Gedruckt mit Unterstützung aus dem Jerome und Margaret Stonborough-Fonds

Über die Auslösung von Kälte- und Wärmeeinbrüchen in der Atmosphäre.

Von

Felix M. Exner

w. M. Akad. Wiss.

(Mit 11 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 7. Februar 1924)

Vor vielen Jahren haben H. v. Helmholtz und dann M. Margules die Bedingungen festgestellt, unter denen schwerere und leichtere Flüssigkeits-, beziehungsweise Gasmassen horizontal nebeneinander in einem Bewegungsgleichgewicht sein können. Damit verhindert wird, daß die schwerere Masse von selbst unter die leichtere einfließt, ist es nötig, daß die beiden Massen verschiedene Horizontalbewegungen besitzen; diese Bewegungen lösen Kräfte aus, die ablenkende Kraft der Erdrotation und die Zentrifugalkraft, welche dem durch das ungleiche Gewicht der dichteren und dünneren Masse bewirkten horizontalen Druckgradienten unter Umständen das Gleichgewicht zu halten imstande sind.

Die Berechnung dieser stabilen Bewegungszustände gibt das Resultat, daß die beiden Massen durch eine etwas gegen den Horizont geneigte Grenzfläche getrennt sein müssen, wobei sie horizontale Bewegungen von bestimmter Größe und Richtung parallel zu jener Fläche besitzen.

In der Atmosphäre spielen Massen ungleicher Temperatur, die im gleichen Niveau nebeneinander liegen, die größte Rolle. Die täglich auftretenden »atmosphärischen Störungen«, die Zyklonen und Antizyklonen, die meisten Niederschläge usw. gehen auf diese Verhältnisse zurück. Die Art der Bewegung von Zyklonen, wie sie die täglichen Wetterkarten aufweisen, hängt in erster Linie von der Temperaturverteilung ab, und in vielen Gebieten der Erde läßt sich direkt ein Zusammenhang zwischen den Temperatur- und Druckverhältnissen im Meeresniveau nachweisen. Dabei zeigt sich, daß die schwereren kalten Luftmassen sich mit einer gewissen Selbständigkeit auf der Erdoberfläche bewegen, analog wie eine breiartige Masse auf einer Unterlage, nur komplizierter Druckkräfte, die aus oberen Schichten der Atmosphäre stammen, nehmen auf die Bewegungen allerdings auch Einfluß, aber dieser ist mehr sekundärer Art. Auch wird die Bewegung der kalten Luft durch die Rotation der Erde modifiziert.

Man kann diese Bewegung leicht durch Zeichnung von Isothermen, die sich von einem Tage zum andern verlagern, auf Wetterkarten nachweisen. Sieht man von Veränderungen der Lufttemperatur durch Strahlungseinflüsse ab, dann ist die Verlagerung

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

der Isothermen durch Verlagerung der Luft selbst bedingt; es handelt sich um sogenannte Konvektion oder Advektion der Temperatur. Tatsächlich spielt allerdings die Strahlung eine große Rolle für die Lufttemperatur, aber eine noch größere spielt die Verschiebung der Luftmassen, namentlich dann, wenn die Winde nicht zu schwach sind. Wir können daher bis zu einem gewissen Grade der Genauigkeit die Verlagerung der Isothermen von einem Tag zum andern auf Verlagerung der Luft zurückführen.

Im folgenden ist nun dieser letztere Vorgang der Betrachtung unterzogen. Wenn an einer Stelle der Erdoberfläche die Winde quer zu den Isothermen wehen, dann muß dort eine Temperaturveränderung platzgreifen, die sich aus der Distanz der Isothermen und der Windgeschwindigkeit leicht berechnen läßt. Dies ist vor längerer Zeit geschehen.[1] Die Berechnung gibt, genau genommen, nur die Temperaturänderung in einem Zeitdifferential. Die Integration ist nur unter vereinfachenden Voraussetzungen möglich. Im allgemeinen muß die Windgeschwindigkeit als konstant angenommen werden, um die Veränderung in einem endlichen Zeitintervall abzuschätzen.

Verlaufen die Isothermen quer zu den Winden, so ist die qualitative Beurteilung der Veränderungen sehr einfach. Schwieriger wird die Sache, wenn Isothermen und Stromlinien einander angenähert parallel verlaufen. Hier wirkt keine Windgeschwindigkeit verschiebend auf die Isothermen, sondern es tritt die Frage auf, ob ein Querwind entstehen wird, und wenn, nach welcher Richtung. Es handelt sich also um die zu erwartende Beschleunigung der Luft quer zu den Isothermen.

Solche Beschleunigungen lösen Kälte- und Wärmeeinbrüche aus und sind daher für die praktische Meteorologie von Bedeutung. Es ist aber auch für das Verständnis der Fortbewegung von Zyklonen und Antizyklonen wichtig, diese Beschleunigungen kennen zu lernen. Sie sollen im folgenden berechnet werden.

Wir wollen annehmen, die beiden ungleich temperierten Luftmassen seien durch eine gegen den Horizont geneigte Grenzfläche getrennt und bewegen sich parallel zu dieser Fläche in horizontalen Ebenen. Ist die Bewegung geradlinig, so werden die hydrodynamischen Bewegungsgleichungen in kurzer Form lauten:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} - 2\,\omega \sin\varphi\, v$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g,$$

---

[1] F. M. Exner, Sitzungsberichte der Akad. der Wissenschaften Wien, Abt. II a, Bd. 115, 1906; Bd. 116, 1907 und Bd. 119, 1910.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

wobei die horizontale Bewegungskomponente v konstant sein soll, so daß die Gleichung für $\frac{dv}{dt}$ unbenützt bleibt.[1]

In Fig. 1 ist α der Winkel, welchen die Grenzfläche der ungleich temperierten Luftmassen mit der X-Achse bildet; die Grenzfläche steigt mit zunehmendem x auf. Wir betrachten ein Massenelement an der Grenzfläche $O\,D$. Es besteht zum Teil aus der unteren schwereren Luft II mit der Geschwindigkeit v' und der Dichte ρ', zum Teil aus der oberen leichteren I mit der Geschwindigkeit v und der Dichte ρ.

