

Werk

Titel: Betrachtungen zur Mechanik der freien Atmosphäre

Autor: Prandtl, L.

Jahr: 1937

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1937_0018|log16

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

Betrachtungen zur Mechanik der freien Atmosphäre.

Von

L. Prandtl.

1. Die Fortschritte, die im letzten Jahrzehnt in der Strömungslehre, besonders im Hinblick auf die quantitative Erfassung der turbulenten Strömungen, aber auch im Bezug auf die rechnerische Beherrschung von reibungslosen Vorgängen, erzielt worden sind, ließen es lohnend erscheinen, die gewonnenen Methoden auch auf die Strömungsvorgänge in der freien Atmosphäre anzuwenden. Es kommen dabei gegenüber den gewöhnlichen hydrodynamischen und aerodynamischen Vorgängen hauptsächlich zwei Dinge neu hinzu, einmal die veränderliche Dichte und dann die Erddrehung. Soweit es sich bei der veränderlichen Dichte um die Wirkung der Erdschwere auf eine homogene (d. h. adiabatisch geschichtete) Luftmasse handelt, ist diese kaum eine grundsätzliche Erschwerung, sondern macht nur die Formeln etwas weniger einfach. Die eigentlichen meteorologischen Vorgänge werden aber gerade beherrscht von den Inhomogenitäten der Dichteverteilung, d. h. von den durch Temperaturunterschiede hervorgerufenen Dichteunterschieden an räumlich auseinanderliegenden Stellen gleichen Druckes. Durch die Inhomogenität wird eine strenge rechnerische Erfassung sofort sehr verwickelt. Da aber die Dichteunterschiede auf den Flächen gleichen Druckes (Isobarenflächen) meist nicht sehr groß sind, macht man in den berechneten Beschleunigungen keinen großen Fehler, wenn man in den Trägheitsgliedern die Dichte als vorgegebene Funktion des Druckes — oder, was nicht viel Unterschied macht, als vorgegebene Funktion der Höhe über dem Erdboden — annimmt. Im Schwereglied muß natürlich die wirklich vorhandene Inhomogenität zutage kommen und wird hier, um nicht zweierlei Dichten in derselben Gleichung in Erscheinung treten zu lassen, einfach als ein zusätzliches Kraftfeld eingeführt. Dadurch ist eine solche Vereinfachung des Rechenschemas gewonnen, daß auch verschiedene verwickeltere Aufgaben bewältigt werden können. Wenn man auf diese Weise Näherungswerte für die gesuchten Größen gewonnen hat, so ist es grundsätzlich immer noch möglich, mit

Hilfe dieser Näherungswerte die ursprünglichen Gleichungen zu verbessern und in einem zweiten Verfahren bessere Näherungen zu gewinnen.

