

Zur Erklärung des täglichen Ganges der Windgeschwindigkeit

J. M. Pernter.

Die Erscheinung, um die es sich hier handelt, tritt nicht in der ganzen Atmosphäre in einheitlich gleicher Weise auf. Aus den Beobachtungen auf Berggipfeln wissen wir, dass dort das Maximum in den Nachtstunden, das Minimum um die Mittagszeit auftritt; in der Niederung hingegen ist gerade das Umgekehrte der Fall: das Maximum fällt auf die Mittagsstunden, das Minimum in die Nacht.

Die Erklärung, welche Köppen hierfür gegeben hat, ist bekannt.¹ Tagsüber steigt erwärmte Luft vom Erdboden in die Höhe und sinkt kalte aus den oberen Schichten herab. Diese Thatsache benützt Köppen in folgender Weise zur Erklärung der fraglichen Erscheinung. Die aufsteigende Luft besitzt infolge der Reibung, welche an der Erdoberfläche den horizontalen Strömungen hinderlich entgegentritt, eine beträchtlich geringere Geschwindigkeit als die Luft in höheren Schichten; sie muss daher, oben angekommen, durch den Einfluss ihres geringeren Bewegungsmomentes auf die allgemeine Bewegung der oberen Schichten verzögernd einwirken. Da dieses Aufsteigen von Luft der untersten Schichten gerade zur wärmsten Tageszeit am stärksten ist, so würde sich daraus das mittägige Minimum der Windgeschwindigkeit in der Höhe erklären. Umgekehrt sinkt rascher bewegte Luft als Ersatz in die tieferen Schichten hinab und wird durch ihr grösseres Bewegungsmoment beschleunigend auf die langsamer bewegten unteren Schichten einwirken.

¹ Vor ihm hat schon Espy diese Erscheinung auf dieselbe Weise erklärt.

So würde es sich erklären, dass, fast gleichzeitig mit dem Minimum in den Höhen, in den unteren Schichten das Maximum der Windgeschwindigkeit auftritt.

Die Grundlage der Espy-Köppen'schen Hypothese: die Thatsache aufsteigender erwärmter und niedersinkender kälterer Luft zur Zeit der Erwärmung der Erdoberfläche, ist sicher geeignet, als Ausgangspunkt für die Erklärung der fraglichen Erscheinung zu dienen. Allein der eigentliche erklärende Theil der Hypothese scheint mir die gewünschte Erklärung nicht zu liefern.

Es fragt sich vor Allem um die Grössenverhältnisse, und zwar: 1. um die Grösse der Verzögerung, welche in den tatsächlichen, beobachteten Windgeschwindigkeiten auftritt; 2. um die Höhe, bis zu welcher die Convectionsströme in der freien Atmosphäre hinaufreichen.

Der tägliche Gang der Windgeschwindigkeit auf Berggipfeln belehrt uns über die Grösse der Schwankung derselben tagsüber. Ich habe in der Abhandlung: »Die Windverhältnisse auf dem Sonnblick und einigen anderen Gipfelstationen« (Denkschriften der kaiserl. Akademie, Bd. LVIII, S. 303) den täglichen Gang für Pikes Peak, Sonnblick, Säntis, Obir zusammengestellt, und für den Eiffelthurm entnehme ich denselben, um gleichzeitige Werthe für Paris zu haben, aus der Meteorol. Zeitschrift, Bd. 25, S. 25; man kann daraus die Tagesamplituden erhalten. Die letzteren sind in Kilometern pro Stunde:

	Pikes Peak	Sonnblick	Säntis	Obir	Eiffelthurm
Max.	37·7	31 1	29·0	20·5	31·5
Min.	25·9	27·6	24·7	16·5	20·0
6 ^h a.	35·6	29·4	27·6	18·8	25·8 (5 ^h a. 27·0)
Mittel	32·0	29·7	27·3	18·2	25·7

Für Pic du Midi und Puy de Dôme standen mir 24stündige Beobachtungen nicht zur Verfügung, und überdies sind die Werthe nur aus der Schätzung der Windstärke zu entnehmen. Rechnet man die letzteren für das Minimum und für die Morgenstunden in Kilometer pro Stunde um, so erhält man:

Pic du Midi	7 ^h a.: 23·5, Min.: 18·6
Puy de Dôme	6 ^h a.: 39·0, Min.: 35·3

Wie ich mehrfach in der erwähnten Abhandlung darauf hingewiesen habe, sind die Angaben von Puy de Dôme ganz eigenthümlich und in jeder Beziehung auffallend; doch glaube ich, dass die Amplitude, wie sie hier angegeben, noch am ehesten vertrauenswürdig sein dürfte.