Ist der Druck in I p, in II p', so werden folgende vier Bewegungsgleichungen gelten:

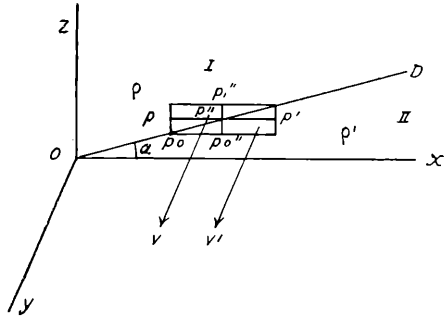

Fig. 1.

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} - l\,v, \qquad \frac{du'}{dt} = -\frac{1}{\rho'}\frac{\partial p'}{\partial x} - l\,v',$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g, \quad \frac{dw'}{dt} = -\frac{1}{\rho'}\frac{\partial p'}{\partial z} - g, \quad \text{wobei}$$

$l = 2\,\omega \sin\varphi$ gesetzt ist.

Der Druckgradient $\frac{\partial p}{\partial x}$ wird nach Fig. 1

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{p'' - p}{dx}$$

Nun kann man p'' wie p auf die Basis des Massenelementes in Fig. 1 beziehen; es wird dann $p = p_0 - \rho\,g\,dz$, $p'' = p_0'' - \rho'\,g\,dz$

und somit $\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{p_0'' - p_0}{dx} - (\rho' - \rho)\,g\,\frac{dz}{dx}$.

Der Druckgradient in Masse II an der Grenzfläche ist

---

[1] u, v horizontale Komponenten, w vertikale Komponente der Geschwindigkeit, t Zeit, x, y horizontale Abszissen, z vertikale, ρ Dichte, p Druck, ω Rotationsgeschwindigkeit der Erde, φ geographische Breite, g Schwere.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

$\frac{\partial p'}{\partial x} = \frac{p' - p''}{d x}$. Dabei ist $p' - p'' = p_o'' - p_o$ und folglich

$$\frac{\partial p'}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial x} + (\rho' - \rho)\, g \frac{d z}{d x}.$$

Der Druckgradient in vertikaler Richtung ist an der Grenzfläche in Masse I: $\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{p_1'' - p''}{d z} = \frac{p - p_o}{d z}$. In der unteren Masse II ist $\frac{\partial p'}{\partial z} = \frac{p'' - p_o''}{d z}$. Beziehen wir diese Druckwerte auf die linke Seite des Massenelementes, so können wir setzen $p'' - p = -\rho\, l\, v\, d x$, $p_o'' - p_o = -\rho'\, l\, v'\, d x$ und folglich

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = \frac{p - p_o}{d z} - (\rho v - \rho' v')\, l \frac{d x}{d z} \text{ oder}$$

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = \frac{\partial p}{\partial z} - (\rho v - \rho' v')\, l \frac{d x}{d z}.$$

Mit Hilfe der beiden gefundenen Beziehungen können wir nun die vier Druckgradienten aus den vier Bewegungsgleichungen eliminieren und erhalten so die zwei folgenden Gleichungen:

$$\left.\begin{aligned} \rho' \frac{d u'}{d t} - \rho \frac{d u}{d t} &= -l\,(\rho' v' - \rho v) - (\rho' - \rho)\, g \frac{d z}{d x} \\ \rho' \frac{d w'}{d t} - \rho \frac{d w}{d t} &= -l\,(\rho' v' - \rho v) \frac{d x}{d z} - g\,(\rho' - \rho). \end{aligned}\right\} \quad (1)$$

Diese Gleichungen geben uns über die Beschleunigung der Luft an der Grenzfläche von schwererer und leichterer Masse Auskunft. Werden die Beschleunigungen null gesetzt, so gibt jede Gleichung für sich die Bedingung stabiler Lage der Grenzfläche, identisch mit der Margules'schen Formel.

Es ist nun klar, daß bei einer Beschleunigung der schwereren Masse II an der Grenzfläche sich die leichtere Masse I in der entgegengesetzten Richtung wie jene in Bewegung setzen muß, um die Massenkontinuität aufrechtzuerhalten. Dringt z. B. die kalte Luft vor, indem der Keil der Fig. 1 sich streckt, so muß die warme an der Grenzfläche aufwärts streben. Wir können daher die Beschleunigung der warmen Masse von gleicher Größe, aber entgegengesetzter Richtung annehmen, wie die der kalten; also

$$\frac{d u}{d t} = -\frac{d u'}{d t}, \quad \frac{d w}{d t} = -\frac{d w'}{d t}.$$

Auf diese Weise erhalten wir die folgenden Komponenten für die Beschleunigung der kalten Luftmasse an der Grenzfläche:

$$\left.\begin{aligned} \frac{du'}{dt} &= -\frac{l\,(\rho' v' - \rho v)}{\rho + \rho'} - g\,\frac{\rho' - \rho}{\rho + \rho'}\,\frac{dz}{dx}, \\ \frac{dw'}{dt} &= -\frac{l\,(\rho' v' - \rho v)}{\rho + \rho'}\,\frac{dx}{dx} - g\,\frac{\rho' - \rho}{\rho + \rho'} \end{aligned}\right\} \quad .(2)$$

Damit sind die Gleichungen gefunden, welche zur Beurteilung der Kälte- und Wärmeeinbrüche, beziehungsweise ihrer Auslösung dienen können. Negative Werte von $\frac{du'}{dt}$ bedeuten den Vorstoß kalter Luft (siehe Fig. 1), positive den Rückzug; negative Werte von $\frac{dw'}{dt}$ das Sinken, positive das Steigen derselben.

