

Physische Geographie Deutschlands

3., überarbeitete und erweiterte Auflage

*Herausgegeben von
Herbert Liedtke und
Joachim Marcinek*

216 Abbildungen und 84 Tabellen

KLETT-PERTHES

Gotha und Stuttgart

3. Aufl., 2002

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme

Physische Geographie Deutschlands / Hrsg.: Herbert Liedtke ; Joachim Marcinek. -
3., überarb. und erw. Aufl. - Gotha ; Stuttgart : Klett-Perthes, 2002
(Perthes Geographie-Kolleg)
ISBN 3-623-00860-5

Anschrift der Herausgeber:

Prof. Dr. HERBERT LIEDTKE, Kellermannsweg 1, 44795 Bochum
Prof. Dr. JOACHIM MARCINEK, Giesestraße 12-14, 12621 Berlin

Einbandfoto:

Lauf der Alten Oder bei Schiffmühle im nördlichen Oderbruch (Foto: H. LIEDTKE)

ISBN 3-623-00860-5

3., überarbeitete und erweiterte Auflage

© Justus Perthes Verlag Gotha GmbH, Gotha 2002

Alle Rechte vorbehalten.

Lektor: Dr. EBERHARD BENSER

Redaktionsschluss: Januar 2002

Grafik: FRANZ JOSEF DOMKE, Hannover

Einband: KLAUS MARTIN, Arnstadt, und

UWE VOIGT, Erfurt

Druck und buchbinderische Verarbeitung:

Salzland Druck & Verlag, Staßfurt

Gedruckt auf Papier aus chlorfrei gebleichtem Zellstoff.

ISBN 3-623-00860-5



9 783623 008608

Inhaltsverzeichnis

Vorwort		12
Autorenverzeichnis		14
Allgemeiner Teil		15
1	Klima (MANFRED HENDL)	17
1.1	Leitprozesse und Faktoren der Klimagestaltung über Deutschland	18
1.2	Die Zirkulationsverhältnisse über Deutschland und ihre klimatische Bedeutung: Bodenwindverhältnisse, Großwettertypen und normaler Witterungscharakter der Jahreszeiten	20
1.3	Die Häufigkeit niederschlagswirksamer Vorgänge über Deutschland: Frontpassagen und Konvektionsvorgänge	37
1.4	Karten für die räumliche Verteilung der klimatischen Hauptelemente über Deutschland	42
1.5	Das Klima des Norddeutschen Tieflandes	48
1.6	Das Klima der deutschen Mittelgebirgsschwelle	72
1.7	Das Klima des Oberrheingrabens und seiner Randgebirge	91
1.8	Das Klima des süddeutschen Stufenlandes und seiner östlichen Randgebirge	100
1.9	Das Klima des Alpenvorlandes und der deutschen Alpen	113
1.10	Hygroklimatische Gliederung Deutschlands	124
2	Oberflächenformen (HERBERT LIEDTKE)	127
2.1	Faktoren der Reliefbildung	128
2.2	Die geotektonische Entwicklung in Mitteleuropa	128
2.3	Gebiete ähnlicher Oberflächenformen	137
2.4	Leitvorstellungen der Reliefentwicklung	140
2.5	Die Zeitdauer räumlicher Formung	141
2.6	Anthropogene Geomorphologie: Der Einfluss des Menschen auf die Oberflächenformen der Erde	145
2.6.1	Veränderungen der Erdoberfläche aufgrund künstlicher Eingriffe	145
2.6.2	Bodenerosion	150
3	Gewässer und Grundwasser (JOACHIM MARCINEK & KARL-HEINZ SCHMIDT)	157
3.1	Das Gewässernetz und die Grundzüge seiner Entwicklung	158
3.2	Räumliche und zeitliche Verteilung des Abflusses	162
3.2.1	Abflusshöhe und Wasserbilanz	162
3.2.2	Abflussmengen und Abflusspenden	167
3.2.3	Niedrigwasserabflüsse, Hochwasserabflüsse und Abflussvariabilität	169
3.2.4	Jahresgang des Abflusses und Abflussregime	172
3.3	Grundwasser	179

Liedtke, H. u. J. Marschall (2002): Phys. Geogr. Dts. - Gotte, Stuttgart, 3. Aufl.

S. 28-48 (7.1-7.4) Zeitprozesse u. Faktoren der Klimageschichte Dts.

1 Klima

MANFRED HENDL, Berlin

Inhaltsverzeichnis

Vorwort		12
Autorenverzeichnis		14
Allgemeiner Teil		15
1	Klima (MANFRED HENDL)	17
1.1	Leitprozesse und Faktoren der Klimagestaltung über Deutschland	18
1.2	Die Zirkulationsverhältnisse über Deutschland und ihre klimatische Bedeutung: Bodenwindverhältnisse, Großwettertypen und normaler Witterungscharakter der Jahreszeiten	20
1.3	Die Häufigkeit niederschlagswirksamer Vorgänge über Deutschland: Frontpassagen und Konvektionsvorgänge	37
1.4	Karten für die räumliche Verteilung der klimatischen Hauptelemente über Deutschland	42
1.5	Das Klima des Norddeutschen Tieflandes	48
1.6	Das Klima der deutschen Mittelgebirgsschwelle	72
1.7	Das Klima des Oberrheingrabens und seiner Randgebirge	91
1.8	Das Klima des süddeutschen Stufenlandes und seiner östlichen Randgebirge	100
1.9	Das Klima des Alpenvorlandes und der deutschen Alpen	113
1.10	Hygroklimatische Gliederung Deutschlands	124
2	Oberflächenformen (HERBERT LIEDTKE)	127
2.1	Faktoren der Reliefbildung	128
2.2	Die geotektonische Entwicklung in Mitteleuropa	128
2.3	Gebiete ähnlicher Oberflächenformen	137
2.4	Leitvorstellungen der Reliefentwicklung	140
2.5	Die Zeitdauer räumlicher Formung	141
2.6	Anthropogene Geomorphologie: Der Einfluss des Menschen auf die Oberflächenformen der Erde	145
2.6.1	Veränderungen der Erdoberfläche aufgrund künstlicher Eingriffe	145
2.6.2	Bodenerosion	150
3	Gewässer und Grundwasser	
	(JOACHIM MARCINEK & KARL-HEINZ SCHMIDT)	157
3.1	Das Gewässernetz und die Grundzüge seiner Entwicklung	158
3.2	Räumliche und zeitliche Verteilung des Abflusses	162
3.2.1	Abflusshöhe und Wasserbilanz	162
3.2.2	Abflussmengen und Abflusspenden	167
3.2.3	Niedrigwasserabflüsse, Hochwasserabflüsse und Abflussvariabilität	169
3.2.4	Jahresgang des Abflusses und Abflussregime	172
3.3	Grundwasser	179

1.1 Leitprozesse und Faktoren der Klimagestaltung über Deutschland

Das Klima Deutschlands wird zunächst bestimmt durch die Lage des Raumes im südlichen Randbereich des nordeuropäischen Hauptzykloneingürtels der außertropischen Zirkulation (Abb. 1.1); der über Europa zusätzlich auftretende mediterrane Hauptzykloneingürtel ist nur im Zeitraum September bis Mai entwickelt und beeinflusst die Witterungsverhältnisse über Deutschland nur gelegentlich und randlich. Häufig werden bei verschiedenartigen Strömungsanordnungen in der europaweit vorherrschenden troposphärischen Westdrift Zyklonen mit ihren niederschlagswirksamen Frontensystemen vom Atlantik auf das mitteleuropäische Festland gesteuert. Aber auch weiter nordwärts vorüberziehende Zyklonen vermögen über die zugeordneten, südwärts zeitweise weit ausgreifenden Frontensysteme Einfluss auf den Raum Deutschlands zu nehmen. Eine bemerkenswert große Unbeständigkeit der Witterungsverhältnisse resultiert aus dem Wechsel zwischen den frontenbegleiteten Zyklonen und zwischengeschalteten, teils wandernden, zeitweilig aber auch quasistationären Antizyklonen, zumal dabei in der Regel auch Luftmassen unterschiedlicher Herkunft und daher unterschiedlicher Eigenschaften nach Mitteleuropa geführt werden.

Diese zirkulationsbedingte Witterungsgestaltung, in ihren quantitativen Äußerungen noch jahreszeitlich modifiziert durch entsprechende Wärmehaushaltsunterschiede, betrifft ganz Deutschland. Dass sich dessen ungeachtet eine ansehnliche räumliche Variation der klimatischen Verhältnisse ausgebildet zeigt, ist in erster Linie der reichen orographischen Gliederung und ihrer vielfältigen Einflussnahme auf die Wirksamkeit atmosphärischer Vorgänge zuzuschreiben. Selbst im Norddeutschen Tiefland offenbaren sich bei näherer Betrachtung manche klimatischen

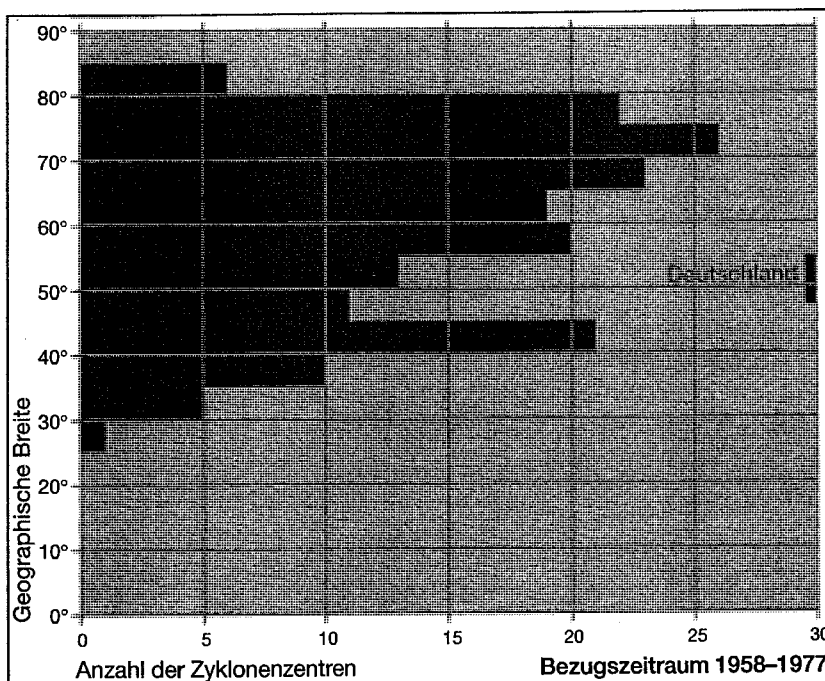
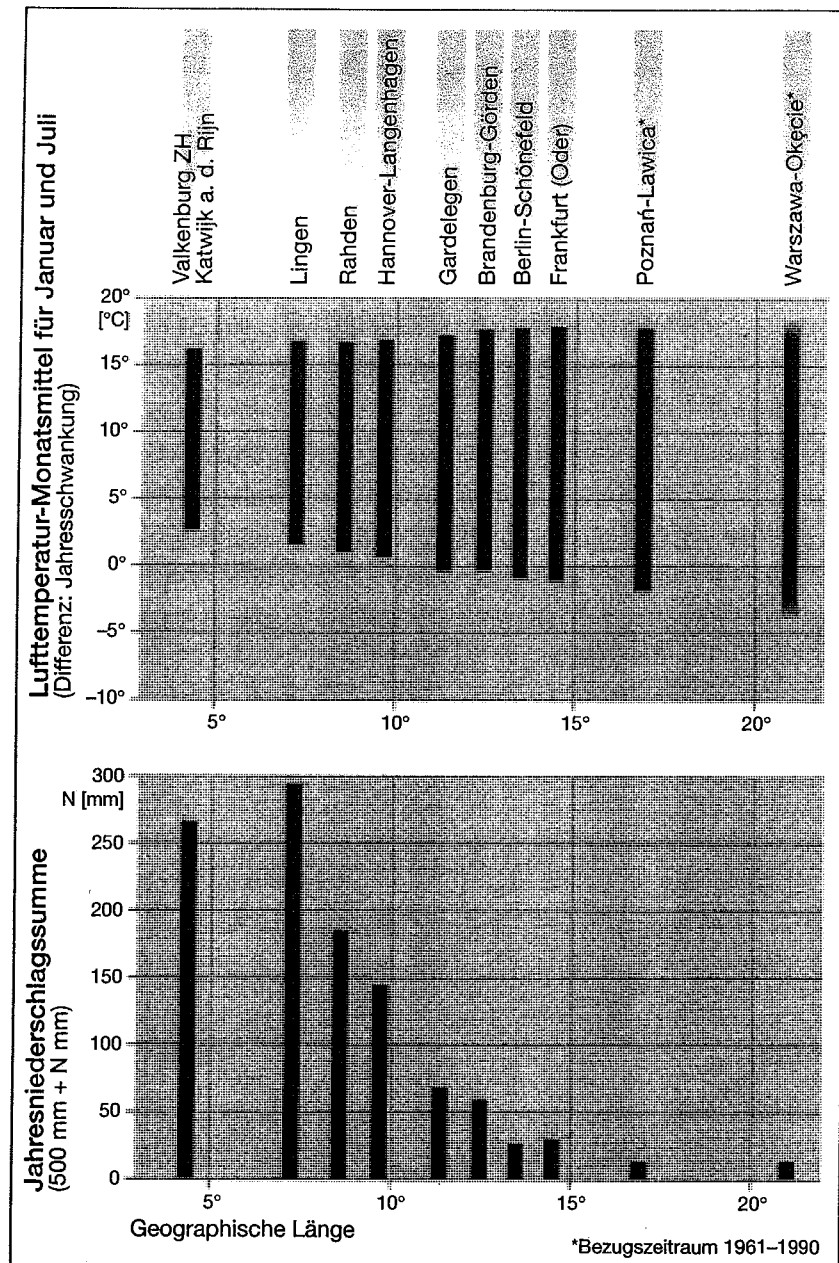


Abb. 1.1:
Meridionale Verteilung der durchschnittlichen Anzahl an Zyklonenzentren pro Jahr und Fünfgradfeld im Meridianstreifen 5°–15° E (Entwurf: M. HENDL nach Berechnungen aus Originalauszählungen von WHITTAKER & HORN 1982)

Abb. 1.2:
 Kontinentalitätszunahme
 im Zonalprofil durch das
 zentraleuropäische Tief-
 land längs ca. 52°30'N:
 Lufttemperatur-Mittelwerte
 der extremen Monate und
 Lufttemperatur-Jahres-
 schwankung sowie
 Jahresniederschlags-
 summe im Durchschnitt
 des Bezugszeitraumes
 1951–1980
 (Entwurf: M. HENDL nach
 Daten von MÜLLER-
 WESTERMEIER 1990, des
 Koninklijk Nederlands
 Meteorologisch Instituut
 1983, des Meteorologi-
 schen Dienstes der DDR
 1987 und der World
 Meteorological Organiza-
 tion 1996)



Lesebeispiel: Die Station Valkenburg zeigt eine Januar-Mitteltemperatur von 2,7 °C, eine Juli-Mitteltemperatur von 16,3 °C und eine Lufttemperatur-Jahresschwankung von 13,8 K (veranschaulicht durch die Länge des stationsbezogenen Lufttemperatur-Balkens). Für die benachbarte Station Katwijk a. d. Rijn gilt eine durchschnittliche Jahrsniederschlagssumme von 766 mm.

Unterschiede, die allein durch erstaunliche Auswirkungen des hier vergleichsweise wenig eindrucksvollen Reliefs bedingt sind.

Der reliefverursachten Differenzierung der Klimaverhältnisse Deutschlands überlagert sich schließlich noch ein ostwärts gerichteter sanfter Anstieg der Kontinentalität (Abb. 1.2). Er äußert sich in einer graduellen Verstärkung des durchschnittlichen Jahresganges der Lufttemperatur und in einer allmählichen Abnahme von durchschnittlicher Jahresniederschlagssumme und Jahresniederschlagshäufig-

keit. Ein überwiegend ozeanischer Charakter des Klimas von Deutschland, aus dessen Position am atlantischen Kontinentalrandbereich Eurasiens folgend, wird jedoch nirgends aufgehoben.

1.2 Die Zirkulationsverhältnisse über Deutschland und ihre klimatische Bedeutung: Bodenwindverhältnisse, Großwettertypen und normaler Witterungscharakter der Jahreszeiten

Die Windrichtungsverhältnisse an der Erdoberfläche über Deutschland ordnen sich befriedigend in die normalen Strömungsverhältnisse der Mittelbreiten ein. Dabei bestehen nur geringe Unterschiede zwischen Nord- und Süddeutschland, soweit es sich um weiträumig freies Gelände handelt (Abb. 1.3 a und 1.3 b). Im Gebirgsgebiet hingegen können durch Strömungskanalisation in Tälern oder tektonischen Gräben oder durch Ausbildung lokaler Zirkulationssysteme abweichende Häufigkeitsverteilungen der Bodenwindrichtungen erzwungen werden; ein einschlägiges Kartodiagramm bei CHRISTOFFER & ULBRICHT-EISSING (1989) für den kurzen Bezugszeitraum 1975–1982 bietet ausreichende Information.

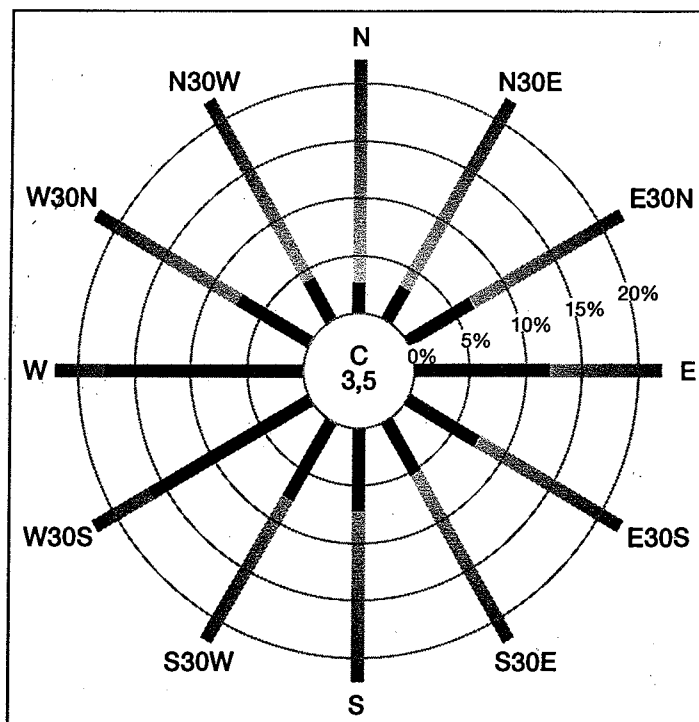


Abb. 1.3a:
Typische relative Jahreshäufigkeit der Bodenwindrichtungen über Norddeutschland in zwölfteiliger Richtungsskala nach 30°-Sektoren (Datenquelle: KALB & SCHMIDT 1977)

Bezugsstation: Flughafen Hannover-Langenhagen 52° 27' N/9° 42' E, Stationshöhe 53 m, Messhöhe 10 m über Erdoberfläche, Bezugszeitraum 1951–1970. Das Diagramm enthält innerhalb der zentralen Kreisfläche den Prozentanteil der Windstillen und umlaufenden Winde. Die am Innenkreis ansetzenden Balken geben in Proportion zu ihrer Länge die durchschnittliche Windrichtungshäufigkeit in % aller (stündlichen) Beobachtungen an. Die Kreise sind in 5%-Stufen, nach außen fortschreitend, beziffert.

Im orographisch ungestörten Gelände sind Strömungen aus westlichen Richtungen deutlich am häufigsten vertreten, welchen Umstand man als Folge der normalen polwärts gerichteten Luftdruckabnahme in der Troposphäre der Mittelbreiten interpretieren kann, die ihrerseits auf einer gleichartigen Meridionalabnahme der Nettostrahlung und infolgedessen der mittleren Lufttemperatur beruht. Winde aus östlichen Richtungen stehen zwar in der Häufigkeit über Norddeutschland an zweiter, über Süddeutschland sehr knapp an dritter Stelle, treten aber bereits erheblich seltener auf und sind vorwiegend an Perioden mit kontinentalen Hochdruckgebieten über dem skandinavischen Raum oder Osteuropa gebunden. Ferner sind Strömungen aus südlichen Richtungen häufiger als solche aus nördlichen Richtungen, welche letztere überhaupt am seltensten auftreten; hierbei wird sich der wesentlich häufigere Durchgang der Zentren wandernder Zyklonen nördlich von Mitteleuropa im angegebenen Sinne statistisch auswirken.

Über jahreszeitliche Variationen der Bodenwindrichtungsverhältnisse von eher graduelltem Ausmaß orientiert Tabelle 1.1. Hervorhebenswert erscheint zunächst, dass das Frühjahr sich von den anderen Jahreszeiten durch eine stärker symmetrische Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen abhebt, vor allem bedingt durch eine Häufigkeitszunahme der Luftströmungen im nördlichen Richtungshalbkreis und eine Häufigkeitsabnahme im südlichen Richtungshalbkreis. Im Sommer, und hier besonders über Norddeutschland, fällt der ausnehmend hohe Anteil von Luft-

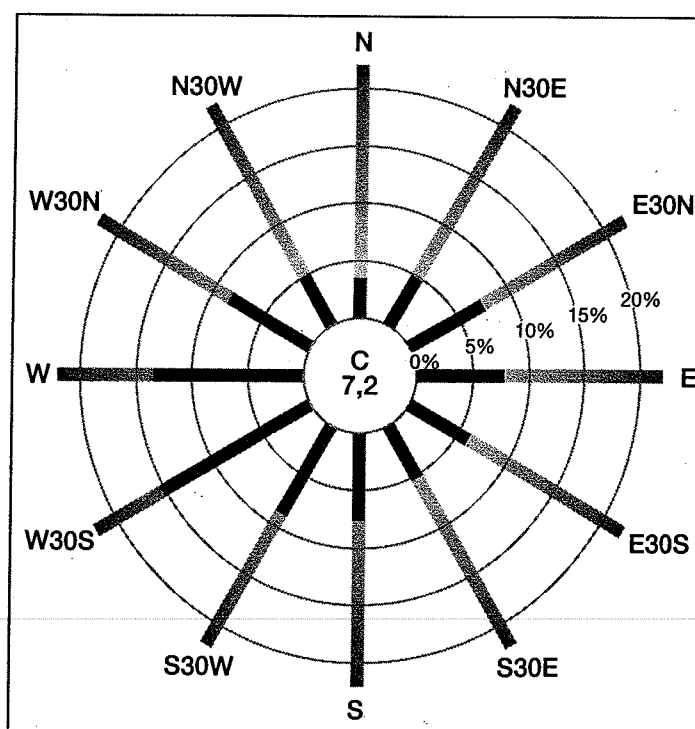


Abb. 1.3b:
Typische relative Jahreshäufigkeit
der Bodenwindrichtungen über
Süddeutschland in zwölfteiliger
Richtungsskala nach 30°-Sektoren
(Datenquelle: SCHÄFER 1982)

Bezugsstation: Flughafen München-Riem 48°08'N/11°42'E, Stationshöhe 527 m, Messhöhe 10 m über Erdoberfläche, Bezugszeitraum 1951–1970. Das Diagramm enthält innerhalb der zentralen Kreisfläche den Prozentanteil der Windstillen und umlaufenden Winde. Die am Innenkreis ansetzenden Balken geben in Proportion zu ihrer Länge die durchschnittliche Windrichtungshäufigkeit in % aller (stündlichen) Beobachtungen an. Die Kreise sind in 5%-Stufen, nach außen fortschreitend, beziffert.

Windrichtung Richtungssektor	N	N30E	E30N	E	E30S	S30E	S	S30W	W30S	W
	345°- 014°	015°- 044°	045°- 074°	075°- 104°	105°- 134°	135°- 164°	165°- 194°	195°- 224°	225°- 254°	255°- 284°
Sektorenmitte	360°	30°	60°	90°	120°	150°	180°	210°	240°	270°
<i>Norddeutschland: Hannover-Langenhagen 52°27'N/09°42'E, 53 m, 1951-1970</i>										
Winter	28	29	66	128	72	58	89	81	168	171
Frühjahr	37	45	84	138	72	38	48	56	125	167
Sommer	30	35	53	82	54	36	52	79	184	202
Herbst	18	24	63	128	76	65	93	89	177	162
Jahr	28	33	66	119	69	49	70	76	164	176
<i>Süddeutschland: München-Riem 48°08'N/11°42'E, 527 m, 1951-1970</i>										
Winter	30	52	64	76	66	61	81	79	161	157
Frühjahr	38	54	86	82	55	42	64	85	147	134
Sommer	38	54	72	53	42	43	73	101	161	128
Herbst	33	46	75	97	72	59	84	88	140	112
Jahr	35	51	74	77	59	51	76	88	152	133

strömungen aus dem Westquadranten auf, bei gleichzeitiger deutlicher Reduzierung der Ostwinde. Die Bodenwindrichtungsverhältnisse von Herbst und Winter kommen dem Jahresdurchschnitt am nächsten, doch zeigen sich in beiden Jahreszeiten allgemein unterdurchschnittliche Windrichtungshäufigkeiten im Nordwestquadranten, überdurchschnittliche Windrichtungshäufigkeiten hingegen über Norddeutschland eher im Südquadranten, über Süddeutschland eher im Südostquadranten.

Angesichts der Position Deutschlands in den westlichen außertropischen Randbereichen des eurasischen Kontinents entsprechen Luftströmungen aus dem westlichen Richtungshalbkreis solchen ozeanischer Herkunft und jene aus dem östlichen Richtungshalbkreis cum grano salis solchen kontinentaler Herkunft. Diese Luftströmungen sind geprägt durch das bekannt unterschiedliche thermische Verhalten der Erdoberfläche in ihren jeweiligen Herkunftsgebieten. Beim Einfließen nach Deutschland ziehen daher Luftströmungen westlicher Provenienz im Winter durchschnittlich höhere und im Sommer durchschnittlich niedrigere Lufttemperaturen nach sich als die entsprechenden Luftströmungen östlicher Herkunft. Ferner müssen die ersteren generell durch einen durchschnittlich höheren Wasserdampfgehalt gegenüber den letzteren ausgezeichnet sein, da die Verdunstung von der Meeresoberfläche wegen deren günstigeren Strahlungshaushaltes und wegen des unbegrenzten Wasserangebotes in allen Jahreszeiten größer ist als jene einer breittengleichen Festlands oberfläche. Berücksichtigt man nun, dass Luftströmungen aus westlichen Richtungen deutlich häufiger auftreten als solche aus östlichen Richtungen, dann wird man Deutschland noch einen überwiegend ozeanischen Klimacharakter zusprechen können.

Besonders beachtenswert ist die hohe zeitliche Veränderlichkeit der Strömungsverhältnisse über Deutschland. Sie zeigt sich äußerlich darin, dass die beobachteten Windrichtungen im Bezugszeitraum sich nicht in einem bestimmten Richtungs-

W30N 285°– 314° 300°	N30W 315°– 344° 330°	C ¹	Richtungsquadranten			
			W	E	N	S
58	29	23	397	266	86	228
99	57	34	391	294	139	142
93	52	48	479	189	117	167
47	25	33	386	267	67	247
74	41	35	414	254	102	195
66	33	74	384	206	115	221
99	61	53	380	223	153	191
97	63	75	386	167	155	217
70	39	85	322	244	118	231
83	49	72	368	210	135	215

Tab. 1.1:
Durchschnittliche jahreszeitliche Richtungshäufigkeit des Bodenwindes nach 30°-Sektoren auf Grund stündlicher Beobachtungen an typischen Stationen Norddeutschlands und Süddeutschlands (in ‰; nach Daten von KALB & SCHMIDT 1977, SCHÄFER 1982)

¹ Windstillen und umlaufende Winde

sektor konzentrieren, sondern sich über die gesamte Richtungsskala verteilen, wenn auch mit der bereits skizzierten Häufigkeitsabstufung. Diese ganzjährig auftretende starke Richtungsveränderlichkeit der Bodenwinde hängt mit dem häufigen Wechsel unterschiedlicher Großwettertypen zusammen. Deren Ausbildung wird letzten Endes veranlasst durch die unperiodische Schwankung der außertropischen Zirkulation zwischen zwei extremen Zuständen, die besonders seit ROSSBY & WILLETT (1948) als High-Index- und Low-Index-Zirkulation bezeichnet werden (Abbildungen entsprechender Mustersituationen sind z. B. bei HENDL 1991 zu finden).

Der High-Index-Typ ist durch eine schwach mäandrierende, ausgesprochen zonal orientierte troposphärische Westströmung mit nur 3–4 langen Wellen von geringer Amplitude auf dem Erdumfang gekennzeichnet, mit der Zyklonen in rascher Folge auf ebenfalls weitgehend zonal orientierten Zugbahnen ostwärts ziehen. Subtropischer Hochdruckgürtel und Polartief sind kräftig entwickelt.

Starkes Mäandrieren der troposphärischen Westströmung mit 5–7 langen Wellen von großer Amplitude auf dem Erdumfang kennzeichnet hingegen den Low-Index-Typ, bei dem Serien wandernder Zyklonen Zugbahnen von überwiegend meridionaler Orientierung verfolgen. Das allgemeine Druckfeld der Außertropen zeigt eine mehr zelluläre Gliederung von wohlausgebildeten, weit polwärts erstreckten Hochdruckrücken oder sogar geschlossenen Antizyklonen im zonalen Wechsel mit weit äquatorwärts reichenden Tiefdrucktrögen.

Mit dem Schwanken der außertropischen Zirkulation zwischen diesen beiden Extremzuständen können über einem bestimmten Raum ganz unterschiedliche Luftdruck- und Strömungsanordnungen von jeweils mehrtägiger Dauer auftreten, die BAUR erstmals 1936, weiterhin 1947 und 1948, und nach ihm HESS & BREZOWSKY 1952 und 1977 für Mitteleuropa in einem System von so genannten Großwetterlagen GWL mit Zusammenfassung zu Großwettertypen GWT geordnet haben. Man unterscheidet danach die folgenden, für eine klimatologische Darstellung ausrei-

chenden Großwettertypen: Westtyp GWT-W, Südwesttyp GWT-SW, Nordwesttyp GWT-NW, Nordtyp GWT-N, Südtyp GWT-S, kontinentaler Osttyp GWT-E (als Zusammenfassung der Großwettertypen Nordost bis Südost mit weitgehend ähnlichen Auswirkungen), Zentralhochtyp GWT-HM und schließlich Zentraltieftyp GWT-TM.

Die *atlantischen Großwettertypen* Südwest bis Nordwest sind überwiegend verbunden mit dem Einwandern von Zyklonen. Sie gelangen mit der jeweils kennzeichnenden troposphärischen Südwest-, West- oder Nordwest-Höhenströmung in den mitteleuropäischen Raum, deren Richtung wiederum hauptsächlich abhängig ist von der jeweiligen Zentralposition der subtropischen Hochdruckzelle über dem pontisch-ostmediterranen Raum, über dem Azorenraum oder über dem Biscaya-raum. Es tritt mit ansehnlicher Häufigkeit Niederschlag auf, der den Aufgleitvorgängen an den zykloneninternen Fronten entstammt, daher an deren Durchzug gebunden ist und in den atlantikorientierten Staubeichen der Mittelgebirge noch beträchtlich verstärkt wird. In der kalten Jahreszeit verursachen die atlantischen Großwettertypen in typabhängig unterschiedlichem Ausmaß Temperaturanstieg über Mitteleuropa wegen der Wärmezufuhr vom besonders winterwarmen, weil golfstrombegünstigten Nordostatlantik. Während der warmen Jahreszeit bringen die gleichen Großwettertypen hingegen Abkühlung mit sich, da im Sommer die Ozeanoberfläche generell vergleichsweise kühl ist gegenüber dem Festland mit seinem dann erwärmungsfördernden andersartigen Wärmehaushalt.

Beim *Großwettertyp Nord* ist die normale quasizonale Westströmung der außertropischen Troposphäre durch ein ausgedehntes Hochdruckgebiet über dem Nordostatlantik mit Zentrum über den Gewässern zwischen Island und den Britischen Inseln blockiert. An dessen Ostflanke stößt dann eine stets kalte Nordnordwest- bis Nordströmung aus dem strahlungshaushaltsbenachteiligten Eismeer weit südwärts vor und steuert in zeitweilig rascher Folge Zyklonen mit Frontalniederschlag nach Mitteleuropa. Auch außerhalb zykloneninterner Aufgleitbereiche neigt diese Strömung, ihrem Charakter nach maritim-arktische Polarluft, zu Schauertätigkeit aus Cumulonimbusbewölkung, denn beim Queren der warmen Ostatlantikgewässer nimmt zwar die Temperatur der unteren Strömungsschichten gegenüber jener im polaren Quellgebiet rasch zu, jene der hohen Strömungsschichten jedoch sehr viel langsamer. Infolgedessen vergrößert sich auf dem Strömungswege fortgesetzt das vertikale Temperaturgefälle und fördert die Entwicklung von Konvektionsvorgängen. Trotz der thermischen Modifizierung der polaren Kaltluft auf ihrem Strömungswege nach Mitteleuropa tritt der in Rede stehende Großwettertyp in allen Jahreszeiten mit negativer Abweichung von der jeweiligen Mitteltemperatur in Erscheinung. Im Winterhalbjahr erweist er sich auch als besonders schneefallanfällig (Tab. 1.2); im Jahr und im Hochwinterzeitraum Dezember-Februar erreicht nur der kontinentale Osttyp (bei allerdings seltenerer Niederschlagswirksamkeit!) einen noch größeren Anteil der Schneefalltage an der großwettertypbezogenen Summe der Niederschlagstage, und in den Frühjahrsmonaten März-April liegt der Großwettertyp Nord hinsichtlich der Schneefallgefährdung in der Regel an der Spitze aller Großwettertypen. Nebenbei zeigt sich (Tab. 1.2) für die meisten Großwettertypen eine durchschnittlich größere Schneefallanfälligkeit über Süddeutschland.

Wiederum blockiert zeigt sich die normale Westströmung der außertropischen Troposphäre beim *Großwettertyp Ost* durch eine weit polwärts reichende Hoch-

Station	Großwettertyp						Hochdruck Mitteleuropa	Tiefdruck Mitteleuropa
	Süd- west	West	Nord- west	Nord	Süd	Ost		
<i>Norddeutschland West</i>								
<i>Bremen-Flughafen 53°03'N/8°48'E, 4 m</i>								
Jahr	4,3	8,8	17,1	25,1	9,8	35,3	8,7	26,4
Dez.–Febr.	7,0	25,4	38,1	60,8	26,9	76,1	23,0	64,3
März–April	10,0	14,1	33,3	40,2	16,1	50,0	17,2	28,6
<i>Norddeutschland Ost</i>								
<i>Berlin-Dahlem 52°28'N/13°18'E, 58 m</i>								
Jahr	4,0	10,9	21,2	28,1	11,6	32,6	9,5	24,4
Dez.–Febr.	9,4	29,3	44,0	60,6	54,5	75,2	36,2	41,7
März–April	0,0	14,5	34,1	48,4	17,5	44,6	14,8	29,4
<i>Süddeutschland</i>								
<i>München-Botanischer Garten 48°10'N/11°30'E, 515 m</i>								
Jahr	11,0	17,1	34,3	38,8	14,5	40,1	22,5	32,6
Dez.–Febr.	22,6	48,1	77,5	90,2	41,9	93,0	66,0	60,0
März–April	0,0	20,6	53,7	60,0	40,0	42,4	36,4	30,8

¹ Als Zählschwelle für die Ereignistage gilt eine Tagessumme $\geq 0,1$ mm.

Tab. 1.2: Großwettertypspezifisches Prozentverhältnis von Schneefalltagen und Niederschlagstagen während des Bezugszeitraumes 1935–1950 über Deutschland (umgerechnet nach Originaldaten von BÜRGER 1958)¹

Lesebeispiel: Von allen dem Großwettertyp Südwest zugeordneten Niederschlagstagen des Jahresabschnitts März–April sind an der Station Bremen-Flughafen 10,0 % Schneefalltage.

druckzone über Westeuropa mit ausgeprägtem antizyklonalem Zentrum über Skandinavien, das gelegentlich und dann bevorzugt im Winterhalbjahr unter Abschnürung von seiner subtropischen Wurzelzone nach dem osteuropäischen Raum verlagert sein kann. Während die atlantische Westströmung infolge ihrer Blockade noch westlich des europäischen Kontinents scharf nordwärts in das Eismeer abbiegt und auch eingelagerte Zyklonen zwangsläufig eine derartige Zugbahn einschlagen, fließen Strömungen kontinentaler Herkunft auf der Südflanke des Hochdruckgebietes entsprechend dessen jeweiliger Position mit Nordost-, Ost- oder Südostkomponente in den mitteleuropäischen Raum ein. Unterdurchschnittlicher Wasserdampfgehalt und geringe Bewölkung kennzeichnen die Festlandsluft. Im einstrahlungsarmen Winter bringt sie aus ihren stark abgekühlten Herkunftsgebieten eine niedrige Lufttemperatur mit und verursacht deshalb nahezu ausnahmslos strenges Frostwetter mit Vereisung der Küsten- und Binnengewässer, während sie sich umgekehrt im einstrahlungsreichen Sommer von der dann aufgeheizten Festlandsfläche gut erwärmt zeigt. Wegen des herkunftsbedingt geringen Wasserdampfgehaltes entwickelt sich in der kontinentalen Strömung selbst in der warmen Jahreszeit Niederschlag nur selten. Verbreitet und oft auch in größerer Menge stellt sich solcher aber bei einer für Teile Mitteleuropas zyklonalen Variante des Großwettertyps Ost

Großwettertyp						Hochdruck Mitteleuropa	Tiefdruck Mitteleuropa
Süd- west	West	Nord- west	Nord	Süd	Ost		
2,51	1,45	0,25	0,40	3,25	0,49	0,23	1,21

¹ Die Angaben beziehen sich auf die Station Oberstdorf 47°24'N/10°17'E, 810 m, im nordalpinen Iller-Quertal. Die Zahlenwerte bezeichnen das Verhältnis zwischen dem Prozentanteil der Großwettertypen an den Talföhntagen und dem Prozentanteil der Großwettertypen an der Gesamtzahl aller Tage. Ein Wert von 1,00 würde bedeuten, dass der betreffende Großwettertyp entsprechend der Häufigkeit seines Vorkommens am Eintritt von Talföhn beteiligt ist. Werte über (unter) 1,00 zeigen an, dass Talföhn häufiger (seltener) auftritt, als es der Häufigkeit des jeweiligen Großwettertyps entspricht. Die Datengrundlage bildeten 292 Tage mit Talföhn.

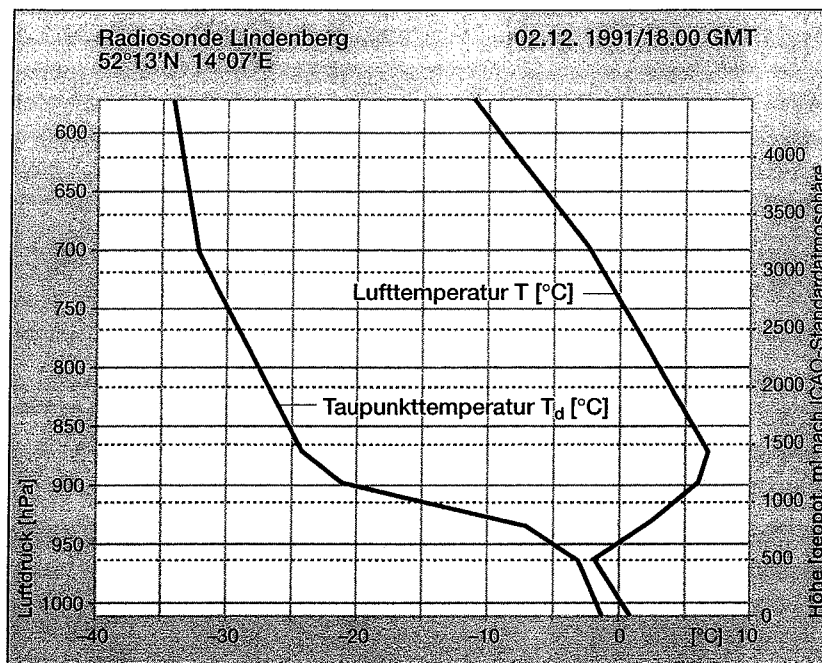
Tab. 1.3: Relative Talföhnwirksamkeit der Großwettertypen während des Bezugszeitraumes 1937–1952 am Alpennordrand (umgerechnet nach Originaldaten von OBEINLAND 1956)¹

ein, die im Jahresdurchschnitt immerhin 90% der Häufigkeit der antizyklonalen Form erreicht und diese im Winter an Häufigkeit sogar übertrifft. Ein zusätzliches Höhentiefdruckgebiet über dem südlichen Mitteleuropa und (oder) dem nördlichen Mittelmeerraum lenkt dann auf seiner Ostflanke sehr wasserdampfreiche mediterrane Warmluft von Süden und Südosten her besonders nach dem südlichen und östlichen Mitteleuropa, wo sie durch Aufgleiten auf die Festlandsluft zu weiträumigem Niederschlag Anlass gibt, im Winter in der Regel in fester Form.

Den *Großwettertyp Süd* kennzeichnet über Mitteleuropa großräumig eine troposphärische Südsüdwest- bis Südströmung. Sie stellt sich in der Regel an der Ostflanke eines sehr lang gestreckten meridionalen Höhentiefdrucktroges mit Achse über Westeuropa ein oder bildet sich auf der Ostseite eines hoch reichenden ausge dehnten ostantlantischen Tiefdruckgebietes, meist mit seinem Zentrum über den Britischen Inseln befindlich, aus. Infolge ihrer Herkunft aus strahlungshaushaltsbegünstigten Gebieten verursacht der Großwettertyp in allen Jahreszeiten überdurchschnittliche Lufttemperatur, besonders im Sommer. Zeitweilig werden Zyklo nen in überwiegend schwacher Ausbildung aus dem westlichen Mittelmeerraum oder aus dem Biscayaraum über das westliche Mitteleuropa bis nach Skandinavien gesteuert; ihre frontalen Wolkenfelder und (im Sommer teilweise gewitterbegleiteten) Niederschlagsgebiete verursachen dann einen weithin wechselhaften Witterungsverlauf. Eine Ausnahme macht das nordalpine Randgebiet, in dessen Bereich die großräumigen und von dynamischer Erwärmung begleiteten Absinkvorgänge in der Südströmung auf der Leeseite des Alpenkörpers eine Abschwächung, häufig auch eine Auflösung der Regenfelder erzwingen; die nordwärts geöffneten Alpentäler stehen dann unter Talföhn (Tab. 1.3). Auch über dem östlichen Mitteleuropa ist die Niederschlagstätigkeit deutlich gemindert, weil oft eine großwettertypbegleitende Osteuropa-Antizyklone westwärts übergreift und dann Strahlungswetter verursacht; im Winterhalbjahr können sich dabei sogar ausstrahlungsbedingte Fröste einstellen.

Beim äußerst niederschlagsarmen *Großwettertyp Zentralhoch Mitteleuropa* findet sich eine Antizyklone direkt über dem mitteleuropäischen Raum oder zumindest eine Hochdruckbrücke in zonaler Erstreckung über Mitteleuropa hinweg ausgebildet. In ihrem Bereich führt Kompressionserwärmung absinkender und fortschreitend seitwärts auseinander fließender, dabei vertikal schrumpfender Höhenluft zur

Abb. 1.4:
Absinkinversion über
bodennaher Mischungs-
schicht bei einer winterli-
chen Großwittersituation
vom Typ Zentralhoch
Mitteleuropa
(Entwurf: M. HENDL nach
Daten im Europäischen
Wetterbericht des Deut-
schen Wetterdienstes/
Beilage Aerologische
Wettermeldungen)



Ausbildung einer niedertroposphärischen Absinkinversionsschicht an der Obergrenze einer geringmächtigen quasiautonomen Grundschicht von einigen Hektometern Vertikalerstreckung (Abb. 1.4), die wegen reibungsturbulenzbedingter (im Sommer zusätzlich konvektiver) Durchmischung mit höhenkonformer starker Temperaturabnahme zumindest in ihren oberen Partien deutlich kälter ist als die oberhalb angrenzende, dynamisch erwärmte Höhenluft. Im Winterhalbjahr pflügen sich in dieser Grundschicht bei Herrschaft von feuchter Luft ozeanischer Herkunft weiträumige dünne Schichtwolkendecken oder auch Nebel (Tab. 1.4 und 1.5 auszubilden und eine nur geringe tagesperiodische Lufttemperaturvariation an der Erdoberfläche zuzulassen, während die Existenz von wasserdampfermer Festlandsluft kaltes Strahlungswetter mit deutlich stärkerem Lufttemperatur-Tagesgang bedingt. Im Sommerhalbjahr verursacht der Zentralhochtyp warmes Strahlungswetter mit einer bedeutenden Tagesschwankung der Lufttemperatur, mittags und nachmittags gelegentlich begleitet von geringmächtiger und daher niederschlagsunwirksamer lockerer Konvektionsbewölkung vom Typ des Cumulus humilis unterhalb der Inversionsschicht, die aufsteigende Luftströme wirksam absperrt.

Großwettertyp						Hochdruck Mitteleuropa	Tiefdruck Mitteleuropa
Süd- west	West	Nord- west	Nord	Süd	Ost		
6,8	14,0	4,2	16,4	11,0	17,5	27,6	1,9

Bezugsstation: Stuttgart Wetteramt 48°46'N/9°11'E, 286 m.

