

**Mitteilungen**  
des  
**Deutschen Wetterdienstes**

**Nr. 25**  
(Band 4)

DK 551.509.324.2

Über Zusammenhänge zwischen Parametern des  
Luftdruck- und Temperatur-Feldes  
und dem Niederschlag

von

**Hans Mollwo**

(mit 19 Abbildungen und 6 Tabellen im Text)



Offenbach a. M. 1961

Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung . . . . .	3
Abstract . . . . .	3
1. Einleitung . . . . .	4
1.1. Problemstellung . . . . .	4
1.2. Grundsätzliche Überlegungen . . . . .	4
2. Vorbereitende Arbeiten . . . . .	5
2.1. Material . . . . .	5
2.2. Bestimmung der Parameter . . . . .	6
3. Die Brauchbarkeit der Beziehungskurven zu Aussagen über den Niederschlag . . . . .	8
3.1. Niederschlagsaussage mit Hilfe eines Parameters . . . . .	8
3.1.1. Aussage für einen 24stündigen Zeitraum . . . . .	8
3.1.2. Aussage für einen 6stündigen Zeitraum . . . . .	10
3.2. Niederschlagsaussage mit Hilfe mehrerer Parameter . . . . .	12
3.2.1. Korrelationen . . . . .	12
3.2.2. Einführung des Begriffs „Niederschlagsbereitschaft“ . . . . .	12
3.2.3. Additionssatz . . . . .	15
3.2.4. Gütetest mit Frankfurter Material . . . . .	15
4. Erweiterung des Grundmaterials . . . . .	16
5. Die Richtung der Bodenisobaren als Parameter . . . . .	19
5.1. Schwierigkeiten bei der Verwendung des Richtungs-Parameters . . . . .	19
5.2. Interpretation des Richtungs-Parameters . . . . .	19
5.3. Vertikaler Temperaturgradient und Höhe der 500-mb-Fläche . . . . .	21
6. Praktische Durchführung des Verfahrens . . . . .	23
6.1. Konstruktionsanweisung . . . . .	23
6.2. Beispiele . . . . .	24
6.2.1. Die statistische Beziehung zwischen Bodenluftdruck und Niederschlagswahrscheinlichkeit . . . . .	24
6.2.2. Synoptische Karten der Niederschlagsneigung . . . . .	25
7. Anwendung auf das Vorhersageproblem . . . . .	34
Literatur . . . . .	36

Anschrift des Verfassers:

Dr. H. Mollwo, Offenbach a. M.  
Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Abt. Synoptik

### **Zusammenfassung**

Am Beispiel von drei deutschen Stationen werden auf statistischem Wege Beziehungen zwischen Eigenschaften des Boden- und Höhendruckfeldes und dem Niederschlag abgeleitet. Es wird untersucht, mit welchen Erfolgsaussichten diese Beziehungen auch im Einzelfall zu Aussagen über den Niederschlag benutzt werden können. Die erfolgreichste Methode wird schließlich in eine Form gebracht, die es gestattet, auf graphischem Wege Karten der Niederschlagsneigung zu konstruieren.

### **Abstract**

Three German stations are used to deduct by statistical means relationships between the properties of surface and altitude pressure patterns on the one and precipitations on the other hand. It is studied to which extent these relations may hopefully be applied in individual cases, to precipitation forecasts. The most successful method is put into a form which allows maps of the susceptibility to precipitation to be constructed by graphical means.

## 1. Einleitung

### 1. 1. Problemstellung

Mit der Einführung von Vorhersagekarten in den praktischen Wetterdienst sind zwei wesentliche Dinge erreicht worden: Das Prognosenproblem ist in weit geringerem Maße eine Angelegenheit des subjektiven Vorstellungsvermögens und des Geschicks des einzelnen Meteorologen geworden, und im Zusammenhang damit ist die Treffsicherheit der Vorhersagen unbestreitbar um einen bemerkenswerten Prozentsatz angestiegen. Und doch spielt die persönliche Erfahrung des Prognostikers noch immer eine wesentliche Rolle bei der Deutung des zukünftigen Wetterkartenbildes und wird sie auch weiterhin spielen, selbst wenn die Vorhersagekarten mit verbesserten Methoden einen noch höheren Grad an Genauigkeit erreichen. Jeder Meteorologe, der einige Zeit im laufenden Vorhersagedienst gearbeitet hat, kennt z. B. die erheblichen Schwierigkeiten, die — gar nicht so selten — bei der „Übersetzung“ der Bodenvorhersagekarte in die für den allgemeinen Gebrauch bestimmte Textvorhersage auftreten. Das gilt in erhöhtem Maße für die Niederschlagsvorhersage, die zudem noch in der breiten Öffentlichkeit besonders kritisch beurteilt wird.

Als wesentlichstes Hilfsmittel bei der Abfassung einer solchen Vorhersage dient nach wie vor der prognostizierte Durchzug einer Front. In der Tat hat eine Auszählung von 30 Wintermonaten ergeben, daß in 75 % aller Fälle, in denen innerhalb von 24 Stunden eine Niederschlagsmenge über 0.1 mm in Frankfurt/M. beobachtet wurde, während dieser Zeit eine Front die Station überquerte. Die restlichen 25 % setzten sich zusammen aus 10 %, in denen keine Front, wohl aber ein ausgeprägter Höhentrog über das Rhein-Main-Gebiet hinwegzog, und 15 %, bei denen die Niederschlagsursache nicht eindeutig zu erkennen war. Andererseits tritt nicht an jeder Front in ihrer ganzen Erstreckung Niederschlag auf. Bekannt sind die Fälle, in denen — z. B. bei einer nördlichen Westlage — eine Front über Mitteleuropa hinwegzieht und mit Sicherheit gesagt werden kann, daß sie in ihren nördlichen Teilen Niederschlag bringen wird, für ihre südlichen Ausläufer eine Aussage aber kaum noch möglich ist. Eine einigermaßen genaue Abgrenzung der Frontabschnitte mit und ohne Niederschlag kann also nicht gegeben werden. Und damit ist das Problem umrissen, dessen Lösung in der vorliegenden Arbeit angestrebt werden soll:

Besteht die Möglichkeit, unter Verwendung objektiv und zahlenmäßig faßbarer Informationen, die zum Vorhersagetermin zur Verfügung stehen, die Gebiete mit Niederschlag während eines gewissen Vorhersagezeitraums von denen ohne Niederschlag mit hoher Trefferwahrscheinlichkeit abzugrenzen?

### 1. 2. Grundsätzliche Überlegungen

Das Problem konzentrierte sich zunächst darauf, Parameter zu suchen, die eindeutige Beziehungen zur Niederschlagsbildung besitzen. Das Kriterium „Front“ schied dabei erstens schon wegen der geschilderten Erfahrungstatsachen aus. Zweitens wird aber auch eine Front bereits auf Grund einer weitgehend subjektiven Beurteilung des komplexen Wetterzustandes gezeichnet, wobei die Beobachtungstatsache „Niederschlag“ selbst schon eine große Rolle spielt. Und schließlich wurde von der Einführung eines Front-Parameters abgesehen in Gedanken an numerische Vorhersagekarten, welche Fronten im Sinne einer analysierten Bodenwetterkarte nicht liefern.

Als Parameter wurden zunächst Größen gewählt, die nach der synoptischen Erfahrung mit dem Auftreten von Niederschlag an einer Station in Verbindung zu bringen sind. So wurden nach und nach herangezogen: Höhe des Luftdrucks

am Boden, Lage des Steuerungszentrums, Richtung des Druckgradienten, 24-stündige Luftdruckänderung an der Station und in bestimmten Richtungssektoren, Höhe der absoluten Topographie der 500-mb-Fläche, Richtung der Strömung im 500-mb-Niveau, 24stündige Änderung der Höhe der 500-mb-Fläche, die gleichen Werte für die relative Topographie 500/1000 mb usw.

Die Versuche, diese Parameter als Eingänge in eine Mehrfachkorrelations-tabelle zu benutzen und auf Grund ihrer Werte von 6 Uhr GMT bzw. vom Früh-termin die Wahrscheinlichkeit von Niederschlag z. B. in Frankfurt/M. für die Zeit von 18 Uhr GMT des gleichen bis 18 Uhr GMT des folgenden Tages zu bestimmen, führten zu keinem befriedigenden Ergebnis. In amerikanischen Arbeiten wurde dieser Weg zwar beschritten, und für verschiedene Orte der Vereinigten Staaten sind so mit mehr oder weniger großem Erfolg objektive Methoden der Niederschlagsvorhersage entwickelt worden (6), (9), (10), (13), (15). Es handelt sich dabei aber vorzugsweise um Stationen, an denen infolge ihrer Lage im Bereich der hohen Gebirgszüge Westamerikas nur markante, sehr wesentlich durch die Orographie beherrschte Wettersituationen vorkommen. Die Übertragung dieser Verfahren auf unsere Verhältnisse wird einmal dadurch erschwert, daß hier der Größenordnung nach vergleichbare Gebirgseinflüsse fehlen. Zum anderen sind die wetterwirksamen Vorgänge im europäischen Raum aber auch in vielen Fällen wesentlich unübersichtlicher und in den Übergängen von der einen zur anderen Situation außerordentlich verschwommen. Man braucht sich nur an einigen Beispielen klar zu machen, welche Menge verschiedenster meteorologischer Daten vom Erdboden und aus der freien Atmosphäre, unter Umständen in einem Umkreis von mehreren tausend Kilometern, für das Auftreten von Niederschlag an einer Station ausschlaggebend sein kann. All diese Werte müßten in die Mehrfachkorrelationstabelle eingehen. Diese würde dadurch selbst bei geschicktester Auswahl und Kombination der Parameter einen solchen Umfang annehmen, daß eine einigermaßen ausreichende Besetzung ihrer Felder praktisch unmöglich ist. Aber selbst angenommen, eine solche Tabelle könnte aufgestellt werden, so würde sich ihre Leistung auf zwei Gebiete erstrecken müssen. Erstens müßte sie auf Grund der aktuellen Daten indirekt auf die dreidimensionale Verteilung der meteorologischen Elemente schließen für den Zeitpunkt, für den eine Niederschlagsvorhersage verlangt wird. Und zweitens müßte sie dann aussagen, wie groß die Niederschlagswahrscheinlichkeit auf Grund dieser vorhergesagten dreidimensionalen Verteilung ist. Der erste Schritt wäre aber gleichbedeutend mit einer auf statistischer Grundlage aufgebauten Vorhersage dessen, was — vermutlich zuverlässiger — bereits in Form des anderweitig vorhergesagten Wetterkartenbildes vorliegt. Die ganze Arbeit mußte sich daher wesentlich vereinfachen lassen, wenn die gesuchte Methode der Niederschlagsvorhersage auf den nach konventionellen oder numerischen Methoden gewonnenen Vorhersage-karten aufgebaut wurde.

Es handelte sich nach dieser Überlegung also in erster Linie darum, an Hand aktueller Wetterlagen ein Verfahren zu entwickeln, das grundsätzlich von einer dreidimensional vorgegebenen Druck- und Temperaturverteilung auf Niederschlag zu schließen gestattet. Durch Anwendung eines solchen Verfahrens auf die üblichen Vorhersagekarten müßte es dann später möglich sein, etwa für den Termin der vorhergesagten Bodendruckverteilung punktweise oder im Idealfall kartenmäßig Aussagen über die Niederschlagswahrscheinlichkeit zu machen.

## 2. Vorbereitende Arbeiten

### 2.1. Material

Als Grundlage für alle weiteren Untersuchungen waren zunächst einmal möglichst eindeutige, allgemein gültige Beziehungen zwischen Niederschlag und den üblichen, in Karten dargestellten Größen herauszuarbeiten.

Um dieses Vorhaben nicht unnötig zu komplizieren, war das zu bearbeitende Material einem Zeitraum zu entnehmen, in dem die Sonneneinstrahlung mit ihrer labilisierenden Wirkung nur zu einem geringen Teil an der Niederschlagsbildung beteiligt ist. Das mußte in guter Annäherung der Fall sein, wenn nur winterliche Wetterlagen bearbeitet wurden. Außerdem waren zur Klärung der Frage, welchen objektiv meßbaren Größen tatsächlich eine Beziehung zum Niederschlag beizumessen ist, wie schon gesagt nicht die vorhergesagten, sondern die aktuellen Karten heranzuziehen. Und schließlich sollte das untersuchte Material möglichst umfangreich sein, um einigermaßen zuverlässige Maßzahlen zu bekommen.

Diesen Gesichtspunkten schien ein Grundmaterial bestehend aus den Beobachtungen der Monate Oktober bis März der Winterhalbjahre 1953/54 bis 1957/58, also aus etwa 900 Einzelfällen gerecht zu werden. Hinzu kamen noch dieselben Monate 1952/53 und 1958/59 als Testmaterial.

Als Station, für die die Zusammenhänge zunächst einmal untersucht werden sollten, wurde Frankfurt/M. gewählt, bezüglich der Niederschlagsmenge genauer gesagt das Mittel aus Frankfurt/M. und Darmstadt, um örtliche Zufälligkeiten möglichst auszuschließen.

## 2. 2. Bestimmung der Parameter

Für jeden Tag der sieben Winterhalbjahre wurden nun folgende Werte aus der Bodenkarte von 6 Uhr GMT bzw. den Topographien des Frühtermins bestimmt:

- 1.) der Bodenluftdruck  $p$  als ein im täglichen Leben weithin benutztes Kriterium für den Wettercharakter,
- 2.) die Richtung der Bodenisobaren  $d$  als angenäherter Ausdruck für die ebenfalls gern prognostisch gewertete Bodenwindrichtung,
- 3.) die Höhe  $h$  der 500-mb-Fläche über NN (absolute Topographie), wegen der jahreszeitlich bedingten Schwankungen ausgedrückt durch die Abweichung ( $h - H$ ) vom langjährigen Monatsmittel  $H$ ,
- 4.) der Abstand zwischen der 500- und der 1000-mb-Fläche  $r$  (relative Topographie), ebenfalls als Abweichung ( $r - R$ ) vom langjährigen Monatsmittel  $R$ ,
- 5.) die vertikale Windscherung zwischen Boden und 500 mb,
- 6.) die 24stündige Änderung des Bodenluftdrucks,
- 7.) die 24stündige Änderung der Höhe der 500-mb-Fläche,
- 8.) die 24stündige Änderung des Abstandes 500/1000 mb

und noch einige andere direkt bestimmbare Größen. Die auf Grund synoptischer Erfahrung in enger Beziehung zum Niederschlag stehende 3stündige Änderung des Bodenluftdrucks konnte leider nicht als Parameter eingeführt werden, da sie kein mit den bisher üblichen Methoden vorhersagbares Element ist. Wohl aber ist schon aus den Grundlagen der theoretischen Meteorologie der funktionelle Zusammenhang zwischen dem Wert des auf die Luftdruckverteilung angewandten Laplaceschen Operators und der Vertikalbewegung bekannt, so daß auch eine enge Beziehung zwischen diesem Ausdruck (im weiteren Verlauf einfach als „Laplace“ oder mit „L“ bezeichnet) und dem Niederschlag zu erwarten war.

Der „Laplace“ für einen Ort 0 läßt sich praktisch leicht bestimmen, indem man die Luftdruckwerte im Abstand  $s$  von 0 nach N, E, S und W addiert, mittelt und von dem Resultat den Zentralwert, den Luftdruck im Punkt 0, subtrahiert. Die so gebildete Größe ist dann ein Maß sowohl für die Krümmung der Isobaren (positiv = zyklonal, negativ = antizyklonal) wie auch für die aus der Isobarenanordnung folgende horizontale Scherung. Der Abstand  $s$  wird wesentlich von dem angestrebten Ziel bestimmt und läßt sich für quantitative Berechnungen mathematisch bestimmen. Im vorliegenden Fall genügte jedoch folgende Überlegung:

Da der „Laplace“ die unmittelbar an der Station herrschenden Verhältnisse möglichst genau charakterisieren soll, wird es zweckmäßig sein,  $s$  möglichst klein zu wählen. Da der Ausdruck  $p_N + p_E + p_S + p_W - 4 p_0$  mit abnehmendem  $s$  immer kleiner wird, setzen Zeichengenauigkeit und Auswertbarkeit der Karten jedoch eine untere Grenze. Andererseits darf  $s$  nicht beliebig vergrößert werden, weil sonst u. U. wesentliche Eigenschaften des Luftdruckfeldes unterdrückt und statt dessen Druckgebilde berücksichtigt werden, die für die Verhältnisse an der Station belanglos sind. Unter Abwägung der jeweiligen Vor- und Nachteile wurde für  $s$  schließlich eine Entfernung von 500 km in  $50^\circ$  Breite gewählt.

Auf diese Weise wurde als weiterer Wert für jeden Tag berechnet:

9.) der Wert des auf die Bodendruckverteilung angewandten Laplace-Operators  $L$ .

Die Größen 1.) bis 9.) wurden dann jeweils in Klassen unterteilt und gezählt, wie häufig in jeder dieser Klassen im Zeitraum 12 Stunden vor bis 12 Stunden nach Termin, also von 18 bis 18 Uhr GMT, Niederschlag gefallen war. Dabei wurde die Niederschlagsmenge nur insofern berücksichtigt, als 24 Stunden mit Mengen bis 0.1 mm noch als niederschlagsfrei gezählt wurden.

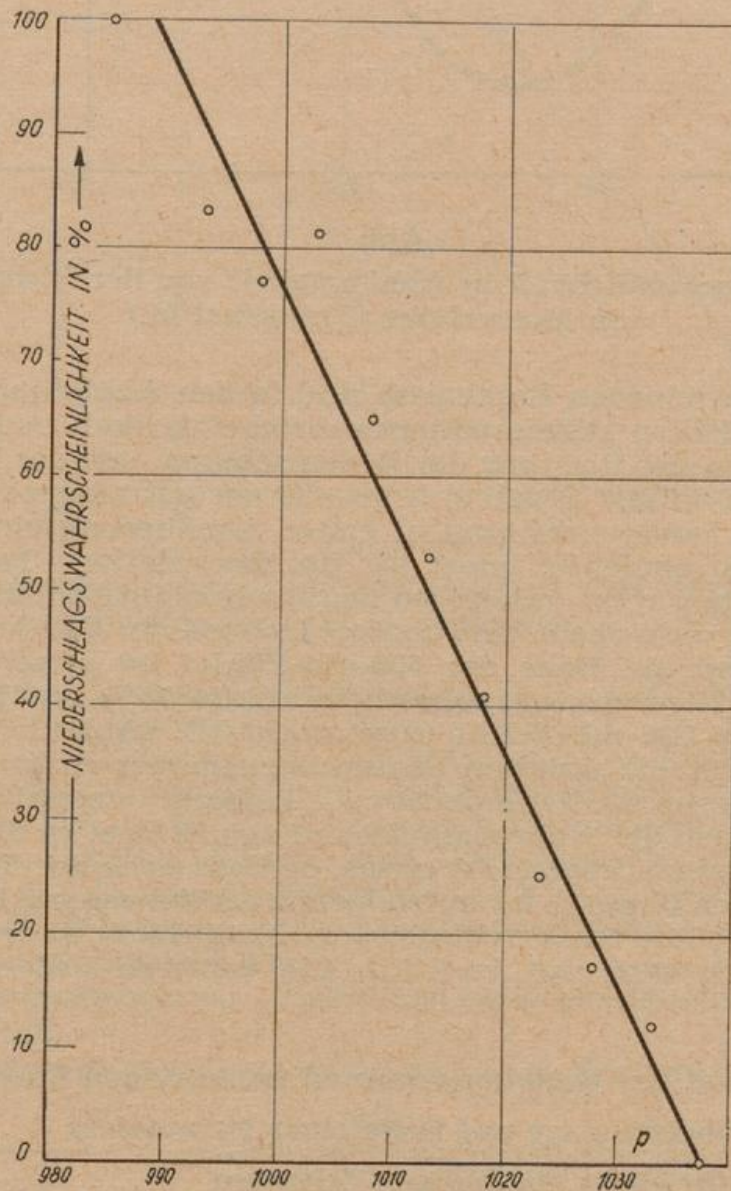


Abb. 1

Niederschlagswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit von dem Luftdruck in Meereshöhe (Frankfurt/M.)

