

Die aerologischen Gewittertendenzkarten

Von A. SIMILÄ

Schwedisches Institut für Meteorologie und Hydrologie, Stockholm

(Manuscript received 22 June, 1949)

Abstract

A procedure is outlined for estimating numerically the factors which favor or oppose the development of thunderstorms. The resulting "thunderstorm tendencies" may be represented on synoptic charts; examples are given of the use of these charts in forecasting.

Das Problem der Gewitterprognose beschäftigt sich mit dem Teil der Labilität, der zu den stärkeren Umlagerungsprozessen, begleitet mit elektrischen Entladungen, führt. Nach statistischen Arbeiten in Finland (ROSSI 1940) variieren die tiefsten Temperaturen in den Schauerwolken zwischen -8° und -15° C, aber in den Gewitterwolken zwischen -15° und -30° C. Das bedeutet, dass in den meisten Fällen in Nord- und Mitteleuropa die Schauerwolken nicht die 500-mb-Fläche erreichen, während sich die Gewitterwolken über dieses Niveau erstrecken.

Das Gewitterproblem umfasst hauptsächlich zwei Teile:

1. Labilität unter dem Kondensationsniveau.
2. Labilität in der Wolkenbildungsschicht (über dem Kondensationsniveau).

Der erste Teil sucht eine Antwort auf die Frage: Wird eine Wolkenbildung durch Konvektion oder durch horizontal konvergierende Luftströme stattfinden? Dieses Problem, das in den meisten meteorologischen Lehrbüchern behandelt ist, wird hier nicht berührt.

Der zweite Teil umfasst die Labilität in der freien Atmosphäre und soll klarlegen, ob die neugebildeten Konvektionswolken die Möglichkeit haben, so stark weiterzuwachsen, dass sie zur Gewitterbildung führen können. Die

Labilität in der freien Atmosphäre kann man mit Hilfe der aerologischen Messungen bestimmen. Das aerologische Stationsnetz gestattet jetzt auch, zweimal täglich eine synoptische Karte über die atmosphärische Labilität zu machen, wenn man nur diese Aufgabe zweckmässig methodisch lösen kann. Das Ziel dieser Arbeit ist eine solche Methode anzugeben.

Unter Wolkenbildung durch Konvektion versteht man Wolkenbildung in einem gesättigten Luftstrom, der in einer ungesättigten Umgebung aufsteigt. Bei diesem Prozess kann man mit verschiedenen Bedingungen rechnen. Man kann voraussetzen, dass die Umgebung in Ruhe ist und kein Wärmetransport zwischen dem aufsteigenden Luftquantum und der Umgebung stattfindet (NORMAND 1938). Eine andere Methode von J. BJERKNES (1938) und S. PETTERSEN (1939) setzt folgendes voraus:

Durch eine horizontale Luftschicht steigt ein Luftstrom M' mit einer Geschwindigkeit w' auf und gleichzeitig sinkt ein Luftstrom M mit einer Geschwindigkeit w ab. Wenn diese Luftschicht so gross ist, dass die horizontale Luftströmung keine Ein- oder Ausströmung verursacht, müssen die aufsteigenden Luftquanten gleich mit den absteigenden sein:

$$M'w' = - Mw \quad \begin{array}{l} w' = \text{positiv} \\ w = \text{negativ} \end{array} \quad (1)$$

Weiter muss im Anfang ein barotroper Zustand herrschen und alle Bewegungen müssen adiabatisch sein.