Tab. 1.4: Großwettertypspezifische Nebelhäufigkeit während des Bezugszeitraumes 1949–1976 (in %; nach einer graphischen Darstellung bei GERTH 1983)

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
List	9,8	8,6	8,3	6,3	3,6	1,3	1,1
Norderney	9,0	7,5	6,4	4,9	3,0	1,8	1,3
Cuxhaven	9,4	8,0	6,0	4,9	2,0	1,0	1,1
Schleswig	11,6	10,4	8,8	7,5	4,7	2,5	3,7
Warnemünde	7,3	7,1	5,4	4,6	2,8	1,6	1,1
Emden	9,6	8,1	6,7	6,0	4,6	2,9	3,0
Bremen	7,0	6,6	5,3	4,7	4,0	2,9	3,3
Schwerin	9,2	8,6	5,8	4,4	2,5	1,7	2,7
Lüchow	6,4	5,4	3,3	3,0	2,2	1,0	1,6
Teterow	7,4	7,0	5,3	3,7	3,0	2,2	2,9
Angermünde	5,6	5,9	5,8	2,5	1,4	1,9	2,0
Berlin	6,3	6,1	3,6	2,5	2,4	1,1	0,9
Bocholt	6,8	6,2	4,7	4,2	2,1	2,1	1,9
Essen	7,5	7,2	5,4	4,6	3,7	3,3	4,1
Hannover	6,1	6,0	4,8	4,4	4,3	3,9	2,7
Wittenberg	7,7	7,1	4,9	3,0	1,9	1,2	1,0
Leipzig	8,1	8,5	5,8	3,1	2,2	1,7	1,2
Cottbus	6,6	6,3	3,3	2,7	2,4	1,8	1,9
Görlitz	6,2	6,8	4,3	3,9	2,7	2,4	1,5
Beek	7	7	5	5	3	3	3
Saarbrücken	8,4	6,4	3,3	2,3	2,6	3,0	3,0
Geisenheim	4,6	3,5	1,7	0,4	0,2	0,1	0,1
Marburg	7,9	6,8	4,6	2,9	2,4	2,4	3,1
Bad Hersfeld	4,2	5,3	5,0	4,3	5,3	4,4	4,8
Erfurt	8,1	7,3	6,1	3,7	3,2	2,3	1,7
Neustadt	4,7	3,4	0,8	0,4	0,3	0,1	0,1
Karlsruhe	4,7	4,4	2,3	1,1	0,7	0,7	0,4
Freiburg	8,1	5,7	2,9	1,6	1,3	0,9	0,6
Würzburg	4,6	4,8	3,6	1,6	2,1	2,0	2,0
Nürnberg	3,8	3,3	2,0	2,0	2,0	1,9	1,6
Weiden	3,1	3,6	2,4	2,2	2,9	2,7	2,1
Regensburg	8,9	7,0	4,5	2,6	3,3	2,6	1,9
München	9,1	6,9	3,6	2,3	1,5	1,2	1,1
Oberstdorf	2,3	1,7	1,2	0,3	0,4	0,4	0,3
Garmisch-Ptkn.	2,2	1,8	0,9	0,4	0,2	0,1	0,1

Stationspositionen:

Angermünde 53°02' N/14°00' E, 56 m

Bad Hersfeld 50°52' N/09°42' E, 212 m

Beek (Niederlande) 50°55' N/05°46' E, 114 m

Berlin-Schönefeld 52°23' N/12°31' E, 47 m

Bocholt 51°50' N/06°37' E, 25 m

Bremen-Flughafen 53°03' N/08°48' E, 4 m

Cottbus 51°47' N/14°19' E, 69 m

Cuxhaven 53°52' N/08°42' E, 5 m

Emden 53°22' N/07°13' E, 3 m

Erfurt-Bindersleben 50°59' N/10°58' E, 315 m

Essen 51°24' N/06°58' E, 154 m

Freiburg 48°00' N/07°51' E, 269 m

Garmisch-Partenkirchen 47°29' N/11°04' E, 719 m

Geisenheim 49°59' N/07°58' E, 109 m

Görlitz 51°10' N/14°57' E, 237 m

Hannover-Langenhagen 52°28' N/09°42' E, 53 m

Karlsruhe 49°02' N/08°22' E, 112 m

Leipzig-Schkeuditz 51°25' N/12°14' E, 131 m

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1,0	2,4	5,5	5,7	7,3	61,0
0,8	2,5	5,4	6,3	8,6	57,7
1,7	2,7	6,1	6,2	8,5	57,7
4,9	6,5	10,0	8,5	11,7	90,9
2,0	2,7	5,8	5,1	5,7	51,2
4,1	5,4	8,6	7,7	9,7	76,4
5,7	7,3	9,7	7,6	7,1	71,1
3,7	5,4	8,8	8,6	9,8	71,2
3,7	6,1	9,7	7,5	6,4	56,3
3,9	5,2	7,8	7,0	7,4	62,8
4,1	5,7	7,5	9,9	9,9	62,2
2,9	4,3	9,0	7,7	7,2	54,0
3,7	5,6	8,2	7,6	8,3	61,4
4,1	5,6	7,4	7,9	8,8	69,6
4,7	7,0	9,4	6,7	6,4	66,3
2,6	5,0	9,3	8,6	8,9	61,2
1,4	3,9	8,7	7,8	7,7	60,1
2,6	5,0	8,1	7,1	6,1	53,9
2,3	4,2	7,4	6,0	5,4	53,1
4	5	7	7	8	64
4,2	5,7	9,6	9,3	10,2	67,9
0,5	3,3	8,5	5,4	4,9	33,1
4,9	9,3	12,8	10,1	9,6	76,6
8,2	11,1	11,4	5,8	3,6	73,4
2,8	4,6	8,4	8,4	8,4	65,0
0,4	1,9	5,4	4,8	5,2	27,5
1,8	5,0	8,8	6,4	5,6	41,4
1,3	4,5	7,9	8,0	8,3	51,2
3,3	8,6	11,0	6,1	5,2	54,9
3,2	5,7	8,3	5,0	4,1	42,9
3,7	5,7	8,3	4,6	4,7	45,9
4,2	7,2	12,8	9,5	8,7	73,3
1,8	4,9	10,7	8,5	9,6	61,2
0,7	1,9	3,4	2,7	2,8	18,3
0,4	0,9	2,4	2,7	2,7	14,9

Tab. 1.5:
Durchschnittliche Anzahl
der Nebeltage im
Jahresgang während des
Bezugszeitraumes
1951–1980
(Zusammenstellung nach
Daten von MISTEREK 1987,
KALB & SCHIRMER 1992, des
Koninklijk Nederlands
Meteorologisch Instituut
1983 und des
Meteorologischen
Dienstes der DDR 1987)

List/Sylt 55°01' N/08°25' E, 26 m
Lüchow 52°58' N/11°10' E, 17 m
Marburg/Lahn 50°49' N/08°46' E, 181 m
München-Riem 48°09' N/11°43' E, 527 m
Neustadt/Weinstraße 49°22' N/08°08' E, 163 m
Norderney 54°43' N/07°09' E, 11 m
Nürnberg-Kraftshof 49°30' N/11°05' E, 310 m
Oberstdorf 47°24' N/10°17' E, 810 m
Regensburg 49°03' N/12°06' E, 366 m

Saarbrücken-Ensheim 49°13' N/07°07' E, 323 m
Schleswig 54°32' N/09°33' E, 43 m
Schwerin 53°39' N/11°23' E, 59 m
Teterow 53°46' N/12°37' E, 46 m
Warnemünde 54°11' N/12°05' E, 4 m
Weiden 49°40' N/12°11' E, 438 m
Wittenberg 51°53' N/12°39' E, 105 m
Würzburg 49°46' N/09°58' E, 268 m

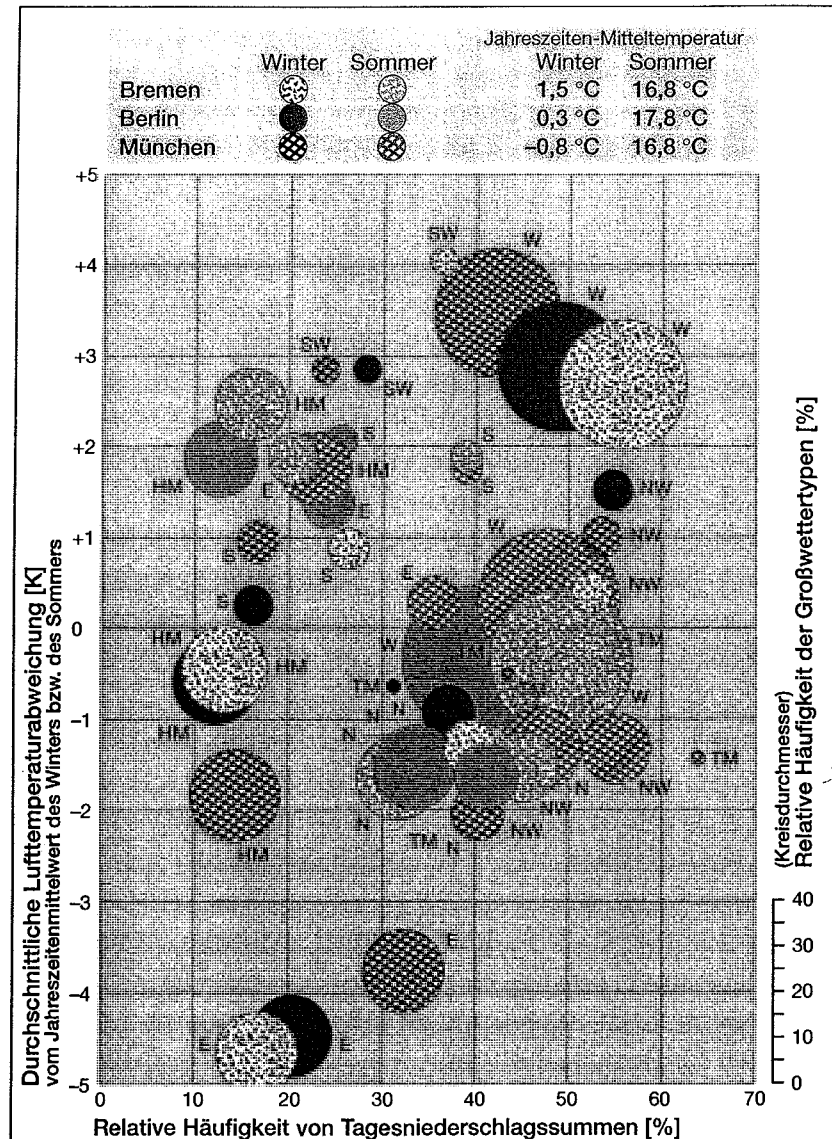
Der seltene *Großwettertyp Zentraltief Mitteleuropa* ist gekennzeichnet durch ein abgeschlossenes Tiefdruckgebiet über dem mitteleuropäischen Raum mit besonders deutlicher Ausprägung in der mittleren und oberen Troposphäre. Im Regelfall handelt es sich dabei um den Südteil eines meridional ausgerichteten Höhentiefdrucktroges, der durch flankierende Höhenhochdruckkeile von seiner Wurzel, dem polaren Höhentief, abgeschnürt wurde. Zyklonale Randstörungen teils mediterraner Herkunft werden auf der Ostflanke des verbliebenen mitteleuropäischen Höhenzentraltiefs auf der Zugstraße V_b nach VAN BEBBER (1891) vom Alpenostrand nordostwärts bis nordwärts, später gelegentlich auch nordwestwärts gesteuert. Sie liefern über dem östlichen Mitteleuropa ganz bedeutende frontale Dauerniederschläge von großer räumlicher Ausdehnung, im Winter überwiegend als Schnee niedergehend und im Sommer vielfach von Gewittertätigkeit begleitet. Die reichlichen Niederschläge entstammen wasserdampfreicher Warmluft mediterraner Herkunft, die aus Süd bis Südost auf die nach Mitteleuropa einfließende maritim-polare Kaltluft aus dem Nordmeerraum aufgleitet. Da die Zufuhr der Mittelmeerwarmluft über dem mitteleuropäischen Raum nur höhere Niveaus betrifft, wird die Lufttemperatur an der Erdoberfläche von der ozeanischen Kaltluft bestimmt und weicht daher im Regelfall vom Jahreszeiten-Mittelwert nach der negativen Seite ab.

Für zwei weiträumig repräsentative Stationen Norddeutschlands von unterschiedlicher Atlantikdistanz und für eine ebensolche Station Süddeutschlands bietet die Abbildung 1.5 eine vergleichende quantitative Übersicht über das thermische Normalverhalten (als durchschnittliche Abweichung vom stationsbezogenen Lufttemperatur-Jahreszeitenmittel) und über die durchschnittliche Niederschlagswirksamkeit der Großwettertypen.

Im thermischen Charakter zeigen fast alle Großwettertypen deutliche jahreszeitliche Unterschiede, wenn auch von unterschiedlichem Ausmaß. Am stärksten sind solche erwartungsgemäß beim kontinentalen Osttyp ausgeprägt. Nicht unerheblich, wenngleich in gegenläufiger Weise, finden sie sich jedoch auch bei der Gruppe der atlantischen Großwettertypen Südwest bis Nordwest ausgebildet. Ausnahmeverhalten lassen die Großwettertypen Nord und Tiefdruck Mitteleuropa erkennen, die stets vom Jahreszeitenmittel der Lufttemperatur nach der negativen Seite abweichen. Hingegen kann man ganzjährig überdurchschnittliche Lufttemperatur allenfalls dem Großwettertyp Süd zusprechen.

Deutlich ausgeprägt zeigt sich der Unterschied in der Niederschlagshäufigkeit zwischen den atlantischen Großwettertypen einerseits und den wenig niederschlagswirksamen Großwettertypen Zentralhoch Mitteleuropa und Kontinental-Ost andererseits. Der letztere erweist sich über Süddeutschland, wie früher bereits begründet, als häufiger niederschlagsbegleitet und wahrscheinlich deshalb im Vergleich zu Norddeutschland im Winter etwas weniger stark nach der negativen Seite, im Sommer kaum nach der positiven Seite vom Lufttemperatur-Jahreszeitenmittel abweichend. Der Großwettertyp Nord nimmt bei der Niederschlagshäufigkeit eine intermediäre Stellung ein, hat jedoch im Sommer über Süddeutschland ebenfalls erhöhte Niederschlagswirksamkeit. Die Großwettertypen Süd und Tiefdruck Mitteleuropa schließlich zeigen ansehnliche räumliche und jahreszeitliche Unterschiede im Niederschlagsverhalten, wobei der erstere Großwettertyp eine größere Nieder-

Abb. 1.5:
 Durchschnittliche relative
 Häufigkeit der
 Großwettertypen über
 Mitteleuropa und ihre
 normale Wetterwirksam-
 keit während der extremen
 Jahreszeiten des Bezugs-
 zeitraumes 1890–1950 in
 verschiedenen Großräu-
 men Deutschlands
 (Entwurf: M. HENDL nach
 teilweise umgerechneten
 Daten von BÜRGER 1958)



Bezugsstationen: Bremen-Observatorium 53°05'N/8°47'E, 7 m (vor 1936) und Bremen-Flughafen 53°03'N/8°48'E, 4 m (ab 1936, ohne 1945); Berlin-Teltower Straße 52°30'N/13°23'E, 46 m (vor April 1908) und Berlin-Dahlem 52°28'N/13°18'E, 58 m (ab April 1908, ohne 1945); München-Zentralstation 48°09'N/11°34'E, 516 m (vor 1927) und München-Botanischer Garten 48°10'N/11°30'E, 515 m (ab 1927, ohne 1945). Die relative Häufigkeit der Großwettertypen ist dem Durchmesser der Kreisfiguren proportional; die quantitativen Beziehungen regelt die Skala am rechten Abbildungsrand.

Lesebeispiel: Der oberste kleine Kreis mit senkrechter Balkenschraffur und der Buchstabenkennzeichnung SW markiert im Diagramm den Großwettertyp Südwest im Winter. Der Kreisdurchmesser liefert nach der Skala am rechten Abbildungsrand eine durchschnittliche relative Eintrittshäufigkeit des Großwettertyps von 4,9%. Die Position des Kreismittelpunktes zeigt an, dass mit dem genannten Großwettertyp über Bremen eine durchschnittliche Lufttemperaturabweichung um +4,0 K vom Jahreszeitenmittelwert und eine Eintrittshäufigkeit für Tagesniederschläge $\geq 1,0$ mm von 36,0% verbunden sind.

schlagswirksamkeit eher im Westen Deutschlands, der letztere eine solche eher über Süddeutschland entfaltet.

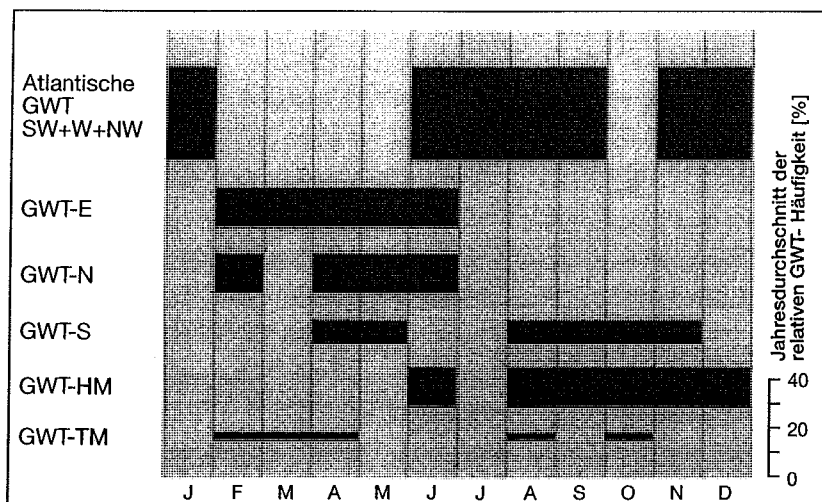
Unter den europäischen Großwettertypen nimmt nach Tabelle 1.6 fast während des gesamten Jahres die Gruppe der atlantischen Großwettertypen Südwest bis Nordwest mit dem dominierenden Großwettertyp West eine beherrschende Stellung ein und verursacht die generell stark ozeanische Prägung der Normalwitterung Mitteleuropas. Immerhin bewirkt jedoch die jahreszeitlich veränderliche Häufigkeit der anderen Großwettertypen manche Besonderheit im durchschnittlichen Witterungscharakter der verschiedenen Jahreszeiten (Abb. 1.6).

Der normale *Winter* Mitteleuropas ist bei insgesamt sehr wechselhaften Zirkulationsverhältnissen auffallend stark ozeanisch beeinflusst. Die atlantischen Großwettertypen West, Südwest und Nordwest erreichen im Dezember und Januar durchschnittliche relative Monatshäufigkeiten um 45%, an denen der Großwettertyp West mit Zweidrittelmehrheit beteiligt ist. Die genannten Großwettertypen sind über Mitteleuropa weit überwiegend zyklonal ausgebildet, also von intensiver Zyklonentätigkeit mit häufigen Frontalniederschlägen begleitet. Diese fallen angesichts der positiven Bodentemperatur der beteiligten atlantischen Luftmassen vornehmlich als Regen oder als Mischniederschlag, und nur in höheren Gebirgslagen ist dann in der Regel Schneeniederschlag zu erwarten. Der ebenfalls winterwarme, aber deutlich seltener zu Niederschlag neigende Großwettertyp Süd zeigt in der kalten Jahreszeit eine unternormale Häufigkeit im Vergleich zum ohnehin bescheidenen Häufigkeitsjahresmittel und spielt daher eine nur sekundäre Rolle. Wesentlich bedeutungsvoller ist der generell niederschlagsarme Großwettertyp Ost, der mit Einbrüchen sehr kalter Kontinentalluft vor allem im Januar und Februar das Wetter an 15-20% aller Tage bestimmt, während im Dezember die Rolle eines Störfaktors für das atlantische Witterungsregime stärker dem besonders niederschlagsarmen, thermisch jedoch weniger extremen Großwettertyp Hochdruck Mitteleuropa zufällt; dieser präsentiert sich jedoch auch im Januar und Februar noch an rund 15% aller Tage. Gleiche Bedeutung kommt den ebenfalls kalten, in der Mehrzahl der Fälle jedoch zyklonenbegleiteten und dann mit Frontalschneefällen verbundenen Großwetterlagen des Nordtyps zu, die durch einen ersten Häufigkeitsgipfel von 17% im Februar zusammen mit den Großwetterlagen des kontinentalen Osttyps einen deutlichen Häufigkeitsrückgang der atlantischen Großwettertyp-Gruppe veranlassen und damit zu den charakteristischen Zirkulationsverhältnissen des Frühjahrs überleiten.

Das *Frühjahr* ist durch außergewöhnlich seltenes Auftreten des Großwettertyps West gekennzeichnet, so dass die atlantische Großwettertyp-Gruppe Südwest bis

GWT	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
W	29,7	23,3	23,7	16,3	17,7	25,8	30,5	29,4	27,7	23,1	28,8	31,6
SW	9,9	5,7	5,7	5,2	7,0	3,2	4,4	7,0	6,6	9,4	6,1	6,9
NW	6,0	6,4	7,0	7,7	5,1	7,2	14,0	5,1	7,4	4,7	4,6	6,9
E	16,3	19,9	25,5	19,2	25,6	19,7	14,9	16,8	10,7	12,3	11,8	12,9
N	14,8	17,3	15,1	23,2	21,4	16,9	13,3	11,8	13,7	11,6	14,8	14,9
S	7,5	8,7	8,6	11,4	10,8	8,3	6,5	11,0	12,0	11,8	14,4	8,1
HM	14,6	14,8	10,1	11,2	8,9	15,7	13,9	15,4	18,9	23,4	16,4	17,2
TM	0,6	3,4	3,3	4,8	1,8	1,8	1,6	2,5	1,0	2,6	2,2	0,4
X ¹	0,6	0,5	1,0	1,0	1,7	1,4	0,9	1,0	2,0	1,1	0,9	1,1

Abb. 1.6:
 Jahresabschnitte mit erhöhter relativer Monatshäufigkeit der Großwettertypen in Bezug auf deren jeweiligen Jahresdurchschnitt der relativen Häufigkeit im Zeitraum 1951–1980
 (Entwurf: M. HENDL nach Daten von RAMPE & REINKE 1985)



Die Balkenstärke indiziert den unterschiedlichen Jahresdurchschnitt der relativen Großwettertypen-Häufigkeit gemäß der Skala am rechten Abbildungsrand.

Nordwest infolgedessen im April und Mai mit 29–30% relativer Monatshäufigkeit ihr ausgeprägtes Jahresminimum erreicht. An ihre Stelle tritt mit einer bemerkenswerten Häufigkeitssteigerung vor allem der Großwettertyp Nord, der nach einem vorübergehenden schwachen Rückgang im März dann im April und Mai an über 20% aller Tage mit dem charakteristischen kühlen und oft auch schauerreichen Wetter auftritt. Angesichts dieser Verhältnisse erweist es sich als sehr vorteilhaft, dass während des gesamten Frühjahrs und noch bis in den Juni hinein anhaltend der kontinentale Großwettertyp Ost mit 20–25% relativer Monatshäufigkeit ebenfalls sein betont deutliches Jahresmaximum erreicht. Da der bewölkungsarme, die Einstrahlung begünstigende Großwettertyp Zentralhoch Mitteleuropa in dieser Jahreszeit eher mit unternormaler Häufigkeit um nur 10% in Erscheinung tritt und auch der Warmluft nach Mitteleuropa führende Großwettertyp Süd trotz eines ersten Häufigkeitsmaximums im April/Mai nur an 10% aller Tage wirksam ist, hat das Häufigkeitsmaximum des kontinentalen Osttyps eine erhebliche Bedeutung für den Erwärmungsprozess: Durch geringe Bewölkung fördert auch der Großwettertyp Ost die Strahlungsenergiezufuhr zur Erdoberfläche, die sich als Folge der rasch

Jahr	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
25,6	28,4	19,2	28,6	26,5
6,5	7,5	6,0	4,9	7,4
6,9	6,4	6,5	8,8	5,6
17,1	16,2	23,5	17,2	11,5
15,7	15,6	19,9	14,0	13,4
9,9	8,1	10,2	8,6	12,7
15,0	15,5	10,1	15,0	19,7
2,2	1,4	3,3	1,9	2,0
1,1	0,9	1,3	1,0	1,2

Tab. 1.6:
 Durchschnittliche relative Häufigkeit der Großwettertypen (GWT) während des Bezugszeitraumes 1951–1980 über Mitteleuropa (in %; nach Daten von RAMPE & REINKE 1985)

¹ unbestimmbare Situationen

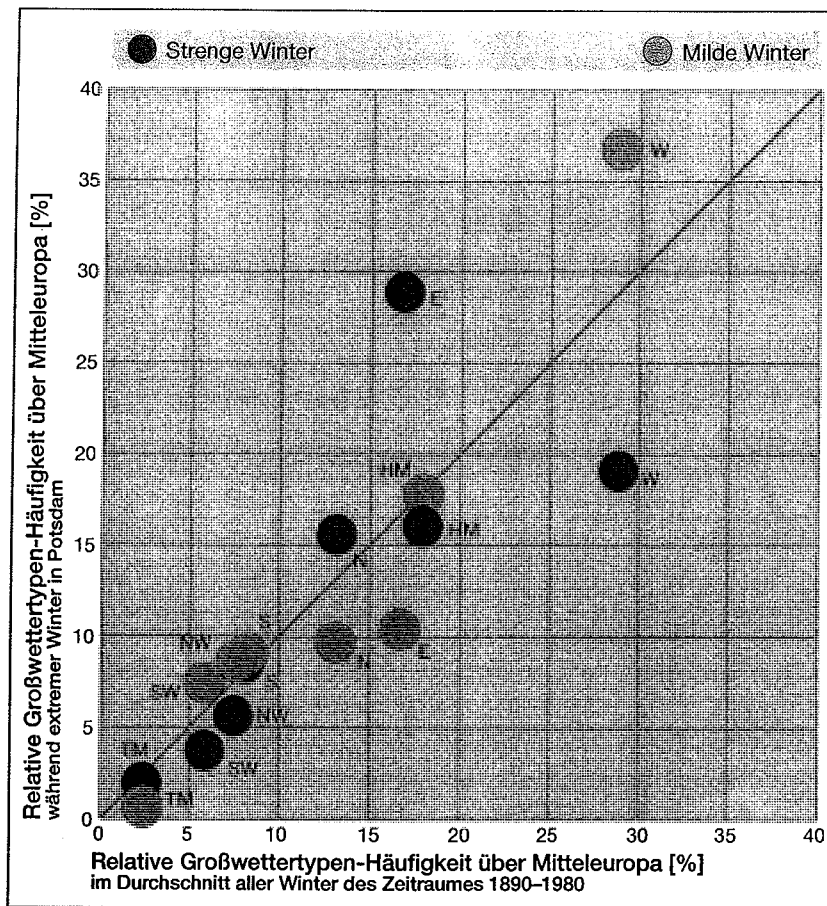


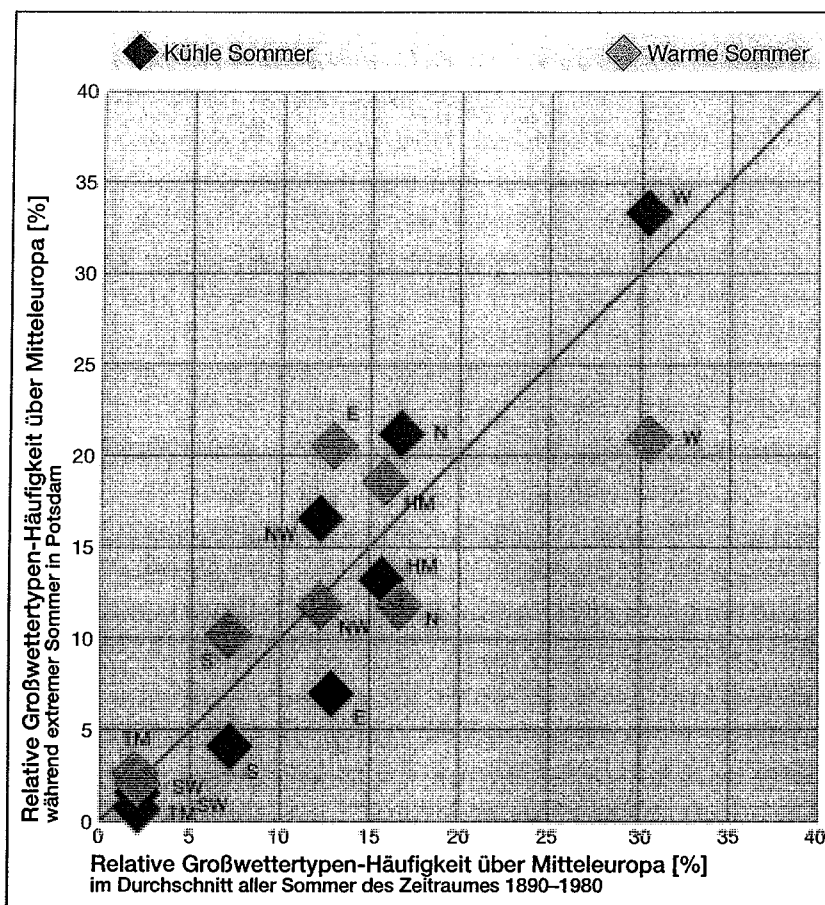
Abb. 1.7a:
Durchschnittliche relative Großwettertypen-Häufigkeit während extremer Winter im Vergleich zur durchschnittlichen relativen Großwettertypen-Häufigkeit während aller Winter des Referenzzeitraumes 1890–1980 über Mitteleuropa
(Entwurf: M. HENDL nach Daten von BÜRGER 1958, RAMPE & REINKE 1985, HELBIG [KLEBER] 1986)

Als extreme Winter sind jeweils gruppenweise die 15 kältesten und die 15 wärmsten Winter des Zeitraumes 1893–1980 an der Station Potsdam-Observatorium 52° 23' N/13° 04' E, 81 m, zusammengefasst. Beurteilungsgröße für die Auswahl war die Winter-Mitteltemperatur der Einzeljahre. Die Gruppen-Mitteltemperatur der 15 kältesten Winter beträgt $-3,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, jene der 15 wärmsten Winter $2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der Mittelpunkt jeder Kreisfläche markiert für den entsprechenden Großwettertyp die relative Eintrittshäufigkeit für die jeweilige Extremwintergruppe und für den Referenzzeitraum. Positionen auf der eingetragenen Diagonale bedeuten gleiche relative Großwettertypen-Häufigkeit in den Vergleichszeiträumen.

zunehmenden Sonnenhöhe und täglichen Bestrahlungsdauer fortgesetzt erhöht. Die erwärmungsverzögernde Kühlwirkung des Großwettertyps Nord wird dadurch überkompensiert, wengleich ein sehr diskontinuierlich verlaufender Lufttemperaturanstieg die Folge des zeitlich abwechselnden Gegeneinanderwirkens beider Großwettertypen ist. Eine gewisse Bedeutung für die Witterungsverhältnisse des Frühjahrs kommt schließlich noch dem generell sehr seltenen Großwettertyp Tiefdruck Mitteleuropa zu, weil er zu räumlich ausgedehnten und anhaltenden Großniederschlägen über dem östlichen und zu schauerbegleiteter Kaltluftzufuhr aus Norden über dem westlichen Mitteleuropa neigt; er erreicht während dieser Jahreszeit sein Häufigkeitsmaximum, dabei im April an durchschnittlich fast 5% aller Tage auftretend.

Ähnlich dem Winter zeigt sich der *Sommer* Mitteleuropas in der Regel wieder stark ozeanisch kontrolliert. Die Gruppe der bewölkungsreichen und oft von Fron-

Abb. 1.7b:
 Durchschnittliche relative
 Großwettertypen-Häufig-
 keit während extremer
 Sommer im Vergleich zur
 durchschnittlichen relati-
 ven Großwettertypen-
 Häufigkeit während aller
 Sommer des Referenzzeit-
 raumes 1890–1980 über
 Mitteleuropa
 (Entwurf: M. HENDL nach
 Daten von BÜRGER 1958,
 RAMPE & REINKE 1985,
 HELBIG [KLEBER] 1986)



Als extreme Sommer sind jeweils gruppenweise die 15 kühlest und die 15 wärmsten Sommer des Zeitraumes 1893–1980 an der Station Potsdam-Observatorium $52^{\circ}23'N/13^{\circ}04'E$, 81 m, zusammengefasst. Beurteilungsgröße für die Auswahl war die Sommer-Mitteltemperatur der Einzeljahre. Die Gruppen-Mitteltemperatur der 15 kühlest Sommer beträgt $15,8^{\circ}C$, jene der 15 wärmsten Sommer $18,5^{\circ}C$. Der Mittelpunkt jedes Quadrates markiert für den entsprechenden Großwettertyp die relative Eintrittshäufigkeit für die jeweilige Extremsommergruppe und für den Referenzzeitraum. Positionen auf der eingetragenen Diagonale bedeuten gleiche relative Großwettertypen-Häufigkeit in den Vergleichszeiträumen.

talniederschlag begleiteten atlantischen Großwettertypen Südwest bis Nordwest erzielt im Jahreszeitenmittel einen Relativanteil von 42,3%, exakt jenem des Winters entsprechend, und im Juli steigt ihre relative Häufigkeit sogar auf fast 50%, woran der Großwettertyp Nordwest mit einem Jahresmaximum von 14% relativer Monatshäufigkeit einen ansehnlichen Anteil hat, während der Großwettertyp Südwest im Sommer selten ist. Mit ähnlichen Auswirkungen trägt zur generell regnerischen und kühlen Sommerwitterung zusätzlich noch der Großwettertyp Nord bei, der allerdings nur im Juni noch die erhöhte Eintrittshäufigkeit des Frühjahrs zeigt, sonst jedoch deutlich unterdurchschnittliche relative Monatshäufigkeiten erkennen lässt und im August sogar eines der beiden Jahresminima erreicht. Auch der Großwettertyp Süd, nur im August mit 11% Anteil überdurchschnittliche Häufigkeit erzielend, ist im Sommer nahezu ausschließlich zyklonal ausgebildet und daher wiederum (vor allem über dem westlichen Mitteleuropa) zeitweilig regenbegleitet. Abschnitte mit trocke-

nem und warmem Wetter sind mithin auf die Großwettertypen Ost und Zentralhoch Mitteleuropa beschränkt, von denen im Frühsommer der erstere etwas häufiger auftritt als der letztere. Sonst sind jedoch beide Großwettertypen zu etwa gleichen Anteilen ohne besondere Häufigkeitsschwerpunkte vertreten und erreichen zusammen einen relativen Jahreszeitenanteil von rund 32%, dem gemeinsamen Jahresdurchschnitt entsprechend und diesen nur im Juli leicht unterschreitend.

Bedeutende Zeitabschnitte des *Herbstes*, vor allem des Septembers und Oktobers, zeigen sich durch anhaltendes Auftreten des Großwettertyps Hochdruck Mitteleuropa geprägt. Er erzielt in den genannten beiden Monaten sein bemerkenswert deutliches Häufigkeitsmaximum und führt zu den niederschlagsfreien Strahlungswetterperioden des so genannten Altweibersommers mit ihrem starken Lufttemperatur-Tagesgang und dem nächtlichen bzw. morgendlichen Tau- und Nebelreichtum über feuchterem Gelände, darin noch unterstützt vom Großwettertyp Ost, der allerdings mit durchschnittlichen relativen Monatshäufigkeiten von wenig über 10% jetzt eine nur sekundäre Bedeutung hat. Wohl fehlen die atlantischen Großwettertypen unter erhöhter Beteiligung des Großwettertyps Südwest auch während dieser frühherbstlichen Zeit nicht, nehmen vielmehr selbst dann noch hinsichtlich ihrer durchschnittlichen relativen Monatshäufigkeit als Großwettertyp-Gruppe die Spitzenstellung ein, doch sind sie zumindest im Oktober nur unwesentlich häufiger als die Großwettertypen Hochdruck Mitteleuropa und Kontinental-Ost zusammen. Der Großwettertyp Hochdruck Mitteleuropa erzielt im Oktober sogar knapp die größte durchschnittliche Häufigkeit unter allen einzelnen Großwettertypen. Im November erfolgt dann jedoch wieder eine deutliche Häufigkeitszunahme des atlantischen Großwettertyps West mit seinen niederschlagsbegleiteten Zyklonen, und auch der wiederum weit überwiegend zyklonal ausgebildete Großwettertyp Süd trägt durch das Jahresmaximum seiner Häufigkeit zur vorherrschend trüben, oft regnerischen Witterung dieses Spätherbstmonats bei, der den Übergang zur wechselhaften Winterwitterung vermittelt. Nur die zeitweilige Herrschaft des immer noch überdurchschnittlich häufigen Großwettertyps Hochdruck Mitteleuropa sorgt für gelegentliche Erinnerung an die Schönwetterperioden der vorangegangenen Herbstabschnitte.

Von dem skizzierten Normalcharakter der Witterung in den verschiedenen Jahreszeiten können in einzelnen Jahren oder auch Jahresfolgen deutliche Abweichungen auftreten, die dann durch eine besondere Häufigkeitsverteilung der Großwettertypen verursacht werden (Abb. 1.7a und 1.7b).

So sind mitteleuropäische *Strengwinter* durch weit unternormale Häufigkeit des Großwettertyps West und durch weit übernormale Häufigkeit des Großwettertyps Kontinental-Ost ausgezeichnet, während besonders *milden Wintern* ein gegenteiliges Häufigkeitsangebot der genannten beiden Großwettertypen zuzuordnen ist und zusätzlich noch der Großwettertyp Nord dann deutlich unter seiner normalen Eintrittshäufigkeit liegt.

Für *kühle Sommer* ist gehäuftes Auftreten des Großwettertyps Nord ebenso typisch wie stark unternormale Häufigkeit des Großwettertyps Kontinental-Ost. *Warme Sommer* sind hingegen vor allem durch erheblich geminderte Häufigkeit des Großwettertyps West, ein eingeschränktes Auftreten des Großwettertyps Nord sowie gesteigerte Häufigkeit des Großwettertyps Kontinental-Ost bedingt.

1.3 Die Häufigkeit niederschlagswirksamer Vorgänge über Deutschland: Frontpassagen und Konvektionsvorgänge

TETZLAFF & HAGEMANN (1985) verdankt man eine Untersuchung zum Anteil verschiedener niederschlagswirksamer Prozesse an der Gesamtzahl der Niederschlagsereignisse und der zugeordneten Niederschlagsgesamtsumme (Tab. 1.7). Sie gilt zwar für die Bezugsstation Hannover, doch können ihre Ergebnisse mit großer Wahrscheinlichkeit weiträumige Gültigkeit beanspruchen. Es wird nachgewiesen, dass das Aufgleiten an zykloneninternen Fronten als der mit Abstand wichtigste niederschlagswirksame Vorgang über Deutschland anzusehen ist und im gegebenen Fall einen Anteil von rund 52% sowohl zur durchschnittlichen Niederschlagshäufigkeit als auch zur durchschnittlichen Niederschlagsmenge beisteuert. Die durchschnittliche Häufigkeit von *Frontdurchgängen* ist daher von erstrangiger klimatischer Bedeutung. (Ebenfalls Zyklonen zugeordnet, wenn auch nicht direkt an Frontpassagen gebunden, sind weitere rund 15% der Niederschlagsereignisse und 24% der Niederschlagsmenge, so dass Zyklonen insgesamt durchschnittlich zwei Drittel aller Niederschlagsereignisse und drei Viertel der Jahresniederschlagssumme veranlassen.)

Eine entsprechende Datenübersicht (Tab. 1.8) lehrt zunächst, dass die durchschnittliche Häufigkeit von Frontpassagen keinem sehr ausgeprägten Jahresgang unterliegt und dass allenfalls der Winter, in Süddeutschland das Frühjahr, sich durch leicht erhöhte Werte gegenüber den anderen Jahreszeiten auszeichnet.

Auch zonale Differenzen in der Häufigkeit der Frontdurchgänge sind gering: Berlin im Osten des Norddeutschen Tieflandes erfährt im selben Bezugszeitraum nur 8% weniger Frontpassagen als die erheblich atlantikhäufigere Tieflandstation Bremen.

Niederschlagstyp	Niederschlagsereignis-Anteil	Niederschlagssummen-Anteil
Frontalniederschlag	52,2	51,9
Warmfrontniederschlag	11,5	10,4
Kaltfrontniederschlag	20,2	20,8
Okklusionsfrontniederschlag	20,5	20,7
Zykloneninterner Warmsektorniederschlag	5,1	2,0
Zykloneninterner Dauerniederschlag ohne Frontpassage	9,7	21,8
Schauerniederschlag außerhalb von Fronten	31,1	23,9
Sonstige Niederschläge	1,9	0,6

Tab. 1.7: Relativer Anteil bestimmter Niederschlagstypen an der Gesamtzahl aller Niederschlagsereignisse mit Tagessummen $\geq 2,5$ mm und an der korrespondierenden Niederschlagssumme für den Zeitraum 1979–1984 an der Bezugsstation Hannover-Herrenhausen (in %; nach TETZLAFF & HAGEMANN 1986)

Stationsposition: 52° 22' N/9° 45' E, 57 m. Gesamtzahl der Niederschlagsereignisse mit Tagessummen $\geq 2,5$ mm: 838 Fälle. Niederschlagssumme der Niederschlagsereignisse: 3134 mm. Eine Addition der relativen Niederschlagssummen-Anteile im rechten Tabellenteil ergibt nicht exakt 100,0%. Als Ursache sind geringfügige rundungsbedingte Ungenauigkeiten bei einzelnen Zahlenangaben anzunehmen.