Als ganz beherrschend für den Ablauf der meteorologischen Vorgänge erweist sich der Umstand, daß diese Vorgänge auf der um ihre Achse rotierenden Erde vor sich gehen. Bekanntlich hat man beim Übergang vom nichtrotierenden zum rotierenden Bezugssystem die ablenkende Kraft der Erddrehung, die sogenannte Corioliskraft, einzuführen, die bei freien wagrechten Bewegungen auf der Nordhalbkugel eine Ablenkung nach rechts, auf der Südhalbkugel eine Ablenkung nach links verursacht und sich bei erzwungenen Bewegungen als ein entsprechend seitwärts gerichteter Drang der bewegten Masse äußert. Es gibt eine gute Vorstellung von der Größe dieser Ablenkung, wenn man dabei den Begriff des „Pendeltages“ einführt. Darunter ist verstanden die Zeit, die ein FOUCAULT'sches Pendel braucht, um einen Winkel von 360° zurückzulegen. Der Pendeltag stimmt an den Polen mit dem Sterntag überein und ist an einem Ort mit der geographischen Breite φ gleich einem Sterntag dividiert durch $\sin \varphi$ (also unter 30° Breite mit $\sin \varphi = 0,5$ gleich 2 Sterntagen, unterm Äquator, wo das FOUCAULT'sche Pendel sich nicht dreht, von unendlicher Dauer). Die Ablenkung eines frei in wagrechter Richtung bewegten Massenpunktes durch die Erddrehung erfolgt nun in einer solchen Stärke, daß der Massenpunkt in einem halben Pendeltag einen vollen Kreis („Trägheitskreis“) beschreibt, auf der Nordhalbkugel im Uhrzeigersinn, auf der Südhalbkugel in entgegengesetzter Umlaufsrichtung¹⁾. Man erkennt daraus, daß überall dort, wo eine Luftmasse mehr als ein paar Stunden in derselben Richtung weiter fortschreitet, irgendwelche Kräfte vorhanden sein müssen, die diese Bewegung erzwingen. In den meisten Fällen sind es Druckunterschiede, in der Nähe des Bodens können es auch Kräfte der turbulenten Scheinreibung sein. Diese Kräfte stehen, wie seit langem bekannt, senkrecht auf der Bewegungsrichtung und sind für die Volumeneinheit $= 2 \varrho \omega \sin \varphi w$ (mit ϱ = Dichte, ω = Winkelgeschwindigkeit der Erde und w = Windgeschwindigkeit). Die Änderungen der Ge-

1) Die Beschreibung der freien wagrechten Bewegung durch den Trägheitskreis stellt, wie bemerkt werden möge, nur eine Annäherung dar, die solange richtig ist, als bei dieser Bewegung die prozentuale Änderung von $\sin \varphi$ bedeutungslos bleibt. In der Äquatornähe ergeben sich Bahnen, deren Krümmung mit dem Abstand vom Äquator proportional ist, also in erster Näherung Kurven vom Typ der Elastica, vgl. Fig. 3 S. 198 in meinem Beitrag zur Bjerknes-Festschrift 1932 (1).

schwindigkeit für ein individuelles Teilchen sind bei den meisten meteorologischen Großvorgängen so gering, daß sie beim Ansatz der Bewegungsgleichungen ganz außer Ansatz bleiben können, sodaß man als einziges Beschleunigungs- oder Trägheitsglied das Coriolisglied hat (Gleichgewicht des Druckfeldes usw. mit den ablenkenden Kräften der Erddrehung). Wo diese Gleichheit bei meteorologischen Vorgängen kleineren Ausmaßes nicht erreicht ist, da überlagern sich häufig Bewegungen entlang einem Trägheitskreis über die fortschreitende Bewegung. Bei den Meeresströmungen, für die ganz entsprechende Gesetze gelten, hat man Derartiges beobachtet.

Es ist im übrigen auch für die Klärung der Anschauung von Nutzen, sich zu überlegen, welche Bewegungen eine an die Stelle der Atmosphäre gesetzte Wassermasse ausführen könnte. Man hat hier statt des allmählichen Übergangs zu immer geringeren Dichten ein plötzliches Ende der Dichteverteilung an dem freien Wasserspiegel, was übersichtlichere Verhältnisse ergibt. Soweit man den Meeresgrund als wagrecht ansehen kann (es soll ja nicht das wirkliche Meer, sondern ein gedanklicher Ersatz für das Luftmeer sein) und solange man von Reibungsvorgängen absieht, ergibt sich das auf den ersten Augenblick sehr merkwürdige Resultat, daß durch das Hinzutreten der Corioliskraft ein Gleichgewicht auch bei nichtwagrechtem Wasserspiegel möglich ist, wenn nur die Spiegelneigungen innerhalb gewisser mäßiger Grenzen bleiben. Die Gestalt der Höhenschichtenkarte der Wasseroberfläche ist dabei ganz willkürlich, es gehört nur zu jedem Zustand der Oberfläche ein Strömungszustand, bei dem das Wasser den Schichtlinien der Höhenschichtenkarte entlang fließt. Dieses Resultat trifft allerdings genau genommen nur zu für Gebiete von mäßiger Ausdehnung, innerhalb derer man die Änderung von $\sin \varphi$ vernachlässigen kann. Es wird aber auch für die ganze Erde brauchbar, wenn man die Wassertiefe nicht konstant, sondern proportional $\sin \varphi$ setzt (in diesem Fall ergibt sich für die Strömung eine Stromfunktion $\psi = \frac{H}{2\omega \sin \varphi} \cdot z$, wo z die Ordinate des Wasserspiegels und H die Wassertiefe ist). In Anwendung auf die Meteorologie, wo an Stelle des einen Wasserspiegels eine irgendwie gestaltete stabile Schichtung von Luftmassen verschiedener potentieller Temperatur¹⁾ tritt, können wir hieraus schließen, daß Hoch- und Tiefdruckgebiete in