Die Frage stellt sich nun folgendermassen: Lässt sich die Grösse der Verminderung der Windgeschwindigkeit bis zum Minimum des täglichen Ganges als Wirkung der Verzögerung durch die aufsteigende erwärmte Luft erklären?

Die Vorgänge, welche hiebei in Betracht kommen, entziehen sich leider einer exacten Berechnung; allein wir können doch jedenfalls einen oberen Grenzwert erhalten, der uns über die Möglichkeit oder Unmöglichkeit und über die Zulänglichkeit der obigen Erklärung entscheidende Auskunft gewährt.

Nehmen wir die für die Zulänglichkeit günstigsten extremsten Bedingungen an. An einem schönen heiteren Sommertage sei die Temperatur des Morgens unten 15° C. und in der Höhe des Eiffelthurmes ebenfalls 15° C., so dass die mittlere Temperatur dieser 300 *m* mächtigen Luftschichte auch 15° C. betrage. Zur Zeit der grössten Erwärmung sei die Temperatur unten auf 30° C., in der Höhe des Eiffelthurmes, in der freien Atmosphäre also, auf 24° C. gestiegen, so dass nun die mittlere Temperatur der 300 *m* mächtigen Luftschichte 27° C. beträgt. Über jedem Quadratmeter der Grundfläche ist dann ein Luftvolumen von $300 \times 0.004 \times 12 = 14.4 \text{ m}^3$ in die obere (über 300 *m* gelegene) Schichte hinaufgeführt worden. Um dieses Volumen in Gewicht (Masse) auszudrücken, berechnen wir aus der Annahme eines Druckes von 758 *mm* und bei 30° C., einer Feuchtigkeit von 60% , also einem Dampfdrucke von 19 *mm*, für unten das specifische Gewicht zu 1.136; oben wird dann der Druck 732.4 *mm* sein und bei der Temperatur von 24° C., sowie dem Dampfdrucke von 19 *mm* das specifische Gewicht 1.123. Nehmen wir das Mittel hieraus als das specifische Gewicht der ganzen fraglichen Luftsäule, so stellen die obigen 14.4 m^3 ein Gewicht (Masse) von 16.265 *kg* dar.

$300\alpha(t_1 - t_2)$; α zu 0.004 genommen, um dem Wasserdampfe Rechnung zu tragen.

Diese Luftmasse strömt allmähig von 6^h a. bis 1^h p. in die über 300 *m* gelegene Schichte hinauf. Da aber bei diesem Aufströmen ein theilweises Herabsinken von Luft aus höheren Schichten gleichzeitig auftritt, so wollen wir dem dadurch Rechnung tragen, dass wir die extreme Annahme machen, dass etwa doppelt soviel Luft von unten hinaufströme, d. h. 32·5 *kg* oder 32500 *g*. Die Zeit, während welcher der aufsteigende Luftstrom dieselben wegführt, dauert wenigstens 6 Stunden, d. h. 21.600 Secunden. In der Secunde wird daher im Durchschnitte 1·5 *g* auf die Fläche eines Quadratmeters der Schichte in 300 *m* Höhe von unten zugeführt.

Man sieht sofort, dass diese geringe Masse langsamer bewegter Luft nur eine kleine Verzögerung der oberen schneller fließenden Luft bewirken kann. Nehmen wir selbst an, dass alle Luft von unten mit der ausserordentlich geringen Geschwindigkeit behaftet heraufkomme, welche in Paris gleichzeitig mit den Beobachtungen am Eiffelthurme gemessen wurde; man fand für Paris: Maximum 11·5, Minimum 5·3; 6^h a. 5·9; Mittel 8·3 *km* pro Stunde. Theilen wir die Atmosphäre in lauter Schichten von einem Meter Mächtigkeit und suchen wir dann die Verzögerung zu berechnen, welche die Schichte in 300 *m* Höhe durch den Hinzutritt von 1·5 *g* unterer Luft von der Geschwindigkeit, wie sie in Paris gemessen wurde, erleidet.