Die Temperaturdifferenz zwischen der aufsteigenden Wolkenluft und der absteigenden Luft in der Umgebung ergibt sich aus

$$\Delta T = \Delta Z \left[\gamma - \Gamma' - \frac{M'}{M} (\Gamma - \gamma) \right] \quad (2)$$

$$\Delta T = \Delta Z \left[\gamma - \Gamma' + \frac{w}{w'} (\Gamma - \gamma) \right] \quad (3)$$

γ = gemessener Temperaturgradient

Γ = trockenadiabatischer Temperaturgradient

Γ' = feuchtadiabatischer Temperaturgradient

Wir sehen also, dass ein feuchtadiabatischer Temperaturgradient nicht gross genug ist, um konvektive Wolken endlichen Querschnitts zu unterhalten. Es ist notwendig, eine grössere Labilität zu haben, die gleichzeitig die grösstmögliche Menge der konvektiven Wolken bestimmt. Als maximale Menge konvektiver Wolken kann 5/10 angesehen werden, was $\gamma = \frac{\Gamma + \Gamma'}{2}$ und $w' = -w$ voraussetzt.

Die Bedingung für indifferente Schichtung ist durch Gleichung (4) bestimmt:

$$\Delta T = 0, \text{ wenn } \gamma - \Gamma' - \frac{M'}{M} (\Gamma - \gamma) = 0 \quad (4)$$

Man kann dann folgende Berechnung machen:

$$\gamma = \Gamma' + \frac{M'}{M + M'} (\Gamma - \Gamma') \quad (5)$$

$$\gamma = \Gamma' + N_k (\Gamma - \Gamma') \quad (6)$$

$$\frac{M'}{M + M'} = N_k = \text{Menge konvektiver Wolken.}$$

Bei labilem Zustand muss der Temperaturgradient der Schichtungskurve

$$\gamma > \Gamma' + N_k (\Gamma - \Gamma') \quad (7)$$

In jedem Labilitätsfall ist die Labilität am grössten im Anfangsstadium: $N_k = 0$. Die Labilität nimmt dann im Zusammenhang mit der Bildung konvektiver Wolken ab und erreicht das indifferente Stadium, wenn Gleichung (6) erfüllt ist.

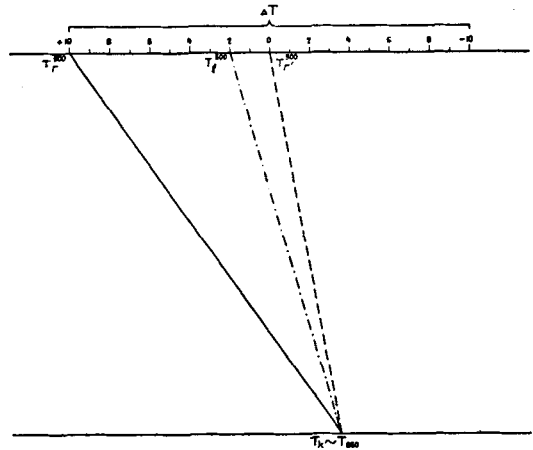


Fig. 1. Graphische Bestimmung der ΔT -Skala für Gewitterinstabilität.

Wenn man gemäss fig. 1. die Temperatur der Schichtungskurve im Kondensationsniveau mit T_k bezeichnet, und die Temperatur, bei der eine Feuchtadiabate durch T_k die 500-mb-Fläche schneidet mit $T_{R'}^{500}$, und die Temperatur, bei der eine Trockenadiabate durch T_k die 500-mb-Fläche schneidet mit T_R^{500} , kan man approximativ die Gleichung (7) für den labilen Zustand folgendermassen schreiben:

$$T_{\gamma}^{500} < T_{R'}^{500} + N_k (T_R^{500} - T_{R'}^{500}) \quad (8)$$

Hier gibt die linke Seite die observierte Temperatur im 500-mb-Niveau.

Wenn man eine Karte über die Gewitterlabilität über grösseren Gebieten machen will, kann man, um Arbeit zu sparen, statt T_k , welches die Berechnung des Konvektionskondensationsniveaus für jeden Aufstieg erfordern würde, die Temperatur in einer gewissen Druckfläche, die sich dem Kondensationsniveau nahe anschliesst, nehmen.