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni
<i>Norddeutschland-West</i> <i>Bremen 1961-1975</i>						
Durchschnittliche Fronthäufigkeit	14,2	12,1	11,8	12,9	13,2	10,9
Relative Fronthäufigkeit ¹	9,2	7,9	7,7	8,4	8,6	7,1
<i>Norddeutschland-Ost</i> <i>Berlin-Buch 1961-1975</i>						
Durchschnittliche Fronthäufigkeit	12,3	12,0	10,3	11,5	12,1	10,5
Relative Fronthäufigkeit ¹	8,7	8,5	7,2	8,1	8,6	7,4
<i>Süddeutschland</i> <i>München 1968-1977</i>						
Durchschnittliche Fronthäufigkeit	7,0	6,3	6,8	7,1	6,4	6,0
Relative Fronthäufigkeit ¹	9,3	8,4	9,0	9,4	8,5	8,0

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
List	0,4	0,1	0,3	0,4	2,1	1,6	3,7	5,4
Gedser Rev	0,1	0,0	0,1	0,6	2,4	2,7	4,5	4,1
Lübeck	0,2	-	0,3	0,6	2,8	3,0	3,9	5,5
Greifswald	0,0	0,0	0,3	0,9	2,6	3,6	4,8	4,4
Hamburg	0,3	0,2	0,5	0,7	3,7	3,2	5,9	6,7
Potsdam	0,2	0,1	0,3	2,0	4,2	5,6	6,8	5,8
Aachen	0,2	0,3	0,5	1,2	4,3	4,1	5,5	4,5
Marburg	0,1	-	0,4	1,2	3,8	3,9	6,1	5,0
Erfurt	0,1	0,1	0,3	1,3	4,6	5,2	5,1	5,0
Dresden	0,2	0,4	0,5	2,2	5,8	6,2	7,5	5,9
Brocken	0,2	0,2	0,4	1,9	4,0	4,9	5,8	5,0
Frankfurt/Main ¹	0,0	0,1	0,6	1,4	4,6	5,9	6,0	5,5
Karlsruhe	-	0,2	0,6	1,8	4,3	6,5	6,2	5,4
Bamberg	0,1	-	0,2	1,0	4,7	6,1	6,3	5,9
Feldberg	0,5	0,3	0,8	1,9	6,2	9,1	9,3	7,6
Augsburg	0,2	0,1	0,6	0,8	3,9	6,9	6,7	4,9
Hohenpeißenberg	0,1	0,1	0,3	2,4	6,8	8,1	8,3	7,5
Garmisch-Partenkirchen	-	-	0,1	1,6	5,0	8,2	7,5	7,2
Säntis ²	0,1	0,1	0,5	1,7	5,1	7,0	7,7	6,1

Stationspositionen:

Aachen 50°47'N/6°06'E, 202 m
 Augsburg 48°22'N/10°54'E, 490 m
 Bamberg 49°53'N/10°53'E, 282 m
 Brocken 51°48'N/10°37'E, 1142 m

Dresden-Wahnsdorf 51°07'N/13°41'E, 246 m
 Erfurt-Bindersleben 50°59'N/10°58'E, 315 m
 Feldberg (Schwarzwald) 47°52'N/8°00'E, 1486 m
 Frankfurt/Main 50°07'N/8°40'E, 103 m

Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
13,3 8,6	12,5 8,1	12,5 8,1	12,6 8,2	13,8 8,9	14,2 9,2	154,0 100,0
12,5 8,8	11,2 7,9	12,6 8,9	10,9 7,7	12,3 8,6	13,6 9,6	141,7 100,0
5,3 7,1	5,3 7,1	6,1 8,1	6,0 8,0	6,9 9,2	5,9 7,9	75,1 100,0

Tab. 1.8:
Durchschnittliche Häufigkeit von Frontpassagen über Deutschland (nach Originalauszählungen auf Wetterkarten von HENDL für Bremen, nach HENDL 1991 für Berlin-Buch und nach HOINKA 1985 für München)

¹ monatliche Häufigkeit in % der jährlichen Häufigkeit

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Relativanteil [%] Juni-Aug.
2,9	1,3	0,8	0,8	19,8	54,0
1,8	0,3	0,0	0,0	16,6	68,1
0,9	0,1	0,1	0,3	17,7	70,0
1,7	0,4	–	0,0	18,7	68,4
1,8	0,5	0,4	0,3	24,7	65,3
2,3	0,5	0,1	0,0	27,9	65,2
2,5	0,5	0,3	0,2	24,1	58,5
1,5	0,1	0,2	0,1	22,4	67,0
1,6	0,3	–	0,1	23,7	64,6
2,3	0,7	–	0,1	31,8	61,6
1,5	0,2	0,2	0,3	24,6	63,8
2,3	0,2	–	0,1	26,7	65,2
2,6	0,5	–	0,3	28,4	63,7
1,6	0,7	0,1	–	26,7	68,5
2,9	1,1	0,4	0,4	40,5	64,2
1,8	0,1	0,1	0,1	26,2	70,6
3,0	0,3	0,2	0,0	37,1	64,4
2,1	0,7	0,1	–	32,5	70,5
2,6	0,3	0,1	0,1	31,4	66,2

Tab. 1.9:
Durchschnittliche Anzahl der Gewittertage während des Bezugszeitraumes 1931–1960 (vorwiegend nach SCHÜEPP & SCHIRMER 1977 mit Ergänzungen nach ATTMANNSPACHER et al. 1981, MOLLWO 1958, SPARRE 1981)

¹ Bezugszeitraum 1931–1956

² Bezugszeitraum 1941–1960

Garmisch-Partenkirchen 47°30'N/11°06'E, 704 m
 Gedser Rev 54°27'N/12°11'E (Feuerschiff)
 Greifswald 54°06'N/13°27'E, 2 m
 Hamburg-Fuhlsbüttel 53°38'N/9°59'E, 13 m
 Hohenpeißenberg 47°48'N/11°01'E, 975 m

List/Sylt 55°01'N/8°25'E, 16 m
 Lübeck 53°54'N/10°42'E, 5 m
 Marburg 50°49'N/8°46'E, 243 m
 Potsdam-Observatorium 52°23'N/13°04'E, 81 m
 Säntis 47°15'N/9°20'E, 2500 m

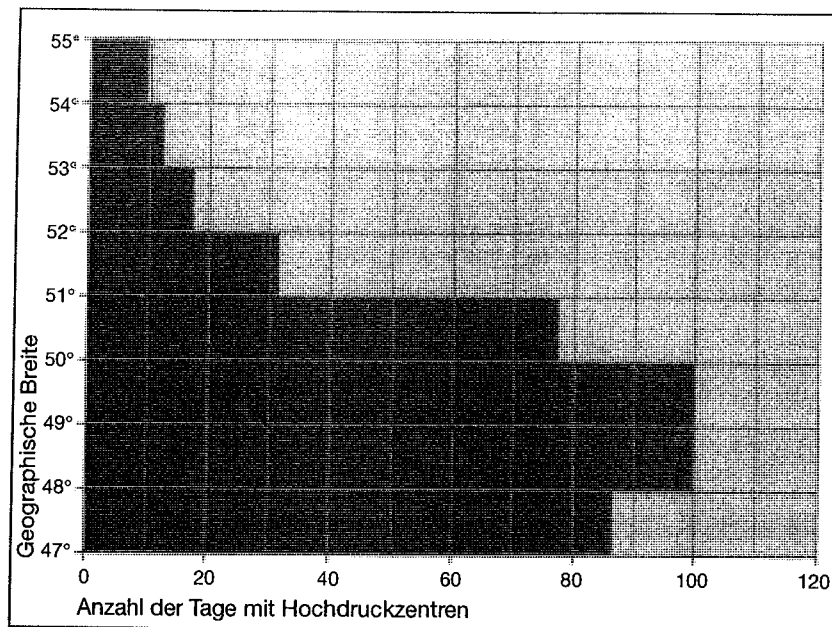


Abb. 1.8:
Breitenabhängigkeit der absoluten Häufigkeit täglicher Positionen von Hochdruckzentren während des Bezugszeitraumes 1947–1957 im Meridianstreifen 5°–15° E (Entwurf: M. HENDL nach Auszählungen auf Sammelkarten von REINEL 1960 für Europa)

Im Vergleich zu Norddeutschland merklich seltener von Frontdurchgängen beeinflusst zeigt sich hingegen Süddeutschland, das nach einer Fronthäufigkeitsstatistik von HOINKA (1985) um fast 50% gegenüber den entsprechenden Werten für Norddeutschland abfällt. Diesen im angegebenen Ausmaß erstaunlichen Umstand hatte bereits BAND (1955), wenngleich mit wesentlich geringerer Nord-Süd-Differenz, festgestellt und in diesem Zusammenhang anhand der Meridionalvariation verschiedener klimatischer Größen der Mainlinie den Charakter einer Wetterscheide zugesprochen. Unterschiede in der jährlichen Fronthäufigkeit zwischen Nord- und Süddeutschland im angegebenen Sinne fand auch ERIKSEN (1971) im Ergebnis einer (nicht stationsbezogenen) europaweiten Auszählung für den Fünfjahreszeitraum 1958–1962. Die Ursache findet sich in der größeren Distanz Süddeutschlands zum außertropischen Hauptzykloneingürtel und der dadurch möglichen erhöhten Häufigkeit bzw. Beständigkeit von Hochdrucksituationen, wie sie sich beispielsweise aus Sammelkarten der täglichen Positionen von Bodenhochdruckzentren bei REINEL (1960) erschließen lässt. Ein krasser Häufigkeitsabfall bei diesen Hochdruckzentren am Übergang von der Mittelgebirgsschwelle zum norddeutschen Tieflandsraum (Abb. 1.8) ist nicht zu übersehen. (Er übersteigt auch bei weitem die Arealabnahme der zonalen Eingradfeldstreifen mit zunehmender geographischer Breite, die zwischen 47°–48° einerseits und 54°–55° andererseits nur 13,9% beträgt.)

Auf *Konvektionsvorgänge* sind nach der genannten Untersuchung von TETZLAFF & HAGEMANN (1985) über 30% aller Niederschlagsereignisse und immerhin knapp 24% der durchschnittlichen Jahresniederschlagssumme zurückzuführen. Hinsichtlich der Bedeutung für die Niederschlagstätigkeit steht damit die Konvektion als aktiver Vertikalbewegungsvorgang mit räumlich wechselnden Aufstiegs- und Absinkbereichen an zweiter Stelle.

Ihre Häufigkeit zeitlich und räumlich differenziert zu erfassen ist schwierig. Es gibt Konvektionsvorgänge sehr unterschiedlicher Intensität und Vertikalerstreckung,

und auch frontale Aufgleitvorgänge können besonders im Sommer konvektiv beeinflusst sein. Niederschlagswirksam sind zudem nur hoch reichende Konvektionsvorgänge, da nur hierbei jene Wolkenmächtigkeiten erzielbar sind, die eine Bildung hinreichend großer Wolkenelemente ermöglichen; diese müssen die Fallstrecke in wasserdampfungsättigter Luft zwischen Wolkenuntergrenze und Erdoberfläche ohne vollständige Rückverdampfung überwinden können, um an der Erdoberfläche als Niederschlags-elemente aufzutreffen. Die hier speziell interessierende hoch reichende Konvektion kann man nun wegen der häufigen Kopplung mit elektrischen Entladungen mit gewisser Einschränkung als Gewitterkonvektion bezeichnen und mithin die Gewitterhäufigkeit näherungsweise als Indikator für die Häufigkeit hoch reichender Konvektionsvorgänge nutzen. Wohl erfasst man dadurch nicht alle Situationen mit konvektiven Niederschlagsereignissen, da es auch gewitterfreie niederschlagswirksame Konvektion gibt, aber man erfasst mit einiger Sicherheit wenigstens die Fälle mit intensivem und daher ergiebigem Konvektionsniederschlag.

Entsprechend den Angaben in Tabelle 1.9 lässt sich zunächst ein bedeutender Jahresgang der gewitterbegleiteten Großkonvektion konstatieren, mit geringfügigem Auftreten im Winter und stets starker Ausbildung in der sommerlichen Jahreszeit. Allein auf die drei Monate Juni bis August entfallen ziemlich einheitlich rund zwei Drittel aller Gewittertage des Jahres. Während des Sommers zeigen sich die notwendigen Bedingungen für die Gewitterkonvektion am häufigsten erfüllt: starke vertikale Temperaturabnahme als Folge zeitweilig besonders günstigen Strahlungshaushaltes der Erdoberfläche und entsprechend kräftiger tagesperiodischer Anheizung der angrenzenden unteren Luftschichten in Kombination mit hohem Wasserdampfgehalt der Luft. Durch dessen Kondensation im aufsteigenden Luftstrom kann dann durch Freisetzung bedeutender Mengen an Kondensationswärme eine bereits eingeleitete aktive Aufstiegsbewegung verstärkt, die Vertikalentwicklung von Konvektionswolken erheblich gefördert und schließlich die Bildung von mächtigen, sehr niederschlagswirksamen Cumulonimbus-Zellen erreicht werden.

Die räumliche Verteilung der Gewitterhäufigkeit lässt sich nur sehr allgemein beschreiben, da aus dem Gesamttraum die Daten von vergleichsweise wenigen Stationen für einen gemeinsamen neueren Bezugszeitraum publiziert vorliegen (Tab. 1.9), eine Kombination von Stationen mit verschiedenen Beobachtungszeiträumen sich jedoch wegen unterschiedlicher Gewittertätigkeit in den jeweiligen Bezugsperioden verbietet (Tab. 1.10).

Tab. 1.10:
Durchschnittliche Anzahl der jährlichen Gewittertage in unterschiedlichen Bezugszeiträumen an einer Binnentiefenlandsstation und einer Mittelgebirgsgipfelstation (Zusammenstellung nach BRANICKI 1963, SCHÜEPP & SCHIRMER 1977, Reichsamt für Wetterdienst 1939, Meteorologischer Dienst der DDR 1978, 1987)

Bezugszeitraum	Potsdam Observatorium	Brocken Gipfelstation
1896–1925		21,3
1901–1930	26,0	
1901–1950	26,3	21,2
1931–1960	27,9	24,6
1951–1980	28,8	34,1

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Warnemünde	–	–	–	0,8	2,2	6,4	6,4	6,1	2,2	0,4	–	–	24,5
Bremen ¹	0,2	0,7	1,1	2,7	10,0	15,7	17,7	16,2	5,3	2,1	1,2	0,5	73,4
Berlin-Schönefeld	0,1	0,2	0,1	2,6	11,7	22,2	23,1	20,1	6,1	0,3	0,4	–	86,9

¹ Bezugszeitraum 1951–1970

Stationspositionen:

Bremen-Flughafen 53° 03' N/8° 48' E, 4 m

Berlin-Schönefeld 52° 22' N/13° 31' E, 46 m

Warnemünde 54° 11' N/12° 05' E, 4 m

Tab. 1.11: Durchschnittliche Anzahl der Gewitterstunden während des Bezugszeitraumes 1951–1960 im Vergleich zwischen Küste und Binnentiefland (nach WEHNER 1964, EINSLE 1967, BÄTJER & HEINEMANN 1983)

Hinsichtlich dieser räumlichen Verteilung zeigen sich die Binnenlandbereiche Norddeutschlands mit durchschnittlich 22–25 Gewittertagen im Jahr etwas gewitterärmer als vergleichbare Räume Süddeutschlands südwärts der Mittelgebirgsschwelle, die es außerhalb von Gebirgskörpern auf durchschnittlich 26–28 Gewittertage im Jahr bringen. Eine einleuchtende Ursache ist nicht nachgewiesen. Vergleichsweise gewitterarm sind die Küstenregionen an Nordsee und Ostsee mit durchschnittlich weniger als 20 Ereignistagen im Jahr, eine Folge der konvektionsbenachteiligenden Wirkung der (relativ zum Festland) sommerkühlen nahen Meeresoberfläche. Noch deutlicher tritt die Gewitterarmut der Küstenbereiche im Vergleich zum Binnenland hervor, wenn man sie nicht nach Gewittertagen, sondern auf der Basis von Gewitterstunden beurteilt (Tab. 1.11).

Deutlich erhöht gegenüber dem Umland erweist sich schließlich in der Regel die Gewitterhäufigkeit in Gebirgsbereichen. Dieser Umstand wurde bereits mehrfach konstatiert (DEFANT 1910, EKHART 1936, WEIXLEDERER 1939) und kann der gewitterbegünstigenden Rolle von Hangaufwinden zugeschrieben werden, die sich tagsüber als Folge der stärkeren Luffterwärmung an strahlungshaushaltsbegünstigten Gebirgshängen gegenüber hangfernen Bereichen entwickeln. Gleiche Wirkung kann die Konvergenz von Talwindsystemen haben, wenn sich die oberen Partien verschiedener Gebirgstäler einander nähern.

1.4 Karten für die räumliche Verteilung der klimatischen Hauptelemente über Deutschland

Der vorliegenden Darstellung der klimatischen Verhältnisse Deutschlands wurden in aller Regel Daten aus dem Bezugszeitraum 1951–1980 zugrunde gelegt. Nachdem die bis Ende der 1950er Jahre in allen Nachfolgegebieten des ehemaligen Deutschen Reiches einheitlich benutzte alte Referenzperiode 1881(1891)–1930 aufgegeben worden

Station	Lufttemperatur Januar			Lufttemperatur Juli		
	1951–1980	1961–1990	(1961–1990)– (1951–1980)	1951–1980	1961–1990	(1961–1990)– (1951–1980)
Cuxhaven	1,0	1,1	+0,1	16,6	16,6	0,0
Warnemünde	0,1	0,2	+0,1	16,7	16,8	+0,1
Bremen	0,9	0,9	0,0	17,1	17,1	0,0
Münster	1,5	1,7	+0,2	17,1	17,3	+0,2
Hannover	0,5	0,6	+0,1	17,0	17,2	+0,2
Potsdam	-1,0	-0,9	+0,1	17,9	17,9	0,0
Kahler Asten	-3,0	-2,9	+0,1	12,6	12,7	+0,1
Brocken	-4,5	-4,2	+0,3	10,2	10,3	+0,1
Wasserkuppe	-3,5	-3,2	+0,3	12,9	13,1	+0,2
Fichtelberg	-5,3	-5,1	+0,2	11,2	11,2	0,0
Aachen	2,2	2,4	+0,2	17,1	17,3	+0,2
Erfurt	-1,2	-1,1	+0,1	16,8	16,8	0,0
Görlitz	-1,7	-1,5	+0,2	17,4	17,3	-0,1
Geisenheim	1,1	1,2	+0,1	18,5	18,6	+0,1
Karlsruhe	1,1	1,2	+0,1	19,3	19,6	+0,3
Feldberg	-3,7	-3,4	+0,3	10,5	10,9	+0,4
Nürnberg	-0,8	-0,8	0,0	18,0	18,3	+0,3
München	-1,7	-1,7	0,0	17,3	17,5	+0,2
Zugspitze	-11,3	-11,2	+0,1	2,0	2,2	+0,2

Stationspositionen:

Aachen 50° 47' N/6° 06' E, 202 m

Bremen-Flughafen 53° 03' N/8° 48' E, 4 m

Brocken 51° 48' N/10° 37' E, 1142 m

Cuxhaven 53° 52' N/8° 42' E, 5 m

Erfurt-Bindersleben 50° 59' N/10° 58' E, 315 m

Feldberg (Schwarzwald) 47° 53' N/8° 00' E, 1486 m

Fichtelberg 50° 26' N/12° 57' E, 1213 m

Geisenheim 49° 59' N/7° 58' E, 109 m

Görlitz 51° 10' N/14° 57' E, 237 m

Hannover-Langenhagen 52° 28' N/9° 42' E, 53 m

Kahler Asten 51° 11' N/8° 29' E, 839 m

Karlsruhe 49° 02' N/8° 22' E, 112 m

München-Riem 48° 09' N/11° 43' E, 527 m

Münster 51° 57' N/7° 35' E, 62 m

Nürnberg-Kraftshof 49° 30' N/11° 05' E, 310 m

Potsdam-Observatorium 52° 23' N/13° 04' E, 81 m

Warnemünde 54° 11' N/12° 05' E, 4 m

Wasserkuppe 50° 30' N/9° 57' E, 921 m

Zugspitze 47° 25' N/10° 59' E, 2960 m

Tab. 1.12: Durchschnittliche Monatsmittelwerte der Lufttemperatur für Januar und Juli im Vergleich zwischen den Bezugszeiträumen 1951–1980 und 1961–1990 (Angaben in °C; Zusammenstellung nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und 1996 sowie des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

war, ist der Zeitraum 1951–1980 wieder die erste (und einzige) Beobachtungsperiode, aus der ausreichend klimatologische Daten für das Gesamtgebiet Deutschlands publiziert vorliegen (MÜLLER-WESTERMEIER 1990, Meteorologischer Dienst der DDR 1987). Für den Zuständigkeitsbereich des *Deutschen Wetterdienstes* galt bis dahin der Referenzzeitraum 1931–1960, auf den sich verschiedene Datensammlungen und Karten-

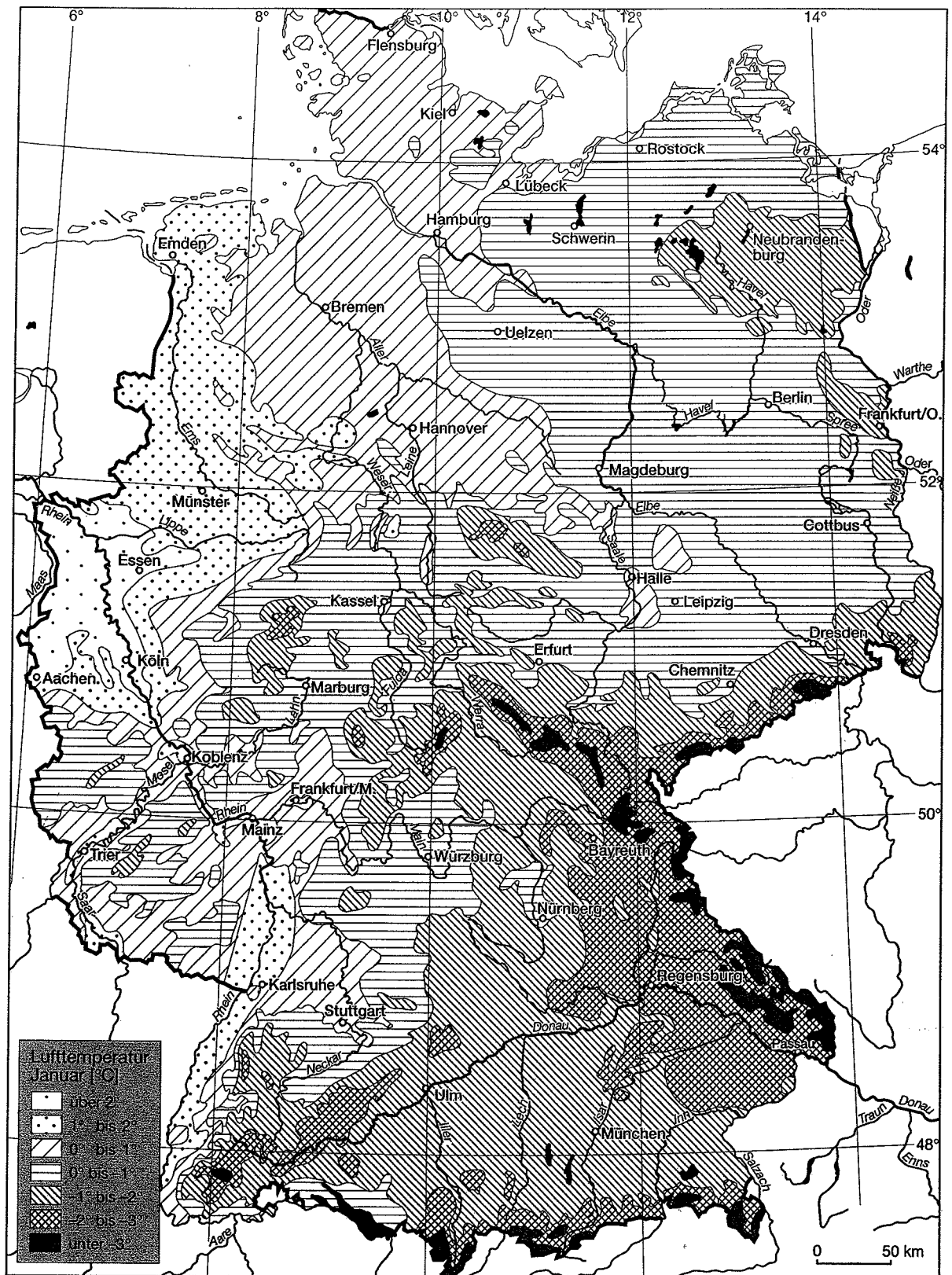


Abb. 1.9: Verteilung der durchschnittlichen Monatsmitteltemperatur des Januar im Bezugszeitraum 1961–1990 über Deutschland (nach einer detaillierten Farbkarte des Deutschen Wetterdienstes im Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland 1999 generalisiert und in Flächensignatur angelegt)

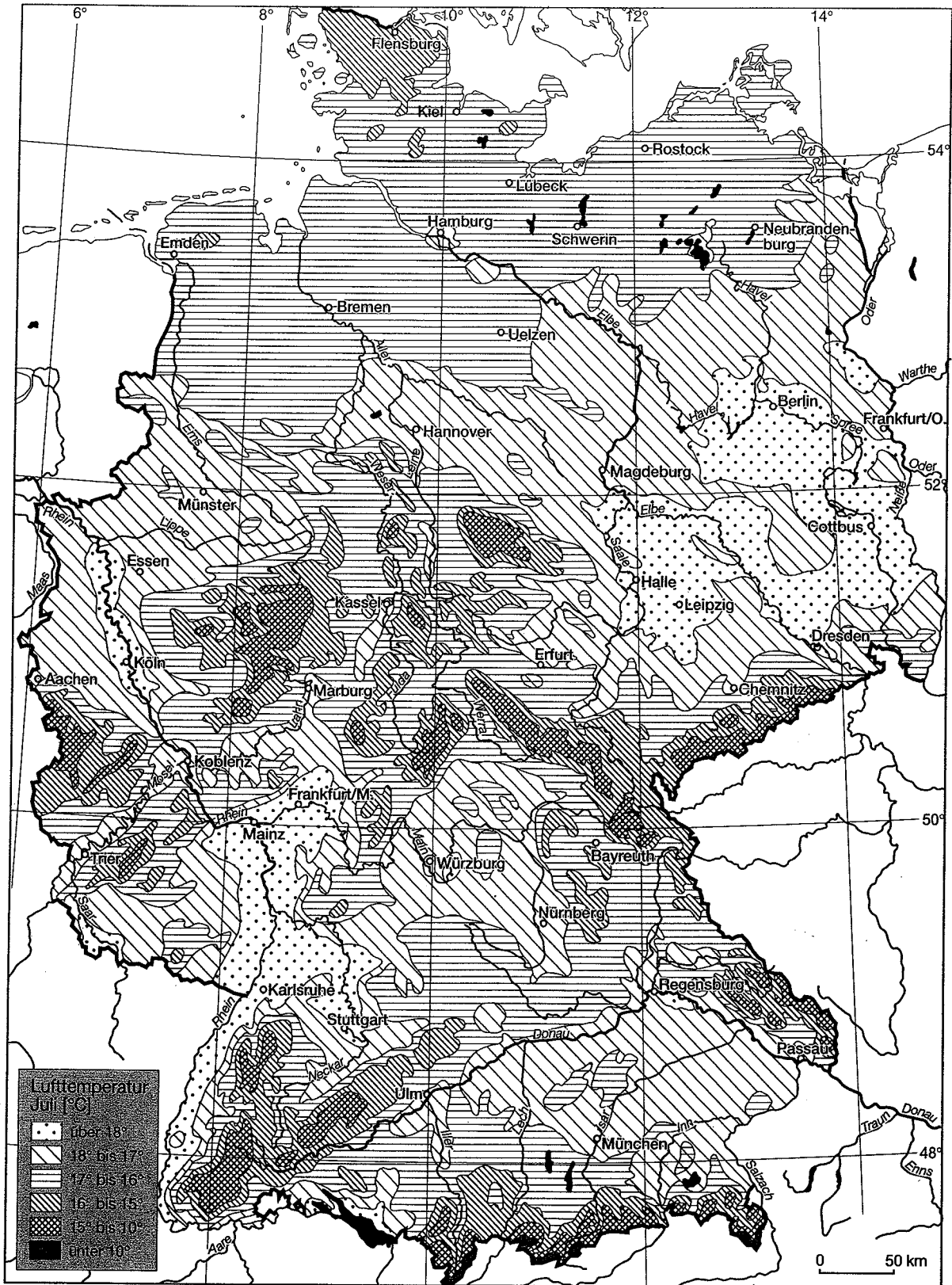


Abb. 1.10: Verteilung der durchschnittlichen Monatsmitteltemperatur des Juli im Bezugszeitraum 1961–1990 über Deutschland (nach einer detaillierten Farbkarte des Deutschen Wetterdienstes im Klimatlas Bundesrepublik Deutschland 1999 generalisiert und in Flächen-signatur angelegt)

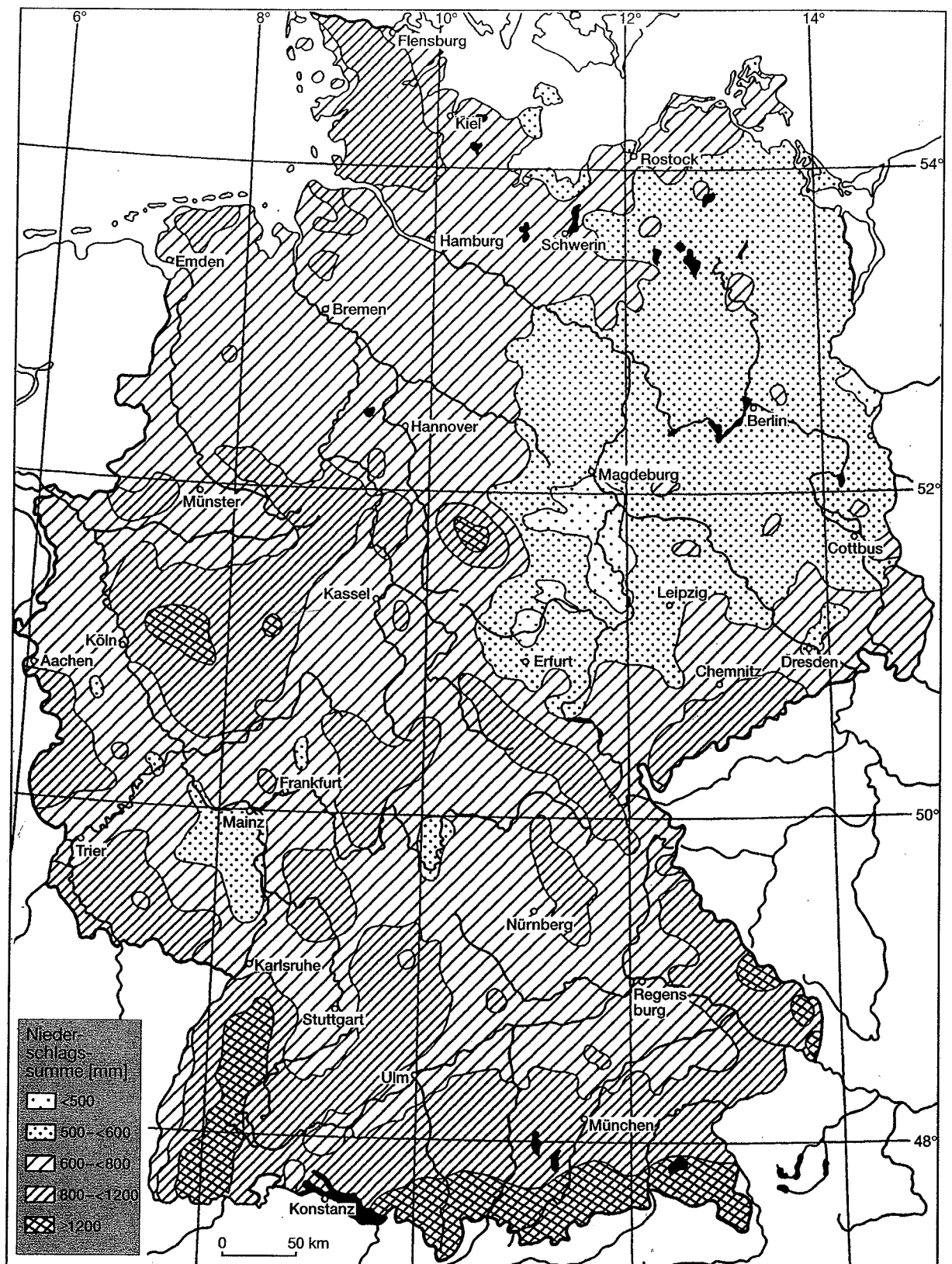
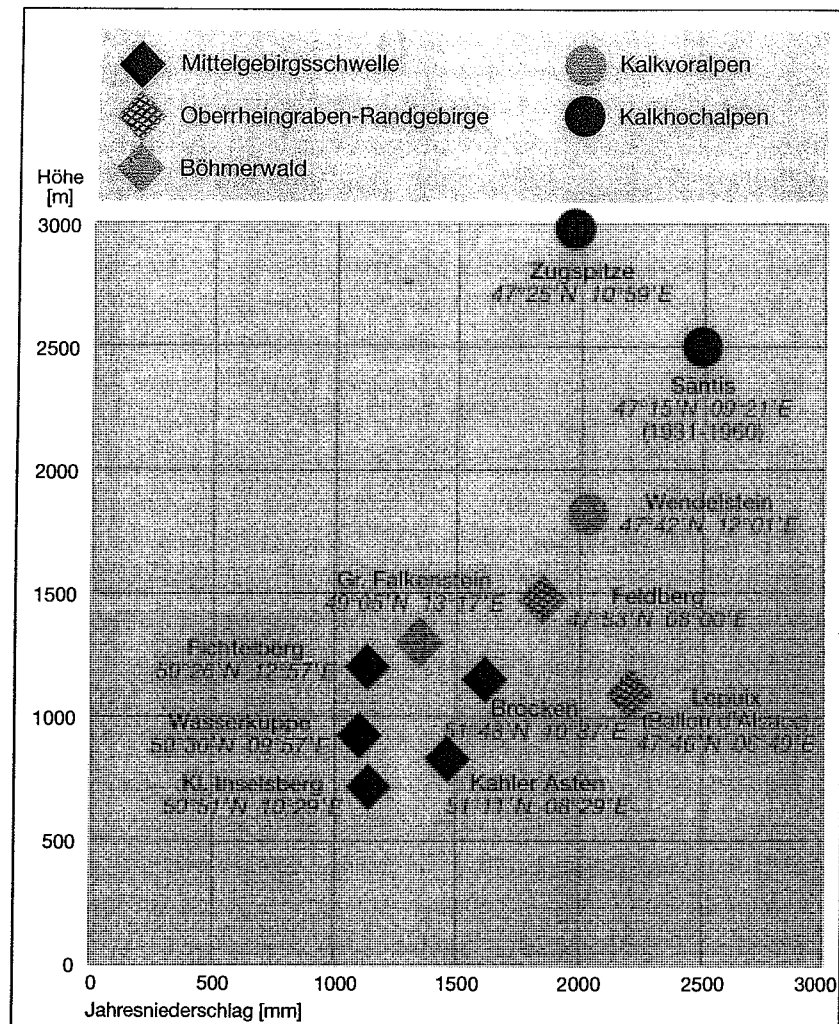


Abb. 1.11: Verteilung der durchschnittlichen Jahresniederschlagssumme im Bezugszeitraum 1951 bis 1980 über Deutschland (nach einer Karte des Deutschen Wetterdienstes/Abteilung Klima und Umwelt bei MÜLLER-WESTERMEIER 1995 umgezeichnet und ergänzt durch die Stufe <500 mm; Abdruck mit freundlicher Genehmigung des Deutschen Wetterdienstes)

Abb. 1.12:
 Durchschnittliche Jahresniederschlagssummen im Bezugszeitraum 1951–1980 an Gipfelstationen deutscher und benachbarter Gebirgskörper (Entwurf: M. HENDL nach Daten von MÜLLER-WESTERMEIER 1990, UTTINGER 1965, des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987 und des Service Météorologique Métropolitain Français 1986)



werke beziehen (SCHIRMER 1969, SCHIRMER & VENT-SCHMIDT 1979, MEYER & SCHIRMER 1985). Im Zuständigkeitsbereich des *Meteorologischen Dienstes der DDR* hingegen war lange Zeit hindurch als bevorzugte Referenzperiode 1901–1950 gebräuchlich und lag ebenfalls entsprechenden Daten- und Kartenwerken zugrunde (Meteorologischer Dienst der DDR 1978, Akademie der Wissenschaften der DDR 1981).

Leider liegen für den Bezugszeitraum 1951–1980 keine Kartendarstellungen für die Lufttemperatur der extremen Monate vor. Jedoch erschien noch rechtzeitig für eine Berücksichtigung in dieser Darstellung Teil I eines neuen Klima-Atlas von Deutschland (Deutscher Wetterdienst 1999) mit detaillierten Farbkarten der durchschnittlichen Monatsmitteltemperaturen aus dem Bezugszeitraum 1961–1990 im Maßstab 1:2 500 000. Die Karten der Januar- und Juli-Lufttemperatur wurden unter maßstabsänderungsbedingter Vereinfachung des Isothermenverlaufs umgezeichnet, mit geeigneter Flächensignatur versehen und als Abbildung 1.9 bzw. Abbildung 1.10 dieser Darstellung beigegeben.

Allerdings hätte man bei der Verwendung der Lufttemperatur-Karten in den nachfolgenden klimatologischen Regionalabschnitten im Auge zu behalten, dass sich Daten und Karten auf unterschiedliche Referenzperioden beziehen. Inwieweit nun die Mitteltemperatur der extremen Monate aus dem Zeitraum 1961–1990 von

jener des Zeitraumes 1951–1980 abweicht, lässt eine Zusammenstellung von entsprechenden Stationsdaten aus allen Teilen Deutschlands erkennen (Tab. 1.12). Es zeigt sich, dass im Zeitraum 1961–1990 die Mitteltemperatur entweder unverändert geblieben ist oder nur um wenige Zehntelgrade höher ausgefallen ist als die jene im Vergleichszeitraum 1951–1980. Das Verteilungsbild der mittleren Lufttemperatur auf den Karten dürfte somit ausreichende Gültigkeit auch für die vorhergehende Referenzperiode 1951–1980 besitzen.

Eine vom *Deutschen Wetterdienst/Abteilung Klima und Umwelt* erarbeitete Isohyetenkarte der durchschnittlichen Jahresniederschlagssumme für den Bezugszeitraum 1951–1980 konnte mit geringen Ergänzungen übernommen werden (Abb. 1.11). Sie ist in einer methodisch orientierten Untersuchung von MÜLLER-WESTERMEIER (1995) enthalten. Die großzügig bemessenen Abstufungen der Jahresniederschlagssumme erlauben für den hier erforderlichen Abbildungsmaßstab eine gute Übersicht ihrer räumlichen Verteilung. Zusätzlich zum Inhalt der Originalkarte wurde unter Nutzung des einschlägigen Datenwerkes (Meteorologischer Dienst der DDR 1987) die 500-mm-Isohyete eingefügt. Sie ermöglichte es, die für mitteleuropäische Verhältnisse als niederschlagsbenachteiligt zu klassifizierenden Gebiete mit durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen unterhalb des genannten Schwellenbetrages noch auszuweisen.

Da die großen Jahresniederschlagssummen höherer Gebirgsräume in der Karte nur summarisch durch die Niederschlagsstufe >1200 mm wiedergegeben sind, wurde als Ergänzung ein Niederschlags-Höhen-Diagramm für die Gipfelstationen der deutschen Gebirge beigegeben (Abb. 1.12), unter Hinzufügung von zwei Stationen aus außerdeutschen Randgebieten.

Alle diese Unterlagen sollten die Verfolgung der Ausführungen in den anschließenden klimatologischen Regionalabschnitten zu unterstützen vermögen. Es wird dort nicht mehr auf sie verwiesen.

1.5 Das Klima des Norddeutschen Tieflandes

Bei weit überwiegend zonaler Zirkulation muss sich im norddeutschen Tieflandsraum eine Änderung der Lufttemperatur- und der Niederschlagsverhältnisse vor allem in zonaler Richtung durchsetzen. Das nur wenig eindrucksvolle Relief macht sich vornehmlich in der Niederschlagsverteilung bemerkbar, auch hier hauptsächlich im stärker geformten Ostteil des Tieflandes. Schließlich erweist sich noch in bestimmten Fällen ein Unterschied zwischen Binnentiefland und Küstentiefland von Bedeutung.

Im Falle der Lufttemperatur ist bei vergleichbarer Geländesituation ein Anstieg der durchschnittlichen Jahresschwankung von West nach Ost deutlich erkennbar (Tab. 1.13), mit gleich gerichteter Zunahme der Mitteltemperatur auch der Sommermonate, während jene der Wintermonate ostwärts abnimmt. Es wäre zunächst denkbar, dass die östlichen Tieflandsräume etwas häufiger unter den Einfluss kontinentaler Luftströmungen geraten, die dann ihrerseits wegen der größeren jahreszeitlichen Unterschiede ihrer thermischen Eigenschaften die allgemeine Zunahme der Lufttemperatur-Jahresschwankung im angegebenen Sinne verursachen. Jedoch

jener des Zeitraumes 1951-1980 abweicht, lässt eine Zusammenstellung von entsprechenden Stationsdaten aus allen Teilen Deutschlands erkennen (Tab. 1.12). Es zeigt sich, dass im Zeitraum 1961-1990 die Mitteltemperatur entweder unverändert geblieben ist oder nur um wenige Zehntelgrade höher ausgefallen ist als die jene im Vergleichszeitraum 1951-1980. Das Verteilungsbild der mittleren Lufttemperatur auf den Karten dürfte somit ausreichende Gültigkeit auch für die vorhergehende Referenzperiode 1951-1980 besitzen.

Eine vom *Deutschen Wetterdienst/Abteilung Klima und Umwelt* erarbeitete Isohyetenkarte der durchschnittlichen Jahresniederschlagssumme für den Bezugszeitraum 1951-1980 konnte mit geringen Ergänzungen übernommen werden (Abb. 1.11). Sie ist in einer methodisch orientierten Untersuchung von MÜLLER-WESTERMEIER (1995) enthalten. Die großzügig bemessenen Abstufungen der Jahresniederschlagssumme erlauben für den hier erforderlichen Abbildungsmaßstab eine gute Übersicht ihrer räumlichen Verteilung. Zusätzlich zum Inhalt der Originalkarte wurde unter Nutzung des einschlägigen Datenwerkes (Meteorologischer Dienst der DDR 1987) die 500-mm-Isohyete eingefügt. Sie ermöglichte es, die für mitteleuropäische Verhältnisse als niederschlagsbenachteiligt zu klassifizierenden Gebiete mit durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen unterhalb des genannten Schwellenbetrages noch auszuweisen.

Da die großen Jahresniederschlagssummen höherer Gebirgsräume in der Karte nur summarisch durch die Niederschlagsstufe >1200 mm wiedergegeben sind, wurde als Ergänzung ein Niederschlags-Höhen-Diagramm für die Gipfelstationen der deutschen Gebirge beigegeben (Abb. 1.12), unter Hinzufügung von zwei Stationen aus außerdeutschen Randgebieten.

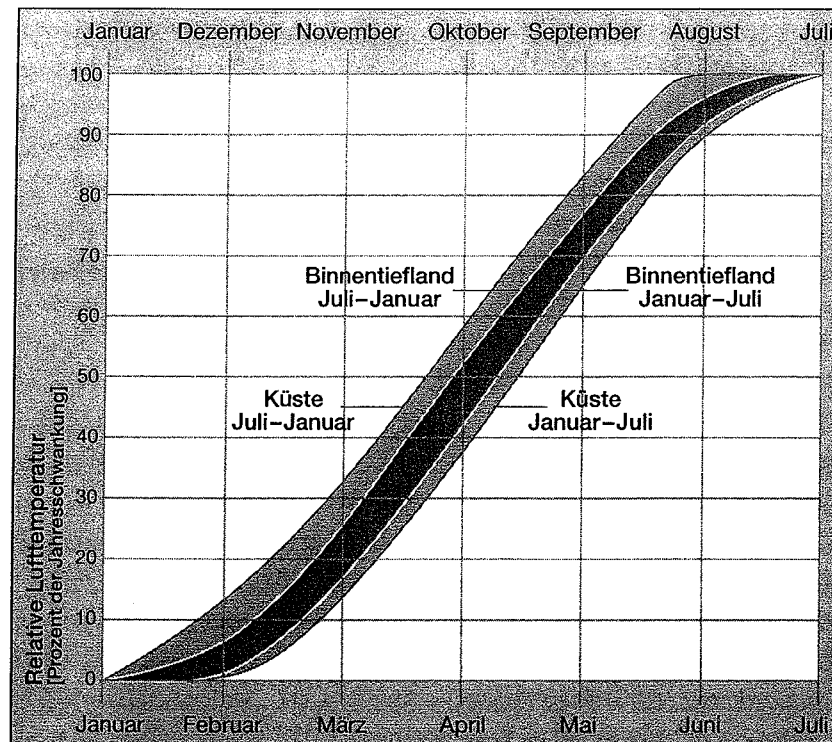
Alle diese Unterlagen sollten die Verfolgung der Ausführungen in den anschließenden klimatologischen Regionalabschnitten zu unterstützen vermögen. Es wird dort nicht mehr auf sie verwiesen.

1.5 Das Klima des Norddeutschen Tieflandes

Bei weit überwiegend zonaler Zirkulation muss sich im norddeutschen Tieflandsraum eine Änderung der Lufttemperatur- und der Niederschlagsverhältnisse vor allem in zonaler Richtung durchsetzen. Das nur wenig eindrucksvolle Relief macht sich vornehmlich in der Niederschlagsverteilung bemerkbar, auch hier hauptsächlich im stärker geformten Ostteil des Tieflandes. Schließlich erweist sich noch in bestimmten Fällen ein Unterschied zwischen Binnentiefland und Küstentiefland von Bedeutung.

Im Falle der Lufttemperatur ist bei vergleichbarer Geländesituation ein Anstieg der durchschnittlichen Jahresschwankung von West nach Ost deutlich erkennbar (Tab. 1.13), mit gleich gerichteter Zunahme der Mitteltemperatur auch der Sommermonate, während jene der Wintermonate ostwärts abnimmt. Es wäre zunächst denkbar, dass die östlichen Tieflandsräume etwas häufiger unter den Einfluss kontinentaler Luftströmungen geraten, die dann ihrerseits wegen der größeren jahreszeitlichen Unterschiede ihrer thermischen Eigenschaften die allgemeine Zunahme der Lufttemperatur-Jahresschwankung im angegebenen Sinne verursachen. Jedoch

Abb. 1.13:
 Jahresgang der durchschnittlichen relativen Lufttemperatur für den Bezugszeitraum 1951–1980 im Vergleich zwischen Küstentiefland und zentralem Binnentief-land (Entwurf: M. HENDL nach Daten von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)



Bezugsstationen: St. Peter-Ording 54° 18' N/8° 39' E, 4 m, Nordseeküste; Warnemünde 54° 11' N/12° 05' E, 4 m, Ostseeküste; Celle-Vorwerk 52° 39' N/10° 06' E, 55 m, Binnentief-land. Die Jahresgänge der relativen Lufttemperatur (Monatsmittel in % der Jahresschwankung) stimmen für Nordseeküste und Ostseeküste mit einer Genauigkeit von 1 % überein; sie sind daher in einer gemeinsamen Küstenkurve zusammengefasst. Die größere Differenz zwischen dem ansteigenden (Januar–Juli) und dem abfallenden (Juli–Januar) Abschnitt der Küstenkurve verdeutlicht die verlangsamte Temperaturzunahme und den verzögerten Temperaturrückgang relativ zum Binnentief-land.

zeigt der Quotient Windrichtungshäufigkeit Westquadrant/Ostquadrant zumindest in den extremen Jahreszeiten Winter und Sommer für das westliche Binnentief-land nahezu die gleichen Werte wie für das östliche Binnentief-land (Tab. 1.14), so dass winterkalte und sommerheiße kontinentale Luftströmungen im Osten Norddeutschlands nicht häufiger auftreten als im Westen. Es darf daher gefolgert werden, dass es die thermische Veränderung der einfließenden winterwarmen und sommerkühlen Luftströmungen ozeanischer Herkunft durch den andersartigen Wärmehaushalt der Festlands Oberfläche ist, die sich beim Vordringen kontinenteinwärts in den Wintermonaten in allmählicher Abkühlung, in den Sommermonaten hingegen in fortschreitender Erwärmung der unteren Strömungsschichten äußert. Wegen der Vorherrschaft von Luftströmungen ozeanischer Herkunft über Mitteleuropa bestimmt primär ihr Verhalten die Temperaturverteilung. Aber auch Luftströmungen kontinentaler Herkunft sollten beim Vordringen westwärts zumindest im Winter eine allmähliche Erwärmung erfahren, da sie dann beim Einfließen nach Mitteleuropa in Gebiete zunehmend günstigeren Strahlungshaushaltes vorstoßen, in denen eine stark strahlungsreflektierende Schneedecke erheblich seltener zur Ausbildung gelangt als im osteuropäischen Herkunftsgebiet.

