

wichtigen Begriff, der die Darstellung der atmosphärischen Bewegungen wesentlich vereinfacht und klarer macht, in die Meteorologie eingeführt hat.¹⁾

Berechnen wir nun die Gradienten in den zwei vorhin erwähnten Fällen. Da die Isobaren im Januar über England in der Richtung WSW—ENE verlaufen, so steht die Verbindungslinie der Orte Eastbourne—Butt of Lewis nahezu senkrecht auf denselben und das grösste Gefälle beträgt deshalb 8.5 mm auf 821 km. Wir erhalten daher als durchschnittlichen barometrischen Gradienten über England im Januar $8.5 \cdot \frac{821}{111} = 1.15$ mm, das ist also einer der grössten mittleren Gradienten, die an der Erdoberfläche vorkommen.

Für den Orkan vom 24. Januar 1868 zu Edinburgh erhalten wir für die Nachmittagsstunden 2^h und 3^h (er war um diese Zeit am stärksten) als Gradienten $6.9 : (32.2 : 111) = 23.8$ mm. Das ist ein sonst nur in tropischen Wirbelstürmen vorkommender Gradient, äusserst selten in höheren Breiten. Auch ist zu bemerken, dass so grosse relative Druckdifferenzen stets nur auf geringe Entfernungen hin auftreten, d. h. dass eine Druckdifferenz von nahe 24 mm auf einen Abstand von 111 km nur äusserst selten schon vorgekommen sein dürfte. Durch die Reduktion auf die Distanz von 111 km werden die zwischen benachbarten Orten zuweilen eintretenden Druckdifferenzen von 2 und 3 mm, man darf sagen unnatürlich, vergrössert. Das ist im Auge zu behalten.

Bei dem äusserst heftigen Weststurm am 10. Dezember 1884 um 7^h morgens zu Wien betrug die Luftdruckdifferenz zwischen Ischl und Wien 12 mm (Luftdruck, reduziert auf das Meeresniveau: 770.4 Ischl, 758.4 Wien) auf eine Entfernung von 202 km, der Gradient war somit 6.6 mm. Entnimmt man aber den Isobarenkarten den grössten Gradienten in der Nähe von Wien, indem man ihn aus den am meisten aneinander gedrängten Isobaren bestimmt, so erhält man 8.5 mm.

Es ist ja wohl zu beachten, und auch Stevenson hat schon darauf aufmerksam gemacht, dass das Luftdruckgefälle auf grössere Entfernungen hin sehr variiert, es giebt da steiler und schwächer geneigte Stellen, wie im Verlaufe eines längeren Flussgerinnes. Man begnügt sich meist, und muss sich meist damit begnügen, den mittleren Gradienten anzugeben.

Ein Luftdruck von 730 mm über England oder Schottland und gleichzeitig 760 mm am Nordfusse der Alpen (im Meeresniveau) kommt bei den Stürmen des Winterhalbjahres nicht so selten vor. Es entspricht dies einem Gradienten von ca. 3 mm oder einer Hebung der Flächen gleichen Druckes am Nordfusse der Alpen um $30 \times 10.5 = 315$ m, d. i. einem Gefälle derselben von ca. 0.3 m auf den Kilometer oder 0.0003. Das ist, wie Renou bemerkt, das Gefälle der Seine bei Paris! Das Luftdruckgefälle bei heftigen Stürmen in unseren Breiten entspricht demnach dem Gefälle des Wassers in sehr schwach strömenden Flüssen, also in deren Unterlaufe nahe der Mündung.

IV. Einfluss der täglichen Umdrehung der Erde auf die atmosphärischen Bewegungen.

Allgemeines. Wenn eine Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes, wie wir sie S. 305 etc. betrachtet haben, ohne Eintreten anderer Kräfte ablaufen kann (das ist, wie wir sehen werden, in der That in der Nähe des Äquators der Fall), so wird dieselbe rasch wieder behoben sein, wenn die störende Kraft (die lokale Erwärmung) nur vorübergehend wirksam ist. Oben fliesst die durch Wärme gehobene Luft ab,

