließen (siehe Tab. 9 und Abb. 25). Auf der Abszisse sind jeweils die Stationen in einer Reihenfolge abgetragen, wie sie der numerierten Sequenz aus Tab. 9 zu entnehmen ist und wie sie klimatologisch oder geographisch sinnhaft festzulegen versucht worden ist: bei sowohl zonal als auch longitudinal gewichtigen Wandlungen der Lagebeziehungen (selbst auf so kleinem Raum wie Israel können sie

gleichzeitig vonstatten gehen: zwischen feuchtem Norden und wüstenhaftem Süden ebenso wie zwischen Küstenebene, Bergland und Jordangraben) wird man bestrebt sein, eine allgemeingültige klimatologische Größe als Anordnungskriterium einzuführen. Im Falle von Israel erweist sich die mittlere jährliche Niederschlagsmenge¹⁾ (vgl. Tab. 9), die bis auf einen konstanten Faktor dem stationsspezifischen Normalwert im Ergiebigkeitsindex entspricht, als geeignet: sie ordnet die Stationen gemäß einer generellen Nordwest-Südost-Tendenz zunehmender Trockenheit. In Griechenland wiederum zeichnet sie im wesentlichen eine Zusammenfassung zu Teilregionen nach (westlich gelegene Landesteile, östliche Ägäis und dazwischenliegender Bereich des östlichen Festlandes und der zentralen Ägäis), die in unterschiedlicher Richtung durchlaufen werden (generell nord-südlich im Westen und Zentrum, entgegengesetzt im Osten) und nur vereinzelte Stationen aus dieser Abfolge herausfallen lassen. Im Unterschied dazu bietet sich bei Iberien, das in Hinblick auf seine Breitenlage und klimazonale Zugehörigkeit zum Typus subtropischer sommertrockener Winterregenkimate²⁾ insgesamt, also auch außerhalb in engerem Sinne mediterran geprägter Bereiche erfaßt worden ist, eine Abfolge nach dem Prozentanteil der Niederschlagstage an, der als stationsspezifischer Normalwert in den Häufigkeitsindex eingeht: hier werden mit wenigen Ausnahmen, die zur Vermeidung unmotivierter räumlicher Sprünge nachträglich angepaßt worden sind, westlich-atlantische, zentral-kontinentale und östlich-mediterrane Landesteile jeweils mit abnehmender Breite

1) Aus Gründen der Geschlossenheit und der Gewährleistung unmittelbarer Bezogenheit werden nicht Mittel meist dreißigjähriger und oft weiter zurückliegender "Normalperioden", sondern Mittel des eigenen zehnjährigen Untersuchungszeitraums verwendet.

2) Diese allgemeine Zuordnung, wie sie etwa mit Ausnahme der nordwestlichen Landesteile in den Klimazonen der Erde nach Neef (zit. nach FLOHN (1971, S. 166)) zum Ausdruck kommt, reicht für vorliegende Zwecke aus; regionalklimatische Modifikationen wie frühjährliche oder äquinoktiale Niederschlagsmaxima lassen sich in diese Verallgemeinerung integrieren und sind per se hier nicht von primärer Bedeutung.

durchlaufen, während die Bezugswerte für Ergiebigkeits- und Dichteindex in Abhängigkeit von kleinräumigeren Lagebeschaffenheiten größeren Schwankungen unterliegen (vgl. Tab. 9). Italien sowie Tunesien schließlich gestatten keine räumlich kontinuierliche Stationsanordnung nach abnehmenden Werten einer Bezugsgröße und wurden nach Gesichtspunkten regionaler Zusammengehörigkeit und räumlicher Nähe geordnet (vgl. Tab. 9 und Abb. 25).

7.) Als alternative Darstellungsform zur graphischen Präsentation können, soweit hinreichende Stationsanzahlen gegeben sind, Gebietsmittel der Niederschlagsindizes verwendet werden. Ihre Standardabweichungen als Maß der intraregionalen Variabilität interessieren dabei nur insofern, als sich ggf. extreme Werte bei genereller Uneinheitlichkeit oder markanter Subregionalisierung ergeben. Ansonsten liegt das Hauptaugenmerk auf möglichen Unterschieden zwischen verschiedenen Strömungstypen, die mittels des nicht-parametrischen (d.h. bezüglich der Verteilung der Grundgesamtheit voraussetzungs-freien) U-Tests von Mann und Whitney auf Signifikanz geprüft werden können (dieses Testverfahren war in gebrauchsfertiger Form vom Rechenzentrum der Universität Würzburg zur Benutzeranwendung verfügbar gemacht). Mögliche Fehler zweiter Art insbesondere durch Kompensationen entgegengesetzter subregionaler Gruppierungen lassen sich wiederum durch graphische Auflösung ermitteln, und zusätzliche Einzelwerte zwischengelagerter Ergänzungsstationen vervollständigen das Bild der strömungsabhängigen Niederschlagscharakteristik.

4.2. Ergebnisse

Unter der Vielfalt der mit den bisher bereitgestellten Verfahrensweisen und Datenaufbereitungen möglichen Auswertungsschritte kann an dieser Stelle nur ein Ausschnitt wiedergegeben werden, der sich an potentiellen Verwertbarkeiten für die allgemeine Zielsetzung der Arbeit orientiert.

1.) Versucht man in einem ersten Schritt, großräumige Strömungstypen (siehe Teil 3.4.) unmittelbar zu charakterisieren, wird man keinen allzu großen Differenzierungsgrad erwarten können, da sämtliche Formen interner Veränderungen (begrenzt variable Lagebeziehungen im Gradnetz; modifizierte Ausbildung in Teilbereichen; unterschiedliche Wertebereiche typinterner Parameter; vgl. Teil 1.3.) zusammengefaßt sind und mit vielfachen Kompensationen verschiedener Teilkollektive gerechnet werden muß. Tab. 11 zeigt ein Beispiel auf der Grundlage italienischer Stationen, die dem zentralen Ausgangspunkt bei der Bestimmung großräumiger Strömungstypen (siehe Teil 3.4.1.) am nächsten gelegen sind, sowie einiger nach Häufigkeit und potentieller Niederschlagsneigung für diesen Großraum bedeutender Strömungstypen. Man erkennt im Dichteindex bei allgemein höchstens schwach positiven Werten lediglich signifikante Unterschiede zur großräumig zonalisierten Strömungsform, die einen markant unterdurchschnittlichen Wert aufweist. Im Ergiebigkeits- und Häufigkeitsindex zeigen sich bei lediglich partiell unterschiedlichem Signifikanzniveau übereinstimmend die (mithin vorwiegend häufigkeitsbedingte) hohe Bedeutsamkeit der zusammengefaßten Typen mit zentralen Trögen, die vergleichbar negative Anomalie von großräumig zonalisierten Strömungsformen und westlichen Troglagen (die also ihren besonders wetterwirksamen Vorderseiteneinfluß kaum mehr bis in den zentralen Mittelmeerbereich zu erstrecken vermögen) sowie die vergleichbar gemäßigt positiven Abweichungen der Typen mit nördlicher Antizyklonalzelle, westlichem Keil (beide bedingen eine erhöhte Tendenz zyklonalen Strömungscharakters im zentralen Mittelmeerraum) und zentralem mediterranem Zyklonalelement. Weitergehende Differenzierungen dieser potentiell niederschlagsträchtigen Strömungstypen sind in dieser integrativen Form nicht möglich oder nicht hinreichend signifikant.

Tr	73.7					I_E
70	***	21.2				
41	***	*	-9.9			
46	***		*	20.1		
99	***	**		**	-22.5	
92	***		**		**	28.9
	Tr	70	41	46	99	92
Tr	65.4					I_H
70	***	20.4				
41	***	***	-19.1			
46	***		**	13.5		
99	***	**		*	-6.5	
92	***		***		*	18.1
	Tr	70	41	46	99	92
Tr	5.3					I_D
70		-0.5				
41			4.2			
46				3.5		
99	**	**	**	**	-23.0	
92					***	9.0
	Tr	70	41	46	99	92

Tab. 11: Italienische Gebietsmittel der 3 Niederschlagsindizes (I_E : Ergiebigkeitsindex; I_H : Häufigkeitsindex; I_D : Dichteindex) für einige großräumige Strömungstypen gemäß Tab. 4 (Zahlenwerte der Hauptdiagonalen). Die Sterne in der Kreuztabelle kennzeichnen das Niveau der Irrtumswahrscheinlichkeit bei signifikanten Unterschieden zwischen entsprechenden Gebietsmitteln (*: 5%; **: 1,0%; ***: 0,1%). Unter "Tr" sind sämtliche Typen mit zentralen Trögen zusammengefaßt (15,16,17,19,14).

2.) Tab. 12 zeigt die entsprechenden Werte der unterschiedlichen Typen mit zentralen Trögen, wobei Typ 1 4 wegen zu geringer Auftrittshäufigkeit (0,1 %) nicht eigens gekennzeichnet werden kann und mit Blick auf die Lage im zentralen Ausgangsbereich (siehe Teil 3.4.1.) erneut das italienische Stationskollektiv zugrundegelegt worden ist. Zwischen den Typen mit nördlicher Antizyklonalzelle im westlich benachbarten Längsbereich (1 7) und mit stromaufwärtiger übergriffsfreier Grundform (1 9) bestehen in keinem der 3 Indizes signifikante Unterschiede; beide zeigen positive Abweichungen der Häufigkeit, negative der Dichte: im Fall von Typ 1 7 mag dies bei grundsätzlich noch zyklonalem Strömungscharakter (überdurchschnittliche Niederschlagshäufigkeit) durch die oftmals östlicheren Trogachsenpositionen (vgl. Teil 3.4.2.) und mithin an der Peripherie schon ausgedünnten Niederschlagsereignisse bedingt sein, im Fall von Typ 1 9 können die zonalisierten oder zumindest übergriffsfreien Strömungsverhältnisse hinter der Trogrückseite für die Advektion von Luftmassen sorgen, die etwa im Vergleich zu Arktikluft nur reduzierte Temperaturkontraste erzeugen und abgeschwächte Niederschlagsereignisse bewirken können. Im übrigen besteht bei Trögen in einer nicht generell meridionalisierten Strömungssituation eine gewisse Tendenz zu geringeren Krümmungen und Wirbelgrößenwerten, die abschwächend auf die Niederschlagsintensität einwirken kann. Im Unterschied dazu nimmt der Dichteindex beim Typ 1 6 (stromaufwärtiger Keil) einen signifikant positiven Wert an, der im Verein mit zusätzlich höheren positiven Häufigkeitsabweichungen eine resultierende Ergiebigkeit zeitigt, die derjenigen des Typs 1 5 (stromaufwärtiger Rücken) gleichkommt. Letzterer Typ ist allerdings durch eine nochmals signifikant höhere Häufigkeitsabweichung und einen Dichtewert in Nähe der strömungsunabhängigen Durchschnittsgröße, also einen tendenziell zu Typ 1 6 entgegengesetzt betonten Niederschlagscharakter gekennzeichnet (größere Häufigkeit, geringere Dichte). Wenngleich der Unterschied im Dichteindex statistisch nicht signifikant ist (räumliche Variabilitäten aufgrund großräumig und strömungsgebunden nicht erfassbarer Faktoren erzeugen hohe Streuungsmaße), so läßt sich

15	101.0			I_E
16		86.5		<hr/>
17	***	***	-1.9	
19	***	**		16.7
	15	16	17	19

15	94.5			I_H
16	***	57.0		<hr/>
17	***	***	19.4	
19	***			37.2
	15	16	17	19

15	0.8			I_D
16		18.2		<hr/>
17		*	-14.7	
19		*		-10.9
	15	16	17	19

Tab. 12: Italienische Gebietsmittel der Niederschlagsindizes für verschiedene Typen zentraler Troglagen (Erläuterung siehe Tab. 11).

dennoch folgende zirkulationsformspezifische Ausdeutung wagen: meridionale Bloc'ierungen bereits stromaufwärts eines kontinentalen Troges (Typ 1 5) begünstigen Strömungsrichtungen, die an der Trogrückseite arktische Luftmassen in südlichere Breiten steuern und die resultierenden frontalen Temperatargegensätze eine hohe zyklonenetische Neigung im Mittelmeerraum erzeugen lassen (maximale Niederschlagshäufigkeiten); Modifikationen etwa in Längenposition der Horizontalachse oder Breitenlage sub-

polarer bis arktischer Ausströmbereiche können jedoch Unterschiede insbesondere im Feuchtigkeitsgehalt advehierter Luftmassen bedingen (etwa maritime bzw. kontinentale Arktikluft oder variable temperaturabhängige Sättigungsgrade), die Intensität, Dichte oder Ergiebigkeit der Niederschläge beeinflussen werden: kontinental-arktische Luftmassenzufuhr etwa, die gerade beim meridionalen Typus 1 5 auftreten kann, wird in Abhängigkeit von weiteren Größen wie Schichtung, Mächtigkeit, Transportweg und -geschwindigkeit oder Modifikation ihrer Kennwerte zwar ebenfalls wieder variable, im Mittel jedoch geringere Dichtewerte erzeugen als etwa hochgradig feuchte und labil geschichtete maritime Luftmassen polaren oder arktischen Ursprungs. Dieser Zusammenhang dürfte für die Tendenz zu niedrigeren Dichtewerten beim meridionalen Typus 1 5 verantwortlich sein (möglicherweise verhindern auch zu große typinterne Variabilitäten dieser hier nicht erfaßbaren Art eine statistische Signifikanz des tendenziellen Unterschieds), während Typ 1 6 mit bevorzugter Advektion maritimer Luftmassen die höchsten Dichtewerte erreicht. Die gegenüber Typ 1 5 signifikant niedrigere positive Häufigkeitsabweichung wiederum kann sich unterschiedlichen Momenten verdanken wie generell schwachintensiven Zustandsformen (d.h. mit reduzierter Zyklonalität und Niederschlagsneigung), einzelnen Phasen derartiger Reduktion (sei es zwischen verschiedenen Regenerationsphasen einer kontinuierlich fortbestehenden Strömungsanordnung oder im Gefolge überdurchschnittlich persistenter und sukzessiv sich auflösender Konstellationen) oder (durch räumliche Entfernung) abnehmender Zyklonalbeeinflussung im Rahmen mobil werdender Strömungsanordnungen. Gerade letztere Phase findet sich häufig im Typ 1 6, dessen ostatlantischer bzw. westeuropäischer Keil gerade Ausdruck nennenswerter zusätzlicher Zonalkomponenten und damit erhöhter Verlagerungstendenz ist, während die doppelphasig meridionalen Strömungsanordnungen (Typ 1 5) in höherem Maße quasi-persistente Ausbildungsvarianten umfassen. Häufig folgen die beiden fraglichen Konstellationen auch in charakteristischer Weise (1 5 - 1 6) aufeinander, wobei das ungefähre zeitliche Zusammenfallen von Strömungstypwechsel, Mobilisation

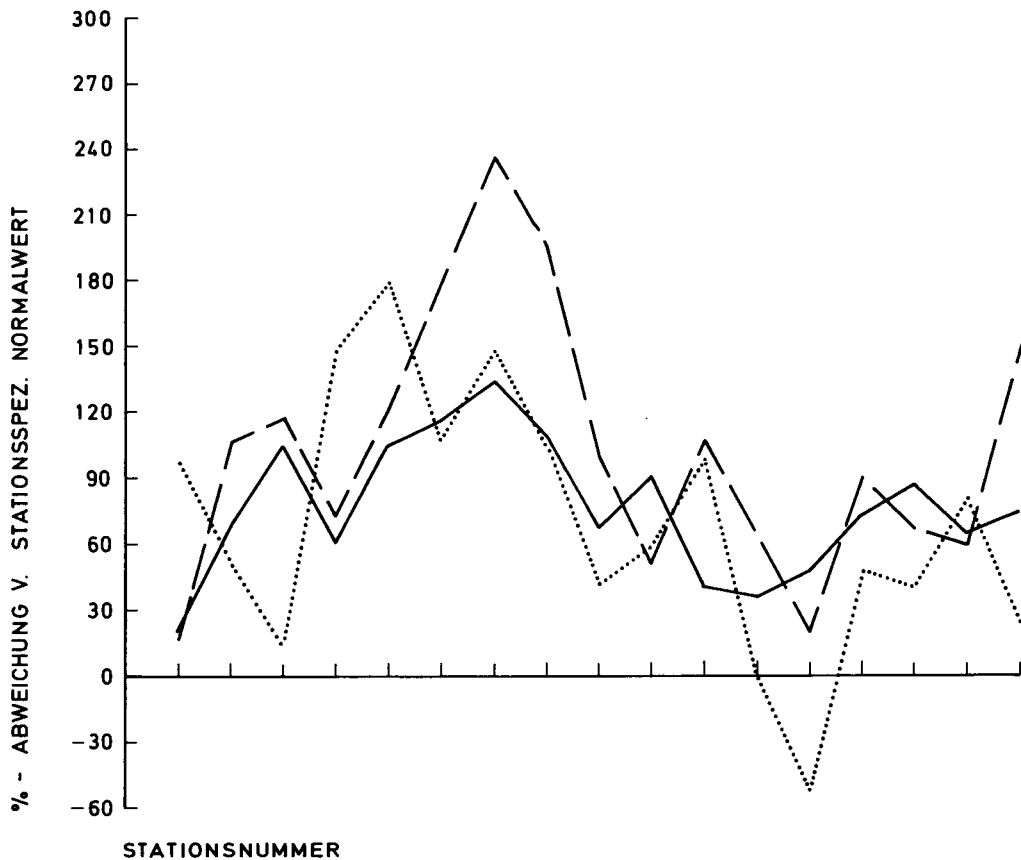
und beginnender Zyklonalitätsreduktion die Differenzierung im Häufigkeitsmaß durchaus mitbegründen kann.

3.) Hat sich zur Erfassung der großräumigen Strömungstypen die Verwendung flexibler Lagezuordnungen der einzelnen Strömungselemente im Gradnetz als vorteilhaft erwiesen (vgl. Teil 3.4.1.), so resultiert umgekehrt bei Niederschlagsauswertungen, die zwangsläufig auf geographisch fixierte Teilräume bezogen sein müssen, ein hohes Maß typinterner Variabilität, das potentielle strömungsformabhängige Niederschlagsdifferenzierungen verdecken kann. Dies gilt gleichermaßen für das breite Spektrum einzelner Strömungselemente, die nicht typkonstituierend, aber -begleitend über festen Teilräumen auftreten können (vgl. Teil 3.4.1.). Deshalb wurde in einem weiteren Schritt der Indexberechnung nicht der generalisierende Strömungstyp selbst, sondern das jeweils über einem gegebenen Teilraum wirksame Strömungselement zugrundegelegt. Seine Bestimmung erfolgte dabei nach den gleichen Verfahrenswegen der Lagebestimmung und nächstnachbarlichen Prioritätenentscheidung, wie sie bei der Festlegung eines Ausgangselementes für die Bestimmung großräumiger Strömungstypen mit Bezug auf einen fest vorgegebenen Meridian¹⁾ und definierten Breitenbereich bereits zur Anwendung gekommen waren (vgl. Teil 3.4.1.). Die Abb. 28 und 29 zeigen die Indizes zunächst für die drei Varianten breitenbereichsübergreifender Zyklo-nalelemente (Trog, Rinne, Flachwelle; vgl. Teil 3.3.2.), wobei mit Rücksicht auf hinreichende Auftretshäufigkeiten von Rinne und Flachwelle nur die Teilräume Italien und Griechenland zur Darstellung gelangen.²⁾ Der Häufigkeitsindex bewegt sich in Italien für alle 3 Elemente in ähnlichen Wertebereichen (lediglich in den westlichen Landesteilen, die etwa die

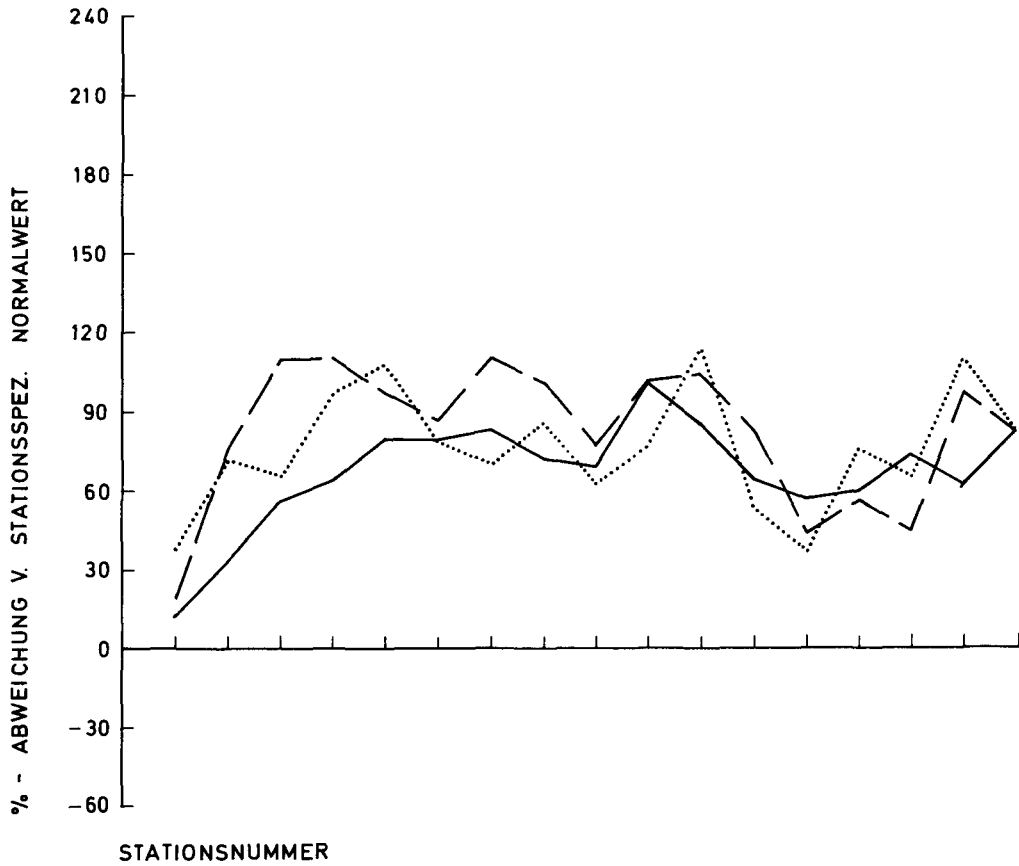
1) Wegen der charakteristischen vertikalen Achsenneigung der vorzeichenbehafteten Elemente wurde der Bezugsmeridian gegenüber dem regionalen Zentralmeridian um eine halbe Longitudinalkoordinateneinheit stromaufwärts verlagert.

2) In sämtlichen anderen Teilräumen liegen die Auftretshäufigkeiten der beiden genannten Elemente im verfügbaren Untersuchungszeitraum unter 1 %.

ERGIEBIGKEITSINDEX ITALIEN

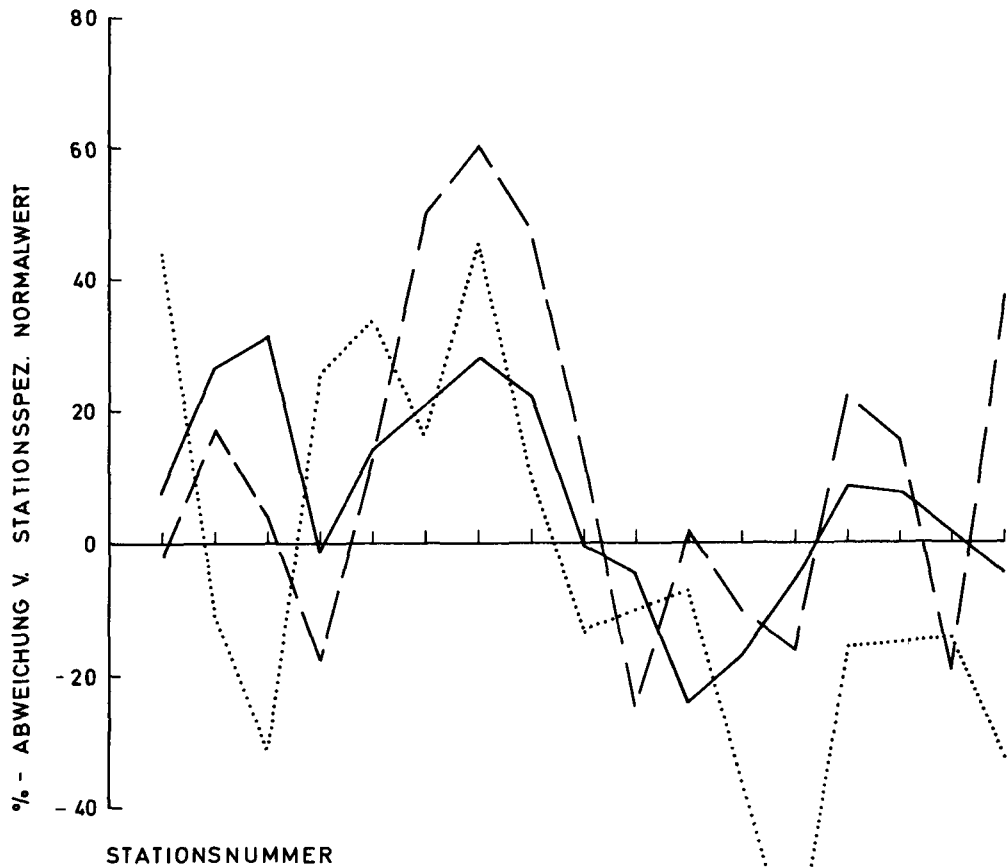


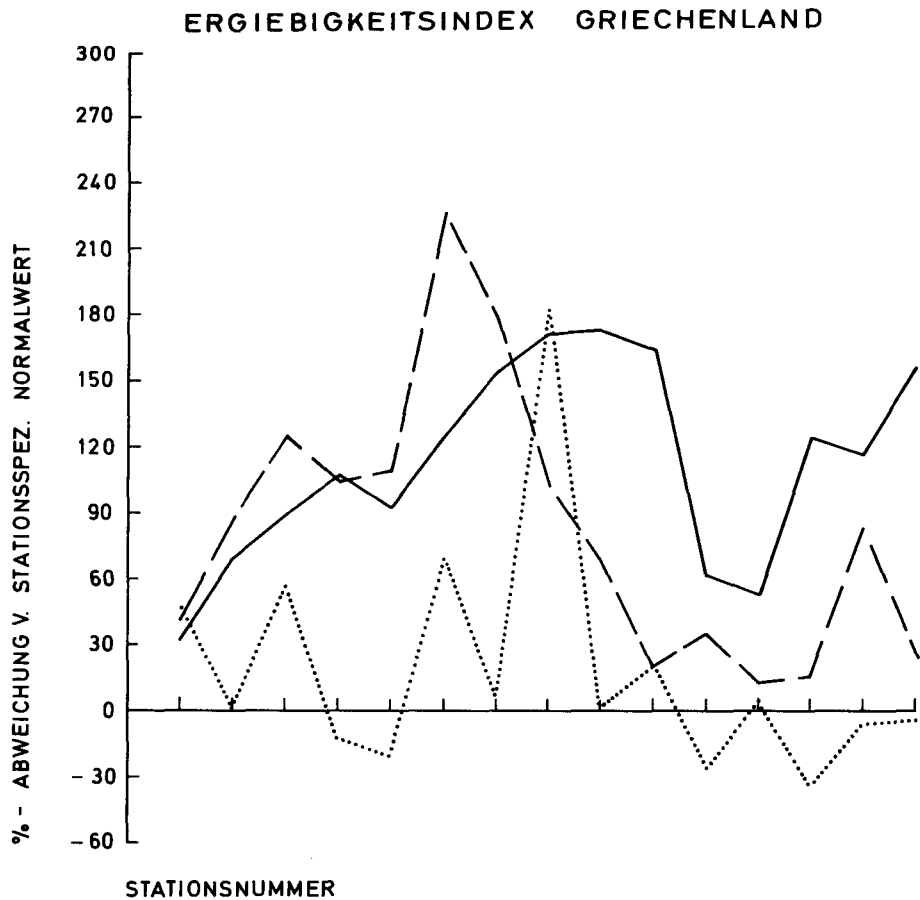
HÄUFIGKEITSINDEX ITALIEN

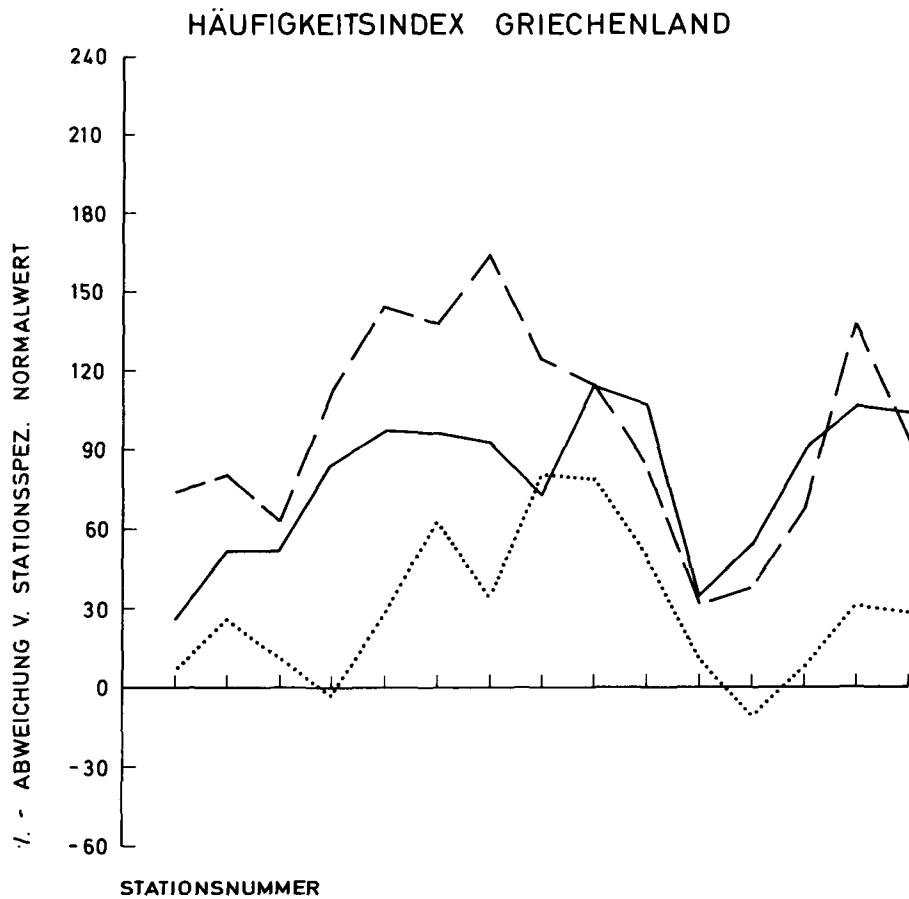


DICHTEINDEX ITALIEN

Abb. 28c







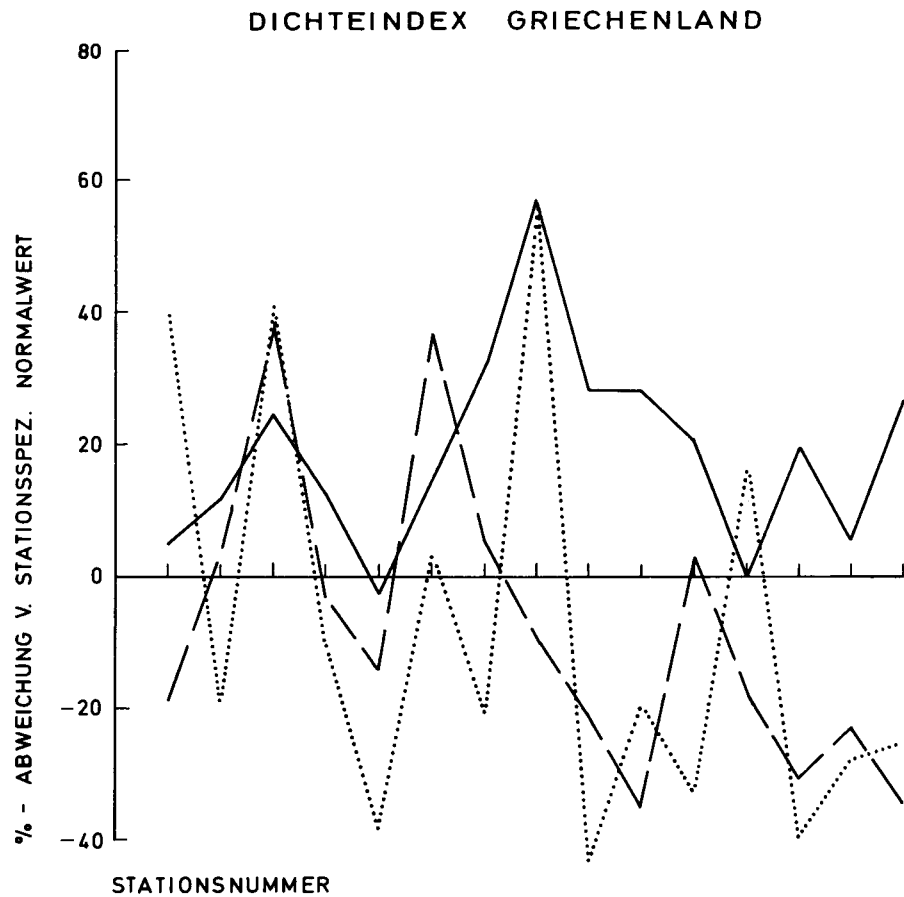


Abb. 28-29: Niederschlagsindizes (a: Ergiebigkeit; b: Häufigkeit; c: Dichte) für verschiedene Regionen (Abb. 28: Italien; Abb. 29: Griechenland) und Strömungselemente
————— : Tröge
————— : Rinnen
..... : übergreifende Flachwellen (zyklonal).
Die Stationsnummern auf der Abszisse sind aus Übersichtlichkeitsgründen nur markiert worden und entsprechen den Zuordnungen aus Tab. 9.

erste Polygonzughälfte einnehmen, deutet sich sogar eine systematisch höhere Abweichung der Rinnen-Werte insbesondere gegenüber den Trog-Werten an), während in Griechenland ein allgemeines relatives Abfallen bei den Flachwellen und ein Ansteigen auf maximale Werte bei den Rinnen im ostägäischen Teilbereich zu beobachten sind (letztere subregionale Abweichung setzt sich im Gebietsmittel nicht mehr statistisch signifikant durch, die generell niedrigeren Werte der Flachwellen hingegen bestehen auf einem Signifikanzniveau von 99,9 % (d.h. mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit $p < 0,001$) auch für die gemittelte Gesamregion gegenüber den beiden anderen Elementvarianten). Dichte- und Ergiebigkeitsindex liefern gleichfalls nur für Griechenland signifikante Unterschiede, wobei allerdings einige Zusatzmomente erwähnenswert bleiben: i) die generell höheren Streuungen insbesondere im Dichteindex (darauf wird weiter unten noch einzugehen sein); elementspezifisch heben sich die Tröge von den anderen Varianten mit noch höheren Streuungen ab (die Standardabweichungen der Gebietsmittelungen liegen für Rinnen und Flachwellen jeweils um 50 bis 100 % höher als bei den Trögen); denkbar erscheint hierbei auch ein Verursachungsanteil durch unterschiedliche Auftrittshäufigkeiten (die Kollektivmächtigkeiten von Trögen einerseits sowie Rinnen und Flachwellen andererseits differieren um einen Faktor zwischen 3,5 und 5); ii) die negativen Abweichungswerte, die mit Ausnahme griechischer Tröge von allen Elementen an mehreren Stationen beider Regionen im Dichteindex angenommen werden; die hierin zum Ausdruck gelangende Häufigkeitsbetonung im Niederschlagscharakter (vgl. Teil 4.1.) kompensiert sich mit den positiven Abweichungen der übrigen Sta-

tionen zu Gebietswerten, die nur geringfügig vom strömungsunabhängigen Bezugswert differieren; dabei sind keine einheitlichen Subregionalisierungen festzustellen (abgesehen von den gemeinsamen Vorzeichenwechseln bei den kreisförmig durchlaufenen zirkumtyrrhenischen Stationen im Bereich abnehmender östlicher Länge etwa in Bildmitte), größere Schwankungen auch zwischen relativ benachbarten Einzelstationen dagegen mehrfach gegeben; iii) die relativ ähnliche Verlaufsform der italienischen Dichte- und Ergiebigkeitsindizes; bei vergleichsweise gedämpftem und ausgeglichenem Verlauf im Häufigkeitsindex bedeutet dies eine ausschlaggebende Wirkung der Niederschlagsdichte für die Gestalt der Ergiebigkeitskurven; iv) die dazu gerade entgegengesetzten Verhältnisse Griechenlands: hier dominiert offensichtlich der Einfluß der Häufigkeitsgröße im Verlauf des Ergiebigkeitsindex'; dementsprechend analog sind auch dessen Signifikanzen paarweiser Unterschiede verteilt (mit Irrtumswahrscheinlichkeit $p < 0,001$ jeweils zu den Flachwellen, gebietsgemittelt nicht gegeben zwischen Trog und Rinne); v) das Absinken der Rinnen-Werte im Dichteindex griechischer Stationen auf Größenordnungen, die im Gebietsmittel denjenigen der Flachwellen ähneln und sich nun auch signifikant ($p < 0,01$) von denjenigen der fast durchgehend positiven Trogwerte unterscheiden.

