

DEUTSCHER WETTERDIENST

Seewetteramt

Einzelveröffentlichungen

Nr. 55

Zum Tagesgang tropischer Höhenwinde

von

Dr. Willy Rudloff



Hamburg
1966

EINZELVERÖFFENTLICHUNGEN des Seewetteramtes

- Nr. 1 (1953): Höhe, Länge und Steilheit der Meereswellen im Nordatlantik (H. U. Roll) (vergriffen)
- Nr. 2 (1952, Nachdruck 1953): Die Nebelverhältnisse der Unterelbe im Jahrzehnt 1939-1948 (G. Hartenstein und H. Markgraf)
- Nr. 3 (1954): Die Nebelverhältnisse im Küstengebiet der Weser- und Emsmündung (P. Bintig und H. Markgraf)
- Nr. 4 (1954): Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer
Teil 1: Temperatur des Oberflächenwassers und Temperatur-Differenz Luft — Wasser (H. J. Bullig und P. Bintig)
Teil 2: Windverhältnisse (H. Markgraf und P. Bintig)
- Nr. 5 (1954): Atlas der Monatswerte von Wassertemperatur, Wind und Bewölkung auf dem Seeweg Europa—Südamerika (H. J. Bullig)
- Nr. 6 (1954): Die Größe der Meereswellen in Abhängigkeit von der Windstärke (H. U. Roll) (vergriffen)
- Nr. 7 (1955): Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im Januar und Juli nach Beobachtungen deutscher Schiffe aus dem Zeitraum 1925—1939 (H. Markgraf)
- Nr. 8 (1956): Die Meereswellen in der südlichen Nordsee (H. U. Roll)
- Nr. 9 (1956): Laderaum-Meteorologie. Vorträge auf der Arbeitstagung am 20. Juni 1956 in Hamburg (vergriffen)
- Nr. 10 (1956): Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer
Teil 3: Lufttemperatur, Bewölkung, Niederschlag, Nebel.
Tabellen-Anhang zu den Teilen 1 bis 3 (H. Markgraf u. P. Bintig)
- Nr. 11 (1956): Beiträge zur Klimakunde Südwest-Arabiens. Das Klima von Sana. Das Klima von Jemen (C. Rathjens sen., C. Rathjens jun., E. Samlenski und G. Kerner)
- Nr. 12 (1957): Sturmwetterlagen bei Island 1950—1954 (H. O. Mertins)
- Nr. 13 (1957): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1953
- Nr. 14 (1957): Nebel in der Deutschen Bucht
A: Das Nebelvorkommen bei den Feuerschiffen (P. Bintig)
B: Synoptisch-aerologische Untersuchungen verbreiteter Dauernebel der südlichen Nordsee (H. Markgraf)
- Nr. 15 (1957): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1954
- Nr. 16 (1958): Zur Niederschlagsmessung auf See: Ergebnisse von Vergleichsmessungen auf Feuerschiffen und benachbarten Inseln (H. U. Roll)
- Nr. 17 (1958): Statistik der Meereswellen in der Nordsee (O. Petri)
- Nr. 18 (1958): Die winderzeugten Meereswellen. Teil I: Beobachtungen des Seeganges und Ermittlung der Windsee aus den Windverhältnissen (H. Walden).
Heft 1: Text; Heft 2: Abbildungen
- Nr. 19 (1958): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1955
- Nr. 20 (1959): Statistisch-synoptische Untersuchung über das Verhalten von Tiefdruckgebieten im Bereich von Grönland (H. Walden)
- Nr. 21 (1959): Zur Theorie der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche (W. Brogmus)
- Nr. 22 (1959): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1956
- Nr. 23 (1959): Hamburger Wetterdaten für das Bauwesen (R. Reidat)
- Nr. 24 (1960): 1. Über die Entwicklung von Beschleunigungsschreibern für Seegangsmessungen. — 2. Ein einfaches Verfahren für den kraftschlüssigen Antrieb von Registriertrommeln, insbesondere zur Verhütung von Schriebstörungen bei meteorologischen Registrierungen auf Schiffen (A. Lang)
- Nr. 25 (1960): Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im April und Oktober (H. Markgraf)
- Nr. 26 (1960): Der Seegang bei den Feuerschiffen „Flensburg“, „Kiel“ und „Fehmarnbelt“ (H. Walden)
- Nr. 27 (1960): Ergebnisse der 3. Laderaum-meteorologischen Forschungsfahrt auf TS „Düsseldorf“ an die Westküste Südamerikas, 1958 (E. Höller)
- Nr. 28 (1960): Beiträge zur Meteorologie Mittelamerikas (insbesondere El Salvadors) (W. H. Portig)
- Nr. 29 (1961): Klimatologie des Mittelmeeres. Teil 1: Windkarten (H. Markgraf)
- Nr. 30 (1961): Vergleichsmessungen des Seeganges mit verschiedenen Meßgeräten und ihre Auswertung (H. Walden u. J. Piest)
- Nr. 31 (1961): Die Luft- u. Wassertemperaturen auf den Fischfangplätzen bei Island (H. U. Roll)
- Nr. 32 (1961): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1957
- Nr. 33 (1962): Einige Methoden und Probleme aus dem Bereich der Maritimen Klimatologie (H. Markgraf)
- Nr. 34 (1962) Über den Geländeeinfluß auf Windrichtung und Windgeschwindigkeit im Raum Hamburg (E. Franken)

DEUTSCHER WETTERDIENST

Seewetteramt

Einzelveröffentlichungen

Nr. 55

Zum Tagesgang tropischer Höhenwinde

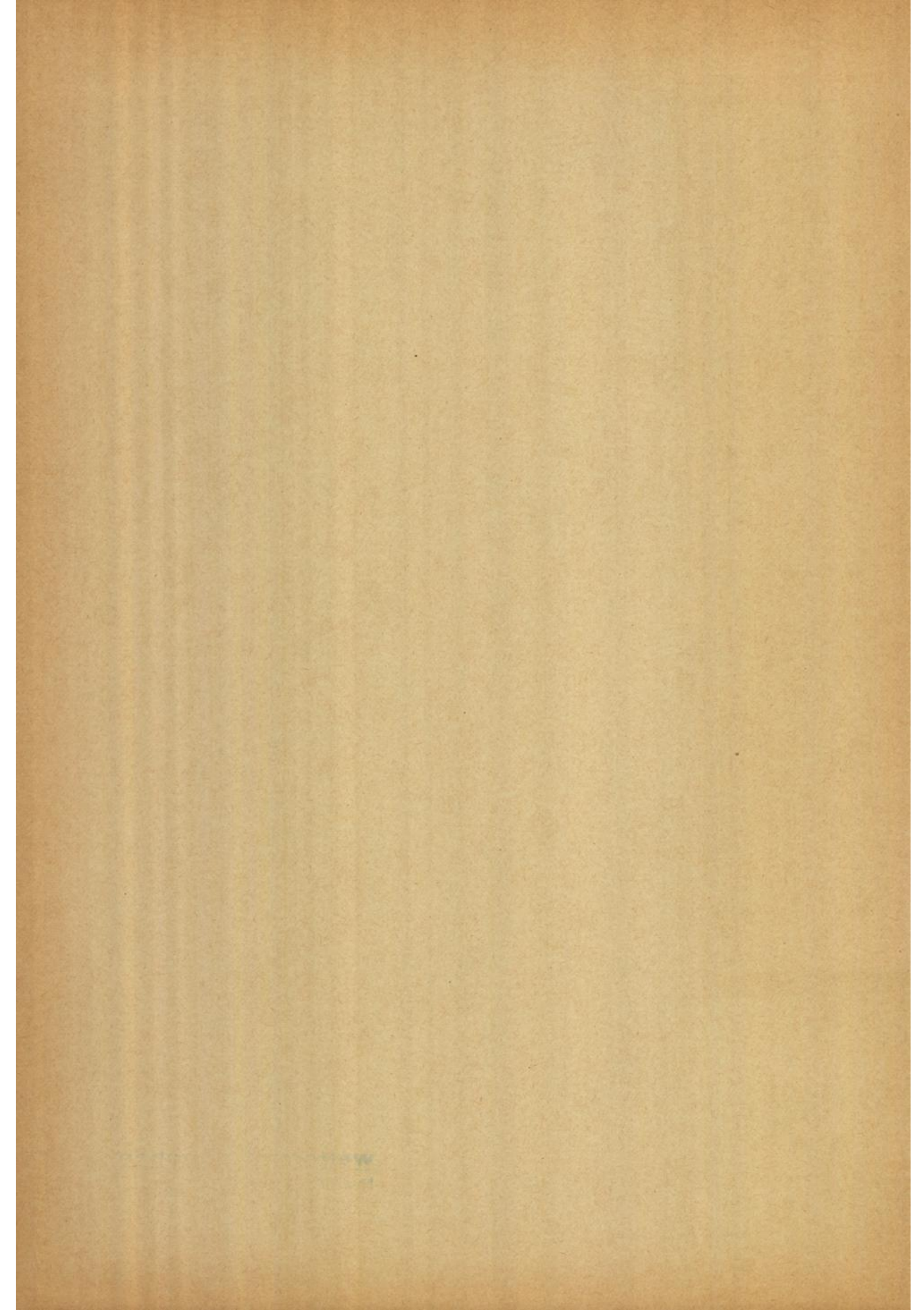
von

Dr. Willy Rudloff



Hamburg
1966

Wetteramt München
Handbücherei Nr. 4473



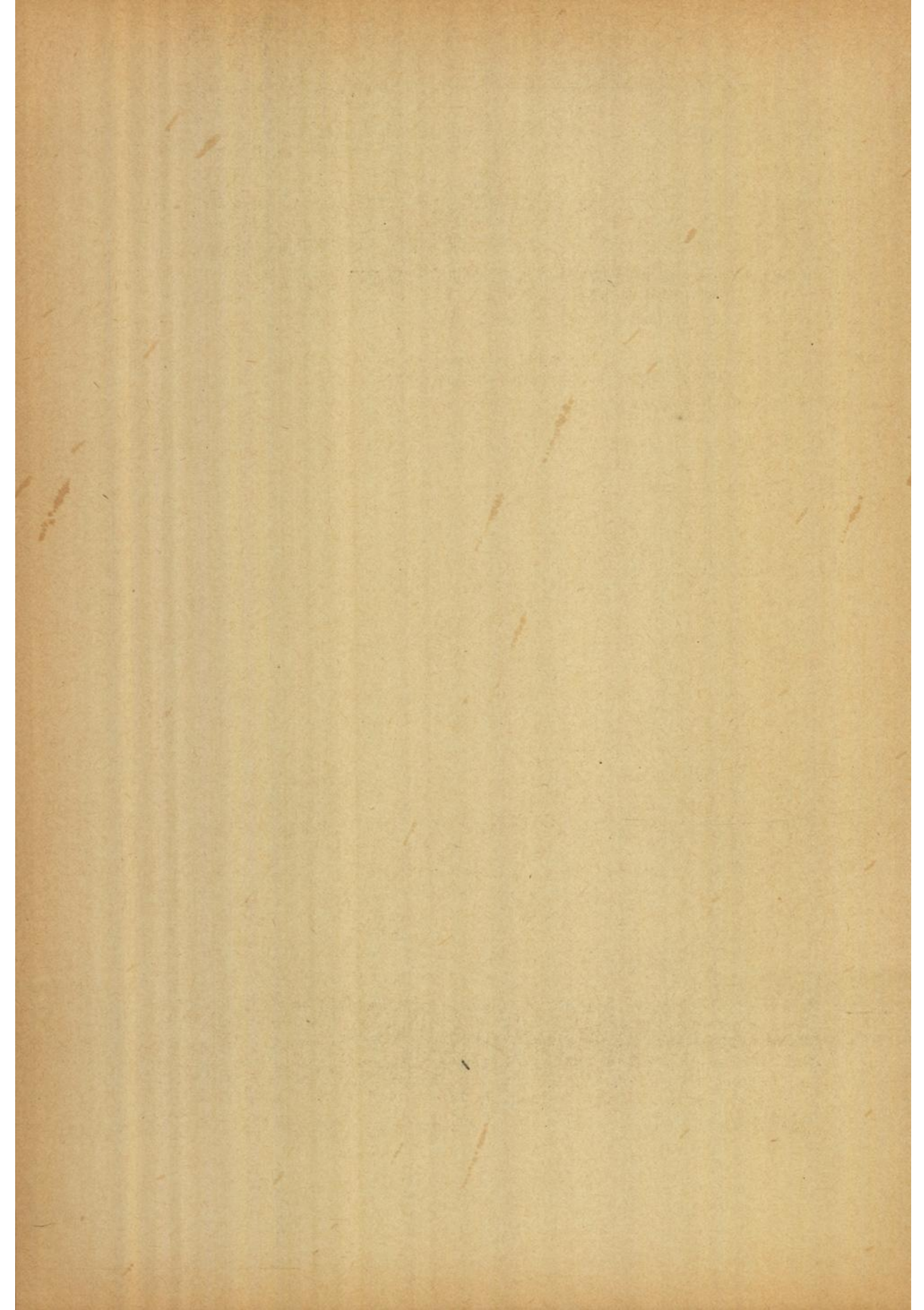
I n h a l t s v e r z e i c h n i s

1. Der Tagesgang des Luftdruckes und der Temperatur in der tropischen Atmosphäre	Seite 5
2. Der Höhenwindtagesgang in den Tropen	" 6
3. Vertikalbewegungen, Impulsdivergenzen und Bodendruckänderungen im tropischen Tagesgang	" 7
4. Deutung des Tagesganges als Zirkulationsphänomen	" 10
5. Schlußwort	" 13
6. Zusammenfassung	" 14
7. Schrifttum	" 15

