

Literature

Buffalo Catchment Association: Man and his Environment East London (South Africa) 1950 117pp.

DU TOIT, A. E. The Cape Frontier: A study of Native Policy with special reference to the Years 1847—1866, Archives Year Book for South African History 1954 Vol. I.

HOUGHTON, D. HOBART (ed.): Economic Development in a Plural Society (Studies in the Border Region of the

Eastern Cape Province) Oxford University Press, Cape Town 1960, 400pp.

HOUGHTON, D. HOBART and WALTON, E.: The Economy of a Native Reserve Keiskammahoeck Rural Survey Vol. II, Pietermaritzburg 1952, 194pp.

RENNIE, J. V. L.: The Eastern Province as a geographical region South African Geographical Journal 27, 1945, 1—27.

SCHNELL, E. L. D.: For Men Must Work, Cape Town 1954, 298pp.

KLIMATOLOGIE DER ATMOSPHERISCHEN STÖRUNGEN ÜBER EUROPA

WALTER DAMMANN

Mit 14 Abbildungen und 4 Tabellen

Summary: Climatology of atmospheric disturbances. This investigation using early as well as recent papers and publications as a starting point is based on the distribution of low pressure areas during the decade 1948—1959. Their distribution pattern was derived by counting them in 5° graticule fields as well as in relation to land and water surfaces and mountains. The pattern shows a surprisingly close connexion with the outlines of the European continent since, on the whole, the sea areas have larger and the land areas smaller frequency values. This result can be readily understood in terms of physical causation, viz differences in surface friction and temperature regime of land and water surfaces. The smaller surface friction over the sea compared with the land is relatively cyclogenetic; this tendency is reinforced especially in winter by the thermal contrast between the air bodies on either side of the coastline. The reason why their effect comes out so clearly in the distribution pattern of the low pressure areas seems to be that pressure reacts most sensitively to those influences, at least when they combine. Thus the distribution pattern of the high altitude depressions in the 500 mb surface is very similar to that at ground level, an indication that these are genuine atmospheric "disturbances".

During the summer shallow thermal lows dominate the ground level pressure fields, especially above the land and during the day. Since they are formed within one and the same air mass they are rarely connected with frontal systems. They give, nevertheless, rise to a summerly monsoonal component of air exchange and a diurnal land-sea breeze, circulations whose intensity within the air pressure field increases with decreasing latitude (i. e. increasing temperature).

The annual pattern of the frequency of deep ("genuine") cyclones and the shallow low pressure formations in the North Sea and Baltic Sea regions, the middle European land mass and the Mediterranean regions, provide a basis for an understanding of the sequence of weather conditions from a synoptic-climatological starting point. The annual pattern of occurrence of high altitude depressions as compared with that at ground level shows no principal difference, except that their number is smaller at the 500 mb level. This lessening in intensity at a higher altitude is to be expected but the main reason for it is that the high temperature "lows", and in winter the thermal "highs", as formations of the air near the ground, do not reach up to this higher level. This also emerges from two specific examples of the major circulation of the atmosphere (summer heat-wave, winter frost spell).

The result of this investigation shows that the sequence of weather conditions in Europe must not be seen merely as a consequence of atmospheric events of a higher order

steered from afar (Atlantic Polar front). This sequence rather mirrors also local geographical influences, and does so to a degree which may not have been generally appreciated. These factors are not merely passive, there are thoroughly active ones as well. In particular the area near the coast makes itself felt with a kind of "pseudo-permanent frontal zone" *en miniature* which results from the differential friction and the contrast between maritime and continental air bodies, mentioned above, as a relative effect of the land-sea distribution. Mountain regions, on the other hand, have cyclone-repelling effects. The close link of the weather sequence with the earth's surface shown and discussed in this paper through the distribution of low pressure areas provides a basis for making the "seemingly haphazard and moody course of the weather" (VAN BEBBER, 1881) in its causes and appearance open to a truly geographical aspect more than has so far been possible.

I. Einführung

Die Formulierung „Klimatologie der atmosphärischen Störungen“ gebrauchte 1881 J. VAN BEBBER, Meteorologe an der ehemaligen Deutschen Seewarte, in einem Aufsatz über „Die geographische Verteilung und Bewegung, das Entstehen und Verschwinden der barometrischen Minima in den Jahren 1876—1880¹⁾“. In diesem Aufsatz finden sich einige sehr bemerkenswerte, vielleicht würde man heute sagen: „moderne“ Sätze, die der Vergessenheit entrissen zu werden verdienen:

„Zwei Methoden gibt es, um die den atmosphärischen Erscheinungen zu Grunde liegenden Gesetze zu erforschen. Die ältere, welche bis vor einigen Jahrzehnten fast ausschließlich zur Anwendung kam und die ‚statistische‘ genannt werden kann, beruht auf der Bestimmung und Vergleichung der Mittelwerte der einzelnen meteorologischen Elemente. Aus den vieljährigen Mitteln ergibt sich der klimatische Charakter

¹⁾ J. VAN BEBBER: „Die geographische Verteilung und Bewegung, das Entstehen und Verschwinden der barometrischen Minima in den Jahren 1876 bis 1880.“ Zeitschrift der Österr. Ges. f. Meteorologie, Bd. XVI (1881) S. 414—419.

des betreffenden Ortes oder des größeren Gebietes, und folgen die für klimatologische Forschungen so wichtigen und notwendigen Witterungskonstanten für die Beobachtungsorte ... Allein gerade der anziehendste Teil unseres Studienobjektes, nämlich der scheinbar regellose, launenhafte Gang der Witterung, die mannigfachen, vielfach rätselhaften Umwandlungen der Witterungserscheinungen, die dem Witterungswechsel zu Grunde liegenden Ursachen, alles dieses wird durch Mittelwerte verdeckt, und so konnte die statistische Methode, so hoch auch ihr Wert anzuschlagen ist, keine volle Befriedigung bieten und die weitere Anwendung derselben mußte von selbst zur Idee der neueren Methode führen. Zwar scheinen beide Methoden einander schroff gegenüber zu stehen und namentlich zwingt die Anwendung der neueren Methode manche früher durch eine große Autorität sanktionierte Ansicht fallen zu lassen, allein bei näherer vorurteilsfreier Überlegung erscheint es nicht allein möglich, sondern auch wünschenswert, die beiden Methoden trennende Kluft zu überbrücken und beide vereinigt ... zur Anwendung zu bringen.“

VAN BEBBERS Idee war es, den „scheinbar regellosen“ Gang der Witterung zunächst einmal in eine geographische Ordnung zu zwingen, um damit einerseits der Treffsicherheit der Wetterprognose nachzuhelfen, andererseits eine Meteorologie auf der Basis der neueren synoptischen Methode zu ermöglichen. Er beschritt daher den Weg, die Bahnen der Druckgebilde, vorwiegend der Depressionen, auf den Wetterkarten zu verfolgen, festzulegen und die Ergebnisse zu Monatsübersichten, später zu mehrjährigen Übersichten zusammenzustellen. Wie in Deutschland, so geschah dies übrigens auch in anderen Ländern: zahlreiche Veröffentlichungen aus der Zeit zwischen 1870 und 1900 geben darüber Aufschluß. Es war die Phase des Beginns regelmäßiger Veröffentlichungen von Wetterkarten und der ersten Ansätze zu ihrer Auswertung. Aus späterer Zeit liegt von A. SCHEDLER noch eine ähnliche Arbeit vor²⁾.

Zweifellos war aber das hohe Ziel, das sich VAN BEBBER mit den eingangs zitierten Sätzen gesteckt hat, mit dem damals verfügbaren Material noch gar nicht erreichbar. Allein das VAN BEBBERSche Schema der „Zugstraßen barometrischer Minima“ hat sich von diesen Arbeiten in den Lehrbüchern bis heute erhalten, vor allem der Begriff der Vb-Zyklonen, d. h. der Tiefdruckgebiete, die der absonderlichen Zugstraße Vb vom Mittelmeer in den baltischen Raum folgen, mit einem Häufigkeitsmaximum in den Über-

gangsjahreszeiten. Diese Zyklonen wurden auch dadurch so bemerkenswert, daß sie zeitweise zu ungeheuer großen Niederschlagsmengen und Hochwasserkatastrophen Anlaß gaben.

Aber im übrigen blieb der Erfolg der Arbeiten weit hinter den Erwartungen zurück, besonders was die Auswirkung der neuen Methode auf die Klimatologie anbetraf. Dafür kann man vielleicht zwei Gründe anführen. Erstens ist der Zusammenhang zwischen den Isobarenformen (denn darauf beschränkte sich im wesentlichen die „Klimatologie der atmosphärischen Störungen“) und bestimmten Witterungsgrößen nicht eng genug, und zweitens war die auf VAN BEBBER folgende Zeit der Weiterverfolgung des Gedankens überhaupt ungünstig. Denn mit Hilfe der sich nun entwickelnden „dreidimensional verknüpfenden Wetteranalyse“ wurde der dominierende Einfluß von Luftmassen verschiedener Herkunft, die sich gegeneinander in Bewegung befinden, erkannt und mehr und mehr in den Vordergrund des Interesses gestellt. Die Beschäftigung mit den Isobaren mußte dabei zwangsläufig etwas in Verfall geraten. Erst recht war die Vorstellung von der Polarfront als der Ursprungsstätte allen Witterungsgeschehens dem Gedanken hinderlich, das Witterungsbild nun gerade mit örtlichen geographischen Gegebenheiten in Verbindung zu bringen. Und immer noch neigt die Meinung dahin, den an den Vorüberzug von Zyklonen und Antizyklonen geknüpften Witterungsablauf als etwas Übergeordnetes, Unabänderliches hinzunehmen, als einen gegebenen Vorgang, der — von Ferne her in Gang gesetzt — das Klima unseres Kontinents bestimmt und welchem gegenüber sich die örtlichen Einwirkungsmöglichkeiten auf eine mehr passive Rolle beschränken.

Es ist nun bezeichnend, daß die heutige „globale“ Arbeitsweise der synoptischen Meteorologie darin eine vollständige Wandlung gebracht hat, so sehr, daß die Bemühungen der älteren Meteorologen in einer Weise rehabilitiert erscheinen, wie es in der wissenschaftlichen Forschung wohl selten vorgekommen ist. Die Ähnlichkeit neuerer Arbeiten zeigt sich etwa in dem Titel einer Publikation jüngerer Datums, fußend auf Untersuchungen, die in den letzten Jahren beim US-Wetterbüro durchgeführt wurden: „Principal Tracks and Mean Frequencies of Cyclones and Anticyclones in the Northern Hemisphere³⁾.“ Es ist genau das, was VAN BEBBER, KÖPPEN, FINLAY, LOOMIS, DUNWOODY und andere vor 80 oder mehr Jahren angestrebt hatten.

²⁾ A. SCHEDLER: „Die Zirkulation im Nordatlantischen Ozean und den anliegenden Teilen der Kontinente, dargestellt durch Häufigkeitswerte der Zyklonen.“ Annalen der Hydrographie u. Maritimen Meteorologie, Bd. 52 (1924) S. 1—14.

³⁾ WILLIAM H. KLEIN: „Principal Tracks and Mean Frequencies of Cyclones and Anticyclones in the Northern Hemisphere.“ US-Weather-Bureau, Research Paper No. 40, Washington, D. C., 1957.

Wie ist es dazu gekommen? Die durch den Langstrecken-Flugverkehr notwendig gewordene Ausdehnung des Wetterkartenbildes auf immer weitere Teile der Erdoberfläche brachte es mit sich, daß man die Zyklonen bis an den Ort ihrer Entstehung zurückverfolgen konnte und mußte. Es war nun nicht mehr möglich, als Gegebenheit hinzunehmen, was sozusagen urplötzlich am Rande eines beschränkten Wetterkartenausschnittes als Zyklone oder Antizyklone auftauchte. Auf einer Hemisphärenkarte aber konnte man feststellen, daß die Geburt von Zyklonen nicht bloß an der atlantischen Polarfront vor sich ging, sondern daß es auch andere, gleichwertige zyklonogenetische Orte auf der Erde gab. Der Bedeutung dieser Erkenntnisse für die wissenschaftliche und praktische Meteorologie hat vor allem S. PETERSEN in seinem Werk über: „Weather Analysis and Forecasting“, Vol. I (1956) Rechnung getragen. Folgende Ergebnisse seien aus den neuen Arbeiten herausgehoben:

1. Maxima der Zyklonenhäufigkeit treten nicht nur in der Nachbarschaft des Island- oder Aläuten-Tiefs hervor, sondern auch in Gegenden, wo man sie nicht ohne weiteres vermuten würde, z. B. in der Barents-See, bei Neufundland, im Großen Becken im Westen Nordamerikas, im europäischen Mittelmeer, im Gebiet der kanadischen Prärien usw.
2. Wandernde Zyklonen haben die Tendenz, ihre Bahn über warme Gebiete der Erdoberfläche zu nehmen, Antizyklonen über kalte — eine Erscheinung, die besonders auffällig über Wasserflächen im Inland wird, wo sich im Herbst und Winter ein Maximum der Zyklonenhäufigkeit bildet, im Sommer und Frühjahr ein Maximum von Antizyklonen.
3. Gebirgige Regionen werden von Antizyklonen bevorzugt und von Zyklonen gemieden. Dagegen ist die Leeseite von Gebirgszügen, die sich der Westwinddrift höherer Breiten quer entgegenstellen, ein Ort häufiger Zyklonogenese, ebenso wie Gebiete mit relativ warmem Wasser oder die quasispermanenten Frontalzonen längs der Südostküsten der Kontinente. Aber prinzipiell ist überall auf der Nordhalbkugel Zyklonogenese möglich, es gibt im wesentlichen nur Häufigkeitsunterschiede.