Nach Rossis statistischer Arbeit ist in Finland bei konvektiven Wolken H_k im Mittel = 1 270 gm. Da die Verhältnisse in Skandinavien ziemlich gleichartig sind, scheint es günstig, $T_{850 \text{ mb}}$ statt T_k zu wählen. Die Fehler, die dabei entstehen, sind nicht gross. Die Höhe der 850-mb-Fläche bei einem Druck von 1 000 mb an der Erdoberfläche und einer Mitteltemperatur T_m von $+10^\circ$ ist 1 400 gm. Im übrigen sind die Fehler folgende:

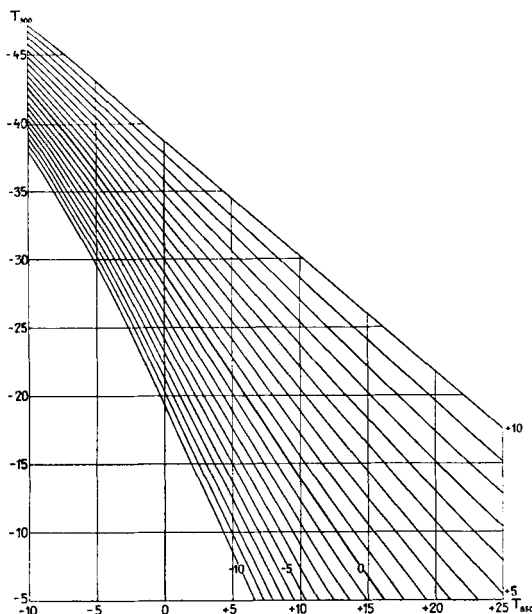


Fig. 2. Diagramm für Gewitterinstabilität ΔT als Funktion der Temperatur der 850-mb-Fläche (T_{850}) und der 500-mb-Fläche (T_{500}).

$\gamma < \Gamma'$ Berechnete Instabilität

$H_{850} > H_k$ $T_{850} < T_k$ zu gross

$H_{850} < H_k$ $T_{850} > T_k$ zu klein

$\gamma > \Gamma'$ Berechnete Instabilität

$H_{850} > H_k$ $T_{850} < T_k$ zu klein

$H_{850} < H_k$ $T_{850} > T_k$ zu gross

$\gamma = \Gamma'$ Berechnete Instabilität

$H_{850} > H_k$ $T_{850} < T_k$ richtig

$H_{850} < H_k$ $T_{850} > T_k$ richtig

Da in den meisten Fällen in der Nähe der 850-mb-Fläche $\gamma \sim \Gamma'$ ist, kann diese Vereinfachung eingeführt werden, ohne dass grössere Fehler entstehen.

Wenn man nun mit der Instabilität zwischen den 850-mb- und 500-mb-Flächen rechnet, so erhält man, wie schon erwähnt, in Europa die Fälle, wo die Labilität so stark ist, dass Gewitterbildung wahrscheinlich ist. Wenn man statt dessen die 850-mb- und 600-mb-Flächen als Grenzen für die Instabilitätsberechnung wählen würde, würde man in den Re-

sultaten auch die labilen Fälle erhalten, die Regenschauer aber nicht Gewitter verursachen. Es gilt also hier, geeignete Grenzen zu wählen, um in den Endresultaten nur die Gewitterfälle zu erhalten. In anderen klimatischen Verhältnissen muss man vermutlich andere Grenzen wählen.

Man bestimmt also die Instabilität, die Gewitter hervorrufen kann, auf folgende Weise:

$$\Delta T = \frac{T_{\Gamma'}^{500} - T_{\gamma}^{500}}{T_{\Gamma'}^{500} - T_{\Gamma}^{500}} \times 10$$

ΔT , das die Instabilität der Temperaturschichtung zwischen den 850-mb- und 500-mb-Flächen angibt, erhält man aus einer Skala, die bei den verschiedenen in Frage kommenden Temperaturen verwendbar ist. Wenn ΔT positiv ist, gibt es einfach an, wieviele Zehntel konvektive Wolken sich entwickeln können:

$$\Delta T = N_k \times 10$$

Da $T_{\Gamma'}^{500} - T_{\Gamma}^{500}$ mit der Temperatur variiert, muss man die ΔT -Skala für den Teil der Temperaturskala berechnen, der bei Gewitterlagen in Frage kommt.