Abbildungen 1 bis 10

Die Reinzeichnungen der Abbildungen dieser Arbeit wurden im Rahmen des vom Bundesminister von Verkehr finanzierten Forschungsprogramm "Betriebsanalyse des Düsenluftverkehrs" angefertigt.

Über die Abschnitte 1, 2 und Teile von 4 berichtete der Verfasser im Geophysikalischen Kolloquium der Universität Hamburg am 14. 2.63 in seinem Vortrag: "Zum Tagesgang des Windes in der tropischen Troposphäre."



I. Der Tagesgang des Luftdrucks und der Temperatur in der tropischen Atmosphäre

In äquatornahen Gebieten wird der Gang der Wetterelemente im wesentlichen durch den Wechsel von Tag und Nacht bestimmt, der im allgemeinen größeren Einfluß als der Wechsel der Jahreszeiten hat. Dabei herrscht bei vielen Elementen eine einfache Schwingung mit einem Maximum und einem Minimum seiner Werte im Tagesgang vor. Nur bei dem Luftdruck tritt im ganzen Bereich der Tropen und sogar darüber hinaus eine rätselhafte Halbtagsschwingung auf, die sich bisher nicht voll befriedigend erklären läßt.

BARTELS *) zeigt die Regelmäßigkeit des äquatorialen Druckganges in Djakarta (früher Batavia) und vergleicht ihn mit dem Druckgang in Potsdam, wo sich nur gelegentlich Andeutungen des tropischen Tagesganges erkennen lassen (Abb. 1).

In erster Näherung kann der Luftdruckgang in den Tropen durch die Überlagerung einer harmonischen Ganztags- und einer Halbtagsschwingung dargestellt werden, die mit der Ortszeit als Welle breitenkreisparallel um die Erde wandert.

Während die Ganztagswelle zeitlich und örtlich starke Unterschiede zeigt, hat die Halbtagswelle einen universellen Charakter, wie er z. B. durch die globale Verteilung ihrer Phasen und Amplituden in Abbildung 2 (nach HAURWITZ 1956) gegeben ist.

Wenig hat man bisher über den Tagesgang des Luftdrucks in großen Höhen erfahren. Die einzigen bekannten Messungen sind jene, die RIEHL u. HAURWITZ 1947 bearbeitet haben. Die Abbildung 3 stellt das Ergebnis von über 400 Radiosondenaufstiegen im Oktober - November 1944 in San Juan de Puerto Rico dar, wo die Aufstiege alle 3 Stunden aufeinander folgten. In Abweichung von dem zu einer Höhe gehörigen, gestrichelt dargestellten Kreis ist im oberen Teil der Abbildung der zu jeder Uhrzeit gehörige Druck als Abweichung vom Tagesmittelwert gegeben. Je höher man hinauf in die Atmosphäre geht, desto ausgeprägter wird die Ganztagswelle, zumal der Luftdruck selbst im logarithmischen Maß mit der Höhe abnimmt. Anhand der Periodenuhren im unteren Teil der Abbildung erkennt man, wie die Ganztagswelle sowohl beim Luftdruck wie bei der Temperatur bis zur hohen Troposphäre an Bedeutung zunimmt und die Halbtagswelle eine Angelegenheit der unteren Schichten ist. Man sieht sehr deutlich, daß man zwischen der mittelbaren Erwärmung der bodennahen Schichten, die durch Konvektion vom Boden her erfolgt und über dem Meer noch kleiner als hier in 1,5 km Höhe sein wird, und einer direkten Er-

*) Mit Großbuchstaben geschriebene Namen verweisen auf das unter 7. Schrifttum gegebene Literaturverzeichnis.

wärmung der freien Atmosphäre unterscheiden muß. Ob dabei allerdings die durch Verstrahlung hervorgerufenen Meßfehler völlig eliminiert sind, läßt sich nicht sagen.

2. Höhenwindtagesgang in den Tropen

FLETCHER behandelte die Höhenwindtagesschwankungen über Guam und Bermuda. Er gibt nicht nur den aus den Beobachtungen beider Stationen ermittelten durchschnittlichen Tagesgang des Windes, sondern auch von beiden Stationen einzeln für vier Termine die Werte. Wenn auch eine Unterteilung der Beobachtungen nach der Jahreszeit unterblieb, so wird das folgende doch zeigen, daß wertvolle Erkenntnisse mit ihnen zu gewinnen sind.

Zunächst sei kurz der vertikale Aufbau des Windfeldes an beiden Orten besprochen, wie ihn Abbildung 4 zeigt. Abgesehen von der vorherrschenden Windrichtung, die in Guam östlich, in Bermuda westlich ist, haben beide Orte folgenden typischen Gang: von 1 bis 12 km Höhe herrscht westlicher Scherwind und darüber bis 21 km Höhe östlicher Scherwind. Diesen mittleren Verhältnissen überlagerte Tagesgänge des Windes sind in Abbildung 5 zu sehen. Die Kreise stellen die Endpunkte der den Wind nach Richtung und Geschwindigkeit symbolisierenden Vektoren dar. Die Anfangspunkte liegen jeweils im durch ein Kreuz gegebenen Koordinatenursprung. Die nach den direkten Beobachtungen gegebenen Werte sind durch gekreuzte Kreise angedeutet. Die durch kleinere schwarze Kreise angedeuteten Werte sind nach harmonischer Analyse gewonnen. Es ist darauf zu achten, daß der Maßstab der Geschwindigkeit nicht durchgehend gleich ist, sondern für 21 bis 18 km nur die Hälfte der Höhen 15 bis 9 km und nur ein Viertel der unteren Höhen 6 bis 1 km beträgt. Während also in Bodennähe die doppelte Windamplitude in Guam etwa 40 cm/s und in Bermuda 60 cm/s beträgt, hat sie bei 21 km Höhe in Guam rund 500, in Bermuda 400 cm/s, also das 12 - bzw. 7 fache des Wertes in Bodennähe.

Die für eine Höhe gegebenen vier Werte einer Station wurden nach der ersten und zweiten harmonischen Welle analysiert. Hodographen des sich daraus zu bestimmenden 1. und 2. "harmonischen Windes" finden sich in Abbildung 6. Bei Guam ist mit Ausnahme der Höhe 9 km die Amplitude der ersten harmonischen Windschwingung größer als die der zweiten, die in 9 km ein Maximum zeigt, aber in 18 km und 21 km fast wieder diesen Wert erreicht. Bei Bermuda ist die Amplitude der ersten harmonischen Schwingung zwar auch größer als die der zweiten; diese ist aber im allgemeinen größer als in Guam und hat besonders in der Stratosphäre große Werte, die doppelt so groß sind wie die bei Guam. Mit Ausnahme der untersten und obersten Höhe, also 1 und 21 km, steht die Schwingungsrichtung des zweiten harmonischen Windes in Guam mehr oder weniger senkrecht zu jener in Bermuda, die ihre Extreme hat, wenn diese Schwingung in Guam sehr klein ist, und umgekehrt null ist,

wenn in Guam der zweite harmonische Wind seinen Höchstwerten nahekammt. Es sind prinzipielle Unterschiede zwischen beiden Stationen vorhanden, die, wie die Abbildungen 7 und 8 zeigen, besonders in der Meridional-komponente auftreten. Wegen der Amplitudenzunahme mit der Höhe wurde die Windgeschwindigkeit mit der Dichte multipliziert, d. h. die Impulsdichte bestimmt. Diese hat für alle vorhandenen Höhen dieselbe Größenordnung und erlaubt damit eine zusammenfassende Darstellung. (Für die Dichte der Luft wurden Näherungswerte nach dem normalen Aufbau der tropischen Atmosphäre eingesetzt.)

Wie man sieht, dominiert bei Bermuda sowohl in der meridionalen als auch in der zonalen Impulsdichte die Ganztags-schwingung. Auch bei Guam ist das der Fall mit einer wichtigen Ausnahme: in der zonalen Impulsdichte herrscht in 9 km Höhe die Halbtags-schwingung vor. Jeweils gegen 10 Uhr und 22 Uhr wird eine Ost - von einer Westströmung abgelöst, die gegen 16 und 04 Uhr von einer Ostströmung abgelöst wird.

In Abbildung 9 ist diese Windschwingung in 9 km noch einmal gesondert dargestellt zusammen mit der Trägheitskreisbewegung, deren Zeiten reiner Horizontalbewegung mit den Zeiten der beobachteten Maximalwerte der zonalen Strömung zusammenfallen.

Die Amplitude der Halbtags-schwingung beträgt 34 cm/s. Der Radius des in der Vertikalebene parallel zur Äquatorebene liegenden Trägheitskreises wird, wenn dieser mit 34 cm/s durchlaufen wird, rund 2,4 km.

3. Vertikalbewegungen, Impulsdivergenzen und Bodendruckänderungen im tropischen Tagesgang

Hinweise auf die mit solcher Trägheitsbewegung verbundenen Vertikalbewegung gibt der in den Äquatornahen Gebieten zu beobachtende Tagesgang der mittelhohen und hohen Wolken, die sich oft im Laufe des Vormittags auflösen und im Laufe des Nachmittags wieder bilden und zunehmen. In den Regenzeiten ist man natürlich geneigt und vielleicht auch berechtigt, die nachmittägliche Bewölkungszunahme über Land durch die Cumulonimbusbildung zu erklären, wenn auch die Cirren oft genug unabhängig von ihnen zu sein scheinen. Wie aber steht es mit der morgendlichen Wolkenauflösung in hohen Schichten ?

Sie kann nicht das Ergebnis des Spiels des Zufalls sein, wie es eine Statistik der Wolkenbeobachtungen am Tropeninstitut der Universität von El Salvador aus dem Jahre 1951 erweist. Anhand der täglichen Wetteraufzeichnungen vom 11. 9. bis zum 29. 10. 1951 wurde folgendes für den Beobachter überraschendes Verhalten der hohen Wolken nach Sonnenaufgang festgestellt.