1) Th. Stevenson, On Ascertaining the Intensity of Storms by the Calculation of Barometric Gradients. June 1867. Journal Sc. Met. Soc. Vol II. pag. 132. Stevenson schlägt hier zum erstenmal vor, die Differenz der Barometerstände (im gleichen Niveau) ausgedrückt in englischen Zollen, dividiert durch die zugehörige Entfernung in nautical miles als numerisches Mass der relativen Intensität der Stürme zu nehmen. „This slope I propose to call the barometric gradient.“

unten strömt sie dem Orte verminderten Druckes zu, und die Flächen gleichen Luftdruckes werden alsbald wieder ihre horizontale Gleichgewichtslage erhalten. Dauert aber die störende Ursache an, dann entwickelt sich ein einfacher atmosphärischer Kreislauf: oben erfolgt ein radiales Abfliessen der Luft, unten ein radiales Zufließen, im Zentrum langsame Hebung der Luft auf ein höheres Niveau. Unten, wo sich die von allen Seiten zufließenden Luftströmungen begegnen, herrscht Luftruhe, an der Peripherie gleichfalls, wo die über dem Zentrum oben abgeflossene Luft langsam wieder herabkommt. Im Zentrum der Störung ist an der Erdoberfläche der Luftdruck niedrig (in der Höhe aber herrscht ein Drucküberschuss, oberhalb der neutralen Druckfläche), in der Peripherie liegt ein Wulst höheren Luftdruckes. Zwischen den oben vom Zentrum abfließenden Strömungen und den unten demselben zufließenden besteht der Unterschied, dass letztere durch Reibung am Erdboden an Geschwindigkeit viel mehr verlieren, als erstere, dass daher in den unteren Schichten ein erheblich grösserer Gradient für gleiche Windgeschwindigkeit erforderlich ist, als in den oberen. Bei (auch mit Rücksicht auf die Seehöhe) gleichen Gradienten sind die oberen Luftströmungen viel lebhafter als die unteren.¹⁾

Unter dem Einfluss der Erdrotation können aber die von einer Gegend höheren Druckes allseitig abfließenden, sowie die einer Gegend niedrigen Druckes allseitig zufließenden Luftmassen nicht mehr direkt dem Gefälle folgen und in geradlinigen Bahnen dem Orte niedrigsten Druckes zuströmen, weil die ablenkende Kraft der Erdrotation sie von ihrer Bahn abdrängt.

Die durch die Luftdruckdifferenz in Bewegung gesetzten Luftmassen suchen in der Richtung des stärksten Gefälles, also in der Richtung des Gradienten, dem Orte niedrigeren Luftdruckes zuzufliessen. Infolge der Drehung der Erde ändert sich aber fortgesetzt die Richtung, in welcher dieser Zielpunkt der Bewegung liegt, während die in Bewegung befindlichen Luftmassen nach dem Gesetze der Trägheit ihre einmal angenommene Richtung beizubehalten streben. Wir beurteilen die Richtung einer Bewegung auf der Erdoberfläche nach dem Winkel, den sie mit dem Meridian oder besser mit der an den Meridian gelegten Tangente einschliesst. Die

1) Numerisch gleiche Gradienten haben noch aus einer anderen einflussreicheren Ursache in den höheren Luftschichten eine andere Bedeutung als in den unteren.

Gleiche Luftdruckdifferenzen haben ja einen verschiedenen mechanischen Effekt, je nachdem sie spezifisch leichtere oder schwerere Luftmassen in Bewegung zu setzen haben. Ihre Wirkung, die durch gleiche Gradienten erzeugte Beschleunigung, ist dem spezifischen Gewicht der Luft umgekehrt proportional. Je kleiner der Luftdruck und je höher die Temperatur, desto kleiner der Gradient, der die gleiche Beschleunigung hervorbringt.

Ein Gradient, der bei 0° ($T_0 = 273$) und dem Normaldruck 760 mm die Beschleunigung γ zur Folge hat, ergibt bei der Temperatur T und dem Barometerstand b die Beschleunigung $\gamma' = \gamma \frac{T B}{T_0 b}$. Z. B.: Auf der bayrischen Hochebene in rund 500 m Seehöhe ist im Juli der mitt-

lere Luftdruck rund 720 mm, die Temperatur 17° , somit $\gamma' = \gamma \frac{290 \times 760}{273 \times 720} = 1.12 \%$, also um 12 Proz. grösser als am Meeresniveau bei 0° . In der Höhe des Sonnblick bei 520 mm Luftdruck und -6° (im Jahresmittel) ist $\gamma' = 1.43 \%$, also schon um 43 Proz. grösser. Ein Gradient, der nur 0.7 von jenem an der Erdoberfläche ist, erzeugt in 3100 m die gleiche Beschleunigung.