Mit diesen Ergebnissen ist zweifellos schon ein wichtiger Schritt getan, die „Kluft“ zwischen der statistischen und der neueren synoptischen Methode, von der VAN BEBBER gesprochen hatte, zu überbrücken, denn das Vorkommen der atmosphärischen Störungen, ihre „Verteilung und Bewegung, ihr Entstehen und Verschwinden“ erweist sich hier als eine klimatologische Erschei-

nung, die an geographische Bedingungen geknüpft ist und geographisch faßbar wird. Wie die Elemente Temperatur, Niederschlag, Verdunstung, Wind usw. unterliegen auch die Zyklonen selbst den gleichen oder ähnlichen Abhängigkeiten: Land- und Meerverteilung, geographischer Breite, Tiefland und Gebirge usw. Das zeigt, daß der Witterungsablauf auch in Europa nicht ausschließlich als ein von ferne gesteuertes, unabänderliches Geschehen betrachtet werden kann, sondern daß beachtet werden muß, inwieweit das Ergebnis örtlicher klimatischer und geographischer Faktoren mitspricht.

Um sich darüber ins Bild zu setzen, ist es naheliegend, die Verteilung der Zyklonen über Europa und die damit zusammenhängenden Erscheinungen einmal mehr ins einzelne gehend zu untersuchen.

II. Geographische Verteilung der Tiefdruckgebiete über Europa

Für den Zeitraum 1948—1957 wurde dazu eine Auszählung der Zyklonen mit geschlossenen Isobaren nach 5°-Feldern für das Gebiet zwischen 35° und 65° n. B., 15° und 30° ö. L. vorgenommen. Ähnliche Arbeiten wurden in größerem Rahmen vom Verfasser bereits früher durchgeführt⁴⁾,⁵⁾. Hier wurden die 5°-Felder noch nach Wasser-, Landflächen und Gebirge unterteilt. Die gesamte Fläche des Untersuchungsraumes betrug 9 580 425 qkm; davon entfielen 5 207 308 qkm = 54,4% auf Festland, 4 373 117 qkm = 45,6% auf Meeresgebiete. Wegen der von Süden nach Norden abnehmenden Flächen der 5°-Felder wurde die für jedes Feld ermittelte Anzahl der Zyklonen auf eine Einheitsfläche von 10⁴ qkm umgerechnet. Das Ergebnis ist in Abb. 1 niedergelegt.

Sie zeigt die Gesamtzahl sämtlicher ausgezählter Tiefdruckgebiete mit geschlossenen Isobaren. Auf den ersten Blick ist erkennbar, daß die Verteilung der Tiefdruckgebiete nahezu eine Wiedergabe der Konturen unseres Kontinentes ist, da die Wasserflächen durchweg eine größere Anzahl von Zyklonen aufweisen als die Landflächen. Daß aber die Anpassung an die Küstenlinien eine so vollkommene ist, dürfte doch überraschen. Folgende Einzelheiten verdienen besonderes Interesse:

1. Die absolut geringste Zahl der Zyklonen im ganzen betrachteten Raum wurde über der

⁴⁾ W. DAMMANN: „Klimatologie der Tiefdruckgebiete und Fronten.“ Ann. Meteor. 5, S. 395—402 (1952).

⁵⁾ W. DAMMANN: „Die Verbreitung der Höhenträge in der 500 mb-Fläche und ihr Einfluß auf das Klima der gemäßigten Breiten.“ Ber. Dt. Wetterd. US-Zone 7, Nr. 42, S. 195—199 (1952).

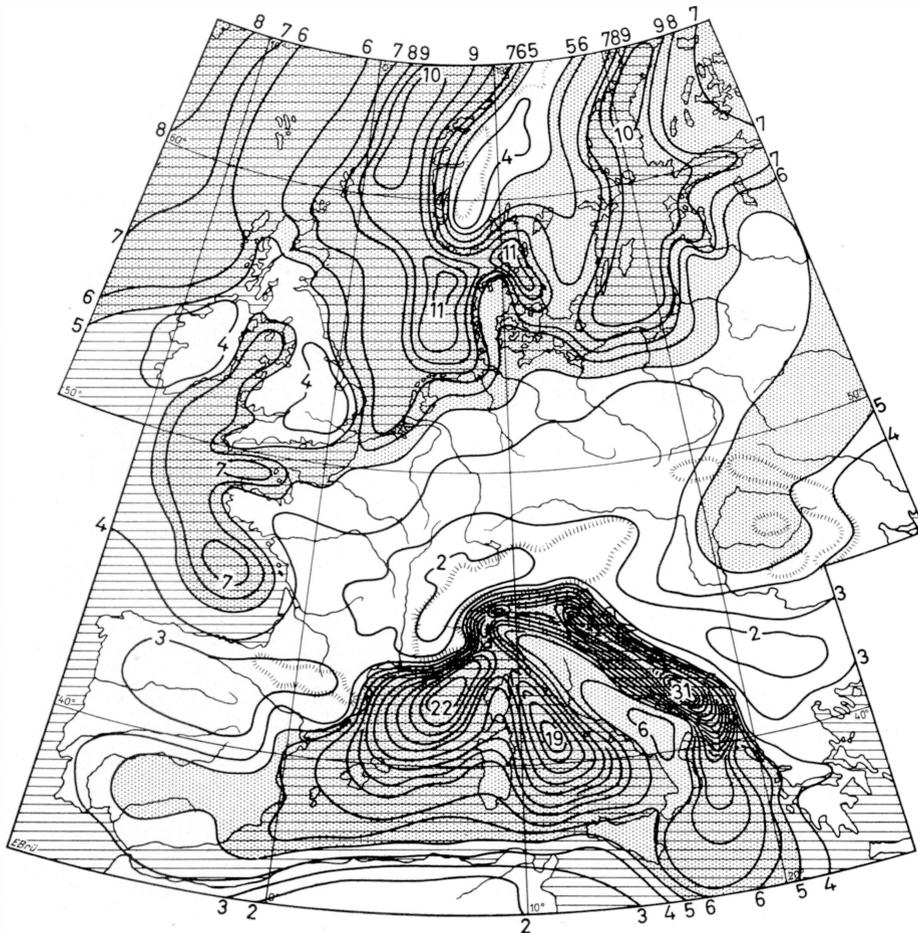


Abb. 1: Verteilung der Tiefdruckgebiete im Bodendruckfeld 1948—1957.

- westlichen Hälfte der Alpen zwischen 5° und 10° ö. L. festgestellt. Dieses Gebiet liegt innerhalb einer langgestreckten Minimum-Zone, die sich von Nordspanien über die Pyrenäen, Cevennen, Alpen, Dinarische Alpen zum Balkan hinzieht. Von dieser Zone nimmt die Häufigkeit sowohl nach Süden als nach Norden zu, zum Mittelmeer in schroffem Übergang, nach Norden mehr allmählich.
2. Die absolut größte Anzahl der Zyklonen wurde über dem Mittelmeer ausgezählt, wo sich deutlich drei Maxima herausheben: a) im westlichen Mittelmeer zwischen Korsika und Spanien, b) über dem Tyrrenischen Meer, c) über dem Adriatischen Meer. Von diesen drei Meeresbecken weist der südöstliche Teil der Adria zwischen 15° und 20° ö. L. die meisten Tiefdruckgebiete auf, mehr als viermal so viel wie z. B. Italien oder mehr als dreimal so viel wie die Inseln Korsika und Sardinien, jedoch etwa 15 mal soviel wie das unmittelbar angrenzende Jugoslawien!
 3. Viel geringer ist, verglichen mit dem Mittelmeer, die Anzahl der Zyklonen über den zum Untersuchungsgebiet gehörenden Teilen des Atlantik und seinen Nebenmeeren. Örtliche Maxima treten hervor vor der norwegischen Küste, in der Biscaya und im Englischen Kanal, im Skagerrak und Kattegat sowie in der Ostsee, vor allem über dem Bottnischen Meerbusen. Dagegen ist die Häufigkeit der Tiefdruckgebiete in der westlichen Ostsee und der nördlichen Nordsee bedeutend kleiner. Auch die Britischen Inseln, Dänemark und Skandinavien, hier vor allem das norwegische Gebirge, bleiben um mehr als die Hälfte hinter den Häufigkeitszahlen der ihnen benachbarten Meeresgebiete zurück.
 4. Über den mitteleuropäischen Landgebieten fällt die schon erwähnte allmähliche Abstufung der Häufigkeitsziffern von den Alpen nach Norden und Westen hin auf, während in der Nähe der Küsten der Biscaya, Nordsee und Ostsee wieder ein rascherer Übergang ein-

setzt. Durch etwas größere Häufigkeitswerte heben sich auch die Ungarische Tiefebene und das Pripjet-Becken heraus, vielleicht als Folge der Zugstraße Vb.

Dies sind zunächst nur rein formale Feststellungen. Die Ursachen der Verteilung mögen verschiedener Natur und vielleicht in allen Einzelfällen auch noch nicht völlig überschaubar sein. Aber zwei Umstände dürften dabei doch die Hauptrolle spielen: erstens ein rein mechanischer und zweitens ein thermischer Effekt.

Der erstere besteht einfach darin, daß beim Übergang der Zyklonen vom Meere zum Festland mit der stärkeren Bodenreibung nicht nur die Windgeschwindigkeit gebremst, sondern auch der Winkel vergrößert wird, mit dem die Windrichtung die Isobaren in Richtung zum tiefen Druck schneidet. Nach S. P. CHROMOW, „Einführung in die synoptische Wetteranalyse“ (2. Aufl. 1942), S. 50 kann man im europäischen Raum mit folgenden mittleren Abweichungen der Windrichtung von der Isobarenrichtung rechnen:

Binnenland	46°
Küstennahes Hinterland	29°
Westeuropäische Küste	13°
Atlantik	10—0°

(d. h. etwa isobarenparallel).

Das bedeutet, daß das Festland gegenüber dem Meere druckausgleichend wirkt, weil die Bodenreibung den Wind auf dem Festlande mehr in Richtung des Druckgefälles vom hohen zum tiefen Luftdruck wehen läßt. Über dem Lande setzt also ein Vorgang ein, der auf eine allmähliche „Zyklolyse“ hinarbeitet. Umgekehrt werden bei Verringerung der Bodenreibung, beim Übertritt von Land auf Wasser, die Druckgegensätze verschärft.

Der Reibungseffekt hat aber auch zur Folge, daß die in Zyklonen beteiligten Luftmassen vor den Küsten, vor allem Gebirgsküsten, überhaupt gestaut werden und nicht mehr so rasch vorankommen. Die Fronten deformieren sich oder okkludieren, und die Bewegung der Zyklonen wird gehemmt. So kann es vorkommen, daß ein und dasselbe Tief bei der Auszählung in einem 5°-Feld mehrmals erfaßt wird. Vor allem vor der norwegischen Küste ist das der Fall. Oftmals bilden sich im Bereich der okkludierenden Fronten — durch die besondere Orographie Südnorwegens bedingt — aber sogar neue Wellenstörungen aus, die sich zu selbständigen Tiefzentren weiterentwickeln („Skagerrak-Zyklone“).