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
<i>Küstentiefland</i>								
List	0,9	0,4	2,3	5,9	10,5	14,3	15,8	16,3
Norderney	1,5	1,5	3,6	6,7	11,0	14,5	16,3	16,8
Cuxhaven	1,0	1,1	3,4	7,0	11,6	15,1	16,6	16,8
Warnemünde	0,1	0,2	2,6	6,2	10,9	15,0	16,7	16,7
Putbus	-0,5	-0,5	1,9	5,8	10,7	15,0	16,5	16,4
<i>Binnentiefland</i>								
Diepholz	0,7	1,0	3,9	7,5	12,1	15,6	16,8	16,4
Gardelegen	-0,5	-0,1	3,1	7,4	12,4	16,1	17,3	16,8
Berlin-Schönefeld	-1,1	-0,4	3,1	7,8	12,8	16,7	18,0	17,5

Stationspositionen:

Berlin-Schönefeld 52°23'N/13°31'E, 47 m

Cuxhaven 53°52'N/8°42'E, 5 m

Diepholz 52°37'N/8°23'E, 37 m

Gardelegen 52°31'N/11°24'E, 47 m

List/Sylt 55°01'N/8°25'E, 26 m

Norderney 54°43'N/7°09'E, 11 m

Putbus 54°05'N/12°06'E, 20 m

Warnemünde 54°11'N/12°05'E, 4 m

Station	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
<i>Binnentiefland West (Bremen 1951-1970)</i>					
Westquadrant (225°-315°)	38,1	32,4	42,2	36,3	37,3
Ostquadrant (45°-135°)	26,7	29,1	18,7	26,0	25,1
Quotient Westquadrant/Ostquadrant	1,43	1,11	2,26	1,40	1,49
<i>Binnentiefland Ost (Potsdam 1956-1970)</i>					
Westquadrant (225°-315°)	36,7	37,9	48,1	37,0	40,0
Ostquadrant (45°-135°)	26,3	31,0	21,7	27,8	26,7
Quotient Westquadrant/Ostquadrant	1,40	1,22	2,22	1,33	1,50

Stationspositionen:

Bremen-Flughafen 53°03'N/8°48'E, 4 m

Potsdam-Observatorium 52°23'N/13°04'E, 81 m

Tab. 1.14: Durchschnittliche relative Windrichtungshäufigkeit in den zonalen Richtungsquadranten auf der Basis von Stundenmittelwerten für das westliche und das östliche Binnentiefland (in %; umgerechnet nach absoluten Häufigkeitsdaten von BÄTJER & HEINEMANN 1983 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1983)

Ferner bestehen gewisse thermische Unterschiede zwischen Küstentiefland und Binnentiefland. Im Vergleich zu letzterem zeigen längengleiche Küstentieflandsbereiche generell eine etwas verminderte Jahresschwankung der Lufttemperatur, die der Dämpfungswirkung der angrenzenden, im Winter relativ warmen und im Som-

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahres- schwankung [K]	Thermo- dromischer Quotient [%]
14,0	10,2	6,0	3,0	15,9	24,5
14,6	10,7	6,3	3,3	15,3	22,2
14,3	10,3	5,8	2,7	15,8	17,1
13,9	9,7	5,2	2,1	16,6	18,1
13,3	9,2	4,7	1,5	17,0	17,6
13,6	9,6	5,1	2,3	16,1	9,9
13,2	8,9	4,4	1,3	17,8	6,7
13,9	9,1	4,2	0,6	19,1	6,3

Tab. 1.13:
Zonalvariation der mittleren Lufttemperatur [°C] während des Bezugszeitraumes 1951–1980 über dem Norddeutschen Tiefland bei vergleichbarer Geländesituation (Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

Station	Mittleres Datum letzter Frost	Mittleres Datum erster Frost	Mittlere Dauer frostfreie Zeit [Tage]	Mittlere jährliche Anzahl Frosttage
<i>Tiefland West</i> ¹				
Wangerooge	24. 03.	19. 11.	239	53
Wilhelmshaven	11. 04.	08. 11.	210	66
Löningen	28. 04.	18. 10.	172	73
<i>Tiefland Ost</i> ²				
Arkona	06. 04.	18. 11.	225	76
Greifswald	24. 04.	01. 11.	190	85
Berlin-Schönefeld	26. 04.	20. 10.	176	93

¹ Frostdaten aus dem Bezugszeitraum 1931–1960, Frosttage aus dem Bezugszeitraum 1951–1980

² Angaben sämtlich aus dem Bezugszeitraum 1951–1980

Stationspositionen:

Arkona 54° 41' N / 13° 26' E, 42 m

Löningen 52° 44' N / 7° 45' E, 22 m

Berlin-Schönefeld 52° 23' N / 13° 31' E, 47 m

Wangerooge 53° 47' N / 7° 54' E, 6 m

Greifswald 54° 06' N / 13° 24' E, 2 m

Wilhelmshaven 53° 33' N / 8° 08' E, 1 m

Tab. 1.15: Normale Variation der Frostverhältnisse zwischen Küstentiefland und Binnentiefland über dem Westen und dem Osten Norddeutschlands (Zusammenstellung nach Daten von MÜLLER-WESTERMEIER 1990, SCULTETUS 1971 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

mer relativ kühlen Wassermassen von Nordsee oder Ostsee zuzuschreiben ist. Diese beeinflussen jedoch nicht nur das Ausmaß der Lufttemperaturjahresschwankung im angegebenen Sinne, sondern verändern auch den Jahresverlauf der Lufttemperatur. Er lässt relativ zum Binnentiefland einen deutlich verzögerten Temperatur-

Station	Höhe [m]	Lufttemperatur-Mittelwerte [°C]					
		Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni
<i>Nördlicher Landrücken (Ostabschnitt)</i>							
Neuglobsow (Sandervorland)	62	-1,2	-0,9	2,3	6,7	11,9	15,8
Woldegk (Höhenzone)	118	-1,6	-1,2	1,9	6,3	11,4	15,3
Potzlow (Rücklandbecken)	60	-1,4	-0,6	2,5	6,8	12,1	16,2
<i>Südlicher Landrücken (Westabschnitt)</i>							
Celle (Grundmoränenvorland)	55	0,6	0,9	3,7	7,9	12,5	16,1
Unterlüß (Höhenzone)	98	-0,3	0,2	3,1	7,0	11,9	15,5
Uelzen/Ebstorf (Rücklandbecken)	45	-0,1	0,2	3,2	7,2	12,1	15,6

Stationspositionen:

Celle-Vorwerk 52° 39' N/10° 06' E

Potzlow 53° 12' N/13° 49' E

Neuglobsow 53° 09' N/13° 02' E

Woldegk 53° 28' N/13° 37' E

Station	Höhe [m]	Lufttemperatur-Mittelwerte [°C]					
		Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni
<i>Plattenbereiche (Moränen, Sanderflächen)</i>							
Berlin-Buch	60	-0,8	-0,2	3,2	7,9	12,9	16,8
Potsdam-Observatorium	81	-1,0	-0,3	3,3	7,9	12,9	16,7
<i>Niederungsbereiche (Urstromtäler etc.)</i>							
Wustrau-Ziethenhorst	35	-1,0	-0,5	2,7	7,1	12,4	16,3
Berlin-Spandau ¹	32	-1,4	-0,1	2,7	7,1	12,2	16,3

¹ Bezugszeitraum 1961–1980 (Manuskriptdaten von P. SCHLAACK und G. BOGUMIL nach Ergebnissen eines Sondermessnetzes des Meteorologischen Institutes der Freien Universität Berlin. Persönliche Mitteilung vom 14. 4. 1992)

Stationspositionen:

Berlin-Buch 52° 38' N/13° 30' E, Barnim-Platte

Berlin-Spandau (Stationen Eiskeller und Forst Spandau/Jagen 64) 52° 35' N/13° 09' E, Berliner Urstromtal

Potsdam-Observatorium 52° 23' N/13° 04' E, Zauche-Platte

Wustrau-Ziethenhorst 52° 48' N/12° 52' E, Eberswalder Urstromtal/Rhin-Abschnitt

anstieg im Frühjahr und einen verlangsamten Temperaturabfall im Herbst erkennen (Abb. 1.13). Ein praktisches Maß hierfür bietet der thermodynamische Quotient (griech. *therme* Wärme, *dromos* Lauf) nach VON KERNER (1905), der in der Neufassung

Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahres- schwankung [K]
17,1	16,4	12,9	8,5	4,0	0,9	18,3
16,5	16,2	12,8	8,4	3,7	0,4	18,1
17,3	16,7	13,2	8,7	4,0	0,4	18,7
17,4	16,8	13,5	9,3	4,8	1,6	16,8
16,5	16,0	12,9	8,8	4,2	1,3	16,8
16,6	16,3	13,2	9,1	4,6	1,6	16,7

Tab. 1.16:
Reliefbedingte Lufttemperaturvariation im Bereich der Landrücken des östlichen Norddeutschen Tieflandes während des Bezugszeitraumes 1951–1980 (Zusammenstellung nach Daten von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

Uelzen/Ebstorf 52°58'N/10°36'E
Unterlüß 52°51'N/10°17'E

Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahres- schwankung [K]
17,8	17,4	13,7	9,2	4,4	1,1	18,6
17,9	17,4	13,9	9,1	4,1	0,8	18,9
17,2	16,5	12,8	8,6	4,1	0,8	18,2
17,0	16,2	12,4	8,2	4,0	0,3	18,4

Tab. 1.17:
Relieftypische Lufttemperaturverhältnisse während des Bezugszeitraumes 1951–1980 im östlichen Binnentieflandsraum der Platten und Urstromtalungen zwischen Nördlichem und Südlichem Landrücken (Auswahl aus einer Datensammlung des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

durch REICHEL (1930) definiert ist als Differenz zwischen der durchschnittlichen Lufttemperatur der Herbstmonate September bis November und jener der Frühjahrsmonate März bis Mai, ausgedrückt in Prozent der durchschnittlichen Lufttemperatur-Jahresschwankung (Tab. 1.13). Schließlich sind die Küstentieflandsbereiche auch durch eine deutlich geringere Frostanfälligkeit gegenüber längengleichen Binnentieflandsbereichen ausgezeichnet (Tab. 1.15).

Vergleichsweise schwach macht sich der Einfluss des Reliefs in der räumlichen Temperaturverteilung geltend, obwohl man einen solchen wenigstens im Ostteil des norddeutschen Binnentieflandes mit seinen jüngeren und daher weniger stark abgetragenen glazialzeitlichen Oberflächenformen erwarten sollte. Wohl heben sich die Haupthöhenzonen des (weichselzeitlichen) Nördlichen Landrückens und des (warthe-

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Zauche-Platte Potsdam- Observatorium	22,3	19,4	16,6	5,2	0,4	-	-	-	-	1,5	9,4	17,9	92,7
Berliner Urstromtal Berlin- Spandau	23,0	21,2	18,7	11,8	3,7	0,7	-	0,1	2,0	6,8	12,1	19,4	119,2

Stationspositionen und Bezugszeiträume:

Berlin-Spandau (Stationen Eiskeller und Forst Spandau/Jagen 64) 52°35'N/13°09'E, 32 m, 1961–1980

Potsdam-Observatorium (Telegraphenberg) 52°23'N/13°04'E, 81 m, 1951–1980

Tab. 1.18: Durchschnittliche Anzahl der Frosttage im Vergleich zwischen Moränenplatte und benachbarter Urstromtalung im Havel-Spree-Raum zwischen Nördlichem und Südlichem Landrücken (nach Daten des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987 und Manuskriptdaten von SCHLAAK & BOGUMIL)

zeitlichen) Südlichen Landrückens durch ganzjährig leicht reduzierte Lufttemperaturwerte in ihren mächtigen Endmoränenwällen erkennbar von ihrem jeweiligen Vorland ab (Tab. 1.16). Bereits ihr unmittelbares Rückland ist aber, sobald als Zungenbecken mit Kaltluftsammeleigenschaft ausgebildet, im Hochwinter fast ebenso kalt wie die Höhen, im Sommer allerdings deutlich wärmer. Im Raum zwischen diesen Haupthöhenzügen jedoch macht sich der Wechsel zwischen höher aufragenden flachwelligen bis ebenen Grundmoränen- und Sanderflächen, eingesenkten breiten Urstromtalungen, erosiv angelegten Querrinnen und toteisbedingten Hohlformen in thermischer Hinsicht kaum mehr bemerkbar (HENDL 1991 u. 1996, auch 1969). Die unterschiedlichen Geländeformen wirken eher nivellierend auf die räumliche Lufttemperaturverteilung, denn die

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
<i>Niederschlagssummen [mm]</i>												
Löningen	66	49	50	52	65	75	89	85	62	59	70	76
Potsdam	42	35	34	45	55	70	63	66	49	41	45	50
<i>Niederschlagstage $\geq 1,0$ mm</i>												
Löningen	13	10	11	11	10	11	12	12	11	11	13	13
Potsdam	10	8	8	9	9	10	10	9	8	8	9	10

Stationspositionen:

Löningen 52°44'N/7°46'E, 22 m, Binnentiefeland West

Potsdam-Observatorium 52°23'N/13°04'E, 81 m, Binnentiefeland Ost

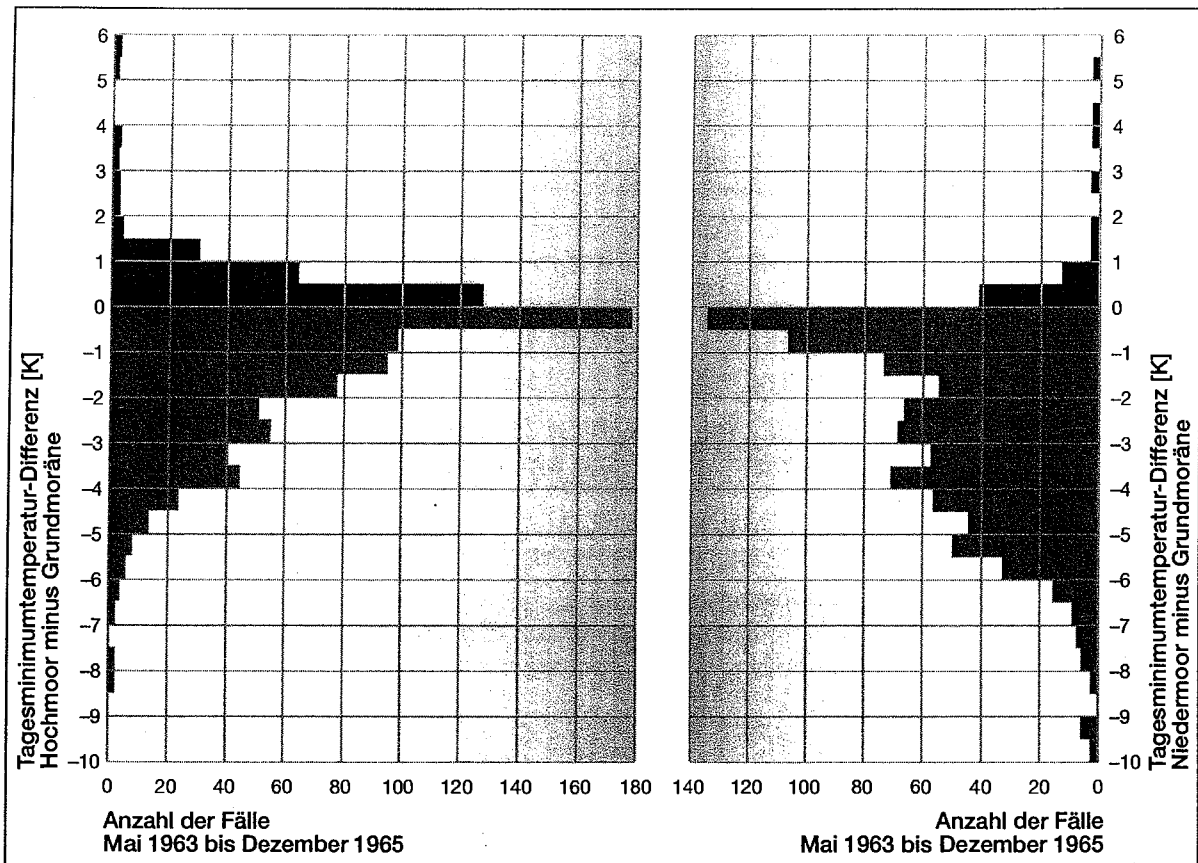


Abb. 1.14: Häufigkeit von Differenzen täglicher Minimumtemperaturen in 50 cm Höhe über der Bodenoberfläche zwischen einer Grundmoränenkuppe und benachbartem drainiertem Moorgelände im Tieflandsraum Nordwestdeutschlands (umgezeichnet nach MIESS 1968)

Bezugsstationen: Weyerberg-Grundmoränenkuppe 53° 13' N/8° 55' E, 51 m

Hamme-Niedermoor 53° 16' N/8° 53' E, 1,5 m

Teufels-(Hoch-)Moor 53° 17' N/8° 55' E, 10 m

Lesebeispiel: In 177 Fällen aus dem angegebenen Zeitraum war die Tagesminimumtemperatur über dem Hochmoor um Beträge von 0,1 K bis 0,5 K niedriger als jene über der Grundmoräne.

Jahr	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
799	191	167	249	191
595	127	134	199	135
136	36	32	35	35
109	28	26	29	25

Tab. 1.19: Zonalvergleich der Niederschlagsverhältnisse während des Bezugszeitraumes 1951–1980 zwischen dem westlichen und dem östlichen Binnentiefeland Norddeutschlands (Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Löningen	6,1	6,1	6,8	8,1	10,6	13,4	14,9	14,9	12,9	10,5	8,1	6,8	9,9
Potsdam	5,3	5,4	6,0	7,5	10,1	13,1	14,6	14,4	12,5	10,0	7,5	6,1	9,4

Stationspositionen:

Löningen 52°44'N/7°46'E, 22 m

Potsdam-Observatorium 52°23'N/13°04'E, 81 m

Tab. 1.20: Durchschnittlicher Partialdruck des Wasserdampfes während des Bezugszeitraumes 1951–1980 über dem norddeutschen Binnentiefenland (in hPa; nach Daten von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

Halbjahr	Tageszeitintervall						
	00–02	02–04	04–06	06–08	08–10	10–12	12–14
<i>Absolutwerte [mm]</i>							
Winterhalbjahr	18,7	20,6	21,5	21,3	20,2	18,4	18,8
Sommerhalbjahr	21,9	22,4	22,0	23,2	22,3	23,6	29,2
<i>Relativwerte [%]</i>							
Winterhalbjahr	78	85	89	88	84	76	78
Sommerhalbjahr	66	68	67	70	68	71	88

Bezugstation: Potsdam-Observatorium 52°23'N/13°04'E, 81 m; Bezugszeitraum: 1893–1952

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
<i>Niederschlagssummen [mm]</i>												
Wangerooge	59	39	44	43	53	64	84	87	85	74	85	70
St. Peter-Ording	60	36	38	41	46	50	72	88	79	81	93	71
Graal-Müritz	47	34	37	44	51	53	81	68	55	46	54	55
<i>Niederschlagstage $\geq 1,0$ mm</i>												
Wangerooge	12	9	9	9	10	10	12	12	11	12	14	14
St. Peter-Ording	12	8	8	9	8	8	11	12	12	12	14	13
Warnemünde ¹	10	8	8	9	8	8	11	10	9	9	10	11

¹ Ersatzstation für Graal-Müritz in 13 km Luftliniendistanz mit geminderten Niederschlagssummen vermutlich infolge Leewirkung des westsüdwestlich vorgelagerten Höhenzuges der Kühlung (Maximalhöhe 130 m)

Stationspositionen:

Graal-Müritz 54°15'N/12°15'E, 6 m, Ostsee-Flachküste an der Mecklenburger Großbucht

St. Peter-Ording 54°18'N/8°39'E, 4 m, nordfriesische Nordseeküste

Wangerooge 53°47'N/7°54'E, 6 m, ostfriesische Nordseeküste

Warnemünde 54°11'N/12°05'E, 4 m, Ostsee-Flachküste an der Mecklenburger Großbucht

Grundmoränen- und Sanderplatten erweisen sich relativ zu ihrer größeren Höhenlage als thermisch begünstigt, die Urstromtäler und sonstigen Niederungen hingegen relativ zu ihrer geringeren Höhenlage als thermisch benachteiligt (Tab. 1.17). Offenkundig wirken die letzteren als Kaltluftsammlbereiche und sind auch durch vergleichsweise strenge Frostverhältnisse gekennzeichnet, sowohl hinsichtlich der Anzahl der Frosttage als auch durch eine lange Dauer des Jahresabschnitts mit potentiell Frosteintritt und entsprechend durch einen verkürzten frostfreien Zeitraum (Tab. 1.18).

Im Westteil des norddeutschen Binnentieflandes endlich ist unter den Bedingungen des stark abgetragenen, weil älteren drenthezeitlichen Glazialreliefs die geländebedingte Lufttemperaturvariation überhaupt eine geringe. Hier machen sich nur die allerdings sehr weit verbreiteten Niedermoor- und Hochmoorgebiete durch verstärkte Frostanfälligkeit selbst in küstennahen Räumen bemerkbar. Über

14-16	16-18	18-20	20-22	22-24	00-24
20,6	20,8	20,9	20,1	19,3	241,2
35,5	41,4	35,2	29,2	24,9	330,8
86	86	87	83	80	1000
107	125	107	88	75	1000

Tab. 1.21:
Verteilung der durchschnittlichen Halbjahressummen des Niederschlags über dem norddeutschen Binnentiefland auf Zweistundenintervalle (umgerechnet nach BRANICKI 1963)

Jahr	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
787	168	140	235	244
755	167	125	210	253
625	136	132	202	155
134	35	28	34	37
129	33	25	31	36
111	29	25	29	28

Tab. 1.22:
Zonalvergleich der Niederschlagsverhältnisse während des Bezugszeitraumes 1951-1980 zwischen expositionsähnlichen Küstentieflandsbereichen an Nordsee und Ostsee (Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

diesen Moorflächen ist die Durchschnittsdauer der frostfreien Zeit nur wenig länger als in den atlantikferneren Niederungsbereichen im östlichen norddeutschen Binnentiefland, und speziell die täglichen Lufttemperaturminima liegen in aller Regel merklich tiefer als auf den höheren Grundmoränenplatten etwa der Ostfriesisch-Oldenburgischen Geest oder der Stader Geest in der unmittelbaren Nachbarschaft (Abb. 1.14). Durch vergleichende Wärmehaushaltsuntersuchungen ließ sich

$T_L - T_W$	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
$T_L > T_W$	29,2	32,3	42,8	44,0	43,8	37,7	23,1	16,8	10,6	8,4	8,1	20,4
$T_L < T_W$	49,1	44,3	32,7	27,1	29,9	34,6	47,8	53,3	66,2	71,7	73,5	61,6
$T_L \approx T_W^1$	21,8	23,4	24,6	28,8	26,4	27,6	29,0	29,9	23,2	19,9	18,5	18,0

¹ Die Differenz Lufttemperatur – Wasseroberflächentemperatur liegt zwischen den Klassengrenzen +0,4 K und –0,4 K.

Bezugsstation: Feuerschiff Terschellingerbank 53°29'N/5°08'E (1949–1970/Sept.)
53°28'N/4°46'E (1970/Okt.–1975/Apr.)

Tab. 1.23: Relative Häufigkeit charakteristischer Kategorien der Temperaturdifferenz Luft – Oberflächenwasser ($T_L - T_W$) im marinen Vorfeld der Westfriesischen Inseln während des Bezugszeitraumes 1949–1975 (in %; nach Unterlagen von KOREVAAR 1987)

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Wangerooge	6,2	6,1	6,7	8,2	10,7	13,4	15,1	15,4	13,5	11,0	8,3	6,9	10,1
St. Peter-Ording	6,0	5,8	6,5	8,0	10,4	13,1	14,7	15,0	13,1	10,7	8,3	6,8	9,9
Warnemünde	5,7	5,7	6,3	7,7	10,2	13,3	15,2	15,2	13,1	10,5	8,0	6,5	9,8

Stationspositionen: Wangerooge 53°47'N/7°54'E, 6 m
St. Peter-Ording 54°18'N/8°39'E, 4 m Warnemünde 54°11'N/12°05'E, 4 m

Tab. 1.24: Durchschnittlicher Partialdruck des Wasserdampfes während des Bezugszeitraumes 1951–1980 über dem norddeutschen Küstentiefland (in hPa; nach Daten von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

nachweisen (MIESS 1968), dass für dieses thermische Verhalten der Moorbereiche ein besonders kleiner Wärmeleitungsstrom aus dem Bodenraum zur ausstrahlenden Erdoberfläche während der Nachtstunden verantwortlich ist. Dieser ist eine Folge der geringen Wärmeeinlagerung in den Bodenraum tagsüber, da die verfilzte und durch geringe Wärmeleitfähigkeit isolierende Pflanzendecke der Hochmoore den Energiezustrom aus der absorbierten Globalstrahlung nur zu einem sehr geringen Teil bis zum Mineralboden selbst gelangen lässt. Beim feuchteren Niedermoor ist der große Energieverbrauch für die Verdunstung am Tage in Rechnung zu stellen.

Wenn man zunächst von modifizierenden Reliefeinflüssen absieht, ist in der räumlichen Niederschlagsverteilung eine allgemeine Abnahme der Durchschnittssummen in zonaler Richtung mit zunehmender Atlantikdistanz nicht zu übersehen (Tab. 1.19). Während für das westliche Binnentiefland weiträumig typische Jahresniederschlagssummen von 700–800 mm konstatiert werden können, liegen diese im östlichen Binnentiefland bei nur 550–600 mm.

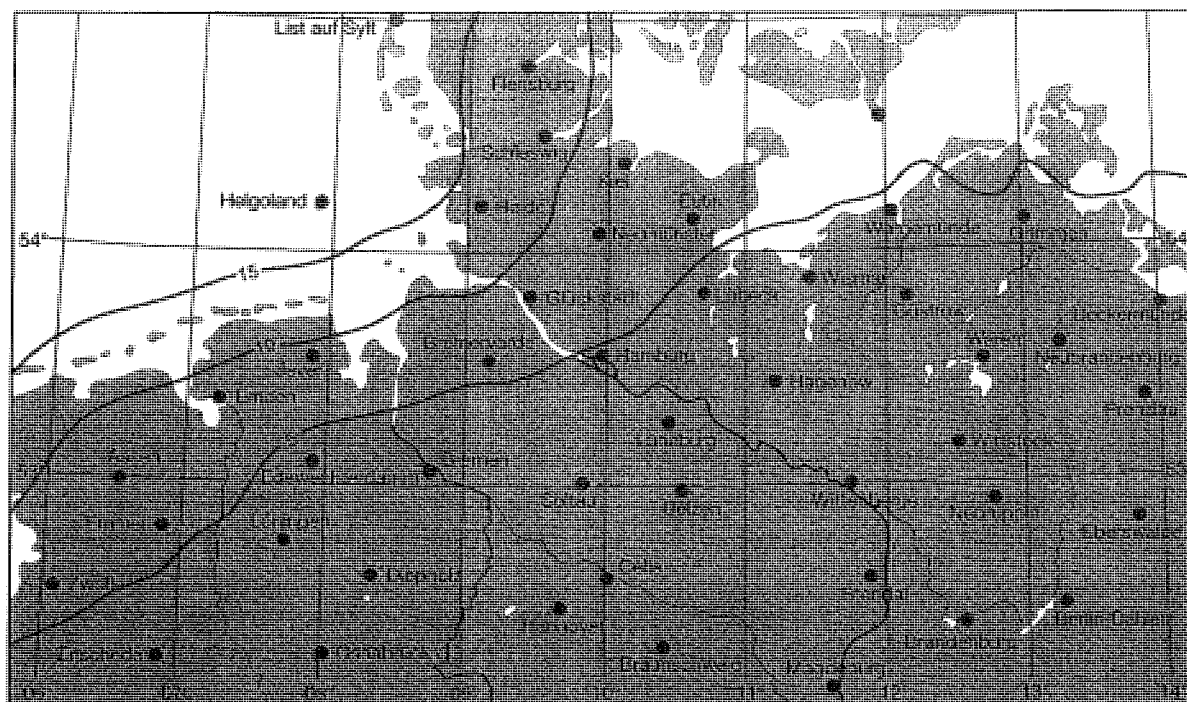


Abb. 1.15: Isarithmen des hydrometrischen Quotienten über Norddeutschland für den Bezugszeitraum 1951–1980 (Entwurf: M. HENDL nach Niederschlagsdaten von MÜLLER-WESTERMEIER 1990, des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987 und des Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut 1983)

Als Hauptursache für diese Minderung der durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen in zentraler Richtung muss man die gleichsinnige Abnahme der Niederschlagshäufigkeit ansehen (Tab. 1.19). Sie ist zum Teil auf eine entsprechende Abnahme der durchschnittlichen Häufigkeit von Frontpassagen als Hauptniederschlagsverursacher zurückzuführen (Tab. 1.8). Da zwischen dem Westen und dem Osten des Binnentieflandes diese Häufigkeitsdifferenzen der Frontdurchgänge aber nur ca. 8% betragen, muss zusätzlich noch ein Teil der Fronten eine Verringerung der Niederschlagswirksamkeit mit zunehmender Atlantikdistanz erfahren.

Ferner bemerkt man (Tab. 1.19), dass die zonale Abnahme der Niederschlagssummen im Winter erheblich stärker ist als im Sommer: Die kontinentalere Binnenlandstation Potsdam empfängt im Winter durchschnittlich nur rund 66% des Niederschlags ihrer ozeanischeren Vergleichsstation Lönigen, im Sommer hingegen immerhin knapp 80%. Als Ursache kommt die größere Gewitterhäufigkeit über dem östlichen Binnentiefland in Betracht (Tab. 1.11), die wegen ihrer zeitlichen Konzentration auf die warme Jahreszeit dann eine Verringerung der zonalen Niederschlagsunterschiede bewirken muss.

Generell zeigt sich eine deutliche jahreszeitliche Variation der durchschnittlichen Niederschlagssummen ausgeprägt, mit einem wohlausgebildeten Maximum im Sommer. Dieses Sommermaximum der Niederschlagsmenge ist ersichtlich nicht auf eine gesteigerte Niederschlagshäufigkeit zurückzuführen, denn nach Tabelle 1.19 sind Niederschlagstage mit einer Tagessumme $\geq 1,0$ mm im Sommer nicht

Station	Stations- höhe [m]	Niederschlagssummen					Bezugs- zeitraum
		Winter	Früh- jahr	Som- mer	Herbst	Jahr	
<i>Seemarschen</i> Carolinensiel	4	170	130	246	231	777	1931–1960
Emden	6	178	150	238	211	777	1951–1980
<i>Ostfriesische Geest</i> Jever	7	167	150	247	217	781	1951–1980
Plaggenburg	11	177	151	259	224	811	1931–1960
<i>Leda-Jümme-Niederung</i> Friesoythe-Edewechterdamm	8	189	165	241	197	792	1951–1980
<i>Cloppenburger Geest</i> Cloppenburg	42	187	152	242	193	774	1931–1960
<i>Hase-Niederung</i> Haselünne	20	179	148	233	195	755	1931–1960
<i>Fürstenau-Dammer</i> Endmoränenbogen Ankum	55	211	168	255	219	853	1931–1960
<i>Diepholzer Moorniederung</i> Diepholz	37	159	151	216	158	684	1951–1980

Stationspositionen:

Ankum 52°33'N/7°52'E

Carolinensiel 53°42'N/7°49'E

Cloppenburg 52°51'N/8°02'E

Diepholz 52°37'N/8°23'E

(Friesoythe)-Edewechterdamm 53°05'N/7°56'E

Emden 53°22'N/7°13'E

Haselünne 52°40'N/7°29'E

Jever 53°35'N/7°54'E

Plaggenburg 53°31'N/7°32'E

Tab. 1.25: Typische durchschnittliche Niederschlagssummen in den Hauptlandschaften des westlichen Norddeutschen Tieflandes (in mm; Zusammenstellung nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 sowie SCHIRMER & VENT-SCHMIDT 1979)

häufiger als im Winter, und jene mit einer Tagessumme $\geq 0,1$ mm lassen sogar ein schwaches Wintermaximum erkennen. Vielmehr muss der erhöhte Niederschlag der warmen Jahreszeit vor allem mit dem erhöhten Wasserdampfgehalt der Luft in Verbindung gebracht werden (Tab. 1.20), der mit deren temperaturbedingt erhöhter Wasserdampfaufnahmefähigkeit einhergeht und eine erhöhte durchschnittliche Niederschlagsausbeute bei niederschlagswirksamen Vorgängen ermöglicht. Ferner belegt der nur im warmen Jahresabschnitt deutlich ausgebildete Tagesgang der durchschnittlichen Niederschlagssumme (Tab. 1.21), dass auch die besonders niederschlagsergiebige, hoch reichende Gewitterkonvektion mit ihrem ausgeprägten Intensitätsmaximum während der Nachmittagsstunden am Zustandekommen des sommerlichen Niederschlagsmaximums beteiligt ist, freilich unter Nutzung des dann erhöhten Wasserdampfgehaltes.

Station ¹	Zonale Küstendistanz [km]	Niederschlagssummen				
		Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
<i>Küstenvorraum</i> Helgoland	59	156	122	186	247	711
<i>Küstentiefland</i> St. Peter-Ording	1	167	125	210	253	755
Helse	7	178	150	261	252	841
Heide	18	192	156	257	270	875

¹ Helgoland repräsentiert die nahezu ungestörten Verhältnisse über dem Meer. Die Niederschlagssteigerung in der Stationsabfolge St. Peter–Helse–Heide belegt die Wirkung der Küstenkonvergenz, die allenfalls bei der Station Heide noch überlagert sein kann von der Stauwirkung des Albersdorf-Tellingstedter Endmoränenbogens in 10 km Entfernung im östlichen Stationsrückland mit 79 m Maximalhöhe.

Stationspositionen:

Heide 54° 13' N/9° 07' E, 12 m

Helse 53° 59' N/9° 01' E, 2 m

Helgoland 54° 11' N/7° 54' E, 4 m

St. Peter-Ording 54° 18' N/8° 39' E, 4 m

Tab. 1.26: Durchschnittliche Niederschlagssummen im zonalen Sammelprofil über den Nordseeküstenraum der Eiderstedt-Dithmarscher Niederung während des Bezugszeitraumes 1951–1980 (in mm; Zusammenstellung nach Daten von MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

Auch im Küstentiefland lässt sich bei vergleichbarer Exposition ein deutlicher Unterschied der durchschnittlichen Niederschlagssummen zwischen Nordsee- und Ostseeküste zuungunsten der letzteren feststellen (Tab. 1.22) und auf die gleiche Hauptursache wie beim Binnentiefland zurückführen.

Bei der jahreszeitlichen Niederschlagsvariation findet man allerdings vielfach erhebliche Abweichungen von den Verhältnissen im Binnentiefland, vor allem im Nordseeraum. Gegen die Küste hin verlagert sich hier das Niederschlagsmaximum zunehmend in den Spätsommer, auf den vorgelagerten Ostfriesischen und Nordfriesischen Inseln verschiedentlich sogar auf den Spätherbst, in diesem Falle unter Begleitung durch ein sekundäres Spätsommermaximum. Seltener ist hingegen eine spätsommerliche Niederschlagsspitze im Ostseeküstenraum des Norddeutschen Tieflandes ausgeprägt (Fördenküste Schleswig-Holsteins, Rügen).

Am deutlichsten aber hebt sich das Küstentiefland durch einen gesteigerten Herbstniederschlagsanteil und durch einen geminderten Frühjahrsniederschlagsanteil vom Binnentiefland ab, welchen Umstand schon HELLMANN (1914) und später REICHEL (1930) konstatierten. Bildet man nun in Analogie zum thermodynamischen Quotienten die Differenz zwischen der durchschnittlichen Niederschlagssumme der Herbstmonate September bis November und jener der Frühjahrsmonate März bis Mai und drückt diese Differenz zwecks Ausschaltung der regional wechselnden Höhe der Niederschlagssummen in Prozent der durchschnittlichen Jahresniederschlagssumme aus, so erhält man in diesem hydromodromischen Quotienten ein nützliches Maß für den Ozeanitätsgrad der Niederschlagsverhältnisse, der sich an der Nordseeküste mit über 10%, teilweise sogar über 15%, als besonders groß erweist (Abb. 1.15).

Verantwortlich hierfür dürfte der Jahresgang der Temperaturdifferenz Luft - Wasser sein (Tab. 1.23). Im Bereich der Deutschen Bucht ist die relative Häufigkeit der Fälle mit negativer Temperaturdifferenz (Oberflächenwasser wärmer als Luft) in keiner Jahreszeit so groß wie im Herbst; dadurch kann hier eine Verspätung des atmosphärischen Labilitätsmaximums im Vergleich zum Binnentiefland bewirkt und die Auslösung oder Verstärkung von Vertikalbewegungen begünstigt werden. Während des Frühjahres herrschen in der Mehrzahl der Fälle gegenteilige Verhältnisse.

Das bereits erwähnte primäre oder sekundäre Spätsommermaximum der Niederschlagsmenge schließlich lässt sich mit dem auch im Küstenraum ausgebildeten Sommermaximum des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes begründen, das über eine erhöhte Niederschlagsausbeute niederschlagswirksamer Vorgänge auf den Niederschlagsjahresgang einwirkt (Tab. 1.24).

(Im Binnentiefland fallen, wie bereits ausgeführt, Labilitätsmaximum und Dampfdruckmaximum zeitlich zusammen, wodurch dort das strenge Niederschlagsmaximum im Sommer zustande kommt.)

Das bisher skizzierte einfache Grundmuster einer Niederschlagsabnahme in zonaler Richtung wird im Einzelnen noch modifiziert durch das glaziäre Akkumulationsrelief, das sich trotz verhältnismäßig bescheidener Höhenunterschiede von erstaunlicher Wirkung zeigt.

Freilich beschränkt sich eine stärkere räumliche Niederschlagsvariation durch das Relief auf den Raum östlich des Weser-Aller-Urstromtales (als Teil des Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtales), da erst hier bedeutendere Endmoränenwälle, zunächst des Warthevereisungsstadiums, einsetzen und weiter nordostwärts von den besonders gut erhaltenen Endmoränenzügen der jüngsten Weichselvereisungsperiode gefolgt werden. Im Vergleich hierzu findet sich westlich des genannten Urstromtales ein wesentlich stärker nivelliertes Relief von älterer drenthezeitlicher Anlage vor, in dem größere Erhebungen und damit geländebedingte überdurchschnittliche Jahresniederschlagssummen nur gelegentlich auftreten und dann allerdings die 800-mm-Schwelle deutlich überschreiten (Fürstenauer und Dammer Berge der Rehburger Eisrandlage mit 140 m bzw. 146 m Maximalhöhe), während in ihrem jeweils östlichen leeseitigen Rückland der Jahresniederschlag gegen 700 mm und auch darunter absinkt (Artland-Zungenbecken, Diepholzer Moorniederung). Sonst herrschen aber hier im westlichsten Teil des Norddeutschen Tieflandes ziemlich einheitlich durchschnittliche Jahresniederschlagssummen von 750–800 mm weitgehend unabhängig davon, ob es sich um flaches Grundmoränen-(Geest-)Gelände von 20–40 m Durchschnittshöhe handelt (Ostfriesisch-Oldenburger Geest, Cloppenburg-Bassumer Geest) oder um flach eingesenkte und teilweise vermoorte breite Talsandniederungen (Leda-Jümme-Niederung, Hase-Niederung) oder schließlich um tief gelegenes Marschland (Tab. 1.25).

Als Besonderheit findet sich im unmittelbaren Küstenhinterland, etwa in 10 bis 20 km Küstendistanz, auch ohne nennenswerten Geländeanstieg vielfach ein Bereich leicht erhöhten Jahresniederschlages. Diese Erscheinung, die auch an der nordfriesischen und an der Dithmarscher Nordseeflächküste wohl ausgebildet auftritt (Tab. 1.26), fiel bereits HELLMANN (1904) auf und wurde von ihm mit der Abbremsung aufländiger Strömungen beim Übertritt von der reibungsärmeren Meeres-

oberfläche auf das rauere Festland begründet. Im Gefolge dieses Vorganges strömt pro Zeiteinheit im bodenreibungsbeeinflussten Höhenintervall mehr Luft vom Ozean in das Küstentiefland, als aus diesem landeinwärts abgeführt werden kann: Das Resultat ist die so genannte Küstenkonvergenz mit aufwärts gerichteter Ausweichbewegung im Küstenhinterland. Diese kann Konvektionsvorgänge bis zur Niederschlagswirksamkeit fördern und Frontalniederschlag vorübergehend verstärken. Auch ist an eine Verlängerung der Niederschlagsdauer durch Minderung der Verlagerungsgeschwindigkeit von Fronten über dem Küstentiefland zu denken.

Im östlichen Tieflandsraum (Tab. 1.27) sind es vor allem die von Nordwest nach Südost verlaufenden Haupthöhenzüge des so genannten Südlichen (warthezeitlichen) und des Nördlichen (weichselzeitlichen) Landrückens, die sich wegen ihrer vergleichsweise großen Höhe von über 100 m und einer gewissen Stauwirkung im atlantikzugekehrten Bereich besonders deutlich im Niederschlagsfeld bemerkbar machen. Natürlich werden auch sie von der allgemeinen Niederschlagsabnahme in zonaler Richtung betroffen, so dass ihre westlichen Abschnitte grundsätzlich niederschlagsreicher sind als die östlichen. Auch ist der Südliche (äußere) Landrücken wegen durchschnittlich größerer Höhe und insbesondere wegen weitgehend freier Exposition zum Atlantik im Allgemeinen etwas besser mit Niederschlag versorgt als der Nördliche (innere) Landrücken. Während es der erstere im Nordwesten in der Itzehoer Geest auf 850 mm, in der Lüneburger Heide auf über 750 mm, im Hohen Fläming und im Lausitzer Grenzwall immer noch auf 650 mm durchschnittlichen Jahresniederschlags bringt, empfängt der zweite Höhenzug auf der Dänischen Halbinsel zwar ebenfalls weit über 800 mm, jedoch in seinem mittleren Abschnitt südlich der Mecklenburger Großbucht durchweg bereits deutlich unter 700 mm und schließlich in seinen östlichen Partien nur noch knapp 600 mm, soweit die vorhandenen Stationen eine Aussage darüber gestatten.

Im atlantikabgekehrten Rückland dieser beiden Landrückens bedingt deren Leewirkung jeweils eine Minderung der durchschnittlichen Niederschlagssumme.

Bereits das ostwärts unmittelbar an den Lüneburger-Heide-Abschnitt des Südlichen (äußeren) Landrückens angrenzende weite Uelzener Becken empfängt mit wenig über 600 mm durchschnittlichen Jahresniederschlags mindestens 150 mm weniger als die westwärts vorgelagerten Höhen. Auch die östliche Beckenbegrenzung, die über 100 m hohe und meridional ziehende, ebenfalls warthezeitliche Gührde-Endmoränenstaffel, leidet unter der Kulissenwirkung der Lüneburger Heide, und ihre durchschnittlichen Niederschlagssummen unterschreiten durchweg die 700-mm-Grenze. Den übrigen Westelbe-Grundmoränenplatten der Altmark schließlich, mit ausdrucksarmem Relief und mittleren Höhen von 30–50 m, beschert die kombinierte Regenschattenwirkung von Südlichem Landrücken und Gührde-Endmoräne weiträumig durchschnittliche Jahresniederschlagssummen um etwa 550 mm.

Auch die meist tief gelegenen glazigenen Zungenbeckenbereiche im Rückland des Nördlichen (inneren) Landrückens sind weitaus schwächer befeuchtet als die jeweils vorgelagerten Landrückenabschnitte. Wie bei diesen variiert die durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge jedoch auch mit der Abfolge der Becken von Nordwest nach Südost: Für das großenteils überflutete Zungenbecken der Lübecker Bucht kann noch eine jährliche Durchschnittssumme von rund 600 mm als typisch

Station	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Stationshöhe [m]
<i>Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal</i>			
Weser-Abschnitt: Bremen	53°03'N	08°48'E	4
Aller-Abschnitt: Celle RAF	52°37'N	10°04'E	38
Ohre-Abschnitt: Haldensleben ¹	52°17'N	11°25'E	50
Elbe-Abschnitt: Aken ¹	51°51'N	12°03'E	55
Elster-Abschnitt: Elsterwerda	51°27'N	13°32'E	91
<i>Südlicher (äußerer) Landrücken</i>			
Itzehoer Geest: Hohenwestedt	54°06'N	09°39'E	60
Schwarze Berge: Rosengarten	53°24'N	09°51'E	125
Lüneburger Heide: Unterlüß	52°51'N	10°17'E	98
Hoher Fläming: Wiesenburg	52°07'N	12°27'E	187
Lausitzer Grenzwall: Kemnitz-Altsorgefeld	51°50'N	13°32'E	108
<i>Westelbe-Platten</i>			
Uelzener Becken: Uelzen(-Ebtorf)	52°58'N	10°34'E	45
Göhrde-Endmoräne: Zienitz	53°07'N	10°53'E	90
Bismark-Platte: Bismark	52°40'N	11°33'E	53
<i>Untereibe-Urstromtal und Nordelbe-Platten</i>			
Untereibe-Urstromtal: Bleckede	53°18'N	10°44'E	8
Schwarzenbeker Platte: Schwarzenbek	53°30'N	10°29'E	45
Hagenower Platte: Picher	53°21'N	11°21'E	55
Prignitz-Platte: Gültitz	53°12'N	11°58'E	60
<i>Ostelbe-Platten und Urstromtäler des Havel-Spree-Raumes</i>			
Havelländisches Luch: Lobeofsund	52°43'N	12°45'E	30
Eberswalder Urstromtal: Eberswalde	52°50'N	13°49'E	45
Glin-Platte: Grünefeld	52°41'N	12°58'E	37
Barnim-Platte: Ahrensfelde	52°35'N	13°34'E	58
Barnim-Platte/Hoch-Barnim: Tiefensee	52°41'N	13°50'E	90
Lebus-Platte: Alt-Madlitz	52°23'N	14°17'E	62
Oderbruch: Zechin-Wollup	52°37'N	14°26'E	9
Berliner Urstromtal: Hartmannsdorf	52°22'N	13°51'E	37
Zauche-Platte: Fichtenwalde	52°17'N	12°54'E	84
Teltow-Platte: Großbeeren	52°22'N	13°19'E	42
Beeskow-Lieberoser Platte: Bad Saarow	52°17'N	14°04'E	50
Beeskow-Lieberoser Platte/östl. Höhenbereich: Pinnow	51°59'N	14°32'E	89
Baruther Urstromtal/Plane-Abschnitt: Brück	52°12'N	12°46'E	44
Baruther Urstromtal/Spree-Abschnitt: Burg	51°50'N	14°09'E	57

Tab. 1.27: Typische Niederschlagssummen in den Relieffhaupteinheiten des östlichen Norddeutschen Tieflandes (in mm; Zusammenstellung aus Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990, SCHIRMER & VENT-SCHMIDT 1979 sowie des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987).