Hohe Wolken C_H zeigten sich 25 mal mit Abnahme, 6 mal ohne Änderung, 5 mal mit Zunahme am Vormittag; mittelhohe Wolken C_M 15 mal mit Abnahme, 3 mal ohne Änderung, 6 mal mit Zunahme; Konvektionswolken C_K

1 mal mit Abnahme, 1 mal ohne Änderung und 34 mal mit Zunahme am Vormittag. Schlägt man die Fälle ohne Änderung halb zur Ab- und halb zur Zunahme, so erhält man zwei Klassen (-) und (+) mit folgender Verteilung bei den drei Wolkenarten

C_H	(-)	28	(+)	8	gesamt	36 Fälle
C_M	(-)	16,5	(+)	7,5	"	24 "
C_K	(-)	1,5	(+)	32,5	"	34 "

Bei zufälliger Verteilung und Gleichwertigkeit der Klassen wären für C_H (-) 26,6, C_M (-) 19,7, C_K (+) 26,2 Fälle höchstens zu erwarten. Für C_H und C_K ist die Annahme einer Gleichverteilung der Klassen nicht berechtigt. Die Überzufälligkeit des Auftretens der Konvektionswolken hat in der Bodenerwärmung eine einfache physikalische Erklärung. Jene der Abnahme der hohen Wolken ist schwerer zu finden.

Im Januar 1957 konnte dieses Phänomen in Peru erneut bestätigt werden. Nach den stündlichen Beobachtungen auf dem Flugplatz von Lima wurde um 07 Uhr Ortszeit 4,5 mittelhohe Wolken an 18 Tagen (an den übrigen Tagen herrschte tiefer Stratus), um 12 Uhr 1,0 Achtel an 30 Tagen gesehen. Das Monatsmittel betrug 2,7 Achtel (614 Beobachtungen) mit einer Streuung von 3,0. Das Mittagsminimum ist daher überzufällig, während das Morgenmaximum erst mit 4,9 den größtmöglichen Zufallswert erreicht. Auf jeden Fall hebt sich auch in diesem Material die Tendenz zur Auflösung mittelhoher Wolken in den Morgenstunden klar hervor.

Die damit verbundenen Vertikalbewegungen stehen in Zusammenhang mit dem Massenzu- und-abfluß, wie er sich in den Schwankungen des Bodenluftdrucks widerspiegelt. Bezeichnet man den Luftdruck mit p , die Massendichte mit ρ , die Zeit mit t , die Erdbeschleunigung mit g und durch Indices die Höhe, für welche eine Größe zu betrachten ist, so kann man für den Bodenluftdruck p_0 schreiben $p_0 = \int_0^h \rho g dz + p_h$. Seine zeitliche Änderung ist $\partial p_0 / \partial t = g \int_0^h \partial \rho / \partial t dz + \partial p_h / \partial t$.

Im folgenden soll w den dreidimensionalen Windvektor, w die Vertikalkomponente des Windes bedeuten. Die Divergenz des Impulsvektors $\text{div}(\rho w)$ wird in die beiden durch die Horizontal- und die Vertikal-Bewegung bedingten Anteile zerlegt; daher wird die Horizontaldivergenz des Impulses nur mit den horizontalen Windkomponenten berechnet.

Nach der Kontinuitätsgleichung ist

$$\begin{aligned} \text{so daß } \partial p_0 / \partial t &= -g \int_0^h \text{div}(\rho w) dz + \partial p_h / \partial t & \partial \rho / \partial t &= -\text{div}(\rho w) = -\text{div}_{\text{hor.}}(\rho w) - \partial \rho w / \partial z \\ &= -g \int_0^h \text{div}_{\text{hor.}}(\rho w) dz - g \int_0^h (\partial \rho w / \partial z) dz + \partial p_h / \partial t \end{aligned}$$

$$\text{und } \partial p_0 / \partial t = -g \int_0^h \text{div}_{\text{hor.}}(\rho w) dz - g \rho_h w_h + g \rho_0 w_0 + \partial p_h / \partial t$$

$$\text{Am Boden ist } w_0 = 0, \text{ so daß } \partial p_0 / \partial t = -g \int_0^h \text{div}_{\text{hor.}}(\rho w) dz - g \rho_h w_h + \partial p_h / \partial t$$

Ist nur jeweils eines der drei rechts stehenden Glieder der Gleichung

von null verschieden, dann nimmt der Bodendruck zu, wenn in der Höhe h der Druck zunimmt oder wenn dort Absinken herrscht, d.h. daß w_h negativ ist, oder wenn in der Atmosphäre unterhalb h die Horizontalströmung konvergent ist.

Unter der Annahme, daß die im zweistündigem Abstand vorliegenden, geschätzten Werte der Süd- und Westkomponenten des Tageszusatzwindes für die Höhen 1, 4, 6, 9, 12, 15, 18, 21 km von Guam (14° Nordbreite) und Bermuda (32° Nordbreite) repräsentativ für ihre Breitenkreise sind, läßt sich für ein Volumen von 30 Längengraden West-Ost-Erstreckung, 18 Breitengraden Nord-Süd-Erstreckung und rund 22,5 km Höhe die mittlere horizontale Impulsdivergenz abschätzen. Ihr Beitrag zur Bodendruckänderung ergibt sich durch Multiplikation mit $-g$. Unbekannt sind die Größen der Vertikalbewegung und der Luftdruckänderung in der Höhe h . Hat dort die Luftdruckschwingung eine Amplitude von 0,75 mb mit Extremwerten um 13 Uhr und 01 Uhr Ortszeit und die größten Änderungen um 07 und 19 Uhr, dann läßt sich die Vertikalgeschwindigkeit w_h abschätzen. Für die Änderungen des Bodenluftdrucks seien jene Werte genommen, die sich nach den Meteorbeobachtungen (siehe KUHLEBRODT) ergeben. Die Rechnung führt zu den Werten der folgenden Tabelle, die in Abbildung 10 auch graphisch dargestellt ist.

Bodenluftdruckänderungen in Mikrobar pro Stunde und die drei Glieder, aus denen sie sich zusammensetzen, sowie die Vertikalgeschwindigkeit in 22,5 km Höhe gemessen in cm/s (+ bedeutet Aufwärts-, - Abwärtsbewegung).

Ortszeit	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
dp_o / dt	-433	-120	+267	+487	+160	-367	-547	-207	+274	+460	+253	-227
Konvergenz-Glied	+330	+512	+447	+110	-248	-428	-367	-136	-71	-127	-76	+54
$d p_h / dt$	0	+100	+173	+200	+173	+100	0	-100	-173	-200	-173	-100
$-g w_h$	-763	-732	-353	+177	+235	-39	-180	+29	+518	+787	+502	-181
w_h	+4,1	+3,9	+1,9	-0,9	-1,3	+0,2	+1,0	-0,5	-2,8	-4,2	-2,7	+1,0

Die Schwankungen des Höhenluftdrucks sind im Vergleich mit jenen der übrigen drei Größen gering. Formal ergibt sich dann aus den gegebenen Werten der Bodenluftdruckänderung und der Horizontaldivergenz des Impulses die Vertikalbewegung in 22,5 km Höhe. Die unabhängig nach den Meteorbeobachtungen und den Windmessungen von Guam und Bermuda voneinander gegebenen ersten beiden Größen zeigen nur geringe Korrelation ($r = -0,163$). Vom Morgen bis zum Nachmittag stehen sie in einem einfachen verständlichen Zusammenhang. Druckanstieg fällt mit Horizontalkonvergenz des Impulses, Druckfall mit Horizontaldivergenz des Impulses zusammen. Der Druckanstieg in der ersten Nachthälfte steht dagegen mit starkem Absinken und der Druckfall in der zweiten Nachthälfte mit starkem Aufsteigen in Zusammenhang. Diese großen Vertikal-

bewegungen gehören zu jenem Ast der Zirkulation, der mit dem nächtlichen Regenmaximum über den tropischen Meeren und den dabei freiwerdenden Wärmemengen verknüpft ist. Dabei wird das Aufsteigen schon zum Teil durch Horizontalkonvergenz des Impulses kompensiert. Diese geht nach Tagesanbruch in Horizontaldivergenz über, wenn sich mit der direkten Erwärmung des atmosphärischen Wasserdampfes (und Kohlendioxyds, sofern in ausreichender Menge vorhanden) die tropische Atmosphäre gleichsam aufbläht, wobei es weniger zu Aufwärtsbewegung in den großen Höhen als zu Horizontaltransporten nach den Polkappen kommt.

Diesen Tagesgang der atmosphärischen Zirkulation abzuschätzen und damit die Tagesgänge der einzelnen meteorologischen Elemente zu deuten, sei im folgenden versucht.

4. Deutung des Tagesganges als Zirkulationsphänomen

In seiner Himmelsmechanik (1799 - 1825) entwickelte Laplace die erste dynamische Theorie der ozeanischen und atmosphärischen Gezeiten. Die Halbtagschwingung des Luftdrucks erklärte er als thermische Wirkung der Sonne und nicht als Gezeitenwirkung.

Die gedankliche Schwierigkeit, daß eine Ganztagschwingung der Temperatur zu dem Phänomen der Halbtagschwingung des Luftdrucks führt, versuchte LORD KELVIN 1882 mit der Deutung zu überbrücken, daß eine kleine harmonische Halbtagschwingung der Temperatur, die zusammen mit einer großen harmonischen Ganztagschwingung die vorhandene Ganztagschwingung der Temperatur ergibt, infolge Resonanz eine beträchtliche Halbtagschwingung des Luftdrucks anfaßt, da die Atmosphäre eine freie Schwingung von rund 12 Stunden Schwingungszeit besitzt.

Im einzelnen sagt LORD KELVIN dazu:

Die Ursache der halbtägigen Luftdruckschwankung kann keine der Ebbe und Flut entsprechende Gravitationswirkung der Sonne sein, denn sonst müßte ein stärkerer lunarer Einfluß derselben Art vorhanden sein, während die lunare Schwankung in Wirklichkeit fast unmerklich ist. Es erscheint also gewiß, daß die halbtägige Druckschwankung der Temperatur zuzuschreiben ist. Nun ist aber in der harmonischen Analyse der Temperaturschwankung das ganztägige Glied überall unzweifelhaft viel größer als das halbtägige. Es ist also bemerkenswert, daß das halbtägige Glied der barometrischen Wirkung der Temperaturschwankung größer, und sehr viel größer sein sollte.

Die Erklärung ist wahrscheinlich dadurch zu finden, daß man die Schwingungen der Atmosphäre als Ganzes betrachtet, und zwar im Lichte derselben Gleichungen, die Laplace in seiner Himmelsmechanik für den Ozean gegeben hat, und von denen er zeigte, daß sie auf die Atmosphäre anwendbar seien.

Wenn man in der gezeitenerzeugenden Kraft den thermischen Einfluß an Stelle des Gravitationseinflusses setzt und wenn man die beiden

Schwingungsformen untersucht, die den ganz- und halbtägigen Gliedern des Temperatureinflusses entsprechen, so wird man wahrscheinlich finden, daß die Periode der freien Schwingungen der ganztägigen Form viel weniger nah mit 24 Stunden zusammenfällt, als diejenige der halbtägigen Form mit 12 Stunden und daß deshalb, bei verhältnismäßig kleiner gezeitenerzeugender Kraft, die resultierende Flut im halbtägigen Glied größer ist als im ganztägigen."

Trotz der folgenden vielen Arbeiten ist die Frage: "Wie entsteht die große Amplitude der halbtägigen Luftdruckwelle?"

bis heute nicht voll befriedigend beantwortet, wie SIEBERT feststellt. Er fasste kürzlich den Stand unseres Wissens über die atmosphärischen Gezeiten zusammen und wies dabei auf die direkte thermische Erregung hin, welche durch die Wärmeabsorption des atmosphärischen Wasserdampfes stattfindet.

Dies hält er für das wesentliche Agens und meint, daß es vielleicht zur Deutung aller Erfahrungstatsachen der verschiedenen $1/n$ -tägigen Luftdruckwellen dienen kann.

Die mit der wandernden halbtägigen Luftdruckwelle verknüpften Luftbewegungen lassen sich für den reibungslosen Fall als Lösungen gewisser Schwingungsgleichungen finden (siehe BARTELS). Es ergibt sich, daß der Wind ein dem barischen Windgesetz entgegengesetztes Verhalten zeigt. Unter Wind werden hierbei die dem Windmittelwert überlagerten tagesperiodischen Anteile verstanden. Auf beiden Seiten des Äquators hat die zonale Windkomponente zur Zeit der Druckextreme ihre Höchstwerte. Im Tief weht der Zusatzwind aus West, im Hoch aus Ost.

