

TERRESTRISCHE EINFLÜSSE AUF DAS  
ATMOSPHERISCHE DRUCKFELD ÜBER EUROPA

Ein Beitrag zur dynamischen Klimatologie

Mit 24 Abbildungen und 15 Tabellen

W. DAMMANN

*Terrestrial influences on the atmospheric pressure system of Europe; a contribution to dynamic climatology*

*Summary:* The terrestrial influences on the atmospheric pressure field are well known from climatic maps in atlases and climatological textbooks as deformations of the global belts of pressure and wind owing to the uneven distribution of land and sea. They are in this paper mainly investigated in relation to the pressure fields of certain European types of weather summarised in models based on three years of records. The importance of the types: anticyclonic south-east conditions, cyclonic west conditions, central high pressure conditions and one kind of transitional conditions as regards weather and climate is illustrated on examples. In this context the problem of the European „monsoon“ is looked at under a new aspect and the case of the land-sea wind circulation is discussed. In doing so it is demonstrated that the use of models can lead to noteworthy climatological results and is suitable to relate the non-periodicities of the course of the weather to a meaningful climatological system.

Bei den terrestrischen Einflüssen auf das Druckfeld der Atmosphäre hat man gewöhnlich die Deformation der planetarischen Druck- und Windgürtel vor Augen, die durch die ungleiche Erwärmung von Festland und Meer im Winter und Sommer entsteht. Jeder Schulatlas bringt sie an Hand von Karten der Druck- und Windverteilung von Januar und Juli zur Darstellung. Sie sind die Ursache monsunartiger Strömungen im Bodenwindfeld, die im Sommer landeinwärts gerichtet sind und im Winter eine ablandige Tendenz haben. R. SCHERHAG<sup>1)</sup> faßte diese Erscheinung in folgender Tabelle zusammen:

Prozentuale Häufigkeit der Windrichtungen im eurasiatischen Monsunbereich

Ost	Breite	Länge	Windrichtungen	Januar	Juli
Bombay	19°N	73°E	SE+S+SW+W	9	88
Kalkutta	23°N	88°E	E+SE+S+SW	24	89
Aparri (Philippinen)	18°N	122°E	SE+S+SW+W	23	66
Wladiwostok	43°N	132°E	E+SE+S+SW	2	86
Bulun	71°N	127°E	NW+N+NE+E	12	65
Kola	69°N	33°E	NW+N+NE+E	15	66
Berlin	52°N	13°E	W+NW+N+NE	43	64

Man erkennt daran, daß monsunartige Strömungen nicht allein auf die tropischen Breiten beschränkt sind, sondern sogar noch in polaren

<sup>1)</sup> R. SCHERHAG: „Einführung in die Klimatologie“, Tabelle 9, S. 68, Braunschweig 1960.

Breiten auftreten. Allerdings sind die Häufigkeitsunterschiede bei den Monsun-Windrichtungen zwischen Januar und Juli beispielsweise in Berlin relativ gering. Es ist daher verständlich, daß das Erscheinen der bekannten Arbeit von G. ROEDIGER über den „Europäischen Monsun“<sup>2)</sup> im Jahre 1929 eine Diskussion darüber auslöste, ob die Anwendung des Begriffes „Monsun“ in unseren Breiten überhaupt berechtigt sei. Ganz entschieden wandte sich V. CONRAD<sup>3)</sup> dagegen und begründete dies damit, daß in Europa ein so grundlegender jahreszeitlicher Witterungswechsel, wie er beispielsweise in Indien und Ostasien mit dem Übergang vom Winter- zum Sommermonsun vor sich geht, vollkommen fehle. Es sind, wie V. CONRAD sagte, die „grundverschiedenen konservativen Eigenschaften der winterlichen und sommerlichen Luftkörper“, deren Wechsel den Monsun ausmacht. Da in Mitteleuropa das ganze Jahr überwiegend ozeanisches Windregime herrscht, kann ein solcher halbjährlicher Witterungswechsel folglich nicht eintreten.

Allerdings ist der von V. CONRAD als wesentliches Kriterium geforderte „grundlegende Witterungswechsel“ auch in Indien nicht allein auf terrestrische Einflüsse zurückzuführen, sondern wird wesentlich, wenn nicht ausschlaggebend, durch die jahreszeitliche Verlagerung der planetarischen Druck- und Windgürtel mitbestimmt, worauf H. FLOHN<sup>4)</sup> aufmerksam machte. Definiert man den Monsun unabhängig von den Witterungserscheinungen als eine Ausgleichsströmung zwischen Festland und Meer, dann ist jedenfalls der indische Monsun kein ganz „echter“ Monsun. Eine Ausgleichsströmung zwischen Festland und Meer gibt es andererseits aber auch in Europa, nur daß sie sich hier in ein und demselben Witterungsregime abspielt. Man könnte sogar der Meinung sein, daß nur eine Ausgleichsströmung in ein und demselben Witterungsregime den „wahren“ Mon-

<sup>2)</sup> G. ROEDIGER: „Der europäische Monsun“. Veröff. Geoph. Inst. Leipzig 4, 3 (1929).

<sup>3)</sup> V. CONRAD: „Zur Definition des Monsuns“. Met. Z. 1937, S. 313—317.

<sup>4)</sup> H. FLOHN: „Der indische Sommermonsun als Glied der planetarischen Zirkulation der Atmosphäre“. Ber. d. Dt. Wetterdienstes Bd. 4, Nr. 22, 1956.

sun verkörpert, weil er nicht (wie in Indien) durch die Verlagerung planetarischer Windgürtel verfälscht wird. Allerdings hat es der europäische Monsun, vor allem da Europa am Westrand des europäisch-asiatischen Kontinentes liegt, besonders schwer, sich gegen die vorherrschende Westdrift durchzusetzen. Das gelingt nur zeitweise bei dafür besonders günstigen Wetterlagen, die man infolgedessen als „Monsun-Wetterlagen“ bezeichnet, und dabei sind dann für eine Zeitlang auch die von V. CONRAD geforderten luftmassen- und witterungsmäßigen Bedingungen erfüllt.

Monsunwetterlagen in diesem Sinne sind bekanntlich die Nordwestlagen, die maritim-polare Kaltluft in das warme Festland einströmen lassen, und im Winter die Ostlagen, bei denen umgekehrt kalte Festlandluft aus einem kontinentalen Hoch heraus meерwärts befördert wird. Mit ihren

Jahreszeit	AS	ZW	H
Winter	60 Tage = 31 % *	136 Tage = 25 %	75 Tage = 22 %
Frühjahr	47 Tage = 25 %	146 Tage = 26 %	83 Tage = 23 %
Sommer	44 Tage = 23 %	150 Tage = 27 % *	82 Tage = 23 %
Herbst	41 Tage = 21 %	121 Tage = 22 %	111 Tage = 32 % *
Jahr	192 Tage = 100 %	553 Tage = 100 %	351 Tage = 100 %

\* = Maximalwerte

Daraus ersieht man, daß die „Wintermonsunlage“ (AS) im Winter immerhin am häufigsten ist, die „Sommermonsunlage“ (ZW) im Sommer und die zentrale Hochlage (H), ein charakteristischer Teil unseres Herbstwetters („Altweibersommer“), im Herbst. Jedoch bleibt das Gewicht der zyklonalen Westlagen erdrückend, insbesondere in ihrem gesamten jährlichen Anteil. Die ganze Gruppeneinteilung erhält aber ein etwas anderes Gesicht, wenn man die mittleren Andauerzeiten der Wettertypen errechnet:

Jahreszeit	AS	ZW	H
Winter	6.7 Tage	4.0 Tage	2.3 Tage
Frühjahr	3.1 Tage	4.2 Tage	2.8 Tage
Sommer	2.9 Tage	4.2 Tage	2.3 Tage
Herbst	4.6 Tage	3.5 Tage	2.8 Tage
Jahr	4.0 Tage	4.0 Tage	2.6 Tage

Hier zeigt sich, daß z. B. die antizyklonale Südostlage, wenn sie bei uns auftritt, im Winter im Mittel 6,7 Tage anhält, im Sommer dagegen weniger als die halbe Zeit, nämlich nur 2,9 Tage! Der Sommer ist diesem Wettertyp, der seinem Wesen nach eine Wintermonsunlage ist, offenbar nicht günstig. Andererseits haben die zyklonalen Westlagen im Frühjahr und Sommer ihre längste Dauer, doch sind die jahreszeitlichen Unterschiede hier bedeutend kleiner als bei den antizyklonalen Süd-

synoptischen Voraussetzungen hat sich mehrfach H. SEILKOPF befaßt<sup>5)</sup>. Aber diese Druck- und Strömungsfelder treten leider nicht nur in den ihnen „gemäßen“, sondern auch in den entgegengesetzten Jahreshälften auf: die antizyklonale Ostlage nicht nur im Winter, sondern auch im Sommer, und daß Nordwestlagen in allen Jahreszeiten vorkommen, ist ohnehin ein charakteristischer Wesenszug unseres Klimas. Wenn man jedoch einmal alle vorkommenden Wettertypen Mitteleuropas grob vereinfachend in drei Gruppen einordnet:

1. antizyklonale Ost- und Südostlagen (AS),
  2. zyklonale West- und Nordwestlagen (ZW),
  3. zentrale Hochlagen (H),
- dann erhält man (hier für den Zeitraum 1936 bis 1938) folgende Häufigkeitsverteilung:

ostlagen, was mit ihrem erwähnten Übergewicht zusammenhängt. Die Neigung der Ostlagen, besonders hartnäckig zu sein, zeigt sich auch bei der Häufigkeit bestimmter Andauerzeiten:

Dauer	AS	ZW	H
1— 2 Tage	19 %	17 %	34 %
3— 5 Tage	29 %	30 %	45 % *
6—10 Tage	18 %	34 % *	17 %
über 10 Tage	34 % *	19 %	4 %
Summe	100 %	100 %	100 %
Bezugsmenge	192 Tage	553 Tage	351 Tage

\* = Maximalwerte

Danach liegt das Häufigkeitsmaximum bei den AS bei mehr als 10 Tagen Dauer, bei den ZW bei 6 bis 10 Tagen, bei den H bei 3 bis 5 Tagen Dauer. Die längste AS-Periode, die im Zeitraum 1936—1938 überhaupt vorkam, währte 22 Tage; es war die bekannte hartnäckige Ostwindperiode vom 11. Januar bis 1. Februar 1937, die neben strenger Kälte auch außergewöhnlich niedrige Wasserstände an der Nordseeküste und in der Unterelbe mit sich brachte. Zentrale Hochlagen von mehr als zehntägiger Dauer sind dagegen außerordentlich selten, auch die zyklonalen Westlagen haben ihr Häufigkeitsmaximum bei geringeren Dauern.

Die drei vorstehenden Häufigkeitsverteilungen zeigen also, daß sich trotz des unperiodischen Witterungsgeschehens unserer Breiten doch einzelne „monsunale“ Züge herauschälen, denen zufolge nicht nur das Vorkommen der Monsunwettertypen in der ihnen gemäßen Jahreszeit einen gewissen Vorrang erhält, sondern auch ihre Andauer-

<sup>5)</sup> H. SEILKOPF: „Spezielle Großzirkulation und Witterung“. Annalen der Meteorologie, Bd. 1 (1948) S. 312—326.

H. SEILKOPF: „Modelle der atmosphärischen Großzirkulation“. Ber. d. Dt. Wetterdienstes i. d. US-Zone, Nr. 35 (1952), S. 68—71.

zeit beeinflusst wird. Es erhebt sich nun die Frage, ob nicht bei jedem der drei Wassertypen auch das Druckfeld selbst jahreszeitlichen Veränderungen unterliegt. Zu vermuten ist dies, weil sich die thermischen Bedingungen des Ozeans und des Kontinentes und die daraus hervorquellenden Luftmassen zwischen den Jahreszeiten doch immerhin grundlegend verändern.

Hierzu wurden zunächst die mittleren Druck- und Strömungsfelder der drei Wassertypen AS, ZW und H dargestellt, d. h., es wurden jeweils die gleichartigen Wassertypen zu „Modellen“ zusammengefaßt (Abb. 1, 2 und 5). Sie sind hier als Häufigkeitsverteilungen behandelt, indem fünfgliedrigweise die prozentische Häufigkeit eines Luftdrucks von höchstens 1000 mb einerseits und von mindestens 1020 mb andererseits nach täglichen Wetterkarten<sup>6</sup> ermittelt wurde. Die in den Abbildungen vorhandenen Linien sind daher nicht Isobaren, sondern Linien gleicher Häufigkeit, die somit auch ein Urteil darüber ermöglichen, wie oft in dem angegebenen Zeitraum z. B. bei Island tiefer Druck unter 1000 mb tatsächlich vorgekommen ist. Dieses Häufigkeitsverfahren zur Darstellung von Druckfeldern wurde vom Verfasser bereits früher angewandt<sup>7</sup>. In den genannten Abbildungen ist auch die Höhenlage der 500-mb-Fläche (punktiert) mit eingetragen, entsprechend entworfen aus den prozentischen Häufigkeiten der Höhe von weniger als 540 und von mehr als 560 geopotentiellen Dekametern.