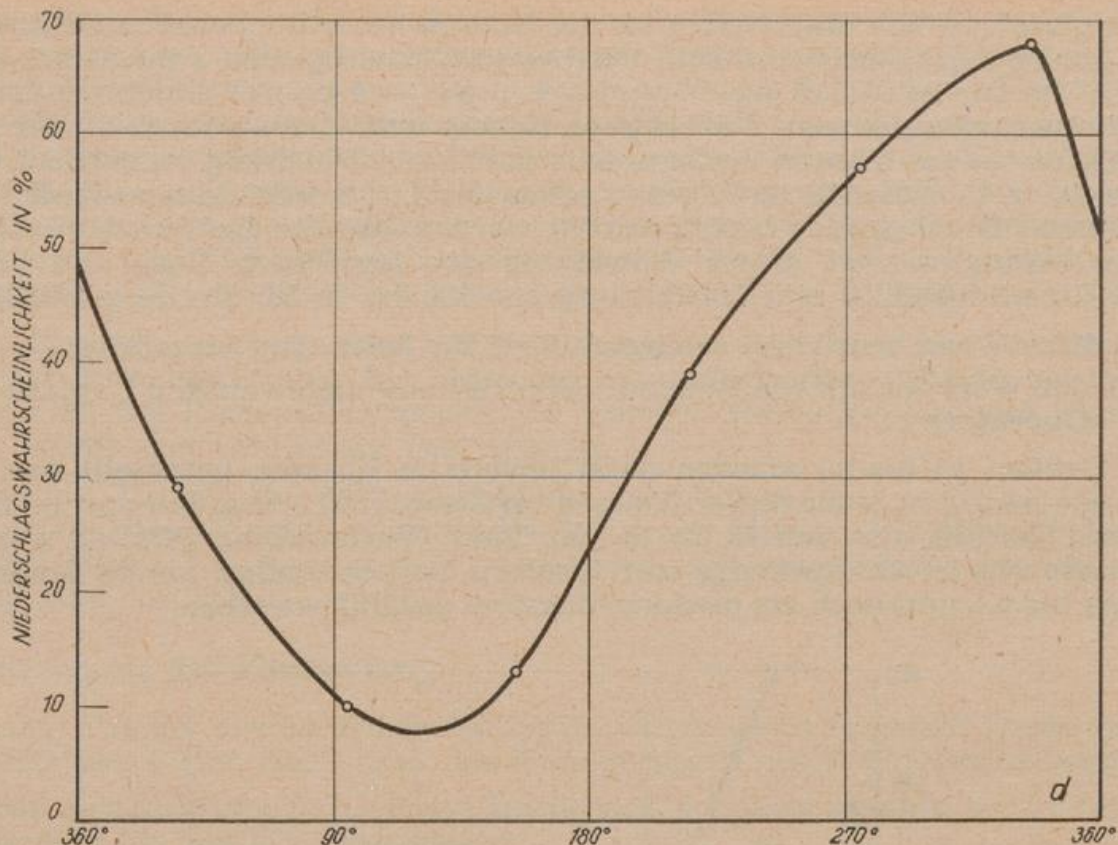


Abb. 2

Niederschlagswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit von der Richtung der Isobaren in Meereshöhe (Frankfurt/M.)

Einige der so gewonnenen Ergebnisse sind in den Abbildungen 1 bis 5 dargestellt. In den vier Fällen „Niederschlagswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit vom Bodenluftdruck, von der Richtung der Bodenisobaren, von der Höhe der 500-mb-Fläche und vom „Laplace“ ergab sich jeweils ein gut ausgeprägter Zusammenhang, der bei der Isobarenrichtung in erster Annäherung einen sinusförmigen Verlauf zeigt, sonst eindeutig linear ist. Bei der relativen Topographie ist der Zusammenhang schon recht locker; bei den übrigen Größen, die nicht wiedergegeben sind, war er nicht mehr einwandfrei feststellbar. Bei den Kurven für den Bodenluftdruck und die Höhe der 500-mb-Fläche ist bemerkenswert, daß in beiden Fällen die Niederschlagswahrscheinlichkeit 50 % mit Normaldruck bzw. normaler Höhe der 500-mb-Fläche zusammenfällt. (Abb. 1 kann als gewisse „Rechtfertigung“ für die üblichen Skalen der Zimmer-Aneroid-Barometer mit der Einteilung „Regen — Veränderlich — Trocken“ angesehen werden.) Beim „Laplace“ ist dagegen die Wahrscheinlichkeit von 50 % etwa dem Wert + 0.5 zugeordnet. Dies Ergebnis überrascht etwas, da doch nach der Theorie auch schon bei Werten zwischen 0 und + 0.5 aufsteigende Luftbewegung herrscht und demnach eine etwas erhöhte Niederschlagswahrscheinlichkeit zu erwarten sein sollte. Dieser Widerspruch wird sich im Laufe der weiteren Untersuchung zwanglos lösen (siehe 3.2.2.).

### 3. Die Brauchbarkeit der Beziehungskurven zu Aussagen über den Niederschlag

#### 3. 1. Niederschlagsaussage mit Hilfe eines Parameters

##### 3. 1. 1. Aussage für einen 24stündigen Zeitraum

Um zu überprüfen, welche Trefferaussichten bestehen, wenn die im Abschnitt 2.2. gefundenen Beziehungskurven im Einzelfall zur Aussage über den Niederschlag benutzt werden, wurde für jeden Tag der 12 Testmonate die Niederschlags-

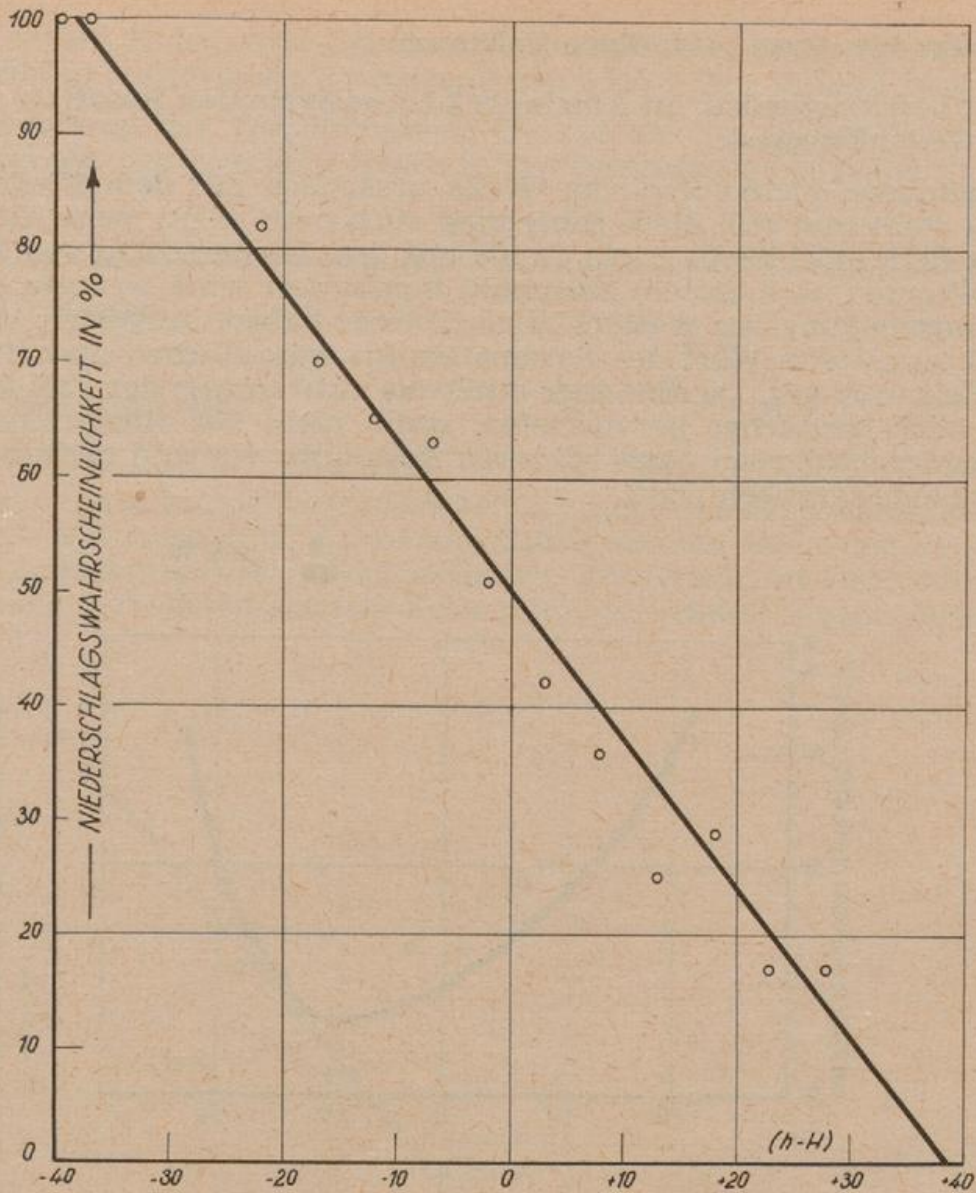


Abb. 3

Niederschlagswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit von der Höhe der 500-mb-Fläche über NN als Abweichung vom langjährigen Monatsmittel (Frankfurt/M.)

wahrscheinlichkeit in Frankfurt/M. bestimmt, d. h. es wurden entsprechend den täglichen Frankfurter Werten für  $p$ ,  $(h-H)$ ,  $d$  und  $L$  aus den zugehörigen Beziehungskurven die Niederschlagswahrscheinlichkeiten abgelesen. Diese Wahrscheinlichkeitswerte wurden dann mit den tatsächlichen Niederschlagsbeobachtungen von 12 Stunden vor bis 12 Stunden nach Termin verglichen und als Treffer gezählt, wenn die Beziehungskurve eine Niederschlagswahrscheinlichkeit über 50 % lieferte und gleichzeitig Niederschlag über 0.1 mm aufgetreten war und umgekehrt. Dieses Verfahren ist gleichbedeutend mit der Voraussetzung, die als Arbeitshypothese I aufgestellt wurde:

Gleichen Parameterwerten entsprechen stets gleiche Niederschlagswahrscheinlichkeiten.

Bei diesem Prüfverfahren ergaben sich folgende Trefferprozent:

Tab. 1

Parameter	$p$	$(h - H)$	$d$	$L$
Trefferprozent	71	71	62	66

### 3. 1. 2. Aussage für einen 6stündigen Zeitraum

Die wenig befriedigenden, im Abschnitt 3.1.1. mitgeteilten Resultate führten zu folgendem Gedankengang:

Wenn irgendeine meteorologische Größe ursächlich mit dem Niederschlag in Verbindung steht und sich diese Beziehung auch noch zeigt, wenn die zu einem bestimmten Zeitpunkt beobachtete Größe mit dem Niederschlag von 12 Stunden vor bis 12 Stunden nach diesem Zeitpunkt kombiniert wird, so kann dies nur in der Erhaltungsneigung des Wetters seine Ursache haben, dergestalt, daß der für 6 Uhr GMT ermittelte Wert des Parameters im wesentlichen auch für den 24-stündigen Zeitraum gilt. Da dies aber durchaus nicht immer der Fall ist, muß die Beziehung noch deutlicher hervortreten, wenn nicht der Niederschlag von 24 Stunden, sondern während eines kürzeren Zeitraums vor und nach dem Termin zur Prüfung herangezogen wird.

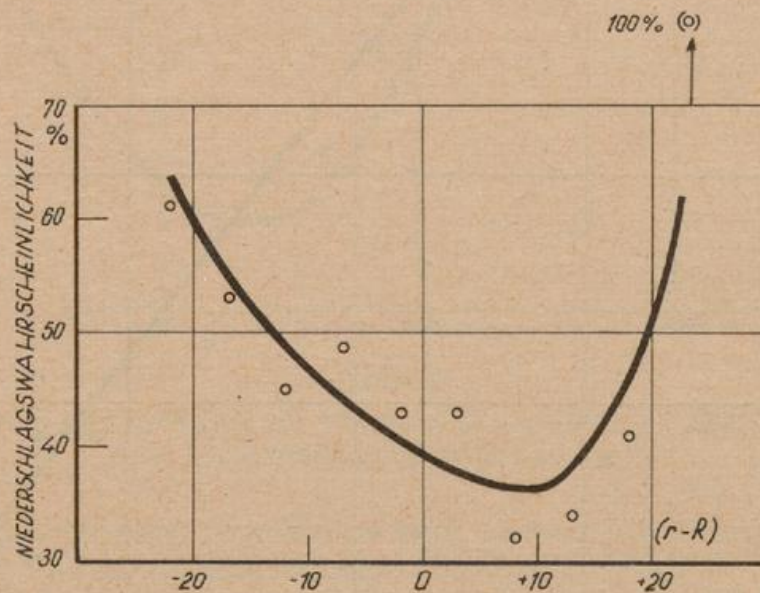


Abb. 4

Niederschlagswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit von dem Abstand 500 mb über 1000 mb als Abweichung vom langjährigen Monatsmittel (Frankfurt/M.)

Der Gedanke, diesen Zeitraum unmittelbar auf den Beobachtungstermin 6 Uhr GMT zu beschränken und die Brauchbarkeit der Beziehungskurven nur an Hand der Niederschlagsbeobachtungen von 6 Uhr GMT zu testen, wurde alsbald wieder verworfen. In dem untersuchten Material — wie auch ganz allgemein — gibt es nämlich zweifellos eine Zahl von Fällen (z. B. Schauerlagen), in denen um 6 Uhr GMT gerade kein Niederschlag beobachtet wurde, obwohl nach dem einen oder anderen Parameter Niederschlag zu erwarten war und tatsächlich auch kurz vorher oder nachher auftrat. Um diese, durch kleinräumige Vorgänge verursachten Abweichungen auszuschalten, war es notwendig, zusätzlich die Niederschlags-tätigkeit während einer gewissen, kurzen Zeitspanne vor und nach Termin zu berücksichtigen. Außerdem bringt auch der Umstand, daß der „Laplace“ mit Hilfe von Werten bestimmt wird, die auf einer Wetterkarte zu interpolieren sind, eine zeitliche Streuung mit sich. Als kürzerer Zeitraum, für den die Aussagekraft der Beziehungskurven geprüft werden sollte, wurden daher schließlich 3 Stunden vor bis 3 Stunden nach dem Bodenkartentermin gewählt.

Da die Menge des auftretenden Niederschlags auch weiterhin außer Betracht bleiben soll, ließ sich jeder Tag auf Grund der synoptischen Meldungen von 3, 6 und 9 Uhr GMT nach den Angaben über das augenblickliche Wetter (ww) und bei der 9-Uhr-Meldung auch nach dem Wetterverlauf in den letzten 3 Stunden

(W) in die beiden Kategorien „Niederschlag“ und „kein Niederschlag“ einordnen. Dabei blieb also lediglich die Zeitspanne von 3 bis 5 Uhr unberücksichtigt.

Bei Anwendung der Beziehungskurven auf das in dieser Weise eingeteilte Testmaterial wurden nunmehr folgende Trefferprozent festgestellt:

Tab. 2

Parameter	p	(h — H)	d	L
Trefferprozent	77	70	66	76

In der Tat zeigt sich eine, besonders bei „L“ nicht unbeträchtliche Verbesserung der Resultate mit Ausnahme der Abhängigkeit von der Höhe der 500-mb-Fläche. Die in diesem einen Fall fast gleichbleibende Trefferzahl ist vermutlich als Folge der wesentlich geringeren kurzfristigen Veränderlichkeit dieses Parameters anzusehen.

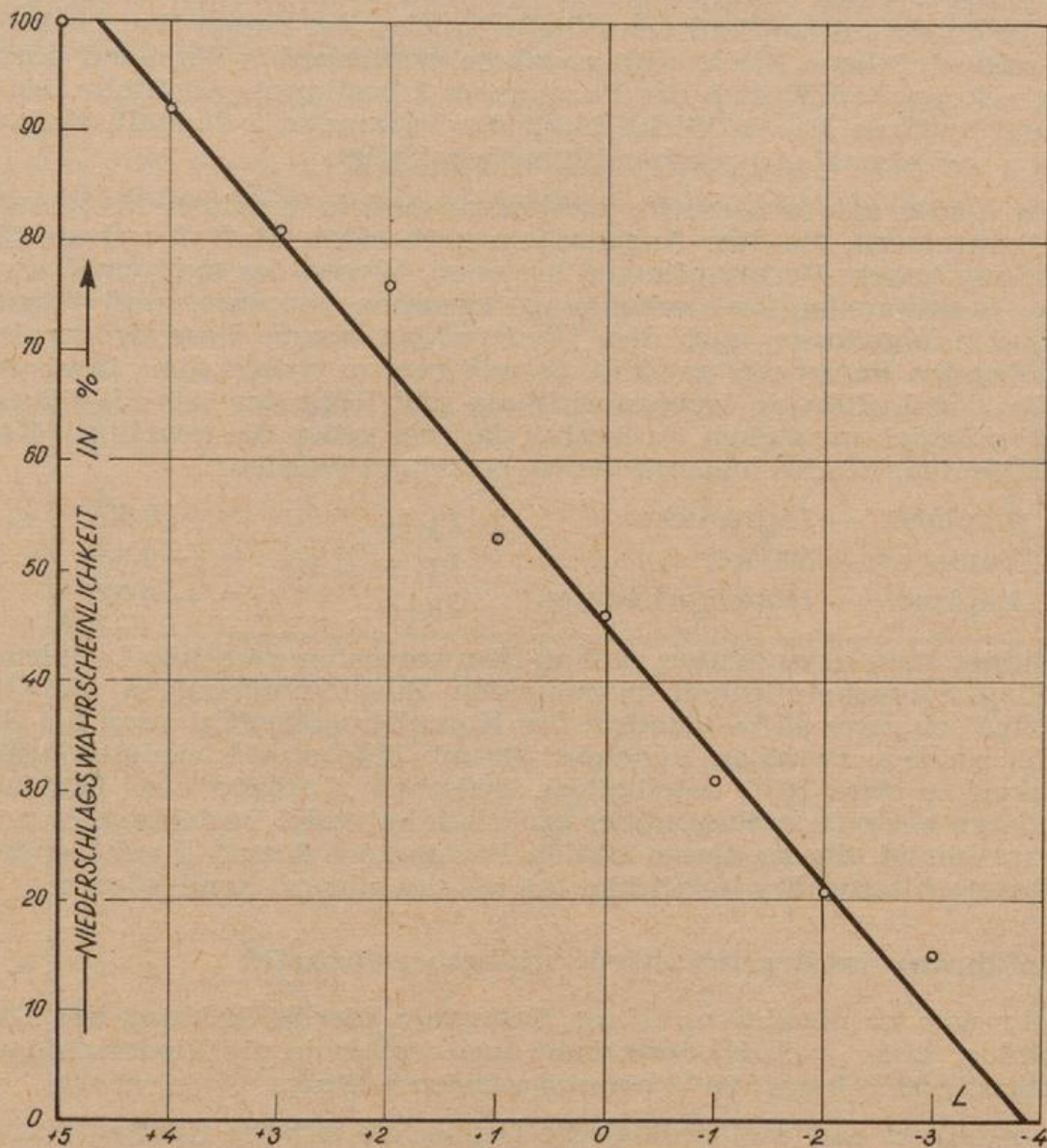


Abb. 5

Niederschlagswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit vom „Laplace“ (Frankfurt/M.)