Auf der Nordhalbkugel hat die meridionale Windkomponente ihre Höchstwerte halbwegs zwischen Hoch und Tief und zwar aus Nord zeitlich nach dem Tief und aus Süd nach dem Hoch. Der Wind dreht rechts herum.

Auf der Südhalbkugel dreht er im Ablauf der Zeit links herum.

Mit Hilfe der beobachteten Windschwingungen in den Tropen bis 21 km Höhe, die ein Anwachsen der halbtägigen Windschwingung bis 9 km Höhe zeigen, läßt sich zwanglos eine Deutung der Vorgänge, die zur großen halbtägigen Luftdruckschwingung führen, finden. Betrachtet man den Wärmehaushalt der tropischen maritimen Atmosphäre zwischen 30 Nordbreite und 30 Südbreite, so erhält man folgende thermische Leistungsbilanz:

$$A + B + C = E + F + G.$$

Links stehen Glieder der Erwärmung: A durch direkte Absorption, B vom Meer, C durch Kondensation. Rechts stehen Glieder der Wärmeverluste: E durch Emission, F durch Oberflächenreibung, G durch globalen Transport nach polaren Breiten. Gemessen in $\text{kcal/cm}^2 \cdot \text{Jahr}$ werden die einzelnen Glieder $54 + 4 + 88 = 118 + 0 + 28$.

Die Werte $A = 54$, $C = 88$, $E = 118$ ergeben sich nach RAETHJEN.

Der Wert $E = 118$ entspricht einer Temperatur der obersten Wolkenoberfläche von -42° .

Die Gleichung wurde in Anlehnung an KRAUS aufgestellt, der allerdings $A = 0$ und $E = 64$ setzt, d. h. nur die effektive Emission betrachtet. (Wäre $E = 64$ die totale Emission, dann entspräche ihr eine Temperatur der obersten Wolkenoberfläche von -95° .)

Nehmen wir vereinfachend an, daß auch für einen Tag diese Bilanzgleichung stimmt, dann gilt für ihn

$$\begin{aligned} & 148 + 11 + 241 = 323 + 1 + 76 \text{ in cal/cm}^2 \cdot \text{Tag} \\ \text{oder} & \quad 72 + 5 + 117 = 157 + 0 + 37 \text{ in Watt/m}^2. \end{aligned}$$

Diese Gleichung ist dann lediglich im Tagesmittel und sonst nur an einigen ausgewählten kürzeren Zeitabschnitten erfüllt, während im allgemeinen kein Gleichgewicht vorhanden sein kann, denn im Laufe des Tages sind die Wärmequellen A, B, C und die Wärmesenken E, F, G mehr oder weniger stark ergiebig, die Quellen A und C sogar zeitweise versiegt. Das gilt für die Quelle A, solange die Sonne unter dem Horizont steht. Ihre größte Ergiebigkeit ist mittags zu erwarten. Die Wärmequelle B über dem Meere wie die Wärmesenke F sind im Mittel wie wahrscheinlich auch im Einzelfall gering ergiebig. Über Land allerdings, wo C stark vermindert ist, wird B von großem Einfluß sein.

Die Ergiebigkeit dieser Quelle wird ihr Minimum bei Sonnenaufgang und ihr Maximum mittags zeigen.

Solange kein feuchtadiabatisches Aufsteigen der Luft an einem Ort vorhanden ist, besteht keine Wärmequelle C. Auf dem freien Meer hat nach den Beobachtungen der Meteor der Regen und wohl auch die Wärmequelle C ein Maximum um Mitternacht. Die Schwankungen der Wärmesenke E sind von der Temperatur der obersten Wolkenoberfläche abhängig. E beträgt bei -30° 175, -40° 160, -50° 140 Watt/m² und scheint wie auch die Wärmesenke G, über deren Verhalten man im einzelnen bisher wegen der Unkenntnis des Tagesganges des Windes kaum etwas weiß, weit geringere Schwankungsweiten als die Wärmequellen A und C zu haben. Es ist zu erwarten, daß den Zeitabschnitten um Mittag und Mitternacht mit überwiegender Wärmezufuhr dank der großen Ergiebigkeit der Wärmequellen A und C solche um Auf- und Untergang der Sonne mit überwiegender Wärmeabfuhr dank der großen Ergiebigkeit der Wärmesenken und des Versiegens der Quellen A oder C gegenüberstehen. Notgedrungen werden sich infolge des damit sowohl in Flächen parallel zur Äquatorebene als auch zu den Meridianebenen vorhandenen Energiegefälles Zirkulationen entwickeln. In niederen Breiten werden dabei im allgemeinen größere zonale als meridionale Winde wehen, weil dort das meridionale Energiegefälle geringer ist als das zonale.

Das paradoxe Verhalten der Temperatur, die nachts kein zweites ausgeprägtes Maximum zeigt, kann wohl damit erklärt werden, daß zugleich mit der Erwärmung ein Aufsteigen verknüpft ist. Die damit verbundene

Abkühlung kompensiert die ursprüngliche Erwärmung in einer festen Höhe.

Es zeigen nun die Winde in 9 km Höhe ein Maximum der Halbtagswelle. Gegen 10 und 22 Uhr wechselt der Zonalwind von Ost auf West und gegen 4 und 16 Uhr von West auf Ost. Ein Teil dieser Luftbewegung kann, wie schon gezeigt (Abbildung 9), als eine Trägheitskreisbewegung angesehen werden, die nahe dem Äquator fast ausschließlich parallel zur Äquatorebene erfolgt und etwa zu den Zeiten 9 und 21 Uhr maximales Absinken, um 3 und 15 Uhr maximales Aufsteigen zeigt. Das mit dieser Luftbewegung verbundene Luftdruckfeld am Boden muß zu den Zeiten des Kenterns des Höhenwindes von Ost auf West ein Maximum, zu jenen des Kenterns von West auf Ost ein Minimum zeigen; denn infolge der Oberflächenreibung kann die bodennahe Luft zur Zeit des Absinkens nicht so schnell abgeführt werden, wie es das Druckfeld verlangt. Es entsteht ein Stau mit Massenüberschuß, also ein Bodenhochdruckgebiet. Zur Zeit des Aufsteigens kann die Luft nicht so schnell nachgeführt werden. Es entsteht ein Sog mit Massenmangel, also ein Bodentiefdruckgebiet.

5. Schlußwort

Eine weitergehende quantitative Betrachtung der hier niedergelegten Gedanken ist bisher nicht möglich, da es an Beobachtungen fehlt, welche Einzelheiten des Tagesganges der wichtigsten Wetterelemente Temperatur, Luftdruck und Wind belegen.

Im folgenden sind einige Gedanken zur Untersuchung des Tagesganges niedergelegt. Der Verfasser hält solche Untersuchung für das im Augenblick wichtigste Forschungsprogramm der Tropenmeteorologie. Alle das Wetter bestimmenden atmosphärischen Vorgänge sind mit Vertikalbewegungen verbunden und werden durch Kraftfelder erzeugt, die zwar im allgemeinen nur geringe, aber dennoch wesentliche Impulsänderungen hervorrufen.

Bleibt man bei der Auffassung, daß grundsätzlich das Wetter schon dadurch erklärt werden kann, daß man die atmosphärischen Vorgänge durch Gleichgewichtszustände hinreichend genau annähert, so begibt man sich der Möglichkeit der letztlich notwendigen dynamischen Deutung. Die bisherige Scheu vor dieser liegt darin begründet, daß alle Meßmethoden nicht genau genug sind zur Erfassung der Ungleichgewichtszustände und damit die Beobachtungsunterlagen fehlen, die erkennen ließen, welchen der vielen in dem verzwickten Geschehen auftretenden physikalischen Größen man den Vorzug geben soll.

Ein erster Pfad vertiefter Erkenntnis ließe sich durch den Dschungel der Ungewißheit schlagen, wenn man die im Tagesrhythmus scheinbar so regelmäßig vor sich gehenden atmosphärischen Vorgänge in Äquatornähe eine Zeitlang bis hinauf in große Höhen untersuchen würde. Die dafür notwendigen Messungen (TEMP und RAWIN) sollten in zeitlichem

Abstand von höchstens drei Stunden an mindestens vier Orten (etwa Guayaquil, Canton Island, Djakarta, Douala) erfolgen. Schon mit den aus solchen Messungen zu gewinnenden Erkenntnissen wird es wohl möglich sein, einen Teil der mit dem bereits vorhandenen aerologischen Netz feststellbaren weltweiten Zirkulationsschwankungen zu deuten, die zweifelsohne ursächlich mit den in der Tropenzone am stärksten einfallenden Mengen solarer Energie in Beziehung stehen. Den einzelnen Gebieten der Tropen wird diese Energie gleichsam im Tagesrhythmus eingepumpt. Hier treten die größten Kräfte auf und lassen sich auch durch die Windänderungen messen. Hier ist also der Ansatzpunkt für systematisch fortzusetzende Untersuchungen, deren Ergebnisse vielleicht die wichtigsten in der Erkenntnis jener atmosphärischen Vorgänge bringen werden, die letzten Endes auch für die Vorhersage des Wetters in jedem Winkel der Erde bedeutungsvoll sind.

Für solche zukünftige Aufgabe gelte das Motto:

Das paradoxe Verhalten eines Kreisels bei der pseudoregulären Präzessionsbewegung, der sich senkrecht zur Richtung der Schwerkraft bewegt, wird erst verständlich, wenn man die der großen waagerechten Ausweichbewegung überlagerten kurzfristigen und gewöhnlich unsichtbar kleinen Nutationsbewegungen mit in Betracht zieht.

In ganz ähnlicher Weise sind den großen, nahezu im Kräftegleichgewicht ablaufenden Bewegungen der atmosphärischen Globalzirkulation Tagesschwingungen überlagert, welche dynamisch gesehen trotz ihrer Kleinheit die wesentliche Rolle für die Entstehung dieser Globalzirkulation wie auch für ihre Schwankungen spielen. Denn sie, die am Äquator die Vorherrschaft haben, durchbrechen im ganzen Tropen- und Subtropenraum die geostrophischen Schranken und üben zugleich dank der mit ihnen verbundenen Luftdruckwellen Fernwirkungen auf die gesamte irdische Atmosphäre aus.