Für die Niederschlagsdifferenzierung von Trog, Rinne und Flachwelle läßt sich also folgendes zusammenfassen:

- a) Tröge als Repräsentanten meridionaler Zirkulationsformen zeigen die erwartete hohe Niederschlagsbedeutsamkeit durch vorwiegend positive Indexwerte; negative Werte im Dichteindex an der westlichen Flanke des Tyrrhenischen Meeres können zum Teil durch häufigere periphere Lage dieser Stationen zu den für die gesamte Region bestimmten Strömungselementen bedingt sein, können aber im Verein mit den auch im Gebietsmittel nur schwach positiven Dichtewerten Italiens bereits als Indiz für zumindest regional mögliche stärkere Häufigkeitsbezogenheit und Existenz anderweitiger, stärker dichtebezogener Strömungselemente gewertet werden.

- b) Neben den Trögen zeigen die Rinnen als zyklonale Repräsentanten großräumig diagonalisierter Strömungsanordnungen meist ähnlich hohe Indexwerte wie meridionale Tröge; subregional können sogar Maxima im Häufigkeitsindex erreicht werden (Ostägäis), während zumindest im griechischen Teilkollektiv generell niedrigere Dichtewerte angenommen werden; mindestens gleichhohe Häufigkeiten und regional reduzierte Niederschlagsdichten bei vergleichbaren Ergiebigkeiten deuten also eine gleichfalls hohe Bedeutsamkeit bei regional verschobenen Charakteristika an.
- c) Flachwellen als Repräsentanten einer weder meridional blockierenden noch diagonal auslenkenden wellenförmigen Zirkulationsstruktur mit relativ kleinen Einfallswinkeln und Horizontalachsenneigungen sowie meist nicht zu großen Amplituden zeigen nur mehr über Italien ähnliche Indexwerte; über Griechenland liegen sie gegenüber den Trögen in allen drei Indizes, gegenüber den Rinnen in Häufigkeits- und Ergiebigkeitsindex signifikant niedriger; gemeinsam mit den Rinnen werden im Dichteindex bei großen interstationellen Schwankungen bereits zahlreiche negative Werte angenommen.
- d) Allen Formen breitenbereichsübergreifender Zyklonalwellen ist die generell positive Häufigkeitsabweichung bei schwächeren oder gesamtregional sogar uneinheitlichen Dichteanomalien gemeinsam; eine tendenziell stärkere Betonung der Häufigkeitskomponente im Niederschlagsgeschehen scheint dadurch angedeutet.
- e) Die regionalen Unterschiede zwischen den beiden eingebrachten Teilkollektiven verweisen auf großzirkulatorische Zusammenhänge: wellenförmige Auslenkungen der hemisphärischen Westdrift sind prinzipiell in 3 Fortbewegungsvarianten denkbar: als west-östlich mit dem zonalen Grundstrom wandernde, als quasi-persistente mit gegen Null gehender Verlagerungsgeschwindigkeit oder als retrograde mit negativen zonalen Bewegungskomponenten (vgl. etwa DEFANT u. DEFANT, 1958, S. 369 ff.). Da im retrograden Fall die Verlagerungsge-

schwindigkeiten meist relativ klein sind und die zugehörigen Wellen als Spezialfälle blockierender Strömungsanordnungen aufgefaßt werden können, soll hier vereinfachend nur von wandernden und quasi-persistenten Wellen (unter Einschluß der retrograden) die Rede sein. Abweichend von der mittleren Langwellentroglposition im Längsbereich des östlichen Mitteleuropa treten nun quasi-persistente blockierende Zyklonalwellen bevorzugt in westlicheren Positionen (etwa über Mitteleuropa) auf, wie es verkürzten Wellenlängen bei reduzierter Grundstromintensität entspricht. Derartige Wellen sind dann oft dermaßen gelagert, daß Griechenland in den Einfluß ihrer Vorderseite, Italien dagegen in den Bereich ihrer Horizontalachse oder ihrer Rückseite gelangt. Diese Lageverschiedenheit zu unterschiedlichen Wellenphasen muß spürbare Auswirkungen in meteorologischen Größen haben, denn nicht nur wird an der Vorderseite mit südlichen Komponenten relative Warmluft, an der Rückseite mit nördlichen Komponenten relative Kaltluft advehiert, gleichzeitig erweist sich auch der Bereich mit Höhendivergenz und resultierenden aufsteigenden Vertikalbewegungen an der Vorderseite als zyklogenetisch besonders wirksam, während an der Rückseite bei vorherrschenden Absinkbewegungen relative Feuchtigkeitsabnahmen zu beobachten sind. Tab. 13 illustriert diesen Zusammenhang anhand der Niederschlagsindizes für die hier diskutierten Teilregionen und Strömungselemente:¹⁾ übereinstimmend sinken alle Werte an der Rückseite²⁾ erheblich gegenüber der Vorderseite ab, im Dichteindex werden sogar negative Vorzeichen angenommen. Da weiterhin gerade meridionale Tröge als quasi-persistente Zyklonalwellen auftreten, lassen sich deren im Mittel höhere Dichtewerte über Griechenland leicht verstehen. Umgekehrt tendieren Rinnen und Flachwellen vorwiegend mit positiver Verlagerungsgeschwindigkeit aufzutreten; im Ver-

1) Der Allgemeinheit dieses Zusammenhangs entsprechend sind die Werte auch in den anderen Teilregionen sowie für sämtliche Zyklonalelemente analog verteilt.

2) Die Trennung zwischen Vorder- und Rückseite wurde vereinfachend beim Überschreiten des regionalen Bezugsmeridians durch die Horizontalachse der Zyklonalwelle vorgenommen.

Italien	I_E		I_H		I_D	
	V	R	V	R	V	R
Trog	123.7	43.6	92.3	48.4	15.4	-9.0
Rinne	133.7	70.9	109.6	67.9	10.4	-2.3
Flachwelle	121.1	39.4	101.9	53.7	5.5	-14.1

Griechenland	I_E		I_H		I_D	
	V	R	V	R	V	R
Trog	196.9	62.5	116.4	55.8	36.3	-1.2
Rinne	117.1	11.3	106.9	40.4	2.7	-21.7
Flachwelle	53.7	-2.3	59.1	7.4	2.3	-21.9

Tab. 13: Gebietsmittel der drei Niederschlagsindizes I_E , I_H und I_D für Vorder- (V) und Rückseite (R) der breitenbereichsübergreifenden Zyklonalwellen.

lauf ihrer West-Ost-Wanderung schwächen sie sich ab¹⁾ und erzeugen im östlicheren Griechenland vergleichsweise niedrigere Niederschlagswerte gegenüber den Trögen als im westlicheren Italien. Ausmaß und Geschwindigkeit von Verlagerung und Abschwächung sind dabei zusätzlich differenzierende Größen: in Abhängigkeit etwa von der Amplitude (nach Petterssen steigt mit abnehmender Amplitude die Verlagerungsgeschwindigkeit, vgl. etwa DEFANT u. DEFANT, 1958, S. 369 ff.), die bei Flachwellen kleiner, bei Rinnen eher groß und insbesondere bei Trögen am häufigsten groß zu sein tendiert, ergibt sich zwischen

1) nicht selten sind auch Regenerationen etwa durch erneute Kaltluftvorstöße, die sogar eine Transformation in die quasi-persistente Zustandsform induzieren können; allerdings liegt der bevorzugte Bereich derartiger Regenerationen weiter östlich über dem östlichen Mittelmeerraum (Zyperntief!) und hinterläßt Griechenland bestenfalls an der Zyklonalwellenrückseite.

den betrachteten Teilregionen ein nochmals stärkerer Abfall der Flachwellen-Werte relativ zu den anderen Elementen, während der Beitrag der im Mittel jedoch langsamer wandernden Tröge das durch quasistationäre Varianten erzeugte Bild nicht mehr zurückzunehmen in der Lage ist.

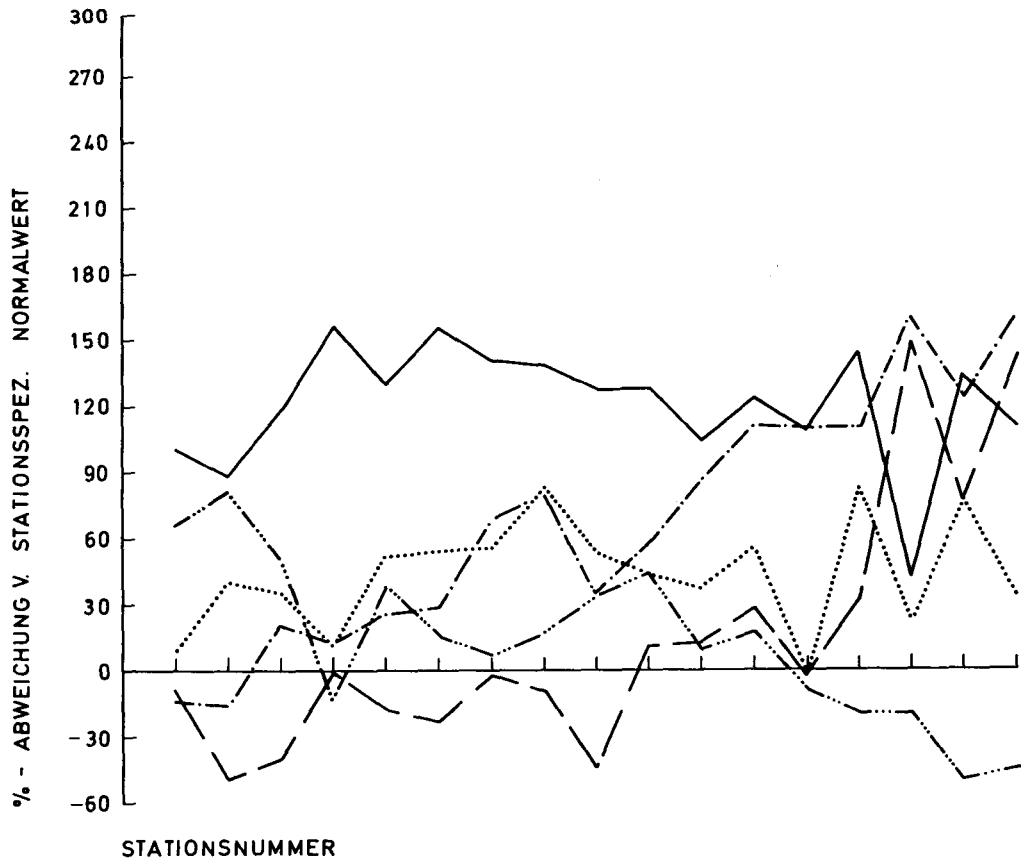
4.) Zur Darstellung der Niederschlagsindizes in Abhängigkeit von regionsbezogenen Strömungselementen wurde bei Einbeziehung aller verfügbaren Stationen im Interesse hinreichender Repräsentativität, wechselseitiger Vergleichbarkeit sowie der Konzentration aufs Wesentliche auf all diejenigen Elemente verzichtet, die entweder nicht in allen Regionen ausreichend häufig (mindestens über 1 %) vertreten waren oder von vorneherein keine bedeutende Rolle bei einer Niederschlagsdifferenzierung zu spielen versprochen. Dies waren neben den antizyklonalen, den meist sekundären nicht-zonal geradlinigen und den gradientschwachen Elementen auch einige zyklonale wie die nicht-meridionalen breitenbereichsübergreifenden Wellen, die im vorangegangenen Punkt auf der Grundlage derjenigen Teilregionen zu diskutieren versucht worden sind, in denen sie häufiger auftreten, oder wie die halbseitigen Wellen einfacher Auslenkung, die zur vollständigen Erfassung der täglichen Strömungsfelder zwar nützliche Dienste erbrachten (vgl. Teil 3.3.2.), zur Niederschlagsdifferenzierung als lediglich deformierte Wellenvarianten jedoch kaum eigenständiges Gewicht besitzen. Eine denkbare Alternative besteht darin, Elemente benennbarer Partialähnlichkeiten zusammenzufassen, um Teilkollektive hinreichender Mächtigkeit zu erhalten. Auf die naheliegende Möglichkeit, etwa in Anlehnung an die Verfahrensweise bei der Bestimmung großräumiger Strömungstypen die nicht-meridionalen breitenbereichsübergreifenden Zyklonalwellen zusammenzufassen, wurde angesichts der Ergebnisse aus Punkt 3, die zumindest regional signifikante Unterschiede in der Niederschlagskennung der beiden Elemente gezeigt haben, ausdrücklich verzichtet. Generalisierungen, die zur großräumigen Strömungstypisierung angemessen erscheinen, sind überdies schon oben als nicht notwendig gleichermaßen adäquat für zwangsläufig regional bezogene Niederschlagscharakterisierungen herausgestellt

worden. Die günstigste Methode, dieses Dilemma unterschiedlicher Skalen zu umgehen, dürfte in der differenzierenden Kennzeichnung regionsgebundener Elemente und ihrer anschließenden Inbezugsetzung zu großräumigen Strömungsverhältnissen liegen. Der erste Schritt konzentriert sich dabei also dann auf die wichtigsten und häufigsten Elemente, die niederschlagsrelevant erscheinen, und läßt Tröge, mediterrane Steil- und Flachwellen positiven Vorzeichens, Zyklonalzellen sowie zonalisierte Strömungsformen zur Darstellung gelangen. Für die Regionen größerer Stationsbesetzung (Iberien, Tunesien, Italien, Griechenland, Israel; vgl. Tab. 9) geschieht dies in den Abb. 30 bis 34, für die verbleibenden Einzelstationen der Ergänzungsregionen in Tab. 14.

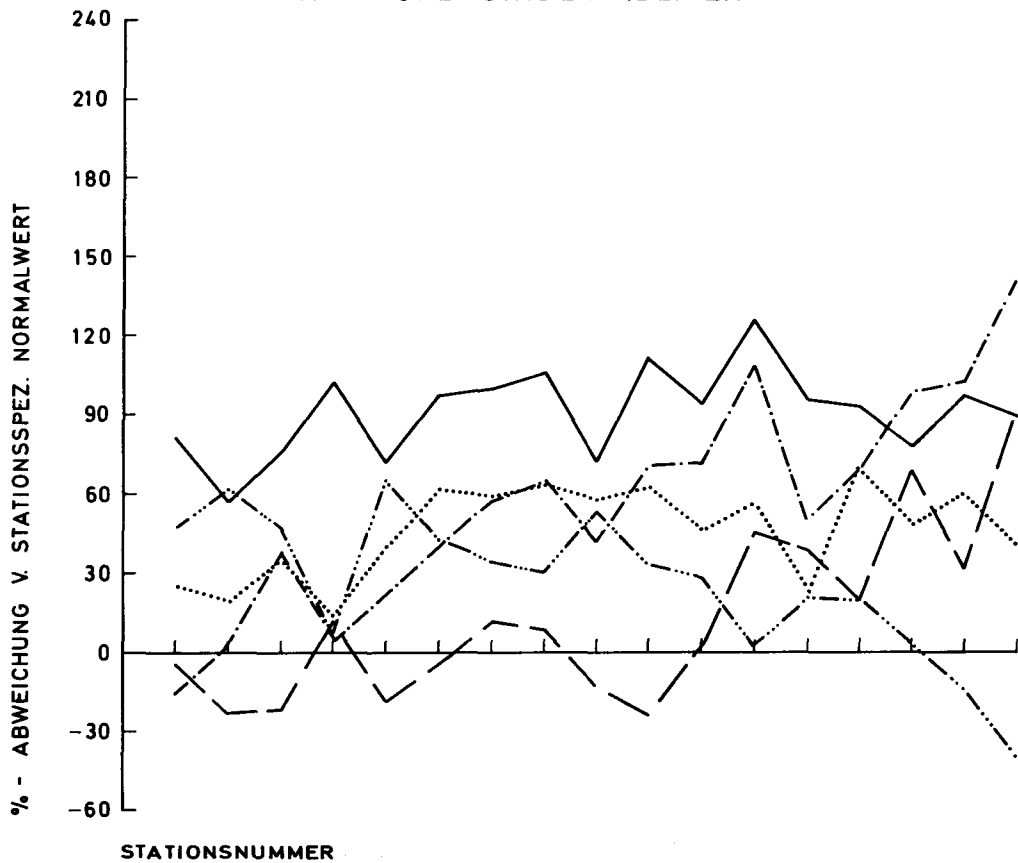
Ohne auf die Details einer jeden Darstellung gesondert eingehen zu können, lassen sich folgende zusammenfassende Aussagen treffen:

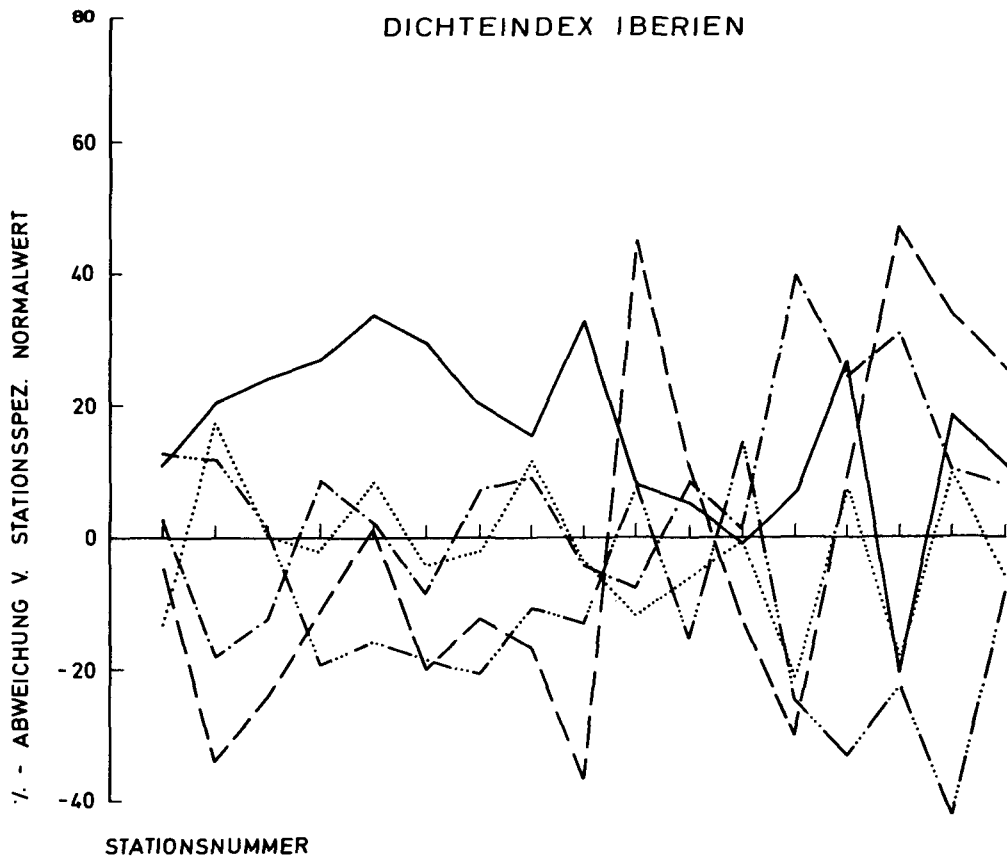
- a) Wie aus den Abb. 30 bis 34 zu ersehen ist, treten nahezu durchgehend hohe räumliche Variabilitäten auf. Dies ist bei dem grundlegend lokalen Charakter der Einzelereignisse einer diskontinuierlichen Größe wie dem Niederschlag auch keineswegs überraschend (vgl. CROWE, 1971, S. 128), macht jedoch auf den kritischen Umstand aufmerksam, die Ergebnisse einzelner Stationen, die gänzlich vom Bild ihrer Umgebung abweichen können, nicht zu hoch einschätzen und stets nur mit Vorsicht als kennzeichnend betrachten zu dürfen. Größere Stationsanzahlen, soweit kontinuierliche Datenreihen vorliegen und ein verhältnismäßiger Datenumfang gewahrt bleibt, sind in jedem Fall bei Niederschlagsauswertungen anzustreben.
- b) Relativ am geringsten fällt die räumliche Variabilität noch im Häufigkeitsindex aus, während insbesondere der Dichteindex teils oszillative Verlaufsformen beträchtlicher Amplituden zeigt. Dies läßt sich wohl darauf zurückführen, daß eine allgemeine Niederschlagsneigung bei zyklonalem Witterungscharakter, die noch weitgehend einheitlich

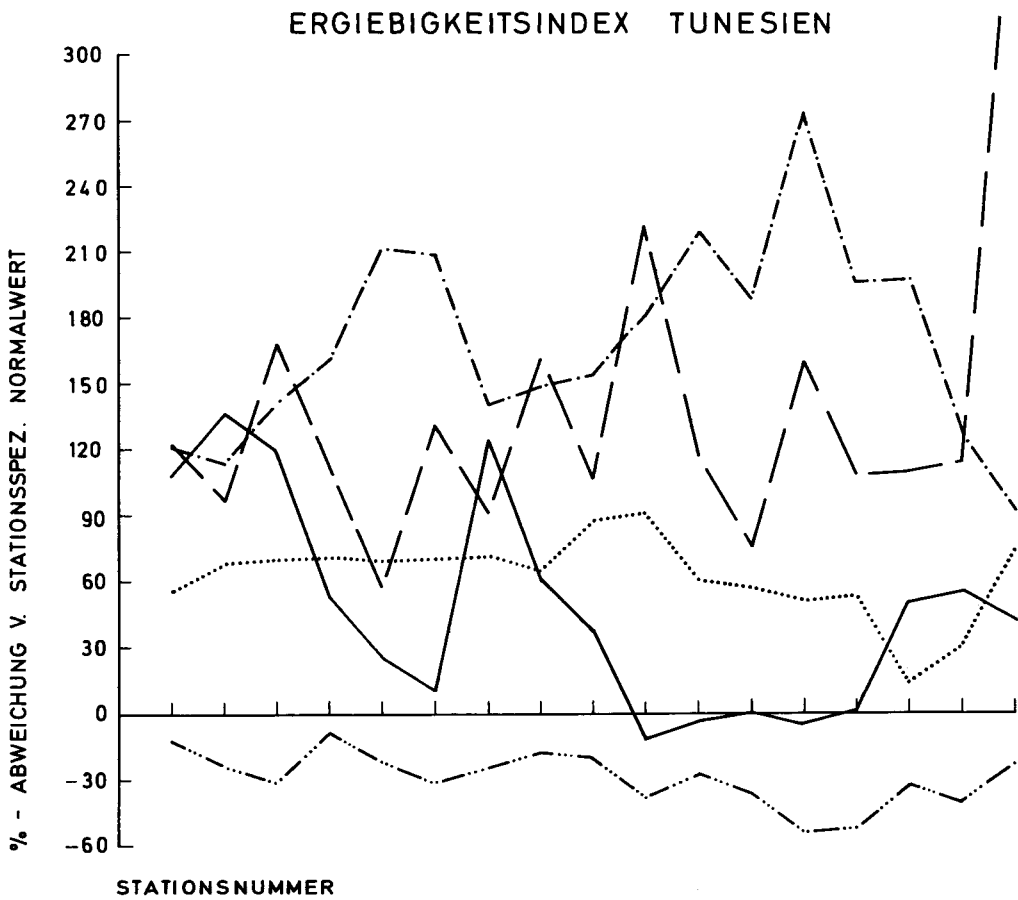
ERGIEBIGKEITSINDEX IBERIEN



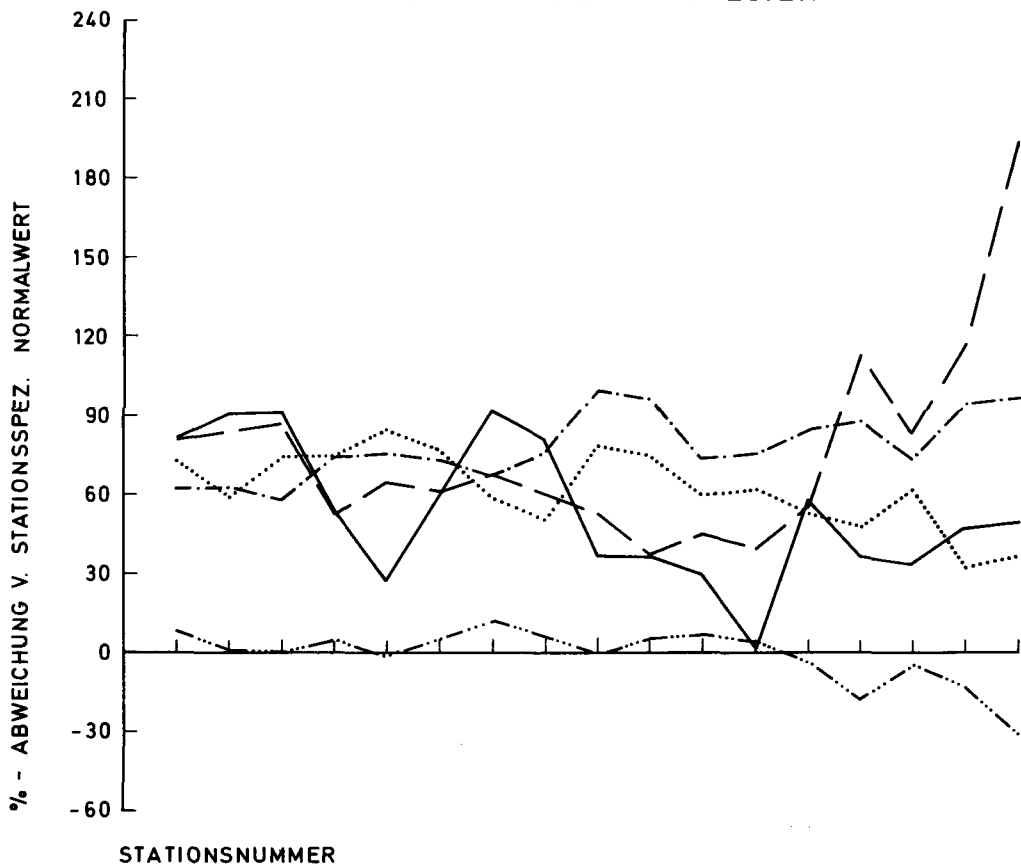
HÄUFIGKEITSINDEX IBERIEN







HÄUFIGKEITSINDEX TUNESIEN



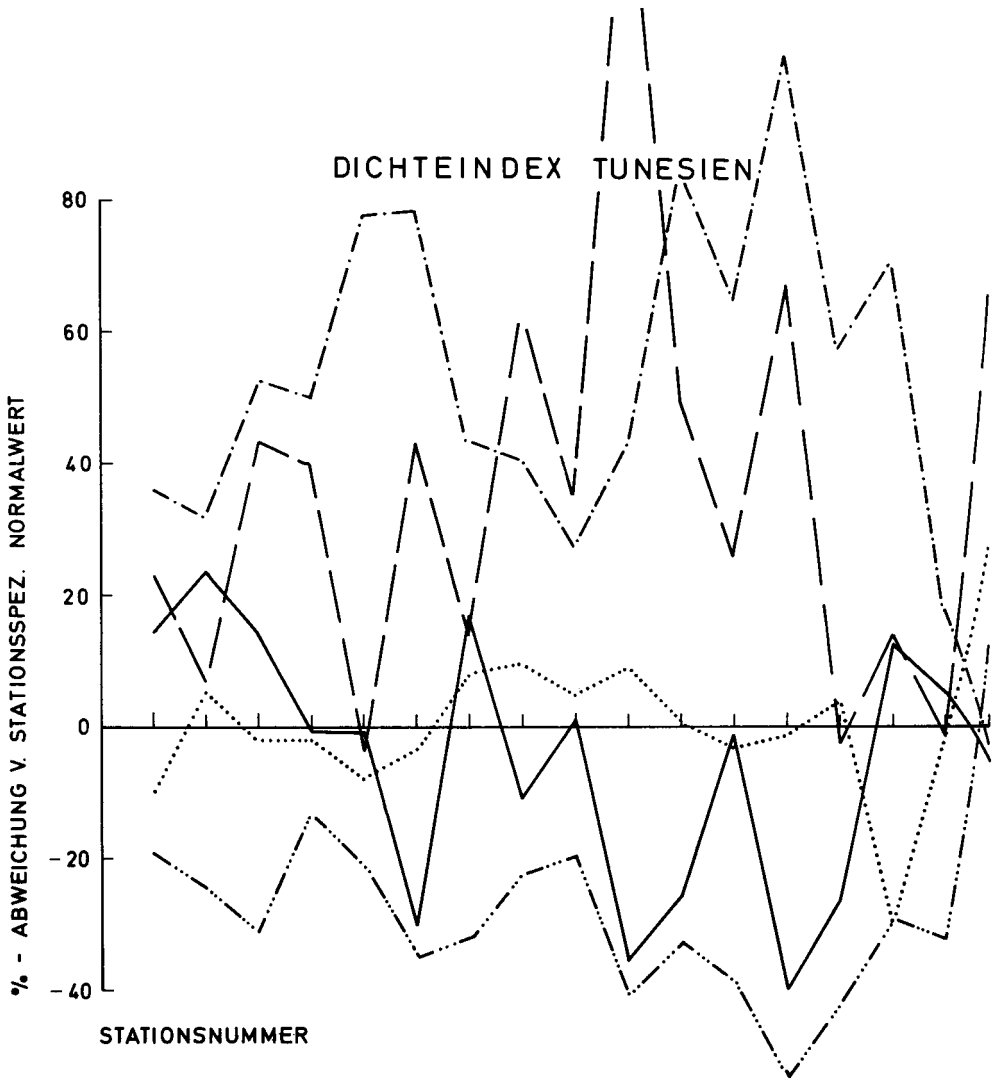


Abb. 31c

ERGIEBIGKEITSINDEX ITALIEN

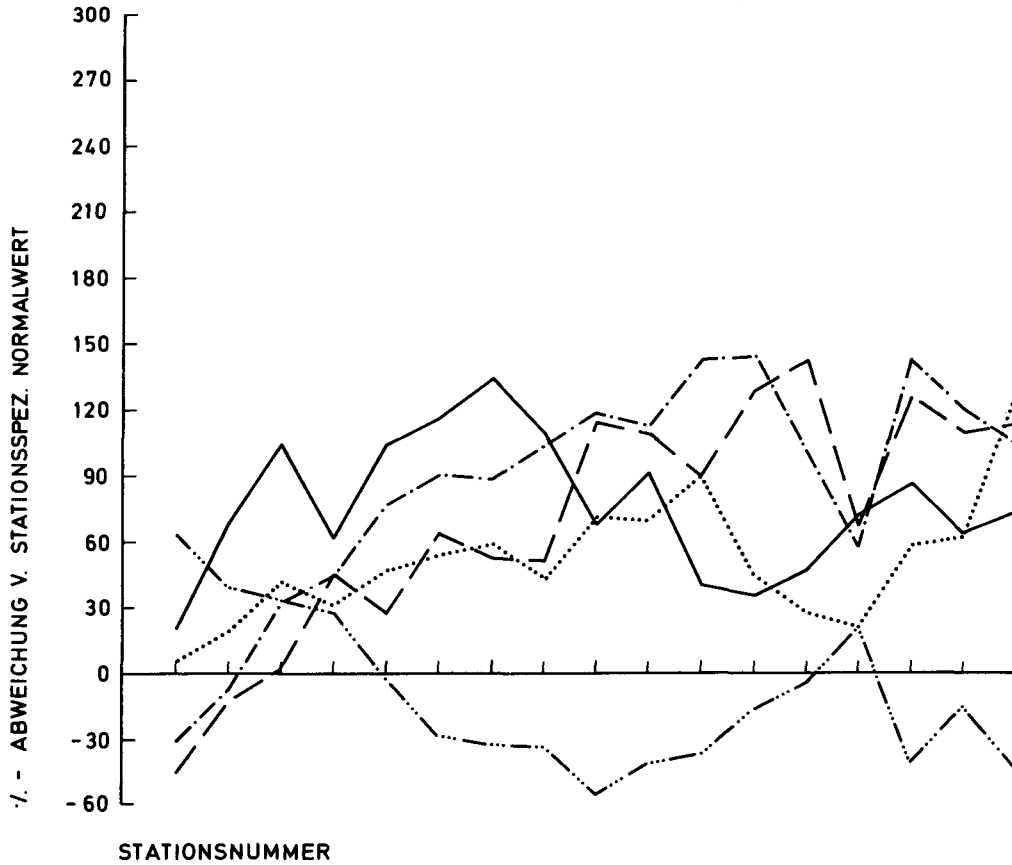
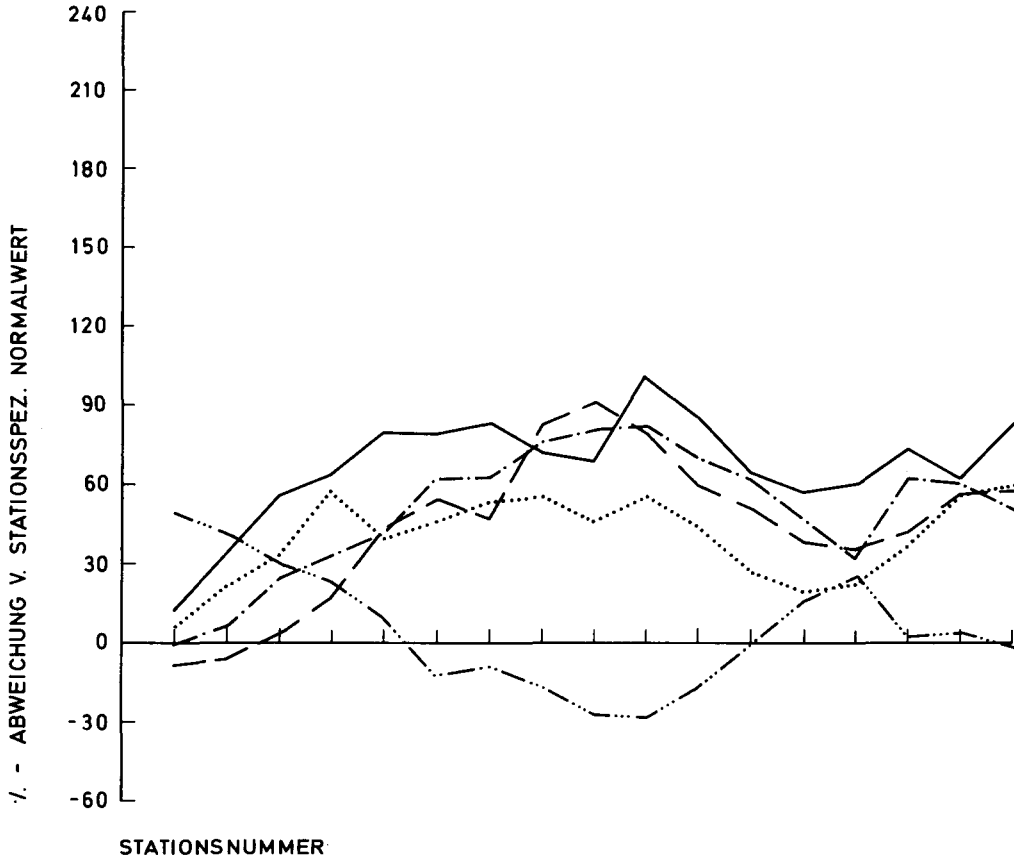
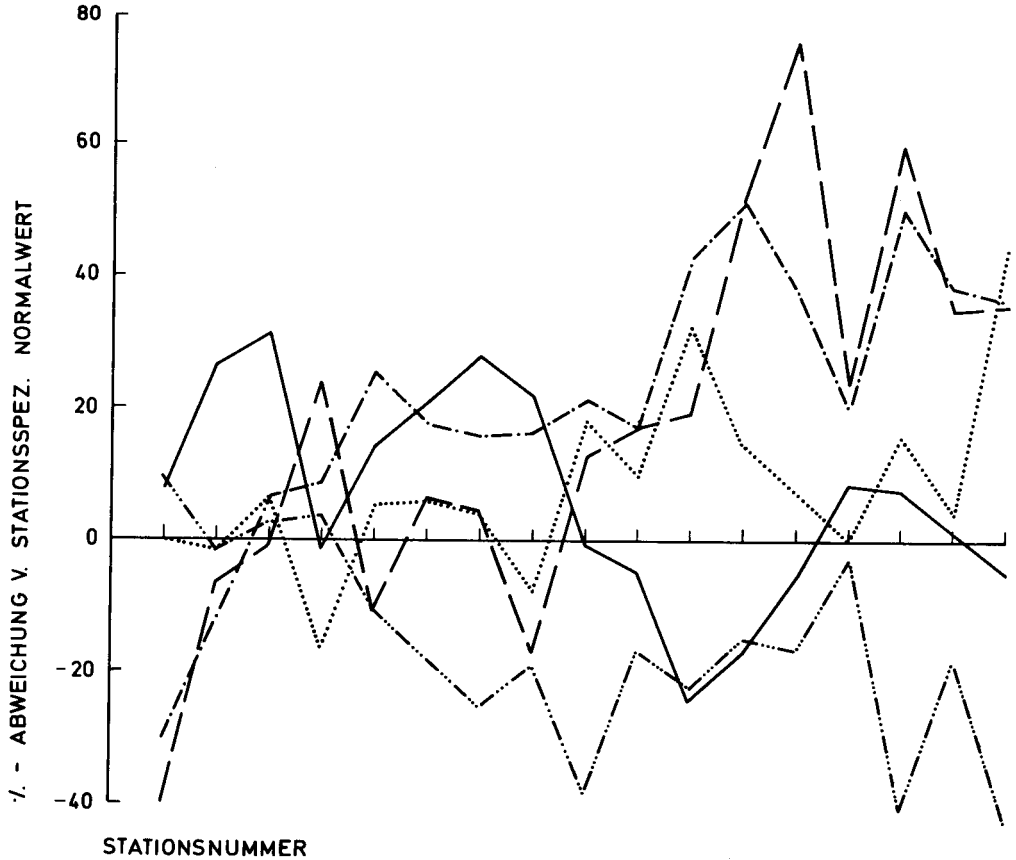