Niederschlagssummen					Bezugszeitraum
Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr	
158	157	228	169	712	1951-1980
158	136	226	165	685	1931-1960
108	130	186	119	543	1951-1980
99	118	184	119	520	1951-1980
118	133	208	138	597	1951-1980
201	156	263	231	851	1931-1960
186	170	253	201	810	1931-1960
189	167	241	179	776	1951-1980
146	148	211	144	649	1951-1980
134	145	225	149	653	1951-1980
128	132	213	143	616	1951-1980
148	143	222	161	674	1931-1960
110	118	195	124	547	1951-1980
133	127	207	149	616	1931-1960
179	152	235	181	747	1931-1960
135	136	214	147	632	1951-1980
129	127	203	134	593	1951-1980
109	117	183	117	526	1951-1980
119	121	188	133	561	1951-1980
116	125	193	122	556	1951-1980
118	121	197	136	572	1951-1980
131	128	202	140	601	1951-1980
115	120	187	132	554	1951-1980
80	100	158	105	443	1951-1980
118	122	186	134	560	1951-1980
124	129	192	134	579	1951-1980
112	126	189	128	555	1951-1980
114	120	183	133	550	1951-1980
125	128	203	133	589	1951-1980
109	124	183	125	541	1951-1980
105	122	200	129	556	1901-1950

¹ Niederschlagsminderung infolge Mittelgebirgs-Kulissenwirkung (Harz, Harzvorland-Sättel, Flechtinger Höhenzug)

Station	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Stationshöhe [m]
<i>Nördlicher (innerer) Landrücken</i>			
Haupt Höhenzone Nordwest: Schleswig	54° 32' N	09° 33' E	43
Haupt Höhenzone Mittelwest/Hohe Burg: Neu Bernitt	53° 54' N	11° 51' E	75
Küstenstau moräne Kühlung: Kühlungsborn	54° 07' N	11° 46' E	74
Haupt Höhenzone Ost: Feldberg	53° 20' N	13° 26' E	92
<i>Rücklandzungenbecken des Nördlichen Landrückens</i>			
Lübecker Bucht: Travemünde	53° 58' N	10° 53' E	9
Güstrower Becken: Güstrow	53° 48' N	12° 10' E	10
Uecker-Becken: Görzitz	53° 24' N	13° 55' E	37
<i>Baltische Platten</i>			
Nordwestteil: Franzburg	54° 11' N	12° 53' E	25
Südostteil: Karlsburg-Zarnekow	53° 59' N	13° 36' E	41
<i>Ostrügen-Höhenzone</i>			
Weststau-Bereich: Bergen	54° 25' N	13° 26' E	75
Jasmund-Leebereich: Sassnitz	54° 31' N	13° 39' E	25

Tab. 1.27 (Fortsetzung)

gelten, wohingegen im weit ostwärts gelegenen binnenländischen Ueckerbecken sich dieser Betrag auf rund 500 mm erniedrigt und mancherorts noch unterschritten wird.

Im weiten Raum zwischen den beiden Landrücken findet sich zunächst nördlich des Elbeunterlaufes eine Serie warthezeitlicher Grundmoränenplatten mit partieller weichselzeitlicher Sanderüberschüttung, die unter der Bezeichnung Nordelbplatten zusammengefasst sei und sich in die Schwarzenbeker, die Granziner, die Hagenower und die Prignitzplatte gliedert. Die gute Niederschlagsversorgung dieser Plattenserie bei mittleren Höhen von nur 40–60 m belegen durchschnittliche Jahresniederschlagssummen von über 700 mm im Westen auf der Schwarzenbeker Platte und rund 600 mm im Osten auf der Prignitzplatte. Eine Ursache mag in der breiten Unterbrechung des westwärts vorgelagerten äußeren Landrückens durch das Unterelbe-Urstromtal gegeben sein.

Ebenfalls zwischen den beiden Landrücken, aber im Havel-Spree-Einzugsbereich östlich der Elbe, ist dann geradezu ein Mosaik ausschließlich weichselzeitlicher Moränen- und Sanderplatten ausgebildet, die durch die großen quasizonalen Talungen des Baruther, des Berliner und des Eberswalder Urstromtales und etliche erosiv angelegte oder toteisbedingte Querrinnen separiert werden. Alle diese Platten erreichen mit 40–50 m Regelhöhe bei den westlichen und 60–80 m bei den östlichen Gliedern die Durchschnittshöhe der beiden Landrücken bei weitem nicht, so dass die durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen unter normalen Geländeverhältnissen weiträumig bei etwa 550 mm liegen. Ähnliche Beträge haben auch für die Urstromtalbereiche als Regelwert zu gelten; infolge ihrer westwärts offenen

Niederschlagssummen					Bezugszeitraum
Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr	
209	164	259	264	896	1951-1980
150	139	212	159	660	1951-1980
147	144	220	176	687	1951-1980
126	134	199	140	599	1951-1980
138	125	193	154	610	1951-1980
116	127	200	142	585	1951-1980
89	107	172	112	485	1951-1980
131	127	207	158	623	1951-1980
123	133	178	155	589	1951-1980
148	141	207	173	669	1951-1980
123	119	194	165	601	1951-1980

Lage und ihres zonalen Verlaufs versorgen die zykloneninternen frontalen Niederschlagsfelder die Urstromtalbereiche mit ähnlichen Niederschlagsmengen wie die benachbarten Plattenbereiche. Nur dort, wo Plattenteile im Bereich aufgesetzter Endmoränenzüge das Durchschnittsniveau deutlich überragen, kann die Stauwir-

Station	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
Miltzow	130	135	199	162	626
Zudar	117	122	189	154	582
Gager-Groß Zicker	121	113	176	144	554
Greifswalder Oie	93	101	163	125	482

Stationspositionen:

Miltzow 54° 12' N/13° 13' E, 25 m, festländisches Küstentiefland

Zudar 54° 16' N/13° 21' E, 2 m, Südrügen/Halbinsel Zudar

Gager-Gr. Zicker 54° 18' N/13° 41' E, 3 m, Südrügen/Halbinsel Mönchgut

Greifswalder Oie 54° 15' N/13° 55' E, 10 m, Insel am Boddenausgang

Tab. 1.28: Zonalvariation der durchschnittlichen Niederschlagssummen am Greifswalder Bodden während des Bezugszeitraumes 1951-1980 (in mm; Zusammenstellung nach einer Datensammlung des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni
<i>Mischniederschlagstage</i>						
Bremen-Flughafen	26,7	28,2	24,3	14,2	1,5	–
Berlin-Dahlem	33,6	31,9	26,5	17,2	2,1	–
<i>Schneeniederschlagstage</i>						
Bremen-Flughafen	16,4	27,7	14,3	3,6	–	–
Berlin-Dahlem	30,0	35,0	22,4	2,8	–	–
<i>Schneefalltage (Schnee und Schneeregen)</i>						
Bremen-Flughafen	43,1	55,9	38,6	17,8	1,5	–
Berlin-Dahlem	63,6	66,9	48,9	20,0	2,1	–

Stationspositionen:

Berlin-Dahlem 52° 28' N/13° 18' E, 51 m

Bremen-Flughafen 53° 03' N/8° 48' E, 4 m

Tab. 1.29: Durchschnittlicher Relativanteil der Tage mit Schneeniederschlag und mit Schnee-Regen-Mischniederschlag an der Gesamtzahl aller Niederschlagstage während des Bezugszeitraumes 1951–1970 im Zonalvergleich zwischen dem westlichen und dem östlichen Norddeutschen Tiefland (in %; umgerechnet nach Daten von RIEMER 1971 sowie von BÄTJER & HEINEMANN 1983)

kung dieser Höhen durchschnittliche Jahresniederschlagssummen um 580 mm und in Einzelfällen sogar um 600 mm erzwingen, etwa auf den westlichen Randhöhen des Oderbruchs (dem Hochbarnim) oder auf den Hochlagen der Zaucheplatte südlich der Potsdam-Brandenburger Havelniederung oder im hohen Ostteil der Lieberoser Platte im Grenzbereich zum Oder-Neiße-Tal. Andererseits können derartige Randhöhen auf ihrer Ostflanke Niederschlagsminderungen von gelegentlich einschneidendem Ausmaß hervorrufen: Im tief gelegenen Oderbruch sinken im Lee der hohen Ostbarnim- und Lebusplatte die durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen teilweise noch tief unter 500 mm. Auch im ausgedehnten Aufschüttungsraum des Havelländischen Luches finden sich mit Beträgen um 530 mm durchaus unterdurchschnittliche Jahresniederschlagssummen, möglicherweise als Folge einer (wegen Stationsmangels zahlenmäßig nicht belegbaren) Kulissenwirkung von mehreren, zwar kleinen, aber durch aufgesetzte Endmoränenreste kräftig geformten Platten im Westquadranten; hierzu zählen die inselartig aufragenden so genannten Ländchen Schollene (Kamerner Berge 99 m), Rhinow (Rhinower Berge 110 m), Nennhausen (Hohes Rott 92 m) u. a.

Ganz im Nordosten des Binnentieflandes schließt sich an die Beckenzone im Rückland des Nördlichen Landrückens ein Gürtel von insgesamt flachen bis schwachwelligen, nur Durchschnittshöhen von 20–30 m aufweisenden Grundmoränenbereichen an, die man als baltische Platten bezeichnen kann. Sie erweisen sich mit durchschnittlichen Jahressummen um 600 mm als gut mit Niederschlag versorgt, wohl infolge der meernahen und gegen den Nordwestquadranten offenen Position.

Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Winter (Dez.-Febr.)
-	-	-	-	9,8	20,9	10,9	25,2
-	-	-	0,4	13,4	27,8		31,1
-	-	-	-	3,5	13,9	7,0	19,1
-	-	-	-	3,4	20,6		28,5
-	-	-	-	13,3	34,8	17,9	44,3
-	-	-	0,4	16,8	48,4		59,6

Die wieder gut ausgebildeten Endmoränenzüge Ostrügens endlich bewirken auf ihrer Westflanke eine erneute beträchtliche Niederschlagssteigerung auf durchschnittliche Jahressummen von über 650 mm, auf ihrer Ostflanke allerdings begleitet von entsprechender Niederschlagsabnahme.

Im Übrigen ist nahezu die gesamte Ostseeküste Norddeutschlands durch ein Niederschlagsdefizit von 10-15% gegenüber dem Küstenhinterland gekennzeichnet.

Diese Niederschlagsbenachteiligung ist für jene sehr ausgedehnten Küstenabschnitte leicht begreiflich, die unter der bereits skizzierten niederschlagsmindernden Leewirkung der westwärts vorgelagerten Endmoränenzüge des Nördlichen Landrückens stehen, also für die Förden- und Buchtenküste an der Kieler und Lübecker Bucht, aber auch für große Teile der Ausgleichsküste nordöstlich des Höhenzuges der Kühlung und für die Küstenabschnitte östlich der Rügen-Usedomer Endmoränenbögen.

Die Niederschlagsbenachteiligung betrifft jedoch auch ausgesprochene Flachküstenabschnitte, wie die Boddenausgleichsküste zwischen Fischland und Hiddensee oder besonders jene am Greifswalder Bodden, bei der sich mit Hilfe des insularen Moränenrestes der Greifswalder Oie ein weiteres Absinken der Niederschlagssummen meerwärts direkt nachweisen lässt (Tab. 1.28). Mit MAEDE (1951) kann man hierfür eine Strömungsbeschleunigung mit nachgeordneten Absinkvorgängen verantwortlich machen, die sich in ablandiger Strömung infolge Verringerung der Bodenreibung beim Übertritt vom Festland auf das Meer einstellt. Aufgleitvorgänge an Frontensystemen atlantischer Zyklonen, die mit ablandigem Kurs die Küste queren, erfahren dadurch vorübergehend eine Abschwächung mit entsprechender Niederschlagsminderung.

An den höhenzugbegleiteten Küstenabschnitten kann dieser (Geschwindigkeits-) Divergenzeffekt sich deren Leewirkung noch überlagern und dann vorgelagerten Meeresgebieten oder flachen Inseln auch in der westlichen Ostsee bemerkenswert geringe Niederschläge bescheren: Die Insel Fehmarn etwa erhält als durchschnittliche Jahresniederschlagssummen nur rund 550 mm und gehört ebenso wie Ostrügen mit jeweils über 1800 Stunden durchschnittlicher Sonnenscheindauer im Jahr zu den sonnenscheinreichsten Gegenden Deutschlands!

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni
<i>Binnentiefeland West</i> <i>Bremen 1951-1970</i>						
Schneefalltage $\geq 0,1$ mm	8,4	9,9	5,8	2,7	0,3	-
Schneedeckentage ≥ 0 cm	9,3	10,9	4,0	0,7	-	-
<i>Binnentiefeland Mittelwest</i> <i>Hamburg 1951-1970</i>						
Schneefalltage $\geq 0,1$ mm	9,9	9,4	6,3	2,9	0,2	-
Schneedeckentage ≥ 0 cm	11,8	12,5	5,9	1,0	-	-
<i>Binnentiefeland Ost</i> <i>Berlin-Dahlem 1950-1970</i>						
Schneefalltage $\geq 0,1$ mm	11,3	10,6	6,5	2,9	0,3	-
Schneedeckentage ≥ 0 cm	16,1	14,5	7,8	0,6	0,0	-

¹ Schneefalltage sind definiert durch eine Tagesniederschlagssumme aus Schnee und Schneeregen $\geq 0,1$ mm, Schneedeckentage durch eine Schneedecke zum Termin 07.00 Uhr. Schneehöhe 0 cm bedeutet Schneedeckenhöhe $< 0,5$ cm oder Schneebedeckung von weniger als 50% der Messplatzumgebung.

Stationspositionen:

Berlin-Dahlem 52° 28' N/13° 18' E, 51 m

Bremen-Flughafen 53° 03' N/8° 48' E, 4 m

Hamburg-Fuhlsbüttel 53° 38' N/9° 59' E, 13 m

Während des Winterhalbjahres fällt auch im Norddeutschen Tiefland überall ein Teil des Niederschlags als Schnee oder als Schnee-Regen-Mischniederschlag. Die Häufigkeit dieser beiden Niederschlagsformen zeigt zonale Unterschiede (Tab. 1.29).

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
<i>Eiderstedt-Küstenniederung</i>													
St. Peter	10,4	10,5	5,6	0,6	-	-	-	-	-	-	0,4	4,4	31,9
<i>Husumer Geestrand</i>													
Husum	12,3	12,1	5,3	0,4	-	-	-	-	-	-	0,3	5,6	36,0
<i>Östliches Hügelland</i>													
Schleswig	13,9	13,5	7,0	0,5	-	-	-	-	-	-	0,4	8,0	43,3
<i>Küstentiefeland Kieler Bucht</i>													
Schönberg	11,1	10,9	5,1	0,4	-	-	-	-	-	0,0	0,5	6,4	34,4

Stationspositionen:

Husum 54° 28' N/9° 04' E, 14 m

Schleswig 54° 32' N/9° 33' E, 43 m

Schönberg 54° 24' N/10° 22' E, 5 m

St. Peter 54° 18' N/8° 38' E, 3 m

Tab. 1.31: Durchschnittliche Anzahl der Schneedeckentage ≥ 0 cm Schneehöhe in einem Zonalprofil durch Schleswig-Holstein für den Bezugszeitraum 1936/37-1957/58 ohne 1944/45-1945/46 (Zusammenstellung nach einer Datensammlung von CASPAR 1962)

Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
-	-	-	-	2,5	6,7	36,3
-	-	-	-	0,7	6,4	32,0
-	-	-	0,1	2,0	7,9	38,7
-	-	-	-	1,2	7,8	40,2
-	-	-	0,1	2,6	8,2	42,4
-	-	-	0,0	1,7	9,6	50,4

Tab. 1.30:
Zonalvergleich der durchschnittlichen Anzahl von Schneefalltagen und Schneedeckentagen¹ im Binnentiefeland Norddeutschlands bei einheitlichem Bezugszeitraum (nach Daten von BÄTJER & HEINEMANN 1983, CAPPEL & KALB 1976, RIEMER 1971)

Während im stärker ozeanisch beeinflussten westlichen Tieflandsraum unter allen Niederschlagstagen die reinen Regentage selbst im Hochwinter noch überwiegen, treten im mehr kontinental geprägten östlichen Tiefland zumindest im Januar und Februar und damit auch im Wintermittel Schneeniederschlagstage und Mischniederschlagstage durchschnittlich häufiger auf als Regentage. Auch hier aber sind reine Schneeniederschlagstage in nahezu allen überhaupt in Frage kommenden Monaten seltener als Schnee-Regen-Niederschlagstage.

Deutlich stärker als im Falle der Schneefallhäufigkeit ändert sich die durchschnittliche Anzahl der Schneedeckentage im Norddeutschen Tiefland mit zunehmender Entfernung vom Atlantik (Tab. 1.30), offenkundig in erster Linie als Folge der ostwärts abnehmenden Wintertemperatur, die der Erhaltung einer einmal ausgebildeten Schneedecke förderlich ist. Jedoch ergibt sich ein Übergewicht der Anzahl der Schneedeckentage über jene der Schneefalltage nur während des Hochwinterzeitraumes; in den Übergangsjahreszeiten schmilzt gefallener Schnee bei in der Regel positiver Erdoberflächentemperatur allzu rasch wieder hinweg.

Die zonal verlaufenden Abschnitte des Küstentieflandes an Nordsee und Ostsee zeigen gegenüber längengleichen Binnentieflandsbereichen eine um 10-15% erniedrigte durchschnittliche Anzahl an Schneefalltagen.

Auch im peninsularen Tieflandsraum Schleswig-Holsteins weist die flache westliche Küstenniederung eine vergleichsweise geringe durchschnittliche Anzahl an Schneedeckentagen auf. Vor allem im Bereich der kräftig geformten Endmoränenzüge im östlichen Jungmoränenraum der Halbinsel steigt jedoch ihre Häufigkeit merklich an, hier wohl in erster Linie wegen der Steigerung der Niederschlagssummen, die anteilig auch größere Schneemengen nach sich zieht und dadurch die Schneedeckendauer verlängern kann. (Die Absolutwerte der Tabelle 1.31 mit einem zonal orientierten Datenprofil durch Schleswig-Holstein sind allerdings nicht streng mit jenen der Tabelle 30 vergleichbar, weil unvermeidbar aus einem anderen, um reichlich 10% weniger Schneedeckentage aufweisenden Beobachtungszeitraum stammend!)

1.6 Das Klima der deutschen Mittelgebirgsschwelle

Ausschlaggebend für die klimatischen Verhältnisse im Bereich der deutschen Mittelgebirgsschwelle ist der Einfluss des Reliefs, der sich bereits in den Temperaturverhältnissen deutlich zu erkennen gibt.

Insbesondere die Höhenlage über dem Meeresniveau wirkt sich nachhaltig auf die räumliche Verteilung der Lufttemperatur aus. Im Jahresmittel ist mit einer Temperaturabnahme von knapp 0,60 K je 100 m Höhenzunahme zu rechnen, doch findet sich überall im Mittelgebirgsraum eine jahreszeitliche Variation dieser Größe wohlausgebildet (Tab. 1.32).

Vergleichsweise große vertikale Lufttemperaturabnahme zeigt ein ausgedehnter Jahresabschnitt zwischen Frühjahr und Sommer, der in der Regel auch durch das Auftreten zweier Maxima zeitlich gegliedert ist. Das Sommermaximum wird man in Beziehung setzen dürfen zum gleichzeitigen durchschnittlichen Jahresmaximum der Nettostrahlung an der Erdoberfläche, wodurch die unteren Luftschichten durchschnittlich am stärksten erwärmt werden und sich infolgedessen ein mittleres vertikales Temperaturgefälle von bedeutendem Ausmaß einzustellen vermag. Das Frühjahrmaximum der vertikalen Lufttemperaturabnahme ist hingegen auf die lange Schneedeckendauer und die wesentlich größere Schneehöhe in den Höhenlagen der Mittelgebirge zurückzuführen: Längere Wirkungsdauer der hohen Strahlungsreflexion an Schneeoberflächen und stärkere Energiebindung beim Schmelzvorgang der größeren Schneemengen verursachen eine Erwärmungsverzögerung der Höhenlagen gegenüber den schneeärmeren, sich daher rascher aufheizenden Niederungen, zu welcher Erkenntnis bereits VOEJKOV (1885) gelangte. Eine starke Vertikalabnahme der Lufttemperatur begünstigend wirkt außerdem gerade in diesem Jahresabschnitt die geringe Häufigkeit des Großwettertyps Zentralhoch Mitteleuropa, so dass durch antizyklonale Absinkvorgänge gebildete und die durchschnittliche vertikale Lufttemperaturabnahme mindernde Temperaturinversionsschichten innerhalb der unteren Troposphäre ebenfalls mit reduzierter Häufigkeit auftreten sollten.

Gleichermaßen als Regelfall sind Minima der vertikalen Lufttemperaturabnahme im Herbst und Winter zu konstatieren. Sie korrespondieren befriedigend mit gehäuftem Auftreten des Großwettertyps Zentralhoch Mitteleuropa in den erwähnten Jahresabschnitten (Tab. 1.6). Absinkvorgänge im Bereich dieser Hochdruckgebiete führen zu dynamischer (Kompressions-)Erwärmung der Höhenluft, die dann leicht am Ende ihrer langen Absinkstrecke höhere Temperaturen erreichen kann, als sie an der Erdoberfläche herrschen (Abb. 1.4). Das ist in besonderem Maße der Fall, wenn in den Niederungen Kaltluft lagert, was vor allem im Winter wegen des oft negativen Strahlungshaushalts der Erdoberfläche oder nach vorausgegangener Kaltluftzufuhr gegeben ist. Bei derartigen Hochdrucksituationen ragen die Höhenlagen der Mittelgebirge meist noch in den Bereich der erwärmten Höhenluft hinein und werden von der turbulent durchmischten Niedrigungskaltluft durch eine Temperaturinversionsschicht mit höhenkonformer Temperaturzunahme getrennt. Das auch nur zeitweilige Auftreten derartiger besonderer Vertikalverteilungen der Lufttemperatur muss aber ersichtlich den Gesamtdurchschnitt der vertikalen Lufttemperaturabnahme in den betreffenden Jahresabschnitten mindern, wobei im Winter wohl mehr die größere Intensität, im Herbst hingegen eher die größere Häufigkeit

Gebirge	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Rheinisches Schiefergebirge	0,56	0,59	0,65	0,65	0,64	0,64	0,63	0,57	0,50	0,46	0,59	0,57	0,59
Harz	0,44	0,48	0,59	0,71	0,72	0,71	0,72	0,66	0,60	0,47	0,49	0,44	0,58
Thüringer Wald	0,51	0,51	0,58	0,66	0,66	0,64	0,65	0,54	0,47	0,42	0,57	0,52	0,56
Rhön	0,42	0,50	0,63	0,64	0,62	0,65	0,63	0,55	0,51	0,40	0,48	0,42	0,54
Erzgebirge	0,44	0,51	0,62	0,67	0,66	0,65	0,64	0,60	0,58	0,50	0,52	0,46	0,58

¹ Es wurde zunächst die vertikale Lufttemperaturabnahme nach den einzelnen Stationspaarungen und daraus das jeweilige Mittel für die verschiedenen Gebirge errechnet.

Stationspaarungen als Grundlage der gebirgsbezogenen Mittelwerte:

Rheinisches Schiefergebirge

Wuppertal (Buchenhofen) 128 m –

Kahler Asten 839 m

Arnsberg 218 m – Kahler Asten 839 m

Melsungen 190 m – Kahler Asten 839 m

Frankfurt (Flughafen) 111 m –

Kleiner Feldberg 805 m

Harz

Seesen 265 m – Brocken 1 142 m

Wernigerode 234 m – Brocken 1 142 m

Gernrode 210 m – Brocken 1 142 m

Eisleben 185 m – Brocken 1 142 m

Bad Sachsa 284 m – Brocken 1 142 m

Sundhausen 175 m – Brocken 1 142 m

Sangerhausen 190 m – Brocken 1 142 m

Thüringer Wald

Waltershausen 342 m – Großer Inselsberg 914 m

Schmalkalden 300 m – Großer Inselsberg 914 m

Bad Blankenburg 245 m – Schmücke 937 m

Schleusingen 384 m – Schmücke 937 m

Rhön

Fulda 255 m – Wasserkuppe 921 m

Schlüchtern 375 m – Wasserkuppe 921 m

Bad Kissingen 262 m – Wasserkuppe 921 m

Erzgebirge

Chemnitz 418 m – Fichtelberg 1 213 m

Crimmitschau 269 m – Fichtelberg 1 213 m

Rodewisch 464 m – Fichtelberg 1 213 m

Plauen 407 m – Fichtelberg 1 213 m

Tab.1.32: Durchschnittliche vertikale Lufttemperaturabnahme¹ während des Bezugszeitraumes 1951–1980 im Bereich der Mittelgebirgshochschollen (in K/hm; auf der Grundlage von Lufttemperatur-Mittelwerten aus Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

der antizyklonalen Absinkinversionen von Bedeutung ist. (Im Sommer, in dem nach Tabelle 1.6 schwach überdurchschnittliche Häufigkeiten des Großwettertyps Hochdruck Mitteleuropa im Juni und im August vorkommen, ist mit viel schwächeren Auswirkungen derartiger Absinkinversionsschichten auf die mittlere vertikale Temperaturabnahme zu rechnen, weil dann die unteren Luftschichten über den Niederungen infolge der wesentlich günstigeren Energieversorgung der Erdoberfläche aus dem Strahlungshaushalt viel stärker aufgeheizt sind als im Winterhalbjahr und außerdem wegen der zusätzlichen konvektiven Durchmischung der unteren Luftschichten die Höhenluft nicht so tief herabzusinken vermag.)

Auf Grund der erwähnten jahreszeitlichen Unterschiede in der vertikalen Lufttemperaturabnahme zeigen die Mittelgebirgshöhen zwangsläufig eine verringerte

Station	Stations- höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
<i>Niederrheinische und Westfälische Tieflandsbuchten</i>								
Elsdorf	85	1,9	2,6	5,3	8,7	13,0	16,2	17,5
Münster	63	1,5	2,0	4,8	8,3	12,7	15,9	17,1
<i>Rheinisches Schiefergebirge</i>								
Botrange (Hohes Venn) ¹	692	-2,0	-1,5	1,5	5,3	9,3	12,3	13,7
Bernkastel (Moseltal)	120	1,8	2,7	5,8	9,4	13,6	16,9	18,3
Lorch (Rheintal)	90	1,2	2,0	5,1	8,7	13,0	16,5	18,0
Kahler Asten (Rothaargebirge)	839	-3,0	-2,5	-0,2	3,4	7,9	11,2	12,6
Kl. Feldberg (Taunus)	805	-2,7	-2,0	0,9	4,6	8,9	12,2	13,8
<i>Hessische Senke</i>								
Melsungen	190	0,0	0,8	3,8	7,7	12,1	15,5	16,9
Bad Nauheim	160	0,1	1,2	4,7	8,9	13,3	16,7	18,0
<i>Weserbergland Hessisches Bergland</i>								
Torfhaus (Solling) ²	491	-2,2	-1,6	1,8	5,7	10,2	13,2	14,7
Wasserkuppe (Rhön)	921	-3,5	-2,9	-0,3	3,5	8,1	11,4	12,9
<i>Leinegraben</i>								
Göttingen	175	0,2	0,8	3,9	7,9	12,3	15,7	16,9
<i>Harz</i>								
Seesen	265	-0,3	0,1	3,1	7,1	11,6	15,0	16,1
Brocken	1142	-4,5	-4,4	-2,4	0,9	5,3	9,0	10,2
Harzgerode	404	-1,8	-1,3	1,6	5,8	10,6	14,2	15,5
Eisleben	185	-0,5	0,1	3,0	7,9	12,6	16,3	17,6
<i>Thüringer Wald</i>								
Gr. Inselsberg	914	-4,1	-3,4	-0,7	3,2	7,8	11,3	12,7
<i>Thüringer Becken Sächsische Tieflandsbucht</i>								
Eigenrieden (Weststrandstufe)	480	-2,0	-1,3	2,0	6,3	10,9	14,4	15,6
Kölleda (Beckenzentrum)	140	-0,6	0,3	3,6	8,1	12,9	16,5	17,7
Schkeuditz (Tieflandsbucht)	131	-0,5	0,1	3,4	7,8	12,5	16,4	17,8
<i>Erzgebirge</i>								
Chemnitz	418	-1,6	-0,9	2,3	6,5	11,2	15,0	16,3
Fichtelberg	1213	-5,3	-5,0	-2,6	1,2	6,0	9,8	11,2
<i>Elbsandsteingebirge Lausitzer Gebirge</i>								
Hinterhermsdorf	385	-2,7	-1,7	1,6	6,1	11,0	14,8	16,0
Dresden-Pillnitz	120	-0,1	0,8	4,1	8,5	13,1	16,9	18,0

¹ Bezugszeitraum 1952–1971, Daten nach BODEUX (1976)

² Bezugszeitraum 1931–1960, Daten nach MEYER & SCHIRMER (1985)

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahres- schwankung [K]
17,1	14,4	10,2	5,8	3,2	15,6
16,8	14,0	10,1	5,6	2,9	15,6
13,4	11,2	7,7	2,2	-0,6	15,7
17,6	14,6	10,1	5,7	2,8	16,5
17,1	14,0	9,4	5,3	2,4	16,8
12,4	10,0	6,1	0,9	-1,9	15,6
13,5	10,8	6,6	1,3	-1,4	16,5
16,2	13,2	8,9	4,4	1,4	16,9
17,2	13,9	9,1	4,5	1,5	17,9
14,4	11,6	7,1	2,7	-0,6	16,9
12,7	9,9	5,9	0,7	-2,1	16,4
16,4	13,2	9,1	4,7	1,6	16,7
15,8	12,9	8,8	4,2	1,2	16,4
10,3	7,7	4,5	-0,4	-3,0	14,8
14,8	11,7	7,4	2,8	-0,3	17,3
17,0	13,5	8,9	4,1	0,9	18,1
12,5	9,7	5,6	0,2	-2,6	16,8
15,3	12,4	7,9	2,6	-0,6	17,6
17,0	13,5	8,8	4,1	0,8	18,3
17,3	13,8	9,2	4,5	1,4	18,3
15,9	12,8	8,5	3,6	0,1	17,9
11,0	8,0	4,2	-0,8	-3,8	16,5
15,4	12,0	7,6	2,8	-0,8	18,7
17,4	14,1	9,7	5,2	1,8	18,1

Tab. 1.33:
Durchschnittliche Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur für den Bezugszeitraum 1951–1980 in einem repräsentativen zonalen Sammelprofil durch die deutsche Mittelgebirgsschwelle (Angaben in °C; Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

Stationspositionen:

- Bad Nauheim 50° 22' N / 8° 44' E
- Bernkastel 49° 55' N / 7° 04' E
- Botrange 50° 29' N / 6° 05' E
- Brocken 51° 48' N / 10° 37' E
- Chemnitz 50° 48' N / 12° 52' E
- Dresden-Pillnitz 51° 01' N / 13° 53' E
- Eigenrieden 51° 13' N / 10° 19' E
- Eisleben 51° 32' N / 11° 32' E
- Elsdorf 50° 56' N / 6° 34' E
- Fichtelberg 50° 26' N / 12° 57' E
- Göttingen 51° 33' N / 9° 57' E
- Großer Inselsberg 50° 51' N / 10° 28' E
- Harzgerode 51° 39' N / 11° 08' E
- Hinterhermsdorf 50° 55' N / 14° 22' E
- Kahler Asten 51° 11' N / 8° 29' E
- Kleiner Feldberg 50° 13' N / 8° 27' E
- Kölleda 51° 11' N / 11° 13' E
- Lorch 50° 03' N / 7° 48' E
- Melsungen 51° 08' N / 9° 33' E
- Münster 51° 58' N / 7° 36' E
- Schkeuditz 51° 25' N / 12° 14' E
- Seesen 51° 53' N / 10° 12' E
- Torfhaus 51° 46' N / 9° 34' E
- Wasserkuppe 50° 30' N / 9° 57' E

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
Schneifelforsthaus	-1,5	-0,8	1,9	5,1	9,4	12,6	14,0
Marienberg	-2,8	-2,3	0,7	5,2	10,2	13,8	15,0
Temperaturdifferenz Schneifelforsthaus – Marienberg	+1,3	+1,5	+1,2	-0,1	-0,8	-1,2	-1,0

¹ Lufttemperatur-Jahresschwankung Marienberg in Prozent der Lufttemperatur-Jahresschwankung Schneifelforsthaus

Stationspositionen:

Schneifelforsthaus 50° 18' N/6° 25' E, 657 m, Schnee-Eifel

Marienberg 50° 39' N/13° 09' E, 639 m, Erzgebirge

Tab. 1.34: Zonalvergleich der durchschnittlichen Lufttemperatur für den Bezugszeitraum 1951–1980 zwischen höhengleichen und geländeähnlichen Positionen der deutschen Mittelgebirgsschwelle im 600-m-Niveau (Angaben in °C; Auswahl aus Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

Lufttemperatur-Jahresschwankung gegenüber den tiefer gelegenen Räumen (Tab. 1.33). Außerdem finden sich graduelle Abweichungen im durchschnittlichen Jahresverlauf der Lufttemperatur (Abb. 1.16): Ein schneedeckenbedingter langsamerer Temperaturanstieg in den Höhenlagen während des Frühjahrs tritt ebenso deutlich hervor wie ein auffallend verlangsamter Temperaturabfall in den Frühherbstmonaten September und besonders Oktober. Diesem letzteren Jahresabschnitt ist die größte durchschnittliche Häufigkeit des Großwettertyps Hochdruck Mitteleuropa eigen, so dass die oberen Partien der Mittelgebirgskörper dann oft schon in den Einflussbereich dynamisch erwärmter abgesunkener Höhenluft geraten.

Gegenüber der bedeutenden vertikalen Lufttemperaturänderung sind die großräumigen Unterschiede der Lufttemperatur innerhalb einheitlicher Höhenstufe vergleichsweise gering (Tab. 1.34). Die mittlere Lufttemperaturdifferenz über die gesamte Zonalerstreckung der deutschen Mittelgebirgsschwelle hinweg, immerhin rund 500 km, beschränkt sich bei vergleichbarer Stationshöhe und vergleichbarer Geländesituation auch während der extremen Jahresabschnitte Winter und Sommer auf Beträge, die der vertikalen Lufttemperaturänderung für nur ein bis zwei Hektometer Höhenunterschied entsprechen. Die mittlere Lufttemperaturabnahme kontinentwärts im Winter ist dabei nur wenig größer als der mittlere Lufttemperaturanstieg in gleicher Richtung im Sommer, insgesamt eine Zunahme der durchschnittlichen Lufttemperatur-Jahresschwankung zwischen dem westlichen Rheinischen Schiefergebirge und dem Erzgebirge um 15% des Ausgangsbetrages bewirkend.

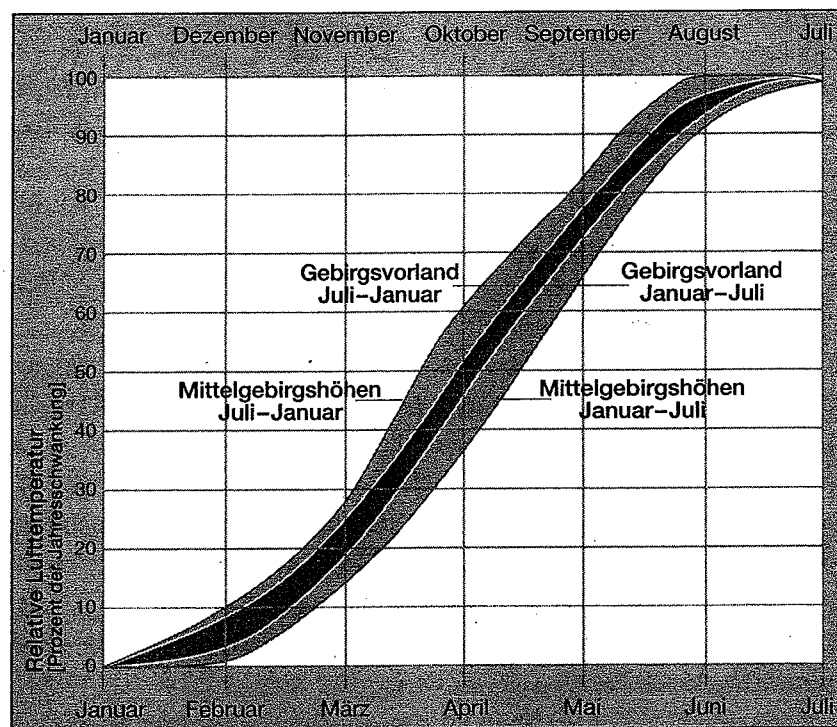
Mithin tritt in der räumlichen Lufttemperaturverteilung im Mittelgebirgsraum in allererster Linie der Gegensatz zwischen den kühlen Hochflächen und Gipfelpartien einerseits und den vergleichsweise warmen Talungen, Senken und Becken andererseits hervor. Dabei erzeugt die höchst abwechslungsreiche Gliederung der stark zerbrochenen deutschen Mittelgebirgsschwelle mit ihrem Nebeneinander von Hochschollen und Tiefschollen unterschiedlicher Größe, flacheren Wölbungs- und

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Jahresschwankung
13,7	11,4	7,5	2,4	-0,2	6,3	15,5 K
14,4	11,3	7,0	2,3	-0,7	6,2	17,8 K
-0,7	+0,1	+0,5	+0,1	+0,5	+0,1	115 % ¹

Einmündungsbereichen, Schichtstufen und Schichtkämmen, Vulkangebirgen, Einbruchs-, Ausraum- und Auslaugungssenken, schließlich großen gebirgsinternen Tälern geradezu ein Mosaik von relativen Wärme- und Kältegebieten, in deren charakteristische zonale Abfolge das repräsentative Lufttemperaturprofil in Tabelle 1.33 wenigstens einen großzügigen Einblick vermitteln möchte. Entsprechendes gilt zwangsläufig für die durchschnittliche räumliche Verteilung der Frosthäufigkeit (Tab. 1.35).

Vielleicht noch beeindruckender als im Falle der räumlichen Lufttemperaturvariation kommt die starke Gliederung der deutschen Mittelgebirgsschwelle in der räumlichen Niederschlagsverteilung zur Geltung. Sie wird in ihren Grundzügen

Abb. 1.16:
 Jahresgang der durchschnittlichen relativen Lufttemperatur für den Bezugszeitraum 1951–1980 im Vergleich zwischen Höhenlagen und Niederungsbereichen des Mittelgebirgsraumes (Entwurf: M. HENDL nach Daten des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)



Bezugsstationen: Brocken 51°48'N/10°37'E, 1142 m, Gipfelstation im Harz; Eisleben 51°32'N/11°32'E, 185 m, Gebirgsfußstation im östlichen Harzvorland. Der thermodynamische Quotient als Differenz zwischen der Mitteltemperatur der Herbstmonate September bis November und jener der Frühjahrsmonate März bis Mai, ausgedrückt in % der durchschnittlichen Lufttemperatur-Jahresschwankung, erreicht im Falle der Brocken-Gipfelstation 18,0%, im Falle der Gebirgsvorlandstation Eisleben hingegen nur 5,5%.

Station	Stations- höhe [m]	Jan.	Febr	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
<i>Gipfelpartien</i>								
Kahler Asten	839	28	24	23	15	4	0	-
Brocken	1142	29	26	26	20	8	1	0
Schmücke	937	29	27	21	16	4	0	-
Fichtelberg	1213	30	27	26	19	7	1	0
<i>Hochflächen</i>								
Nürburg	627	25	21	17	10	1	0	-
Braunlage	607	26	23	20	13	2	0	-
Aš ¹	669	28	25	21	10	2	-	-
<i>Täler und Senken</i>								
Bernkastel	120	15	13	10	3	0	-	-
Lorch	90	16	15	13	5	1	-	-
Kassel	231	18	16	12	3	0	-	-
Artern	164	21	18	15	5	0	-	-
Dresden-Klotzsche	222	22	18	14	4	0	-	-
<i>Thüringer Becken</i>								
Erfurt	315	21	19	16	7	1	-	-
<i>Tieflandsbuchten</i>								
Elsdorf	85	15	14	10	4	0	-	-
Münster	63	15	14	11	4	0	-	-
Schkeuditz	131	21	18	15	5	0	-	-

Stationspositionen:

Artern 51°23'N/11°18'E, vereinigte Goldene und Diamantene Aue (Salzauslaugungssenken an Harz und Kyffhäuser)

Aš 50°13'N/12°11'E, Vogtlandhochfläche zwischen Fichtelgebirge und Erzgebirge

Bernkastel 49°55'N/7°04'E, Rheinisches Schiefergebirge/Moseltal

Braunlage 51°43'N/10°37'E, Harz

Brocken 51°48'N/10°37'E, Harz

Dresden-Klotzsche 51°08'N/13°47'E, Elbtal-Nordrandhöhe im Grenzbereich der Lausitzer Platte (Elbtalwanne in ca. 110 m Höhe ohne Frostdaten aus dem Bezugszeitraum)

Elsdorf 50°56'N/6°34'E, Niederrheinische Tieflandsbucht

Erfurt-Bindersleben 50°59'N/10°58'E, Thüringer Becken (Durchschnittsniveau)

Fichtelberg 50°26'N/12°57'E, Erzgebirge

Kahler Asten 51°11'N/8°29'E, Rheinisches Schiefergebirge/Rothaargebirge

Kassel-Süsterfeld/Wetterwarte 51°18'N/9°27'E, Hessische Senke

Lorch 50°03'N/7°48'E, Rheinisches Schiefergebirge/Rhein-Engtal

Münster 51°58'N/7°36'E, Westfälische Tieflandsbucht

Nürburg 50°20'N/6°57'E, Rheinisches Schiefergebirge/Hohe Eifel

Schkeuditz 51°25'N/12°13'E, Sächsische Tieflandsbucht

Schmücke 50°39'N/10°46'E, Thüringer Wald

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
-	0	5	18	26	143
-	1	9	23	28	171
-	0	4	20	28	149
-	2	11	23	29	175
-	-	2	14	22	112
-	0	3	15	23	125
-	1	6	18	27	138
-	-	1	6	13	61
-	-	3	8	14	75
-	-	2	7	14	72
-	-	2	9	17	87
-	-	1	8	17	84
-	-	3	10	18	95
-	0	2	6	12	62
-	-	1	6	12	63
-	0	2	9	17	87

Tab. 1.35:

Durchschnittliche Anzahl der Frosttage während des Bezugszeitraumes 1951–1980 für charakteristische Positionen in der deutschen Mittelgebirgsschwelle (Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

¹ Bezugszeitraum 1926–1950
(Daten nach Hydrometeorologický Ústav ČSFR 1961)

durch das repräsentativ konstruierte zonale Sammelprofil der Tabelle 1.36 veranschaulicht und kann auf die kombinierte Wirkung mehrerer Einflussfaktoren zurückgeführt werden.

Besonders deutlich ausgebildet und ganz allgemein realisiert zeigt sich eine Zunahme der durchschnittlichen Niederschlagssummen mit zunehmender Höhe. Als universell gültige, wenn auch nicht allein in Rechnung zu stellende Begründung lässt sich die höhenkonforme Verringerung der Tropfenfallstrecke zwischen der Basis niederschlagswirksamer Bewölkung und der Hangauffangfläche anführen. Auf dieser Fallstrecke durch wasserdampfungs-sättigten Luftraum finden Rückverdunstungsvorgänge statt, die das Tropfenvolumen beständig verringern. Die Niederschlagsausbeute bei niederschlagswirksamen Vorgängen wird mithin umso größer sein, je geringer die Tropfenfallstrecke zwischen Wolkenuntergrenze und Hangauffangfläche ist. Sofern Niederschlagswolken den oberen Gebirgshängen direkt auflagern, gelangt das volle Tropfenvolumen der wolkenintern gebildeten Niederschlagselemente zum Absatz.

