Über die
Ursachen der täglichen Oscillation des Barometers.

Von Dr. **Korselt**.

Beilage zum Programm des Königl. Realgymnasiums zu Annaberg.
Ostern 1891.

1891. Progr.-Nr. 544.

Über die Ursachen der täglichen Oscillation des Barometers.

Wenn man in tropischen Ländern den Stand des Barometers für den Lauf eines Tages verfolgt, so zeigt sich, dass dasselbe regelmässig von früh 10 Uhr bis nachmittags gegen 4 Uhr fällt, dann bis abends 10 Uhr steigt, von da bis früh 4 Uhr wieder fällt, um bis früh 10 Uhr seinen ursprünglichen Stand wieder zu erreichen. Die Schwankung umfasst nicht weniger als 2 bis 3,5 mm und vollzieht sich mit solcher Regelmässigkeit, dass man, wie Humboldt sagt, die Zeit aus der Höhe der Quecksilbersäule bis auf 15—17 Minuten genau bestimmen könnte. Selbst heftige Gewitterstürme und Regengüsse vermögen nur geringen Einfluss auf den Verlauf auszuüben. Eine solche Oscillation des Barometers ist auch in mittleren Breiten vorhanden; nur ist dieselbe bei weitem nicht mehr so augenfällig, da sie von viel geringerer Grösse ist und um so weniger bemerkt werden kann, als die unperiodischen, mit dem Wechsel des Wetters zusammenhängenden Schwankungen des Barometerstandes hier bedeutend überwiegen. Selbst für die Polarregionen ist eine regelmässige Variation des Barometers noch deutlich nachweisbar, wenn man die zufälligen, unperiodischen Schwankungen durch Mittelwertbildung aus grösseren Zeitabschnitten eliminiert; an Stelle zweier Maxima und Minima tritt hier jedoch mit zunehmender Breite mehr und mehr eine einfache Oscillation mit nur einem Maximum und einem Minimum.

Obwohl man die ganze Erscheinung der täglichen Barometerschwankung nun schon seit 2 Jahrhunderten kennt, so hat es doch noch nicht gelingen wollen, eine einigermassen einwurfsfreie Erklärung derselben zu finden; ja, es haben sich die Schwierigkeiten für eine solche scheinbar gehäuft, je mehr man die Einzelheiten der Erscheinung durch Anstellung von Untersuchungen über den ganzen Erdball studierte. Im ganzen stimmen die bisherigen Erklärungsversuche in dem Gedanken überein, dass die tägliche Wärmeeinstrahlung eine Hauptursache der Schwankung des Barometers sei; die Ansichten gehen nur auseinander über die Art, wie durch die Wärme jene Wirkung hervorgebracht werden könne. Neben der Wärme hat man freilich auch noch andre unbekannte Ursachen herbeiziehen zu müssen geglaubt. Einige der Erklärungen mögen in ihren Grundgedanken hier Platz finden.

Ramond spricht die Ansicht aus, dass die durch die vormittägige Wärmeeinstrahlung erwärmte Luft sich ausdehne und nach oben abflösse und dass deshalb das Barometer in den ersten Nachmittagstunden, wo dieses Abfliessen stattfände, fallen müsse. Da hierauf von den Seiten her Luft herzuströme, so müsse eine Verdichtung der Luft, also ein Steigen des Barometers, folgen. Die durch die nächtliche Wärmeausstrahlung hervorgerufene Verdünnung der Luft thue jedoch diesem Steigen Einhalt und rufe in der Zeit von 9 Uhr abends bis früh 3 Uhr ein abermaliges Sinken hervor.

Rykatschew wendet mit Recht dagegen ein, dass, da das Minimum der Temperatur nicht schon bald nach Mitternacht, sondern erst um Sonnenaufgang statthat, auch die Luftverdünnung bis dahin andauern müsse, aber nicht schon um 3^h oder 4^h ein erneutes Steigen eintreten könne. Im übrigen bringt auch er das Steigen und Fallen des Barometers mit einer Umlagerung der Luftmassen in Zusammenhang, indem er meint, dass sich durch die Erwärmung der Luft am Tage und ihre Abkühlung während der Nacht Luftströmungen über die ganze Erde ausbildeten von der Art, dass am Tage in den oberen Luftschichten die Luft von West nach Ost und in der Nacht von Ost nach West abflösse.

Dove glaubte die Barometeroscillationen durch Zuhilfenahme der täglichen Veränderungen im Dunstdruck erklären zu können, indessen bestätigen die Erfahrungen und Beobachtungen ebensowenig seine Ansichten wie die Rykatschew's.

Espy, Kreil und Davies vertreten die Ansicht, dass durch eine Art Manometerwirkung der einstrahlenden Wärme abwechselnd Verdichtungen und Verdünnungen in den unteren und den den darüber lagernden Luftschichten hervorgerufen werden, die nach Kreil dadurch zu stande kommen, dass die auf- und absteigenden Luftströmungen Hindernissen begegnen. Rykatschew lässt solche Hindernisse wohl für absteigende Luftströmungen gelten, weil hier die feste Erdoberfläche ein weiteres Fortbewegen der Luft hindere, kann aber nicht erkennen, wie ein aufsteigender Luftstrom in seinem Fortschreiten gehemmt werden könne. Auch Hann vermag die von Espy, Kreil und Davies vertretene Anschauung als richtige nicht anzusehen.

Der Mailänder Astronom Carlini war der erste, der erkannte, dass der grösste Teil der täglichen Barometerschwankung durch die Summe zweier periodischer Glieder repräsentiert werde, von denen das eine zwei Maxima und Minima im Laufe des Tages hat, das andere aber nur je ein Maximum und Minimum. Jede dieser Perioden habe ihre besondere Ursache; die eine derselben, welche in einem Cyklus von 24 Stunden einmal abläuft, schrieb er einer Wärmewirkung der Sonne auf die Atmosphäre zu und die andere, doppelt periodische, einer Anziehung der Sonne auf das Luftmeer.

Zu derselben Überzeugung kam später, davon unabhängig, Lamont, der ausserdem zeigte, dass sich in der einmaligen täglichen Oscillation eine merkwürdige Abhängigkeit vom Wechsel der Jahreszeiten sowie vom Witterungscharakter bemerkbar macht und dass die doppelte Schwankung im Gegensatz dazu eine grosse Konstanz bewahrt, die sie als Erscheinung ganz anderer Art charakterisiert. Er ist deshalb geneigt, die letztere als eine elektrische oder magnetische Wirkung anzusehen.

Nachdem so festgestellt war, dass die ganze Luftdruckschwankung in der Hauptsache durch die 2 ersten Glieder der Reihe:

$$\Delta P = a_1 \sin(x + A_1) + a_2 \sin(2x + A_2) + a_3 \sin(3x + A_3) + \ldots\ldots$$

darstellbar war, erschien es ausgeschlossen, diese Darstellungsweise als blosse mathematische Form zu bezeichnen. Hann*) hat sich deshalb in neuerer Zeit der mühevollen, aber höchst verdienstlichen Arbeit unterzogen, das gesamte vorliegende Beobachtungsmaterial mit Hilfe dieser „harmonischen Analyse" zu sichten und hat für mehr als 100 über den Erdball verteilte Orte die harmonischen Konstituenten a_1 a_2 A_1 A_2 beziehentlich für einige auch a_3 und A_3 mitgeteilt. Ohne im ganzen noch bestimmte Ansichten über das Wesen der täglichen Barometeroscillation auszusprechen, hat er doch dabei schon soviel festgestellt, dass die Amplitude a_2 der doppelt-periodischen Schwankung in gewissem Masse von der grösseren oder geringeren Sonnennähe abhängt, dass also vermutlich auch die doppelt-periodische Oscillation ein Effekt der Sonnenstrahlung ist.

*) Hann: Untersuchungen über die tägliche Oscillation des Barometers. Wien 1889. Sep.-Abd. aus dem 55. Bande der Denkschriften der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften.

In neuester Zeit ist endlich eine gleichzeitig mit der Hann'schen unternommene Arbeit von Angot*) in Deutschland bekannt geworden, welche ähnlichen Inhalt hat wie diese und insofern eine wertvolle Ergänzung derselben bildet, als in ihr die Abhängigkeit der harmonischen Konstituenten a_1 und a_2 nach Witterungscharakter, Jahreszeit und geographischer Breite schärfer zum Ausdruck kommt.

Da Verfasser der vorliegenden Abhandlung hofft, die Haupterscheinungen im täglichen Gange des Barometers lediglich durch Wärmeein- und Ausstrahlung erklären zu können, so mögen zunächst einige Bemerkungen über den täglichen Gang der Temperatur hier Platz finden.

I. Die Veränderlichkeit der täglichen Temperaturamplitude in der Vertikalen.

Die Temperatur der Luft, wie sie in 1—2 m Höhe über dem Erdboden gemessen wird, ist die Folge der verschiedensten Einflüsse. In erster Linie hängt sie ab von der direkten Erwärmung der Luft durch die tägliche Wärmeeinstrahlung und von der Wärmeausstrahlung in den Weltenraum, beziehentlich in höhere Luftschichten, dann aber mehr oder weniger von der Temperatur der Umgebung, beziehentlich der Unterlage. Eine trockne, feste Unterlage, die sich rasch und stark erwärmt, wirkt in entgegengesetztem Sinne auf sie ein, als eine feuchte, wässerige von nahezu sich gleichbleibender Temperatur. Wenn wir z. B. die Erfahrung machen, dass unter demselben Breitengrade die Temperaturamplitude an einem Orte mit trockner fester Unterlage 15—20° Celsius und an einem anderen, auf dem Meere befindlichen kaum 2° Celsius beträgt, so ist der Einfluss der Unterlage nicht zu verkennen; es hat in beiden Fällen ein Austausch der Luftwärme mit der der Unterlage stattgefunden von der Art, dass sich die Lufttemperatur an die der Unterlage anzulehnen sucht.

In jedem Falle zeigt sich, dass die Lufttemperatur ungefähr zur Zeit des Sonnenaufganges ein Minimum und zwischen mittags 12 Uhr und 3 Uhr nachmittags ein Maximum hat, und dass also die Zeit der Temperaturzunahme in der Regel viel kleiner ist als die der Abnahme.

Diese Thatsache kann sich auch kaum ändern, wenn man sich in vertikaler Richtung in der freien Atmosphäre erhebt. Es fällt zwar hier der Einfluss der Unterlage mehr und mehr und wahrscheinlich sehr rasch weg, und es ist die tägliche Temperaturschwankung der Luft, klaren Himmel vorausgesetzt, fast ausschliesslich die Folge der direkten Wärmeein- und Ausstrahlung; indessen zeigt gerade die Thatsache, dass sowohl bei fester, trockner, wie auch bei feuchter, in entgegengesetztem Sinne wirkenden Unterlage das Maximum der Temperatur zwischen 12 und 3 Uhr liegt, dass auch in freier Atmosphäre das Temperaturmaximum nicht ausserhalb dieses Zeitintervalles fallen kann.

Der Verfasser hofft an anderer Stelle noch zeigen zu können, dass unter dem blossen Einfluss der direkten Wärmeein- und Ausstrahlung und unter Vernachlässigung gewisser sekundärer Einflüsse der tägliche Gang der Lufttemperatur für die Tagesstunden in rationeller Weise durch eine elliptische, beziehentlich Kreisfunktion und für die Nachtstunden durch eine Exponentialfunktion auszudrücken ist. Jedenfalls kann soviel behauptet werden, dass die vielfach übliche Darstellungsweise des täglichen und jährlichen Temperaturganges durch eine Reihe von der Form:

$$\varDelta \tau = m_1 \sin(x + M_1) + m_2 \sin(2x + M_2) + m_3 \sin(3x + M_3) + \ldots\ldots$$

dem Wesen der Wärmebewegung in keiner Weise entspricht, sondern ein blosser rechnerischer Mechanismus ist.