In einem gewissen Gegensatz zu den mechanischen Effekten steht der thermische, der auf dem unterschiedlichen Wärmehaushalt von Wasser und Land beruht. Die Küste ist dabei eine von

Natur gesetzte, sehr markante Scheidelinie. Kaum irgendwo sonst empfindet auch der Mensch so starke Klimareize, als wenn er hier als Binnenländer und Großstädter plötzlich dem Seewind ausgesetzt wird. Es ist die Zone einer quasi-permanenten Massengrenze zwischen maritimen und kontinentalen Luftkörpern, deren Aufbau verschieden ist und deren thermischer Gegensatz jahres- und tageszeitlicher Schwankungen unterliegt. Allerdings haben diese Luftkörper entsprechend der relativ beschränkten Ausdehnung der atlantischen Nebenmeere und der angrenzenden Festlandgebiete im allgemeinen keine große vertikale Erstreckung. Trotzdem können sie unter bestimmten Voraussetzungen in Aktion treten. Erstens sind sie die Hauptträger der Land- und Seewindzirkulation, und zweitens kann man annehmen, daß ihr thermischer Gegensatz auch im Energiehaushalt der Zyklonen eine Rolle spielt, zumindest ihr Halten vor der Küste begünstigt und unter Umständen eine Regeneration fördert. So ist es wahrscheinlich, daß bei der Neubildung oder Vertiefung der Skagerrak-Zyklonen im Winter kalte Festlandluft beteiligt ist, die über Skandinavien bereitsteht und den Luftmassengegensatz über der Nordsee verschärft. Ähnliche örtliche Voraussetzungen sprechen bei der Bildung der „Genua-Zyklone“ mit.

Die Erscheinung in Abb. 1, daß die Häufigkeit der Tiefdruckgebiete gerade vor den Küsten so groß ist, beruht daher außer auf dem Reibungsunterschied sicherlich auch mit auf dem thermischen Gegensatz zwischen Land und Meer, wobei die größere Bodenreibung auf dem Festland zur Folge hat, daß die Häufung auf die küstennahen Meeresgebiete und nicht etwa auf die küstennahen Landgebiete entfällt.

Dieses Letztere steht scheinbar in Widerspruch zu der Erwartung, daß die stärkere Erwärmung der Landgebiete zumindest im Sommer und am Tage die Tendenz zu einer Druckerniedrigung über Land zeigen müßte. Wieweit das der Fall ist, soll an Hand des hier zur Verfügung stehenden Materials näher untersucht werden.

III. Die Frage der Wärmetiefs, Monsuntendenz und Land-Seewind-Zirkulation

Betrachtet man das Untersuchungsgebiet zunächst als Ganzes, so wurden in dem 10jährigen Zeitraum im ganzen 5881 Tiefdruckgebiete mit geschlossenen Isobaren ausgezählt. Davon hatten 2420 Tiefs = 41% einen Kerndruck von höchstens 1000 mb, 3461 Tiefs = 59% einen Kerndruck von mehr als 1000 mb. Da der Luftdruck in Zyklonen im Winter allgemein niedriger ist als im Sommer, überrascht es nicht, daß sich das Verhältnis 41% zu 59% im Sommerhalbjahr auf 33%

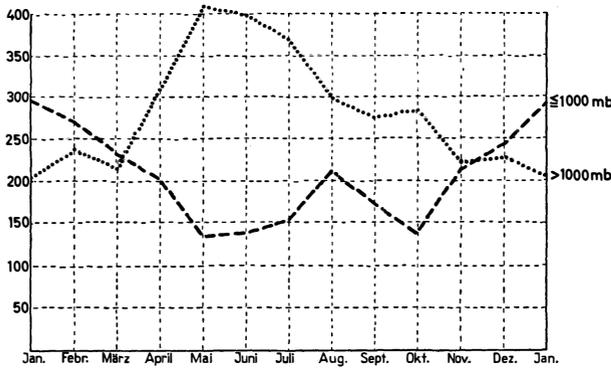


Abb. 2:

Monatliche Anzahl der Tiefdruckgebiete in Europa mit Kerndruck von ≤ 1000 mb (gestrichelte Kurve) und > 1000 mb (punktierte Kurve), 1948—1957.

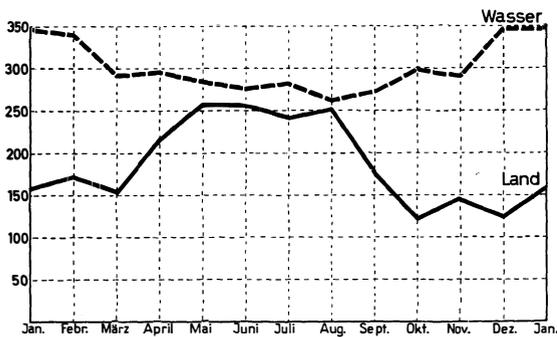


Abb. 3:

Monatliche Anzahl der Tiefdruckgebiete in Europa über Wasser- und Landflächen, 1948—1957. (Wasserflächen = gestrichelte Kurve); Landflächen = ausgezogene Kurve).

zu 67% erniedrigt, im Winterhalbjahr auf 50% zu 50% erhöht; d. h. im Sommer ist die Zahl der flachen Tiefdruckgebiete doppelt so groß wie die der tiefen, im Winter dagegen ist die Zahl ungefähr gleich. Das ist schon sehr beachtenswert. Der Jahresgang ist in Abb. 2 dargestellt. Dabei fällt das absolute Maximum der Tiefdruckgebiete mit einem Kerndruck ≤ 1000 mb auf den Januar, das der Tiefdruckgebiete mit > 1000 mb auf den Mai. Bei den Minima ist es umgekehrt. Der Jahresgang ist also völlig invers. Auffallend ist bei den tiefen Zyklonen ein sekundäres Maximum im August, das — wie sich noch zeigen wird — vor allem auf eine erhöhte Tiefdrucktätigkeit über den nördlichen Meeresgebieten zurückzuführen ist.

Bei den flachen Tiefdruckgebieten handelt es sich im Sommer offenbar überwiegend um „Wärmetiefs“, um Druckerniedrigungen, die auf einer reinen Wärmewirkung beruhen. Sie werden auf der Wetterkarte zwar im Boden-Druckfeld sichtbar, erlangen aber vielfach gar keine Wetter-

wirksamkeit, weil sie sich innerhalb ein und derselben Luftmasse bilden und nicht mit Frontensystemen verbunden sind. Trotzdem sind sie meteorologisch nicht uninteressant. Von den 5881 ausgezählten Tiefdruckgebieten befanden sich 3570 = 61% über Wasser, 2311 = 39% über dem Festlande. Der Jahresgang der Häufigkeit über Land und Wasser ist in Abb. 3 wiedergegeben. Sie zeigt, daß die Tiefdrucktätigkeit im Sommer über dem Wasser ein Minimum aufweist, über dem Lande ist es umgekehrt. Aus dem Vergleich der Abbildungen 2 und 3 kann man schließen, daß die Häufigkeitsschwankungen über dem Lande auf die starke Jahresschwankung der flachen Tiefdruckgebilde mit Kerndruck > 1000 mb zurückzuführen ist.

Um dies noch deutlicher zu machen, ist es zweckmäßig, die Anzahl der Tiefdruckgebiete auf die gleiche Fläche umzurechnen. Benutzt man als Flächeneinheit die Fläche $F_e = 10^6$ qkm, so ergibt sich folgendes:

1. Gesamtzahl der Tiefs 5881 = 100%
 davon 2420 = 41% ≤ 1000 mb,
 und 3461 = 59% > 1000 mb.
2. Umgerechnet auf $F_e = 10^6$ qkm ergibt sich
 Gesamtzahl der Tiefs 614
 davon 253 ≤ 1000 mb,
 361 > 1000 mb.

Berücksichtigt man die Größe der Land- und Wasserflächen, so erhöht sich aber die mittlere Anzahl von 614 über Wasser auf 815 und erniedrigt sich über Land auf 444, weil der gesamte Untersuchungsraum, wie oben angegeben, nur zu 45,6% aus Meeresgebieten, aber zu 54,4% aus Festland besteht. Die Flächeneinheit des Wassers enthält also in Wirklichkeit beinahe doppelt soviel Tiefdruckgebiete wie die Flächeneinheit des Landes. Nun zeigt sich, daß von diesen 815 Tiefdruckgebieten auf der Flächeneinheit des Wassers

363 = 45% auf Tiefdruckgebiete ≤ 1000 mb und

452 = 55% auf Tiefdruckgebiete > 1000 mb

entfallen. Dies Verhältnis ändert sich über den Landflächen wie folgt: von den 444 Tiefdruckgebieten auf der Flächeneinheit des Festlandes entfallen nur

160 = 36% auf Tiefdruckgebiete ≤ 1000 mb, jedoch

284 = 64% auf Tiefdruckgebiete > 1000 mb.

Das bedeutet, daß über dem Festlande in der Tat die Neigung zur Entstehung flacher Wärmetiefs wirksam wird. Noch deutlicher tritt diese Tendenz hervor, wenn man die Zahlen nach Sommer und Winterhalbjahr trennt (Tab. 1).

Tabelle 1: Anzahl der Tiefdruckgebiete 1948—1957,
7⁰⁰h MEZ, pro Flächeneinheit $F_e = 10^6 \text{ km}^2$
über Wasser und Land im Sommer und Winter

Sommer (IV—IX):

Wasser insgesamt = 383 Tiefs
davon $\leq 1000 \text{ mb}$ = 149 Tiefs = 39%
davon $> 1000 \text{ mb}$ = 234 Tiefs = 61%

Land insgesamt = 271 Tiefs
davon $\leq 1000 \text{ mb}$ = 70 Tiefs = 26%
davon $> 1000 \text{ mb}$ = 201 Tiefs = 74%

Winter (I—III, X—XII):

Wasser insgesamt = 432 Tiefs
davon $\leq 1000 \text{ mb}$ = 214 Tiefs = 49%
davon $> 1000 \text{ mb}$ = 218 Tiefs = 51%

Land insgesamt = 173 Tiefs
davon $\leq 1000 \text{ mb}$ = 90 Tiefs = 52%
davon $> 1000 \text{ mb}$ = 83 Tiefs = 48%

In Tabelle 1 zeigt sich also, daß von den 271 Tiefdruckgebieten über Land im Sommer nur 70 = 26% auf tiefe Depressionen, dagegen 201 = 74% auf flache Depressionen kommen. Hier wird also die Annahme noch bestärkt, daß die Tiefdruckgebiete mit einem Kerndruck von mehr als 1000 mb zu einem großen Teil auf einer Wärmewirkung beruhen, denn im Winter ist das Verhältnis der tiefen zu den flachen Depressionen über Land und über Wasser, wie Tabelle 1 zeigt, ungefähr gleich. Man kann sagen, es liegt innerhalb der normalen Streuung. Aus diesen jahreszeitlich wechselnden Zahlen ergibt sich eine Andeutung für die Monsuntendenz über Europa. Wie bekannt ist diese Frage häufig umstritten gewesen: Sie wird aber hiernach unabweislich im Sinne der Existenz eines Monsuneinflusses beantwortet. Die Erwärmung des europäischen Kontinents begünstigt die Entwicklung von Wärmetiefs ebenso, wie sie in stärkerem Maße — entsprechend der größeren Wärme — in den äquatornäheren Festlandsgebieten der Erde vor sich geht.

Infolgedessen müßte sich auch innerhalb Europas schon die Tendenz zeigen, daß die Anzahl der sommerlichen Wärmetiefs eine Abhängigkeit von der geographischen Breite aufweist, was durch die folgende Tabelle bestätigt wird (Tab. 2).

Tabelle 2: Anzahl der Tiefdruckgebiete 1948—1957
(7⁰⁰h MEZ) pro Flächeneinheit $F_e = 10^6 \text{ km}^2$
nach Breitenzonen geordnet

Sommer (IV—IX)

Nördliche Zone 65°—55° n. Br.:

insgesamt = 384 Tiefs = 100%
davon $\leq 1000 \text{ mb}$ = 244 Tiefs = 64%
davon $> 1000 \text{ mb}$ = 140 Tiefs = 36%

Mittlere Zone 55°—45° n. Br.:

insgesamt = 273 Tiefs = 100%
davon $\leq 1000 \text{ mb}$ = 69 Tiefs = 25%
davon $> 1000 \text{ mb}$ = 204 Tiefs = 75%

Südliche Zone 45°—35° n. Br.:

insgesamt = 318 Tiefs = 100%
davon $\leq 1000 \text{ mb}$ = 23 Tiefs = 7%
davon $> 1000 \text{ mb}$ = 295 Tiefs = 93%

Winter (I—III, X—XII)

Nördliche Zone 65°—55° n. Br.:

insgesamt = 309 Tiefs = 100%
davon $\leq 1000 \text{ mb}$ = 243 Tiefs = 79%
davon $> 1000 \text{ mb}$ = 66 Tiefs = 21%

Mittlere Zone 55°—45° n. Br.:

insgesamt = 192 Tiefs = 100%
davon $\leq 1000 \text{ mb}$ = 104 Tiefs = 54%
davon $> 1000 \text{ mb}$ = 88 Tiefs = 46%

Südliche Zone 45°—35° n. Br.:

insgesamt = 377 Tiefs = 100%
davon $\leq 1000 \text{ mb}$ = 105 Tiefs = 28%
davon $> 1000 \text{ mb}$ = 272 Tiefs = 72%

Nach Tabelle 2 wird der Anteil der flachen Tiefs mit abnehmender geographischer Breite, d. h. mit zunehmender Wärme, immer größer, der Anteil der tiefen Depressionen kleiner. In der südlichen Zone zwischen 45° und 35° n. B. kommen im Sommerhalbjahr überhaupt fast nur „Wärmetiefs“ vor (93%). Trägt man die Differenzen der Anteile fünfgradfeldweise in eine Karte ein, so zeigt sich, daß die Null-Linie (d. h. die Grenze zwischen den Gebieten, wo im Norden die tiefen Zykklonen und im Süden die flachen überwiegen) vom Ärmelkanal zur deutschen Nordküste und weiter über Dänemark und die südliche Ostsee zum Rigaischen Meerbusen verläuft. Sie bestimmt ungefähr mit einer Linie überein, die das maritime Luftdruckregime (Max. im Sommer, Min. im Winter) von dem kontinentalen (Max. im Winter, Min. im Sommer) scheidet.