Diese Berechnung wollen wir nach folgendem Beispiele ausführen. Denken wir uns einen Strom, dessen Geschwindigkeit bedeutend sein möge; die Ursache seiner Geschwindigkeit ist eine constante und unveränderliche, nämlich das Gefälle seines Stromlaufes. Dieser Strom habe einen (oder viele) Nebenfluss von beträchtlich geringerer Geschwindigkeit und kleinerer Wassermasse. Durch die Mischung der letzteren mit dem rascher fließenden Wasser des Hauptstromes wird dessen Geschwindigkeit verringert. Bedeutet m_1 und m_2 die Wassermasse des Haupt- und des Nebenflusses, v_1 die Geschwindigkeit des ersteren, v_2 die Geschwindigkeit des letzteren in der Richtung des Hauptflusses, so wird die nach der Mischung resultirende Geschwindigkeit sein: $v = \frac{m_1 v_1 + m_2 v_2}{m_1 + m_2}$ Da aber die Ursache der ursprünglichen Geschwindigkeit des Hauptstromes eine constante und

unveränderliche ist, so muss die Verzögerung durch den Zufluss in jedem Momente sich erneuern, um zu bewirken, dass die Geschwindigkeit constant von v_1 auf v herabgedrückt bleibe. Jede Unterbrechung im Zuflusse des Nebenflusses hätte zur Folge, dass die Geschwindigkeit des Hauptstromes wieder auf v_1 sich erhöhe. Ist aber der Zufluss continuirlich, so genügt es, das Product der pro Secunde zugeführten Menge und der Geschwindigkeit des Nebenflusses zum Producte der pro Secunde vom Hauptstrome vorbeigeführten Menge und seiner Geschwindigkeit zu addiren und durch die Summe dieser Mengen zu dividiren, um die durch die Mischung entstehende constante Verzögerung zu erhalten.

Die Anwendung auf unseren Fall liegt auf der Hand; nur in einem Punkte könnte ein Zweifel herrschen, nämlich in Bezug auf die Mächtigkeit der oberen Schichte, die in die Rechnung einzuführen ist. Wir haben zwar oben bemerkt, dass wir jede Schichte einen Meter mächtig annehmen, und ich halte dafür, dass es allerdings richtig wäre, bei unserer Rechnung diese Schichtenmächtigkeit einzuführen. Allein das würde auch für die Hypothese, deren Zulänglichkeit wir untersuchen, so ungünstig sein, dass sie sofort als unrichtig sich erweisen würde. Da ich aber überall die extremsten Bedingungen zu Gunsten der besagten Hypothese angenommen habe, will ich dies auch hier thun und die Mächtigkeit der oberen Schichte, mit welcher sich die aufsteigende Luft mischt, nur zu 1 dm annehmen; vielleicht scheint dies Manchen auch das Richtige.

Wir finden dann in 300 m Höhe nach den Druck- und Temperaturverhältnissen, die wir oben angegeben haben, die Dichte der Luft zu 1.123 , folglich die Masse für den Quadratmeter Grundfläche und 1 dm Höhe ($100 \text{ dm}^3 = 100 \text{ l}$ Luft) zu 112.3 g .

Die Geschwindigkeiten nehmen wir für 6^{h} a., was den wirklichen Verhältnissen besser entspricht als das Maximum, und für die untersuchte Hypothese günstigere Resultate liefern muss. Man könnte vielleicht das Tagesmittel nehmen, doch ist 6^{h} a. rationeller und weicht im Übrigen das Tagesmittel nicht allzusehr von 6^{h} a. ab; in unserem Falle ist jedenfalls 6^{h} a. wieder für die Köppen'sche Hypothese günstiger als das Tagesmittel.

Die Geschwindigkeiten in Metern pro Secunde sind dann. $v_1 = 7.1$ (25.8 km p. St.) und $v_2 = 1.6$ (5.9 km p. St.). Die Masse m_2 ist 1.5 g , m_1 aber ist $7.1 \times 112.3 = 797.3 \text{ g}$. Hieraus ergibt sich $v = 7.08 \text{ m. p. s.}$ Somit eine Verminderung der Geschwindigkeit $v_1 - v = 0.02 \text{ m p. s.}$ oder 0.07 km p. St.

Nehmen wir aber an, dass die aufsteigende Luft zur Zeit der stärksten Convection die 10fache Masse, also 15 g durch jeden Quadratmeter führe. Wir erhalten dann $v = 7.0$ und $v_1 - v = 0.1 \text{ m. p. s.}$ oder 0.36 km p. St.

Sollte Jemand glauben, man dürfte die Mächtigkeit des oberen Hauptstromes nur zu 1 cm annehmen, so muss ich vorerst feststellen, dass ich dafür halte, selbst mit der Annahme von 1 dm viel zu weit gegangen zu sein. Denn der Convectionsstrom nach oben muss ja doch wohl in die Schichten eindringen, ja dieselben zum Theile durchdringen, soll er überhaupt in eine irgend nennenswerthe Höhe hinaufreichen. Mir ist es somit sicher, dass eigentlich jedenfalls eine Mächtigkeit von 1 m für die Rechnung anzunehmen ist. Wir sind also schon in obiger Rechnung viel zu weit gegangen, indem wir die Mächtigkeit auf 1 dm reducirten.