1) darstellbar durch eine Vielzahl von solchen Spiegeln!

beliebiger Gestalt nebeneinander bestehen können und bei Abwesenheit von Reibung und anderen störenden Einflüssen sich beliebig lang erhalten würden. Wenn es nun Vorgänge gibt, die derartige Strömungsgebilde zu schaffen imstande sind, so erkennt man, daß im Verlauf von längerer Zeit erhebliche Energiemengen in diesen Gebilden gespeichert werden können.

2. Wenn wir jetzt an die Einflüsse der Reibung denken, so ist festzustellen, daß der Bodenwind unter der Einwirkung der Reibung eine Komponente in der Richtung des Druckgefälles erhält, während die Strömung ohne Reibungseinfluß den Isobaren entlang verläuft. Wenn wir die aus der Bodenreibung entspringenden Vorgänge zunächst wieder an dem Bild der Wassermasse verfolgen, so sehen wir jetzt, daß der in der Richtung des Druckgefälles verlaufende Anteil der Strömung in Bodennähe immer so fließt, daß er die vorhandenen Höhenunterschiede des freien Wasserspiegels abbaut. Es ist also mit Berücksichtigung der Bodenreibung das früher angegebene Strömungssystem nicht von beliebig langer Dauer, sondern es folgt im Laufe einer längeren Zeit eine gänzliche Beruhigung der vorher vorhandenen Umläufe lediglich durch den Wassertransport in der Bodenschicht. Es wird also durch den Mechanismus, den die Corioliskraft in das System hineinbringt, die ganze kinetische und potentielle Energie, die vorher vorhanden war, in Reibung der Bodenschichten, also bei der Anwendung auf die Meteorologie in „Windarbeit“ umgesetzt. Die Entziehung der kinetischen Energie erfolgt dabei in den bodenfernen Schichten unter allmählicher Versetzung der einzelnen strömenden Teilchen quer zu den Niveaulinien, ohne daß diese Teilchen von irgendwelchen Reibungsvorgängen ergriffen würden.

Der Mechanismus des Entstehens oder Entziehens von Geschwindigkeit in einem rotierenden Flüssigkeitssystem mag noch etwas mehr im einzelnen betrachtet werden. Um den Vorgang möglichst einfach darzustellen, soll angenommen werden, daß eine Luftmasse, die ursprünglich in Ruhe war, durch irgendwelche Ursachen in der x -Richtung in Bewegung gesetzt werden möge. Ist $u = \frac{dx}{dt}$ die augenblickliche Geschwindigkeit in dieser Richtung, so entspricht ihr nach dem Satz von Coriolis eine Beschleunigung in der y -Richtung

$$\frac{dv}{dt} = -2\omega \sin \varphi \frac{dx}{dt}.$$

Diese Gleichung läßt sich, da innerhalb mäßiger Bereiche $\sin \varphi$ als Konstante behandelt werden kann, sofort integrieren zu