Es ist $\frac{du'}{dt} = \frac{dw'}{dt}\,\frac{dz}{dx}$ Die Richtung der gesamten Beschleunigung B kalter Luft ist also um den Neigungswinkel der Grenzfläche $\alpha = \operatorname{arc\,tg} \frac{dz}{dx}$ gegen die Vertikale geneigt, wie dies in Fig. 2 dargestellt ist.

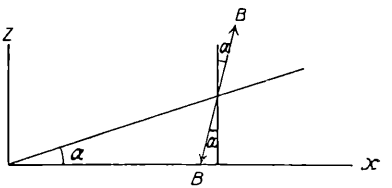

Fig. 2.

Wir benutzen im folgenden zur Beurteilung des Vorstoßes oder Rückzuges kalter Luft die erste der Gleichungen (2). Indem wir statt der Dichten die Temperaturen einführen, wird

$$\frac{du'}{dt} = -l\,\frac{Tv' - T'v}{T + T'} - g\,\frac{T - T'}{T + T'}\,\operatorname{tg}\alpha.$$

Nach der ursprünglichen Annahme ist $T > T'$, das Glied mit g also stets negativ. Da die Geschwindigkeiten v, v' positiv und negativ sein können, sind für das Glied, das die ablenkende Kraft der Erdrotation darstellt, verschiedene Vorzeichen möglich.

Wir schreiben:

$$\frac{du'}{dt} = -g\,\frac{T - T'}{T + T'}\,\operatorname{tg}\alpha - \frac{l\,Tv'}{T + T'} + \frac{l\,T'v}{T + T'} \quad .(3)$$

Der intensivste Kälteeinbruch wird dann eintreten, wenn alle drei Glieder der Gleichung (3) negativ sind, wenn also v' positiv, v negativ ist. Mit Rücksicht auf das Koordinatensystem in Fig. 1 heißt diese Bedingung: wenn, in der Richtung von Kalt zu Warm

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

gesehen, die kalte Luft nach links, die warme nach rechts fließt (nördliche Halbkugel). Diese Bewegungsverteilung setzt voraus, daß über dem kalten und über dem warmen Gebiet Tiefdrucke liegen, die durch einen schmalen Hochdruck von einander geschieden sind. Schematisch ist diese Verteilung in Fig. 3 wiedergegeben.

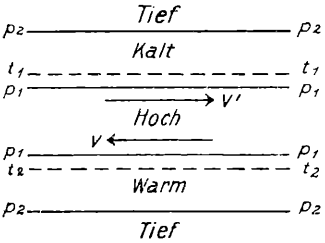

Fig. 3.

$p_1 > p_2$, $t_2 > t_1$

(Die ausgezogenen Geraden sind Isobaren, die gestrichelten Isothermen.)

Die physikalische Ursache der in diesem Falle stärksten Ausbreitung kalter Luft ist leicht einzusehen. Die ablenkende Kraft der Erdrotation treibt bei der Bewegung v' in Fig. 3 die kalte Luft nach der Richtung Warm und andrerseits die warme (Bewegung v) nach der Richtung Kalt, stets 90° nach rechts von der Bewegung. Es wird also die keilförmige kalte Masse eine Beschleunigung nach Warm hin und damit auch nach abwärts erfahren, während die warme an der Grenzfläche emporgetrieben wird, nach der Richtung Kalt. Es ist leicht einzusehen, daß diskontinuierliche Übergänge von Kalt zu Warm hier nicht unbedingt vorhanden sein müssen, es genügen auch allmähliche Temperaturübergänge. Darum konnte versucht werden, das obige Prinzip auf Kälteeinbrüche anzuwenden, die durch Isothermen auf Wetterkarten dargestellt sind. Ehe hiefür Beispiele folgen, sollen noch einzelne andere schematische Fälle besprochen werden.

Ist v' negativ und v positiv, dann kann, je nach der Größe des Schwerkraftgliedes in Gleichung (3), die Kälte zurückgedrängt werden oder nur wenig vorstoßen. Der Rückgang der Kälte ist bei diesen Bewegungsrichtungen noch am ehesten möglich. Die schematische Druck- und Temperaturverteilung für den Rückzug der Kälte ist in Fig. 4 dargestellt.

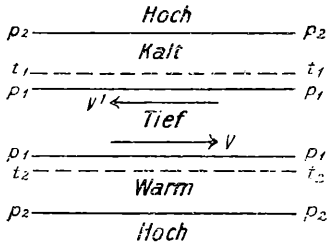

Fig. 4.

$p_1 < p_2$, $t_2 > t_1$

(Die ausgezogenen Geraden sind Isobaren, die gestrichelten Isothermen.)

Die schmale Rinne tiefen Druckes zwischen kalter und warmer Strömung ist eine sehr häufige Erscheinung (V—Depression, Böenlinie). Bei steiler Lage der Grenzfläche oder großem Temperaturunterschied kann auch in diesem für den Rückzug der Kälte günstigsten Falle noch immer ein Vorstoß eintreten. Der Rückzug der Kälte durch Auftreten einer Beschleunigung in positivem Sinne ist wegen des negativen Schwerkraftgliedes stets unwahrscheinlicher als deren Vorstoß. Im allgemeinen erfolgt der Rückzug der Kälte durch Turbulenz der

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

auf die Grenzfläche aufwehenden warmen Winde, welche die dünne kalte Masse allmählich »auflecken« (Margules).