Um eine Vergleichsskala für Stabilität zu erhalten, erstreckt man dieselbe ΔT -Skala auch über die Fälle, wo $T_{\Gamma'}^{500} - T_{\gamma}^{500} < 0$. Fig. 1 zeigt, wie die ΔT -Skala für jedes T_{850} bestimmt wird. $\Delta T = f(T_{850}, T_{500})$ ist als Diagramm dargestellt (siehe fig. 2).

Die Einwirkung der Feuchtigkeit auf die Instabilität

Sowohl in der Luftpaket- wie in der »Slice-Methode« wird nur die Temperaturstabilität ohne Rücksicht auf die Feuchtigkeitsverhältnisse behandelt. Man kann zwar virtuelle Temperatur statt gewöhnlicher Temperatur anwenden, aber eine solche Korrektur ist ziemlich klein und auch nicht berechtigt, wenn man Rücksicht auf die Gewichtszunahme nimmt, die die Wassertropfen in einer konvektiven Wolke verursachen.

Eine hohe relative Feuchtigkeit kann eine mitgeführte Eigenschaft einer Luftmasse, z. B. einer maritimen Luftmasse, sein, aber sie kann auch das Resultat einer allgemeinen auf-

steigenden Bewegung sein. Ebenso kann eine geringe relative Feuchtigkeit eine mitgeführte Eigenschaft sein (kontinentale Luftmasse) oder das Resultat eines Herabsinkens der Luftmasse. Es scheint mir auch, dass die Temperaturinstabilität im Durchschnitt zu klein ist im Vergleich mit der horizontalen Ausdehnung N_k der konvektiven Wolken. Hier kommt zwar in den synoptischen Beobachtungen häufig ein Fehler vor, der durch die Perspektive und die Höhenausdehnung der konvektiven Wolken verursacht wird. Nach S. PETTERSEN 1940 werden 5/10 konvektive Wolken, die ihre Basis in 1 000 m Höhe und eine vertikale Ausdehnung von 1 000 m haben, von der Erde aus als 8/10—9/10 angegeben. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass konvektive Vertikalbewegungen nach oben nicht vollständig gemäss der Gleichung $M'w' = -Mw$ kompensiert werden, so dass der Luftmassentransport durch eine horizontale Lamelle am Tage einen Überschuss der aufsteigenden Bewegung zeigt. Dieses wird teils am Abend und in der Nacht durch ein allgemeines Herabsinken, teils durch Herabsinken in einem anderen, nahegelegenen Gebiet kompensiert. Wenn die Instabilität stark ist, muss die letztgenannte Kompensation die grösste Rolle spielen, und dann entstehen abwechselnd »Wellen« feuchter und trockener Luft. Natürlich spielt bei der Kompensation der aufsteigenden Luft, sowie bei der Feuchtigkeit der Luft die Orographie, besonders die Verteilung der Gewässer, eine gewisse lokalbedingte Rolle, die in der Gewitterstatistik hervortritt.

Gewitteruntersuchungen in den Vereinigten Staaten (BYERS und BRAHAM 1948) zeigen, dass bei Gewitterbildung Luft von der Umgebung mit der Wolkenluft durchmischt wird und der Feuchtigkeitsgehalt der Umgebung auch auf diese Weise auf die Gewitterkonvektion Einfluss hat.