Auch bei gleichem Luftdruck erzeugt derselbe Gradient am Äquator bei 27° Temperatur die Beschleunigung 1.23 gegen jene in hohen Breiten bei -30° , sie ist also fast um $\frac{1}{4}$ grösser.

Dagegen entsprechen natürlich bei allen Temperaturen und in jeder Höhe gleichen Neigungen (Gefälle) der Flächen gleichen Druckes auch gleiche Beschleunigungen.

Richtung dieser Tangente ändert sich aber fortwährend infolge der Erdrotation, sie weist fortwährend gegen andere Punkte des Raumes, während dagegen der bewegte Körper seine Richtung im Raume beizubehalten sucht. Daraus ergibt sich eine stetige Änderung des (scheinbaren) Azimuthes des bewegten Körpers. Diese Drehung des Azimuthes erfolgt von rechts nach links, wenn die Rotation von links nach rechts erfolgt. Die Grösse der Drehung ist proportional der Windgeschwindigkeit der Rotation der Erde und dem Sinus der geographischen Breite. Sie ist unabhängig von dem ursprünglichen Azimuth, in dem die Bewegung erfolgt, also gleich gross, ob sich nun der Körper nach N oder E oder nach S oder W bewegt. Immer bleibt auf der nördlichen Hemisphäre der ursprüngliche Zielpunkt der Bewegung auf der linken Seite des bewegten Körpers, letzterer erfährt demnach eine Ablenkung nach rechts (auf der südlichen Hemisphäre ist es umgekehrt: der Zielpunkt bleibt zur Rechten, die Ablenkung erfolgt nach links im Sinne der Richtung des bewegten Körpers).

Foucault hat (1851) durch seinen bekannten Pendelversuch die Gesetze der scheinbaren Ablenkung bewegter Körper auf der sich drehenden Erdoberfläche auch direkt sichtbar zu machen gewusst. Der Ablenkungswinkel nimmt mit der Breite ab und zwar im Verhältnis des Sinus der geographischen Breite, und wird am Äquator Null, die bewegte Luft kann deshalb dort direkt dem Orte niedrigsten Druckes zuströmen. Die Tangente an den Meridian, nach welcher wir das Azimuth einer Bewegung beurteilen, bleibt ja am Äquator während der Achsendrehung der Erde stets mit sich parallel, das absolute Azimuth bleibt dort stets gleich dem relativen in Bezug auf den Meridian.

Wenn man sich die Bezeichnung „ablenkende Kraft der Erdrotation“ als Ursache dieser scheinbaren Richtungsänderung des bewegten Körpers gestattet, so ist wohl zu beachten, dass damit durchaus nicht eine neue Energiequelle für den bewegten Körper verstanden werden darf. Die ablenkende Kraft der Erdrotation kann keine Arbeit leisten, die nicht der bewegte Körper auch ohne selbe leisten kann, sie beeinflusst nur die Richtung, nicht aber die Beschleunigung oder die Bewegungsgrösse des Körpers, welcher derselbe unterliegt.

Die Bahn, welche ein freier Körper nach einem einmaligen Bewegungsimpuls auf der sich drehenden Erde beschreiben würde, nennt man die Trägheitsbahn. Dieselbe ist schon vielfach Gegenstand von interessanten Untersuchungen gewesen, die aber gegenwärtig doch mehr nur mathematisches als meteorologisches Interesse haben.¹⁾

Die Grösse der ablenkenden Kraft der Erdrotation. Der erste, der den Einfluss der ablenkenden Kraft der Erdrotation auf die Luftströmungen, wenn auch noch in unvollkommener Form erkannt hat, war der englische Astronom Hadley (1735). Er gründete diesen Einfluss auf die ungleiche lineare Geschwindigkeit der Punkte der Erdoberfläche unter verschiedenen Breitenkreisen.²⁾