Es gibt dafür, daß es sich bei den flachen Depressionen $> 1000 \text{ mb}$ um vorwiegend thermische Druckerniedrigungen handelt, aber noch einen dritten, schlüssigeren Nachweis. Dieser wird dadurch geliefert, daß die Häufigkeit der flachen Tiefs einem Tagesgang unterliegt. Um dies zu zeigen, wurde nach den „Täglichen Wetterberichten“ die Anzahl der Tiefdruckgebiete für den Monat Juli nach den Wetterkarten von 8⁰⁰ h, 14⁰⁰ h und 19⁰⁰ h MEZ getrennt ausgezählt. Leider mußte dabei ein anderer Zeitraum gewählt werden, nämlich statt 1948—1957 der Zeitraum 1930—1939, da für den erstgenannten die Wetterberichte bedauerlicherweise keine Karten mehr für die drei Termine enthalten (Tab. 3). Auf eine Umrechnung auf die Flächeneinheit wurde hierbei verzichtet.

Tabelle 3: Anzahl der Tiefdruckgebiete 1930—1939
um 8⁰⁰h, 14⁰⁰h und 19⁰⁰h MEZ im Juli

a) Tiefdruckgebiete, unabhängig vom Kerndruck

8⁰⁰h: 773 Tiefs insgesamt = 100%
395 Tiefs über Land = 51%
378 Tiefs über Wasser = 49%

14 ⁰⁰ h:	888 Tiefs insgesamt	= 100%
	584 Tiefs über Land	= 66%
	304 Tiefs über Wasser	= 34%
19 ⁰⁰ h:	881 Tiefs insgesamt	= 100%
	635 Tiefs über Land	= 72%
	246 Tiefs über Wasser	= 28%
b) Tiefdruckgebiete mit Kerndruck > 1000 mb		
8 ⁰⁰ h:	554 Tiefs insgesamt	= 100%
	310 Tiefs über Land	= 56%
	244 Tiefs über Wasser	= 44%
14 ⁰⁰ h:	669 Tiefs insgesamt	= 100%
	494 Tiefs über Land	= 74%
	175 Tiefs über Wasser	= 26%
19 ⁰⁰ h:	683 Tiefs insgesamt	= 100%
	549 Tiefs über Land	= 80%
	134 Tiefs über Wasser	= 20%
c) Tiefdruckgebiete mit Kerndruck ≤ 1000 mb		
8 ⁰⁰ h:	219 Tiefs insgesamt	= 100%
	85 Tiefs über Land	= 39%
	134 Tiefs über Wasser	= 61%
14 ⁰⁰ h:	219 Tiefs insgesamt	= 100%
	90 Tiefs über Land	= 41%
	129 Tiefs über Wasser	= 59%
19 ⁰⁰ h:	198 Tiefs insgesamt	= 100%
	86 Tiefs über Land	= 43%
	112 Tiefs über Wasser	= 57%

Hier zeigt sich in sehr eindrucksvoller Weise, daß sich die Häufigkeit der Tiefdruckgebiete in dem Untersuchungsraum mit dem täglichen Gang der Luftwärme sehr beträchtlich ändert. Zunächst einmal ist schon die Gesamtzahl der Tiefs nachmittags größer als vormittags (Tab. 3a). Diese Zunahme ist allerdings ausschließlich auf die Zunahme über Land zurückzuführen, denn über den Meeresgebieten nimmt die Häufigkeit der Tiefs tagsüber sogar ab. Sondert man die Tiefdruckgebiete mit einem Kerndruck > 1000 mb aus (Tab. 3b), so macht sich diese Tendenz der tageszeitlichen Zunahme über Land und der Abnahme über Wasser noch erheblich verstärkt bemerkbar: um 19⁰⁰ h liegen viermal so viel Tiefs über Land als über Wasser! Dagegen treten bei den „echten Tiefs“ mit Kerndruck von höchstens 1000 mb absolut gesehen kaum tageszeitliche Änderungen in Erscheinung; relativ zu Land und Wasser sind sie aber auch hier noch nachweisbar, denn die Anzahl der Tiefs wird wie bei Kerndrucken über 1000 mb über Wasser tagsüber etwas kleiner, über Land ein wenig größer.

Zeichnet man die Differenzen der Anzahl der Tiefdruckgebiete 19⁰⁰ h minus 8⁰⁰ h in eine Karte ein, so erkennt man, daß die Null-Linie überwiegend der Küstenlinie folgt, sowohl im Mittelmeergebiet als auch an den Küsten des Atlantik und seiner Nebenmeere. Über den Meeresgebieten sind die Differenzen negativ, über den Landgebieten positiv, d. h. über dem Wasser liegt tagsüber hoher Druck, über Land tiefer Druck. Die bei weitem größten Werte treten im Mittelmeerraum auf, sowohl über den Wasserflächen

(negativ) als auch über den umrahmenden Landflächen (positiv), vor allem über Spanien, d. h. hier ist die tägliche Häufigkeitsschwankung zwischen Land und Wasser am stärksten ausgeprägt, ebenso wie es auch die jährliche Häufigkeitsschwankung war. Dagegen sind die Amplituden der Schwankungen beiderseits der nördlichen europäischen Küsten sehr viel geringer.

Faßt man die bisherigen Ergebnisse dieses Abschnittes zusammen, so kann man folgendes feststellen.

1. Eine Aufteilung der Tiefdruckgebiete nach solchen mit einem Kerndruck über 1000 mb und solchen mit Kerndruck von 1000 mb und darunter, zeigt, daß das Häufigkeitsverhältnis zwischen den beiden Arten im Winter über Land und Wasser ungefähr gleich ist, daß im Sommer jedoch die Häufigkeit der ersteren viel größer ist als die der letzteren, vor allem über dem Lande (Tab. 1). Das bestätigt offenbar die Annahme, daß man es bei den Tiefs mit einem Kerndruck von mehr als 1000 mb vorwiegend mit „Wärmetiefs“ zu tun hat.
2. Der Charakter der thermischen Tiefs tritt aber noch stärker hervor, wenn man die Häufigkeit der Tiefdruckgebiete nach Breitenzonen aufgliedert (Tab. 2). Der Anteil der flachen Tiefdruckgebiete nimmt nämlich mit abnehmender Breite zu und ist im Mittelmeerraum auffallend groß, d. h. die Entstehung der flachen Tiefdruckgebilde findet unter den Wärmeverhältnissen südlicherer Breiten günstigere Bedingungen als im Norden; selbst im Winterhalbjahr ist ihre Anzahl hier noch beachtlich. Die Häufigkeit der „echten“ Tiefs mit Kerndrucken von 1000 mb und darunter ist dagegen im Sommerhalbjahr im Mittelmeerraum verschwindend gering.
3. Besonders deutlich wird der überwiegend thermische Charakter der flachen Tiefdruckgebilde aber durch ihre Abhängigkeit vom Tagesgang der Temperatur (Tab. 3). Es erweist sich, daß im Juli während der wärmeren Tageshälfte die Zahl der Tiefs über Land sehr viel größer ist als über Wasser, besonders im Mittelmeergebiet.

Aus diesen Ergebnissen erweist sich zweierlei: erstens daß der europäische Kontinent jahresperiodisch im Sinne eines Monsuneinflusses wirksam wird, zweitens daß ein kräftiger tagesperiodischer Einfluß existiert. Beide Einflüsse müssen sich der planetarischen Zirkulation unserer Breiten überlagern und in der Häufigkeit und Bewegung der Tiefdruckgebiete ihren Ausdruck finden.

Es ist nun naheliegend, die in Abb. 1 gezeigte Verteilung der Tiefdruckgebiete nach den beiden

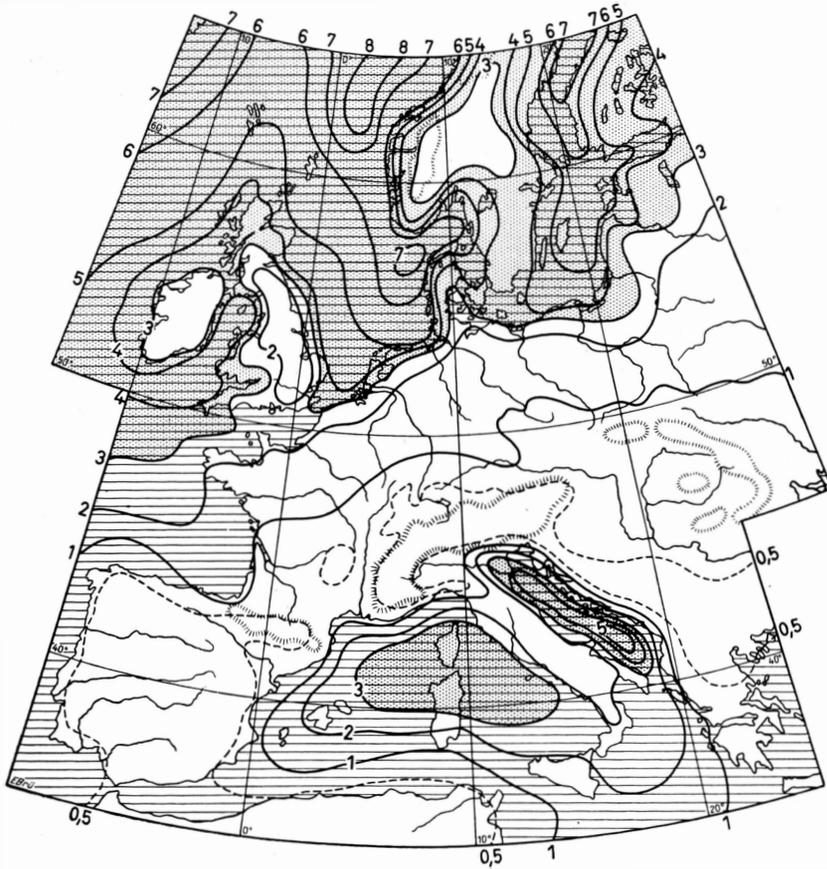


Abb. 4: Verteilung der Tiefdruckgebiete
mit Kerndruck ≤ 1000 mb 1948—1957.

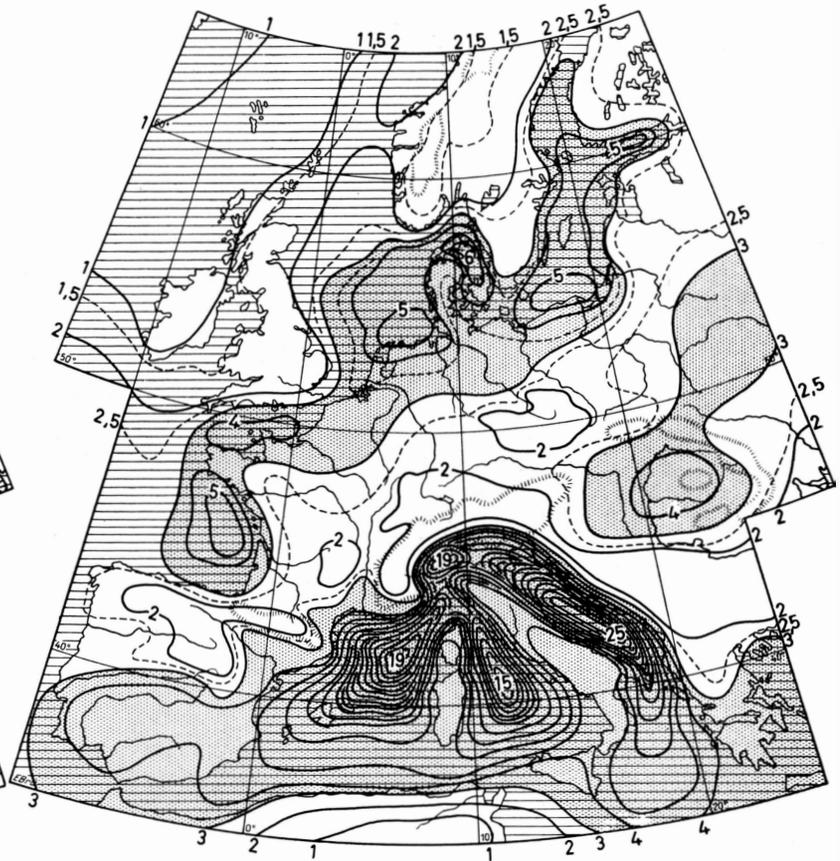


Abb. 5: Verteilung der Tiefdruckgebiete
mit Kerndruck > 1000 mb 1948—1957.