### 3. 2. Niederschlagsaussage mit Hilfe mehrerer Parameter

#### 3. 2. 1. Korrelationen

Das Problem, für den aktuellen Einzelfall eine praktisch brauchbare Niederschlagsaussage zu liefern, mußte aber auch jetzt noch als nicht gelöst betrachtet werden. Erfolgsaussichten von bestenfalls 77% liegen bei Übertragung auf das spätere Pronosenproblem so wenig über dem Treffersatz von 71%, den allein eine auf der Erhaltungsneigung basierende Vorhersage für das Testmaterial liefert, daß von einer wirklich verbesserten Leistung bei Benutzung nur einer der gefundenen Beziehungen kaum zu reden ist. Dieser Sachverhalt überrascht nicht so sehr, ist es doch eine synoptische Erfahrungstatsache, daß sich der Niederschlag in den meisten Fällen nicht eindeutig auf die Wirkung einer einzigen meteorologischen Größe zurückführen läßt. Wenn nun aber, wie es auch die berechneten Kurven zeigen, verschiedenen Größen grundsätzlich ein Einfluß auf die Niederschlagsbildung zukommt, dann müssen die Einflüsse dieser verschiedenen Größen im Einzelfall nebeneinander auftreten. Das Ereignis „Niederschlag“ ist also als Folge der in jedem Fall gleichzeitig wirkenden Parameter 1 und 2 usw. anzusehen. Als in dieser Weise maßgebende Parameter dürfen aber natürlich nicht Größen benutzt werden, zwischen denen irgendwie nennenswerte Verknüpfungen bestehen. In einem solchen Fall wäre die beispielsweise einem Wert  $a$  des Parameters 1 zugeschriebene Niederschlagswahrscheinlichkeit weitgehend durch den mit  $a$  eng gekoppelten Wert  $b$  des Parameters 2 bestimmt. An Stelle der Parameter 1 und 2 würde also in Wirklichkeit der Parameter 2 doppelt, einmal entsprechend  $a$  und einmal entsprechend  $b$  berücksichtigt.

Zunächst mußte also untersucht werden, ob und in welchem Maße zwischen den vier Parametern, die dem Augenschein nach einen Einfluß auf die Niederschlagsbildung haben, Verknüpfungen bestehen. Wegen des mathematisch nachweisbaren, funktionellen Zusammenhangs zwischen „Laplace“ und Vertikalbewegung und infolgedessen auch dem Niederschlag wurde diese Größe als einer der maßgebenden Parameter gewählt. Es war nun zu entscheiden, inwieweit die anderen Größen Luftdruck, Isobarenrichtung und Höhe der 500-mb-Fläche zum „Laplace“ in Beziehung stehen. Aufschluß darüber geben die jeweiligen Korrelationskoeffizienten, für die folgende Werte berechnet wurden:

Kkf. „Laplace“ — Luftdruck:	$r_{L p}$	= -0.65
„ „Laplace“ — 500 mb:	$r_{L (h-H)}$	= -0.32
„ „Laplace“ — Isobarenrichtung:	$r_{L d}$	= -0.02

Diese Zahlen sind so zu deuten, daß an dem scheinbar zwischen Luftdruck und Niederschlagswahrscheinlichkeit bestehenden Zusammenhang in Wirklichkeit der „Laplace“ zu etwa 40% (Quadrat des Korrelationskoeffizienten bei linearer Beziehung), an dem zwischen Höhe der 500-mb-Fläche und Niederschlagswahrscheinlichkeit zu etwa 10% beteiligt ist. Zwischen „Laplace“ und Richtung der Bodenisobaren besteht demgegenüber praktisch keinerlei Beziehung. Es war also erfolgversprechend, die zu diesen beiden Parametern  $L$  und  $d$  gehörenden einzelnen Niederschlagswahrscheinlichkeiten miteinander zu kombinieren.

#### 3. 2. 2. Einführung des Begriffs „Niederschlagsbereitschaft“

Nunmehr war zu überlegen, ob als Kriterium für die Bildung der Gruppen „Niederschlag“ bzw. „kein Niederschlag“ auch weiterhin die Niederschlagswahrscheinlichkeit  $> 50\%$  bzw.  $< 50\%$  benutzt werden sollte.

Im Einzelfall ist eine meteorologische Größe, die sich im Kräftegleichgewicht befindet, bezüglich ihrer Wetterwirksamkeit bekanntlich indifferent. Erst eine Abweichung von diesem Zustand, eine Störung des Gleichgewichts liefert einen Beitrag zum Wettergeschehen. Dem Gleichgewicht im Einzelfall kann man bei

der Betrachtung statistischen Materials den klimatologischen Mittelwert gleichsetzen. Er repräsentiert die durchschnittlichen, ungestörten Zirkulationsverhältnisse und damit den „indifferenten“ Wetterzustand. Eine Abweichung von diesem Mittelwert ist mithin ein Maß für die Störung der normalen Zirkulationsverhältnisse und damit für die in der Atmosphäre herrschende Tendenz, eine Abweichung vom „indifferenten“ mittleren Wetterzustand zu begünstigen.

Somit mußte es zweckmäßig sein, nicht die Niederschlagswahrscheinlichkeit von 50 % als kritischen Grenzwert zu benutzen, sondern die mittlere Niederschlagswahrscheinlichkeit. Sie sei mit  $\bar{N}$  bezeichnet. Die Abweichungen von diesem Mittelwert stellen nun aber nicht mehr Niederschlagswahrscheinlichkeiten dar; negative Wahrscheinlichkeiten gibt es nicht. Es wurde daher für die Differenz zwischen der zu einem Zeitpunkt herrschenden Niederschlagswahrscheinlichkeit und ihrem Mittelwert der Ausdruck Niederschlagsbereitschaft eingeführt. Diese Niederschlagsbereitschaft stellt dann die durch den jeweiligen Parameter bewirkte, gegenüber dem indifferenten Zustand erhöhte oder herabgesetzte Neigung zur Niederschlagsbildung dar.

Werden die anfangs (siehe 2.2., Abb. 2 und 5) berechneten Werte für die Niederschlagswahrscheinlichkeit aus der Isobarenrichtung mit  $X_d$  und aus dem „Laplace“ mit  $Y_L$ , die zugehörigen Werte für die Niederschlagsbereitschaft entsprechend mit  $x_d$  und  $y_L$  bezeichnet, so gilt

$$x_d = X_d - \bar{N} \quad [1] \quad \text{und} \quad y_L = Y_L - \bar{N} \quad [2]$$

$\bar{N}$  läßt sich leicht durch die Bildung des Quotienten aus der Zahl der im Grundmaterial enthaltenen Fälle mit Niederschlag und der Gesamtzahl der Fälle bestimmen.

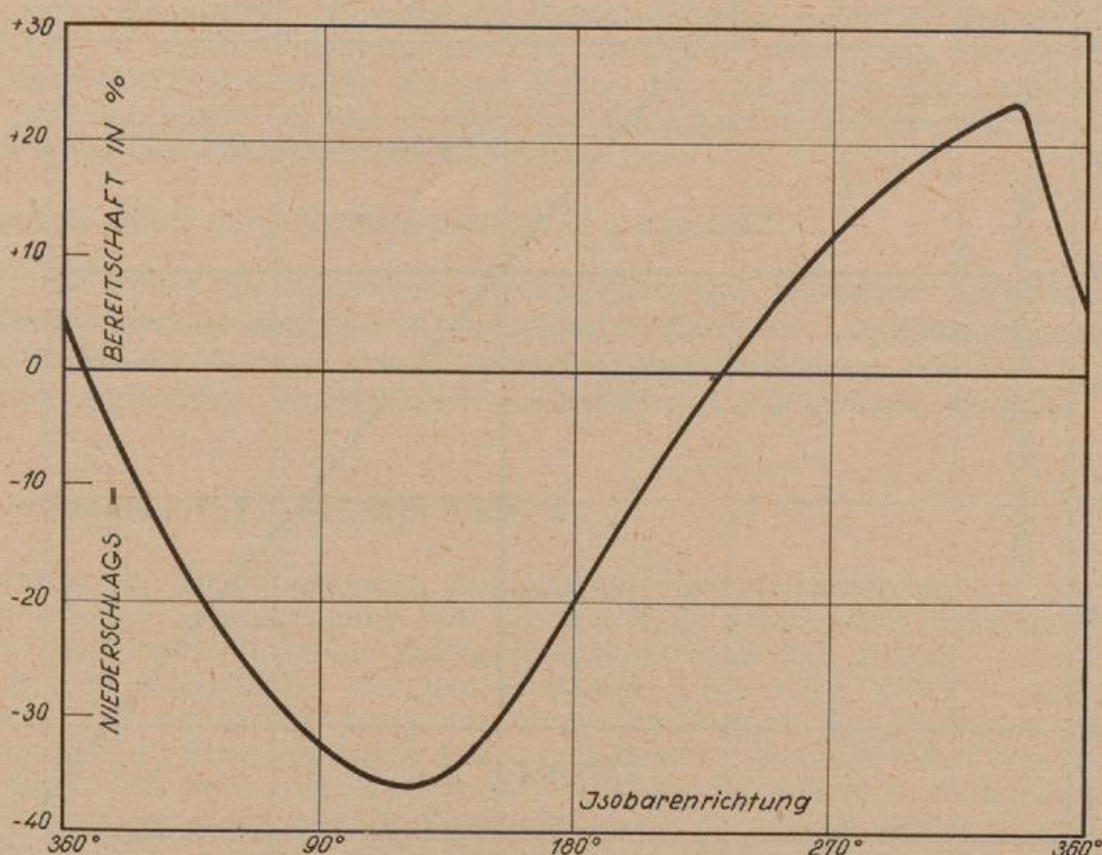


Abb. 6

Niederschlagsbereitschaft in Abhängigkeit von der Richtung der Isobaren in Meereshöhe

Der Übergang von Niederschlagswahrscheinlichkeiten zu Niederschlagsbereitschaften bietet damit keinerlei Schwierigkeiten. Aus Abb. 2 und 5 ist z. B. für die Isobarenrichtung 210 Grad:  $X_{210} = 37\%$ , und für den „Laplace“ 0:  $Y_0 = 45\%$  abzulesen. Durch Auszählung des Grundmaterials wurde als mittlere Niederschlagswahrscheinlichkeit bestimmt:  $\bar{N} = 44\%$ . Daraus folgt für die Niederschlagsbereitschaft aus der Isobarenrichtung 210 Grad:  $x_{210} = -7\%$  und für die aus dem „Laplace“ 0:  $y_0 = +1\%$ , oder allgemein für die Niederschlagsbereitschaft aus der Isobarenrichtung die Beziehung der Abb. 6 und für die aus dem „Laplace“ die Beziehung der Abb. 7.

Bemerkenswert ist, daß nach dieser Transformation dem „Laplace“-Wert  $L = 0$  jetzt praktisch als Beitrag zur Niederschlagsbildung der Wert Null zukommt, wie es die mathematische Formel für die Vertikalbewegung fordert.

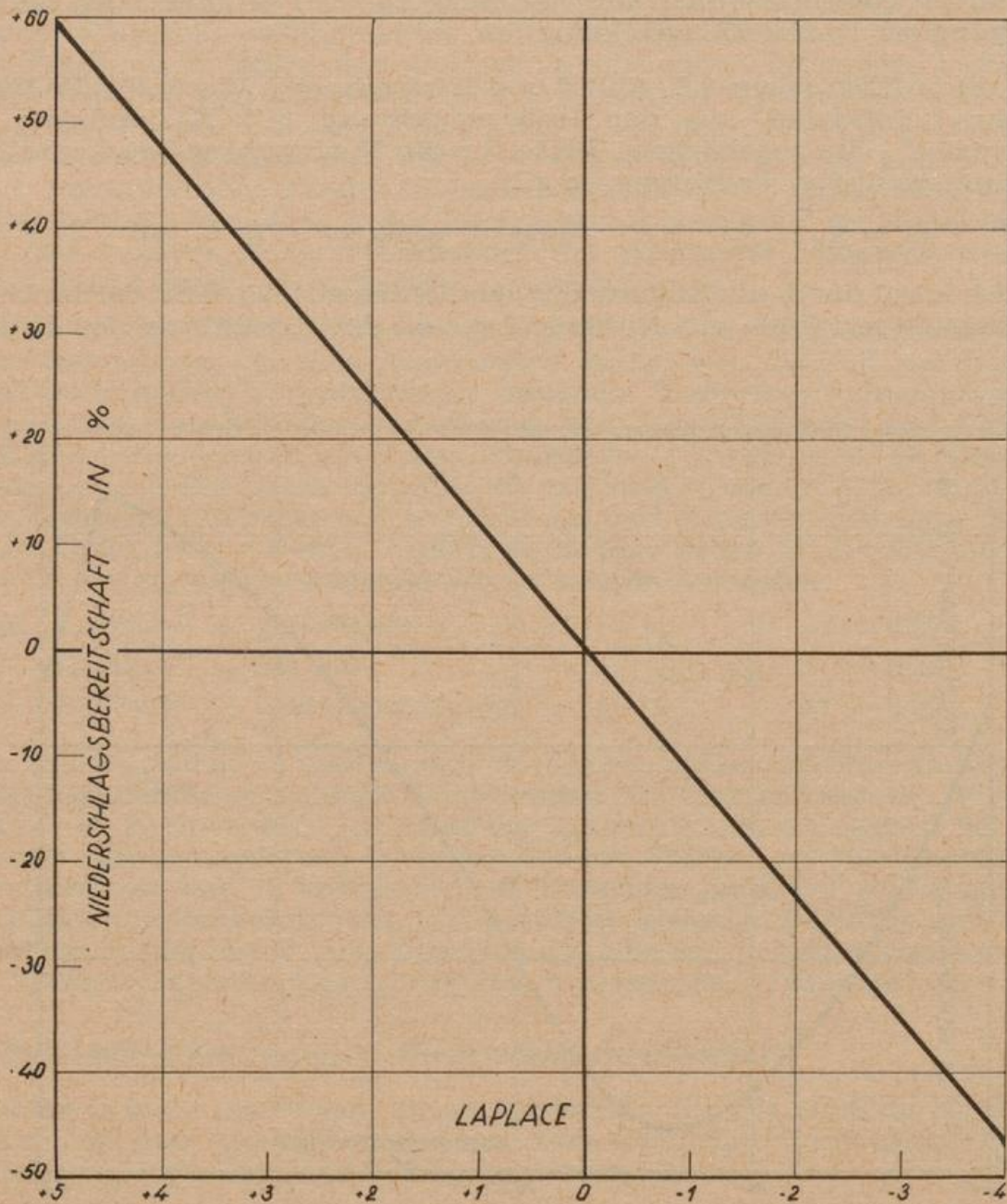


Abb. 7

Niederschlagsbereitschaft in Abhängigkeit vom „Laplace“

### 3. 2. 3. Additionssatz

In welcher Weise sollten nun die so festgelegten Werte der Niederschlagsbereitschaft für die einzelnen Parameter kombiniert werden, um die in der Atmosphäre tatsächlich herrschende Neigung zur Bildung von Niederschlag am besten zu charakterisieren?

Dazu ein einfaches Beispiel aus der Statik der Atmosphäre, das eine weitgehende Ähnlichkeit mit der Ableitung des Begriffs „Niederschlagsbereitschaft“ hat.

Bei Annahme einer ruhenden Atmosphäre heben sich bekanntlich die auf ein Luftquantum wirkenden Kräfte Schwerebeschleunigung und vertikaler Druckgradient auf, wenn dieses Luftquantum dieselbe Temperatur wie die Umgebung hat. Es herrscht Kräftegleichgewicht, das Luftquantum erfährt weder eine positive = aufwärts gerichtete, noch eine negative = abwärts gerichtete Beschleunigung, die zu einer Temperaturänderung in dem Luftquantum und bei Anwesenheit von Wasserdampf zu einer Änderung der relativen Feuchtigkeit Anlaß geben könnte. Bei einem Temperaturunterschied zwischen Luftquantum und Umgebung ist das Gleichgewicht jedoch gestört, und es bleibt eine aufwärts oder abwärts gerichtete Kraft (Auftrieb) übrig. Diese bewirkt eine Änderung der anfangs herrschenden relativen Feuchtigkeit und damit eine Abweichung von der im Gleichgewichtszustand herrschenden Niederschlagswahrscheinlichkeit. Diese Abweichung entspricht aber, wenn die Verhältnisse im Gleichgewichtszustand durch klimatologische Mittelwerte ersetzt werden, genau der als „Niederschlagsbereitschaft“ eingeführten Größe.

Aus dieser Analogie zwischen Niederschlagsbereitschaft und Wirkung einer Kraft wird erkennbar, in welcher Weise mehrere Bereitschaftswerte zweckmäßigerweise zusammengefaßt werden. In Übereinstimmung mit der Behandlung gleichzeitig wirkender Kräfte, deren Summe gleich der unmittelbar zu beobachtenden Kraft ist, war es naheliegend, auch die Niederschlagsbereitschaften der einzelnen Parameter zu addieren.

Es wurde daher die Arbeitshypothese II aufgestellt:

Die als Folge des komplexen atmosphärischen Zustandes tatsächlich herrschende Bereitschaft zur Niederschlagsbildung, die „Niederschlagsneigung“, ist gleich der Summe von Niederschlagsbereitschaften, die sich aus gleichzeitig wirkenden, voneinander unabhängigen Parametern ergeben.

### 3. 2. 4. Gütetest mit Frankfurter Material

Nunmehr war zu untersuchen, mit welchen Trefferaussichten von der so definierten Niederschlagsneigung auf Niederschlag geschlossen werden kann. Zu diesem Test wurde dasselbe Beobachtungsmaterial wie früher — Oktober bis März 1952/53 und 1958/59, Vergleichszeitraum 3 bis 9 Uhr GMT — benutzt und gefordert, daß bei einem positiven Wert der Summe der Niederschlagsbereitschaften Niederschlag auftreten sollte, bei einem negativen Wert dagegen nicht. Dabei ergab sich jetzt eine Trefferzahl von 87 %. Vergleicht man diesen Prozentsatz richtiger Aussagen mit den Ergebnissen, die sich früher unter Benutzung nur eines Parameters ergaben (siehe Tabelle 2), so ist die höhere Leistungsfähigkeit der neuen Methode unverkennbar.

Im einzelnen verteilen sich die Trefferprozente auf die Klassen der addierten Niederschlagsbereitschaften wie folgt:

Tab. 3

Summe der % Niederschlags- bereitschaft	Niederschlags- Aussage	Treffer %
< - 30	kein Niederschlag	100
- 30 bis - 21		99
- 20 „ - 11		86
- 10 „ 0		88
0 „ + 10	Niederschlag	50
+ 11 „ + 20		67
+ 21 „ + 30		78
+ 31 „ + 40		83
+ 41 „ + 50		82
> + 50		100

Der Test ergab also, daß alle Summenwerte eine befriedigende Aussage über die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Niederschlag machen mit Ausnahme der Werte 0 bis + 10 = 50 %. In diesem Bereich liefern die beiden benutzten Parameter kein eindeutiges Ergebnis.

Schaltet man diese Gruppe 0 bis + 10 aus und berechnet die sich dann noch insgesamt ergebende Trefferzahl, so kommt man zu dem hohen Wert von 92 %.

Untersucht man weiterhin die Treffsicherheit der Aussage „kein Niederschlag“ (Summe der Niederschlagsbereitschaften < 0) und die der Aussage „Niederschlag“ (Summe > + 10) gesondert, so ergeben sich folgende Trefferprozente mit unteren und oberen Zufallsgrenzen (3  $\sigma$ ):

Tab. 4

Aussage	kein Niederschlag		Niederschlag	
Treffer	94 %		83 %	
Zufallsgrenzen	88 %	97 %	65 %	94 %

Danach hat die Aussage „kein Niederschlag“ eine etwas höhere Trefferwahrscheinlichkeit. Dieses Ergebnis überrascht zunächst. Es wird weiter unten (siehe 5.2.) noch näher behandelt werden.