Um die relative Feuchtigkeit für Gewitterprognosen verwenden zu können, muss man versuchen, die Grenzen zwischen »feuchten« und »trockenen« Gebieten festzulegen. Nach den aerologischen Messungen in Schweden scheint die Feuchtigkeitsgrenze zwischen Gewitterlagen und Fällen ohne Gewitter ungefähr bei einer relativen Feuchtigkeit von 60 % zu liegen. Auf Grund von ROSSIS statistischer Arbeit habe ich dann einen Mittelwert

für die vertikale Verteilung der relativen Feuchtigkeit berechnet aus dem Ausdruck

$$U_m = \frac{U_{1,5} + U_3 + U_4 + U_6}{4},$$

wo $U_{1,5}$, U_3 u. s. w. die respektiven relativen Feuchtigkeitswerte in der Höhe von 1,5 km, 3 km u. s. w. sind. Diese Mittelwerte wurden mit dem Vorkommen von Gewitter verglichen.

Daraus ergab sich folgendes Resultat:

Gruppe ohne Regenschauer und Gewitter

$$U_m = 47 \%$$

Gruppe Gewitter > 15 % aller Beobachtungen $U_m = 67 \%$

Gruppe Gewitter < 15 % aller Beobachtungen $U_m = 56 \%$

Gruppe Regenschauer ohne Gewitter $U_m = 58 \%$

Es scheint nahe zu liegen, $U_m = 60 \%$ als neutralen für Wert Gewitterprognosen zu wählen. Wenn man die Zunahme der Labilität durch die relative Feuchtigkeit mit Δ_u bezeichnet, muss man versuchen, eine geeignete Skala für Δ_u zu finden. Vorschlagsweise können wir 5 % relative Feuchtigkeit als Einheit in der Δ_u -Skala nehmen. Dann erhält man folgende Tabelle.

$U_m \%$	Δ_u
100	+ 8
95	+ 7
90	+ 6
85	+ 5
80	+ 4
75	+ 3
70	+ 2
65	+ 1
60	0
55	— 1
50	— 2
45	— 3
40	— 4
35	— 5
30	— 6
25	— 7
20	— 8
15	— 9
10	— 10

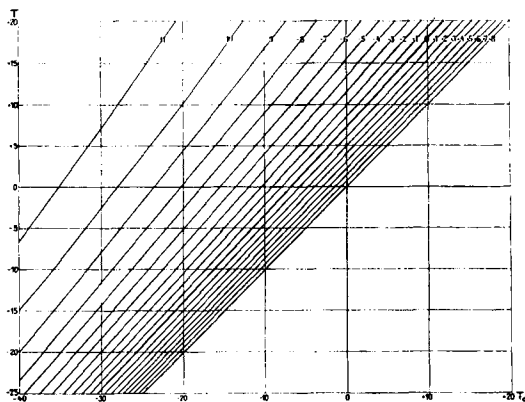


Fig. 3. Δu als Funktion der Temperatur (T) und Taupunkttemperatur (T_d).

Es ist jedoch wahrscheinlich, dass man den relativen Feuchtigkeitswerten des 500-mb-Niveaus grösseres Gewicht zumessen sollte als denen des 850-m- und 700-mb-Niveaus.

Δu ist in fig. 3. als Funktion der Temperatur (T) und der Taupunkttemperatur (T_d) dargestellt.

Gewittertendenzkarten

Für jeden aerologischen Aufstieg werden Δ_T -Werte und die Δu -Werte für 850, 700 und 500 mb graphisch bestimmt. Die Höhenwinde für dieselben Höhen werden auch eingetragen. Sie dienen zur Bestimmung der Bewegung der verschiedenen Gewittertendenzgebilde und zeigen gleichzeitig die advektiven Änderungen des vertikalen Temperaturgradientens.

Bei der Analyse der Gewittertendenzkarten werden nur solche Gebiete, wo sowohl Δ_T wie Δu positiv sind, als gewitterriskant betrachtet und mit Hilfe der Zahlenwerte dieser Faktoren weiter untergeteilt.