Abb. 32a

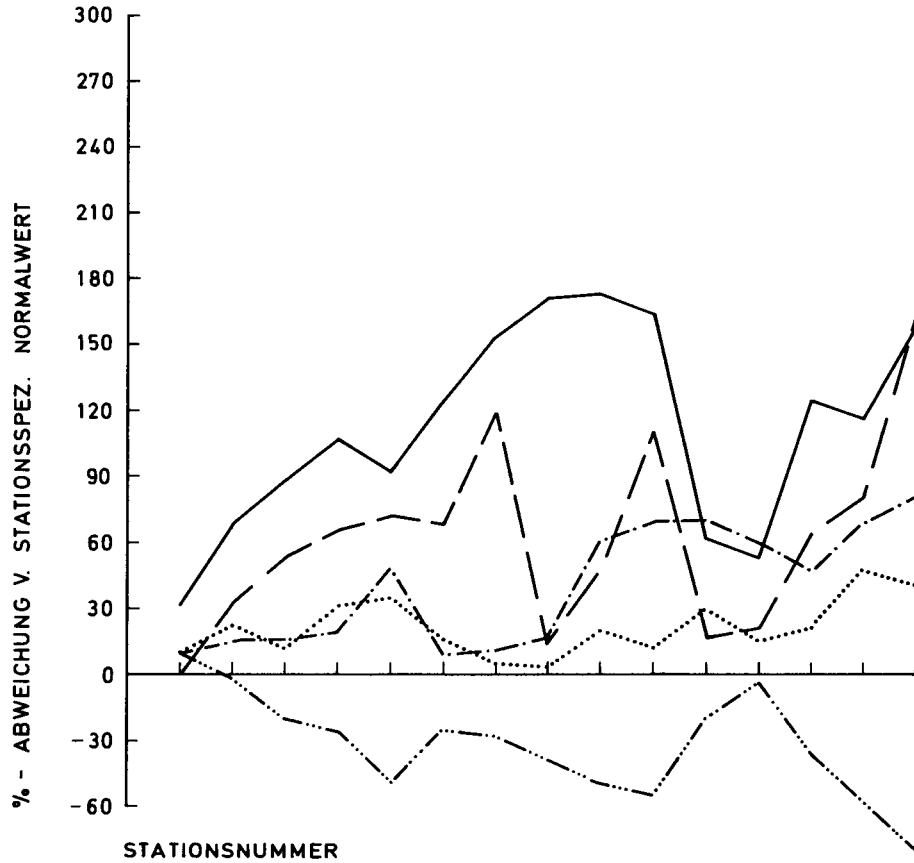
HÄUFIGKEITSINDEX ITALIEN



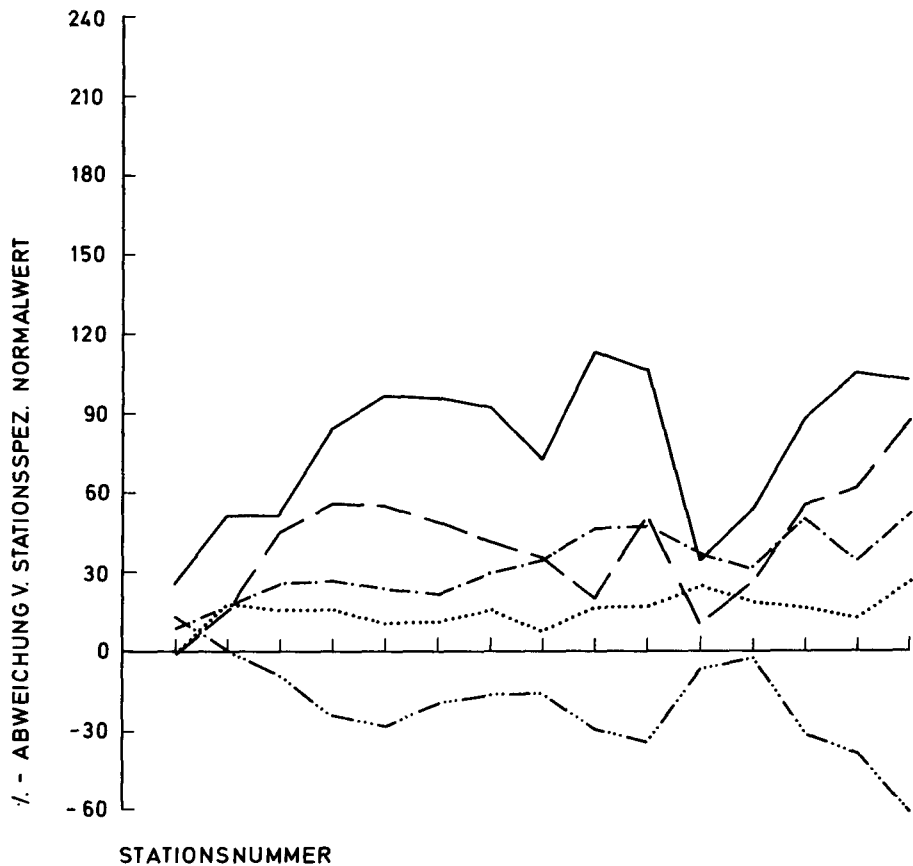
DICHTEINDEX ITALIEN



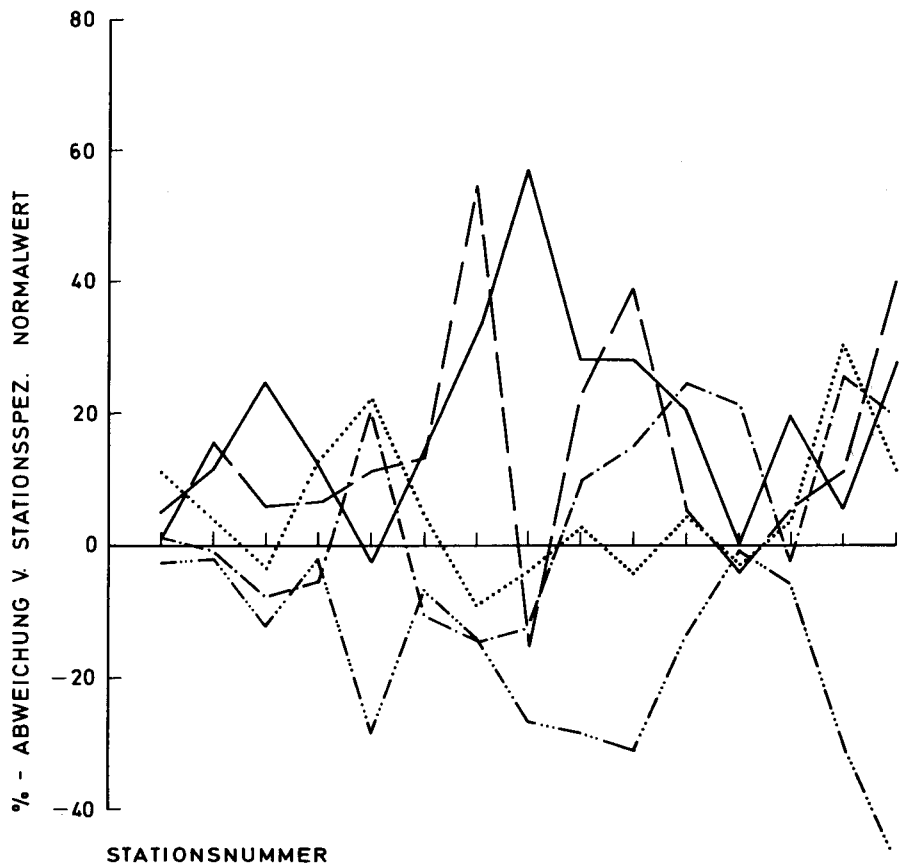
ERGIEBIGKEITSINDEX GRIECHENLAND



HÄUFIGKEITSINDEX GRIECHENLAND



DICHTEINDEX GRIECHENLAND



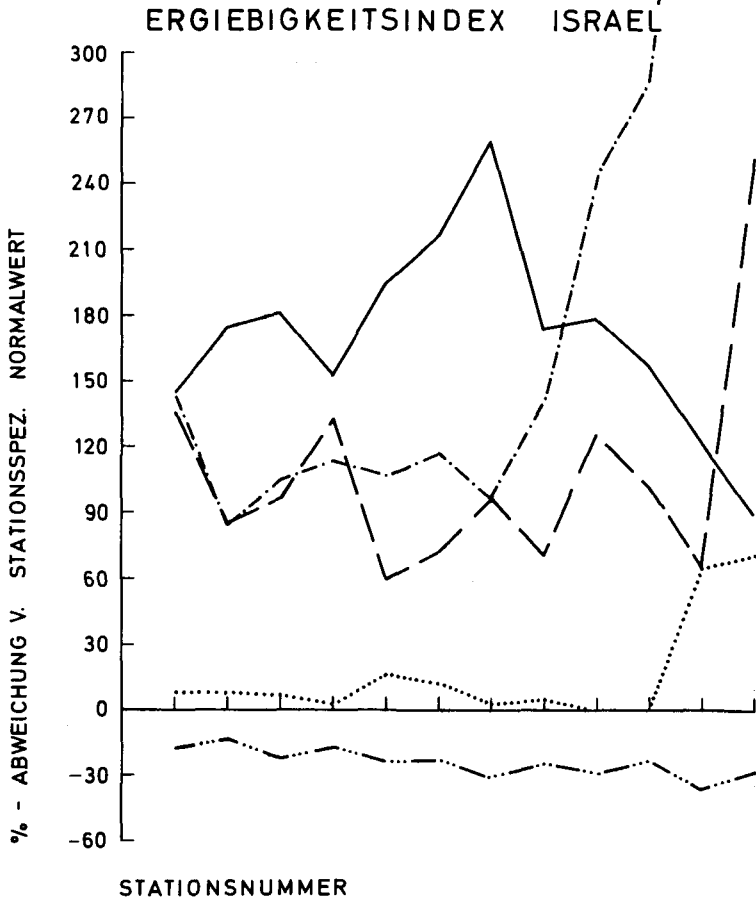


Abb. 34a

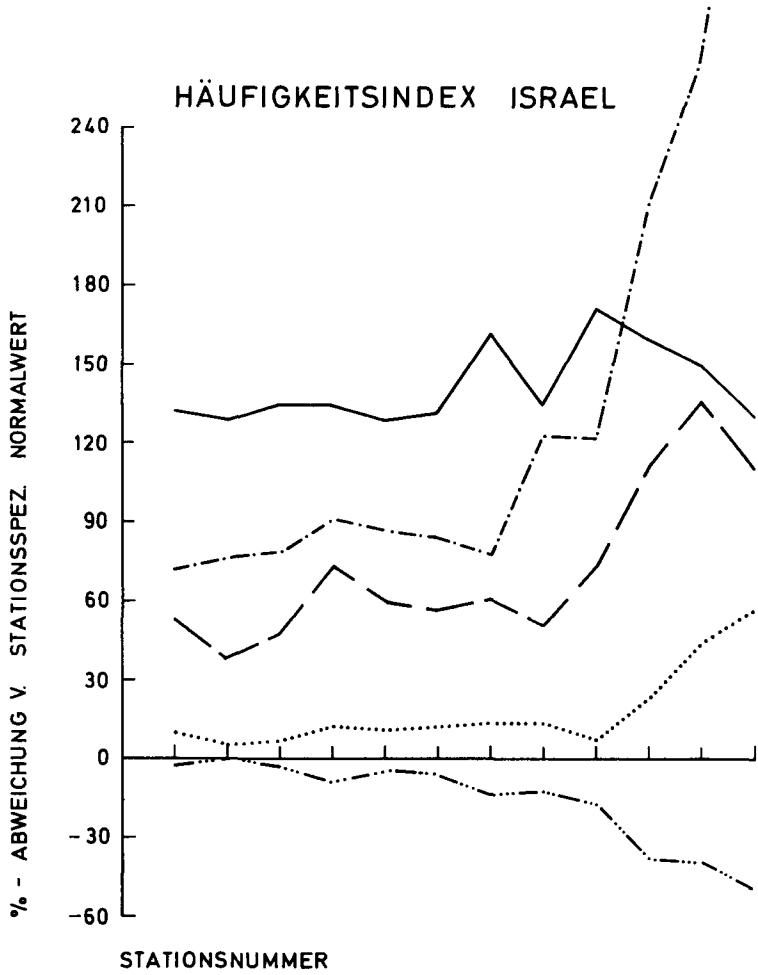


Abb. 34b

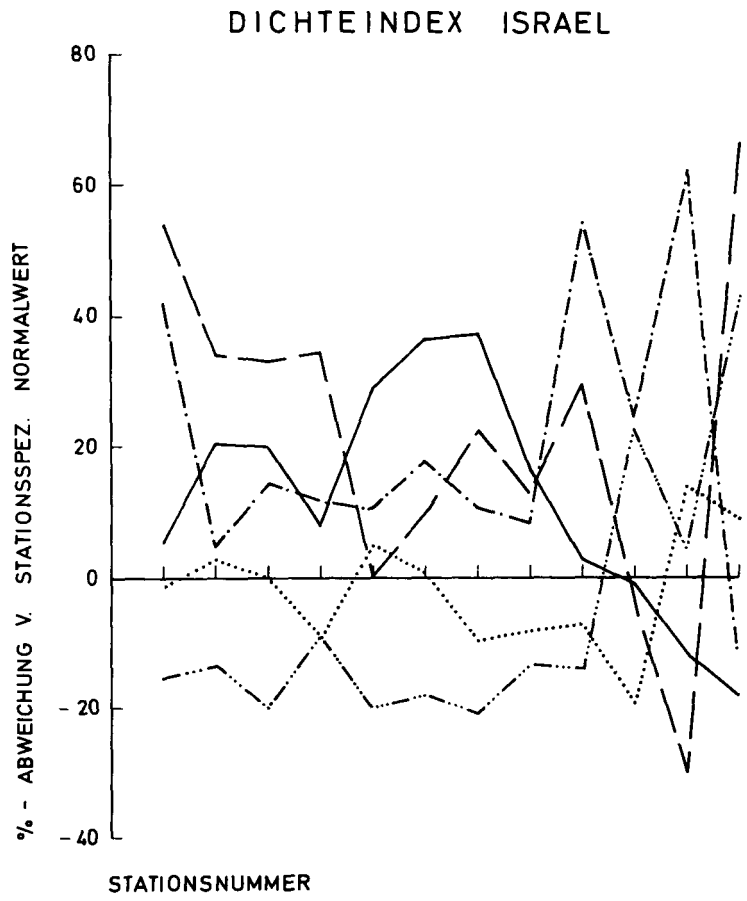


Abb. 34c

Abb. 30-34: Niederschlagsindizes (a: Ergiebigkeit; b: Häufigkeit; c: Dichte) für verschiedene Regionen (Abb. 30: Iberien; Abb. 31: Tunesien; Abb. 32: Italien; Abb. 33: Griechenland; Abb. 34: Israel) und Strömungselemente

————— :Tröge

..... :Zyklonalzellen

————— :mediterrane Steilwellen (zyklonal)

..... :mediterrane Flachwellen (zyklonal)

————— :zonalisiertes Strömungselement.

Die Stationsnummern auf der Abszisse sind aus Übersichtlichkeitsgründen nur markiert worden und entsprechen den Zuordnungen aus Tab. 9.

ins Häufigkeitsmaß eingehen kann, selbst auf vergleichsweise geringe Distanzen unterschiedliche Regendichten hervorbringen kann, zumal im Mittelmeerraum der aus Mittel-, West- und Nordeuropa bekannte großflächig gleichförmige "Landregen" an Aufgleitflächen zyklonaler Vorderseiten in dieser charakteristischen Ausprägung kaum mehr zu finden ist und generell eher der Niederschlagstypus konvektiver Schauer dominiert (vgl. METEOROLOGICAL OFFICE, 1962, Chapter 10), der in Abhängigkeit von kleinräumigeren Extrema der Vertikalbewegungen lokal bis regional stark differierende Regenmengen und -dichten verursachen kann. Überdies bleibt zu berücksichtigen, daß der relativ hohe Abstraktionsgrad der Parallelisierung großräumiger Strömungsverhältnisse eines repräsentativen Niveaus der Mitteltroposphäre mit den an der Erdoberfläche unterschiedlichster Beschaffenheit gemessenen Niederschlagswerten natürlich eine Vielzahl zwischengeschalteter Verbindungsmechanismen - etwa die zwar von der Höhenströmung induzierten und gesteuerten, aber modifizierend und konkret gestaltend auf die aktuelle Wetterentwicklung einwirkenden bodennahen Druckverteilungen und Strömungsanordnungen - sowie zusätzlicher Einflußfaktoren (etwa Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilungen in den involvierten Luftmassen) vereinfachend ausblendet, die wiederum höhere absolute wie intraregional relative Variabilitäten im Dichtemaß erzeugen. Verbleibende Differenzierungstendenzen sollen in den folgenden Punkten mit der gebotenen Vorsicht

I _E	Tröge	Zellen (zyklo- nal)	medit. Steil- wellen (zykl.)	medit. Flach- wellen (zykl.)	Zonali- sierte Strömung
Melilla	137.9	127.9	140.0	24.0	-45.1
Fès	177.5	48.2	51.6	56.5	-2.0
Tanger	152.7	15.3	22.9	46.8	40.2
Casablanca	240.9	53.6	17.2	43.8	-8.2
Marrakech	240.6	69.9	143.7	7.2	-26.1
Agadir	138.6	120.8	37.4	51.1	-16.6
Funchal	82.3	139.5	72.2	70.4	29.9
Las Palmas	302.9	196.1	107.5	43.4	-73.5
Palma de Mallorca	126.4	108.3	80.5	40.4	-21.1
Derna	147.8	187.7	133.1	108.6	-35.4
Sirte	152.3	251.2	172.9	127.6	-60.1
Ghadames	17.8	387.9	420.3	107.2	-72.6
Alexandria	137.9	199.8	210.9	39.0	-56.0
Marsa Matruh	71.4	272.6	141.4	34.2	-51.0
Antalya	135.5	47.9	39.6	-7.0	-38.6
Adana	129.8	91.1	49.3	4.3	-37.4

I_H

Melilla	147.6	73.3	66.1	29.4	-18.4
Fès	121.6	49.1	56.2	45.9	-0.7
Tanger	96.6	35.1	17.6	39.3	35.1
Casablanca	158.3	58.6	41.2	36.2	-2.9
Marrakech	155.5	67.6	97.8	31.9	-27.6
Agadir	83.6	118.1	50.9	58.4	-15.2
Funchal	112.6	63.5	48.0	38.5	29.9
Las Palmas	246.3	130.3	95.1	13.9	-45.9
Palma de Mallorca	135.5	72.3	69.0	41.7	-25.1

I_H	Tröge	Zellen (zyklo- nal)	medit. Steil- wellen (zykl.)	medit. Flach- wellen (zykl.)	Zonali- sierte Strömung
Derna	146.2	144.6	127.9	65.9	-23.7
Sirte	141.0	179.7	137.1	83.3	-44.9
Ghadames	-6.2	238.1	419.3	137.4	-24.6
Alexandria	129.6	92.1	83.3	37.8	-24.3
Marsa Matruh	124.2	153.5	84.1	41.7	-32.3
Antalya	91.3	43.0	15.4	-1.7	-22.3
Adana	91.8	40.1	11.2	0.3	-10.4
<hr/>					
I_D					
Melilla	-3.9	31.5	44.5	-4.2	-32.8
Fès	25.2	-0.6	-2.9	7.2	-1.3
Tanger	28.5	-14.7	4.5	5.4	3.8
Casablanca	31.9	-3.1	-17.0	5.6	-5.5
Marrakech	33.3	1.3	23.2	-18.7	2.0
Agadir	30.0	1.2	-9.0	-4.6	-1.7
Funchal	-14.3	46.5	16.4	23.1	0.0
Las Palmas	16.3	28.6	6.4	25.8	-51.1
Palma de Mallorca	-3.9	20.9	6.8	-0.9	5.4
Derna	0.6	17.6	6.5	25.7	-15.4
Sirte	4.7	25.6	15.1	24.2	-27.7
Ghadames	25.6	44.3	0.2	-12.7	-63.7
Alexandria	3.6	56.1	69.7	0.9	-41.9
Marsa Matruh	-23.6	47.0	31.1	-5.3	-27.5
Antalya	23.1	3.4	21.0	-5.5	-21.0
Adana	19.8	36.5	34.3	4.0	-30.1

Tab. 14: Strömungselementabhängige Werte der Niederschlagsindizes (I_E : Ergiebigkeitsindex; I_H : Häufigkeitsindex; I_D : Dichteindex) für Stationen der Tab. 9, die nicht in den regional zusammenfassenden Abb. 30 bis 34 enthalten sind.

zur strömungsbezogenen Niederschlagskennzeichnung verwendet werden.

- c) Auffallend sind die überwiegend negativen Anomalien für das zonalisierte Strömungselement; größere Teilgebiete deutlich positiver Abweichungen finden sich nur im westlichen Randbereich des Untersuchungsraumes (das nicht-mediterrane Iberien zuzüglich Tanger und Funchal), im Norden Italiens (der in der bildlichen Darstellung mit zwei getrennten relativen Maxima vertreten ist) sowie im Südosten Israels. Mit Ausnahme des letzten Falles, der sich nur und gerade im Dichteindex bei gleichzeitig abnehmender Häufigkeit, also insgesamt mit erhöhter Akzentuierung vollzieht, liegen die positiven Abweichungen vorwiegend im Häufigkeits- und Ergiebigkeitsmaß, während der Dichteindex schon wieder verbreitet negative oder höchstens schwach positive Werte annimmt und auf einen eher häufigkeitsbetonten Niederschlagscharakter hinweist (d.h. mit höheren Anteilen an der Regentagzahl als an der Niederschlagsmenge oder mit relativ größeren Veränderungen im Häufigkeits- als im Dichtemaß). Die Ausnahmeregionen liegen bezeichnenderweise an Peripherien des mediterranen Untersuchungsraumes, wobei die relative Atlantiknähe für Westiberien und die unmittelbare Nachbarschaft zum stark westlich-zonal beeinflussten Mitteleuropa für Norditalien ausschlaggebende Faktoren sein dürften, während die südostisraelische Anomalie gerade in ihrer Betonungsumkehr eher auf extremale Einzelereignisse hinzudeuten scheint, die in ariden Gebieten besonders nachhaltig Kennwerte zu modifizieren vermögen. Ansonsten zeigt sich klar die geringste Bedeutung, die zonalisierten Strömungsformen unter den wichtigsten niederschlagsträchtigen Elementen zukommt, ein Ergebnis, das in Übereinstimmung steht mit dem geringen Anteil (SUTCLIFFE (1960b) etwa gibt 9 % an) atlantischer Bodenzyklonen, die mit westlicher Strömung über Iberien ins Mittelmeer ziehen, sowie mit den geringen Indexwerten zyklonaler Aktivität, die BUTZER (1960) für großräumig zonali-

sierte Strömungsformen im gesamten Mittelmeerraum erhält.¹⁾ Auch die deutliche Häufigkeitsbetonung, die sich teilweise sogar in die Ausnahmeregionen fortsetzt, fügt sich problemfrei in dieses allgemeine Bild ein.

- d) Für die meridionalen Tröge als wichtigste Formen breitenbereichsübergreifender Zyklonalwellen ergibt sich ein teils unerwartetes Ergebnis: zumeist liegen die Häufigkeitswerte noch hoch bis maximal, wenngleich das tunesische Teilkollektiv insbesondere in den südlicheren Landesteilen schon relativ absinkende Werte zeigt, die im Gebietsmittel bereits signifikante Unterschiede zu Zellen ($p < 0,01$) und mediterranen Steilwellen ($p < 0,05$) ergeben; im noch südlicheren Ghadames wird sogar der einzige negative Häufigkeitswert der Tröge angenommen.²⁾ Der Dichteindex hingegen liefert ein äußerst breit gefächertes Bild: alleinige Maximalwerte treten lediglich in der nordwestlichen Hälfte Iberiens, in Marokko, im Nordwesten Italiens und im Zentrum Israels auf, noch relativ hohe Werte, die aber von anderen Elementen ebenfalls erreicht oder gar überschritten werden, am Südostrand des Tyrrhenischen Meeres, im äußersten Norden Tunesiens, über einem Großteil Griechenlands sowie in Teilbereichen des östlichen Mittelmeerraums (südliche Türkei,

1) Hierbei muß allerdings einschränkend berücksichtigt werden, daß die europäischen Großwetterlagen nach HESS und BREZOWSKY (1977) dieser Zirkulationsform-Bestimmung zugrundeliegen, die nicht notwendig den hier verwendeten mittelmeerspezifischen Strömungselementen entsprechen müssen (vgl. auch Teil 2.).

2) KÖRBER (1978) etwa weist in ihrer Untersuchung barokliner Störungen über der Sahara darauf hin, daß nur in sehr seltenen Fällen während eines Trogdurchganges Niederschlag auftritt, da im Bereich der Kaltluftadvektion vorherrschende Absinkbewegungen tendenziell austrocknend wirken und an der Vorderseite trotz Aufwärtsbewegungen die Niederschlagsneigung gering bleibe, da die advehierte Warmluft zu trocken sei und das Kondensationsniveau zu hoch liege; Störungen der Passatinversion treten jedoch bei hinreichend persistenter Kaltluftzufuhr im Gefolge quasi-stationärer Tröge auf, die die hemisphärische Westdrift längere Zeit großräumig blockieren.

nordwestliches Israel),¹⁾ während um Null schwankende oder gar negative Werte insbesondere im westlichen Mittelmeer (Balearen, Korsika, Sardinien), in Tunesien südlich des äußersten Nordens, an der libyschen u d ägyptischen Küste sowie im ariden Südosten Israels angenommen werden. Kummulative oder kompensatorische Auswirkungen im Ergiebigkeitsindex sind vor allem für Griechenland und den Nordwesten Israels zu nennen, wo trotz nicht oder nicht alleinig maximaler Position im Dichtemaß aufgrund maximaler Häufigkeiten noch die höchsten Werte erreicht werden, sowie für die westliche Begrenzung des italienischen Teilkollektivs, wo trotz maximaler Häufigkeiten aufgrund negativer Dichtewerte nur mehr mittlere Positionen angenommen werden.

Zusammenfassend läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß Tröge in ihren bevorzugten Längenpositionen, d.h. insbesondere in den begünstigten Längenbereichen quasipersistente ausgebildeter Zustandsformen, hohe bis maximale Werte in allen drei Niederschlagsindizes erreichen können. Diese Längenpositionen, die die genannten Regionen hoher Dichtewerte gerade unter die zyklonenetisch besonders wirksamen Trogvorderseiten gelangen lassen, liegen bekanntlich vor der Westküste Iberiens (vgl. Typ 4 1), im Längenbereich Mitteleuropas (vgl. Punkt 3) und im östlichen Mittelmeerraum. Die Regionen reduzierter Dichtewerte und generell stärker zur Häufigkeitskomponente orientierter Trogkennungen finden sich dann in zwischenliegenden Bereichen (etwa um die Inseln des westlichen Mittelmeers, die von der zyklonenetischen Vorderseite der 4 1 - Tröge nicht mehr häufig genug erfaßt werden und bezüglich der zentralen Tröge eher an die Rückseite reduzierter Niederschlagskapazität zu gelangen tendieren, vgl. Punkt 3) oder aber in niedrigeren Breiten, die häufig noch vor den Bereich maximaler Trogauslenkung zu liegen kommen (für Tunesien etwa ist die relativ zu den benachbarten

1) Werte einzelner Stationen wie Ghadames, die von ihrer näheren Umgebung eklatant abweichen, sollen hier in Anbetracht der genannten Beschränkungen nicht überinterpretiert werden.

Längestreifen minimale Häufigkeit von Trögen größerer Amplitude im zentralen Längenbereich (vgl. Tab. 2) in diesem Zusammenhang von Bedeutung). Die geläufigen zyklonalen Aktionszentren im Golf von Genua (vgl. etwa METEOROLOGICAL OFFICE, 1962, Chapter 3) oder im Tyrrhenischen Meer (BUTZER, 1960), die sich partiell noch in den Werten der nordwestitalienischen bzw. der am östlichen Meeresrand gelegenen Stationen widerspiegeln, treten dabei primär im Anfangsstadium sich entwickelnder Troglagen in Form zyklogenetischer Prozesse an einfließenden Kaltluftstaffeln in Wirkung, während nach Etablierung zentraler quasistationärer Tröge obige Überlegungen Gültigkeit gewinnen und die entsprechend vorgefundenen zusammenfassenden Indexwertverteilungen bedingen. Ein Versuch, mögliche Kompositionen von Dichtekennwerten aus verschiedenen Teilmengen strömungselement- oder regionalspezifisch über einen Vergleich der Variationskoeffizienten¹⁾ zu erschließen, erbrachte neben dem bekannten generellen Ansteigen in Richtung zunehmend arider Gebiete keine signifikanten Unterschiede zwischen einzelnen Strömungselementen oder Regionen, so daß man sich mit obigen Werten summativer oder mittelnder Zusammenfassung zu bescheiden hat.

- e) Beschränken sich die meridionalen Strömungskomponenten auf die niederen Mittelbreiten (mediterrane Steilwellen), erhält man ein durchaus abweichendes Bild: vergleichbar hohe bzw. sogar höhere Häufigkeitswerte als bei den Trögen treten lediglich in Tunesien und Libyen bzw. in deren südlichen Bereichen auf, während ansonsten generell niedrigere (in den Gebietsmitteln signifikant ($p < 0,01$) unterschiedene) und im nicht-mediterranen Iberien sogar um oder unter Null liegende Werte zustandekommen. Umgekehrt liefert der Dichteindex signifikant niedrigere Werte als bei den Trögen nur im nicht-mediterranen Iberien, in Marokko, am Westrand der

1) Vor der Anomaliebildung durch Inbezugsetzung zum stationspezifischen Normalwert kann der Dichteindex als einfacher Mittelwert aufgefaßt werden, zu dem sich in üblicher Weise der Variationskoeffizient bestimmen läßt.