Diese Geschwindigkeit nimmt ab mit dem Umfang der Breitenkreise, also mit dem Cosinus

1) A. Sprung, Über die Bahnlinien eines freien Teilchens auf der rotierenden Erdoberfläche und deren Bedeutung für die Meteorologie. Wiedemanns Annalen der Physik. 1881. Neue Folge. B. XIV. S. 128. S. auch Met. Z. XV. 1880. S. 1. — F. Roth, Die Trägheitsbahn auf der Erdoberfläche. Met. Z. XVI. 1881. S. 283. B. XVIII. 1883. S. 140. B. XIX. 1884. S. 41 und 523. — H. Bruns, Trägheitsbahn mit Rücksicht auf Reibung. Met. Z. XVIII. S. 424. Die Diskussion über die Herkunft des Föhn in der Schweiz in den sechziger Jahren des neunzehnten Jahrhunderts hat die Aufmerksamkeit auf die Bahn eines frei beweglichen Teilchens auf der rotierenden Erde hingelenkt, so von Mousson u. a. Pogg. Annalen. B. 129. 1866. Seite 652.

2) George Hadley, Concerning the cause of the General Trade-Winds. Philos. Transactions XXXIX. 1735. pag. 58—63. In Facsimiledruck wieder herausgegeben mit Einleitung von Gust. Hellmann. Neudrucke von Schriften und Karten etc. Nr. 6. Berlin 1896. Asher.

der geographischen Breite. Die Rotationsgeschwindigkeit am Äquator ¹⁾ ist bekanntlich 465 m pro Sekunde von West nach Ost, sie ist unter dem 30. Breitengrad 402.7, unter dem 60 die Hälfte jener am Äquator, 232.5 und wird Null am Pol. Strömt eine Luftmasse vom Äquator gegen den Pol ab, und behält sie ihr Rotationsmoment bei, so wird sie auch unter dem 30. Breitengrad mit 465 m Geschwindigkeit nach E rotieren. In dieser Breite ist aber an der Erdoberfläche diese Geschwindigkeit bloss 403 m, die vom Äquator gekommene Luft muss also eine relative Geschwindigkeit zur Erdoberfläche von 62 m von West nach Ost haben. Wenn die nach N gerichtete Anfangsgeschwindigkeit der Luft etwa 20 m war, so würde diese Komponente der Bewegung mit jener grösseren nach Ost gerichteten einen WSW-Wind von 65 m Geschwindigkeit geben.

Strömt umgekehrt Luft vom 30. Breitengrad mit Erhaltung des Rotationsmomentes dieses Breitenkreises zum Äquator, so bleibt sie hinter der Rotation der Erdoberfläche daselbst zurück, die Erde eilt dieser Luft mit einer relativen Geschwindigkeit von 62 m von W nach E entgegen, was einen Ostwind von 62 m geben würde. Ist die gegen den Äquator gerichtete absolute Bewegung 20 m, so ist der Effekt ein ENE-Wind von 65 m Geschwindigkeit. Die meridionalen Luftströmungen erscheinen daher auf der nördlichen Hemisphäre von links nach rechts (im Sinne der Bewegung) abgelenkt, auf der südlichen Hemisphäre umgekehrt von rechts nach links.

Das ist das Hadleysche Prinzip. Ein Körper, der in einer gewissen Breite in relativer Ruhe sich befand und dort die absolute Rotationsgeschwindigkeit dieser Breite, d. i. $R \omega \cos \varphi$, angenommen hat, wird, wenn er einem meridionalen Impuls folgt und dadurch in andere Breiten gelangt, dort mit derselben absoluten Rotationsgeschwindigkeit rotieren, woraus sich dann bestimmte scheinbare Ablenkungen aus der meridionalen Bewegung ergeben. Die vom Äquator abfliessenden Winde erscheinen als westliche Winde, die Zufüsse gegen den Äquator als Ostwinde.

Hadleys Lehre wurde anfangs wenig beachtet und später vielfach irrtümlich Halley zugeschrieben. Sie bedeutete einen überaus wichtigen Fortschritt in der Erklärung der Luftströmungen, namentlich der Passatwinde.