*) Angot: Étude sur le marche diurne du baromètre. Annales du Bureau central Mét. p. 1887. Referat in d. Met. Zeitschrift 1890. Nov.-Heft.

Für das folgende ist die Veränderlichkeit der täglichen Temperaturschwankung in vertikaler Richtung von fundamentaler Bedeutung, und es darf hier der Satz ausgesprochen werden, dass die Temperaturamplitude umso kleiner wird, je mehr man sich von der Erdoberfläche entfernt. Denn es ist erwiesen, dass der Wasserdampf, mag er nun in Gasform, oder bereits in kondensiertem Zustande vorkommen, eine ganz bedeutende Rolle bei der Absorption der Wärme spielt. Erst neuerdings hat Angström*) die Tyndall'sche Behauptung von der grösseren Absorptionsfähigkeit der feuchten, nicht gesättigten Luft gegenüber der trockenen bestätigt. Beachtet man nun, dass der Dampfdruck, beziehentlich der Wasserdampfgehalt sehr rasch mit der Höhe abnimmt und dass er schon in einer Höhe von wenigen tausend Metern zu einer verschwindend kleinen Grösse herabsinkt, so ist klar, dass die Sonnenstrahlen bei ihrem Wege durch die Atmosphäre, welcher wenigstens 7—10 Meilen beträgt, in viel höherem Masse in den unteren, dichteren und wasserdampfreichen Luftschichten absorbiert werden, als in der trockenen, dünnen und reinen Luft des oberen Teils der Atmosphäre. Die Folge davon muss sein, dass das Maximum der Temperatur sich um so mehr über die tägliche Mitteltemperatur erhebt, je mehr man sich der Erdoberfläche nähert. Im besondern muss unter niederen Breiten, wo der Dampfdruck 20 mm und darüber beträgt, die Ungleichheit in der Erwärmung und die dadurch hervorgerufene, weiter unten zu betrachtende Reaktion eine besonders grosse sein.

Eine ähnliche Ungleichheit in der Erwärmung muss durch die Wärmeausstrahlung in den Weltenraum zu stande kommen; es müssen sich die unteren wasserdampfreicheren Luftschichten rascher und intensiver abkühlen als die oberen. Denn ohne noch ein bestimmtes, mathematisch formuliertes Gesetz über die Ausstrahlung aussprechen zu wollen, lässt sich doch soviel behaupten, dass das Bestreben der Wärme, in den Weltenraum ausgestrahlt zu werden, um so grösser ist, je grösser die vorherige Erwärmung war. Wie könnte auch sonst schon bald nach Mittag, während die Wärmeeinstrahlung noch immer eine bedeutende ist, die Temperaturzunahme bereits aufhören, um zur Abnahme überzugehen!

Aus alledem folgt, dass die Temperatur im Laufe jeden Tages zwischen um so kleineren Grenzen schwanken muss, je weiter man sich über die Erdoberfläche erhebt, und es ist wahrscheinlich, dass die Amplitude in der Höhe von einer Meile bereits eine verschwindend kleine sein wird.

II. Entstehung periodischer Verdichtungen und Verdünnungen und das thermische Äquivalent derselben.

Wenn man die vorstehenden Anschauungen als richtige anerkennt, so wird man weiter zugeben, dass in der Zeit, wo die Temperatur am raschesten ansteigt, etwa früh zwischen 9 und 10 Uhr, und in der Zeit, wo sie am raschesten abnimmt, etwa abends zwischen 5 und 6 Uhr, die untersten Luftschichten ein grösseres Bestreben haben, sich auszudehnen, beziehentlich zusammenzuziehen, als die darüber lagernden. Da nun ein seitliches Ausweichen der Luft unter Voraussetzung normaler, d. i. gleichartiger Erwärmungsverhältnisse nicht möglich ist und erst die Trägheit der ganzen darüber lastenden Atmosphäre überwunden werden muss, ehe die Ausdehnung, beziehentlich die Zusammenziehung der unteren Luftschichten sich vollziehen kann, so muss sich der Zustand der Luft zum Teil so ändern, wie sich der eines Quantums Gas bei konstantem Volumen ändert; es steigt der Luftdruck durch Zuführung von Wärme und er vermindert sich durch Entziehung derselben. Es tritt also eine Manometerwirkung ein, ähnlich wie sie Espy und Kreil annehmen; der Unterschied ist nur der, dass dieselbe nicht hervorgerufen wird durch auf- und

*) Angström. Wärmeabsorption von atmosphärischen Gasen. Annalen der Physik und Chemie. Bd. 39 H. 2.

absteigende Luftströmungen oder, was auf dasselbe hinauskommt, durch eine starke Erhitzung der untersten Luftschichten durch die Unterlage, sondern durch direkte Ein- und Ausstrahlung der Wärme. Denn die Atmosphäre befindet sich in der Regel in stabilem Gleichgewicht, d. h. es sind die oberen Luftschichten relativ wärmer als die unteren; deshalb können die unteren Luftschichten so lange Zeit eine grössere Wärmemenge aufnehmen, als die oberen, bis das indifferente Gleichgewicht erreicht und damit die Bedingung für Konvektionsströmungen vorhanden ist. Wenn wirklich ausserdem auf- und absteigende Luftströmungen in grösserem Masse sich entwickeln, so dürften dieselben wohl eher dazu wirken, die Regelmässigkeit der täglichen Barometeroscillation zu stören, anstatt sie zu fördern.

Es entsprechen jedoch die Veränderungen in den Luftdruck- und Temperaturverhältnissen der Luftmassen keineswegs ausschliesslich einer Zustandsänderung bei konstantem Volumen; es kombinieren sich vielmehr die verschiedenen Arten von Zustandsänderungen: die bei konstantem Druck, die bei konstantem Volumen und die adiabatische. Denn die Atmosphäre ist nicht abgeschlossen wie ein Gefäss von bestimmtem Volumen. Zu einem Teile vermag die von der Luft absorbierte Wärme die Ausdehnung und die ausgestrahlte Wärme die Zusammenziehung immer zu vollziehen. Besonders in den ersten Morgenstunden werden die dunklen Wärmestrahlen vorwiegend in den oberen Luftschichten zurückgehalten, und es wird dort der Ausdehnung der Luft ein so grosser Widerstand nicht entgegengesetzt, als in den unteren; auch wird für Orte höherer Breiten und hier namentlich für den Winter die Erwärmung der Luft sich langsamer von oben nach unten fortpflanzen als für niedere Breite, weil die Sonnenstrahlen im allgemeinen hier einen längeren Weg durch die Atmosphäre zu durchlaufen haben. Indessen vermag dieser Umstand die hier in Frage kommende Wirkung doch nicht aufzuheben; wenn die Zeit des grössten Temperaturanstieges und ebenso die des grössten Temperaturfalles herankommt, so suchen sich die unteren Luftschichten in extremerer Weise auszudehnen und zusammenzuziehen als die oberen, und es erfolgt die Zustandsänderung zum Teil bei konstantem Volumen. Es sind bei diesem Vorgang die unteren Luftschichten zunächst das Schiebende, die oberen das Geschobene; die unteren bilden den Angriffspunkt der Kraft, die oberen die zu bewegende Masse. Wenn dann die Trägheit überwunden ist und die längs einer und derselben Niveaufläche befindliche Luft sich in gleichmässiger Weise aufwärts bewegt hat, so stellt sich nicht ohne weiteres der alte Zustand der Ruhe wieder her. Denn die Luft ist ein elastisches Medium und es macht deshalb an der Erdoberfläche die durch Erwärmung erzielte Luftdrucksteigerung einer Verdünnung Platz, während sich diese als wirkliche Verdichtung nach oben fortpflanzt. In ähnlicher Weise wirkt die Wärmeausstrahlung; und wie nun die durch eine schwingende Saite oder eine schwingende Luftsäule erzeugten Töne in der umgebenden Luft abwechselnde Verdichtungen und Verdünnungen hervorrufen, durch welche sie sich fortpflanzen, so erzeugt hier die intermittierende Erwärmung und Abkühlung der unteren Luftschichten Schwingungsbewegungen in der gesamten Atmosphäre, die das Barometer periodisch zum Steigen und Fallen bringen. Der Unterschied ist nur der, dass die Bewegung äusserst langsam und in riesigen Dimensionen vor sich geht. Es wird dies bedingt einerseits durch die Kleinheit der wirkenden Kraft gegenüber der zu bewegenden Masse, andrerseits durch die Kontinuierlichkeit, mit der die Kraft lange Zeit hindurch wirkt. Wäre die Erwärmung und Abkühlung in der ganzen Höhe eine gleichzeitige und gleichstarke und die Luft ausserdem nicht elastisch, so würde das Volumen, beziehentlich die Höhe der Atmosphäre in dem Masse zu- und abnehmen, wie die Temperatur, ohne dass am Grunde des Luftmeeres, an der Erdoberfläche, eine Veränderung des Luftdruckes zu bemerken wäre. So tritt indessen die Reaktion der ungleichen Erwärmung in Form einer Luftdrucksteigerung schon vor Eintritt des Temperaturmaximums und die der ungleichen Abkühlung in Form einer Luftdruckverminderung lange vor Eintritt des Temperaturminimums ein.

Ehe des weiteren darauf eingegangen werden soll, wie Wärmeeinstrahlung und Ausstrahlung der täglichen Barometeroscillation ihren Charakter aufprägen, seien hier einige Bedenken Hann's gegen die von Espy-Kreil ausgesprochene Hypothese der Manometerwirkung erwähnt. Derselbe bemerkt an einer Stelle (pag. 48), dass die Espy-Kreil'sche Ansicht nicht mit der Thatsache verträglich sei, dass die Barometeroscillation an Orten mit verschwindend kleiner Temperaturamplitude (den Ozeanen) ebenso ausgeprägt als an solchen mit grosser ist, und fährt dann fort:

„Man darf nicht einwenden, dass die Temperaturzunahme der ganzen Atmosphäre oder höherer Schichten dabei in Betracht kommen mag, denn so wie man auf die Erwärmung höherer Schichten rekurriert, hört die Manometerwirkung auf das Barometer auf und das ganze Prinzip der Erklärung wird hinfällig."

Zur Beseitigung dieses Bedenkens soll untersucht werden, inwieweit die hier in Betracht kommenden Luftdruckschwankungen eine Veränderung in der Temperatur zur Voraussetzung haben; denn es ist klar, dass bei den gemachten Voraussetzungen jede Veränderung des Luftdrucks auch eine solche der Temperatur zur Folge haben muss.