#### 4. Erweiterung des Grundmaterials

Bisher handelte es sich nur um eine Bearbeitung der Beobachtungen von Frankfurt/M. Zur Erreichung des gesteckten Ziels, für größere Gebiete Mitteleuropas die Frage „Niederschlag oder nicht?“ beantworten zu können, wurden nunmehr die Zusammenhänge zwischen der Niederschlagswahrscheinlichkeit und den verschiedenen meteorologischen Elementen in gleicher Weise auch für Berlin und Bremen untersucht. Es wurden die Beobachtungen der gleichen Monate wie bei der Untersuchung der Frankfurter Verhältnisse, nämlich jeweils Oktober bis

März 1953/54 bis 1957/58, benutzt und auch als Testfälle wieder Oktober bis März 1952/53 und 1958/59 gewählt. Als eindeutig und überragend ergaben sich wieder wie zuvor die Beziehungen der Niederschlagswahrscheinlichkeit zu  $p$ ,  $(h-H)$ ,  $d$  und  $L$ . Die Kurven für Isobarenrichtung und „Laplace“ sind in den Abb. 8 und 9 dargestellt. Die Abhängigkeit vom „Laplace“ ist wie in Frankfurt/M. linear, die Bremer Kurve liegt lediglich um einen konstanten Betrag über der für Berlin. Ebenso zeigt auch die Beziehung zwischen Niederschlagswahrscheinlichkeit und Isobarenrichtung (ausgezogene Kurven) einen sehr ähnlichen Verlauf, der besonders deutlich wird bei Vergleich mit der entsprechenden Frankfurter Kurve, deren Form jeweils gestrichelt mit eingezeichnet ist. Wie beim „Laplace“ liegt auch hier die Bremer Kurve um einen konstanten Betrag über der für Berlin. Die kleinen Abweichungen im Verlauf für Berlin und Bremen von dem für Frankfurt/M. geltenden lassen sich leicht meteorologisch erklären. Die erhöhte Niederschlagswahrscheinlichkeit in Berlin bei den Isobarenrichtungen aus 40 bis 160 Grad hängt mit  $V_b$ -Entwicklungen zusammen, die den Berliner Raum in wesentlich stärkerem Maße und auch häufiger erfassen als Frankfurt/M. In Bremen ist andererseits die erhöhte Niederschlagswahrscheinlichkeit im Richtungssektor 280 bis 360 Grad auf die labilisierende Wirkung der Nordsee im Winter zurückzuführen.

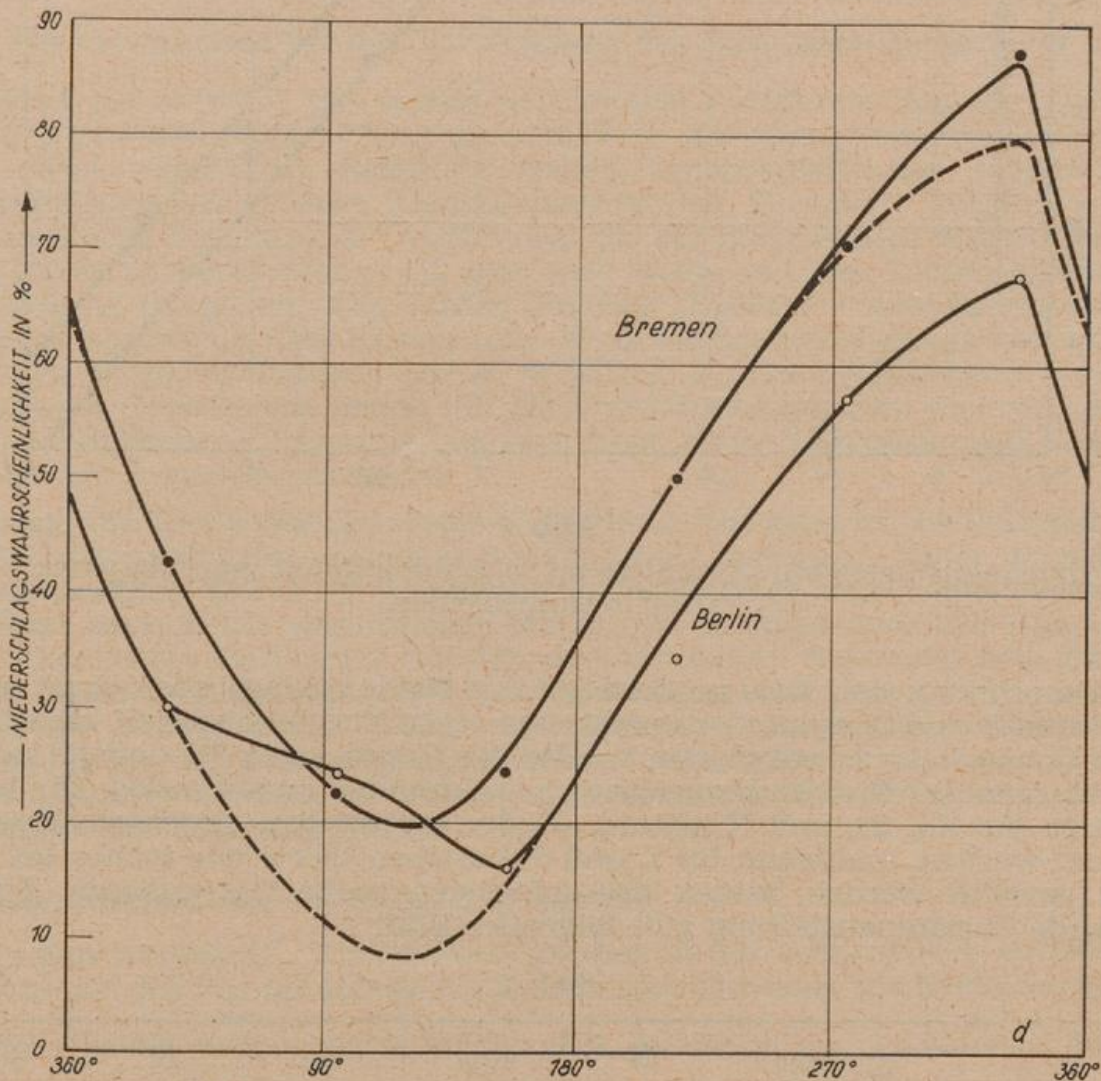


Abb. 8

Niederschlagswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit von der Richtung der Isobaren in Meereshöhe (Berlin und Bremen)

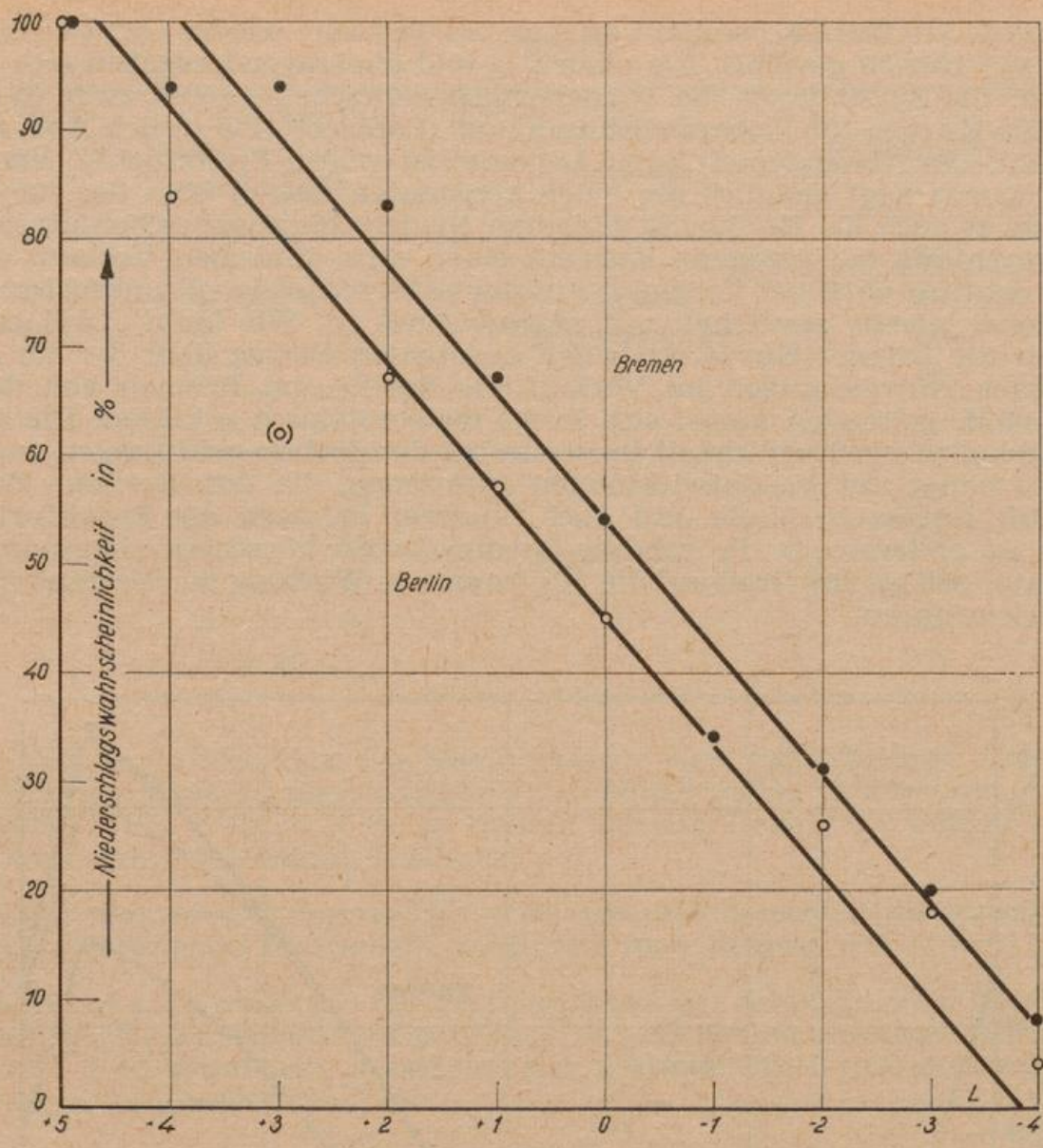


Abb. 9

Niederschlagswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit vom „Laplace“  
(Berlin und Bremen)

Zur Berechnung der wahren Beiträge zur Niederschlagsbereitschaft aus Isobarenrichtung und „Laplace“, die erst eine echte Vergleichbarkeit zwischen den drei Stationen liefern, waren nun wieder die Gleichungen [1] und [2] auf diese neuen Kurven der Niederschlagswahrscheinlichkeiten anzuwenden. Die benötigten Werte für  $X_d$ ,  $Y_L$  und  $\bar{N}$  können wieder unmittelbar abgelesen bzw. leicht berechnet werden, und wenn für  $L$  und  $d$  dieselben Werte wie früher bei Frankfurt/M. gewählt werden, zeigen sich sofort eventuelle Unterschiede. Eine entsprechende Zusammenstellung gibt folgendes Bild:

Tab. 5

	$X_{210}$	$\bar{N}$	$x_{210}$	$Y_0$	$\bar{N}$	$y_0$
Frankfurt/M.	37 %	44 %	- 7 %	45 %	44 %	+ 1 %
Berlin	36 %	44 %	- 8 %	45 %	44 %	+ 1 %
Bremen	48 %	55 %	- 7 %	54 %	55 %	- 1 %

Die Anteile, die der auf die Bodendruckverteilung angewandte Laplace-Operator bzw. die Richtung der Bodenisobaren zur Niederschlagsbereitschaft liefern, sind also bei den drei Stationen praktisch gleich groß. In Berlin und Bremen treten in manchen Fällen lediglich noch zusätzliche Einflüsse auf, die besonders zu erfassen sind. Auf die Kurvendarstellungen übertragen heißt das aber:

An allen drei Stationen gelten in gleicher Weise für die Niederschlagsbereitschaft aus der Isobarenrichtung die Kurve der Abb. 6 und für die Niederschlagsbereitschaft aus dem „Laplace“ die der Abb. 7.

Bei Anwendung dieser Beziehungen auf das Testmaterial ergaben sich folgende Trefferprozente im Vergleich mit denen von Frankfurt/M.:

Tab. 6

Station	Frankfurt/M.	Berlin	Bremen
Treffer	92 %	91 %	86 %

## 5. Die Richtung der Bodenisobaren als Parameter

### 5. 1. Schwierigkeiten bei der Verwendung des Richtungs-Parameters

Zunächst lag es nahe, das bisher entwickelte Verfahren, von der Luftdruckverteilung auf den Niederschlag zu schließen, das zumindest für die drei Stationen recht ordentliche Resultate liefert, entsprechend der ursprünglichen Problemstellung auf größere Gebiete anzuwenden. Es waren lediglich zu zeichnen: Eine Karte der „Laplace“-Verteilung, die auf graphischem Wege (Fjörtoft) relativ leicht zu konstruieren ist, und eine Karte mit den Linien gleicher Isobarenrichtung (Isogonen). Die Linien gleicher „Laplace“- und Richtungs-Werte wurden entsprechend den Kurven der Niederschlagsbereitschaft beziffert, und die Karten graphisch addiert. Die so erhaltene Nulllinie sollte dann die niederschlagsfreien Gebiete von denen mit Niederschlag abgrenzen. Mehrere in dieser Weise unternommene Versuche brachten aber keine befriedigenden Ergebnisse und zwar aus folgendem Grunde:

Während die Karte der „Laplace“-Verteilung eindeutig ist, treten beim Zeichnen der Isogonenkarten singuläre Punkte und Linien auf, denen zwangsläufig keine eindeutigen Werte der Niederschlagsbereitschaft zugeordnet werden können. Hinzu kommt als wesentlicher Punkt: So geeignet auch die Richtung der Bodenisobaren als Parameter bei den drei deutschen Stationen sein mag, darf diese Tatsache doch nicht darüber hinwegtäuschen, daß diese Richtungswerte an sich, von der physikalischen Seite her betrachtet keinen wettergestaltenden Einfluß und daher keine Allgemeingültigkeit haben können. Es war daher nach wetterwirksamen Größen zu suchen, die sich hinter der Isobarenrichtung verbergen und eine enge Kopplung mit ihr aufweisen.

### 5. 2. Interpretation des Richtungs-Parameters

Unter den Verfahren, Vertikalbewegungen in der Atmosphäre zu berechnen, besteht neben der Formel mit dem Laplace-Operator auch die thermodynamische Methode, die als wesentlichen Faktor den Ausdruck  $\frac{1}{\Gamma - \gamma}$  enthält, der weitgehend die Stabilität der vertikalen Luftschichtung beschreibt\*). Darin sind  $\Gamma$  der trocken-adiabatische und  $\gamma$  der tatsächlich herrschende vertikale Tempera-

\*) Zu dem in der theoretischen Meteorologie gebräuchlichen Ausdruck „Stabilität“ siehe Stüve (12).

turgradient. Es lag daher nahe zu untersuchen, ob vielleicht dieser Ausdruck für die Stabilität hinter der scheinbaren Wetterwirksamkeit der Isobarenrichtung steckt. Es wurde daher für jeden Tag der fünf Winterhalbjahre (Grundmaterial) die Temperaturdifferenz zwischen Boden und 700-mb-Niveau durch die Höhe der 700-mb-Fläche über Grund dividiert und auf diese Weise der vertikale Temperaturgradient unterhalb 700 mb als der für die Schwankungen des vertikalen Temperaturgradienten besonders empfindlichen Schicht (Inversionsbildung) bestimmt. Daraus folgte für jeden Tag ein bestimmtes  $\frac{1}{\Gamma - \gamma}$ , und weiter für jede Klasse der Isobarenrichtung eine mittlere Stabilität. Diese Klassenmittel der Stabilität sind in Abb. 10 als Abweichung vom Mittelwert für das gesamte Grundmaterial  $\frac{1}{\Gamma - \gamma}$ , der definitionsgemäß mit der Niederschlagsbereitschaft 0 gleichzusetzen ist, durch Kreise markiert. Sie ergeben die ausgezogene Kurve.

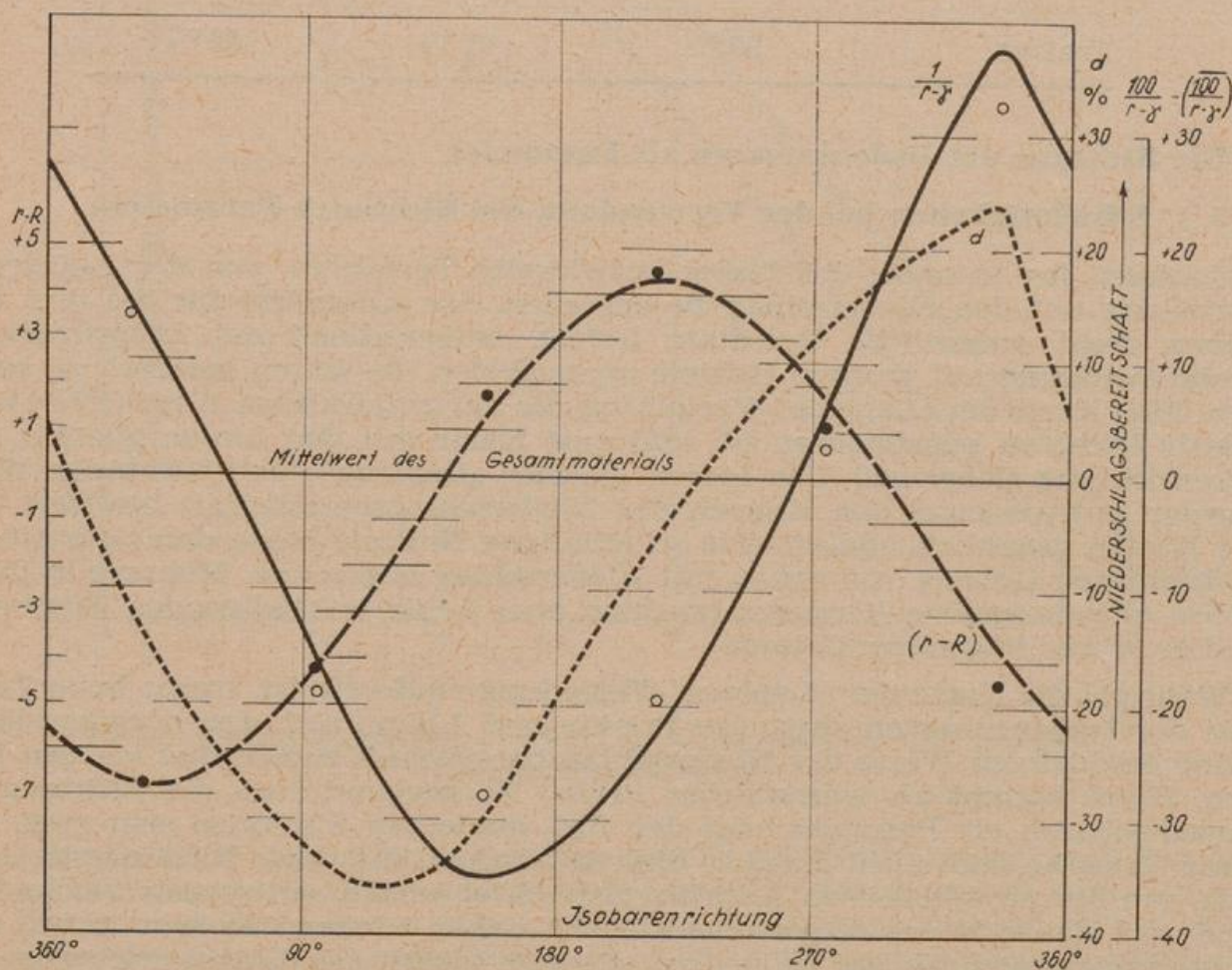


Abb. 10

Auflösung der Beziehung zwischen Niederschlagsbereitschaft und Isobarenrichtung in zwei Anteile

Zum Vergleich zeigt die Abbildung punktiert die schon bekannte Kurve der Niederschlagsbereitschaft aus der Isobarenrichtung  $d$ . Beide Kurven sind sich tatsächlich in den Grundzügen verhältnismäßig ähnlich, doch bleibt noch eine Differenz, die als gestrichelte Linie eingetragen ist.

