

DEUTSCHER WETTERDIENST
Seewetteramt

Einzelveröffentlichungen
Nr. 28

Beiträge zur Meteorologie Mittelamerikas
(insbesondere El Salvadors)

von

Dr. Wilfried H. Portig

Hamburg
1960

EINZELVERÖFFENTLICHUNGEN

des Seewetteramtes

	<i>DM</i>		<i>DM</i>
Nr. 1 (1953): Höhe, Länge und Steilheit der Meereswellen im Nordatlantik (H. U. Roll)	3,50	Nr. 15 (1957): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1954	10,00
Nr. 2 (1952, Nachdruck 1953): Die Nebelverhältnisse der Unterelbe im Jahrzehnt 1939-1948 (G. Hartenstein und H. Markgraf)	2,00	Nr. 16 (1958): Zur Niederschlagsmessung auf See: Ergebnisse von Vergleichsmessungen auf Feuerschiffen und benachbarten Inseln (H. U. Roll)	1,30
Nr. 3 (1954): Die Nebelverhältnisse im Küstengebiet der Weser- und Emsmündung (P. Bintig und H. Markgraf)	2,00	Nr. 17 (1958): Statistik der Meereswellen in der Nordsee (O. Petri)	2,50
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)	7,00	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	zusammen 12,50
Nr. 5 (1954): Atlas der Monatswerte von Wassertemperatur, Wind und Bewölkung auf dem Seeweg Europa—Südamerika (H. J. Bullig)	12,00	Nr. 19 (1958): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1955	10,00
Nr. 6 (1954): Die Größe der Meereswellen in Abhängigkeit von der Windstärke (H. U. Roll)	vergriffen	Nr. 20 (1959): Statistisch-synoptische Untersuchung über das Verhalten von Tiefdruckgebieten im Bereich von Grönland (H. Walden)	3,60
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)	3,50	Nr. 21 (1959): Zur Theorie der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche (W. Brogmus) ..	3,00
Nr. 8 (1956): Die Meereswellen in der südlichen Nordsee (H. U. Roll)	5,00	Nr. 22 (1959): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1956	10,00
Nr. 9 (1956): Laderaum-Meteorologie. Vorträge auf der Arbeitstagung am 20. Juni 1956 in Hamburg	3,00	Nr. 23 (1959): Hamburger Wetterdaten für das Bauwesen (R. Reidat)	2,00
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)	12,50	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)	3,00
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)	2,50	Nr. 25 (1960): Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im April und Oktober (H. Markgraf)	7,00
Nr. 12 (1957): Sturmwetterlagen bei Island 1950—1954 (H. O. Mertins)	3,50	Nr. 26 (1960): Der Seegang bei den Feuerschiffen „Flensburg“, „Kiel“ und „Fehmarnbelt“ (H. Walden)	4,00
Nr. 13 (1957): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1953	10,00	Nr. 27 (1960): Ergebnisse der 3. laderaum-meteorologischen Forschungsfahrt auf TS „Düsseldorf“ an die Westküste Südamerikas, 1958 (E. Höller)	5,50
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)	3,50	Nr. 28 (1960): Beiträge zur Meteorologie Mittelamerikas (insbesondere El Salvadors) (W. H. Portig)	5,40

DEUTSCHER WETTERDIENST
Seewetteramt

Einzelveröffentlichungen
Nr. 28

Beiträge zur Meteorologie Mittelamerikas
(insbesondere El Salvadors)

von

Dr. Wilfried H. Portig

Wetteramt München
Handbücher Nr. 5437

Hamburg
1960

DK 551.582.1 (728)
551.515.5
551.557

Wolfgang Munchner
Hauptstadt: ...

Vorwort

Die Sammlung und Auswertung meteorologischer Beobachtungen von See und Übersee war eine wesentliche Aufgabe der Deutschen Seewarte (1875 bis 1946). Deutsche Seefahrer auf allen Ozeanen, deutsche Ansässige in vielen klimatisch wenig erschlossenen Erdgegenden — von der Küste Labradors bis zur Südsee — trugen vormals als freiwillige Beobachter viel zur Mehrung unserer Kenntnisse der Witterungsverhältnisse auf der Erde bei. W. Köppens Windkarte der Weltmeere und seine Darstellung der Klimate der Erde — um nur das Bekannteste zu nennen — beruhen zum Teil auf Beobachtungen, die in Hamburg gesammelt wurden.

Das System der freiwilligen Beobachter zur See ist geblieben, jetzt — was Deutschland betrifft — betreut vom Seewetteramt des Deutschen Wetterdienstes und heute so nutzbringend und notwendig wie ehemals. Aber in den überseeischen Ländern haben sich die Dinge gewandelt: Überall sind nationale Wetterdienste und Beobachtungsnetze entstanden oder in Entwicklung begriffen. Damit hat die Bemühung um „die meteorologische Erschließung“ der Erde eine neue Form erhalten.

Man läßt den Entwicklungsländern — zumal durch Experten — Hilfe angedeihen bei dem Aufbau und Ausbau ihrer landeseigenen meteorologischen Dienste, und es ist das „Technical Assistance“-Unternehmen der Weltorganisation für Meteorologie, das hier im weiten Rahmen der Vereinten Nationen seit Jahren großzügige Arbeit leistet.

Daneben gab es auch direkte Brückenschläge von Land zu Land, und zu diesen gehört die bald zehnjährige Tätigkeit deutscher Meteorologen in El Salvador. 1951 rüstete das damalige Meteorol. Amt für Nordwestdeutschland den von ihr nach El Salvador beurlaubten Reg.-Rat Dr. Willy Rudloff mit einem reichhaltigen Grundinstrumentarium aus. Damit konnte er die von der Universität von El Salvador übernommene Aufgabe erfüllen, im Tropeninstitut am nordwestlichen Rande der Hauptstadt San Salva-

dor, zu Füßen des Vulkans gleichen Namens, meteorologische Beobachtungen durchzuführen und den Grundstein zu einem Landeswetterdienst zu legen.

Dank des Willens der Salvadorenischen Regierung zum Fortschritt auf allen Gebieten des nationalen Lebens wurde am 1. 1. 1953 ein solcher Dienst gegründet, für dessen erfolgreiche Weiterentwicklung der Beitrag des Deutschen Wetterdienstes durch Beurlaubung geeigneter Angehöriger eine wesentliche Voraussetzung war. Zwanglos kam es so zu einer Zusammenarbeit, die, wenn auch in bescheidenem Rahmen, ganz der Hilfe für Entwicklungsländer entspricht, die aber auch dem „Paten-Wetterdienst“ zugute kommt.

Ein Beginn hierzu war — außer aktuellen Witterungsdaten von El Salvador für Wirtschaftsauskünfte des Seewetteramtes und wissenschaftlichen Beiträgen der Salvador-Meteorologen in der Meteorologischen Rundschau — auch die deutsche meteorologische Expedition nach El Salvador im Internationalen Geophysikalischen Jahre. Die Ergebnisse dieses Unternehmens werden wohl bald veröffentlicht. Dankbar wird es begrüßt, daß Dr. W. H. Portig zur gleichen Zeit einen Abriß seiner meteorologischen Tropenerfahrungen für den Druck zur Verfügung stellte.

Dr. Portig war bis zum Kriegsende zehn Jahre lang Meteorologe der Deutschen Seewarte, gehörte nach dem Kriege nicht mehr dem Deutschen Wetterdienst an, ist aber seit 1954 wieder als Meteorologe tätig und begann 1955 zusammen mit Reg.-Rat Helmut Leßmann, der Dr. Rudloff in der Leitung des Dienstes folgte, den synoptischen Wetterdienst in El Salvador aufzubauen. Im vergangenen Jahr verließ er El Salvador und ging nach Austin in den USA, um als Lehrer für Meteorologie an der Universität von Texas tätig zu sein.

Hamburg, den 23. September 1960

Dr. M. R o d e w a l d
Leiter der Abt. Maritime Meteorologie
des Seewetteramtes

INHALT

1. <i>Einleitung</i>	5
2. <i>Das Wetter und seine Elemente in El Salvador</i>	5
2.1 <i>Wolken</i>	5
2.2 <i>Gewitter</i>	6
2.3 <i>Wetterlagen</i>	7
2.4 <i>Kaltlufteinbrüche in der Höhe</i>	10
2.5 <i>Taupunkt</i>	11
2.6 <i>Temperatur</i>	13
2.7 <i>Regen</i>	14
3. <i>Die freie Atmosphäre über El Salvador</i>	15
3.1 <i>Steiggeschwindigkeit von Ballonen</i>	16
3.2 <i>Markante Windsprünge</i>	17
3.3 <i>Schleifen in der Ballonbahn</i>	17
3.4 <i>Fallgeschwindigkeit von Ballonresten</i>	17
3.5 <i>Besondere Platzhöhe</i>	18
3.6 <i>Rhythmische Windänderungen</i>	18
3.7 <i>Windsysteme</i>	20
<i>Schrifttum</i>	23

1. Einleitung

Die Meteorologie der Tropen galt lange Zeit hindurch als wenig interessant gegenüber der Meteorologie der außertropischen Breiten mit ihrer typen- und kontrastreichen „Wechselwitterung“. Erst in den letzten beiden Jahrzehnten erfolgte eine stärkere Hinwendung zu den Wettervorgängen in den Tropen. Dabei wurde vielfach versucht, diese Vorgänge in ein bestehendes Schema einzuordnen, so daß man hier nach *Palmer* (1, siehe Literatur-Verzeichnis am Schluß) „Klima“- „Luftmassen“- und „Störungs“-Meteorologen unterscheiden kann.

Der Verfasser will mit den folgenden Mitteilungen weder einer dieser Kategorien beitreten noch eigene Lehrmeinungen entwickeln. Er möchte vielmehr einfach über einige Erfahrungen berichten, die er in San Salvador (13.7° N, 89.1° W) in Zentralamerika sammelte, wo er mehr als vier Jahre, vom Mai 1955 bis zum August 1959, als Leiter der Synoptischen Sektion des Wetterdienstes von El Salvador tätig war. Der Bericht ist also im wesentlichen als ein Beitrag zur Phänomenologie des Tropenwetters gedacht, zur Unterrichtung der immer zahlreicher werdenden Meteorologen, die sich mit den Wettervorgängen in den Tropen befassen wollen. Darüberhinaus mag er das Interesse an den meteorologischen Erscheinungen der Tropenzone mehren, darauf hinweisen, daß dort noch manches Problem der Aufklärung harret, und zu weiteren Studien anregen.

Nachdem in früheren Jahren — mit gutem Recht —

Arbeitshypothese gemacht wurden, um Kenntnislücken interimistisch zu überbrücken, macht sich in jüngster Zeit die Tendenz bemerkbar, sich auf theoretische Erwägungen, z. T. mit erheblichem mathematischen Aufwand, zu konzentrieren, ohne sich um die tiefere Durchdringung der Phänomenologie zu bemühen. So nützlich theoretische und spezielle Untersuchungen sind, so scheint uns doch in neuen Gebieten — und dazu gehören die Tropen immer noch — die Phänomenologie den Vorrang zu haben.

Erst nach der Erfassung der Phänomene, die nicht vom Schreibtisch aus geschehen kann, ist es möglich, geeignete Schemata zu entwickeln, zur weiteren Behandlung durch den Spezialisten. Ohne eine solche Folge des Vorgehens kann es geschehen, daß dem Tropenmeteorologen sein Beobachtungsprogramm vorgeschrieben wird (wie z. B. in Form des synoptischen Wetterschlüssels), daß dessen „Zuschnitt“ aber den Besonderheiten der Tropenzone nicht gerecht zu werden vermag, und das liegt nicht im Interesse einer objektiven Wissenschaft.

An dieser Stelle sei mit Dank der beiden Assistenten gedacht, die bei den Beobachtungen und ihrer Diskussion einen erheblichen Anteil hatten: Dipl.-Met. *Walter Kasparbauer* und Dr. *Albert Pallmann*.

Der Erfahrungsbericht gliedert sich in zwei Teile:
Das Wetter und seine Elemente in El Salvador.
Die freie Atmosphäre über El Salvador.

2. Das Wetter und seine Elemente in El Salvador

2.1 Wolken. Die Wolken in den Tropen passen nicht immer in das Schema, das im Internationalen Wolkenatlas und im Internationalen Wetterschlüssel als derzeitige Form aufgestellt wurde. Der synoptische Meteorologe kann sich vielfach auf Grund der verschlüsselten Wettermeldungen nicht ein richtiges Bild des Himmelsanblicks an anderen tropischen Stationen machen. Hier ist aber die Kenntnis des Himmelsanblicks wesentlich wichtiger als in der gemäßigten Zone, weil sowohl der Luftdruck als auch die Temperatur nur eine untergeordnete Rolle bei der Wetteranalyse spielen. Eine erste Schwierigkeit bei der Verschlüsselung tropischer Wolken ist die Gliederung in drei Wolkenetagen. Insbesondere ist es von Nachteil, daß die unteren und die hohen Wolken nicht unterteilt werden können (mit Ausnahme der unglücklich definierten $C_L = 8$).

Bei den niedrigen Wolken kommen außer den in gemäßigten Breiten bekannten Schlüsselsschwierigkeiten folgende Spezialfälle hinzu:

- a) Die Cu haben eine höhere Basis als die Sc oder Fc, ohne daß es sich um eine Lage handelt, bei der $C_L = 7$ oder 9 angebracht wäre.
- b) Es sind zwar Cb vorhanden; sie sind aber wegen ihrer großen Entfernung oder wegen offensichtlicher Auflösungsstendenzen unwesentlich im Vergleich zu sich gleichzeitig durch Ausbreitung bildenden Sc.
- c) Cu, die eine große Vertikalerstreckung über kleiner Basis haben, sozusagen „schwindsüchtige Wolkenschläuche“, können nicht verschlüsselt werden. $C_L = 1$ verschweigt die Instabilität, die das hohe Aufquellen verursacht, und $C_L = 2$ verschweigt die Trockenheit der oberen Schichten, die die

schlauchförmigen Abtrocknungsformen im Passat erzeugt. Die Unterscheidung von den ebenfalls häufigen $C_L = 1$ und $C_L = 2$ ist wichtig, weil sie andere Prozesse und andere Luftmassen charakterisieren.

Überhaupt ist es ein wesentlicher Mangel des z. Z. gültigen Wolkenschemas bei Verwendung in den Tropen, daß in ihm den Vorgängen der Wolkenbildung, -umbildung und -auflösung zu wenig Gewicht beigemessen wird. Der Wolkenaufzug, der in allen seinen Phasen gut beschrieben werden kann, kommt zwar auch manchmal in den Tropen vor, aber die Wolkenbildung in allen Niveaus ist der häufigere Vorgang. Daneben kommt dem Vorbeizug eine gewisse Bedeutung zu, also ein Auf- und später Abzug, der nur einen Teil des Himmelsgewölbes umfaßt, und der Vorgänge in großen Entfernungen erkennen läßt, weil erstens die Sichtweite vielfach über 100 km beträgt und zweitens wesentliche Prozesse der Atmosphäre in Höhen stattfinden, in denen sich in der gemäßigten Zone schon die Stratosphäre befindet. Als Vorbeizug eines Wolkensystems konnten z. B. 1955 von San Salvador aus die Wolken des Hurrikans Janet beobachtet werden, als er Yukatan passierte. Es ist anzunehmen, daß manch ein Unwetter bei seiner Entstehung entdeckt würde, wenn der Beobachter die Möglichkeit hätte, den Vorbeizug zu verschlüsseln. Auch die vorgesehenen textlichen Zusätze erwähnen den Vorbeizug nicht.

In Mittelamerika kommen mehr oder weniger kräftige Tiefdruckgebiete vor, die etwa von Costa Rica aus nach Westen langsam aus dem Bereich der Küsten und der Schifffahrtslinien herauswandern, die aber die Brandung an der salvadorensischen Küste so sehr erhöhen können, daß das Ladegeschäft der Schiffe beeinträchtigt wird. „Vorbeizugmeldungen“ der Schiffe und Landstationen könnten wesentlich dazu beitragen, die Position der Zyklonen genauer zu bestimmen und die Brandungsvorhersage zu verbessern.

Die Bemerkungen über die Neubildung, das Vergehen und den Vorbeizug von Wolken beziehen sich auf alle Wolkenstockwerke. In bezug auf Ac müssen diese Vorgänge bestimmt, in bezug auf die übrigen Wolkenarten vielleicht für wichtiger angesehen werden als die Wolkenform, die sowieso in den Tropen vielfach so schnell wechselt, daß sie nur photographisch, evtl. filmisch ohne Verwendung des Zeitraffers zu erfassen ist. Ein Beispiel dazu wird im zweiten Teil geschildert (im letzten Absatz vor „Windsysteme“).

Im Zusammenhang damit mag folgende Beobachtung von Interesse sein, die bei der Bildung von Cu am Vormittag gemacht wurde: Eine Wolke zeigte außerordentlich starke Formveränderungen, die heftige horizontale und vertikale Strömungen erkennen ließ. Ein Pilotballon zog so dicht an der Wolke vorbei, daß schon befürchtet wurde, er würde in sie eintreten und sich damit weiterer Verfolgung entziehen. Die Auswertung ergab eine Gleichmäßigkeit der Horizontalströmung, wie sie selten zu konstatieren ist; die Ballonbahn war wie mit dem Lineal

gezogen. Die chaotischen Luftbewegungen beschränkten sich also auf den sichtbaren Wolkenkörper.

Die außerordentliche Vielfalt der Cirruswolken kann in keiner Weise vom jetzigen Wetterschlüssel erfaßt werden, bei dem viele Ziffern für den Aufzug verschwendet werden, „verschwendet“ vom Standpunkt des Tropenmeteorologen aus. Wie im aerologischen Teil dieses Berichts ausgeführt wird, sind die Vorgänge in der hohen Troposphäre sehr wechselvoll, so daß aus besserer Kenntnis der Cirruswolken und ihrer geographisch-synoptischen Verteilung sicher wesentliche Kenntnisse gewonnen werden könnten, nicht zuletzt für die Hurrikan-Entstehung. Im Abschnitt über „Wetterlagen“ wird hierauf zurückzukommen sein.

Die Cirren sind häufig in verschiedenen Schichten vorhanden, die, z. B. in der Zugrichtung, verschiedenes Verhalten zeigen. Manchmal ist deutlich zu sehen, wie sich zwei Cirrussysteme mit erheblicher Geschwindigkeit gegeneinander verschieben, wobei Richtungsunterschiede bis 180° vorkommen. Meist pflegt die untere Schicht aus Cirrus spissatus (früher Cirrus nothus), d. h. Ci cumulonimbogenitus zu bestehen. Eine einwandfreie Messung mit Pilotballon ergab 10 km NN für die Unterseite eines Ci spi op. Die obere Schicht hat meist mehr chaotischen Charakter, kann aber doch so scharf definiert sein, daß das Eintreten des Pilotballons beobachtet werden kann. Eine gute Messung ergab 13 km als Basis; dabei war gleichzeitig an anderen Teilen des Himmels tieferer Ci spi vorhanden.

Es wurde beobachtet, daß eine hohe Horizontalgeschwindigkeit, mit der der Ci spi vom Cb abgerissen wird, ein Anzeichen für die geringe Regenergiebigkeit des Cb zu sein scheint. Die Ci-Fahnen können im Fall geringer Regenfälle viele Kilometer lang sein; bis 30 km wurde geschätzt. In solchen Fällen kann die Oberseite der Fahne castellanus-Charakter annehmen. Weiter ist ein Fall photographisch festgehalten worden, in dem aus einer Cirrus spissatus-Fahne Wolkenschläuche emporquellen, die dann in einer höheren Schicht in anderer Richtung abgetrieben wurden und an der Windsprungschicht mammatus-Charakter annahm. Siehe das Bild Nr. 1, Cirrus mammatus. (Die Bilder und Abbildungen befinden sich am Schluß.) Die menschliche Vorstellungskraft kann kaum so phantasiereich sein, daß sie nicht noch durch die Vielfalt tropischer Wolkenformen übertroffen würde.

Der Vollständigkeit halber wird auf die Kreiscirren verwiesen, die später (Seite 20) beschrieben werden.

2.2 Gewitter. In „Tropengewitter“ (8) wurde vom Verfasser die Vermutung geäußert, daß verschiedene Gewitterzentren häufiger als es der statistischen Wahrscheinlichkeit entspricht, gleichzeitig elektrische Entladungen haben. Dafür konnte kein neues Material beigebracht werden, und es scheint, daß die Vermutung keinen realen Hintergrund hat.

Im Gegensatz dazu fand eine andere Beobachtung ihre Bestätigung, nämlich die, daß blitzreiche Gewitter im großen ganzen weniger Niederschlag liefern als blitzarme. Auch in anderen Tropengebieten scheint das der Fall zu sein, denn Delourme (2) berichtet, daß Französisch-Guayana sein jährliches Gewittermaximum in der „Trockenzeit“ hat, d. h. in dem Teil des Jahres, in dem das Minimum der Monatsregensummen liegt, im Juli bis September.

Zur Erklärung dieses Tatbestandes, der durchaus von dem der gemäßigten Zone abweicht, darf man vielleicht so argumentieren: Bei sehr hohem Wassergehalt der Wolken ist die elektrische Leitfähigkeit der Wolkenluft (des „Luft-Wasser-Gemisches“) so hoch, daß sich elektrische Ladungen vielfach ausgleichen, ehe sie einen Betrag erreicht haben, der zur Entwicklung eines sichtbaren Blitzes ausreicht. Für diese Ansicht spricht die Beobachtung, daß die Blitze regenreicher Gewitter, d. h. solcher mit etwa 60 bis 100 mm Niederschlag, Erdblitze zu sein pflegen, die der blitzreichen Gewitter dagegen mehr solche von Wolke zu Wolke.

Die Gewitter pflegen abrupt mit starken Böen, vorwiegend aus Ost, zu beginnen und allmählich aufzuhören, im Gegensatz zum Schauer ohne elektrische Entladungen, der ebenso plötzlich aufzuhören pflegt, wie er anfing. Die Isobronten, die gelegentlich gezeichnet werden können, schreiten mit 50 bis 100 km/h von Ost nach West fort, d. h. viel schneller als der Passat. Die Nachregen hören vielfach erst bei Sonnenaufgang auf, so daß also die östlichen Teile des Landes dann längeren, aber nicht notwendigerweise ergiebigeren Niederschlag haben als die westlichen.

Die Nachregen sind im allgemeinen von sehr gleichmäßiger Stärke und fallen in dieser Form bereits, wenn man es im Westhalbraum noch blitzen sieht.

Gewitter kommen fast immer am Nachmittag oder in der ersten Nachthälfte vor. Es können aber auch seltene Morgen- und etwas häufigere Mittagsgewitter beobachtet werden. Die Abb. 1 zeigt die mittlere stündliche Regenintensität von San Salvador, d. h. die Menge der gesamten je Stunde gefallenen Regen, geteilt durch die Anzahl der Stunden mit Regen. Dabei ist zu bemerken, daß 13 der 30 verwendeten Monate keinen Beitrag zu den Stunden 7—10 Uhr geliefert haben, da es in diesen Monaten zu dieser Zeit kein Mal geregnet hat. Deshalb und auf Grund weiterer statistischer Erwägungen kommt dem Intensitätsmaximum bei 8—9 Uhr keine Bedeutung zu. Man sieht in Abb. 1 das erste wesentliche Regenmaximum am Mittag und ein weiteres am Abend. Aus der Breite der Maxima darf man auf große Unregelmäßigkeiten im Einsatz der Gewitter schließen, womit ein Problem der Wettervorhersage kurz beleuchtet wird. Ferner sieht man das allmähliche Abklingen der Regenintensität in der Nacht, und die plötzliche Änderung der durchschnittlichen Regenstruktur bei Sonnenaufgang.