Ein Fall des Kälterückzuges, der häufiger vorkommt als der von Fig. 4, ist gegeben durch negatives v' und ziemlich fehlendes v. Setzen wir $v = 0$ und $v' < 0$ recht groß, so haben wir schematisch ein kaltes Gebiet mit antizyklonaler Bewegung, das an wärmere ruhende Luftmassen angrenzt. Die auftretende ablenkende Kraft der Erdrotation hält die kalte Masse in sich zusammen. Besonders häufig sieht man dies, wenn die kalte Luft im Osten, die warme im Westen liegt und erstere südliche Winde aufweist. Wir kommen hierauf noch zurück.

Haben v und v' die gleiche Richtung, dann kommen nur die Differenzen der zwei letzten Glieder in Gleichung (3) in Betracht. Ist v und v' negativ, so ist der Vorstoß kalter Luft gegeben, wenn

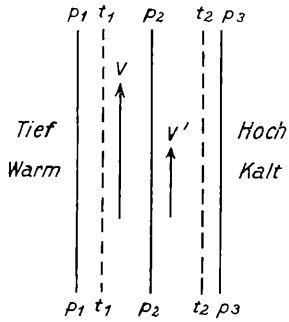

Fig. 5.

$p_1 < p_2 < p_3,\ t_1 > t_2$

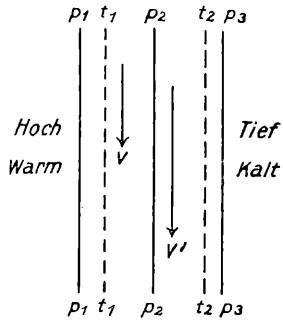

Fig. 6.

$p_1 > p_2 > p_3,\ t_1 > t_2$

v' nicht zu groß ist. Haben wir also, wie im früheren Fall, ein kaltes Hochdruckgebiet und daneben wärmeren Tiefdruck, z. B. in der Richtung Ost-West, so kann der Vorstoß der Kälte nach Westen erfolgen, wenn im wärmeren Tiefdruckgebiet die Winde stärker sind als im Hochdruck.

Fig. 5 gibt eine schematische Darstellung davon. Wenn ein Tiefdruckgebiet mit starken Winden sich dem kalten Kontinente, z. B. bei Skandinavien, nähert, so wird die Kälte anfangs westwärts vordringen, die warme Strömung v wird über die kalten Massen ostwärts fließen und erst allmählich wird der nach Osten drehende warme Wind die kalte Luft »auflecken«. Diese Erscheinung beobachtet man ziemlich häufig bei Kälteeinbrüchen aus dem Norden auf deren Westseite; namentlich in Nordamerika und im Norden von Eurasien ist diese Bewegung der Isothermen regelmäßig zu sehen.

Sind die Geschwindigkeiten v und v' beide positiv, dann erfolgt ein Kältevorstoß am ehesten, wenn v' groß und v klein ist; der tiefe Druck liegt dann im kalten Gebiet, wie dies Fig. 6

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

schematisch darstellt. Es ist dies z. B. der Fall auf der Westseite einer Depression, welche die von Norden eingedrungene Kälte westwärts ins Hochdruckgebiet austreten läßt. Man findet sehr häufig, daß die Depression vorüberzieht und der ihr nachfolgende Kälteeinbruch sich westwärts ausbreitet.

Unter Umständen kann neben der ablenkenden Kraft der Erdrotation auch die Zentrifugalkraft für die Ausbreitung oder Rückstauung der Kälte eine Rolle spielen. Fügt man in die Bewegungsgleichungen noch die Zentrifugalkraft $\frac{v^2}{r}$ ein (r Krümmungsradius), so wird $\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial r} - lv + \frac{v^2}{r}$. Der Krümmungsradius ist positiv zu zählen, wenn die Luftbahnen nach der positiven x-Achse, also nach der Kälte hin, konvex sind. Dementsprechend kann die Zentrifugalkraft den Vorstoß kalter Luft unterstützen oder abschwächen.

Gleichung (3) erhält nun die Gestalt:

$$\frac{du'}{dt} = -g\frac{T-T'}{T+T'}\operatorname{tg}\alpha - l\frac{Tv'-T'v}{T+T'} + \frac{1}{r}\frac{v'^2\,T - v^2\,T'}{T+T'}$$

Das Vorzeichen der Geschwindigkeiten spielt im letzten Glied keine Rolle. Es kann stets nur die Differenz der Zentrifugalkräfte in kalter und warmer Luft zur Wirkung kommen, da an der Grenzfläche auch r für beide Massen das gleiche Vorzeichen haben muß. Aus diesem Grunde werden die Zentrifugalkräfte nur bei sehr kleinem Krümmungsradius der Luftbahnen in Betracht kommen. Und hier ist die Richtung ihres Einflusses (für Kälte-Vorstoß oder -Rückzug) leicht einzusehen, wenn man bedenkt, daß eine Kraft, welche die warme Masse gegen die kalte drängt, den Vorstoß der Kälte ebenso fördert, wie eine Kraft, welche die kalte Masse gegen die warme drängt. Wenn hingegen die kalte, beziehungsweise die warme Masse von einer Kraft beeinflußt werden, die sie nach der Richtung kalt, beziehungsweise warm zu drängen sucht, so wird der Vorstoß der kalten Masse vermindert oder in einen Rückzug umgewandelt.

Im folgenden sollen einige Beispiele von wirklichen Kälteeinbrüchen betrachtet werden, um die Formel (3) zu kontrollieren.