Die Versuche, diese Differenzkurve zu deuten, führten u. a. auch zur Betrachtung der mittleren relativen Topographie 500/1000 mb. Bildet man das skalare Produkt aus der Richtung ihrer Isohypsen, die über Mitteleuropa von Nordwest (310 Grad) nach Südost (130 Grad) verlaufen, und den verschiedenen Isobaren-

richtungen, so ergibt sich der Form nach genau der Verlauf der gestrichelten Kurve. Dieses skalare Produkt ist, wenn man vom absoluten Betrag absieht, die in der Praxis gebräuchliche „Advektion“. Im bearbeiteten statistischen Material handelt es sich aber nicht um die zum Beobachtungstermin herrschende Advektion, sondern bereits um das Resultat der bis dahin stattgefundenen Advektionsvorgänge, die in der Abweichung der relativen Topographie 500/1000 mb vom Normalwert ihren Ausdruck finden müssen. Es wurde daher für jede Klasse der Isobarenrichtung der mittlere Wert der Abweichung der relativen Topographie vom Normalwert ( $r - R$ ) bestimmt. Diese mittleren Abweichungen sind wieder vom Mittelwert des Gesamtmaterials aus als Punkte eingetragen. Sie gliedern sich der gestrichelten Kurve sehr gut an.

Als wahre Ursache dafür, daß die Richtung der Bodenisobaren scheinbar eine Wetterwirksamkeit besitzt, ist also erstens die für eine beliebige Richtung im Mittel charakteristische Stabilität der vertikalen Luftschichtung und zweitens die Abweichung der relativen Topographie 500/1000 mb vom Normalwert anzusehen.

Bleibt jetzt noch zu klären, in welcher Weise diese relative Topographie auf die Niederschlagsbildung Einfluß nehmen kann. Beim Laplace-Operator und beim vertikalen Temperaturgradienten sind die Zusammenhänge klar. Sie gehen über Konvergenz bzw. Divergenz und über die Möglichkeit, die auf Grund der Temperaturschichtung für eine vertikale Durchmischung der Luftmasse besteht. Wesentlich für die Niederschlagsbildung ist weiterhin aber auch noch der Wasserdampfgehalt. Wegen der im allgemeinen engen Kopplung zwischen Wasserdampfgehalt einer Luftmasse und ihrer Temperatur, die im Mittel über eine ganze Schicht durch die relative Topographie wiedergegeben wird, liegt es daher nahe, die Kurve ( $r - R$ ) als Einfluß des Wasserdampfgehalts zu deuten.

Nunmehr lassen sich auch die Unterschiede in den Kurven der Niederschlagsbereitschaft aus der Isobarenrichtung von Berlin bzw. Bremen einerseits und Frankfurt/M. andererseits (Abb. 8) genauer erklären. In Berlin treten im Richtungssektor 40 bis 160 Grad im Zusammenhang mit  $V_b$ -Störungen Herabsetzung der Stabilität durch Streckung und Erhöhung der relativen Topographie bzw. der Feuchtigkeit durch Warmluftzufuhr aus dem Mittelmeergebiet auf. In Bremen andererseits ist die Stabilität der aus dem Sektor 280 bis 360 Grad herangeführten Luftmassen durch Aufheizung über der Nordsee stark herabgesetzt. In beiden Fällen ist eine Erhöhung der Niederschlagsbereitschaft die Folge.

Auch der früher erwähnte Unterschied in der Trefferwahrscheinlichkeit je nach Vorzeichen (Tab. 3 und 4) läßt sich jetzt ohne Schwierigkeit begründen. Bei positivem Vorzeichen der Summe der Niederschlagsbereitschaften ist in einer Vielzahl der Fälle eine Luftmasse unternormaler Stabilität beteiligt. Das bedeutet aber, daß die Niederschläge vielfach in Form von örtlichen Schauern auftreten, die mehr oder weniger zufällig im Testmaterial erfaßt sind. Es wird daher eine Reihe von Fällen als niederschlagsfrei aufgeführt sein, bei denen es in Wirklichkeit in der Umgebung der Station schauerte. Eine derartige Modifizierung des Testmaterials muß aber notwendigerweise die Trefferwahrscheinlichkeit herabsetzen.

### 5. 3. Vertikaler Temperaturgradient und Höhe der 500-mb-Fläche

Zur Konstruktion von Karten der Niederschlagsneigung, wie im weiteren Verlauf die Karten mit der Summe der einzelnen Niederschlagsbereitschaften bezeichnet werden sollen, waren nunmehr zu addieren: a) die Karte der Niederschlagsbereitschaft aus dem „Laplace“, b) die Karte der Niederschlagsbereitschaft aus der Abweichung der relativen Topographie 500/1000 mb von ihrer Normalverteilung, deren Konstruktion keine Schwierigkeiten macht, und c) die Karte der Stabilitätsverteilung. Die Anfertigung dieser letzten Karte ist sehr mühsam, und es wäre ein Verfahren wünschenswert, das eine vereinfachte Konstruktion

möglich machte. Ausgehend von der synoptischen Vorstellung, daß in Rückseitenkaltluft ein großer vertikaler Temperaturgradient herrscht und in Warmluft ein kleiner, lag der Gedanke nahe,  $\gamma$  irgendwie durch die relative Topographie 500/1000 mb zu ersetzen. Aber schon der erhebliche Unterschied zwischen der ausgezogenen Kurve für  $\frac{1}{\Gamma - \gamma}$  und der gestrichelten ( $r - R$ )-Kurve der Abb. 10 ließ erkennen, daß ein solcher Versuch — auf beliebiges gemischtes Material angewandt — erfolglos sein mußte. Auch ist z. B. winterliche kontinentale Kaltluft durchaus nicht unbedingt mit geringer Stabilität verbunden. Betrachtet man jedoch die absolute Topographie der 500-mb-Fläche, so ergibt sich folgender Sachverhalt: Die Höhe der 500-mb-Fläche über NN ist, wie bekannt, einerseits abhängig von der relativen Topographie 500/1000 mb. Sie wird also die in einem Teil aller Fälle zweifellos richtige Gleichsetzung „Kaltluft = geringe Stabilität“

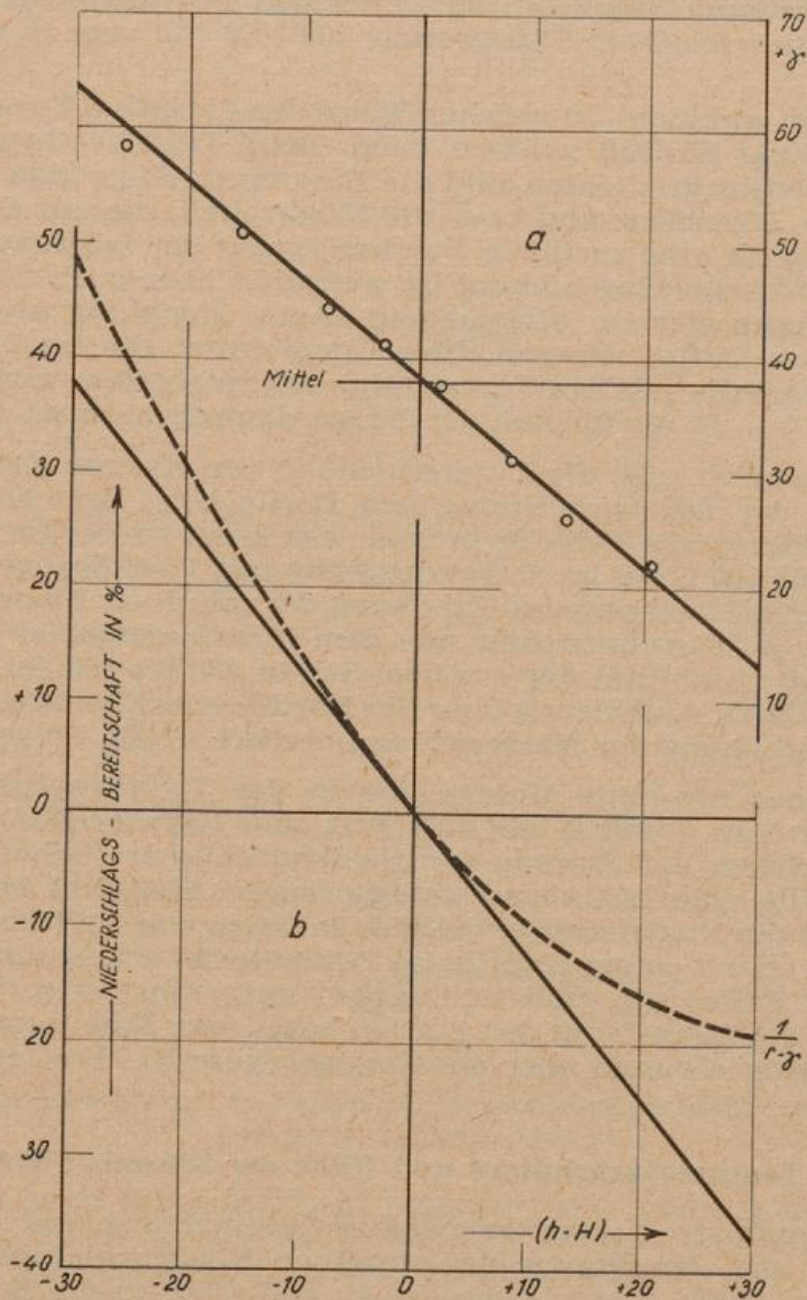


Abb. 11  
Beziehung zwischen Höhe der 500-mb-Fläche und  
a) vertikaalem Temperaturgradienten  
b) Stabilität

und „Warmluft = hohe Stabilität“ enthalten. Zum anderen wird ihr Wert von der Höhe der 1000-mb-Fläche über NN, i. e. dem Bodenluftdruck bestimmt. Dieser aber ist erfahrungsgemäß eng mit der Inversionsbildung gekoppelt und wirkt sich demnach ebenfalls auf die Stabilität der unteren Luftschichten aus. Ein Vergleich der Höhe der 500-mb-Fläche mit dem vertikalen Temperaturgradienten ließ also ein besseres Resultat erwarten.

Es wurde demnach für jeden Tag des Grundmaterials die Abweichung der Höhe der 500-mb-Fläche vom langjährigen Normalwert zu  $\gamma$  in Beziehung gesetzt. Abb. 11a zeigt das überraschend gute Ergebnis (Korrelationskoeffizient  $-0.64$ ), worin das Mittel von  $\gamma$  mit dem Wert  $(h - H) = 0$ , also Normalhöhe der 500-mb-Fläche zusammenfällt.

Die letzte Schwierigkeit bestand nun noch darin, die Werte von  $(h - H)$  und  $(r - R)$  in Prozente der Niederschlagsbereitschaft umzudeuten. Diesem Zweck dient die gestrichelte Kurve in Abb. 11b. Sie stellt den zum jeweiligen  $\gamma$  gehörenden Ausdruck  $\frac{1}{\Gamma - \gamma}$  dar und liefert damit die Verbindung zwischen  $(h - H)$  und der Abweichung der Stabilität von ihrem Mittelwert (Abb. 10). Diese Kurve kann in erster Annäherung, vor allem bei nicht zu großem  $(h - H)$ , durch ihre Tangente im Nullpunkt ersetzt werden. Ein Vergleich zwischen dieser (ausgezogen gezeichneten) Tangente und der früher in Abb. 3 gezeigten „Niederschlagswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit von der Höhe der 500-mb-Fläche“ ergibt völlige Übereinstimmung. Beiden Darstellungen ist zu entnehmen, daß bei einer Änderung von  $(h - H)$  um  $\pm 8$  gpdm die Niederschlagsbereitschaft um  $\mp 10\%$  variiert und dem Mittelwert die Niederschlagsbereitschaft Null zukommt. Bei der Durchrechnung der Kurven  $(r - R)$  und  $(h - H)$  in Abb. 10 ergab sich weiterhin, daß die Werte  $(r - R)$  nur mit  $\frac{2}{3}$  des Gewichts, das den Werten  $(h - H)$  gegeben wurde, einzusetzen waren. Dies bedeutet aber nunmehr nach Feststellung der Niederschlagsbereitschaft aus  $(h - H)$ , daß bei der relativen Topographie einer Änderung von  $(r - R)$  um  $\pm 12$  gpdm eine Änderung der Niederschlagsbereitschaft um  $\pm 10\%$  gleichzusetzen ist.

## 6. Praktische Durchführung des Verfahrens

### 6. 1. Konstruktionsanweisung

Die praktisch durchführbare Lösung des Problems „Abgrenzung der Gebiete mit Niederschlag von denen ohne Niederschlag“, wobei die Niederschlagsmenge außer Betracht bleiben soll, sieht jetzt also folgendermaßen aus:

- 1.) Bestimmung des Wertes für den Laplace-Operator aus der Luftdruckverteilung am Boden und Bewertung in Prozent Niederschlagsbereitschaft nach Abb. 7.
- 2.) Bestimmung der Abweichung der Höhe der 500-mb-Fläche über NN von dem für die Station geltenden langjährigen Monatsmittel in gpdm und Multiplikation jenes Wertes mit  $-\frac{10}{8} \frac{\%}{\text{gpdm}}$ .
- 3.) Bestimmung der Abweichung des Abstandes 500 über 1000 mb von dem für die Station geltenden langjährigen Monatsmittel in gpdm und Multiplikation jenes Wertes mit  $+\frac{10}{12} \frac{\%}{\text{gpdm}}$ .
- 4.) Addition der drei Prozentbeträge.

Bei Summenwerten  $< 0$  beträgt die Wahrscheinlichkeit dafür, daß Niederschlag auftritt, weniger als  $10\%$ , bei Werten  $> + 10$  mehr als  $80\%$ .

## 6. 2. Beispiele

### 6. 2. 1. Die statistische Beziehung zwischen Bodenluftdruck und Niederschlagswahrscheinlichkeit

Dieses Verfahren wurde zuerst einmal auf die im Mittel bestehende Beziehung zwischen Bodenluftdruck und Niederschlagswahrscheinlichkeit (Abb. 1) angewandt. In Abb. 12 geben die Geraden L,  $(h-H)$  und  $(r-R)$  die Prozente der Niederschlagsbereitschaften wieder, wie sie die im Mittel zu den jeweiligen Luftdrücken gehörenden Werte für „Laplace“, 500-mb-Fläche und relative Topographie liefern. Ihre Summe erscheint als Gerade  $\Sigma$ . Ein Vergleich dieser Geraden mit der in Abb. 1 ergibt keinerlei Unterschied. Man kann demnach sagen, daß die anfangs gefundene Verknüpfung zwischen Bodenluftdruck und Niederschlagswahrscheinlichkeit sehr komplex ist. In Wirklichkeit stellt sie sich nunmehr dar als eine Folge der bei den einzelnen Luftdrücken im Mittel herrschenden Werte für „Laplace“, vertikalen Temperaturgradienten und Wasserdampfgehalt der Luftmasse.

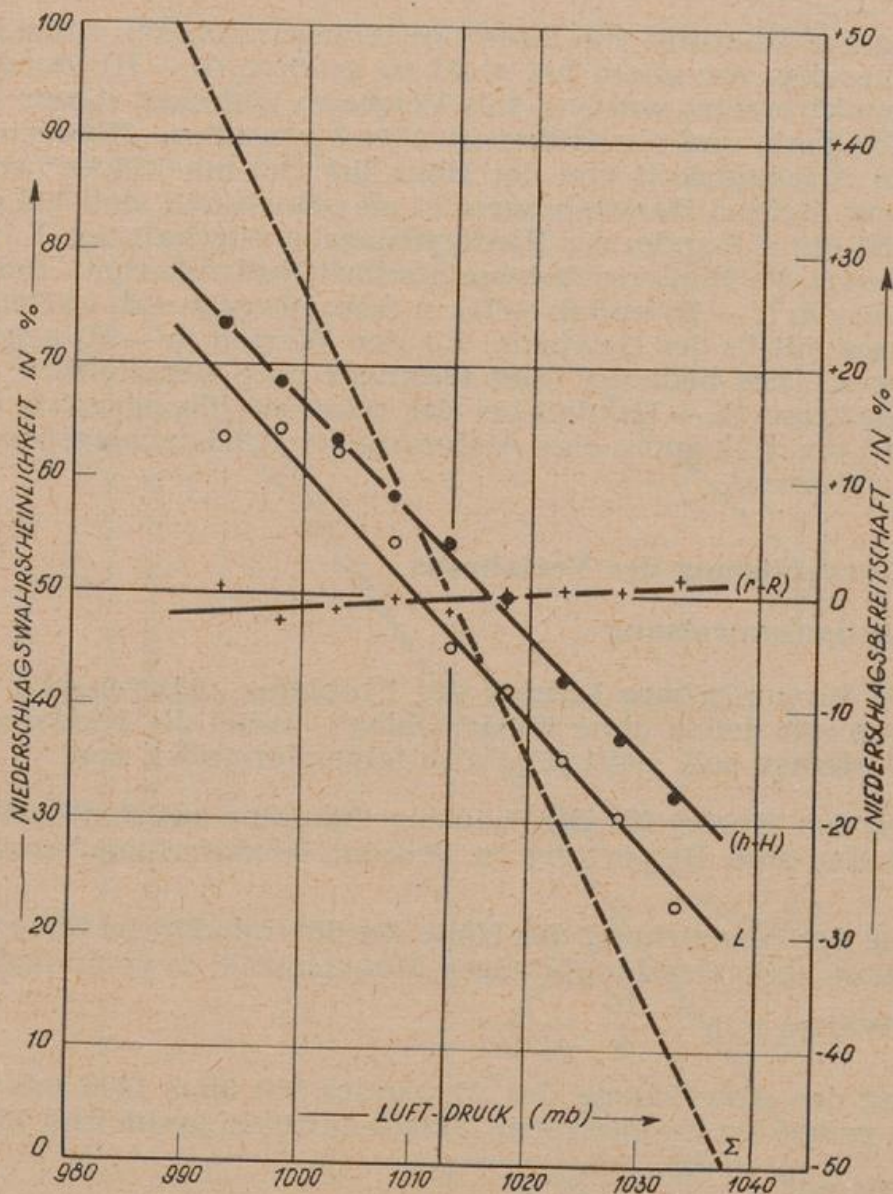


Abb. 12

Niederschlagswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit von dem Luftdruck in Meereshöhe als Summe der Niederschlagsbereitschaften aus „Laplace“ L, Stabilität  $(h-H)$  und Wasserdampfgehalt  $(r-R)$

### 6. 2. 2. Synoptische Karten der Niederschlagsneigung

Die bisherigen Untersuchungen beschränkten sich durchweg auf die Betrachtung der Verhältnisse im orographisch wenig gestörten nördlichen Mitteleuropa. Es war nun die Frage, ob die dabei gefundenen Beziehungen nur für diesen Raum Gültigkeit haben, oder ob die Zusammenhänge von so grundsätzlicher allgemeiner Bedeutung sind, daß eine Übertragung der Methode auch auf andere Gebiete möglich ist.

Eine solche Prüfung läßt sich relativ schnell durchführen. Die zur Bestimmung der Niederschlagsneigung notwendigen Arbeiten können ohne Schwierigkeiten auch flächenmäßig graphisch erledigt werden. Es ergeben sich dann Kartendarstellungen der Niederschlagsneigung, die mit den tatsächlich aufgetretenen Niederschlagsfeldern verglichen werden können. Dabei ist von vorn herein klar, daß eine Übereinstimmung in allen Teilen der Karte kaum zu erwarten ist. In Gebieten mit höheren Gebirgen wird mit stärkeren Abweichungen zu rechnen sein, da die Methode Stau- und Lee-Effekte nicht berücksichtigt. Des weiteren muß sich die Aufheizung von Kaltluft über einer wärmeren Meeresoberfläche so auswirken, daß beim Auftreffen dieser Luftmassen auf die Küsten eine zusätzlich erhöhte Niederschlagsneigung zu beobachten sein wird. Alles in allem ist zu bedenken, daß das ganze Verfahren — auf statistisch gefundenen Beziehungen aufgebaut — auch nur Wahrscheinlichkeitswerte liefern kann, innerhalb gewisser Grenzen also Ausnahmen ohne weiteres einkalkuliert werden müssen.