6. Zusammenfassung

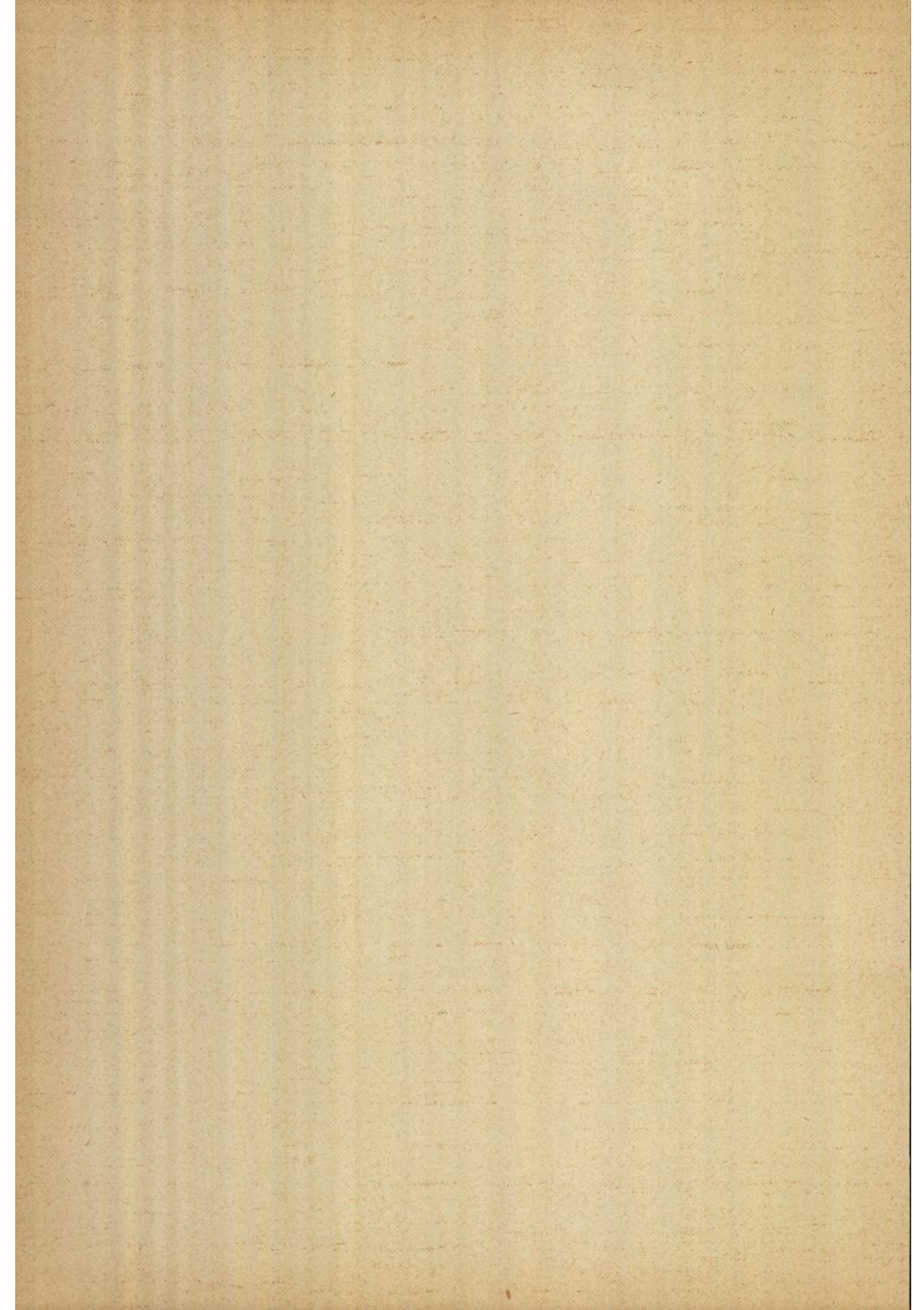
Die Höhenwinde über Guam (14° Nord) und Bermuda (32° Nord) zeigen charakteristische Tagesschwankungen von überwiegend ganztägiger Periode. Nur in 9 km Höhe herrscht über Guam eine Halbtagschwingung vor. Sie und die Unterschiede der tagesperiodischen Windanteile beider Stationen deuten auf Zirkulationsvorgänge in der äquatorialen Atmosphäre mit großen Vertikalbewegungen bis zur unteren Stratosphäre nachts, Absinken vor Mitternacht, Aufsteigen nach Mitternacht, starker Horizontalkonvergenz in der zweiten Nachthälfte und starker Horizontaldivergenz in der ersten Tageshälfte hin.

Die Kombination der aus diesen Vorgängen resultierenden Bodendruckänderungen läßt damit die bemerkenswerte Halbtagschwingung des Luftdrucks einmal als Wirkung der zweifachen Wärmezufuhr in die Atmosphäre durch direkte Absorption und durch Kondensation erkennen.

Dieser Wirkung ist aber wohl noch eine zweite überlagert, die durch die Anfachung der Bewegung im Trägheitskreis hervorgerufen wird. Am Äquator steht der Trägheitskreis senkrecht und wird in 12 Stunden durchlaufen. Diese Bewegung dürfte die von LORD KELVIN für die Deutung der großen Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwingung erwähnte Resonanzbewegung sein.

7. Schrifttum

- BARTELS, J. 1928 Handbuch der Experimentalphysik, Bd.25, I. Teil, S. 163-210
Gezeitenschwingungen der Atmosphäre
- FLETCHER, R.D. 1959 Proc. IX-th Pacific Science Congress S. 304 - 308
Diurnal variations of winds aloft over Guam and Bermuda
- HAURWITZ, B. 1947 Bulletin Am. Met. Soc. 28, S. 319 - 323
Harmonic analysis of the diurnal variations of pressure and temperature aloft in the Eastern Caribbean
- HAURWITZ, B. 1956 Met. Papers 2, No. 5 (New York) S. 1 - 36
The geographical distribution of the solar semidiurnal pressure oscillation
- KRAUS, E. B. 1959 Tellus 11, S. 147 - 158
The evaporation - precipitation cycle of the trades
- KUHLBRODT, E und Reger, J. 1938 Wiss. Erg. Atlant. Exp. "Meteor" Bd. 14,
392 Seiten
Die meteorologischen Beobachtungen
- LORD KELVIN 1882 Proc. Roy. Soc. Edingburgh 11. Nach Bartels 1939,
Lehrbuch der Meteorologie Hann-Süring, S. 302
- RAETHJEN, P. 1950 Kurzer Abriß der Meteorologie Teil II S. 116 Tafel 5,
S. 142 Tafel 10, S. 130 Tafel 8
- RIEHL, H. 1947 Bulletin Am. Met. Soc. 28, S. 311 - 318
Diurnal variation of pressure and temperature aloft in the Eastern Caribbean
- SIEBERT, M. 1961 Academic Press, New York - London Advances in Geophysics 7,
S. 105 - 187
Atmospheric tides



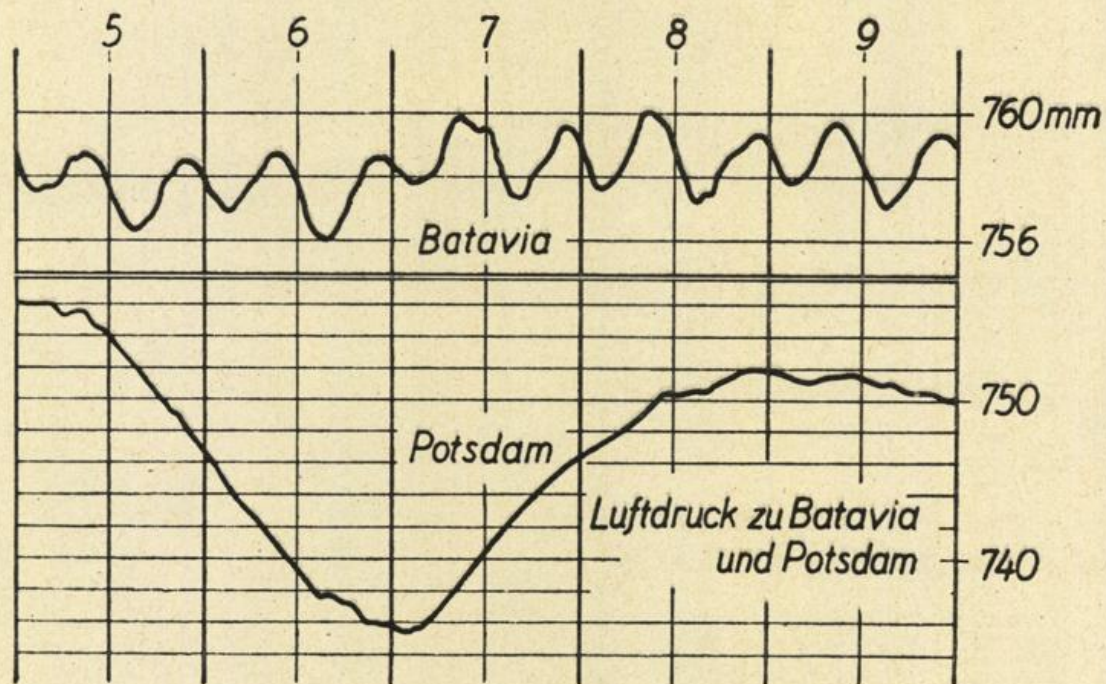


Abb. 1 Gang des Luftdrucks zu Batavia und Potsdam. 5.-9. November 1919. Mittlere Ortszeit. Potsdam im halben Maßstab wie Batavia. Zeigt den typischen Unterschied im Druckverlauf innerhalb und außerhalb der Tropen. (nach BARTELS)

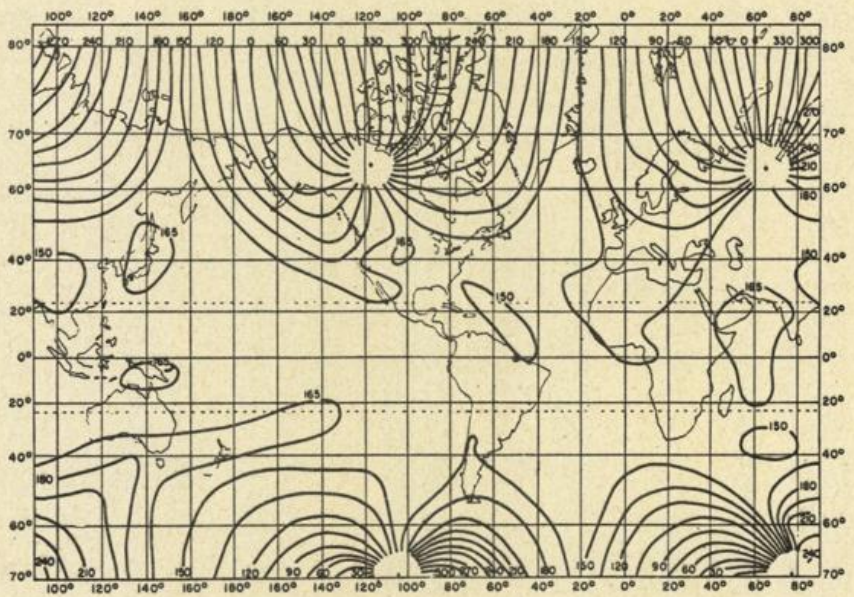
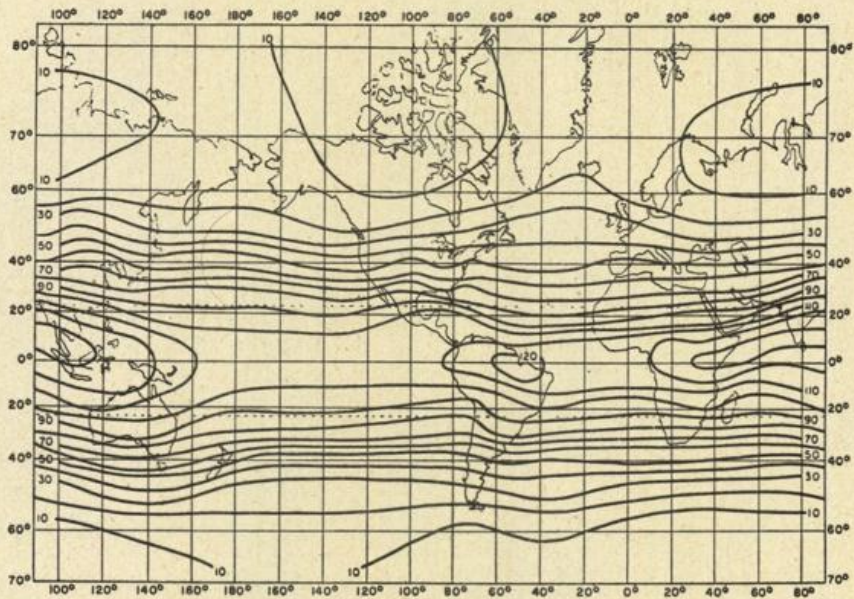
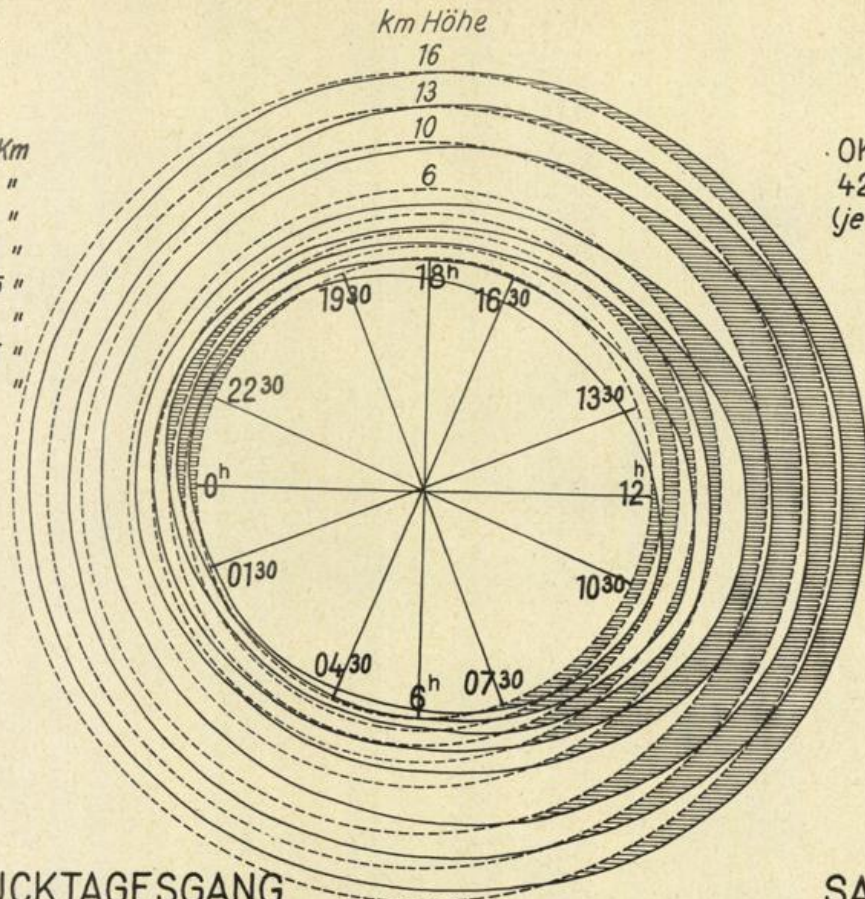