Abb. 1 enthält ferner die Kurve der Regenhäufigkeit. Durch Vergleich beider Kurven bekommt man einen

Eindruck vom Strukturwandel der Regen im Laufe des Tages; in grober Einteilung: Schauercharakter von Mittag bis Mitternacht und Dauerregencharakter nach Mitternacht.

2.3 Wetterlagen. Gewitter pflegen in San Salvador nicht örtlich bedingt zu sein; es gibt nicht das, was man als lokale Wärmegewitter bezeichnen könnte. Der Ort der Gewitter ist vielmehr — bei entsprechend genauer Kenntnis der Wetterlage — vorhersagbar, und die Gewitter schreiten nach gewissen Regeln fort, wobei sie gleichzeitig aus mehreren verhältnismäßig prägnanten Zentren zu einem weniger charakteristischen Aktionsgebiet zusammenwachsen. In „Vorhersageregeln“ (9) waren die „Easterly Waves“ als Gewitterbringer benannt worden. Näheres Studium und weitere Erfahrungen haben zu dem Schluß geführt, daß die im Karibischen Meer und vor allem in Mittelamerika beobachteten Störungszonen im allgemeinen nicht mit den von Riehl beschriebenen „Easterly Waves“ identisch sind. Sie sollen deshalb im folgenden „Instabilitätswellen“ genannt werden.

G. Tschirhart (5) beschreibt ähnliche Wellen, die er „lignes de grains“ nennt, von Mittelfrika. Seine spärlichen Zahlenangaben gestatten keinen ausreichenden Vergleich mit der folgenden, ebenfalls noch nicht ausreichenden statistischen Bearbeitung. Aus orographischen Gründen muß aber erwartet werden, daß zwischen den „lignes de grains“ und den „Instabilitätswellen“ ein merklicher Unterschied besteht. Es wäre richtiger, beiden Bezeichnungen ein geographisches Beiwort zu geben, z. B. „karibische Instabilitätswellen“, wovon im folgenden deshalb abgesehen wird, weil Verwechslungen nicht möglich sind. Es sei erwähnt, daß Tschirhart in seiner zitierten Arbeit versucht, den Aufbau der Störungszonen theoretisch zu erfassen und zu begründen.

Ein spezielles, aber bei weitem noch nicht ausreichendes Studium der Instabilitätswellen wurde für den Zeitraum 1.—14. Juli 1958 vorgenommen, wobei 23 Wetterkarten, und zwar 14 von 12 Uhr MGZ und 9 von 00 Uhr MGZ zur Verfügung standen. Außerdem lagen die Ergebnisse von zahlreichen Radiosonden vor, die den Daily Series, Synoptic Weather Maps, Northern Hemisphere Data Tabulations des U. S. Weather Bureau entnommen wurden.

Die Karten wurden so analysiert, daß die Zonen maximaler Schlechtwettertätigkeit durch Linien hervorgehoben wurden. Wie bereits (22) ausgeführt, verlaufen diese Linien nordsüdlich und wandern von Ost nach West mit einer Geschwindigkeit, die größer ist als der Wind in irgendeiner Höhe. Die Identifizierung der Wellen ist nicht immer einfach, und bei oberflächlicher Analyse von Karten in 12- oder 24-stündigem Abstand könnte man in den Fehler verfallen, die Störungslinien als stationär anzusehen. Mehrere Gründe sprechen aber eindeutig gegen eine solche Annahme:

- a) Wären die Störungszonen stationär, so müßten die unter ihnen liegenden Orte dauernd schlechtes

Wetter haben, und ihre Umgebung dauernd gutes (wie man es z. B. bei der Mallungenrinne oder in Schleifzonen beobachtet). Das ist aber hier nicht der Fall. Während einer „Wellenlage“ wechselt an jeder Station gutes und schlechtes Wetter; der Wechsel ist markant und schreitet von Ost nach West fort.

- b) Mit stationären Verhältnissen könnten die guten Vorhersagen des Gewitterbeginns bei „Wellenwetter“ nicht erklärt werden.
- c) Gelegentliche Wetterkarten der Zwischentermine zeigen das Fortschreiten der Wellen.

Abb. 2 zeigt die Orte der ersten Instabilitätswellen des Juli 1958 zu verschiedenen Zeiten, so wie sie den Wetterkarten entnommen wurden, und das in San Salvador beobachtete Wetter. Da die Wellenfront nord-südlich verläuft und ost-westlich fortschreitet, genügt zur Charakterisierung der Wellen je eine Linie mit den Koordinaten geographische Länge und Zeit.

Die Abbildung zeigt, daß Anfang Juli 1958 die Wellen durchschnittlich mit 13 Grad/Tag fortschritten, was etwa 31 Knoten entspricht. Im allgemeinen pflegen sie ein wenig schneller zu laufen, und zwar etwa 15 Grad/Tag. Da die Wellenlänge etwa konstant, aber merklich verschieden von 13 bzw. 15 Grad oder von 13/2 bzw. 15/2 Grad sein kann, kann sich daraus eine regelmäßige Verfrühung (oder Verspätung) von Tag zu Tag im Eintreffen des Wellenmaximums an einem festen Ort ergeben. Auf regelmäßige Verschiebungen des Regenbeginns von Tag zu Tag ist schon in amtlichen Verlautbarungen des Salvadorensischen Wetterdienstes hingewiesen worden (z. B. in 3).

Es war nicht möglich, alle Schlechtwettergebiete der ersten zwei Juliwochen in der Form der Abb. 2 zu erfassen. Die Wellen werden manchmal von Vorgängen höherer Breiten gestört und „kommen aus dem Takt“ oder verschwinden ganz. Es ist auch möglich, daß die allgemeine Strömung von Ost-West auf Südost-Nordwest wechselt. Auch in diesem Fall werden die Instabilitätswellen wesentlich gestört. Grundsätzlich jedoch sind die geographischen Verhältnisse des Karibischen Meeres ungewöhnlich günstig für die Entstehung lokaler Wellen. Die sehr hohen süd-amerikanischen, meist küstenparallelen Gebirge trennen das maritime Wettergeschehen vom kontinentalen wie selten auf der Erde. Eine gewisse Trennung zwischen karibischen und atlantischen Wetterprozessen wird durch die dichte Kette der großen Antillen bewirkt, die stellenweise bis 3 000 m aufragt. Und schließlich ist die Passatströmung parallel zu den genannten Hindernissen, womit ein weiteres Moment gegeben ist, um das karibische Wettergeschehen von dem nördlich und südlich davon befindlichen zu trennen. Somit liegen hier geographische Verhältnisse vor, wie sie in Gewässern Seiches hervorzurufen pflegen. Und auch in der Atmosphäre scheint es sich bei den Instabilitätswellen um seiche-ähnliche Schwingungen zu handeln (wobei allerdings feuchtadiabatische Umlagerungen eine wesentliche

Rolle spielen); die Prozesse sind nicht auf unterschiedliche Eigenschaften von Luftmassen zurückzuführen, die irgendwie gegeneinander geführt werden. Die Schlechtwetterzonen, die äußerlich den Eindruck von Kaltfronten machen, sind keine Fronten in dem Sinne von aktiven Luftmassengrenzen.

Ähnliche Wellen sind auch schon unter weniger günstigen geographischen Bedingungen beobachtet und beschrieben worden, und zwar durch Tepper (4) in Wyoming und Arkansas. Auch dort war die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen größer als die der Luftmasse, d. h. größer als der Wind aller beteiligten Schichten.

Die Effekte der Instabilitätswellen werden natürlich von dem in den Tropen stark ausgeprägten tageszeitlichen Gang des Wetters überlagert. Deswegen fängt zum Beispiel das Gewitter am 2. 7. (siehe Abb. 2) schon vor Eintreffen der Welle an, und die Welle vom 5. 7. morgens hat nur wenig Effekt, ebenso wie die vom 3. 7. mittags. Am 3. und 5. Juli beginnen die Gewitter mit Eintreffen der Welle bei Sonnenuntergang, am 2. und 4. erst später.

Zur näheren Untersuchung der Wellenstruktur wurden die Abstände zwischen je zwei Wellen in zehn gleiche Teile, also in zehn Phasen geteilt. Damit kommt jeder Station zu jedem Zeitpunkt eine ganz bestimmte Phase in bezug auf das Wellensystem zu. Nun wurden die Radiosonden der Stationen Havanna (325), Gr. Cayman (383), Kingston/Jamaika (397), Schwaneninsel (501), San Andres/kolumb. Mittelamerika (001) und Panama (806) nach Phasen geordnet, um so den Ablauf verschiedener Wetterelemente beim Durchgang eines vollen Wellenzuges studieren zu können.

Durchweg standen von jeder Station 28 Aufstiege zur Verfügung, von denen mindestens bei drei und höchstens bei fünf ihre Zuordnung zu einer bestimmten Phase nicht möglich war. So gingen in die Rechnung pro Station und Phase null bis fünf Aufstiege ein oder bei Zusammenfassung aller sechs Stationen sieben bis achtzehn Aufstiege je Phase. Da die Phaseneinteilung sowieso nicht allzu exakt ist, war es angebracht, die Ergebnisse dadurch zu glätten, daß je drei aufeinanderfolgende Phasen übergreifend zusammengefaßt wurden. Dadurch gingen in jeden der folgenden Werte mindestens 38 und höchstens 49 Beobachtungsdaten ein, soweit die Summe aller sechs Stationen betrachtet wird.

Von Berechnungen mittlerer Fehler und von statistischen Tests zur Bedeutung der Mittelwerte mußte abgesehen werden, weil weder die Voraussetzung der Unabhängigkeit der Beobachtungen noch die ihrer großen Anzahl erfüllt ist. Die Ergebnisse der Rechnungen sind also nur Arbeitshypothesen für weitere Untersuchungen. Insbesondere ist es nicht zulässig, daß sich allgemeine theoretische Betrachtungen auf die folgenden Zahlenangaben stützen.

Andererseits ist hervorzuheben, daß bestimmte Phasen der Welle bei verschiedenen Stationen im allgemeinen auch an verschiedenen Tagen vorliegen. Wenn also verschiedene Stationen ähnliche Dia-

gramme liefern — und das tun sie in mehreren Fällen —, sind diese aus verschiedenen Kombinationen gewonnen worden, was ein starkes Indiz für ihre meteorologische Realität ist.

Die Abb. 3 versucht, in einem Raumbild die verschiedenen Einzelergebnisse zu einem Ganzen zu vereinigen, jedenfalls soweit es sich um die niederen Schichten der Troposphäre handelt. Die Darstellung ist als mit 30—35 Knoten von Ost nach West über das Karibische Meer wandernd zu denken, wobei sich bei ungestörten Verhältnissen das Schema immer wiederholt, wie es in der Abbildung angedeutet ist, wo sich die linke Abteilung des Schemas am rechten Ende wiederholt. Die angeschriebenen Phasen 10, 8, 6 usw. sind die gleichen, die auch weiter unten verwendet werden.

Die Länge des Schemas ist unabhängig von seiner Fortpflanzungsgeschwindigkeit, so daß sein Durchzug an einem festen Ort von 12 oder 24 Stunden merklich, aber vorhersagbar, abweichen kann, und ähnliche Wettererscheinungen an aufeinanderfolgenden Tagen nicht notwendigerweise zur gleichen Stunde auftreten.

Da das ganze Schema der Abb. 3 von Ost nach West fortschreitet, sind die nach rechts weisenden Pfeile nicht als Westwind, sondern als verminderter Ostwind aufzufassen. Man kann aus der räumlichen Darstellung entnehmen, daß ein Wellenzyklus aus zwei Zirkulationswalzen zusammengesetzt ist, die sich wie zwei Zahnräder ergänzen. Das Aufsteigen der Luft bringt die gewittrige Instabilitätszone, die man in der Wetterkarte findet. Der anschließende Regen kühlt die Luft mehr ab, als sie sich durch das nunmehr einsetzende Absteigen erwärmt. Erst wenn

Tabelle 1	Druck in mb	1 000	850	700	500	400	300
Höhen der Hauptisobarenflächen	Größte Höhe des Mittels aus 6 Stationen ..	102	1 525	3 171	5 889	7 602	9 701
	Geringste Höhe des Mittels aus 6 Stationen	99	1 521	3 164	5 880	7 596	9 687
	Differenz in m	3	4	7	9	6	14
	Kkf. zwischen Nord- und Südgruppe	0,56	0,87	0,88	0,45	0,44	0,22

Dem Meteorologen der gemäßigten Breiten wird es eigenartig vorkommen, daß so kleinen Höhenänderungen der Hauptisobarenflächen Gewicht beigemessen wird. Die hohen Korrelationskoeffizienten zwischen den Stationsgruppen zeigen aber, daß es zu Recht geschieht, jedenfalls im 850- und 700 mb-Niveau.

Die Isobaren der Instabilitätswellen zeigen, wie die Easterly Waves, einen nach Norden gerichteten Trog, der aber so schwach ausgeprägt ist, daß er nur durch vorstehende Rechnung und nicht durch Wetterkarten ermittelt werden kann.

b) Temperatur in der Instabilitätswelle. Ähnlich wie die Höhen wurden auch die Temperaturen der Hauptisobarenflächen des Zeitraums 1.—14. Juli 1958 den Veröffentlichungen entnommen und nach Wellenphasen geordnet. Da die Temperatur die Eigenschaft eines Punktes mißt, während der Luftdruck die Summierung der Eigenschaften einer Säule repräsentiert, geben die Tempe-

das Absteigen so lange angehalten hat, daß der Regen Zeit hatte auszufallen und die Auflösung der Wolken einsetzt, wird eine merkliche Erwärmung der unteren Atmosphäre spürbar. In dieser Phase des Wellenzuges können gegebenenfalls kräftige nachmittägliche Cb ohne äußerlich sichtbaren Grund aufgelöst werden. — Der Übergang zur nächsten Welle, d. h. vom einigermaßen unregelmäßigen Absteigen zum geordneten Aufsteigen erfolgt ziemlich rasch.

In den folgenden Absätzen soll einiges von den Einzelheiten mitgeteilt werden, die zur Formung vorstehenden Schemas beigetragen haben, sowie einige Einzelheiten, die im Schema keinen Platz gefunden haben.

a) Luftdruck bzw. Höhe der Hauptisobarenflächen in der Instabilitätswelle. Entsprechend der Passatströmung ist der Luftdruck an den südlichen der sechs genannten Teststationen geringer als an den nördlichen. Das gilt vom Boden bis etwa 280 mb (10.5 km); darüber erfolgt Umkehr der Gradientrichtung. Solange ein eindeutiger Oststrom besteht, stimmen die Druckverläufe aller sechs Stationen qualitativ überein, und zwar haben sie den tiefsten Luftdruck zur Zeit der höchsten Gewitterfrequenz (Instabilitätsmaximum) oder kurz danach. Die Schwankung hat im 700 mb-Niveau Sinusform, in höheren Niveaus ist der Anstieg steiler als der Abfall des Druckes. Die folgende Tabelle unterrichtet über die Korrelation zwischen der nördlichen und der südlichen Stationsgruppe, sowie über den Betrag der Druckschwankung, ausgedrückt als Schwankung der Hauptisobarenflächen im Mittel aller sechs Stationen:

raturwerte ein weniger deutliches Bild, das nicht weiter gebracht werden soll. Lediglich Abb. 5 zeigt in Kurve c den Gang der Temperatur des 700 mb-Niveaus.

In besserer Weise werden die Wärmeverhältnisse durch relative Topographien, die Geopotentialdifferenzen von zwei Isobarenflächen, wiedergegeben, wobei die Zufälligkeiten von Isothermien usw. durch Mittelbildung ausgeglichen werden, ohne daß die Werte dadurch die Genauigkeit oder Vergleichbarkeit einbüßen.

Abb. 4 zeigt die relativen Topographien von allen Schichten bis 150 mb für drei Gruppen zu je zwei Stationen, von links nach rechts nach abnehmender geographischer Breite geordnet. Es fällt auf, daß in allen Höhen ein Temperaturanstieg äquatorwärts festzustellen ist, wobei der Anstieg nicht überall in der gleichen Form erfolgt, woraus man auf — vielleicht wesentliche — Unterschiede in den vertikalen Temperaturgradienten der drei Stationsgruppen

schließen darf. Allen Stationen liegen die Aufstiege der gleichen Tage und Termine zugrunde (nur anders geordnet in bezug auf die Phase), und ihre mittleren Temperaturgradienten sind untereinander streng vergleichbar.

Man entnimmt der Abb. 4, daß sich beim Durchzug einer Instabilitätswelle die Temperatur der unteren Schichten nach Beginn der Gewitter (Phase 10) erst senkt und dann wieder steigt, wie bereits in Abb. 3 durch die Worte „warm“ und „kalt“ zum Ausdruck gebracht wurde. Die Änderungen sind, der geographischen Breite entsprechend, sehr gering, aber deutlich feststellbar. Es zeigt sich ein Unterschied zwischen den Stationsgruppen derart, daß die systematischen Temperaturänderungen an den südlichen Stationen San Andres und Panama um rund 3 km höher hinauf reichen als an den nördlichen, was auch in den Wetterkarten durch bessere Ausprägung der Instabilitätswellen in geringeren Breiten zum Ausdruck kommt. Die stärkste wettermäßige Ausprägung der Wellen erfolgt nicht bei der tiefsten Temperatur, sondern vorher. Bei der tiefsten Temperatur setzt bereits die Wetterbesserung ein. Das wurde bereits in der täglichen Analysenpraxis festgestellt und nun durch Abb. 4 und 5c bestätigt.

Da die relativen Topographien proportional den virtuellen Mitteltemperaturen der Schichten sind, so sind ihre Differenzen ein Maß für den vertikalen Temperaturgradienten (ohne ihm streng proportional zu sein). Die Summe der Differenzen:

Nördliche Stationen	850/1000 minus 700/850
Mittlere Stationen	850/1000 minus 700/850
Südliche Stationen	850/1000 minus 500/700

ist in der Sammelabbildung 5 unter e zu finden, wo sie im Vergleich mit dem Verlauf anderer Elemente in einer Instabilitätswelle dargestellt ist. Es ist gut sichtbar, daß die Gewitterhäufigkeit, die auf ganz anderem Wege ermittelt wurde, invers zum Stabilitätsindex verläuft; der Kkf. zwischen beiden Kurven beträgt — 0.86.

Unmittelbar oberhalb der durch die vorstehenden Ausführungen erwähnten Höhe sind keine Temperaturunterschiede im Verlauf der Instabilitätswelle zu konstatieren. Darüber findet sich eine Doppelwelle, die an der nördlichen Stationsgruppe etwa zwischen 6 und 10 km Höhe, bei der südlichen in 8—11 km Höhe zu finden ist. Die sechs Kurven der Abb. 4, in denen kleine Doppelpfeile die Lage der Maxima betonen, findet man in Kurve a der Abb. 5 arithmetisch gemittelt. Die Temperaturdoppelwelle wurde aus den Druckwerten errechnet (als rel. Top.) und ist somit dort auch zu finden. Trotzdem spiegelt sie sich in den Winden nicht wider. Das mag daran liegen, daß die Winde, die nur für die Hauptisobarenflächen vorliegen, lediglich die Verhältnisse einer Fläche mit allen ihren Zufälligkeiten repräsentieren, während die relative Topographie sowie die Höhe der Isobarenflächen Integrale darstellen, wobei sich Zufälligkeiten einzelner Niveaus gegeneinander wegheben können.

Auf folgenden Umstand muß im Zusammenhang mit vorstehenden Bemerkungen hingewiesen werden: Aus den Radiosonden der sechs mehrfach erwähnten Stationen errechnet man für den ganzen Zeitraum sowohl ohne als auch mit Berücksichtigung der Instabilitätswellen, daß die Fläche des 300 mb-Niveaus von Nord nach Süd anstieg. Gleichzeitig ergeben die vektoriellen Windmittel für fünf von den sechs Stationen positive Ostkomponenten (Wind von Ost nach West). Das paßt zwar nicht in das Gradientwind-Konzept, steht aber in Übereinstimmung mit der täglichen Erfahrung des Höhenkartenziehens. Wie im zweiten Teil dieses Berichts ausgeführt, wechseln die Höhenwinde häufig sehr abrupt ihre Richtung, und Luftdruckverhältnisse, die auf kurzer vertikaler Strecke rasch wechseln und dann wieder gleichmäßig sind, kann man sich schwer vorstellen; daher muß man in allen Höhen mit erheblichen, vielfach stationären ageostrophischen Komponenten rechnen.

Die in einzelnen Teilen bereits zitierte Abb. 5 bildet ohne weiteren Kommentar den Abschluß der Ausführungen über Instabilitätswellen über dem Karibischen Meer.

2.4 Kaltlufteinbrüche in der Höhe. Eine der Störungen, die die Instabilitätswellen zum Erliegen bringen können, sind Kaltlufteinbrüche aus Norden in großer Höhe. Im Jahre 1959 waren sie sehr stark ausgeprägt und hatten den Effekt, daß es in der ersten Hälfte des Juli in einigen Teilen Salvadors gar nicht, in anderen zu wenig regnete. Übrigens ist dies ein gutes Beispiel für die Veränderlichkeit der Wetterlagen in den Tropen: Die gleiche Zeit des Jahres, die sich 1958 durch regelmäßige Instabilitätswellen und reichliche Gewitterniederschläge auszeichnete, war im folgenden Jahr trocken bis zur örtlich völlig vernichteten Maisernte und frei von Instabilitätswellen. (Auch Mitteleuropa hatte gleichzeitig Trockenheit.) Die Trockenwetterlage begann in den letzten Junitagen. Abb. 6a und b zeigen die 250 mb-Karte, gemittelt aus je 15 aufeinanderfolgenden Tagen vor und nach Beginn der Trockenperiode. Der für Salvador entscheidende Unterschied beider Lagen ist der Druckunterschied über Kuba und die Existenz bzw. das Fehlen des Nordoststroms. Es ist erstaunlich, daß sich ausgeprägte Strömungssysteme so ortsfest in der freien Atmosphäre halten können, daß sie in zweiwöchigen Mittelkarten noch deutlich sichtbar sind. Das fast stationäre Tief war weder in der 100- noch in der 500 mb-Karte zu finden. Zwischen dem 300- und 150 mb-Niveau war es sehr kräftig mit einem gut definierten Zentrum und von Winden von 30 bis 40 Knoten umgeben.

Ohne daß die Richtigkeit direkt durch Messungen belegt werden könnte, bewährte sich in der Vorhersagepraxis die folgende Arbeitshypothese: Wenn der NE-Strom (erstmalig oder erneut) gegen Mittelamerika vorstößt, bilden sich blitzreiche regenarme Gewitter über Salvador mit Schwerpunkten an den Nordflanken der Vulkankette. Anschließend nimmt bei fast wolkenlosem Himmel die Luftfeuchtigkeit

(Taupunkt) wesentlich ab, die Nordkomponente des Bodenwindes zu, und zwar soviel, daß sich die nachmittägliche Seebrise nur für ganz kurze Zeit durchsetzen kann. Solange der NE-Strom anhält, fällt kein Regen mehr. Es scheint also so zu sein, daß die Kaltluft nach Überströmen der hondurensischen Grenzgebirge in Salvador bis zum Erdboden absteigt. Auch in der Trockenzeit konnte mehrfach solch ein Absteigen bei ähnlicher Höhenwetterlage am Absinken des Taupunkts bis 7° C und der relativen Feuchte bis 18% beobachtet werden (Lufttemperatur über 32° C). Der Übergang von normaler zu extrem niedriger Feuchte erfolgte unvermittelt, aber ohne sonstige Wettererscheinungen, war also ein „trockener Luftmassenwechsel“.