Abbildung 1 enthält das mittlere Druckfeld der antizyklonalen Südostlagen (AS), das typische Bild der europäischen Wintermonsunlage, bei der flache Kaltluft keilförmig aus einem umfangreichen Festlandshoch nach Westen strömt. Darüber herrschen entsprechend der Höhendruckverteilung südwestliche Winde. Es ist ein Jahresmittel aus 192 Fällen, wovon 101 auf das Winterhalbjahr und 91 auf das Sommerhalbjahr entfallen. Zeichnet man für die beiden Halbjahre die Abweichungen der Druckverteilung vom Jahresmittel, so ergeben sich die Abbildungen 1a und 1b. Sie zeigen, daß sich innerhalb ein und desselben Wassertypus AS zwischen Winter und Sommer tatsächlich eine „monsunale“ Druckschwankung vollzieht, wobei über dem Festlande der Druck im Winter höher und im Sommer niedriger, umgekehrt über dem Atlantik der Druck im Winter niedriger und im Sommer höher ist. Das bedeutet, daß das im Bodenniveau bei den AS über dem Festlande liegende Hoch im

Winter etwas verstärkt und im Sommer etwas abgeschwächt ist. Ebenso ist das atlantische Tief im Winter stärker und im Sommer schwächer, ein Umstand, der auch bei der Wettervorhersage Beachtung verdient. Jedenfalls wird verständlich, daß — wie im vorhergehenden festgestellt — die AS im Winter hartnäckiger und von längerer Dauer sind als im Sommer, was man dem Druckfeld selbst nicht ohne weiteres ansieht.

Die Ursache dieser „monsunalen“ Druckunterschiede innerhalb ein und desselben Wassertyps sind selbstverständlich die unterschiedlichen thermischen Bedingungen. Die mittlere Temperaturschichtung der unteren Troposphäre im Winter, Frühjahr, Sommer und Herbst geht aus Tabelle 1 hervor.

Tabelle 1: Mittlere vertikale Temperaturschichtung (in C°) in Hamburg bei antizyklonalen Südostlagen, 1936—1938.

Höhenstufen	Winter		Frühjahr	
	morgens	nachm.	morgens	nachm.
Erdboden	— 3.4	— 1.2	8.2	14.3
200 m	— 3.8	— 2.3*	8.5	13.1
500 m	— 2.2	— 1.8	9.3	11.5
1000 m	— 0.2	— 0.7	8.2	9.0
2000 m	— 3.4	— 3.4	2.4	3.7*
3000 m	— 8.8	— 8.6	— 3.2	— 2.7
4000 m	—15.3	—15.2	— 9.8	— 9.3
5000 m	—22.3	—21.7	—16.8	—16.3

Höhenstufen	Sommer		Herbst	
	morgens	nachm.	morgens	nachm.
Erdboden	16.3	26.3	8.2	14.7
200 m	17.7	24.9	9.8	13.7*
500 m	19.4	22.5	12.4	12.5
1000 m	16.6	18.1	10.7	11.1
2000 m	9.5	10.3*	6.2	6.9
3000 m	3.8	4.0	1.0	1.3
4000 m	— 2.5	— 1.7	— 5.1	— 4.6
5000 m	— 8.4	— 8.1	—11.4	—11.4

\* Ungefähre Obergrenze der Tagesschwankung der Temperatur.

Die Schichtung läßt bei den AS in allen Jahreszeiten zum Morgentermin am Boden Kaltluft erkennen, die durch eine kräftige Inversion von der in der Höhe befindlichen wärmeren Luft getrennt ist. Das ist von wesentlicher Bedeutung. Die Obergrenze dieser Inversion liegt im Winter bei 1000 m, in den übrigen Jahreszeiten bei etwa 500 m. Aber während in den wärmeren Jahreszeiten die Inversion durch die Tageserwärmung bis zum Nachmittag vollständig aufgelöst wird, bleibt sie im Winter den ganzen Tag über erhalten. Außerdem handelt es sich im Winter nicht um eine Bodeninversion, sondern um eine „Höhen“-Inversion, deren Untergrenze bei etwa 200 m liegt. Bis zu dieser Grenze nimmt die Temperatur vom Boden zunächst noch ab, erst dann tritt die Temperaturumkehr ein. Man kann daraus schließen, daß es sich im Winter vornehmlich um advektive Kaltluft handelt, die in rascher Bewegung nach Westen begriffen ist, während in den übrigen Jah-

<sup>6</sup>) *Täglicher Wetterbericht der Deutschen Seewarte*, Jg. 1936—1938.

<sup>7</sup>) W. DAMMANN: „Die Windverhältnisse im Rhein-Main-Gebiet“ ... *Erdkunde* Bd. XIV, S. 10—29, 1960.



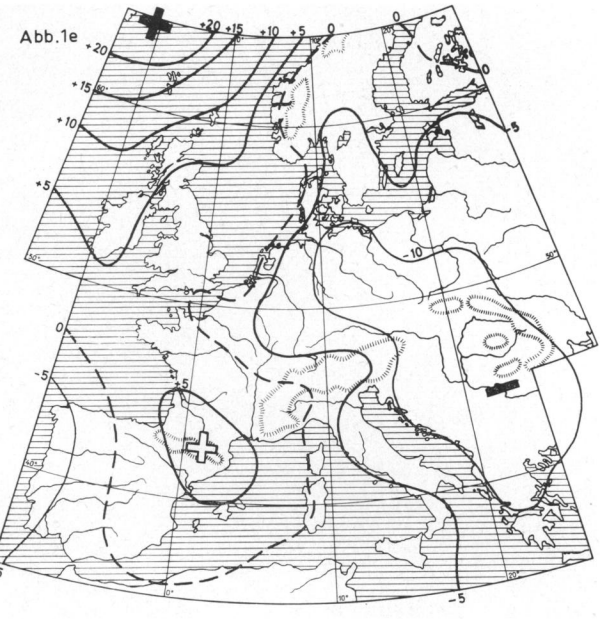
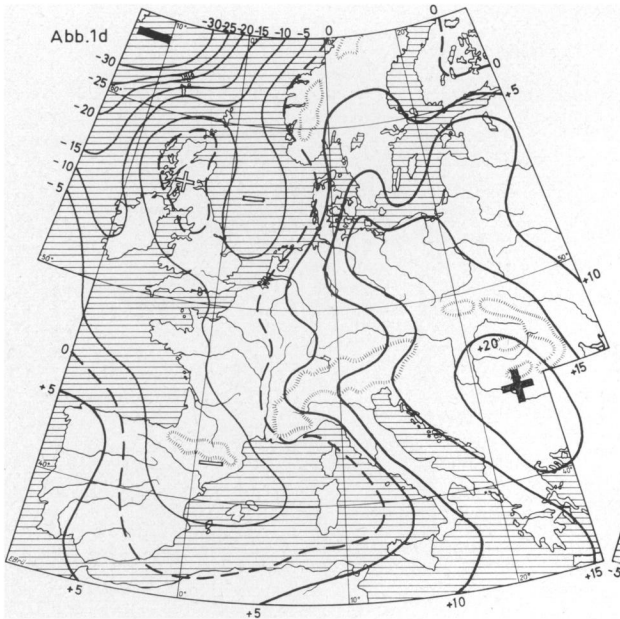


Abb. 1d: Winterhalbjahr Ü, Abweichung vom Jahresdurchschnitt in Abb. 1c (33 Fälle) 1936—1938 Bodendruckfeld

Abb. 1e: Sommerhalbjahr Ü, Abweichung vom Jahresdurchschnitt in Abb. 1c (53 Fälle) 1936—1938 Bodendruckfeld

Wettertypen ZW und H einen ganz ungewöhnlichen Tagesgang der Windstärke aufweist, nämlich ein Minimum zur Zeit der stärksten Erwärmung am Tage und ein Maximum abends. Normalerweise ist es genau umgekehrt. Die abweichenden Verhältnisse bei den AS gehen aus folgender Zusammenstellung hervor: Mittlere Windstärke (Beaufort) von vier norddeutschen Stationen.

Wettertyp	7 <sup>00</sup> h	14 <sup>00</sup> h	21 <sup>00</sup> h	Tagesmittel
AS	2.3	2.1	2.8	2.4
ZW	2.5	3.1	2.1	2.6
H	1.9	2.6	1.7	2.1

Deutlicher kommt das eigenartige Verhalten der AS noch bei der Häufigkeit von Windstillen zum Ausdruck:

Mittlerer Anteil von Windstillen (in % aller Windbeobachtungen) bei vier norddeutschen Stationen.

Wettertyp	Winterhalbjahr			Sommerhalbjahr		
	7 <sup>00</sup> h	14 <sup>00</sup> h	21 <sup>00</sup> h	7 <sup>00</sup> h	14 <sup>00</sup> h	21 <sup>00</sup> h
AS	3.0	7.1	1.3	4.7	12.4	0.5
ZW	3.5	1.2	7.0	4.0	1.1	15.3
H	8.3	1.9	14.4	7.0	0.9	16.8

Ganz abweichend vom normalen Gang tritt bei den antizyklonalen Südostlagen also die größte Anzahl der Windstillen um 14 Uhr auf, nicht nur im Winter, sondern auch im Sommer; im Sommer fehlt die abendliche Luftruhe sogar am meisten.

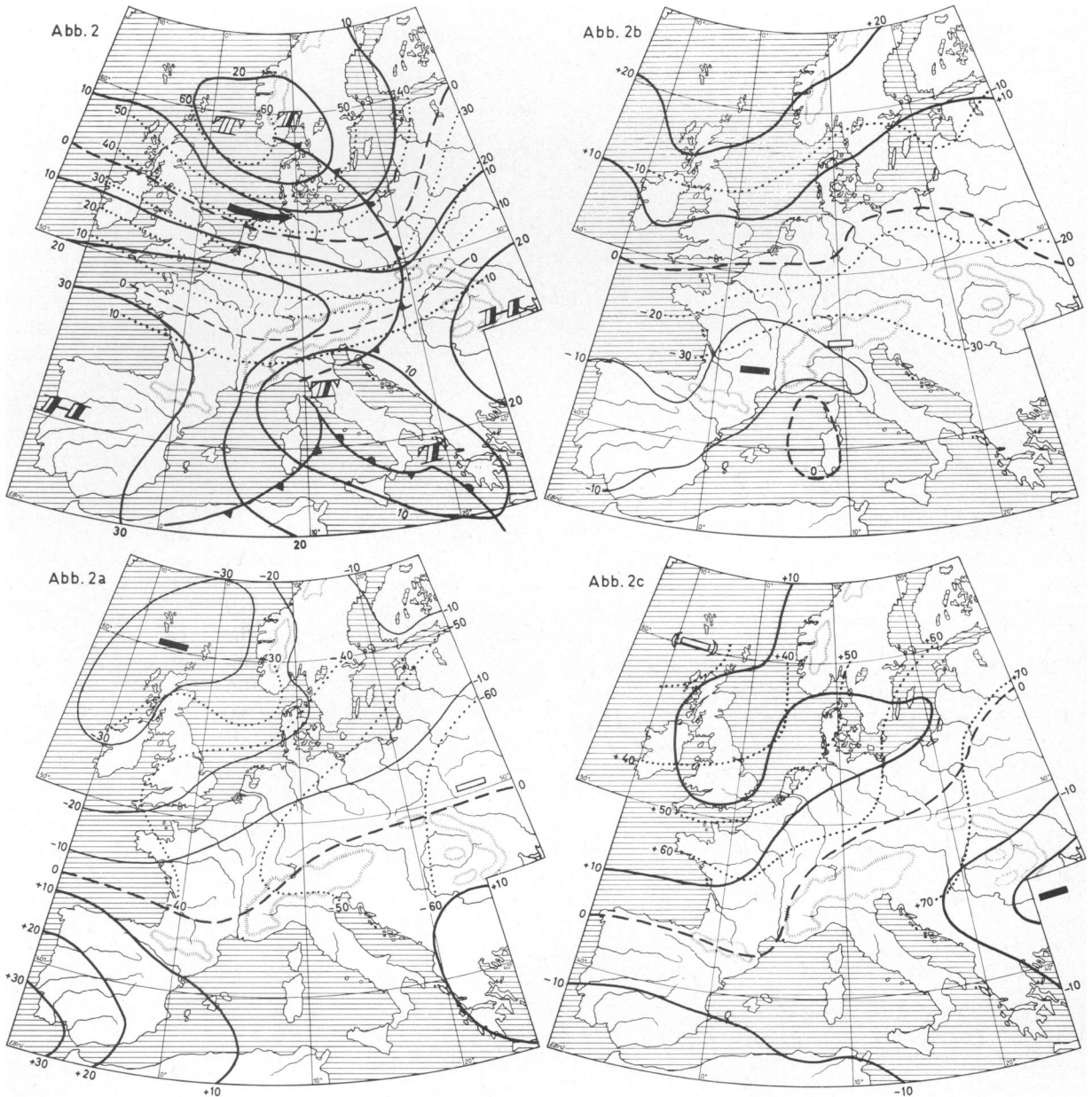
Die Ursache für dieses gänzlich abweichende Verhalten der AS ist die Abschwächung des Druck-

gradienten vom Festland zum Meer um die Mittagszeit. Das bedeutet, daß ebenso wie sich zwischen Winter und Sommer (Abb. 1a und 1b) eine jahresperiodische Druckschwankung einstellt, sich auch zwischen Nacht und Tag eine Druckschwankung bemerkbar macht, die in der ungleichen Erwärmung von Festland und Meer ihre Ursache hat. Sie läßt sich direkt nachweisen (Tab. 2).

Tabelle 2: Mittlere Temperatur- und Druckverhältnisse in Deutschland bei antizyklonalen Südostlagen (AS) im Winter, 1936—1938 (60 Fälle).

	a) Mittel von 20 Landstationen	b) Mittel von 10 Küstenstationen	Differenz a) minus b)
I. Temperatur			
8 <sup>00</sup> h	-2.6°	-2.0°	-0,6° C
14 <sup>00</sup> h	+0.8°	-0.6°	+1,4° C
Temperaturänderung	+3.4°	+1.4°	
II. Luftdruck			
8 <sup>00</sup> h	1014.5 mb	1015.4 mb	-0.9 mb
14 <sup>00</sup> h	1013.7 mb	1015.1 mb	-1.4 mb
Druckänderung	-0.8 mb	-0.3 mb	

Schon an der Küste bleibt hiernach der Tagesanstieg der Temperatur gegenüber dem Binnenland zurück und entsprechend auch der gleichzeitig mit der Tageserwärmung eintretende Druckfall, was zu einer Umkehrung des Temperaturgefälles und zu einer Abschwächung des bei den AS vom Festland zum Meer gerichteten Druckgefälles führt.