Abb. 2 Verteilung der Amplitude (in 10^{-2} mb) (obere Darstellung) und der Phasenkonstante (untere Darstellung) der solaren Halbtagschwingung des Luftdrucks nach HAURWITZ

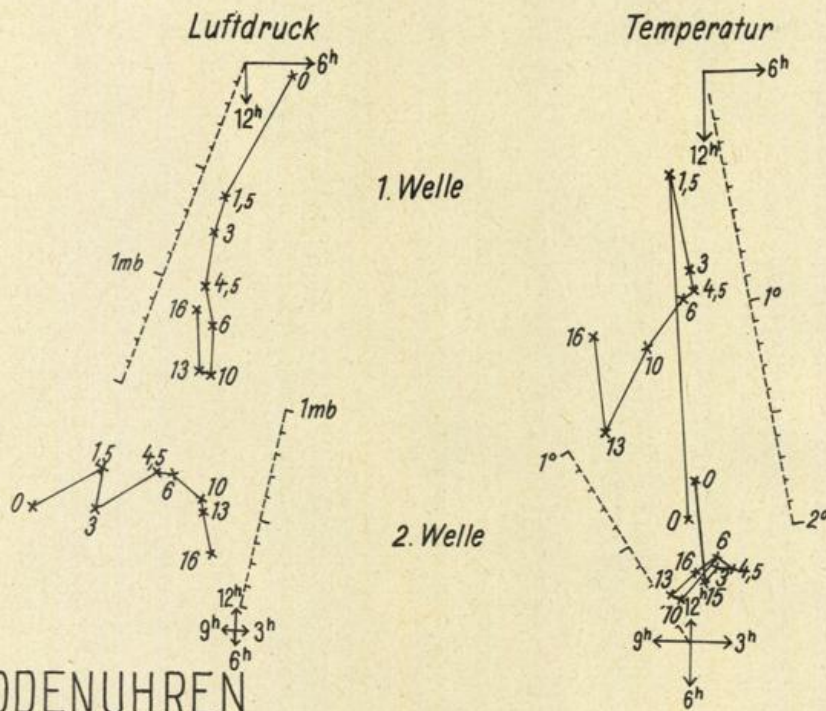
194 Werte in 16 Km
 249 " " 13 "
 307 " " 10 "
 363 " " 6 "
 372 " " 4,5 "
 388 " " 3 "
 399 " " 1,5 "
 423 " " 0 "

OKT. - NOV 1944
 423 Aufstiege
 (je 3 Std. Abstand)



LUFTDRUCKTAGESGANG

SAN JUAN
 Puerto Rico
 18N 66W



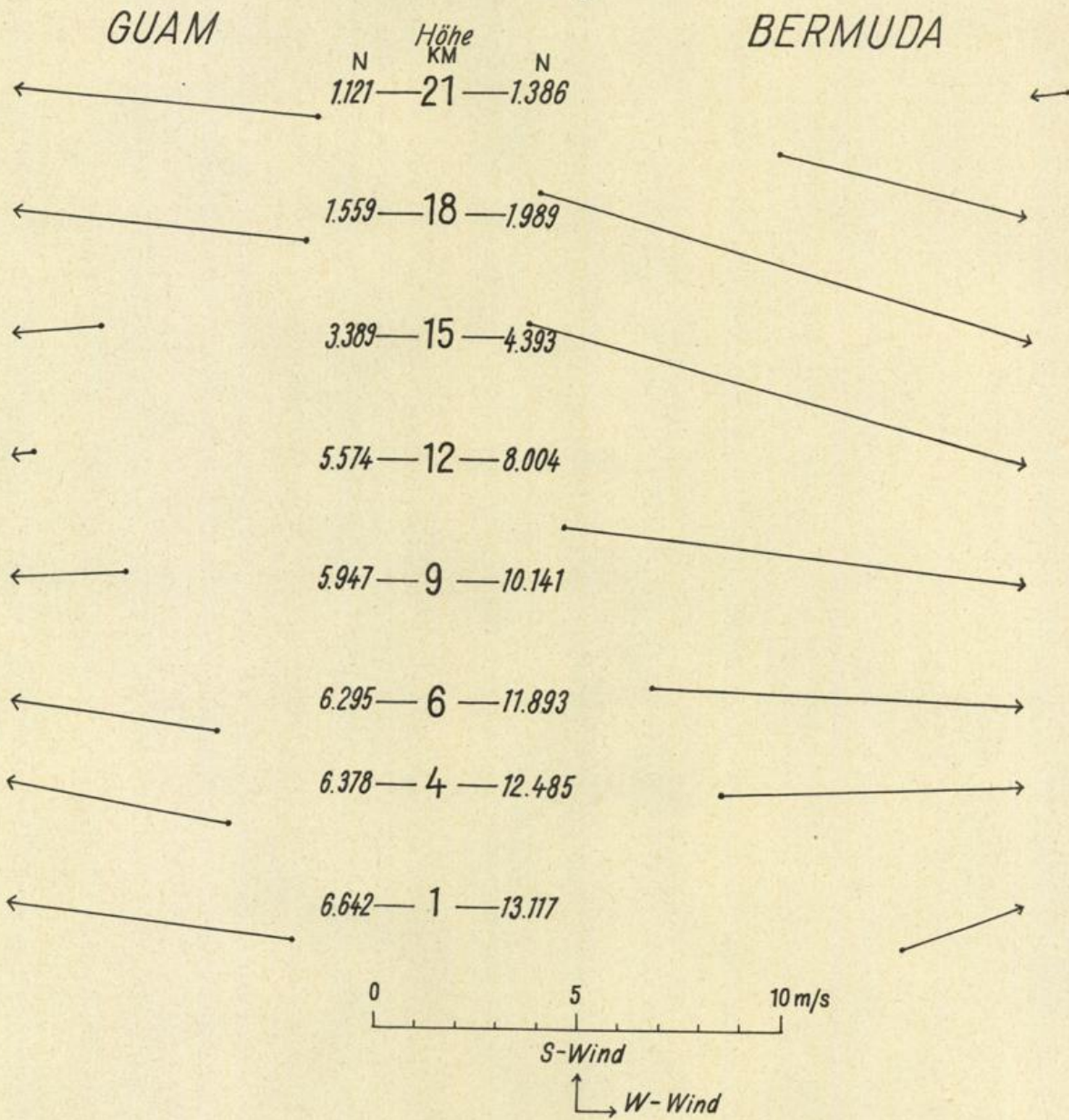
PERIODENUHREN

SAN JUAN
 Puerto Rico
 18N 66W

Abb. 3

MITTLERE WINDVEKTOREN

N = Zahl der Beobachtungen 1948-1954



HODOGRAPH DER VERTIKALEN WINDSCHERUNG

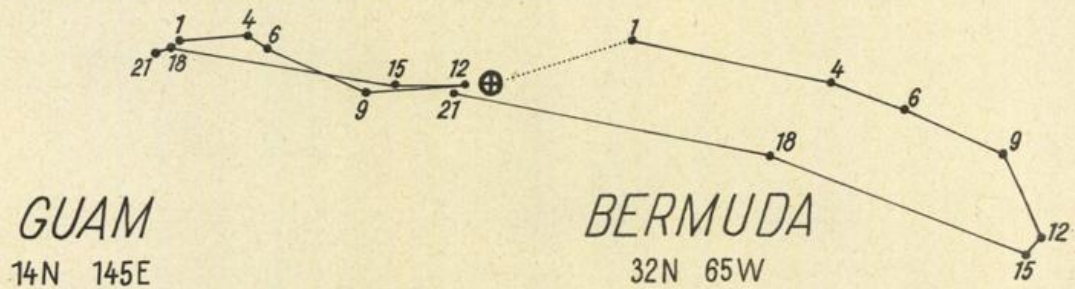


Abb. 4

HODOGRAPHEN DES ÜBERLAGERTEN TAGESGANGES

• nach Beobachtung

• nach harm. Analyse

GUAM

14°N 145°E

BERMUDA

32°N 65°W

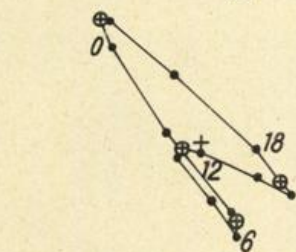
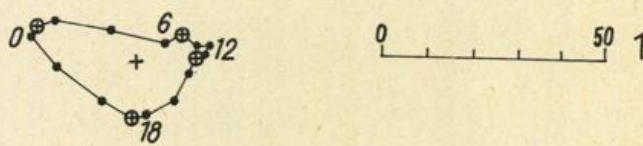
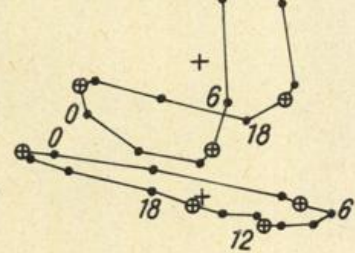
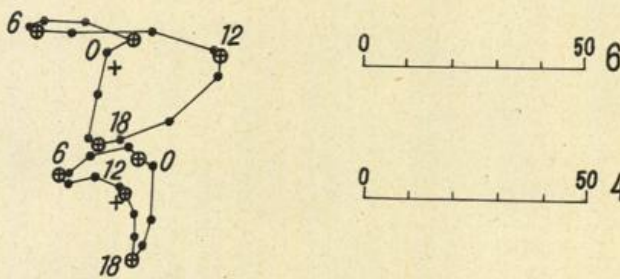
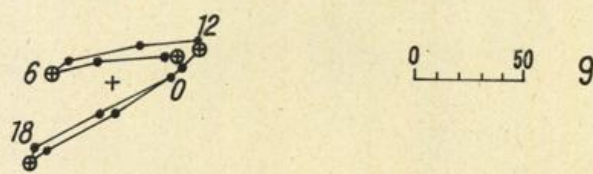
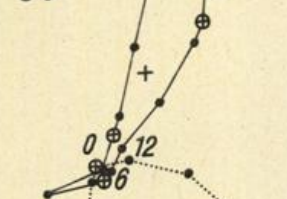
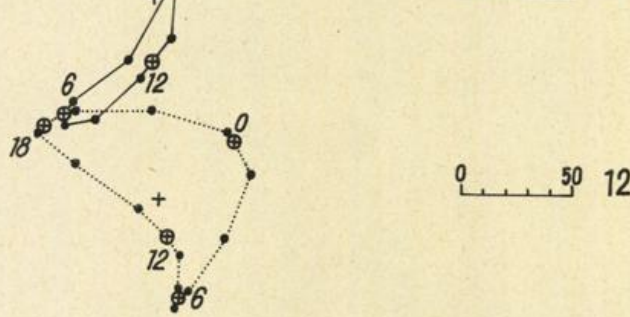
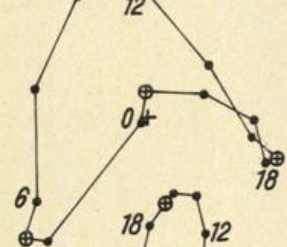
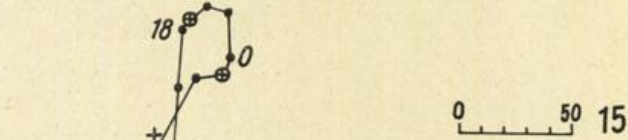
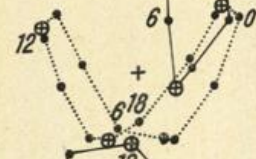
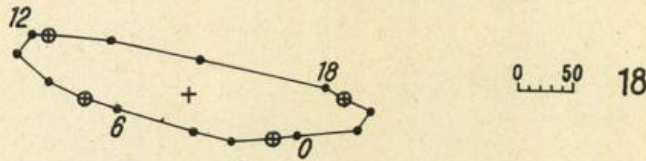
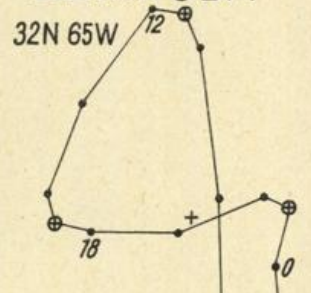
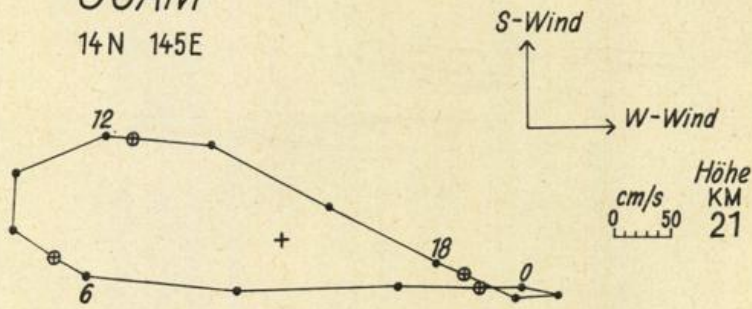