Solange die Kaltluftzufuhr in der Höhe erfolgt, ist die Bildung instabiler Wolken lebhaft. Der Austrocknungseffekt der Kaltluft ist aber größer: Die Oberseite der Wolken werden hinweggeführt und verdunsten. Es scheint so, als wenn die plötzliche Energieeinbuße, die den Hurrikan Edith am 19. 8. 1959 auflöste, ebenfalls nur auf einen austrocknenden Kaltluftvorstoß in der Höhe zurückzuführen ist.

Ende Juli 1959 wurde eine Wetterlage beobachtet, die eine Modifikation der soeben beschriebenen darstellt. Dabei lag das Höhentief weiter westlich, so daß Salvador nicht unter dem NE-Strom, sondern unter der Umbiegungsstelle zum SW-Strom lag. Dabei hatte das Wetter in Salvador einen ganz ähnlichen Charakter wie in der gemäßigten Zone unter einem Kaltlufttropfen in der Höhe: Unregelmäßige, vielschichtige Bewölkung, durchsetzt mit Quellungen, leichte Schauertätigkeit, Fehlen von Sonnenschein und dadurch verminderte Tagestemperatur. In diesem Fall war von föhnigem Absteigen der Luft nichts zu spüren.

Die Kaltlufttropfenbildung über Kuba und der ab-

steigende Strom über Mittelamerika könnten dazu geeignet sein, Aerosole höherer Luftschichten, z. B. radioaktive Reste von Atombombenexplosionen, zu sammeln und dann über den südwestlichen Anliegerstaaten des Karibischen Meeres zum Erdboden zu bringen.

Bei den kubanischen Kaltlufttropfen sind Fälle von ageostrophischen Winden besonders gut ausgeprägt, die schon bei den Beschreibungen der Instabilitätswellen am Rande gestreift wurden. Es kommt z. B. vor, daß sowohl im 150 mb-Niveau als auch in den näheren Schichten darunter Isobaren und Wind gut übereinstimmen und ein Bild ähnlich der Abb. 6 b zeigen. Kommt man dann ins 100 mb-Niveau, so findet man in allen Windmessungen von Panama bis Miami und von Merida bis Trinidad Ostwind, z. T. mit erheblicher Stärke, während die Höhenlinien der 100 mb-Fläche noch ein Tief über oder südlich von Kuba aufweisen. Bei diesen Abweichungen vom geostrophischen Wind handelt es sich um stationäre Verhältnisse, die im laufenden Wetterdienst immer wieder dadurch auffallen, daß sie die Zeichnung der Höhenkarten und damit die Ermittlung der relativen Topographie 100 über 250 mb problematisch machen.

2.5 Taupunkt. Im Zusammenhang mit den Kaltluftströmen über Kuba war eine Taupunktterniedrigung in San Salvador erwähnt worden. Da der Taupunkt ein wesentlicher Index für die Luftmassenanalyse ist (23), erscheint eine klimatologische Zusammenfassung angebracht, obwohl das ihr zugrunde liegende Material noch gering ist und nur drei—vier Jahre umfaßt. Die wesentlichen Züge scheinen aber bereits zutage zu treten.

Die folgende Tabelle gibt die Häufigkeitsverteilung (in Promille von 90 bzw. 120 Beobachtungen) im Laufe des Jahres morgens um 9 Uhr Ortszeit.

Tabelle 2 Häufigkeitsverteilung des Taupunktes in Ilopango um 9 Uhr OZ = 15 Uhr MGZ (Promille)

°C	Januar bis Juli: 1956—1959, August bis Dezember: 1956—1958																			Mittel
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
J	8		8	25	75	17	67	75	17	75	158	191	191	58	25	8				15.4
F				9	18	18	53	35	71	53	186	168	292	80	18					16.3
M				8	16			33	74	82	132	215	173	215	41	8				16.6
A										42	76	144	314	170	110	85	59			18.5
M					8				8	8	40	32	65	129	347	210	145	8		19.8
J													8	58	317	333	250	33	8	20.9
J													56	137	404	298	81	24		20.3
A												11	32	107	344	387	97	22		20.4
S														155	266	400	155	22		20.6
O									22	11	11	43	152	206	239	217	98			19.5
N							22	22	22	33	67	100	200	211	200	89	33			18.4
D				24	12		37	37	37	73	195	183	268	98	37					16.5
Summe	8	0	8	66	129	35	179	202	251	377	865	1 087	1 751	1 624	2 348	2 035	918	109	8	

Man sieht, daß in den Wintermonaten die Verteilung stark von der Gauß'schen abweicht. In dem Teil der tiefen Taupunkttemperaturen zeigen sich mehrere sekundäre Maxima, die ihren Ursprung in den Luftmassenunterschieden haben, die vom Verf. (23)

bereits beschrieben wurden. Die große Spanne zwischen minimalem und maximalem Taupunkt beweist mehr als Worte, daß man in den Tropen durchaus von Wetter sprechen kann, wenn auch eingeräumt werden muß, daß San Salvador infolge seiner geo-

graphischen Lage eine gewisse Sonderstellung einnimmt. Erstens ist San Salvador in 600 bis 750 m Höhe gelegen und weist zweifellos eine größere Variabilität der Wetterelemente auf als die benachbarte Küste. Zweitens liegt Mittelamerika im Ziel des großen Trichters, der von den Felsengebirgen und den Appalachen gebildet wird, so daß polare und selbst arktische Luftmassen viel weiter äquatorwärts vordringen können als in anderen tropischen Gebieten, und drittens bilden die sehr hohen Gebirge des nördlichen Südamerika eine wirkungsvolle Abschirmung gegen kontinentale äquatoriale Luft.

Die vorstehende Tabelle enthält außer den Taupunktshäufigkeiten aller Monate auch die Jahressummierungen und die Monatsmittelwerte. Selbst in der Jahressumme gibt es noch mehrere Maxima und weitere Unregelmäßigkeiten, die mit einer einfachen Zufallsstreuung um einen Mittelwert nichts zu tun haben.

Die Monatsmittel des Taupunktes zeigen ein Minimum im Januar und zwei Maxima im Juni bzw. September und folgen damit etwa dem Regenverlauf.

Es wäre verfehlt, aus dem Taupunkt allein auf die Schwüle schließen zu wollen. Die Schwüle ist doch wesentlich komplexer und umfaßt außer der Luftfeuchtigkeit auch den Wind, die Lufttemperatur und die Strahlung. Von etwa Mitte März bis etwa Mitte Mai (also vor der eigentlichen Regenzeit) pflegt sich das Schwülegefühl besonders häufig einzustellen. Trotz weiterem Ansteigen des Taupunktes (bei gleichzeitiger Abnahme der Temperatur!) wird der Juni als weniger schwül empfunden, in erster Linie wohl wegen der verminderten Sonnenstrahlung, und auch wegen der durch die Regen verminderten Tages-temperatur. Eine Änderung der Windverhältnisse vom Mai bis Juni, die eine Abnahme des Schwülegefühls zur Folge haben könnte, ist nicht zu konstatieren.

Die vorige Tabelle über Taupunkte befaßt sich nur mit den Verhältnissen morgens um 9 Uhr. Bei Betrachtung aller Stunden ergibt sich, daß die Unterschiede zwischen den Extremen verschiedener Stunden nicht sehr groß sind. Als bisher größte Taupunktwerte wurden in der Nacht 22° C, am Tage häufig 24° C und zweimal 25° C erreicht, als tiefste tags und nachts mehrfach 6° C, und einmal am Nachmittag 5° C.

Das Bild ändert sich etwas, wenn man nicht die extremen Stundenwerte des ganzen Jahres, sondern der Monate betrachtet. Die Differenz zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Wert einer Stunde zeigt einen ausgesprochenen täglichen Gang, der sich seltsamerweise nicht durch einen gekrümmten Kurvenzug, sondern durch eine Zackenlinie darstellen läßt. Um 6 Uhr morgens, also bei Sonnenaufgang, beträgt die durchschnittliche Schwankungsweite*) des Taupunktes 7.4° C. Sie steigt dann linear bis 15 Uhr, wo sie 11,2° C erreicht, und nimmt dann etwa gradlinig wieder zum Minimum um 6 Uhr morgens ab.

Die folgende Tabelle gibt Aufschluß über die Häufigkeitsverteilungen der extremen Stunden zu drei verschiedenen Jahreszeiten: Regenzeit Juni bis September, Trockenzeit Dezember bis März, Übergangszeit die restlichen vier Monate. (Für die Statistik ist es ohne Belang, daß die nicht schwüle Übergangszeit Oktober—November mit der drückend schwülen April—Mai zusammengefaßt wird; besonders in den Morgenstunden ist der Unterschied belanglos, soweit es sich um Taupunkte handelt.) Zwecks wesentlicher Vermehrung des Materials ist statt der extremen Sonnenaufgangsbeobachtung um 6 Uhr die Nachbarstunde 7 Uhr genommen worden, da vor Einführung des Nachtdienstes zu dieser die erste Beobachtung des Tages gemacht wurde.

*) d. h. die Differenz des aus zwölf Monatsmaxima berechneten mittleren Maximums und des mittleren Minimums.

Tabelle 3		Häufigkeit des Taupunktes in Promille																			
		5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
		Trockenzeit (Dez. bis März)																			
Uhr		—	—	2	16	2	32	24	65	58	99	184	225	148	80	40	10	—	—	—	—
		3	3	11	14	17	25	40	53	88	85	109	99	127	125	75	84	30	9	3	—
		Übergangszeiten (April, Mai, Okt., Nov.)																			
		—	—	—	2	—	2	—	17	15	3	32	74	99	183	244	200	131	24	—	—
		—	—	3	—	—	—	—	5	18	20	18	24	111	145	98	170	159	215	31	2
		(Regenzeit (Juni bis Sept.))																			
		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	149	359	298	151	36	—
		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	11	27	44	79	236	252	255	79	15

(Durch Auf- und Abrundungen sind die Zeilensummen nicht immer genau 1 000)

In allen Jahreszeiten ist der Nachmittagstaupunkt höher als der des Morgens, jedenfalls im Mittel; in zahlreichen Einzelfällen ist es umgekehrt. Besonders auffallend ist die größere Spanne zwischen den extremen Taupunkten am Nachmittag, was man, da die Konvektion dann wesentlich größer ist, als Index dafür werten darf, daß in geringer Höhe eine beträchtliche Advektion bestehen kann. Das folgt auch direkt daraus, daß in geringer Höhe über den

zahlreichen Windstillen ein meßbarer, großräumiger Wind zu wehen pflegt. Daraus erhellt, wie schwierig die Luftmassenanalyse und deshalb die Prognose auf Grund der Morgenwetterkarte ist, denn die Massen, die sich oberhalb der durch Messung erfaßten Bodenschicht befinden, prägen das Wolkenbild, die Strahlungsverhältnisse und die Niederschläge.

Die Luftmassen, die sich in San Salvador am Nachmittag bis zum Erdboden durchsetzen, sind z. T.

maritime, nämlich die Seebrise, oder föhnige, wie weiter oben bereits ausgeführt wurde. Da föhnige Luft trockner als durchschnittlich, maritime aber feuchter ist, folgt daraus die größere Schwankungsbreite des Taupunkts am Nachmittag ebenso wie auch die Abweichung der Häufigkeitsverteilung von der Gaußschen Glockenkurve. Letztere ist dann noch von einer weiteren Abweichung überlagert, die dadurch zustande kommt, daß Advektion polarer Luft den ganzen Tag über bis zum Boden durchstehen kann.

Übrigens erwähnt der Internationale Wolkenatlas in seiner neuen Ausgabe auf Bild 100 einen wesentlichen Kaltlufteinbruch in die Tropen, und zwar in Madagaskar, d. h. in einem Teil der Erde, in dem nicht Gebirgsformationen den meridionalen Austausch fördern.

2.6 Temperatur. Die Temperaturverhältnisse sind komplizierter als die der Taupunkte. Bevor etwas auf sie eingegangen wird, muß eine wesentliche Besonderheit erwähnt werden.

Bei Thermometervergleichen und bei Messungen der Wirksamkeit der Hüttenventilation ergab sich, daß die Lufttemperatur im Schatten von der Stärke der Sonnenstrahlung unmittelbar abhängt. Es wurde teils in geschlossener, teils in geöffneter Hütte und teils in etwa 1 m davor im Schatten des weit vorgezogenen Hüttdaches mit einem normalen Assmannthermometer gemessen. In allen Fällen zeigte die Öffnung des Gerätes (des Luftansaugstutzens) nicht in Richtung besonnener Flächen, sondern entweder waagrecht gegen den Horizont, oder senkrecht gegen das im Schatten der Hütte liegende Gras. Der Wind war schwach, die Bewölkung wechselte und bestand aus teils dichten, teils weniger dichten Cumuli und aus Ac tra. Stets lagen die Temperaturen höher, wenn die Sonne ungehindert schien, als wenn eine Wolke vorüberzog. Selbst Ac translucidus gab schon eine merkliche, fast augenblickliche Temperaturverminderung, die bis 1.5°C anwuchs, wenn die Sonne zehn Minuten lang von der Wolke verdeckt blieb.

In der Wetterhütte betrug der Effekt am Psychrometer und am Thermographen sogar 2°C . Unter diesen Umständen verliert der Temperaturbegriff seinen synoptischen Wert, und die Angaben der Maximumthermometer sind mit denen der Stationsthermometer nicht mehr vergleichbar, weil die Anzeige des Maximumthermometers nach Beendigung eines Sonnenscheinintervalls nicht wieder zurückgeht, wohl aber die des Normalthermometers.

Diese Diskrepanz war an unserer Station schon lange bekannt, wurde aber der Thermometerqualität zugeschrieben. Genauer Vergleich der Thermometer zeigte aber ihre Güte und Vergleichbarkeit. Die meist höhere Anzeige des Maximumthermometers ist auf Besonnungsintervalle vor der Terminbeobachtung zurückzuführen. Es erscheint notwendig, Temperaturmessungen in verschiedenen Höhen bei wechselnder Besonnung gleichzeitig durchzuführen, um festzustellen, wie weit der unmittelbare Einfluß des Erdbodens reicht. Solange nicht mehr Meßreihen

vorliegen, müssen die Temperaturangaben der Tropen mit Skepsis betrachtet werden, soweit es sich um Extreme (auch mittlere) handelt.

Bei Vorliegen von zahlreichen Messungen mit Normalthermometern kann man wohl annehmen, daß die Ablesungen bei bewölkter und unbewölkter Sonne gemeinsam zu einem repräsentativen Mittelwert führen, während die errechnete Streuung zu groß sein dürfte. Bei der Frage des Temperatursprunges beim Wechsel vom direkten zum indirekten Sonnenlicht handelt es sich nicht nur um ein meßtechnisches Problem, sondern auch um die Definition der Lufttemperatur und ihren Wert in synoptischen und Klimameldungen.

Trotz der Bedenken gegen die Richtigkeit von Extremtemperaturen sollen einige Einzelheiten mitgeteilt werden, und zwar werden die mit Normalthermometer gemessenen höchsten und niedrigsten Stundenablesungen diskutiert.

Abb. 7 zeigt den Tagesgang der absoluten Extremtemperaturen von drei Jahreszeiten; zwei weichen von denen ab, für die der Taupunkt dargestellt wurde. Dadurch kommt das Typische besser heraus, besonders die allgemeine Erwärmung im Laufe der Trockenzeit, die sehr spürbar und unangenehm ist, zumal sie mit ständiger Zunahme des Staubgehalts der Luft verbunden ist, der kurz vor den ersten reinigenden, d. h. ausgedehnten Regen die Sicht auf weniger als 5 km herabdrückt.

Es ist interessant, daß die höchsten Temperaturen des größten Teils des Tages in allen drei Jahreszeiten etwa gleich sind, was auf eine obere Grenze schließen läßt, die sich nur wenig im Laufe des Jahres verschiebt. In der Tat wird der täglichen Aufheizung eine Grenze gesetzt durch die fast unveränderliche Tageslänge und durch die Konvektion. Anders ist es mit der nächtlichen Abkühlung. Auch sie hat eine untere Grenze, die vorwiegend durch den Taupunkt charakterisiert wird. Dieser hat im Gegensatz zur Tageslänge und zur Konvektion einen ausgeprägten jährlichen Gang, der selbst bei völliger Wolkenlosigkeit ein wesentliches Absinken der Nachttemperatur in der Regenzeit verhindert. In Zeiten ohne direkte Ausstrahlung ist die Differenz der Temperaturen verschiedener Monate verhältnismäßig gering. Die Krümmung der nächtlichen Maximumkurve ist bemerkenswerterweise die gleiche wie die der typischen Ausstrahlungskurve.

Auf zwei Dinge soll noch besonders hingewiesen werden. Erstens sind die mittäglichen Wellen in der Maximumkurve der Regenzeit reell und haben ihren Grund im täglichen Gang von Bewölkung und Niederschlag. Zweitens ist beachtlich, wie tief die Temperaturen an dieser tropischen Station sinken können. Das absolute bisherige Minimum lag bei 9.2°C zur Zeit des Sonnenaufgangs. In allen Teilen des Jahres hat es Tage gegeben, bei denen die Mittagstemperatur 23°C nicht erreicht hat. Die Wetterlage zeigte dabei in der Trockenzeit wolkenlosen Himmel und trockenen starken Nordwind, in der Regenzeit dagegen Dauerregen, den sogenannten Temporal

(21). Es besteht also selbst bei der Erzeugung tiefer Temperaturen eine Vielseitigkeit, die bei der Beschreibung tropischer Verhältnisse gern übersehen wird.

Die Lufttemperatur von San Salvador zeigt eine ausgeprägte Periodizität von etwas mehr als 25 Tagen, die beim bloßen Zusammenschreiben der Werte bereits auffällt. Wegen der theoretischen Begründung der Periode sei auf Takahashi's Arbeit (6) verwiesen. Von den Daten der Analyse soll einiges kurz berichtet werden.

Nach Untersuchungen, die am Phasenwinkel der Periode der Tagestemperaturen (6 bis 18 Uhr, nach Registrierstreifen) angestellt wurden, betrug die Periodenlänge im Zeitraum von Januar 1955 bis Juli 1958 im Durchschnitt 25.40 Tage. Die Abweichung vom Takahashi'schen Wert von 0.2 Tagen, die weit größer ist als die Analysenungenauigkeit, erklärt sich nach persönlicher Mitteilung Takahashis daraus, daß er mangels besserer Daten 25.0 Tage als Umdrehungsgeschwindigkeit der Sonne angenommen hat.

Die Phase der 25.4-tägigen Welle bleibt während des ganzen Jahres die gleiche, woraus man schließen darf, daß die Beeinflussung der Temperatur auf kürzerem Wege als über den Umweg der Zirkulation erfolgt.

Die Amplitude der 25.4-tägigen Welle zeigt einen ausgeprägten jährlichen Gang: Sie ist klein zur Zeit der Übergänge zwischen Regen- und Trockenzeit, und sie hat Maxima in der Mitte der Regen- und im Anfang der Trockenzeit, und sie erreicht dann 0.5°C , d. h. eine Schwankungsweite von 1°C im Durchschnitt über den angegebenen Zeitraum. Das ist fast zwei Drittel der mittleren Abweichung, die $\pm 0.85^{\circ}\text{C}$ beträgt. Die Streuung ist $= 1.12^{\circ}\text{C}$; die Verteilung ist schief wie die meisten Temperaturverteilungen mit 669 positiven und 578 negativen Werten (der Rest ist null), d. h. positive Temperaturabweichungen sind häufiger als negative. Zum Ausgleich ist die höchste Abweichung vom Mittelwert nur $+ 2.7^{\circ}\text{C}$, die niedrigste dagegen $- 4.8^{\circ}\text{C}$.

Die Verteilung der Abweichungen vom Temperaturmonatsmittel weist nicht nur die bei Temperaturen übliche Unsymmetrie auf, sondern zeichnet sich außerdem durch zwei Maxima aus, eines bei $- 0.2$ und das andere bei $+ 0.5^{\circ}\text{C}$. Zwei Maxima in der Häufigkeitsverteilung sind aber notwendigerweise bei einer periodischen Funktion vorhanden. Zwar darf man den Satz nicht ohne weiteres umkehren, zwei Häufigkeitsgipfel in gleichem Abstand vom Zentralwert sind aber wenigstens ein Indiz für die Existenz einer Periode.

Die obige Periode von 25.4 Tagen weist systematische Störungen auf, die sich im Verlauf von vier Zyklen (100 Tagen) gegenseitig wegheben. Sie waren Anlaß zu weiteren Untersuchungen, die zu dem Ergebnis führten, daß eine weitere persistente Periode vorhanden ist, die ähnliche Charakteristika der Amplitude aufweist wie die bereits erwähnte. Diese weitere Periode ist 10.93 Tage lang, hat ihre beste

Ausprägung zu Beginn der Regenzeit und ein sekundäres Maximum zu Beginn der Trockenzeit; die aus je 55 Tagen vermittelte der Harmonischen Analyse errechneten Amplituden steigen bis 0.9°C (Schwankungsbereich fast 2° !). Eine Periode von 10.93 Tagen wird von Takahashi nicht aufgeführt, wohl aber eine solche von 21.8 Tagen. Wie auch bei der 25.4-tägigen Periode liegt hier der Wert von Takahashi etwas unterhalb des Doppelten des in Salvador statistisch ermittelten.

2.7 Regen. Über den Regen sollen hier nur zwei der zahlreichen Untersuchungen gebracht werden.

Regen und Wetter. In „Vorhersageregeln“ (9) war erwähnt worden, daß steigender Luftdruck die Regenwahrscheinlichkeit in San Salvador erhöht. Das folgende Beispiel wurde dazu durchgerechnet. Es wurden die Tage herausgesucht, an denen im Mai in San Salvador 60 mm oder mehr gemessen worden waren. Zu diesen insgesamt zehn Tagen wurde die mittlere Luftdruckverteilung über den USA und angrenzenden Gebieten auf Grund der Historical Weather Maps berechnet. Das gleiche geschah für die vorangehenden und folgenden Tage. Es zeigte sich deutlich das erwartete Ergebnis, nämlich, daß ein rascher Vorstoß des atlantischen Roßbreitenhochs nach Westen mit Starkregen in Mittelamerika parallel zu gehen pflegt. Am deutlichsten sichtbar wird das an der Verlagerung der 1016.5 mb-Isobare. Abb. 8 zeigt deren Verlagerung in 24 Stunden-Intervallen.

Zwei Tage vor dem Starkregen ist der Luftdruck allgemein niedrig; fast das ganze dargestellte Gebiet hat einen Druck von weniger als 1016.5 mb.

Am Tag vor dem Regen steigt der Druck stark. Es bildet sich ein selbständiges Hoch über Alabama, und der tiefe Druck der NE-Küste wird vom tiefen Druck im SW der USA durch eine Hochdruckbrücke getrennt.

Der Druck steigt schnell weiter, und am Morgen des Tages, an dem abends die Starkregen in San Salvador fallen, hat der größte Teil des dargestellten Gebiets einen Druck von mehr als 1016.5 mb. In den „Vorhersageregeln“ war erwähnt worden, daß eine Tiefdruckrinne längs der nordamerikanischen Ostküste regenvermindernd wirkt; nunmehr ist sie zugeschüttet.