Unter diesem Vorbehalt wurden Karten der Niederschlagsneigung für verschiedenartige Wetterlagen über Europa konstruiert. Zwei Beispiele sind in Abb. 13 und 14 ausführlich dargestellt und zwar bringt jeweils

- a. die Luftdruckverteilung in Meereshöhe um 6 Uhr GMT,
- b. die absolute Topographie 500 mb vom Frühtermin,
- c. die relative Topographie 500/1000 mb vom Frühtermin,
- d. die Prozente der Niederschlagsbereitschaft aus der „Laplace“-Verteilung,
- e. die Summe der Prozente der Niederschlagsbereitschaft aus der Abweichung der Höhe der absoluten Topographie 500 mb vom langjährigen Monatsmittel und aus der Abweichung der Höhe der relativen Topographie 500/1000 mb vom langjährigen Monatsmittel,
- f. die Karte der Niederschlagsneigung (Summe von d. und e.).

Für vier weitere Wetterlagen bringen die Abb. 15 bis 18 nur das Konstruktionsergebnis (Karte f.).

Diese Karten der Niederschlagsneigung enthalten die Linien, auf denen die Summe der Niederschlagsbereitschaften 0 % bzw. + 10 % beträgt. Außerdem sind alle Stationen, die zwischen 3 und 9 Uhr GMT Niederschlag meldeten, durch ausgefüllte Kreise, die ohne Niederschlag durch offene Kreise gekennzeichnet.

In fast allen Fällen ist eine recht gute Übereinstimmung zwischen den Gebieten, in denen Niederschlag beobachtet wurde, und denen mit einer Niederschlagsneigung größer als + 10 % festzustellen. Wie nicht anders zu erwarten befinden sich aber auch einige niederschlagsfreie Stationen im Bereich  $> + 10 \%$  oder Stationen mit Niederschlag im Bereich  $< 0 \%$ . Diese Ausnahmen treten vorwiegend in den Küstengebieten auf. Sie lassen sich je nach auf- oder ablandigen Winden eindeutig auf die schon erwähnten Stau- und Lee-Wirkungen zurückführen (Norwegen, Schottland, Irland, Pyrenäen). Die meisten Abweichungen zeigt Abb. 18. An diesem 11. 2. 1956 herrschte eine ausgeprägte Ostlage mit Zufuhr sehr kalter Kontinentalluft aus Osteuropa. Diese Kaltluft wurde auf ihrem Weg über die Ost- und Nordsee stark aufgeheizt. So verließen beispielsweise die Luftmassen Ostpreußen und das Baltikum mit  $- 20$  bis  $- 25$  Grad, hatten über Schleswig-Holstein noch  $- 10$  bis  $- 16$  Grad und erreichten die Britischen In-

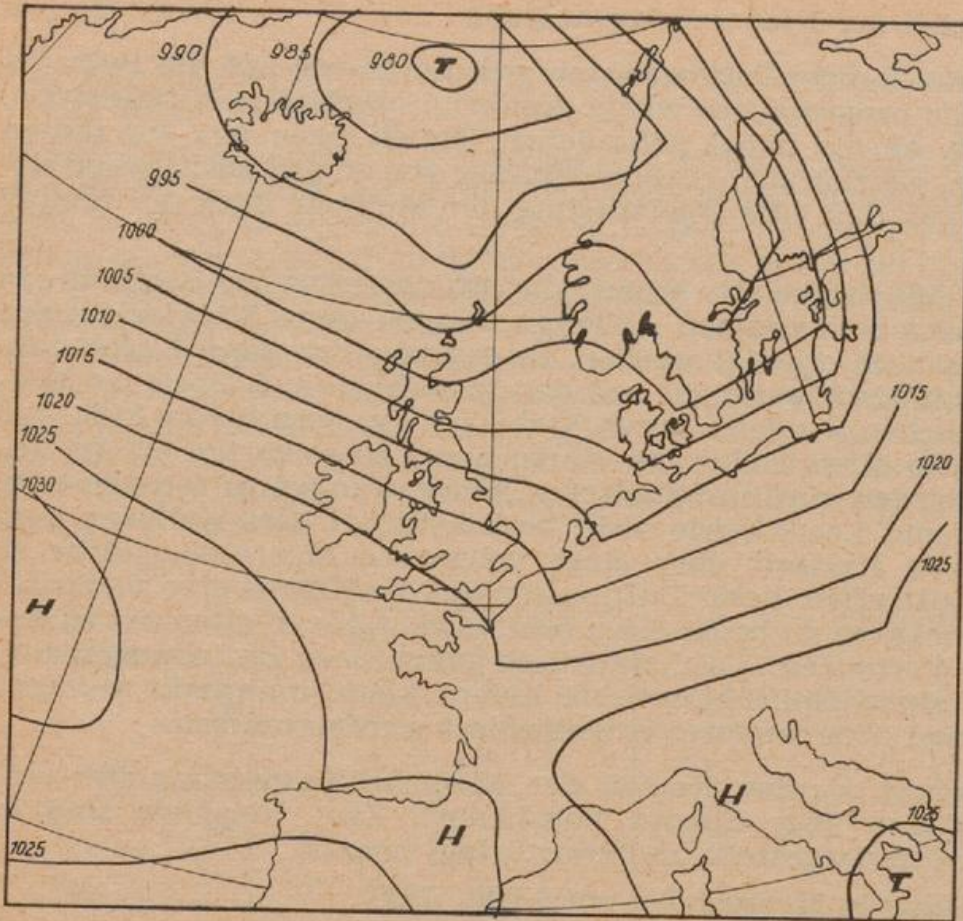


Abb. 13a  
 Luftdruck-  
 verteilung  
 in Meereshöhe  
 am 25. 10. 1959,  
 06 Uhr GMT

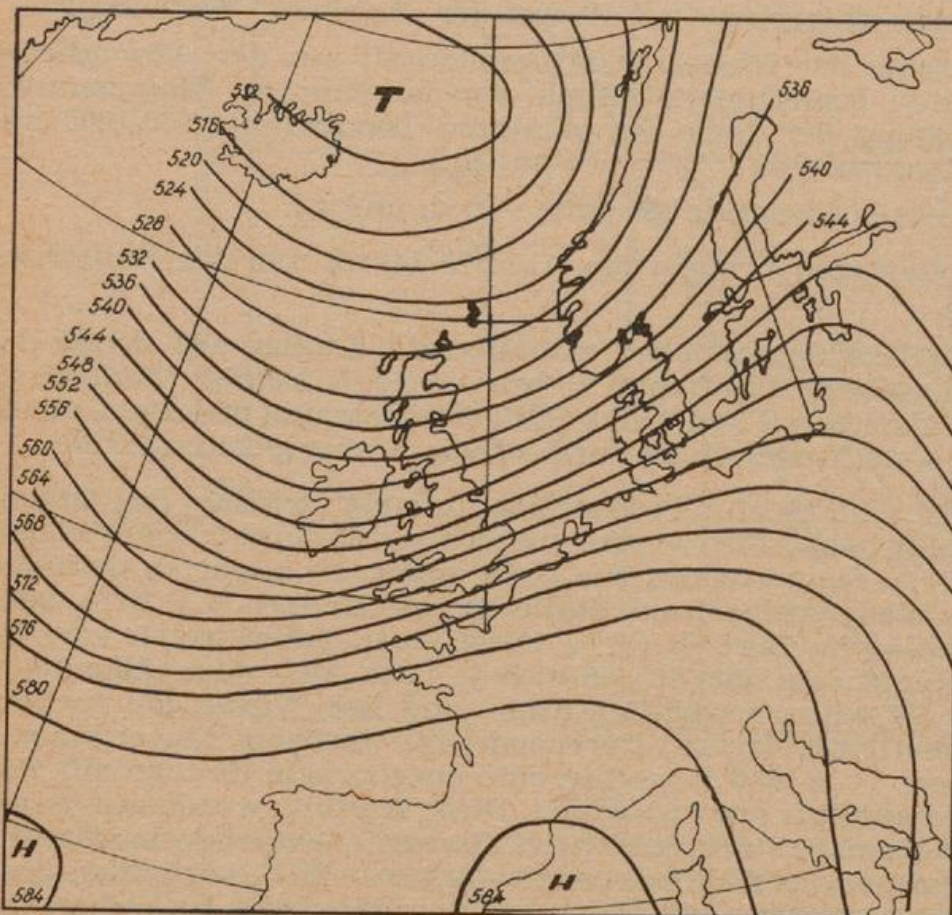


Abb. 13b  
 Absolute  
 Topographie  
 500 mb  
 am 25. 10. 1959,  
 00 Uhr GMT

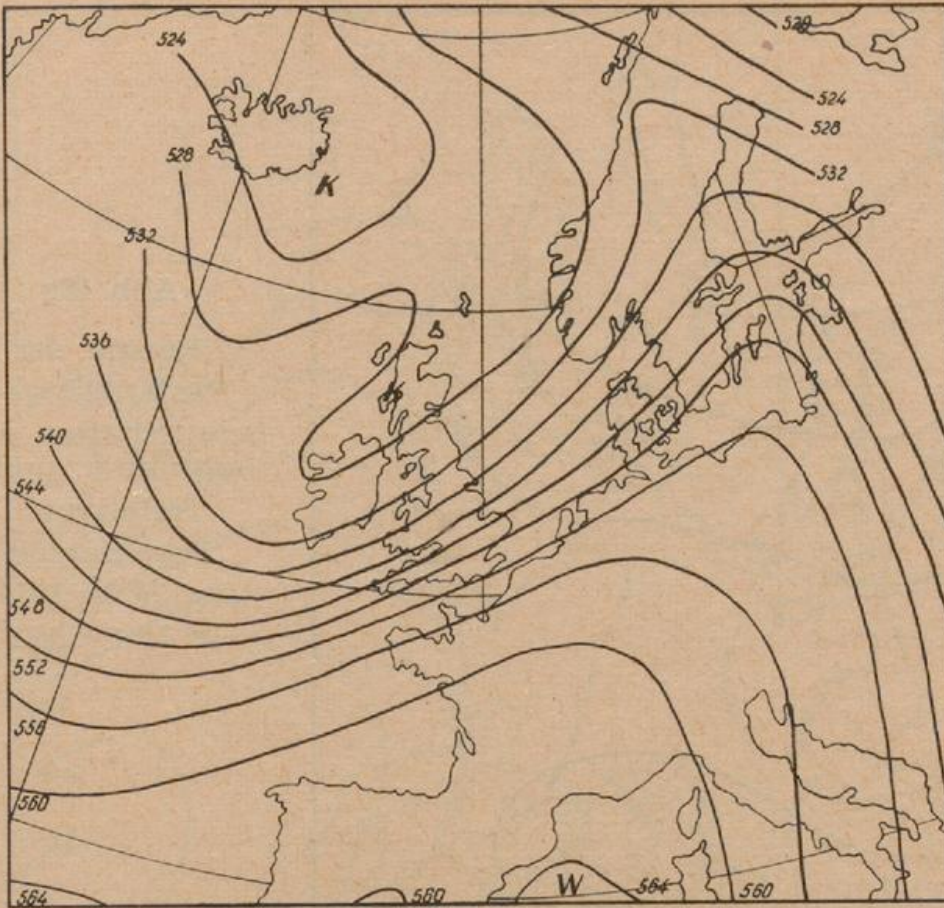


Abb. 13c  
 Relative  
 Topographie  
 500/1000 mb  
 am 25. 10. 1959,  
 00 Uhr GMT

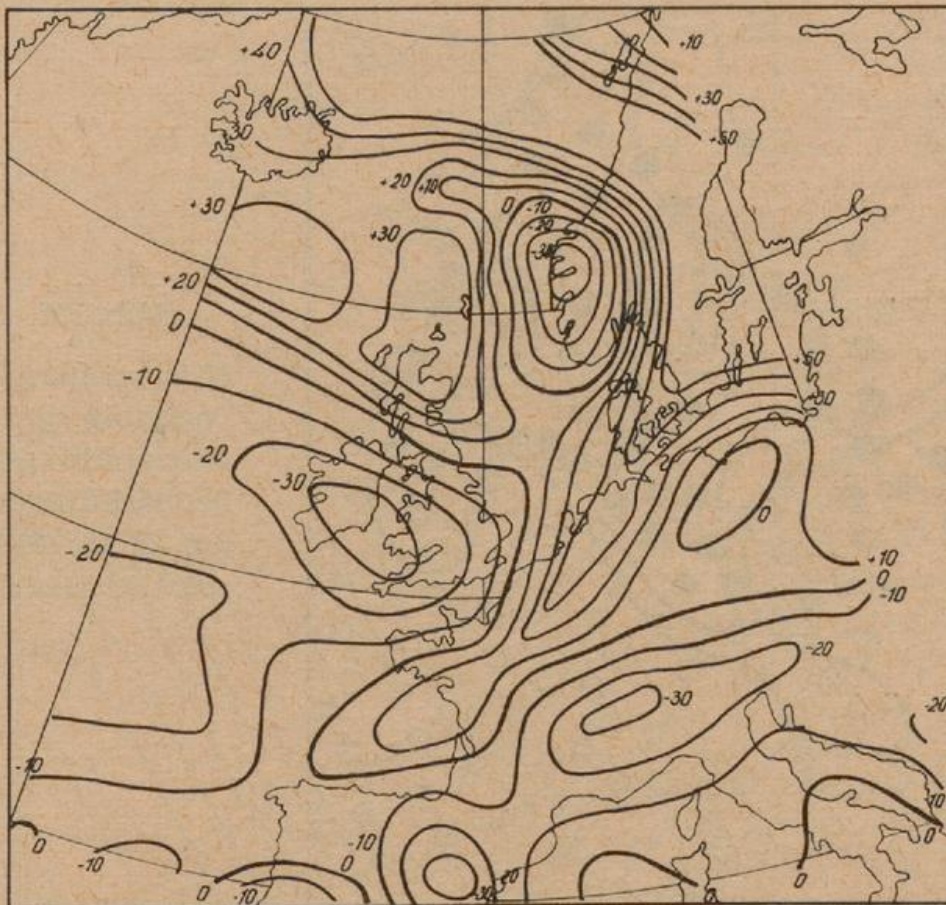


Abb. 13d  
 Niederschlags-  
 bereitschaft  
 aus der „Laplace“-  
 Verteilung  
 am 25. 10. 1959,  
 06 Uhr GMT

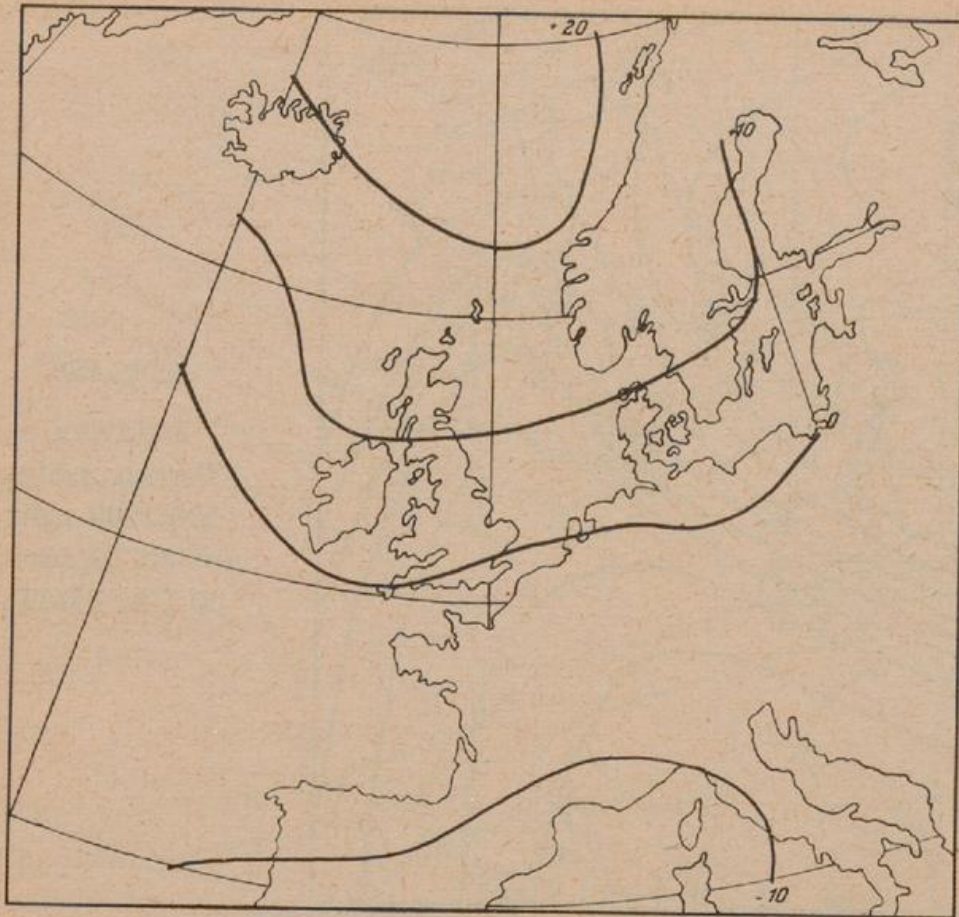


Abb. 13e

Summe der  
Niederschlags-  
bereitschaften aus  
absoluter und  
relativer  
Topographie  
am 25. 10. 1959,  
06 Uhr GMT

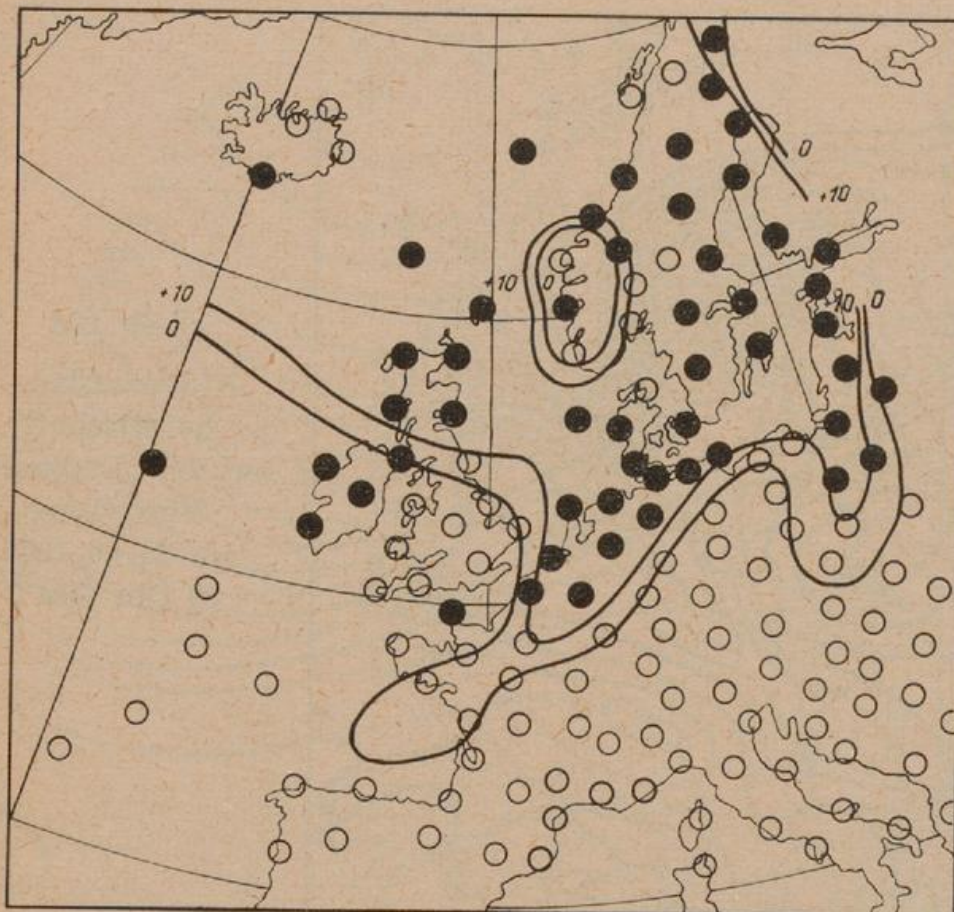


Abb. 13f

Niederschlags-  
neigung und  
Niederschlags-  
beobachtungen  
am 25. 10. 1959,  
06 Uhr GMT