$$v = -2\omega \sin \varphi (x - x_0),$$

wobei x_0 die Ausgangslage des Teilchens bedeutet, in der dieses in Ruhe war. Man sieht also, daß der Verschiebung $x - x_0$ eine Geschwindigkeit des ursprünglich in Ruhe befindlichen Mediums senkrecht zur Verschiebungsrichtung entspricht. Diese Beziehung ist für das Verständnis meteorologischer Vorgänge sehr wertvoll. Nimmt man z. B. an, daß in einer Cumuluswolke Luft aus einer niedrigeren Schicht in eine höhere Schicht aufsteigt, so werden in der niederen Schicht benachbarte Luftteile nachströmen, um den Platz auszufüllen, den die Aufstiegsmasse vorher eingenommen hatte, und in der oberen Schicht werden die Luftteile, die vorher an dem Platze waren, durch die Aufstiegsmasse nach den Seiten hin abgedrängt. Man erkennt leicht, daß durch diesen Vorgang in den unteren Schichten ein zyklonales, in den oberen Schichten ein antizyklonales Strömungsfeld entstanden ist. Diesen Strömungsfeldern entsprechen auch die nach Coriolis zugehörigen Druckfelder. Es wird also der Druck am ursprünglichen Ort der Aufstiegsmassen und in seiner Nachbarschaft gegenüber gleich hohen Schichten weiter ab gefallen sein und am neuen Ort der Aufstiegsmassen wird er gestiegen sein. Es kommt also durch Vermittlung der Corioliskraft eine Art elastische Gegenwirkung zustande, die sich der Fortsetzung des Vorganges bis zu einem gewissen Grade entgegenstemmt. Wenn also noch weitere Aufstiegsmassen folgen, so müssen diese das entgegenwirkende Druckfeld überwinden und somit mehr Arbeit leisten als die ersten. Dies ist in genauem Einklang damit, daß zu dem erneuten Zuwachs an Umlaufgeschwindigkeit ein Zuwachs der kinetischen Energie entsprechend dem Quadrat der Geschwindigkeit gehört. Die nähere Durchrechnung solcher Vorgänge (5) zeigt, daß bei stabiler Schichtung die wagrechte Ausdehnung der Ausgleichsvorgänge ziemlich bedeutend ist. Man kann sich also leicht davon Rechenschaft geben, daß dadurch, daß auf einem größeren Gebiet überall solche Aufstiegsmassen an der Arbeit sind, eine ausgedehnte Umlaufbewegung entstehen kann, die in der unteren Schicht ein Tiefdruckgebiet, in der oberen Schicht ein Hochdruckgebiet darstellt, deren jedes solange bestehen bleibt, bis es durch irgendwelche entgegengesetzte wagrechte Durchmesseränderungen wieder abgebaut wird.

Wenn die Temperatur einer Luftmasse von Süden nach Norden

abnimmt, die in gleicher Höhe vorhandenen Dichten also nach Norden hin zunehmen, so ändert sich dadurch der Druckgradient mit der Höhe. Dies hat wieder im Gefolge, daß die höheren Schichten schneller in westöstlicher Richtung wandern als die unteren. Wenn wir nun das im vorigen Absatz beschriebene Strömungsgebilde betrachten und eine Temperaturverteilung der angegebenen Art als vorhanden annehmen, dann wird das obere Hochdruckgebiet allmählich über dem unteren Tiefdruckgebiet nach Osten herausgeschoben und tritt hier als selbständiges Gebilde auf, das jetzt seine Wirkung bis zum Boden herunter erstreckt, während gleichzeitig das Tiefdruckgebiet, dessen Druckfeld vorher durch dasjenige des Hochdruckgebietes abgeschwächt war, nun ebenfalls zu stärkerer Entfaltung kommt. Bleibt in dem Tiefdruckgebiet die vorherige Aufstiegstendenz bestehen, so kann es sich immer mehr verstärken und im Laufe der Zeit erhebliche Windstärken ansammeln. Hört aber der thermische Auftrieb auf, so wird es in kurzer Frist (1 bis 2 Tage) durch Reibung bis auf einen schwachen Rest aufgezehrt sein.