Gruppen ≤ 1000 mb und > 1000 mb gesondert zur Darstellung zu bringen. Das ist in den Abbildungen 4 und 5 geschehen.

Abbildung 4 zeigt die Verteilung der „echten“ Zyklonen mit einem Kerndruck ≤ 1000 mb. Man sieht, daß die in Abb. 1 festgestellte ungeheure Häufung von Tiefdruckgebieten über dem Mittelmeer hier nun sozusagen auf ein vernünftiges Maß reduziert wird. Die Anzahl der Zyklonen ist kleiner als über der Nordsee, dem Atlantik und der nördlichen Ostsee. Diese Verschiebung der Schwerpunkte ändert aber nichts an der Tatsache der geographischen Verteilung überhaupt; denn auch die tiefen „echten“ Zyklonen zeigen — und das ist hier das wesentliche — eine enge Abhängigkeit von der Gliederung unseres Kontinentes. Ihre Anzahl ist z. B. über Schweden und Norwegen, selbst über Großbritannien und Irland deutlich kleiner als über den benachbarten Meeresgebieten, erst recht über der großen Längsachse des Kontinentes von Spanien über Südfrankreich und die Alpen nach Jugoslawien und dem Balkan. Auch die italienische Halbinsel tritt zwischen der Adria und dem Tyrrhenischen Meer einwandfrei mit geringeren Häufigkeitswerten hervor.

Bemerkenswert ist nun, daß die Abbildung 5, die die Verteilung der flachen Tiefdruckgebiete mit einem Kerndruck über 1000 mb zeigt, keineswegs eine prinzipielle Wiederholung der Abbildung 4 ist, sondern daß sie eine interessante Besonderheit hat. Zwar ist auf dieser Abbildung die Anzahl der Tiefs im Mittelmeerbecken gegenüber der Nord- und Ostsee etwa auf das 5fache gestiegen, aber diese Häufung findet auf dem Atlantik keine Parallele. Lediglich in unmittelbarer Küstennähe — und das ist hier das besondere — zieht sich von der Biscaya über den Kanal, die südliche Nordsee und das Kattegat zur Ostsee ein Streifen etwas erhöhter Häufigkeitswerte hin. Dieser Streifen steht offensichtlich im Zusammenhang mit der tagesperiodischen Wärme- und Druck-„Schaukel“, die sich zwischen Wasser- und Landgebieten längs der Küste bildet und mit der Land-Seewind-Zirkulation an den nördlichen Nebenmeeren im Zusammenhang steht. Man muß hierbei berücksichtigen, daß in der Abbildung die Anzahl der Tiefdruckgebiete um 7⁰⁰ h MEZ wiedergegeben ist, also für eine Tageszeit, zu der die Landgebiete noch relativ kühl sind.

IV. Häufigkeit der Tiefdruckgebiete und Witterungsverlauf

Es ist nun von Interesse, den jährlichen Gang der Häufigkeit der Tiefdruckgebiete in den verschiedenen Teilen des Untersuchungs-

gebietes kennenzulernen, um daraus Rückschlüsse auf einen Zusammenhang mit dem Witterungsverlauf ziehen zu können. Dafür wurden drei Gebiete ausgesondert:

1. Nord- und Ostsee-Gebiet
Gesamtfläche $F = 3,29 \times 10^6$ qkm, Anteil von Meeresflächen: 74%. Mittlere monatliche Anzahl der Tiefdruckgebiete auf $F_e = 1 \times 10^6$ qkm: 57; davon höchstens 1000 mb: 39, über 1000 mb: 18.
2. Mitteleuropa
Gesamtfläche $F = 1,71 \times 10^6$ qkm, Anteil von Meeresflächen: 0%. Mittlere monatliche Anzahl der Tiefdruckgebiete auf $F_e = 1 \times 10^6$ qkm: 32; davon höchstens 1000 mb: 9, über 1000 mb: 23.
3. Mittelmeergebiet
Gesamtfläche $F = 1,95 \times 10^6$ qkm, Anteil von Meeresflächen: 64%. Mittlere monatliche Anzahl der Tiefdruckgebiete auf $F_e = 1 \times 10^6$ qkm: 81; davon höchstens 1000 mb: 16, über 1000 mb: 65.

Der jährliche Gang der Häufigkeit der Tiefdruckgebiete ist in den Abbildungen 6 bis 8 dargestellt. Sie zeigen, wie nicht anders zu erwarten, einen außerordentlich verschiedenen Kurvenverlauf.

Über dem nördlichen Raum (Abb. 6) ist der Anteil der Tiefs mit Kerndrucken von mehr als 1000 mb relativ klein; er liegt stets, auch im Mittsommer, unter dem Anteil der tiefen Zyklonen. Der Jahresgang der Häufigkeit der ersteren weist eine verhältnismäßig glatte Kurve mit einem Maximum im wärmsten Monat Juli und einem Minimum im kältesten Monat Januar auf. Kom-

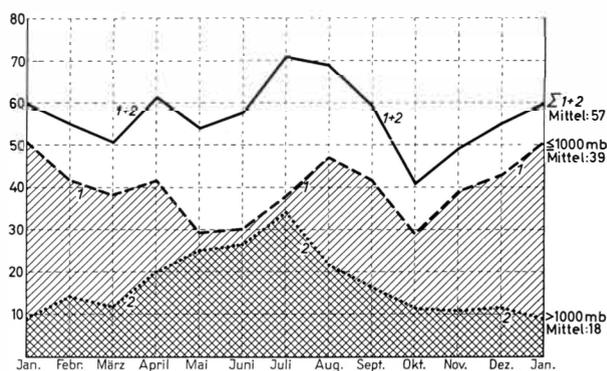


Abb. 6:

Monatliche Anzahl der Tiefdruckgebiete pro 10^6 km²-Fläche über dem Nord- und Ostseegebiet, 1948—1957. Gesamtfläche $F = 3,29 \times 10^6$ km², Anteil der Wasserflächen = 73,8 %. Die Werte wurden auf die Einheitsfläche von $F_e = 1 \times 10^6$ km² umgerechnet. (Gestrichelte Kurve: ≤ 1000 mb (1); gepunktete Kurve: > 1000 mb (2); ausgezogene Kurve: Σ (1) + (2)).

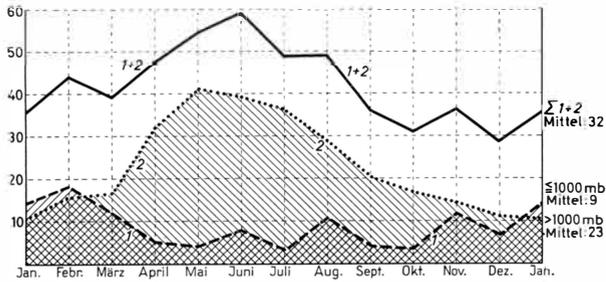


Abb. 7:

Monatliche Anzahl der Tiefdruckgebiete über Mitteleuropa, 1948—1957. Gesamtfläche $F = 1,71 \times 10^6 \text{ km}^2$; Anteil von Wasserflächen: 0 %. Die Werte wurden auf die Einheitsfläche von $F_e = 1 \times 10^6 \text{ km}^2$ umgerechnet. (Gestrichelte Kurve: $\leq 1000 \text{ mb}$ (1); punktierte Kurve: $> 1000 \text{ mb}$ (2); ausgezogene Kurve: $\Sigma (1) + (2)$).

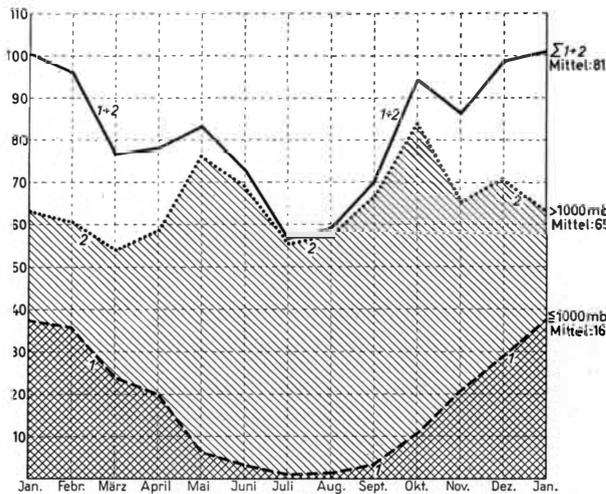


Abb. 8:

Monatliche Anzahl der Tiefdruckgebiete über dem Mittelmeerraum, 1948—1957. Gesamtfläche $F = 1,95 \times 10^6 \text{ km}^2$; Anteil von Wasserflächen = 63,5 %. Die Werte wurden auf die Einheitsfläche von $F_e = 1 \times 10^6 \text{ km}^2$ umgerechnet. (Gestrichelte Kurve: $\leq 1000 \text{ mb}$ (1); punktierte Kurve: $> 1000 \text{ mb}$ (2); ausgezogene Kurve: $\Sigma (1) + (2)$).

plizierter ist der Jahresgang der tiefen Zyklonen, der ein Maximum im Januar, aber noch einen sekundären Hochstand im August hat; dazwischen liegen zwei etwa gleichwertige Minima im Mai und Oktober.

Obwohl der zehnjährige Zeitraum 1948—1957 relativ kurz ist, tritt das wesentliche doch gut hervor; Abbildung 6 kann sozusagen als Prototyp für den Witterungsgang überhaupt gelten. Der Gang der flachen Minima spiegelt die jahreszeitliche Erwärmung mit dem Maximum im Juli wider, der im Jahresgang der Niederschläge der nördlichen Landgebiete seine Parallele findet. Die tiefen Zyklonen mit ihrer Winterhäufigkeit be-

stimmen mehr den Witterungsgang der Küsten und Inseln. Daß ihnen noch ein Sommergipfel aufgesetzt ist, mit einem gegenüber des flachen Tiefs auf den August verschobenen Maximum, zeigt, daß auch bei den tiefen Zyklonen neben dem rein planetarischen der Gegensatz zwischen Land und Meer wirksam wird. Die Umkehrzeiten des Monsuneinflusses treten durch die Minima im Mai und Oktober deutlich hervor.

In Mitteleuropa (Abb. 7) ist dagegen der Anteil der flachen Tiefs bereits mehr als doppelt so groß wie der Anteil der tiefen Zyklonen. Nur im Januar und Februar sind die letzteren etwas häufiger. Dabei liegt das Maximum der flachen Tiefs im Mai; es ist gegenüber der entsprechenden Kurve in Abbildung 6 vorverschoben und fällt mit dem Frühlingsminimum der tiefen Zyklonen über den nördlichen Meeresgebieten zusammen. Diese tiefen Zyklonen zeigen über Mitteleuropa das Frühlings- und Herbstminimum nur sehr schwach ausgeprägt; außerdem ist ihre Häufigkeitsschwankung nur klein, wobei die größeren Werte allgemein auf den Winter und die kleineren auf das Sommerhalbjahr fallen. Wegen des Überwiegens der flachen Tiefdruckgebiete richtet sich daher auch die Summenkurve nach ihnen, wobei lediglich eine kleine Verschiebung des Maximums zum Juni eintritt, als Ausdruck des verstärkten Monsuneinflusses gerade in diesem Monat.

Eine völlig andere Darstellung ergibt sich für das Mittelmeergebiet (Abb. 8). Einerseits ist hier schon der Anteil der flachen Tiefdruckgebiete das ganze Jahr über weitaus dominierend, andererseits zeigt die Kurve der tiefen Zyklonen einen sehr regelmäßigen Verlauf mit einem Minimum im Sommer und einem Maximum im Winter. Die Sommerhäufigkeit geht in den Monaten Juli und August fast auf den Wert Null zurück. Dagegen weist hier die Kurve der flachen Tiefs die Besonderheit auf, daß zwei Maxima auftreten, nämlich im Mai und Oktober, also zu den Zeiten, in denen die Kurve der tiefen Zyklonen in den nördlichen Gebieten zwei Minima hat. Es ist, als ob im Mittelmeergebiet vom Mai an der weitere Anstieg der flachen Tiefs gehemmt ist und rückläufig wird, bis es im Herbst zu dem zweiten Anstieg kommt. Die Ursache für diese Hemmung ist wohl die sommerliche Ausbreitung des Azorenhochs, die das Entstehen der flachen Tiefdruckgebilde im Mittelmeergebiet vorübergehend unterdrückt.