Die großen Gebiete Nordasiens lassen eine Verfolgung der Kälteausbrüche auf große Strecken zu (vgl. H. v. Ficker). Es ist

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

mitunter möglich, dort den Fall zu finden, der mir als der grundlegende erscheint, wo sich nämlich die kalte Luft fächerförmig von Norden her ausbreitet, fast wie ein Brei auf einer ebenen Unterlage. Ein solcher Fall ist in Fig. 7 dargestellt. Die Isotherme von —10° C. verläuft am 28. Jänner 1913 nach den russischen Wetterkarten aus dem Gebiet von Nowaja-Semlja über Osteuropa nach den Gegenden

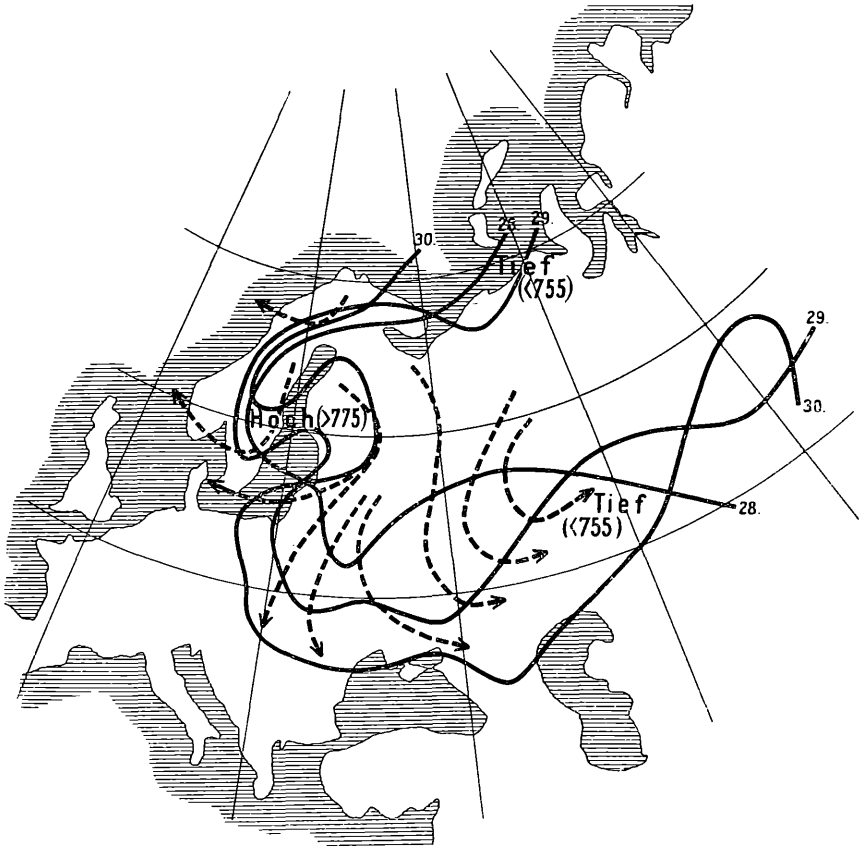

Fig.

Isotherme von —10° C. vom 28., 29. und 30. Jänner 1913.

Stromlinien ----------> vom 29. Jänner. — Druckverteilung vom 29. Jänner.

im Nordosten des Kaspischen Meeres. Am nächsten Tag liegt sie im Gebiet des Bottnischen Meerbusens weiter ostwärts, ist sonst aber überall südwärts vorgestoßen. Am 30. ist diese Art der Verschiebung noch stärker ausgeprägt. Aus den Stromlinien vom 29. in Fig. 7 erkennt man die fächerförmige Ausbreitung der kalten Massen. Hierbei ist deutlich zu sehen, daß die Bewegung der kalten Luft nur in der Mitte des Fächers, gegen Südwesten, einigermaßen geradlinig vor sich geht, nordwestlich und nördlich davon sind die

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Stromlinien nach rechts gekrümmt, östlich davon aber nach links. Die Bewegung der Luft ist im Nordwesten antizyklonal, im Osten zyklonal. Die erste Krümmung ist einfach auf die ablenkende Kraft der Erdrotation zurückzuführen; die zweite rührt daher, daß durch den Vorstoß der Kälte aus Nordosten die wärmeren Westwinde abgeriegelt werden und im Osten der Kältezunge ein Tiefdruck entsteht, um den die kalten Massen herumströmen.[1] Wendet man die Gleichung (3) auf diese Art fächerförmiger Bewegung an, so folgt unmittelbar, daß der Vorstoß der Kälte im Nordwesten, wo v' negativ ist, nicht erfolgen wird, sondern eher ein Rückzug, daß hingegen im Osten und Südosten der Kältezunge, wo v positiv ist, der Vorstoß durch die ablenkende Kraft der Erdrotation herbeigeführt wird und die Beschleunigung dort am größten sein muß. In der Mitte, wo die Stromlinien etwa senkrecht über die Isotherme lauten, erfolgt gleichfalls Kälteausbreitung, hier durch einfache Konvektion; doch hat sie keine so bedeutende Ausdehnung.

Es ist sowohl in Nordamerika wie in Asien eine ganz regelmäßige Erscheinung, daß die Kälte anfangs, als Nordostwind, westwärts ausbricht, sehr bald aber im Nordwesten den Rückzug beginnt, während die Ausbreitung im Südwesten noch andauert. Auch hier geht sie meist bald zurück und breitet sich schließlich in intensiver, lang andauernder Weise nur ost- und südostwärts aus.