Natürlich ist bei genauerem Zusehen alles sehr viel verwickelter. Der ursprünglich vorhandene südnördliche Temperaturabfall wird durch die umlaufende Strömung mit der Zeit mehr und mehr in einen Temperaturfall von Osten nach Westen in den unteren Schichten und von Westen nach Osten in den oberen Schichten umgewandelt. Unter Berücksichtigung des Voreilens des oberen Hochdruckgebiets ergibt sich also auf der Vorderseite des Tiefs eine Erwärmung in kleinen und großen Höhen mit einer nichterwärmten Zwischenschicht, was zu neuen Aufstiegsvorgängen Anlaß gibt. Hiermit dürfte das starke Vorrücken mancher Tiefs entlang der Isothermen der Großwetterlage in Zusammenhang zu bringen sein. Die rechnerische Verfolgung derartiger Vorgänge ist erst in den Anfängen, verspricht aber allerhand lehrreiche Aufschlüsse für das Verständnis des Wettergeschehens zu liefern.

3. Etwas weiter ist bisher die Behandlung der Frage nach der großen Zirkulation der Atmosphäre gediehen. Wir haben uns die folgende Frage vorgelegt, die ganz auf das Gebiet der Strömungsmechanik zurückgeführt ist: Eine volumbeständige Flüssigkeit bedecke in gleichmäßiger Höhe H einen rotierenden Planeten. Es sei (entsprechend den in Wirklichkeit vorhandenen Temperaturunterschieden) zusätzlich zur gewöhnlichen Schwere ein Kraftfeld vorhanden, das die Flüssigkeit in der Umgebung des Äquators nach oben, in den höheren Breiten aber nach unten zu ziehen be-

strebt ist. Welche Art Strömung stellt sich ein, wenn angenommen wird, daß durch irgendwelche nicht näher beschriebenen Vorgänge eine vertikale Durchmischung der Flüssigkeit von passender Stärke vor sich geht? (5) Die Antwort, die in der verdienstvollen Dissertation von Dr. F. KROPATSCHECK (2) erarbeitet ist, ist so ausgefallen, daß trotz der starken Vereinfachung der Aufgabe bereits die wesentlichen Kennzeichen der in Wirklichkeit beobachteten Zirkulation wiedergefunden wurden. Am Boden ergibt sich in unmittelbarer Nähe des Äquators Windstille, in einem Gürtel zu beiden Seiten des Äquators eine Passatregion mit Nordostwinden auf der Nordhalbkugel und Südostwinden auf der Südhalbkugel. Es folgt eine Zone von Windstille und hohem Druck und von da ab ein süd-

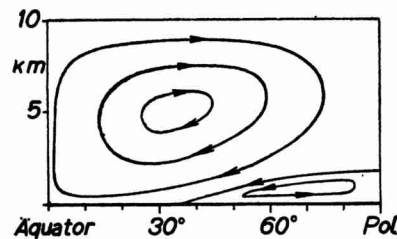


Abb. 1 (links)
Meridionale Zirkulation.

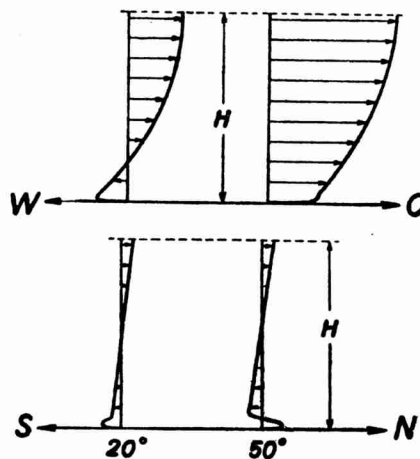


Abb. 2 (rechts)
Geschwindigkeitsprofile.