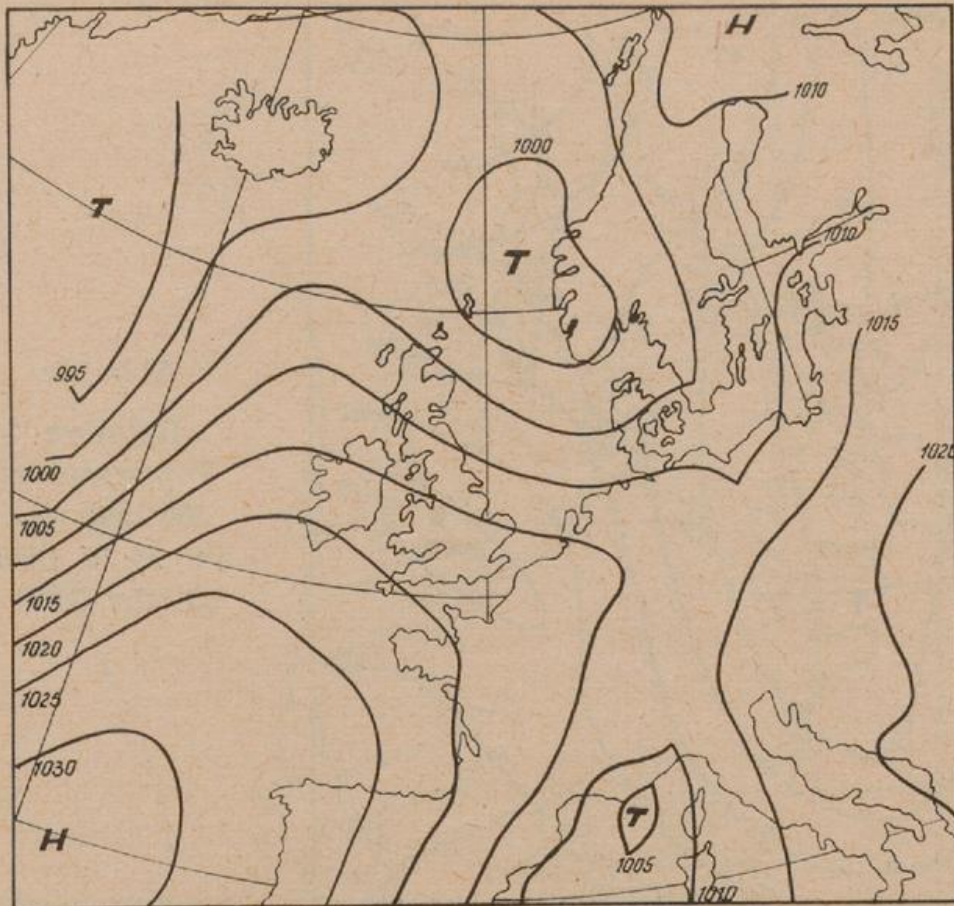


Abb. 14a  
 Luftdruck-  
 verteilung  
 in Meereshöhe  
 am 20. 10. 1959  
 06 Uhr GMT

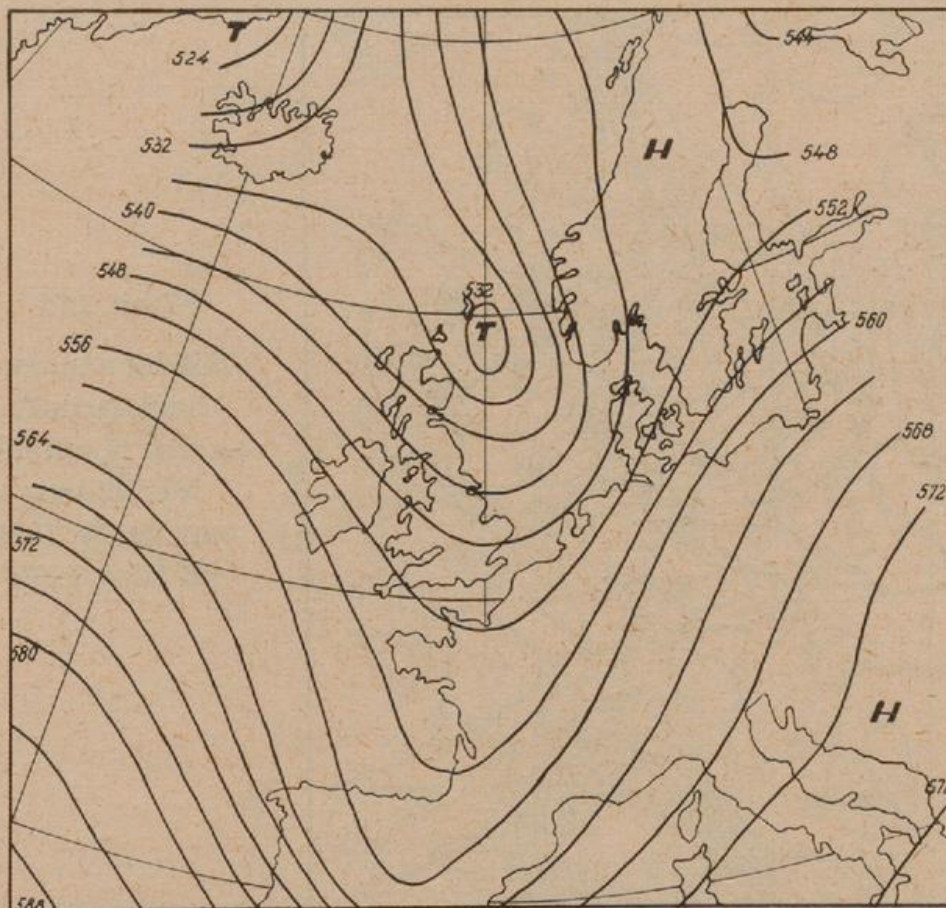


Abb. 14b  
 Absolute  
 Topographie  
 500 mb  
 am 20. 10. 1959  
 00 Uhr GMT

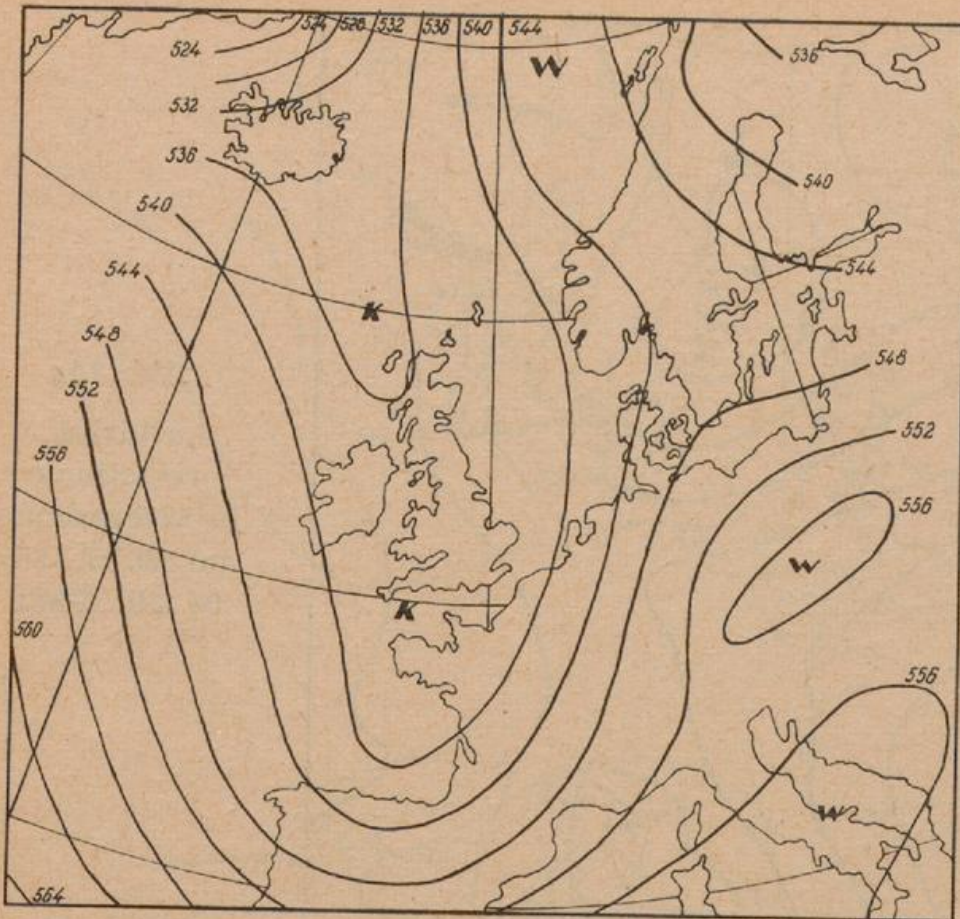


Abb. 14c  
 Relative  
 Topographie  
 500/1000 mb  
 am 20. 10. 1959  
 00 Uhr GMT

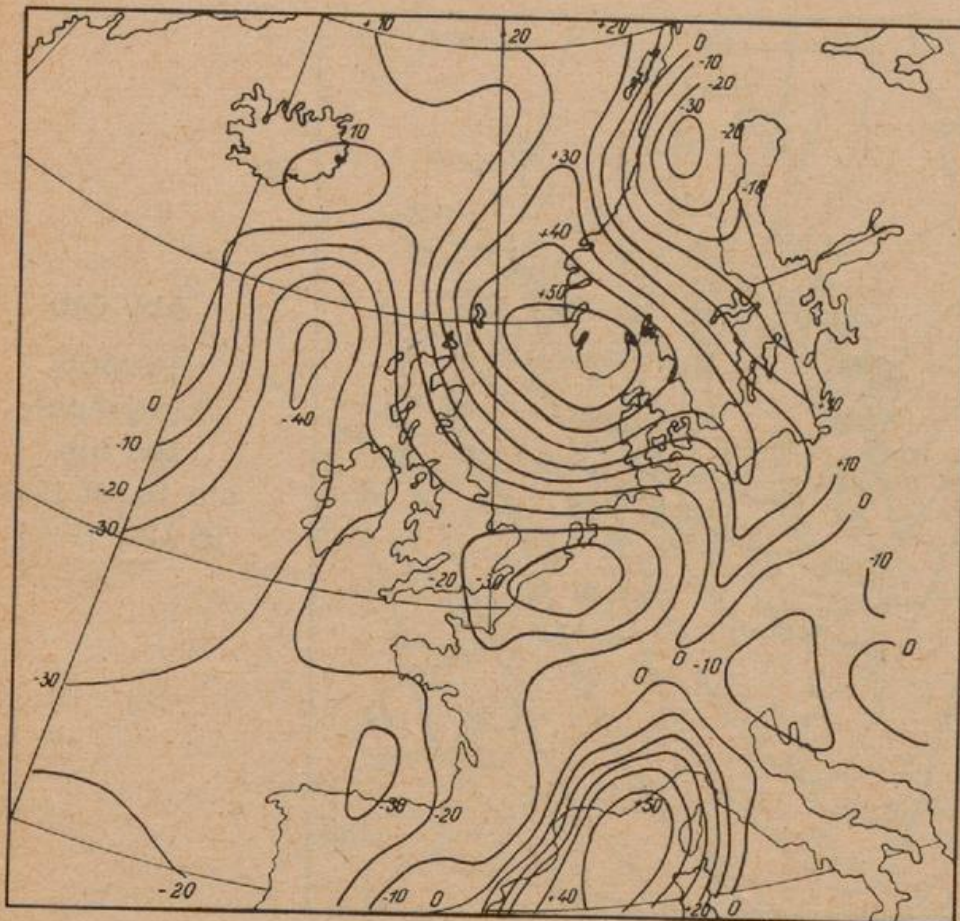


Abb. 14d  
 Niederschlags-  
 bereitschaft  
 aus der „Laplace“-  
 Verteilung  
 am 20. 10. 1959  
 06 Uhr GMT

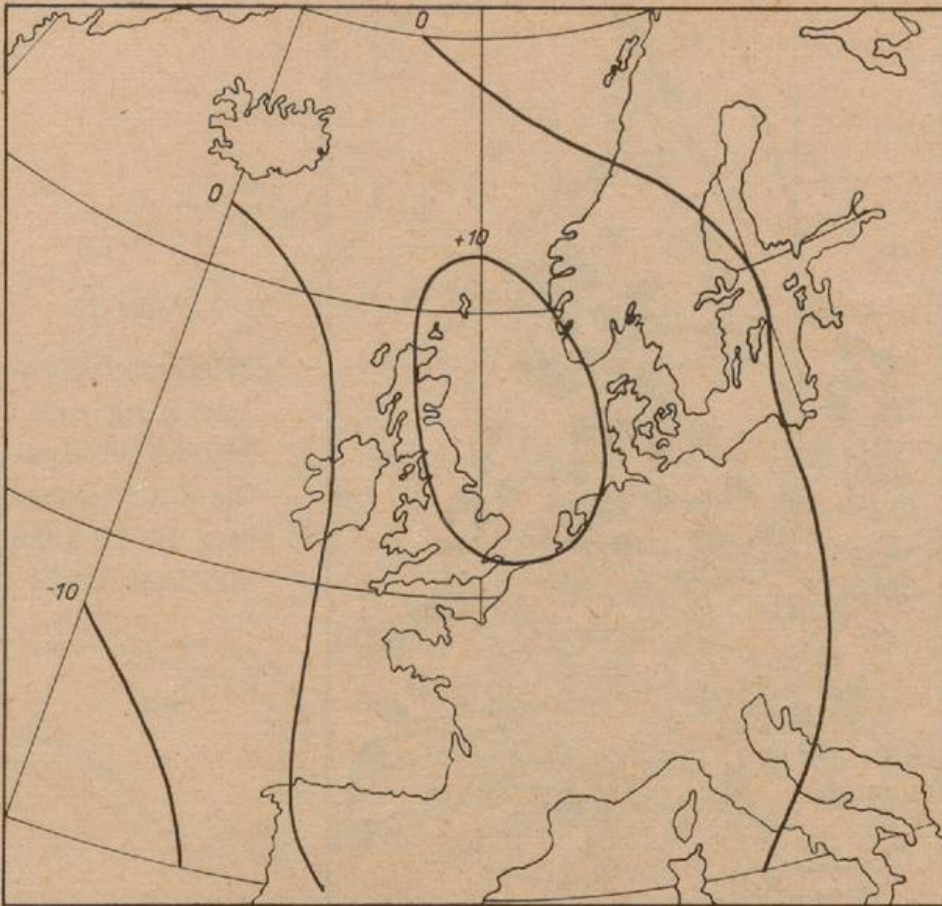


Abb. 14e  
 Summe der  
 Niederschlags-  
 bereitschaften aus  
 absoluter und  
 relativer  
 Topographie  
 am 20. 10. 1959  
 06 Uhr GMT

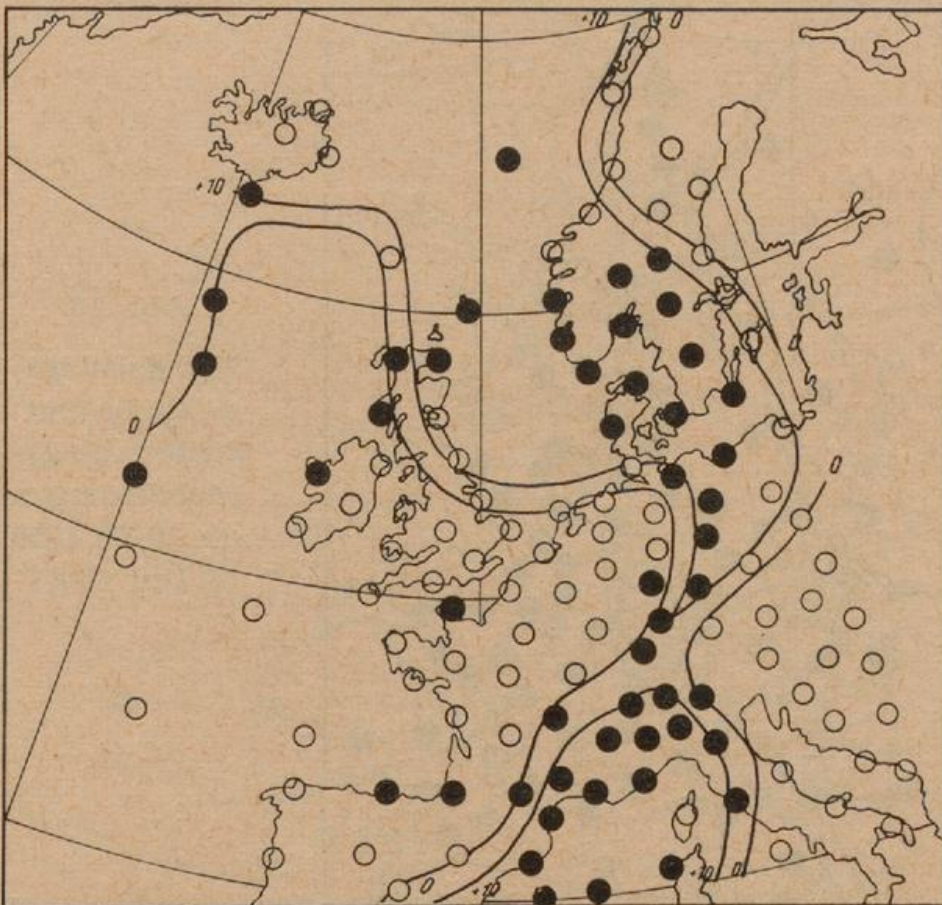


Abb. 14f  
 Niederschlags-  
 neigung und  
 Niederschlags-  
 beobachtungen  
 am 20. 10. 1959  
 06 Uhr GMT