Apenninenhalbinsel und im Zentrum Israels, das sind im wesentlichen gerade die Teilregionen, in denen die Dichtetrogspezifische Maxima aufwies (siehe Punkt d).¹⁾ Ansonsten liegen die Steilwellenwerte um oder über denjenigen der Tröge, wobei absolut niedrige Werte möglicherweise im Südosten Israels angenommen werden (die eklatante Anomalie von Elat erscheint nicht gesichert), während insbesondere die westlichen und östlichen Begrenzungen des italienischen Teilkollektivs, Tunesien außerhalb des Nordens (mit Einzelabweichungen im Süden), der ägyptische Küstenstreifen und der Nordwesten Israels signifikant höhere Werte erreichen, die mit Ausnahme der letztgenannten Region auch den Ergiebigkeitsindex über die jeweiligen Trogwertebereiche anheben. Maximale Dichtewerte konzentrieren sich schließlich im Südosten Spaniens zuzüglich Melilla, während Griechenland und Südtürkei bei häufig hohen Werten auch ähnlich besetzte Trogkennungen zeigen.

Mediterrane Steilwellen sind prinzipiell in drei verschiedenen Strömungsabfolgen zu beobachten: als Abschnürprodukte ehemaliger Tröge, als Induktionsbildung abgeschnürter Zyklonalzellen oder als eigenständige Wellenformation der niederen Mittelbreiten. Dabei sind gegenüber Trögen folgende tendenzielle Lageverschiedenheiten festzustellen: i) leicht verschobene Längenpositionen der quasistationären Varianten; sie treten eher im Längenbereich Iberiens (also etwas östlicher als die 4 1 - Tröge) mit der zyklonogenetischen Vorderseite über Ostspanien und dem westlichen Mittelmeer sowie gegenüber der ostmediterranen Trogposition leicht westlicher, also insgesamt mit kürzerer Wellenlänge relativ zu einem anscheinend nahezu ortsfesten Bezugspunkt im zentralen Mittelmeerraum auf, der der Position zentraler quasistationärer Tröge entspricht und sowohl im zyklonalen wie im antizyklonalen Fall mediterraner Wellenstrukturen

1) Ghadames fällt hier als Einzelstation wieder heraus.

(Teilmengen der Typen 9 2 bzw. 9 6) als Anordnungszentrum zu fungieren scheint. Die kleineren Wellenlängen entsprechen allgemein den kleineren Dimensionen der breitenbeschränkten Wellenanordnung, das Bezugszentrum im zentralen Bereich einer möglichen interagierenden Wirkungskombination von bevorzugten Abschnürbereichen, antizyklonalen Aktionszentren (Azoren) und der spezifischen großräumigen Land-See-Verteilung im mediterranen Untersuchungsraum. Die genannten Verschiebungen der Dichtemaxima zwischen Trog und Steilwelle über Iberien, dem westlichen und teils dem östlichen Mittelmeer (Ägypten) könnten hiermit in Zusammenhang stehen. ii) Ein höherer Anteil an Elementen, die auch über den südlicheren Breitenbereichen des Mittelmeerraumes wirksam werden (vgl. auch Tab. 2); dies äußert sich etwa in der von der Längenposition bevorzugt rückseitig gelagerten Region Marokkos noch in einem deutlichen Häufigkeitsanstieg gegenüber dem nördlich benachbarten nicht-mediterranen Iberien (die Dichtewerte bleiben mit Ausnahme einer Station gering), in der allgemein großen Bedeutsamkeit für Tunesien insbesondere außerhalb des Nordens und teils wohl wieder in den angehobenen Dichtewerten der ägyptischen Stationen, die trotz relativ niedrigerer Häufigkeiten gegenüber den Trögen noch höhere Ergiebigkeiten verursachen. Lediglich der Abfall ins südöstliche Israel hinein (sieht man von Elat ab) kontrastiert hierzu; er könnte aber bereits durch eine zu periphere Längenposition gemäß i) bedingt sein. iii) Im Mittel geringere Longitudinalerstreckungen als bei den Trögen; dies entspricht nicht nur den erwähnten verkürzten Wellenlängen und allgemein reduzierten Größenordnungen, sondern markiert etwa im Abschnürungsfall eine Form der Intensivierung zurückbleibender Zyklonalkapazitäten durch räumliche Konzentrierung, die entweder zu gänzlich abgeschlossenen Zellen oder zu eingeeengten, teils zusätzlich verstellten Wellen mit erhöhter Krümmungsvorticity führen kann. Eine Auswirkung dieser im Mittel modifizierten Formbeschaffenheit könnte die Reduktion niedriger Dichtewerte im italienischen Teil-

kollektiv auf die Stationen des westlichen Halbinselrandes sein.

Zusammengefaßt ergeben sich also für die mediterranen Steilwellen geringere Dichtewerte hauptsächlich in den Längenbereichen bevorzugter Trogpositionen, die jedoch nicht die häufigsten eigenen sind oder aufgrund modifizierter Breitenlagen oder Formbeschaffenheiten der Steilwellen abweichende Resultate erbringen. Ansonsten (sieht man von Einzelstationen und dem Südosten Israels ab) zeichnet sich eine deutliche Tendenz zu ähnlich hohen oder höheren Dichtewerten bei meist geringeren und teils gleichen Häufigkeiten, also ein im Vergleich zu den Trögen akzentuierterer Niederschlagscharakter ab. Diese Tendenz kann begründet sein einerseits durch das Abgeschnittensein von möglichen nördlichen Regenerationsquellen (bei den breitenbereichsübergreifenden Trögen erzeugt dagegen die kontinuierliche Kaltluftzufuhr eine fortgesetzt hohe Niederschlagsneigung, sofern Feuchtigkeitsgehalt und Wirbelgröße nicht unter kritische Schwellenwerte absinken), andererseits durch Intensivierungen v.a. der Wirbelgröße, die etwa im Zusammenhang mit Abschnürungsprozessen auftreten können (vgl. iii).

- f) Das generelle Bild der mediterranen Flachwellen, die prinzipiell gleichen Strömungsabläufen entstammen wie die Steilwellen (Abschnürung, Induktion durch Zellen, eigenständige mediterrane Wellenanordnung), jedoch verhältnismäßig geringere Meridional Komponenten und flachere Einfallswinkel der Rückseitenströmung besitzen (vgl. Teil 3.3.2.), läßt sich beschreiben durch um den Normalwert schwankende Dichtewerte und positive Häufigkeitsanomalien, die außer in Tunesien signifikant kleiner ($p < 0,001$) als die entsprechenden Trogwerte und meist noch signifikant kleiner ($p < 0,01$) als die entsprechenden Steilwellenwerte (Griechenland, Südtürkei (hier sogar mit Werten nahe Null), Südtunesien, Libyen, Ägypten, Israel) oder ihnen vergleichbar sind (Ostspanien, Marokko, Italien, Nord- und Zentraltunesien). Wichtige Ausnahmen dieser Verteilung sind die im Vergleich zu den Steilwellen hö-

heren Häufigkeiten im nicht-mediterranen Iberien und die Teilbereiche deutlich positiver Dichtewerte vor der Küste Nordwestafrikas, an der westlichen und östlichen Begrenzung des italienischen Teilkollektivs sowie an der libyschen Küste. Ersterer Punkt ist dabei durch die geringen Häufigkeiten der Steilwellen bedingt, deren Verursachung (siehe Punkte e) für die Flachwellen deshalb nicht gleichermaßen zutrifft, da sie in höherem Maße wandernde Gebilde umfassen, die keine bevorzugten Längenpositionen besitzen. Zweiterer Punkt läßt keine systematische Erklärung zu und gegebenenfalls eine Beteiligung zyklonaler Zellen vermuten, die kombiniert mit dann meist von ihnen erzwungenen Flachwellen auftreten können und in den genannten Teilgebieten auch mindestens ähnlich hohe Dichtewerte erreichen.

Die zumeist signifikant, aber gemäßigt positiven Abweichungen im Ergiebigkeitsindex (Ausnahmen lediglich normaler Werte: Südtürkei und Israel) unterstreichen im Verein mit den oben genannten allgemeinen Verteilungstendenzen der weiteren Indizes die generelle Flachwellen-Eigenschaft eines moderiert niederschlagsträchtigen Strömungselements mit relativ stärkerer Betonung der Häufigkeitskomponente. Dies entspricht der höheren Repräsentanz mit kleiner Amplitude wandernder sowie in abgeschwächten Intensitätsformen abgeschnürter oder induzierter Wellen.

- g) Zyklonalzellen als allseitig abgeschlossene Strömungselemente mit regional östlichen Strömungskomponenten und maximalen Krümmungsbeträgen zeigen trotz dieser eigenständigen Charakteristik verbreitet Ähnlichkeiten zu den Niederschlagskennungen der mediterranen Steilwellen: dies erklärt sich sowohl durch gelegentlich kombiniertes Auftreten beider Elemente (vgl. Teil 3.3.2.) als auch durch vergleichbare Herkunft beträchtlicher Elementteilmengen aus großräumigen Abschnürungsprozessen, in deren Verlauf sie auch substitutiv in Erscheinung treten können. Wesentliche Unterschiede in den Niederschlagsindizes sind jedoch gleichfalls gegeben:

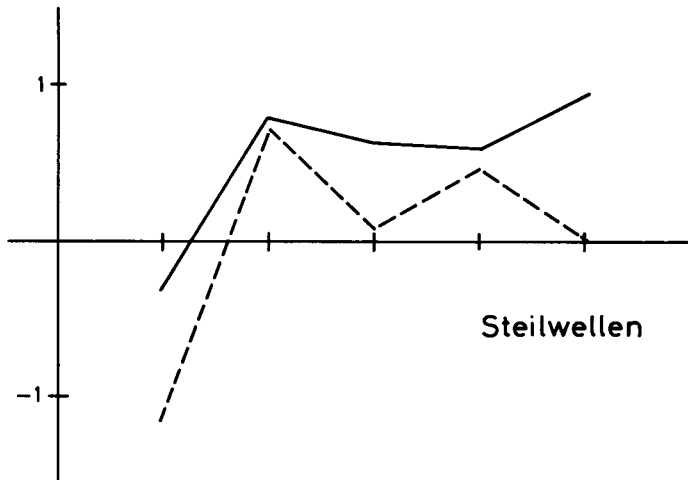
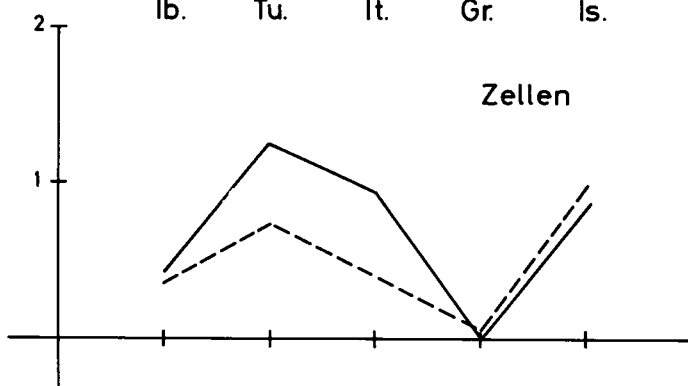
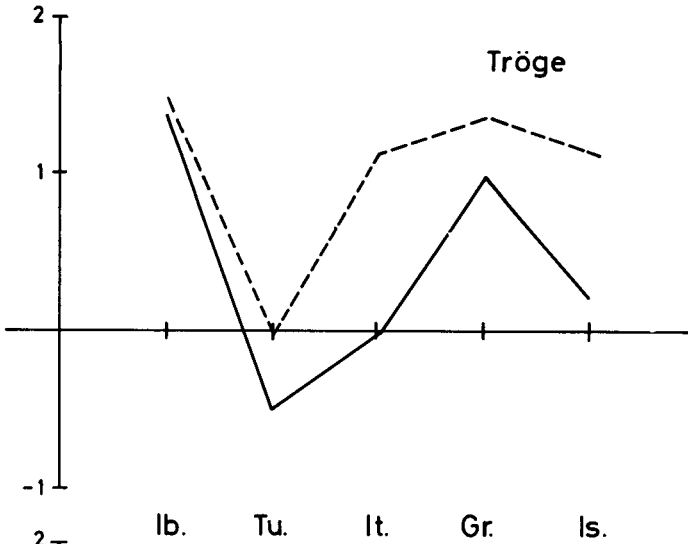
i) in Iberien der zwar großräumig parallele, aber auf signifikant ($p < 0,01$) höherem Niveau erfolgende Verlauf des Häufigkeits- und Ergiebigkeitsindex' sowie die fast nur halb so große Streuung im Dichtemaß bei vergleichbaren Gebietsmitteln; ii) die deutlich höheren Werte insbesondere bei Dichte und Ergiebigkeit vor der Küste Nordwestafrikas (Las Palmas, Funchal): hier liegt bekanntlich ein Gebiet, in dem isolierte Zyklonalzellen gelegentlich bis zu einer Woche und mehr nahezu ortsfest wetterwirksam sein können; iii) die im Gebietsmittel noch leicht höheren Dichte- und Häufigkeitswerte Tunesiens, die sich im Ergiebigkeitsindex zu einem bereits signifikanten ($p < 0,05$) Unterschied akkumulieren; iv) die höheren Dichtewerte am Südostrand des Tyrrenischen Meeres; v) die geringeren oder gar negativen Dichtewerte vor der kleinasiatischen Küste zuzüglich Antalya; vi) die geringeren Streuungen insbesondere im Ergiebigkeitsindex von Griechenland; vii) in Israel die signifikant ($p < 0,01$) höheren Häufigkeiten (besonders mit zunehmender Aridität), der nahezu gegenphasige Dichteverlauf (niedrigere Werte im Nordwesten, ansteigende gegen Südosten mit Elat als erneuter, aber wiederum entgegengesetzter Anomalie) und die gegen Südosten ansteigenden Ergiebigkeitswerte.

Als allgemeine Züge lassen sich daraus herausfiltern α) die gegenüber Steilwellen tendenziell gleichförmigeren Verlaufsformen der Indizes; dies geht auf die relativ geringere Variabilität der Zellen in einigen typinternen Parametern wie Größe (Breiten- und Längenerstreckung), Krümmungsvorticity oder Gradientstärke zurück (die noch gleichförmigeren Verlaufsformen bei Flachwellen und zonalisierter Strömung spiegeln analog deren geringere Bandbreiten in Erscheinungsform und Ausprägung wider). Zwar ist dies zunächst eine allgemeine Kennung der betreffenden Teilkollektive an Strömungselementen, doch setzt sie sich gleichsinnig (wenn auch nicht streng proportional) in unterschiedliche räumliche Variabilitäten um, da nicht sämtliche Varianten der Typausprägung gleichförmige Auswirkungen über größere Räume besitzen und

mit einem umfangreicheren Potential an Varianten auch die Wahrscheinlichkeit räumlicher Abweichungen wächst. β) Keine derartig systematische Bevorzugung bestimmter Längenbereiche wie etwa bei Trögen und mediterranen Steilwellen; dies geht zurück auf die häufige Einbindung der letzteren Elemente in großräumig-überregionale Wellenstrukturen, deren Phasenpositionen großzirkulatorischen Bestimmungsgrößen unterliegen (Wellenlängen, Grundstromintensitäten), während Zellen häufig isoliert in Auflösungszuständen ohne großräumig-überregionale Zusammenhangskonstellationen auftreten und dementsprechend variablere Positionen einnehmen können. γ) Die gegenüber Steilwellen verbreitet noch höheren zellulären Indexwerte, die eine allgemein höhere Niederschlagskapazität der allseitig geschlossenen Zyklonalvariante indizieren; allerdings verbieten regionale Abweichungen (v.a. im Dichteindex etwa vor der kleinasiatischen Küste oder im Nordwesten Israels) eine vorschnelle Verallgemeinerung dieser Eigenschaft und lassen sie eher als verbreitete Tendenz erscheinen.

5.) Ein einschränkendes Moment für die Interpretation der bisherigen Berechnungsergebnisse ist einmal die häufig gleichsinnige Veränderung in allen drei Indizes (sei es zwischen verschiedenen Strömungselementen oder zwischen unterschiedlichen Subregionen), zum anderen die nicht unmittelbar gegebene Möglichkeit eines direkten Vergleichs verschiedener Indizes. Deshalb wurden in einem weiteren Schritt die Gebietsmittel der hinreichend repräsentierten Regionen (Iberien, Tunesien, Italien, Griechenland, Israel) standardisiert, wobei Mittelwert und Standardabweichung jeweils regionsspezifisch gebildet¹⁾ und vereinfachend wiederum nur die häufigsten und wichtigsten der niederschlagsträchtigen Elemente (analog Punkt 4) zugrundegelegt wurden. Abb. 35 zeigt demnach also einmal die Anomalieanordnungen von Häufigkeits- und Dichteindex innerhalb der jeweiligen Schwankungsbreite, die durch

1) Erhebliche Differenzen im absoluten Niveau der Indexabweichungen zwischen verschiedenen Teilregionen gehen auf unterschiedlichen Ariditäts-/Humiditäts- und Akzentuierungsgrad zurück und verbieten eine gesamtheitliche Zusammenfassung.



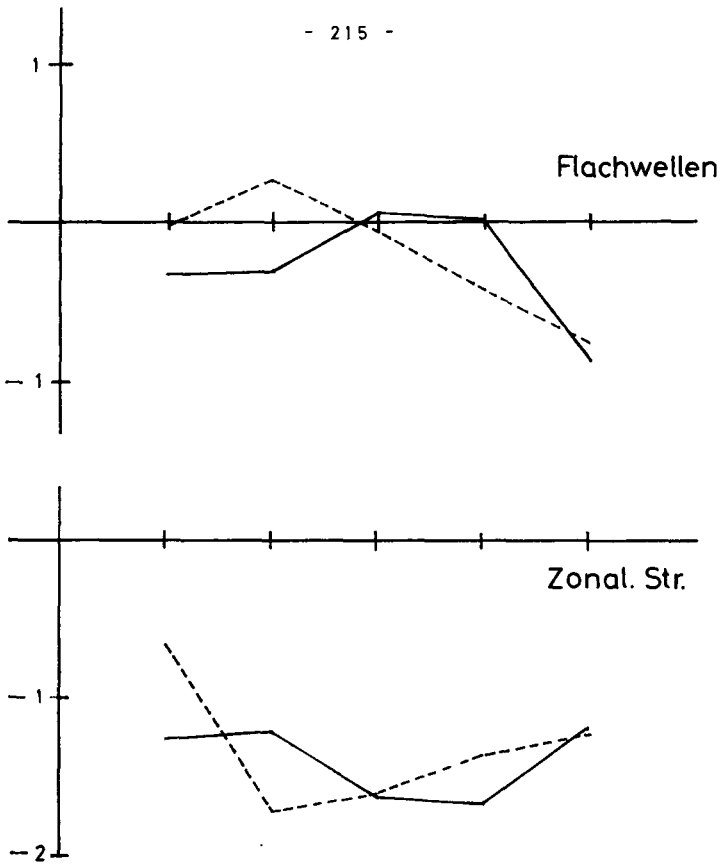


Abb. 35: Standardisierte Gebietsmittel des Häufigkeits- (gebrochene Linie) und des Dichteindex' (durchgezogene Linie) für ausgewählte Strömungselemente und Teilregionen (die Markierungen der Abszisse entsprechen abfolgend Iberien, Tunesien, Italien, Griechenland und Israel).

die beteiligten Elemente gegeben wird, zum anderen in den absoluten Größen diese Anordnungen nach den beteiligten Elementen. Klar erkennbar wird jetzt die stärkere Betonung der Häufigkeitskomponente bei den Trögen, die wohl ohne die Gebietszusammenfassung von nicht-mediterranem und mediterranem Iberien auch noch für letzteres (dann leider durch zu wenige Stationen für eine derartige Auswertung repräsentiert) gültig sein dürfte und nur im Bereich der quasistationären Trogvorderseiten neutralisiert (Iberien) oder durch absolut höhere Dichteanomalien (Griechenland) ergänzt wird. Eine relativ stärkere Betonung der Dichtekomponente resultiert dagegen bei Zellen und Steilwellen, wobei sie bei ersteren nur im zentralen Längsbereich (Italien, Tunesien) gegeben ist (bei gleichzeitig auch noch positiven Häufigkeitsabweichungen) und ansonsten auf unterschiedlichem Absolutniveau neutralisiert bleibt, während sie bei Steilwellen nur in Tunesien von hohen positiven Häufigkeitsanomalien eingeholt wird und ansonsten bei höchstens schwach positiven Häufigkeitsabweichungen allgemein gilt (in Iberien allerdings bei negativem Dichtewert!). Flachwellen und zonalisierte Strömung zeigen schließlich regional wechselnde Dominanzen, wobei erstere noch meist nahe Null, letztere deutlich im Negativen und beide zusammen zwischen Tunesien und Griechenland gegenphasig verlaufen.

Da die standardisierten Anomalien aus Abb. 35 keine absoluten Abweichungen, sondern im Vergleich der beteiligten Elemente relative wiedergeben, sind hier keine Aussagen über absolute Niederschlagscharakteristika wie teils in Punkt 4 möglich (so bildet sich etwa die allgemeine Tendenz zur Häufigkeitsbetonung bei Flachwellen und zonalisierter Strömung (vgl. Punkt 4) in dieser Darstellungsform nicht oder nur regional ab). Vielmehr ermöglicht die Standardisierung einen Vergleich der Einordnung unabhängiger Indizes in das Wertebereichsspektrum aller aktuell einbezogenen Strömungselemente, und die generelle Unterschreitung der Häufigkeits- durch die Dichtewerte bei (breitenbereichsübergreifenden) Trögen im Unterschied zur entgegengesetzten Lagerung bei (mediterranen) Steilwellen und Zellen (sieht man von

der insignifikanten zellulären Überschreitung im abschließenden Polygonzugteil ab, die als ungefähre Gleichheit gewertet werden muß) erscheint als die wesentliche Aussage dieser Darstellungsvariante. Dabei behält sie auch dort noch Berechtigung, wo gleichartig signierte Abweichungen signifikant unterschiedener Wertepaare auftreten; etwa im Fall tunesischer Zellen übersteigt bei allgemein hoher Niederschlagskapazität die (positive) elementvergleichende Anomalie der Dichte noch diejenige der Häufigkeit und indiziert für potentielle Elementsubstitutionen das Vorzeichen der Veränderung im Niederschlagscharakter. Analog unterschreitet über Iberien die Häufigkeitsanomalie der Steilwellen den bereits negativen Dichtewert noch zusätzlich und erhält die Eigenschaft relativ stärkerer Betonung der Dichtekomponente auch bei der generell reduzierten Niederschlagskapazität. Die Unterschiede im absoluten Niveau der standardisierten Abweichungen unterstreichen schließlich aus Punkt 4 geläufige Eigenschaften wie die maximalen Häufigkeitswerte der Tröge (Ausnahme Tunesien, siehe Punkt 4), die gegenüber mediterranen Steilwellen noch erhöhten Ergiebigkeitskapazitäten der Zellen (Ausnahme Griechenland) sowie die progressiv abfallende Niederschlagsbedeutsamkeit über die Flachwellen hin zur zonalisierten Strömung.

6.) Neben der Differenzierung in unterschiedliche Anordnungsformen atmosphärischer Strömung wurde in Teil 1.3. die verschiedenartige innere Ausgestaltung dieser Konfigurationen als wesentliches Moment resultierender Veränderlichkeiten meteorologischer Größen hervorgehoben. Unter der Vielzahl typinterner Parameter, die sich sowohl begrifflich herleiten als auch im Verlauf der Einzelanalyse numerisch bestimmen ließen, sollen zur Niederschlagskennzeichnung diejenigen exemplarisch vorgeführt werden, die der sowohl für aktuelle Variabilitäten bedeutsamen als auch im Rahmen potentieller Zirkulationsschwankungen sensitiven Kategorie der Intensität zuzuordnen sind: Geopotentialanomalie, Wirbelgröße und Gradientstärke. Versucht man aus der genannten Vielzahl typinterner Parameter mittels Hauptkomponentenanalyse eine reduzierte Anzahl nicht-korrelierter Faktoren zu bestimmen, erhält man als ersten Eigenvektor, der ein gutes Drittel

der Gesamtvarianz erklärt, eine Intensitätsgröße, die gerade diese drei Ausgangsparameter und nur sie signifikant hoch lädt (jeweils betragsmäßig über 0,8). Im vorliegenden Gesamtzusammenhang interessiert jedoch gerade nicht die reduzierende Zusammenfassung, die für den Intensitätsfaktor überdies nur eine gewußte Vorzeichenbindung in der Niederschlagskennzeichnung (gleichsinnig ab- bzw. ansteigende Werte) hervorbringen könnte, vielmehr hingegen die differenzierende Charakterisierung der unterschiedlichen Ausgangsparameter, die deutlicher potentielle Varianten in der Anomaliebildung herauszuarbeiten verspricht.

Somit wurden für die drei genannten Intensitätsparameter und die bereits in den Punkten 4 und 5 zugrundegelegten Strömungselemente Gebietsmittel der Niederschlagsindizes für jeweils drei Wertebereichsklassen errechnet, die in den Tab. 15 bis 17 für drei der besser bestückten Teilregionen wiedergegeben sind (die Werte der anderen Gebiete entsprechen bezüglich der weiter unten folgenden Ausdeutungen den Verteilungstendenzen der aufgelisteten und wurden mangels darüber hinausgehender Zusatzinformationen nicht mehr eigens aufgeführt). Die Festsetzung der Klassengrenzen erfolgte nach Kenntnis von Lageparametern und Häufigkeitszerlegungen, so daß vergleichbar große Mächtigkeiten insgesamt gewährleistet waren; zu geringe Auftrittshäufigkeiten (unter 1 %) einzelner Elemente in einzelnen Klassen lassen sich jedoch nicht vermeiden und sind durch eingeklammerte Werte gekennzeichnet. Entsprechend des zyklonalen Vorzeichens der meisten aufgeführten Elemente umfassen alle Wirbelgrößenklassen (intensitätsabgestufte) positive Vorticitywerte, und die Werte der Geopotentialanomalie teilen sich in Klassen insignifikanter oder positiver, gemäßigt negativer und stark negativer Abweichung. Lediglich das vorzeichenlose zonalisierte Strömungselement weicht hiervon ab: seine Wirbelgrößenverteilung erscheint zufällig (legt man die Gesamtheit seiner Exemplare und deren vollständige flächenhafte Erstreckung zugrunde), und ein benennbarer, das gesamte konkrete Element kennzeichnender Wert ist klassifikationsfähig nicht zu erzeugen; der Vorti-

city-Parameter wurde mithin unbesetzt gelassen; die Geopotentialanomalieklassen schließlich weichen insofern von denjenigen der zyklonalen Elemente ab, als sie entsprechend der elementspezifischen Geopotentialverteilung symmetrisch um den Normalwert angeordnet sind.

Neben der erwartungsgemäßen Gleichsinnigkeit der Veränderung von Intensitätsparameter und Niederschlagsindex sind den Tab. 15 bis 17 vor allem folgende gemeinsame Züge zu entnehmen: a) signifikant positive Werte für das zonalisierte Strömungselement nur in den jeweils höchsten Intensitätsklassen (im Häufigkeitsindex Iberiens, das ja im Westteil eine höhere Bedeutsamkeit schon bei der intensitätsunabhängigen Auswertung erbrachte, auch noch in den mittleren Klassen), durchgehend jedoch nicht im Dichteindex, der selbst bei den gruppiert höchsten Intensitäten der Geopotentialanomalie oder der Gradientstärke negatives Vorzeichen behält und die tendenzielle Häufigkeitsbetonung im Niederschlagscharakter auch unter Berücksichtigung typinterner Intensitätsparameter reproduziert. b) Umkehrungen sämtlicher bisheriger paarweiser Kennungen zyklonaler Elemente bei Zugrundelegung entgegengesetzter Intensitätsklassen: so steigen etwa die Werte selbst der Flachwellen, die generell noch die geringste Kapazität aufwiesen, bei hoher Intensität über diejenigen der weiteren Zyklonalelemente (die generell meist höher lagen) bei geringer Intensität, und absolute elementspezifische Maxima sind intensitätsabhängig nicht mehr signifikant und überregional ausgebildet. Dieses wichtige Ergebnis unterstreicht die große Bedeutsamkeit typinterner Veränderungen, die bereits in Teil 1.3. in allgemeiner Form konstatiert worden ist: man hat Variablen klimatischer Systemzustände vor sich, deren Wertebereiche größenordnungsmäßig zumindest nicht kleiner sind als diejenigen durch veränderte Häufigkeitsverteilungen unterschiedlicher Strömungsformen gegebenen, und muß mit verschiedenartigen Kombinationen von Einzelveränderungen und vielfältigen resultierenden Wertebereichstransformationen rechnen, wenn sämtliche Bestimmungsgrößen klimatischer Systemzustände im Rahmen allgemeiner Variabilität ihre aktuellen Werte ändern. c) Ein

I_E		Tröge	Zellen (zyklonal)	medit. Steil- wellen (zykl.)	medit. Flach- wellen (zykl.)	zonali- sierte Strömung
GPOT	K1	140.2	152.2	101.3	134.0	73.8
	K2	102.3	55.5	3.3	64.1	-1.0
	K3	(50.0)	-3.8	-50.6	-39.9	-54.4
WG	K1	154.7	111.7	56.6	137.1	-
	K2	82.3	44.3	5.2	66.4	-
	K3	(25.1)	-2.5	-52.2	-13.2	-
GRAD	K1	164.5	(255.0)	(77.8)	137.2	86.9
	K2	75.6	111.8	21.7	62.6	2.8
	K3	(-5.0)	51.5	-48.3	-20.6	-33.0
<hr/>						
I_H						
GPOT	K1	111.6	123.5	87.2	124.0	80.8
	K2	67.2	56.6	4.7	64.9	14.2
	K3	(22.2)	-14.2	-40.0	-24.3	-38.8
WG	K1	117.2	82.5	55.7	101.8	-
	K2	66.2	51.1	-4.5	71.5	-
	K3	(29.9)	-7.1	-37.1	6.0	-
GRAD	K1	121.4	(150.7)	(81.1)	141.1	87.6
	K2	62.9	92.5	25.2	66.1	22.2
	K3	(-15.0)	44.7	-33.1	-17.1	-24.0
<hr/>						
I_D						
GPOT	K1	16.3	8.8	0.6	4.6	-4.1
	K2	13.3	-2.6	-7.4	-0.1	-16.8
	K3	(5.4)	-1.3	-20.6	-19.9	-34.1
WG	K1	21.6	19.7	-1.4	21.2	-
	K2	7.5	-5.3	-9.2	-2.8	-
	K3	(-10.3)	-4.4	-39.1	-23.2	-
GRAD	K1	19.9	(28.9)	(-11.4)	-0.8	-6.9
	K2	10.6	9.4	-13.0	-3.2	-17.5
	K3	(-2.4)	2.6	-25.7	-8.2	-20.8

Tab. 15: Iberische Gebietsmittel der Niederschlagsindizes (I_E : Ergiebigkeitsindex; I_H : Häufigkeitsindex; I_D : Dichteindex) für jeweils 3 Klassen (K1: höchste Intensität; K2: mittlere Intensität; K3: geringste Intensität) der Geopotentialanomalie (GPOT), der Wirbelgröße (WG) und der Gradientstärke (GRAD) differenziert nach verschiedenen Strömungselementen (eingeklammerte Werte basieren lediglich auf Teilkollektiven mit absoluter Auftrittshäufigkeit unter 1 %; die Indizes der Wirbelgrößenklassen entfallen für das vorzeichenlose zonalisierte Strömungselement).

I_E		Tröge	Zellen (zyklonal)	medit. Steil- wellen (zykl.)	medit. Flach- wellen (zykl.)	zonalisierte Strömung
GPOT	K1	152.3	156.0	187.9	131.2	11.6
	K2	35.4	20.7	14.9	-3.6	-55.3
	K3	(-4.4)	-39.5	(-42.2)	-50.8	-86.4
WG	K1	172.5	108.3	193.0	166.9	-
	K2	64.6	18.1	60.1	68.4	-
	K3	23.2	-13.0	-64.9	-41.4	-
GRAD	K1	178.1	(22.9)	(194.6)	220.4	9.7
	K2	74.8	119.3	138.8	36.0	-21.8
	K3	(-10.2)	26.2	-43.3	-40.2	-62.9
<hr/>						
I_H						
GPOT	K1	108.4	114.8	118.2	104.6	29.9
	K2	22.1	22.1	19.3	-0.7	-48.7
	K3	(-2.7)	-29.9	(-55.5)	-60.5	-76.6
WG	K1	113.6	68.8	115.2	104.2	-
	K2	56.5	29.9	61.9	66.6	-
	K3	9.0	-12.1	-49.6	-33.4	-
GRAD	K1	123.0	(28.4)	(107.3)	148.8	26.9
	K2	52.3	79.0	92.2	38.5	-8.7
	K3	(-2.6)	24.2	-29.2	-38.2	-56.2
<hr/>						
I_D						
GPOT	K1	18.4	18.0	23.1	13.2	-16.3
	K2	4.2	-1.5	-3.0	-1.2	-26.8
	K3	(-24.5)	-14.2	(-34.7)	-16.4	-53.9
WG	K1	28.5	27.0	39.5	30.5	-
	K2	4.3	-9.4	-2.8	0.7	-
	K3	-6.8	-13.4	-40.9	-18.2	-
GRAD	K1	25.7	(-61.7)	(41.2)	28.5	-16.9
	K2	13.6	23.8	17.1	-1.6	-16.0
	K3	(-11.5)	1.0	-22.4	-8.5	-25.7

Tab. 16: Griechische Gebietsmittel der Niederschlagsindizes (I_E : Ergiebigkeitsindex; I_H : Häufigkeitsindex; I_D : Dichteindex) für jeweils 3 Klassen (K1: höchste Intensität; K2: mittlere Intensität; K3: geringste Intensität) der Geopotentialanomalie (GPOT), der Wirbelgröße (WG) und der Gradientstärke (GRAD) differenziert nach verschiedenen Strömungselementen (eingeklammerte Werte basieren lediglich auf Teilkollektiven mit absoluter Auftretshäufigkeit unter 1 %; die Indizes der Wirbelgrößenklassen entfallen für das vorzeichenlose zonalisierte Strömungselement).