nördlicher Druckabfall mit den entsprechenden Südwestwinden am Boden auf der Nordhalbkugel und Nordwestwinden auf der Südhalbkugel. Die Polarfront trat bei der Einfachheit des Kräftechemas nicht auf. Die Winde in der Höhe sind abgesehen vom Äquator, wo Windstille herrscht, durchweg reine Westwinde mit nach oben und nach den Polen hin zunehmender Stärke, was ebenfalls mit den Beobachtungen übereinstimmt. Über dieses Windsystem lagert sich nun eine schwache meridionale Zirkulationsbewegung, die im wesentlichen ein Aufsteigen über der Passatregion und ein Absteigen in den höheren Breiten entsprechend dem Kraftfeld liefert. Darüber lagert sich noch eine flache Gegenzirkulation, die durch die Windablenkung in Bodennähe in den höheren Breiten verursacht ist, vgl. Abb. 1. Zwei Profile der West-Ost-Komponente und der Süd-Nord-Komponente sind in Abb. 2 dargestellt. Es steht natürlich nichts im Wege, ein Kraftfeld an-

zunehmen, das den wirklichen Bedingungen in der Atmosphäre noch besser angepaßt ist als das hier angenommene, und außerdem mit einer nach oben hin abnehmenden Dichte zu rechnen, wobei dann auch noch die Stärke des Vertikalaustausches, der hier die Zyklonentätigkeit mit einschließt, in die richtige Abhängigkeit von der Breite gebracht werden müßte. Es ist zu erwarten, daß dann auch das für die allgemeine Zirkulation erhaltene Schema noch besser mit dem beobachteten übereinstimmen würde. Jedoch würde die Durchführung dieser Rechnungen wesentlich mehr Mühe kosten als dies bei dem einfachen Beispiel der Fall war.

In Wirklichkeit wird die atmosphärische Zirkulation durch den Wechsel von Land und Wasser, besonders aber durch die hohen Kettengebirge stark gestört. Es ist deshalb wichtig, auch das Problem der Strömung einer geschichteten Luftmasse über einem Bergrücken rechnerisch zu verfolgen. Derartige Rechnungen sind im Gange, aber noch nicht bis zu den Endresultaten gediehen.

4. In der Erforschung der technischen Strömungen haben jederzeit Versuche, besonders auch Modellversuche, eine große Rolle gespielt, um diejenigen Dinge aufzuklären, die mit der Rechnung nicht bewältigt werden können. In der Meteorologie ist man in diesem Punkt im allgemeinen auf die Beobachtung der Natur selbst angewiesen, die uns leider nicht den Gefallen tut, uns irgendwelche einfachen Schulfälle vorzuführen, sondern bei der alle möglichen, zum Teil schwer erfaßbaren Einflüsse mit im Spiel sind. Ein richtiger Modellversuch mit Abnahme der Dichte nach oben wäre nur ausführbar, wenn man imstande wäre, in dem Versuchsapparat die Schwerkraft auf etwa das Zehn- bis Fünfzigtausendfache zu steigern, sodaß die Troposphäre im Modell eine Höhe von 1 m bzw. 20 cm haben würde. Da uns dieses Mittel nicht zur Verfügung steht, sind alle Vorgänge, bei denen die Dichteänderungen wesentlich sind, vom Modellversuch ausgeschlossen. Es bleiben immerhin noch solche Vorgänge übrig, bei denen die Strömung einer volumbeständigen Flüssigkeit, sei es mit gleichförmiger Dichte oder mit Dichteunterschieden, ein genügend wirklichkeitstreues Bild ergeben. Es ist in dem von mir geleiteten Institut mit solchen Modellversuchen bereits begonnen worden, bei denen es sich darum handelt, die Bewegung einer Flüssigkeit in einer anderen von um ein Geringes verschiedenen Dichte zu studieren. Es sind Modellversuche für einen Kaltlufteinbruch sowie solche über die Ausbreitung einer Cumuluswolke an einer Stabilitätsschicht mit Salzlösungen von verschiedenen Salzgehalt durch-