Am Morgen nach dem Starkregen liegt der Schwerpunkt des hohen Drucks noch etwas weiter westlich, weniger dadurch, daß er nach Westen fortschreitet, als vielmehr, daß er im Osten abgebaut wird. Im NE erscheint wieder der Ausläufer eines Tiefdruckgebiets, und die Bildung einer neuen Tiefdruckrinne bahnt sich an. — In den folgenden, nicht dargestellten Tagen geht der Hochdruckvorstoß wieder zurück. Die Untersuchung über die Starkregen ist eine Ergänzung zu dem, was in (18) über Aprilregen gesagt wurde. Dort wurden Monatsmittel verglichen, hier Einzelfälle zusammengefaßt. In beiden Fällen ergibt sich, daß Vorstöße des Passats nach Westen mit Er-

höhung der Regenbereitschaft in Salvador einhergehen.

Korrelationen. Die Unterschiedlichkeit von Regenmengen und die große wirtschaftliche Bedeutung ihrer Vorhersage waren der Grund für die Berechnung aller Korrelationskoeffizienten von Monatsregen. Jeder Kkf. beruht auf 40 Wertepaaren. Zwecks Vereinfachung wurden nicht die monatlichen Regensummen, sondern die Quintile der CLIMAT-

Meldungen zugrunde gelegt, d. h. die Monate wurden nach ihrer Regensumme in fünf gleich große Gruppen geteilt.

Die errechneten Kkf. waren ausnahmslos unter 0,5, und nur 29 von 132 betrugten 0,20 oder mehr. Die folgende Tabelle gibt Auskunft über ihre Verteilung. Die Zahlen sind das Hundertfache des Kkf. zwischen den Monatsregensummen der Zeilenmonate und den nachfolgenden in den Spalten aufgeführten Monaten.

Tabelle 4

Regen-Korrelationen	Folgemonate																						
	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	
J.	/	/	31	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
F.	/	25	/	34	/	27	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
M.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	-28	/	30	26	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
A.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	37	/	25	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
M.	/	/	/	20	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
J.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	27	/	/	/	/	/	/	/	/	/	30	/	/
J.	/	/	/	/	/	26	-32	/	/	21	/	/	/	/	31	43	/	/	/	/	/	/	/
A.	/	/	/	/	/	/	/	28	/	/	/	/	/	/	23	-25	/	/	/	/	/	/	/
S.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	-35	/	26	/	-22	/	/	/	/	/	/	/	/	/
O.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	26	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
N.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	23	-20	/	-31	/	/	/	/	/	/	/	/
D.	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	-33	29	/	/	/	/	/	/	/	/	/

Der Schrägstrich bedeutet: Wert kleiner als 20

Als wesentliches Merkmal fällt die fehlende Erhaltungstendenz der Regenmengen auf, die man der Anordnung der Kkf. entnehmen kann. Es zeigen sich zwar gewisse Gruppierungen, jedoch kann man durch rechnerische Zusammenfassungen (Mehrfachkorrelationen) die Kkf. kaum erhöhen und nicht mehr als 0,55 erreichen. Das ist für Vorhersagen bei weitem nicht ausreichend.

Das negative Ergebnis, das mit der Korrelationsmethode gewonnen wurde, bedeutet nun nicht, daß keine Gesetzmäßigkeiten vorliegen. Während alle Vorhersagen auf der Basis von Korrelationen fehlschlügen, bewährte sich mehrfach die folgende, mehr intuitive Methode: Wenn sich markante Abfolgen von monatlichen Regensummen gebildet haben, sucht man aus den älteren Messungen ähnliche Folgen der gleichen Monate heraus und untersucht, was damals in den nachfolgenden Monaten passiert ist. Das ist rasch gemacht, da sämtliche Monatssummen auf einer Heftseite Platz haben.

Der Vergleich der ähnlichen Reihen wird das Ergebnis haben, daß entweder nach einem charakteristischen Ablauf des Regenregimes ein uncharakteristischer folgt, oder daß zwar markante Regenmengen (besonders große oder besonders kleine) anschlie-

bend auftraten, aber in verschiedenen Jahren in verschiedener Form, oder daß die nachfolgenden Monate gemeinsame Charakteristika zeigen. Im letzteren Fall hat man Grund zur Annahme, daß auch im laufenden Jahr die Abfolge der monatlichen Regensummen ähnlich sein wird. Man kann dann noch einen Schritt weitergehen und untersuchen, wie die Regenverteilung innerhalb der Vergleichsmonate war.

Auf diese Art wurde der große Oktober-Temporal 1957 schon im August vorhergesagt, der dann, als er wirklich kam, in der 24stündigen Vorhersage verkannt wurde. Ebenso wurden die starken Juniregen 1958 schon Anfang Mai vorhergesagt. Das Verfahren ist sicher noch ausbaufähig und auch auf andere Gebiete anwendbar. Es drückt sich darin lediglich der wohlbekannte Umstand aus, daß typische Wetterlagen sich zu wiederholen und einer ganzen Jahreszeit ihren Stempel aufzudrücken pflegen. Das Verfahren hat den Nachteil, daß man es nicht regelmäßig anwenden kann, sondern nur dann, wenn in der jüngsten Vergangenheit markante Abweichungen vom Normalen vorgekommen sind. Es ist eine der Aufgaben der theoretischen Meteorologie, zu klären, aus welchen Gründen in manchen Jahren die eine, in anderen eine andere Wetterlage oder Kombination von Wetterlagen immer wieder auftritt.

3. Die freie Atmosphäre über El Salvador

Die Höhenwindverhältnisse über San Salvador verdienen besondere Aufmerksamkeit, da sie charakteristische Züge zeigen, die schlecht in das allgemeine Bild passen, das man sich auf Grund der Erfahrungen in den mittleren geographischen Breiten zu machen

pflegt. Zwar ist theoretisch bekannt, daß die üblicherweise berücksichtigten Glieder der Corioliskraft zum Äquator hin ab- und andere statt dessen zunehmen. Für das, was dabei entsteht, fehlt aber die rechte Vorstellung. Die schon zahlreich veröffentlichten

Ballonaufstiege tropischer Wetterämter (besonders in den Tabellen der Synoptic Weather Maps, in denen auch die Aufstiege von San Salvador veröffentlicht werden) geben die Verhältnisse in wesentlichen Punkten nicht vollständig wieder, weil dafür das Veröffentlichungsschema nicht ausreicht.

Um die charakteristischen Merkmale mittelamerikanischer Höhenwindverhältnisse besser herauszuarbeiten, wurden einige Pilotballonserien veranstaltet. Das Ergebnis ist nicht sehr eindrucksvoll, weil die allgemeinen Umstände in einem im Aufbau begriffenen Tropenwetterdienst eine Belastung, wie sie eine Aufstiegsserie darstellt, nicht zulassen. Nur durch technische Hilfe der Deutschen Expedition für das Internationale Geophysikalische Jahr waren die Serien möglich. Es gelang aber nicht, die Aufstiege zeitlich so zu regeln, daß die typischste Ausprägung gewisser Höhenwindstrukturen erfaßt wurde.

3.1 Steiggeschwindigkeit. Die bisherigen Steiggeschwindigkeitstabellen wurden für die Verhältnisse der mittleren geographischen Breiten aufgestellt. Es bestand das eine Problem, festzustellen, wie weit die Tabellen auf tropische Verhältnisse anwendbar sind, und das zweite, wie stark die Vertikalgeschwindigkeit des Ballons von der Turbulenz der Tropikluft systematisch oder zufällig verändert wird.

Am 28. November 1958 wurden 7 Pilotballone und drei Radiosonden wechselweise und z. T. gleichzeitig gestartet. Da sich bei 8000 m ü. Gr. ein sehr markanter Windsprung befand, dessen Höhe sich nach den Ergebnissen der Sonden kaum änderte, konnten die mittleren Steiggeschwindigkeiten der Pilotballone recht genau bestimmt werden. Nach den Steiggeschwindigkeitstabellen im Meteorologischen Taschenbuch von Linke sollten alle Pilotballone die Steiggeschwindigkeit 200 m/Min. haben. Sie hatten in Wirklichkeit: 217, 205, 190, 216, 221 u. 191 m/Min. (ein Ballon erreichte nicht die genannte Höhe), im Mittel 207 m/Min. Die Ballone wurden, mit Ausnahme des zu 190 m/Min., in einem großen windstillen Schuppen mit den gleichen Füllgewichten ausgewogen. Die Ungleichmäßigkeit der Steiggeschwindigkeit kann ihre Ursache haben in: Fehlern des von der Fabrik aufgedruckten Ballongewichts, verschiedener Ballonhautdicke bei gleichem Gewicht, verschiedenen Auf- und Abwindverhältnissen der freien Atmosphäre, verschiedener Turbulenz der Atmosphäre. Gewisse Anhaltspunkte über die Ursachen der Änderung der Steiggeschwindigkeit ergeben sich a) durch Hinzuziehung eines weiteren Windsprungs und b) durch die Analyse der Steiggeschwindigkeit der Radiosonden.

Zu a). Eine Windänderung bei 12 km ü. Gr. läßt eine Abschätzung der Steiggeschwindigkeit in der mittleren Troposphäre zu. Sie ergibt sich für die Pilotballone (in gleicher Reihenfolge wie in der obigen Angabe) zu: 239, 214, 220, 230, 224, — m/Min. (der letzte Aufstieg erreichte nicht die erforderliche Höhe), woraus sich die Differenz der Steiggeschwin-

digkeiten unter und über 8000 m zu + 22, + 9, + 30, + 14 und + 3, im Mittel + 16 m/Min. errechnet. Unter Zuhilfenahme der Höhen der Windsprünge kann man folgende mittlere Zeit-Höhen-Funktion für Pilotballone von 100 g Gewicht aufstellen:

Höhe in m ü. Gr. = $196 t + 0,296 t^2$, worin t in Minuten. Für 13,5 Minuten, d. h. für 2700 m, errechnet sich hieraus der von der Steiggeschwindigkeitstabelle angegebene Wert von 200 m/Min.

Zu b). Für die beiden Radiosonden mit vollständiger Registrierung ergeben sich folgende Steiggeschwindigkeiten:

	Sonde 99 um 9.55 Uhr	Sonde 100 um 17.11 Uhr
0— 8000 m	275	317 m/Min.
8000—12000 m	298	367

In beiden Fällen zeigt sich auch hier eine Zunahme der Steiggeschwindigkeit mit der Höhe. Sie ist aber beim zweiten Aufstieg mehr als das Doppelte der des ersten, woraus man auf wesentliche atmosphärische Einflüsse auf die Steiggeschwindigkeit schließen darf. Hierbei ist zu erwähnen, daß man häufig eine stoßweise Bewegung der Ballone erkennen kann mit einem Stoßrhythmus von etwa 2—3 Sekunden, der viele aufeinanderfolgende Minuten hindurch zu beobachten ist.

Merkwürdige Verhältnisse der Steiggeschwindigkeit ergaben sich bei einem großen Ballon, der dazu bestimmt war, eine Radiosonde zu tragen, der sich aber losriß und von einem geistesgegenwärtigen Beobachter sofort im Theodoliten aufgefaßt und wie ein Pilotballon visiert wurde. Da er erst in großer Höhe platzte, konnten außer den schon genannten Windsprüngen in rd. 8- und 12 000 m ü. Gr. noch weitere in größeren Höhen verwendet werden. Daraus folgt eine weitere Zunahme der Steiggeschwindigkeit dieses „Sonderballons“, die die entsprechende Zunahme der Radiosonden wesentlich übersteigt. Die Zeit-Höhen-Kurve läßt sich durch eine schiefe Hyperbel der Formel

$$H = 0.39 t - 10.3 + \sqrt{106 - 2.93 t + 0.046 t^2}$$

(H in km, t in Minuten) annähern. Daraus errechnet sich für die ersten Minuten, als der unpralle Ballon in überaus komischer Weise ständig seine Form änderte, eine Steiggeschwindigkeit von 260 m/Min., die dann nach und nach auf 520 m/Min. (in 22 km Höhe) stieg.

Am 5. April 1958 wurden gleichzeitig ein Pilotballon von 329 g Gewicht und 250 g freiem Auftrieb, und einer von 90 g Gewicht und 203 g freiem Auftrieb aufgelassen und mit je einem Theodoliten verfolgt. Windsprünge zeigen, daß die aus der Zeit unter Annahme von 200 m/Min. Steiggeschwindigkeit errechneten Höhenangaben in der Gipfelhöhe von 15.4 km um höchstens 200 m voneinander abwichen. Im Vergleich mit der erwähnten Serie von Pilot- und Registrierballonen ergibt sich daraus erneut die Folgerung, daß die am 28. 11. festgestellten Änderungen der Steiggeschwindigkeit eher meteorologische als technische Ursachen haben.

Das Gegenstück zur Steiggeschwindigkeit, die Fallgeschwindigkeit, wird weiter unten abgehandelt.

3.2 Markante Windsprünge. Die Tropenzone zeichnet sich dadurch aus, daß sich in der Höhe ungewöhnlich scharfe Windscherungen befinden können. Die Übergangsschicht von einer Schicht zur anderen kann gelegentlich so dünn sein, daß man im Theodoliten sehen kann, wie der Ballon beim Eintritt in die obere Schicht einen Stoß bekommt. Diese scharfen Grenzen zwischen übereinanderliegenden Windsystemen können in allen Höhen auftreten, es sind jedoch bevorzugt die Höhen 500—1000 m ü. Gr., 6—9 km NN, 15—18 km NN. Es kommt auch häufig vor, daß die Grenzfläche zweier Windsysteme zu einer mehrere tausend Meter dicken Grenzschicht mit Windstille ausartet. Dagegen sind die von der gemäßigten Zone her gewohnten kontinuierlichen Übergänge zwar vorhanden, aber seltener als dort.

Abb. 9 zeigt die Horizontalprojektion der ersten zehn Minuten eines Pilotballons, der am 13. März 1958 um 16 Uhr aufgelassen wurde, als Beispiel für eine abrupte Windrichtungsänderung in Bodennähe. Abb. 10 gibt einen Begriff von den Schwierigkeiten, denen sich die Beobachter von Pilotballonen in den Tropen gegenübersehen. Winkeländerungen von über 40° /Min. kommen selbst in größten Höhen gelegentlich vor; Zenitdurchgänge in der Stratosphäre sind häufig, nicht nur in Mittelamerika, sondern auch in Nordbrasilien, wo der Verfasser früher tätig war.

Abb. 11 gibt ein Beispiel für markante Windsprünge in der unteren Troposphäre: Bei 1000 m ü. Gr. dreht der Wind von NNE auf E, bei 1300 m von E auf N. Bei 2400 m springt er von N auf SSE und bei 4900 m wieder von SE auf N. Das Beobachtungsbuch vermerkt bei 1000 m $\frac{1}{8}$ Cu und bei 5000 m $\frac{1}{8}$ Ac, während für die Unstetigkeit bei 2400 m keine Anhaltspunkte gegeben sind. Die anderen Aufstiege des gleichen Tages zeigen ein ähnliches Bild, während die des Folgetages stärkere E-W-Komponenten haben.

3.3 Schleifen in der Ballonbahn. Eine Sonderform der windstillen Schicht zwischen zwei Schichten mit ausgeprägter Strömung ist die Windschleife. Wenn sie zwischen zwei verschiedenartigen Windsystemen liegt, kann man sie als Übergangsschicht auffassen, und sie ist nicht besonders bemerkenswert. Die Auffassung als Übergang ist aber nicht ohne weiteres angebracht, wenn die Ober- und Unterströmung gleiche Eigenschaften haben, d. h. aus gleicher Richtung und mit gleicher Geschwindigkeit wehen. Eine Erklärung kann hier nicht gegeben werden; es lohnt sich aber, dem Problem nachzugehen, da es möglicherweise zu neuen Ansichten über die Struktur der Atmosphäre führt.

Die Schleifen in der Ballonbahn zwischen zwei Schichten findet man in San Salvador fast nur in der Stratosphäre. Abb. 12 gibt ein Beispiel dafür. Die Beobachtung erfolgte unter ungewöhnlich günstigen Bedingungen, so daß an der Realität der Einzelheiten der Ballonbahn kein Zweifel bestehen kann.

Die Temperatur während des in Abb. 12 wiedergegebenen Aufstiegs, die in Abb. 13 dargestellt wird,

zeigt eine besonders starke Zunahme in der „Schleifenschicht“, eine Zunahme, die auch weiter oben trotz zunehmender Verstrahlung nicht wieder erreicht wird.

Die „Schleifenschicht“ pflegt stabil zu sein; am 28. 11. 1958 war sie in den beiden anderen Aufstiegen, die mehrere Stunden später als der von Abb. 12 und 13 erfolgten, in gleicher Form vorhanden.

Eine besondere Form von Schleife ist ihre Zusammenziehung zu einem Punkt. In diesem Fall bleibt die Windrichtung unverändert; die Geschwindigkeit dagegen nimmt, von unten nach oben gerechnet, bis zur „Schleife“ auf etwa null ab, und darüber wieder zu. Abb. 14 gibt in ihrem oberen Teil eine solche Ballonbahn, und in dem darunter befindlichen Teil die am Theodoliten abgelesenen Höhenwinkel, um zu zeigen, daß die Änderungen des Höhenwinkels zu groß sind, so daß Beobachtungsfehler gänzlich ausgeschlossen sind. Auch mit veränderlicher Steiggeschwindigkeit läßt sich die Ballonbahn nicht erklären; man müßte unglaubliche Werte ansetzen, und trotzdem würde die gleichzeitige Azimutauswanderung mit ihnen nicht gedeutet werden. Immerhin ist es schwer, sich bei diesen Windverhältnissen Gradientwindgleichgewicht vorzustellen.

3.4 Fallgeschwindigkeiten. Die Beständigkeit der gut ausgebildeten oder entarteten Windschleifen in der Strato- oder oberen Troposphäre konnte auch mehrfach beobachtet werden, als es gelang, nach dem Platzen einen Ballonfetzen beim Abstieg zu visieren. Besonders gut war eine solche Visierung am 5. April 1958, als ein Ballonrest von 28 300 m NN bis 2000 m NN herab verfolgt wurde. Auf Grund gut ausgeprägter Windschichtung und unter der Annahme einer gleichmäßigen Steiggeschwindigkeit vor dem Platzen gelang es, die Fallgeschwindigkeit zu bestimmen. Sie betrug zwischen 28.3 und 13 km: —700 m/Min., und nahm von dort bis in Bodennähe allmählich auf —500 m/Min. ab.

A. Pallmann gibt laut mündlicher Mitteilung folgende Erklärung dafür, daß die Fallgeschwindigkeit in der ersten Abstiegshälfte nicht abgenommen hat: Die geringe Luftdichte in den höchsten Schichten erlaubt dem Ballonfetzen eine große Pendelamplitude um seinen Schwerpunkt herum, um den Füllstutzen. Die zunehmende Luftdichte vermindert nach und nach die Pendel- oder Flatteramplitude. Dadurch vermindert sich der Widerstandsquerschnitt des Ballonfetzens. Gleichzeitig nimmt der spezifische Widerstand der Luft zu, so daß das Produkt Luftwiderstand gleich spez. Widerstand mal Querschnitt ungefähr konstant bleibt, was wiederum eine konstante Fallgeschwindigkeit zur Folge hat. Je kleiner nun die Pendelamplitude ist, desto weniger kann sie bei weiterer Dichtezunahme noch verkleinert werden, so daß nach längerer Fallzeit der Widerstandsquerschnitt konstant ist, womit die Fallgeschwindigkeit nun gemäß der Dichtezunahme abnimmt.

Bei kleinen Ballonen, die in 12 bis 18 km Höhe platzen, wurden wesentlich kleinere Fallgeschwindigkeiten der Ballonreste gemessen, und zwar zwischen 200 und 400 m/Min., je nach der Form des Fetzens.

3.5 Besondere Platzhöhe. Im Zusammenhang mit dem vorigen Abschnitt ist das merkwürdige Phänomen zu erwähnen, daß Ballone eine besondere Platzhäufigkeit in 6 bis 8 km Höhe haben, wenn in jenen Höhen Ac auftreten, auftraten oder sich bilden. Haben die Ac die Form von flachen Schollen oder Fladen, so kann man von vornherein die Prognose auf Platzen in jener Schicht stellen, ohne Rücksicht darauf, ob es sich um 30 g-Kunststoffballone (normale Platzhöhe 10 km), um 35 g-Gummiballone (norm. Ph. 12 km), um 50 g-Ballone (norm. Ph. 20 km) handelt. Abb. 15 gibt ein Beispiel für die Art der Windschichtung, die in solchen Fällen dort angetroffen wird. Leider liegen keine Radiosondenaufstiege von solchen „Platzlagen“ vor, obwohl sie in der Regenzeit häufig, ja fast die Regel sind. (In der Regenzeit tritt also nicht nur eine Behinderung der Aufstiege dadurch auf, daß Wolken den Blick auf den Ballon verhindern, sondern daß dieser platzt, auch wenn man ihn durch Wolkenlücken hindurch sehen könnte.)

Die Windänderung dicht unter der Platzhöhe (Abb. 15 C und D) ist zwar markant, aber keineswegs so stark, wie sie in anderen Höhen ztw. beobachtet wird, ohne daß der Ballon platzte. Es wird auch in den Fällen des Platzens keine ungewöhnliche Turbulenz beobachtet. Als Ursachen des Platzens sind denkbar: Vereisungsvorgänge, die bei der dort herrschenden Temperatur von -7 bis -20° C am Ballon auftreten könnten, oder Ansammlung von Ozon oberhalb der Windsprungschicht oder plötzliche Änderung der Strahlungszusammensetzung oder -intensität, evtl. infolge einer Ozonansammlung. Messungen zur Aufklärung des unerfreulichen Platzphänomens bei 6—8 km sind noch nicht angestellt worden.

Abb. 16 gibt eine geglättete Kurve der Platzhöhen von den Pilotballonen eines Jahres. Da das Platzen in der Mehrzahl der Fälle nicht beobachtet wird, gingen nur 110 von 500 Aufstiegen in die Abbildung ein, die mit drei verschiedenen Ballontypen, zu 35, 50 und 100 g, gemacht wurden. Die 35 g-Ballone, die aus Sparsamkeitsgründen bei allen zweifelhaften Wetterlagen verwendet wurden, zeigen nur das Häufigkeitsmaximum bei 7 km deutlich, ein sekundäres Maximum ist bei 12 km angedeutet; die höchste Platzhöhe liegt bei 15 km. Bei den Ballonen zu 100 g für die „guten“ Wetterlagen ist das 7 km-Maximum schwach und das bei 17 km gut ausgeprägt; die größte Platzhöhe war 21 km. Die 50 g-Ballone zeigen beide Platzhöhenmaxima bei 7 bzw. 16 km, die größte Platzhöhe ist 17 km. Abb. 16 zeigt nur die arithmetische Summe der drei Einzelverteilungen.

Abb. 15 zeigt die Ballonbahnen von vier vorzeitig am gleichen Tag geplatzen Pilotballonen, und die Bahn des Aufstiegs vom nächsten Tag. Sollte das

Platzen des Ballons A in ursächlichem Zusammenhang mit der an der Geschwindigkeitsänderung deutlich sichtbaren Windschichtung stehen, dann entfällt ein Erklärungsversuch durch Vereisungsphänomene, da Ballon A noch gerade im Bereich positiver Temperaturen war, als er platzte. Ein Platzen in dieser Höhe ist in jüngster Zeit einmal beobachtet worden, so daß das Vereisungsargument als erschüttert angesehen werden muß.