*Abb. 2:* Boden- und Höhendruckfeld der zyklonalen Westlage ZW  
(553 Fälle) 1936—1938  
ausgezogen: Bodenniveau  
punktirt: 500 mb-Niveau

*Abb. 2b:* Frühjahr ZW, Abweichung vom Jahresdurchschnitt in Abb. 2  
(146 Fälle) 1936—1938  
ausgezogen: Bodenniveau  
punktirt: 500 mb-Niveau

*Abb. 2a:* Winter ZW, Abweichung vom Jahresdurchschnitt in Abb. 2  
(136 Fälle) 1936—1938  
ausgezogen: Bodenniveau  
punktirt: 500 mb-Niveau

*Abb. 2c:* Sommer ZW, Abweichung vom Jahresdurchschnitt in Abb. 2  
(150 Fälle) 1936—1938  
ausgezogen: Bodenniveau  
punktirt: 500 mb-Niveau

Dies Ergebnis steht im Einklang mit einer früheren Untersuchung des Verfassers<sup>8)</sup>, bei der sich zeigte, daß die Häufigkeit von Tiefdruckgebieten über Land und Wasser nicht nur eine jahreszeitliche, sondern auch eine tageszeitliche Abhängigkeit aufweist (Tab. 3).

Table 3: Relative Anzahl der Tiefdruckgebiete über Land und Wasser in Europa (in %).

a) Im Winter und Sommer			
	über Wasser	über Land	Summe
Winter	71 %	29 %	100 %
Sommer	59 %	41 %	100 %
jahreszeitliche Änderung	-12 %	+12 %	0 %
b) Im Juli morgens und nachmittags			
	über Wasser	über Land	Summe
8 <sup>00</sup> h	49 %	51 %	100 %
14 <sup>00</sup> h	34 %	66 %	100 %
tageszeitliche Änderung	-15 %	+15 %	0 %

Es ist verständlich, daß die jahres- und tageszeitlichen Druckschwankungen nicht nur in der Stärke der Strömungen, sondern auch in ihrer Richtung zum Ausdruck kommen müssen. Das zeigt die folgende Tabelle 4.

Table 4: Häufigkeit der Windrichtungen (in %) im Mittel von vier norddeutschen Stationen (Hamburg, Lüneburg, Kyritz, Berlin) bei antizyklonalen Südostlagen, 1036—1938.

Windrichtung	I. Jahreszeitliche Änderungen		
	a) Winter	b) Sommer	Differenz b) minus a)
NW+N+NE	10.9	26.6	+15.7
E+SE+S	82.7	60.6	-22.1
SW+W+C	6.4	12.8	+6.4
Summe	100.0	100.0	0.0

Windrichtung	II. Tageszeitliche Änderungen im Sommer		
	a) 7 <sup>00</sup> h	b) 14 <sup>00</sup> h	Differenz b) minus a)
NW+N+NE	25.3	30.0	+4.7
E+SE+S	65.6	50.2	-15.4
SW+W+C	9.1	19.8	+10.7
Summe	100.0	100.0	0.0

Die Windrichtungen aus dem südöstlichen Quadranten dominieren im Winter und um 7 Uhr stärker als im Sommer und um 14 Uhr; dagegen findet bei nördlichen Richtungen vom Winter zum Sommer und von 7 Uhr zu 14 Uhr eine Zunahme statt, das heißt: der Wind dreht zurück. Damit ist wiederum für die AS ein anomales Verhalten aufgezeigt, denn normalerweise dreht der Wind bei uns vom Winter zum Sommer und vom Morgen zum Nachmittag rechts. Die Abweichung erklärt sich aus der besonderen Drucksituation bei den AS und daraus, daß der Luftdruck über dem Festland im Sommer (und um 14 Uhr) relativ niedrig, im

Winter (und um 7 Uhr) aber relativ hoch ist, wie Abb. 1a und 1b bezeugen. Die Parallelität der jahres- und tageszeitlichen Veränderungen weisen aber eindeutig auf ihre thermisch-terrestrischen Ursachen hin.

Von besonderem Interesse werden die jahreszeitlichen Unterschiede aber bei einer Wettersituation, die die Ablösung der antizyklonalen Südostlage einleitet und schließlich zur zyklonalen Westlage (ZW) führt. Diese Übergangssituation (Ü) ist in Abb. 1c dargestellt. Sie zeigt das festländische Hoch im Vergleich zu Abb. 1 weit nach Osten zurückgedrängt, während über der Nordsee eine Zyklone erschienen ist, die ein Tiefausläufer über Ostdeutschland und Ungarn mit der stark aufgelebten Mittelmeerzyklone verbindet. Der Höhenhochkeil, der in Abb. 1 vom Mittelmeer über den Balkan und Polen nach Schweden reicht, ist weggeräumt und hat einem Höhentief Platz gemacht, dessen Zentrum über Schottland liegt und im späteren Verlauf weiter zur mittleren Nordsee zieht. Das charakterisiert die Übergangslage als einen Kaltlufteinbruch, der allerdings im Winter in den bodennahen Schichten „maskiert“ ist, weil er die noch kältere Festlandluft unterhalb der Inversion durch etwa wärmere maritime Luft ersetzt. In den höheren Schichten erfolgt eine Abkühlung. Da im Sommer das Meer kälter ist als das Festland, tritt die Maskierung in Bodennähe in der warmen Jahreszeit nicht auf. Aber auch hier ist die Abkühlung oberhalb der bodennahen Schicht am stärksten. So wird in jedem Fall die Temperaturschichtung gegenüber der vorhergehenden AS-Lage labilisiert, wie Tab. 5 zeigt.

Table 5: Mittlere vertikale Temperaturschichtung (in C°) in Hamburg bei antizyklonalen Südostlagen (AS) und Übergangslagen (Ü), 1936—1938, morgens

Höhenstufen	Winterhalbjahr			Sommerhalbjahr		
	AS	Ü	min. AS	AS	Ü	min. AS
Erdboden	1.4	4.2	+2.8	12.1	11.1	-1.0
200 m	1.8	4.5	+2.7	12.9	10.8	-2.1
500	3.9	3.8	-0.1	14.2	10.0	-4.2
1000 m	4.3	2.1	-2.2	12.3	8.0	-4.3
2000 m	0.8	-1.4	-2.2	5.8	2.6	-3.2
3000 m	-4.8	-5.7	-0.9	0.2	-3.1	-3.3
4000 m	-11.0	-11.8	-0.8	-6.3	-9.1	-2.8
5000 m	-17.4	-18.8	-1.4	-12.6	-15.3	-2.7

Am stärksten ist der Temperaturrückgang im Winter bei 1000 bis 2000 m, im Sommer bei 500 bis 1000 m, also jeweils an der Obergrenze der Inversion, die durch den Kaltlufteinbruch von Westen her zum Verschwinden gebracht wird. Aber der Vorgang ist im Sommer erfolgreicher und der Temperaturrückgang vor allem in größeren Höhen stärker ausgeprägt als im Winter. Darin zeigte sich der terrestrische Einfluß, der sich dem Witterungsgeschehen überlagert. Der Temperaturunterschied vom Boden bis 5000 m Höhe ist bei den Ü

<sup>8)</sup> W. DAMMANN: „Klimatologie der atmosphärischen Störungen über Europa“. Erdkunde Bd. XIV, S. 204—221, 1960.

im Winter 23,0°, im Sommer 26,4°; das heißt, daß die in Abb. 1c gezeichnete Okklusion im Sommer stärkeren Kaltfront-Charakter hat als im Winter. Dieser verschiedene Charakter der Front wird durch die Abbildungen 1d und 1e ausgezeichnet belegt. Sie zeigen, daß im Winter vor der Front eine positive und hinter der Front eine negative Druckabweichung gegenüber dem Jahresmittel (in Abb. 1c) besteht; im Sommer ist es gerade umgekehrt, der thermischen Situation entsprechend.

Dieser unterschiedliche Charakter der jahreszeitlichen Drucktendenzen ist auch für das Witterungsgeschehen nicht gleichgültig und kann für die Wettervorhersage eine gewisse Hilfe bedeuten. Klimatologisch bedeuten diese unterschiedlichen Drucktendenzen im Sommer das Sichdurchsetzen des Sommermonsuns gegenüber einer Strömungslage, die eigentlich im Sommer dem Klimaregime unserer Breiten widerspricht. Im Winter bedeuten sie die Zurückdrängung des Wintermonsuns zugunsten der zyklonalen Westdrift, die auch im Winter bei uns vorherrscht.

Die Vollendung der Umstellung spiegelt sich in der zyklonalen Westlage (ZW) wider, die in Abb. 2 dargestellt ist. Hier ist die volle Kongruenz des Boden- und Höhendruckfeldes erreicht und entsprechend die Kongruenz der Strömung, die in allen Höhen über unserem Gebiet westliche Winde aufweist. Bei der antizyklonalen Südostlage unterschied sich die Richtung der Boden- und Höhenwinde dagegen merklich (Abb. 1). Dafür fehlt bei der zyklonalen Westlage jegliche Andeutung von Inversion, wie aus Tabelle 6 (im Unterschied zu Tab. 1) hervorgeht.

Tabelle 6: Mittlere vertikale Temperaturschichtung (in C°) in Hamburg bei zyklonalen Westlagen, 1936—1938

Höhenstufen	Winter		Frühjahr	
	morgens	nachmittags	morgens	nachmittags
Erdboden	2.6	3.6	6.5	9.7
200 m	2.2	2.5	5.8	8.3
500 m	1.0	0.8	4.8	6.3
1000 m	-1.7	-1.8	2.3	3.2
2000 m	-6.9	-7.1	-3.3	-2.5
3000 m	-12.9	-12.7	-9.7	-8.0
4000 m	-19.7	-19.2	-15.2	-14.0
5000 m	-26.7	-26.1	-21.3	-20.2

Höhenstufen	Sommer		Herbst	
	morgens	nachmittags	morgens	nachmittags
Erdboden	14.3	17.5	8.5	10.9
200 m	13.4	16.1	8.3	9.7
500 m	12.0	13.9	7.3	7.8
1000 m	9.4	10.3	4.7	4.6
2000 m	3.8	4.2	-0.7	-0.7
3000 m	-1.6	-0.8	-6.0	-6.1
4000 m	-7.1	-6.5	-11.9	-12.1
5000 m	-13.0	-12.4	-18.1	-18.3

Der unterschiedliche Charakter der zyklonalen Westlage gegenüber der antizyklonalen Südostlage kommt abgesehen von der Instabilität (Feucht-

labilität) der Schichtung vor allem in der Tagesschwankung der Temperatur zum Ausdruck, die bei den ZW klein ist. Andererseits reicht sie aber viel höher hinauf, im Frühjahr und Sommer bis zum Gipfel des Aufstiegs. Dies steht bekanntlich in einem sehr engen physikalischen Zusammenhang: je mächtiger die Luftschicht ist, die in die Tagesschwankung der Temperatur einbezogen wird, desto mehr Wärme wird verbraucht und desto schwächer ist der nachmittägliche Temperaturanstieg in Bodennähe. Stabile Schichtung dagegen fördert die Erwärmung der bodennahen Schicht, wie aus folgendem Vergleich hervorgeht (Tab. 7).