I_E	Tröge	Zellen	medit. Steil- wellen (zykl.)	medit. Flach- wellen (zykl.)	zonali- sierte Strömung	
		(zyklonal)				
GPOT	K1	286.2	453.2	471.8	267.5	19.8
	K2	7.0	69.0	-3.9	-24.6	-61.2
	K3	(-100.0)	-48.7	(-73.2)	-81.5	-80.1
WG	K1	266.4	264.7	336.9	252.1	-
	K2	97.9	117.4	99.8	114.6	-
	K3	(-31.7)	6.9	-61.2	-63.9	-
GRAD	K1	262.7	-	(653.5)	(291.4)	-20.9
	K2	162.0	(354.0)	94.9	58.0	-18.9
	K3	(-58.7)	162.5	-26.8	-57.9	-42.7
<hr/>						
I_H						
GPOT	K1	227.4	233.7	329.9	248.2	24.4
	K2	24.9	76.2	-13.7	-24.6	-58.8
	K3	(-100.0)	1.0	(-45.5)	-70.6	-55.6
WG	K1	198.8	130.7	233.1	203.8	-
	K2	113.8	86.3	106.2	107.5	-
	K3	(-28.1)	49.9	-55.2	-52.2	-
GRAD	K1	183.3	-	(359.0)	(281.4)	14.7
	K2	153.9	(238.3)	80.0	71.1	0.2
	K3	(-34.4)	117.2	-17.1	-45.9	-45.6
<hr/>						
I_D						
GPOT	K1	19.1	35.9	37.4	2.1	-10.9
	K2	-15.1	-11.8	-0.9	-6.0	-28.6
	K3	(-100.0)	-35.4	(-57.5)	-27.0	-53.4
WG	K1	27.8	36.1	47.6	20.0	-
	K2	-17.1	21.0	-8.5	-6.6	-
	K3	(-43.6)	-34.8	-30.7	-26.9	-
GRAD	K1	27.0	-	(56.7)	(3.2)	-37.4
	K2	4.2	(35.4)	8.8	-5.9	-19.0
	K3	(-47.7)	18.1	-9.0	-21.6	-13.4

Tab. 17: Israelische Gebietsmittel der Niederschlagsindizes (I_E : Ergiebigkeitsindex; I_H : Häufigkeitsindex; I_D : Dichteindex) für jeweils 3 Klassen (K1: höchste Intensität; K2: mittlere Intensität; K3: geringste Intensität) der Geopotentialanomalie (GPOT), der Wirbelgröße (WG) und der Gradientstärke (GRAD) differenziert nach verschiedenen Strömungselementen (eingeklammerte Werte basieren lediglich auf Teilkollektiven mit absoluter Auftretshäufigkeit unter 1 %; die Indizes der Wirbelgrößenklassen entfallen für das vorzeichenlose zonalisierte Strömungselement).

interessanter Zusammenhang deutet sich an, wenn man die intensitätsabhängigen Indexwerte von Häufigkeit und Dichte zwischen den Parametern Geopotentialanomalie und Wirbelgröße vergleicht: häufig zeigen sich extremalere Werte der Häufigkeit zwischen den Intensitätsklassen der Geopotentialanomalie, solche der Dichte zwischen denjenigen der Wirbelgröße. Die Einzelwerte vergleichbarer Intensitätsklassen ergeben zwar bei weitem nicht immer schon signifikante Unterschiede,¹⁾ jedoch summieren sie sich häufig zwischen entgegengesetzten Intensitätsklassen zu signifikant unterschiedenen Spannbreiten in obigem Sinn. Allerdings liegt auch eine Reihe von Fällen vor, die diesen Zusammenhang überhaupt nicht (Häufigkeits-Klassen iberischer Tröge, Dichte-Klassen israelischer Zellen) oder nur partiell zeigen, d.h. entweder nur zwischen K1- oder nur zwischen K3-Klassen oder nur in Relation zu den zwischengelagerten K2-Klassen (iberische Steilwellen (Dichte), griechische Tröge, Steil- und Flachwellen (Häufigkeit)). Insofern erscheint das Ergebnis auf der Grundlage der verfügbaren Daten noch nicht hinreichend gesichert und hat eher den Charakter einer Tendenz, über deren Bedingungen auf erweiterter Grundlage noch größere Klarheit zu schaffen wäre. Die sich zumindest abzeichnende größere Sensitivität der Häufigkeit gegenüber Potentialanomalien und der Dichte gegenüber Wirbelgrößenabweichungen wird in Teil 5 noch inhaltlich zu diskutieren sein.

7.) Sucht man nach der Charakterisierung einzelner Strömungselemente und typinterner Parameter-Klassen erneut die Verbindung zu großräumigen Strömungstypen, so gelingt dies bei Betrachtung der prozentualen Verteilungen regionsgebundener Strömungselemente auf die Typen aus Teil 3.4. In Tab. 18 werden die entsprechenden Werte für die graphisch dargestellten Regionen

1) jeweils im Vergleich zwischen Geopotentialanomalie und Wirbelgröße ist es auf dem 95 %-Niveau für die K1-Klassen gegeben bei iberischen und israelischen Steilwellen (Häufigkeit), griechischen Steilwellen (Dichte), iberischen Zellen (Dichte), Zellen aller Regionen (Häufigkeit) und Flachwellen aller Regionen (Dichte), für die K3-Klassen bei israelischen Zellen (Häufigkeit), iberischen Steilwellen (Dichte) und griechischen wie iberischen Flachwellen (Häufigkeit).

Tröge	Iberien	Tunesien	Italien	Griechenland	Israel
1 5	15.0	38.1	37.1	22.1	4.7
1 6	17.5	42.3	46.0	30.2	15.7
1 7	2.8	6.8	7.5	6.3	4.7
1 9	2.5	6.5	7.8	5.5	3.0
5 1	6.0	0.0	0.0	2.0	4.3
5 2	0.0	0.0	0.0	4.1	8.1
5 9	0.0	0.0	0.0	2.0	3.8
6 1	15.0	0.0	0.0	1.0	2.1
6 2	0.0	0.0	0.0	4.9	8.9
6 9	0.0	0.0	0.0	3.2	7.2
7 7	0.9	0.0	0.0	2.9	4.7
7 0	2.8	0.0	0.0	1.7	1.7
4 1	37.0	5.7	0.5	0.0	0.0
8 1	0.0	0.0	0.3	12.7	23.3
Summe	99.5	99.4	99.2	98.6	92.2
=====					
Zellen (zykl.)					
4 3	4.6	0.0	0.0	0.0	0.0
3 3	1.6	0.3	4.5	2.4	0.0
8 3	0.4	0.0	0.0	3.4	0.0
5 2	3.9	0.0	0.0	1.8	5.8
6 1	0.0	0.0	0.0	0.8	3.5
6 2	3.4	1.3	0.0	2.3	5.8
6 9	0.0	0.3	0.0	1.5	3.5
7 7	4.6	8.9	6.0	5.7	5.8
7 0	13.0	10.7	18.2	16.4	4.1
4 1	0.0	1.0	1.4	3.1	9.9
4 5	2.7	7.1	9.3	6.0	0.6
4 6	7.5	15.8	15.1	10.2	5.3
4 7	11.4	7.4	6.4	3.9	2.9
8 1	2.9	1.5	0.8	0.3	0.0
8 7	4.6	3.8	5.2	6.8	4.5
9 2 , 9 6	27.7	34.2	24.6	25.6	32.6
Summe	88.3	92.3	91.5	90.2	84.3
=====					

medit. Steil- wellen (zykl.)	Iberien	Tunesien	Italien	Griechenland	Israel
5 2	2.7	0.6	0.0	3.6	5.8
5 9	0.0	0.0	0.0	2.1	3.2
6 2	9.0	1.8	0.0	5.7	9.0
6 9	0.5	0.0	0.0	5.7	8.5
7 7	3.7	1.2	1.2	3.6	4.8
7 0	8.5	7.2	7.3	2.6	2.1
4 5	4.3	13.3	15.9	9.4	3.7
4 6	8.0	20.5	24.4	14.1	9.0
4 7	2.1	1.8	2.4	1.6	2.1
8 5	2.1	2.4	2.4	0.0	0.0
8 6	1.1	2.4	2.4	0.5	0.0
8 7	3.2	1.2	0.6	1.6	1.1
9 2 , 9 6	44.1	40.3	40.8	43.2	40.2
Summe	89.3	92.7	97.4	93.7	89.5
=====					
medit. Flach- wellen (zykl.)					
5 2	5.8	0.4	0.0	3.5	4.5
5 9	1.0	0.0	0.0	2.6	3.2
6 2	7.0	1.1	0.0	2.3	4.5
6 9	2.9	0.4	0.0	3.0	3.7
7 7	2.6	2.8	2.1	2.1	2.0
7 0	11.5	11.4	11.9	8.8	5.9
4 1	0.0	0.7	0.0	1.6	5.1
4 5	2.2	8.2	8.1	5.6	3.2
4 6	2.9	11.7	10.5	7.0	4.5
4 7	3.8	4.6	3.9	3.9	3.7
8 5	1.9	3.6	3.9	1.6	1.2
8 6	3.2	5.0	4.6	1.9	0.6
8 7	3.5	3.2	3.2	4.4	3.9
9 2 , 9 6	40.9	38.0	47.1	44.5	40.3
Summe	89.2	91.1	95.3	92.8	86.3
=====					

Tab. 18: Prozentuale Verteilung regionsgebundener Strömungselemente auf großräumige Strömungstypen¹⁾

1) Da sich die Typen 9 2 und 9 6 im wesentlichen nur durch ver-

höherer Stationsbesetzung, für die gekennzeichneten Elemente zyklonalen Vorzeichens¹⁾ sowie vereinfachend nur für diejenigen Strömungstypen wiedergegeben, die zumindest in einer der aufgeführten Regionen nennenswerte Prozentanteile ($> 1\%$) erreichen. Umgekehrt werden in Tab. 19 die Anteile der gekennzeichneten regionsgebundenen Strömungselemente für die gemäß Tab. 18 bedeutsamen Strömungstypen angegeben, und beide Auswertungen zusammengenommen erlauben einen Überblick über die wichtigsten regionalen Verknüpfungen von großräumiger Zirkulationsstruktur und örtlich niederschlagsprägender Strömungsanordnung:

- a) Neben selbstredenden Verteilungen, die sich aus der Anordnungsstruktur der großräumigen Strömungstypen gemäß Teil 3.4. unmittelbar ergeben (etwa iberische Trogmaxima bei breitenbereichsübergreifenden Wellenstrukturen mit zyklonalen Minima im westlichen oder antizyklonalen Maxima im zentralen Längensbereich etc.) fallen im trogspezifischen Tabellenteil die teils relativ hohen Werte der Randbereiche (Iberien, Israel) bei zentralen Troglagen auf. Dies gilt in besonderem Maße für die wichtigsten Formen der "gemischten" Variante 1 6 (stromaufwärtiger Keil) und - primär im Westen - der generell meridionalen 1 5 (stromaufwärtiger Rücken): die begrenzt variablen Längensbereiche bei der Bestimmung großräumiger Strömungstypen (vgl. Teil 3.4.1.) sind dafür kaum verantwortlich, da die eingeführten Maximalabweichungen in den betreffenden Randbereichen bereits überschritten wären; vielmehr spiegeln die genannten Werte eine nennenswerte Partialtendenz der Hauptformen zentraler Troglagen wider, weite Längensbereiche simultan zu überdecken oder zu beeinflussen. Dabei schlägt sich die größere Häufigkeit quasistationärer Zustandsformen mit westlicheren Trog-

schiedene Längenpositionen geopotentieller Extrema unterscheiden (vgl. Teil 3.4.2.), ist ihre Zusammenfassung in dieser regionsübergreifenden Darstellung erlaubt.

- 1) Im Fall des zonalisierten Strömungselements ergibt sich außerhalb von Typ 9 9 eine breitgestreute Verteilung kleiner Einzelbeiträge, die nicht differenzierungsfähig ist und deshalb beiseitegelassen wurde.

positionen bei Typ 1 5 in der regionalen Asymmetrie zwischen Iberien und Israel nieder, während Typ 1 6 auch eine gewichtige Teilmenge enthält, die durch beginnende Mobilisation und mithin östlichere Trogpositionen gekennzeichnet ist (vgl. auch Teil 3.4.2. sowie Punkt 2).

- b) Für die nicht breitenbereichsübergreifenden Zyklonalelemente zeigt sich eine relativ breite Streuung auf verschiedene Strömungstypen, die abgesehen von den zusammengefaßten übergreifsfreien Typen 9 2 und 9 6 kaum einen Einzelwert auch nur über 20 % ansteigen läßt. Diese hohe typinterne Variabilität in festen Teilbereichen (vgl. Teil 1.3.) erschwert gerade die unmittelbare Niederschlagskennzeichnung der großräumigen Strömungstypen und machte die Charakterisierung einzelner regionsgebundener Strömungselemente erforderlich, deren Einbindung in übergreifende Strömungszusammenhänge, die großzirkulatorisch zu diskutieren sind, erst die potentiellen Auswirkungen hypothetischer Anomalien in Betracht zu ziehen gestattet. Häufigere Kombinationen von regionalem Element und großräumigem Typ sind dabei in zweierlei Richtung zu analysieren: einmal auf systematisch bedingende oder begünstigende Ausbildungsfaktoren, die auch unter veränderten Randbedingungen Gültigkeit zu behalten vermögen (etwa die hohe Kapazität stromaufwärtiger Keile für Abschnürungsprozesse mit resultierenden Zyklonalelementen), zum anderen auf Momente, die gerade unter veränderten Randbedingungen sich verschiebende Häufigkeitszerlegungen vorgefundener Kombinationen verursachen (etwa in Abhängigkeit von der Intensität sowohl einzelner Elemente als auch hemisphärischer Bestimmungsgrößen sich unterschiedlich schnell auflösende und substituierende Residualelemente großräumiger Abschnürungsprozesse). Das breite Spektrum der Kombinationen von typkonstituierenden und regionalbegleitenden Strömungselementen, das sich den Tab. 18 und 19 entnehmen läßt, begründet zunächst ein weiteres kräftiges Hintergrundpotential typinterner Veränderlichkeit.

	Iberien	Tunesien	Italien	Griechenland	Israel
<hr/>					
1 5					
Tr	33.8	83.8	96.5	61.3	7.7
C	2.8	0.0	4.9	2.8	1.4
St	2.1	1.4	0.0	0.0	0.0
Fl	2.8	3.5	0.0	0.7	2.8
Z	4.9	2.8	0.7	16.9	51.4
<hr/>					
1 6					
Tr	31.8	73.9	94.9	66.5	21.0
C	8.0	2.3	5.1	4.0	2.8
St	1.7	1.1	0.0	0.0	1.1
Fl	1.1	1.7	0.0	0.6	4.5
Z	2.3	2.3	0.0	11.4	38.1
<hr/>					
3 3					
C	40.9	4.5	100.0	68.2	0.0
St	9.1	9.1	9.1	13.6	4.5
Fl	13.6	18.2	18.2	13.6	13.6
Z	18.2	31.8	0.0	13.6	36.4
<hr/>					
5 1					
Tr	69.2	0.0	0.0	30.8	38.5
C	0.0	0.0	0.0	7.7	0.0
St	0.0	0.0	0.0	3.8	3.8
Fl	0.0	0.0	0.0	7.7	19.2
Z	0.0	3.8	0.0	0.0	23.1
<hr/>					
5 2					
Tr	0.0	0.0	0.0	16.8	18.8
C	21.8	0.0	0.0	10.9	9.9
St	5.0	1.0	0.0	6.9	10.9
Fl	17.8	1.0	0.0	14.9	22.8
Z	2.0	5.0	0.0	3.0	17.8
<hr/>					
5 9					
Tr	0.0	0.0	0.0	12.5	14.1
C	1.6	0.0	0.0	7.8	6.3
St	0.0	0.0	0.0	6.3	9.4
Fl	4.7	0.0	0.0	17.2	25.0
Z	37.5	7.8	0.0	3.1	15.6
<hr/>					
6 1					
Tr	81.8	7.3	0.0	7.3	9.1
C	3.6	0.0	0.0	9.1	10.9
St	0.0	0.0	0.0	5.5	9.1
Fl	0.0	0.0	0.0	9.1	20.0
Z	0.0	5.5	0.0	3.6	20.0
<hr/>					

	Iberien	Tunesien	Italien	Griechenland	Israel
<hr/>					
6 2					
Tr	0.0	0.0	0.0	16.7	17.5
C	14.2	4.2	0.0	11.7	8.3
St	14.2	2.5	0.0	9.2	14.2
Fl	18.3	2.5	0.0	8.3	19.2
Z	0.8	0.8	0.0	0.8	11.7
<hr/>					
6 9					
Tr	0.0	0.0	0.0	13.7	17.9
C	0.0	1.1	0.0	9.5	6.3
St	1.1	0.0	0.0	11.6	16.8
Fl	9.5	1.1	0.0	13.7	20.0
Z	17.9	3.2	0.0	4.2	8.4
<hr/>					
7 7					
Tr	3.1	0.0	0.0	12.4	11.3
C	26.8	36.1	29.9	36.1	10.3
St	7.2	2.1	2.1	7.2	9.3
Fl	8.2	8.2	6.2	9.3	10.3
Z	8.2	9.3	9.3	8.2	30.9
<hr/>					
7 0					
Tr	3.4	0.0	0.0	2.6	1.5
C	27.5	15.8	33.2	38.1	2.6
St	6.0	4.5	4.5	1.9	1.5
Fl	13.6	12.1	12.8	14.3	11.3
Z	18.1	28.3	24.9	23.4	51.3
<hr/>					
4 1					
Tr	95.7	15.5	1.7	0.0	0.0
C	3.4	3.4	6.0	16.4	14.7
St	0.0	0.9	0.9	1.7	3.4
Fl	0.0	1.7	0.0	6.0	22.4
Z	0.9	23.3	28.4	25.9	31.9
<hr/>					
4 3					
C	91.7	0.0	0.0	0.0	0.0
St	4.2	0.0	0.0	0.0	4.2
Fl	20.8	8.3	4.2	12.5	25.0
Z	4.2	50.0	29.2	37.5	50.0
<hr/>					
4 5					
C	11.9	22.2	35.7	29.4	0.8
St	6.3	17.5	20.6	14.3	5.6
Fl	5.6	18.3	18.3	19.0	12.7
Z	2.4	19.0	19.0	22.2	47.6
<hr/>					

	Iberien	Tunesien	Italien	Griechenland	Israel
<hr/>					
4 6					
C	18.3	27.0	31.7	27.4	3.9
St	6.5	14.8	17.4	11.7	7.4
Fl	3.9	14.3	13.0	13.0	10.0
Z	1.7	8.3	12.2	22.2	42.6
<hr/>					
4 7					
C	51.6	23.4	25.0	19.4	4.0
St	3.2	2.4	3.2	2.4	3.2
Fl	9.7	10.5	8.9	13.7	15.3
Z	11.3	33.1	33.9	37.9	53.2
<hr/>					
8 1					
Tr	0.0	0.0	1.4	74.3	64.3
C	22.9	8.6	5.7	2.9	0.0
St	7.1	1.4	0.0	0.0	1.4
Fl	4.3	1.4	1.4	2.9	2.9
Z	14.3	12.9	12.9	2.9	25.7
<hr/>					
8 3					
C	8.0	0.0	0.0	84.0	0.0
St	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fl	20.0	0.0	4.0	8.0	12.0
Z	32.0	20.0	40.0	0.0	28.0
<hr/>					
8 5					
C	14.0	14.0	20.9	16.3	4.7
St	9.3	9.3	9.3	0.0	0.0
Fl	14.0	23.3	25.6	16.3	14.0
Z	34.9	30.2	30.2	16.3	25.6
<hr/>					
8 6					
C	11.4	20.0	22.9	5.7	2.9
St	5.7	11.4	11.4	2.9	0.0
Fl	28.6	40.0	37.1	22.9	8.6
Z	25.7	17.1	20.0	22.9	20.0
<hr/>					
8 7					
C	21.5	12.4	20.7	34.7	5.0
St	5.0	1.7	0.8	2.5	1.7
Fl	9.1	7.4	7.4	15.7	16.5
Z	26.4	32.2	30.6	21.5	47.9
<hr/>					
9 2					
C	6.9	23.2	30.1	24.6	2.2
St	3.6	13.8	17.1	14.4	7.7
Fl	9.9	22.9	32.3	24.3	12.4
Z	9.4	7.7	3.6	13.0	35.9

	Iberien	Tunesien	Italien	Griechenland	Israel
9 6					
C	25.7	10.7	2.3	15.7	10.5
St	12.1	3.2	0.9	6.6	9.6
Fl	13.7	3.4	3.4	19.4	26.4
Z	11.2	13.2	16.6	16.2	22.8

Tab. 19: Prozentanteile regionsgebundener Strömungselemente (Tr: Trog; C: Zyklonalzelle; St: medit. Steilwelle (zyklonal); Fl: medit. Flachwelle (zyklonal); Z: zonalisierte Strömung) für ausgewählte großräumige Strömungstypen.

c) Systematische Begünstigung spielt eine Rolle, wenn zyklonale Zellen, Steil- und Flachwellen mit den höchsten Anteilen in den Typen nicht-zonalisierter Übergriffsfreiheit (9 2 und 9 6), nördlicher Antizyklonalzellen (insbesondere 7 0) und stromaufwärtig übergreifender Antizyklonalelemente (insbesondere 4 6) vertreten sind: seien es eigenständige Geopotentialextrema-Anordnungen der niederen Mittelbreiten oder entgegengesetzte Vorzeichen komplementärer Elemente in benachbarten Breiten- oder Längenbereichen, jedesmal wird eine wenngleich variable, so doch überzufällig erhöhte Wahrscheinlichkeit zyklonaler Elementausprägung im Mittelmeerraum resultieren. Allerdings zeigen die erhöhten Werte bei allen drei Elementvarianten, daß diese Wahrscheinlichkeit sich nicht mehr in eine systematische Begünstigung einer speziellen Zyklonalvariante bei vorgegebenem Strömungstyp übersetzt. Betrachtet man die Prozentanteile der typbegleitenden Elemente bezogen auf die Auftretshäufigkeit der Typen (Tab. 19), so erkennt man zwar (mit Ausnahme von Israel) eine höhere Repräsentanz der Zellen, die nur noch bei Typ 9 2 im zentralen Bereich von den Flachwellen erreicht wird, doch sind die relativ kleineren Anteile der Zellen-Substitute meist immer noch groß genug und die Zellen-Anteile absolut zu klein, um von ausgesprochen zellulären Typ-Varianten sprechen zu können. Die Ähnlichkeit dieser Verteilung bei allen drei vornehmlichen Typen

(neben der erhöhten Flachwellen-Häufigkeit bei 9 2 fällt als nennenswerter Unterschied höchstens noch die geringere Repräsentanz der Steilwellen bei gestiegenen Anteilen zonalisierter Strömung in Typ 7 0 heraus) steht auch in Übereinstimmung mit den vergleichbaren Niederschlagsindexwerten, die sich für die Gesamtheit der angesprochenen Typen ergeben hat (vgl. Punkt 1).

- d) Im Unterschied zu regional begrenzten Häufigkeitsmaxima mediterraner Zyklonalelemente wie etwa dem israelisch-zellulären bei Typ 4 1 (also eine ganze Wellenlänge stromab des westlichen Troges) oder beidseitig peripherer bei Typen zentral übergreifender Antizyklonalelemente (etwa 5 2 oder 6 2) zeichnen sich die in Punkt c) genannten Typen durch wenngleich unterschiedlich stark, so doch in allen Regionen erhöhte Anteilswerte mediterraner Zyklonalelemente aus: dies gewinnt Bedeutung, wenn systematisch gehäuft auftretende Typen diskutiert werden sollen, die zwar in konkreten Einzelfällen, nicht aber mehr im zeitlichen Integral hinreichend langer Erstreckung ausschließlich regional fixierte Elementzuordnungen besitzen und tendenziell eher vereinheitlichend als kontrastierend zu wirken vermögen. So kann eine abgeschnürte Zyklonalzelle stromab eines aktiven Keiles (4 6 - Variante) bei überkippten oder retrograden Ausgangssituationen weit westlich bis breitenmäßig unter die Keilspitze oder bei relativ hohen Grundstromintensitäten weit östlich bis jenseits der ehemaligen Trogachsenposition gelangen, und die Gesamtheit aller Einzelsituationen wird gehäufte Zellenanteile in weiten Bereichen erzeugen. Am wenigsten gilt dieser Zusammenhang noch für Israel, dessen äußerst periphere Lage zum Zentrum der geschilderten Vorgänge deutlich erhöhte Anteile ungestörter Zonalzirkulation bedingt.

8.) Als wesentliches Moment der Niederschlagsdifferenzierung hatten sich klassenweise gruppierte Intensitätsparameter der regionsgebundenen Strömungselemente erwiesen (siehe Punkt 6), so daß deren strömungstypabhängige Verteilung potentielle Differenzierungstendenzen der Niederschlagskennung abbilden könnte. Tab. 20 zeigt diese Zerlegung für die mediterranen Zyklonal-

Zellen (zyklonal)		7 0	4 6	9 2
GPOT	K1	35.2	33.0	24.8
	K2	43.2	45.2	39.4
	K3	21.6	21.8	35.8
WG	K1	34.1	49.3	30.3
	K2	44.3	43.8	45.9
	K3	21.6	6.8	23.9
GRAD	K1	0.0	0.0	0.9
	K2	25.0	16.4	14.7
	K3	75.0	83.6	84.4
<hr/> <hr/>				
medit. Steilwellen (zyklonal)				
GPOT	K1	33.3	40.0	27.4
	K2	50.0	55.0	58.1
	K3	16.7	5.0	14.5
WG	K1	33.3	55.0	40.3
	K2	58.3	35.0	37.1
	K3	8.3	10.0	22.6
GRAD	K1	25.0	27.5	9.7
	K2	50.0	50.0	46.8
	K3	25.0	22.5	43.5
<hr/> <hr/>				
medit. Flachwellen (zyklonal)				
GPOT	K1	32.4	30.0	23.9
	K2	67.6	46.7	53.0
	K3	0.0	23.3	23.1
WG	K1	17.6	23.3	23.9
	K2	44.1	26.7	21.4
	K3	38.2	50.0	54.7
GRAD	K1	20.6	23.3	22.2
	K2	58.8	53.3	43.6
	K3	20.6	23.3	34.2

Tab. 20: Prozentanteile der Intensitätsklassen (K1: höchste Intensität; K2: mittlere Intensität; K3: geringste Intensität) dreier typinterner Parameter (GPOT: Geopotentialanomalie; WG: Wirbelgröße; GRAD: Gradientstärke) für mediterrane Zyklonalelemente und ausgewählte großräumige Strömungstypen (die typinternen Parameter beziehen sich auf regionsgebundene Strömungselemente des italienischen Teilkollektivs).

elemente Zelle, Steil- und Flachwelle bezüglich derjenigen großräumigen Strömungstypen, die gemäß Punkt 7 als die bedeutsamsten Verbindungsformen ausgewiesen sind. Dabei wurde eine Teilregion des zentralen Längensbereichs (Italien) zugrundegelegt, der die größten Teilkollektiv-Mächtigkeiten anbietet (die Zahlenwerte anderer Teilregionen weichen in dieser Auswertungsform nicht wesentlich von den angegebenen ab und erübrigen eine eigene Auflistung). Erneut erkennt man keine dezidierten strömungstypabhängigen Bindungen, also prinzipiell vergleichbare typinterne Intensitäts- (und damit auch Niederschlagspartial-)Variabilitäten für die aufgeführten Typen (in Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus Punkt 1). Die Formen aktiver Abschnürung, die überdurchschnittlich in Typ 4 6 vertreten sind, sowie großräumig-überregionaler Auflösung, die gehäuft in Typ 9 2 enthalten sind, drücken sich beim zellulären Regionalelement in einer leichten relativen Verschiebung zugunsten höherer Intensitäten bei Typ 4 6 (v.a. im Wirbelmaß), niedrigerer Intensitäten bei Typ 9 2 aus, doch reicht diese Tendenz offenbar nicht aus, die Gesamtheit der betreffenden Strömungstypen in den Niederschlagsindizes signifikant zu differenzieren (vgl. Punkt 1). Auch die Ähnlichkeit der Intensitätszerlegung von Typ 7 0 mit derjenigen von Typ 4 6 bei der Geopotentialanomalie und derjenigen von Typ 9 2 bei der Wirbelgröße, die eine Art Zwischenstellung indiziert (nach den eigentlichen Abschnürprozessen und - oft in Form diffluenten Blockierung - noch vor den einzelnen Auflösungsphasen), vermag sich trotz der tendenziellen Parameter-Orientierung verschiedener Niederschlagsindizes (Häufigkeit - Potentialanomalie bzw. Dichte - Wirbelgröße, vgl. Punkt 6) nicht signifikant differenzierend in der Niederschlagskennzeichnung der gesamten Teilkollektive durchzusetzen (Punkt 1). Zeigen die Steilwellen als potentielle Zellen-Substitute noch manche Ähnlichkeiten hierzu (die Gradientstärke besitzt eine Sonderstellung, da sie bei den Zellen unter Ausschluß möglicher intensiverer Umgebungsströmungen bestimmt wird (vgl. Teil 3.3.2.) und dann generell kaum in die K1-Klasse fällt), so ist dieses Bild bei den Flachwellen nahezu völlig verwischt, die in ihrer hohen Repräsentanz eigen-

ständiger Wellenanordnungen der niederen Mittelbreiten bereits wieder stärker normale Intensitätsverteilungen zum Ausdruck bringen. Zusammengefaßt wiederholt sich also das breite Spektrum typinterner Variabilität ohne durchgängige element- oder typspezifische Einschränkung.

Die in den Punkten 1 bis 8 dieses Kapitels vorgestellten Ergebnisse bilden, wie bereits erwähnt, nur einen Ausschnitt möglicher Niederschlagsauswertungen auf der Basis der vorab analysierten Strömungsverhältnisse. Es wurde jedoch darauf geachtet, die Selektionen nach Gesichtspunkten einer möglichen Bedeutsamkeit für Problemfragen der vorliegenden Arbeit zu treffen und Reduktionen der Darstellung nur dort vorzunehmen, wo kein substantieller Informationsverlust eintreten konnte. Somit ist das Material bereitet, anhand dessen Fragestellungen der Einführung (Teil 1.3.) wieder aufgegriffen werden können.

4.3. Zusammenfassung

Nach einer Klärung der Ausgangsbedingungen (Datenmaterial, Stationsnetz), des Rechenganges (Niederschlagsindizes, Signifikanztest) und der Darstellungsform (Polygonzug, Gebietsmittel) wurden strömungsabhängige Niederschlagsauswertungen vorgenommen (Teil 4.2.), die ausgewählte großräumige Strömungstypen (Punkt 1 und 2), regionsgebundene Strömungselemente (Punkt 3, 4 und 5) sowie Intensitätsklassen typinterner Parameter (Punkt 6) zu kennzeichnen erlaubten. Ergänzend wurden die Verbindungen von Element, Internparameter und Strömungstyp anhand wechselseitiger Häufigkeitsanteile illustriert (Punkt 7 und 8).

5. ÜBERLEGUNGEN ZU PALÄOKLIMATOLOGISCHEN ZIRKULATIONS- VERÄNDERUNGEN

Nicht minder vielgestaltig wie die erdwissenschaftlichen Befunde zum Jungpleistozän im Mittelmeerraum (vgl. Teil 1.2.) sind auch die zirkulationstheoretischen Überlegungen, die direkt oder vermittelt aus ihnen erwachsen und die Strömungsverhältnisse alternativer Klimaphasen zu erklären versuchen. Obwohl ein direkter Vergleich mit den vorgelegten Ergebnissen, die ja ebenfalls paläoklimatologische Aussagemöglichkeiten enthalten sollen (vgl. Teil 1.3.), wegen unterschiedlicher Abstraktionsgrade und Skalenbezogenheiten (räumlich wie zeitlich) meist nicht zu bewerkstelligen ist, eröffnet sich ein gemeinsames Diskussionsfeld vor dem Hintergrund allgemeiner Überlegungen, die die vorangegangenen Kapitel erst umsetzbar zu machen gestatten.