Doch selbst bei der ganz unzulässigen Annahme der Mächtigkeit von 1 cm und der übertriebenen Annahme der zehnfachen Massenzufuhr von 15 g pro Secunde durch die Convection finden wir immer noch nur $v = 6.0 \text{ m p. s.}$, also $v_1 - v = 1.1 \text{ m p. s.}$ oder 4 km p. St. , während unsere Tabelle im Eingange hiefür den Werth von $25.8 - 20.0 = 5.8 \text{ km p. St.}$ ergibt.

Selbst die unzulässigsten Annahmen zu Gunsten der Köppen'schen Hypothese genügen somit nicht, die Thatsache, um die es sich handelt, zu erklären.

Wollte man nun die Rechnung für grössere Höhen weiterführen, so könnte man nicht mehr die Geschwindigkeit der untersten Schichten in die Berechnung für das v einführen. Wenn nämlich die Luft in der Höhe von 300 m im Durchschnitte nie unter 20 km p. St. Geschwindigkeit besitzt, so ist für die höheren Schichten beim Luftaustausche wenigstens diese Zahl als die horizontale Geschwindigkeit der aufsteigenden Luft einzuführen. Wir sehen nun aus der eingangs angeführten Tabelle, dass in der Höhe des Eiffelthurmes die Geschwindig-

keit des Windes nahe dieselbe ist wie auf dem Säntis (2500 *m*) und eine längere Beobachtungsreihe, die ich in der Arbeit: »Die Windverhältnisse auf dem Sonnblick etc.« mittheilte, ergibt eine fast völlige Gleichheit: Säntis 27·3, Eiffelthurm 27·1 *km* p. St. als Mittelwerth. Hieraus folgt, dass Luft von der Geschwindigkeit von 27·1 auf dem Eiffelthurme, wenn sie in die Höhe von 2500 *m* sich erhebt, wo eine Windgeschwindigkeit von 27·3 herrscht, eine Verminderung der Geschwindigkeit nicht herbeiführen kann. Wäre die letztere Geschwindigkeit auch in der freien Atmosphäre in 2500 *m* Höhe gemessen, so wäre der Schluss unausweichlich, dass die Köppen'sche Hypothese die tägliche Periode der Windgeschwindigkeit in grösseren Höhen schon gar nicht zu erklären vermag.

Unsere obige Berechnung und die letzteren Bemerkungen zusammengenommen dürften nun aber hinreichen, zu zeigen, dass die Köppen'sche Hypothese nicht im Stande ist, eine befriedigende Erklärung der Erscheinung der täglichen Periode der Windgeschwindigkeit auf Berggipfeln zu liefern.

Es wirft sich nun überdies die Frage auf, ob der aufsteigende Convectionsstrom überhaupt in genügend grosse Höhen in der freien Atmosphäre hinaufreicht, um die Ursache eines solchen Ganges der täglichen Windgeschwindigkeit sein zu können, wie er auf Berggipfeln auftritt.

Es ist leider bei Behandlung dieser Frage unsere Unkenntniss der Function, welche den Zusammenhang zwischen der Druckabnahme in der Atmosphäre, d. h. der Höhe und der Temperaturabnahme ausdrückt, ein Hinderniss, dass wir eine genaue Berechnung der Höhe, bis zu welcher der aufsteigende Convectionsstrom reicht, durchführen können. Ein Versuch, hiebei die Mendelejeff'sche Formel $\left(t = c + (t_0 - c) \frac{p}{p_0} \right)$ zu benützen, erwies die Untauglichkeit dieser Formel für unsere Zwecke. Es war bei der geringen Temperaturabnahme, welche in dieser Formel zum Ausdrucke kommt, vorauszusehen, dass mit derselben die Höhe des Convectionsstromes viel zu niedrig sich ergeben müsse — nur ein paar hundert Meter unter extrem günstigen Bedingungen. Es fehlt uns eine sichere Grundlage, auf welche wir eine begründete Annahme über das Temperatur-

gefälle mit der Höhe zur Zeit der mittäglichen Überhitzung der unteren Schichten stützen können.