Da die Zustandsänderung der Luft zum Teil herbeigeführt wird durch eine Erwärmung bei konstantem Druck, zum Teil durch eine solche bei konstantem Volumen, so ist auch die beobachtete Temperatur, beziehentlich die Differenz $\Delta\tau$ derselben mit der Mitteltemperatur des Tages aus verschiedenen Elementen zusammengesetzt. Der Hauptteil rührt, wenigstens in der Regel, von einer Wärmezufuhr oder Wärmeentziehung bei konstantem Druck, der sekundäre von einer solchen bei konstantem Volumen oder von einer damit in Zusammenhang stehenden adiabatischen Änderung; es ist also

$$\Delta\tau = \tau_{(p=const)} + \tau_{(v=const)}.$$

Ein Widerspruch im Hann'schen Sinne gegen die Möglichkeit einer Manometerwirkung würde nur dann eintreten, wenn irgendwo:

$$\Delta\tau < \tau_{(v=const)} \text{ wäre.}$$

Es sei nun der Zustand eines Quantums Luft gegeben durch die Gleichung: $p_0 v_0 = RT_0$; dann erhält man durch Zuführung eines Quantums Wärme bei konstantem Volumen einen neuen Zustand, der gegeben ist durch:

$$p_1 v_0 = RT_1.$$

Beide Gleichungen dividiert, giebt:

$$\frac{p_1}{p_0} = \frac{T_1}{T_0} \text{ oder } \frac{p_1 - p_0}{p_0} = \frac{T_1 - T_0}{T_0}.$$

Will man nun hieraus beispielsweise die Temperaturzunahme $T_1 - T_0$, die einer Luftdrucksteigerung von 1 mm entspricht, berechnen, so hat man: $(T_1 - T_0)_1 = \frac{T_0}{p_0}$.

Angewandt auf einen Ort, an dem die Temperatur etwa 20° Celsius und der Luftdruck 760 mm beträgt, ergiebt dies:

$$(T_1 - T_0)_1 = \frac{293}{760} = 0{,}385^0 \text{ Celsius.}$$

Da auf äquatorialen Oceanen die tägliche Barometeroscillation etwa 2 mm umfasst, so würde die zugehörige, einer Manometerwirkung entsprechende Temperaturamplitude im höchsten Falle 0,77° Celsius betragen, und da nun die wirkliche Temperatur noch immer eine Amplitude von 1—2° Celsius hat, so sieht man, dass die in Frage stehende Manometerwirkung mit den thatsächlichen Verhältnissen noch sehr wohl verträglich ist.

Da mit jeder Schwankung des Barometers eine solche der Temperatur verbunden ist, so muss die doppelt-periodische Schwankung des Luftdruckes auch eine sekundäre doppelt-periodische Schwankung der Temperatur zur Folge haben. Dass eine solche bei oberflächlicher Betrachtung nicht zu bemerken ist, darf nicht wunder nehmen, wenn man bedenkt, dass die beobachtete Temperatur von mehreren anderen Faktoren in viel höherem Masse abhängt, und dass, wie noch gezeigt werden soll, die sekundäre doppelte Temperaturamplitude ausserordentlich klein ist.

Will man nämlich aus der beobachteten Temperatur T_b diejenige Temperatur T_w ableiten, die vorhanden sein würde, wenn sich die Luft nicht zum Teil bei konstantem Volumen, sondern ausschliesslich bei konstantem Druck ausgedehnt oder auch zusammengezogen hätte, so hat man zu beachten, dass im letzteren Falle durch Zuführung derselben Wärmemenge die Temperaturerhöhung kleiner, nämlich nur $\frac{1}{k} = \frac{1}{1{,}41}$ mal der vorigen geworden wäre; man hat deshalb, wieder einer Luftdruckänderung von 1 mm entsprechend, die Grösse:

$$T_1 - T_0 - (T_1 - T_0)\frac{1}{k} = \frac{k-1}{k}.(T_1 - T_0) = \frac{0{,}4011}{1{,}4011}.\frac{T_0}{p_0}$$

von der beobachteten Temperatur T_b abzuziehen, um T_w zu finden.

Für mittlere und höhere Breiten, wo die tägliche Luftdruckschwankung an sich schon viel geringer als unter niederen ist, kommt diese Korrektion wegen ihrer Kleinheit nicht in Betracht; man hätte beispielsweise bei einer Differenz von $p_1 - p_0 = 0{,}2$ mm, $p_0 = 760$ mm und $\tau = 20\,^{\circ}$ C.:

$$T_w = T_b - 0{,}2.\frac{0{,}4011}{1{,}4011}.\frac{293}{760} = T_b - 0{,}022\,.\,^{\circ}\text{C}.$$

Man kann gegen dieses Verfahren einwenden, dass die Luftdrucksteigerung nicht notwendig eine Manometerwirkung zu sein braucht, sondern auch der Effekt einer wirklichen Verdichtung, beziehentlich einer Verdünnung sein kann. Es gestaltet sich indessen für diese Annahme die Reduktion ebenso. Es wird jetzt, wie dies z. B. bei der aus der Höhe zurückkehrenden Verdichtungswelle der Fall ist, eine Arbeit geleistet, dabei ändert sich zugleich der Luftdruck, die Temperatur und das Volumen, und es besteht bekanntlich die Beziehung:

$$p_b v_b^k = p_w . v_w^k.$$

Es sind hierin $p_b\,v_b$ und $p_w\,v_w$ Luftdruck und Volumen einer und derselben Luftmenge zu 2 verschiedenen Zeiten und $k = 1{,}41$. Daneben bestehen, wenn T_b und T_w die entsprechenden Temperaturen sind, die Beziehungen:

$$p_w v_w = RT_w.$$
$$p_b v_b = RT_b$$

Hieraus folgt:

$$\frac{p_b}{p_w}.\frac{v_b}{v_w} = \frac{T_b}{T_w}$$

und aus der 1. Gleichung:

$$\frac{v_b}{v_w} = \left(\frac{p_w}{p_b}\right)^{\frac{1}{k}}.$$

Kombiniert man diese beiden Beziehungen, so folgt:

$$\frac{T_b}{T_w} = \frac{p_b}{p_w}\left(\frac{p_w}{p_b}\right)^{\frac{1}{k}} = \left(\frac{p_b}{p_w}\right)^{1-\frac{1}{k}}.$$

Sucht man wieder die einer Luftdruckänderung von 1 mm entsprechende Temperaturänderung, so hat man $p_b = 1 + p_w$ oder $\frac{p_b}{p_w} = 1 + \frac{1}{p_w}$ zu setzen.

Entwickelt man nun nach dem binomischen Satze, zieht beiderseits die Einheit ab, und multipliziert beiderseits mit T_w, so folgt:

$$T_b - T_w = T_w\left(\left(1+\frac{1}{p_w}\right)^{1-\frac{1}{k}} - 1\right) = T_w\left(1 + \left(1-\frac{1}{k}\right)\frac{1}{p_w} + \left(1-\frac{1}{k}\right)\left(-\frac{1}{k}\right)\frac{1}{p_w^2} + \ldots\ldots - 1\right)$$

$$= T_w\left(\left(1-\frac{1}{k}\right)\frac{1}{p_w} + \left(1-\frac{1}{k}\right)\left(-\frac{1}{k}\right)\frac{1}{p_w^2} + \ldots\ldots\right)$$

Nun ist das zweite Glied bereits sehr klein im Verhältnis zum ersten, und es kann alles ausser dem ersten Gliede weggelassen werden. Setzt man ausserdem für $\frac{T_w}{p_w} = \frac{T_0}{p_0}$, was sehr nahe der Fall ist, so hat man:

$$T_b - T_w = \frac{T_w}{p_w} \cdot \frac{k-1}{k} = \frac{0{,}4011}{1{,}4011} \cdot \frac{T_0}{p_0}$$

d. h. es ist die thermische Korrektion für die entstehende Luftdruckschwankung dieselbe, mag die letztere durch wirkliche Verdichtungen, beziehentlich Verdünnungen der Luft hervorgerufen sein oder nur eine Manometerwirkung sein.

Berechnet man diese Temperaturkorrektionen für Orte niederer Breiten, so übersteigen dieselben im Maximum kaum $^1/_{10}{}^0$ C. Auf den tropischen Oceanen, wo die auffällige Erscheinung zu Tage tritt, dass das Temperaturminimum in der Regel schon früh gegen 4 Uhr und das Maximum schon zu Mittag oder noch vor Mittag eintritt, bewirken sie aber immerhin eine gewisse Verschiebung des Minimums nach Sonnenaufgang hin und des Maximums auf die Zeit nach Mittag, ein Umstand, der für die Richtigkeit der zu Grunde liegenden Anschauungen günstig ins Gewicht zu fallen scheint.

III. Stehende Wellen im Luftmeere und ihr mathematischer Ausdruck.

Fassen wir die Luftbewegungen und Luftdruckänderungen ins Auge, wie sie unter dem alleinigen Einfluss der Wärmeeinstrahlung zu stande kommen müssten, so haben diese grosse Ähnlichkeit mit den stehenden Schwingungen und Druckänderungen der einfachen Töne innerhalb einer offenen Pfeife. Das gedeckte Ende einer solchen entspricht der Erdoberfläche, das offene einem Punkte der freien Atmosphäre. Die Verdichtungen und Verdünnungen am gedeckten Ende, die in der Pfeife in der Regel durch Anblasen hervorgebracht werden, werden hier durch periodisch wiederkehrende Erwärmungen beziehentlich Abkühlungen hervorgerufen. Bei der offenen Pfeife werden die Schwingungen dadurch zu stehenden, dass am geschlossenen Ende auf die Verdichtung eine Verdünnung folgt und, da die letztere nicht über alle Grenzen gehen kann, eine rückläufige Bewegung der fortgeschrittenen Verdichtungswelle erzeugt wird; ähnliches findet bei dem Erwärmungsvorgange der Atmosphäre statt. Wenn die durch die Erwärmung erzeugte Luftdrucksteigerung nach etwa 6 Stunden, also nachmittags gegen 4 Uhr, einer ebensogrossen Verminderung Platz gemacht hat, so entsteht ein nach der Erdoberfläche zu gerichteter Gradient, der die bis zu gewisser Höhe fortgeschrittene Verdichtungswelle zum Teil zur Rückkehr nach dem Grunde des Luftmeeres zwingt, dort eine erneute Verdichtung nachts 10 Uhr und eine erneute Verdünnung früh um 4 Uhr hervorrufend. Die Amplituden dieser und mehr noch der folgenden Wellen würden jedoch sehr rasch an Grösse abnehmen, wenn nicht am folgenden Tage die erneute Wärmeeinstrahlung die noch vorhandene Bewegung unterstützte. Es herrscht auch hierin Uebereinstimmung mit den akustischen Vorgängen, wo die Schwingungsbewegung durch erneutes, stossweises Anblasen aufrecht erhalten wird, und es werden kraft dieses Umstandes die Schwingungen zu stehenden. Freilich darf dabei der Umstand nicht ganz übersehen werden, dass in der Atmosphäre wegen der raschen Abnahme des Luftdrucks nach oben die Bewegung aus dem dichteren Medium allmählich in ein dünneres übergeht, und dass deshalb die Vorgänge einige Modifikationen erleiden werden. Immerhin kann dieser Umstand die in Frage stehenden Wirkungen nicht ganz aufheben, und es soll deshalb im folgenden, um Komplikationen zu vermeiden, die Frage der Barometeroscillation so behandelt werden, als wenn sich die Dichtigkeit der Luft in der Vertikalen nicht änderte.

Eine ähnliche Schwingungsbewegung der Niveauflächen im Luftmeer muss unter dem blossen Einfluss der Wärmeausstrahlung zu stande kommen; dieselbe muss ihren Anfang nehmen um die Zeit des raschesten Temperaturfalles und mit einem Sinken des Barometers beginnen. Maxima und Minima werden sich jedoch in grösserem Zeitintervalle folgen müssen und die Amplitude der Schwingung wird im allgemeinen eine kleinere sein müssen. Denn der durch Wärmeausstrahlung hervorgerufene Temperaturfall ist im allgemeinen weniger steil als die Temperatursteigerung am Morgen, dauert aber dafür länger an als die letztere. Im Mittel des Jahres kommen auf ihn etwa 16 Stunden, auf jene nur etwa 8. Unter dem Einfluss der periodischen Wiederkehr der Wärmeausstrahlung entsteht vermutlich eine ganztägige stehende Schwingung.