Anders ist es mit den Ballonen B, C und D, die in der als kritisch erkannten Höhe platzen. Es wurden an jenem Tage bis zu $2/8$ Ac beobachtet, und zwar von der Art, wie er im Internationalen Wolkenatlas, Ausgabe 1956, Pl. 69, abgebildet ist.

Wenn man die Höhenangaben entsprechend dem im Kapitel „Steigggeschwindigkeit“ Gesagten nicht allzu wörtlich nimmt, sind alle drei Ballone B, C und D beim Übergang von der Ost- in die Südströmung geplatzt, welche Schichthöhe dem Ac-Niveau entspricht, wie bei anderer Gelegenheit festgestellt werden konnte, als ein Ballon in die Ac eintrat, die Winddrehung mitmachte (durch dünne Stellen der Wolken war der Ballon noch verfolgbar), und dann platzte. Im abgebildeten Fall (Abb. 15) befanden sich die Wolken in anderen Teilen des Himmels als der Ballon.

Ohne damit ausdrücken zu wollen, daß ein physikalischer Zusammenhang zwischen dem frühen Platzen der Pilotballone und dem normalen Platzen der Radiosondenballone besteht, sei erwähnt, daß die Reste des gelblich-weißlich aufgestiegenen Sondenballons fast schwarz am Boden wieder ankommen, mit Ausnahme der Stellen, die, z. B. durch das Abbindeband, vor direktem Kontakt mit der Atmosphäre sowie vor direkter Strahlung geschützt waren.

3.6 Rhythmische Windänderungen. Als zum Askania-Theodoliten mit protokollierten Winkelablesungen noch ein Zeiß-Theodolit mit Ballonbahnaufzeichnung auf einer Kreisscheibe angeschafft wurde, war es nötig, die Ergebnisse beider Beobachtungsmethoden zu vergleichen. W. Kasparbauer unterzog sich der Aufgabe dadurch, daß er die Daten des gleichen, mit zwei Theodoliten verfolgten Ballons in ein rechtwinkliges Koordinatensystem eintrug, das die Zeit bzw. die Höhe des Ballons als Abzisse und die Windrichtung als Ordinate hatte. Abgesehen von dem erhofften Ergebnis, daß beide Theodoliten vergleichbare Windverhältnisse liefern, ergab sich das Nebenergebnis, daß die Ballonbahnen häufig um ihre allgemeine Richtung herum Schwingungen von 7 bis 12 Minuten Dauer (1400 bis 2400 m Höhe) ausführen, ohne Rücksicht auf die Windrichtung und ohne Bevorzugung bestimmter Höhen. Das Phänomen tritt manchmal äußerst deutlich auf, und manchmal fehlt es vollständig. Es soll im folgenden „Kasparbauersche Schwingungen“ genannt werden.

Die Kasparbauerschen Schwingungen fallen bei Mittelwertberechnungen heraus, und auch die übliche Art der Verschlüsselung in Stufen von 2000 zu 2000 Fuß oder von 1000 zu 1000 m unterdrückt sie. Deut-

lich sichtbar sind sie nur in der Projektion der Ballonbahn, und auch dort nur, wenn die Steiggeschwindigkeit des Ballons nicht wesentlich mehr als 200 m/Min. ist. Der Zeiß-Theodolit ist ideal für ihr Studium.

Da die Auswertungen durchweg vom technischen Personal durchgeführt werden, können die Kasparbauerschen Schwingungen leicht der Aufmerksamkeit des Meteorologen entgehen; er mag sie fälschlicherweise auch für Ungenauigkeiten der Beobachtung halten. Bei systematischem Studium der Ballonaufstiege läßt sich aber leicht zeigen, daß die Kasparbauerschen Schwingungen ein reelles meteorologisches Phänomen sind.

Ein schönes Beispiel für Kasparbauersche Schwingungen ist der Aufstieg vom 20. Dezember 1958, der in Abb. 17 wiedergegeben wird. Eine Doppellinie bezeichnet die großräumige Strömung. Der untere Teil der Figur zeigt als Kurve die Windrichtung als Funktion der Höhe, an wenigen Punkten, z. B. bei 4.3 km Höhe, etwas ausgeglichen. Es ist recht deutlich zu sehen, daß die Kasparbauerschen Schwingungen hier, wie in zahlreichen anderen Fällen auch, eine Wellenlänge von 2 km haben.

In Abb. 17 findet man als Schar kleiner Kreise die Windgeschwindigkeit als Funktion der Höhe. Es zeigt sich eine gewisse Parallelität zur Windrichtung. Die Windgeschwindigkeit wurde unter der (üblichen) Annahme konstanter Steiggeschwindigkeit berechnet. Diese Annahme braucht nicht richtig zu sein. Man kann statt dessen mit dem gleichen Recht annehmen, daß die Windgeschwindigkeit konstant und die Steiggeschwindigkeit variabel ist. Rechnet man so, dann findet man eine Verminderung der Steiggeschwindigkeit um 0.5 bis 1 m/sec rechts von der Doppellinie, in Richtung der allgemeinen Strömung gesehen, und links eine Vermehrung. Man geht wohl nicht fehl in der Annahme, daß die Veränderungen der Steiggeschwindigkeit die Folge von Auf- und Abwinden sind. So interpretiert sind die Kasparbauerschen Schwingungen Ausdruck einer Schraubenbewegung im Uhrzeigersinn.

Die Hypothese von schraubenförmigen Luftbewegungen hat einige Konsequenzen. Die absteigende Luft muß sich erwärmen und dadurch relativ trockener werden. Nach Angaben der Deutschen Expedition anlässlich des Internationalen Geophysikalischen Jahres findet man tatsächlich Schwingungen in der rel. Feuchte gelegentlich mit 2000 m Wellenlänge in den Radiosondenaufstiegen von San Salvador. Eine solche Schraubenbewegung der Luft wäre auch eine zwanglose Erklärung für die „Wolkenstraßen“ der Passatgebiete.

Die Schraubenstruktur der Atmosphäre bedingt, daß es Zonen geben muß, in denen der Kasparbauer-Effekt nicht auftritt, und es ist anzunehmen, daß diese Zonen örtlich gebunden sind. In der Tat waren am 28. November 1958, dem Tag der Aufstiegsserie, die Schwingungen am Flughafen anders ausgeprägt als am Tropeninstitut. Abb. 18 zeigt drei Ballonbahnen dieses Tages, zwei vom Tropeninstitut und eine vom Flughafen, wobei die weiter oben skizzierten Unter-

schiede der mittleren Steiggeschwindigkeit berücksichtigt und herauskorrigiert sind.

Abb. 18 zeigt weiter, daß auch bei den Aufstiegen des 28. der Abstand der Extreme der Abweichungen von der allgemeinen Strömungsrichtung etwa 2000 m beträgt, so wie es auch Abb. 17 für einen anderen Tag zeigt.

Abb. 19 zeigt die Höhenlage der maximalen Rechts- (Doppellinien) und Links- (einfache Linien) abweichungen der Windrichtung von der ausgeglichenen Strömungsrichtung, wobei der Aufstieg vom Flughafen zwanglos zu den übrigen Aufstiegen paßt. Es ist zu erkennen, daß die Kasparbauerschen Schwingungen ihre Wellenlänge im Laufe des Tages stetig, aber wesentlich änderten. Die allgemeine Strömungsrichtung (die man der Abb. 19 nicht entnehmen kann) wies erst am Abend, als die Aufstiegsserie wegen Regen abgebrochen werden mußte, nennenswerte Änderungen auf.

Beide Stationen, Flughafen und Tropeninstitut, liegen nach Osten, der Hauptwindrichtung, frei, so daß man die gezeigten Schwingungen nicht ohne weiteres als Hinderniswogen deuten darf. Außerdem finden sich die Kasparbauerschen Schwingungen in ähnlicher Form nicht nur in der unteren Troposphäre, sondern auch in größeren Höhen. Aber es gibt keine Höhe und keine Windrichtung, in der sie sich immer befänden.

Ein seltenes Beispiel für Kasparbauersche Schwingungen in der Höhe wurde am 13. März 1958 beobachtet, selten deswegen, weil ein Pilotballon im allgemeinen nicht 27 km Höhe zu erreichen pflegt (es war ein Spezialballon von 300 g Gewicht), und weil Radiosondenballone so schnell steigen, daß Feinheiten der Windstruktur messend nicht erfaßt werden können.

Im Vorhergehenden war der Ballon vom 13. 3. schon einmal erwähnt worden wegen der extremen Windumkehr in Bodennähe. Der Ballon passierte dann in 2000 m ü. Gr. den Zenit, war einige Minuten verloren, wurde in Minute 14 wiedergefunden und trat nach NE-Wind bei 5200 m NN in eine Schicht mit Windstille ein, die nicht weniger als 2800 m dick war! Darüber setzte sich der NE-Wind wieder fort und wehte zwischen 8300 und 9100 m durchschnittlich mit 12 Knoten.

Mit einem Bogen, also nicht abrupt, trat der Ballon in eine NW-Strömung ein, die sich von 10 bis 18 km Höhe erstreckte. (Übrigens möge der Leser die starken Nordkomponenten beachten!) In dieser zeigten sich drei gut ausgeprägte Schwingungen. Die größten Elongationen in bezug auf die ausgeglichene Ballonbahn wurden erreicht:

in 12 100 m nach rechts
in 13 700 m nach links, Differenz 1 600 m
in 15 300 m nach rechts, Differenz 1 600 m
in 16 700 m nach links, Differenz 1 400 m
in 17 900 m nach rechts, Differenz 1 200 m
in 18 600 m nach links, Differenz 700 m

Man sieht aus der Tabelle, daß die Schwingungen nicht die gleiche vertikale Erstreckung (d. h. Wellenlänge) hatten, diese aber in gleichmäßiger Weise abnahm. Nach dem weiter oben Festgestellten wäre es möglich, daß die Steiggeschwindigkeit nach oben zugenommen hat; dann müßten die Höhen korrigiert werden; der Zuschlag wächst, in diesem Fall wäre die Abnahme der Vertikalerstreckung der Schwingungen geringer.

Bei etwa 18 km NN drehte die Strömung von NW auf W, und die Schwingungen des Ballons setzten sich zwar fort, wechselten aber ihr Aussehen von einer Sinuskurvenform in die Form einer Zykloide. Nunmehr sind die maximalen Rechtsauslenkungen scharfe Spitzen, die Linksauslenkungen weiche Bogen. Die vorstehende Tabelle läßt sich wie folgt verlängern:

in 18 600 m nach links			
in 19 000 m nach rechts	Differenz	400 m	
in 20 000 m nach links	Differenz	1 000 m	
in 21 100 m nach rechts	Differenz	1 100 m	
in etwa 22 100 m nach links	Differenz ca.	1 000 m	
in 23 100 m nach rechts	Differenz ca.	1 000 m	
in etwa 24 100 m nach links	Differenz ca.	1 000 m	
in 25 100 m nach rechts	Differenz ca.	1 000 m	

Wie man sieht, sind die Abstände der Zykloiden-spitzen genau 2 000 m, obwohl bei 23 100 m ein abrupter Wechsel der allgemeinen Strömungsrichtung von W auf S stattfand. Erst oberhalb 25 km, als der Wind auf N umsprang und dann weiter über E auf SE drehte, waren keine systematischen Auslenkungen von der ausgeglichenen Strömungsrichtung mehr zu erkennen.

Abb. 20 gibt die Ballonbahn von 10 000 m bis zur Gipfelhöhe wieder. Für die eigenartigen Ecken in der Ballonbahn bei Minute 84 und Minute 106 kann keine Erklärung gegeben werden. Da in beiden Fällen eine zeitweilige Umkehr der Winkeländerungen konstatiert wurde (d. h. eine Vorzeichenumkehr des zeitlichen Differenzenquotienten des Azimuts), sind Beobachtungsirrtümer zwar möglich, aber wenig wahrscheinlich.

Für die Zykloidenbahnen gab es zunächst keine Erklärung. Inzwischen sind mehrfach kreisförmige Cirrus-„Fladen“ und ringförmige Cirruswolken beobachtet worden, die mit der Höhenströmung ohne wesentliche Formveränderung ztw. mit hoher Geschwindigkeit dahinzogen (siehe Bild Nr. 2). Fotos in weniger als fünf Minuten Abstand zeigen schon wesentliche örtliche und perspektivische Veränderungen. Man kann annehmen, daß die beobachtete Kreisform der Cirren mit einer Kreisbewegung gekoppelt ist. Sollte das wirklich der Fall sein, so kann man sich als Folgerung daraus vorstellen, daß solche Kreisbewegungen auch ohne Auftreten von Wolken in der hohen Atmosphäre vorkommen, so daß ein Ballon, der in das Randgebiet einer solchen Bewegung gerät, eine echte Zykloidenbahn beschreibt.

Es ist nicht mit der Möglichkeit zu rechnen, daß auch die Bahnschleifen der Abb. 12 und 14 durch Horizontalkreisbewegungen der Atmosphäre erklärt werden können, da diese viele Stunden hindurch in der gleichen Höhe festgestellt werden können und somit nicht von der Zufälligkeit des Balloneintritts in das System abhängen.

Die Kreiscirren haben nach den Fotos einen Durchmesser von mindestens 3—4 km. Meist sind sie aber so groß, daß sie mit einem normalen Photoapparat von 38° Öffnungswinkel nicht erfaßt werden können. Ihre Höhe wird auf 10 bis 15 km geschätzt. Häufig treten sie im Verein mit hohen Windgeschwindigkeiten auf, so daß man mit bloßem Auge ihre Wanderung sehen kann. Die Kreiscirren treten meist gruppenweise auf, manchmal mehrere Stunden hindurch, derart, daß eine dieser Wolken nach der anderen den Himmel überquert, was besonders dann eindrucksvoll ist, wenn keine anderen Wolken vorhanden sind. Es ist aber auch ein Fall photographisch festgehalten worden, in dem ein Kreiscirrus mit Südwind über den Amboß (*Ci spissatus*, früher *nothus*) eines Cumulonimbus hinwegzog. Die bisher beobachteten Bewegungen waren stets aus Süd oder West und nicht auf bestimmte Jahreszeiten oder Wetterlagen beschränkt. Bei der Seltenheit des Phänomens ist damit zu rechnen, daß die Kreiscirren auch in anderen Strömungen als den beiden genannten vorkommen.

Eines Vormittags konnte die Entstehung von kreiscirrusähnlichen Wolken beobachtet werden. Der Himmel war mit parallelen Cirrusfäden fast völlig bedeckt, was in den Tropen trotz der hohen Cirrus-Häufigkeit selten vorkommt. Plötzlich gerieten regellos wie bei einem Nordlicht die Fäden durcheinander, und in wenigen Minuten hatten sich die Cirren von faserigen zu flockigen Gebilden umgewandelt. Die Umwandlung ging so rasch vor sich, daß sie mit der Kamera nicht mehr festgehalten werden konnte, da diese erst aus einem dem Beobachtungsort benachbarten Zimmer geholt und geöffnet werden mußte. Eine so hohe Geschwindigkeit von Wolkenbildung und -umbildungen kommt in Mittelamerika des öfteren vor; es ist aber ungewöhnlich, daß das ganze Himmelsbild davon gleichzeitig betroffen wird.

3.7 Windsysteme. Im Gebiet des auslaufenden Passats zeigt die Atmosphäre über San Salvador die üblichen Strömungen des Passats, Gegenpassats usw. Diese bekannten Winde wehen aber nicht immer, vielmehr kommen auch beträchtliche Meridionalkomponenten des Windes vor, wie man u. a. den Abbildungen 9, 11 und 15 E entnehmen kann. Es soll hier nicht der Versuch gemacht werden, die Meridionalströmungen zu klassifizieren oder klimatologisch zu erfassen. Im Teil über die Wettervorhersage ist die wettermäßige Bedeutung von Winden im 250 mb-Niveau erwähnt.

Es erscheint angebracht, an Hand der Aufstiege vom 28. November 1958 auf einige Einzelheiten hinzuweisen.

Wie meistens in San Salvador, so lassen sich die Höhenwindverhältnisse des in Rede stehenden Tages unschwer in mehrere gut voneinander abgesetzte Schichten aufgliedern. Im vorliegenden Fall handelt es sich dabei um die folgenden:

- a) Die Bodenschicht von etwa 1000 m Dicke und starker tageszeitlicher Schwankung,
- b) bis 8 700 m NN die Ostströmung, der Passat,
- c) 8 700—13 000 m NN eine Südsüdwestströmung,
- d) 13—16 km Südwestwind,
- e) 16—27 km Ostwind, darin bei 19—20 km eine Windschleife.

3.7.1 Die Bodenschicht des Windes, die den Tagesgang des Windes umfaßt, ist recht niedrig, so daß die 200 m-Stufen der Pilotballone und die 300 m-Stufen der Radiosonden das Studium feinerer Einzelheiten nicht erlauben.

In San Salvador pflegt der Wind meist aus Nord zu wehen und am Nachmittag mehr oder weniger unvermittelt auf Süd umzuspringen. Die Existenz des Nordwindes folgt zwanglos aus der Existenz des Passats unter Berücksichtigung der hohen Bodenreibung und der geringen geographischen Breite. Der Südwind ist eine Kombination der Seebrise (der Pazifische Ozean liegt im Süden und nicht im Westen von Salvador!) und eines speziellen Bergwindes, der — nach Leßmann — dadurch zustande kommt, daß die steilen Berghänge bei dem hohen Sonnenstand in

den Tropen wesentlich weniger Sonnenenergie erhalten als das weite ungliederte Tal.

Das Umspringen des Windes in der skizzierten Weise geschah auch am 28. 11. 1958. Tabelle 5 zeigt, wie hoch man die Bodenschicht ansetzen muß, in der der Passat merklich modifiziert wird. Oberhalb der angegebenen Höhe wehte den ganzen Tag über praktisch der gleiche Wind. Der kräftige Vertikalstrich der Tabelle trennt den Nordwind von der Seebrise. Die Tabelle 6 gibt dazu einige Einzelheiten, indem sie die in je 200 m dicken Schichten gemessenen Werte des letzten Aufstiegs vor dem Umspringen des Windes denjenigen nach Einsetzen der Brise gegenüberstellt. Man sieht, daß die eigentliche Brise

Tabelle 5

Dicke der bodennahen Schicht der Windstruktur am 28. 11. 58 (ähnlich auch bei 8 Aufstiegen am 15. 11. 58)

Uhr (Ortszeit) ..	6	8	10	12	14	16	18
Dicke in m	400	450	500	700	1 000	1 100	750

eine sehr geringe Vertikalerstreckung hat, und daß sie in beiden vorliegenden Fällen vom Passat der freien Atmosphäre durch eine Schicht geringer Windstärken getrennt ist. Es muß aber an Abb. 9 erinnert werden, die zeigt, daß der Übergang von der Unter- zur Oberströmung auch direkt ohne Zwischenschicht erfolgen kann. Die Gegenüberstellung von Abb. 9 und Tab. 6 zeigt, daß Verallgemeinerungen in bezug

Tabelle 6

Höhenwinde am 28. 11. 58 (ähnlich auch am 15. 11.)

	Boden	0—0.2	0.2—0.4	0.4—0.6	0.6—0.8	0.8—1.0	1.0—1.2	1.2—1.4
Um 13 Uhr NNE 5	41°	5	50° 4	59° 4	80° 3	78° 4	76° 4	79° 12
Um 16 Uhr S 6	216°	6	196° 4.5	127° 1	35° 1	46° 5.5	58° 4.5	65° 15

(Höhen in km, Richtung in rw. Grad, Geschwindigkeit in Knoten)

auf tropische Wetterbedingungen genau so gefährlich sein können wie auf anderen Gebieten.

3.7.2 Über die Kasparbauerschen Schwingungen in der Ostwindsschicht und über deren Veränderung im Laufe des Tages wurde weiter oben berichtet. An der Dicke der Ostwindsschicht als Ganzem sowie an der allgemeinen Richtung änderte sich wenig, ausgenommen ein gewisses Rechtdrehen am Abend kurz vor Einsetzen des Regens. Die Radiosonden und die Beobachtervermerke „böig“ und „nicht mehr böig“ zeigen aber, daß sich hinter den sanft geschwungenen Ballonbahnen mehr verbirgt als eine homogene Luftmasse. Es ist bemerkenswert, daß die Höhenlage der böigen Schicht innerhalb der Ostluft im Laufe des Tages gleich geblieben ist, obwohl die Kasparbauerschen Schwingungen ihre Höhenlage änderten. Sie wurde den ganzen Tag über in 3 000 bis 4 000 m NN festgestellt. Um 10 Uhr wurde dort ein schwacher Temperaturgradient und eine Isothermie an ihrer Obergrenze gemessen, um 16 Uhr dagegen ein fast adiabatischer Gradient; gleichzeitig stieg die Feuchtigkeit in der Schicht von etwa 55 auf 80 % an. Übrigens zeigen beide Aufstiege nicht die

geringste Andeutung einer Passatinversion, auch die Feuchte nimmt nicht in markanter Weise ab.

Die allgemeine Passatschicht hatte bis 4.5 km NN eine Nord- und oberhalb 6.5 km eine Südkomponente. Die in den Ballonbahnen zwar sichtbare, aber unauffällige Übergangsschicht wurde sowohl an ihrer Ober- wie an ihrer Unterseite durch je eine Isothermie begrenzt, die in beiden Radiosonden in gleicher Weise ausgeprägt erscheint. Die sehr markante Winddrehung bei 8000 m ü. Gr. (8.7 km NN) findet nur eine sehr schwache Entsprechung in den Temperatur- und Feuchteverhältnissen.

3.7.3 Bemerkenswert ist die Veränderung der Windverhältnisse oberhalb 8 km, wo die Windgeschwindigkeit am Nachmittag unter Rückdrehen stark abnahm, wie es Tabelle 7 ausweist. Diese Abnahme wurde aber durch gleichzeitige Zunahme der Windgeschwindigkeit in 10—12 km wieder überkompensiert. Zieht man die Luftdichte hinzu, so ergibt sich, daß die Menge der durch den vertikalen Querschnitt beförderten Masse der Schicht zwischen 8 und 12 km im Laufe des Tages keine Änderung erfahren hat. Wie weit diesem Umstand Bedeutung beizumessen

ist, läßt sich an Hand dieses einen Beispiels nicht entscheiden.

Die Schicht von 8—12 km ü. Gr. hatte zur Zeit beider Radiosonden die gleichen Temperaturverhältnisse,

und zwar -23.5°C an der Unter- und -57.5°C an der Oberfläche, was einem Gradienten von $-8.5^{\circ}/\text{km}$ entspricht, der an der Windänderung bei 10 km (siehe Tab. 7) keine Änderung aufwies. Ubrigens liegt in

Tabelle 7
Höhenwinde am 28. 11. 58

Höhe über Grund in km	6 ^{1/2} Uhr	10 Uhr	13 ^{1/2} Uhr	16 ^{1/2} Uhr	Bemerkungen
6—8	129° 12	122° 11	127° 11	140° 14	Wenig Änderung
8—10	232° 8	230° 9	231° 10	192° 6	Abflauen, Rückdrehen
10—12	192° 14	172° 14	195° 17	195° 23	Auffrischen

(Richtung in rw. Grad, Geschw. in Knoten)

der Höhe dieser Schicht das sekundäre Minimum der Plathäufigkeit der Pilotballone (bei 10 km ü. Gr., siehe Abb. 16).