Für uns handelt es sich nun um solche ganz heitere Tage, wo eine Trübung über den ausgedehnten Ebenen der Niederung nicht eintritt, der aufsteigende Luftstrom also keine Condensationen bildet, da ja gerade diese heiteren Tage die fragliche Schwankung in der Windgeschwindigkeit am deutlichsten zum Ausdrucke bringen. Rührt das mittägliche Minimum oben von dem Aufstiege der unteren Luft her, so muss letztere gerade an ganz heiteren Tagen in die verlangten Höhen aufsteigen. Wir könnten daher die Einbeziehung des Einflusses der Condensation auf die Höhe des Convectionstromes umgehen. Allein auch dann stellen sich einer exacten Rechnung zu grosse Schwierigkeiten entgegen.

Eine angenäherte Rechnung lässt sich immerhin führen. Man kann nämlich leicht zeigen, dass, da die aufsteigende Luft in jener Höhe zur Ruhe kommen muss, in welcher sie die gleiche Dichte besitzt wie die umgebende Luft der freien Atmosphäre, diese Höhe dann erreicht ist, wenn die Temperatur des aufsteigenden Luftstromes gleich ist derjenigen in der umgebenden freien Atmosphäre. Sei ρ_1, t_1, p_1 Dichte, Temperatur und Luftdruck des Morgens, ρ_2, t_2, p_2 des Mittags; wir haben dann

$$\rho_1 = \frac{\rho_0}{p_0} p_1 (1 - \alpha t_1)$$

$$\rho_2 = \frac{\rho_0}{p_0} p_2 (1 - \alpha t_2)$$

und allgemein $\rho = \frac{\rho_0}{p_0} p (1 - \alpha t)$; daher

$$\rho = \frac{\rho_1}{p_1} p \frac{1 - \alpha t}{1 - \alpha t_1}$$

Man kann nun t ausdrücken mit Hilfe der Temperaturabnahme in der ruhenden freien Atmosphäre des Morgens. Bedeutet β den Werth der Temperaturabnahme per 100 m und h die Höhe in Hunderten von Metern, so wird $t = t' - \beta_1 h$ und wir haben

$$\rho = \frac{\rho_1}{p_1} p \frac{1 - \alpha(t' - \beta_1 h)}{1 - \alpha t_1}$$

ebenso

$$\rho = \frac{\rho_2}{p_2} p \frac{1 - \alpha(t'' - \beta_2 h)}{1 - \alpha t_2}$$

und durch Gleichsetzung

$$\frac{1 - \alpha(t' - \beta_1 h)}{1 - \alpha(t'' - \beta_2 h)} = 1; \quad t' - \beta_1 h = t'' - \beta_2 h.$$

Durch Auflösung des letzten Ausdruckes nach h könnten wir sofort die Höhe, bis zu welcher der Convectionsstrom reicht, erhalten, wenn wir von β_1 und β_2 sichere Kenntniss hätten.

Was β_2 betrifft, so ist dasselbe für unsere Voraussetzung, dass keine Condensation eintreten soll, gleich Eins. Allein über β_1 ist es in hohem Grade schwer, eine begründete Annahme zu machen. Im Allgemeinen nimmt man die Temperaturabnahme in der freien Atmosphäre zu 0.5° per 100 m an. Allein des Morgens an schönen heiteren Tagen, meist in einem Barometermaximum gelegen, wird jedenfalls eine beträchtlich geringere Temperaturabnahme obwalten, etwa $0.3 - 0.4^\circ$ C. per 100 m .

Nehmen wir nun wieder unseren extremen Fall von früher: es herrsche des Morgens eine Temperatur von 15° C., des Mittags von 30° . Die unteren Luftschichten sollen sich nicht eher heben, als bis sie voll auf 30° C. erwärmt sind und dann mit einemale aufsteigen. Herrscht dann in der freien Atmosphäre noch das Temperaturgefälle der Morgenstunden, so können wir 15° C. als Fusstemperatur nehmen und haben für $\beta_1 = 0.5$

$$15 - 0.5 h = 30 - h$$

$$15 = \frac{1}{2} h; \quad 30 = h,$$

somit eine Höhe von 3000 m .

Man beachte, dass wir diese Höhe nur durch Einführung ganz unerlaubt extrem günstiger Bedingungen erhalten haben, dass daher — ohne Condensation — diese Höhe vom Convectionsstrome nie erreicht werden wird. Um der Wirklichkeit

näher zu kommen, würde man wohl müssen bei einer Morgentemperatur von 15° C. eine stärkste Erwärmung auf höchstens 25° C. annehmen und für β_1 den Werth 0·4 setzen, wo man dann etwa 1700 *m* als die grösste Höhe dieses Convectionstromes finden würde.