Gewittertendenzkarten zeigen nur die Labilitätsverhältnisse in der Wolkenbildungsschicht. Die negative Gewittertendenz muss ja mit der negativen Gewitterprognose identisch sein. Aber die positive Gewittertendenz führt zur Gewitterbildung nur, wenn eine Labilität unter dem Kondensationsniveau existiert, die zur Wolkenbildung führt.

Im Sommer, wenn die Einstrahlung sehr stark ist, sind tatsächlich die meisten positiven Gewittertendenzgebiete mit Eintreffen des Gewitters verbunden.

Gewittertendenzkarten vom 4. bis 7. Mai 1949 bieten ein gutes Beispiel dafür, wie ein positives Gewittertendenzgebiet wandert und auch seine Intensität ändern kann.

Am 4. Mai 1949 (fig. 4 a) gibt es positive Δ_T -Werte über dem grössten Teil Westeuropas, aber die Luft ist so trocken, dass Δu -Werte allgemein negativ sind. Nur in West-Frankreich gibt es feuchte Luft, die auf der Gewittertendenzkarte ein positives Tendenzgebiet verursacht. Die Höhenwinde über West-Europa sind vorwiegend östliche, weiter im Osten südliche. Synoptische Wetterkarten weisen eine Gewitterbeobachtung in Nord-Frankreich und eine andere in Belgien auf.

Am nächsten Tage (fig. 4 b) hat das positive Gewittertendenzgebiet sich nach Norden verbreitet und die Intensität hat markant zugenommen. In demselben Gebiet gibt es auf den synoptischen Karten beinahe hundert Gewitterbeobachtungen. Ein negatives Gewittertendenzgebiet mit grosser Gewitterstabilität nähert sich vom Westen dem europäischen Kontinent.

Am 6. Mai (fig. 4 c) befindet sich das positive Tendenzgebiet weiter im Nordosten und ist etwas schwächer geworden. Die Anzahl der Gewitterbeobachtungen in demselben Raum steigt bis ca. 50. Das stabile Gebiet vom Westen hat sich auch weiter nach Osten verbreitet.

Am nächsten Tage (fig. 4 d) gibt es einen schwachen Rest des positiven Tendenzgebietes mit einzelnen Gewittern über dem östlichen Teil des Kontinents. Im Übrigen herrscht eine grosse Gewitterstabilität über West- und Nordwest-Europa.

Die Höhenwetterkarten zeigen, dass diese Gewitterinstabilität sich in einer degenerierten Kaltluftmasse, die über dem Kontinent in den untersten Schichten rasch aufgewärmt wird, entwickelt.

Umgekehrt wird sie auf dem weiteren Wege nach Nordosten wieder schwächer teils wegen einer langsamen Erwärmung der Kaltluft in der Höhe und teils wegen der Abkühlung der untersten Schichten bei der Passage über die im Frühjahr kalte Ostsee.