3.7.4 Oberhalb 12 km ü. Gr. drehte der Wind langsam auf SW und nahm an Stärke zu. In diesem Fall, in dem die Windänderung allmählich erfolgte und ihr Betrag nicht groß war, wies die Temperaturschichtung eine Isothermie von fast 1 000 m Dicke auf. (Siehe 3.7.2, wo auch eine Schicht allmählicher Windänderung durch Isothermien begrenzt wurde). Der Südwestwind reichte bei wechselnden Temperaturgradienten bis fast zur scharf ausgeprägten Tropopause, die von den Ballonen mit Ostwind ohne nachweisbare Veränderung der Steiggeschwindigkeit passiert wurde.

3.7.5 Es folgte dann die weiter oben beschriebene Schleife (siehe Abb. 12), die sich nicht durch den z. Z.

gültigen Höhenwindschlüssel so wiedergeben läßt, daß man sie sich richtig vorstellen könnte. — Die Ballonbahnen endeten mit Ostwind.

Wesentlich an dem Beispiel dieser Aufstiege vom 28. Nov. 1958 erscheint der Umstand, daß erhebliche Schichtungen des Windfeldes nicht notwendigerweise mit meßbaren Schichtungen im Temperaturfeld und umgekehrt verbunden sein müssen, wenn auch solche Koinzidenzen vorkommen.

Das grundsätzliche Schema der Windrichtung „Westwind zwischen zwei Ostströmungen“ findet sich in vielfältiger Abwandlung immer wieder und zu allen Jahreszeiten, wobei der Westwind ausnahmsweise auch mal bis zum Boden durchstehen kann. Das, was den Synoptiker interessiert, ist nicht das Grundschema, sondern dessen Abwandlung und tägliche Veränderung. Die Tabelle 8 soll dartun, wie stark solche Änderungen sein können.

Tabelle 8
Höhenwinde über San Salvador

8. Juli 1959	6.00 Uhr OZ	WSW von 10.6 bis 14.6 km, darüber Ostwind, Ballon geplatzt in 18.6 km
9. Juli 1959	10.05 Uhr OZ	S 9.6 bis 14.6 km, darüber Ostwind, Ballon geplatzt in 19.0 km
10. Juli 1959	10.30 Uhr OZ	NNW ab 11.2 km, Ballon bei 13.2 km in Ci eingetreten.

Unterhalb der ersten Höhenangabe wehte in allen drei Fällen Ostwind (Passat).

Die ersten Ansätze sind gemacht, um die wettermäßige und prognostische Bedeutung der Höhenwindänderungen für Mittelamerika zu erfassen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß man in den Höhen zwischen 10 und 15 km die Ursachen und Vorboten vieler Wettererscheinungen zu suchen hat. Im ersten Teil ist ein Beispiel dazu gebracht.

Die Sammlung von Erfahrungen wird leider durch drei Umstände wesentlich erschwert:

- Pilotballone sind Schönwettergeräte; Radiowindstationen gibt es in Mittelamerika noch nicht.
- Der Aufstieg endet spätestens mit Platzen des

Ballons; anscheinend kann auch bei guter Gummiqualität die bei 6 000 bis 8 000 m Höhe liegende „Platzschicht“ nicht immer bezwungen werden.

c) Das mittelamerikanische Pilotballonnetz arbeitet infolge ungenügender Ausrüstung unregelmäßig und ungenügend.

Der Verfasser hofft, daß es einmal gelingen möge, die freie Atmosphäre über Mittelamerika genauer zu untersuchen. Man kann erwarten, daß sich dabei Zusammenhänge ergeben, die auch für die Erklärung meteorologischer Prozesse anderer Regionen von Bedeutung sind.

Nachwort. Nachdem der Verfasser El Salvador verlassen hat und an einem Ort lebt, an dem ihm ungleich mehr Schrifttum als vorher zur Verfügung

steht, wäre es vielleicht angezeigt, einige der vorigen Absätze zu ergänzen und auf Arbeiten anderer Autoren Bezug zu nehmen. Aus technischen Gründen soll

aber mit einer Ausnahme davon Abstand genommen werden. Es soll darauf hingewiesen werden, daß die „Kasparbauerschen Schwingungen“ in anderem Zusammenhang bereits untersucht worden sind. Die bisherigen Arbeiten haben fast ausnahmslos diese Schwingungen im Wolkenbild, also in horizontaler Erstreckung beschrieben. Im vorliegenden Heft dagegen ist ihre vertikale Ausdehnung und Wiederkehr untersucht worden. Dasselbe Phänomen ist also von zwei verschiedenen Seiten angepackt worden,

und die Vereinigung beider Anschauungen könnte vielleicht zu einem neuen Prinzip über die Natur der Luftströmung im allgemeinen führen.

Die Arbeiten, die die Feststellungen dieses Heftes über die Kasparbauerschen Schwingungen ergänzen, sind im folgenden Schrifttum-Verzeichnis unter Nr. 25 bis 29 aufgeführt.

Austin, Texas, am 19. November 1960

Dr. W. H. Portig

Schrifttum

1. C. E. Palmer: Tropical Meteorology, Compendium of Meteorology, Boston 1951, S. 859 ff
2. A. Delourme: De la circulation atmosphérique et de l'influence de l'air polaire dans les régions intertropicales de l'Atlantique. Mémoire de la Météorologie Nationale, No. 41, Paris 1956, S. 1—47
3. La Lluvia de El Salvador 1956, S. 28
4. Morris Tepper: Mesometeorology — the Link between Macroscale Atmospheric Motions and Local Weather, Bull. American. Met. Soc. Febr. 1959, S. 56—72, besonders S. 65
5. G. Tschirhart: Les conditions aérologiques à l'avant des lignes de grains en Afrique équatoriale, Monographies de la Météorologie Nationale, Nr. 11, Paris 1958, 1—28
6. K. Takahashi: The Effect of the Change of Solar-activity to Meteorological Phenomena, Journal of the Met. Soc. of Japan, Ser. II, Band 36, No. 3, 1958
7. W. Portig: Tropenwetter, Met. Rundschau 1956, Heft 5/6, S. 102—103
8. W. Portig: Tropengewitter, Met. Rundschau 1956, H. 11/12, S. 221—223
9. W. Portig: Vorhersageregeln für El Salvador, Met. Rundschau 1957, Heft 3, S. 107—108
10. W. Portig: Gibt es in den Tropen Wetter? Die Umschau 1957, Heft 6, S. 168—169
11. W. Portig: Die Wettervorhersage in Mittelamerika. Die Umschau 1957, Heft 7, S. 212—213
12. W. Portig: Bericht über Messungen zur Reduktion des Barometerstandes auf den Meeresspiegel, Met. Rundschau 1957, Heft 2, S. 42—44
13. W. Portig: Erste Mitteilung über schnelllaufende globale Luftdruckwellen, Met. Rundschau 1957, Heft 2, S. 54—58
14. W. Portig: Lluvia en El Salvador C. A., y huracanes, Comunicaciones del Instituto Tropical de la Universidad de El Salvador, V, 2/3, 1956, S. 97—98
15. W. Portig: La variación anual de la doble onda diurna de la presión atmosférica en San Salvador, Comunicaciones del Instituto Tropical, V, 4, 1956, S. 171—178
16. W. Portig: Temperaturschwankungen der freien Atmosphäre in den Tropen, Ann. der Met. 1957, Band 8, S. 125—127
17. W. Portig: Nortes (Norder) und ihre Vorhersage mit Bordmitteln, Der Seewart 1958, H. 4, S. 159—164
18. W. Portig: Über die Trockenzeit von San Salvador, Mittelamerika, Met. Rundschau 1958, S. 80—85
19. W. Portig: Klimapendelungen in San Salvador, Mittelamerika, Ann. der Met. 1958, S. 143—148
20. W. Portig: Frontdurchgang in Mittelamerika, Met. Rundschau 1958, Heft 4, S. 112—116
21. W. Portig: Der Temporal vom Ende Oktober 1957, Met. Rundschau 1958, Heft 5, S. 150—156

22. W. Portig: Fernwirkungen von tropischen Wirbelstürmen in Mittelamerika, Der Seewart 1959, Heft 1, S. 12—16
23. W. Portig: Air masses in Central America, Bull. of the American Met. Soc., 1959, Vol. 40, Heft 6, S. 301—304
24. W. Kasparbauer: Synoptische Luftdruckbeobachtungen im Karibischen Raum und ihre Fehler, Met. Rundschau 1957, Heft 2, S. 56—57
25. J. Kuettner, The band structure of the atmosphere, Tellus Band 11, S. 267—296 (1959)
26. John H. Conover, Cloud patterns and related air motions derived by photography, Harvard University, Juni 1959, besonders Seite 231 und 232, wo sogar die gleiche Größe des Durchmessers der Schraubenbewegung angegeben wird.
27. LeRoy H. Clem, Clear air turbulence near the jet stream axis, Bull. Amer. Met. Soc. 36, S. 53—60, 1955
28. D. Brunt, Natural and artificial clouds, Quarterly Journal Roy. Met. Soc. 63, S. 276—288, 1957
29. Vincent Schaefer, The relationship of jet streams to forest wildfires, Journal of Forestry 55, p. 421, 1957

Anmerkung: Da es sich bei vorstehendem Erfahrungsbericht um eine Sammeldarstellung salvadorensischer Wetterphänomene handelt, sind zwecks Vervollständigung auch einige Arbeiten ins Literaturverzeichnis aufgenommen worden, die im Text nicht zitiert sind.



Bild Nr. 1

Cirrus mammatus 26. 5. 1959 17.45 Uhr Ortszeit
(links Nordwesten, rechts Südosten)

Winddrehung von Nordwest auf Ost oben. Das ganze Gebilde zieht rasch nach Südsüdosten.
Der untere Schwanz ist mindestens 30 km lang.



Bild Nr. 2

Kreiscirrus im Zenit 28. 4. 1959 7.15 Uhr Ortszeit
(unmittelbar nach Ende einer „Norte“-lage)

Rasche Bewegung nach Norden. Zwei Ballone platzten in 6500 m Höhe bei Eintritt in Südströmung.

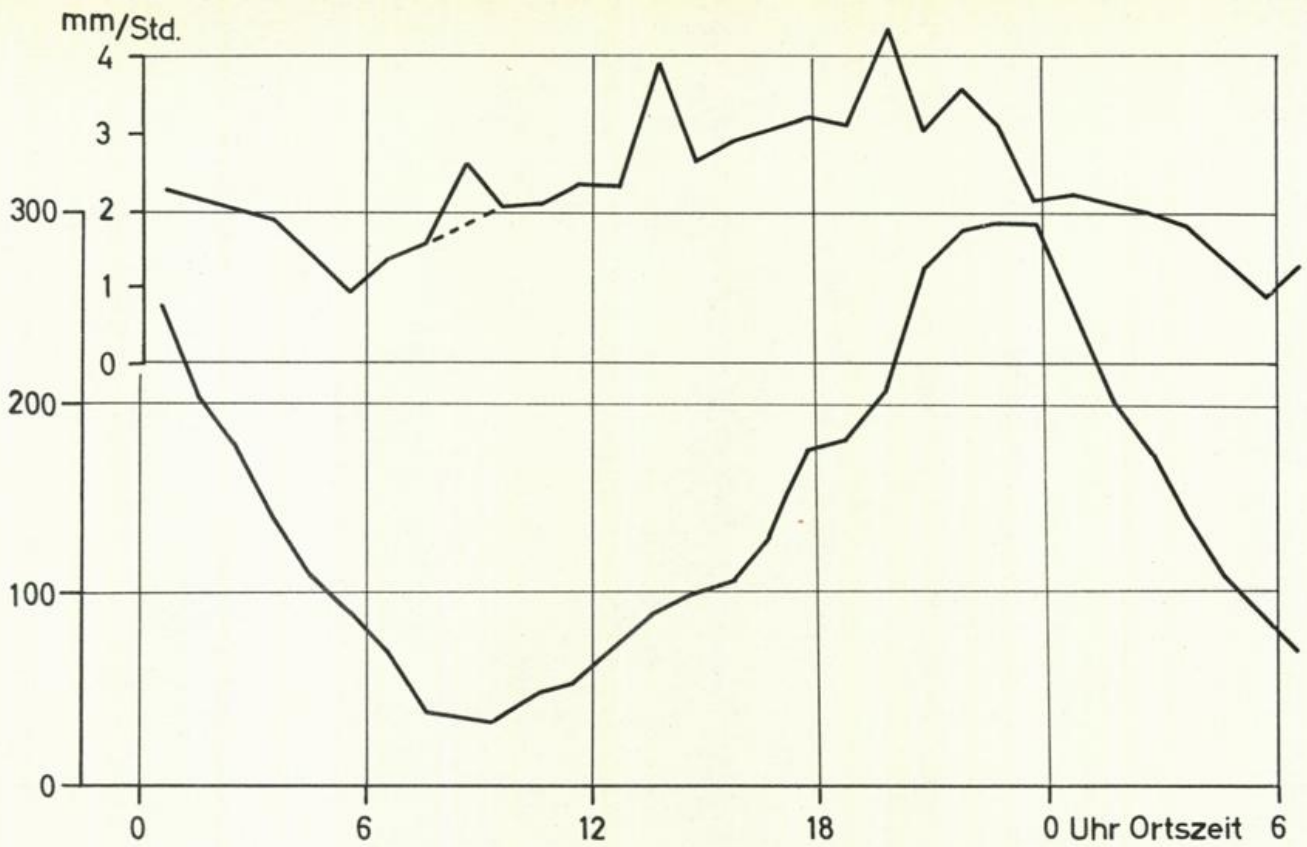


Abb. 1 Tagesgang der Zahl der Stunden mit Regen in den Monaten Juni bis Oktober 1953/58 (unten), und der Intensität, d.h. des Quotienten Regenmenge durch Anzahl der Stunden mit Regen (oben).

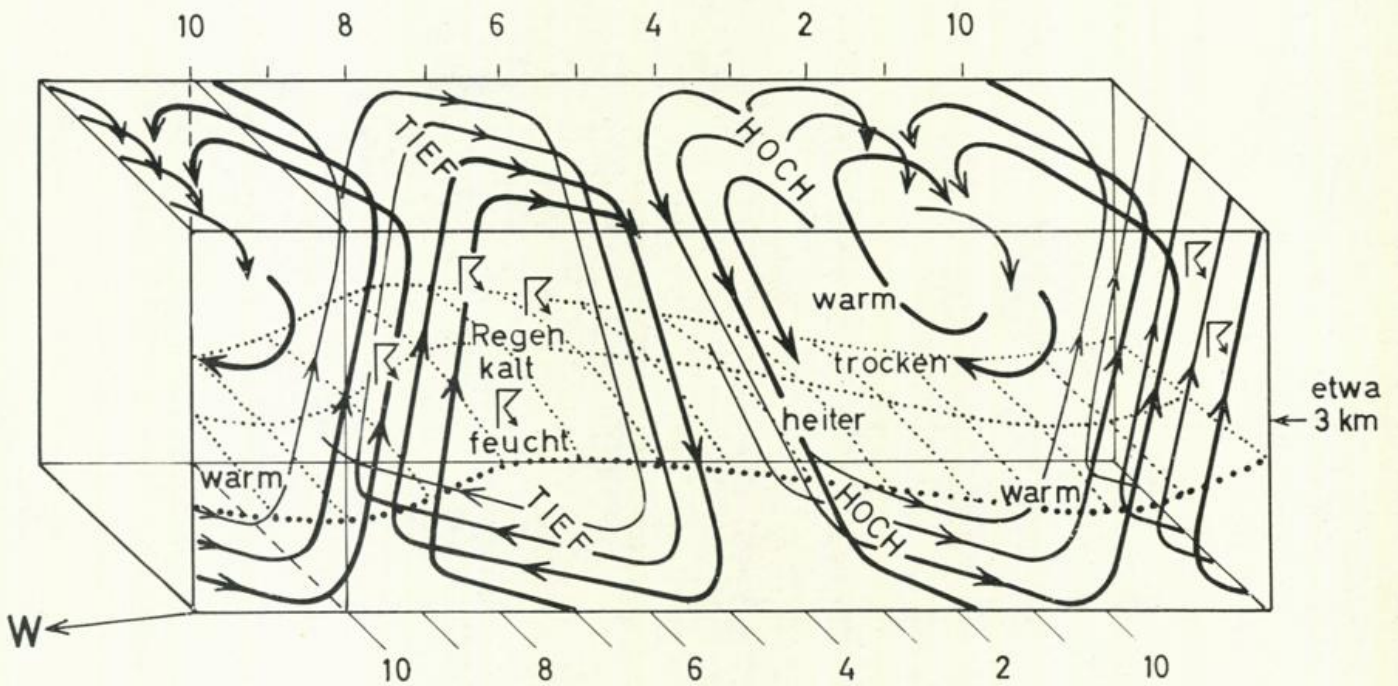


Abb. 3 Räumliches Schema der Instabilitätswellen vom Juli 1958.

Punktierte Linien: meist deutlich vorhandene Grenze zwischen feuchter Unterschicht und trockener Oberschicht. "Passatinversion" als solche im westlichen Karibischen Meer nur zeitweise ausgeprägt.

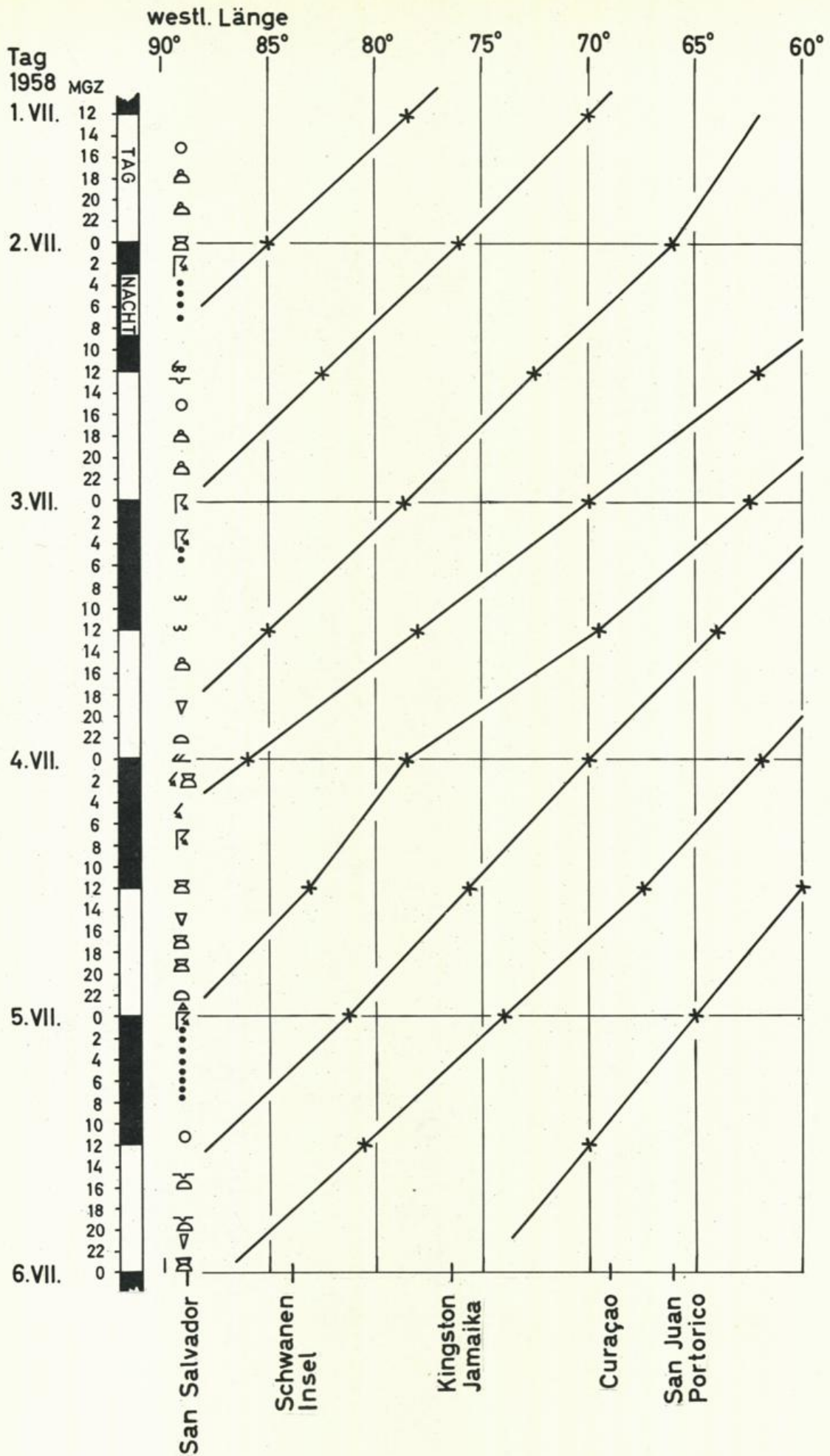


Abb. 2

Orte der Instabilitätswellen in den ersten Julitagen 1958 und Wetterablauf in San Salvador.

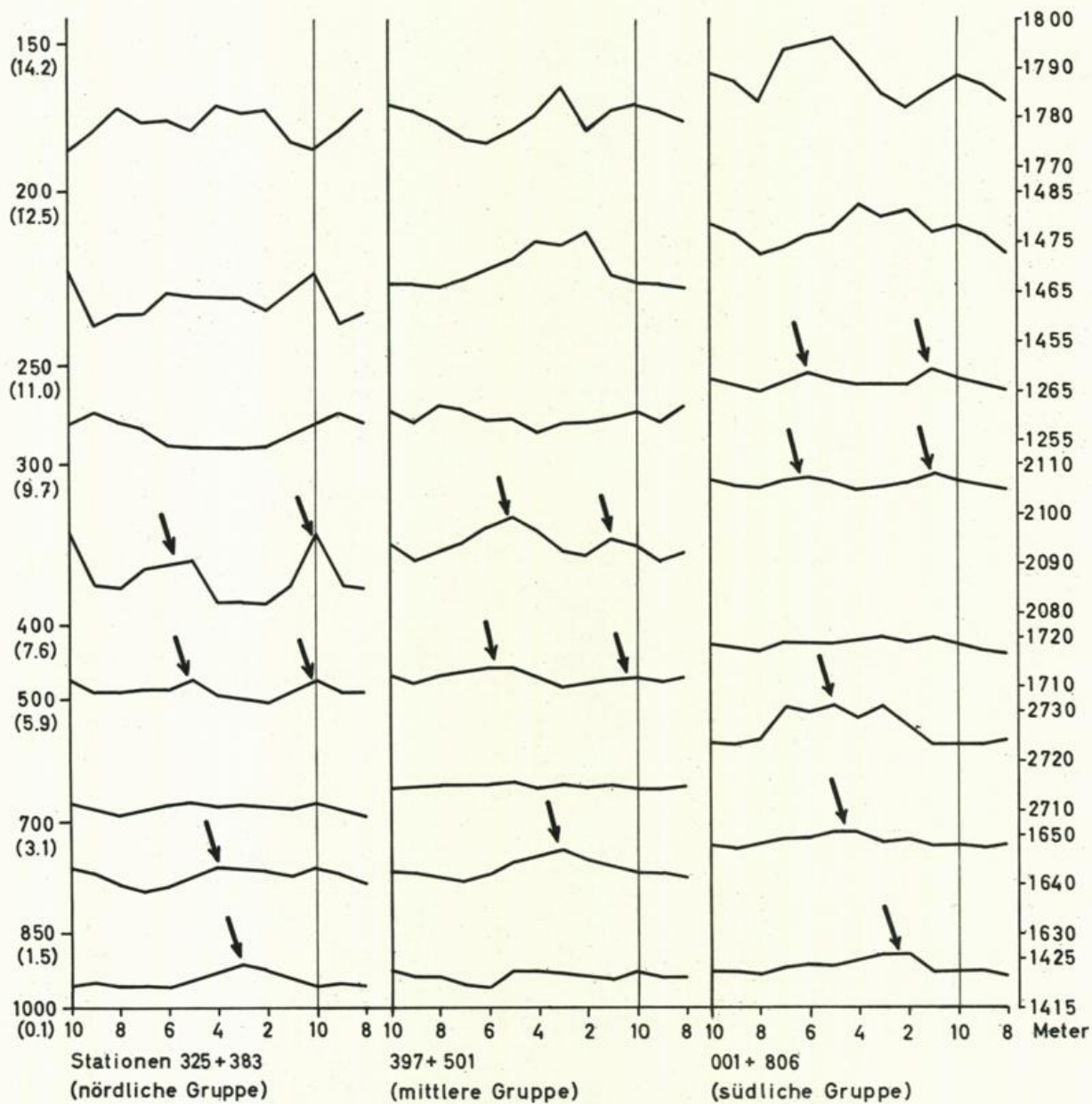


Abb. 4 Relative Topographien während des Durchzugs einer Instabilitätswelle für drei Stationengruppen, Juli 1958. Linke Skala: Höhenangaben der abgrenzenden Hauptisobarenflächen in mb und in geopot. km. Rechte Skala: Betrag der relativen Topographien in gpm. Untere Skala: Phasen wie in Abb. 3.