Bekanntlich folgt die Schwingungsbewegung im widerstehenden Mittel der Differentialgleichung:

$$\frac{d^2y}{dt^2} = c^2 \frac{d^2y}{dx^2}$$

und es lautet das Integral derselben für den Fall, dass die Schwingungen stehende sind:

$$y = 2\alpha \cos \frac{2x}{\lambda} \sin \left(2\pi \frac{t}{T} + A\right)$$

Es sind hierin: y die Abweichung eines um die Entfernung x vom Anfangspunkt der Bewegung entfernten Luftteilchens, α die Amplitude der Schwingung, T die Zeit zwischen 2 aufeinander folgenden Maximis, λ die Wellenlänge und A eine Konstante, die so zu bestimmen ist, dass $\sin \left(\frac{2\pi t}{T} + A\right)$ zu einer gewissen Zeit seinen Maximalwert hat.

Den beiden durch Wärmeeinstrahlung und -Ausstrahlung hervorgerufenen Teilbewegungen entsprechend, hat man nun hier für die Wärmeeinstrahlung:

$$y_1 = 2\alpha_1 \cos\frac{2x}{\lambda_1} \sin\left(2\pi\frac{t}{T_1} + A_1\right)$$

und für die Wärmeausstrahlung:

$$y_2 = 2\alpha_2 \cos\frac{2x}{\lambda_2} \sin\left(2\pi\frac{t}{T_2} + A_2\right)$$

Die Summe beider $\qquad y = y_1 + y_2$

genügt so lange der vorstehenden Differentialgleichung, als:

$$\lambda_1 = cT_1 \text{ und } \lambda_2 = cT_2, \text{ also: } \frac{\lambda_1}{T_1} = \frac{\lambda_2}{T_2} \text{ ist.}$$

Diese Bedingung kann als erfüllt angesehen werden, soweit als überhaupt die vorgelegte Differentialgleichung noch auf eine Bewegung Anwendung finden darf, die nicht durch rasch aufeinander folgende Stossbewegungen, sondern durch eine kontinuirlich wirkende Kraft von periodischer Intensität verursacht wird.

Wie nun bei den Tönen einer offenen Pfeife die rückkehrende Verdichtungswelle zeitlich mit einem erneuten Anblasen zusammenfällt, so können auch hier stehende Schwingungen nur dann zu stande kommen, wenn die Schwingungsdauer der Einzelbewegungen in einfachem Verhältnis zu der Zeit zwischen zwei aufeinander folgenden Wellenerregungen, d. i. zur Länge des Tages, steht. Die Erfahrung deutet, wie schon erwähnt wurde und später noch wahrscheinlicher werden soll, darauf hin, dass für die Wärmeausstrahlung $T_1 = 24$ St. und für die Wärmeeinstrahlung $T_2 = \frac{T_1}{2} = 12$ St., also $\lambda_1 = 2\lambda_2$ ist. Es lässt sich nun die Bewegung der Luft unter der Form darstellen:

$$y = y_1 + y_2 = 2\alpha_1 \cos\frac{2\pi x}{\lambda_1} \sin\left(2\pi\frac{t}{T_1} + A_1\right) + 2\alpha_2 \cos\frac{2\pi x}{\lambda_2} \sin\left(\frac{2\pi t}{T_2} + A_2\right).$$

dies ist mit Rücksicht auf $\lambda_2 = \frac{\lambda_1}{2}$ $T_2 = \frac{T_1}{2} = 12$:

$$y = 2\alpha_1 . \cos\frac{2\pi x}{\lambda_1} . \sin\left(\frac{2\pi t}{T_1} + A_1\right) + 2\alpha_2 \cos\frac{4\pi x}{\lambda_1} \sin\left(\frac{4\pi t}{T_1} + A_2\right).$$

Die Luftdruckschwankung erhält man daraus durch Bildung von:

$$\Delta p \equiv \frac{d^2 y}{dt^2}; \text{ das ist:}$$

$$\Delta p = -\left(\frac{2\pi}{T_1}\right)^2 y_1 - \left(\frac{4\pi}{T_1}\right)^2 y_2.$$

Setzt man endlich hierin $x = o$, so hat man den Gang des Luftdruckes an der Erdoberfläche, nämlich:

$$\Delta P = -\left(\frac{2\pi}{24}\right)^2 . 2\alpha_1 \sin\left(\frac{\pi t}{12} + A_1\right) - \left(\frac{4\pi}{24}\right)^2 . 2\alpha_2 \sin\left(\frac{2\pi t}{12} + A_2\right)$$

oder, wenn man identisch setzt: $a_1 = -2\alpha_1 \cdot \left(\frac{2\pi}{24}\right)^2$

$$a_2 = -2\alpha_2\left(\frac{4\pi}{24}\right)^2 \text{ und } 15t = \frac{2\pi}{24}t = x$$

$$\Delta P = a_1 \sin(x + A_1) + a_2 \sin(2x + A_2)$$

Dies ist aber die bei der „harmonischen Analyse" übliche Darstellungsweise der täglichen Schwankung des Barometers.

Mit Rücksicht auf den Umstand, dass die die Bewegung hervorrufenden Kräfte nicht stossweise, sondern kontinuierlich wirken, würde die mathematisch-physikalische Behandlung des Problems in folgender Weise in Angriff zu nehmen sein.

Das Gleichgewicht der Atmosphäre an irgend einer Stelle x ist bestimmt durch die Differentialgleichung:

$g = -\frac{1}{\varrho_x}\frac{dp}{dx}$. Es ist hierin p der Luftdruck und ϱ_x die Dichtigkeit an der in der Höhe x befindlichen Stelle. Durch die ungleiche Erwärmung, beziehentlich Abkühlung der Atmosphäre im Laufe jeden Tages erleidet der Luftdruck p eine Veränderung und es entsteht ein vertikaler Gradient, der gegeben ist durch die Differenz:

$$g + \frac{1}{\varrho_x}\frac{dp}{dx}.$$

Dieser Gradient muss Bewegung hervorrufen; da jedoch die Bewegung im widerstehenden Mittel vor sich geht, so wäre es falsch, ohne weiteres $\frac{d^2y}{dt^2} = +g + \frac{1}{\varrho_x}\frac{dp}{dx}$ zu setzen, man hat vielmehr:

$$\frac{d^2y}{dt^2} = c^2\frac{d^2y}{dx^2} + g + \frac{1}{\varrho_x}\frac{dp}{dx}.$$

Der Integration dieser Gleichung stehen verschiedene Schwierigkeiten im Wege, vor allem die, dass p als Funktion der Höhe x und der Zeit t noch zu ermitteln ist. Dazu fehlen vor der Hand noch die durch Erfahrung zu gebenden nötigen Unterlagen. Erst nachdem man p und ϱ_x in richtiger Weise von der Höhe x und der Zeit t abhängig gemacht haben wird, kann an eine weitere Behandlung der Aufgabe gedacht werden.

IV. Die harmonischen Konstituenten a_3 und A_3

Nachdem gezeigt worden ist, dass sich die tägliche Schwankung des Barometers angenähert durch die 2 ersten Glieder einer nach den Sinus der Vielfachen des Stundenwinkels fortschreitenden Reihe darstellen lassen muss, gewinnen die von Hann und Angot berechneten Konstituenten a_1 a_2 A_1 und A_2 eine bestimmte Bedeutung, und es soll untersucht werden, ob die vorliegende Theorie mit den von jenen Forschern gefundenen hauptsächlichen Eigentümlichkeiten im Gange von a_1 a_2 A_1 und A_2 übereinstimmt, beziehentlich wie sich die letzteren aus der Theorie erklären lassen. Da das erste Glied $a_1 \sin(x + A_1)$ der Ausstrahlung der Wärme, das zweite $a_2 \sin(2x + A_2)$ der Einstrahlung entspricht, so müssen die weiteren Glieder, soweit sie zur genauern Darstellung der täglichen Barometerschwankung nötig sind, ein bloser rechnerischer Ausdruck dafür sein, dass die zu Grunde gelegten Voraussetzungen, die Bedingungen für die Bildung von stehenden Wellen, gar nicht oder nur unvollkommen erfüllt sind. Um darüber entscheiden zu können, mögen die harmonischen Konstituenten a_3 und A_3, soweit sie von Hann berechnet und mitgeteilt worden sind, hier aufgeführt werden.

Amplitude a_3 für die Orte:

Monat	Melbourne 37°49′ SB	Batavia 6° 11′ SB	Bombay 18°54′ NB	Calcutta 22°33′ NB	Lissabon 38°43′ N	Mailand 45° 28′	Genf 46° 12′	Kremsmünster 48° 4′	München 48° 9′	Prag 50° 5′
Januar	0,124	.02	.168	.193	.182	.125	.09	.108	.122	.106
Februar	.063	.02	.127	.137	.139	.106	.06	.072	.086	.072
März	.023	.05	.061	.051	.006	.056	.04	.052	.036	.043
April	.071	.07	.020	.048	.017	.018	.03	.020	.011	.018
Mai	.137	.06	.043	.102	.039	.035	.07	.034	.050	.050
Juni	.147	.07	.094	.094	.062	.042	.06	.038	.043	.052
Juli	.135	.07	.071	.092	.051	.038	.07	.054	.047	.063
August	.132	.06	.033	.081	.043	.020	.05	.011	.029	.043
September	.076	.05	.018	.017	.043	.037	.02	.029	.027	.032
Oktober	.005	.04	.081	.076	.086	.073	.03	.047	.065	.056
November	.076	.02	.124	.129	.144	.103	.07	.054	.090	.074
Dezember	.099	.01	.155	.183	.168	.121	.09	.094	.086	.106

Phasenzeit A_3 für die Orte:

Monat	Melbourne	Batavia	Bombay	Calcutta	Lissabon	Mailand	Genf	Kremsmünster	München	Prag
Januar	175°5′	211°18′	357°28′	356°48′	353°10′	354°29′	3,8°	8,9°	357°20′	354,1°
Februar	199°39′	302°45′	359°43′	356°55′	350°22′	352°56′	336,9°	335,2°	337°17′	335,7°
März	95°12′	342°27′	18°27′	3°44′	7°13′	356°56′	268,7°	336,6°	205°14′	299,7°
April	342°39′	3°0′	98°2′	208°43′	84°18′	67°37′	223,8°	331,1°	205°24′	138,7°
Mai	1°46′	6°35′	167°17′	201°26′	147°20′	126°52′	164,5°	148,9°	161°22′	141,3°
Juni	355°2′	31°1′	166°18′	184°10′	157°12′	135°58′	152,1°	118,6°	153°12′	120,1°
Juli	0°54′	25°37′	163°31′	182°0′	138°17′	135°0′	153,3°	129,9°	140°28′	131,6°
August	2°46′	29°58′	174°0′	200°26′	139°46′	95°42′	174,4°	202,2°	173°36′	163,9°
September	38°40′	33°58′	327°26′	267°4′	5°36′	14°2′	202,2°	347,6°	341°34′	5,9°
Oktober	225°0′	17°45′	357°35′	9°21′	6°9′	0°0′	11,6°	328,3°	353°41′	355,3°
November	175°14′	3°0′	10°35′	9°8′	6°58′	356°40′	20,7°	29,9°	359°50′	2,4°
Dezember	192°16′	273°0′	4°23′	2°44′	4°50′	355°15′	14,1°	358,3°	0°42′	25,6°

In diesen Zahlen sprechen sich folgende Eigentümlichkeiten aus:

1) Die Amplitude a_3 hat, abgesehen von der einzigen hier aufgeführten Äquatorialstation Batavia, die Tendenz, zur Zeit der Äquinoktien, also in den Monaten März-April einerseits und September-Oktober andererseits, sich der Null zu nähern.