Abb. 5

HODOGRAPHEN des 1. u 2. „HARMONISCHEN WINDES“

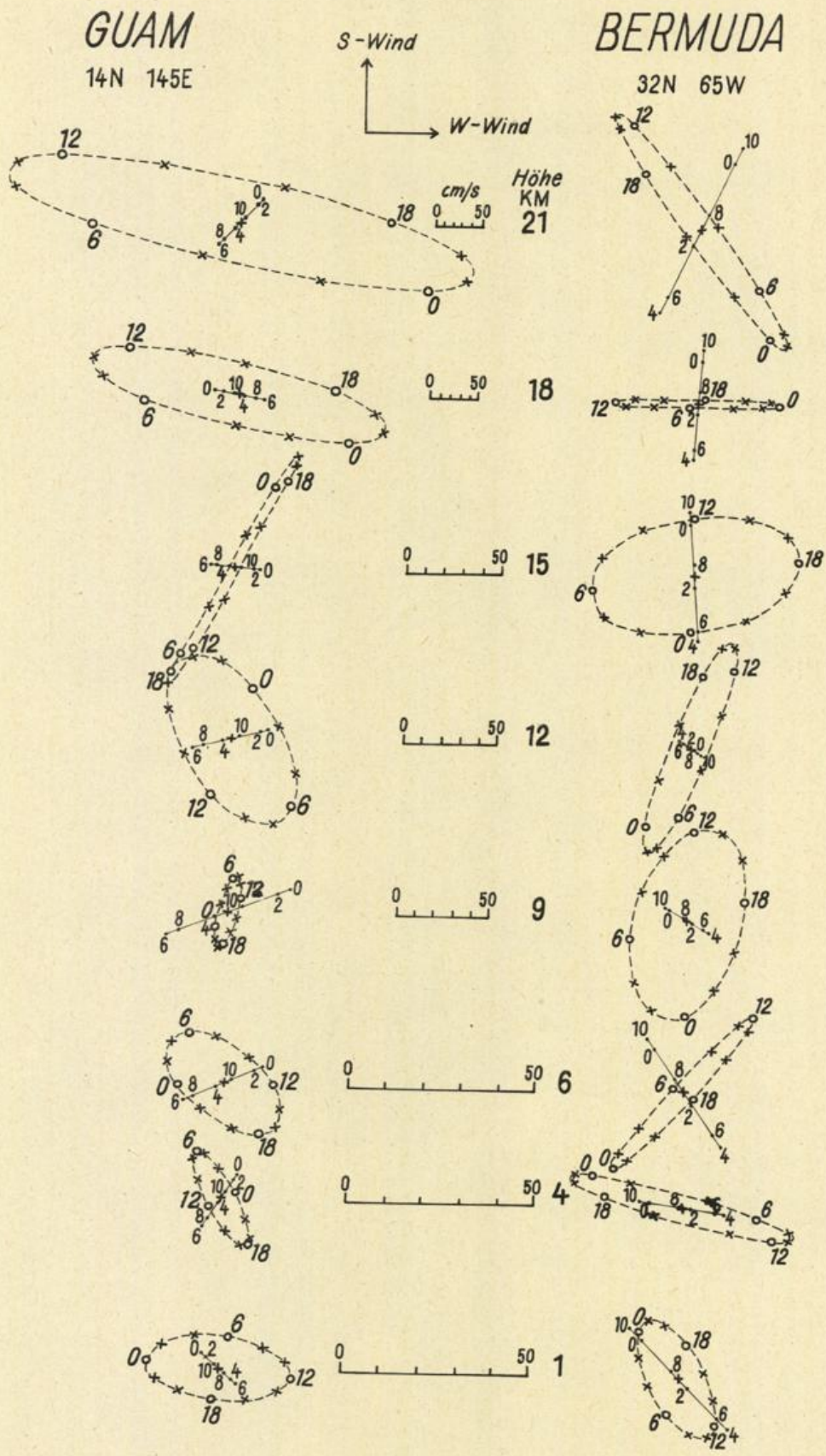
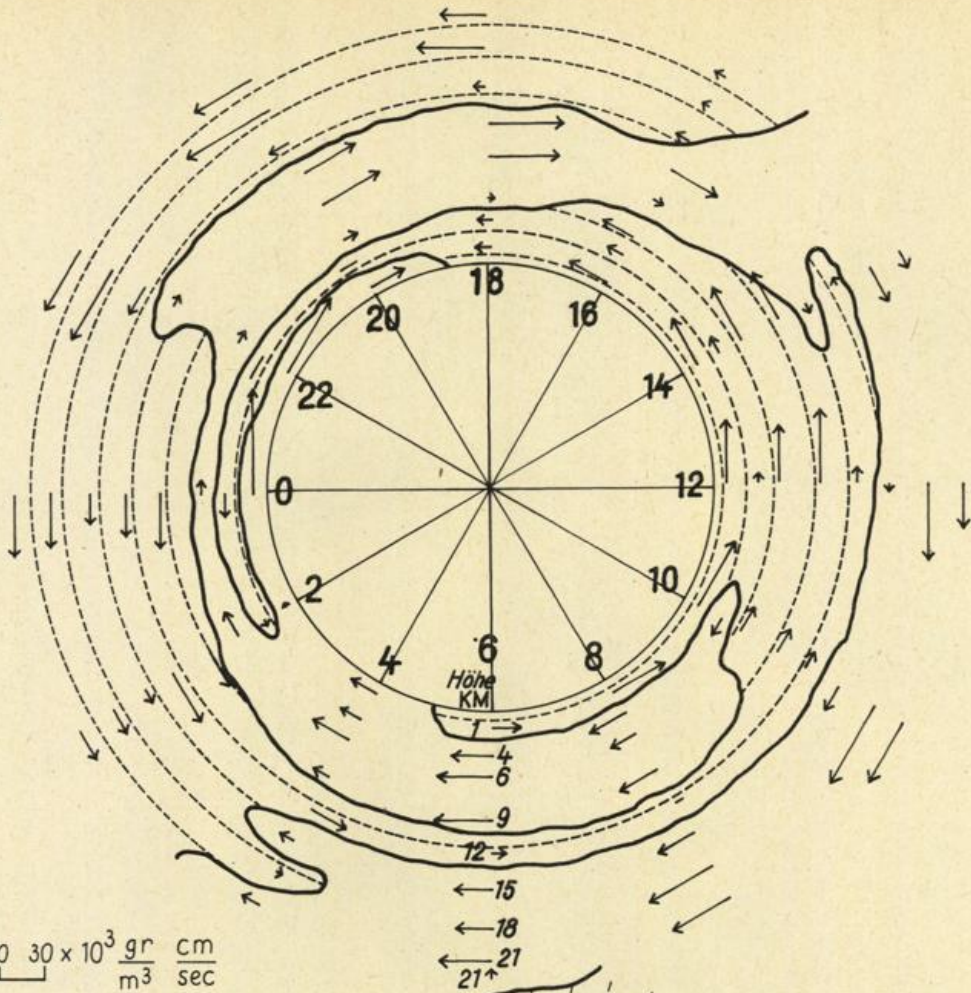
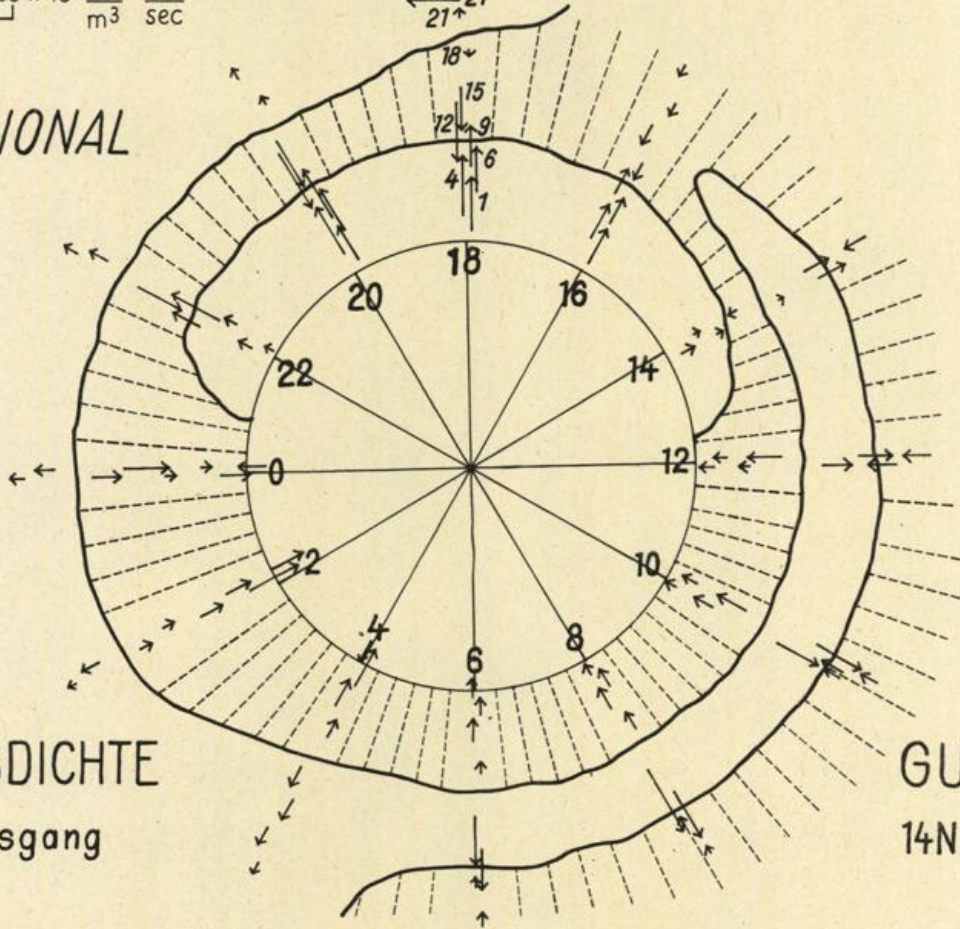