Ein genereller Unterschied in der Bewertung glazialer Zirkulationsverhältnisse niedriger Mittelbreiten besteht in den Alternativen zonalisierter und meridionalisierter Strömung. Während für die höheren Mittelbreiten allgemein blockierende Zustandsformen angenommen werden (seien es FLOHNS (1952) eisaufbauende Tröge oder die hochglazial antizyklonalen Steuerungszentren über Skandinavien nach STÖHR und THÜNE (1980)), differieren die Aussagen über den südlich anschließenden außertropischen Bereich: GRUNERT (1979) etwa rechnet mit ganzjährig gehäuft auftretenden Trögen, die sich aus dem eisbedeckten Europa als permanentem Ursprungsgebiet meridionaler Kaltluftvorstöße bei im Mittel weiter südlich verlaufender Hauptfrontalzone bis in die Zentral-Sahara erstrecken könnten; umgekehrt postulieren WILLET and SANDERS (1959), FLOHN (1963) oder LAMB (1971) eine westliche Zirkulation über den niederen Breiten zumindest im Frühglazial (Eisaufbau), die mit meridionalen Formen in den höheren Mittelbreiten einhergeht und hemisphärisch eine eigenständige Zustandsform zwischen den gegensätzlichen Prototypen einer high-index- und einer low-index-Zirkulation darstellt. Ein weiterer Punkt unterschiedlicher Interpretation ist die Frage, ob und in

wieweit verschiedene Phasen innerhalb eines Glazials oder Stadials nur graduell modifizierten oder prinzipiell andersartigen Zirkulationstypen entsprechen. Für die Phase des letzten Hochglazials etwa, die sich in zunehmenden Befunden von vorhergehenden Zeitabschnitten des Würm abzuheben scheint (vgl. Teil 1.2.), nimmt BUTZER (1957a) einen von frühglazialen Troglagen (low index) unterschiedenen (nicht näher spezifizierten) Zirkulationstyp an, den er sogar noch in die frühen glazialen Rückzugsphasen verlängert, während FLOHN (1969) gerade zwischen glazialem Höhepunkt und beginnendem Eisabbau eine einschneidende Zirkulationsumstellung (die über einen veränderten Strahlungshaushalt inganggesetzt sein soll) fordert und das Hochglazial mit seiner Wachstumsstagnation der Inlandeisschilde eher als Kulminationsphase graduell zunehmender Aridität aufzufassen scheint. Bezieht man die Ergebnisse der vorangehenden Kapitel mit ein, so lassen sich folgende Aussagen treffen:

1.) Zonalisierte Strömungsformen im Mittelmeerbereich erzeugen tendenziell unterdurchschnittliche Niederschlagskennwerte und scheinen geeignet als prägender Typ trockener Klimaperioden. BUTZER (1957b) kennzeichnet interglaziale Interpluviale auch durch Zirkulationstypen intensivierter Zonalströmung in polwärtig verlagerter Breite, die zwar nicht identisch mit den hier untersuchten zonalisierten Formen sind (siehe Teil 3.4.2.), jedoch gemeinsame Schnittmengen hochanteiliger Mächtigkeit haben dürften (ein Teil dieser high-index-Typen wird übergriffsfreie Formen mit signierten Elementen (9 2 und 9 6) umfassen, jedoch sicher nicht diejenigen großräumig-überregionaler Auflösungszustände, die in anderem Zusammenhang (siehe unten) interessant werden). Schwieriger zu beurteilen sind die potentiellen glazialen Zirkulationsformen hohen Zonalindex' in niederen Breiten: sie sind Varianten großer Intensität bei maximalen meridionalen Temperaturgradienten (vgl. WILLETT and SANDERS, 1959, S. 185 ff.). Die Niederschlagsindexberechnung in Abhängigkeit typinterner Intensitätsparameter (vgl. Teil 4.2., Punkt 6) indiziert in der höchsten Intensitätsklasse bereits positive Häufigkeits- und Ergiebigkeitsabweichungen, jedoch noch negative Dichtewerte:

diese Häufigkeitsbetonung bei leicht überdurchschnittlicher Gesamtkapazität konfligiert jedoch mit den palynologischen Befunden verbreitet aufgelichteter Steppenvegetation, die eher verminderte Gesamtniederschlagsspende (dann hypothetisch selbst mit gleichförmigerer jahreszeitlicher Verteilung und gesamtheitlich leicht erhöhter Häufigkeit) oder stärkere Akzentuierung (längere Trockenzeiten und dementsprechend geringere Häufigkeiten) verlangen würde. Nun erreicht zwar die höchste Intensitätsklasse rezenter Bedingungen nicht die Größenordnungen der Hauptfrontalzone, mit denen mindestens im Falle der low-latitude zonal circulation gerechnet werden muß; doch ist es angesichts der genannten Auswertungen eher zweifelhaft, daß sich über das absolute Niveau der jeweiligen Indizes hinaus auch noch deren wechselseitig relative Zuordnungen in Teilbereichen des Intensitätsspektrums umkehren. Insofern dürfte sich obiger Widerspruch auf zusätzlich erhöhtem Intensitätsniveau potenziert wiederholen, worauf etwa FRENZEL (1967, S. 188) in seiner vergleichenden Zusammenfassung bereits hingewiesen hat. Eine alternative Möglichkeit besteht jedoch allgemein darin, daß selbst ein Element oder Typ positiver Indexabweichung noch negative Gesamtanomalien erzeugen kann, wenn es oder er bevorzugt auf Kosten derartiger Elemente oder Typen gehäuft auftritt, die im betreffenden Index noch höhere Abweichungen zeigen. Dies ist bei den fraglichen Intensitäten und dem vornehmlichen Häufigkeitsbezug in erster Linie gegenüber trogförmigen Varianten gegeben, doch läßt sich großzirkulatorisch kein überzeugendes Argument angeben, weswegen ausgerechnet beim Übergang interglazialer zu glazialen Verhältnissen Trogs substitutionen durch Zonalisierungen in niederen Breiten (also insbesondere Amplitudenverkürzungen hemisphärischer Wellen) vonstatten gegangen sein sollen. Vielmehr begreifen die zitierten Autoren die glaziale low-latitude zonal circulation in ihrer stärker meridionalisierten Strömungsanordnung höherer Mittelbreiten als Substitution generell häufiger oder stärker zonalisierter Zirkulationsformen interglazialer Klimaperioden, und obige Alternativmöglichkeit ist hierauf gerade nicht anzuwenden. Doch bleibt eine weitere Varian-

te, die überdacht sein will: zusätzliche typinterne Veränderungen, die den Effekt der Intensivierung überkompensieren. In erster Linie wäre an einen geringeren Feuchtigkeitsgehalt beteiligter Luftmassen zu denken, der bei glazial reduzierten Meeresoberflächentemperaturen (vgl. CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1976) entstehen kann, wenn keine Überkompensation dieser temperaturabhängigen Verdunstungsänderung durch intensiviert Luftbewegungen vorliegt. Weiterhin wäre in Rechnung zu stellen, daß mit westlicher Strömung vom Atlantik ins Mittelmeer übertretende Zyklonen, die nach Überschreiten ihres ersten Entwicklungshöhepunktes durch Regenerationen über den mediterranen Wasserflächen erst ihre fortgesetzte Wetterwirksamkeit zurückgewinnen, bei den glazial gerade im westlichen Mittelmeer stark reduzierten Oberflächentemperaturen (nach THIEDE (1980) im Winter von heute $13 - 15^{\circ}\text{C}$ auf $6 - 10^{\circ}\text{C}$) nur mit geringeren vertikalen Instabilitäten reaktiviert werden konnten, so daß zwar allgemein zyklonaler Witterungscharakter mit hohen Bewölkungsgraden, aber nicht notwendig auch erhöhte oder gehäufte Niederschläge die Folge gewesen sein müssen. Die erforderlichen quantitativen Abschätzungen dieser gegenläufigen Effekte (Strömungsintensivierung und temperaturabhängige Verdunstungs- und Labilisierungsreduktion) lassen sich jedoch mit den Mitteln und Daten der vorliegenden Arbeit nicht durchführen und sind auch so lange nur begrenzt möglich, wie keine exakten Angaben über die beteiligten Größen zu erarbeiten sind. LAUER und FRANKENBERG (1979, S. 10) scheinen jedoch ähnliche Prozesse vor Augen zu haben, wenn sie die subtropische Winterregenzone mit glazial vermindertem Niederschlagsaufkommen nur dort feuchtere Bedingungen verursachen sehen, wo sie sich in zuvor noch trockenere (wüstenhafte) Bereiche verlagert. Etwas modifiziert und durch die Einbeziehung einzelner Strömungselemente konkretisiert interpretiert ROGNON (1981) die glazialen Zirkulationsverhältnisse des Mittelmeerraums: vor dem Hintergrund der Meeresoberflächentemperaturrekonstruktionen von THIEDE (1978) und THUNELL (1979), die ein deutlich kühleres westliches und ein (mit Ausnahme der winterlichen Ägäis) relativ temperiert verbliebenes östliches

Mittelmeer, also verstärkte West-Ost-Kontraste zeigen, rechnet er mit thermisch bedingten Ausdehnungen westeuropäischer Hochdruckgebiete in den westlichen Mittelmeerraum, die die äußerst südlichen Zugbahnen atlantischer Zyklonen über der nördlichen und zentralen Sahara erklärten; umgekehrt sei im südlichen Teil des östlichen Mittelmeers die zyklonale Zirkulation durch die relativ milden Gewässer angezogen worden, so daß sich die subtropischen Hochdruckzellen über der ägyptischen Wüste rekonstituiert hätten und ein zusätzlicher Grund für den in fossilen saharischen Grundwässern analog zu Europa ermittelten Kontinentalitätseffekt erwachsen sei (west-östliche Abnahme im Deuterium- und ¹⁸O-Gehalt aufgrund progressiver Austrocknung (vgl. SONNTAG et al. (1980b)). Dieses Bild entspräche wohl einer prinzipiellen low-latitude zonal circulation (blockierende westeuropäische Hochdruckgebiete, west-östlich wandernde Zyklonen über der Nordwestsahara und dem östlichen Mittelmeer), die durch thermodynamische Faktoren (Kältehochs, maritime Tiefdruckrinne(n)) abschnittsweise verlagert und onduziert wäre.

Insgesamt läßt sich zusammenfassen, daß zonalisierte Strömungsformen im Glazial des Mittelmeerraums nur dann ohne Konflikt mit vorhandenen Befunden angenommen werden können, wenn sie in typ-internen Ausprägungen unterstellt werden, die nicht im aktuellen Reservoir enthalten sind. In diesem Sinn ist wohl auch BUTZERS (1957a) Forderung eines zweiten glazialen Zirkulationstyps zu verstehen, der ähnlich dem heutigen (zonalisierten) strukturiert, aber auf der Basis niedrigerer planetarischer Temperaturen ausgebildet und kaltzeitlichen Trockenphasen zuzuordnen sei. Gleichzeitig wären dadurch nicht graduell modifizierte, sondern wohlunterschiedene Zirkulationsformen für verschiedene Kaltzeitperioden verbunden, da die feuchteren Varianten der zonalisierten Strömung in ihrem tendenziell häufigkeitsbetonten Niederschlagscharakter sich kaum mit Befunden vereinbaren lassen, die reduzierte Vegetationsstabilisierung und erhöhte morphodynamische Aktivität indizieren (vgl. Teil 1.2.). Andererseits könnten frühglaziale Befunde, die im südlichen Mittelmeerraum oder im nördlichen Nordafrika intensivierte Bodenbildungen,

also stabilere Verhältnisse anzeigen (BRUNNACKER (1974), ANDRES (1977); vgl. Teil 1.2.), wiederum auf Formen einer low-latitude zonal circulation hinweisen (hohe Intensitäten der Zonalströmung im Süden!), wobei allerdings der Übergang zu meridionalisierten Anordnungen im Unterschied zu FLOHNS (1963) Angaben (im Bereich von 40 - 45° N) wesentlich äquatorwärts verlagert werden muß und alternative Zustandsformen für hochglaziale Klimaphasen erforderlich bleiben (Intensitätsabschwächungen etwa, die relatives Trockenerwerden und reduzierte Bodenbildungsintensität in diesen südlichen Bereichen verursachen könnten, entsprechen gerade nicht mehr dem high-index-Typ niederer Breiten mit maximalen Gradienten und verweisen eher auf die alternativen zonalisierten Zustandsformen im Sinne von BUTZER).

2.) Meridionale Tröge, wie sie etwa von GRUNERT (1979) als kaltzeitlich strömungsbeherrschendes Element bis in die nördliche oder gar zentrale Sahara hinein angenommen werden, zeigen ein äußerst vielgestaltiges Bild der Niederschlagskennzeichnung in Abhängigkeit von bevorzugten Längen- (also auch Vorderseiten-) Positionen, unterschiedlichen Breitenerstreckungen (Amplituden), verschiedenartigen Elementkombinationen (großräumigen Strömungstypen) und typinternen Parametern (vgl. Teil 4.2.). Gemeinsames Moment aller Varianten ist die Advektion kalter Luftmassen an ihrer Rückseite in weit vom nördlichen Ursprungsgebiet entfernte Breitenbereiche. Diese Eigenschaft allein reicht allerdings bei weitem noch nicht hin, die generelle Niederschlagsträchtigkeit dieses Strömungselements zu begründen. Kaltluftvorstöße aus nördlicheren Bereichen in den Mittelmeerraum hinein können sogar gänzlich ohne Niederschlagsfolge bleiben, wenn die Kaltluft zu trocken (etwa bei kontinentalem Ursprungsgebiet und nicht erfolgreicher Feuchtelabilisierung), zu flach (etwa bei Ausströmen aus einem vertikal lediglich gering mächtigen Kältehoch) oder auf antizyklonal gekrümmter Zugbahn ins Zielgebiet gelangt (vgl. METEOROLOGICAL OFFICE (1962, Chapter 2); PEDELABORDE et DELANNOY (1958); AGI (1968)). Zur Auslösung nennenswerter Niederschläge ist also das Zusammentreffen mehrerer Faktoren notwendig, wobei insbesondere positive Vorticity (zyklonale Wirbelgröße) der Hö-

henströmung und die damit einhergehenden aufwärts gerichteten Vertikalbewegungen eine besondere Rolle spielen (vgl. etwa PEDELABORDE et DELANNOY (1958, S. 218 ff.)). Intensität, vertikale Mächtigkeit, Dynamik, Sättigungsgrad und Labilisierung vorstoßender Kaltluftmassen sowie gegebenenfalls zusätzlich verwirbelter Warmluftpakete fungieren als komplementäre und differenzierende Bestimmungsgrößen. Die generell hohe Niederschlags-trächtigkeit meridionaler Höhenströmungströge verdankt sich also neben der kontinuierlichen Kaltluftzufuhr der vertikalen Erstreckung¹⁾ der zudem direkt (d.h. rasch und mit relativ geringer Erwärmung auf dem Transportweg) verfrachteten Kaltluft, der Einbeziehung wärmerer und mithin von generell höherer Feuchtigkeitskapazität gekennzeichnete Luft durch die südlichen Strömungskomponenten an der Vorderseite sowie in ganz besonderem Maße der positiven Vorticity, die als elementkonstitutive Größe vornehmlich an der Vorderseite wirksam wird und im Bereich der Höhendivergenz auf der innenwärtigen Seite des Höhenwinddeltas im Gefolge der induzierten Aufwärtsbewegungen bodennahe Zyklone-genese begünstigt. Die Intensität schon dieser Vorgänge sowie sämtliche weiteren genannten Faktoren bestimmen dagegen das Ausmaß und gegebenenfalls den Charakter von Niederschlagsneigung bzw. -geschehen und erzeugen ein äußerst breites Spektrum typ-interner Variabilität (siehe auch Teil 4.2.). Hinzu kommt unter glazialen Verhältnissen eine Reihe von Veränderungen, die die Niederschlagskennzeichnung zusätzlich modifizieren können. Zu ihrer Erläuterung sei an ein fundamentales Theorem erinnert, das sich mit RIEHL (1954, S. 205) wie folgt ableiten läßt: bezeichnen in üblicher Weise $f = 2w \cdot \sin \varphi$ (w : Winkelgeschwindigkeit der Erde; φ : geographische Breite) den Coriolisparameter und $\xi = \frac{V}{r} - \frac{\partial V}{\partial n}$ (V : horizontale Windgeschwindigkeit; r : Krümmungsradius; n : Normale zur Fortbewegungsrichtung) die relative Vorticity, so wird der Zusammenhang zwischen zeitlichen Änderungen der absoluten Wirbelgröße ($f + \xi$) und der Divergenz des horizontalen Windes ($\text{div } V_H$) in der allgemeinen Wirbelgrößengleichung gegeben durch

1) ist diese zwar gering, aber auf höhere Schichten konzentriert, sind gleichermaßen vertikale Labilisierungsprozesse zu erwarten.

$$\frac{d}{dt} (f + \zeta) = - (f + \zeta) \cdot \operatorname{div} V_H \quad (1).$$

Wird die Horizontaldivergenz hierbei nicht wie in üblicher Weise innerhalb einer festgelegten Fläche betrachtet ($\operatorname{div} V_H = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y}$ mit v_x, v_y : Komponenten des horizontalen Windes), sondern in bezug auf eine vorgegebene Luftmasse, so läßt sie sich für hinreichend dünne Schichten als prozentuale Veränderung der durch die Luftmasse überdeckten Fläche A mit der Zeit t definieren:

$$\operatorname{div} V_H = \frac{dA}{dt} \cdot \frac{1}{A}.$$

Führt man hierin noch eine vereinfachte Form der Kontinuitätsgleichung für individuelle Luftsäulen ein,

$A \cdot \Delta p = \text{const.}$ mit Δp : Druckdifferenz zwischen den vertikalen Begrenzungen der Luftsäule, so erhält man $\operatorname{div} V_H = \frac{\Delta p}{\text{const.}} \cdot \frac{d}{dt} \left(\frac{\text{const.}}{\Delta p} \right)$ und nach Substitution ($t: = \Delta p$) $\operatorname{div} V_H = - \frac{1}{\Delta p} \cdot \frac{d}{dt} \Delta p$.

Setzt man dies in die allgemeine Wirbelgrößengleichung (1) ein, so wird

$$\frac{d}{dt} (f + \zeta) = \frac{f + \zeta}{\Delta p} \cdot \frac{d}{dt} \Delta p$$

und nach Integration

$$\frac{f + \zeta}{\Delta p} = \text{const.} \quad (2).$$

Dieses erstmals von Rossby abgeleitete sog. Theorem der Erhaltung potentieller Vorticity hat deswegen so große Bedeutung, weil es die Erhaltung einer dynamischen Eigenschaft durch individuelle Luftmassen formuliert (vgl. RIEHL, 1954, S. 206). Einige fundamentale Zusammenhänge lassen sich damit erklären: so resultiert in gleicher geographischer Breite ($f = \text{const.}$) bei zunehmender relativer Vorticity eine vertikale Streckung der beteiligten Luftsäule, bei abnehmender Wirbelgröße eine

vertikale Schrumpfung; bei konstanter relativer Vorticity erzeugt allein eine äquatorwärtige Luftmassenverlagerung (abnehmendes f) eine stabilisierende vertikale Schrumpfung; umgekehrt resultiert bei gleichbleibender Schichtdicke ($\Delta p = \text{const.}$) allein aus zurückgehendem f bei nord-südlicher Verlagerungsrichtung (auf der Nordhemisphäre) zunehmende relative Wirbelgröße, wodurch einsichtig wird, daß aus nördlicheren Bereichen in die niederen Breiten einströmende Kaltluft zumeist in zyklonalen Strömungselementen wirksam wird. Nimmt f mit kleiner werdender Breite ab, so muß zur Erhaltung der potentiellen Vorticity die Schichtdicke ab- oder die Wirbelgröße zunehmen. Da insbesondere über dem Mittelmeer durch Labilisierung vom Untergrund her vertikale Ausdehnungen zu gewärtigen sind, wird die Wirbelgröße besonders starke Veränderungen zur zyklonalen Seite hin durchlaufen. Im Zusammenhang mit breitenbereichsübergreifenden Kaltluftvorstößen glazialer Klimaperioden lassen sich nunmehr folgende Überlegungen anschließen: da die mediterranen Oberflächentemperaturen insbesondere im westlichen Teil, der der rückseitigen Kaltluftadvektion ausgesetzt ist, im Hochglazial um mehrere Grade abgesenkt waren (vgl. THIEDE, 1980), wird der durch vertikale Labilisierung vom Untergrund verursachte Veränderungsbetrag von Δp in (2) tendenziell kleiner ausgefallen sein als heute. Weiterhin muß mit einer generell äquatorwärtigen Verlagerung von ek-tropischer Westdrift und Polarfrontstrahlstrom gerechnet werden (CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976); MCINTYRE et al. (1972)), was einer Ausdehnung der polaren Kaltluftkalotte entspricht. Als Folge dessen sieht etwa DORIZE (1979) die Dynamik der Kaltluftströmungen vermindert, oder in anderen Begriffen formuliert, der südlichere Ansatz- und Ausströmbereich der Kaltlufttröge innerhalb der verlagerten Westdrift bedingt eine geringere relative Abnahme von f in (2) bis zum Mittelmeerraum. Kleinere Veränderungsbeträge von Δp und von f bedeuten aber nach (2) eine entsprechend kleinere Änderung der relativen Wirbelgröße ξ , so daß zwar gleichermaßen eine Verschiebung in zyklonaler Richtung stattfindet, jedoch in gegenüber heute reduziertem Ausmaß. Allerdings könnte dieser Effekt überkompensiert werden, wenn sich die Wirbelgröße unabhängig von ihren relativen Veränderungen auf

generell wesentlich höherem Absolutniveau bewegt. Da dies in besonderem Maße von hemisphärischen Parametern der Zirkulationsintensität abhängig ist (nicht nur die horizontale Windscherung, sondern auch das Krümmungsmaß tendiert bei verschärften Gradienten höhere Werte anzunehmen), sind hierzu an dieser Stelle einige Überlegungen angebracht.

Während etwa PENCK (1932, S. 479) für Eiszeiten noch eine abgeschwächte atmosphärische Zirkulation annahm, "wie es einer geminderten Wärmezufuhr entspricht", wird in jüngeren Arbeiten häufig von einer gegenteiligen Intensitätsentwicklung ausgegangen (z.B. WILLETT and SANDERS (1959); WILSON and HENDY (1971); NEWELL (1974)). Dabei wird zumeist aus der Tatsache überdurchschnittlicher Temperaturabsenkungen in (sub-)polaren Bereichen, die sich etwa aus der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve grönländischer Eisbohrkerne (DANSGAARD et al., 1969) ableiten lassen, gegenüber den lediglich um wenige Grade erniedrigten Oberflächentemperaturen tropischer Ozeane außerhalb von Kaltstrom- und Auftriebsregionen (CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1976) auf verschärfte meridionale Temperaturgradienten und mithin erhöhte Zirkulationsintensitäten geschlossen (etwa WILSON and HENDY (1971)). Es sollte allerdings bedacht werden, daß die Intensität der troposphärischen Westdrift als hemisphärisches Windband zwischen den Bereichen unterschiedlich temperierter Polar- und Tropikluftmassen nicht so sehr vom Gradienten der bodennahen Temperaturen, sondern vielmehr vom Temperaturgefälle einer hinreichend mächtigen Troposphärenschicht abhängig ist; MILES (1975) etwa erhält für die Wintermonate dieses Jahrhunderts keine durchgängige Beziehung der Westwindstärke über dem Nordatlantik mit meridionalen Oberflächentemperaturgradienten, jedoch mit Gradienten der 1000 / 500 mb - Schichtdicke als Temperaturmaß der betreffenden Troposphärenschicht. Auf ähnlichen Überlegungen aufbauend hat KRAUS (1973) eine alternative Sicht glazialer Strömungsverhältnisse entwickelt, die geringere Zirkulationsintensität und reduzierte meridionale Wärmetransporte impliziert; unter Berücksichtigung der Erhaltung potentieller Äquivalenttemperatur während des direkten Luftaufstiegs in den heißen tropischen Konvektions-

türmen und der temperaturabhängigen Freisetzung latenter Energie erhält er eine ungefähr dreifache Verstärkung tropischer Meeresoberflächentemperaturveränderungen in der oberen Troposphäre (ein Effekt, der in höheren Breiten nicht auftreten kann, da dort horizontale Energieumverteilungsprozesse (Ferrelzirkulation) dominieren und die Temperaturveränderungs-Amplifikation mit sinkenden Ausgangstemperaturen abnimmt und unterhalb von 10°C vernachlässigbar klein wird); umgekehrt sei die hohe Albedo eisbedeckter Oberflächen ohne großen Einfluß auf höhere Atmosphärenschichten, so daß zwar äußerst niedrige Temperaturen über Eis- und Schneefeldern, aber davon kaum beeinflusste Temperaturen der oberen Troposphäre resultieren könnten. Tatsächlich liegen etwa die sommerlichen Temperaturen der 200 mb - Fläche über den Polarkappen auch höher als die tropischen im gleichen Niveau, obwohl in Bodennähe der Gefrierpunkt kaum überschritten wird (KRAUS, 1973, S. 130), und die heutigen bodennahen Kältezentren sind zugleich Regionen häufiger hochreichender Inversionen. Insgesamt resultiert nach KRAUS (1973) also ein im Mittel geringerer meridionaler Temperaturgradient in der oberen Troposphäre unter glazialen Bedingungen mit der Folge generell reduzierter Zirkulationsintensität. Als weiteres stützendes Argument werden geringere Windscherungen in der höheren Troposphäre zitiert, die mit einem numerischen Modell der allgemeinen Zirkulation für Eiszeitverhältnisse simuliert worden sind (Ausnahme: nordhemisphärischer Sommer) und sich in ihrer Eigenschaft als Maß barokliner Instabilität gleichsinnig in das zuvor entworfene Bild einfügen. Folgt man Kraus, so erhält man also zumindest für die Maximalphase der letzten Vereisung ein im Mittel wahrscheinlich reduziertes Hintergrundpotential für die intensitätsabhängige Wirbelgrößenausbildung, und zusammen mit den oben erläuterten geringeren Veränderungsbeträgen von f und Δp in (2) resultiert eine hochglazial abgeschwächte Zyklonalität im Mittelmeerraum. Ein gewichtiges Argument gegen Kraus' Schlußfolgerung könnte allerdings darin erblickt werden, daß unter rezenten Bedingungen gerade wegen der permanenten troposphärischen Abkühlung durch antarktische Inlandeismassen die südhemisphärische Zirkulation stärker als ihr nordhemisphärisches Pendant ausge-

bildet ist (vgl. FLOHN (1973b)). Alternativ besteht jedoch weiterhin die Möglichkeit, systematische longitudinale Unterschiede der Meridionalgradienten mit entsprechenden zonal versetzten Unterschieden der allgemeinen Strömungsintensität vorzufinden: Simulationsrechnungen mit einem numerischen Zirkulationsmodell (WILLIAMS, 1975) deuten derartige longitudinale Differenzen an, die überdies in Kongruenz zu einer gewissen Asymmetrie der nordhemisphärischen Vereisung stehen könnten: maximale Meridionalgradienten im Bereich der kontinentalen Vereisungsmaxima bei meridionalisierter Strömungsanordnung und stromabwärts intensivierte Zirkulation mit lebhafter Zyklonalaktivität vor allem über den ozeanischen Bereichen (letzteres erscheint in obigem Simulationsexperiment zumindest für die atlantische Region, wobei im globalen Mittel die meridionalen Temperaturgradienten bis 5 km Höhe verstärkt, in 10,5 km Höhe jedoch abgeschwächt sind (WILLIAMS, 1975)). In diesem Falle entsprächen die europäischen Troglagen nicht dem meridionalen Strömungstyp 1 5 mit großräumig blockierendem Rücken über dem Atlantik, sondern eher südwärts verlagerten Varianten der Typen 1 6 oder 1 9, die in der Niederschlagskennzeichnung durchaus Unterschiede aufgewiesen haben: so lagen die Dichtewerte gerade beim 'Mischtypus' 1 6 am höchsten, während ansonsten eine relativ stärkere Häufigkeitsbetonung mit den größten Absolutwerten bei Typ 1 5 festzustellen war (vgl. Teil 4.2., Punkt 2). Ein weiteres Moment der Überlegung zu allgemeinen Strömungsintensitäten liefert die bekannte Rossby-Gleichung, die unter vereinfachenden Annahmen (Divergenzfreiheit, Barotropie) die Verlagerungsgeschwindigkeit c in Abhängigkeit von der zonalen Grundstromintensität U , der Wellenlänge L und der geographischen Breite φ ausdrückt (vgl. DEFANT und DEFANT (1958, S. 376 ff.)):

$$c = U - \frac{L^2 \cdot \beta}{4\pi^2} \quad \text{mit} \quad \beta = \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{\partial f}{\partial \varphi} \cdot \frac{1}{R} = \frac{2w \cdot \cos \varphi}{R} ;$$

f : Coriolisparameter; w : Winkelgeschwindigkeit der Erde;

R : Erdradius.

Für $c = 0$, also stationäre Wellen, folgt dann

$$L = 2 \pi \cdot \sqrt{\frac{U}{B}},$$

also gleichsinnig mit Grundstromintensität und geographischer Breite sich ändernde stationäre Wellenlängen. Nun sind zentral-europäische Tröge, die dem nordischen Inlandeis entsprechen könnten, Zustandsformen verkleinerter Wellenlänge gegenüber den rezenten Langwellentrogpositionen über dem östlichen Mitteleuropa. Zwar ergibt die bereits im Zusammenhang mit dem Erhaltungstheorem potentieller Vorticity diskutierte glaziale Breitenverlagerung eine negative Änderung der Wellenlänge, die jedoch bei erhöhten Grundstromintensitäten wieder kompensiert werden würde. Als Folge ergäben sich östlichere quasistationäre Trogpositionen oder überhaupt wandernde Wellen, nicht jedoch die eisaufbauenden Tröge im Längenbereich des westlichen Mitteleuropa. Auch von dieser Seite erscheinen also zumindest hemisphärisch nicht erhöhte Meridionalgradienten wahrscheinlicher, wobei die oben erwähnten longitudinalen und vertikalen Unterschiede jedoch durchaus ausgebildet sein können. Aussagen über die Stärke der Passatzirkulation sind daraus nicht unmittelbar abzuleiten und erfordern die Einbeziehung tropischer Zirkulationsmechanismen; auf Einzelheiten dieser erweiterten Problematik (FLOHN, 1969; PARKIN and SHACKLETON, 1973; DIESTER-HAASS, 1980; SARNTHEIN and KOOPMANN, 1980) kann an dieser Stelle nicht gesondert eingegangen werden.

In Gestalt meridionaler Tröge ist bisher also ein Strömungstyp diskutiert worden, dessen interne Veränderungen unterschiedliche Phasen einer längeren Klimaperiode bedingen könnten. Hierbei standen zunächst allgemeine intensitätsabhängige Kapazitätsschwankungen im Vordergrund.

3.) Eine Variante alternativer Zustandsform läßt sich ableiten, wenn man die mediterranen Zyklonelemente betrachtet. Tab. 20 zeigt insbesondere bei der zellulären Ausprägungsform überraschend hohe Anteile der Intensitätsklasse mit insignifikanter oder gar positiver Geopotentialanomalie (strömungstypabhängig zwischen 21,6 und 35,8 % für die italienische Teilregion), be-

zogen auf sämtliche mediterrane Zyklonalzellen des 10-jährigen Untersuchungszeitraums liegt dieser Wert bei 25,8 %. Diese zyklonalen Elemente nicht-negativer Potentialanomalie sind nun keine bevorzugten oder gar ausschließlichen Phänomene allgemein schwach-intensiver sommerlicher Verhältnisse, wie folgende Zahlen belegen: von den genannten 25,8 % treten 25,5 % im Winter und 18,1 % im Frühjahr gegenüber ebenfalls nur 25,7 % im Sommer auf, der winterliche Anteilswert für die insgesamt 8,4 % des Gesamtkollektivs umfassenden Zellen mit signifikant positiver Geopotentialanomalie liegt sogar bei 40,2 %; weiterhin finden sich lediglich 39,2 % der Zellen mit nicht-negativer Geopotentialanomalie in der Klasse geringster Wirbelgrößenintensität, 46,8 % hingegen in der mittleren und immerhin noch 14 % in der höchsten Vorticityklasse. Diese bemerkenswerte Gruppe zyklonaler Höhenwirbel entspricht im wesentlichen typinternen Ausbildungsvarianten ohne dezidiert kalten Kern: zwar ist nicht das absolute Geopotential einer Isobarenfläche, sondern vielmehr die Dicke der unterlagernden Schicht (hier 1000 / 500 mb - Schichtdicke) ein Maß für die Temperatur der beteiligten Luftmasse, doch würde bei nicht-negativen 500 mb - Geopotentialanomalien eine signifikant negative Schichtdickenanomalie (also auch Temperaturabweichung) nur mehr bei signifikant positiven 1000 mb - Potentialanomalien, also bodennahem Hochdruck, resultieren; diese Konstellation bodennaher Antizyklonal- und überlagernder Zyklonalrotation in kalten Luftpaketen (flaches Kältehoch und relatives Höhentief) ist zwar aus kontinentalen Bereichen der höheren Mittel- bis polaren Breiten wohlbekannt, doch unter rezenten Bedingungen im mediterranen Untersuchungsraum ein eher seltenes Phänomen. Insofern darf unter der vereinfachenden Barotropie-Annahme, die schon in der großräumigen Strömungsanalyse getroffen worden ist (vgl. Teil 3.2.), davon ausgegangen werden, daß die fraglichen Höhenzyklonen nicht-negativer Geopotentialanomalie tatsächlich überwiegend ohne signifikant kalten Kern ausgebildete Wirbel darstellen (Einzelfallüberprüfungen auf der Grundlage täglicher Wetterkarten bestätigen dies).

Zur Entstehung zyklonaler Höhenzellen über dem Mittelmeerraum kommen verschiedene Mechanismen in Frage: einmal eine rein strömungsdynamische Wirbelgrößenveränderung zur zyklonalen Seite hin, wie sie sich gemäß des Erhaltungstheorems potentieller Vorticity (siehe Gleichung (2) in Punkt 2) bei bloßen äquatorwärtigen Luftmassenverlagerungen einstellen kann, wenn diese nicht mit kompensierenden vertikalen Kontraktionen einhergehen (vgl. Punkt 2). Eine derartige Situation ist beispielsweise gegeben, wenn am Südrand einer polwärts vorgeschobenen Antizyklone bei hinreichend starken nördlichen Bewegungskomponenten ein Vorzeichenwechsel relativer Vorticity eintritt und in Abwesenheit kräftiger zusätzlicher Horizontalgradienten ein vollständiger Stromlinienabschluß des aus der nördlichen Antizyklonalrotation herausführenden Strömungsastes stattfinden kann. Insbesondere umfaßt diese Ausbildungsmöglichkeit resultierende Zellenvarianten ohne signifikant negative Geopotentialanomalie, da die entsprechenden Strömungsumstellungen in Breitenbereichen oder auf Breitenabständen erfolgen können, die im großräumigen Feld der Potentialvariablen weder hohe absolute Abweichungen noch große relative Veränderungen aufweisen müssen. Eine weitere Möglichkeit besteht in sog. Abtropfvorgängen, wobei sich aus polaren Kaltluftzentren, die selbst keine unmittelbare Tendenz zeigen, großräumig kontinuierlich meridionale Strömungsanordnungen zu erzwingen, isolierte Teilbereiche herauslösen und als meist geschlossen zyklonal umströmte Kaltlufttropfen in weit südliche Bereiche vordringen können. Schließlich spielen die wohl wichtigste Rolle sog. Abschnürungsprozesse (cut-off), die nach zwei verschiedenartigen Formen unterschieden werden sollen:

- a) aktive Abschnürung etwa durch ein in den Wirkungsbereich der Kaltluftströmung vorstoßendes Antizyklonalelement (insbesondere diagonaler Keil). Dieser Prozeß wird bei DEFANT und DEFANT (1958, S. 389 ff.) in Anlehnung an PETERSSEN beschrieben, der Rossby's Formel (siehe Punkt 2) durch zusätzliche Berücksichtigung eines Stromprofils (d.h. nicht verschwindender Geschwindigkeitsunterschiede der zonalen Grundströmung in meridionaler Richtung) und von Null verschiede-

ner Horizontalachsenneigungen der planetarischen Wellen verfeinert und zu dem Ergebnis gelangt, daß sich in Folge der meridionalen Änderung des Coriolisparameters die antizyklonalen Rücken schneller fortbewegen als die zyklonalen Tröge¹⁾ und eine asymmetrische Wellenform mit echten Neigungswinkeln von Horizontalachse oder Rückseitenströmung resultiert (diagonaler Keil und eventuell überkippter Trog). Diese Anordnung, die im wesentlichen dem großräumigen Strömungstyp 1 6 gleichkommt, erzeugt bei gleichzeitiger Änderung von Jetmaximum (im Zentrum des Stromprofils) und Strömungsweite (Entfernung der Stromprofilperipherien mit nur mehr halber Zonalgeschwindigkeit) von Trog zu Keil namentlich bei größerem Geschwindigkeitsmaximum im Keil eine beschleunigte Wellendeformation, die schließlich im Abschneiden der meridionalen Kaltluftströmung mit verkleinerter Restwelle im Norden und losgelöster Residualzelle im Süden ihren Abschluß finden kann. Löst sich gleichzeitig ein Teil des Warmluftpotentials im Keil von seinem Ursprungsgebiet (sei es aufgrund abtropfähnlicher Vorgänge oder durch überkippte und retrograde Tröge induziert), entstehen zumeist Strömungstypen nördlicher Antizyklonalzellen (am häufigsten: 7 0), ansonsten Varianten des Typs 4 6.²⁾ Die dargelegte Entwicklung, auch als Phasensequenz ehemals quasistationärer Meridionalstrukturen zu beobachten, verdeutlicht, daß es sich um ein Stadium aktiver Umgestaltung der großräumigen Strömungsanordnung handelt, das zudem meist mit überdurchschnittlichen Horizontalgradienten und bei der Abschnürung oft noch verstärkten Wirbelgrößen einhergeht. Folge dessen ist wiederum zweierlei: einmal das gehäufte Auftreten hochintensiver Zustandsformen insbesondere bei den regionsgebundenen Zyklonalzellen, die im Verein mit ihrer quasistationären oder nur begrenzt mobilen Ausbildung

-
- 1) genauer gesagt deren Extremalphasen maximaler Auslenkung, die erst den ausschlaggebenden Breitenunterschied im Coriolisparameter zustandebringen.
 - 2) bei östlicherer Längenposition mit den cut-off-Zellen über dem östlichen Mittelmeer würde man bevorzugt Typen mit Erstziffer 6 erhalten.

höchste Bedeutsamkeit für regionale Niederschlagsereignisse erlangen können: darauf weisen etwa WINSTANLEY (1970), DENT and MASON (1972) oder MIOSSEC (1975) in ihren zirkulations-theoretischen Untersuchungen tunesischer Extremalniederschläge hin, und die Niederschlagsindizes gerade aus diesem Raum zeigen es selbst in der typ- und intensitätsunabhängigen Auswertungsform nach Teil 4.2. (Punkt 4 und 5).¹⁾ Zum anderen bedeutet jedoch der im Mittel überdurchschnittliche Intensitätsgrad der Gesamtanordnung atmosphärischer Strömung, daß cut-off-Zellen, sobald sie ihren Entwicklungshöhepunkt mit deutlich abfallenden Intensitätskennwerten überschritten haben, relativ rasch abgeräumt werden und kaum mehr nennenswerte Phasen schwach-intensiver Zustandsformen über den gleichen Regionen durchlaufen.