2) Für die Wintermonate (z. B. auch für die Monate Juni, Juli, August von Melbourne) ist a_3 im allgemeinen grösser als für die Sommermonate.

3) Das Verhältnis der Amplitude a_3 zu der hier nicht aufgeführten Grösse a_1 oder auch a_2 nähert sich mit abnehmender Breite der Null.

4) Für Batavia ist a_3 das ganze Jahr hindurch verhältnismässig klein, doch ist es auch hier für die Zeit der Tag- und Nachtgleiche, die im ganzen mit der Zeit des höheren Sonnenstandes zusammenfällt, kleiner als für die übrigen Monate.

5) Die Veränderlichkeit der Phasenzeit A_3 ist, besonders im Verhältnis zu A_1 und A_2, eine sehr grosse und ausserdem eine sprungweise, und zwar von der Art, dass für die kältere Jahreszeit A_3 ungefähr 360° beträgt, und für die wärmere Jahreszeit zwischen 140° und 200° variiert, während in den Übergangsmonaten unbestimmte, keine Gesetzmässigkeit verratende Zwischenwerte eintreten.

Die Thatsache, dass a_3 nach der Zeit der Solstitien hin grösser wird und in den Äquinoktien einem Minimum zustrebt, zeigt, dass die tägliche regelmässige vertikale Luftbewegung im Sommer und Winter sich viel weniger dem Zustande stehender Wellen nähert als im Frühling und Herbst. Es stehen offenbar während der Solstitien die Zeiten der wiederkehrenden Verdichtungs- und Verdünnungswellen mit den Zeiten der erneuten Erwärmung und Abkühlung nicht mehr genügend im Einklang. Wahrscheinlich ist für den Sommer, der längeren Zeit der Wärmeeinstrahlung und der kürzeren der Wärmeausstrahlung entsprechend $T_2 > 12$ und $T_1 < 24$ und für den Winter umgekehrt $T_2 < 12$ und $T_1 > 24$, denn es unterscheiden sich Sommer und Winter sowohl hinsichtlich der Grösse der durch das 3. Glied repräsentierten Korrektion, als auch der Zeiten, auf welche die Maxima der Korrektion fallen müssen. Dass für die Äquinoktien eine solche Übereinstimmung in vollkommenerem Masse vorhanden ist, wird noch weiter unten aus dem Gange von a_1 und a_2 erhärten. Es geht dies aber auch daraus hervor, dass unter niederen Breiten, wo die Länge des Tages im Laufe des Jahres grösseren Schwankungen nicht unterworfen ist, also gewissermassen das ganze Jahr hindurch Äquinoktien statthaben, die Grösse a_3 verhältnismässig gering ist, und dass überhaupt mit abnehmender Breite die Verhältnisse $\frac{a_3}{a_2}$ und $\frac{a_3}{a_1}$ kleiner werden.

Soweit sich der Verfasser aus dem ihm zur Verfügung stehenden Zahlenmaterial ein Urteil hat bilden können, vermag man übrigens auch durch Anfügung des 3. Gliedes $a_3 \sin(3x + A_3)$ nicht zu erreichen, dass die nach der Formel:

$\varDelta P = a_1 \sin(x + A_1) + a_2 \sin(x + A_2) + a_3 \sin(3x + A_3)$ berechneten mit den beobachteten Werten zu allen Tagesstunden gleich gut übereinstimmen. Es gilt dies ebensowohl für die Äquinoktien, wie für die Solstitien und ist ein Beweis dafür, dass das 3. Glied dem Wesen der Barometerschwankung nicht konform, sondern eine rein äusserliche Korrektion ist. Nach den von Hann für Batavia und Melbourne aufgeführten Zahlen erhält man nämlich als Differenzen der berechneten und beobachteten Werte:

Melbourne				Batavia			
Juni $a_3 =$	$0{,}147$	Oktober $a_3 =$	$0{,}005$	Dezember $a_3 =$	$0{,}01$	Oktober a_3	$-\ 0{,}04$
Mittern.	$+\ 0{,}056$	Mittern.	$-\ 0{,}02$	Mittern.	$-\ 0{,}071$	Mittern.	$-\ 0{,}013$
1^h	$+\ 0{,}025$	1^h	$-\ 0{,}062$	4^h	$+\ 0{,}076$	2^h nachts	$-\ 0{,}006$
3^h	$-\ 0{,}05$	2^h	$-\ 0{,}062$	8^h	$-\ 0{,}021$	4^h	$-\ 0{,}001$
4^h	$-\ 0{,}024$	4^h	$+\ 0{,}11$	2^h nm.	$+\ 0{,}083$	10^h	$-\ 0{,}01$
6^h	$+\ 0{,}05$	10^h	$+\ 0{,}055$	10^h abds.	$+\ 0{,}024$	4^h nm.	$+\ 0{,}106$
10^h	$-\ 0{,}117$	4^h nm.	$+\ 0{,}018$			10^h	$-\ 0{,}07$
4^h nm.	$-\ 0{,}081$	10^h "	$+\ 0{,}095$				
10^h abds.	$-\ 0{,}048$						

Man sieht daraus, dass die Differenzen für einzelne Tagesstunden die Amplitude a_3 noch bedeutend überschreiten; es ist eben die ganze Darstellungsweise in jedem Falle nur eine näherungsweise.

V. Die Amplitude a_1 der ganztägigen Schwingung.

Zu den auffälligsten Erscheinungen im zeitlichen und örtlichen Gange der harmonischen Konstituenten gehört die grössere Variabilität von a_1 und A_1 im Gegensatz zu a_2 und A_2 und besonders deren grosse lokale Abhängigkeit. Diese Erscheinung erklärt sich in der Hauptsache aus dem Umstande, dass die Atmosphäre über einem Orte an verschiedenen auf einander folgenden Tagen zwar angenähert dieselbe Wärmemenge durch die Sonne zugestrahlt erhält, dass dagegen nicht gleichzeitig immer dieselbe Wärmemenge durch Ausstrahlung in den Weltenraum übergeht. Wenn der Himmel mit Wolken bedeckt ist, oder die relative Feuchtigkeit in höheren Schichten gross ist, oder irgendwelche staubartige Beimischungen in der atmosphärischen Luft vorhanden sind, so wird die am Tage absorbierte Wärme in geringerem Masse ausgestrahlt als bei reiner trockener Luft. Es ist besonders der Wasserdampf, der durch seine wärmehaltende Kraft für den Erdball als Wärmereservoir von grösster Wichtigkeit ist; er ermöglicht es zum Beispiel, dass sich manche Orte einer viel höheren und gleichmässigeren Jahrestemperatur erfreuen als ihrer geographischen Breite zukommen würde.

Es kann nicht ausbleiben, dass dieser Umstand auch bei der täglichen Barometerschwankung zum Ausdruck kommt. Wenn bei bedecktem Himmel oder grossem Feuchtigkeitsgehalt die Temperatur am Abend nicht so rasch und tief sinkt als sonst, so kann die Amplitude der einmaligen täglichen Barometerschwankung eine so grosse nicht werden. Die folgenden, auf den von Hann veröffentlichten Zahlenwerten basierten Punkte mögen als Beleg dafür dienen:

a) Auf den Meeren ist die Amplitude a_1 kleiner als auf dem Festlande gleicher Breite, weil die absolute und relative Feuchtigkeit im allgemeinen grösser ist. In den Beispielen hierzu ist zum Vergleich neben den durchschnittlichen Wert von a_1 der von a_2 gesetzt und es bedeuten die Zahlen Tausendstel von Millimetern.

Ozeane:		a_1/a_2	Festland:		a_1/a_2
Atlant. Ozean	0—5° N. B.	$^{165}/_{320}$	Christiansborg	5,30° N. B.	$^{350}/_{999}$
„ „	5—10° N. B.	$^{140}/_{810}$	Madras	13,5° N. B.	$^{588}/_{1015}$
Indischer u. stiller Ozean	8,7° N. B.	$^{326}/_{930}$	Singapore	1,15° N. B.	$^{525}/_{984}$
Bai von Bengalen . .	5° N. B.	$^{302}/_{923}$	Am Gabun	0,25° S. B.	$^{730}/_{1019}$
Stiller Ozean	6,4° S. B.	$^{264}/_{1042}$	Batavia	6,11° S. B.	$^{620}/_{950}$
„ „	13,6° S. B.	$^{301}/_{802}$	Rio de Janeiro	22,57° S. B.	$^{415}/_{784}$
„ „	33,3° S. B.	$^{214}/_{500}$	Cordoba	31,25° S. B.	$^{1004}/_{431}$

b) An den Küsten ist a_1 kleiner als im Binnenlande:

Küstenstationen:		a_1/a_2	Kontinentalstationen:		a_1/a_2
Bombay	18,54° N. B.	$^{467}/_{968}$	Calcutta	22,33° N. B.	$^{674}/_{994}$
Habanna	23,8° N. B.	$^{258}/_{664}$	Allahabad	25,26° N. B.	$^{764}/_{783}$
Kapstadt	34,56° S. B.	$^{122}/_{495}$	Melbourne*)	37,49° S. B.	$^{254}/_{561}$
Coimbra	40,12° N. B.	$^{144}/_{418}$	Madrid	40,24° N. B.	$^{371}/_{470}$
Lissabon	38,43° N. B.	$^{107}/_{438}$	Peking	39,57° N. B.	$^{743}/_{547}$
Triest	45,39° N. B.	$^{183}/_{283}$	Mailand	45,44° N. B.	$^{303}/_{357}$
Neapel	40,50° N. B.	$^{68}/_{317}$	Leipzig	51,20° N. B.	$^{153}/_{210}$
Utrecht	52,5° N. B.	$^{20}/_{220}$	Oxford	51,40° N. B.	$^{140}/_{249}$
Dublin	53,23° N. B.	$^{10}/_{231}$			

*) Melbourne liegt an einer von Land umschlossenen Meeresbucht.

c) Für alle feuchten Monate und Jahreszeiten ist a_1 und zu gleicher Zeit auch das Verhältnis a_1/a_2 kleiner als für trockne Monate und Jahreszeiten.

	Feuchte Monate:*)		a_1/a_2	Trockne Monate:	a_1/a_2
Bombay:	Juni	297			
	Juli	206	800	Oktober—Mai circa:	$^{550}/_{1050}$
	August	241			
Madras:	November	345			
	Dezember	320			
	Januar	402	1150	April—September circa:	$^{750}/_{1100}$
	Februar	463			
Calcutta:	Juni—Sept.		c. $^{550}/_{900}$	November—Mai	$^{700-900}/_{1050}$
Allahabad:	Aug., Sept., Okt.		c. $^{660}/_{924}$	Sommer (Mai, Juni, Juli)	$^{897}/_{792}$
Hongkong:	Sommer (Mai—Sept.)		c. $^{300}/_{700}$	Winter (Oktober—April)	$^{550}/_{850}$
Peking:	Juli		$^{523}/_{384}$	April	$^{1100}/_{655}$
	August		$^{569}/_{419}$	Mai	$^{1035}/_{580}$
Batavia:	Dezember, Januar		$^{520}/_{950}$	Juli—Oktober	c. $^{760}/_{950}$

Bai von Bengalen 0—10° N. B., Singapore, Melbourne (Australien) haben weder ausgeprägte Trockenzeit noch Regenzeit und weisen deshalb wesentliche Unterschiede im jährlichen Gange von a_1 nicht auf.