Ferner kommen die jeweils dem Atlantik zugekehrten Bereiche der verschiedenen Mittelgebirge generell in den Genuss erheblich höherer durchschnittlicher Niederschlagssummen als ihre niveaugleichen, aber vom Atlantik abgewandten Gebirgsflanken und deren Vorländer. Da die Zugbahnen der atlantischen Zyklonen

Station	Stations- höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
<i>Linksrheinisches Schiefergebirge</i>									
Roetgen	440	93	80	78	78	90	102	107	113
Schneifelforsthaus	657	109	93	90	76	86	88	105	108
Bernkastel	120	46	45	42	43	63	69	72	79
Hüttgesmasen ¹	660	118	93	66	76	68	74	86	93
<i>Rheintal</i>									
Lorch	90	41	38	38	37	57	61	58	64
<i>Rechtsrheinisches Schiefergebirge</i>									
Düsseldorf	37	58	50	52	48	66	73	85	79
Solingen	209	91	75	74	69	82	93	108	104
Lüdenscheid	444	117	92	85	79	84	100	118	112
Kahler Asten	839	147	112	112	104	106	120	135	126
Kleiner Feldberg	805	76	64	67	73	79	99	91	97
<i>Hessische Senke</i>									
Melsungen	190	46	40	42	53	69	78	80	75
<i>Weserbergland, Hessisches Bergland</i>									
Torfhaus ¹	491	98	92	66	77	75	96	110	110
Hoherodskopf ¹	766	112	97	72	82	79	107	114	116
Wasserkuppe	921	84	72	70	81	92	117	115	113
<i>Leinegraben</i>									
Göttingen	175	43	38	39	44	57	79	72	70

Stationspositionen:

Bernkastel/Moseltal 49° 55' N/7° 04' E

Düsseldorf 51° 12' N/6° 45' E

Göttingen 51° 33' N/9° 57' E

Hoherodskopf/Vogelsberg 50° 31' N/9° 14' E

Hüttgesmasen/Hunsrück 49° 44' N/7° 08' E

Kahler Asten/Rothaargebirge 51° 11' N/8° 29' E

Kleiner Feldberg/Taunus 50° 13' N/8° 27' E

Lorch 50° 03' N/7° 48' E

Lüdenscheid 51° 13' N/7° 38' E

Melsungen 51° 08' N/9° 33' E

Roetgen/Hohes Venn 50° 38' N/6° 12' E

Schneifelforsthaus 50° 18' N/6° 25' E

Solingen 51° 09' N/7° 05' E

Torfhaus/Solling 51° 46' N/9° 34' E

Wasserkuppe/Rhön 50° 30' N/9° 57' E

weit überwiegend zonal verlaufen, müssen die Aufgleitvorgänge an den zyklonen-internen Fronten eine staubedingte Verstärkung in den westexponierten Gebirgssektoren und eine Abschwächung durch Absinkvorgänge in den ostexponierten Gebirgssektoren erfahren. Entsprechend wird die bevorzugte räumliche Anordnung der relativen Niederschlagsüberschuss- und Niederschlagsdefizitgebiete im Mittelgebirgsraum ausfallen. Aus ihr ergibt sich auch eine durchschnittlich schwächere Vertikaländerung des Niederschlags in den atlantikorientierten Gebirgsteilen, da hier im klimatischen Staubereich die vertikale Niederschlagszunahme bereits mit einem überdurchschnittlich hohen Sockelbetrag am Gebirgsfuß beginnt.

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Quotient Sommer/Winter
83	75	100	110	1 109	1,14
85	83	117	131	1 171	0,90
51	47	63	55	675	1,50
82	85	104	103	1 048	0,81
39	41	53	49	576	1,44
61	52	66	65	755	1,37
87	78	92	102	1 055	1,14
90	85	109	132	1 203	0,97
99	111	136	163	1 471	0,90
74	72	85	87	964	1,26
53	50	55	54	695	1,67
80	94	96	94	1 088	1,11
101	113	106	103	1 202	1,08
89	85	83	103	1 104	1,33
48	43	47	54	634	1,63

Tab. 1.36a:
Durchschnittliche Niederschlagssummen für den Bezugszeitraum 1951–1980 in einem zonalen Sammelprofil durch die deutsche Mittelgebirgsschwelle (Angaben in mm; Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

¹ Bezugszeitraum 1931–1960 (Daten nach SCHIRMER & VENT-SCHMIDT 1979)

Schließlich ist auch zwischen positionsähnlichen Mittelgebirgsräumen eine Abnahme der durchschnittlichen Niederschlagssummen mit zunehmender Zonaldistanz zum Atlantik zu konstatieren. Entsprechende Belege lassen sich den Angaben in Tabelle 1.36 leicht entnehmen: Beispielsweise empfängt die Erzgebirgs-Gipfelstation auf dem Fichtelberg trotz erheblich größerer Höhenlage um 23% geringere durchschnittliche Jahresniederschläge als die Gipfelstation auf dem Kahlen Asten im Rheinischen Schiefergebirge, die Luvseitenstation Lüdenscheid im nordwestlichen rechtsrheinischen Schiefergebirge erhält im Jahr um 66% mehr Niederschlag als das niveaugleiche Chemnitz im Weststaubereich des Erzgebirges, und zwischen den ebenfalls niveaugleichen Hochflächenstationen Schneifelforsthaus im westlichen Grenzraum und Annaberg-Buchholz im östlichsten Grenzraum der deutschen Mittelgebirgsschwelle beträgt die durchschnittliche jährliche Niederschlagsdifferenz immerhin 288 mm. Derartige Differenzen sind sicher zum Teil auf eine allgemeine Häufigkeitsabnahme niederschlagswirksamer Ereignisse kontinenteinwärts zurückzuführen, die sich bei streng vergleichbarer Exposition und Höhenlage in aller Regel nachweisen lässt (Tab. 1.37); sie beruht großenteils auf der Verringerung der durchschnittlichen Häufigkeit von Frontenpassagen landeinwärts (Tab. 1.8). Von mindestens ebenso großer Bedeutung dürfte jedoch eine Kulissenwirkung der

Station	Stations- höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
<i>Harz</i>									
Seesen	265	61	53	56	62	76	95	92	90
Clausthal	563	119	93	93	92	103	118	136	117
Brocken	1 142	156	122	133	116	114	136	142	120
Stiege	495	68	56	57	56	66	79	72	70
Harzgerode	404	48	44	48	49	59	71	64	62
Klostermansfeld	251	37	33	38	43	54	70	64	65
Burgsdorf	198	29	28	33	39	50	58	56	58
<i>Sächsische Tieflandsbucht</i>									
Schkeuditz	131	31	29	33	40	49	66	63	60
<i>Thüringer Wald</i>									
Schmücke	937	89	91	82	77	87	107	103	93
<i>Thüringer Becken</i>									
Kalteneber	450	53	48	47	55	65	82	77	71
Straußfurt	150	27	23	27	34	49	63	57	55
Münchenbernsdorf	325	40	35	44	54	60	83	69	69
<i>Erzgebirge</i>									
Chemnitz	418	44	39	46	56	68	91	98	70
Annaberg-Buchholz	630	66	58	65	68	78	100	114	73
Fichtelberg	1 213	91	85	87	90	100	109	135	89
<i>Elbtalwanne</i>									
Coswig	110	35	31	39	48	59	67	83	68
<i>Lausitzer Bergland</i>									
Wehrsdorf	340	56	50	54	70	78	84	92	80

Stationspositionen:

Annaberg-Buchholz 50°35'N/13°00'E

Brocken 51°48'N/10°37'E

Burgsdorf 51°35'N/11°39'E

Chemnitz 50°48'N/12°52'E

Clausthal 51°48'N/10°20'E

Coswig 51°08'N/13°35'E

Fichtelberg 50°26'N/12°57'E

Harzgerode 51°39'N/11°08'E

Kalteneber 51°19'N/10°08'E

Klostermansfeld 51°35'N/11°30'E

Münchenbernsdorf 50°49'N/11°56'E

Schkeuditz 51°25'N/12°14'E

Schmücke 50°39'N/10°46'E

Seesen 51°53'N/10°12'E

Stiege 51°41'N/10°54'E

Straußfurt 51°10'N/10°59'E

Wehrsdorf 51°03'N/14°23'E

Mittelgebirgskörper aufeinander sein, indem durch partielle Wasserdampfausfällung an stromaufwärts (westwärts) gelegenen Gebirgshindernissen eine Niederschlagsminderung an stromabwärts (ostwärts) befindlichen Gebirgshindernissen verursacht wird, in Fällen geringer Horizontaldistanz gegebenenfalls noch verstärkt durch direkte Leewirkung des westwärts jeweils vorgelagerten Gebirges. Eine ge-

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Quotient Sommer/Winter
65	58	63	74	845	1,46
97	101	109	137	1315	1,06
112	120	153	185	1609	0,86
50	51	65	78	768	1,09
43	46	47	54	635	1,35
38	43	40	39	564	1,83
33	37	34	33	488	1,91
45	43	35	35	529	1,99
87	87	98	111	1112	1,04
50	55	57	65	725	1,39
37	35	33	33	473	2,11
48	51	41	41	635	1,91
58	58	46	52	726	1,92
70	63	57	71	883	1,47
87	79	81	101	1134	1,20
49	48	40	45	612	1,96
64	62	68	72	830	1,44

Tab. 1.36 b:
Durchschnittliche Niederschlagssummen für den Bezugszeitraum 1951–1980 in einem zonalen Sammelprofil durch die deutsche Mittelgebirgsschwelle (Angaben in mm; Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

wisse Ausnahme von dieser Regel macht trotz ihrer östlichen Lage die massige Hochscholle des Harzes. Infolge ihrer weit gegen das Norddeutsche Tiefland vorgehobenen Position entbehrt sie einer niederschlagabfangenden atlantiknäheren Gebirgskulisse gleichwertigen Ausmaßes und weist daher in ihrem westexponierten Staubereich die durchschnittlich höchsten Niederschlagssummen der gesamten deutschen Mittelgebirgsschwelle auf, verursacht allerdings in ihrem östlichen Vorland auch ein besonders niederschlagsarmes so genanntes Regenschattengebiet mit durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen unter 500 mm.

Es ist allerdings nicht zu übersehen, dass das Ausmaß der reliefbedingten räumlichen Niederschlagsdifferenzierung in der deutschen Mittelgebirgsschwelle einem Jahresgang unterliegt. Nicht nur zeigt sich die klimatische Luv- und Leewirkung an den einzelnen Gebirgen während der warmen Jahreszeit am schwächsten ausgeprägt (Tab. 1.38), auch die Kulissenwirkung der Gebirgskörper aufeinander und ihre Regenschattenwirkung auf ihre jeweiligen Rückländer erscheinen dann deutlich reduziert. Diese Erscheinung hängt in erster Linie mit der zeitlichen Konzentration

Station	Stationshöhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni
Lüdenscheid	444	16	13	14	13	13	13
Chemnitz	418	10	9	9	10	11	11
Schneifelforsthaus	657	17	14	13	13	13	13
Annberg ¹	621	13	10	11	12	12	12
Kahler Asten ²	839	17	15	15	15	15	13
Brocken	1142	21	17	17	16	15	14
Fichtelberg ²	1213	15	14	14	14	13	13

¹ Bezugszeitraum 1901–1950 (Daten nach Meteorologischer Dienst der DDR 1978)

² Höhendifferenz zwischen dem Kahlen Asten und dem Fichtelberg 374 m! Absolute und relative Benachteiligung des Erzgebirgsgipfels trotz größerer Höhenlage

Stationspositionen:

Annaberg-Buchholz 50°34' N/13°01' E, Erzgebirgs-Hochfläche

Brocken 51°48' N/10°37' E, Harz-Gipfelstation

Chemnitz 50°48' N/12°52' E, Erzgebirge/Weststaubereich

Fichtelberg 50°26' N/12°57' E, Erzgebirgs-Gipfelstation

Kahler Asten 51°11' N/8°29' E, rechtsrheinisches Schiefergebirge/Gipfelstation im Rothaargebirge

Lüdenscheid 51°13' N/7°38' E, rechtsrheinisches Schiefergebirge/Weststaubereich

Schneifelforsthaus 50°18' N/6°25' E, linksrheinisches Schiefergebirge/Schnee-Eifel-Hochfläche

Tab. 1.37: Durchschnittliche Anzahl der Niederschlagstage mit Tagesniederschlagssummen $\geq 1,0$ mm für den Bezugszeitraum 1951–1980 im Zonalvergleich zwischen expositions-gleichen und höhenkonformen Stationen der deutschen Mittelgebirgsschwelle (Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Meteorologischen Dienstes der DDR 1987)

der vielfach gewitterbegleiteten Großkonvektion auf den Sommerzeitraum zusammen (Tab. 1.9). Als aktiver, an labile Schichtungsverhältnisse gebundener Aufstiegsvorgang von bedeutender Intensität und großer vertikaler Reichweite erweist er sich, einmal in Gang gesetzt, als praktisch reliefunabhängig. Kräftig entwickelte Konvektionszellen versorgen auf ihrer Zugbahn Gebirgsbereiche wie intermontane Bereiche gleichermaßen mit reichlichem Niederschlag (Abb. 1.17) und bewirken infolgedessen eine Minderung der reliefbedingten räumlichen Niederschlagsunterschiede.

Hinsichtlich des durchschnittlichen Jahresganges der Niederschlagssummen lehrt Tabelle 1.36, dass im Mittelgebirgsraum in dieser Hinsicht keine ganz einheitlichen Verhältnisse bestehen. Zwar findet sich, ähnlich dem norddeutschen Binnentiefenland, als Normaltyp eine einfache jahreszeitliche Niederschlagsvariation mit Hochsommermaximum und Spätwinterminimum auch im weitaus größten Teil des Mittelgebirgsraumes: in den Tieflandsbuchten, den intermontanen Senken und Becken, den Gebirgsvorlandbereichen, den gebirgsinternen Tälern und in den unteren Höhenlagen. Es zeigen sich hier graduelle Unterschiede nur insofern, als atlantikzugekehrte Gebirgsvorlandbereiche generell einen schwächeren Jahresgang

Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
14	13	12	12	15	16	161
12	10	9	9	10	11	121
13	13	11	12	16	15	162
13	13	10	11	11	12	140
15	14	12	13	16	17	176
15	15	14	14	18	20	197
13	12	12	11	14	16	161

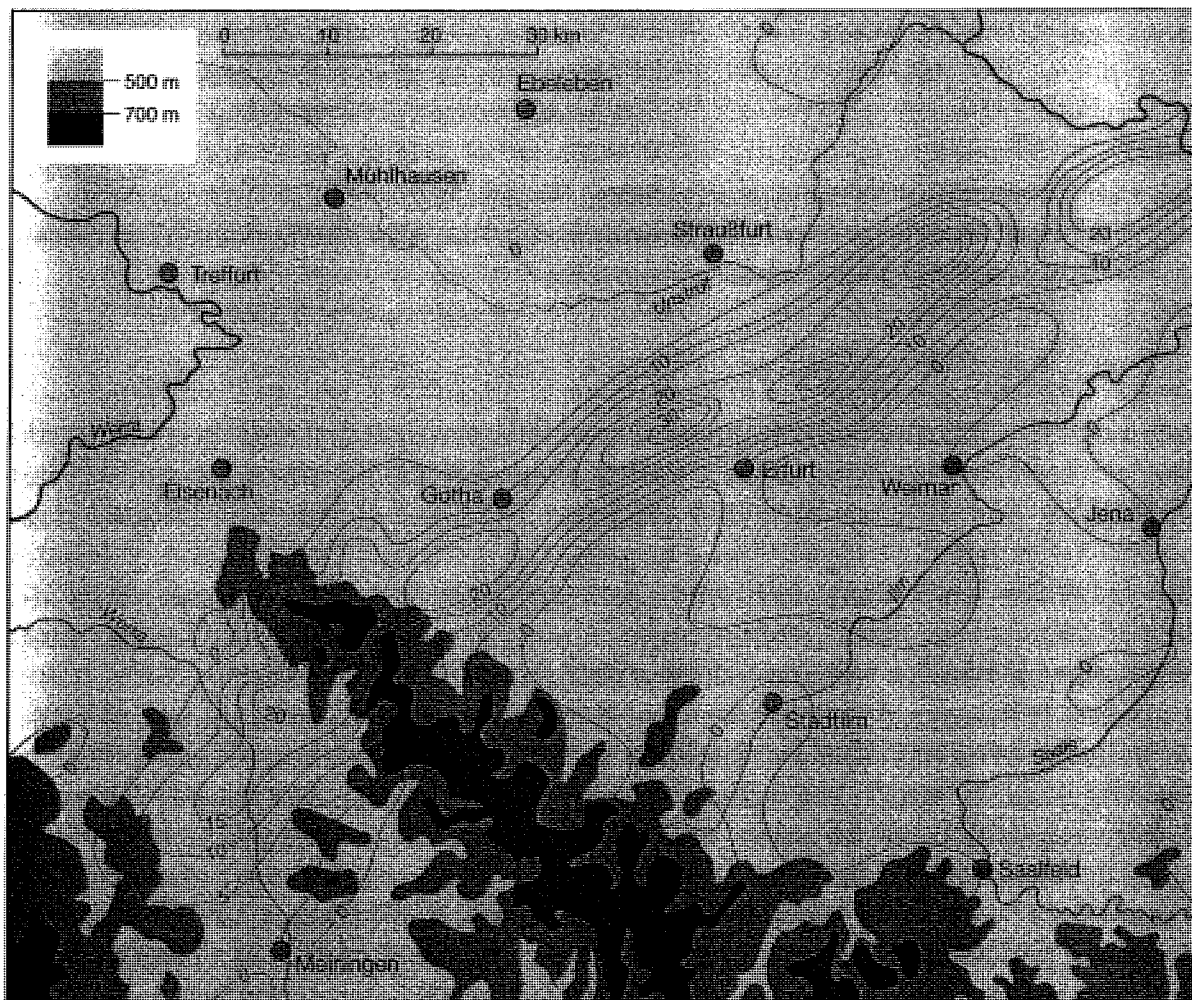


Abb. 1.17: Reliefunabhängige Niederschlagsverteilung im Zugbahnbereich einer Gewitterkonvektionszelle über dem Raum Rhön-Thüringer Wald-Thüringer Becken (Niederschlagssummen in mm vom 18. 8. 1948/7.00 MEZ nach Koch 1952, umgezeichnet und mit Höhenschichten unterlegt)

Stationspaar	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
<i>Rheinisches Schiefergebirge</i>					
Arnsberg – Kahler Asten	62	72	81	68	70
Melsungen – Kahler Asten	33	51	61	46	47
<i>Harz</i>					
Seesen – Brocken	41	53	70	48	53
Klostermansfeld – Brocken	24	37	50	31	35
<i>Erzgebirge</i>					
Chemnitz – Fichtelberg	49	61	78	66	64

Gipfelstationen:

Brocken 51°48'N/10°37'E, 1142 m
 Fichtelberg 50°26'N/12°57'E, 1213 m
 Kahler Asten 51°11'N/8°29'E, 839 m

Gebirgsvorlandstationen:

Arnsberg 51°23'N/8°04'E, 218 m
 Chemnitz 50°48'N/12°52'E, 418 m
 Klostermansfeld 51°35'N/11°30'E, 251 m
 Melsungen 51°08'N/9°33'E, 190 m
 Seesen 51°53'N/10°12'E, 265 m

Tab. 1.38: Prozentverhältnis der durchschnittlichen Niederschlagssumme an Gebirgsvorlandstationen zu jener an Gipfelstationen im Bereich der deutschen Mittelgebirgsschwelle während des Bezugszeitraumes 1951–1980

aufzuweisen haben als atlantikabgekehrte Gebirgsvorländer und dass ein besonders starker Jahresgang in Senken und Becken auftritt; man beachte speziell den Quotienten aus durchschnittlicher Hochsommer- und Hochwinterniederschlagssumme in Tabelle 1.36. Jedoch fand bereits HELLMANN (1887) in den oberen Partien der bedeutenderen deutschen Mittelgebirgskörper eine Jahresdoppelwelle der durchschnittlichen Niederschlagssummen ausgebildet, mit dem Hauptmaximum im Winter und einem Nebenmaximum im Sommer.

Dieser Höhentyp des Niederschlagsjahresganges findet sich in ziemlich weiter Verbreitung im westlichen und nördlichen Rheinischen Schiefergebirge, sodann im Oberharz und in einem begrenzten Abschnitt des östlichen Thüringer Waldes mit Südwestexposition, nicht mehr hingegen im Erzgebirge und im Fichtelgebirge. Auch dort aber, wo kein Wintermaximum der durchschnittlichen Niederschlagssumme in Erscheinung tritt, nimmt zumindest die Tendenz zur Ausbildung einer Jahresdoppelwelle mit zunehmender Höhe zu und der Quotient aus Hochsommer- und Hochwinterniederschlag in gleicher Richtung ab.

Schon 1897 wies HELLMANN darauf hin, dass bei relieferzwungenem Aufstieg wasserdampfreicher atlantischer Luftströmungen in der kalten Jahreszeit besonders rasch der (Wasserdampf-)Sättigungspunkt erreicht werden müsse, und wünschte damit die bedeutenden Winterregen am Nordwestrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges zu begründen. DAMMANN griff dann 1936 für den Harz zur gleichen Er-

Strömungsrichtung	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
<i>Rheinisches Schiefergebirge</i>					
Südwestströmung	62,3	34,7	27,7	53,0	44,7
Westströmung	67,5	38,8	30,4	52,0	48,1
Nordwestströmung	55,8	32,6	23,1	39,8	36,4
<i>Harz</i>					
Südwestströmung	70,0	45,2	36,8	65,0	56,0
Westströmung	79,1	63,9	52,9	78,8	68,0
Nordwestströmung	79,1	62,7	54,2	70,9	64,5
<i>Rhön</i>					
Südwestströmung	64,0	33,9	33,0	55,6	46,7
Westströmung	75,5	48,0	39,5	58,1	55,0
Nordwestströmung	77,0	43,6	37,9	54,3	51,7

Bezugsstationen und Bezugszeiträume:

Rheinisches Schiefergebirge: Kahler Asten 51° 11' N/8° 29' E, 839 m, 1925–1934

Harz: Brocken 51° 48' N/10° 37' E, 1 142 m, 1924–1933

Rhön: Wasserkuppe 50° 30' N/9° 57' E, 921 m, 1924–1933

Tab. 1.39: Durchschnittliche relative Häufigkeit des Auftretens von Bergnebel bei den atlantischen Hauptströmungsrichtungen in Gipfelbereichen der deutschen Mittelgebirgsschwelle (in %; nach DREYLING 1936)

klärung und ging wie HELLMANN von der Vorstellung aus, dass sich der Stau eines Gebirgskörpers umso stärker in der Niederschlagssumme auswirken muss und dass der Bereich bedeutenden Niederschlages umso mehr auf dem luvseitigen Gebirgshang konzentriert sein wird, je tiefer das Kondensationsniveau unterhalb des Gebirgskammes liegt. Diese Annahme ist deshalb wahrscheinlich, weil bei tief liegendem Kondensationsniveau sich der niederschlagswirksame Hebungsweg nach unten verlängert und der Ausfall der Kondensationsprodukte auf den luvseitigen Gebirgshang begünstigt wird; bei höherem Kondensationsniveau oberhalb der Kamm-lagen ist mit stärkerer Abdrift der gebildeten Niederschlagselemente und auch mit stärkerer Tropfenrückverdampfung vor Erreichen der Empfangsfläche zu rechnen. Die Voraussetzung tief liegenden Kondensationsniveaus wird aber am besten bei atlantischen Großwetterlagen und im Winter erfüllt sein, denn wegen seiner Temperaturabhängigkeit erreicht der Sättigungsdampfdruck in der kalten Jahreszeit seine niedrigsten Werte und wird daher bei wasserdampfereicherten Strömungen ozeanischer Herkunft in der Regel auch geringere Taupunktdifferenzen als im Sommer erlauben. Geringere Taupunktdifferenzen wiederum bedeuten aber verringerte Hebungswege bis zur Erreichung des Kondensationsniveaus. (Die Taupunktdifferenz bezeichnet den Unterschied zwischen der gegebenen Lufttemperatur T und der Taupunkttemperatur τ , wobei die letztere Größe definiert ist als jene Temperatur, bei der der herrschende Dampfdruck dem Sättigungsdampfdruck gleich ist. Die

Station	Stations- höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
<i>Niederrheinische und Westfälische Tieflandsbuchten</i>								
Neuß	39	6,4	7,6	1,9	0,2	-	-	-
Münster	64	8,7	9,2	4,2	0,3	-	-	-
<i>Rheinisches Schiefergebirge</i>								
Iserlohn	230	11,8	11,9	6,4	0,6	-	-	-
Schneifelforsthaus	657	22,0	19,8	11,7	2,8	0,4	-	-
Kahler Asten	839	28,4	25,3	21,9	9,6	0,9	-	-
Kleiner Feldberg	805	27,3	23,6	16,2	4,7	0,4	-	-
Koblenz	66	8,3	8,6	2,7	0,0	-	-	-
<i>Hessische Senke</i>								
Kassel	198	12,4	13,2	5,6	0,5	-	-	-
<i>Hessisches Bergland</i>								
Hoherodskopf	766	26,9	24,3	20,7	5,0	0,4	-	-
Wasserkuppe	923	28,2	25,0	20,3	6,8	0,6	-	-
<i>Harz</i>								
Seesen	265	17,7	15,6	7,8	1,0	0,0	-	-
Brocken	1142	31,0	28,3	30,9	28,2	17,7	1,0	-
Eisleben	185	17,9	15,3	9,8	0,2	-	-	-
<i>Sächsische Tieflandsbucht</i>								
Schkeuditz	142	16,5	13,9	8,2	0,3	-	-	-
<i>Thüringer Becken</i>								
Schloßvippach	170	13,7	11,0	7,4	0,3	0,0	-	-
<i>Erzgebirge</i>								
Aue	440	18,4	14,9	9,6	1,3	0,1	-	-
Crottendorf	654	27,2	24,0	20,3	5,5	0,7	-	-
Fichtelberg	1213	31,0	28,2	31,0	28,6	12,3	1,2	-

¹ Die Daten der Stationen westlich des 10. Längengrades unter Einschluss von Seesen gelten für den Bezugszeitraum 1936/37-1957/58 (ohne 1944/45-1945/46), jene der Stationen östlich des 10. Längengrades für den Bezugszeitraum 1946/47-1975/76.

Kenntnis der Taupunktdifferenz ermöglicht die näherungsweise Ermittlung der Höhenlage des Kondensationsniveaus mit Hilfe der Beziehung $HK=122,6 [T-\tau]$ nach HENNIG 1895.)

Für die Bedeutung des HELLMANN-DAMMANN-Effektes und für die Realität seiner Voraussetzungen sprechen folgende Beobachtungen:

1. Das Umkehrniveau zwischen dem sommerlichen Hauptmaximum und dem winterlichen Hauptmaximum der durchschnittlichen Niederschlagssumme rückt mit wachsender Atlantikdistanz, d. h. mit zunehmender Wasserdampfverarmung der Luftströmungen ozeanischer Herkunft, in größere Höhe.

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
-	-	0,0	0,4	3,2	19,7
-	-	-	0,4	3,7	26,5
-	-	0,2	1,1	7,0	39,0
-	-	1,1	4,5	14,7	77,0
-	-	2,3	9,8	21,9	120,1
-	-	1,8	7,4	19,4	100,8
-	-	0,1	0,4	3,5	23,6
-	-	0,3	0,6	7,7	40,3
-	-	1,8	7,6	20,0	106,7
-	0,0	2,4	10,7	22,8	116,8
-	-	0,4	1,5	11,4	55,4
-	0,3	7,4	20,9	28,2	194,0
-	-	0,2	2,4	11,8	59,0
-	-	0,2	2,1	10,3	51,1
-	-	0,2	2,0	8,0	42,6
-	-	0,2	3,2	12,3	60,1
-	-	1,1	7,9	19,9	106,5
-	0,4	6,6	19,6	29,1	188,2

Tab. 1.40:
 Durchschnittliche Anzahl der
 Schneedeckentage ≥ 0 cm
 Schneehöhe in einem zonalen
 Sammelprofil durch die deutsche
 Mittelgebirgsschwelle
 (Zusammenstellung nach Daten
 von CASPAR 1962 und JÄGER 1977)¹

- Stationspositionen:
- Aue 50°36' N/12°43' E
 - Brocken 51°48' N/10°37' E
 - Crottendorf 50°31' N/12°57' E
 - Eisleben 51°32' N/11°32' E
 - Fichtelberg 50°26' N/12°57' E
 - Hoherodskopf 50°31' N/9°14' E
 - Iserlohn-Westig 51°23' N/7°46' E
 - Kahler Asten 51°11' N/8°29' E
 - Kassel-Harleshausen
51°20' N/9°27' E
 - Kleiner Feldberg 50°13' N/8°27' E
 - Koblenz/Rheintal 50°22' N/7°36' E
 - Münster-Handorf 51°58' N/7°36' E
 - Neuß 51°12' N/6°42' E
 - Schkeuditz 51°25' N/12°14' E
 - Schloßvippach 51°06' N/11°09' E
 - Schneifelforsthaus 50°18' N/6°25' E
 - Seesen 51°53' N/10°12' E
 - Wasserkuppe 50°30' N/9°57' E

2. Die von DREYLING (1936) ermittelte durchschnittliche Häufigkeit von Bergnebel auf Mittelgebirgsgipfeln, für wasserdampfreiche Strömungen atlantischer Herkunft wohl weitgehend mit Staubewölkung gleichsetzbar, zeigt überall einen sehr bedeutenden Jahresgang mit ausgeprägtem Wintermaximum und Sommerminimum (Tab. 1.39), dadurch eine indirekte Bestätigung für eine besonders tiefe Lage des Kondensationsniveaus während der kalten Jahreszeit liefernd.

Mit einer anderen möglichen Ursache für das winterliche Niederschlagshauptmaximum in den Hochlagen der bedeutenderen Mittelgebirge rechnet FLOHN (1939), indem er auf eine erhöhte Transportgeschwindigkeit bei atlantischen Niederschlags-wetterlagen während dieses Jahresabschnitts Bezug nimmt. Dieser Umstand muss sich in einer verstärkten Stauwirkung der Gebirge während der kalten Jahreszeit

äußern, da dann bei niederschlagsbegleiteten Strömungen atlantischer Herkunft in der Zeiteinheit eine durchschnittlich größere Luftmenge den gegebenen luvseitigen Strömungsquerschnitt durchsetzt.

Dass generell in den Hochlagen der Mittelgebirge noch eine Niederschlagsspitze im Sommer in Erscheinung tritt, liegt am gehäuften Auftreten des weitgehend reliefunabhängigen Konvektionsniederschlags, der sich dann dem frontalen Aufgleitniederschlag zugesellt.

Vom Niederschlag der winterlichen Jahreszeit entfällt ein räumlich variabler Anteil auf Schnee und Schnee-Regen-Gemisch S+SR. Dieser Anteil nimmt vor allem mit zunehmender Höhe zu: In den Gipfelpartien der höheren Mittelgebirgskörper Harz und Erzgebirge erreicht er im Winterzeitraum Dezember bis Februar Durchschnittsbeträge von rund 90% der Niederschlagsgesamtsumme und bei Bezug auf den Jahreszeitraum immer noch solche von etwa 50% (ROUX 1951, PLEISS 1961). Für die zentral gelegene Hochscholle des Harzes errechnete ROUX (1951) im Mittel über den Bezugszeitraum 1937-1949 aus den Messergebnissen von 15 Gebirgs- und Vorlandstationen die folgenden Abhängigkeiten des prozentualen S+SR-Niederschlagsanteils von der Höhe H (in Hektometern):

- Jahr: $S+SR=14,9+3,29 H$,
- Winter: $S+SR=52,3+3,32 H$.

Für die räumliche Verteilung der durchschnittlichen Anzahl der Schneedeckentage in der deutschen Mittelgebirgsschwelle ist eine Abhängigkeit sowohl von der winterlichen Schneefallmenge als auch von der Lufttemperatur der kalten Jahreszeit zu erwarten, denn zunehmende Schneefallmenge und abnehmende Wintertemperatur müssen gleichermaßen die Erhaltung einer Schneedecke begünstigen, niedrige Wintertemperaturen darüber hinaus auch die Schneedeckenbildung fördern. Wegen der vorrangigen Beziehung beider Einflussfaktoren zu Höhenlage und Atlantikdistanz wird auch die durchschnittliche Schneedeckendauer primär mit wachsender

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
<i>Vogesen</i>									
Grand Ballon ¹	1390	-3,2	-3,2	-0,4	2,4	7,0	10,0	12,1	12,0
Meyenheim ¹	209	1,0	2,3	6,1	9,9	14,0	17,0	19,3	18,8
[K/hm] ³		0,36	0,47	0,55	0,64	0,59	0,59	0,61	0,58
<i>Schwarzwald</i>									
Feldberg ²	1486	-3,7	-3,6	-1,6	1,0	5,3	8,5	10,5	10,3
Mengen ²	215	0,7	2,2	5,7	9,4	13,6	16,9	18,7	18,0
[K/hm] ³		0,35	0,46	0,57	0,66	0,65	0,66	0,65	0,61

Stationspositionen:

Feldberg 47° 53' N/8° 00' E

Mengen 47° 58' N/7° 43' E

Grand Ballon de Guebwiller 47° 53' N/7° 06' E

Meyenheim 47° 55' N/7° 24' E

Höhe zunehmen und zusätzlich (innerhalb gleicher Höhenstufe) sich kontinenteinwärts verlängern. Belege für diese Folgerungen finden sich ausreichend in der repräsentativen Datenzusammenstellung der Tabelle 1.40. In einer bemerkenswert geringen Häufigkeit von Schneedeckentagen äußert sich auch die besondere thermische Wintergunst der tief eingeschnittenen Täler von Rhein und Mosel im Rheinischen Schiefergebirge sowie jene der Niederrheinischen und Westfälischen Tieflandsbucht. Auch das zentrale Thüringer Becken zeigt sich vergleichsweise schneedeckenarm, vornehmlich wohl wegen der geringen Winterniederschlagssummen infolge der orographisch abgeschirmten Beckensituation.

1.7 Das Klima des Oberrhein grabens und seiner Randgebirge

Das Gebiet wird klimatisch in erster Linie geprägt durch den Gegensatz zwischen Grabensenke und Randgebirgen, der sich in jeder Hinsicht geltend macht.

Thermisch ist der Oberrhein graben für mitteleuropäische Verhältnisse außerordentlich begünstigt (Tab. 1.41). Im kältesten Monat Januar liegen die Mitteltemperaturen ausnahmslos über 0 °C und im wärmsten Monat Juli bei 19 °C, teilweise auch oberhalb dieses Wertes. Sieht man einmal vom Einflussbereich der Industrie-großstädte mit ihrem lokalen thermischen Sonderklima ab, so finden sich die wärmsten Gebiete nicht etwa in der tief gelegenen zentralen Flussaue des Rhein-stromes, wo sich im Winter am ehesten Kaltluft sammelt und im Sommer wegen der reichlichen Bodendurchfeuchtung ein erhöhter Energieanteil aus dem Strah-lungshaushalt von der Verdunstung beansprucht wird. Es sind vielmehr die westli-chen Grabenrandbereiche insbesondere am Ostfuß der Vogesen, in abgeschwäch-tem Ausmaß aber auch jene am Ostfuß der niedrigeren Haardtrandstufe, die in allen Jahreszeiten besonders hohe Lufttemperaturen aufweisen (Tab. 1.42), teils wohl bedingt durch verstärkten Strahlungsgenuss infolge leeseitiger Erhöhung der

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Jahres- schwankung [K]
9,3	5,3	1,4	-2,5	4,2	15,3
15,9	10,6	5,5	1,4	10,2	18,3
0,56	0,45	0,35	0,33	0,51	
8,2	5,0	0,1	-2,2	3,1	14,2
14,8	9,6	5,0	1,8	9,7	18,0
0,52	0,36	0,39	0,31	0,52	

¹ Mittelwerte der Lufttemperatur [°C] im Bezugszeitraum 1921–1950

² Mittelwerte der Lufttemperatur [°C] im Bezugszeitraum 1951–1980

³ Durchschnittliche vertikale Lufttemperaturabnahme

Tab. 1.41: Durchschnittliche vertikale Lufttemperaturunterschiede zwischen dem Oberrhein graben im breiten Niederterrassenbereich und seinen Randgebirgen (Stationsauswahl nach Datensammlungen von GARNIER 1964 und MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

Höhe zunehmen und zusätzlich (innerhalb gleicher Höhenstufe) sich kontinenteinwärts verlängern. Belege für diese Folgerungen finden sich ausreichend in der repräsentativen Datenzusammenstellung der Tabelle 1.40. In einer bemerkenswert geringen Häufigkeit von Schneedeckentagen äußert sich auch die besondere thermische Wintergunst der tief eingeschnittenen Täler von Rhein und Mosel im Rheinischen Schiefergebirge sowie jene der Niederrheinischen und Westfälischen Tieflandsbucht. Auch das zentrale Thüringer Becken zeigt sich vergleichsweise schneedeckenarm, vornehmlich wohl wegen der geringen Winterniederschlagssummen infolge der orographisch abgeschirmten Beckensituation.

1.7 Das Klima des Oberrhein Grabens und seiner Randgebirge

Das Gebiet wird klimatisch in erster Linie geprägt durch den Gegensatz zwischen Grabensenke und Randgebirgen, der sich in jeder Hinsicht geltend macht.

Thermisch ist der Oberrhein Graben für mitteleuropäische Verhältnisse außerordentlich begünstigt (Tab. 1.41). Im kältesten Monat Januar liegen die Mitteltemperaturen ausnahmslos über 0 °C und im wärmsten Monat Juli bei 19 °C, teilweise auch oberhalb dieses Wertes. Sieht man einmal vom Einflussbereich der Industrie-großstädte mit ihrem lokalen thermischen Sonderklima ab, so finden sich die wärmsten Gebiete nicht etwa in der tief gelegenen zentralen Flussaue des Rhein-stromes, wo sich im Winter am ehesten Kaltluft sammelt und im Sommer wegen der reichlichen Bodendurchfeuchtung ein erhöhter Energieanteil aus dem Strah-lungshaushalt von der Verdunstung beansprucht wird. Es sind vielmehr die westli-chen Grabenrandbereiche insbesondere am Ostfuß der Vogesen, in abgeschwäch-tem Ausmaß aber auch jene am Ostfuß der niedrigeren Haardtrandstufe, die in allen Jahreszeiten besonders hohe Lufttemperaturen aufweisen (Tab. 1.42), teils wohl bedingt durch verstärkten Strahlungsgenuss infolge leeseitiger Erhöhung der

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Jahres- schwankung [K]
9,3	5,3	1,4	-2,5	4,2	15,3
15,9	10,6	5,5	1,4	10,2	18,3
0,56	0,45	0,35	0,33	0,51	
8,2	5,0	0,1	-2,2	3,1	14,2
14,8	9,6	5,0	1,8	9,7	18,0
0,52	0,36	0,39	0,31	0,52	

¹ Mittelwerte der Lufttemperatur [°C] im Bezugszeitraum 1921-1950

² Mittelwerte der Lufttemperatur [°C] im Bezugszeitraum 1951-1980

³ Durchschnittliche vertikale Lufttemperaturabnahme

Tab. 1.41: Durchschnittliche vertikale Lufttemperaturunterschiede zwischen dem Oberrhein-graben im breiten Niederterrassenbereich und seinen Randgebirgen (Stationsauswahl nach Datensammlungen von GARNIER 1964 und MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
Colmar ¹	190	1,9	3,1	6,9	11,2	15,5	18,9	20,9	19,9
Mengen ²	213	0,7	1,7	5,7	9,6	13,8	17,0	18,8	18,1

Stationspositionen:

Colmar 48° 04' N / 7° 22' E, Vogesenostfuß im Niederterrassenbereich

Mengen 47° 58' N / 7° 43' E, zentrale Grabensenke im Niederterrassenbereich

Tab. 1.42: Durchschnittliche Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur im südlichen Oberrheingraben in Abhängigkeit von der Zonaldistanz zu den Vogesen (Angaben in °C; nach Datensammlungen von GARNIER 1964 sowie MEYER & SCHIRMER 1985)

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
23,2	19,8	11,0	2,0	0,3	0,0	0,0	2,6	14,3	29,0	25,7	22,6	12,5

¹ Bezugszeitraum: 1958–1967

Stationspositionen:

Feldberg-Observatorium 47° 52' N / 8° 00' E, 1486 m

Freiburg/Botanischer Garten 48° 01' N / 7° 52' E, 259 m

Tab. 1.43: Durchschnittliche relative Häufigkeit von Tagen mit positiver Lufttemperaturdifferenz Feldberg – Freiburg an mindestens einem Beobachtungstermin (in %; nach HAVLIK 1970)¹

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
<i>Zentrale Grabensenke</i>									
Gernsheim	90	18	15	10	3	0	–	–	–
Forchheim	116	19	16	12	4	0	–	–	–
<i>Grabenwestrand</i>									
Neustadt	163	17	14	10	2	0	–	–	–
Bergzabern	180	18	14	10	2	0	–	–	–
<i>Grabenoststrand</i>									
Bensheim	140	18	15	10	3	0	–	–	–
Lahr	158	18	15	10	3	0	–	–	–
<i>Randgebirge</i>									
Beerfelden	450	23	19	14	6	0	–	–	–
Hornisgrinde	1125	27	24	21	15	4	0	–	–
Feldberg	1486	29	25	24	18	8	2	0	0

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Jahres- schwankung [K]
16,7	11,1	6,1	2,2	11,2	19,0
14,9	9,5	4,9	1,5	9,7	18,1

¹ Bezugszeitraum 1921–1950

² Bezugszeitraum 1931–1960

Sonnenscheindauer, teils aber auch verursacht durch häufig bei Strömungen aus dem Westquadranten auftretende warme Fallwinde, die speziell vom hohen Vogesenkamm unter trockenadiabatischer Erwärmung böig herabstürzen.

Mit dem Warmluftbecken der Oberrheinebene kontrastieren je nach Höhenlage mehr oder weniger kräftig die kühlen Randgebirge (Tab. 1.41). Die durchschnittliche Vertikalabnahme der Lufttemperatur erweist sich zwar insbesondere im Winter als geringer im Vergleich zu jener in der deutschen Mittelgebirgsschwelle, welchen Umstand man vielleicht der insgesamt größeren Häufigkeit von inversionsbegünstigten Hochdruckwetterlagen im süddeutschen Raum zuschreiben kann (Abb. 1.8). Doch zeigt sich der gleiche Jahresgang hier wie dort mit Maxima im Frühjahr–Frühsommer sowie Minima im Herbst und Winter ausgebildet, so dass mit dem Wirken der gleichen Ursachen zu rechnen ist. Wiederum erhellt die Bedeutung gehäuftem Auftretens kräftiger Temperaturinversionen für die verminderte durchschnittliche Vertikalabnahme der Lufttemperatur im Herbst und Winter aus einer Untersuchung von HAVLIK (1970), bei der die besonderen Fälle von höherer Lufttemperatur auf dem Feldberggipfel gegenüber jener an der Grabenrandstation Freiburg sich nahezu vollständig auf die erwähnten Jahresabschnitte beschränkt erwiesen (Tab. 1.43).

Den Leitlinien der durchschnittlichen Lufttemperaturverteilung folgt auch jene der durchschnittlichen Frosthäufigkeit (Tab. 1.44). Die frostärmsten Gebiete finden

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
–	2	8	16	72
–	2	9	17	81
–	1	7	15	66
–	1	7	16	68
–	2	7	15	68
–	1	8	16	71
–	1	11	21	95
0	6	18	25	139
2	10	21	26	165

Tab. 1.44:

Durchschnittliche Anzahl der Frosttage während des Bezugszeitraumes 1951–1980 für charakteristische Positionen im Oberrheingraben und in seinen Randgebirgen (Stationsauswahl nach einer Datensammlung von MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

Stationspositionen:

Beerfelden/Odenwald 49°34'N/8°58'E

Bensheim 49°41'N/8°38'E

Bergzabern 49°06'N/8°00'E

Feldberg/Südschwarzwald 47°53'N/8°00'E

Forchheim 48°58'N/8°20'E

Gernsheim 49°45'N/8°29'E

Hornisgrinde/Nordschwarzwald 48°36'N/8°12'E

Lahr 48°20'N/7°53'E

Neustadt/Weinstraße 49°22'N/8°08'E

Station	Stations- höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
<i>Südvogesen</i> Remiremont Lepuix ¹	380	146	134	114	96	104	114	104	130
	1100	237	237	176	141	143	154	133	190
<i>Nordvogesen</i> Badonviller Le Hohwald	326	83	83	71	70	91	113	82	99
	776	107	96	88	79	98	115	86	106
<i>Schwarzwald</i> Badenweiler Triberg Feldberg Hornisgrinde	412	67	66	66	85	100	115	92	118
	683	156	142	130	114	125	142	135	135
	1486	157	149	133	139	152	178	170	183
	1125	166	150	124	142	168	209	190	200
<i>Odenwald/Spessart</i> Beerfelden Rohrbrunn ²	450	94	82	78	71	78	97	93	98
	464	103	91	68	84	80	99	113	105
<i>Pfälzer Wald/Haardt</i> Taubensuhl ²	513	91	78	59	67	69	88	83	80

Stationspositionen:

Badenweiler 47° 48' N/7° 40' E

Badonviller 48° 30' N/6° 54' E

Beerfelden 49° 34' N/8° 58' E

Feldberg 47° 53' N/8° 00' E

Hornisgrinde 48° 36' N/8° 12' E

Le Hohwald/Welschbruch 48° 24' N/7° 20' E

Lepuix/Ballon d'Alsace 47° 46' N/6° 49' E

Remiremont 48° 01' N/6° 36' E

Rohrbrunn-Forstamt 49° 54' N/9° 23' E

Taubensuhl-Forsthaus 49° 17' N/7° 55' E

Triberg/Hochtalstation 48° 08' N/8° 14' E

sich wiederum an den Grabenflanken mit leichter Bevorzugung der Fußregion der westlichen Grabenrandgebirge, während die zentrale Tiefenlinie der Rheinaue sowohl absolut als auch vor allem mit Rücksicht auf ihre geringere Höhenlage deutlich stärker frostgefährdet ist. Im Bereich der Grabenrandgebirge nimmt die durchschnittliche Anzahl der Frosttage zwangsläufig mit zunehmender Höhe zu, wenn auch bei weitem nicht so stark wie in der deutschen Mittelgebirgsschwelle: Beispielsweise ist der Feldberg im Schwarzwald trotz seiner bedeutend größeren Höhenlage immer noch etwas frostärmer als der Brockengipfel im Harz, und die mit dem Brocken nahezu höhengleiche Hornisgrindestation hat im Durchschnitt des gleichen Bezugszeitraumes 32 Frosttage im Jahr weniger aufzuweisen (Tab. 1.44 und 1.35).