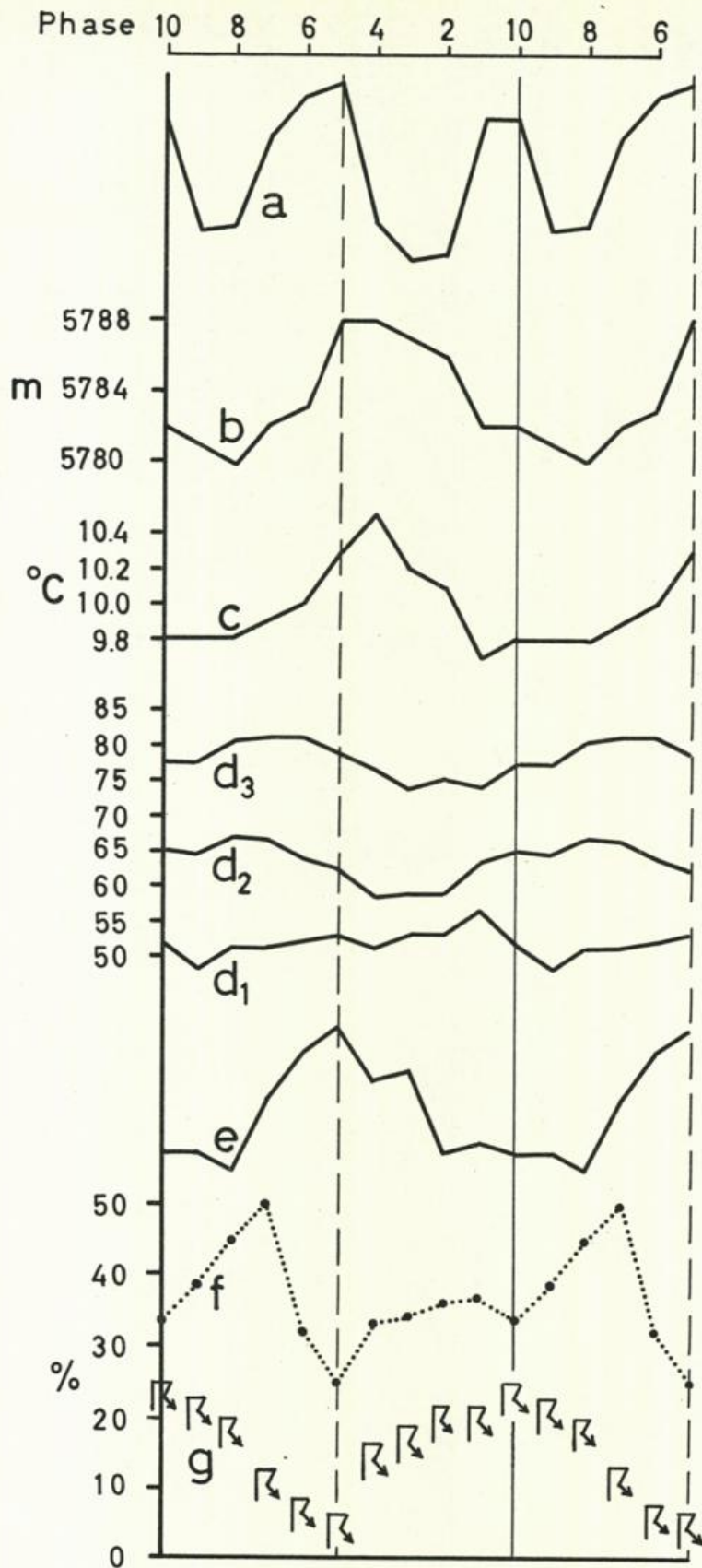


Abb. 5 Veränderungen verschiedener Größen während anderthalb Instabilitäts-
wellen. Phasenangaben wie in Abb. 3 und 4
a - Relative Topographie oberhalb 500 mb (s. Text)
b - Relative Topographie 500/1000 mb
c - Temperatur der 700 mb-Fläche
d₁ - Relative Feuchte 500 mb
d₂ - Relative Feuchte 700 mb
d₃ - Relative Feuchte 850 mb
e - Stabilität (s. Text)
f - Häufigkeit von Regen und/ oder Gewitter
g - Häufigkeit von Gewittern
(f und g aus SYNOP-, die übrigen aus TEMP-Meldungen)

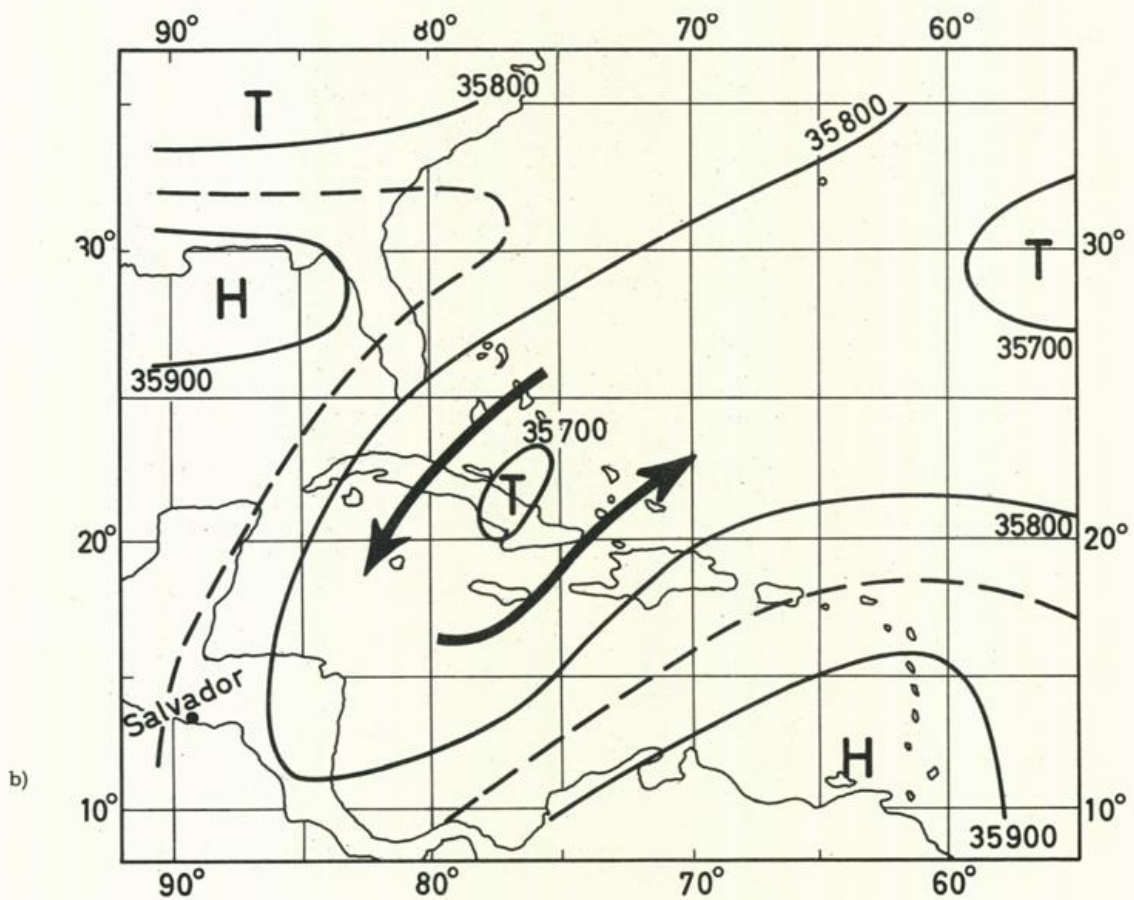
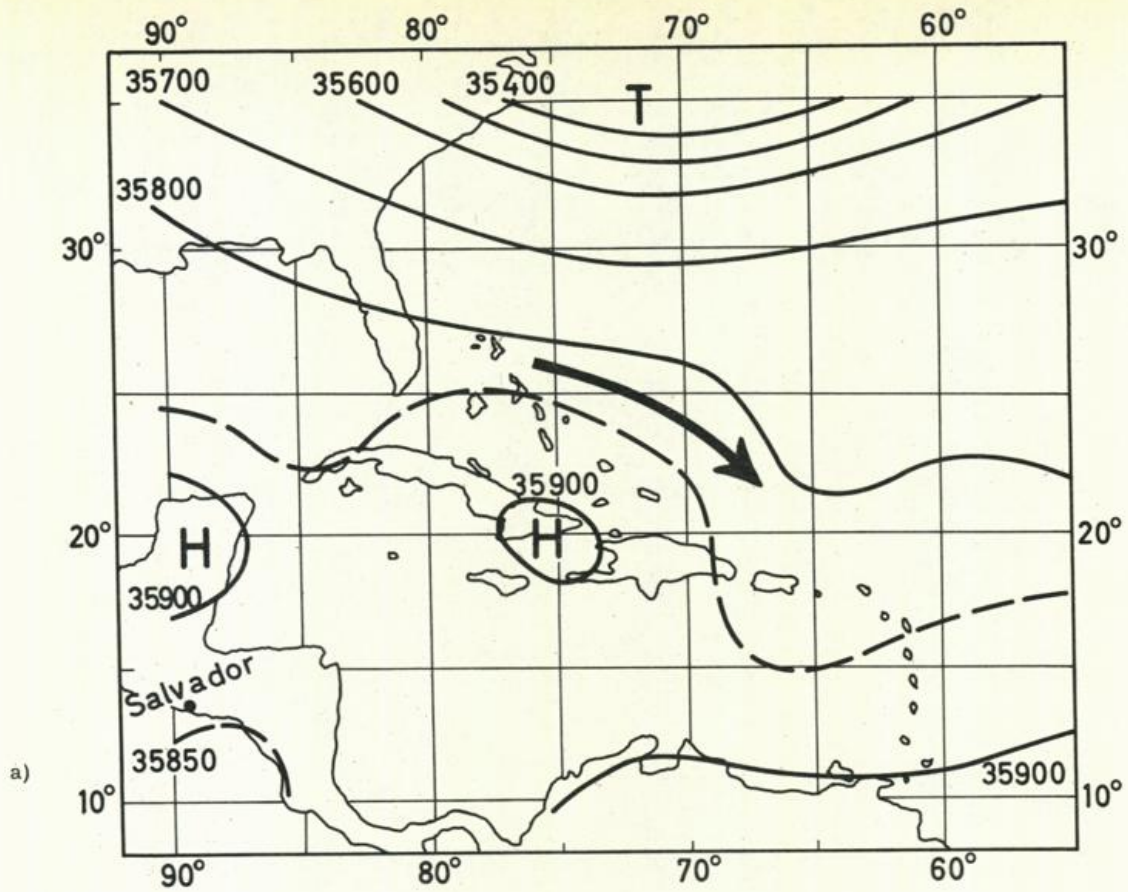


Abb. 6 Mittlere Höhenkarte 250 mb (Höhen in geopotentielle Fuss)
 a) 12. - 26. Juni 1959, regnerisch in Salvador
 b) 1. - 15. Juli 1958, trocken in Salvador

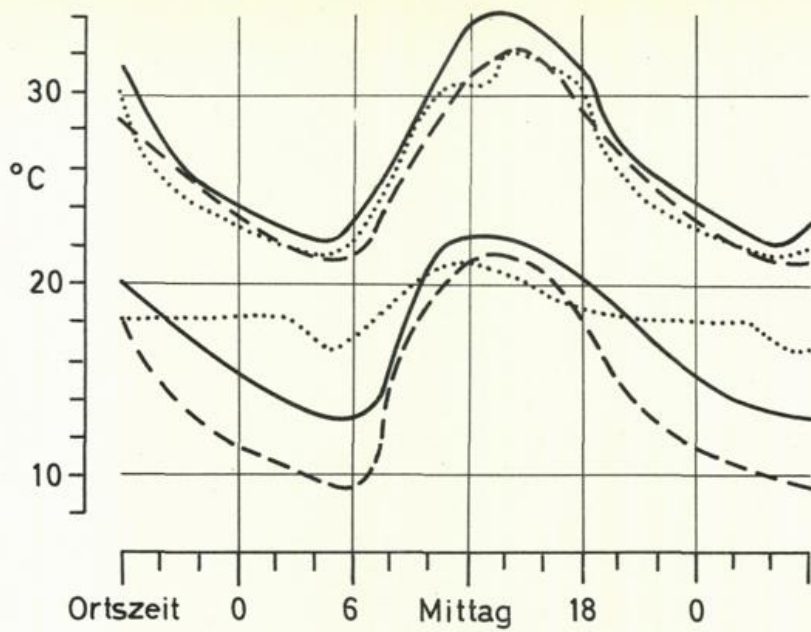


Abb. 7 Extremtemperaturen in San Salvador
 ausgezogen: II bis V 1956-59
 punktiert: VI, VII 56-59, VIII, IX 56-58
 gestrichelt: X bis XII 56-58, I 56-59

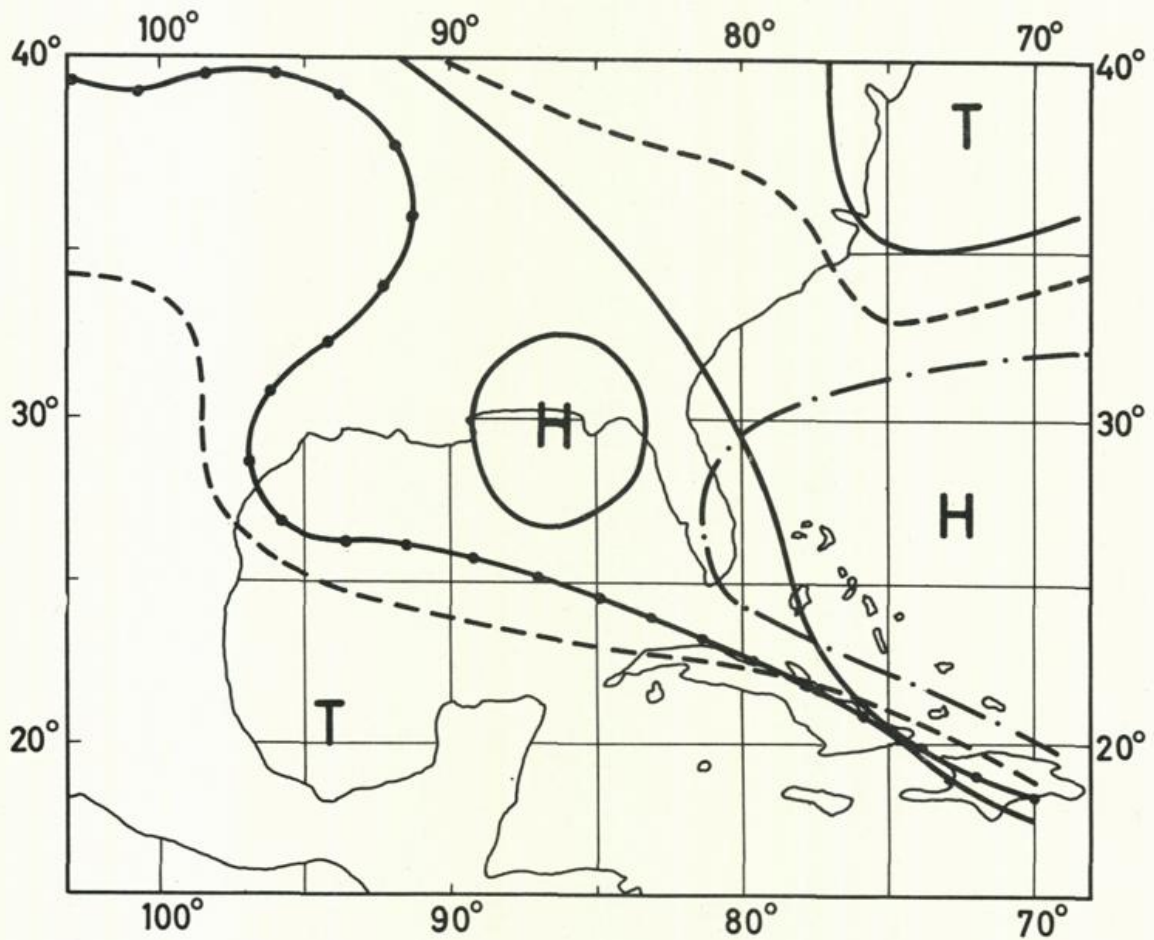


Abb. 8 Mittlere Lage der Isobare 1016,5 mb bei Mai-Starkregen in San Salvador (H und T bezeichnen keine Druckzentren)
 strichpunktiert: zwei Tage vor dem Starkregen
 ausgezogen: ein Tag vor dem Starkregen
 mit kl. Punkten: am Tage des Starkregens
 gestrichelt: ein Tag nach dem Starkregen

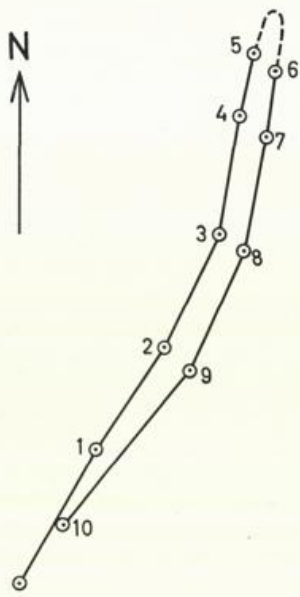


Abb. 9 Erste zehn Minuten der Bahn des Pilotballons vom 13.3.58, 16 Uhr.

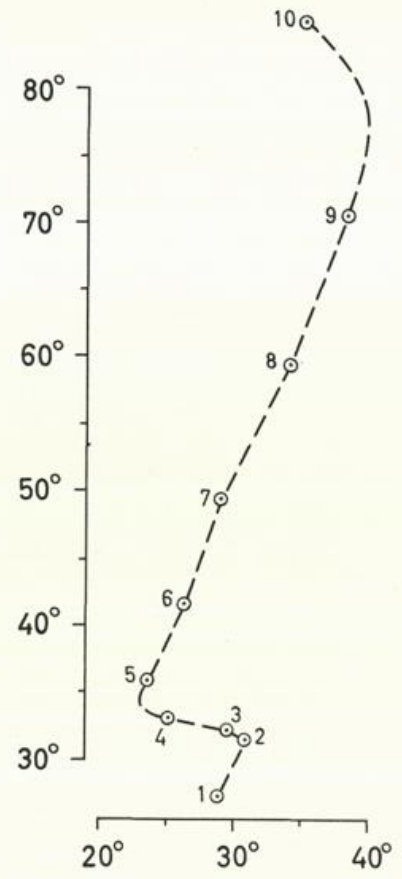


Abb. 10 Theodolit-Koordinaten der Ballonbahn von Abb. 9.

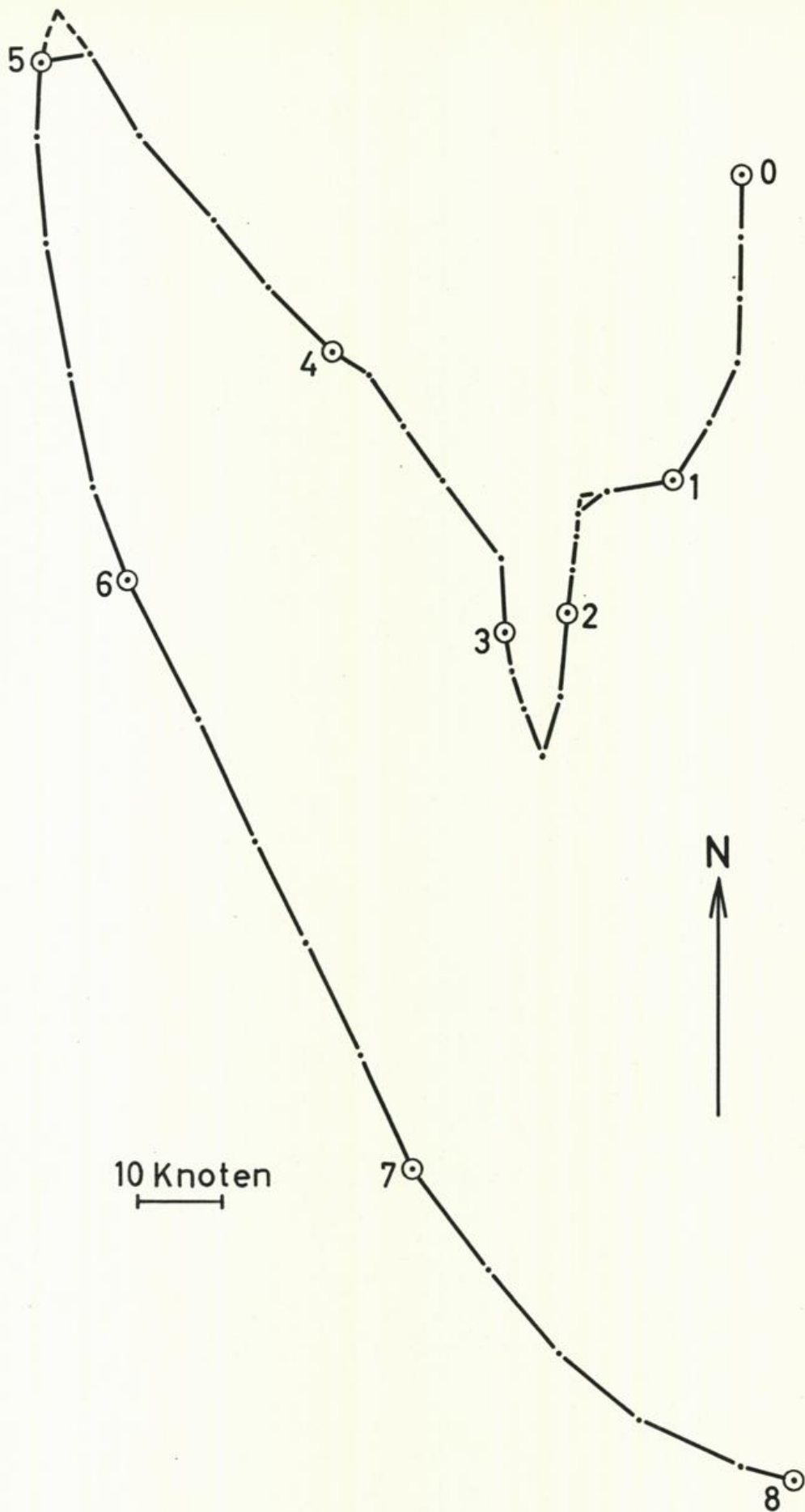


Abb. 11 Ballonbahn vom 20.3.59, 9.15 Uhr OZ, als Beispiel für markante Windsprünge. Die Ziffern geben die Höhe in km über San Salvador.