	Feuchte Monate	a_1/a_2	Trockne Monate	a_1/a_2
Hobarton (Van Diemes Land)	Mai:	$^{106}/_{485}$		
	Juni:	$^{84}/_{433}$	Die übrigen Monate:	c. $^{300-500}/_{500}$
	Juli:	$^{106}/_{480}$		
St. Helena:	Juli—Oktober	c. $^{70}/_{700}$	November—April	c. $^{200-300}/_{800}$
Ascension:	Juli	$^{152}/_{699}$	Februar	$^{379}/_{724}$
Santiago de Chile:	Juli, Aug., Sept.	c. $^{100}/_{450}$	Dez., Jan., Febr.	$^{300}/_{450}$

Habanna, Rio de Janeiro, Washington, Philadelphia, Albany haben ausgeprägte Regen- und Trockenzeit nicht; deshalb hat auch a_1 im Laufe des Jahres nahezu dieselben Werte.

Über den 40. Breitegrad hinaus lässt sich die Abhängigkeit der Grösse a_1 vom Feuchtigkeitsgehalt der Luft nicht mehr so deutlich verfolgen, einmal weil für die meisten Orte der gemässigten Zone ausgesprochne Regenperioden nicht existieren, andrerseits weil die andern Faktoren, von denen a_1 abhängt, mit zunehmender Breite mehr zur Geltung kommen. Die letzteren finden in folgenden Thatsachen ihren Ausdruck:

Es nimmt die Grösse a_1 im jährlichen Durchschnitt mehr und mehr ab, je mehr man sich vom Äquator den Polen nähert, und es erreicht a_1 in seinem jährlichen Gange für die meisten Orte der gemässigten Zone im Sommer ein Maximum, im Winter ein Minimum. Namentlich tritt dies hervor bei Stationen, für die die Veränderlichkeit der täglichen Temperaturamplitude im Laufe jeden Jahres eine grosse ist: so bei Nukuss (Turkestan), Toronto (Oberkanada), Bukarest, Mailand, Genf, Klagenfurt, Kremsmünster, Lesina (Insel im Adriatischen Meer), München, Wien, Paris, Prag, Leipzig, Nertschinsk (russische Stadt an der chinesischen Grenze), Magdeburg, Tiflis,

*) Nach Woeikof: Klimate der Erde.

Upsala, während bei Stationen mit geringerer Veränderlichkeit der täglichen Temperaturamplitude, wie Greenwich, Triest, Utrecht, Lissabon, Neapel, Coimbra wenig davon zu merken ist.

Die Erklärung dieser Erscheinungen ist eine naheliegende. Die Schnelligkeit, mit der die Temperatur abnimmt, hängt unter sonst gleichen Umständen ab von dem Grade der vorhergegangenen Erwärmung. Da nun die tägliche Temperaturamplitude im allgemeinen unter niederen Breiten am grössten ist und nach den Polen zu allmählich abnimmt, so muss auch die Wärmeausstrahlung und damit a_1 im jährlichen Durchschnitt mit wachsender geographischer Breite kleiner werden. Andrerseits muss sich an jedem Orte im Laufe des Jahres im Gange von a_1 infolge des wechselnden Sonnenstandes eine Veränderung vollziehen; denn wenn beispielsweise in einem Orte mittlerer Breite sich im Sommer die Temperatur um 10° C. über die niedrigste Tagestemperatur erhebt, so muss die durch nachmittägliche und nächtliche Wärmeausstrahlung verursachte Reaktion eine grössere sein, als wenn im Winter die gesamte Temperaturschwankung nur etwa 4° C. beträgt. Für Orte der heissen Zone einerseits und für die Polarzonen andrerseits ist nun die tägliche Amplitude im Laufe des Jahres geringeren Schwankungen unterworfen als für mittlere Breiten, und es muss desshalb auch in der gemässigten Zone ein Breitenkreis existieren, für den die Variabilität von a_1 im Laufe des Jahres ein Maximum ist. Es steht dies in der That im Einklang mit einem bemerkenswerten Resultat, welches Angot bei der Analyse der Grösse a_1 gefunden hat. Derselbe stellt die Grösse a_1 unter der Form dar:

$$a_1 = n + r \cos(l + \xi).$$

Es sind hierin n r und ξ Konstanten und l die vom Frühlingspunkt auf dem Äquator gezählte „Länge“ der Sonne. Indem er nun die Grössen n und r für verschiedene Orte der Erdoberfläche berechnet und vergleicht, findet er in Übereinstimmung mit dem obigen:

1) dass n und damit a_1 mit der zunehmenden Breite abnimmt und für Küsten- und Inselstationen bedeutend kleiner ist als für Kontinentalstationen.

2) dass r für das Meer und Inselstationen im Gegensatz zu den Kontinentalstationen sehr klein ist und auf dem Kontinent vom Äquator bis ungefähr 35° Breite wächst und von da nach den Polen zu wieder abnimmt, sodass a_1 in jener Breite ein Maximum in der Variabilität erreicht.

Das letzte Resultat deckt sich zwar mit den charakterischen Merkmalen, die Hann inbetreff der Grösse a_1 gefunden hat, nicht vollkommen. Hann findet nämlich, dass a_1 erst zwischen dem 43. und 50. Breitengrade im Sommer ein ausgeprägtes Maximum, im Winter ein Minimum hat, dass dagegen nach dem Äquator zu sich zwei Maxima im Frühling und Herbst und demgemäss neben dem absoluten Minimum im Winter ein sekundäres Minimum im Sommer entwickeln. Indessen scheinen die Ergebnisse beider Forscher, abgesehen von der kleinen Abweichung in betreff des Breitenkreises, mehr eine gegenseitige Ergänzung zu einander zu bilden, als einen Widerspruch in sich zu schliessen. Denn es verlangen die zu Grunde liegenden theoretischen Anschauungen neben dem Sommermaximum in den mittleren Breiten allgemein noch zwei Maxima zur Zeit der Äquinoktien, weil zu diesen Zeiten die Welle des vorhergehenden Tages und die neue durch Wärmeausstrahlung hervorgerufene Welle sich verstärken und angenähert stehende Schwingungen zustande kommen müssen. Für die heisse Zone, wo sich die Länge des Tages im Laufe des Jahres nur wenig ändert, und andererseits für die Polarzonen, wo sich während der Äquinoktien die Sonne kaum über den Horizont erhebt, können diese beiden Maxima wegen ihrer Kleinheit nicht bemerkt werden. Wenn man die verschiedenen, im entgegengesetzten Sinne auf a_1 einwirkenden Einflüsse ins Auge fasst, so wird es aber auch erklärlich, dass für mittlere Breiten die Abweichungen nach geographischer Breite und Jahreszeiten nicht entschiedener in die Erscheinung treten, als es in Wahrheit der Fall ist.

VI. Die Amplitude a_2 der halbtägigen Oscillation.

In den letzten Bemerkungen liegt zugleich die Erklärung für die Haupterscheinung, die man im Gange der Amplitude a_2 gefunden hat; es hat a_2 nach Hann (pag. 35—37) übereinstimmend über der ganzen Erde jährlich zwei starkentwickelte Maxima im Frühling und Herbst. Denn wie die ganztägige Welle, so wird auch die halbtägige zu diesen Zeiten eine ausgeprägtere, weil die Wirkung der täglichen Wärmeeinstrahlung durch die vom vorigen Tage noch vorhandene Bewegung verstärkt wird.

Es steht nun sofort zu vermuten, dass a_2, wenn es durch die Wärmeeinstrahlung hervorgerufen wird, ähnlich wie a_1 eine Abhängigkeit einerseits nach geographischer Breite, andrerseits nach Jahreszeit zeigen wird. In der That haben Hann und Angot, zum Teil übereinstimmend, eine solche nachgewiesen.

Betreffs der ersteren findet Hann (pag. 24 und 25), dass die Amplitude a_2 der halbtägigen Oscillation in hohem Masse mit der Breite wechselt; sie nimmt vom Äquator nach den Polen zu bedeutend ab und es ist die Abnahme eine viel grössere, als sie den jedem Breitengrade zugestrahlten Wärmemengen entsprechen würde. Dagegen scheint die Beschaffenheit der Unterlage einen geringeren Einfluss auf a_2 als auf a_1 zu üben.

Im jährlichen Gange der Amplitude ist neben den schon erwähnten Maximis zur Zeit der Äquinoktien noch eine zweite, sekundäre Schwankung mit nur einem Maximum und Minimum zu bemerken. Diese wird nach Hann durch die ungleiche Entfernung von Sonne und Erde im Laufe des Jahres veranlasst; nach Angot hat sie vorwiegend lokale Ursachen und ruft unter anderem eine Schwächung der Amplitude a_2 für die Sommermonate von Indien hervor.

Es soll nun untersucht werden, ob und in welcher Weise sich auch diese Erfahrungen mit der vorstehenden Theorie in Übereinstimmung bringen lassen. Zunächst soll nachgewiesen werden, dass a_2 nach derselben nicht einfach proportional mit der täglich eingestrahlten Wärmemenge zu- oder abnehmen kann, sondern von verschiedenen Faktoren abhängt.

Bei der Wellenerregung in den Vormittagsstunden sind weiter oben schon zwei Teile unterschieden worden: die unteren Luftschichten als das Schiebende, die oberen als das Geschobene. Der vertikale Gradient, der sich durch die ungleiche Erwärmung der unteren Regionen der Atmosphäre ausbildet, ist die Kraft, die oberen Schichten sind die zu bewegende Masse. Die Grenze zwischen diesen beiden Teilen kann natürlich keine scharfe sein und muss mit der Jahreszeit und der Beschaffenheit der Luft wechseln. Nehmen wir zunächst an, dass an verschiedenen Orten sich der nämliche vertikale Gradient ausgebildet hätte, dagegen die Masse der zu hebenden Luft verschieden sei; dann ist klar, dass die grössere Masse der Bewegung auch grösseren Widerstand entgegensetzen wird als die kleinere, und dass infolgedessen die Reaktion der Trägheit auf die schiebende Luft, die Steigerung des Luftdruckes in der letzteren, im ersteren Falle grösser sein muss als im zweiten. Es muss demnach auch die ganze doppelte periodische Luftdruckschwankung eine intensivere werden.

Eine solche Verschiebung der Grenze zwischen bewegten und bewegenden Luftmassen im Laufe des Jahres ist nun besonders für mittlere Breiten wahrscheinlich. Denn der entstehende Gradient bildet sich in den stark absorbierenden, das ist wasserdampfreicheren, unteren Luftschichten aus. Da nun im Sommer der Dampfdruck wesentlich höher ist als im Winter, so muss im Sommer auch die Grenze der stärker absorbierenden Luftschichten weiter von der Erdoberfläche entfernt liegen als im Winter und dementsprechend die beide Mal zu hebende Luftsäule eine verschiedene sein. Unter alleinigem Einfluss dieses Umstandes würde hiernach die Luftdruckschwankung für mittlere Breiten im Winter grösser werden müssen als im Sommer. Diese Grenze kann auch mit dem Witterungscharakter wechseln; am meisten da, wo ausgeprägte Trocken- und Regenzeit vorhanden ist. Wenn z. B. in Vorderindien der feuchte, wasserdampfreiche und weit emporreichende Monsun einfällt, so scheint dieser Umstand einer Abschwächung der Amplitude a_2, wie sie dort und in anderen Gegenden während der feuchten Jahreszeit gefunden wird, günstig zu sein.