Tabelle 7: Temperaturunterschied (in C°) zwischen morgens und nachmittags in Bodennähe bei antizyklonalen Südostlagen (AS) und zyklonalen Westlagen (ZW) in Hamburg nach Tabelle 1 und 6

Wettertyp	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
AS	2.2	6.1	10.0	6.5	5.9
ZW	1.0	3.2	3.2	2.4	3.0

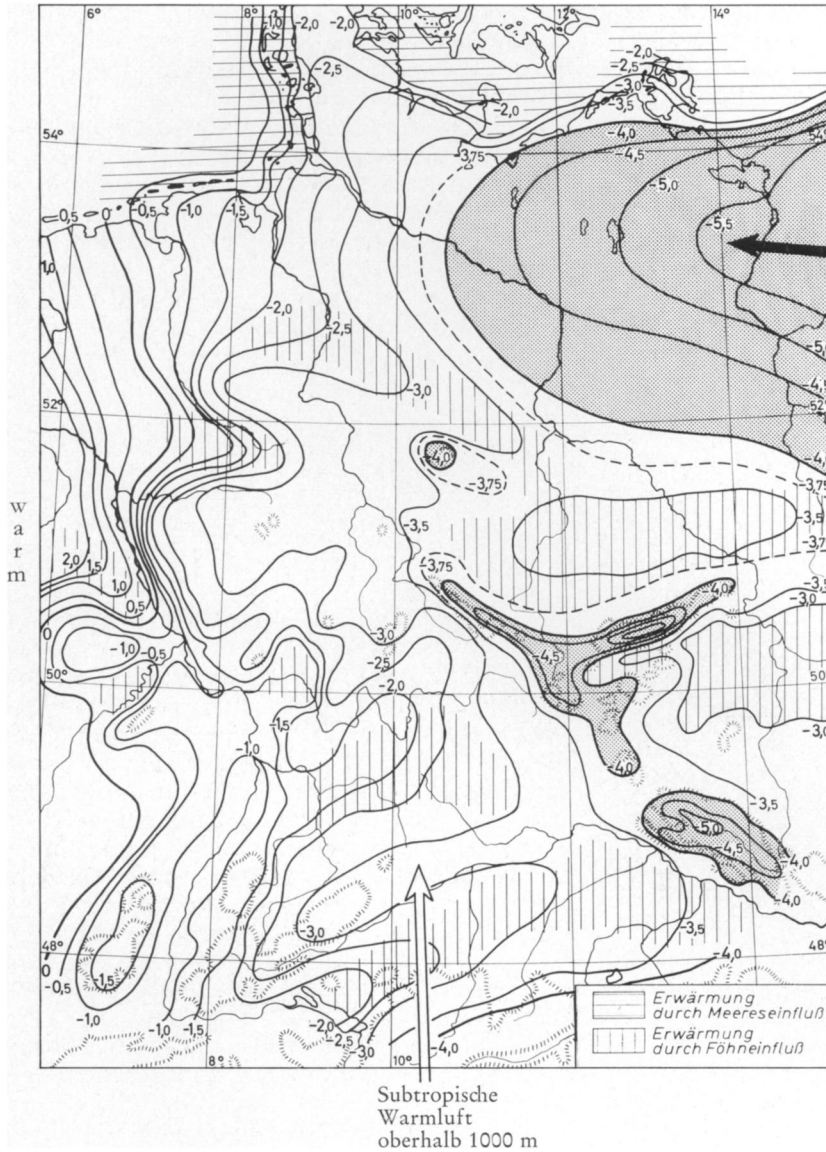
Daß es bei Kaltlufteinbrüchen im Sommer so kühl ist, liegt nicht allein an dem Kaltluftcharakter der Luft an sich, sondern ebenso sehr an ihrer instabilen Schichtung, die den nachmittäglichen Temperaturanstieg hemmt. Sie behindert gleichzeitig die Wasserdampfanreicherung in der bodennahen Luft und ist die Ursache für das nachmittägliche Wasserdampfminimum, das für die Tagesperiode des Dampfdruckes in unserem Klima kennzeichnend ist. Bei stabilen Schichtungen dagegen erreicht es nachmittags ein Maximum, wie der Verfasser kürzlich nachweisen konnte<sup>9)</sup>. Die beiden Wettertypen AS und ZW sind daher mehr, als das Wetterkartenbild vermuten läßt, für unser Klima von grundlegender Bedeutung und stehen gewissermaßen gleichwertig neben der üblichen Betrachtung jahreszeitlicher Klimaeigentümlichkeiten.

Um dies noch deutlicher zu machen, wurden die Abbildungen 3 und 4 entworfen, die die mittlere Temperaturverteilung in Deutschland bei den antizyklonalen Südostlagen („Wintermonsun“) und bei zyklonalen Westlagen („Sommermonsun“) zeigen. Es sind jeweils 60 Fälle genommen. In unmittelbarem Zusammenhange damit steht die Temperaturschichtung in Tab. 1 und Tab. 6.

Bei der antizyklonalen Südostlage (Abb. 3) dringt flache kontinentale Kaltluft über dem norddeutschen Flachlande von Osten her vor und keilt nach Westen hin aus, wobei sie sich langsam erwärmt. Als Wärmespeicher tritt vor allem die

<sup>9)</sup> W. DAMMANN: „Die Schwüle als Klimafaktor“. Jahrbuch der Technischen Hochschule Hannover, 1960/62, Seite 214—222. W. DAMMANN: „Die Schwüle als Klimafaktor im Heidelberger Raum“. Festschrift zum XXXIV. Deutschen Geographentag vom 4. bis 7. Juni 1963 in Heidelberg, Seite 177—192.





Advektion flacher kontinentaler Kaltluft aus Osten, Boden bis etwa 1000 m. Erwärmung beim Vordringen nach Westen  
 Geringe Temperaturabnahme mit der Höhe im Mittelgebirge (Harz!)

Abb. 3: Mittlere Temperaturverteilung 8.00 Uhr  
 Antizyklonale Südostlage („Wintermonsun“)  
 1936—1938 (Winter)

Ostsee hervor. In der Höhe, oberhalb der Inversion, herrscht eine Strömung aus südlichen Richtungen, die auf den Nordseiten der Alpen und der Mittelgebirge eine föhnartige Erwärmung verursacht, kenntlich an den Ausbuchtungen der Isothermen jeweils im nördlichen Vorland der Gebirge, besonders deutlich im Thüringer Becken und nördlich des Harzes und Weserberglandes. Diese föhnartige Erwärmung setzt dem Vordringen der Kaltluft nach Süden eine natürliche, dynamisch bedingte Grenze, die oft tagelang stationär bleibt und dadurch der Wettervorhersage manchmal unverhoffte Schwierigkeiten bereitet. Sie ist auch im Luftdruckbild durch die Andeutung von Tiefdrucktrögen ausgeprägt, um so mehr, je stabiler die Temperaturschichtung ist. Auf der Nordseite

der Tröge wird das Vordringen der Kaltluft um so stärker angefacht; der Flachlandcharakter Norddeutschlands kommt dem entgegen. Diese dynamischen Gesichtspunkte sollten daher bei keiner klimatischen Betrachtung des norddeutschen Flachlandes fehlen.

Ganz anders ist die Temperaturverteilung bei der zyklonalen Westlage (Abb. 4). Abgesehen davon, daß in diesem Falle die Kaltluft von Westen kommt, ist das Kartenbild vor allem durch die starke Temperaturabnahme mit der Höhe geprägt (vgl. z. B. in Abb. 3 und 4 Harz und Schwarzwald!). Die Ursache ist die instabile Schichtung der Atmosphäre, die gleichzeitig föhnartige Erwärmungen auf den (jetzt östlichen) Leeseiten der Mittelgebirge kaum zum Ausdruck kommen läßt.

Advektion hochreichender polar-maritimer Kaltluft vom Atlantik. Erwärmung beim Vordringen nach Osten, vor allem tagsüber. Starke Temperaturabnahme mit der Höhe im Mittelgebirge (Harz!)

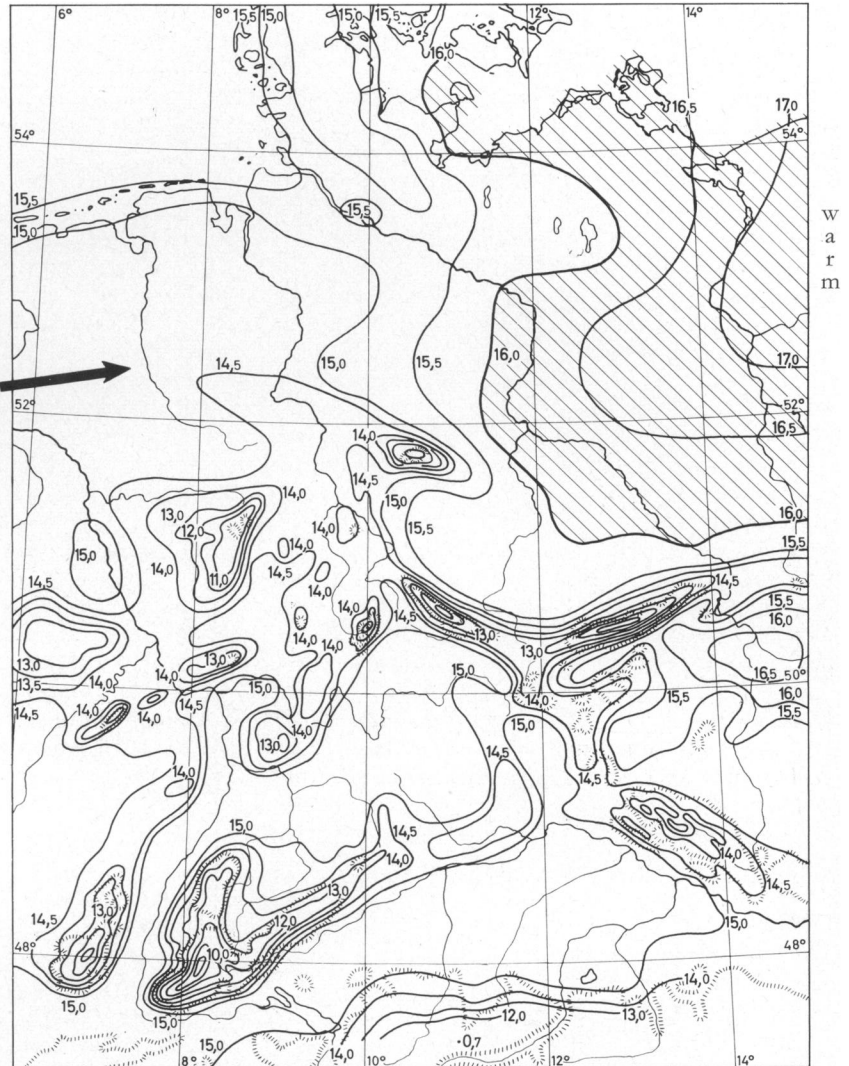


Abb. 4: Mittlere Temperaturverteilung 8.00 Uhr. Zyklonale Westlage („Sommermonsun“) 1936—1938 (Juli)

Denn die Luft ist schon in sich vertikal stark in Bewegung (Konvektion), sie braucht nicht erst zum Aufsteigen gezwungen zu werden, sondern gleitet sozusagen spielend über die Unebenheiten des Bodens hinweg. Es gibt daher auch keine leeseitigen Drucktröge. Die Folgen, die sich daraus für die Windverhältnisse im Mittelgebirge im Unterschied zu den stabil geschichteten Südostlagen ergeben, hat der Verfasser am Beispiel des Rhein-Main-Gebietes dargestellt<sup>7)</sup>.

Trotz des sehr labilen Verhaltens der zyklonalen Westluft ist die thermische Beeinflussung durch die Verteilung von Festland und Meer doch stark ausgeprägt. Würde man beispielsweise entsprechend Abb. 1a und 1b auch bei den zyklonalen Westlagen die jahreszeitlichen Abweichungen von dem Jahresmittel der Druckverteilung bilden, so

würde man ebenso wie bei den AS über dem Festland im Winter positive, im Sommer negative und über dem Meer jeweils die umgekehrten Anomalien erkennen, nur daß hier die Null-Linie zwischen kontinentalen und maritimen Druckabweichungen dem zyklonalen Charakter des Wettertyps entsprechend mehr im Binnenlande verläuft. Aber auch hier setzt sich die monsunale Druckschwankung durch — ein erstaunliches Ergebnis, wenn man sich vergegenwärtigt, daß die zyklonale Westlage das planetarische Witterungsregime unserer Breiten in seiner ausgeprägtesten Form verkörpert. Es ist also nicht einmal notwendig, zum Beleg der Monsunität unseres Klimas die typischen Monsunwetterlagen AS (Winter) und ZW (Sommer) einander gegenüberzustellen, sondern quer durch alle Witterungstypen hindurch, einschließ-

lich der noch zu behandelnden zentralen Hochlagen H, machen sich monsunale Drucktendenzen zwischen Festland und Meer geltend.

Zu dieser Druckschwankung gehört bekanntlich, daß sie in höheren Niveaus, z. B. im Niveau der 500-mb-Fläche, invers verläuft. Das erfordert auch die Monsunvorstellung, nach der die Monsonströmung des Bodenwindfeldes in der Höhe von einem „Antimonsun“ entgegengesetzter Strömungsrichtung überlagert wird. Allerdings ist der Antimonsun kaum jemals verwirklicht, weil sich Monsuntief im Bodenniveau und Monsunhoch in der Höhe gewöhnlich nicht decken, da in der Höhe mehr noch als im Bodenniveau die planetarische Zirkulationsform überwiegt. Typisch dafür ist der Vergleich der beiden Druckfelder im Boden- und 500-mb-Niveau in Abbildung 1. In Abbildung 2 kongruiert das Höhentief sogar fast völlig mit dem Bodentief. Bildet man die jahreszeitlichen Abweichungen für die Quartale Winter, Frühjahr, Sommer und Herbst (Abb. 2a bis 2d), so zeigt sich etwas Eigenartiges. Im Winter und Sommer fallen der Monsunvorstellung entsprechend die Druck-Anomalien entgegengesetzten Vorzeichens zusammen, in den Übergangsjahreszeiten haben sie dagegen unten und oben das gleiche Vorzeichen! Es ist, als ob die Anomalien rund um Mitteleuropa eine Ringwanderung auf entgegengesetzten Kurven vollführen, wobei sie im Winter und Sommer

einander diametral gegenüber liegen, im Frühjahr und Herbst dagegen zusammentreffen. In der 500-mb-Fläche bewegen sie sich im Sinne des Uhrzeigers, im Bodenniveau entgegen dem Uhrzeiger (Abb. 2e). Das Zusammentreffen der negativen Anomalien erfolgt im Frühjahr über Südeuropa, im Herbst über Nordeuropa. Mit dem Auseinanderücken beim Übergang vom Frühjahr zum Sommer und vom Herbst zum Winter verstärkt sich die Monsuntendenz über Europa mit der Wiederannäherung beim Übergang vom Winter zum Frühjahr und vom Sommer zum Herbst schwächt sie sich ab. Am weitesten voneinander entfernt liegen die Anomalien jeweils im Seegebiet nördlich Schottland bzw. über der südwestlichen Ukraine und dem Balkan. Von dem Zentrum Hamburg befinden sie sich dann in nordwestlicher bzw. südöstlicher Richtung. Es ist die Richtung, in der sich die thermische Kontinentalität des Klimas bei uns am stärksten ändert.