Hier im Mittelmeergebiet zeigt sich nun aber auch, daß die flachen „Wärmetiefs“, als die sie bisher bezeichnet wurden, keineswegs ganz wetterunwirksam sind, denn mit den beiden Häufigkeitsgipfeln im Frühlings- und Herbst hängen

zweifellos die entsprechenden Maxima im Jahresgang der Niederschläge zusammen, die vor allem in Norditalien beobachtet werden. Daß dasselbe nicht auch in Mitteleuropa eintritt, wo das Maximum der flachen Tiefs auf den Mai, das Maximum der Niederschläge aber auf den Juli fällt, liegt offenbar daran, daß hier der Feuchtigkeitsgehalt der Luft über den Landgebieten im Mai noch zu gering ist. Die relative Feuchtigkeit hat in diesem Monat den tiefsten Stand des Jahres überhaupt. Der rasche Häufigkeitsanstieg der flachen Tiefs vom März zum Mai in Mitteleuropa bewirkt hier vor allem die Auslösung monsonaler Kälteeinbrüche, das Eindringen von Luftmassen polaren oder subpolaren Ursprungs, deren Wasserdampfgehalt zu dieser Jahreszeit noch relativ klein ist.

Man erkennt an diesen wenigen Beispielen, wie stark sich das Witterungsgeschehen in den jährlichen Häufigkeitsgang der flachen und tiefen Zyklonen einordnet. Zwischen dem Witterungsregime des Nordatlantik und seiner europäischen

Nebenmeere und dem des Mittelmeeres bildet das mitteleuropäische Festland in vieler Hinsicht eine Übergangszone, deren südliche Begrenzung durch den Hochgebirgszug der Alpen den Wechsel allerdings besonders schroff macht.

Die Betrachtung mündet aber zwangsläufig in eine Berücksichtigung der Größe der beteiligten Luftkörper ein. Es ist selbstverständlich, daß jedes Meeresgebiet und jedes Landgebiet, und sei es noch so klein, entsprechend seinen thermischen Konstanten und seinem Wärmehaushalt einen besonderen Luftkörper bildet. Auch das Druckfeld spricht auf jede thermische Veränderung an, die sich über diesem Gebiet vollzieht, handle es sich nun um tageszeitliche oder um jahreszeitliche Änderungen. Allerdings wird dem europäischen Festland in allgemeinen keine große Wirksamkeit hinsichtlich der Bildung „arteigener“ Luftkörper zugeschrieben — die praktische, auf die Wettervorhersage ausgerichtete Meteorologie pflegt damit nicht zu rechnen. Daß aber seine Mitwirkung zumindest klimatologisch nicht außer

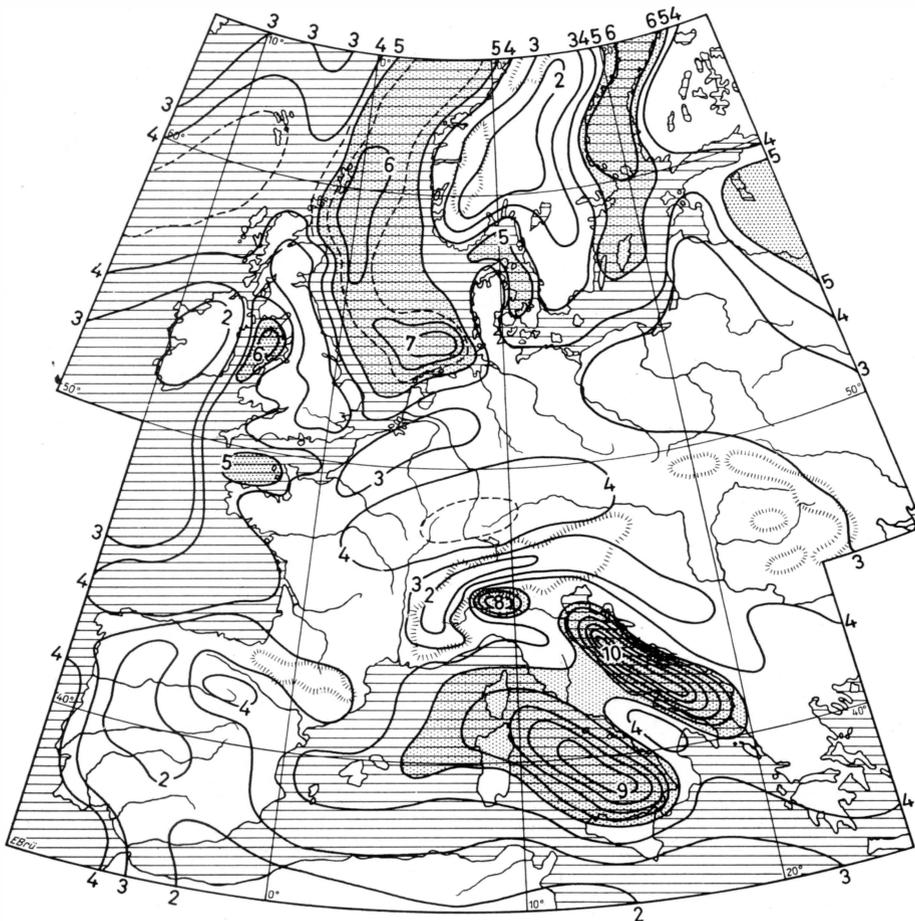


Abb. 9: Verteilung der Höhentiefs in der 500-mb-Fläche 1948—1957.

acht gelassen werden kann, ist durch die bisherigen Ergebnisse bewiesen.

V. Bodentiefs und Höhentiefs

In der praktischen Meteorologie wird der Wärmeinhalt von Luftkörpern durch den Abstand isobarer Flächen, gewöhnlich zwischen der 1000-mb-Fläche und der 500-mb-Fläche, zum Ausdruck gebracht. Es ist nicht ganz dasselbe, trifft aber in etwa auch das wesentliche, wenn man statt dessen die absolute Topographie der 500-mb-Fläche allein betrachtet. Im folgenden ist daher für den Zeitraum 1948—1957 die Anzahl der Höhentiefs im 500-mb-Niveau ausgezählt worden und in Abbildung 9 zur Darstellung gebracht.

Das Bild ähnelt in überraschend starkem Maße dem von Abbildung 1, d. h., die geographische Verteilung der Höhentiefs ist prinzipiell nicht anders als die der Bodentiefs. Hier wie dort treten die Meeresflächen durch größere, die Landgebiete durch geringere Häufigkeitswerte hervor. Es drängt sich daher der Schluß auf, daß selbst noch in einer Höhe von 5500 m über NN (so hoch liegt etwa im Mittel die 500-mb-Fläche) das Druckfeld der Atmosphäre, wenigstens über einen längeren Zeitraum gesehen, von der Erdoberfläche her beeinflusst wird, so sehr, daß sich auch noch kleinere Einzelheiten der Land- und Meerverteilung in den Häufigkeitswerten abbilden. Das ist gewiß erstaunlich und ein Beweis, daß die von VAN BEBBER vorweggenommene Auffassung von der „Klimatologie der atmosphärischen Störungen“ in bezug auf die geographischen Gegebenheiten eine über das Formale hinausgehende Berechtigung hat.

Sucht man nach einer Erklärung, so möchte man annehmen, daß hierbei in erster Linie der Reibungseinfluß eine Rolle spielt und vielleicht weniger die thermischen Effekte. Zwar ist die Bodenreibung nicht sehr hoch hinauf wirksam, wenn man nur an die molekulare Übertragung denkt, aber die mit der Reibung einsetzende Turbulenz, bei der größere Luftquanten gegeneinander nach oben und nach unten verschoben werden, erfaßt eine Schicht, die um eine Größenordnung von 10^3 bis 10^4 mal dicker sein kann. Bei Gebirgsküsten muß man ohnehin mit einem Stau auch der höheren Luftschichten rechnen.

Allerdings ist insgesamt die Anzahl der Höhentiefs geringer als die der Bodentiefs, was zwar zum Teil eine Definitionssache sein kann, aber es zeigt sich daran auch eine gewisse Abschwächung, wie sie im Druckfeld verständlicherweise von unten nach oben Platz greift. Man erkennt das an der Gegenüberstellung der folgenden Zahlenwerte (Tab. 4).

Tabelle 4: Anzahl der Bodentiefs und Höhentiefs 1948—1957

	Bodentiefs	Höhentiefs
a) Gesamtzahl	5881 = 100%	3600 = 100%
davon über Land	2311 = 39%	1658 = 46%
über Wasser	3570 = 61%	1942 = 54%
b) Anzahl im Sommer	3088 = 53%	1927 = 54%
im Winter	2793 = 47%	1673 = 46%
c) Anzahl im Sommer	3088 = 100%	1927 = 100%
davon über Land	1412 = 46%	924 = 48%
über Wasser	1676 = 54%	1003 = 52%
d) Anzahl im Winter	2793 = 100%	1673 = 100%
davon über Land	899 = 32%	734 = 44%
über Wasser	1894 = 68%	939 = 56%

Wie sich aus Tabelle 4 ergibt, ist der Unterschied zwischen Land und Wasser bei den Höhentiefs nicht so stark ausgeprägt wie bei den Bodentiefs (Tab. 4a). Zwar ist das Häufigkeitsverhältnis im Sommer noch annähernd gleich (Tab. 4c). Im Winter (Tab. 4d) ergeben sich jedoch erhebliche Unterschiede: im Bodenniveau ist die Anzahl der Tiefdruckgebiete über Land weniger als halb so groß wie über Wasser.

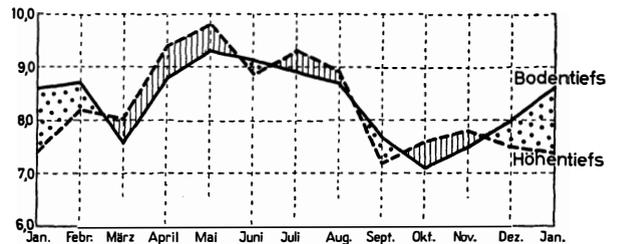


Abb. 10:

Monatliche Anzahl der Tiefdruckgebiete in NN und im Niveau der 500-mb-Fläche in Prozenten der jeweiligen Jahressumme, 1948—1957. (Gestrichelte Kurve: Tiefs in 500 mb; ausgezogene Kurve: Tiefs in NN).

Diese Abhängigkeit der Häufigkeit der Höhentiefs von den Jahreszeiten ist in Abbildung 10 noch näher dargestellt, zugleich mit dem Häufigkeitsgang der Bodentiefs. Man erkennt, daß auch im Jahresverlauf prinzipiell gar keine Unterschiede zwischen beiden bestehen. Die Häufigkeit der Tiefdruckgebiete ist im Winter etwas kleiner als im Sommer, und zwar im Boden- und 500-mb-Niveau um annähernd den gleichen Prozentsatz (Tab. 4b). Dieser jahreszeitlich bedingte Rückgang ist vor allem auf die Verminderung der Tiefdruckgebiete über Land zurückzuführen. Dieser Rückgang ist aber im Bodenniveau erheblich stärker als in der 500-mb-Fläche (Tab. 4c und 4d). Das läßt einen doppelten Rückschluß zu, nämlich erstens, daß sich eine größere Zahl von Bodentiefs im Sommer in der Topographie der 500-mb-Fläche gar nicht ausprägt, wenigstens nicht mit geschlossenen Isohypsen, zweitens, daß

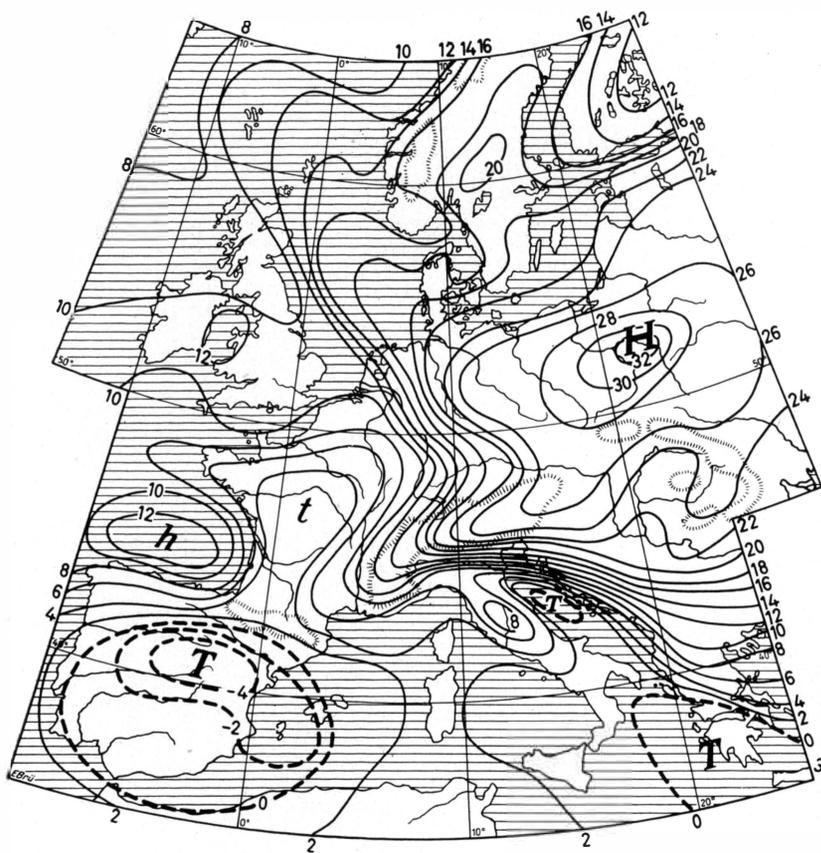


Abb. 11:

Verteilung von Hochdruckgebieten ≥ 1020 mb und Tiefdruckgebieten (negative Werte) an sehr warmen Tagen im Juli und August 1948—1957 (59 Fälle).