- b) Im Unterschied zur ersten Form zyklonal-zellulärer Abschnürung, die ein ausgesprochen aktives Entwicklungsstadium atmosphärischer Strömungsumstellung darstellt, läßt sich gelegentlich ein eher passiver cut-off-Prozeß beobachten, der ohne vorstoßendes Antizyklonalelement abläuft und im wesentlichen dadurch zustande kommt, daß in meist quasistationären Höhentritten größerer Amplitude die nördliche Kaltluftzufuhr zu stagnieren beginnt und im weiteren Verlauf einen sich meist zellulär schließenden Restbestand in südlicheren Breiten zurückläßt. Diese gewissermaßen durch Rückbildung ehemals intensiver Kaltlufttröge ausgelöste Abschnürung setzt zweierlei Bedingungen voraus: die Reduktion meridionaler Austauschprozesse sowie eine zeitlich verzögerte Rekonstitution stärkerer zonaler Grundstromintensitäten (letztere würden ent-

1) Dies wiederum gibt Veranlassung, die Zellen-Werte insgesamt als zu stark von Extremalereignissen bestimmt zu begreifen: gerade in Tunesien sind zahlreiche bekannt, wobei die Flutkatastrophe vom Herbst 1969 nur das spektakulärste sein dürfte, und hier werden auch die zellulären Maximalwerte erreicht. Allerdings ist auch die Tatsache, daß gerade in derartigem Strömungszusammenhang wiederholt außergewöhnliche Niederschläge auftreten, kennzeichnend (vgl. MIOSSEC, 1975), und unbeschadet absolut modifizierter Gesamtwerte lassen sich die erschlossenen Relationen aufrechterhalten.

weder eine Entwicklung zur aktiven Form der Abschnürung begünstigen oder für ein rasches Abräumen zurückgebliebener Zyklonalreste sorgen). Beide Bedingungen sind etwa gegeben, wenn nach längeren Phasen intensiver meridionaler Zirkulationen und Austauschprozesse die hemisphärischen Meridionalgradienten von Druck und Temperatur so weit abgebaut worden sind, daß weder Anlaß zu direkten Austauschbewegungen großräumiger Art (regenerierte oder neu aufgebaute meridionale Strömungsanordnungen) noch zur Ausbildung eines kräftigen zirkulationsformbestimmenden zonalen Windbandes gegeben ist. In Abhängigkeit von externen Randbedingungen (etwa Energiezufuhr) und internen Steuergrößen (etwa Umschlagszeiten der Energieverteilungssysteme) kann ein derartiger Auflösungs-zustand unterschiedlich lang anhalten und während seiner Andauerzeiten passiv zurückgelassene Restzellen in geographisch festen Regionen strömungsbestimmend und wetterwirksam sein lassen. Sind diese Andauerzeiten besonders lang, können aufgrund sukzessiver Luftmassenmodifikationen (Erwärmung vom Untergrund, vertikale Durchmischung) schwachintensive Zustandsformen durchlaufen werden, wie sie weiter oben beschrieben worden sind. Dabei wird insbesondere die Geopotentialanomalie betroffen sein, während die Wirbelgröße anfänglich bei der zellulären Abschließung eventuell gewonnene starke Krümmungswerte im Rahmen der eigenen Trägheit noch längere Zeit beibehalten kann. Tab. 21 zeigt die Werte der beiden unabhängigen Niederschlagsindizes für Zyklonalzellen insignifikanter oder gar positiver Geopotentialanomalie differenziert nach den drei Wirbelgrößenklassen analog Tab. 15 - 17. Abgesehen von Einzelunterschieden wird der beherrschende Eindruck durch die vorwiegend negativen Vorzeichen hervorgerufen, wobei die einzigen hochsignifikant positiven Werte im Dichteindex der höchsten Wirbelgrößenklasse auftreten. Zwar gilt dies nicht mehr für Israel (hier liegt die einzige positive Abweichung im Häufigkeitsmaß), jedoch übereinstimmend erkennt man noch die absolut etwas größeren Spannbreiten im Dichteindex: dies wiegt inhaltlich schwerer als numerisch, da die Häufigkeits-

I_H	K1	K2	K3
Iberien	3.6	-2.1	-47.1
Tunesien	6.9	-0.1	-17.6
Italien	-4.7	-10.6	-28.9
Griechenland	-1.6	-30.0	-42.1
Israel	7.7	-4.2	-18.6
I_D			
Iberien	28.1	-0.4	-31.0
Tunesien	29.0	6.9	-21.5
Italien	15.5	4.3	-32.7
Griechenland	18.8	-27.4	-31.1
Israel	-3.8	-46.1	-57.2

Tab. 21: Gebietsmittel des Häufigkeits- (I_H) und des Dichteindex' (I_D) für drei Intensitätsklassen der Wirbelgröße (von K1 bis K3 ansteigend) bei insignifikanter oder positiver Geopotential-anomalie für regionsgebundene Zyklonalzellen.

werte im allgemeinen von wesentlich höherer Größenordnung sind (vgl. Abb. 28 - 34), und bestätigt indirekt die aus den Tab. 15 - 17 abgeleitete Tendenz einer relativ größeren Wirbelmaß- als Potential-Sensitivität des Dichteindex' (vgl. Teil 4.2. Punkt 6). Für passive cut-off-Produkte bedeutet dies, daß in potentiell ausgedehnten Auflösungszuständen bei abgebauten negativen Geopotentialanomalien trotz zyklonalen Strömungscharakters entweder allgemein stark reduzierte Niederschlagstätigkeit (untere und teils noch mittlere Vorticityklasse) oder bei gegebenenfalls noch höherer Wirbelgröße eher intensitätsorientierte Abweichungen auftreten (höchste Vorticityklasse (außer Israel) sowie teils noch in K2). Auf paläoklimatische Perioden übertragen könnte diese Strömungsvariante als Mechanismus tendenzieller Akzentuierung und progressiver Austrocknung in Frage kommen. Voraus-

setzungen wären häufige Trogausbildungen, die als Ausgangssituation passiver Abschnürung erforderlich sind, gleichzeitig nicht zu hohe Meridionalgradienten, die ein relativ frühzeitiges Stagnieren der meridionalen Strömungen ohne sofortigen Ersatz durch rekonstituierte Grundströmungsformen erlauben. Beide Bedingungen sind für hochglaziale Verhältnisse denkbar: häufige Trogausbildungen durch kontinentale Inlandeisschilde, die über den thermischen Wind die Konfiguration der Höhenströmung beeinflussen (FLOHN, 1969, S. 223), sowie hemisphärisch oder zumindest longitudinalabschnittsweise reduzierte Meridionalgradienten, wie sie in Punkt 2 diskutiert worden sind.

4.) Den Tab. 18 - 19 war zwar eine gewisse Dominanz der Zellen unter den mediterranen Zyklonalelementen bei allen wichtigen Strömungstypgebundenheiten zu entnehmen, doch im ganzen ebenso eine breite Streuung unter diesen regionsgebundenen Strömungselementen. Insofern konzentrierten sich die Überlegungen in Punkt 3 nur auf die häufigste, wichtigste oder typischste Ausbildungsvariante, die jedoch bei der Vielgestaltigkeit typ-interner Erscheinungsformen oft erst tendenzielle Anomalien aufzuspüren gestattet. Im Falle der mediterranen Flachwellen zyklonalen Vorzeichens, wie wohl auch sie als Zellen-Substitute in den vorab diskutierten Entwicklungsfolgen auftreten können, existiert noch eine andersartige Strömungsvariante als bezeichnende Zuordnung: die eigenständig ausgebildeten Wellenabfolgen kleiner Amplitude und positiver Verlagerungsgeschwindigkeit in den niederen Mittelbreiten (Teilmengen der Typen 9 2 und 9 6). Sie sind zumeist verknüpft mit ausgesprochenen high-index-Lagen höherer Mittelbreiten oder mit nur kleinen Amplituden potentiell meridionaler Wellenanordnungen in diesem Bereich. Die Niederschlagsauswertungen (Teil 4.2.) kennzeichnen die Flachwellen als vorwiegend häufigkeitsbetontes Element auf einem absoluten Niveau nahe Null oder nur gemäßigt positiv davon abweichend, also zwischen den gegensätzlichen Formen zonalisierter und meridionalisierter Strömung (Trog). Diese Anordnung kann als wellenförmige Abwandlung zonalisierter Konfigurationen begriffen wer-

den, die ja unter dem Spektrum und der Verteilung rezenter Kennwertklassen als Strömungsform negativer Niederschlagsabweichungen bei tendenziell häufigkeitsbetontem Gesamtcharakter ausgewiesen sind. Diese Eigenschaft bedeutet in Abhängigkeit vom absoluten Niveau (das in den stationsspezifischen Abweichungen der Niederschlagsindizes nicht ausgedrückt ist) vegetationsstabilisierte oder trockenstabile Verhältnisse. Steigt dieses absolute Niveau bei ähnlichem Gesamtcharakter durch gehäuftes Auftreten der flachwelligen Anordnungsformen übergreifsfreier Gesamtkonstellation an, sollte Vegetationsverdichtung und intensivierte bzw. einsetzende Bodenbildung die Folge sein. Hemisphärische Zirkulationsverhältnisse, die eine derartige Häufung begünstigen, sind vornehmlich in zwei Zusammenhängen denkbar: einmal bei zonalisierter Westdrift mit besonders polwärtiger Lage ihres Hauptastes, die eigenständige Wellenbildungen südlicherer Breitenbereiche schon aus Stabilitätsgründen begünstigt; dabei ist allerdings mit generell schwach-intensiven Ausprägungen zu rechnen, die den Effekt des teilweisen Strömungsformwechsels unterschiedlich stark zu kompensieren vermögen (vgl. Tab. 15 - 17). Zum anderen kommen Folgephasen vorausgehender aktiver Abschnürungsprozesse in Frage, wenn im Unterschied zu der in Punkt 3 diskutierten Variante erhebliche Zonalkomponenten vorhanden sind, die gerade keine langanhaltenden Auflösungsprozesse gestatten, sondern eine baldige Transformation quasistationärer Residualelemente in Bestandteile neu gebildeter wandernder Wellenanordnungen einleiten. In Abhängigkeit von der Intensität sowohl der (zumeist aktiv) abgeschnürten Restelemente als auch der vorhandenen Zonalkomponenten wird sich zwischen eigentlicher Abschnürung und einsetzender Mobilisation eine unterschiedlich lange Phase regionsgebundener Zyklonalitätsauswirkung einschalten. Insofern ist ein Spektrum erhöhter Feuchtigkeit sowohl mit intensitäts- (längere Phasen quasistationärer Anordnung mit relativ hohen Gradienten, z.B. diffluentes blocking) als auch mit häufigkeitsbetontem Niederschlagscharakter gegeben (rasche Abdrängung abgeschnürter Elemente durch mobile Wellenanordnungen kleiner Amplitude). Als initiiertender Prozeß erscheint nach dem Gesagten besonders der großräumig diagonalisierte Anti-

zyklonalkeil: zum einen selbst bereits Ausdruck nennenswerter Zonalkomponenten (siehe auch Teil 3.3.2.) ist gerade er das Agens aktiver Abschnürprozesse (vgl. Punkt 3). Solange diese aufgrund zu großer Wellenlängen¹⁾ oder nicht hinreichender Meridionalstruktur im zyklonalen Wellenteil nicht zustandekommen, resultiert eine doppelphasig diagonale Wellenstruktur (Rinne - Keil), die im zyklonalen Phasenteil weiter erhöhte und häufigkeitsbetonte Niederschlagskennwerte annehmen dürfte (vgl. Teil 4.2. Punkt 3). Eine Form derartiger Diagonalkeile sind etwa die Strömungsbestandteile, die POSER (1950) auf der Grundlage vorzeitlicher Binnendünen für das Spätglazial Mittel- und Westeuropas rekonstruiert hat. Über derartige Phasen der Erwärmung und des Eisabschmelzens hinaus sind auch aus interglazialen Kullinationszeiten verschiedene Klimaphasen nachgewiesen worden; unter den feuchten Varianten sei hier nur an das neolithische Klimaoptimum erinnert (siehe etwa LAUER und FRANKENBERG (1979)), das weiten Teilen trockener Gebiete auch am Nordrand der Sahara günstigere ökologische Bedingungen bescherte. Strömungsverhältnisse mit unterschiedlichen Niederschlagsauswirkungen sind in diesem Punkt herausgestellt worden; ihre Ermöglichung in Erwärmungs- oder Warmzeiten ist gleichermaßen begründbar: Antizyklonalkeile als Ausdruck polwärtiger Warmluftvorstöße; nennenswerte Zonalkomponenten in Umkehrung der KRAUSSschen Argumentation (vgl. Punkt 2); zonalisierte Strömungsformen (trockenere Variante) bei zwar beträchtlichen, aber noch unterhalb kritischer Schwellen für die Grundstromdestabilisierung liegenden Meridionalgradienten; Kaltluftvorstöße mit der Möglichkeit aktiver Abschnürung und ihren alternativen Folgephasen bei stärkeren polaren Kaltluftzentren entweder als Relikte kälterer Perioden oder als Ergebnis längerer Abschnitte zonalisierter oder nur flachwelliger Strömung mit geringer meridionaler Austauschkapazität.

5.) Auch für Abkühlungs- und Kaltzeiten sind trockenere und feuchtere Varianten unterschiedlichen Charakters erschließbar.

1) bei denkbaren asymmetrischen Wellenanordnungen müßte genauer von Abständen zwischen Potentialminimum und -maximum die Rede sein.

Unterstellt man als Anfangsbedingung eisaufbauender Zirkulationen meridionale Höhenträge (etwa FLOHN (1969)), so ist hierdurch zunächst ein höheres Feuchtigkeitsangebot gegenüber zonalisierten, diagonalisierten oder begrenzt wellenförmigen Strömungsanordnungen gegeben (vgl. Teil 4.2. Punkt 1). Inwieweit stabilere Verhältnisse mit intensivierten Bodenbildungen im südlichen Teil des Untersuchungsraumes auf eigene Zonalströmungen hoher Intensität (low-latitude zonal circulation, siehe Punkt 1) oder auf Vorfeldefekte der meridionalen Tröge bei noch nicht maximalen Amplituden zurückgehen (vgl. die trogbezogenen Niederschlagsindizes in Teil 4.2.), ist hier nicht zu entscheiden und behindert auch nicht den Fortgang der Argumentation. Innerhalb dieser generellen Trogausbildungen vollziehen sich nun zwei Entwicklungsprozesse, die über typinterne Veränderungen und Typtransformationen ablaufen: erstens eine Verschiebung zu relativ stärkerer Intensitätsbetonung (Akzentuierung) im Niederschlagscharakter, zweitens eine Tendenz zu abnehmender Intensität der Gesamtzirkulation. Der erste Prozeß setzt sich bereits in Gang, wenn die Trogformen großräumig-überregionaler Meridionalstruktur (Typ 1 5), die die häufigsten Besetzungen quasistationärer Troglagen reduzierter Wellenlänge unter rezenten und potentiell früh- oder initialglazialen Bedingungen sind, zunehmend ersetzt werden durch Mischvarianten des Typs 1 6, die nach Teil 4.2. (Punkt 2) bei vergleichbar hohen Ergiebigkeiten eine gegenüber Typ 1 5 invertierte Verteilung in den unabhängigen Indizes besitzen (größere Dichte-, kleinere Häufigkeitswerte). Diese Substitution hätte im Rahmen allgemeiner Südwärtsverlagerungen der Zirkulationsäste und insbesondere der Herausbildung longitudinaler Differenzierungen zu erfolgen, wie sie in Punkt 2 bereits angesprochen wurden (quasistationäre Tröge im Bereich kontinentaler Inlandeisschilde oder deren Schneefelder-Vorläufer sowie stärkere zwischengelagerte Zonalkomponenten etwa über dem Atlantik). Eine weitere Akzentuierung tritt schließlich durch gehäufte Abschnürungsprozesse ein, die gerade durch die 1 6 - Konstellation gefördert werden, zumal die in Punkt 3 geschilderten Abläufe durch die fortgesetzt quasistatio-

nären Trogpositionen noch zusätzlich begünstigt sind (erhöhte Phasengeschwindigkeitsdifferenzen!). Entsprechend einer allgemeinen Intensitätsentwicklung mit bodennah zwar zunehmenden, in der Höhe jedoch abnehmenden Meridionalgradienten im hemisphärischen Mittel oder zumindest in wiederholten Longitudinalintervallen (vgl. Punkt 2) wäre hierbei eine Sequenz von anfänglich noch aktiven cut-off-Prozessen mit relativ intensiven und stationären Zyklonalelementen zu vermehrten passiven Abschnürungen mit schwach-intensiven, aber langlebigen Residualelementen zu erwarten. Die ökologischen Auswirkungen im Mittelmeerraum wären morphodynamische Aktivitätsstadien bei aufgelichteter Vegetation mit sequentiell zunehmender Austrocknung.

Abschließend sei eigens darauf verwiesen, daß die diskutierten Anomalien weder zur Rekonstruktion realer Klimaabfolgen noch zur exakten stratigraphischen Einordnung geeignet sind. Ihr potentieller Aussagewert besteht vielmehr darin, ihr wahrscheinliches Niederschlagsgepräge im Zusammenhang großräumiger Strömungsverhältnisse zu sehen, die wiederum für bestimmte Zirkulationsveränderungen charakteristisch sein könnten. Bei der Annahme konkreter Zustandsformen in der realen Atmosphäre werden sich nicht nur verschiedene Anomalienvarianten der gleichen Entwicklungstendenz, sondern mit unterschiedlichem Gewicht auch solche abweichender Entwicklungstendenzen auf variablen Zeitskalen überlagern. Die "Erklärung" konkreter Klimaphasen durch wohlbestimmte Zirkulationsanomalien hat also immer einen relativ hohen Abstraktions- und Generalisierungsgrad an sich und ist streng genommen nur möglich, wenn sowohl die dominante Entwicklungstendenz auf der Zeitskala der jeweils diskutierten Klimaphase als auch die charakteristischen Zirkulationsanomalien dieser Entwicklungstendenz gesichert bekannt sind. Die Unterscheidung verschiedener Strömungsformen mit tendenziell trockeneren oder unterschiedlich feuchteren Bedingungen bei alternativen thermischen Ausgangssituationen sollte ein Diskussionsbeitrag zur Erschließung dieser allgemeinen Tendenzzuordnungen sein; angesichts vielfältiger Beschränkungen in Datengrundlage, Auswertungsmethodik und Interpretationsmöglichkeit kann er notwendig nur vorläufigen Charakters sein.

6. SCHLUSSBEMERKUNG

Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit erstreckten sich neben den Niederschlagsauswertungen auf denjenigen Bereich des klimatischen Systems und seiner Umgebung, der als vermittelnder Mechanismus klimatischer Veränderlichkeit eine zentrale Rolle spielt: die atmosphärische Zirkulation und ihre unterschiedlichen Zustandsformen. Unberührt hiervon bleibt die weiterführende Frage nach den zugrundeliegenden Ursachen für diese Zirkulationsschwankungen. Sie werden im wesentlichen in zwei unterschiedlichen Richtungen aufzuspüren versucht: zum einen in externen Größen, die unabhängig vom aktuellen Systemzustand des Klimas Zustandsänderungen des klimatischen Systems erzwingen können und als Basis eines deterministischen Klimamodells aufgefaßt werden müssen; Beispiele derartiger Größen wären etwa variable Sonnenaktivitäten, Schwankungen der Erdbahnparameter, veränderliche Zusammensetzungen oder Konzentrationen atmosphärischer Gase und Staubpartikel vulkanogenen oder anthropogenen Ursprungs in ihren Auswirkungen auf die terrestrische Strahlungsbilanz. Zum anderen werden Anstrengungen unternommen, Schwankungen des Klimas und der atmosphärischen Zirkulation auf interne Prozesse zurückzuführen, d.h. auf Vorgänge innerhalb des klimatischen Systems, die Zustandsänderungen erregen und unabhängig von spezifischen äußeren Randbedingungen auftreten können. Derartige Prozesse wären etwa Rückkopplungen zwischen einzelnen Komponenten des klimatischen Systems mit unterschiedlichen Reaktionszeiten, wie sie von NEWELL (1974) unter Einbeziehung der trägen ozeanischen Tiefenzirkulation als potentieller Mechanismus der pleistozänen Vereisungsschwankungen diskutiert worden sind. Auf modelltheoretischer Ebene sei zudem an die nicht-deterministische Theorie der Fast-Intransitivität von LORENZ (1976) oder an die Entwicklungen stochastischer Klimamodelle (HASSELMANN und HERTERICH, 1977) erinnert. Die schon in diesem kurzen Überblick sich abzeichnende Vielgestaltigkeit auch des sachlich-konsequenten Folgeschritts fügt dem Komplexitätsgrad der Untersuchung atmosphärischer Schwankungen noch weitere Dimensionen hinzu und eröffnet ein für absehbare Zeit unerschöpfliches Forschungsfeld.

7. ZUSAMMENFASSUNG

Ausgehend von unterschiedlichen Befunden und Interpretationen jungpleistozäner Klimaverhältnisse im Mittelmeerraum wird die Methode begründet, aus klimatologischen Auswertungen der Gegenwart auf alternative Zustandsformen veränderter Randbedingungen rückzuschließen. Die konkreten Untersuchungsschritte gliedern sich demnach wie folgt:

1.) Erstellung atmosphärischer Strömungskategorien. Dazu werden mehrere Teilschritte ausgeführt:

- a) Interpolation eines regelmäßigen Längen-Breitengrad-Gitternetzes für den atlantisch-europäischen Großraum aus Rohdaten täglicher nordhemisphärischer geopotentieller 500 mb - Höhen für einen Zehnjahreszeitraum (Sept. 66 - Aug. 76).
- b) Berechnung atmosphärischer Variablen wie Geopotentialanomalie, Maß für die Gradientstärke, die Stärke und Richtung des geostrophischen Höhenwindes sowie die Wirbelgröße und vierseitig klassifizierte paarweise Quadrantenwindfeldkombinationen für ein Feld überlappender, jeweils 9 Gitternetzpunkte auf jeweils 3 verschiedenen Längen- und Breitenkreisen umfassender Großregionen.
- c) Entwicklung eines Verfahrens, aus den kombinierten Verteilungen der aktuellen Werte dieser Variablenfelder auf die Grundbestandteile atmosphärischer Strömungsanordnung, die Strömungselemente (geradlinige, wellenförmig ausgelenkte und zellulär geschlossene) rückzuschließen, sie gegebenenfalls zirkulationsformspezifisch zu differenzieren (meridional, diagonal, flachwellig) und durch Lage-, Größe-, Struktur- und Intensitätsparameter zusätzlich zu kennzeichnen.
- d) Gemeinsame Betrachtung aller Strömungselemente eines jeden Untersuchungstermins: hierbei ließen sich unter vereinfachenden Annahmen und Voraussetzungen 38 verschiedene Typen charakteristischer Anordnungsformen dominanter Strömungselemente im gesamten europäisch-atlantischen Bezugsraum dif-

ferenzieren (großräumige Strömungstypen), in ihrer chronologischen Abfolge während des zehnjährigen Untersuchungszeitraums katalogisieren sowie in ihrer strömungsformbezogenen Eigenart und jahreszeitlichen Häufigkeitsverteilung diskutieren.

2.) Auswertungen täglicher Niederschlagswerte von insgesamt 94 Stationen im Bereich des Mittelmeerraums in Abhängigkeit von den erstellten Strömungskategorien. Dazu wurden Gebiete hinreichender Stationsbesetzung (Iberien, Tunesien, Italien, Griechenland und Israel) in graphischer Einzelauflösung oder in Gebietsmitteln zusammengefaßt, während die übrigen Stationen als individuelle Ergänzungen fungierten. Grundlage der Auswertung waren drei verschiedene Niederschlagsindizes, die als Maße von Ergiebigkeit, Häufigkeit und Dichte die jeweils entsprechenden strömungsbezogenen Werte als Prozentabweichung von stationsspezifischen Normalwerten ausdrücken. Hiermit wurde eine Kennzeichnung von großräumigen Strömungstypen, regionsgebundenen Strömungselementen und Intensitätsklassen typinterner Parameter vorgenommen. Die wichtigsten Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- a) negative Abweichungen für zonalisierte Strömungsformen bei relativer Häufigkeitsbetonung im Niederschlagscharakter; letztere bleibt auch bei hohen typinternen Intensitäten erhalten;
- b) ähnliche Kennungen auf absolut höherem Niveau (um Null oder gemäßigt positiv) für die mediterranen Flachwellen zyklonalen Vorzeichens;
- c) meist maximale Häufigkeitswerte für meridionale Tröge bei verbreitet jedoch relativ geringen Dichtewerten (außer in bevorzugten Längenpositionen);
- d) die relativ stärksten und verbreitetsten Dichtebetonungen bei mediterranen Zyklonalzellen und -steilwellen;
- e) das hohe Maß räumlicher Variabilität sowohl innerhalb einzelner Regionen als auch zwischen ihnen, das sämtliche Ergebnisse nicht als allgemeingültige Gesetzmäßigkeiten, son-

dern eher als überwiegende Tendenzen zu charakterisieren gestattet;

- f) das breite Spektrum typinterner Variabilität in den Niederschlagsindizes, das größenordnungsmäßig zumindest nicht kleiner ist als dasjenige durch verschiedene Strömungselemente gegebene;
- g) eine verbreitete Tendenz zu relativ höherer Sensitivität des Häufigkeitsindex' gegenüber Potentialanomalien und des Dichteindex' gegenüber Wirbelgrößenabweichungen.

3.) Abschließend werden die errechneten Resultate im Verein mit allgemeinen zirkulationstheoretischen Überlegungen in modellhafte Vorstellungen charakteristischer Zirkulationsanomalien eingebracht, die für bestimmte klimatische Entwicklungstendenzen kennzeichnend sein könnten: so werden für Erwärmungs- und Warmzeiten neben zonalisierten Strömungsformen, die in Abhängigkeit des absoluten Niederschlagsniveaus vegetationsstabilisierte oder trockenstabile Verhältnisse im Mittelmeerraum bedingen, mediterran flachwellige Strukturen und breitenbereichsübergreifend doppelphasig diagonalisierte Anordnungen als häufigkeitsbetonte sowie in Verbindung mit Antizyklonalkeilen eintretende aktive Abschnürungsprozesse als dichte- oder intensitätsbetonte Strömungsvarianten erhöhter Feuchtigkeit zur Diskussion gestellt; umgekehrt werden für Abkühlungs- und Kaltzeiten neben den gängigen Zirkulationsvorstellungen einer low-latitude zonal circulation oder großräumig meridionaler Trogausbildungen unterschiedliche Trogvarianten, verschiedene Formen der Abschnürung (aktives cut-off durch mobile Antizyklonalkeile bei relativ hohen Gradienten, passives cut-off durch stagnierende Kaltlufttröge bei relativ niedrigen Gradienten) sowie typinterne Intensitätsveränderungen als Faktoren alternativ häufigkeitsbetonter, akzentuierterer oder generell trockenerer Verhältnisse im Niederschlagsgeschehen herauszuarbeiten versucht; dabei wird besonderes Gewicht auf die Frage der allgemeinen glazialen Zirkulationsintensität gelegt, die bei negativen Abweichungen eine (hochglaziale) Phase größerer Trockenheit durch persistente Formen passiver Abschnürung denkbar erscheinen läßt.

AN H A N G

A TÄGLICHE WETTERKARTEN

Berliner Wetterkarte

Amtsblatt des Instituts für Meteorologie, Berlin
(Sept. 1966 - Aug. 1976)

Boletín Diario del Servicio Meteorológico Nacional, Madrid
(Sept. 1966 - Aug. 1976)

Boletín Meteorológico Diário Portugal
(Sept. 1966 - Aug. 1976)

Bollettino Meteorologico Quotidiano, Italien
(Sept. 1966 - Dez. 1975)

Bulletin Quotidien de Renseignements Météorologiques du Maroc
(Sept. 1966 - Juli 1970)

Daily weather report Athen
(Sept. 1966 - Aug. 1976)

Daily weather report United Arab Republic
(Sept. 1966 - Dez. 1971)

Günlük Meteoroloji Bülteni (Wetterkarte Türkei)
(Sept. 1966 - Aug. 1976)

Täglicher bzw. Europäischer Wetterbericht.
Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach a.M.
(Sept. 1966 - Aug. 1976)

B PERIODISCH ERSCHEINENDE DATENSAMMLUNGEN

- Spanien:** Hoja Quincenal de Precipitación
(Sept. 1966 - Aug. 1976)
- Frankreich:** Supplément au Résumé Mensuel du Temps
en France, Météorologie Nationale
(Sept. 1966 - Aug. 1976)
- Italien:** Annali Idrologici, Parte prima, Servizio
Idrografico (1966 - 1974)
- Griechenland:** Monthly Climatological Bulletin
(Sept. 1966 - Aug. 1976)
- Türkei:** Yıllık Meteoroloji Bülteni (1966 - 1972)
- Tunesien:** Bulletin Météorologique Annuel (1970 - 1974)
Bulletin Météorologique Mensuel (Sept. 1966 -
Dez. 1969 und Jan. 1975 - Aug. 1976)
- Israel:** Monthly Weather Report, Series B
(Sept. 1966 - Dez. 1973)

Weitere unveröffentlichte Datenmaterialien sind in Tab. 7
ausgewiesen.