Abb. 6

ZONAL



MERIDIONAL



IMPULSDICHTE
im Tagesgang

GUAM
14N 145E

Abb. 7

GUAM
14°N 145°E
→ zusätzlicher
Zonalwind in 9 Km

Trägheitskreis -
bewegung ⇒
in der Äquatorebene

0 cm/s 50

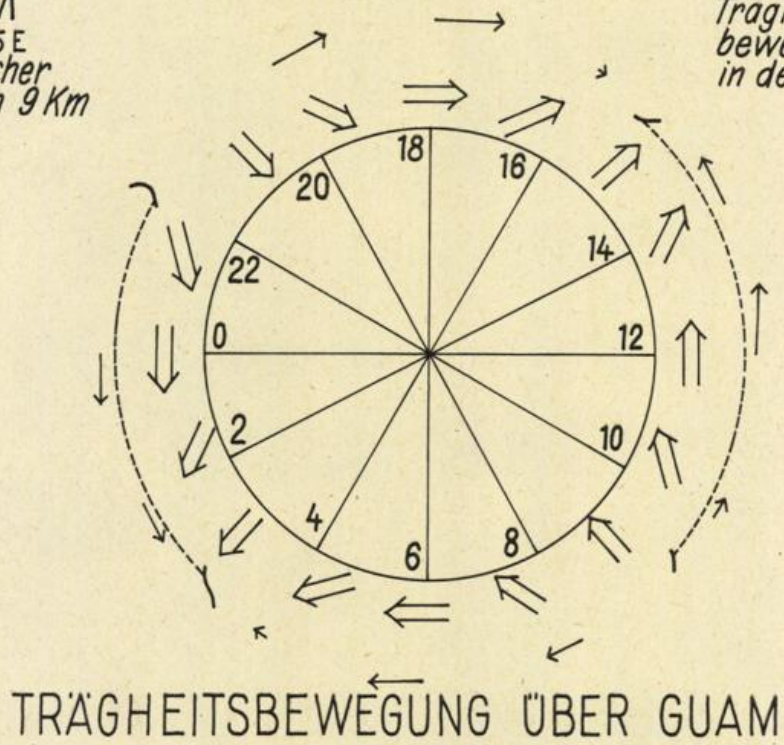
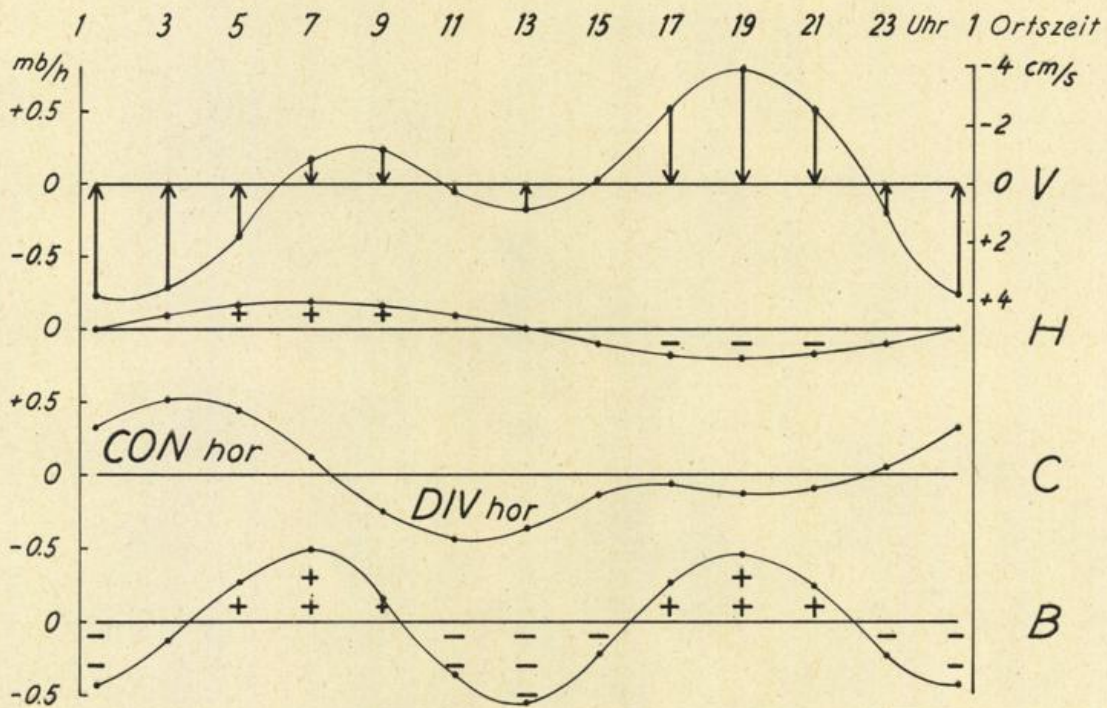


Abb. 9



TAGESGANG der

V = Vertikalbewegungen in 22.5 km Höhe

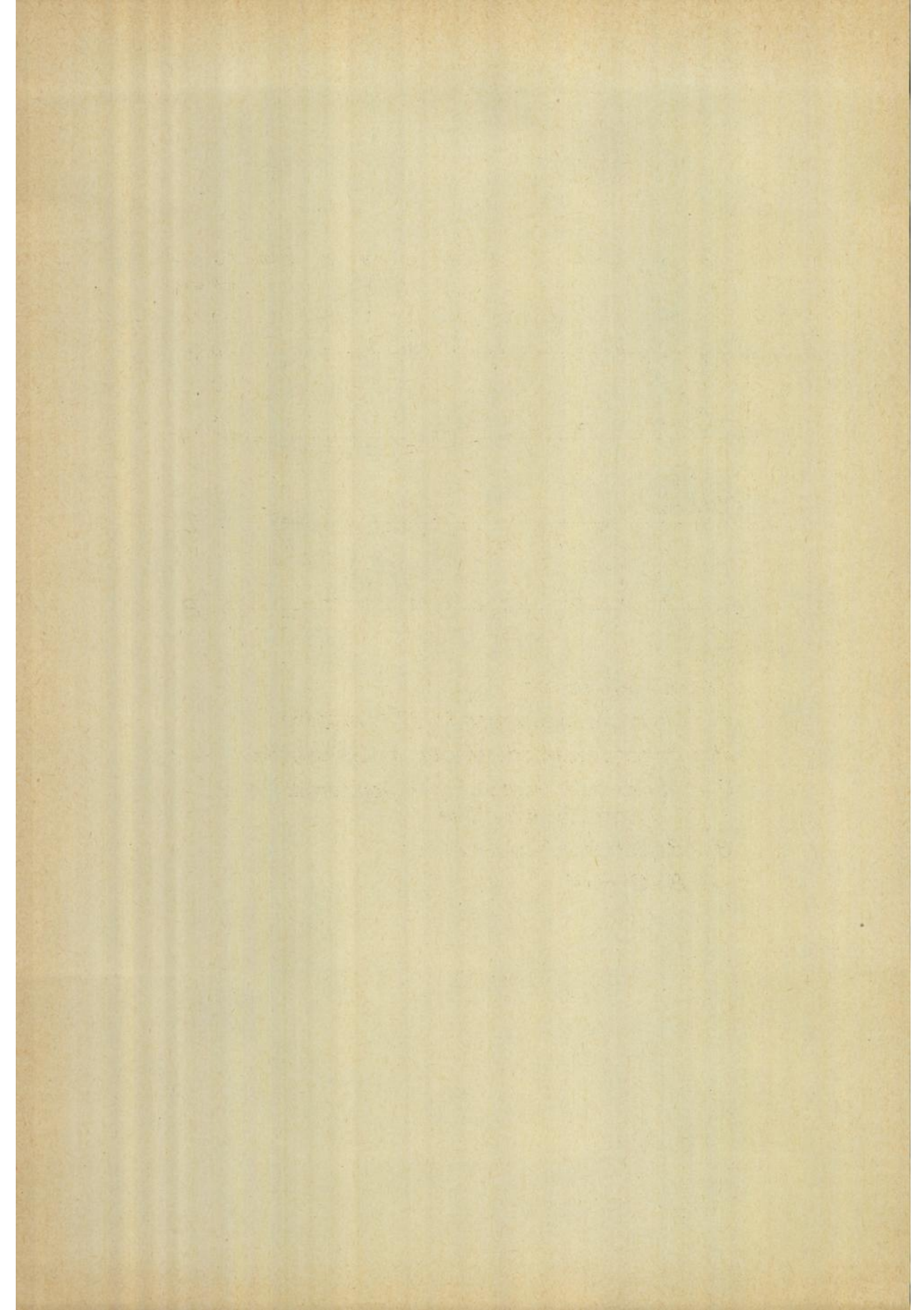
H = Höhendruckänderungen in 22.5 km Höhe

*C = horizontale Impulsconvergenz zwischen
0 und 22.5 km Höhe*

B = Bodendruckänderungen

$$B = C + H + V$$

Abb. 10



- Nr. 35 (1962) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1958
- Nr. 36 (1962) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1959
- Nr. 37 (1963) Klimatologie des Mittelmeeres. Teil 2: Temperatur, Bewölkung, Niederschlag, Nebel (H. Markgraf)
- Nr. 38 (1963) Zur Klimatologie des Nordatlantischen Ozeans. Teil 1: Text (C. Pflugbeil)
- Nr. 39 (1963) Zur Klimatologie des Nordatlantischen Ozeans. Teil 2: Tabellen (C. Pflugbeil und E. Steinborn)
- Nr. 40 (1963) Zur Klimatologie des Nordatlantischen Ozeans. Teil 3: Abbildungen (C. Pflugbeil und E. Steinborn)
- Nr. 41 (1964) Die Eigenschaften der Meereswellen im Nordatlantischen Ozean (H. Walden)
- Nr. 42 (1964) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1960
- Nr. 43 (1964) Die Bestimmung des Tiefwasserseegangs aus seinen skalar-spektralen Komponenten bei bekannten Windverhältnissen (J. Piest)
- Nr. 44 (1964) Die Kälte der Winter im norddeutschen Raum; Teil 1: Herstellung homogener Reihen der Kältesummen (H. Müller-Annen)
- Nr. 45 (1965) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1961
- Nr. 46 (1965) Gleichzeitige Seegangsmessungen in der Deutschen Bucht mit dem „Seegangsbeschleunigungsmesser mit photographischer Registrierung“ und ihre Auswertung zum Studium des Seegangs beim Einlaufen in das Wattenmeer (H. Walden, A. Lang u. J. Piest)
- Nr. 47 (1965) Die Windgeschwindigkeits - Äquivalente der Beaufortgrade nach Beobachtungen deutscher Bordwetterwarten (H. Walden)
- Nr. 48 (1965) Die Kälte der Winter im norddeutschen Raum. Teil 2: Herstellung langjähriger Reihen der Zahl der Wintertage. Ableitung einer Winter- und Kältezahls (H. Müller-Annen)
- Nr. 49 (1965) Darstellung ausgewählter täglicher Höhenwinde in den Tropen zwischen 10° und 80° Westlänge (W. Rudloff)
- Nr. 50 (1965) Aerologische Monatskarten der Tropen für das Internationale Geophysikalische Jahr 1957—1958. Teil 1: 300 mb und 300/500 mb (W. Rudloff, O. Höflich u. G. Heise)
- Nr. 51 (1965) Aerologische Monatskarten der Tropen für das Internationale Geophysikalische Jahr 1957—1958. Teil 2: 200 mb und 200/300 mb (W. Rudloff, O. Höflich u. G. Heise)
- Nr. 52 (1966) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1962
- Nr. 53 (1966) Die Entwicklung von Seegang-Meßbojen mit kreiselstabilisierten Meßwertaufnehmern für Beschleunigung und Bojenlage (A. Lang)
- Nr. 54 (1966) Die Windverhältnisse bei Feuerschiffs-Station ELBE 1. Teil 1: Die Häufigkeiten (J. Richter)
- Nr. 55 (1966) Zum Tagesgang tropischer Höhenwinde (W. Rudloff)