Andrerseits muss freilich untersucht werden, ob und in welcher Weise sich bei diesen Vorgängen die bewegende Kraft, der entstehende Gradient, ändert. Es entsteht da die Frage: Hängt der Gradient ebenso einfach mit dem wirkenden Agens, der eingestrahlten Wärmemenge zusammen, wie a_1 mit der ausgestrahlten? In diesem Falle müsste a_2 für den Sommer mittlerer Breiten regelmässig grösser sein als für den Winter. Das ist aber nicht der Fall, sondern eher das Gegenteil.

Dennoch ist die Abhängigkeit der Grösse a_2 von der einstrahlenden Wärme vorhanden; sie ist von Hann auf das deutlichste nachgewiesen worden. Es ist nur der Zusammenhang beider Elemente ein bedeutend komplizierterer als bei a_1, weil die Art, wie die Wärmeeinstrahlung und die Erwärmung der Atmosphäre erfolgt, eine ganz andre ist, wie die Art der Wärmeausstrahlung.

Bekanntlich schwankt die Intensität der Sonnenstrahlung vom Sommer, wo die Sonne im Aphelium steht, zum Winter, wo sie sich im Perihelium befindet, um etwa $\frac{1}{15}$ ihres mittleren Betrages. Dieser Umstand muss den vertikalen Gradienten am Vormittag für den Winter der nördlichen Halbkugel bei gleichem Einfallswinkel der Sonnenstrahlen grösser gestalten als für den Sommer; es muss also auch a_2 grösser oder kleiner werden, so lange als sich die durchschnittliche Sonnenhöhe nicht gleichzeitig bedeutend ändert. Mit Rücksicht auf den letzten Umstand untersuchte Hann den Gang von a_2 für alle Stationen zwischen den Wendekreisen, wo die Tageslänge und deshalb die Art der Erwärmung der Atmosphäre für das ganze Jahr annähernd dieselbe ist, und fand, dass a_2 thatsächlich im Winter durchschnittlich um etwa $\frac{1}{10}$ grösser ist als im Sommer. Er schliesst daraus, dass die Variation der Amplitude a_2 nicht ein einfacher Effekt der korrespondierenden Variation der Intensität der Sonnenstrahlung ist, sondern noch andre, wahrscheinlich meteorologische Ursachen habe. Als eine solche ist schon oben das Vorhandensein weit emporreichender feuchter Luftströmmungen in den Sommermonaten der meisten Stationen der heissen Zone hingestellt worden.

Auch für mittlere und höhere Breiten muss der Wechsel in der Intensität der Sonnenstrahlung auf die Grösse von a_2 von Einfluss sein. Er ist ein zweiter Grund dafür, dass a_2 in der nördlichen Hemisphäre für den Sommer eine Abschwächung erfahren muss im Verhältnis zum Winter. Dass sich eine solche in den numerischen Werten von a_2 nicht ausspricht, hat seinen Grund in einem dritten, in entgegengesetztem Sinne auf a_2 einwirkendem Umstande. Dieser Umstand ist derselbe, der im Gange von a_1 für mittlere Breiten in der warmen Jahreszeit ein Maximum erzeugte: die grössere Wärmemenge, die dem betreffenden Orte zugestrahlt wird. Durch dieselbe muss der vertikale Gradient unter sonst gleichen Umständen grösser werden, und zwar nicht allein wegen der Quantität der Wärme, sondern auch deshalb, weil im Sommer die Sonne rascher am Himmel aufsteigt.

Das Zusammenwirken so verschiedener sich zum Teil in ihrer Wirkung aufhebender Einflüsse macht es erklärlich, dass im Gange von a_2 ein bestimmter Gegensatz zwischen Sommer und Winter für mittlere Breiten nicht zu erkennen ist. Für die südliche Halbkugel, wo ein solcher eher zu erwarten ist, liegt leider noch zu wenig zuverlässiges Beobachtungsmaterial vor, um ein abschliessendes Urteil gewinnen zu können.

Es bleibt nun in betreff der a_2 betreffenden charakteristischen Merkmale noch eine Frage zu beantworten übrig: wie kommt es, dass a_2 vom Äquator nach den Polen zu eine so entschiedene Abnahme aufweist? Die eingestrahlte Wärmemenge kann der alleinige Grund dafür nicht sein. Denn wenn man beispielsweise die der Erde zugestrahlten Wärmemengen für das Sommersolstium vergleicht, so findet man, dass dieselben vom Äquator nach den Polen zu wachsen; man findet nach Meech in Relativzahlen für den Äquator 881, unter 40° N. B. 1107 und am Nordpol sogar 1202, und dennoch ist a_2 zu jener Zeit unter dem Äquator ungleich grösser als unter 40° N. B.

oder gar am Nordpol. Der Grund liegt, abgesehen von einigen schon berührten Punkten (z. B. der grösseren Wärme-Absorptionsfähigkeit der unteren Luftschichten am Äquator) in der zeitlich verschiedenen Erwärmung der oberen Luftschichten gegenüber den unteren. Je kleiner der durchschnittliche Winkel ist, unter dem die Sonnenstrahlen einfallen, um so mehr muss die Erwärmung der oberen Luftschichten der der unteren zeitlich vorangehen. Demnach werden die oberen Luftschichten bereits die durch Erwärmung erforderte Ausdehnung zum Teil vollzogen haben, ehe in den unteren das Maximum der Spannung eingetreten ist, sie werden sich bereits nach oben in Bewegung gesetzt haben, ehe die ungleiche Erwärmung in der Vertikalen ihren Höhepunkt erreicht hat. Natürlich ist zur Fortbewegung einer bereits in Bewegung befindlichen Masse eine geringere Kraft ausreichend, und deshalb muss α_2 unter mittleren Breiten kleiner werden, als in der heissen Zone, wo die Erwärmung der Atmosphäre sich rasch von oben nach unten vollzieht.

Die zeitlich ungleiche Erwärmung macht es auch verständlich, dass die Phasenzeiten der doppelten täglichen Barometerschwankung verhältnismässig so konstante über der ganzen Erde sind; das vormittägliche Maximum tritt fast immer früh zwischen 9 und 10 Uhr ein. Wenn sich die Erwärmung der Atmosphäre unter mittleren und höheren Breiten in den ersten Tagesstunden nicht vorwiegend auf höhere Luftschichten erstreckte, so würde daselbst im Sommer die Reaktion der Erwärmung schon eher eintreten, als für niedere Breiten; durch die zeitliche Verschiedenheit in der Erwärmung wird jedoch die Ausbildung des für die Bewegung nötigen vertikalen Gradienten weiter hinausgeschoben. Dass ein solches Hinausschieben im Winter nicht zu erkennen ist, mag seinen Grund wohl darin haben, dass die oberen Luftschichten wegen ihres geringeren Wasserdampfgehaltes zu dieser Zeit von der einstrahlenden Wärme fast gar nicht affiziert werden. Im ganzen dürfen die Phasenzeiten der doppelten wie auch der einfachen Barometerschwankung schon deshalb nicht allzuweit von der 10. Morgenstunde, beziehentlich der 6. Abendstunde abweichen, weil um diese Zeiten die Zunahme und Abnahme der Temperatur, vermutlich in der ganzen Höhe des Luftmeeres, am raschesten vor sich gehen.

VII. Die Luftdruckschwankungen in der freien Atmosphäre und in Gebirgen und ihr Zusammenhang mit den Gebirgs-, Land- und Seewinden.

Wenn die an jedem Tage von der Atmosphäre absorbierte oder ausgestrahlte Wärme die Ausdehnung und Zusammenziehung der Luft ohne alle Hindernisse bewerkstelligen könnte, so würden sich die Flächen gleichen Druckes an jedem Tage in demselben Masse heben und senken, wie die Temperatur zu- oder abnimmt. Von Sonnenaufgang bis wenige Stunden nach Mittag würden sie sich aufwärts und von da bis wieder zum Sonnenaufgang abwärts bewegen. Die Folge davon würde sein, dass an einer Stelle in der Entfernung x von der Erdoberfläche der Luftdruck am Tage steigen und nach begonnener Wärmeausstrahlung fallen müsste, denn die einstrahlende Wärme hebt einen Teil der vorher unter dem Niveau x befindlichen Luftmasse empor und die Ausstrahlung lässt ihn unter das Niveau x sinken. Thatsächlich kann sich die Luft nach dem vorhergehenden nicht ganz ungehindert zusammenziehen und ausdehnen; immerhin vollzieht sich aber zu einem grossen Teile die Ausdehnung und Zusammenziehung in der eben betrachteten Art. Deshalb ist in der oben abgeleiteten Formel:

$$y = 2\alpha_1 \cos\frac{2x\pi}{\lambda_1} \sin\left(\frac{2\pi}{24}t + A_1\right) + 2\alpha_2 \cos\frac{4x\pi}{\lambda_1} . \sin\left(\frac{4\pi}{24}t + A_2\right)$$

y nicht als Abstand von einer festen, sondern von der um die Gleichgewichtslage x auf- und abwärts schwingenden Niveaufläche aufzufassen; oder es ist, wenn man einen Ausdruck für die Luftdruckänderung $\varDelta p$ in einem festen Punkte der freien Atmosphäre gewinnen will, auf die schon abgeleitete doppelt-periodische Druckänderung noch eine von der täglichen Temperaturänderung abhängige Periode aufzusetzen. An der Erdoberfläche ist diese Korrektion im allgemeinen gleich Null; wenn indessen die Erwärmungs- und Abkühlungsverhältnisse der Luft in horizontaler Richtung nicht gleichartige sind, so kann auch hier zu der regelmässigen Schwankung des Luftdruckes noch eine sekundäre von andrer Art kommen.

Dies ist der Fall an Meeresküsten und in der Nähe von Gebirgen, wo Land- und Seewinde beziehentlich Berg- und Thalwinde einen Lufttransport herbeiführen. Die Entstehung dieser Winde erklärt sich nach Hann und Angot so:

Die intensivere Erwärmung, die die Luft direkt über der festen trocknen Erdoberfläche oder auch in einem von kahlen Höhen eingeschlossenen Gebirgsthale durch die Unterlage erfährt, ruft ein Auflockern der Luft und damit ein Steigen des Luftdruckes in einiger Höhe hervor. Da nun ein solches über dem Meere, wo sich die Unterlage nur in geringem Masse erwärmt und über einem Berggipfel, wo eine darunter befindliche, sich ausdehnende Luftmasse nicht vorhanden ist, nicht in dem Masse stattfinden kann, so bildet sich in der Höhe ein horizontaler Gradient aus, der vom festen Lande nach dem Meere, beziehentlich nach dem Abhang des Gebirges zu gerichtet ist. Im ersten Falle ruft dieser eine Zirculation der Luft hervor, die in einiger Höhe vom Lande zum Meere, und, nachdem hierdurch der Luftdruck auf dem Meere unweit der Meeresküste gestiegen ist, an der Erdoberfläche vom Meere nach dem Lande zu gerichtet ist; es weht von etwa vormittags 10 Uhr bis zum Sonnenuntergang der Seewind. Im zweiten Falle entsteht eine Luftzirculation umgekehrter Art; der horizontale Gradient treibt die Luft nach der Höhe des Gebirges und ruft dort ein Steigen des Luftdruckes hervor; es entsteht der Bergwind, der während der warmen Tagesstunden den Berg hinauf weht.