Den jahreszeitlichen terrestrischen Einflüssen auf das Druckfeld der Atmosphäre stehen die tageszeitlichen gegenüber. Es liegt in der Natur der Sache, daß die tageszeitlichen bei einer Situation wie der zyklonalen Westlage kaum zur Geltung kommen können, jedenfalls nicht zu einer Land-Seewind-Zirkulation führen. Daß solche Einflüsse aber vorhanden sind, zeigt Tabelle 8 (in Analogie zu Tabelle 2).

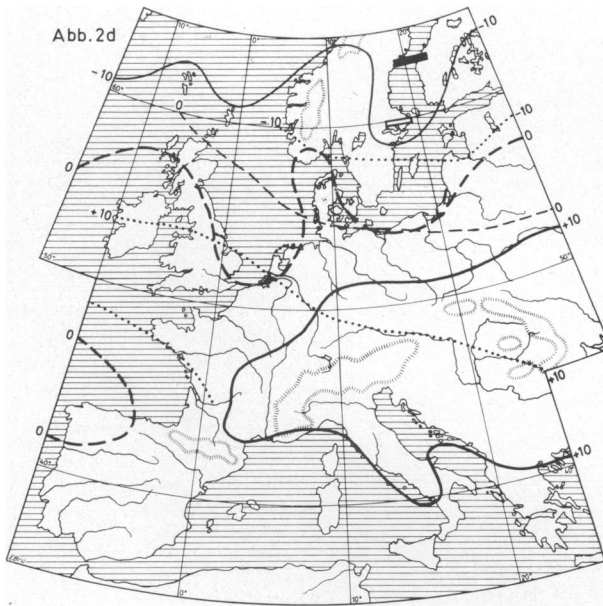


Abb. 2d: Herbst ZW, Abweichung vom Jahresdurchschnitt in Abb. 2 (121 Fälle) 1936—1938  
ausgezogen: Bodenniveau  
punktiert: 500 mb-Niveau

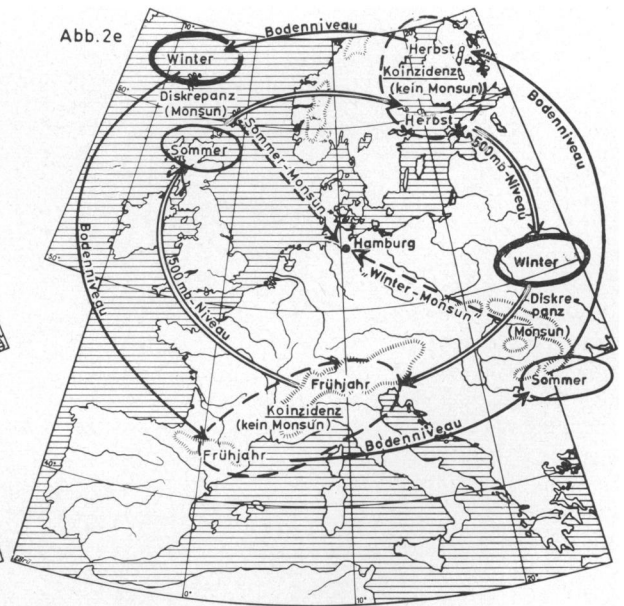


Abb. 2e: Jahreszirkel der negativen Druckabweichungen im Boden- und 500 mb-Niveau über Europa (nach Abb. 2a bis 2d) 1936—1938

Tabelle 8: Mittlere Temperatur- und Druckverhältnisse in Deutschland bei zyklonalen Westlagen im Sommer, 1936–1938 (60 Fälle)

	a) Mittel von 20 Landstationen	b) Mittel von 10 Küstenstationen	Differenz a) minus b)
<b>I. Temperatur</b>			
8 <sup>00</sup> h	+15.3°	+15.6°	−0.3°
14 <sup>00</sup> h	+19.3°	+17.9°	+1.4°
Temperaturänderung	+4.0°	+2.3°	
<b>II. Luftdruck</b>			
8 <sup>00</sup> h	1014.0 mb	1010.6 mb	+3.4 mb
14 <sup>00</sup> h	1013.6 mb	1011.1 mb	+2.5 mb
Druckänderung	−0.4 mb	+0.5 mb	

Hiernach entstehen tagesperiodisch die gleichen thermisch bedingten Druckanomalien wie zwischen Winter und Sommer: über Land am Tage Druckfall, an der Küste Druckanstieg, in der Nacht umgekehrt über Land Druckanstieg, an der Küste Druckfall. Diese Druckänderungen reichen jedoch nicht aus, um auch das Druckgefälle umzukehren. Dazu sind günstigere meteorologische Voraussetzungen erforderlich als bei der zyklonalen Westlage, und diese bietet nun die zentrale Hochlage.

Die mittlere jährliche Druckverteilung bei der zentralen Hochlage im Boden- und 500-mb-Niveau ist in Abb. 5 dargestellt. Das Bodenhoch bedeckt ganz Mitteleuropa und liegt mit seinem Kern

über dem Rhein-Main-Gebiet. Wie man an der Höhenlage der 500-mb-Fläche erkennt, besteht es aus einem warmen Teil etwa westlich des Rheins und einem kalten Teil östlich davon. Die Höhenströmung setzt von Nordwesten her mitten durch das Hoch hindurch. Es ist die meteorologische Situation des beginnenden Absinkens und der allmählichen Stabilisierung der Schichtung. Das geht aus Tabelle 9 hervor.

Tabelle 9: Mittlere vertikale Temperaturschichtung (in C°) in Hamburg bei zentralen Hochlagen, 1936–1938

Höhenstufen	Winter		Frühjahr	
	morgens	nachmittags	morgens	nachmittags
Erdboden	−0.4	2.4	3.6	11.0
200 m	0.0	1.4	4.7	9.5
500 m	−0.3	−0.1	4.4	7.4
1000 m	−1.2	−0.9	2.3	4.1
2000 m	−4.2	−3.9	−1.8	−0.2
3000 m	−8.7	−8.6	−7.0	−5.1
4000 m	−15.1	−14.7	−13.0	−10.8
5000 m	−21.3	−21.1	−19.9	−17.1

Höhenstufen	Sommer		Herbst	
	morgens	nachmittags	morgens	nachmittags
Erdboden	13.6	20.7	6.7	12.3
200 m	14.4	19.4	8.0	11.0
500 m	14.1	17.1	7.7	9.1
1000 m	11.8	13.3	5.5	6.4
2000 m	6.7	7.4	2.3	2.8
3000 m	1.3	2.1	−2.4	−1.4
4000 m	−4.1	−3.4	−8.2	−7.3
5000 m	−9.9	−9.6	−14.3	−13.3

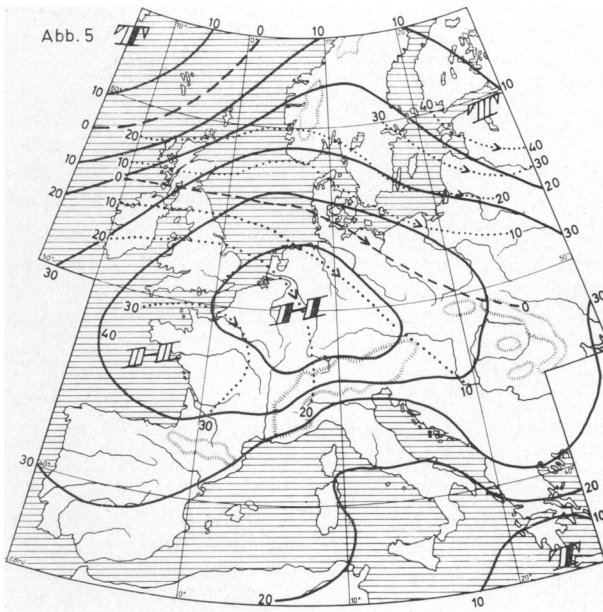


Abb. 5: Boden- und Höhen-Druckfeld der zentralen Hochlage H (351 Fälle) 1936–1938  
ausgezogen: Bodenniveau  
punktiert: 500 mb-Niveau

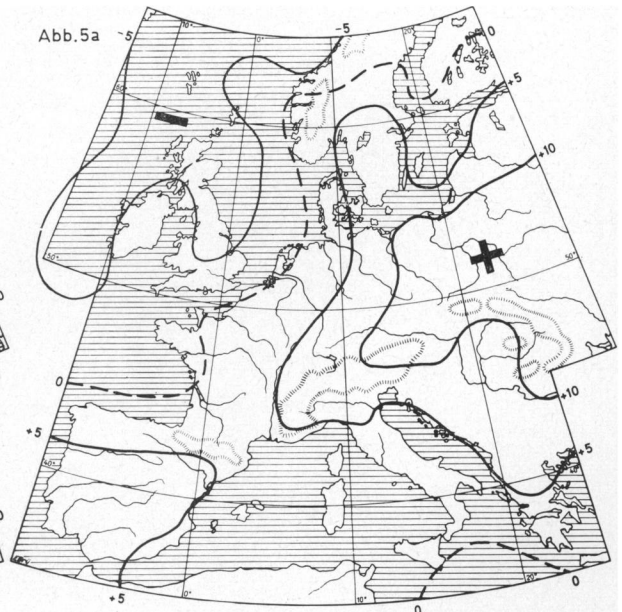


Abb. 5a: Winterhalbjahr H, Abweichung vom Jahresdurchschnitt in Abb. 5 (186 Fälle) 1936–1938 Bodendruckfeld

Im Unterschied zu den zyklonalen Westlagen (Tab. 6) ist bei den Hochlagen jeden Morgen eine Temperaturinversion (Bodeninversion) vorhanden, die aber viel schwächer ist als bei den antizyklonalen Südostlagen und in allen Jahreszeiten nicht über 200 m hinausreicht. Es ist eine reine Strahlungsinversion; bei den antizyklonalen Südostlagen spielte demgegenüber die Advektion wärmerer Luft in der Höhe für die Ausbildung und Aufrechterhaltung der Temperaturumkehr eine entscheidende Rolle. Die Inversion wird daher bei den zentralen Hochlagen zu allen Jahreszeiten, auch im Winter, durch die Einstrahlung am Tage aufgelöst. Infolgedessen ist auch die Tagesschwankung der Temperatur am Boden nicht so groß wie bei den antizyklonalen Südostlagen. Die stark einsetzende Wärmekonvektion verhindert ihre Ausweitung. Daher werden die höchsten Temperaturmaxima im Sommer bei uns auch kaum bei den zentralen Hochlagen erreicht, zumindest solange nicht eine Warmluftzufuhr in der Höhe aus südlicher Richtung die Stabilität der Schichtung verstärkt. Da das erst der Fall ist, wenn der Kern des Hochs weiter im Osten liegt, wäre meteorologisch der Übergang zu einer antizyklonalen Südostlage erreicht.

Bildet man bei den zentralen Hochlagen entsprechend Abb. 1a und 1b wieder die halbjährlichen Druckabweichungen, so ergibt sich etwa das gleiche Bild wie bei den AS und ZW: im Winter im Bodendruckfeld eine positive Druckanomalie über dem Festlande und eine negative über dem

Meere, im Sommer umgekehrt eine negative Druckanomalie über dem Festlande und eine positive über dem Meere (Abb. 5a und 5b). Die Nulllinie folgt hierbei jedoch mehr als in den beiden anderen Fällen ungefähr dem Küstenverlauf. Interessant werden die zentralen Hochlagen jedoch erst dadurch, daß sie die Land-Seewind-Zirkulation ermöglichen. Hierzu zunächst Tabelle 10.

Tabelle 10: Mittlere Temperatur- und Druckverhältnisse in Deutschland bei zentralen Hochlagen im Herbst, 1936–1938 (60 Fälle)

	a) Mittel von 20 Landstationen	b) Mittel von 10 Küstenstationen	Differenz a) minus b)
<i>I. Temperatur</i>			
8 <sup>00</sup> h	+9.7°	+12.5°	−2.8°
14 <sup>00</sup> h	+16.9°	+16.0°	+0.9°
Temperaturänderung	+7.2°	+4.5°	
<i>II. Luftdruck</i>			
8 <sup>00</sup> h	1022.2 mb	1021.1 mb	+1.1 mb
14 <sup>00</sup> h	1021.1 mb	1021.3 mb	−0.2 mb
Druckänderung	−1.1 mb	+0.2 mb	

Vergleicht man das Ergebnis mit den Tabellen 8 (ZW) und 2 (AS), so sieht man, daß nur bei den zentralen Hochlagen die tagesperiodisch wechselnden Druckanomalien auch zu einer wirklichen tagesperiodischen Umkehr des Druckgefälles zwischen Land und See führen; es ist in der Nacht vom Land zum Meer und am Tage vom Meer zum Land gerichtet. Dies verdient eine nähere Untersuchung. Vorweggenommen ist das Ergebnis zum Teil in der bereits erwähnten früheren Arbeit des Verfassers (8), bei der in der dortigen Abb. 5 (Verteilung der flachen Tiefdruckgebiete mit einem Kerndruck über 1000 mb) über den küstennahen Seegebieten der Ostsee, Nordsee und der Biskaya treffend die Landwindsituation zum Ausdruck kommt.