Indem wir diese Erscheinungen auf die entstehenden Bewegungskräfte zurückführen, wird es in Zusammenhang mit der obenerwähnten Erzeugung des Tiefdruckes östlich der vorstoßenden Kältezunge erklärlich, warum die kalte Luft trotz ihres anfänglichen Auftretens als Ostwind doch stets wesentlich von Westen nach Osten wandert. Ich glaube, daß die Beurteilung, wo Kältezungen vorstoßen, wo somit tiefer Druck (östlich derselben) entsteht, ferner wo die Kälte zurückgeht, für die tägliche Wetterprognose von ausschlaggebender Bedeutung ist, besonders im Winter. Es wäre daher sehr nützlich, wenn die Verlagerung der Isothermen im Wetterdienst von Tag zu Tag verfolgt würde, wie dies nunmehr in Wien geschieht.

Die oben abgeleitete Richtung der Beschleunigung stimmt mit den Bewegungen in Fig. 7 auffallend gut überein. Wir schließen nun noch einige Beispiele aus der Natur an.

Die folgende Fig. 8 enthält einen Fall besonders rascher Kälteausbreitung, wobei die Bedingungen für den intensivsten Ausbruch nach Fig. 3 erfüllt sind. Ende April 1913 erfolgte ein solcher aus Asien, wobei die Isotherme von 0° C. (nach den russischen Wetterkarten) in 24 Stunden im Maximum um 500 bis 1000 *km* gegen Westen vorrückte. Dabei war die Bewegung der kalten Masse südwärts, die der warmen nordwärts gerichtet (v negativ, v' positiv),

---

[1] Näheres darüber meiner Arbeit über die Entstehung von Windhosen und Zyklonen; diese Sitzungsberichte, Abt. II a, Bd. 132, Heft 1/2, 1923.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

wie es die Gleichung (3) für den intensivsten Fall verlangt. Im Süden war die Vorrückung wieder einfach durch Luftkonvektion quer zu den Isothermen bedingt, während gegen Westen die Stromlinien der Isotherme vom 29. angenähert parallel verliefen. Hier war also die Beschleunigung wirksam. Das schmale Hochdruckgebiet der Fig. 3 zwischen kalter und warmer Strömung ist also tatsächlich die Vorbedingung für diesen intensiven Kälteeinbruch.

Im östlichsten Teil des Gebietes strömten die Luftmassen ostwärts eines Tiefdruckes gegen Norden, wodurch ein ausgiebiger Wärmeeinbruch durch Transport warmer Luft quer zu der Isotherme erfolgte. Dieser Vorgang ist bei Wärmeeinbrüchen der normale.

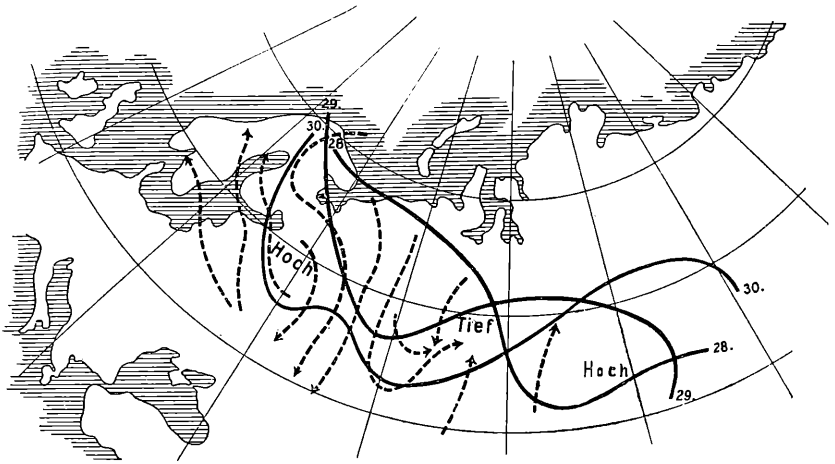

Fig. 8.

Isotherme von 0° am 28., 29. und 30. April 1913.

Stromlinien ---------> vom 29. April. — Druckverteilung vom 29. April.

Die Beschleunigung bei zu den Isothermen parallelen Winden spielt beim Wärmeeinbruch eine bedeutend geringere Rolle als beim Kälteeinbruch, weil das Schwerkraftglied (erstes Glied in Gleichung (3)) ja stets in der Richtung des Kälteeinbruches wirkt.

Da auch bei uns die raschesten Kälteeinbrüche bei der Stromverteilung der Fig. 3 erfolgen, soll noch ein Beispiel dieser Art für Europa gegeben werden. Die Luftdrucksituation, welche hier den Kälteeinbrüchen am günstigsten ist, ist durch eine Depression über Nordosteuropa und eine zweite gleichzeitige über dem Mittelmeer gegeben, wobei der bekannte Keil hohen Druckes im Norden der Alpen liegt. Fig 9 stellt einen solchen Fall, vom 19. bis 21. Dezember 1923, dar. Die Isotherme von 0° C. wanderte vom 19. bis zum 20. weit nach Süden, im nördlichen Teil unter dem Einfluß der quer zu ihr verlaufenden Strömung. Im südlichen Teil aber kam die Beschleunigung zur Geltung, welche an der Grenzfläche von Kalt und Warm durch den kalten Westwind und wärmeren

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Ostwind ausgelöst wurde. Nicht alle Kälteeinbrüche in Europa gehen so vor sich; doch scheint der Beginn großer Einbrüche sehr häufig an die beiden Minima im Norden und Süden geknüpft zu sein. Ist einmal die Luft über Mitteleuropa stark abgekühlt, dann kann sich auch bei hohem Druck die Kälte durch Ausstrahlung verstärken und nach Westeuropa ausbreiten; aber so rasche Einbrüche, wie der von Fig. 9, benötigen die dargestellte Beschleunigung.