Bis über die Mitte des 19. Jahrhunderts hinaus hat man die Wirkung der Erdrotation auf die bewegten Körper an ihrer Oberfläche nach diesem Prinzip beurteilt, und zwar in dessen einfachster Form, nur als Wirkung der ungleichen Rotationsgeschwindigkeit der verschiedenen Breiten.

Das Hadleysche Prinzip in dieser Form bedarf nach zwei Richtungen hin einer ganz wesentlichen Ergänzung. Zum ersten scheint es nach demselben, als wenn nur die in meridionaler Richtung verlaufenden Luftströmungen durch die Erdrotation eine Ablenkung erfahren würden, oder nur soweit sie eine derartige Bewegungskomponente haben, während die im Sinne der Breitenkreise bewegten Luftmassen, also die West- und Ostwinde, keine Ablenkung erfahren könnten, weil die Rotationsgeschwindigkeit längs den Parallelkreise konstant bleibt. Diese Ansicht wurde auch in der That noch lange festgehalten, selbst nachdem der Foucaultsche Pendelversuch deren Irrtümlichkeit ganz augenscheinlich nachgewiesen hatte. ²⁾

1) Bei deren Berechnung ist natürlich die Dauer des Sterntages einzusetzen, also 86164 Sekunden (nicht 86400). Das wird zuweilen übersehen.

2) Nachdem schon mehr als 20 Jahre seit dem Foucaultschen Pendelversuch verflossen waren, wurde noch in den angesehensten Lehrbüchern der Meteorologie nur die Ablenkung im Sinne des Meridians anerkannt, und von den namhaftesten Meteorologen bloss diese zur Erläuterung der Entstehung der atmosphärischen Wirbel herbeigezogen. Auch die Lehrbücher der Physik blieben noch auf diesem Standpunkt (s. z. B. Waltenhofen, Mechanische Physik. 1875. S. 79, Tyndall, Wärme. Deutsche Ausgabe 1875. S. 211. Reye, Wirbelstürme. 1872 etc.). Man sehe darüber die interessanten Zusammenstellungen bei Sprung, Studien über den Wind. I. Einleitung. (Archiv der Deutschen Seewarte. I. 1879.) Wie schwer die richtige Anschauung besonders bei den Geographen Eingang fand, lehrt der in historischer Beziehung noch heute nicht ganz uninteressante Artikel von C. Benoni: Der Einfluss der Achsendrehung der Erde auf das geographische Windsystem. Peterm. Geographische Mitteilungen. 1877. S. 93. Benoni zeugt sogar Buff und Ferrel eines mathematischen Irrtums, weil sie auch eine Ablenkung bei Bewegungen längs der Breitenkreise annehmen.

Zum zweiten ist die scheinbare Beschleunigung oder scheinbare Retardation, welche die rotierenden Luftmassen bei einer Versetzung in höhere oder niedrigere Breiten erfahren, grösser, als sie der Differenz der Rotationsgeschwindigkeiten entspricht. Bei einer Bewegung gegen die Pole nähern sich die Luftmassen der Erdachse und nach den Gesetzen der Zentralbewegung (dem Prinzip der Erhaltung der Flächen) muss ihre Rotationsgeschwindigkeit zunehmen und zwar in gleichem Verhältnis, in welchem ihr Abstand von der Erdachse (der Halbmesser des Wirbelringes) abnimmt. Das umgekehrte ist der Fall, wenn Luftmassen von höheren in niedrigere Breiten fliessen und sich dabei von der Rotationsachse entfernen.

Nach diesem Prinzip ist die westöstliche Geschwindigkeit einer Luftmasse, welche am Äquator relativ ruhend war, also die Rotationsgeschwindigkeit 465 m hatte¹⁾ und von da ohne Reibung und sonstigen Verlust an Rotationsbewegung in die Breite φ abströmt, wo der Abstand von der Rotationsachse $r = R \cos \varphi$ wird, nicht mehr 465 m, wie dies dem Hadleyschen Prinzip entspricht, sondern sie wächst im Verhältnis von $R : r$, wird also $465(R : r) = 465 : \cos \varphi$.