Zunächst wurden hier die thermischen Voraussetzungen näher untersucht. Dazu wurden die Temperaturverteilungen um 8 Uhr (Abb. 6) und um 14 Uhr (Abb. 7) dargestellt. Um 8 Uhr zeigt sich über dem norddeutschen Flachland ein Kaltluftgebiet, entstanden durch Ausstrahlung, das sich zwischen Küste und Mittelgebirge vom Niederrhein bis zur Lausitz hinzieht und das gegenüber den Inselstationen der Nordsee um 4°, gegenüber der Ostsee um 3° kälter ist (Abb. 6). Das Bild unterscheidet sich grundsätzlich von den Temperaturverteilungen bei den AS (Abb. 3) und ZW (Abb. 4), bei denen die Kaltluft durch Advektion herangeführt wurde. Die Kaltluft in Abb. 6 liegt unterhalb einer niedrigen Bodeninversion und ist nach Tab. 9 nur wenig mächtig. Da

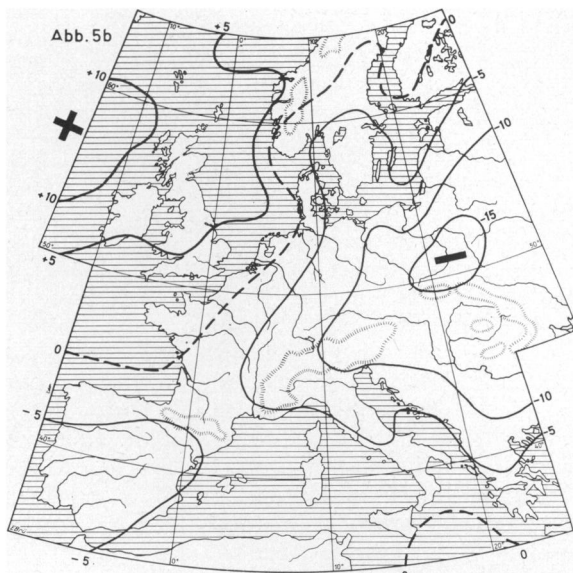


Abb. 5b: Sommerhalbjahr H, Abweichung vom Jahresdurchschnitt in Abb. 5 (165 Fälle) 1936–1938 Bodendruckfeld

Starke Abkühlung durch Ausstrahlung im Binnenland und in den Beckenlagen des Mittelgebirgslandes. Warmluftkörper über See. Mittelgebirge ebenfalls relativ warm (oberhalb der Inversion). An der Küste Landwind.

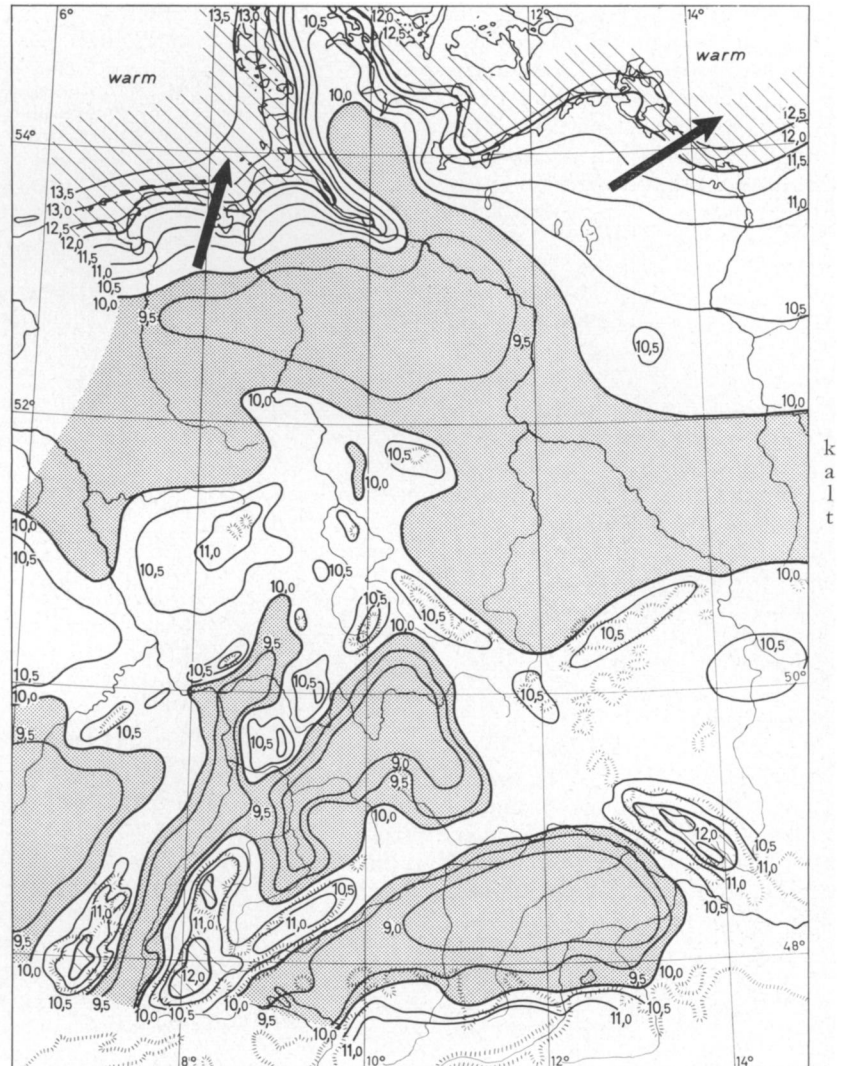


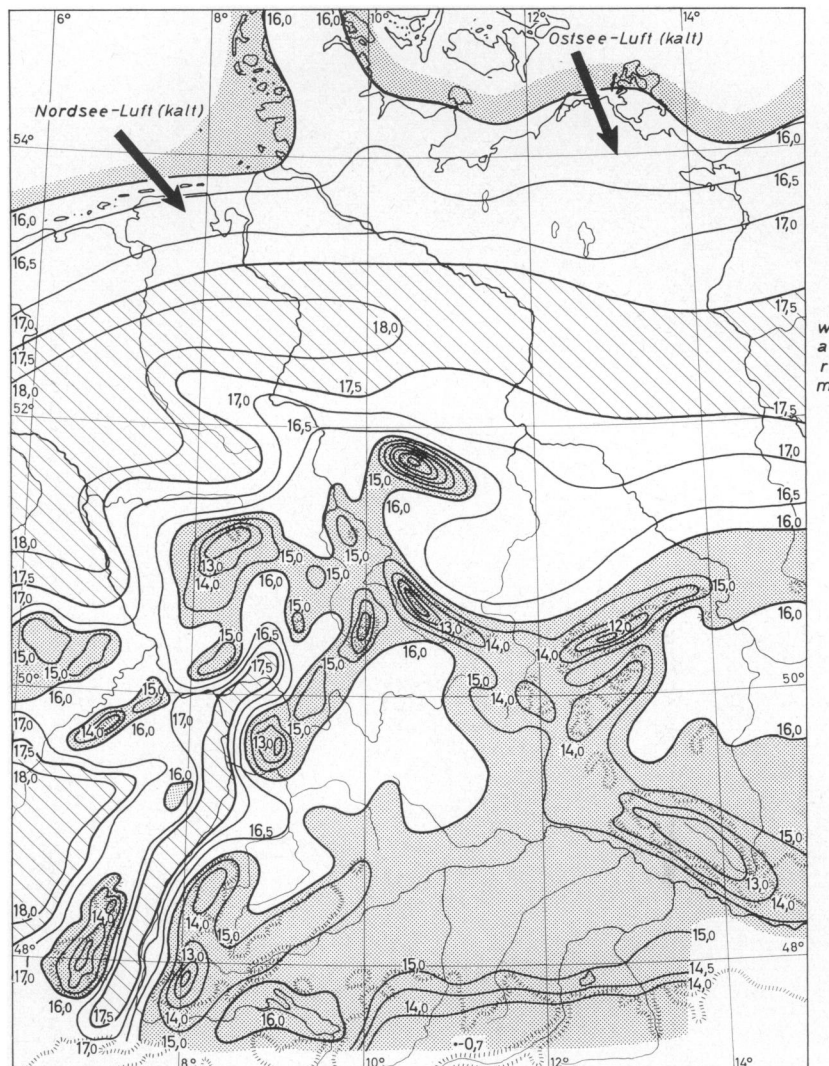
Abb. 6: Mittlere Temperaturverteilung 8.00 Uhr  
Zentrale Hochlage  
Landwind-Situation  
1936—1938 (Herbst)

Bergstationen mit  $0,5^{\circ}/100$  m auf mittlere Höhe der Flachlandstationen reduziert.

sich die Mittelgebirgsgipfel nahe oder oberhalb der Inversion befinden, sind sie relativ warm. Bis 14 Uhr wird das Kaltluftgebiet durch Einstrahlung stark erwärmt (Abb. 7), die Seegebiete bleiben dagegen mit dem Temperaturanstieg zurück und das Temperaturgefälle, das noch um 8 Uhr vom Meer zum Land gerichtet ist, kehrt sich um: die Seewindsituation tritt ein.

Die Druckverteilung bestätigt dies. Die 8-Uhr-Lage wird durch Abb. 5 wiedergegeben. Da der Kern des hohen Druckes über Land liegt, ist die Landwindsituation ohnehin schon rein witterungsmäßig durch die Lage des Zentralhochs gegeben. Interessant ist aber, daß um 14 Uhr (Abb. 8) im küstennahen Hinterland eine flache Tiefdruckrinne entsteht, die den seewärtigen Rand des festländischen Hochdruckkernes umgibt und nach

Osten hin in das osteuropäische Tief ausmündet. Über den kühlen Seegebieten der Nord- und Ostsee breiten sich dagegen Gebiete etwas höheren Druckes aus. Man hat den Eindruck, daß das zentrale mitteleuropäische Hoch unter dem Einfluß der Erwärmung im küstennahen Hinterland etwas „aufgeweicht“ wird. Auch im Innern des Hochdruckkernes fällt natürlich der Druck unter dem Einfluß der Tageserwärmung; da aber die Seegebiete den Druckfall nicht mitmachen (Tab. 10), kommt es zwangsläufig zur Ausbildung einer küstennahen Tiefdruckrinne. So ist auch die druckmäßige Voraussetzung für die Entstehung des Seewindes geschaffen. In der Windverteilung äußert sich dies, wie Tab. 11 zeigt. Die Werte für die zyklonale Westlage sind zum Vergleich mit eingefügt.



Starke Erwärmung im Binnenland und in den Beckenlagen des Mittelgebirgslandes durch Einstrahlung. Kaltluftkörper über See. Mittelgebirge wegen instabiler Schichtung ebenfalls sehr kalt. An der Küste Seewind.

Abb. 7: Mittlere Temperaturverteilung 14.00 Uhr. Zentrale Hochlage Seewind-Situation 1936—1938 (Herbst)

Tabelle 11: Mittlere Häufigkeit der Windrichtungen (in %) an Küsten- und Bergstationen in Deutschland bei der zyklonalen Westlage im Sommer und bei der zentralen Hochlage im Herbst, 1936—1938 (je 60 Fälle)

A. Zyklonale Westlage (Sommer)			
I. Mittel von 10 Küstenstationen			
Windrichtungen	a) 8 <sup>00</sup> h	b) 14 <sup>00</sup> h	Differenz b) minus a)
W+NW+N+NE	41.6 %	56.5 %	+14.9 %
E+SE+S+SW	55.6 %	42.3 %	-13.3 %
Windstille	2.8 %	1.2 %	-1.6 %
Summe	100.0 %	100.0 %	0.0 %
II. Mittel von 8 Bergstationen			
Windrichtungen	a) 8 <sup>00</sup> h	b) 14 <sup>00</sup> h	Differenz b) minus a)
W+NW+N+NE	53.2 %	54.0 %	+0.8 %
E+SE+S+SW	44.1 %	43.9 %	-0.2 %
Windstille	2.7 %	2.1 %	-0.6 %
Summe	100.0 %	100.0 %	0.0 %

B. Zentrale Hochlage (Herbst)			
I. Mittel von 10 Küstenstationen			
Windrichtungen	a) 8 <sup>00</sup> h	b) 14 <sup>00</sup> h	Differenz b) minus a)
W+NW+N+NE	50.9 %	62.8 %	+11.9 %
E+SE+S+SW	43.1 %	36.2 %	-6.9 %
Windstille	6.0 %	1.0 %	-5.0 %
Summe	100.0 %	100.0 %	0.0 %
II. Mittel von 8 Bergstationen			
Windrichtungen	a) 8 <sup>00</sup> h	b) 14 <sup>00</sup> h	Differenz b) minus a)
W+NW+N+NE	57.7 %	52.3 %	-5.4 %
E+SE+S+SW	35.0 %	44.2 %	+9.2 %
Windstille	7.3 %	3.5 %	-3.8 %
Summe	100.0 %	100.0 %	0.0 %

Interessant ist in diesen Tabellen das Verhalten der Bergstationen. Bei der zyklonalen Westlage machen sie die tagesperiodische Winddrehung der

Am Nordrand des zentralen Hochdruckgebietes schwache Strömung aus Südwest bis West. An der Küste auflandige Winde (Seewind). Sekundäre thermische Hochdruckgebiete über Nord- und Ostsee.