Erwartungsgemäß folgt auch die durchschnittliche räumliche Niederschlagsverteilung weitgehend den orographischen Leitlinien. Es zeigt sich allerdings wiederum, dass nicht allein die Höhenlage, sondern auch die Exposition die Höhe der Niederschlagsspende beeinflusst (Tab. 1.45).

Die durchschnittlich höchsten Jahresniederschlagssummen im Bereich der Grabenrandgebirge entfallen auf die Vogesen. Aus deren höchsten Lagen, z. B. vom Grand

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Quotient Sommer/Winter
105	98	149	157	1451	0,79
155	151	231	258	2206	0,65
73	74	95	81	1015	1,19
80	77	114	112	1158	0,97
75	67	84	68	1003	1,62
103	111	162	156	1611	0,91
129	123	174	172	1859	1,11
136	143	156	172	1956	1,23
78	76	98	109	1052	1,01
95	101	96	92	1127	1,11
76	73	80	81	925	1,00

Tab. 1.45:
Durchschnittliche Niederschlagssummen während des Bezugszeitraumes 1951–1980 in den Ober rheingraben-Randgebirgen (Angaben in mm; Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Service Météorologique Métropolitain Français 1986)

¹ Bezugszeitraum 1955–1980
² Bezugszeitraum 1931–1960, Daten nach SCHIRMER & VENT-SCHMIDT (1979)

Ballon de Guebwiller mit seinen 1423 m Höhe oder vom Hohneck mit 1366 m Höhe, sind zwar keine neueren Niederschlagsdaten zugänglich, doch bringt es im insgesamt höher aufragenden Südteil die niederschlagsreichste Station Lepuix in 1100 m Höhe am Ballon d'Alsace auf immer noch rund 2200 mm durchschnittlichen Jahresniederschlags. Selbst in niedrigeren Bereichen der westlichen Südvogesen finden sich Stationen, die bei guter Exposition fast 1500 mm Niederschlag empfangen, wie etwa die Moseltalstation Remiremont in nur 380 m Höhe. Die niedrigeren Nordvogesen sind sicherlich niederschlagsärmer, doch ist in den stationsfreien Gipfelpartien (z.B. auf dem Hohwald mit 1098 m Höhe oder auf dem Donon mit 1008 m Höhe) zweifellos mit größeren durchschnittlichen Niederschlagssummen zu rechnen, als sie die einzige Höhenstation Le Hohwald-Welschbruch in leeseitiger Osthanglage am Hohwaldmassiv mit ihren knapp 1200 mm bietet.

Als Folge der Leewirkung der hohen Südvogesen werden im Südschwarzwald trotz größerer Vertikalerstreckung ähnlich hohe durchschnittliche Niederschlagssummen nicht erreicht. Die Feldberg-Gipfelstation ist um rund 350 mm niederschlagsärmer als die niederschlagsreichste Vogesenstation, und die westwärts geöffneten unteren Talabschnitte im Südschwarzwald sind bei ähnlicher Höhenlage um mehrere hundert Millimeter schwächer befeuchtet als vergleichbare Lagen an der Westflanke der Südvogesen. Hingegen ist der Nordschwarzwald wegen der geringeren Höhe der Nordvogesen wahrscheinlich nicht nur niederschlagsreicher als diese, sondern er übertrifft mit rund 1950 mm durchschnittlichen Jahresniederschlags auf der Hornisgrinde auch die Niederschlagssumme auf dem deutlich höheren Feldbergmassiv noch um 100 mm.

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
Worms	36	34	35	39	62	68	67
Forchheim	59	61	50	60	82	94	78
Neuf-Brisach	37	34	38	45	68	87	68

Tab. 1.46: Durchschnittliche Niederschlagssummen während des Bezugszeitraumes 1951–1980 im Meridionalprofil durch den Oberrheingraben längs des Rheinlaufes (Angaben in mm; Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WESTERMEIER 1990 und des Service Météorologique Métropolitain Français 1986)

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
Colmar	30	23	26	32	52	70	69
Neuf-Brisach	35	27	33	41	55	89	79
Freiburg	63	56	56	65	85	117	107

Tab. 1.47: Durchschnittliche Niederschlagssummen während des Bezugszeitraumes 1931–1960 im südlichen Oberrheingraben in Abhängigkeit von der Zonaldistanz zu den Vogesen (Angaben in mm; Stationsauswahl nach Datensammlungen von GARNIER 1966 sowie SCHIRMER & VENT-SCHMIDT 1979)

Den wesentlich niedrigeren nördlichen Randgebirgen des Oberrheingrabens sind erwartungsgemäß auch geringere Niederschlagssummen eigen. Auf den Höhen des rechtsrheinischen Odenwaldes und des Spessarts werden 1000 mm im Durchschnitt nur wenig überschritten. Im linksrheinischen Grabenrandgebirge Pfälzer Wald/Haardt unterschreitet die durchschnittliche Jahresniederschlagssumme an der hier niederschlagsreichsten Station am Forsthaus Taubensuhl sogar die 1000-mm-Marke, offensichtlich eine Folge der Abschirmung im Nordwestquadranten durch die linksrheinischen Schiefergebirgsbereiche der deutschen Mittelgebirgsschwelle.

Im Vergleich zu seinen Gebirgsflanken ist der Oberrheingraben überall erheblich niederschlagsärmer, allerdings in räumlich unterschiedlichem Ausmaß. Die Höhe der Niederschlagszufuhr erweist sich als streng abhängig von der Sperrwirkung der westlich vorgelagerten Randgebirge (Tab. 1.46). Die höchsten Niederschlagssummen finden sich mit über 800 mm im Mittelteil des Grabens, der sich vor allem beim atlantischen Großwettertyp West im Bereich der westwärts vorgelagerten breiten Strömungspforte von Saverne befindet und daher keiner Leewirkung seitens westlicher Grabenrandgebirge ausgesetzt ist wie der nördliche und der südliche Grabenabschnitt. Hier sinken die durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen unter dem Einfluss von Hunsrück und Pfälzer Wald im Norden bzw. der Vogesen im Süden beträchtlich ab, im ersteren Falle verbreitet unter 600 mm, im letzteren Falle bis nahezu 600 mm. Speziell im südlichen Oberrheingraben zeitigt die ziemlich strenge

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Quotient Sommer/Winter
65	47	42	46	39	580	1,83
91	61	56	71	67	830	1,41
82	51	38	48	32	628	2,30

Stationspositionen:

Forchheim 48°58'N/8°20'E, 116 m

Neuf-Brisach 48°01'N/7°32'E, 195 m

Worms 49°38'N/8°23'E, 91 m

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Quotient Sommer/Winter
61	54	36	42	24	514	2,60
72	65	46	44	30	616	2,61
106	95	69	71	54	944	1,91

Stationspositionen:

Colmar 48°04'N/7°22'E, 190 m

Freiburg/Botanischer Garten 48°01'N/7°52'E, 259 m

Neuf-Brisach 48°01'N/7°32'E, 195 m

Leewirkung der Vogesen eine Verlagerung des niederschlagsärmsten Bereiches hin zu ihrem Ostfuß, wo die durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen auf fast 500 mm zurückgehen und von hier aus ostwärts fortgesetzt ansteigen (Tab. 1.47).

Auch die jahreszeitliche Verteilung der durchschnittlichen Niederschlagssummen unterliegt einer bedeutenden räumlichen Differenzierung.

Bereits innerhalb des Oberrheingrabens mit seinem wohlausgebildeten Sommermaximum (Tab. 1.46 und 1.47) gibt es deutliche quantitative Unterschiede. Der mittlere Abschnitt im Bereich der Strömungspforte von Saverne, gegen Westen nicht orographisch abgeschirmt, empfängt auch im Winter reichlichen Frontalniederschlag und lässt einen vergleichsweise gemäßigten Jahresgang erkennen. Im nördlichen und südlichen Grabenabschnitt hingegen sind unter der Leewirkung der westlichen Grabenrandgebirge speziell die Winterniederschläge stark reduziert, da im Sommer die weitgehend reliefunabhängigen Konvektionsniederschläge den Lee-Effekt teilkompensieren und derart ein strenger Niederschlagsjahresgang hervorgerufen wird.

Der aus der deutschen Mittelgebirgsschwelle bekannte Höhentyp des Niederschlagsjahresganges mit winterlichem Hauptmaximum und sommerlichem Nebenmaximum findet sich sehr gut ausgebildet im Gebirgsraum der völlig frei den atlantischen Strömungen und Zyklonen ausgesetzten Vogesen, an deren Westflanke bis in niedrige Höhenlagen von rund 400 m herabreichend (Tab. 1.45). Die Höhenpar-

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
Worms	91	10	8	8	9	9	11	9
Forchheim	116	12	10	10	10	11	11	10
Strasbourg	150	8	8	9	9	11	11	10
Feldberg	1486	17	15	15	15	16	15	14
Hornisgründe	1125	15	13	13	14	14	15	14
Beerfelden	450	14	11	11	11	11	12	11

Stationspositionen:

Beerfelden/Odenwald 49°34'N/8°58'E

Feldberg/Südschwarzwald 47°53'N/8°00'E

Forchheim/Oberheingraben, Mittelabschnitt 48°58'N/8°20'E

Hornisgründe/Nordschwarzwald 48°36'N/8°12'E

Strasbourg-Entzheim/Oberheingraben, Südabschnitt 48°33'N/7°38'E

Worms/Oberheingraben, Nordabschnitt 49°38'N/8°23'E

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
<i>Oberheingraben</i>								
Gernsheim	90	9,1	9,4	1,9	0,1	-	-	-
Bruchsal	130	11,8	11,0	3,2	0,3	-	-	-
Ottenheim	153	9,3	7,7	1,5	0,1	-	-	-
Heitersheim	258	6,7	6,1	1,4	0,2	-	-	-
<i>Pfälzer Wald</i>								
Taubensuhl	513	17,5	15,5	8,1	1,7	0,1	-	-
<i>Odenwald</i>								
Tromm	523	17,6	15,2	8,0	1,0	0,1	-	-
<i>Vogesen</i>								
Grand Ballon	1360	27	26	25	19	8	0	-
Lac Noir-Orbey	963	24	21	14	7	0,5	0,1	-
Wildenstein	560	17	16	10	2	0,2	-	-
<i>Schwarzwald</i>								
Feldberg	1486	30,9	28,1	29,7	21,5	6,4	0,2	-
Schauinsland	1218	28,5	26,8	23,8	11,4	1,8	0,1	-
Bad Rippoldsau	562	19,6	17,8	10,2	1,9	0,2	-	-

¹ Die Daten beziehen sich weit überwiegend auf den Beobachtungszeitraum 1936/37–1957/58 (ohne 1944/45–1945/46). Nur für die Stationen in den Vogesen gelten abweichende Bezugszeiträume: Grand Ballon, 1904–1910 und 1923–1927, Lac Noir-Orbey 1951–1960, Wildenstein 1903–1913 und 1920–1938.

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
10	7	8	9	10	108
11	9	9	11	11	124
11	8	8	9	9	111
15	12	11	15	16	178
14	11	11	14	14	162
12	9	10	12	13	137

Tab. 1.48:

Durchschnittliche Anzahl der Niederschlagstage mit Tagesniederschlags-summen $\geq 1,0$ mm während des Bezugszeitraumes 1951–1980 im Ober-rhein graben und in seinen östlichen Randgebirgen (Stationsauswahl nach Datensammlungen von MÜLLER-WES-TERMEIER 1990 und des Service Météo-ologique Métropolitain Français 1986)

ten der nördlichen Grabenrandgebirge und des Schwarzwaldes (mit Ausnahme gewisser staubegünstiger Schwarzwald-Hochtalbereiche mit sich talaufwärts stark verengendem Talquerschnitt) scheinen jedoch dieses Typs zu entbehren, wenn-gleich das Verhältnis von Sommerniederschlag zu Winterniederschlag vielfach nahe beim Grenzwert 1,00 liegt oder diesen nur leicht übersteigt. Bei allen diesen Gebirgs-körpern vermag sich die niederschlagsmindernde Kulissenwirkung der linksrhei-nischen Schiefergebirge bzw. der Vogesen während der kalten Jahreszeit am nach-haltigsten durchzusetzen, da dann nahezu ausschließlich zykloneninterne frontale

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
-	-	0,1	0,5	4,7	25,8
-	-	-	0,6	5,4	32,3
-	-	-	0,4	4,6	23,6
-	-	-	0,4	4,0	18,8
-	-	0,6	2,5	10,9	56,9
-	-	0,6	2,6	11,7	56,8
-	0	3	11	24	143
-	0,1	1	4	11	83
-	-	0,2	4	10	59
-	0,9	5,4	16,9	27,2	167,2
-	0,3	3,2	9,7	23,1	128,7
-	-	0,8	4,1	12,2	66,8

Tab. 1.49:

Durchschnittliche Anzahl der Schnee-deckentage ≥ 0 cm Schneehöhe im Bereich des Oberrhein grabens und seiner Randgebirge (Zusammenstel-lung nach Daten von JUILLARD 1954, CASPAR 1962 und GARNIER 1967)¹

Stationspositionen:

- Bad Rippoldsau 48° 26' N/8° 20' E
- Bruchsal 49° 07' N/8° 37' E
- Feldberg 47° 53' N/8° 00' E
- Gernsheim 49° 45' N/8° 28' E
- Grand Ballon 47° 53' N/7° 06' E
- Heitersheim 47° 52' N/7° 40' E
- Lac Noir-Orbey 48° 07' N/7° 06' E
- Ottenheim 48° 23' N/7° 46' E
- Schauinsland 47° 55' N/7° 53' E
- Taubensuhl-Forsthaus 49° 17' N/7° 55' E
- Tromm 49° 36' N/8° 49' E
- Wildenstein 47° 59' N/6° 58' E

Aufgleitvorgänge niederschlagsauslösend in Erscheinung treten, gerade diese aber durch das Relief stark beeinflussbar sind. In der auffallenden sommerlichen Niederschlagsspitze der Schwarzwaldhochlagen, die auch den durchschnittlichen Sommerniederschlag der niederschlagsreichsten Hochvogesenstationen übertrifft, setzt sich dann die hier ausnehmend große Gewitterhäufigkeit des warmen Jahresabschnitts durch (Tab. 1.9).

Die räumliche Verteilung der Niederschlagshäufigkeit (Niederschlagstage mit Tagessummen $\geq 1,0$ mm in Tab. 1.48) lehnt sich eng an jene der Niederschlagsmengen an. Die im Oberrheingraben durch den Lee-Effekt der westlichen Randgebirge generell herabgesetzte durchschnittliche Anzahl der Niederschlagstage erfährt in dessen mittlerem Abschnitt im Bereich der Quersenke von Saverne eine deutliche Steigerung um 10-15% gegenüber dem Nordteil und dem Südteil. Die Grabenrandgebirge zeigen naturgemäß eine deutliche Zunahme der Niederschlagshäufigkeit, besonders im Winter. Jedoch sind auch diese seltener von Niederschlagsereignistagen heimgesucht als vergleichbare Positionen der deutschen Mittelgebirgsschwelle, vielleicht wiederum eine Folge der durchschnittlich größeren Häufigkeit von Hochdrucksituationen im süddeutschen Raum (Abb. 1.8). Immerhin weist der Feldberggipfel im Schwarzwald nur die gleiche Niederschlagshäufigkeit auf wie der rund 650 m niedrigere Kahle Asten im Rheinischen Schiefergebirge, und auf der Hornsgrinde zählt man durchschnittlich 35 Niederschlagstage im Jahr weniger als auf dem nahezu gleich hohen Brockengipfel im Harz. Leider liegen keine Angaben aus den Höhenpartien der Vogesen vor.

Vor allem auf Grund seiner thermischen Begünstigung, aber auch auf Grund seiner vorwiegend geringen Winterniederschläge gehört der Oberrheingraben zu den an Schneedeckentagen ärmsten Landschaften Mitteleuropas (Tab. 1.49). Nur der Graben-Mittelabschnitt mit seinen reichlicheren Winterniederschlägen hebt sich durch eine leicht erhöhte Schneedeckenhäufigkeit von den übrigen Grabenbereichen ab. Beiderseits der Grabensenke nimmt dann aber die Anzahl der Schneedeckentage mit fortschreitendem Anstieg zu den Höhen der Gebirgsflanken rasch zu (Tab. 1.49). Bei Bezug auf gleiche Höhenlage scheinen die Unterschiede zwischen den verschiedenen Grabenrandgebirgen gering zu sein. Natürlich zeigen die südlichen Grabenrandgebirge wegen ihrer viel größeren Höhe über dem Meeresniveau eine erheblich größere Schneedeckenhäufigkeit in ihren Höhenpartien als die nördlichen Grabenrandgebirge.

1.8 Das Klima des süddeutschen Stufenlandes und seiner östlichen Randgebirge

Da weite, wenig geneigte Flächen im süddeutschen Stufenland bei weitem vorherrschen, ist die räumliche Variation der Lufttemperatur hier vergleichsweise schwach. Immerhin sorgen die in westwärts weit geöffneten Bögen verlaufenden Stufen, die ostwärts zunehmende thermische Kontinentalität und schließlich die südwestliche Randschwelle des Böhmisches Beckens für eine gewisse Abwechslung in den Temperaturverhältnissen (Tab. 1.50 und 1.51).

Sieht man zunächst einmal von den Tälern des Mains und des Neckars ab, so stellt das thermisch am meisten begünstigte Gebiet die ziemlich tief (unter 300 m Höhe) gelegene Kraichgausenke zwischen Nordschwarzwald und Odenwald dar. Stärkere atlantische Beeinflussung infolge ihrer Position gegenüber der Quersenke von Saverne in den linksrheinischen Oberrheingraben-Randgebirgen bewirkt vor allem erhöhte Wintertemperatur, aber auch verminderten Lufttemperatur-Jahresgang gegenüber anderen Stufenlandbereichen. Auch die durchschnittliche jährliche Anzahl der Frosttage ist mit rund 80 Ereignistagen nicht größer als im Mittelabschnitt des Oberrheingrabens oder in der Senke von Saverne.

Gemäßigter Temperaturverhältnisse erfreuen sich trotz ihrer größeren Höhenlage auch die Gäuplatten im östlichen Anschluss an die rechtsrheinischen Oberrheingraben-Randgebirge mit Mitteltemperaturen des wärmsten Monats um 17 °C und solchen des kältesten Monats von nur wenigen Zehntelgraden unter dem Gefrierpunkt bei durchschnittlichen jährlichen Frosthäufigkeiten um 100 Ereignistage. Hierin mag sich verstärkter Strahlungsgenuss im bewölkungsärmeren östlichen klimatischen Leebereich der westwärts vorgelagerten Gebirge äußern; wegen Mangels an hinreichenden neueren Daten ist ein solcher jedoch schwer nachweisbar. Besondere thermische Gunst genießen die tief in die Gäuplatten eingeschnittenen Täler des Mains und des Neckars, die mit leicht positiver Mitteltemperatur des kältesten Monats und einer solchen des wärmsten Monats zwischen 18 und 19 °C sowie der bemerkenswert geringen durchschnittlichen Frosthäufigkeit von 70–80 Tagen im Jahr den entsprechenden Verhältnissen im Oberrheingraben nahe kommen.

An den über die Kraichgausenke ostwärts übergreifenden atlantischen Einflüssen partizipiert auch noch das stark gegliederte Keupersandstein-Bergland der sogenannten Schwäbisch-Fränkischen Waldberge (Löwensteiner Berge, Mainhardter Wald, Murrhardter Wald u. a.) östlich des Neckarmittellaufs. Trotz seiner Vertikalerstreckung von rund 500 m weist es verhältnismäßig günstige Januarmittelwerte der Lufttemperatur um -1 °C, jedoch herabgesetzte Julimittelwerte unter 17 °C auf und bleibt damit in der durchschnittlichen Lufttemperatur-Jahresschwankung noch unter 18 K.

Die weiter ostwärts gelegenen Keupersandstein-Stufenabschnitte der Frankenhöhe, des Steigerwaldes und der Hassberge sowie die Jurakalkstufe der Frankenalb sind ebenfalls durch Mitteltemperaturen des wärmsten Monats unter 17 °C, gleichzeitig aber durch deutlich erniedrigte Lufttemperatur-Mittelwerte um -2 °C und darunter im kältesten Monat gekennzeichnet. Die Rednitzsenke, insbesondere aber die Oberpfälzer Senke sind im Winter als Kaltluftammelgebiete thermisch nicht viel günstiger gestellt als die Stufenfirste und unterliegen einer vergleichbaren Frostgefährdung, doch erfreut sich zumindest die Rednitzsenke deutlich erhöhter Sommertemperatur.

Einen thermoklimatischen Sonderfall innerhalb des süddeutschen Stufenlandes stellt schließlich die Hochfläche der Schwäbischen Alb dar. Wegen ihrer bedeutenden Höhenlage von durchschnittlich 700–800 m ist sie im Winter ähnlich kühl wie die östlicher gelegene Frankenalb, im Sommer jedoch mit Julimittelwerten der Lufttemperatur bei nur 15 °C erheblich kälter. Von zusätzlicher Bedeutung für die Temperaturverhältnisse auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb selbst, übrigens auch auf jener der Frankenalb, erweist sich das Karstrelief in den Oberflächen bil-

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
<i>Gäuplatten</i>									
Eppingen	210	0,3	1,5	5,0	8,9	13,1	16,4	18,0	17,3
Uffenheim	340	-0,9	0,3	3,9	8,0	12,3	15,7	17,2	16,6
Rutesheim	449	-0,7	0,2	3,7	7,6	12,0	15,5	17,0	16,2
<i>Maintal und Neckartal</i>									
Wertheim	140	0,2	1,3	4,7	8,9	13,1	16,7	18,1	17,3
Heilbronn	167	0,9	2,2	5,7	9,7	13,9	17,3	18,8	17,9
<i>Keupersandsteinhöhen</i>									
Gschwend	492	-1,1	-0,1	3,1	7,0	11,5	14,9	16,6	15,8
<i>Rednitzsenke</i>									
Bamberg	239	-1,0	0,3	3,7	8,1	12,7	16,4	17,7	16,7
Roth	340	-1,3	0,1	3,6	7,7	12,5	16,2	17,7	16,7
<i>Frankenalb</i>									
Parsberg	542	-2,5	-1,0	2,8	7,3	11,9	15,4	16,9	16,3
<i>Oberpfälzer Senke</i>									
Amberg	410	-2,1	-0,6	3,2	7,6	12,2	15,7	17,0	16,3
<i>Schwäbische Alb</i>									
Schopfloch	758	-1,4	-0,5	2,6	6,2	10,5	13,7	15,5	15,1
Münsingen	721	-2,4	-1,2	2,0	5,8	10,3	13,6	15,2	14,5

Stationspositionen:

Amberg 49°27'N/11°52'E

Bamberg 49°53'N/10°55'E

Eppingen/Kraichgau 49°08'N/8°55'E

Gschwend/Murrhardter Wald 48°56'N/9°44'E

Heilbronn/Neckartal 49°09'N/9°14'E

Münsingen/Alb-Hochflächenmulde 48°25'N/9°30'E

Parsberg 49°10'N/11°43'E

Roth 49°15'N/11°06'E

Rutesheim/Strohgau 48°48'N/8°57'E

Schopfloch/Alb-Stufenrand 48°32'N/9°32'E

Uffenheim/Taubergäu 49°32'N/10°14'E

Wertheim/Maintal 49°47'N/9°31'E

denden Weißjura-Massenkalken (Riffkalken), das sich in kuppigem, von Mulden und Trockentälern zergliedertem Gelände äußert: Die Kuppen sind wie der Alb- rand thermisch weniger extrem als die Kaltluft sammelnden Muldenlagen mit ihrer bemerkenswert starken Frostgefährdung.

Der Eintritt in die südwestlichen Randgebirge des Böhmisches Beckens, den Oberpfälzer Wald, den Bayerischen Wald und den Böhmerwald, bewirkt stärkere räumliche Temperaturunterschiede auf engem Raum wegen der viel größeren Höhenunterschiede (Tab. 1.52). Ein Lufttemperaturvergleich zwischen der Station Cham in der gut ventilerten breiten Quersenke gleichen Namens und dem Großen Falkenstein in den Gipfelbereichen des Böhmerwaldes führt auf eine ähnliche durchschnittliche Vertikalabnahme der Lufttemperatur wie in den Oberrheingra-

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahres- schwankung [K]
14,2	9,3	4,7	1,5	17,7
13,4	8,6	3,7	0,5	18,1
13,2	8,4	3,6	0,4	17,7
13,9	9,0	4,7	1,6	17,9
14,6	9,7	5,2	2,0	17,9
12,7	8,0	3,2	-0,1	17,7
13,3	8,4	3,8	0,5	18,7
13,2	8,0	3,4	0,3	19,0
13,0	7,8	2,4	-1,1	19,4
12,9	7,9	2,9	-0,7	19,1
12,5	8,0	2,9	-0,1	16,9
11,6	7,0	2,1	-1,3	17,6

Tab. 1.50:
Durchschnittswerte
der Lufttemperatur für den
Bezugszeitraum
1951–1980 im
süddeutschen Stufenland
(Angaben in °C;
Stationsauswahl nach
einer Datensammlung von
MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

ben-Randgebirgen, mit einem wohlausgebildeten Minimum im Herbst und Winter und Maximalwerten im späten Frühjahr bis Frühsommer, den bekannten Ursachen entsprechend. Gegenüber höhenkonformen Positionen in den genannten Vergleichsgebirgen sind jedoch wegen der mehr kontinentalen Position die durchschnittlichen Wintertemperaturen deutlich erniedrigt und ist vor allem deshalb die durchschnittliche Lufttemperatur-Jahresschwankung erhöht. Groß ist die Frosthäufigkeit, welche Feststellung nicht nur für die hohen Gipfelpartien gilt, sondern in besonderem Maße auch auf die Kaltluft sammelnde Längssenke des Regens zwischen dem Bayerischen Wald und dem Böhmerwald zutrifft. Hier werden am Kraftwerk des Höllenstein-Stausees in nur 400 m Höhe durchschnittliche Frosthäufigkeiten erreicht, die sich jenen in der Gipfelregion des Nordschwarzwaldes, an der Hornisgründestation in 1125 m Höhe, annähern und in dem in Rede stehenden Grenzgebirge selbst normalerweise erst Höhen um 750 m zukommen.

Wegen der starken Geländeabhängigkeit des Niederschlags ist grundsätzlich zu erwarten, dass seine räumliche Verteilung weitgehend dem Stufenrelief folgt (Tab. 1.53). In der Tat begleitet erhöhter Niederschlag die atlantikzugekehrten Stufenfronten und Stufenfirste, besonders eindrucksvoll im Verlauf der höheren Schwäbischen und Fränkischen Alb, aber auch an der vorgelagerten Keupersandsteinstufe mit der Frankenhöhe, dem Steigerwald und den Hassbergen. Über die

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
Eppingen	210	19	16	12	4	0	-	-
Uffenheim	340	22	19	14	6	1	0	-
Rutesheim	449	22	19	15	6	1	0	-
Wertheim	140	20	17	13	4	0	-	-
Heilbronn	167	18	15	10	3	0	-	-
Gschwend	492	24	21	17	8	1	0	-
Bamberg	239	22	19	16	8	1	0	-
Roth	340	24	21	18	9	2	0	-
Parsberg	542	26	22	16	6	1	-	-
Amberg	410	26	21	18	8	1	-	-
Schopfloch	758	24	21	16	8	1	-	-
Münsingen	721	27	24	21	12	3	0	-

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
<i>Lufttemperatur-Mittelwerte [°C]</i>								
Cham	420	-2,1	-0,7	3,1	7,7	12,3	15,9	17,3
Höllenstein	403	-3,0	-1,7	1,7	6,3	11,1	14,8	16,1
Altglashütte	750	-3,8	-2,7	0,7	4,9	9,8	13,4	14,7
Großer Falkenstein	1307	-4,7	-4,1	-1,8	1,8	6,3	10,1	11,6
<i>Vertikalabnahme der Lufttemperatur [K/hm]</i>								
Cham - Falkenstein		0,29	0,38	0,55	0,67	0,68	0,65	0,64
<i>Frosttage</i>								
Cham	420	26	21	17	6	1	-	-
Höllenstein	403	27	23	21	11	2	0	-
Altglashütte	750	28	24	20	11	2	0	-
Großer Falkenstein	1307	30	26	25	18	6	1	0

Stationspositionen:

Altglashütte/Höhenbereich des Oberpfälzer Waldes 49°46'N/12°23'E

Cham/Quersenke von Cham und Furth 49°14'N/12°40'E

Großer Falkenstein/ Gipfelbereich des Böhmerwaldes 49°05'N/13°17'E

Höllenstein-Kraftwerk/Regen-Längssenke 49°08'N/12°52'E

sanft in Ost- und Südostrichtung abfallenden Dachflächen aller dieser Stufen hinweg nimmt dann jeweils der Niederschlag bis zum Vorland der folgenden Stufe um etwa 20-25% wieder ab.

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
-	-	2	9	18	81
-	0	4	11	19	97
-	0	4	12	21	100
-	-	3	8	16	81
-	-	2	8	16	70
-	0	5	14	22	113
-	0	5	12	19	102
-	1	7	13	20	115
-	-	3	14	24	112
-	0	5	13	23	114
-	-	3	13	21	107
-	1	8	18	25	139

Tab. 1.51:
Durchschnittliche Anzahl
der Frosttage während
des Bezugszeitraumes
1951-1980 im
süddeutschen Stufenland
(Angaben für die Stations-
folge in Tab. 1.50 nach
einer Datensammlung von
MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Jahres- schwankung [K]
16,6	13,3	8,2	3,0	-0,6	7,8	19,4
15,4	12,0	6,8	2,3	-1,4	6,7	19,1
14,2	11,3	6,7	1,2	-2,3	5,7	18,5
11,4	8,7	5,0	-0,2	-3,2	3,4	16,3
0,59	0,52	0,36	0,36	0,29	0,50	
-	0	4	12	22	110	
-	0	7	16	24	131	
-	0	4	17	26	133	
-	1	10	22	28	166	

Tab. 1.52:
Mittlere Lufttemperatur-
verhältnisse für den
Bezugszeitraum
1951-1980 in den
östlichen Randgebirgen
des süddeutschen
Stufenlandes
(Stationsauswahl nach
einer Datensammlung von
MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

Trotz der vergleichsweise gemäßigten Höhenunterschiede macht sich jedoch die niederschlagsmindernde Kulissenwirkung der höheren Geländepartien aufeinander auch im süddeutschen Stufenland bemerkbar.

Zunächst fällt die besonders gute Niederschlagsversorgung des Keupersandsteinberglandes östlich des (nordwärts gerichteten) Neckarmittellaufes, der Schwäbisch-Fränkischen Waldberge, auf. Mit knapp über 1000 mm durchschnittlicher Jahresniederschlagssumme ist es absolut und auch relativ zu seiner gemäßigten Vertikalerstreckung von etwa 500 m Höhe besser befeuchtet als fast alle Abschnitte anderer Stufenfronten, auch der wesentlich höher aufragenden. Diese Vorzugsstellung ver-

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
<i>Kraichgau</i> Eppingen	210	53	53	48	54	67	78	68
<i>Fränkische Gäuplatten und Maintal</i> Uffenheim Würzburg	340 268	42 42	42 41	43 39	50 43	57 49	81 73	71 57
<i>Schwäbische Gäuplatten und Neckartal</i> Rutesheim Nagold Stuttgart	449 392 286	52 61 43	50 64 41	46 50 38	55 55 48	72 72 72	95 100 96	77 77 70
<i>Keupersandsteinbergland</i> Murrhardt Gschwend	344 492	91 85	86 84	80 74	77 72	86 80	111 107	97 93
<i>Keupersandsteinstufe (Frankenhöhe etc.)</i> Schillingsfürst ¹	489	63	57	49	52	73	95	95
<i>Rednitzsenke</i> Roth	340	44	37	43	51	61	88	80
<i>Frankenalb</i> Trautmannshofen ¹	590	76	69	55	60	78	91	120
<i>Oberpfälzer Senke</i> Amberg	410	51	47	46	47	56	80	82
<i>Schwäbische Alb (Albtrauf SW-NE)</i> Klippeneck Schopfloch Stötten	973 758 734	51 65 74	52 60 69	50 60 66	66 84 80	89 100 102	124 133 133	96 104 106
<i>Ostrandgebirge des Stufenlandes</i> Cham Altglashütte Großer Falkenstein Höllenstein	420 750 1307 403	50 55 114 54	43 56 110 51	47 57 99 57	49 67 89 58	65 81 106 78	90 103 150 114	98 110 147 113

Stationspositionen:

Altglashütte/Oberpfälzer Wald 49°46'N/12°23'E

Amberg/Oberpfälzer Senke 49°27'N/11°52'E

Cham/Quersenke von Cham 49°14'N/12°40'E

Eppingen/Kraichgau 49°08'N/8°55'E

Großer Falkenstein/Böhmerwald 49°05'N/13°17'E

Gschwend/Murrhardter Wald 48°56'N/9°44'E

Höllenstein-Kraftwerk/Regen-Längssenke 49°08'N/12°52'E

Klippeneck/Tauf Schwäbische Alb 48°06'N/8°46'E

Murrhardt/Murrhardter Wald 48°58'N/9°34'E

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Quotient So./Wi.
80	55	50	62	57	725	1,39
72	49	46	43	50	646	1,67
63	44	44	48	54	597	1,43
78	57	45	58	51	736	1,63
81	53	47	66	60	786	1,40
84	52	40	51	40	675	2,02
107	72	74	94	95	1070	1,16
102	68	70	86	88	1009	1,18
86	65	59	60	55	809	1,58
67	51	44	42	50	658	1,79
94	67	76	68	69	923	1,43
77	49	45	49	57	686	1,54
116	62	56	59	48	869	2,21
105	70	71	75	61	988	1,84
109	74	75	80	73	1041	1,61
81	56	47	46	58	730	1,77
88	77	68	60	78	900	1,59
123	91	76	98	143	1346	1,15
88	64	56	53	67	853	1,84

Tab. 1.53:
Durchschnittliche Niederschlagssummen während des Bezugszeitraumes 1951–1980 für charakteristische Positionen im süddeutschen Stufenland und in seinen östlichen Randgebirgen (Angaben in mm; Stationsauswahl nach einer Datensammlung von MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

Nagold/Oberes Gäu 48°34'N/8°43'E

Roth/Rednitzsenke 49°15'N/11°06'E

Rutesheim/Strohgäu 48°48'N/8°57'E

Schillingsfürst/Frankenhöhe 49°17'N/10°16'E

Schopfloch/Trauf Schwäbische Alb 48°32'N/9°32'E

Stötten/Trauf Schwäbische Alb 48°40'N/9°52'E

Stuttgart/Neckartal 48°46'N/9°11'E

Trautmannshofen/Frankenalb 49°21'N/11°34'E

Uffenheim/Taubergäu 49°32'N/10°14'E

Würzburg/Maintal 49°46'N/9°58'E

¹ Bezugszeitraum 1931–1960,
Daten nach SCHIRMER &
VENT-SCHMIDT (1979)

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
Eppingen	210	10	10	10	10	11	11	11
Uffenheim	340	10	9	9	10	10	11	10
Würzburg	268	10	8	8	9	9	11	9
Rutesheim	449	12	11	10	10	12	12	11
Stuttgart	286	9	9	8	9	11	12	10
Gschwend	492	13	12	11	11	12	12	11
Roth	340	10	9	9	9	10	12	11
Parsberg ¹	542	11	10	10	11	11	12	11
Schopfloch	758	12	11	11	13	13	13	12
Amberg	410	12	9	10	10	10	11	11
Altglashütte	750	10	10	10	11	12	12	13
Großer Falkenstein	1307	13	13	13	13	14	15	14

dankt das Bergland seiner Lage östlich der Kraichgausenke, durch deren Existenz die sonstige Leewirkung der Oberrhein-Graben-Randgebirge unterbrochen wird. Da deren Leewirkung sich wegen der dann tieferen Lage des Kondensationsniveaus und wegen der fehlenden Entwicklung hoch reichender Konvektion besonders stark während der kalten Jahreszeit im Niederschlagsfeld bemerkbar macht, ist der Niederschlagsjahresgang im leewirkungsfreien Keupersandsteinbergland am schwächsten unter allen Stufenlandbereichen ausgebildet und ähnelt quantitativ den Gipfelpartien des hohen Böhmerwaldes! (Überall sonst im süddeutschen Stufenland kommt hingegen aus bekannter, anderweitig bereits beschriebener Ursache ein strenges Sommermaximum des Niederschlags zustande mit Verhältniswerten des Sommerniederschlags zum Winterniederschlag zwischen etwa 1,50 und 2,00.)

Eben dieses Keupersandsteinbergland übt nun aber seinerseits eine Regenschattenwirkung auf die weiter ostwärts gelegenen Schichtstufen der Frankenhöhe und der Frankenalb aus: Die vergleichbar hohe Frankenhöhe erhält durchschnittliche Jahresniederschlagssummen von nur wenig über 800 mm, und die höhere Frankenalb muss sich immer noch mit solchen zwischen 900 und 950 mm begnügen.

Als vergleichsweise niederschlagsarm erweist sich mit durchschnittlichen Jahressummen um 600 mm der weitë Raum der Fränkischen Gäuplatten, die unter der kombinierten klimatischen Leewirkung von Odenwald, Spessart, Vogelsberg und Rhön stehen. Besonders benachteiligt ist das tief in die Gäuplatten eingeschnittene mittlere Maintal etwa zwischen Würzburg und Schweinfurt, auf welcher Strecke die durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen 600 mm noch unterschreiten. Auch die nördlichen Keupersandstein-Stufenabschnitte des Steigerwaldes und der Hassberge als östliche Gäuplattenbegrenzung leiden noch unter der Leewirkung der genannten Randgebirge im Nordwestquadranten und erhalten etwas geringere Niederschläge als selbst die Frankenhöhe.

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
10	9	9	11	10	120
11	9	8	10	10	115
10	7	8	9	10	108
11	10	8	10	11	126
11	9	7	9	9	112
12	9	9	12	12	137
11	9	7	9	11	116
11	9	8	10	12	125
12	10	9	11	12	139
11	9	7	10	11	121
12	10	9	11	12	133
13	11	9	12	14	156

Tab. 1.54:
Durchschnittliche Anzahl der Niederschlagsstage mit Tagesniederschlagssummen $\geq 1,0$ mm während des Bezugszeitraumes 1951–1980 im süddeutschen Stufenland und in seinen östlichen Randgebirgen (Angaben für ausgewählte Stationen aus Tab. 1.53 nach einer Datensammlung von MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

¹ Frankenalbstation
49°10'N/11°43'E

Der strengen Leewirkung des massigen Schwarzwaldes vor allem bei den atlantischen Großwettertypen West und Südwest schließlich ist die relative Niederschlagsbenachteiligung der hohen Schwäbischen Alb zuzuschreiben. Trotz ihrer bedeutenden Durchschnittshöhen von etwa 700–900 m empfängt sie selbst an der Trauf auf langer Strecke noch geringere durchschnittliche Jahresniederschlagssummen, als sie dem viel niedrigeren, aber westwärts wohlexponierten Keupersandsteinbergland östlich der Kraichgausenke zukommen. Bezeichnenderweise treten die geringsten durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen (bei gleichzeitig stärkstem Jahrgang) im besonders hohen Südwestabschnitt der Alb auf und nehmen mit zunehmender Distanz zum Schwarzwald allmählich zu, um in den östlichen Albbereichen 1000 mm knapp zu überschreiten. Die Niederschlagsdifferenzen zwischen den extremen Jahreszeiten sind überall auf der Schwäbischen Alb ganz bedeutend: Wahrscheinlich tritt zu den üblichen bekannten Ursachen als weitere noch eine Stauwirkung der Stufenfront bei Nordwestströmung hinzu, die entsprechend dem fröhsommerlichen Häufigkeitsmaximum des Großwettertyps Nordwest (Tab. 1.6) eine zusätzliche Niederschlagssteigerung bedingen kann, hierin unterstützt von der reliefunabhängigen Großkonvektion der warmen Jahreszeit.

Auch die östlichen Randgebirge des süddeutschen Stufenlandes entbehren nicht eines sommerlichen Niederschlagshauptmaximums, wenngleich zumindest in den Höhenpartien des Böhmerwaldes und wahrscheinlich auch des Bayerischen Waldes wenigstens ein winterliches Nebenmaximum zur Ausbildung gelangt und dort das Verhältnis von Sommerniederschlag und Winterniederschlag den Grenzwert 1,00 nicht viel übersteigt. Infolge der bedeutenden Vertikalerstreckung vor allem des Böhmerwaldes mit Maximalhöhen von 1457 m im Großen Arber und von 1452 m im Großen Rachel wird wohl eine insgesamt gute Niederschlagsversorgung mit durchschnittlichen Jahressummen bis über 1300 mm erzwungen, doch liegen

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
<i>Kraichgau</i> Eppingen	210	12,3	11,8	3,2	0,3	-	-	-
<i>Fränkische Gäuplatten und Maintal</i> Örlenbach	307	15,3	13,6	5,8	0,7	0,1	-	-
Pülfringen	354	14,4	13,7	5,1	0,9	-	-	-
Ochsenfurt	185	10,4	9,3	3,1	0,2	-	-	-
<i>Schwäbische Gäuplatten und Neckartal</i> Renningen	405	16,0	14,8	5,7	1,1	0,1	-	-
Gundelsheim	156	12,2	11,6	3,6	0,1	-	-	-
Niedernau	355	13,7	12,6	4,5	1,0	-	-	-
<i>Keupersandsteinbergland</i> Wüstenrot	520	18,4	16,6	9,2	1,2	0,1	-	-
<i>Keupersandsteinstufe (Frankenhöhe etc.)</i> Wörnitz	488	19,0	15,7	9,2	1,5	0,2	-	-
<i>Rednitzsenke</i> Roth	340	18,2	15,5	6,4	0,6	-	-	-
<i>Frankenalb</i> Leupoldstein	550	23,6	20,5	10,6	1,6	0,2	-	-
<i>Oberpfälzer Senke</i> Amberg	410	19,2	16,8	7,4	0,8	0,2	-	-
<i>Schwäbische Alb</i> Böttingen	908	25,0	22,1	13,7	4,5	0,4	-	-
Westerheim	815	26,8	24,1	15,5	4,9	0,5	-	-
<i>Ostrandgebirge des Stufenlandes</i> Rusel-Irlmoos	840	30,1	27,0	22,1	4,4	0,3	-	-
Viechtach	430	19,2	17,4	8,7	1,0	0,1	-	-
Großer Falkenstein	1307	31,0	28,3	31,0	25,8	8,2	0,5	-

Stationspositionen:

Amberg/Oberpfälzer Senke 49°27'N/11°52'E

Böttingen/Schwäbische Albhochfläche 48°06'N/8°48'E

Eppingen/Kraichgau 49°08'N/8°55'E

Großer Falkenstein/Böhmerwald 49°05'N/13°17'E

Gundelsheim/mittleres Neckartal 49°17'N/9°10'E

Leupoldstein/Fränkische Alb 49°42'N/11°23'E

Niedernau/oberes Neckartal 48°28'N/8°54'E

Ochsenfurt/Maintal 49°40'N/10°04'E

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
-	-	0,1	0,8	5,1	33,6
-	-	0,3	1,1	8,2	45,1
-	-	0,4	1,9	9,4	45,8
-	-	0,4	0,8	4,7	28,9
-	-	0,5	2,4	10,5	51,1
-	-	0,1	0,6	4,7	32,9
-	-	0,2	1,3	8,3	41,6
-	-	0,8	3,5	11,3	61,1
-	-	0,8	4,3	13,9	64,6
-	-	0,6	1,8	8,8	51,9
-	-	1,0	4,7	15,7	77,9
-	-	0,4	2,2	10,6	57,6
-	-	2,1	7,0	19,8	94,6
-	-	2,1	8,2	20,6	102,7
-	-	1,9	8,3	25,1	119,2
-	-	0,3	2,8	12,9	62,4
-	0,2	4,7	17,7	28,8	176,2

Tab. 1.55:
Durchschnittliche Anzahl
der Schneedeckentage
≥0 cm Schneehöhe für
charakteristische Positio-
nen im süddeutschen
Stufenland und in seinen
östlichen Randgebirgen
während des Bezugszeit-
raumes 1936/37–1957/58
ohne 1944/45–1945/46
(Stationsauswahl nach
einer Datensammlung von
CASPAR 1962)

Örlenbach/Wern-Lauer-Gäuplatte 50°08'N/10°08'E
Pülfingen/Bauland 49°35'N/9°32'E
Renningen/Strohgäu 48°46'N/8°56'E
Roth/Rednitzsenke 49°15'N/11°06'E
Rusel-Irlmoos/Bayerischer Wald 48°53'N/13°02'E
Viechtach/Regen-Längssenke 49°05'N/12°53'E
Westerheim/Schwäbische Albhochfläche 48°30'N/9°37'E
Wörnitz/Frankenhöhe 49°15'N/10°15'E
Wüstenrot/Löwensteiner Berge 49°05'N/9°28'E

wegen der östlichen Position dieser Grenzgebirge die durchschnittlichen Niederschlagssummen ganz beträchtlich unter jenen der atlantiknäheren Oberrheingraben-Randgebirge: Man kann bei vergleichbarer Höhenlage und Exposition generell mit ungefähr 30% Niederschlagsminderung gegenüber dem Schwarzwald rechnen. Trotz ihres Verlaufs auf der leeseitigen Nordostflanke des Bayerischen Waldes ist auch die tief eingemuldete breite Innensenke des Regens auffallend niederschlagsreich und bringt es auf über 800 mm durchschnittliche Jahressumme, von der fast 40% allein in den drei Sommermonaten Juni bis August niedergehen; entsprechend stark zeigt sich hier im Unterschied zu den Hochlagen der flankierenden Gebirge der Niederschlagsjahresgang mit ausgeprägtem Winterminimum ausgebildet.