Für 30° Breite erhält man $465 : \cos 30^\circ = 537$ m. Da die Rotationsgeschwindigkeit unter 30° , $465 \cos 30^\circ = 403$ m ist, so erlangt die vom Äquator kommende Luftmasse eine relative östliche Geschwindigkeit von 134 m, nach dem Hadleyschen Prinzip wäre dieselbe bloss 62 m.²⁾

Nach dem Prinzip der Erhaltung der Rotationsmomente erlangt derart die vom Äquator in höheren Breiten abströmende Luft dort ausserordentliche grosse östliche Komponenten, liefert stürmische Westwinde. In Wirklichkeit verhindert die Reibung, die Mischung der Luftmassen etc. das Zustandekommen so grosser Rotationsgeschwindigkeiten, soweit überhaupt die Kräfte zu solchen Verschiebungen vorhanden sind.³⁾

Die Verschiebungen von Luftmassen aus höheren in niedrigere Breiten ergeben viel kleinere relative Windgeschwindigkeiten als umgekehrt.⁴⁾

Diese Ausführungen, die zum Teil späteren Untersuchungen vorgreifen, scheinen hier nötig, um die Bedeutung des Hadleyschen Prinzipes, welches seiner leichtfasslichen Form wegen so leicht Eingang findet, in das rechte Licht zu stellen.

Der richtige Ausdruck für die Grösse der (horizontalen) Ablenkungskraft der Erdrotation auf die bewegten Körper ist folgende. Wenn mit ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde (d. i. $2\pi : 86164$), mit φ die geographische Breite und mit v die lineare Geschwindigkeit des bewegten Körpers bezeichnet wird, so ist die

$$\text{Ablenkungskraft} = 2 v \omega \sin \varphi.$$

1) D. i. $2 R \pi : 86164$.

2) Allgemeiner ist die Grösse dieser E-Komponente:

$$\left(V : \cos \varphi \right) - V \cos \varphi = V \left(\frac{1}{\cos \varphi} - \cos \varphi \right) = \frac{V}{\cos \varphi} (1 - \cos \varphi^2) = V \tan \varphi \sin \varphi.$$

3) Über die Frage, wie weit das Prinzip der Erhaltung der Flächen auf die atmosphärischen Bewegungen an der Erdoberfläche überhaupt anwendbar ist, siehe: Sprung, Met. Z. XVI. 1881. S. 57. Dann S. 62. Möller, Met. Z. B. XXV. 1890. S. 411 und 415, ferner B. XXIX. 1894. S. 469. Herrmann und Möller, Met. Z. B. XXXI. 1896. S. 353. Eine nützliche Tabelle der Differenzen der Rotationsgeschwindigkeiten von Grad zu Grad und der Rotationsmomente $\omega r^2 = \omega R^2 \cos \varphi^2$ hat Schneidemühl berechnet und veröffentlicht in Met. Z. B. XXV. 1890. S. 394, mit Anwendungen.

4) Befindet sich eine Luftmasse in der Breite φ (im Abstände r von der Rotationsachse) in (relativer) Ruhe, so hat sie daselbst die Rotationsgeschwindigkeit $465 \cos \varphi$. Wird sie ohne eine Einbusse derselben an den Äquator versetzt, entfernt sich demnach von der Rotationsachse, so wird ihre Rotationsgeschwindigkeit:

$$465 \cos \varphi \frac{r}{R}, \quad \text{oder} \quad 465 \cos \varphi \frac{R \cos \varphi}{R} = 465 \cos \varphi^2.$$

Ist $\varphi = 30^\circ$, so erhalten wir 349 m als westöstliche Geschwindigkeit, da letztere aber am Äquator 465 ist, würde dies Zurückbleiben einen Ostwind von 116 m Geschwindigkeit machen. Der beim Abfliessen von Luft vom Äquator gegen 30° Breite entstehende Westwind hat dagegen die Geschwindigkeit von 134 m.