Allein auch diese Höhe dürfte in Wirklichkeit nur selten erreicht werden — soweit es sich um die freie Atmosphäre handelt. Der thatsächliche Verlauf ist ja ein ganz anderer als der eben angenommene. Die Luft der unteren Schichten bleibt nicht bis zur höchsten Erwärmung unten und steigt dann erst in die Höhe, sondern sie beginnt sofort aufzusteigen, sobald sie nur wenig erwärmt ist und ein ununterbrochenes Aufsteigen dünner Stromfäden von der untersten Schichte in die nächst höhere, von dieser dann, nachdem sie selbst ein wenig höher erwärmt ist, in die nächst höhere u. s. w., wird während der ganzen Dauer der Erwärmung sich abspielen; so kann die Convection nur langsam in immer höhere Schichten vordringen. In der Natur dieses Vorganges liegt es, dass die Höhe, welche die Convection thatsächlich erreicht, ganz beträchtlich hinter der oben unter übermässig einer grossen Höhe des Convectionstromes günstigen, aber in der Natur nicht vorhandenen Bedingungen berechneten zurückbleibt. Wenn man die Höhe der Convection an ganz heiteren Tagen aus der Höhe beurtheilen darf, in welcher sich an anderen Tagen die Condensation zu bilden beginnt, so könnte man dieselbe auf etwa 1400 *m* im Maximum abschätzen; da dies bekanntlich die Höhe der Basis der Haufenwolken in unseren Breiten ist.

Dies gilt nun allerdings nur für die freie Atmosphäre. Auf Berggipfeln verhält es sich ganz anders. Hier bringen die Thalwinde die Luft von unten hinauf. An den Berglehnen strömt die Luft hinauf infolge der Unterschiede der Druckverhältnisse an denselben gegenüber der freien Atmosphäre in Verbindung mit dem durch die Erwärmung verursachten Auftriebe, wie dies Hann in vollendeter Weise erklärt hat. Hier reichen daher die Strömungen von unten als Thalwinde bis auf die Höhe der Gipfel, und es hängt die Intensität dieser Strömungen hauptsächlich von der Lage der Thäler und der Berglehnen ab. Dass die aufsteigende Luft an Berggipfeln höher hinaufreicht als in

der freien Atmosphäre, dafür geben uns die Wolkenbildungen an denselben deutlich Zeugniß. Wenn der ganze Himmel herrlich blau und ganz heiter bleibt den ganzen Tag über, bilden sich während der Zeit der Erwärmung über und auch an den Berggipfeln Haufenwolken, oft ganz leichte Cumuli, oft hoch aufgethürmte Berge von Cumuli, die dann nach dem Aufhören der aufsteigenden Strömung sich wieder auflösen. Dies spielt sich über und an Berggipfeln ab, während in der freien Atmosphäre jede Spur von Trübung fehlt.

Aus alledem glaube ich mit Recht auf das ernstlichste bezweifeln zu müssen, dass in der freien Atmosphäre der Convectionsstrom in eine irgend beträchtliche Höhe hinaufreicht.

Es wäre nun zwar, nachdem wir früher gezeigt hatten, dass selbst unter der Annahme eines aufsteigenden Stromes von grösserer Höhe das Minimum der Windgeschwindigkeit daraus nicht zu erklären ist, nicht absolut nothwendig gewesen, die Höhe des Convectionsstromes in der freien Atmosphäre zu erörtern; es schien mir aber zur Vollständigkeit und zum tieferen Einblicke in die thatsächlichen Vorgänge in der Atmosphäre, welche für diese Frage in Betracht kommen können, zu gehören, dass ich darauf einging.

Wenn nun auf diese Art, wie Köppen es sich zu denken scheint, das Aufsteigen erwärmter und Niedersinken kälterer Luft nicht geeignet ist, die Erklärung für den täglichen Gang der Windgeschwindigkeit der höheren Schichten der freien Atmosphäre zu geben, so gilt dasselbe, wenngleich in geringerem Masse, auch für den täglichen Gang der Windgeschwindigkeit an der Erdoberfläche. Hier wäre nur noch beizufügen, dass es zweifellos ist, dass viel weniger Luft herabsinkt als aufsteigt. Denn die Volumvermehrung der Luft der unteren Schichten infolge der Erwärmung bedeutet vor Allem ein Abgeben eines Theiles an die oberen Schichten, und da das Endresultat des Erwärmungsprocesses mit dieser Volumvermehrung schliesst, so wird jedenfalls beträchtlich mehr Luft nach oben abgegeben worden sein als herabgesunken ist.