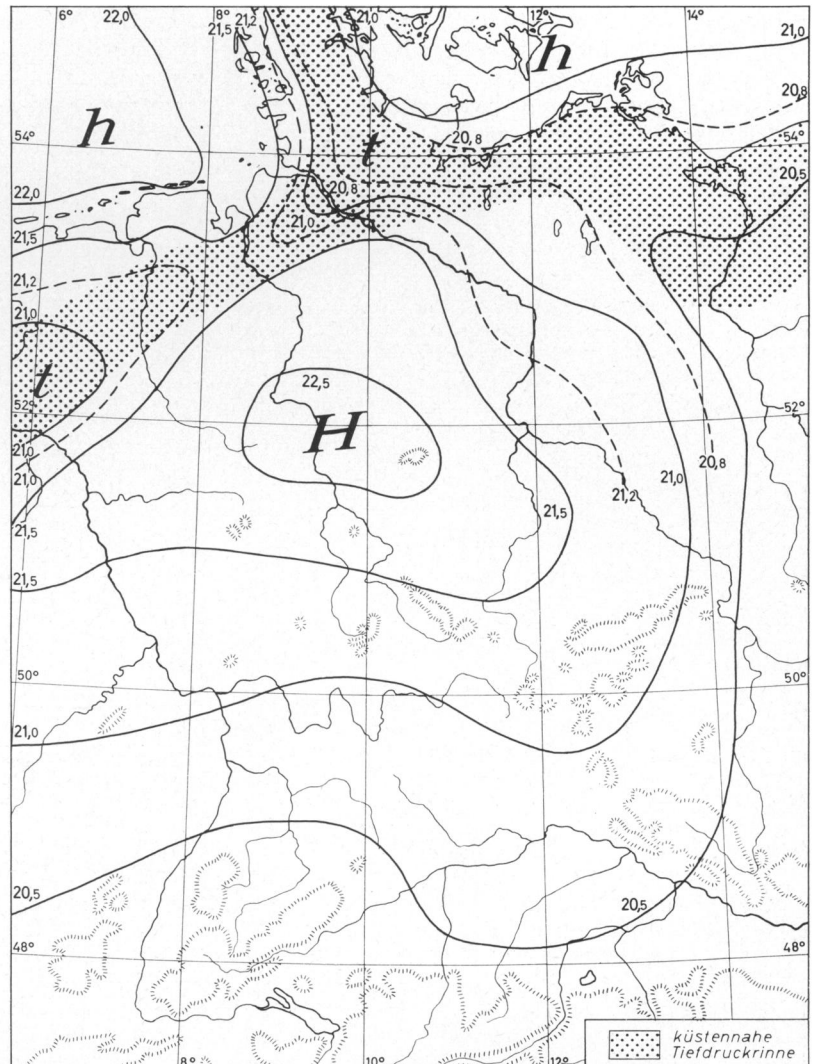


Abb. 8: Mittlere Luftdruckverteilung 14.00 Uhr  
Zentrale Hochlage  
1936-1938 (Herbst)

Ausbildung von flachen Druckrögen im küstennahen Hinterland, Seewind

Küstenstationen, hervorgerufen durch die tagesperiodische Druckschwankung zwischen Festland und Meer (Tab. 8), zwar dem Sinne nach, aber nur sehr zögernd mit. Bei der zentralen Hochlage dagegen erfolgt auch auf den Bergstationen eine kräftige Winddrehung, aber sie ist der Winddrehung an der Küste dem Vorzeichen nach gerade entgegengesetzt! Das heißt: wenn tagsüber an der Küste die West-, Nordwest-, Nord- und Nordostwinde (Seewinde) häufiger werden, nehmen auf den Bergen gerade die konträren Richtungen Ost, Südost, Süd und Südwest zu. Man ist geneigt, dieses entgegengesetzte Verhalten der Bergstationen als den oberen, rückkehrenden Ast des Seewindes aufzufassen, müßte sich dann aber wundern, daß die Land-Seewind-Zirkulation so weit in das Binnenland hineingreift. Möglicherweise überdeckt

sich hier die Land-Seewind-Zirkulation mit einer großräumigen Ausgleichsströmung, die sich tagesperiodisch zwischen Flachland und Gebirge einstellt und in diesem Falle dem Sinne nach mit der Land-Seewind-Zirkulation übereinstimmt. Es ist verständlich, daß die Ausgleichsströmung bei der kräftigen zyklonalen Westdrift (ZW) unmöglich wird.

Wenn man zum Schluß die antizyklonale Südostlage (192 Fälle), die zyklonale Westlage (553 Fälle) und die zentrale Hochlage (351 Fälle) zusammenfaßt, so ergibt sich für den Zeitraum 1936-1938 das bekannte Bild der allgemeinen mittleren jährlichen Luftdruckverteilung (1096 Fälle). Es ist in Abb. 9 dargestellt. An Stelle der sonst üblichen Gegenüberstellung von jährlicher Druckverteilung und den



Druckverteilungen im Januar und Juli, wie sie in jedem Schulatlas und in klimatologischen Arbeiten vorgenommen wird, ergibt sich hier eine Gegenüberstellung der Jahresdruckverteilung mit den mittleren Druckverteilungen der klimatisch bedeutungsvollen Wettertypen AS (Abb. 1), ZW (Abb. 2) und H (Abb. 5). Hierzu werden in Tab. 12 die mittleren Temperaturverhältnisse vom Boden bis 5000 m Höhe wiedergegeben.

**Table 12:** Mittlere jährliche vertikale Temperaturschichtung (in °C) in Hamburg bei antizyklonalen Südostlagen (AS), zyklonalen Westlagen (ZW), zentralen Hochlagen (H) und bei der Zusammenfassung aller Typen (J), 1936—1938.

Ä = Temperaturänderung mit der Höhe, umgerechnet auf °C pro 1000 m Höhendifferenz

Morgens								
Höhenstufen	AS	Ä	ZW	Ä	H	Ä	J	Ä
Erdboden	6.6		8.2		6.2		7.1	
		+3.0		-3.0		+4.5		+0.5
200 m	7.2		7.6		7.1		7.2	
		+5.7		-4.0		-1.0		-1.2
500 m	8.9		6.5		6.8		6.8	
		-1.4		-5.2		-3.8		-4.0
1000 m	8.2		3.8		4.9		4.8	
		-5.1		-5.4		-3.9		-4.8
2000 m	3.1		-1.6		1.0		0.0	
		-5.5		-5.6		-4.9		-5.4
3000 m	-2.4		-7.2		-3.9		-5.4	
		-6.3		-6.1		-5.9		-6.1
4000 m	-8.7		-13.3		-9.8		-11.5	
		-6.2		-5.8		-6.1		-6.2
5000 m	-14.9		-19.1		-15.9		-17.7	
Nachmittags								
Höhenstufen	AS	Ä	ZW	Ä	H	Ä	J	Ä
Erdboden	12.5		11.2		12.3		11.3	
		-6.0		-6.5		-6.5		-6.3
200 m	11.3		9.9		11.0		10.0	
		-3.3		-6.7		-6.7		-5.1
500 m	10.3		7.9		9.0		8.3	
		-3.4		-6.2		-5.4		-5.6
1000 m	8.6		4.8		6.3		5.5	
		-4.7		-5.7		-4.2		-4.9
2000 m	3.9		-0.9		2.1		0.6	
		-6.2		-5.3		-4.7		-5.3
3000 m	-2.3		-6.2		-2.6		-4.7	
		-5.7		-6.0		-5.8		-6.0
4000 m	-8.0		-12.2		-8.4		-10.7	
		-6.6		-6.0		-6.0		-6.3
5000 m	-14.6		-18.2		-14.4		-17.0	

Die Unterschiede der Schichtung zwischen dem allgemeinen Mittel J und den Wettertypen AS, ZW und H sind hauptsächlich an den Änderungsbeträgen Ä zu erkennen. Sie zeigen morgens noch im allgemeinen Mittel J eine flache Bodeninversion, die für unser Klima typisch und nur bei den ZW nicht vorhanden ist. Bei den AS reicht diese Inversion im Mittel bis 500 m Höhe, aber noch in 1000 m ist die Temperatur beträchtlich höher als am Boden. Bei den H ist die Inversion ebenfalls flach. In allen Fällen wird sie aber nachmittags

aufgelöst. Die niedrigen Änderungsbeträge bei den AS zwischen 200 und 2000 m zeigen aber, daß in vielen Einzelfällen die Inversionen auch nachmittags erhalten bleiben. Das ergibt auch die folgende Auszählung (Tab. 13).

**Table 13:** Häufigkeit von Inversionen mit mindestens 2° Temperaturzunahme in Prozenten der Gesamtzahl der Aufstiege in Hamburg 1936—1938

Morgens				
Jahreszeit	AS	ZW	H	J
Winter	109 %	12 %	94 %	55 %
Frühjahr	85 %	19 %	82 %	50 %
Sommer	89 %	7 %	61 %	36 %
Herbst	95 %	19 %	91 %	60 %
Jahr	95 %	14 %	82 %	50 %

(Die jährliche Gesamtzahl der Inversionen beträgt 528 = 50 % der Morgenaufstiege)

Nachmittags				
Jahreszeit	AS	ZW	H	J
Winter	104 %	12 %	65 %	51 %
Frühjahr	38 %	12 %	34 %	23 %
Sommer	3 %	4 %	12 %	6 %
Herbst	50 %	12 %	41 %	30 %
Jahr	53 %	10 %	36 %	26 %

(Die jährliche Gesamtzahl der Inversionen beträgt 216 = 26 % der Nachmittagsaufstiege)

Daß bei den AS die Anzahl der Inversionen im Winter über 100 % hinausgeht, liegt daran, daß zeitweise am gleichen Tage mehrere Inversionen (in verschiedener Höhe) gezählt wurden. Auffallend sind die hohen Prozentzahlen bei den zentralen Hochlagen. Bestimmt man aber die Höhe der Inversionen, gibt es zwischen den AS und H markante Unterschiede, wie Tab. 14 zeigt.

**Table 14:** Höhenverteilung der Inversionen von mindestens 2° Temperaturzunahme in Prozenten der Gesamtzahl der Inversionen in Hamburg, 1936—1938

a) morgens				
Höhe der Inversionen	AS	H	J	
Bodeninversionen	37 %	44 %*	40 %*	
Beginn der Temperaturumkehr in				
2—500 m	42 %*	15 %	26 %	
500—1000 m	15 %	18 %	16 %	
1000—1500 m	5 %	14 %	10 %	
1500—2000 m	1 %	9 %	8 %	
Summe	100 %	100 %	100 %	

b) nachmittags				
Höhe der Inversionen	AS	H	J	
Bodeninversionen	5 %	2 %	4 %	
Beginn der Temperaturumkehr in				
2—500 m	39 %*	12 %	19 %	
500—1000 m	37 %	29 %	31 %	
1000—1500 m	14 %	35 %*	27 %	
1500—2000 m	5 %	22 %	19 %	
Summe	100 %	100 %	100 %	

c) Antizyklonale Südostlage (AS)  
morgens

		Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
	Bodeninversionen	15%	33%	64%*	50%*	37%
Beginn der Temperaturumkehr in . . . m Höhe	2– 500 m	52%*	40%*	36%	34%	42%*
	500–1000 m	21%	25%	.	8%	15%
	1000–1500 m	10%	2%	.	5%	5%
	1500–2000 m	2%	.	.	3%	1%
	Summe	100%	100%	100%	100%	100%

nachmittags

		Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
	Bodeninversionen	2%	.	.	12%	5%
Beginn der Temperaturumkehr in . . . m Höhe	2– 500 m	44%*	31%	.	35%*	39%*
	500–1000 m	36%	46%*	.	35%*	37%
	1000–1500 m	10%	23%	.	18%	14%
	1500–2000 m	8%	.	.	.	5%
	Summe	100%	100%	.	100%	100%

\* = Maximalwerte

Im Teil a) und b) der Tabelle 14 ist ein allgemeiner Vergleich der Höhenlage der Inversionen durchgeführt, im Teil c) sind die jahreszeitlichen Unterschiede bei den antizyklonalen Südostlagen nochmals besonders aufgeführt. Im allgemeinen nimmt bei den Morgenaufstiegen die Anzahl der Inversionen mit zunehmender Höhe ab (J in Teil a). Bei den Nachmittagsaufstiegen erkennt man bei J aber eine Zunahme bis zu einem Maximum in 500–1000 m Höhe, das heißt: die Bodeninversionen sind nachmittags aufgelöst, und was an Inversionen noch verbleibt, sind Höheninversionen. Sehr viel stärker ist dieser Vorgang noch bei den H ausgeprägt. Bei den AS ist von vornherein die Anzahl der Bodeninversionen geringer als die der Inversionen in 200–500 m; hier konzentriert sich auch am Nachmittag der Hauptteil der Inversionen auf die Schicht um 500 m, während bei den H der Hauptteil nachmittags zwischen 1000 und 1500 m liegt, also oberhalb der Mittelgebirgsgipfel. Dies ist für die im vorhergehenden gefundene Ausbildung der Land-Seewind-Zirkulation und für die Ausgleichsströmung zwischen Mittelgebirge und Flachland bei den H wahrscheinlich von entscheidender Bedeutung; denn das Umschwenken der Strömung bei den Bergstationen am Nachmittag auf eine im Mittel südsüdöstliche Richtung

(Tab. 11 BII) erscheint nur möglich, wenn die Luftschicht in Höhe der Bergstationen nach oben hin gegen die Höhenströmung aus Nordwest (vgl. Abb. 5) durch eine Inversion abgeschirmt ist.

Kehren wir jetzt zu der allgemeinen mittleren Druckverteilung des Jahres in Abb. 9 zurück. Die dazugehörige mittlere Höhenlage der 500-mb-Fläche wird in Abb. 10 wiedergegeben. Sie zeigt über Mitteleuropa eine schwache Ausbuchtung nach Süden, die Andeutung eines Höhentrog. Das bedeutet für Mitteleuropa im Mittel des Jahres eine „Trogsteuerung“ des Witterungsgeschehens: die für unser Klima wichtigsten Zyklonenzugstraßen 4 und 5 und nach van Bebbler sind darin förmlich abgebildet. Von H. SEILKOPF<sup>5)</sup> wurde wiederholt auf die große Bedeutung gerade der Lage dieses Höhentrog für das Witterungsgeschehen unseres Gebietes hingewiesen. Bildet man die jahreszeitlichen Abweichungen in Abb. 10a und 10b, so zeigt sich sehr klar das gegenläufige Verhalten der Boden- und Höhendruckfelder: die positive Abweichung im Bodenniveau über dem Festlande im Winter ist von einer negativen Abweichung in der Höhe begleitet, und umgekehrt entspricht der negativen Anomalie im Bodenniveau über dem Festlande im Sommer eine positive in der Höhe. Es ist die gleiche Erscheinung, die bereits in Abb. 2a bis 2d bei der Behandlung der zyklonalen Westlagen hervortrat und zu dem Schema der gegenläufigen monsunalen Ringwanderung der Druckanomalien über Europa führte.