geführt worden (4). Eine weitere Problemstellung ist das Studium der Flüssigkeitsbewegungen in einem rotierenden Gefäß, wofür im Kaiser Wilhelm-Institut für Strömungsforschung ein „rotierendes Laboratorium“ zur Verfügung steht, ein mit allem Nötigen ausgestatteter Raum, der um eine vertikale Achse umlaufen kann. In diesem Raum kann irgendein Versuch aufgebaut werden und der Beobachter nimmt selbst an der Rotation mit teil, sodaß der Eindruck von den zu beobachtenden Strömungen genau der ist, wie ein Beobachter auf der rotierenden Erde ihn hat. Unter anderem haben wir hier Versuche mit einem kreisrunden Becken mit ebenen Boden gemacht, das etwa 10 cm hoch mit Wasser gefüllt war.



Abb. 3. Tiefdruckgebiet *).



Abb. 4. Hochdruckgebiet.

Wenn man den Raum rotieren läßt und zunächst abwartet, bis das Wasser relativ zu dem Becken zur Ruhe gekommen ist, dann stellt sich nach einer plötzlichen Verminderung der Drehgeschwindigkeit eine Bodenströmung ein, die spiralig nach innen verläuft und somit dem Windsystem eines Tiefdruckgebietes entspricht. Vermehrt man jedoch die Drehzahl, so erhält man entsprechend das Windsystem eines Hochdruckgebietes mit spiralig nach außen verlaufender Bodenströmung. (Im ersteren Fall rotiert die Wassermasse relativ zum Boden in der Richtung der „Erddrehung“, im anderen Fall entgegengesetzt zur Erddrehung, wie es bei den Tief-

*) Abb. 3 ist durch ein Versehen seitenverkehrt wiedergegeben.

druckgebieten und Hochdruckgebieten der Fall ist.) Die Beobachtung der Bodenströmung geschieht dadurch, daß kleine Kristalle von Kaliumpermanganat auf den Boden des Gefäßes gestreut werden, die sich dann unter Erzeugung einer Farbfahne auflösen. Die beiden Bilder 3 und 4 zeigen diese Erscheinung. Allerdings sind sie nicht so wie oben angegeben, sondern nach raschem Übergang von der Drehung zur völligen Ruhe bzw. von der Ruhe zur Drehung aufgenommen, was aber an der beobachteten Strömungsform praktisch nichts ändert. Die Ablenkung der Farbfahnen ist hier etwa 45° , wie es auch nach der Theorie der hier vorhanden gewesenen laminaren Strömung entspricht. Bei der turbulenten Strömung, die auch bei den Versuchen erreicht werden kann, sind die Ablenkungen etwas geringer, wie das auch in der Atmosphäre der Fall ist. Die Farbfahnen sind jedoch hier unruhig und werden wolkig auseinandergerissen und geben keine so klaren Bilder. Es ist beabsichtigt, mit Hilfe dieser Einrichtung eine Reihe von weiteren typischen Vorgängen zu studieren. Hierüber mag bei einer späteren Gelegenheit berichtet werden.

Schrifttum.

- 1) L. PRANDTL: Meteorologische Anwendungen der Strömungslehre. Bjerknes-Festschrift der „Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosphäre“, Bd. XIX, S. 188, 1932.
 - 2) F. KROPATSCHECK: Die Mechanik der großen Zirkulation der Atmosphäre. Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosphäre, Bd. XXII, S. 272, 1935.
 - 3) L. ROUX: Turbulente Windströmungen auf der rauhen Erdoberfläche. Zeitschr. f. Geophysik, Jahrgang XI, S. 165, 1935.
 - 4) V. M. GHATAGE: Modellversuche über die gegenseitige Bewegung von Luftmassen verschiedener Temperaturen. Diss. Göttingen 1936.
 - 5) L. PRANDTL: Beiträge zur Mechanik der Atmosphäre. Bericht an den Internationalen Meteorologie-Kongreß in Edinburgh 1936, erscheint 1937 in den Berichten der „Union Géodésique et Géophysique internationale“, Paris.
-