Die Wärmeausstrahlung ruft die umgekehrte Wirkung hervor; es senken sich die Niveauflächen über dem festen Lande, beziehentlich über Gebirgsthälern in höherem Masse als über den Meeren und den Berggipfeln, und es entsteht so ein horizontaler Gradient, der von der Höhe über dem Meere, beziehentlich vom Berggipfel nach dem festen Lande, beziehentlich dem Gebirgsthal gerichtet ist. Es findet über dem Meere deshalb in der Höhe ein Luftabfluss nach dem Lande statt, der an der Erdoberfläche eine entgegengesetzte Luftströmung vom Lande zum Meere nach sich zieht. In den Gebirgen bewirkt dieser Gradient ein Hinunterfliessen der Luft am Abhang und zwar schon deshalb, weil die erkaltete und deshalb schwerere Luft als solche das Bestreben haben muss, die leichtere Luft im Thal aus ihrer tieferen Lage zu verdrängen.

Im ganzen ist der Effekt der Land- und Seewinde, beziehentlich der Gebirgswinde der, dass durch dieselben im Laufe jeden Tages eine Umlagerung der Luftmassen stattfindet von der Art, dass von etwa vormittags 10 Uhr bis zum Sonnenuntergang ein Teil der über dem festen Lande oder Gebirgsthale lagernden Luft nach dem Meere, beziehentlich der Höhe des Gebirges transportiert wird, während in der Nacht bis etwa zum Sonnenaufgang das umgekehrte stattfindet. Demgemäss wird das Maximum der so entstehenden Welle auf hohen Bergen und über dem Meere etwa nachmittags um 4 Uhr und das Minimum nach Mitternacht zu suchen sein; für das feste Land und ein von Bergen umschlossenes Thal gilt das umgekehrte. Die ganze Erscheinung, die, wie Hann sehr treffend bemerkt, mit der täglichen regelmässigen Oscillation des Barometers nichts zu thun hat, ist natürlich, da sie von lokalen Bedingungen abhängt, in ihrem Verlaufe vielfachen Modifikationen unterworfen, sowohl was den Grad der entstehenden Verdichtungen und Verdünnungen anbelangt, als auch in Bezug auf die Eintrittszeiten der Maxima und Minima. So bewirkt z. B. eine grössere Unebenheit der Meeresküste, dass sich der Landwind nicht so kräftig entwickelt wie der Seewind, oder so verursacht eine Vergrösserung der Gegensätze in der Erwärmung und Abkühlung der Luft über dem festen Lande und über dem Meere oder Gebirgen auch eine Vergrösserung der Amplitude der entstehenden Welle. Obwohl nun diese Welle ihrer ganzen Entstehungsweise nach, sowohl in Bezug auf Amplitude als auch Phasenzeit, streng genommen einen anderen Charakter hat, als die oben betrachtete, regelmässige ganztägige Welle, so kommt sie einer solchen in ihrer Wirkung doch nahe. Es soll deshalb im folgenden vorausgesetzt werden, dass neben der ganztägigen, durch Wärmeausstrahlung erzeugten Luftdruckschwankung noch eine zweite von derselben Art bestände und untersucht werden, wie dieser Umstand in den Verlauf der regelmässigen Barometeroscillation eingreift.

Es seien a_1 a_2 A_1 und A_2 Amplituden und Phasenzeiten der regelmässigen ganz- und halbtägigen Barometeroscillation, b und B die der auf jene aufzusetzenden Welle. Dann kann die doppelt-periodische Schwankung des Barometers durch die letztere eine Störung nicht erleiden, dagegen wird sich die regelmässige, ganztägige Schwingung mit ihr durch Interferenz zu einer neuen Welle von andrer Amplitude und Phasenzeit kombinieren müssen. Die letzteren hängen ganz ab von den Amplituden und Phasenzeiten der beiden interferierenden Wellen. Seien c und C Amplitude und Phasenzeit der resultierenden Welle, so ist:

$$c \sin(x + C) = a_1 \sin(x + A_1) + b \sin(x + B)$$

und es bestimmen sich c und C aus den Gleichungen:

$$c^2 = a_1{}^2 + b^2 + 2 a_1 b \cos(A_1 - B)$$

$$\operatorname{tang} C = \frac{a_1 \sin A_1 + b \sin B}{a_1 \cos A_1 + b \cos B}.$$

Nehmen wir nun an, dass, wie dies im vorhergehenden als angenähert richtig hingestellt ist, über dem trocknen Festlande und über Gebirgsthälern die Phasenzeit A_1 der regelmässigen täglichen Welle mit der Phasenzeit B der lokalen Welle zusammenfällt, und dass diese Phasenzeiten über dem Meere und auf Berggipfeln um grade 12 Stunden differieren, so hat man im ersten Falle wegen $A_1 = B$

$$c = a_1 + b \text{ und } \operatorname{tang} C = \operatorname{tang} A_1, \text{ also } C = A_1 (+ n . 180)$$

und im zweiten wegen $A_1 = B_1 + 180$

$$c = a_1 - b \text{ und } \operatorname{tang} C = \operatorname{tang} A_1, \text{ also } C = A_1 (+ n . 180).$$

In Worten heisst dies: Es erleidet im ersten Falle die Phasenzeit eine Veränderung nicht, dagegen erfährt die Amplitude der ganztägigen Schwingung eine bedeutende Verstärkung; im zweiten Falle tritt eine Schwächung der Amplitude ein und es bleibt die Phasenzeit entweder dieselbe oder sie kehrt sich um, je nach dem $b <$ oder $> a_1$ ist.

Hierin liegt die Erklärung für die von Hann (pag. 15) aufgeführte Erscheinung, dass a_1 für viele Gebirgsthäler und Orte, die unter dem Einfluss eines nahen Gebirges stehen, z. B. Peking, eine starke Vergrösserung erfährt, ohne dass sich A_1 wesentlich änderte, zugleich aber auch die Erklärung für die folgenden bei korrespondierenden Beobachtungen zwischen Meer und Küstenland und Berg und Thal gemachten Erfahrungen:

Sandheads (Golf von Bengalen)	$a_1 = 0{,}17$	Calcutta	$a_1 = 0{,}74$
Dodabetta (2260 m)	$a_1 = 0{,}217$	Madras	$a_1 = 0{,}621$
Longwood (540 m)	$a_1 = 0{,}189$	Jamestown	$a_1 = 0{,}240$
Sierra de Estrella (1850 m) .	$a_1 = 0{,}216$	Coimbra	$a_1 = 0{,}341$

Um freilich die den letzteren Beobachtungen entsprechenden Verschiebungen der Phasenzeiten zu verstehen, ist es nötig, zwischen niederen und mittleren Breiten einen Unterschied zu machen. Es ist unter mittleren Breiten das Verhältnis der Amplitude b der lokalen Welle zu der der regelmässigen im allgemeinen ein grösseres als unter niederen. Es geht dies auch daraus hervor, dass die Vergrösserung von a_1 durch die lokale Welle für fast alle Stationen höherer und mittlerer Breite (z. B. Irkutsk und Bozen) eine bedeutendere ist als für niedere Breiten (Mexico, Puno, Angola). Infolgedessen kommt in der Formel für die resultierende Phasenzeit:

$$\operatorname{tang} C = \frac{a_1 \sin A_1 + b \sin B}{a_1 \cos A_1 + b \cos B}$$

für mittlere Breiten der Grösse b ein grösseres Gewicht als a und für niedere umgekehrt a ein grösseres Gewicht als b zu. Es muss deshalb, so lange die lokale Welle sich nicht genau mit der regelmässigen ganztägigen in der Phasenzeit deckt oder um genau 12 Stunden differiert, die resultierende Phasenzeit C für niedere Breiten näher an A, für mittlere näher an B liegen. So erklärt es sich, dass die Phasenzeit von a_1 bei den Sandheads um nur 4 Stunden, auf dem Dodabetta um $5^1/_2$ Stunden, dagegen am Pic von Teneriffa und auf der Sierra da Estrella um $9^1/_2$, beziehentlich $11^1/_2$ Stunden gegen die in den korrespondierenden Stationen verschoben erscheint.

Im ganzen liegt noch zu wenig Beobachtungsmaterial vor, um den Einfluss der Land- und Seewinde, beziehentlich der Gebirgswinde auf die regelmässige Barometeroscillation in seinen Einzelheiten feststellen zu können, oder um die Frage entscheiden zu können, inwieweit die entstehende Luftumlagerung einer ganztägigen Welle nahe kommt; dazu würde in jedem Falle eine eingehende Berücksichtigung der die Erwärmung und Abkühlung der Luft modifizierenden lokalen Verhältnisse erforderlich sein.

Im Grunde genommen verdanken die Gebirgswinde ihre Entstehung dem Umstande, dass sich, weil jede entstehende Ungleichheit das Bestreben eines Ausgleiches hervorruft, die Luftdruckverteilung auf den Höhen an die der freien Atmosphäre anzulehnen sucht. Eine solche Anpassung an die Verhältnisse der freien Atmosphäre muss ebensogut Platz greifen bezüglich der regelmässigen Schwankung des Luftdruckes, wie sie hier bezüglich der sekundären, von der Ausdehnung der Luft bei konstantem Druck herrührenden Luftdruckperiode statthat. Beachtet man nun, dass unter Voraussetzung stehender Wellen in der freien Atmosphäre die Luftdruckschwankung um so kleiner werden muss, je mehr man sich von der Erdoberfläche nach oben, das heisst nach dem Schwingungsbauch zu bewegt, und dass alle Luftteilchen zu derselben Zeit ihre grösste Ausweichung nach oben und unten erreichen, also in der ganzen Höhe die Phasenzeiten dieselben sein müssen, so wird das von Hann und Allan Broun gefundene Resultat verständlich, dass die Amplituden a_2 der doppelt-periodischen Barometeroscillation nach den Beobachtungen in verschiedenen Gebirgen ganz regelmässig mit der Höhe abnehmen, ohne dass die Phasenzeiten dabei eine wesentliche Verschiebung erfahren. Dass dabei die Abnahme von a_2 genau proportional den normalen Barometerständen jener Höhen sein müssten, wie Broun gefunden zu haben glaubt, erscheint einigermassen zweifelhaft; es kann das Zusammentreffen unter niederen Breiten sehr wohl ein zufälliges sein, zumal da die Beobachtungen in mittleren Breiten eine Bestätigung jener Bemerkung nicht ergeben.

Zum Schluss mögen noch einige Bemerkungen über die Barometeroscillation in den Polargegenden hier Platz finden. Da die tägliche Temperaturamplitude daselbst im allgemeinen eine sehr geringe ist und die zeitliche Ungleichheit in der Erwärmung der oberen und unteren Luftschichten eine grössere ist, so kann weder die Amplitude a_2 noch a_1 gross sein; in der That bestätigen dies die wenigen vorliegenden Beobachtungsreihen; es erreichen a_1 und a_2 kaum den Wert von $^1/_{10}$ mm. Indessen sind die Phasenzeiten A_1 und A_2 der ganz- und halbtägigen Oscillation so unregelmässige, dass man berechtigt ist, daran zu zweifeln, ob man in der ganzen Variation des Barometerstandes überhaupt noch dieselbe Erscheinung vor sich hat, wie unter niederen Breiten oder ob nicht vielmehr eine ähnliche von lokalen Bedingungen abhängige Welle, wie die eben betrachtete, der Hauptzug in der Oscillation ist. Diesen Gedanken verfolgend, hat Dr. Ad. Schmidt*) gefunden, dass die Schwankung des Barometers an sämtlichen Polarstationen grosse Übereinstimmung zeigt, wenn man sie nicht auf Lokal-, sondern Simultanzeit reduziert; er leitet daraus die Vermutung ab, dass durch eine ungleiche Erwärmung eines Parallelkreises eine sekundäre, von der Lokalzeit unabhängige Welle erzeugt werde. Eine solche Anschauung schliesst natürlich einen Widerspruch gegen die vorstehenden theoretischen Entwickelungen nicht in sich.

*) Met. Zeitschr. 1890, Mai-Heft.