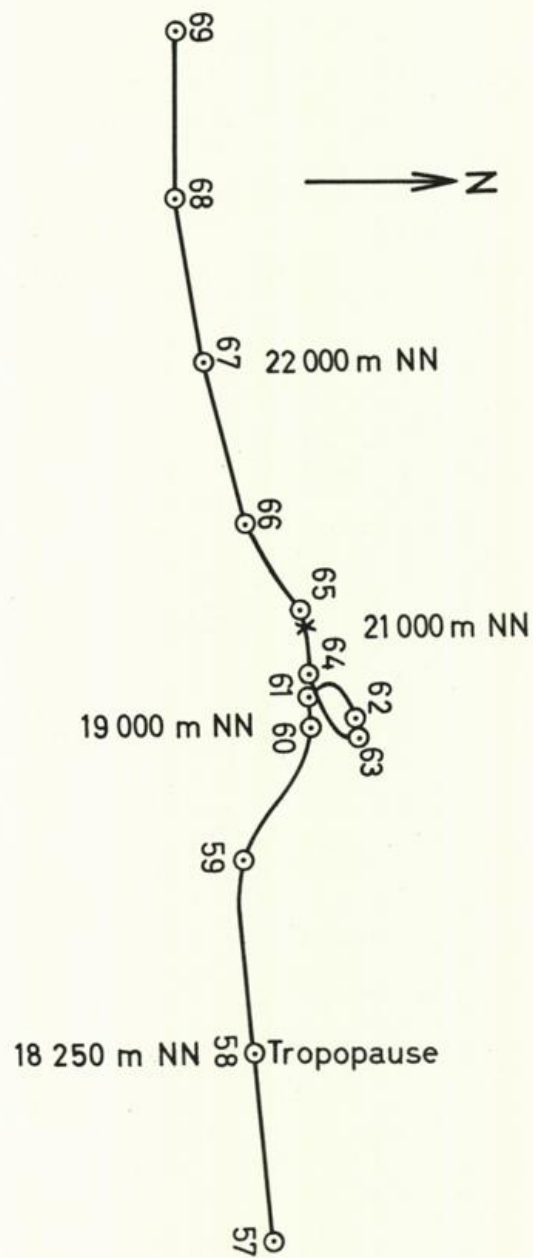


Abb. 12 Ballonbahn vom 28.11.58
 57, 58 ...: Minuten seit Start des Ballons.

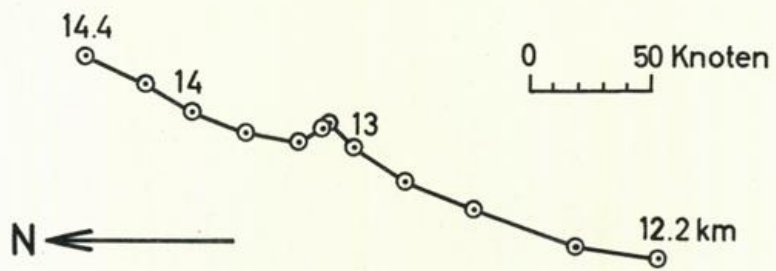


Abb. 14a Ballonbahn vom 3.12.58

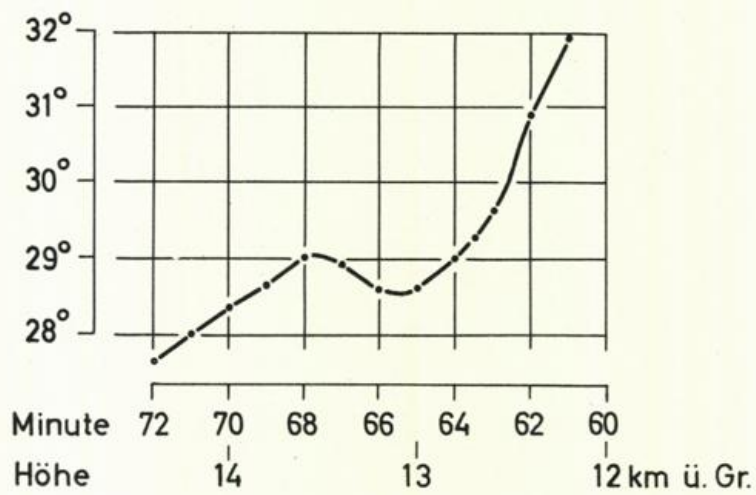


Abb. 14b Höhenwinkel zur Ballonbahn vom 3.12.58

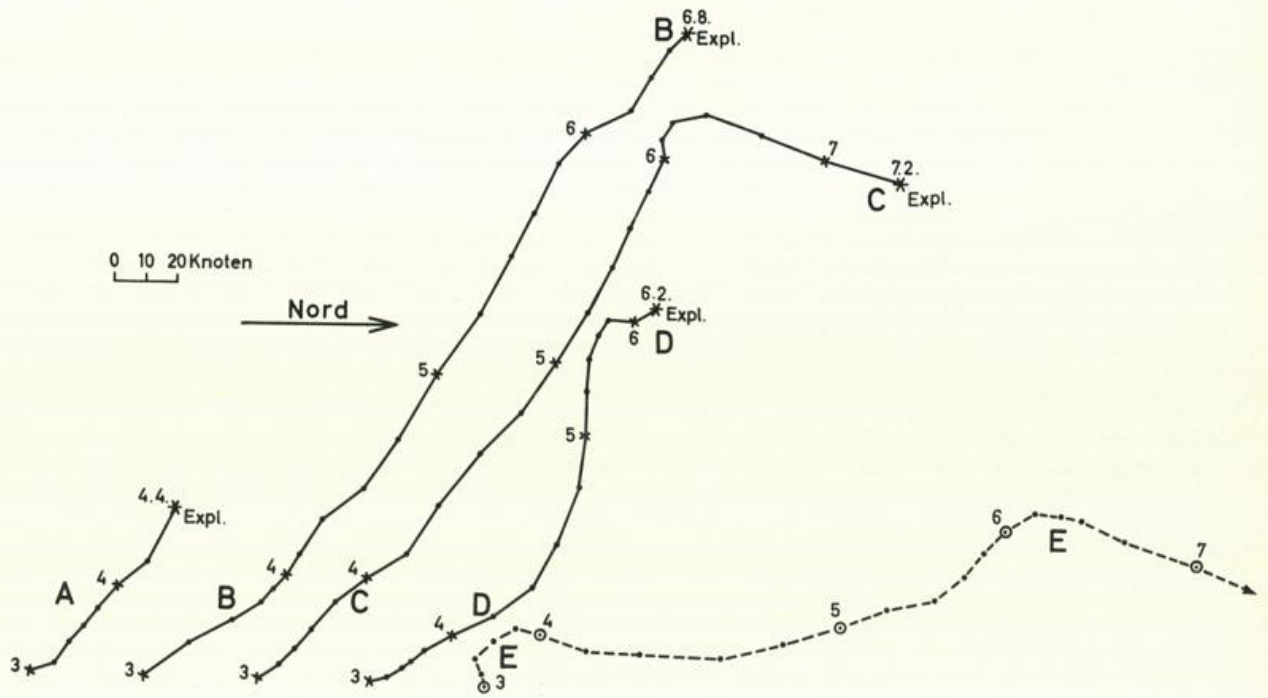


Abb. 15 Ballonbahnen, Höhenangaben in km über Grund

- A: 28.4.59, 6,20 Uhr OZ, Ballongewicht 35 g
- B: 28.4.59, 8,04 Uhr OZ, Ballongewicht 100 g
- C: 28.4.59, 10,24 Uhr OZ, Ballongewicht 35 g
- D: 28.4.59, 16,10 Uhr OZ, Ballongewicht 50 g
- E: 29.4.59, 8,05 Uhr OZ, Ballongewicht 35 g

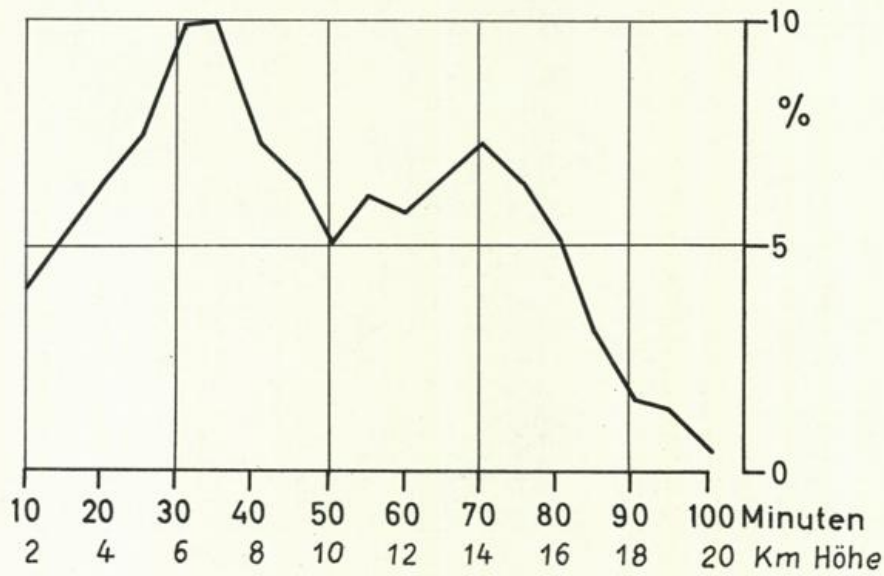


Abb. 16 Geglättete Kurve der Häufigkeitsverteilung der Platzhöhen von Pilotballonen von 200 m/Min. Steiggeschwindigkeit

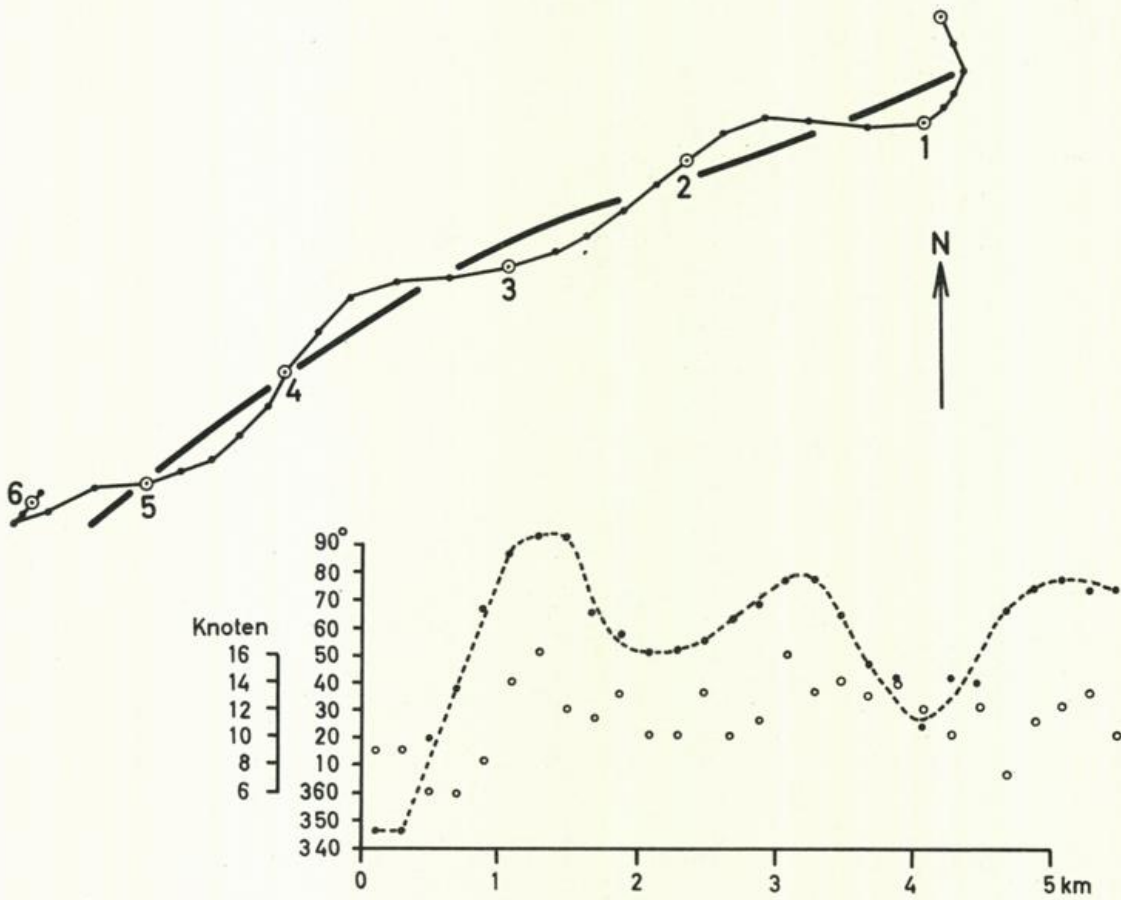


Abb. 17 Ballonbahn vom 20.12.58. Darunter als Kurve die Windrichtung als Funktion der Höhe, und als Schar kleiner weißer Kreise die Windstärke ebenfalls als Funktion der Höhe.

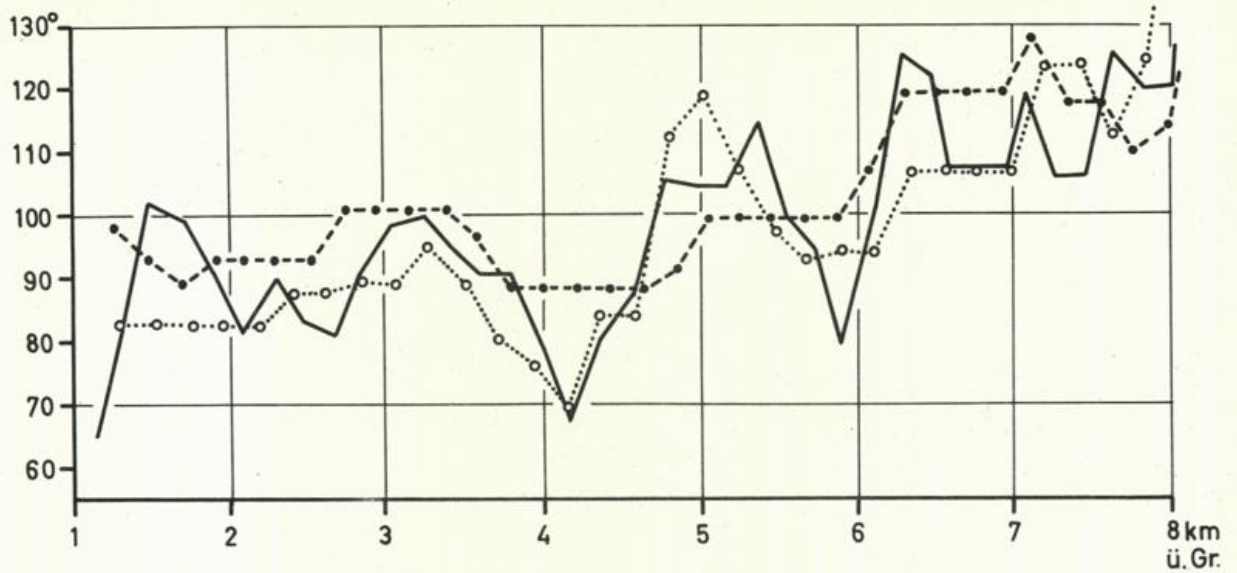


Abb. 18 Windrichtung als Funktion der Höhe am 28.11.58
 ausgezogene Kurve: San Salvador-Ilopango, 10.40 Uhr
 gestrichelte Kurve: San Salvador-Tropeninstitut, 9.55 Uhr
 punktierte Kurve: San Salvador-Tropeninstitut, 11.20 Uhr

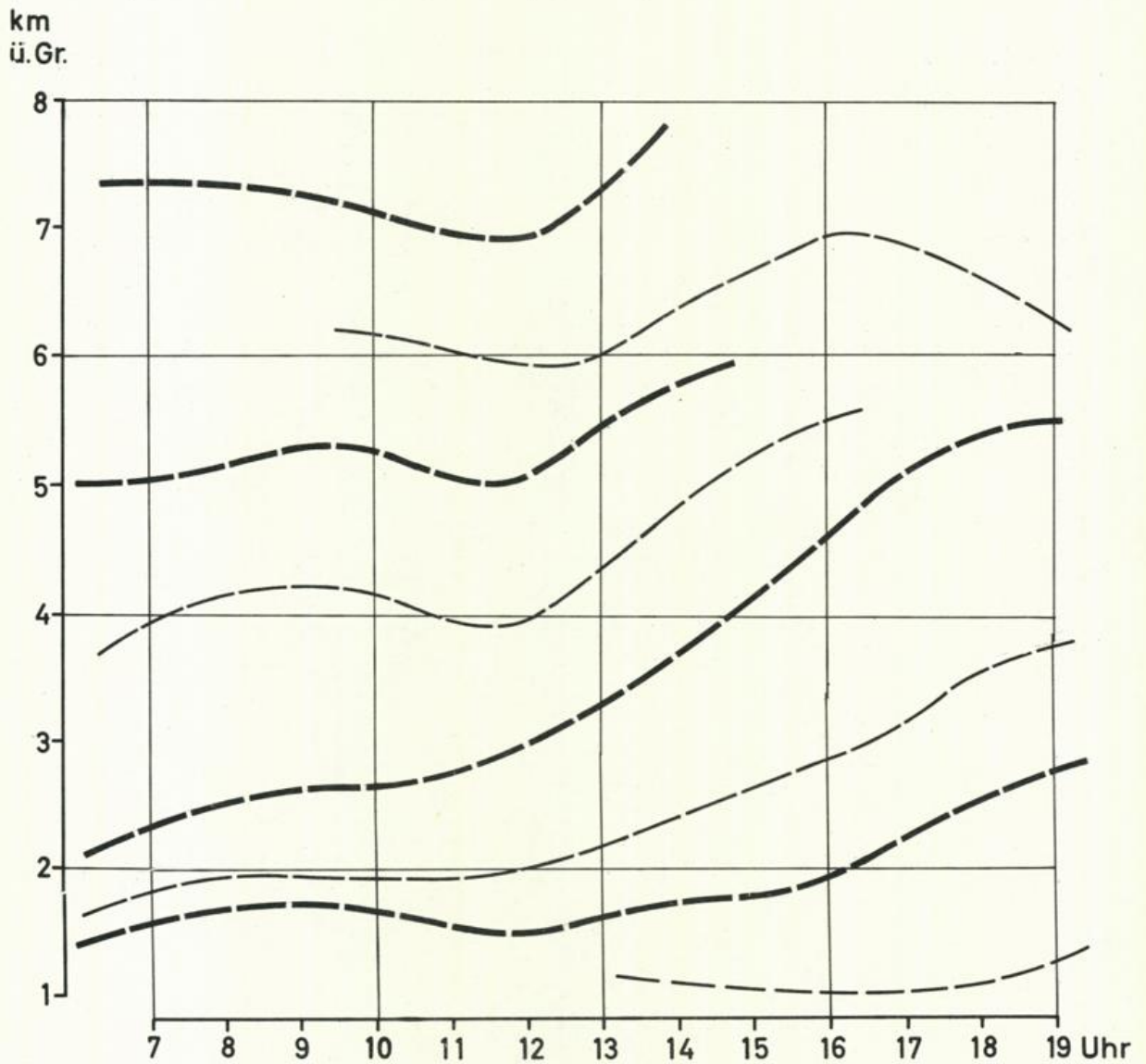


Abb. 19 Zeit-Höhenverteilung der Rechtsablenkung (---) und Linksablenkung (—) von der ausgeglichenen Strömung am 28.11.58 über dem Tropeninstitut. Zum Betrag der Ablenkung s. Abb. 18.

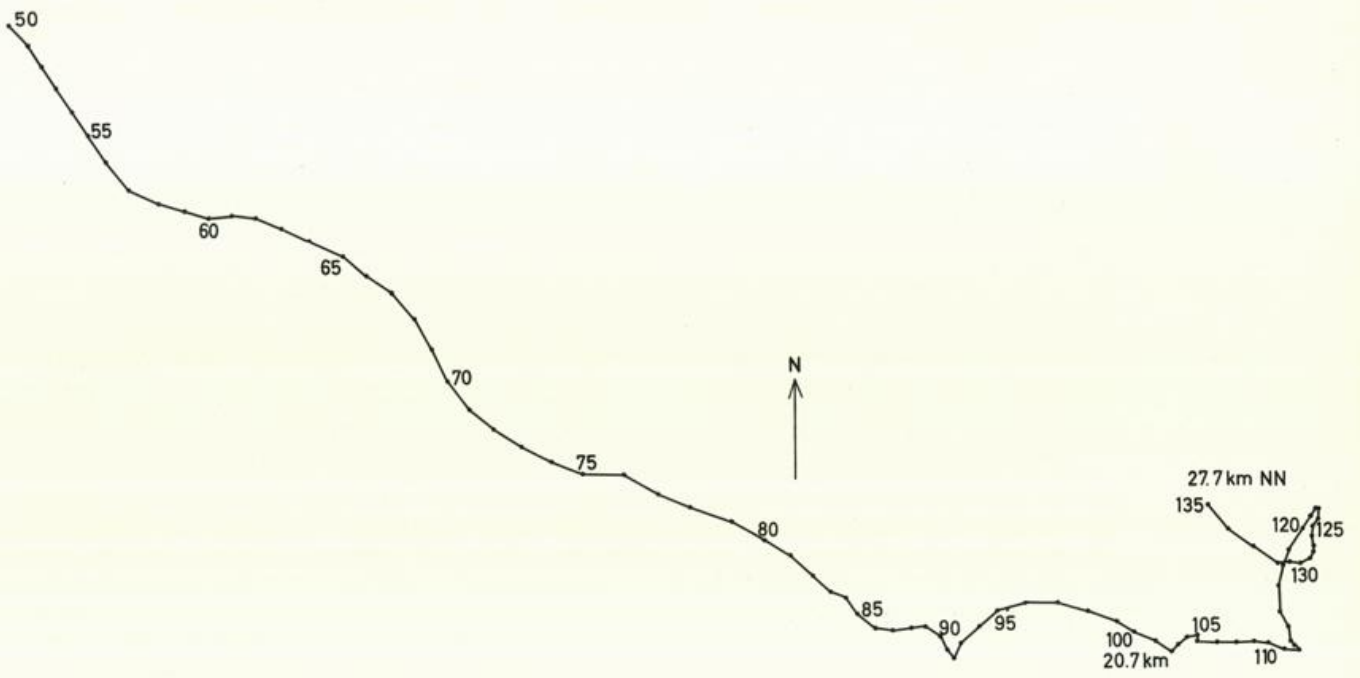


Abb. 20 Horizontalprojektion der Bahn des Sonderpilotballons vom 13.3.58.
 Zahlen = Beobachtungsminuten. Steiggeschwindigkeit 200 m/Min.
 Starthöhe 700 m NN.