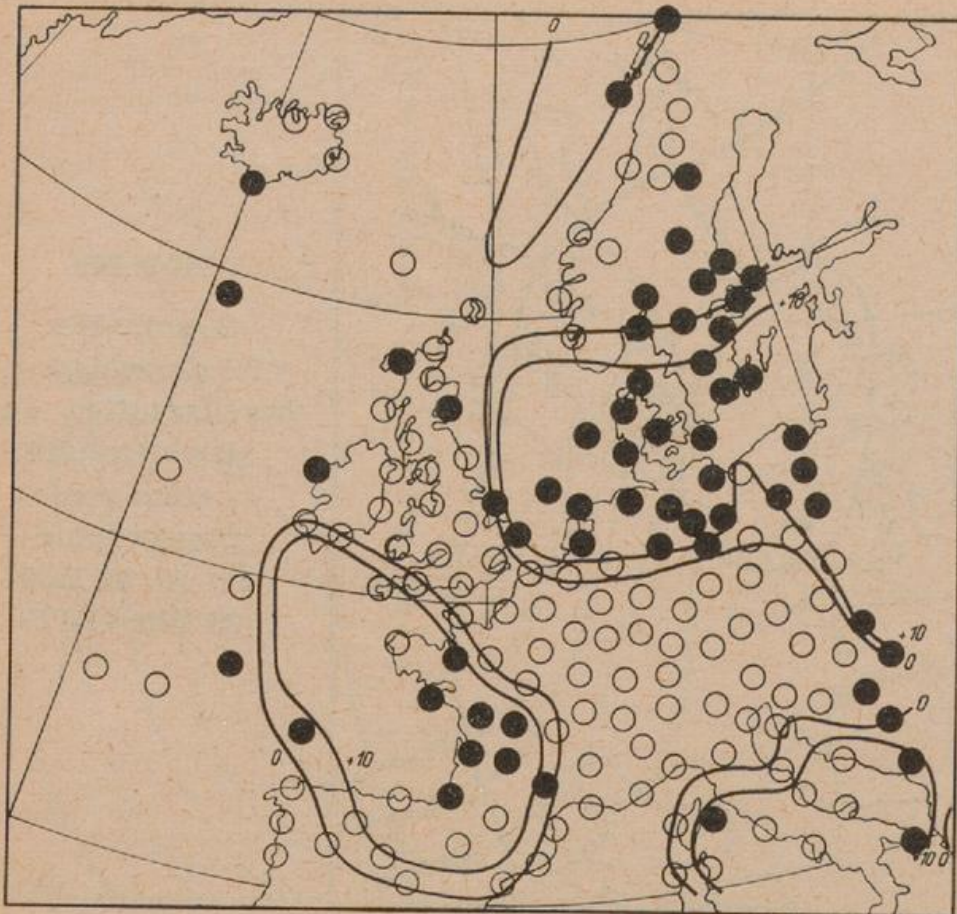


Abb. 15  
Niederschlags-  
neigung und  
Niederschlags-  
beobachtungen  
am 16. 11. 1959  
06 Uhr GMT

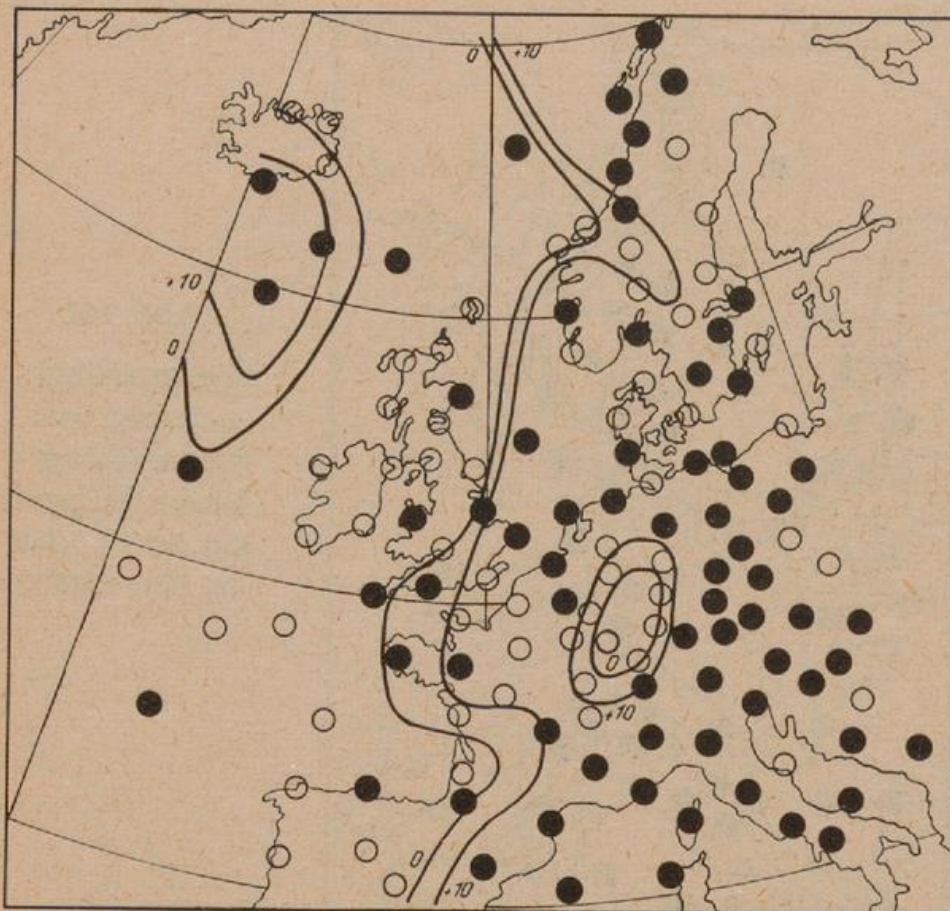


Abb. 16  
Niederschlags-  
neigung und  
Niederschlags-  
beobachtungen  
am 29. 10. 1959  
06 Uhr GMT

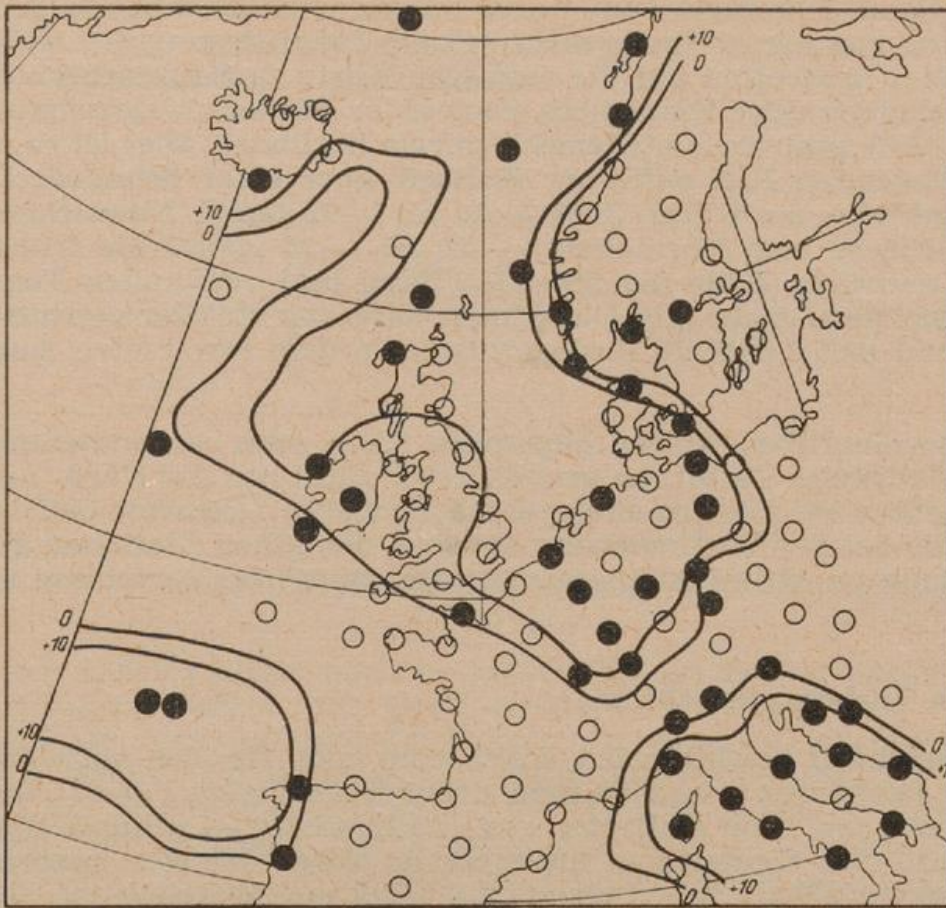


Abb. 17

Niederschlags-  
neigung und  
Niederschlags-  
beobachtungen  
am 5. 2. 1960  
06 Uhr GMT

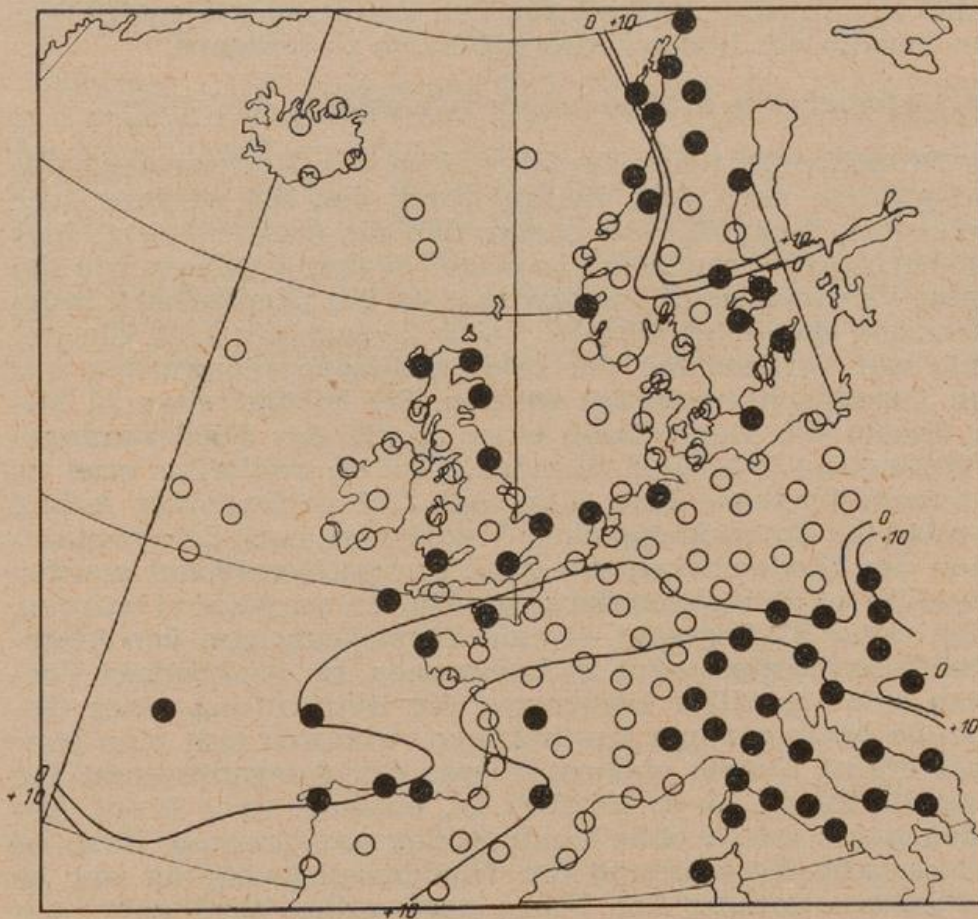


Abb. 18

Niederschlags-  
neigung und  
Niederschlags-  
beobachtungen  
am 11. 2. 1956,  
06 Uhr GMT

seln mit  $-3$  bis  $+4$  Grad. Die darin zum Ausdruck kommende Wärmezufuhr vom Meer bewirkte eine von der Methode nicht erfaßte Labilisierung der Kaltluft, in der es dann beim Auftreffen auf die englische Küste zu Schauerbildung kam. Andererseits erscheinen über Frankreich trotz einer Niederschlagsneigung größer als  $0\%$  bzw.  $+10\%$  zahlreiche niederschlagsfreie Stationen. Dies ist so zu erklären, daß im vorliegenden Fall extremer Kaltluft über einer Schneedecke (Temperaturen in Frankreich um 6 Uhr GMT  $-10$  bis  $-15$  Grad, Abweichung der Höhe der 500-mb-Fläche vom Normalwert  $-28$  bis  $-36$  gpdm) die früher gefundene Beziehung zwischen Höhe der 500-mb-Fläche und vertikalem Temperaturgradient offenbar nicht mehr gilt. Die Atmosphäre war stabiler geschichtet als angenommen und ließ vertikale Umlagerungen in dem erwarteten Ausmaß nicht zu.

Von solchen außergewöhnlichen Fällen abgesehen kann man zusammenfassend sagen, daß das entwickelte Verfahren grundsätzlich nicht nur für Nord- und Westdeutschland brauchbar ist, sondern eine wesentlich weiter reichende Gültigkeit besitzt, und daß die bei der Untersuchung der drei deutschen Stationen gefundenen Trefferprozentage im Mittel auch etwa für die räumliche Verteilung im aktuellen Fall gelten.

## 7. Anwendung auf das Vorhersageproblem

Nachdem in der vorstehend geschilderten Weise eine auch für den aktuellen Fall recht brauchbare Beziehung zwischen dem dreidimensionalen Druck- und Temperaturfeld einerseits und dem Auftreten von Niederschlag — zumindest in orographisch wenig gestörten Gebieten — andererseits abgeleitet war, bestand rein technisch keine Schwierigkeit, das eingangs mit Blick auf Mitteleuropa formulierte Prognosenproblem in Angriff zu nehmen. Es war lediglich notwendig, die in Abschnitt 6.1. angeführten Berechnungen bzw. graphischen Konstruktionen unter Benutzung von Vorhersagekarten durchzuführen, um zu einer Prognose der Niederschlagswahrscheinlichkeit für den Zeitraum 3 Stunden vor bis 3 Stunden nach dem Termin der Bodenvorhersagekarte zu kommen.

Bei einem derartigen Unternehmen gibt es jedoch zweierlei zu bedenken.

Im Hinblick auf die Brauchbarkeit des Verfahrens in der Vorhersagepraxis erhebt sich zunächst die Frage nach dem Zeitaufwand, den die zeichnerische Konstruktionsarbeit erfordert. Dazu läßt sich sagen, daß die Ausarbeitung einer Karte der Niederschlagsbereitschaft aus dem „Laplace“ in dem Umfang, wie ihn die Abb. 13 und 14 zeigen, verhältnismäßig langwierig ist. Im Durchschnitt müssen dafür 2 bis  $2\frac{1}{2}$  Stunden angesetzt werden. Dazu kommt die Zeit, die zur Konstruktion der Karte mit der Summe der Niederschlagsbereitschaften aus absoluter und relativer Topographie benötigt werden. Sie beträgt etwa 15 Minuten. Alles in allem dauert die Herstellung einer Karte der Niederschlagsneigung also je nach Wetterlage  $2\frac{1}{2}$  bis 3 Stunden. Das ist zweifellos eine im laufenden Dienst nicht mehr tragbare Zeit. Sinn und Ziel vorliegender Arbeit war aber ursprünglich nicht die Entwicklung eines Verfahrens, nach dem routinemäßig Vorhersagekarten des Niederschlags für ganz Europa gezeichnet werden sollen. Wenn in den angeführten Beispielen derartige Karten vorgeführt wurden, so nur, um — wie schon unter 6.2.2. gesagt — eine Vorstellung von der Allgemeingültigkeit der gefundenen Beziehungen zu bekommen. Im praktischen Vorhersagedienst kann man sich eigentlich immer auf die Betrachtung eines Gebietes von etwa der Größe Mitteleuropas beschränken, wodurch sich eine ganz erhebliche Zeitersparnis ergibt. Davon abgesehen war der Ausgangspunkt für die ganze Untersuchung die Frage, ob es möglich ist, entlang einer Front Abschnitte mit Niederschlag gegen solche ohne Niederschlag abzugrenzen. Dazu ist aber nunmehr die rechnerische Bestimmung der Niederschlagsneigung nur an einem oder wenigen Punkten entlang der Front notwendig. Wird dabei zur

Bestimmung des „Laplace“ ein nach Art der Abb. 19 vorbereitetes Transparent benutzt, das auf die Bodenkarte aufgelegt wird, so läßt sich die ganze Arbeit in wenigen Minuten erledigen.

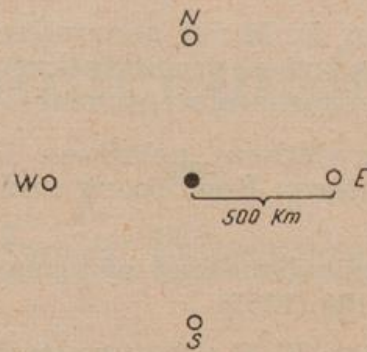


Abb. 19

### Gitterpunkte zur Bestimmung des Laplaceschen Operators

Als Letztes bleibt noch zu prüfen, ob die Vorhersagekarten, wie sie z. Z. zur Verfügung stehen, den Grad an Genauigkeit besitzen, wie er von der neuen Methode verlangt wird. Da bestehen in der Tat Bedenken, wird doch nicht nur eine absolut richtige Koordinierung der vorhergesagten Bodendruckverteilung mit der absoluten Topographie der 500-mb-Fläche gefordert, sondern vor allem auch eine bezüglich der Krümmungs- und Scherungswerte exakte Karte des Bodenluftdrucks. Der Einfluß von Fehlern dieser Daten auf die Güte der Niederschlagsvorhersage läßt sich abschätzen, wobei sich die hohe Empfindlichkeit gegenüber Änderungen von Krümmung und Scherung ergibt. Es überlagern sich aber auch noch Tempofehler. Diese machen einen sinnvollen Gütetest ungemein schwierig, da sich eine räumlich-zeitliche Beziehung zwischen vorhergesagtem und eingetretenem Niederschlag kaum herstellen läßt.

Allgemein läßt sich sagen, daß die Güte der Niederschlagsvorhersage — wie übrigens auch bei den amerikanischen numerischen Methoden — mit der Güte der benutzten Vorhersagekarten steht und fällt. Mit anderen Worten, das vorstehend beschriebene Arbeitsverfahren vermittelt lediglich ein Bild von der Wetterwirksamkeit einer irgendwie vorgegebenen dreidimensionalen Luftdruck- und Temperaturverteilung. Es übersetzt deren Eigentümlichkeiten unter der Annahme adiabatischer und wenig gestörter orographischer Verhältnisse in Angaben über das Wetter, leistet also eine Arbeit, die bislang subjektiv, aus einem persönlichen Erfahrungsschatz heraus bewältigt werden muß.

## Literatur

- (1) Bellamy, J. G.: Objective calculations of divergence, vertical velocity and vorticity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **30**, 45-49 (1949)
- (2) Collins, G. O., and Kuhn, P. M.: A generalized study of precipitation forecasting. Part 3: Computation of precipitation resulting from vertical velocities deduced from vorticity changes. *Monthly Weather Rev.* **82**, 173-182 (1954)
- (3) Duhm, H.: Beziehung zwischen „relativen Hoch- und Tiefdruckgebieten“ und den Feldern der unteren Bewölkung und des Niederschlags. *Meteor. Z.* **59**, 73-92. (1942)
- (4) Fjörtoft, R.: On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equation. *Tellus* **4**, 179-194 (1952)
- (5) Hollmann, G., u. Wegener, K. O.: Approximative Berechnung der Vertikalbewegung ausgewählter Wetterlagen. *Beitr. Phys. fr. Atm.* **31**, 200-216 (1959)
- (6) Jorgensen, D. L.: Estimating precipitation at San Francisco from concurrent meteorological variables. *Monthly Weather Rev.* **81**, 101-110 (1953)
- (7) Koller, S.: Graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. Darmstadt 1953
- (8) Kuhn, P. M.: A generalized study of precipitation forecasting. Part 2: A graphical computation of precipitation. *Monthly Weather Rev.* **81**, 222-232 (1953)
- (9) Miller, S. R., and Dickey, W. W.: An objective method of forecasting winter-time precipitation in northeast Colorado. *Monthly Weather Rev.* **78**, 161-169 (1950)
- (10) Penn, S.: An objective method forecasting precipitation amounts from winter coastal storms for Boston. *Monthly Weather Rev.* **76**, 149-161 (1948)
- (11) Pettersen, S.: Weather analysis and forecasting. Vol. II. New York 1956
- (12) Stüve, G.: Thermodynamik der Atmosphäre. Berlin 1937
- (13) Thompson, J. C.: A numerical method for forecasting rainfall in the Los Angeles area. *Monthly Weather Rev.* **78**, 113-124 (1950)
- (14) Thompson, J. C., and Collins, G. O.: A generalized study of precipitation forecasting. Part 1: Computation of precipitation from fields of moisture and wind. *Monthly Weather Rev.* **81**, 91-100 (1953)
- (15) Vernon, E.: An objective method of forecasting precipitation 24 — 48 hours in advance at San Francisco, California. *Monthly Weather Rev.* **75**, 211-216 (1947)