Die räumliche Verteilung der durchschnittlichen Niederschlagshäufigkeit (Anzahl der Niederschlagstage $\geq 1,0$ mm Tagessumme in Tab. 1.54) folgt in guter Näherung der räumlichen Verteilung der Niederschlagssummen.

Wegen ihrer doppelten Abhängigkeit von der Wintertemperatur und von der Schneefallmenge zeigt bereits im Stufenland die durchschnittliche Anzahl der Schneedeckentage deutliche räumliche Unterschiede (Tab. 1.55). Mit rund 30 Tagen im Jahr wird die thermisch begünstigte Kraichgausenke am seltensten von einer Schneedecke heimgesucht, ebenso die gleichermaßen thermisch bevorzugten wie niederschlagsbenachteiligten Täler von Main und Neckar im Bereich der Gäuzone. Auf den Gäuplatten selbst ist eine Schneedecke schon an durchschnittlich 45–50 Tagen im Jahr ausgebildet, mit der größeren Häufigkeit auf den niederschlagsreicheren schwäbischen Gäuplatten. Mit rund 60 Tagen im Jahr erweisen sich trotz der bedeutenden Niederschlagszufuhr das Keupersandsteinbergland und auch die Keupersandsteinstufe als deutlich schneedeckenärmer als die Fränkische Alb; letzterer ist wegen ihrer größeren Höhe und östlicheren Position eine niedrigere Wintertemperatur und damit eine größere Schneedeckenbeständigkeit eigen, so dass hier weit über 70 Tage mit Schneedecke im Durchschnittsjahr zu konstatieren sind. Aus gleichem Grunde ist auch die Oberpfälzer Senke durch eine größere Schneedeckenhäufigkeit von 60–65 Tagen im Jahr vor der weiter westlich gelegenen Rednitzsenke mit etwa 50 derartigen Tagen ausgezeichnet. Weitaus am häufigsten von einer Schneedecke betroffen ist unter den süddeutschen Schichtstufen jedoch infolge ihrer bedeutenden Höhenlage die Schwäbische Alb; hier zählt man auf der Hochfläche im Langzeitmittel zwischen 85 und über 100 Tage mit Schneedecke im Jahr, wobei dem Westteil wegen seiner geringeren winterlichen Niederschlagssummen im unmittelbaren Schwarzwald-Lee trotz größerer Vertikalerstreckung weniger Schneedeckentage zukommen als den tiefer gelegenen östlicheren Hochflächenabschnitten.

In den östlichen Randgebirgen des süddeutschen Stufenlandes schließlich sind staubedingte bedeutende Winterniederschlagssummen kombiniert mit höhenlage- und kontinentalitätsbedingter niedriger Wintertemperatur, so dass hier besonders viele Schneedeckentage im Jahr zu verzeichnen sind. In den Kammpartien des Bayerischen Waldes hat man mit durchschnittlich rund 120 Tagen zu rechnen, in jenen des höher aufragenden Böhmerwaldes sogar mit fast 180 Tagen. Das sind deutlich mehr Schneedeckentage, als in vergleichbaren Höhenlagen der Vogesen und des Schwarzwaldes anzutreffen sind (Tab. 1.49). Auch die winterkalte tiefe

Längssenke des Regens ist trotz ihrer Position im Lee des Bayerischen Waldes vergleichsweise reich an Schneedeckentagen und vermag in dieser Hinsicht durchaus mit höheren und im Winter wesentlich niederschlagsreicheren Stufenlandbereichen wie dem Keupersandsteinbergland zu konkurrieren: Die Schneedecke ist im Osten beständiger.

1.9 Das Klima des Alpenvorlandes und der deutschen Alpen

Zumindest in der Lufttemperaturverteilung machen sich die weiten, fast ebenen Schotterfluren und der nur sanft gewellte nördliche Hügellandbereich des allgemein zur Donau abfallenden Alpenvorlandes deutlich bemerkbar, indem sie eine nur geringe räumliche Variation dieses Klimaelementes zulassen (Tab. 1.56 und 1.57).

Bereits die Wintertemperatur erweist sich trotz der bedeutenden Ausdehnung des Alpenvorlandes und trotz des südwärts erfolgenden Anstieges seiner Oberfläche als auffallend einheitlich. Die Donauniederung ist vergleichsweise kalt und eher noch frostgefährdeter als die alpenwärts an Höhe zunehmenden Geländepartien. Wegen ihrer orographischen Absperrung gegen Norden durch die Schwäbische Alb und den Bayerischen Wald ist die Donauniederung ein Kaltluftammelgebiet, wobei wegen des Laufgefälles die östlichen Niederungsbereiche vor dem Bayerischen Wald mit Januarmitteltemperaturen von nahezu -3 °C thermisch noch ungünstiger gestellt sind als der westliche Laufabschnitt vor der Schwäbischen Alb mit entsprechenden Beträgen von rund $-1,5\text{ °C}$ außerhalb der vermoorten frostreichen Ausraumbekken des Donauniederungsbereiches und des Donaumooses. Diesem Nordrandbereich gegenüber sind die südlicheren höheren Alpenvorlandregionen geradezu als thermisch begünstigt zu bezeichnen, denn ihre Januarmitteltemperatur erreicht bei normaler Stationsposition außerhalb von Flussniederungen in der Regel nicht einmal -2 °C .

In der sommerlichen Jahreszeit ist dann die thermische Benachteiligung der Donauniederung aufgehoben, und man findet im gesamten Alpenvorland ziemlich einheitlich Julimitteltemperaturen von $17,0\text{--}17,5\text{ °C}$.

Eine thermische Ausnahmeregion stellt das Bodenseebecken dar. Mit einer Mitteltemperatur des kältesten Monats knapp unter dem Gefrierpunkt und einer durchschnittlichen Anzahl an Frosttagen, die jener im zentralen Oberrheingraben oder im Schiefergebirgs-Rheintal nahe kommt, wird die abkühlungsdämpfende Wirkung der großen Wassermasse deutlich. Dass derselbe Raum mit Julimitteltemperaturen von mindestens 18 °C auch im Sommer das wärmste Gebiet des Alpenvorlandes darstellt und mithin keine Kühlwirkung des Sees auf seine Uferpartien zustande kommt, wird mit der stabilen Vertikalschichtung im See während dieser Jahreszeit zusammenhängen. Vor allem die im Vergleich zum Land niedrigere Seeoberflächenalbedo muss ansehnliche Nettostrahlungsgewinne ermöglichen, die wegen der stabilen Schichtung nur den oberflächennahen Wasserschichten zukommen und deren kräftige Aufheizung bewirken, dadurch aber infolge fortgesetzter Dichteminderung des oberflächennahen Wassers auch die Schichtungsstabilität weiter fördern.

In den deutschen Alpen als südlicher Hochgebirgsbegrenzung des Alpenvorlandes bestimmt wieder in allererster Linie die Höhenlage die räumliche Verteilung der Lufttemperatur (Tab. 1.56). Die durchschnittliche vertikale Lufttemperaturab-

Längssenke des Regens ist trotz ihrer Position im Lee des Bayerischen Waldes vergleichsweise reich an Schneedeckentagen und vermag in dieser Hinsicht durchaus mit höheren und im Winter wesentlich niederschlagsreicheren Stufenlandbereichen wie dem Keupersandsteinbergland zu konkurrieren: Die Schneedecke ist im Osten beständiger.

1.9 Das Klima des Alpenvorlandes und der deutschen Alpen

Zumindest in der Lufttemperaturverteilung machen sich die weiten, fast ebenen Schotterfluren und der nur sanft gewellte nördliche Hügellandbereich des allgemein zur Donau abfallenden Alpenvorlandes deutlich bemerkbar, indem sie eine nur geringe räumliche Variation dieses Klimaelementes zulassen (Tab. 1.56 und 1.57).

Bereits die Wintertemperatur erweist sich trotz der bedeutenden Ausdehnung des Alpenvorlandes und trotz des südwärts erfolgenden Anstieges seiner Oberfläche als auffallend einheitlich. Die Donauniederung ist vergleichsweise kalt und eher noch frostgefährdeter als die alpenwärts an Höhe zunehmenden Geländepartien. Wegen ihrer orographischen Absperrung gegen Norden durch die Schwäbische Alb und den Bayerischen Wald ist die Donauniederung ein Kaltluftsammlgebiet, wobei wegen des Laufgefälles die östlichen Niederungsbereiche vor dem Bayerischen Wald mit Januarmitteltemperaturen von nahezu $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ thermisch noch ungünstiger gestellt sind als der westliche Laufabschnitt vor der Schwäbischen Alb mit entsprechenden Beträgen von rund $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ außerhalb der vermoorten frostreichen Ausraumbekken des Donauniederungsbereiches und des Donaumooses. Diesem Nordrandbereich gegenüber sind die südlicheren höheren Alpenvorlandregionen geradezu als thermisch begünstigt zu bezeichnen, denn ihre Januarmitteltemperatur erreicht bei normaler Stationsposition außerhalb von Flussniederungen in der Regel nicht einmal $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

In der sommerlichen Jahreszeit ist dann die thermische Benachteiligung der Donauniederung aufgehoben, und man findet im gesamten Alpenvorland ziemlich einheitlich Julimitteltemperaturen von $17,0\text{--}17,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Eine thermische Ausnahmeregion stellt das Bodenseebecken dar. Mit einer Mitteltemperatur des kältesten Monats knapp unter dem Gefrierpunkt und einer durchschnittlichen Anzahl an Frosttagen, die jener im zentralen Oberrheingraben oder im Schiefergebirgs-Rheintal nahe kommt, wird die abkühlungsdämpfende Wirkung der großen Wassermasse deutlich. Dass derselbe Raum mit Julimitteltemperaturen von mindestens $18\text{ }^{\circ}\text{C}$ auch im Sommer das wärmste Gebiet des Alpenvorlandes darstellt und mithin keine Kühlwirkung des Sees auf seine Uferpartien zustande kommt, wird mit der stabilen Vertikalschichtung im See während dieser Jahreszeit zusammenhängen. Vor allem die im Vergleich zum Land niedrigere Seeoberflächenalbedo muss ansehnliche Nettostrahlungsgewinne ermöglichen, die wegen der stabilen Schichtung nur den oberflächennahen Wasserschichten zukommen und deren kräftige Aufheizung bewirken, dadurch aber infolge fortgesetzter Dichteminderung des oberflächennahen Wassers auch die Schichtungsstabilität weiter fördern.

In den deutschen Alpen als südlicher Hochgebirgsbegrenzung des Alpenvorlandes bestimmt wieder in allererster Linie die Höhenlage die räumliche Verteilung der Lufttemperatur (Tab. 1.56). Die durchschnittliche vertikale Lufttemperaturab-

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
<i>Donau-Niederung</i>									
<i>West-Ost</i>									
Dillingen	435	-1,4	0,0	3,8	8,1	12,5	15,9	17,5	16,7
Metten	313	-2,7	-1,0	3,0	7,9	12,4	15,7	17,0	16,2
<i>Meridionalprofil</i>									
<i>Alpenvorland</i>									
Karlshuld	374	-2,2	-0,7	3,3	7,6	12,2	15,7	17,1	16,3
München-Riem	527	-1,7	-0,5	3,3	7,5	12,0	15,5	17,3	16,6
Bad Tölz	655	-1,7	-0,6	2,7	7,3	11,5	14,8	16,7	16,1
<i>Bodenseebecken</i>									
Friedrichshafen	410	-0,2	1,0	4,4	8,4	13,1	16,6	18,5	17,5
<i>Alpenrand</i>									
<i>(Füssen-)Horn</i>									
(Füssen-)Horn	796	-2,7	-1,2	2,0	5,9	10,5	13,9	15,6	15,0
<i>Alpengipfel</i>									
Wendelstein	1832	-4,7	-4,8	-2,8	-0,3	4,0	7,4	9,3	9,4
Zugspitze	2960	-11,3	-11,5	-9,9	-7,5	-3,1	0,2	2,0	2,1
<i>Inneralpine Täler und</i>									
<i>Becken</i>									
Garmisch-Partenkirchen	719	-2,4	-0,9	2,4	6,3	10,9	14,2	15,9	15,3
Berchtesgaden	542	-2,5	-1,3	2,2	7,0	11,3	14,6	16,2	15,6
Mittenwald	914	-1,7	-0,7	2,1	5,3	9,7	13,1	14,7	14,1
<i>Vertikalabnahme der</i>									
<i>Lufttemperatur [K/hm]</i>									
Horn – Zugspitze		0,40	0,48	0,55	0,62	0,63	0,63	0,63	0,60

Stationspositionen:

Bad Tölz 47°45'N/11°33'E

Karlshuld/Donaumoos 48°41'N/11°17'E

Berchtesgaden 47°38'N/13°01'E

Metten 48°51'N/12°55'E

Dillingen 48°35'N/10°29'E

Mittenwald 47°27'N/11°16'E

Friedrichshafen 47°40'N/9°31'E

München-Riem 48°09'N/11°43'E

(Füssen-)Horn 47°34'N/10°42'E

Wendelstein/Kalkvorpalen 47°42'N/12°01'E

Garmisch-Partenkirchen 47°29'N/11°04'E

Zugspitze/Kalkhochalpen 47°25'N/10°59'E

nahme entspricht im Jahresmittel durchaus jener in den anderen deutschen Gebirgen. Auch das Winterminimum dieser Größe bietet hinsichtlich zeitlicher Position und Ursache keine Besonderheiten; das gehäufte Auftreten von antizyklonalen Absinkinversionen während dieses Jahresabschnitts beschert den Hochgebirgslagen auch ein gut ausgeprägtes Bewölkungsminimum, da sie bei derartigen Situationen in die absinkende und sich dabei dynamisch erwärmende Höhenluft hineinragen, während das Alpenvorland dann häufig unter ausgedehnten tiefen Stratus- und

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Jahres- schwankung [K]
13,3	8,1	3,3	-0,2	8,1	18,9
12,9	7,7	3,0	-0,9	7,6	19,7
12,9	7,4	2,9	-0,7	7,7	19,3
13,5	8,2	3,2	-0,4	7,9	19,0
13,2	7,8	3,3	-0,6	7,6	18,4
14,4	9,2	4,5	0,9	9,0	18,7
12,2	7,3	2,5	-1,5	6,6	18,3
7,4	4,4	-0,5	-3,1	2,1	14,2
0,4	-2,5	-7,0	-9,6	-4,8	13,6
12,5	7,5	2,4	-1,7	6,9	18,3
12,7	7,4	2,6	-1,5	7,0	18,7
11,7	7,7	2,8	-0,5	6,5	16,4
0,55	0,45	0,44	0,37	0,53	

Tab. 1.56:
Durchschnittswerte der
Lufttemperatur für den
Bezugszeitraum
1951–1980 an charakteris-
tischen Positionen des
Alpenvorlandes und der
deutschen Alpen
(Angaben in °C;
Stationsauswahl nach
einer Datensammlung
von MÜLLER-WESTERMEIER
1990)

Stratocumulusdecken liegt und deshalb gerade in der kalten Jahreszeit ein Bewölkungsmaximum erkennen lässt (Tab. 1.58). Hinsichtlich des Maximums der vertikalen Lufttemperaturabnahme ist eine Tendenz zur Ausbildung im Sommer zu konstatieren, den normalen Verhältnissen in der freien Atmosphäre entsprechend; wegen der langen Dauer der Schneedecke im alpinen Hochgebirge beeinflusst sie die Temperaturdifferenz zwischen Höhenlagen und frühzeitig schneefreien Niederungen nicht mehr nur im Frühjahr wie in den Mittelgebirgen, sondern in Verbindung mit der starken Anheizung der unteren Luftschichten durch das Nettostrahlungsmaximum der Erdoberfläche auch im Sommer.

Die Alpentäler können vielfache Abweichungen von der normalen vertikalen Lufttemperaturverteilung aufweisen, besonders im Winter. In gefällschwachen Tälern oder in Becken kann sich Kaltluft sammeln und stagnieren. Gegen Süden durch hohe Gebirgsflanken begrenzte Talabschnitte können infolge Beschattung ein Strahlungsdefizit mit entsprechender Temperaturminderung erfahren. Es gibt aber auch relativ zur Höhenlage thermisch ausgesprochen begünstigte Täler, in der

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
Dillingen	435	24	20	15	5	1	–	–
Metten	313	27	23	19	7	1	–	–
Karlschuld	374	26	21	18	9	2	0	–
München-Riem	527	26	22	17	7	1	–	–
Bad Tölz	655	26	21	17	7	1	–	–
Friedrichshafen	410	22	17	11	3	0	–	–
(Füssen-)Horn	796	28	23	20	11	2	0	–
Wendelstein	1832	29	26	26	21	12	4	1
Zugspitze	2960	31	28	31	30	29	20	16
Garmisch-Partenkirchen	719	28	23	20	10	1	0	–
Berchtesgaden	542	28	24	21	8	1	–	–
Mittenwald	914	27	22	18	10	1	0	–

Station	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Karlschuld	80	75	67	64	64	63	60	59	60	71	81	83	69
München-Riem	77	72	66	65	64	64	59	51	56	61	77	77	66
Zugspitze	65	65	66	72	74	77	73	69	59	54	62	60	66

Stationspositionen:

Karlschuld 48°41'N/11°17'E, 374 m, Donauniederung/Donaumoos

München-Riem 48°09'N/11°43'E, 527 m, Münchener Schotterplatte

Zugspitze 47°25'N/10°59'E, 2960 m, Kalkhochalpen/Wettersteingebirge

Tab. 1.58: Durchschnittliche Monatsmittel der Bewölkung während des Bezugszeitraumes 1951–1980 im Vergleich zwischen dem Alpenvorland und der Kalkalpen-Gipfelpartie (Angaben in %; Himmelsbedeckung nach Daten bei MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

Regel nordwärts stark abfallende und deshalb von Kaltluft leicht zu befreiende Quertäler, in denen sich zeitweilig der Föhn bis zur Talsohle durchzusetzen vermag. Es handelt sich dabei um einen vielfach sehr heftig wehenden Fallwind, der bei Strömungen aus dem Südquadranten auf der Nordseite der Alpenketten unter starker dynamischer Erwärmung und Vergrößerung der Taupunktdifferenz absteigt. Derart föhnbeeinflusste Talstrecken erreichen im Winter beeindruckend hohe Mitteltemperaturen: Mittenwald in der oberen Isartal-Walchensee-Kochelsee-Querfurche beispielsweise erfreut sich der gleichen durchschnittlichen Januarlufttemperatur wie die 387 m tiefer gelegene Alpenvorlandstation München-Riem und ist auch merklich wärmer als etwa Garmisch-Partenkirchen in der Ausraumzone

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
–	0	4	12	21	102
–	0	6	14	24	122
0	1	8	14	22	122
–	0	5	14	23	114
–	0	5	13	24	113
–	–	1	8	18	79
–	0	6	18	26	135
1	5	12	21	26	183
16	19	26	30	31	305
–	0	6	17	26	131
–	0	6	18	27	133
–	0	4	15	24	123

Tab. 1.57:
Durchschnittliche Anzahl der Frosttage während des Bezugszeitraumes 1951–1980 an charakteristischen Positionen des Alpenvorlandes und der deutschen Alpen (Angaben für die Stationsfolge in Tab. 1.56 nach einer Datensammlung von MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

Talföhn	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Mittlere Anzahl Föhnstunden	10,7	9,6	11,5	14,2	9,6	0,7	2,8	2,4	1,6	7,9	6,9	12,0	89,9
Höchstzahl Föhnstunden	33,3	43,8	48,7	48,2	21,3	4,2	20,8	16,5	10,8	51,0	44,8	34,7	159,8

¹ Die Statistik beruht auf der Anwendung der so genannten 3-Kriterien-Charakteristik des Föhns (südliche Windrichtung, abrupter Anstieg der Lufttemperatur und Abfall der relativen Luftfeuchtigkeit) auf das langjährige Material an Dauerregistrierungen der angegebenen Größen.

Bezugsstation: Oberstdorf 47°24'N/10°17'E, 810 m

Tab. 1.59: Häufigkeit des Talföhns im nordalpinen Iller-Quertal während des Bezugszeitraumes 1937–1952 (Angaben nach OBENLAND 1956)¹

des Loisach-Kankerbach-Längstales am Nordfuß des Wettersteingebirges oder als Berchtesgaden im tief gelegenen gleichnamigen Becken der östlichsten deutschen Kalkhochalpen (Tab. 1.56). Dass sich die Temperaturgunst föhnbeeinflusster alpiner Talstationen vor allem in der kalten Jahreszeit äußert, liegt zunächst an der viel größeren Föhnhäufigkeit während dieses Jahresabschnitts, der jedoch jene des Frühjahrs nicht nachsteht (Tab. 1.59). Ferner ist aber auch in Erwägung zu ziehen, dass der Föhn im Winter in der Regel Kaltluft in den Tälern ablöst und sich daher durch erheblichen Temperaturanstieg bemerkbar macht, während im Sommer die Täler meist gut durchwärmt sind und daher auf Föhneintritt wesentlich schwächer reagieren.

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.
<i>Alpenvorland Nord-Süd</i>									
Karlsuld	374	41	43	39	48	70	104	91	80
München-Riem	527	52	55	53	73	99	135	129	112
Bad Tölz	655	99	87	86	124	180	215	195	187
<i>Voralpen/Hochalpen</i>									
Wendelstein	1832	158	153	147	181	185	238	253	204
Zugspitze	2960	179	159	170	209	179	188	191	162
<i>Alpentäler (abgeschirmte Längstalbereiche)</i>									
Garmisch-Partenkirchen	719	87	83	86	106	138	183	183	167
Oberaudorf	480	92	83	81	106	146	206	204	171
<i>Alpentäler (Quertalbereiche)</i>									
Oberstdorf	810	130	130	120	135	154	219	224	212
Kreuth ¹	795	136	130	119	126	159	218	231	187
Grattenbach ¹	705	152	142	131	155	205	251	290	208
<i>Berchtesgadener Becken</i>									
Berchtesgaden	542	91	86	90	110	154	194	211	189

Stationspositionen:

Bad Tölz 47° 45' N/11° 33' E

Berchtesgaden 47° 38' N/13° 01' E

Garmisch-Partenkirchen 47° 29' N/11° 04' E

Grattenbach/Prien-Quertal 47° 43' N/12° 17' E

Karlsuld/Donaumoos 48° 41' N/11° 17' E

Kreuth/Weißbach-Quertal 47° 39' N/11° 45' E

München-Riem 48° 09' N/11° 43' E

Oberaudorf 47° 39' N/12° 11' E

Oberstdorf/Iller-Quertal 47° 24' N/10° 17' E

Wendelstein/Kalkvoralpen 47° 42' N/12° 01' E

Zugspitze/Kalkhochalpen 47° 25' N/10° 59' E

Die räumliche Niederschlagsverteilung unterliegt im Alpenvorland nahezu ausschließlich einer meridionalen Änderung (Tab. 1.60). Die geringsten durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen fallen mit rund 700 mm in der Donauniederung unter der kombinierten Regenschattenwirkung von Schwarzwald, Schwäbischer

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
4,8	5,2	6,1	7,6	10,2	13,0	14,2	14,0	12,1	9,1	6,7	5,3	9,0

Bezugsstation: München-Riem 48° 09' N/11° 43' E, 527 m

Tab. 1.61: Durchschnittlicher Partialdruck des Wasserdampfes während des Bezugszeitraumes 1951–1980 über dem zentralen Alpenvorland (in hPa; nach Daten von MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Quotient Sommer/Winter
57	48	47	46	714	2,14
73	58	57	52	948	2,37
118	108	93	89	1581	2,17
136	99	132	141	2027	1,53
109	120	145	169	1980	1,07
107	81	82	86	1389	2,08
108	86	88	90	1461	2,20
138	111	128	132	1833	1,67
159	127	116	112	1820	1,68
179	157	128	131	2129	1,76
104	90	87	104	1510	2,11

Tab. 1.60:
Durchschnittliche Niederschlagssummen während des Bezugszeitraumes 1951–1980 an charakteristischen Positionen des Alpenvorlandes und der deutschen Alpen (Angaben in mm; Stationsauswahl nach einer Datensammlung von MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

¹ Bezugszeitraum 1931–1960, Daten nach SCHIRMER & VENT-SCHMIDT (1979)

Alb und Fränkischer Alb bei Strömungen aus dem Richtungssektor Südwest bis Nord. Von hier an nimmt dann der Niederschlag auf den südwärts ansteigenden Flächen fortgesetzt zu, um bereits am Alpenrand durchschnittliche Jahressummen von mindestens 1500 mm zu erreichen, sicher nicht nur wegen des Geländeanstieges, sondern in Alpennähe auch wegen deren Stauwirkung: Die Niederschlagssteigerung um 67% zwischen München-Riem und Bad Tölz zum Beispiel erfolgt überproportional zur Höhenzunahme um nur 128 m. Der Niederschlagsjahresgang ist überall bedeutend mit einem ausgeprägten Sommermaximum; es ist gleichermaßen dem Sommermaximum der niederschlagfördernden Großkonvektion (Tab. 1.9) und dem sommerlichen Dampfdruckmaximum mit seiner ebenfalls niederschlagsteigernden Wirkung (Tab. 1.61) zuzuschreiben.

GWL	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Nordwest	6,0	6,4	7,0	7,7	5,1	7,2	14,0	5,1	7,4	4,7	4,6	6,9	6,8
Nord	4,6	3,6	3,5	6,8	6,0	4,3	2,7	3,0	1,2	2,1	3,3	4,3	3,8
Prozentsumme	10,6	10,0	10,5	14,5	11,1	11,5	16,7	8,1	8,6	6,8	7,9	11,2	10,6

Tab. 1.62: Durchschnittliche relative Häufigkeit der Großwetterlagen (GWL) Nordwest und Nord über Mitteleuropa während des Bezugszeitraumes 1951–1980 (in %; nach Daten von RAMPE & REINKE 1985)

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
<i>Alpenvorland</i>								
Karlshuld	374	9	10	9	9	10	12	11
München-Riem	527	10	11	10	12	13	14	13
Bad Tölz	655	11	11	12	14	15	16	15
<i>Alpenketten</i>								
Wendelstein	1832	14	13	14	15	15	18	17
Zugspitze	2960	15	14	16	16	16	18	17
<i>Alpentäler</i>								
Garmisch-Partenkirchen	719	11	11	12	13	14	17	16
Oberstdorf	810	13	12	13	14	15	17	17

Stationspositionen:

Bad Tölz 47° 45' N/11° 33' E, Alpennordrand

Garmisch-Partenkirchen 47° 29' N/11° 04' E, inneralpines Loisach-Kankerbach-Längstal

Karlshuld 48° 41' N/11° 17' E, Donauniederung (Donaumoos)

München-Riem 48° 09' N/11° 43' E, Münchener Schotterebene

Oberstdorf 47° 24' N/10° 17' E, randalpines Iller-Quertal

Wendelstein 47° 42' N/12° 01' E, Kalkvoralpen

Zugspitze 47° 25' N/10° 59' E, Kalkhochalpen

An den randalpinen Ketten der Kalkvoralpen schließlich findet auf geringe Horizontaldistanz ein besonders starker Anstieg der durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen statt, die in den Höhenpartien 2000 mm durchweg überschreiten (Tab. 1.60). Ähnlich große Beträge kommen auch den südlicheren deutschen Kalkhochalpen zu, denn deren größere Vertikalerstreckung gleicht die niederschlagsmindernde Kulissenwirkung der Kalkvoralpen wieder aus.

Infolge der räumlichen Anordnung der deutschen Alpenketten mit ihrem nahezu zonalen Verlauf ist eine Stauwirkung in strengem Sinne nur gegeben bei den Großwetterlagen Nordwest und Nord. (Die ersteren sind gekennzeichnet durch eine meist zyklonenbegleitete Nordwestströmung zwischen einer Azoren-Biscaya-Antizyklone und tiefem Luftdruck über dem Raum Nordmeer-Skandinavien, die letzteren zeichnen sich aus durch eine ebenfalls oft zyklonenbegleitete Nordnordwest- bis Nordströmung zwischen einem meridional erstreckten Nordostatlantik-Hoch und einem lang gestreckten Tiefdruckbereich über Osteuropa.) Das Häufigkeitsmaximum dieser Großwetterlagen erstreckt sich über den Zeitraum spätes Frühjahr bis Sommer (Tab. 1.62), so dass dann mit den höchsten Niederschlagssummen in den Alpenrandketten zu rechnen ist. Dass innerhalb dieses Zeitraumes der Niederschlag normalerweise zum Sommer hin zunimmt (Tab. 1.60), dürfte durch die entsprechende Zunahme des Wasserdampfgehaltes als staubegleitenden Zusatzfaktors bedingt sein (Tab. 1.61). Wohl empfangen die deutschen Alpen auch im Winter noch reichlichen Niederschlag, doch findet sich in diesem Jahresabschnitt nirgends ein Maximum realisiert. Nur in den höchsten Partien der Hochalpen, im Wetterstein-

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
12	8	8	9	10	115
12	9	8	10	11	133
14	11	10	11	12	152
16	12	10	12	14	169
17	12	10	13	14	178
16	11	9	10	11	152
16	12	10	12	12	163

Tab. 1.63:
Durchschnittliche Anzahl der Niederschlagstage mit Tagesniederschlagssummen $\geq 1,0$ mm während des Bezugszeitraumes 1951–1980 an charakteristischen Positionen des Alpenvorlandes und der deutschen Alpen (Angaben nach einer Datensammlung von MÜLLER-WESTERMEIER 1990)

und Karwendelgebirge, vielleicht auch noch auf dem stationsfreien Allgäuer Hauptkamm, nähert sich das Verhältnis zwischen Sommer- und Winterniederschlag bis auf einige Prozent dem kritischen Grenzwert 1,00, weil hier wegen der herausragenden Vertikalerstreckung eine staubedingte Niederschlagssteigerung auch im Winter bei Großwetterlagen zumindest des Westtyps möglich ist.

Mit dem Niederschlagsreichtum der alpinen Höhenlagen kontrastieren teilweise sehr scharf die tief eingesenkten Täler. Es ist allerdings wohl zu unterscheiden zwischen nordwärts zum Alpenvorland geöffneten, häufig noch trichterförmig sich erweiternden Quertälern und den inneralpinen Längstalstrecken, die durch vorgelegte hohe Gebirgskörper gut abgeschirmt sind. Die ersteren sind erheblich niederschlagsreicher als die letzteren (Tab. 1.60), vermutlich weil sie wegen der Querschnittsverengung talaufwärts auch einen gewissen Stau in alpeneinwärts gerichteter Strömung bewirken. Dass auch in den orographisch abgeschirmten Längstälern zumindest im Sommer noch ansehnliche Niederschlagssummen empfangen werden, liegt sicher an der intensiven Gewittertätigkeit während dieses Jahresabschnitts, deren Auslösung durch tagesperiodische Hangaufwinde gefördert wird (Tab. 1.9).

Den geschilderten Umständen entsprechend, findet sich allenthalben auch ein Sommermaximum der durchschnittlichen Anzahl der Niederschlagstage (Tab. 1.63).

Ähnlich dem Niederschlag unterliegt auch die durchschnittliche Anzahl der Schneedeckentage im Alpenvorland in der Hauptsache einer meridionalen Änderung (Tab. 1.64).

Sieht man einmal ab vom thermisch besonders begünstigten und deshalb auch besonders schneearmen Bodenseebecken, so findet man sonst die geringste durchschnittliche Anzahl von wenig über 50 Schneedeckentagen im Jahr in den Niederungen an der Donau, und zwar an der westlichen (nordostwärts gerichteten) Laufstrecke. Es ist dies hauptsächlich eine Folge der unzureichenden Schneemenge, die hier im engeren Leebereich von Schwarzwald und Schwäbischer Alb niedergeht und bei atlantischen Warmlufteinbrüchen immer wieder rasch aufgezehrt werden kann.

Station	Höhe [m]	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli
<i>Donauniederung West-Ost</i>								
Günzburg	470	17,6	14,0	6,0	1,4	0,1	–	–
Ingolstadt	371	18,1	14,4	5,1	0,9	0,1	–	–
Straßkirchen	328	24,5	19,5	8,2	1,2	–	–	–
<i>Bodenseebecken</i>								
Friedrichshafen	410	14,0	12,9	4,0	0,5	–	–	–
<i>Alpenvorland Nord-Süd</i>								
Hohenkammer	472	18,0	15,4	8,0	1,0	0,1	–	–
München BG	515	20,8	17,3	9,5	1,8	0,1	–	–
Bad Tölz	655	25,4	23,5	14,2	3,5	0,4	–	–
<i>Alpenketten</i>								
Kreuzeckhaus	1 652	31,0	28,3	30,8	26,1	11,1	0,9	0,1
Säntis ¹	2 500	31,0	28,3	31,0	30,0	31,0	26,2	15,9
<i>Alpentäler (Quertäler)</i>								
Oberstdorf	810	29,8	27,6	23,2	7,4	1,0	–	–
Kreuth	795	30,9	27,7	25,9	9,9	1,0	–	–
Sachrang	738	30,8	27,8	27,5	9,5	0,7	–	–
<i>Alpentäler (Längstalzüge)</i>								
Grainau	760	29,7	26,7	21,8	5,6	0,4	–	–
Tatzelwurm	765	29,5	26,3	23,8	6,5	0,8	–	–
Melleck	550	29,2	26,9	23,4	4,9	0,4	–	–
<i>Berchtesgadener Becken</i>								
Berchtesgaden	542	28,4	26,4	17,3	3,4	0,3	–	–

Stationspositionen:

Bad Tölz 47° 45' N/11° 33' E

Berchtesgaden 47° 38' N/13° 01' E

Friedrichshafen 47° 40' N/9° 31' E

Grainau 47° 28' N/11° 01' E, Loisach-Kankerbach-Längstalzone zwischen Ammergebirge und

Wettersteingebirge

Günzburg 48° 27' N/10° 15' E

Hohenkammer 48° 26' N/11° 32' E

Ingolstadt 48° 45' N/11° 26' E

Kreuth 47° 39' N/11° 45' E, Weißbach-Quertal/Bayerische Kalkvoralpen

Kreuzeckhaus 47° 28' N/11° 04' E, Wettersteingebirge

Melleck 47° 40' N/12° 45' E, Unkenbachmulde südlich der Dürrnbächhorn-Sonntagshorn-Grenzkette

München/Botanischer Garten 48° 10' N/11° 30' E

Oberstdorf 47° 24' N/10° 17' E, Iller-Quertal/Allgäuer Alpen

Sachrang 47° 42' N/12° 16' E, Prien-Quertal/Chiemgauer Kalkvoralpen

Säntis 47° 15' N/9° 21' E

Straßkirchen 48° 50' N/12° 43' E

Tatzelwurm 47° 41' N/12° 05' E, Auerbach-Längstalzone südlich der Wendelstein-Voralpenkette

Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
–	–	0,7	2,9	10,1	52,8
–	–	0,6	2,1	9,7	51,0
–	–	0,7	3,2	14,4	71,7
–	–	0,2	0,7	7,0	39,3
–	–	0,6	2,6	11,8	57,5
–	–	0,8	3,7	14,3	68,3
–	–	1,7	6,4	19,2	94,3
0,1	1,4	7,4	20,8	28,9	186,9
6,4	10,6	15,6	28,4	31,0	285,4
–	–	2,4	7,8	23,6	122,8
–	–	3,1	10,4	26,6	135,5
–	–	2,0	10,6	26,5	135,4
–	–	2,1	8,0	25,5	119,8
–	–	2,3	8,8	24,0	122,0
–	–	1,4	7,7	24,9	118,8
–	–	1,2	6,3	20,7	104,0

Tab. 1.64:

Durchschnittliche Anzahl der Schneedeckentage ≥ 0 cm Schneehöhe an charakteristischen Positionen des Alpenvorlandes und der deutschen Alpen während des Bezugszeitraumes 1936/37–1957/58 ohne 1944/45–1945/46 (Stationsauswahl nach einer Datensammlung von CASPAR 1962)

¹ Gipfelstation in den helvetischen Kalkalpen. Ersatzstation für die Gipfelpartien der deutschen Kalkvoralpen und Kalkhochalpen. Bezugszeitraum 1959/60–1978/79. Daten nach SCHÜEPP, GENSLER & BOUET (1980)

Demgegenüber erweist sich die besonders tief gelegene und deshalb vor allem Kaltluft sammelnde östliche Donauniederung am südostwärts gerichteten Laufabschnitt mit durchschnittlich 70 Tagen im Jahr als erheblich schneedeckenreicher, weniger allerdings infolge erhöhter Winterniederschläge als vielmehr wegen der durchschnittlich tieferen Wintertemperatur im Kaltluftammelraum (Tab. 1.56); sie garantiert eine längere Andauer einer einmal gebildeten Schneedecke.

Auf den südwärts ansteigenden Flächen des Alpenvorlandes wächst dann die durchschnittliche Anzahl der Schneedeckentage fortgesetzt an, bis sie am Alpenrand 90–100 Tage im Jahr erreicht, vornehmlich als Folge der gleich gerichteten Zunahme der Winterniederschlagssummen (Tab. 1.60), da die durchschnittliche Wintertemperatur eine nur geringe räumliche Änderung zeigt (Tab. 1.56).

Im Bereich der Kalkvoralpen und der Kalkhochalpen schließlich steigt die durchschnittliche Anzahl der Schneedeckentage mit zunehmender Höhe stark an (Tab. 1.64), gleichermaßen verursacht durch die beträchtliche Erhöhung der Winterniederschlagssummen und durch Abnahme der Lufttemperatur. In den Gipfelpartien der bedeutenderen randalpinen Gebirgskörper ist mit etwa 300 Schneedeckentagen im Jahr zu rechnen.

Nicht ganz einheitliche Verhältnisse bieten die alpinen Tallagen. Bei vergleichbarer Höhenlage kommt randalpinen Quertälern wegen ihres reichlicheren Niederschlagsgewinns im Allgemeinen auch eine größere durchschnittliche Anzahl an Schneedeckentagen zu als den winterniederschlagsärmeren inneralpinen Längstälern (Tab. 1.64). Beschattung durch südwärts angrenzende Gebirgsketten, begünstigt durch tiefen winterlichen Sonnenstand, kann allerdings gerade in Längstälern die schneedeckenmindernden Auswirkungen einer geringeren Niederschlagspende teilweise kompensieren.

1.10 Hygroklimatische Gliederung Deutschlands

Hygroklimate basieren auf dem klimatischen Wasserhaushalt. Dieser wird definiert als Differenz zwischen dem durchschnittlichen Niederschlag und der durchschnittlichen potentiellen (Land-)Verdunstung in einem gegebenen Zeitraum (Jahresabschnitt oder Jahr).

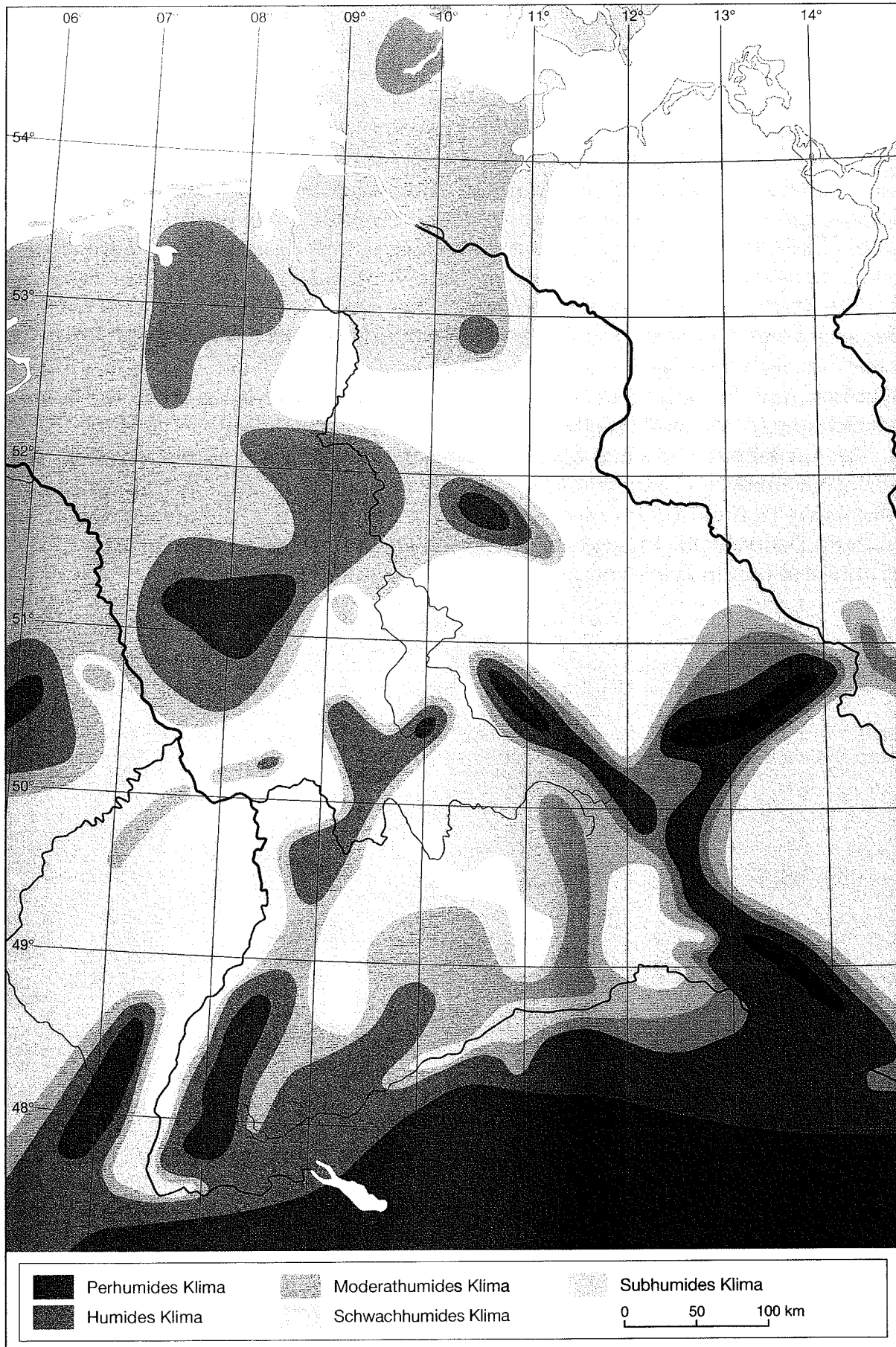
Von den beiden Eingangsgrößen liegt nur der Niederschlag als Messwert vor. Die potentielle Landverdunstung als Verdunstung einer gegebenen Landoberfläche von bestimmter (räumlich variabler) Beschaffenheit bei unbegrenzter Wasserverfügbarkeit muss nach geeigneten Verfahren näherungsweise errechnet werden.

Mit Hilfe des gut begründeten und quantitativ bewährten, in einigen Punkten allerdings modifizierten Verfahrens nach PENMAN (1948, 1956) haben HENNING & HENNING (1977) zunächst Monats- und Jahreswerte der durchschnittlichen potentiellen Landverdunstung für rund 250 Stationen Deutschlands überwiegend aus dem Bezugszeitraum 1951–1965 ermittelt; zur angewendeten rechnerischen Verfahrensweise siehe zum Beispiel HENNING & HENNING (1984). Durch monatsweise Differenzbildung zur Durchschnittssumme des Niederschlags konnte dann u. a. die mittlere Anzahl der Monate mit klimatologischem Wasserdefizit für das genutzte Stationsnetz bestimmt und durch entsprechende Isarithmen kartographisch niedergelegt werden (HENNING & HENNING 1977).

Klimatyp	Anzahl der Monate mit klimatologischem Wasserdefizit
perhumid	0
humid	1–3
moderathumid	4
schwachhumid	5
subhumid	≥6

Tab. 1.65:
Hygroklimatypen Deutschlands

►
Abb. 1.18: Geographische Anordnung der Hygroklimate Deutschlands (Gliederungsversuch auf der Grundlage einer Karte von HENNING & HENNING 1977 über die mittlere Anzahl der Monate mit klimatologischem Wasserdefizit; geringfügige Ergänzungen nach HENNING & HENNING 1984)



Auf der Grundlage der genannten Karte lässt sich nun Deutschland in durchaus befriedigender Weise hygroklimatisch gliedern (Abb. 1.18), wenn man fünf Hygroklimatypen gemäß Tabelle 1.65 definiert.

Man sieht, dass sich humides und perhumides Klima in der Hauptsache auf die niederschlagsreichen Gebirge erstrecken und nur im Alpenvorland und in einigen Gebieten des westlichen Norddeutschen Tieflandes größere Gebiete auch außerhalb ausgesprochener Gebirgsbereiche einem humiden Klima zuzuordnen sind. Gemäßigt humid oder gar schwach humid sind weite Räume des westlichen Norddeutschen Tieflandes, des süddeutschen Stufenlandes (mit Ausnahme der gut befeuchteten Schwäbischen Alb), aber auch manche Bergländer, wie das Pfälzer Bergland und die südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges. Ganz bemerkenswert ist der sehr ausgedehnte subhumide Bereich mit mindestens 6 wasserdefizitären Monaten im östlichen Norddeutschen Tiefland, aber auch jener im randgebirgsge säumten und deshalb niederschlagsbenachteiligten Oberrheingraben und dessen Fortsetzung in der südlichen Hessischen Senke.

Der im klimatologischen Sinne wasserdefizitäre Jahresabschnitt erstreckt sich vor allem über den nettostrahlungsreichen Sommer und kann sich im nordwestdeutschen Tiefland in das hier relativ niederschlagsarme Frühjahr ausweiten, im übrigen Deutschland hingegen gleichermaßen in das späte Frühjahr und in den Frühherbst hinein ausdehnen.