Wenn nun aber die Köppen'sche Auffassung des Vorganges, wie durch diese eigenartige Convection das Minimum

der Windgeschwindigkeit in der Höhe und das Maximum in der Niederung zu Stande kommen soll, wohl offenbar zu verlassen sein wird, so folgt daraus noch nicht, dass die Convection überhaupt nicht die Ursache der zu erklärenden fraglichen Erscheinung sei. Ich halte vielmehr dafür, dass dieselbe allerdings als Ausgangspunkt für diese Erklärung zu dienen hat und werde nunmehr den Versuch machen, dieselbe mit Herbeiziehung eines Momentes zu geben, das bei der Convection, wie sie in der Natur thatsächlich sich abspielt, auftritt.

Bei der allmöglichen Erwärmung der unteren Luftschichten bilden sich eine Unzahl von fadenförmigen Luftströmchen, welche in die nächst höhere Schichte emporsteigen; neben diesen sinkt — wie wohl nicht zu bezweifeln — auch Luft von der oberen Schichte herab. Dieser Vorgang pflanzt sich von Schichte zu Schichte nach oben fort und schliesslich wird eine Verbindung dieser Schichten hergestellt sein in der Weise, dass jede obere Schichte mit der unteren durch Strömchen aufsteigender Luft und dazwischen niedersinkender wie durch ganz dünne Klammern verbunden ist. Ich hebe hervor, dass man sich dies nicht für die ganze Höhe der Convection als ein System von aufsteigenden Strömchen und dazwischen niedersinkender Luft vorstellen darf, sondern von so vielen Systemen, als übereinander gelagerte Luftschichten gedacht werden müssen, welche allmähig im Laufe der Erwärmung mit in die Convection einbezogen werden.

Die Folge dieser Verklammerung der übereinanderliegenden Luftschichten wird das Auftreten einer beträchtlichen Reibung sein, welche vor der Entwicklung der Convection nicht bestanden hat. Es ist bekannt, dass die Reibung von Luft an Luft bei glatten Trennungsflächen so ganz belanglos ist, dass sie nicht in Betracht kommt. Andererseits aber haben Helmholtz und Oberbeck darauf hingewiesen, dass die Reibung sehr beträchtlich wird, wenn übereinanderfliessende Luftschichten von verschiedener Geschwindigkeit in irgendwelcher Weise ineinandergreifen. Dies ist besonders der Fall, wenn dieses Ineinandergreifen in der Weise geschieht, die wir eben beschrieben haben.

Wir wissen, dass man bei Behandlung der Bewegungsprobleme der Atmosphäre, sobald man wirkliche Verhältnisse zu

rechnen versucht, auf recht bedeutende Reibungscoefficienten stösst, die geradezu überraschen.

Hierauf möchte ich nun die Erklärung des Minimums der Windgeschwindigkeit in den höheren Schichten und des gleichzeitigen Maximums an der Erdoberfläche zur Mittagszeit gründen. Es ist ja zweifellos eine nothwendige Folge der eben dargestellten Vorgänge bei der Convection im Laufe der Erwärmung, dass eine beträchtliche Reibung der Bewegung der höheren Schichten hindernd entgegenwirken wird. Dadurch wird eine Verminderung der Windgeschwindigkeit erzielt, welche zur Zeit der lebhaftesten Convection, d. h. etwa um die Zeit der grössten Erwärmung, das Minimum der Windgeschwindigkeit in den höheren Schichten herbeiführen wird.

Leider ist es bisher nicht gelungen, über die Grösse der Reibung, die auf diese Weise entsteht, sichere Angaben zu erhalten. Wir wissen nur, dass sie sehr bedeutend sein muss. Aus dem Vergleiche der theoretischen Werthe, welche bei Behandlung der allgemeinen Circulation der Atmosphäre unter Vernachlässigung der Reibung erhalten werden, mit den wirklich beobachteten Geschwindigkeiten ergibt sich, dass die infolge des Ineinandergreifens von Luftströmungen entstandene Reibung eine Herabdrückung der Geschwindigkeit um ein Drittel und mehr bewirkt. Wenn auch hiebei eine andere Art dieses Ineinandergreifens als die eben beschriebene eintreten dürfte, so wird es doch nicht mehr überraschen, wenn in unserem Falle eine Verminderung der Geschwindigkeit um etwa zwei Zehntel des ursprünglichen Werthes sich ergibt. So haben wir für den Eiffelthurm um 6^h a. die Geschwindigkeit von 25·8 *km* p. St. und das Minimum 20·0 *km* p. St., also eine Herabdrückung der Geschwindigkeit um 5·8 *km* p. St., d. h. um etwa 22 Procent. Setzt man die Reibung dem Quadrate der Geschwindigkeit proportional, so würde dies für den Reibungscoefficienten *k*, wenn wir die Geschwindigkeit in Metern pro Secunde ausdrücken

$$16 = k \times (7 \cdot 1)^2; \quad k = 1 \cdot 6 \quad (7 \cdot 1)^2 \\ k = 0 \cdot 03.$$

(Im absoluten Masse *cm* s. hätte man 0·0003 erhalten.)