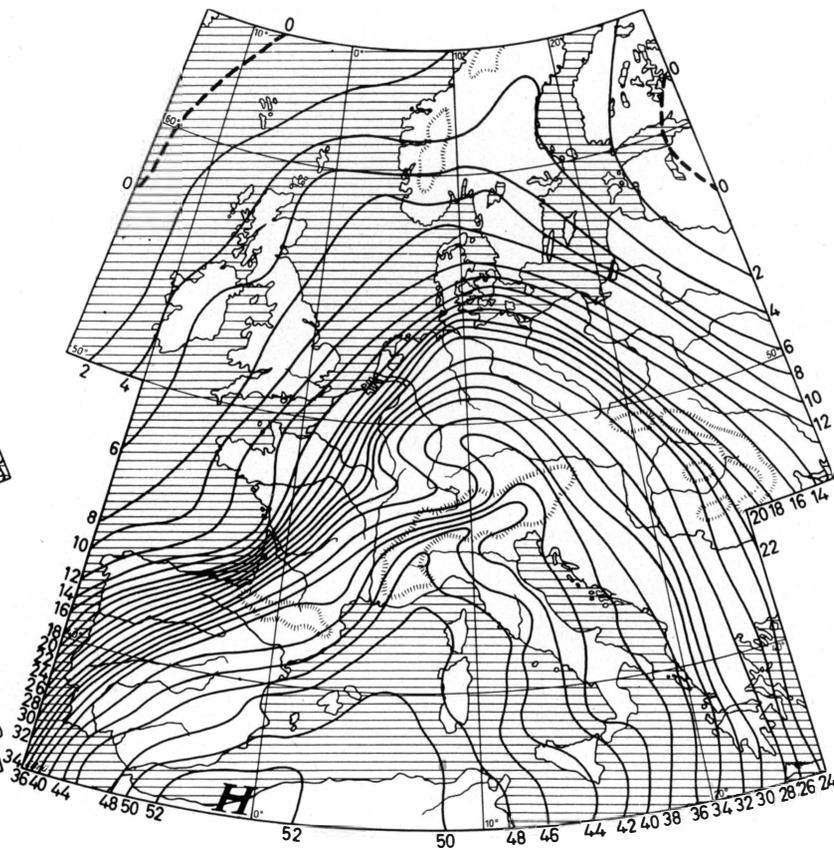


Abb. 12:

Verteilung von Höhenhochkeilen ≥ 5800 gdm in der 500-mb-Fläche an sehr warmen Tagen im Juli und August 1948—1957 (59 Fälle).

auch im Winter manche Hochdruckgebiete des Bodenniveaus in der Höhe nicht zum Ausdruck kommen. Man geht wohl nicht fehl, wenn man annimmt, daß es sich bei den ersteren um die flachen Wärmetiefs handelt und bei den letzteren ebenso um flache winterliche Hochdruckgebiete, deren Existenz auf eine Abkühlung der alleruntersten bodennahen Schichten beruht.

Es ist daher naheliegend zu zeigen, was sich im Druckfeld am Boden und in der Höhe ereignet, wenn es in Mitteleuropa im Winter zu besonders starker Kälte und im Sommer zu besonders großer Hitze kommt. Das sind Fälle, die nicht auf Grund des jahreszeitlich und lagemäßig bedingten Wärmehaushaltes zustande kommen, sondern auf Grund von Kaltluft- und Warmluft-Advektionen aus Gegenden, die in den genannten Jahreszeiten weitaus extremeren klimatischen Bedingungen unterliegen als Mitteleuropa selbst. Es ist die Frage, ob sich in diesen also nicht örtlich bedingten, advektiven Fällen überhaupt noch ein Einfluß der Erdoberflächenformen bemerkbar macht. In beiden Fällen spielt das Vorhandensein von Hochdruckgebieten die Hauptrolle. Ausgewählt wurden für diese Untersuchung solche Tage, an denen in Frankfurt am Main die Tagesmitteltemperatur im Juli und August um 5° über bzw. im Januar und Februar um 5° unter dem Durchschnitt lag. Zur ersten Gruppe gehörten im Zeitraum 1948—1957 neunundfünfzig Fälle, zur zweiten Gruppe achtundsechzig Fälle. Für beide Gruppen wurde nach 5° -Feldern die Häufigkeit hohen Bodendruckes von mindestens 1020 mb und die Häufigkeit von Hochlagen der 500-mb-Fläche ausgezählt, für die Wintergruppe von mindestens 5600 gdm, für die Sommergruppe (wegen der größeren Luftwärme erhöht) von mindestens 5800 gdm. Daneben wurde auch die Häufigkeit von Tiefdruckgebieten berücksichtigt. Das Ergebnis ist in den Abbildungen 11—14 wiedergegeben. Die Karten sind also keine mittleren Druckverteilungen, sondern ebenfalls Häufigkeitsdarstellungen, wobei die Wertigkeit der Isolinien mit von der Anzahl der Fälle abhängt.

Im Bodendruckfeld an den warmen Tagen liegt ein Hochdruckgebiet mit einem Kern über Polen, demzufolge im Raume von Frankfurt warme kontinentale Luftmassen westwärts strömen, angeregt durch tiefen Druck über dem Mittelmeer, Frankreich und dem Atlantik (Abbildung 11). Die Existenz des Hochdruckgebietes über dem Kontinent widerspricht dem sommerlichen Druckgang, nach welchem die Druckverteilung gerade umgekehrt sein sollte. Aber gerade wegen dieser Anomalie ist es in Frankfurt so extrem warm. Was die Wärme aber so drückend macht, ist, daß sich auch in der Höhe Warmluft-

massen befinden, die aus Süden kommen und tropischen oder subtropischen Ursprungs sind. Typisch ist dafür die Topographie der 500-mb-Fläche (Abb. 12). Sie zeigt eine starke Ausbuchtung der Isohypsen nach Norden, also einen Höhenhochkeil, der von Nordafrika her über das Mittelmeer und die Alpen hinweg bis nach Skandinavien reicht. Auf seiner Westseite strömen Warmluftmassen mit großer Geschwindigkeit nach Norden, d. h. es findet mit wachsenden Höhenstufen eine Winddrehung statt, die von einem Ostwind am Boden allmählich übergehend über Südost und Süd zu einer Südwestströmung in der Höhe führt. Das Ungewöhnliche, Fremdartige an dieser Lage ist die Existenz mächtiger Schichten von Warmluftmassen in der Höhe, zu deren Bildung die klimatischen Bedingungen in Europa allein nicht ausreichen würden. Sie geben zusätzlich zu der Erwärmung der bodennahen Schichten eine Strahlung im langwelligen Bereich des Strahlungsspektrums ab, auf die vielleicht auch die mit dieser Lage verbundenen biologischen Wirkungen zurückzuführen sind, die z. B. den Herz- und Kreislaufkranken erhöhte Beschwerden verursachen.

An den Antransport der Warmluft ist die Existenz des Bodenhochs gebunden, denn der Höhenhochkeil überdeckt und unterdrückt in einem großen Teil Europas die Wärmewirkung vom Boden her, die sonst—wie bisher behandelt wurde—die Bildung von Wärmetiefs hervorruft. Lediglich am westlichen Rande des Höhenkeils, dort, wo er schon schwächer ist und die Häufigkeitslinien sich stark aneinander drängen, wird offenbar eine solche Wärmewirkung möglich. Wie die Bodenkarte zeigt, ist über Frankreich die Entstehung eines Wärmetiefs bereits im Gange, in das kalte Luft aus unmittelbarer Nachbarschaft von der Biscaya her einfließen kann. Dieses Tief führt erfahrungsgemäß oft zur Beendigung des Hochdruckeinflusses und des extrem warmen Wetters. Es ist gleichzeitig ein Beispiel dafür, daß ein Wärmetief auch Wetterwirksamkeit erlangen kann, wenn, durch die Lage bedingt, kalte und warme Luftmassen in genügender Mächtigkeit bereitstehen. Das ist hier der Fall. Ihr nahes Aneinanderrücken zeigt sich in der Höhenkarte an der starken Drängung der Häufigkeitslinien über Frankreich. Hier wird damit eine Zyklonogenese begünstigt, die eine Sommermonsunlage einleiten kann, bei der sich schließlich hochreichende Kaltluft vom Atlantik in den europäischen Kontinent ergießt.

Aber die Entstehung des Wärmetiefs ist nicht der einzige Weg für die Einflußnahme der Erdoberfläche. Die gleichfalls starke Drängung der

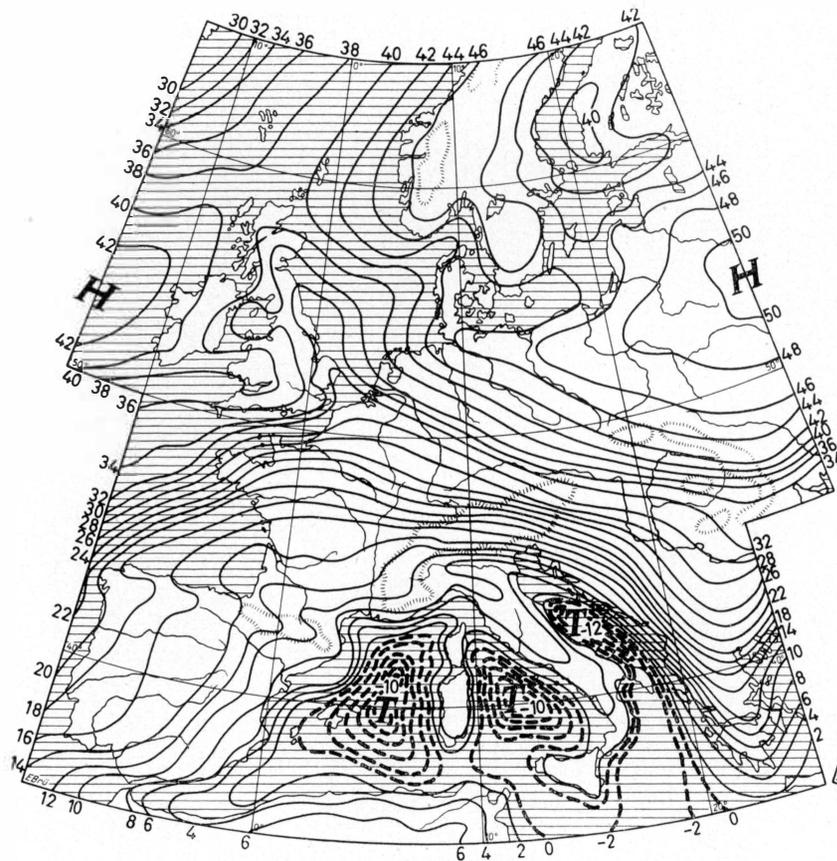


Abb. 13:

Verteilung von Hochdruckgebieten ≥ 1020 mb und Tiefdruckgebieten (negative Werte) an sehr kalten Tagen im Januar und Februar 1948—1957 (68 Fälle).