Dieses gegenläufige Verhalten der Druckanomalien im Boden- und 500-mb-Niveau findet seinen Ausdruck auch in den Windverhältnissen, die nach R. HOLZAPFEL<sup>10)</sup> in Tabelle 15 wiedergegeben sind.

Tabelle 15: Mittlere Windvektoren über Berlin nach Richtung (a) und Geschwindigkeit (v), 1949–1953 (Richtung nach der 360teiligen Windrose, Geschwindigkeit in m/sek.)

	Sommer		Winter	
	a	v	a	v
Boden	275°	1.51 m/sek	247°	2.02 m/sek
500 m	275°	3.40 m/sek	260°	5.42 m/sek
1000 m	269°	4.01 m/sek	273°	5.95 m/sek
2000 m	264°	5.95 m/sek	281°	6.37 m/sek
3000 m	265°	7.21 m/sek	283°	6.82 m/sek
5000 m	264°	8.52 m/sek	288°	7.82 m/sek

Danach erfolgt in Bodennähe vom Sommer zum Winter ein Rückdrehen des Windes, oberhalb 1000 m jedoch ein Rechtdrehen, wie es den Druckanomalien entspricht. Versieht man das Rechtdrehen mit positivem, das Rückdrehen mit negativem Vorzeichen und bildet die Differenzen der Vektorrichtungen (a), so ergeben sich nach obiger

<sup>10)</sup> R. HOLZAPFEL: „Ergebnisse aerologischer Beobachtungen in Deutschland.“ Ber. d. Dt. Wetterdienstes Nr. 27, Bad Kissingen 1956.

Tabelle vom Sommer zum Winter folgende Änderungsbeträge:

Boden	— 28°
500 m	— 15°
1000 m	+ 4°
2000 m	+ 17°
3000 m	+ 18°
5000 m	+ 24°

Der Vorzeichenwechsel bei 1000 m Höhe deutet darauf hin, daß es sich bei dem europäischen Monsun um eine verhältnismäßig flache Strömung handelt, daß aber von einem „Antimonsun“ im Sinne einer Rückströmung in der Höhe — abgesehen von der schwachen Winddrehung — keine Rede sein kann. An dem Monsuneinfluß selbst ist jedoch auch hiernach nicht zu bezweifeln.

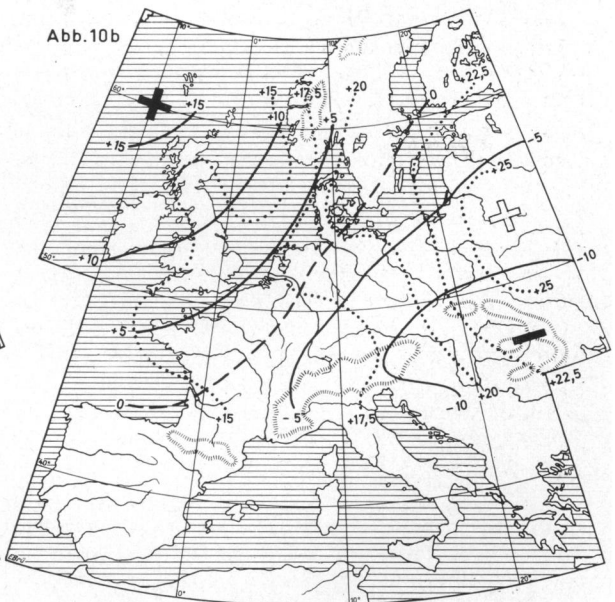
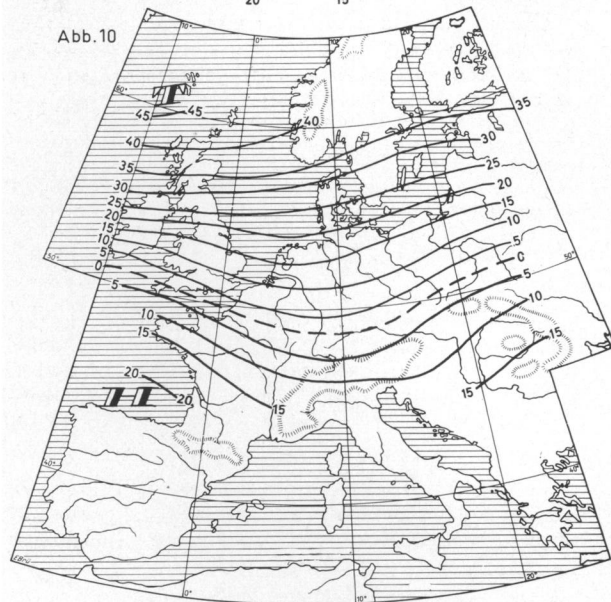
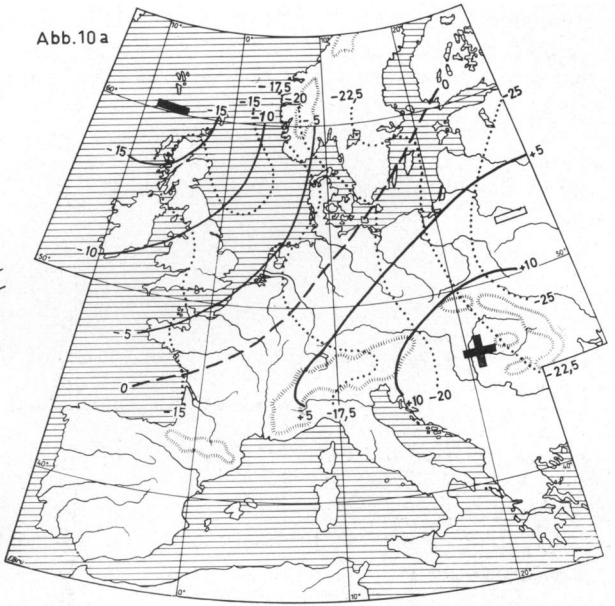
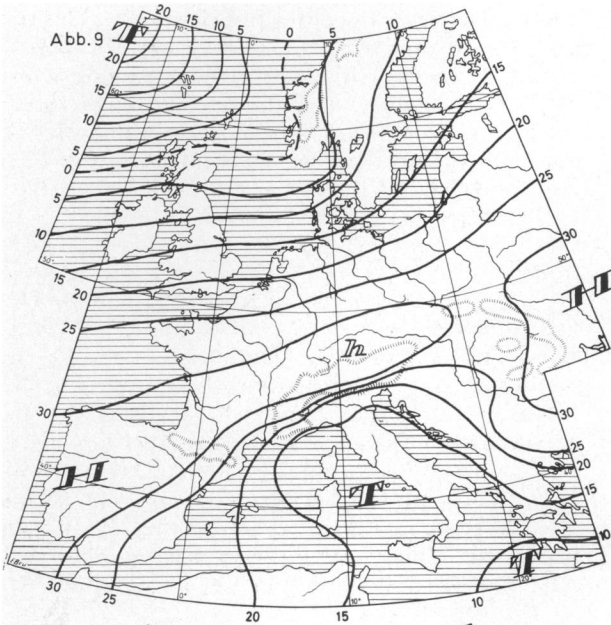


Abb. 9: Bodendruckfeld Jahresmittel (Mittel von AS, ZW, H) 1936—1938 (1096 Fälle)

Abb. 10: 500 mb-Fläche, Jahresmittel (Mittel von AS, ZW, H) 1936—1938 (1096 Fälle)

Abb. 10a: Winterhalbjahr, Abweichung vom Jahresdurchschnitt in Abb. 9 und Abb. 10 (544 Fälle) 1936—1938 ausgezogen: Bodendruckfeld; punktiert: 500 mb-Fläche

Abb. 10b: Sommerhalbjahr, Abweichung vom Jahresdurchschnitt in Abb. 9 und Abb. 10 (552 Fälle) 1936—1938 ausgezogen: Bodendruckfeld; punktiert: 500 mb-Fläche

### Zusammenfassung

Die Auswertung der täglichen Wetterkarten für die Klimatologie ist eine methodisch schwierige Aufgabe. Auf der einen Seite ist ihre Lösung als Auflockerung und Gegengewicht gegen die klimatologischen Mittelwerte eine unbedingte Notwendigkeit, auf der anderen Seite besteht die Schwierigkeit, das, was die Wetterkarte darstellt, klimatologisch richtig zu deuten. Denn manche Erscheinungen des Wetterkartenbildes sind allein eine Folge der mehr zufälligen und sich rasch ändernden synoptischen Situation, andere Erscheinungen, die klimatologische Bedeutung hätten, sind durch eben diese synoptische Situation (augenblickliche Lage der Fronten und Luftmassengrenzen, Lage der Wolken- und Niederschlagsgebiete, Windfel-

der) so sehr verdeckt, daß es schwierig ist, die klimatische Wertigkeit aus der Erscheinungen Flucht richtig herauszulösen. Die Zusammenfassung gleichartiger oder ähnlicher Wetterlagen zu „Modellen“ kann diese Aufgabe wesentlich erleichtern. Einerseits wird hierbei nämlich der physikalische Zusammenhang der meteorologischen Elemente gewahrt, was bei der allgemeinen klimatologischen Statistik nicht oder nur sehr wenig der Fall ist, andererseits werden die Zufälligkeiten, die sich aus dem synoptischen Augenblicksfeld ergeben, weitgehend eliminiert. Aus der großen Anzahl von Problemen, die durch Modelle einer Lösung nähergeführt werden können, wird hier die klimatologische Frage der terrestrischen Einflüsse auf das Druckfeld behandelt.

## LOKALKLIMA UND VEGETATION IM KIRISHIMA-GEIRGE IM SÜDLICHEN KYŪSHŪ, JAPAN<sup>1)</sup>

Mit 8 Abbildungen, 2 Bildern und 4 Tabellen

MASATOSHI M. YOSHINO und MIDORI T. YOSHINO

### *Local climate and Vegetation in the Mt. Kirishima Region, Sout Kyūshū, Japan*

*Summary:* Local differences of air temperature, precipitation and wind conditions in the Mt. Kirishima region were firstly described. The summit areas above 1400 m in this region have Köppen's D-climate. The distribution patterns of precipitation do not coincide with those of 500 and 1000 m contour lines, but differ according to synoptic situations, such as extra-tropical cyclones, typhoons, or orographic rains. The lapse rate of maximum temperature is greater than that of minimum temperature. The greater cloudiness, the greater lapse rate. The lapse rate in summer is smaller than that in winter. According to the results of the observation from the microclimatological viewpoint, the wind velocity at the windward top of the outside of the crater is two-thirds to three-fifths of the free air wind velocity observed by radio-sonde at Kagoshima. On the contrary, that at the lee side is one-fourth to one-fifth.

Distribution of vegetation in this region is then studied in detail. To compile a vegetation map, an attempt was made from aerial photographic interpretation, referring the data accumulated at the forestry stations and obtained by field survey. In this region, vegetation is classified into twelve types as follows: 1. Laurel forest. 2. Natural coniferous forest. 3. Deciduous scrub forest. 4. Grassland. 5. Bare land. 6. Forest mixed with big deciduous trees. 7. Afforested area of mixed conifers. 8. Afforested area of Japanese cedar forest. 9. Afforested area of Japanese cypress forest. 10. Afforested area of Japanese red pine forest. 11. Young forest (species are not distinguished on aerial photographs). 12. Cultivated field.

In general the following vertical zonation of vegetation can be distinguished: 1. Laurel forests up to the height of 800 m. 2. Natural coniferous forests from 800 m to 1400 m. Among them, the forests, which consist of the coniferous trees in upper layer with evergreen broad leaved trees in middle and lower layers, appear from 800 m to 1000 m. Then the forests, which consist of the coniferous trees in

upper layer with deciduous broad leaved trees in middle and lower layers, appear from 1000 m to 1400 m. 3. Deciduous scrub forests near the steep mountain tops and ridges or surrounding the active cones. 4. Grassland including the bambusaceae and other bush area on the windy summits.

Natural coniferous forests mainly occupy the northern part of the region, where annual precipitation exceeds 4000 mm and soils show a good development. Deciduous forests cover the southern part of this region, where two volcanic cones have often caused forest fires by their ejecta. Therefore, it can be said that the secondary vegetation of deciduous scrub, as a result of forest fires, appears on the leeward side of the active cones under the influence of the prevailing upper westerly winds.

### I. Einführung

Vom Lokalklima in einem Gebirgsgebiet und seinen Beziehungen zur Vegetation haben Forscher in vielen Ländern nach dem Weltkriege von seiten der Pflanzenökologie, Forstwirtschaft, Agrarmeteorologie oder Geographie berichtet. Vor allem haben J. N. WOLFE und seine Mitarbeiter zuerst im Neotomata, Ohio, USA, den Lokalunterschied des Mikroklimas sorgfältig beobachtet und darauf hingewiesen, daß die Mikroklimata eine große

<sup>1)</sup> Der Alexander-von-Humboldt-Stiftung, die uns die Gelegenheit für den Aufenthalt in Deutschland gegeben hat, verdanken wir die Möglichkeit, diese Arbeit veröffentlichen zu können. Herrn Prof. Dr. C. TROLL gilt unser herzlicher Dank für freundliche Hinweise und Diskussionen. Weiteren Dank schulden wir Dr. E. SCHMIDT-KRAEPELIN und Dr. U. SCHWEINFURTH für aufschlußreiche Kritik des Inhaltes und Dr. C. HÜTTIG für sprachliche Korrekturen.