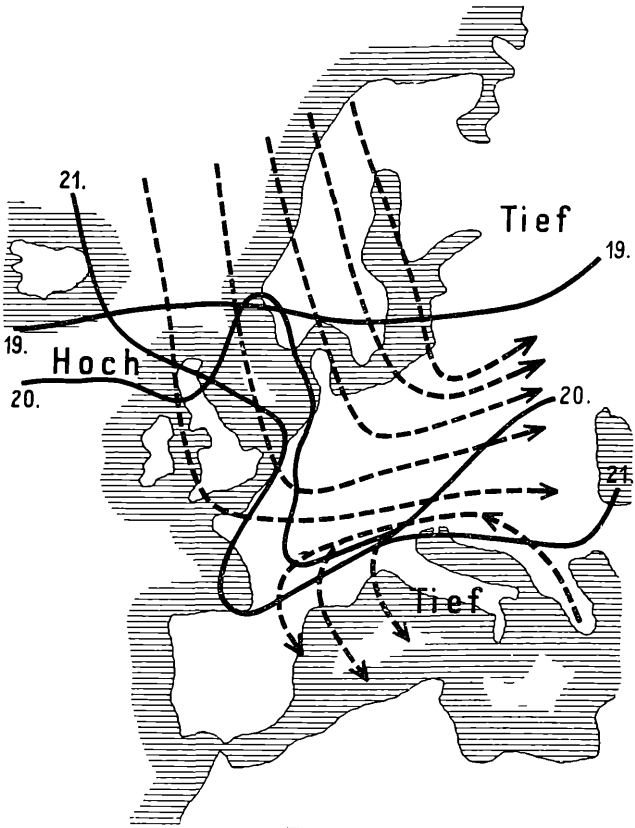

Fig. 9.
Isotherme von 0° C. vom 19., 20. und 21. Dezember 1923.
Stromlinien ----------> vom 20. Dezember. — Druckverteilung vom 20. Dezember.

Interessant ist auch der Fall eines Kälteeinbruches, wo die Isotherme mit einer ungefähr kreisbogenförmigen Depressionsisobare zusammenfällt und das Gebiet tiefen Druckes kalt ist. Hier wirkt sowohl ablenkende Kraft der Erdrotation wie Zentrifugalkraft nach allen Seiten auseinandertreibend auf die kalte Masse, wie dies zum Beispiel vom 27. bis 29. März 1913 südlich von Nowaja-Semlja der Fall war. Die Depression hatte hier einen Radius von etwa 2000 *km* und nahm den größten Teil Nordasiens ein.

Fig. 10 gibt noch einen Fall, wo der Ausbruch der Kälte durch den Isothermen parallele Luftströmung verhindert wird, welche die Kälte antizyklonisch umweht. Die Isotherme —10° C. verändert vom 2. bis 4. Februar 1913 ihre Lage nur wenig. Sie befindet sich westlich einer großen Antizyklone, das größte Druckgefälle ist ungefähr gerade über ihr gelegen. Wäre das Druckgefälle im Westen wesentlich größer (großes, tiefes Minimum), dann wäre zu

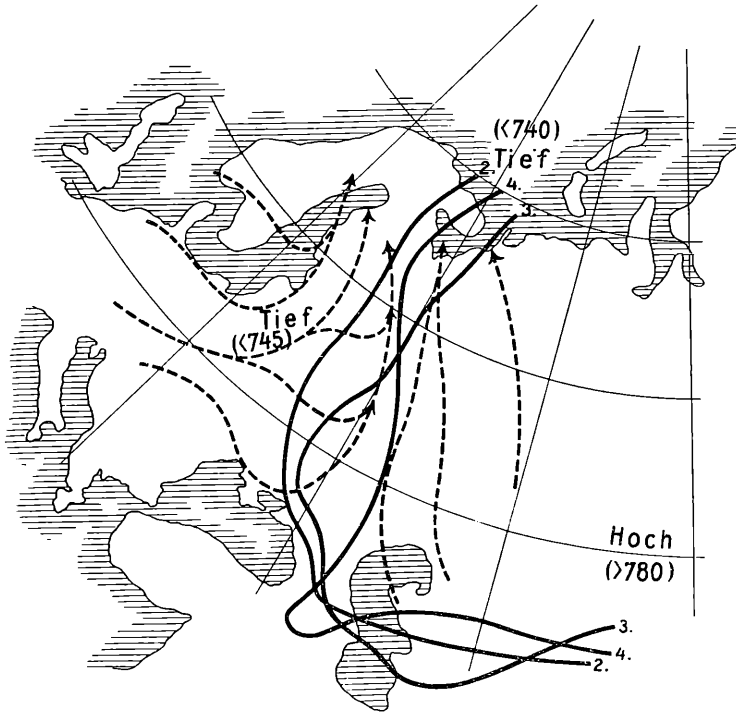

Fig. 10.

Isotherme —10° C vom 2., 3. und 4. Februar 1913.

Stromlinien ---------> vom 4. Februar. — Druckverteilung vom 3. Februar.

erwarten, daß anfangs ein Kältevorrücken nach Westen stattfindet. Bei kleinen Druckgefällen im Kältegebiet, wie man sie häufig bei stationären Antizyklonen über Nordasien findet, sind über Kontinenten die Winde infolge großer Reibung an der Erdoberfläche stark auswärts gerichtet. In diesem Falle ist Kältevorstoß die Regel. Dies trifft z. B. bei den von A. Fessler[1] bearbeiteten Kälteeinbrüchen nach Europa zu. Im Falle der Fig. 10 sind die Winde so stark, daß der Kälteeinbruch verhindert wird.