C LITERATUR

- AELION, E., 1958: A report of weather types causing marked storms in Israel during the cold season.
Meteorological Service of Israel, Series C, Miscellaneous Papers, 10, Hakirya
- AGI, M., 1968: Wetter und Klima im östlichen Mittelmeergebiet unter besonderer Berücksichtigung des Zyperntiefs.
Meteorologische Abhandlungen, 75(4), 117 S.
- ALIMEN, H., 1976: Alternances "pluvial-aride" et "érosion-sédimentation" au Sahara Nord-Occidental.
Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 18, S. 301-312
- AMBOS, R., 1977: Untersuchungen zur pleistozänen Reliefentwicklung im Oberen Todrhagebiet am Südrand des Hohen Atlas (SE-Marokko).
Mainzer Geographische Studien, 12, 140 S.
- ANDRES, W., 1972: Beobachtungen zur jungquartären Formungsdynamik am Südrand des Anti-Atlas (Marokko).
Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. 14, S. 66-80
- ANDRES, W., 1977: Studien zur jungquartären Reliefentwicklung des südwestlichen Antiatlas und seines saharischen Vorlandes (Marokko).
Mainzer Geographische Studien, 9, 147 S.
- ANDRES, W., 1980: On the paleoclimatic significance of erosion and deposition in arid regions.
Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. 36, S. 113-122
- BAHRENBERG, G. u. E. GIESE, 1975: Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie.
Stuttgart, 1975
- BALOUT, L., 1952: Pluviaux interglaciaires et préhistoire saharienne.
Trav. Inst. Recher. Sahar. Algiers, 8, S. 9-21
- BARRY, R.G., 1960: The application of synoptic studies in palaeoclimatology: a case-study for Labrador-Ungara.
Geografiska Annaler, 42, S. 36-44
- BARRY, R.G., 1966: Meteorological aspects of the glacial history of Labrador-Ungara with special reference to atmospheric vapour transport.
Geographical Bulletin, 8, S. 319-340
- BARRY, R.G., 1978: Dry climates - past and present.
Progress in Physical Geography, 2(1), S. 116-126

- BARRY, R.G.(u.)A.H. PERRY, 1973: Synoptic Climatology. Methods and Applications. London, 1973
- BARTELS, G. u. S. STEINMANN, 1980: Quartärmorphologische Untersuchungen im Nordteil der "Tunesischen Dorsale". Catena, 7, S. 383-405
- BAUR, F., 1948: Einführung in die Großwetterkunde. Wiesbaden, 1948
- BEAUDET, G., P. MICHEL, D. NAHON, P. OLIVA, J. RISER (u.) A. RUELLAN, 1976: Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes du Sahara Occidental. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 18(2/3), S. 157-174
- BEFFERT, A., 1980: Ein einfaches Verfahren zur Interpolation von täglichen Niederschlagshöhen. Meteorologische Rundschau, 33(3), S. 95-96
- BEUG, H.J., 1967: Probleme der Vegetationsgeschichte in Südeuropa. Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft, 80, S. 682-689
- BONATTI, E., 1962: Late Quaternary pollen sequences from Central Italy. Pollen et Spores, 4, S. 335-336
- BONATTI, E., 1966: North Mediterranean climate during the last Würm Glaciation. Nature, 209, S. 984-985
- BOTTEMA, S., 1978: The late Glacial in the Eastern Mediterranean and the Near East. In: Brice, W.C. (Ed.): The Environmental History of the Near and Middle East since the last Ice Age. London / New York / San Francisco, S. 15-28
- BRADLEY, R.S.(u.)J. ENGLAND, 1979: Synoptic climatology of the Canadian High Arctic. Geografiska Annaler, Series A, 61(3/4), S. 187-201
- BRINKMANN, W.(u.)R.G. BARRY, 1972: Palaeoclimatological aspects of the synoptic climatology of Keewatin, northwest territories, Canada. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 11, S. 77-91
- BROSCHKE, K.-U. u. H.G. MOLLE, 1975: Morphologische Untersuchungen im nord-östlichen Matmata-Vorland (nördliche Djef-fara, Südtunesien). Eiszeitalter und Gegenwart, 26, S. 218-240

- BROSCHÉ, K.-U. u. H.-G. MOLLE, 1976a: Geomorphologische und klimageschichtliche Studien in Süd- und Zentral-Tunesien. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. 24, S. 149-159
- BROSCHÉ, K.-U., H.-G. MOLLE u. G. SCHULZ, 1976b: Geomorphologische Untersuchungen im östlichen Kroumirbergland (Nord-tunesien, Gebiet östlich von Tabarka). Eiszeitalter und Gegenwart, 27, S. 143-158
- BRUGUES, R.J.(u.)J.-P. SUC, 1980: Analyse pollinique des depots lacustres du Pleistocene inférieur de Banyoles (Banolas, site de la Bobila Ordis-Espagne): un élément nouveau dans la re constitution de l'histoire paléoclimatique des régions médit. d'Europe occidentale. Geobios, 13(1), S. 5-19
- BRUNNACKER, K., 1969: Affleurements de loess dans les régions Nord-Mediterrannéennes. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 11, S. 325-334
- BRUNNACKER, K., 1973: Einiges über Löß-Vorkommen in Tunesien. Eiszeitalter und Gegenwart, 23/24, S. 89-99
- BRUNNACKER, K., 1974: Löss und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum. Eiszeitalter und Gegenwart, 25, S. 62-95
- BRUNNACKER, K., 1979: Zur Bodengeschichte des Jungquartärs im mediterranen Raum. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. 33, S. 109-117
- BRUNNACKER, K., 1980: Young Pleistocene loess as an indicator for the climate in the Mediterranean area. Palaeoecology of Africa, 12, S. 99-113
- BRUNNACKER, K. u. V. LOŽEK, 1969: Löß-Vorkommen in Südspanien. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. 13, S. 297-316
- BRUNNACKER, K., H.-J. ALTEMÜLLER u. H.J. BEUG, 1969: Das Profil von Kitros in Nord-Griechenland als Typus-Profil einer mediterranen Lößprovinz. Eiszeitalter und Gegenwart, 20, S. 90-110
- BUDYKO, M.J., 1969: Climatic Change. Soviet Geography, Review and Translation, 10(8), S. 429-457
- BÜDEL, J., 1951: Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeitalter und Gegenwart, 1, S. 16-26
- BÜDEL, J., 1965: Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. Eiszeitalter und Gegenwart, 14, S. 161-187

- BÜRGER, K., 1958: Zur Klimatologie der Großwetterlagen.
Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 6(45), 79 S.
- BUTZER, K.W., 1957a: Mediterranean pluvials and the general
circulation of the Pleistocene.
Geografiska Annaler, 39(1), S. 48-53
- BUTZER, K.W., 1957b: The recent climatic fluctuation in lower
latitudes and the general circulation of the Pleistocene.
Geografiska Annaler, 39(2/3), S. 105-113
- BUTZER, K.W., 1960: Dynamic climatology of large-scale European
circulation patterns in the Mediterranean area.
Meteorologische Rundschau, 13(4), S. 97-105
- BUTZER, K.W., 1961: Paleoclimatic implications of Pleistocene
stratigraphy in the Mediterranean area.
Annals of the New York Academy of Sciences, 95(1), S. 449-456
- BUTZER, K.W., 1975: Patterns of environmental change in the
Near East during late Pleistocene and early Holocene times.
In: Wendorf, F.(u.)A.E. Marks (Ed.): Problems in Pre-History:
North Africa and the Levant.
SMU Press, Dallas, S. 389-410
- BUTZER, K.W., 1976: Pleistocene climates.
Geoscience and Man, 13, S. 27-44
- BUTZER, K.W., 1978: The late prehistoric environmental history
of the Near East.
In: Brice, W.C. (Ed.): The Environmental History of the Near
and Middle East since the last Ice Age.
London / New York / San Francisco, S. 5-12
- CAMPO, M. van(u.)R. COQUE, 1960: Palynologie et Géomorphologie
dans le Sud Tunesien.
Pollen et Spores, 2, S. 275-284
- CHAYAILLON, J., 1964:
Etude stratigraphique des formations Quaternaires du Sahara
Nord-Occidental.
Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 393 S.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1976: The surface of the Ice-Age Earth.
Science, 191, S. 1131-1137
- COUVERT, M., 1972: Variations paléoclimatiques en Algérie.
Libyca, 20, S. 45-48
- CRADDOCK, J.M.(u.)C.R. FLOOD, 1969: Eigenvectors for representing
the 500 mb geopotential surface over the northern hemisphere.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 95,
S. 576-593

- CRADDOCK, J.M.(u.)S. FLINTOFF, 1970: Eigenvector representations of northern hemispheric fields.
Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society, 96, S. 124-129
- CROWE, P.R., 1971: Concepts in Climatology.
London, 1971
- DANSGAARD, W., S.J. JOHNSON, J. MØLLER(u.) C.C. LANGWAY, 1969: One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet.
Science, 166, S. 377-380
- DEFANT, A. u. F. DEFANT, 1958: Physikalische Dynamik der Atmosphäre.
Frankfurt a.M., 1958
- DENT, L.(u.)D.C. MASON, 1972: A study of rapid development over the central Mediterranean.
Meteorological Magazine, 101, S. 78-85
- DIESTER-HAASS, L., 1976: Late Quaternary climatic variations in NW Africa deduced from East Atlantic sediment cores.
Quaternary Research, 6, S. 299-314
- DIESTER-HAASS, L., 1980: Upwelling and climate off Northwest Africa during the Late Quaternary.
Palaeoecology of Africa, 12, S. 229-238
- DORIZE, L., 1976: L'oscillation climatique actuelle au Sahara.
Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 18 (2/3), S. 217-228
- DORIZE, L., 1979: Mécanismes climatiques et oscillations actuelles du climat sur la bordure méditerranéenne du Sahara.
Bulletin de l'Association de Géographes Français, 56(462), S. 193-203
- EDMONDS, W.M.(u.)E.P. WRIGHT, 1979: Groundwater recharge and palaeoclimate in the Sirte and Kufra Basins, Libya.
Journal of Hydrology, 40, S. 215-241
- ESSENWANGER, O., 1956: Zur Verwendung eines logarithmischen Maßstabes bei der Niederschlagsstatistik.
Meteorologische Rundschau, 9(11/12), S. 107-206
- FARRAND, W.R., 1971: Late Quaternary paleoclimates of the eastern Mediterranean area.
In: Turekian, K.K. (Ed.): The Late Cenozoic Glacial Ages. New Haven and London, S. 529-564
- FECHNER, H., 1978: Darstellung meteorologischer Felder mit endlichem Definitionsgebiet durch Reihen orthogonaler Funktionen.
Berichte aus dem Institut für Meereskunde, Kiel, 44, 105 S.

- FLOHN, H., 1948: Zur Kenntnis des jährlichen Ablaufs der Witterung im Mittelmeergebiet.
Geofisica pura e applicata, 13, S. 167-188
- FLOHN, H., 1949: Zur Kenntnis des Klimas der freien Atmosphäre über Sizilien.
Geofisica pura e applicata, 15, S. 195-205
- FLOHN, H., 1952: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie.
Geologische Rundschau, 40, S. 153-178
- FLOHN, H., 1957: Klimaschwankungen der letzten 1000 Jahre und ihre geophysikalischen Ursachen.
Verhandlungen des Deutschen Geographentages 31, Wiesbaden, S. 201-214
- FLOHN, H., 1958: Luftmassen, Fronten und Strahlströme.
Meteorologische Rundschau, 11(1), S. 7-13
- FLOHN, H., 1963: Zur meteorologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen.
Eiszeitalter und Gegenwart, 14, S. 153-160
- FLOHN, H., 1964: Investigations on the tropical easterly jet.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 4, 83 S.
- FLOHN, H., 1965: Warum ist die Sahara trocken?
Zeitschrift für Meteorologie, 17, S. 316-320
- FLOHN, H., 1967: Notes on a palaeoclimatology of Africa.
Palaeoecology of Africa, 2, S. 7-10
- FLOHN, H., 1969: Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell.
Eiszeitalter und Gegenwart, 20, S. 204-231
- FLOHN, H., 1971: Arbeiten zur Allgemeinen Klimatologie.
Darmstadt, 1971
- FLOHN, H., 1973a: Globale Energiebilanz und Klimaschwankungen.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 19, 113 S.
- FLOHN, H., 1973b: Antarktis, Arktis und globale Klimaschwankungen.
Beiträge zur Klimatologie, Meteorologie und Klimamorphologie (Tollner-Festschrift), Salzburg, S. 27-35
- FLOHN, H., 1974a: Vom Regenmacher zum Wettersatelliten.
Frankfurt, 1974
- FLOHN, H., 1974b: Background of a geophysical model of the initiation of the next glaciation.
Quaternary Research, 4, S. 385-404

- FLOHN, H., 1974c: Instabilität und anthropogene Modifikation des Klimas.
Annalen der Meteorologie, N.F., 9, S. 25-31
- FLOHN, H., 1975: Tropische Zirkulationsformen im Lichte der Satellitenaufnahmen.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 21, 82 S.
- FLOHN, H., 1979: On time scales and causes of abrupt paleo-climatic events.
Quaternary Research, 12(1), S. 135-149
- FLOHN, H. u. H. TRENKLE, 1954: Zur Kenntnis des atmosphärischen Meridionalaustausches.
Archiv für Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie, Serie A, 7, S. 85-98
- FLOHN, H.(u.)S. NICHOLSON, 1980: Climatic fluctuations in the arid belt of the "Old World" since the Last Glacial maximum; possible causes and future implications.
Palaeoecology of Africa, 12, S. 3-21
- FLORSCHÜTZ, F. u. J. MENÉNDEZ AMOR, 1962: Beitrag zur Kenntnis der quartären Vegetationsgeschichte Nord-Spaniens.
Veröffentlichungen des Geobotanischen Instituts der ETH, Stift Rübel, in Zürich, 37, S. 68-73
- FLORSCHÜTZ, F., J. MENÉNDEZ AMOR (u.)T.A. WIJMSTRA, 1971: Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain.
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 10, S. 233-264
- FONTES, J.-Ch.(u.)J.-P. PERTHUISOT, 1973: Climatic recorder for the past 50 000 yr. in Tunisia.
Nature, Physical Science, 244, S. 74-75
- FRANK, A.H.E., 1969: Pollen stratigraphy of Lake Vico (Italy).
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 6, S. 67-85
- FRENZEL, B., 1967: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters.
Braunschweig, 1967
- FROGET, C., 1980: La sédimentation au Quaternaire Terminal dans le Golfe d'Arzew (Algérie).
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 30(1/2), S. 41-64
- GALLOWAY, R.W., 1965: A note on world precipitation during the last glaciation.
Eiszeitalter und Gegenwart, 16, S. 76-77
- GAT, J.R. u. M. MAGARITZ, 1980: Climatic variations in the eastern Mediterranean sea area.
Naturwissenschaften, 67, S. 80-87

- GATES, W.L., 1975 Numerical modelling of climate change: a review of problems and prospects.
Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations, Norwich, WMO-No. 421, S. 343-354
- GATES, W.L., 1976: Modeling the Ice-Age climate.
Science, 191, S. 1138-1144
- GAZZOLA, A.(u.)M. MONTALTO, 1960: Synoptic pattern, upper winds and precipitation over Italy in the months of November and December.
Meteorologische Abhandlungen, 9(1), S. 105-117
- GAZZOLA, A., 1969: Primi risultati di una indagine sulla distribuzione delle precipitazioni in Italia in relazione alla situazione meteorologica.
Rivista di Meteorologia Aeronautica, 29, suppl. al n. 4, S. 84-114
- GEHRENKEMPER, J., 1979: Sediment- und Bodendiffusion am mittleren Tajo (Zentralspanien).
Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. 33, S. 143-151
- GIESSNER, K., 1979: Die Klima- und phytoökologische Gliederung Tunesiens.
Würzburger Geographische Arbeiten, 49, S. 199-236
- GLEESON, T.A., 1954: Cyclogenesis in the Mediterranean region.
Archiv für Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie, Serie A, 6, S. 165-171
- GOLDBERG, P., 1977: Late Quaternary stratigraphy of Gebel Maghara.
Qedem, 7, S. 11-31
- GRÜGER, E., 1977: Pollenanalytische Untersuchung zur würmzeitlichen Vegetationsgeschichte von Kalabrien (Süditalien).
Flora, 166, S. 475-489
- GRUNERT, J., 1979: Wetter und Witterung in der zentralen Sahara, 1977 und 1978.
Würzburger Geographische Arbeiten, 49, S. 1-65
- HAGEDORN, H., 1980: Fluvial processes in the Sahara.
Palaeoecology of Africa, 12, S. 115-123
- HAMMEN, T. van der, T.A. WIJMSTRA(u.) W.H. van der MOLEN, 1965: Palynological study of a very thick peat section in Greece, and the Würm-glacial vegetation in the Mediterranean region.
Geologie en Mijnbouw, 44, S. 37-39
- HANN, J., 1908: Handbuch der Klimatologie, 1.
Stuttgart, 1908
- HASSELMANN, K. u. K. HERTERICH, 1977: Klima und Klimavorhersage.
Annalen der Meteorologie, N.F., 12, S. 42-46

- HAUDE, W., 1969: Erfordern die Hochstände des Toten Meeres die Annahme von Pluvial-Zeiten während des Pleistozäns? Meteorologische Rundschau, 22(2), S. 29-40
- HAYNES, C.V.(u.)H. HAAS, 1980: Radiocarbon evidence for Holocene recharge of groundwater, Western Desert, Egypt. Radiocarbon, 22(3), S. 705-717
- HEATH, G.R., 1979: Simulations of a glacial paleoclimate by three different atmospheric general circulation models. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 26, S. 291-303
- HEINE, K., 1974: Bemerkungen zu neueren chronostratigraphischen Daten zum Verhältnis glazialer und pluvialer Klimabedingungen. Erdkunde, 28, S. 303-312
- HENNING, D., 1967: Zur Interpretation eines Zirkulationskriteriums. Archiv für Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie, A 16, S. 126-136
- HESS, P. u. H. BREZOWSKY: Katalog der Großwetterlagen Europas. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Band 15, Nr. 113
- HIGGS, E., 1978: Environmental changes in Northern Greece. In: Brice, William C. (Ed.): The environmental history of the Near and Middle East since the last Ice Age. London / New York / San Francisco, S. 41-49
- HÖTZL, H.(u.)J.G. ZÖTL, 1978: Climatic changes during the Quaternary Period. In: Saad S. Al-Sayari (u.) Josef G. Zötl (Ed.): Quaternary Period in Saudi Arabia 1. Wien / New York, S. 301-311
- HOROWITZ, A., 1977: The Quaternary Stratigraphy and Paleogeography of Israel. Paleorient, 3, S. 47-100
- HUCKRIEDE, R. u. G. WIESEMANN, 1968: Der jungpleistozäne Pluvial-See von El Jafr und weitere Daten zum Quartär Jordaniens. Geologica et Palaeontologica, 2, S. 73-95
- HÜSTER, H., 1980: Ein objektiver Luftdrucklagenkatalog zur Untersuchung von Schwankungen der allgemeinen Zirkulation im atlantisch-europäischen Sektor. Annalen der Meteorologie, N.F., 15, S. 209-210
- ISSAR, A., 1980: Stratigraphy and paleoclimates of the Pleistocene of central and northern Israel. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 29 (3/4), S. 261-280

- JECKSTRÖM, W., 1977: Eine Entwicklung des Geopotentialfeldes der 500 mb-Fläche im Winter der Nordhalbkugel in natürliche Orthogonalfunktionen und eine Interpretation der Ergebnisse im Zusammenhang mit tatsächlichen synoptischen großskaligen Wetterlagen.
Berichte aus dem Institut für Meereskunde, Kiel, 36, 118 S.
- JENNE, R.L., 1970: The NMC Octagonal Grid.
National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado
- JENNE, R.L.(u.)D.H. JOSEPH, 1974: Techniques for the processing, storage and exchange of data.
NCAR Technical Note, IA 93, 45 S.
- KAISER, K., 1973: Der jungquartäre Klimaablauf im Damaskus-Becken und seinen Rahmenbereichen.
Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 17, S. 347-353
- KAUFMAN, A.(u.)M. MAGARITZ, 1980: The climatic history of the Eastern Mediterranean as recorded in mollusk shells.
Radiocarbon, 22(3), S. 778-781
- KELLOG, W.W.(u.)S.H. SCHNEIDER, 1974: Climate stabilization: For better or for worse?
Science, 186, S. 1163-1172
- KIRCHHOFER, W., 1974: Classification of European 500 mb patterns.
Arbeitsberichte der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, No. 43, Zürich, 16 S.
- KIRCHHOFER, W., 1976: Stationbezogene Wetterlagenklassifikation.
Veröffentlichung der Schweizer Meteorologischen Zentralanstalt, 34, 50 S.
- KÖRBER, G., 1978: Struktur und Häufigkeit barokliner Störungen über der Sahara.
Diplomarbeit, TU Hannover, Institut für Meteorologie und Klimatologie, 168 S.
- KROWN, L., 1966: An approach to forecasting seasonal rainfall in Israel.
Journal of Applied Meteorology, 5, S. 590-594
- KRAUS, E.B., 1973: Comparison between ice age and present general circulations.
Nature, 245, S. 129-133
- KUIPERS, W.J.A., 1970: An experiment on numerical classification of scalar fields.
Idöjaras, 74, S. 296-306
- KUTZBACH, J.E., R.A. BRYSON (u.)W.C. SHEN, 1968: An evaluation of the thermal rossby number in the Pleistocene.
Meteorological Monographs, 8(30), S. 134-138

- LABRACHERIE, M., 1980: Les radiolaires témoins de l'évolution hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire au large du Cap Blanc (Afrique du Nord-Ouest).
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 3, S. 163-184
- LAMB, H.H.(u.)A.I. JOHNSON, 1959: Climatic variation and general circulation.
Geografiska Annaler, 41, S. 94-134
- LAMB, H.H.(u.)A.I. JOHNSON, 1961: Climatic variation and observed changes in the general circulation.
Geografiska Annaler, 43, S. 363-400
- LAMB, H.H., 1963a: On the nature of certain climatic epochs which differed from modern (1900-39) normal.
In: Lamb, H.H.: The changing Climate.
London, 1966, S. 58-112
- LAMB, H.H., 1963b: What can we find out about the trend of our climate?
In: Lamb, H.H.: The changing Climate.
London, 1966, S. 196-214
- LAMB, H.H., 1966: The climate in the 1960s.
The Geographical Journal, 132, S. 182-212
- LAMB, H.H. (u.) A. WOODROFFE, 1970: Atmospheric circulation during the last ice age.
Quaternary Research, 1, S. 29-58
- LAMB, H.H., 1971: Climates and circulation regimes developed over the Northern Hemisphere during and since the last Ice Age.
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 10, S. 125-162
- LAMB, H.H., 1972: British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns, 1861 - 1971.
Geophysical Memoirs, 16
- LAMB, H.H., 1975: Remarks on the current climatic trend and its perspective.
Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations, Norwich, WMO-No. 421, S. 473-477
- LAUER, W. u. P. FRANKENBERG, 1979: Zur Klima- und Vegetationsgeschichte der westlichen Sahara.
Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Abh. der Math.-Nat. Klasse, Nr. 1
- LAUER, W.(u.)P. FRANKENBERG, 1980: Modelling of climate and plant cover in the Sahara for 5500 B.P. and 18000 B.P.
Palaeoecology of Africa, 12, S. 307-314

- LITYNSKI, J.K., 1970: Classification numérique des types de circulation et des types de temps en Pologne.
Cahiers de Géographie de Quebec, 33, S. 329-338
- LORENZ, E.N., 1976: Nondeterministic theories of climatic change.
Quaternary Research, 6, S. 495-506
- LUND, I.I., 1963: Map-pattern classification by statistical methods.
Journal of Applied Meteorology, 2, S. 56-65
- MAEDE, H., 1965: Der jahreszeitliche Gang der Höhenwetterlagenhäufigkeit in den Gebieten Ostatlantik und Mitteleuropa.
Zeitschrift für Meteorologie, 17, Suppl., S. 127-133
- MALEY, J., 1979: Four abstracts of publications on the Sahara.
Palaeoecology of Africa, 11, S. 79-81
- MANABE, S.(u.)R.T. WETHERALD, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity.
Journal of Atmospheric Sciences, 24, S. 241-259
- MANABE, S.(u.)D.G. HAHN, 1977: Simulation of the tropical climate of an ice age.
Journal of Geophysical Research, 82(27), S. 3889-3911
- MARIOLOPOULOS, E.G., 1961: An outline of the climate of Greece.
Meteorologisches Institut der Universität Athen, Publ., 6, 51 S.
- MAYENÇON, R., 1961: Conditions synoptiques donnant lieu à des précipitations torrentielles au Sahara.
La Météorologie, t. IV, Paris, S. 171-180
- MCINTYRE, A., W.F. RUDDIMAN (u.)R. JANTZEN, 1972: Southward penetrations of the North Atlantic polar front.
Deep Sea Research, 19, S. 61-77
- MENSCHING, H., 1979: Die klimageomorphologische Bedeutung von Wadis in der Ariden Zone.
Innsbrucker Geographische Studien, 5, S. 551-561
- MESSERLI, B., 1966: Die Schneegrenzhöhen in den ariden Zonen und das Problem Glazialzeit - Pluvialzeit.
Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern, 23, S. 117-145
- METAXAS, D.A., 1978: Strong cold outbreaks in the East Mediterranean. A synoptic study.
Rivista di Meteorologia Aeronautica, 38(2), S. 95-105
- METEOROLOGICAL OFFICE, 1962: Weather in the Mediterranean.
Vol. 1: General Meteorology. London, 1962
- METEOROLOGICAL OFFICE, 1964: Weather in the Mediterranean.
Vol. 2: Climatic Tables. London, 1964

- MILES, M.K., 1975: North Atlantic circulation and associated temperature gradients.
Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations, Norwich, WMO-No. 421, S. 189-196
- MILES, M.K., 1976: The relation of the poleward flux of sensible heat during the winter half year to some zonal and meridional indices of the circulation.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 102 (434), S. 743-748
- MILES, M.K.(u.)C.K. FOLLARD, 1974: Changes in the latitude of the climatic zones of the Northern Hemisphere.
Nature, 252, S. 616
- MIOSSEC, A., 1975: Les pluies exceptionnelles de Mars 1973 en Tunisie.
Bulletin de l'Association de Géographes Français, 52(428), S. 279-288
- MITCHELL, J.M., 1976: An overview of climatic variability and its causal mechanisms.
Quaternary Research, 6(4), S. 481-493
- MOLINA-CRUZ, A.(u.)J. THIEDE, 1978: The glacial eastern boundary current along the Atlantic Eurafrikan continental margin.
Deep-Sea Research, 25, S. 337-356
- MOLLE, H.-G. u. K.-U. BROSCHE, 1976: Morphologische und klimageschichtliche Untersuchungen im südöstlichen Vorland des Djebel Chambi und des Djebel Mrhila in Zentraltunesien.
Die Erde, 107, S. 180-277
- NAGUIB, N.K., 1970: Precipitation in the U.A.R. in relation to different synoptic patterns.
Meteorological Research Bulletin, 2(2), S. 207-221
- NEWELL, R.E., 1974: Changes in the poleward energy flux by the atmosphere and ocean as a possible cause for Ice-Ages.
Quaternary Research, 4, S. 117-127
- NEWELL, R.E.(u.)G.F. HERMAN, 1975: Diagnostic studies of the past ice age.
WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations, Norwich; WMO-No. 421, S. 293-300
- NEWELL, R.E., G.F. HERMAN, S. GOULD-STEWART (u.)M. TANAKA, 1975: Decreased global rainfall during the past Ice Age.
Nature, 253, S. 33-34
- NICHOLSON, Sh.E., 1978: Comparison of historical and recent African rainfall anomalies with late Pleistocene and early Holocene.
Palaeoecology of Africa, 10, S. 99-123

- NIKLEWSKI, J.(u.)W. van ZEIST, 1970: A late Quaternary pollen diagram from northwestern Syria.
Acta Botanica Neerlandica, 19, S. 737-754
- OLDFIELD, F., 1964: Late Quaternary vegetational history in South West France.
Pollen et Spores, 6, S. 157-168
- PACHUR, H.-J.(u.)G. BRAUN, 1980: The paleoclimate of the Central Sahara, Libya, and the Libyan Desert.
Palaeoecology of Africa, 12, S. 351-363
- PALMÉN, E.(u.)C.W. NEWTON, 1969: Atmospheric Circulation Systems. Their Structure and Physical Interpretation.
International Geophysics Series, 13, 603 S.
- PARKIN, D.W.(u.)N.J. SHACKLETON, 1973: Trade wind and temperature correlations down a deep-sea core off the Saharan Coast.
Nature, 245, S. 455-456
- PÉDELABORDE, P.(u.)H. DELANNOY, 1958: Recherches sur les types de tempes et le mécanisme des pluies en Algérie.
Annales de Géographie, 67, S. 216-244
- PEGLEY, D.E., 1972: Desert depressions over North-East Africa.
Meteorological Magazine, 101, S. 228-244
- PENCK, A., 1932: Paläoklimatologie.
Geographische Zeitschrift, 38, S. 466-484
- PETIT-MAIRE, N., G. DELIBRIAS (u.)C. GAVEN, 1980: Pleistocene lakes in the Shati area, Fezzan (27°30' N).
Palaeoecology of Africa, 12, S. 289-295
- POSER, H., 1950: Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen.
Erdkunde, 4, S. 81-88
- REICHEL, E., 1949: Die Niederschlagshäufigkeit im Mittelmeergebiet.
Meteorologische Rundschau, 2(5/6), S. 129-142
- RIEHL, H., 1954: Tropical Meteorology.
New York, Toronto, London, 1954
- ROGNON, P., 1976: Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans.
Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 18 (2/3), S. 251-282
- ROGNON, P.(u.)M.A.J. WILLIAMS, 1977: Late Quaternary climatic changes in Australia and North Africa: a preliminary interpretation.
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 21, S. 285-327

- ROGNON, P., 1979: Evolution du relief et paléoclimats depuis 40 000 ans sur la bordure nord du Sahara.
Bulletin de l'Association de Géographes Français, 56(462), S. 205-214
- ROGNON, P., 1979a: Mécanismes climatiques actuels et paléoclimats au Sahara.
Palaeoecology of Africa, 11, S. 1-12
- ROGNON, P., 1980: Pluvial and arid phases in the Sahara: The role of nonclimatic factors.
Palaeoecology of Africa, 12, S. 45-62
- ROGNON, P., 1981: Interprétation paléoclimatique des changements d'environnements en Afrique du Nord au Moyen Orient durant les 20 derniers millénaires.
Palaeoecology of Africa, 13, S. 21-45
- ROHDENBURG, H., 1970: Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten.
Eiszeitalter und Gegenwart, 21, S. 81-96
- ROHDENBURG, H., 1977: Neue ¹⁴C-Daten aus Marokko und Spanien und ihre Aussagen für die Relief- und Bodenentwicklung im Holozän und Jungpleistozän.
Catena, 4, S. 215-228
- ROHDENBURG, H. u. U. SABELBERG, 1972: Quartäre Klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung.
Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. 15, S. 87-92
- ROHDENBURG, H. u. U. SABELBERG, 1973: Quartäre Klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung, vorwiegend nach Untersuchungen an Kliffprofilen auf den Balearen und an der marokkanischen Atlantikküste.
Catena, 1, S. 71-180
- ROHDENBURG, H. u. U. SABELBERG, 1980: Northwestern Sahara margin: Terrestrial stratigraphy of the Upper Quaternary and some paleoclimatic implications.
Palaeoecology of Africa, 12, S. 267-275
- ROSSIGNOL-STRICK, M.(u.)D. DUZER, 1979: A late Quaternary continuous climatic record from palynology of 3 marine cores off Senegal.
Palaeoecology of Africa, 11, S. 185-188
- SAAD, Sh.I., 1979: Report on palynological research in Egypt.
Palaeoecology of Africa, 11, S. 105-110
- SABELBERG, U., 1977: The stratigraphic record of late Quaternary accumulation series in South West Marocco and its consequences concerning the Pluvial hypothesis.
Catena, 4, S. 209-214

- SABELBERG, U., 1978: Jungquartäre Relief- und Bodenentwicklung im Küstenbereich Südwestmarokkos. Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, 1, 148 S.
- SALTZMANN, B., 1975: A solution for the Northern Hemisphere climatic zonation during a glacial maximum. Quaternary Research, 5, S. 307-320
- SARNTHEIN, M., 1978: Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. Nature, 272, S. 43-46
- SARNTHEIN, M.(u.)B. KOOPMANN, 1980: Late Quaternary deep-sea record on Northwest African dust supply and wind circulation. Palaeoecology of Africa, 12, S. 239-253
- SCHARPENSEEL, H.W., H. ZAKOSEK, U. NEUE (u.) H. SCHIFFMANN, 1980: Search for pedogenic phases during the Younger Pleistocene and Holocene (Soltanien and Rharbien) of Tunisia. Radiocarbon, 22(3), S. 879-884
- SCHWARZBACH, M., 1950: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart, 1950
- SELLERS, W.D., 1973: A new global climatic model. Journal of Applied Meteorology, 12, S. 241-254
- SMIC-REPORT, 1971: Report of the study of man's impact on climate (SMIC): Inadvertent climate modification. MIT Press, Cambridge, Mass., and London, England
- SMIT, A.(u.)W.A. WIJMSTRA, 1970: Application of transmission electron microscope analysis of the reconstruction of former vegetation. Acta Botanica Neerlandica, 19, S. 867-876
- SONNTAG, C., U. THORWEIHE, J. RUDOLPH, E.P. LÖHNERT, Chr. JUNG-HANS, K.O. MÜNNICH, E. KLITZSCH, E.M. EL SHAZLY (u.) F.M. SWAILEM, 1980a: Isotopic identification of Saharian groundwaters, groundwater formation in the past. Palaeoecology of Africa, 12, S. 159-171
- SONNTAG, C., U. THORWEIHE, J. RUDOLPH, E.P. LÖHNERT, Chr. JUNG-HANS, K.O. MÜNNICH, E. KLITZSCH, E.M. EL SHAZLY (u.) F.M. SWAILEM, 1980b: Paleoclimatic evidence in apparent ¹⁴C ages of Saharian groundwaters. Radiocarbon, 22(3), S. 871-878
- SORKINA, A.F., 1975: Variations in the atmospheric circulation regime over the oceans in the northern hemisphere during recent decades. Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuation, Norwich; WMO-No. 421, S. 159-164

- STÖHR, W.Th. u. W. THÜNE, 1980: Zur Frage von Zirkulationsanomalien in Mitteleuropa während der Eiszeiten aufgrund von Lössablagerungen.
Annalen der Meteorologie, N.F., 15, S. 222-223
- STREET, F.A.(u.)A.T. GROVE, 1976: Environmental and climatic implications of late Quaternary lake-level fluctuations in Africa.
Nature, 261, S. 385-390
- SUTCLIFFE, R.C., 1960a: The Mediterranean in relation to the general circulation.
Meteorologische Abhandlungen, 9(1), S. 125-133
- SUTCLIFFE, R.C., 1960b: Depressions, fronts and air mass modification in the Mediterranean.
Meteorologische Abhandlungen, 9(1), S. 135-143
- TANTAWY, A.H.I., 1969: On the genesis and structure of spring desert depressions in subtropical Africa.
Meteorological Research Bulletin, 1(1), S. 69-108
- TETZLAFF, G. u. K. WOLTER, 1980: Staubtransport aus der Sahara.
Annalen der Meteorologie, N.F., 15, S. 220-221
- THIEDE, J., 1978: A glacial Mediterranean.
Nature, 276, S. 680-683
- THIEDE, J., 1980: The late Quaternary marine paleo-environments between Europe and Africa.
Palaeoecology of Africa, 12, S. 213-225
- THIEM, W., 1980: Beobachtungen zur Differenzierung des Klimas während des Jungpleistozäns in Griechenland anhand von Untersuchungen zur Talentwicklung.
42. Dt. Geogr.tag Göttingen 1979. Tagungsbericht u. wiss. Abh., S. 278-280
- THIEM, W., 1981: Untersuchungen an Schwemmfächern auf der Peloponnes sowie in Epirus - ein Beitrag zur Klärung von Geomorphodynamik und Lithostratigraphie des Würm in Griechenland.
Würzburger Geographische Arbeiten, 53, S. 269-312
- THUNELL, R.C., 1979: Eastern Mediterranean Sea during the last glacial maximum; an 18 000 - years B.P. reconstruction.
Quaternary Research, 11(3), S. 353-372
- TRONO, F. del, 1964: Analisi della distribuzione delle altezze medie stagionali della superficie isobarica di 500 mb sulla regione euro-atlantica.
La Ricerca Scientifica, 34(II-A), S. 121-130

- TRONO, F. del, 1965: Tipi di circolazione media stagionale e loro fisionomia fenomenica sull'Italia.
La Ricerca Scientifica, 35(II-A), S. 331-343
- URBANI, M., 1968: Una classificazione dei tipi di tempo sull'Europa e sul Mediterraneo.
Servizio Meteorologico-Roma, Nota Tecnica N. 14, 97 S.
- URBANI, M.(u.)G. D'ANGIOLINO, 1974: Tipi di circolazione nella media troposfera sull'Europa e sul Mediterraneo.
Servizio Meteorologico-Roma, Nota Tecnica N. 21, 173 S.
- WEISCHET, W., 1977: Einführung in die Allgemeine Klimatologie.
Stuttgart, 1977
- WEISROCK, A.(u.)P. ROGNON, 1977: Evolution morphologique des basses vallées de l'Atlas atlantique Marocain.
Geologie Méditerranéenne, 4(4), S. 313-334
- WENDORF, F., R. SAID (u.)R. SCHILD, 1970: Egyptian Prehistory: Some new concepts.
Science, 169, S. 1161-1171
- WENDORF, F. et alii, 1977: Late Pleistocene and recent climatic changes in the Egyptian Sahara.
Geographical Journal, 143, S. 211-234
- WIJMSTRA, T.A., 1969: Palynology of the first 30 metres of a 120 m deep section in Northern Greece.
Acta Botanica Neerlandica, 18, S. 511-527
- WILLETT, H.C.(u.)F. SANDERS, 1959: Descriptive Meteorology.
New York, 2nd Edition, 1959
- WILLIAMS, J., 1975: Simulation of the atmospheric circulation with boundary conditions representing those of periods in the past: experiments with the NCAR global circ. model.
Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations, Norwich; WMO-No. 421, S. 373-380
- WILLIAMS, J., 1978: A brief comparison of model simulations of glacial period maximum atmospheric circulation.
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 25, S. 191-198
- WILSON, A.T., 1964: Origin of ice ages: An ice shelf theory for Pleistocene glaciation.
Nature, 201, S. 147-149
- WILSON, A.T. (u.) C.H. HENDY, 1971: Past wind strength from Isotope studies.
Nature, 234, S. 344-345

- WINSTANLEY, D., 1970: The North African flood disaster,
Sept. 1969.
Weather, 25, S. 390-403
- WINSTANLEY, D., 1973: Rainfall patterns and general atmospheric
circulation.
Nature, 245, S. 190-194
- WORLD SURVEY OF CLIMATOLOGY, Vol. 5, 1970:
Climates of North and Western Europe.
Ed.: C.C. Wallén, Amsterdam / London / New York, 253 S.
- WORLD SURVEY OF CLIMATOLOGY, Vol. 6, 1977:
Climates of Central and Southern Europe.
Ed.: C.C. Wallén, Amsterdam / London / New York, 248 S.
- WRIGHT, H.E. Jr., 1976a: Pleistocene ecology - some current
problems.
Geoscience and Man, 13, S. 1-12
- WRIGHT, H.E. Jr., 1976b: The environmental setting for plant
domestication in the Near East.
Science, 194, S. 385-389
- WUNDT, W., 1955: Pluvialzeiten und Feuchtbodenzeiten.
Petermanns Geographische Mitteilungen, 99, S. 87-89
- ZENONE, E., 1959: Klimatologie und Meteorologie des Mittel-
meergebietes.
Kloten, 1959
- ZINDEREN BAKKER, Sr. E.M. van, 1969: The North-Western Sahara.
Palaeoecology of Africa, 4, S. 22-25