Die Ablenkungskraft ist dem Sinus der geographischen Breite und der Geschwindigkeit des Körpers, auf welche sie einwirkt, proportional. Sie ist völlig unabhängig von dem Azimuth (der Richtung), in welchem die Bewegung erfolgt. 2ω ist eine konstante sehr kleine Grösse 0.000 146. Selbst Poisson glaubte deshalb, dass ihre Wirkungen (z. B. auf die Ablenkung der Schwingungsebene des Pendels) unmerklich bleiben würden. Und doch hat diese geringe Ablenkungskraft einen so grossen Einfluss auf den Verlauf der atmosphärischen Bewegungen, dass man ihren Wirkungen gegenüber sogar die wirklich treibenden Kräfte vielfach ganz übersehen konnte.

Die horizontale Komponente der Ablenkungskraft der Erdrotation $2v\omega \sin \varphi$ wird auch die zusammengesetzte Zentrifugalkraft genannt. Sie steht auf der Richtung der Bahn des bewegten Körpers senkrecht und wirkt nach rechts auf der nördlichen, nach links auf der südlichen Hemisphäre.¹⁾

Ausserdem ist noch eine vertikale Komponente der Ablenkungskraft vorhanden, welche der ostwestlichen Geschwindigkeitskomponente der Bewegung proportional ist, also für Bewegungen in meridionaler Richtung verschwindet. Nennen wir die ostwestliche Komponente der Geschwindigkeit v' , so ist der Ausdruck für die vertikale Komponente der Ablenkungskraft $2\omega v' \cos \alpha$. Ist α das Azimuth der Windrichtung, so ist $v' = v \sin \alpha$. Die vertikale Komponente ist positiv, das ist nach oben gerichtet bei Westwinden, negativ bei Ostwinden. Westwinde werden nach oben abgelenkt, also gleichsam vom Boden abgehoben, Ostwinde nach unten, also gegen den Boden gedrückt. Diese vertikale Komponente erreicht ihr Maximum am Äquator, wo sie $2\omega v'$ wird, an den Polen verschwindet sie. Wegen ihrer vermeintlichen Kleinheit ist diese vertikale Komponente bisher wenig beachtet worden, obgleich sie eine Grösse derselben Ordnung ist, wie die horizontal wirkende Ablenkungskraft. N. Ekholm hat auf ihren möglichen Einfluss auf die Luftströmungen besonders aufmerksam gemacht (Met. Z. 1894. S. 169 etc.).

V. Die Luftzirkulation über abnorm warmen und abnorm kalten Teilen der Erdoberfläche unter dem Einfluss der Erdrotation.

Der vertikale und horizontale Kreislauf der Luft über erwärmten oder erkalteten Teilen der Erdoberfläche, wie wir ihn auf S. 305 etc. beschrieben haben, nimmt unter dem Einfluss der ablenkenden Kraft der Erdrotation andere Formen an. Nur am und in nächster Nähe des Äquators kann er so verlaufen, wie er dort dargestellt worden ist. Schon in geringer Entfernung vom Äquator bewirkt der Einfluss der Erdrotation, dass auf der nördlichen Hemisphäre die zentripetalen, wie die zentrifugalen Luftströmungen nach rechts im Sinne der Bewegung abgelenkt werden, auf der südlichen aber nach links. Die Luftströmungen können deshalb nur in krummlinigen Bahnen, nicht mehr direkt in geradem Verlauf ihre Zielpunkte erreichen. Es entstehen drehende Bewegungen, Luftwirbel, die je nach der Intensität der Bewegungen, der Luftdruckunterschiede auf geringere Entfernungen hin, zu mehr oder

1) Die allgemeinste Ableitung der Ablenkungskraft der Erdrotation hat Coriolis schon 1835 gegeben in seinem Theorem der relativen Bewegung, welches in allen Lehrbüchern der analytischen Mechanik zu finden ist. In die Meteorologie aber wurde dieselbe erst eingeführt von Wm. Ferrel: *The motions of fluids and solids relative the Earths surface comprising applications to the Winds and the Currents of the Ocean.* New-York 1860. (Separat-Abdruck aus *Math-Monthly*. Vol I u. II. 1859.) Ferner in *American Journal of Science*. 1861. — Man sehe vornehmlich: Sprung, *Lehrbuch der Meteorologie*. Hamburg 1885. Eine einfache geometrische Ableitung der Sätze von Coriolis hat Nils Ekholm in *Met. Z.* B. XXIX. 1894. S. 137 gegeben und ihre Anwendung auf die Luftbewegungen gezeigt.