Wie schon oben erwähnt, kommt ein intensiver Wärmeeinbruch meist dadurch zustande, daß die warme Luft quer zu

[1] Meteorol. Zeitschr. 1910, p. 1.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

den Isothermen über die Kältezungen aufsteigt und durch Turbulenz an der Grenzfläche allmählich die dünne kalte Schichte »aufleckt«. Um auch für diesen Fall noch ein Beispiel zu geben, ist in Fig. 11 der Wärmeeinbruch über Europa vom 2. bis 4. Mai 1907 dargestellt. Die 10°-Isotherme erstreckt sich am 2. Mai bis zur Küste des Mittelmeeres. Aus den Strömungslinien und der Isotherme vom 3. sieht man, wie die warme ozeanische Luft die, offenbar schon recht seichte, kalte Schichte von Westen her wegspült, bis am

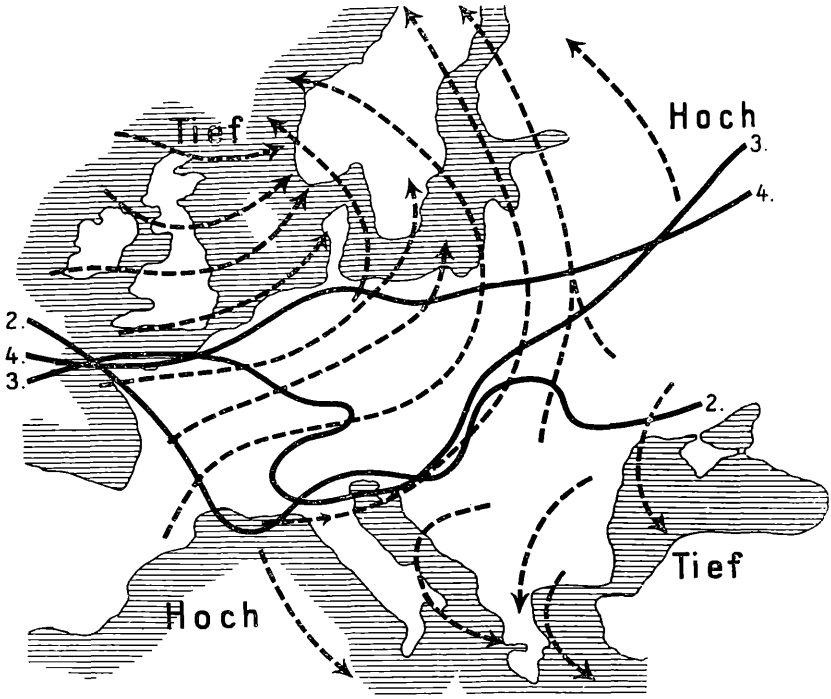

Fig. 11

Isotherme 0° C vom 2., 3. und 4. Mai 1907.

Stromlinien ----------> vom 3. Mai. — Druckverteilung vom 3. Mai.

4. ganz Mitteleuropa von Temperaturen bedeckt ist, die höher als 10° sind.

Die qualitative Auswertung der Gleichung (3) gibt, wie man sieht, recht befriedigende Resultate. Schwerer ist es, sie quantitativ zu verwenden. Denn im allgemeinen ist uns über die Neigung der Grenzfläche von kalter und warmer Luft gegen den Horizont nichts bekannt,[1] und so kann die Größe des Schwerkraftgliedes nicht beurteilt werden. Nimmt man z. B. an, es sei die Temperaturdifferenz

[1] In einzelnen Fällen hat G. Stüve die Neigung aus ärologischen Aufstiegen festgestellt (Wiss. Abt. d. preuß. äronaut. Observat. Lindenberg, Bd. XIV, 1922).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

in Gleichung (3) $T - T' = 5°$ C. die Geschwindigkeiten v und v' von der gleichen Größe, so wird das Glied $\frac{l\,(T\,v' - T'\,v)}{T + T'}$, also die Beschleunigung durch die ablenkende Kraft der Erdrotation, rund ein Hundertstel der gewöhnlichen ablenkenden Kraft $2\,\omega \sin \varphi\, v$. Haben die Geschwindigkeiten ungleiches Vorzeichen, so steigert sie sich auf diesen Wert selbst. Für $v = 10^m$/sec., $\varphi = 50°$ Br. beträgt

$$2\,\omega \sin \varphi . v = 1 \cdot 11 . 10^{-4}.$$

Das Schwerkraftglied, $g \frac{T - T'}{T + T'} \operatorname{tg} \alpha$, wird diesem Wert gleich bei einen Winkel $\alpha = 4$ Minuten. Das würde ein Ansteigen der Grenzfläche um 1 *m* auf 1 *km* Horizontalentfernung bedeuten. Einer solchen Neigung kann bei günstiger Anordnung der Geschwindigkeiten ($v > 0$, $v' < 0$) durch die angenommene Bewegung das Gleichgewicht gehalten werden. Ist die Bewegung verkehrt angeordnet, so wird die Beschleunigung, der die kalte Masse unterliegt, durch das Hinzutreten der ablenkenden Kraft auf den doppelten Wert gesteigert (verstärkter Kälteeinbruch). Die Untersuchungen von G. Stüve am aerologischen Observatorium in Lindenberg zeigen Neigungen der Grenzflächen gegen den Horizont, die etwa zwischen 1 50 und 1 1000 liegen. Am stärksten ist die Neigung bei Einbruch der kalten Luft unter die warme, die emporgetrieben wird, am schwächsten beim Abgleiten warmer Luft auf dem Rücken der abziehenden kalten.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse

Jahr/Year: 1924

Band/Volume: 133_2a

Autor(en)/Author(s): Exner Felix Maria von

Artikel/Article: Über die Auslösung von Kälte- und Wärmeeinbrüchen in der Atmosphäre. 101-115