Dieser grosse Werth für k stimmt ziemlich mit denjenigen überein, welche man, wie oben bemerkt, für die Reibung bei der allgemeinen Circulation der Atmosphäre aus den thatsächlich beobachteten Geschwindigkeiten der oberen Luftschichten erhält.

Das Minimum der Windgeschwindigkeit im täglichen Gange der oberen Luftschichten in der freien Atmosphäre (Eiffelthurm) dürfte sonach in obiger Weise seine volle Erklärung finden.

Was aber das Maximum der Windgeschwindigkeit gegen die Mittagsstunde an der Erdoberfläche betrifft, so erklärt sich dasselbe aus der gleichen Ursache ganz naturgemäss. Durch die Verbindung, welche die vielen Luftströmchen der Convection von Schichte zu Schichte herstellen, muss ebenso sehr, wie eine Verzögerung der rascher fliessenden oberen Luft, auch eine Vergrösserung der Geschwindigkeit der unteren Luftströmungen verursacht werden; denn die Luft der letzteren wird durch die hergestellte Verklammerung mit der oberen von dieser mit fortgerissen werden.

Dieses scheint mir somit die einfache und naturgemässe Erklärung des täglichen Ganges der Windgeschwindigkeit in der freien Atmosphäre, sowohl für die oberen Luftschichten als an der Erdoberfläche, zu sein. In der Nacht kommt nur das allgemeine Druckgefälle zur Wirkung und erzeugt eine bestimmte Windgeschwindigkeit in der freien Atmosphäre, welche an der Erdoberfläche, infolge der beträchtlichen Reibung an derselben, bedeutend herabgedrückt wird, je nach der Unebenheit der Bodenverhältnisse; zwischen den Luftschichten besteht nur die belanglose Reibung von Luft an Luft. Während der Nacht ändert sich daher die Geschwindigkeit fast gar nicht. Sobald die Erwärmung beginnt, sinkt oben, und zwar, je länger sie dauert, in immer höheren Schichten, die Geschwindigkeit und fällt rasch zum Minimum des Mittags herab, während sie unten zum Maximum anwächst, infolge des Mitreissens der unteren Luftschichten durch die oberen. Sobald die Convection aufhört, stellt sich sehr bald der erstere Zustand wieder her.

Nach dem, was ich als meine Ansicht über die Höhe des Convectionstromes oben dargelegt habe, halte ich dafür, dass der tägliche Gang der Windgeschwindigkeit, wenigstens an

heiteren Tagen, so wie wir ihn noch auf dem Eiffelthurme vorfinden, nicht sonderlich hoch in die freie Atmosphäre hinaufreichen werde. Doch wird auch höher hinauf ein täglicher Gang der Windgeschwindigkeit vorhanden sein, aber ein ganz anderer. Ich habe in meiner schon citirten Arbeit über »die Windverhältnisse auf dem Sonnblick u. s. w.« versucht, zu zeigen, dass dieser Gang für die verschiedenen Windrichtungen ein verschiedener sein müsse, so dass die Ostwinde ihr Maximum des Morgens, die Südwinde des Mittags, die Westwinde des Abends haben sollten. Ich glaubte dies auch für die Berggipfel wahrscheinlich. Nach den weiter oben gegebenen Erörterungen muss ich letztere Ansicht als irrig bezeichnen. Auf Berggipfeln, wo die heraufströmenden Thalwinde, gerade auch an heiteren Tagen, die oben herrschenden Strömungen aus welcher Weltgegend immer stets um die Mittagsstunde am meisten schwächen, wird die Erscheinung derjenigen gleich oder ähnlich sein müssen, welche in geringeren Höhen der freien Atmosphäre, z. B. auf dem Eiffelthurme, infolge der Convection bestehen.

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: 1893

Band/Volume: [102_2a](#)

Autor(en)/Author(s): Pernter Josef Maria

Artikel/Article: [Zur Erklärung des täglichen Ganges der Windgeschwindigkeit. 979-993](#)