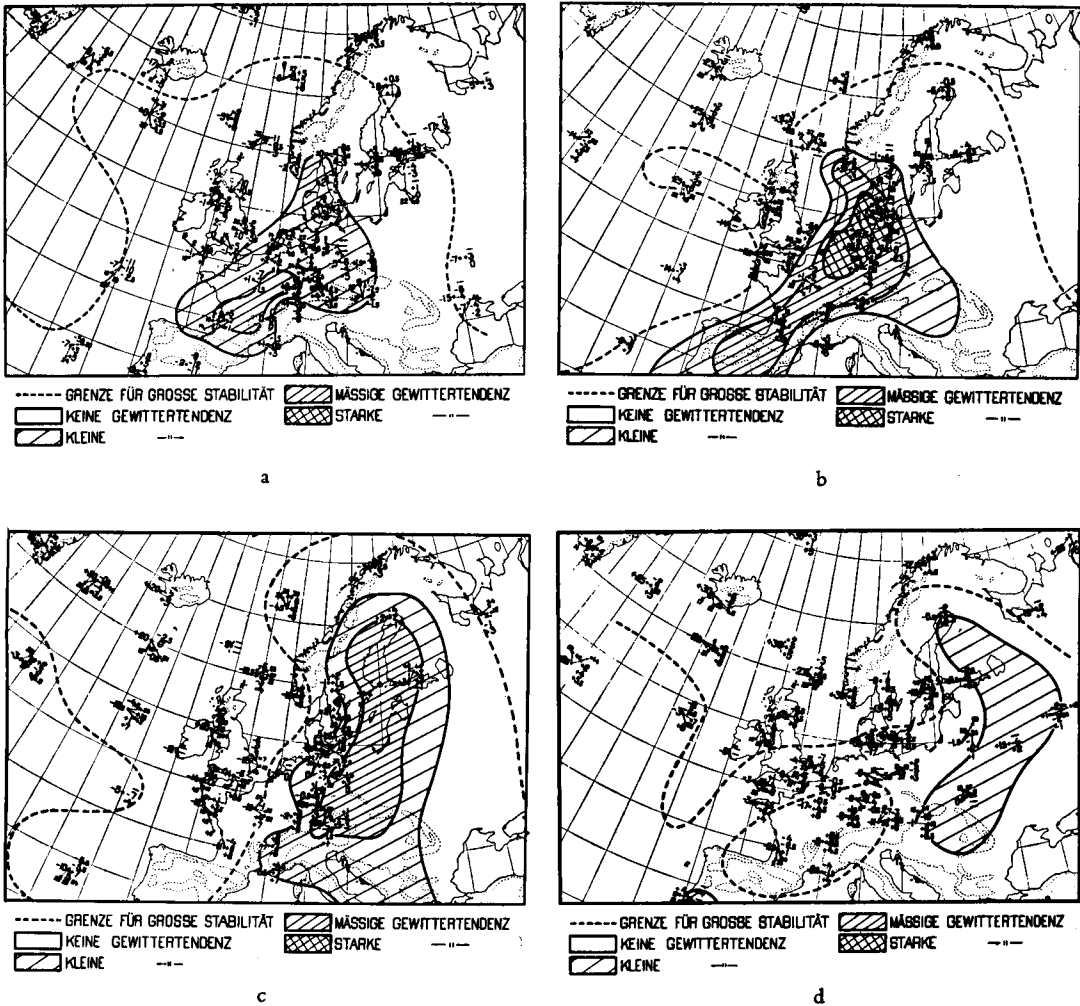


Fig. 4 a—d zeigen die Gewittertendenzkarten vom 4. bis 7. Mai 1949. Das Stationsmodell ist folgendes: unmittelbar neben dem Stationspunkt sind von unten nach oben die Δu -Werte für 850, 700 und 500 mb eingetragen, neben dem Δu -Wert für 700 mb der ΔT -Wert. Soweit möglich sind auch die Winde für die drei Höhenlagen durch Pfeile angegeben und zwar punktiert für 850, gestrichelt für 700 und voll gezeichnet für 500 mb. Die Ziffern an den Pfeilspitzen geben die Windgeschwindigkeit in Knoten an.

LITERATUR

- BJERKNES, J., 1938: Saturated Ascent of Air through a Dry-adiabatically Descending Environment. *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.* 64.
- BYERS, H. R., and BRAHAM, R. R., Jr., 1948: Thunderstorm Structure and Circulation. *Journal of Meteor.* 5, 3, 71—86.
- NORMAND, C. W. B., 1938: On Instability from Water Vapour. *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.* 64, 273.
- PETTERSEN, S., 1939: Contributions of the Theory of Convection. *Geof. Pub.* 12.
- PETTERSEN, S., 1940: Weather Analysis and Forecasting.
- ROSSI, V., 1940: Aerologische Untersuchungen über die Feuchtstabilität der Luft in Finnland besonders in Gewitter- und Schauerwetterlagen. *Soc. Scient. Fennica. Com. Phys. Math.* 10, 16.