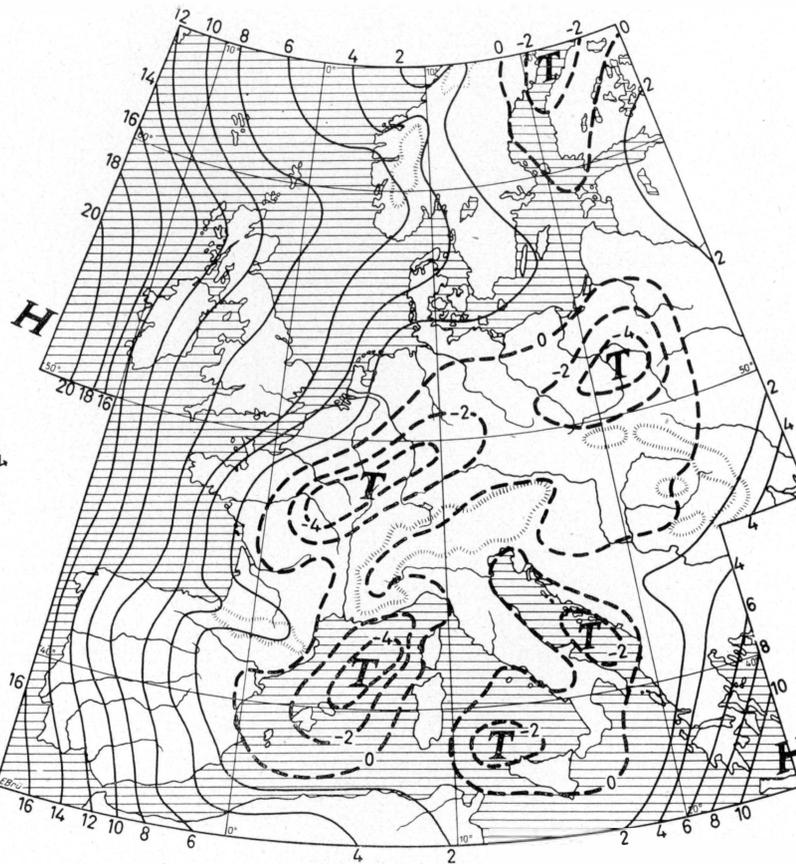


Abb. 14:

Verteilung von Höhenhochs ≥ 5600 gdm und Höhentiefs (negative Werte) in der 500-mb-Fläche an sehr kalten Tagen im Januar und Februar 1948—1957 (68 Fälle).

Häufigkeitslinien im Bodendruckfeld längs der Alpen und ihre zyklonale Umbiegung auf deren Nordseite ist auch ein Zeichen für ihre Mitwirkung. Sie beruht allerdings weniger auf einer Wärmewirkung als auf einem dynamischen Effekt, der sich aus dem Stau der Luftmassen vor dem Gebirge ergibt. Mit ihrem Absteigen auf der Leeseite ist eine Trogbildung verbunden.

Es ist nun sehr bezeichnend, daß das Druckbild an den kalten Wintertagen im Bodenniveau dem vorigen sehr ähnlich ist (Abb. 13). Denn auch bei extremer Kälte liegt im Osten ein Hoch, aus welchem unter den veränderten Strahlungsbedingungen des Winters kalte kontinentale Luftmassen westwärts fließen. Aber das Höhendruckfeld ist völlig anders (Abb. 14): hoher Druck befindet sich über dem Atlantik, die Häufigkeitslinien sind über Westeuropa nordsüdwärts gerichtet, andeutend, daß kalte polare Luftmassen über dem ganzen Untersuchungsraum nach Süden in Bewegung sind. An Stelle des Bodenhochs liegt in der Höhe ein breiter Tiefdrucktrog, der von Finnland und Nordrußland über Mitteleuropa und das Mittelmeer bis nach Nordafrika reicht. Lediglich das Bodendruckfeld verrät Anklänge an die Mitwirkung der Erdoberfläche. Es ist gerade umgekehrt wie an warmen Tagen: an diesen wurde das Bodenhoch gewissermaßen von oben her erzwungen und genährt, an den kalten Tagen handelt es sich dagegen um einen thermischen Effekt von unten her. Das Bodenhoch umfaßt nur die bodennächsten Luftschichten, während oben tiefer Druck herrscht.

Man könnte diese Bodendrucksituation als Wintermonsunlage bezeichnen, aber es wird dabei auch ersichtlich, daß es sich bei der Monsunströmung nur um einen sehr seichten Bodenstrom handelt, der schon in geringer Höhe durch eine mächtige polare Nordströmung überdeckt wird. Der geringe Feuchtigkeitsgehalt und die Reinheit dieser polaren Luft ist allerdings mit dafür maßgeblich, daß die Ausstrahlung von der Erdoberfläche besonders wirksam wird, vor allem wenn auch noch eine Schneedecke liegt. Um so mehr rücken in der Atmosphäre die Druckflächen aneinander, der Drucktrog in der Höhe wird noch vertieft und die Heranführung der Polarluft intensiviert — ein Vorgang, der Anzeichen einer Selbstverstärkung in sich trägt. Hierbei werden nicht die Einzelheiten der Topographie wirksam, sondern der europäische Kontinent als Ganzes. Die Einzelheiten zeigen sich im Bodendruckfeld an der Ausbuchtung der Häufigkeitslinien über der Ostsee und Skandinavien, an ihrer Drängung am Rande des Mittelmeergebietes und an der Lage des Hochdruckkernes im Zentrum der größten Küstenferne.

Aber auch das Höhendruckfeld läßt noch Zusammenhänge mit der Erdoberflächengestaltung vermuten.

VI. Schlußbemerkung

Die Gegenüberstellung der beiden Kollektive von warmen und kalten Tagen und ihrer barischen und luftmassenmäßigen Voraussetzungen sollte eine Vorstellung davon geben, wie weit über dem europäischen Raum geographische und planetarische Einflüsse gegeneinander abzuwägen sind. Es zeigte sich, daß selbst bei diesen speziellen Typen der atmosphärischen Großzirkulation der Einfluß der Erdoberflächenformen noch mit im Spiele ist. Es ist ein Einfluß, der sich in Einzelfällen quantitativ nicht immer erfassen läßt, der sich aber von Fall zu Fall summiert und schließlich zu dem Bilde beiträgt, das die geographische Verteilung der Tiefdruckgebiete vor Augen führt.

In dieser Verteilung begegnen sich thermische und dynamische Wirkungskomplexe. Wohl an erster Stelle ist sie ein Ergebnis von Unterschieden der Bodenreibung, die sich durch Turbulenz und Wärmekonvektion bis in große Höhen hinauf durchsetzt, wie an dem Beispiel der Verteilung der Höhentiefs deutlich gemacht wurde. Reibung und Thermik werden dadurch zu „Klimafaktoren“ erster Ordnung.

An zweiter Stelle spielt die Bildung spezieller Festlands- und Meeresluftkörper eine Rolle, die über die Küstenlinie hinweg in Form einer monsunalen und einer (stärker ausgeprägten) Land-Seewindzirkulation in Austausch treten, ein Vorgang, der im Druckfeld durch eine jahres- und tageszeitlich wechselnde Häufung und Anordnung der Tiefdruckgebiete sichtbar wird und deutlich breitenabhängig ist.

Allerdings muß hier mit einer gewissen Vorstellung gebrochen werden, der Ansicht nämlich, daß der „wahre“ oder „eigenbürtige“ Klimacharakter unseres Kontinentes nur bei antizyklonalen Wetterlagen zum Ausdruck komme. Das ist vielmehr auch bei zyklonalen Lagen der Fall, wenn auch mit einer anderen Verkettung von Ursache und Wirkung. Schon das Auftreten der zyklonalen Lagen selbst hat sich als abhängig von Einflüssen erwiesen, die von der Erdoberfläche ausgehen, wobei selbst die Einzelformen unseres vielgegliederten Kontinentes eine Rolle spielen. Manche in der europäischen Meteorologie gebräuchlichen Begriffe wie „Skagerrak-Zyklone“, „Genua-Zyklone“ oder „festländisches Hoch“ usw. sprechen unmittelbar diesen Zusammenhang an.

Es war der Zweck der Untersuchung zu zeigen, daß der „scheinbar regellose, launenhafte Gang der Witterung“ (VAN BEBBER) die Bezugnahme zur Erdoberfläche jedenfalls nicht ausschließt. Er wird damit einer geographischen Betrachtungsweise zugänglich, die es gestattet, „Witterung“ und „Klima“ nicht mehr als eine

Alternative zweier verschiedener Wissenschaftszweige, sondern als Einheit innerhalb des physisch-geographischen Lehrgebäudes aufzufassen.

Für seine sorgfältige Mithilfe bei der Auszählung der Tiefdruckgebiete danke ich Herrn Dipl. Met. W. Sommer.

DJERBA

Beitrag zur Kulturgeographie Südtunesiens

Mit 5 Textfiguren und 3 Bildern

KARL SUTER

Summary: Djerba: A Contribution to the Human Geography of Southern Tunisia. The isle of Djerba in southern Tunisia, only 514 sq. Km. large, belongs to the steppe zone of the southern Mediterranean, and its climate is characterised by hot and dry summers and mild, moderately humid, winters. This climate permits the successful cultivation of olives and dates, and in addition modest grain and vegetable growing is practised. The inhabitants distinguish four types of cultivated plots: *menzel* (garden with dwelling house), *djnän* (fruit garden), *sanja* (vegetable garden with well for irrigation) and *frawa* (olive grove). Except for the latter type it is typical of all these gardens to be surrounded by high hedges.

Djerba's characteristic settlement type is dispersed. The siting of the farmsteads is utterly independent of edaphic features as occurrence of water, altitude, topography and soil types. This independence is possible since the Djerbis depend for their water supply on wells. There is at least one per dwelling house, but in many cases there are two. Borings for suitable freshwater, apart from a single case, have so far had no success.

The dwelling house of the island (called *dar*) consists of a single room which is divided into three sections. The central section serves as living quarters, whereas the adjoining ones on either side are used for sleeping. One of the latter is regularly covered by a dome (*quba*); this is used during the winter. The other is covered by a cubical structure with windows (*ghorfa*). This is used for sleeping in summer. In the latter case the sleeping accommodation is raised 3 m. above the ground and the washing facilities are underneath this raised bunk. Two or three houses are normally combined in a single structure (*haouch*); this is inhabited by related families and has also communally used rooms as kitchen and storage space. Somewhat different from this are the Jewish houses of the two settlements Hara Kbirra and Hara Shrirra.

The total number of inhabitants of the isle is 60,000; they are Berbers, or rather Arabised Berbers. They belong to two different Mohammedan denominations, the Malikis and the Ibadites. There are numerous mosques on the isle. The main occupation is horticulture, additional ones are fishing, pottery and the making of carpets and wall mats. Since these occupations are insufficient to provide an adequate livelihood for the population, many Djerkis emigrate, especially to the towns of Tunisia. There they have a high reputation as traders in cloth and spices. Emigration is, however, only of the temporary type. The principal settlement is the small market town of Houmt-Souk.

Über Djerba ist in den Jahren 1941 und 1942 in der *Revue Tunisienne*, Tunis, unter dem Titel „L'île de Djerba“, von S. TLATLI eine sehr lesens-

werte Monographie erschienen (Band 1941 I. Teil, S. 1—81; Band 1942 II. Teil, S. 1—124). Auf sie wird im vorliegenden Aufsatz, der keine Sammlung von Wiederholungen sein will, nur vereinzelt hingewiesen. Mein Aufenthalt (Herbst 1958) hatte den Zweck, festzustellen, ob gewisse geographische Aspekte, durch die sich die zur nordalgerischen Sahara gehörende Region des Mzab auszeichnet, auch hier auftreten. Daß die Wahl für die vergleichende Untersuchung auf Djerba fiel, war gegeben, ist es doch in rassischer, religiöser und sprachlicher Hinsicht mit dem Mzab verwandt. Auch Djerba wird von Berbern oder vielleicht besser arabisierten Berbern bewohnt, die einen eigenen berberischen Dialekt sprechen und einer besondern muslimischen Glaubensrichtung, jener der Kharidjiten, im besondern der Ibaditen angehören. Doch trifft das nicht für die ganze Insel zu. Ungefähr die Hälfte ihrer Bevölkerung ist in religiöser Hinsicht malikitisch und spricht Arabisch als Muttersprache. Von Malikiten ist hauptsächlich der Osten und Norden (Midoun, Beni Maaguel, Arkou, Taourit) und ein Abschnitt im Innern (El Mai, Mahboubine) bewohnt; der ganze übrige und zwar größere Teil ist vorwiegend ibaditisch, so der Westen, Süden, ein Teil des Nordens und bedeutende Abschnitte im Innern (Guellala, Adjim, Cedriane, Ouallagh, Sedouikech, Beni Diss).

Djerba ist eine 514 km² große Insel in der Kleinen Syrte. Sie kann vom Festland aus auf zwei Wegen erreicht werden, entweder mit der Fähre über die 2 km breite Enge von Adjim oder mit dem Auto über den 6 km langen, in der Zeit nach dem zweiten Weltkrieg erbauten Straßendamm von El Kantara. Er durchquert einen sehr seichten Meeresabschnitt. Schon zur Römerzeit war die Insel an dieser Stelle durch eine Chaussee mit dem Festlande verbunden.

Djerba ist je 29 km lang und breit. Was dem aufmerksamen Besucher sofort auffällt, ist das Fehlen eines markant in Erscheinung tretenden